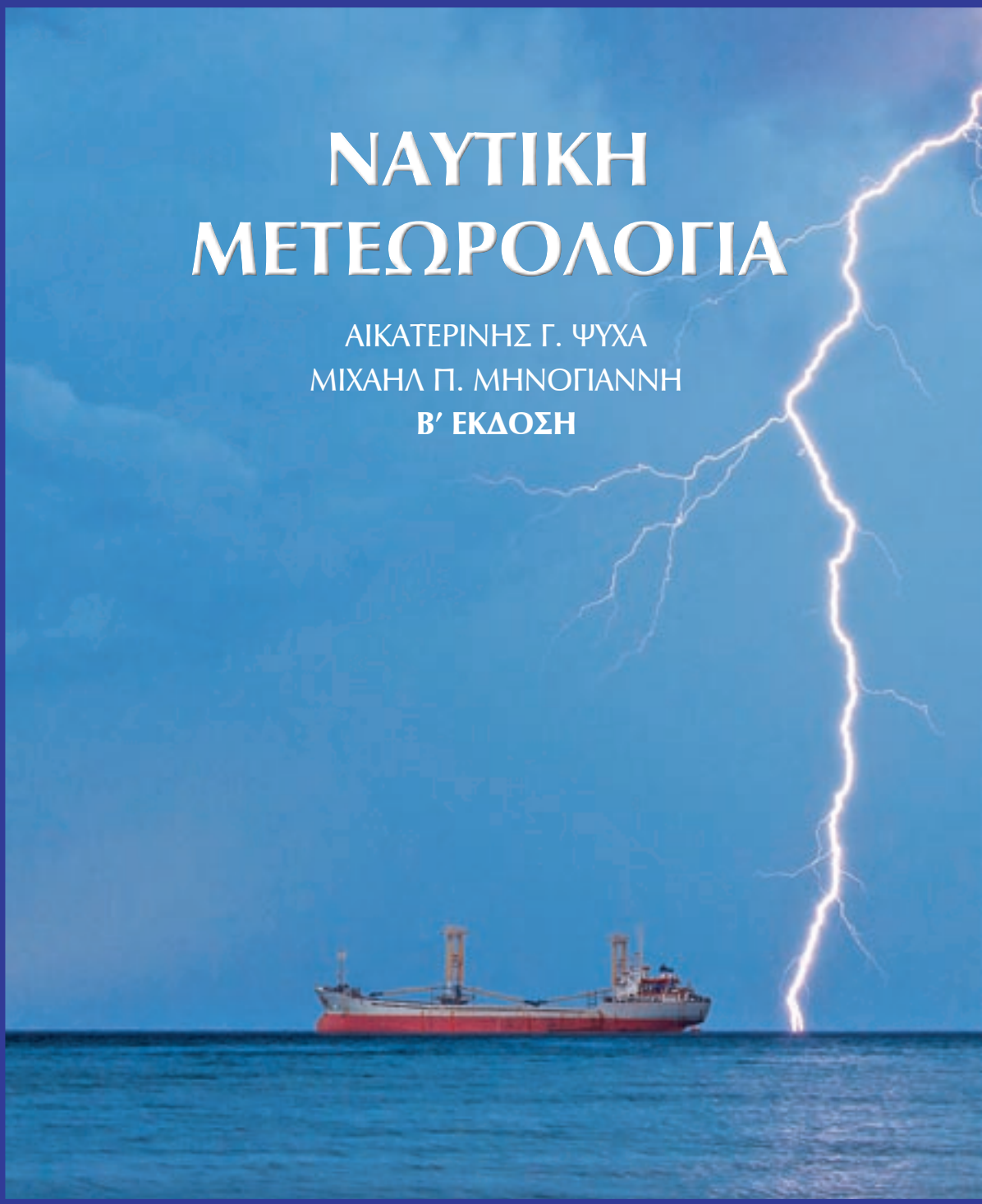
ΙΔΡΥΜΑ ΕΥΓΕΝΙΔΟΥ
1954

ΧΡΥΣΟΥΝ ΜΕΤΑΛΛΙΟΝ
ΑΚΑΔΗΜΙΑΣ ΑΘΗΝΩΝ

ΕΚΠΑΙΔΕΥΤΙΚΟ ΚΕΙΜΕΝΟ
ΑΚΑΔΗΜΙΩΝ ΕΜΠΟΡΙΚΟΥ ΝΑΥΤΙΚΟΥ



ΝΑΥΤΙΚΗ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑ

ΑΙΚΑΤΕΡΙΝΗΣ Γ. ΨΥΧΑ
ΜΙΧΑΗΛ Π. ΜΗΝΟΓΙΑΝΝΗ

Β′ ΕΚΔΟΣΗ

ΑΘΗΝΑ 2016

ΙΔΡΥΜΑ ΕΥΓΕΝΙΔΟΥ

ΧΡΥΣΟΥΝ ΜΕΤΑΛΛΙΟΝ ΑΚΑΔΗΜΙΑΣ ΑΘΗΝΩΝ



ΕΚΠΑΙΔΕΥΤΙΚΟ ΕΓΧΕΙΡΙΔΙΟ

ΑΚΑΔΗΜΙΩΝ ΕΜΠΟΡΙΚΟΥ ΝΑΥΤΙΚΟΥ

Α′ ΕΚΔΟΣΗ 2011
Β′ ΕΚΔΟΣΗ 2016
ISBN: 987-960-337-151-9

Copyright © 2016 Ίδρυμα Ευγενίδου
Απαγορεύεται η ολική ή μερική ανατύπωση του βιβλίου και των εικόνων με κάθε μέσο καθώς και η διασκευή, η προσαρμογή, η μετατροπή και η κυκλοφορία του (Άρθρο 3 του ν. 2121/1993).

ΠΡΟΛΟΓΟΣ ΙΔΡΥΜΑΤΟΣ ΕΥΓΕΝΙΔΟΥ

Το 1952 ο Ευγένιος Ευγενίδης (1882-1954) όρισε με τη διαθήκη του τη σύσταση του Ιδρύματος Ευγενίδου, του οποίου ως μοναδικό σκοπό έταξε «νὰ συμβάλῃ εἰς τὴν ἐκπαίδευσιν νέων ἑλληνικῆς ὑπηκοότητος ἐν τῷ ἐπιστημονικῷ καὶ τεχνικῷ πεδίῳ». Ο ιδρυτής και χορηγός του Ιδρύματος Ευγενίδου ορθά προέβλεψε ότι αναγκαίο παράγοντα για την πρόοδο της Ελλάδος αποτελεί η άρτια κατάρτιση των Ελλήνων τεχνιτών κατά τα πρότυπα της επαγγελματικής εκπαιδεύσεως άλλων ευρωπαϊκών χωρών.

Την 23η Φεβρουαρίου του 1956 εγκρίθηκε η σύσταση του κοινωφελούς Ιδρύματος Ευγενίδου, την διαχείριση του οποίου κατά την ρητή επιθυμία του ιδρυτή του ανέλαβε η αδελφή του Μαριάνθη Σίμου (1895-1981). Τότε ξεκίνησε η υλοποίηση του σκοπού του Ιδρύματος και η εκπλήρωση μιας από τις βασικότερες ανάγκες του εθνικού μας βίου από την Μαριάνθη Σίμου και τους επιστημονικούς συνεργάτες της.

Το έργο της Μαριάνθης Σίμου συνέχισε από το 1981 ο πολύτιμος συνεργάτης και διάδοχος του Ευγενίου Ευγενίδη, Νικόλαος Βερνίκος-Ευγενίδης (1920-2000). Από το 2000 συνεχιστής του έργου του Ιδρύματος Ευγενίδου έχει αναλάβει ο Λεωνίδας Δημητριάδης-Ευγενίδης.

Μία από τις πρώτες δραστηριότητες του Ιδρύματος Ευγενίδου, ευθύς μετά την ίδρυσή του, υπήρξε η συγγραφή και έκδοση κατάλληλων διδακτικών εγχειριδίων για τους μαθητές των τεχνικών σχολών, καθώς διαπιστώθηκε ότι αποτελεί πρωταρχική ανάγκη ο εφοδιασμός των μαθητών με σειρές από βιβλία, τα οποία θα έθεταν τα ορθά θεμέλια για την παιδεία τους και θα αποτελούσαν συγχρόνως πολύτιμη βιβλιοθήκη για κάθε τεχνικό. Καρπός αυτής της δραστηριότητας είναι η Βιβλιοθήκη του Τεχνίτη (1957-1975), η οποία αριθμεί 32 τίτλους, η Βιβλιοθήκη του Τεχνικού (1962-1975), που περιλαμβάνει 50 τίτλους, η Τεχνική Βιβλιοθήκη (1969-1980) με 11 τίτλους και η Βιβλιοθήκη του Τεχνικού Βοηθού Χημικού (1971-1973) με 3 τίτλους. Επί πλέον, από το 1977 μέχρι σήμερα έχουν εκδοθεί 171 τίτλοι για τους μαθητές των Τεχνικών και Επαγγελματικών Λυκείων και 16 για τους μαθητές των Σχολών Μέσης Τεχνικής και Επαγγελματικής εκπαιδεύσεως.

Ξεχωριστή σειρά βιβλίων του Ιδρύματος Ευγενίδου αποτελεί η Βιβλιοθήκη του Ναυτικού (1967 έως σήμερα), η οποία είναι το αποτέλεσμα της συνεργασίας του Ιδρύματος Ευγενίδου με την Διεύθυνση Εκπαιδεύσεως Ναυτικών του Υπουργείου Ναυτιλίας. Η συγγραφή και έκδοση των εκπαιδευτικών εγχειριδίων για τους σπουδαστές των ναυτικών σχολών ανετέθη στο Ίδρυμα Ευγενίδου με την υπ' αριθμ. 61288/5031/8.8.1966 απόφαση του Υπουργείου Εμπορικής Ναυτιλίας, οπότε και λειτούργησε η αρμόδια Επιτροπή Εκδόσεων, η οποία είχε συσταθεί ήδη από το 1958. Η συνεργασία Ιδρύματος Ευγενίδου και Υπουργείου Εμπορικής Ναυτιλίας ανανεώθηκε με την υπ. αριθμ. Μ2111.1/2/99 υπουργική απόφαση όπως τροποποιήθηκε από την Μ3611.2/05/05/16-12-2005, με την οποία το ΥΕΝ ανέθεσε στο Ίδρυμα Ευγενίδου την συγγραφή διδακτικών εγχειριδίων για τις Ακαδημίες Εμπορικού Ναυτικού.

Στην Βιβλιοθήκη του Ναυτικού περιλαμβάνονται συνολικά 118 τίτλοι μέχρι σήμερα: 27 τίτλοι για τις Δημόσιες Σχολές Εμπορικού Ναυτικού (1967-1979), 42 τίτλοι για τις Ανώτατες Δημόσιες Σχολές Εμπορικού Ναυτικού (1981-2001), 34 τίτλοι για τις Ακαδημίες Εμπορικού Ναυτικού, 9 εγχειρίδια κατευθυνόμενης εκπαιδεύσεως επί πλοίου και 15 μεταφράσεις ναυτικών εγχειριδίων.

Όλα τα βιβλία της Βιβλιοθήκης του Ναυτικού, εκτός του ότι έχουν συγγραφεί σύμφωνα με τα αναλυτικά προγράμματα διδασκαλίας των σχολών και ανταποκρίνονται στις ανάγκες των σπουδαστών, είναι γενικότερα χρήσιμα για όλους τους αξιωματικούς του Εμπορικού Ναυτικού, που ασκούν το επάγγελμα ή εξελίσσονται στην ιεραρχία. Επί πλέον οι συγγραφείς και η Επιτροπή Εκδόσεων

καταβάλλουν κάθε προσπάθεια ώστε τα βιβλία να είναι επιστημονικώς άρτια αλλά και προσαρμοσμένα στις ανάγκες και στις δυνατότητες των σπουδαστών.

Την περίοδο 2012-2013 το ΥΝΑ με το υπ' αριθμ. Μ3616/01/2012/26-09-2012 έγγραφο ανέθεσε στην Επιτροπή Εκδόσεων του Ιδρύματος Ευγενίδου την σύσταση ειδικής ομάδας εργασίας εμπειρογνωμόνων για την επικαιροποίηση των αναλυτικών προγραμμάτων σπουδών για τις ΑΕΝ, τα ΚΕΣΕΝ και τα ειδικά σχολεία Πλοιάρχων και Μηχανικών, εφαρμόζοντας τις νέες απαιτήσεις εκπαιδεύσεως και πιστοποιήσεως ναυτικών της Διεθνούς Συμβάσεως STCW '78 (Standards of Training, Certification and Watchkeeping for seafarers – Manila amendments 2010). Με βάση τα νέα αναλυτικά προγράμματα για τις ΑΕΝ, τα οποία εφαρμόστηκαν για πρώτη φορά την χρονιά 2013-2014, ξεκίνησε από το 2014 και η επικαιροποίηση των υφιστάμενων διδακτικών εγχειριδίων, προκειμένου αυτά να είναι συμβατά με τις νέες διεθνείς απαιτήσεις.

Με την προσφορά των εκδόσεών του στους καθηγητές, στους σπουδαστές των ΑΕΝ και σε όλους τους αξιωματικούς του Εμπορικού Ναυτικού, το Ίδρυμα Ευγενίδου συνεχίζει να συμβάλλει στην τεχνική εκπαίδευση της Ελλάδος, υλοποιώντας επί 60 και πλέον χρόνια το όραμα του ιδρυτή του, αείμνηστου ευεργέτη Ευγενίου Ευγενίδου.

ΕΠΙΤΡΟΠΗ ΕΚΔΟΣΕΩΝ ΙΔΡΥΜΑΤΟΣ ΕΥΓΕΝΙΔΟΥ

Εμμανουήλ Δρης, Ομ. Καθηγητής ΕΜΠ, Πρόεδρος.
Αχιλλέας Ματσάγγος, Αντιναύαρχος Λ.Σ. (ε.α.).
Βενετία Καλλιπολίτου, Αντιπλοίαρχος Λ.Σ., Δ/ντρια Ναυτ. Εκπαιδ., Υπ. Ναυτιλίας και Νησιωτικής Πολιτικής.
Σύμβουλος επί των εκδόσεων του Ιδρύματος **Κων. Αγγ. Μανάφης,** Ομ. Καθηγ. Φιλοσοφικής Σχολής Πανεπιστημίου Αθηνών.
Γραμματέας της Επιτροπής, **Ελευθερία Τελειώνη**.

Επιστημονικός Σύμβουλος για το βιβλίο «Ναυτική Μετεωρολογια» **Πέτρος Ξηράκης**, Μαθηματικός-Μετεωρολόγος, τέως διευθυντής του Εθνικού Μετεωρολογικού Κέντρου της Ε.Μ.Υ.

Διατελέσαντα μέλη της Επιτροπής

Γ. Κακριδής (1955-1959) καθηγητής ΕΜΠ, *Α. Καλογεράς* (1957-1970) καθηγητής ΕΜΠ, *Α. Παππάς* (1955-1983) καθηγητής ΕΜΠ, *Χ. Καβουνίδης* (1955-1984) Μηχ. Ηλ. ΕΜΠ, *Μ. Αγγελόπουλος* (1970-2003) ομ. καθηγητής ΕΜΠ, *Σπ. Γουλιέλμος (1958)* Αντ/ρχος, *Ξ. Αντωνιάδης* (1959-1966) Αντ/ρχος, Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Π. Γ. Τσακίρης* (1967-1969) Πλοίαρχος, Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Ελλ. Σίδερης* (1967-1969) Υποναύαρχος, *Π. Φουστέρης* (1969-1971) Αντιπλοίαρχος Λ.Σ, Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Αλ. Μοσχονάς* (1971-1972) Αντιπλοίαρχος Λ.Σ., Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Ι. Χρυσανθακόπουλος* (1972-1974) Αντιπλοίαρχος Λ.Σ., Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Αθαν. Σωτηρόπουλος* (1974-1977) Πλοίαρχος Λ.Σ., Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Γ. Σπαρτιώτης* (1977) Αντιπλοίαρχος Λ.Σ., προσωρινός Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Θ. Πουλάκης* (1977-1979) Πλοίαρχος Λ.Σ., Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Π. Λυκούδης* (1979-1981) Πλοίαρχος Λ. Σ., Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Αναστ. Δημαράκης* (1981-1982) Πλοίαρχος Λ.Σ., Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Κ. Τσανιήλας* (1982-1984) Πλοίαρχος Λ.Σ., Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Α. Σταυρόπουλος* ομ. καθηγητής Πανεπ. Πειραιώς (2003-2008) *Ε. Τζαβέλας* (1984-1986) Πλοίαρχος Λ.Σ., Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Γ. Ιρηγοράκος* (1986-1988) Πλοίαρχος Λ.Σ., Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Α. Μπαρκατσάς* (1988-1989) Αρχιπλοίαρχος Λ.Σ., Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Κ. Παπανασιασίου* (1989) Αρχιπλοίαρχος Λ.Σ., Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Γ. Λάμπρου* (1989-1992) Πλοίαρχος Λ.Σ., Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Κ. Κοκορέτσας* (1992-1993) Πλοίαρχος Λ.Σ., Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Κ. Μαρκάκης* (1993-1994) Πλοίαρχος Λ.Σ., Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Ι. Ζουμπούλης* (1994-1995) Πλοίαρχος Λ.Σ., *Φ. Ψαρράς* (1995-1996) Πλοίαρχος Λ.Σ., Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Γ. Καλαρώνης* (1996-1998) Πλοίαρχος Λ.Σ., Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Θ. Ρεντζεπέρης* (1998-2000) Αντιπλοίαρχος Λ.Σ., Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Ι. Στεφανάκης* (2000-2001) Πλοίαρχος Λ.Σ., Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Κ. Μαρίνος* (2001) Πλοίαρχος Λ.Σ., Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Π. Εξαρχόπουλος* (2001-2003) Πλοίαρχος Λ.Σ., Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Κ. Μπριλάκης (*2003-2004) Πλοίαρχος Λ.Σ., Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Ν. Θεμέλαρος* (2003-2004) Αντιπλοίαρχος Λ.Σ., Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Π. Κουβέλης* (2004-2005) Πλοίαρχος Λ.Σ., Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Δ. Βασιλάκης* (2005-2008) Πλοίαρχος Λ.Σ., Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Π. Πειρόπουλος* (2008-2009) Πλοίαρχος Λ.Σ., Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Α. Ματσάγγος* (2009-2011) Πλοίαρχος Λ.Σ., Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Ι. Σέργης* (2011-2012) Αρχιπλοίαρχος Λ.Σ., Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ., *Ι. Τζαβάρας*, (2004-2013) Αντιναύαρχος Λ.Σ. (Ε.Α.), *Ι. Τεγόπουλος* (1988-2013) ομ. καθηγητής ΕΜΠ, *Α. Θεοφανόπουλος* (2012-2014) Πλοίαρχος Λ.Σ., Δ/ντής Ναυτ. Εκπαιδ..

ΙΔΡΥΜΑ ΕΥΓΕΝΙΔΟΥ
ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ ΤΟΥ ΝΑΥΤΙΚΟΥ

ΝΑΥΤΙΚΗ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑ

ΑΙΚΑΤΕΡΙΝΗΣ Γ. ΨΥΧΑ
Φυσικός – Μετεωρολόγος MSc

ΜΙΧΑΗΛ Π. ΜΗΝΟΓΙΑΝΝΗ
Τέως Καθηγητής ΑΕΝ/Α – Πλοίαρχος –
Τέως Δ/ντής ΑΕΝ/Α Πλοιάρχων

Β′ ΕΚΔΟΣΗ

ΑΘΗΝΑ
2016

ΙΔΡΥΜΑ ΕΥΓΕΝΙΔΟΥ
1954

ΠΡΟΛΟΓΟΣ Α' ΕΚΔΟΣΕΩΣ

Το περιεχόμενο του παρόντος εγχειριδίου απευθύνεται στους σπουδαστές των Ακαδημιών Εμπορικού Ναυτικού και ανταποκρίνεται στη διδακτέα ύλη του αναλυτικού προγράμματος της ΑΕΝ Πλοιάρχων. Σκοπός του εγχειριδίου είναι να αποκτήσουν οι σπουδαστές γνώση των βασικών στοιχείων της μετεωρολογίας, της ατμόσφαιρας, των σπουδαιότερων μετεωρολογικών παραμέτρων όπως είναι η θερμοκρασία, η υγρασία, η πίεση, ο άνεμος και τα κύματα, αλλά και να αντλήσουν πληροφορίες για τα παγκόσμια συστήματα καιρού, τις υφέσεις, τους αντικυκλώνες, τους κυκλώνες, τα θαλάσσια ρεύματα και τους πάγους. Επίσης μέσω αυτού του εγχειριδίου θα πρέπει οι σπουδαστές να μάθουν να χρησιμοποιούν τις μετεωρολογικές υπηρεσίες προς όφελος της ναυτιλίας, και να χρησιμοποιούν και να ερμηνεύουν τους μετεωρολογικούς κώδικες, προκειμένου να είναι δυνατή η πρόγνωση καιρού με τα μέσα που διαθέτουν για τη διασφάλιση της ασφαλούς ναυσιπλοΐας του πλοίου.

Για τους λόγους αυτούς, οι συγγραφείς έδωσαν ιδιαίτερη έμφαση στην αρτιότητα των πληροφοριών, προκειμένου να εξασφαλιστεί η μέγιστη δυνατή αξιοποίηση του παρόντος εγχειριδίου από τους ναυτιλλόμενους, και επιμελήθηκαν με ιδιαίτερη προσοχή τα κεφάλαια που αναφέρονται στις μετεωρολογικές παρατηρήσεις, στην κωδικοποίηση και στην αποκωδικοποίηση μετεωρολογικών συμβόλων, καθώς και στην αναγνώριση μετώπων, υφέσεων και αντικυκλώνων σε έναν πραγματικό χάρτη καιρού.

*Το παρόν εγχειρίδιο αποτελείται από δύο μέρη. Το **πρώτο μέρος** που απευθύνεται στους σπουδαστές του Β' εξαμήνου περιλαμβάνει οκτώ κεφάλαια, ενώ το δεύτερο που αφορά στους σπουδαστές του Γ' εξαμήνου, περιέχει έξι.*

Το πρώτο κεφάλαιο του πρώτου μέρους, αναφέρεται στην ατμόσφαιρα, τη σύνθεσή της, τη θερμοκρασία και τα όργανα μετρήσεώς της, καθώς και στην υγρασία.

Το δεύτερο κεφάλαιο πραγματεύεται όσα αφορούν στην ατμοσφαιρική πίεση, τις μεταβολές της και τα όργανα προσδιορισμού της τιμής της.

Το τρίτο κεφάλαιο αναφέρεται στον άνεμο, στην κλίμακα Beaufort, στις δυνάμεις που επιδρούν στη δημιουργία των ανέμων, στα όργανα προσδιορισμού της εντάσεως και διευθύνσεως του ανέμου, καθώς επίσης και στα κύματα, τα αίτια δημιουργίας τους, τα χαρακτηριστικά τους και στη μέτρησή τους πάνω στο πλοίο.

Το τέταρτο κεφάλαιο εξετάζει όσα αφορούν στα νέφη, το σχηματισμό και τη διάκρισή τους καθώς και τον υετό.

Το πέμπτο κεφάλαιο αναφέρεται στην ορατότητα, την ομίχλη, τα είδη της και στην ερμηνεία σχηματισμού του κάθε τύπου ομίχλης.

Το έκτο κεφάλαιο παρέχει πληροφορίες για το παγκόσμιο σύστημα κατανομής ανέμων και πιέσεως.

Το όγδοο κεφάλαιο εξετάζει τα συστήματα καιρού, τα θερμά και ψυχρά μέτωπα, τη δομή των υφέσεων και την απεικόνισή τους σε πραγματικό μετεωρολογικό χάρτη καιρού.

Το έβδομο κεφάλαιο αναφέρεται στους αντικυκλώνες, τη διάκριση και την απεικόνισή τους σε χάρτη καιρού.

*Το ένατο κεφάλαιο του **δεύτερου μέρους**, αναφέρεται στους τροπικούς κυκλώνες, στον τρόπο δημιουργίας τους, στα χαρακτηριστικά τους καθώς και στους χειρισμούς του πλοίου και τους πρακτικούς κανόνες αποφυγής του κέντρου του τροπικού κυκλώνα.*

Το δέκατο κεφάλαιο παρέχει σημαντικές πληροφορίες για τις μετεωρολογικές υπηρεσίες για τη ναυτιλία, τον Παγκόσμιο Μετεωρολογικό Οργανισμό και την περιγραφή ενός δελτίου καιρού.

Το ενδέκατο κεφάλαιο εξετάζει τους μετεωρολογικούς κώδικες, την ανάγκη της χρήσεώς τους και την περιγραφή των σημάτων καιρού.

Το δωδέκατο κεφάλαιο περιέχει πληροφορίες για την πρόγνωση του καιρού.

Το δέκατο τρίτο κεφάλαιο αναφέρεται στα ωκεάνια ρεύματα, τα χαρακτηριστικά τους και τη γενική κυκλοφορία των ρευμάτων των ωκεανών.

Τέλος, το δέκατο τέταρτο κεφάλαιο αναφέρεται στον πάγο, τα χαρακτηριστικά του, την εξάπλωση, τον εντοπισμό του και τις υπηρεσίες για την αναφορά και πρόγνωσή του.

Οι συγγραφείς εκφράζουν τις θερμές ευχαριστίες τους στην Επιτροπή Εκδόσεων του Ιδρύματος Ευγενίδου και στο προσωπικό του Εκδοτικού Τμήματος για τη διόρθωση και λοιπή φροντίδα του περιεχομένου.

Οι συγγραφείς

ΠΡΟΛΟΓΟΣ Β' ΕΚΔΟΣΕΩΣ

Το περιεχόμενο της παρούσας εκδόσεως του εγχειριδίου Ναυτική Μετεωρολογία ανταποκρίνεται στη διδακτέα ύλη του νέου αναλυτικού προγράμματος της ΑΕΝ Πλοιάρχων (ΦΕΚ 2303, τεύχος δεύτερο, 16-9-2013). Σκοπός του εγχειριδίου είναι να αποκτήσουν οι σπουδαστές γνώση των βασικών στοιχείων της μετεωρολογίας, της ατμόσφαιρας, των σπουδαιότερων μετεωρολογικών παραμέτρων όπως είναι η θερμοκρασία, η υγρασία, η πίεση, ο άνεμος και τα κύματα, αλλά και να αντλήσουν πληροφορίες για τα παγκόσμια συστήματα καιρού, τις υφέσεις, τους αντικυκλώνες, τους κυκλώνες, τα θαλάσσια ρεύματα και τους πάγους. Επίσης μέσω αυτού του εγχειριδίου θα πρέπει οι σπουδαστές να μάθουν να χρησιμοποιούν τις μετεωρολογικές υπηρεσίες προς όφελος της ναυτιλίας, και να χρησιμοποιούν και να ερμηνεύουν τους μετεωρολογικούς κώδικες, προκειμένου να είναι δυνατή η πρόγνωση καιρού με τα μέσα που διαθέτουν για τη διασφάλιση της ασφαλούς ναυσιπλοΐας του πλοίου.

Για τους λόγους αυτούς, οι συγγραφείς έδωσαν ιδιαίτερη έμφαση στην αρτιότητα των πληροφοριών, προκειμένου να εξασφαλιστεί η μέγιστη δυνατή αξιοποίηση του παρόντος εγχειριδίου από τους ναυτιλλόμενους, και επιμελήθηκαν με ιδιαίτερη προσοχή τα κεφάλαια που αναφέρονται στις μετεωρολογικές παρατηρήσεις, στην κωδικοποίηση και στην αποκωδικοποίηση μετεωρολογικών συμβόλων, καθώς και στην αναγνώριση μετώπων, υφέσεων και αντικυκλώνων σε έναν πραγματικό χάρτη καιρού.

*Το παρόν εγχειρίδιο αποτελείται από δύο μέρη. Το **πρώτο μέρος** που απευθύνεται στους σπουδαστές του Β' εξαμήνου περιλαμβάνει επτά κεφάλαια, και το **δεύτερο** που αφορά στους σπουδαστές του Γ' εξαμήνου, περιέχει επτά.*

Το πρώτο κεφάλαιο του πρώτου μέρους, αναφέρεται στην ατμόσφαιρα, τη σύνθεσή της, τη θερμοκρασία και τα όργανα μετρήσεώς της, καθώς και στην υγρασία.

Το δεύτερο κεφάλαιο πραγματεύεται όσα αφορούν στην ατμοσφαιρική πίεση, τις μεταβολές της και τα όργανα προσδιορισμού της τιμής της.

Το τρίτο κεφάλαιο αναφέρεται στον άνεμο, στην κλίμακα Beaufort, στις δυνάμεις που επιδρούν στη δημιουργία των ανέμων, στα όργανα προσδιορισμού της εντάσεως και διευθύνσεως του ανέμου, καθώς επίσης και στα κύματα, τα αίτια δημιουργίας τους, τα χαρακτηριστικά τους και στη μέτρησή τους πάνω στο πλοίο.

Το τέταρτο κεφάλαιο εξετάζει όσα αφορούν στα νέφη, το σχηματισμό και τη διάκρισή τους καθώς και τον υετό.

Το πέμπτο κεφάλαιο αναφέρεται στην ορατότητα, την ομίχλη, τα είδη της και στην ερμηνεία σχηματισμού του κάθε τύπου ομίχλης.

Το έκτο κεφάλαιο παρέχει πληροφορίες για το παγκόσμιο σύστημα κατανομής ανέμων και πιέσεως.

Το έβδομο κεφάλαιο αναφέρεται στους αντικυκλώνες, τη διάκριση και την απεικόνισή τους σε χάρτη καιρού.

Το όγδοο κεφάλαιο εξετάζει τα συστήματα καιρού, τα θερμά και ψυχρά μέτωπα, τη δομή των υφέσεων και την απεικόνισή τους σε πραγματικό μετεωρολογικό χάρτη καιρού και αποτελεί το πρώτο από τα κεφάλαια που εξετάζονται στο δεύτερο μέρος.

Το ένατο κεφάλαιο αναφέρεται στους τροπικούς κυκλώνες, στον τρόπο δημιουργίας τους, στα χαρακτηριστικά τους, καθώς και στους χειρισμούς του πλοίου και τους πρακτικούς κανόνες αποφυγής του κέντρου του τροπικού κυκλώνα.

Το δέκατο κεφάλαιο παρέχει σημαντικές πληροφορίες για τις μετεωρολογικές υπηρεσίες για τη ναυτιλία, τον Παγκόσμιο Μετεωρολογικό Οργανισμό και την περιγραφή ενός δελτίου καιρού.

Το ενδέκατο κεφάλαιο εξετάζει τους μετεωρολογικούς κώδικες, την ανάγκη της χρήσεώς τους και την περιγραφή των σημάτων καιρού.

Το δωδέκατο κεφάλαιο περιέχει πληροφορίες για την πρόγνωση του καιρού.

Το δέκατο τρίτο κεφάλαιο αναφέρεται στα ωκεάνια ρεύματα, τα χαρακτηριστικά τους και τη γενική κυκλοφορία των ρευμάτων των ωκεανών.

Τέλος, το δέκατο τέταρτο κεφάλαιο αναφέρεται στον πάγο, τα χαρακτηριστικά του, την εξάπλωση, τον εντοπισμό του και τις υπηρεσίες για την αναφορά και πρόγνωσή του.

Εκφράζουμε τις θερμές ευχαριστίες μας στην Επιτροπή Εκδόσεων του Ιδρύματος Ευγενίδου και στο προσωπικό του Εκδοτικού Τμήματος για τη διόρθωση και λοιπή φροντίδα του περιεχομένου. Επί πλέον, θερμές ευχαριστίες οφείλουμε σε όλους τους συναδέλφους των Ακαδημιών, οι οποίοι με τα ειλικρινή τους σχόλια για την ποιότητα και το περιεχόμενο της πρώτης εκδόσεως του διδακτικού εγχειριδίου, μας έδωσαν το έναυσμα για τη δημιουργία μίας πληρέστερης και βελτιωμένης δεύτερης εκδόσεως, καθώς επίσης στον Γεώργιο Θ. Βασιλόπουλο για την πολύτιμη βοήθειά του στην διάθεση προγραμμάτων ευρέσεως μετεωρολογικών πληροφοριών. Τέλος, ευχαριστούμε όλους όσοι άμεσα ή έμμεσα συνέβαλαν στην ολοκλήρωση της συγγραφής και ελπίζουμε το παρόν εγχειρίδιο να βοηθήσει και να καταστήσει όχι μόνο τους σπουδαστές, αλλά και το ευρύτερο αναγνωστικό κοινό.

Οι συγγραφείς

Περιεχόμενα

ΜΕΡΟΣ ΠΡΩΤΟ
Β΄ ΕΞΑΜΗΝΟ

Κεφάλαιο Πρώτο
Η ατμόσφαιρα, η σύνθεσή της και οι φυσικές της ιδιότητες

1.1 Σύνθεση της γήινης ατμόσφαιρας, συστατικά ξηρού αέρα, υδρατμοί και αιωρούμενα σωματίδια. 2
1.2 Κατακόρυφη τομή των πρώτων 100 km της ατμόσφαιρας της Γης και κατακόρυφες μεταβολές της θερμοκρασίας 4
1.3 Τροπόσφαιρα, τροπόπαυση, στρατόσφαιρα, στρατόπαυση, μεσόσφαιρα, μεσόπαυση, θερμόσφαιρα και εξώσφαιρα. 4
1.4 Κύρια χαρακτηριστικά της τροπόσφαιρας. 8
1.5 Σημασία του Ήλιου ως κύριας πηγής ενέργειας για τις ατμοσφαιρικές διαδικασίες 9
1.6 Φύση της ηλιακής ακτινοβολίας. Ηλιακό φάσμα, διάχυση, ανάκλαση, απορρόφηση. 9
1.7 Επίδραση της μεταβολής του πλάτους στην έκθεση στο ηλιακό φως. 11
1.8 Επίδραση της μεταβολής της κλίσεως του Ήλιου στην έκθεση στο ηλιακό φως. 13
1.9 Επίδραση της μεταβολής της διάρκειας της ημέρας στην έκθεση στο ηλιακό φως. 14
1.10 Αναστροφή θερμοκρασίας, ύψους και επιφανείας. 15
1.11 Θερμοβαθμίδα. 16
1.12 Ιδιότητες των υδρατμών στην ατμόσφαιρα. 19
1.13 Εξάτμιση, συμπύκνωση, λανθάνουσα θερμότητα εξατμίσεως. 20
1.14 Κορεσμένος αέρας. 21
1.15 Διαδικασία αναμείξεως, ψύξεως και εξατμίσεως των υδρατμών, με τις οποίες ένα δείγμα αέρα μπορεί να έλθει σε κορεσμό. 21
1.16 Σημείο δρόσου, απόλυτη υγρασία, σχετική υγρασία, τάση των υδρατμών. 21
1.17 Όργανα προσδιορισμού της θερμοκρασίας του αέρα 22
1.18 Όργανα προσδιορισμού της θερμοκρασίας της θάλασσας 24
1.19 Όργανα προσδιορισμού της απόλυτης και σχετικής υγρασίας του αέρα. 25
1.20 Μετεωρολογικός κλωβός. 26

Κεφάλαιο Δεύτερο
Ατμοσφαιρική πίεση

2.1 Σχέση της ατμοφαιρικής πιέσεως σ' ένα σημείο με το βάρος της στήλης αέρα που εκτείνεται από το σημείο αυτό μέχρι τα εξωτερικά κράσπεδα 28
2.2 Μονάδες μετρήσεως της ατμοσφαιρικής πιέσεως. Μετατροπές μονάδων. 28
2.3 Μεταβολές της τιμής της ατμοσφαιρικής πιέσεως στην επιφάνεια της θάλασσας με συνηθισμένες συνθήκες. 29
2.4 Μέση ατμοσφαιρική πίεση στην επιφάνεια της θάλασσας. 30
2.5 Ισοβαρείς, ισαλοβαρείς, βαροβαθμίδα, βαρομετρική τάση. 30
2.6 Ποιοτική ερμηνεία της ημερήσιας μεταβολής της πιέσεως. 32
2.7 Γράφημα της ημερήσιας μεταβολής της πιέσεως. 32
2.8 Όργανα προσδιορισμού της ατμοσφαιρικής πιέσεως. 32

Κεφάλαιο Τρίτο

Άνεμος – Κύματα

3.1 Άνεμος. 36
3.2 Κλίμακα Beaufort. 36
3.3 Δύναμη της βαροβαθμίδας. 39
3.4 Δύναμη Coriolis (γεωστροφική) 40
3.5 Κυκλοφορία του ανέμου επιφανείας γύρω από υψηλά και χαμηλά κέντρα πιέσεως. 40
3.6 Προσδιορισμός κατευθύνσεως και εντάσεως του ανέμου επιφανείας σε διάφορα σημεία ενός χάρτη, στον οποίο απεικονίζεται η κατανομή της βαρομετρικής πιέσεως. 40
3.7 Είδη ανέμων. 41
3.8 Νόμος του Buys – Ballot. 43
3.9 Εφαρμογή της έννοιας της οριζόντιας διαφοράς θερμοκρασίας στην ποιοτική εξήγηση σχηματισμού απόγειας και θαλάσσιας αύρας 45
3.10 Δημιουργία αναβατικού και καταβατικού ανέμου. 46
3.11 Περιοχές όπου παρατηρούνται καταβατικοί άνεμοι. 47
3.12 Τοπικοί άνεμοι της Μεσογείου. 47
3.13 Τοπική τροποποίηση του καιρού κοντά σε ακτές. 49
3.14 Όργανα προσδιορισμού της διευθύνσεως και ταχύτητας του ανέμου 50
3.15 Αίτια δημιουργίας κυμάτων. 51
3.16 Χαρακτηριστικά του κύματος. Παράγοντες απ' τους οποίους εξαρτώνται. 52
3.17 Κίνηση των μορίων σε ένα κύμα. 52
3.17.1 Η θεωρία του Airy. 53
3.17.2 Η θεωρία του Stokes 53
3.18 Επίδραση που έχουν στα κύματα, το ρεύμα, η ύπαρξη πάγου στη θάλασσα και το βάθος της θάλασσας. Ενέργεια των κυμάτων. 53
3.19 Ενέργεια των κυμάτων 54
3.20 Τσουνάμι (tsunamis) 54
3.21 Στάσιμα κύματα και κύματα seiches 55
3.22 Κύματα που θραύονται και κυματωγή 55
3.23 Μέτρηση κυμάτων «εν πλω». 56

Κεφάλαιο Τέταρτο

Νέφη και υετός

4.1 Σχηματισμός νεφών όταν αέρας που περιέχει υδρατμούς ανυψώνεται, ψύχεται αδιαβατικά και γίνεται κορεσμένος. 58
4.2 Ορισμός πυρήνων συμπυκνώσεως και η ανάγκη υπάρξεώς τους. 58
4.3 Νέφη από παγοκρυστάλλους, σταγονίδια νερού ή συνδυασμός αυτών. 58
4.4 Ονομασία και περιγραφή των δέκα βασικών τύπων νεφών. 60
4.5 Πιθανό ύψος βάσεως των δέκα βασικών τύπων νεφών. 63
4.6 Υετός. 65
4.7 Βροχή, ψεκάδες, χαλάζι, χιόνι, χιονόνερο. 65

Κεφάλαιο Πέμπτο

Ορατότητα

5.1 Μείωση της ορατότητας από την παρουσία σωματιδίων στην ατμόσφαιρα κοντά στην επιφάνεια της Γης. 69
5.2 Ομίχλη, υγρή και ξηρή αχλύς. 70

5.3 Εφαρμογή των εννοιών των διαδικασιών που καταλήγουν σε υπερκορεσμό της ατμόσφαιρας και στη διαίρεση των ομιχλών. 71
5.4 Ποιοτική ερμηνεία του σχηματισμού ομίχλης ακτινοβολίας. Περιοχές και εποχές κατά τις οποίες σχηματίζεται και λόγοι που οδηγούν στη διάλυσή της. 71
5.5 Ποιοτική ερμηνεία του σχηματισμού ομίχλης οριζόντιας μεταφοράς. Περιοχές και εποχές κατά τις οποίες σχηματίζεται και λόγοι που οδηγούν στη διάλυσή της. 73
5.6 Ποιοτική ερμηνεία των συνθηκών που οδηγούν στον σχηματισμό θαλάσσιου καπνού ή ομίχλη εξατμίσεως και τυπικές περιοχές στις οποίες μπορεί να εμφανιστεί. 74
5.7 Ποιοτική ερμηνεία των συνθηκών που οδηγούν στον σχηματισμό ομίχλης αναμείξεως. 74

Κεφάλαιο Έκτο

Παγκόσμιο σύστημα κατανομής ανέμων και πιέσεως

6.1 Ζώνες κυκλοφορίας που θα υπήρχαν στη Γη αν η επιφάνειά της ήταν ομοιογενής και αν ο άξονας της περιστροφής δεν είχε κλίση ως προς το επίπεδο της εκλειπτικής. 75
6.1.1 Μοντέλο μονού κυττάρου κυκλοφορίας. 75
6.1.2 Μοντέλο τριπλού κυττάρου κυκλοφορίας 75
6.1.3 Ενδοτροπική Ζώνη Συγκλίσεως. 77
6.2 Μέση κατανομή ατμοσφαιρικής πιέσεως στην επιφάνεια της Γης τους μήνες Ιανουάριο και Ιούλιο. 78
6.3 Χαρακτηριστικά και θέση της ζώνης ισημερινών νηνεμιών της υποτροπικής ζώνης συγκλίσεως, των αληγών ανέμων, των υποτροπικών ωκεανίων υψηλών, των επικρατούντων δυτικών ανέμων και των ανατολικών ανέμων των πολικών περιοχών 80
6.4 Μουσωνικά συστήματα. 82
6.5 Περιοχές στις οποίες απαντώνται αληθή μουσωνικά συστήματα. 82
6.6 Ποιοτική ερμηνεία των αιτιών των μουσωνικών συστημάτων. 82
6.7 Εφαρμογή γνωστών εννοιών στην ποιοτική ερμηνεία του καιρού, που σχετίζεται με τους μουσώνες του Ινδικού ωκεανού, της θάλασσας της Κίνας, της βόρειας ακτής της Αυστραλίας και της δυτικής ακτής της Αφρικής. 83
6.8 Ποιοτική ερμηνεία του καιρού τύπου μουσώνα που επικρατεί στη ΒΑ ακτή της Βραζιλίας. 84

Κεφάλαιο Έβδομο

Αντικυκλώνες

7.1 Αντικυκλώνας. 85
7.2 Διάκριση αντικυκλώνων και απεικόνιση αντικυκλώνα σε συνοπτικό χάρτη (Β και Ν ημισφαίριο). 85
7.3 Περιγραφή των γενικών χαρακτηριστικών ενός αντικυκλώνα. 86

ΜΕΡΟΣ ΔΕΥΤΕΡΟ

Γ′ ΕΞΑΜΗΝΟ

Κεφάλαιο Όγδοο

Συστήματα καιρού, δομή των υφέσεων

8.1 Αέριες μάζες και σχηματισμός αυτών. 90
8.2 Περιοχή προελεύσεως αέριας μάζας και χαρακτηριστικά που απαιτούνται να έχει μια περιοχή προελεύσεως 90
8.3 Χαρακτηριστικές περιοχές προελεύσεως αρκτικού, πολικού, τροπικού και ισημερινού τύπου αερίων μαζών 92
8.4 Θερμό, ψυχρό, στάσιμο και συνεσφιγμένο μέτωπο. 92
8.5 Απεικόνιση θερμού και ψυχρού μετώπου σε χάρτη καιρού. 94

8.6 Περιγραφή, με τη βοήθεια διαγράμματος, των καιρικών συνθηκών που παρατηρούνται κατά τη διέλευση ενός εξιδανικευμένου θερμού μετώπου....94
8.7 Περιγραφή με τη βοήθεια διαγράμματος του καιρού που παρατηρείται κατά τη διέλευση ενός εξιδανικευμένου ψυχρού μετώπου....96
8.8 Ύφεση (ορισμός και είδη)....97
8.9 Απεικόνιση υφέσεως σε συνοπτικό χάρτη επιφανείας ή σε χάρτη προγνώσεως....101
8.10 Τα στάδια του κύκλου ζωής μίας υφέσεως πολικού μετώπου....101
8.11 Περιγραφή οικογένειας υφέσεων....102
8.12 Λεπτομερή διαγράμματα υφέσεως πολικού μετώπου για το Β και το Ν ημισφαίριο....103
8.13 Λεπτομερή διαγράμματα τομών υφέσεως πολικού μετώπου (μία στην πλευρά που βρίσκεται προς τον πόλο από το κέντρο και μία στην πλευρά που βρίσκεται προς τον Ισημερινό)....104
8.14 Περιγραφή της συνήθους κινήσεως μίας υφέσεως πολικού μετώπου....104
8.15 Εφαρμογή γνωστών εννοιών στην ερμηνεία των μεταβολών του καιρού, που παρατηρούνται κατά τη διέλευση μίας μετωπικής υφέσεως που το κέντρο της βρίσκεται προς την πλευρά του πόλου από τον παρατηρητή (στο Β και στο Ν ημισφαίριο)....104
8.16 Εφαρμογή γνωστών εννοιών στην ερμηνεία των μεταβολών του καιρού, που παρατηρούνται κατά τη διέλευση μίας μετωπικής υφέσεως με το κέντρο της προς την πλευρά του Ισημερινού από τον παρατηρητή (στο Β και στο Ν ημισφαίριο)....105
8.17 Περιγραφή της διαδικασίας που οδηγεί στη σύσφιγξη μίας υφέσεως πολικού μετώπου....105
8.18 Απεικόνιση σε συνοπτικό χάρτη υφέσεως πολικού μετώπου με συνεσφιγμένο μέτωπο....105
8.19 Ερμηνεία του σχηματισμού ψυχρών ή θερμών συσφίγξεων....106
8.20 Λεπτομερή διαγράμματα τομών που διέρχονται από θερμή και ψυχρή σύσφιγξη....106
8.21 Περιγραφή του καιρού που παρατηρείται κατά τη διέλευση ψυχρής ή θερμής συσφίγξεως στο Β και στο Ν ημισφαίριο....106
8.22 Μετωπική και μη μετωπική σφήνα υφέσεως....108
8.23 Απεικόνιση μετωπικών και μη μετωπικών σφηνών υφέσεων σε συνοπτικό χάρτη (Β ημισφαίριο)....108
8.24 Ερμηνεία και περιγραφή του καιρού που σχετίζεται με τη διέλευση μίας σφήνας υφέσεως....109

Κεφάλαιο Ένατο

Τροπικοί κυκλώνες

9.1 Γενικά....110
9.2 Η καιρική κατάσταση στους τροπικούς κυκλώνες....115
9.3 Δημιουργία και εξέλιξη τροπικών κυκλώνων....118
9.4 Επικίνδυνο ημικύκλιο, τεταρτοκύκλιο και χειριστό ημικύκλιο....120
9.5 Αίτια σχηματισμού τροπικών κυκλώνων....121
9.6 Περιοχές και εποχές εμφανίσεως τροπικών κυκλώνων....125
9.7 Χαρακτηριστικά γνωρίσματα των τροπικών κυκλώνων των διαφόρων περιοχών....125
9.8 Προγνωστικά για την προσέγγιση των τροπικών κυκλώνων....127
9.9 Χειρισμοί πλοίου που βρίσκεται κοντά ή μέσα σε τροπικό κυκλώνα....128
9.10 Πρακτικοί κανόνες αποφυγής του κέντρου του τροπικού κυκλώνα....131

Κεφάλαιο Δέκατο

Μετεωρολογικές υπηρεσίες για τη ναυτιλία

10.1 Οργάνωση, λειτουργία και στόχοι του Παγκόσμιου Μετεωρολογικού Οργανισμού....132
10.2 Πηγές πληροφοριών που φθάνουν στη μετεωρολογική υπηρεσία....133
10.3 Ροή πληροφοριών μεταξύ εμπορικών πλοίων και μετεωρολογικής υπηρεσίας....134
10.4 Παροχή πληροφοριών στη ναυτιλία από μετεωρολογικές υπηρεσίες....138
10.5 Περιγραφή του δελτίου καιρού και των τμημάτων του....139
10.6 Πληροφορίες που λαμβάνονται με το τηλεομοιότυπο....139
10.7 Υπηρεσίες παροχής αγγελιών θύελλας....143

Κεφάλαιο Ενδέκατο
Μετεωρολογικοί κώδικες

11.1 Ανάγκη χρήσεως των κωδίκων.....144
11.2 Περιγραφή των τύπων σημάτων καιρού που έχουν υιοθετηθεί από τον WHO και είναι διαθέσιμοι για χρήση από τους ναυτιλλόμενους.....144
11.3 Περιγραφή της μεθόδου αναπαραστάσεως μετεωρολογικών στοιχείων με συμβολικά γράμματα.....146
11.4 Χρησιμοποίηση των βιβλίων κωδικοποιήσεως και αποκωδικοποιήσεως που προορίζονται για τα πλοία.....150

Κεφάλαιο Δωδέκατο
Πρόγνωση καιρού

12.1 Εφαρμογή των προηγουμένων γνώσεων στην ερμηνεία των συμβόλων και των ισοβαρικών τύπων σε χάρτες καιρού που εκδίδονται απ' τη μετεωρολογική υπηρεσία ή λαμβάνονται με τηλεομοιότυπο και δέκτη NAVTEX.....152
12.2 Εφαρμογή των προηγουμένων γνώσεων στην ερμηνεία συνοπτικών χαρτών και χαρτών προγνώσεως για την εξακρίβωση της κατευθύνσεως του ανέμου, περιοχών νεφώσεως και υετού, περιοχών ομίχλης, πάγου και περιοχών με καλό καιρό.....158

Κεφάλαιο Δέκατο Τρίτο
Ωκεάνια ρεύματα

13.1 Ορισμοί που αφορούν στα ρεύματα (π.χ. ένταση/κατεύθυνση, επιφανείας, εποχιακό, μόνιμο κ.λπ.).....163
13.2 Γενική κυκλοφορία των ρευμάτων των ωκεανών.....167
13.3 Ρεύματα Ατλαντικού ωκεανού.....168
13.4 Ρεύματα Ειρηνικού ωκεανού.....172
13.5 Ρεύματα Ινδικού ωκεανού.....175
13.6 Ρεύματα Αρκτικού ωκεανού.....176
13.7 Επίδραση των ρευμάτων στο κλίμα.....177

Κεφάλαιο Δέκατο Τέταρτο
Πάγος

14.1 Σχηματισμός του πάγου.....180
14.2 Πάγος χερσαίας προελεύσεως.....181
14.3 Θαλάσσιος πάγος.....184
14.4 Πάχος του θαλάσσιου πάγου.....187
14.5 Αλμυρότητα του θαλάσσιου πάγου.....188
14.6 Πυκνότητα του πάγου.....188
14.7 Αποκοπή (έκπτωση) του πάγου.....189
14.8 Αποκοπή (έκπτωση) του παγόβουνου.....189
14.9 Εξάπλωση του πάγου στη θάλασσα.....190
14.10 Ο πάγος στον Β Ατλαντικό.....191
14.11 Διεθνής Περίπολος Πάγου.....192
14.12 Εντοπισμός πάγου.....193
14.13 Ναυσιπλοΐα μέσα σε πάγους.....194
14.14 Πάγος των Μεγάλων Λιμνών.....195
14.15 Παρατηρήσεις, αναφορές και προγνώσεις πάγου.....197

Παραρτήματα.....199

Ευρετήριο.....209

ΙΔΡΥΜΑ ΕΥΓΕΝΙΔΟΥ
1954

ΜΕΡΟΣ ΠΡΩΤΟ
Β’ ΕΞΑΜΗΝΟ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1
Η ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ, Η ΣΥΝΘΕΣΗ ΤΗΣ ΚΑΙ ΟΙ ΦΥΣΙΚΕΣ ΤΗΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2
ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗ ΠΙΕΣΗ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3
ΑΝΕΜΟΣ – ΚΥΜΑΤΑ

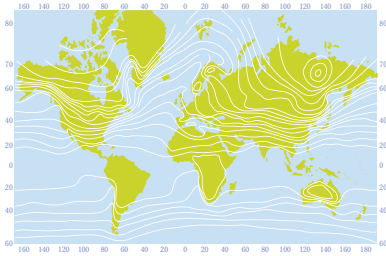
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4
ΝΕΦΗ ΚΑΙ ΥΕΤΟΣ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5
ΟΡΑΤΟΤΗΤΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6
ΠΑΓΚΟΣΜΙΟ ΣΥΣΤΗΜΑ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΑΝΕΜΩΝ ΚΑΙ ΠΙΕΣΕΩΣ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7
ΑΝΤΙΚΥΚΛΩΝΕΣ





ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

Η ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ, Η ΣΥΝΘΕΣΗ ΤΗΣ ΚΑΙ ΟΙ ΦΥΣΙΚΕΣ ΤΗΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ

1.1 Σύνθεση της γήινης ατμόσφαιρας, συστατικά ξηρού αέρα, υδρατμοί και αιωρούμενα σωματίδια.

Η ατμόσφαιρα είναι μία εκτεταμένη ζώνη αερίων, η οποία περιβάλλει τη Γη και είναι απαραίτητη για την ανάπτυξη της ζωής. Είναι πολύ καθοριστική για τη ζωή μας και αρκεί να συνειδητοποιήσει κάποιος ότι ο άνθρωπος ενώ μπορεί να ζήσει χωρίς τροφή για μερικές εβδομάδες και χωρίς νερό για μερικές ημέρες, χωρίς αέρα δεν θα άντεχε παρά μόνο για ελάχιστα λεπτά της ώρας.

Η ατμόσφαιρα είναι το αεριώδες περίβλημα της Γης, το οποίο συμμετέχει στις κινήσεις της, καθώς συγκρατείται από τις βαρυτικές δυνάμεις. Συνεπώς η ατμόσφαιρα, εκτός των άλλων κινήσεών της, περιστρέφεται γύρω από τον άξονα της Γης, από τα δυτικά (Δ) προς τα ανατολικά (Α) με ταχύτητα διαφορετική από αυτήν της περιστροφής της Γης. Το σχήμα της ατμόσφαιρας είναι παρόμοιο μ' αυτό της Γης, δηλαδή είναι σχεδόν σφαιρικό, συμπιεσμένο στους πόλους.

Το ύψος στο οποίο φτάνει η ατμόσφαιρα είναι δύσκολο να υπολογιστεί, γι' αυτό και δεν έχει σαφή όρια. Τα ανώτερα τμήματα της ατμόσφαιρας είναι τόσο αραιά, ώστε είναι δύσκολο να προσδιοριστεί το ακραίο σημείο ανάμεσα σ' αυτήν και το ενδοπλανητικό Διάστημα. Διάφορα φαινόμενα που έχουν σχέση με την παρουσία της ατμόσφαιρας δεν επιτρέπουν την εκτίμηση του ορίου της ατμόσφαιρας της Γης σε ύψος μεγαλύτερο των 3.000 km. Θεωρητικά μπορεί να δεχτεί κάποιος ως ανώτερο όριο της ατμόσφαιρας το ύψος εκείνο στο οποίο τα μόριά της συμμετέχουν στην περιστροφική κίνηση της Γης. Πρόκειται για το ύψος στο οποίο η βαρυτική δύναμη υπερισχύει της φυγόκεντρης και της τάσεως διαφυγής των αερίων. Το ύψος αυτό εκτιμάται στα 28.000 km περίπου πάνω από τους πόλους και 42.000 km πάνω από τον Ισημερινό.

Η σύσταση της γήινης ατμόσφαιρας στα κατώτερα στρώματά της είναι η ακόλουθη:

1) Ένα μείγμα αερίων που αποτελούν τον ξηρό αέρα,

2) υδρατμοί και νερό και στις τρεις καταστάσεις (στερεή, υγρή και αέρια), και

3) διάφορα αιωρούμενα σωματίδια σε στερεή ή υγρή κατάσταση.

Πιο συγκεκριμένα, ο ξηρός αέρας αποτελείται από άζωτο (N_2) σε ποσοστό περίπου 78%, οξυγόνο (O_2) σε ποσοστό περίπου 21% και από διάφορα άλλα αέρια, όπως το αργό (Ar), το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2), το ήλιο (He), το νέο (Ne), το κρυπτό (Kr), το όζον (O_3) κ.ά., που το ποσοστό τους φτάνει μόλις το 1%. Στον πίνακα 1.1 παρουσιάζονται τα ποσοστά συγκεντρώσεως ανά όγκο των σταθερών και των μεταβλητών αερίων της ατμόσφαιρας κοντά στην επιφάνεια της Γης. Η αναλογία αζώτου και οξυγόνου στην ατμόσφαιρα παραμένει σταθερή μέχρι το ύψος των 80 km περίπου.

Κοντά στην επιφάνεια επικρατεί ισορροπία στην παραγωγή και καταστροφή αυτών των αερίων. Το άζωτο, δεν απορροφά την ηλιακή ακτινοβολία και μαζί με το αργό, που είναι και τα δύο αδρανή αέρια, συντελούν στη διάλυση του οξυγόνου. Το άζωτο απομακρύνεται από την ατμόσφαιρα μέσω βιολογικών διεργασιών από βακτήρια στο έδαφος, ενώ επιστρέφει στην ατμόσφαιρα μέσω της αποσυνθέσεως φυτών και ζώων. Το οξυγόνο απομακρύνεται από την ατμόσφαιρα κατά την αποσύνθεση οργανικής ύλης και στο πλαίσιο χημικών αντιδράσεων με άλλες ουσίες για την παραγωγή οξειδίων ($N_2 + O_2 \rightarrow 2NO$). Επίσης, κατά τη διαδικασία της αναπνοής, οι πνεύμονες δεσμεύουν οξυγόνο και απελευθερώνουν διοξείδιο του άνθρακα. Το οξυγόνο επανέρχεται στην ατμόσφαιρα μέσω της φωτοσυνθέσεως, καθώς τα φυτά με την παρουσία της ηλιακής ακτινοβολίας συνδυάζουν το διοξείδιο του άνθρακα με το νερό για την παραγωγή οξυγόνου και σακχάρων. Το διοξείδιο του άνθρακα αποτελεί φυσικό συστατικό

Πίνακας 1.1
Η σύνθεση του ατμοσφαιρικού αέρα.

Αέρια	*Σύμβολα*	*Περιεκτικότητα κατ' όγκο (%)*
Σταθερά αέρια		
Άζωτο	N_2	78,08
Οξυγόνο	O_2	20,95
Αργό	Ar	0,93
Νέον	Ne	0,0018
Ήλιο	He	0,0005
Μεθάνιο	CH_4	0,0001
Υδρογόνο	H_2	0,00005
Ξένον	Xe	0,000009
Μεταβλητά αέρια*		
Υδρατμοί	H_2O	0 – 4
Διοξείδιο του άνθρακα	CO_2	0,034
Όζον	O_3	0,000004
Μονοξείδιο του άνθρακα	CO	0,00002
Διοξείδιο του θείου	SO_2	0,000001
Διοξείδιο του αζώτου	N_2O	0,000001
Σωματίδια σκόνης, άλατος κ.λπ.	$PM_{2,5}$, PM_{10}	0,00001

* *Η περιεκτικότητα των μεταβλητών αερίων μπορεί να παρουσιάζει διακυμάνσεις ανάλογα με την περιοχή, την εποχή και τις επικρατούσες συνθήκες.*

της ατμόσφαιρας και καταλαμβάνει, αν και μικρό, πολύ σημαντικό ποσοστό όγκου του ατμοσφαιρικού αέρα. Δημιουργείται κατά την αποσύνθεση της βλαστήσεως, κατά τις εκρήξεις ηφαιστείων και από την καύση ορυκτών καυσίμων (λιγνίτης, πετρέλαιο, φυσικό αέριο). Το διοξείδιο του άνθρακα απομακρύνεται από την ατμόσφαιρα μέσω της διεργασίας της φωτοσυνθέσεως, καθώς τα φυτά το καταναλώνουν προκειμένου να παραχθεί χλωροφύλλη. Επίσης, οι ωκεανοί αποτελούν μία τεράστια αποθήκη για το διοξείδιο του άνθρακα, καθώς το φυτοπλαγκτόν διατηρεί το διοξείδιο του άνθρακα σε οργανικούς ιστούς. Υπολογίζεται πως οι ωκεανοί κατέχουν πάνω από 50 φορές τη συνολική ποσότητα του ατμοσφαιρικού διοξειδίου του άνθρακα.

Οι υδρατμοί αποτελούν την αέρια φάση του νερού στην ατμόσφαιρα και θεωρούνται φορείς της θερμικής ενέργειας του πλανήτη Γη. Ευθύνονται για τη δημιουργία νεφών, ομίχλών και άλλων ατμοσφαιρικών υδατωδών κατακρημνισμάτων, όπως είναι η βροχή, το χιόνι, το χαλάζι κ.ά.. Εμφανίζουν σημαντική χωροχρονική μεταβλητότητα της συγκεντρώσεώς τους. Στις τροπικές περιοχές και κοντά στην επιφάνεια του πλανήτη προσεγγίζουν το 4% των ατμοσφαιρικών αερίων, ενώ αντίστοιχα στις πολικές περιοχές είναι σχεδόν μη ανιχνεύσιμοι.

Τέλος, τα αιωρούμενα σωματίδια είναι σωματίδια στερεών ή υγρών, που διαφέρουν πολύ μεταξύ τους ως προς το μέγεθος, το σχήμα, τη χημική σύσταση και τις φυσικές ιδιότητες. Διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο με την επίδρασή τους σε διάφορα μετεωρολογικά φαινόμενα, και η προέλευσή τους μπορεί να είναι είτε γήινη, όπως είναι η σκόνη, η γύρη, ο καπνός, η στάχτη, το αλάτι, διάφορα βιομηχανικά αιωρήματα κ.ά. είτε κοσμική, όπως είναι η αστρική σκόνη, η κοσμική ύλη από μετεωρίτες καθώς και διάττοντες αστέρες.

Το χρώμα της ατμόσφαιρας (ουρανός) είναι μπλε και όχι μαύρο, όπως του Διαστήματος. Το φαινόμενο αυτό οφείλεται σε ένα «παιχνίδι» του φάσματος του φωτός και της ατμόσφαιρας. Το ηλιακό φως αποτελείται απ' όλα τα χρώματα του φάσματος, δηλαδή τα χρώματα που βλέπομε στο ουράνιο τόξο. Το φως έχει την ιδιότητα να σκεδάζεται (διασκορπίζεται), όταν συναντά μόρια ύλης μικρότερα απ' το μήκος κύματός του. Για παράδειγμα, τα μόρια του αζώτου και του οξυγόνου, που είναι τα δύο κύρια συστατικά της ατμόσφαιρας, είναι μικρότερα από το μήκος κύματος του ορατού φωτός. Το κάθε χρώμα έχει το δικό του μήκος κύματος. Καθώς το φως εισέρχεται στην γήινη ατμόσφαιρα, συμβαίνουν τα εξής:

1) Τα περισσότερα μήκη κύματος του φάσματος του φωτός καταφέρνουν να τη διασχίσουν.

2) Αυτά με τα μεγαλύτερα μήκη κύματος (κόκκινο, πορτοκαλί, κίτρινο) επηρεάζονται λιγότερο από την ατμόσφαιρα.

3) Αυτά με τα μικρότερα μήκη κύματος (μπλε, κυανό), απορροφώνται από τα μόρια του αέρα, κατά συνέπεια παρεκκλίνουν της πορείας τους, σκεδάζονται, οπότε και διασκορπίζονται προς όλες τις κατευθύνσεις.

Έτσι, η διαδοχή των οπτικών φαινομένων που συμβαίνουν στην ατμόσφαιρα κατά τη διάρκεια της ημέρας, απορρόφηση – παρέκκλιση – σκέδαση, προς όλες τις κατευθύνσεις, έχει ως αποτέλεσμα η

ατμόσφαιρα να φαίνεται μπλε. Ο ουρανός φαίνεται μπλε και όχι ιώδης (μωβ), παρόλο που το ιώδες έχει το μικρότερο μήκος κύματος. Αυτό συμβαίνει διότι αφενός το μπλε είναι ένα από τα τρία βασικά χρώματα που αντιλαμβάνεται ο άνθρωπος (τα άλλα είναι το κόκκινο και το πράσινο) και αφετέρου διότι υπάρχει πολύ λιγότερο ιώδες φως που φτάνει στη Γη, δεδομένου ότι απορροφάται περισσότερο από τα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας.

1.2 Κατακόρυφη τομή των πρώτων 100 km της ατμόσφαιρας της Γης και κατακόρυφες μεταβολές της θερμοκρασίας.

Η χημική σύσταση της ατμόσφαιρας παραμένει σχεδόν αμετάβλητη μέχρι το ύψος των πρώτων 100 km της ατμόσφαιρας, πάνω από το οποίο παρατηρείται αλλαγή. Μερικές απ' τις πιο βασικές μετεωρολογικές παραμέτρους, όπως είναι η θερμοκρασία, η πίεση και η πυκνότητα αναλόγως με το ύψος, μεταβάλλονται. Η μεταβολή των παραμέτρων αυτών παρουσιάζεται στον πίνακα 1.2. Εξαιτίας των μεταβολών της θερμοκρασίας, η ατμόσφαιρα διαιρείται σε 5 βασικά στρώματα ή ζώνες, που αναλύονται διεξοδικότερα στην επόμενη παράγραφο.

1.3 Τροπόσφαιρα, τροπόπαυση, στρατόσφαιρα, στρατόπαυση, μεσόσφαιρα, μεσόπαυση, θερμόσφαιρα και εξώσφαιρα.

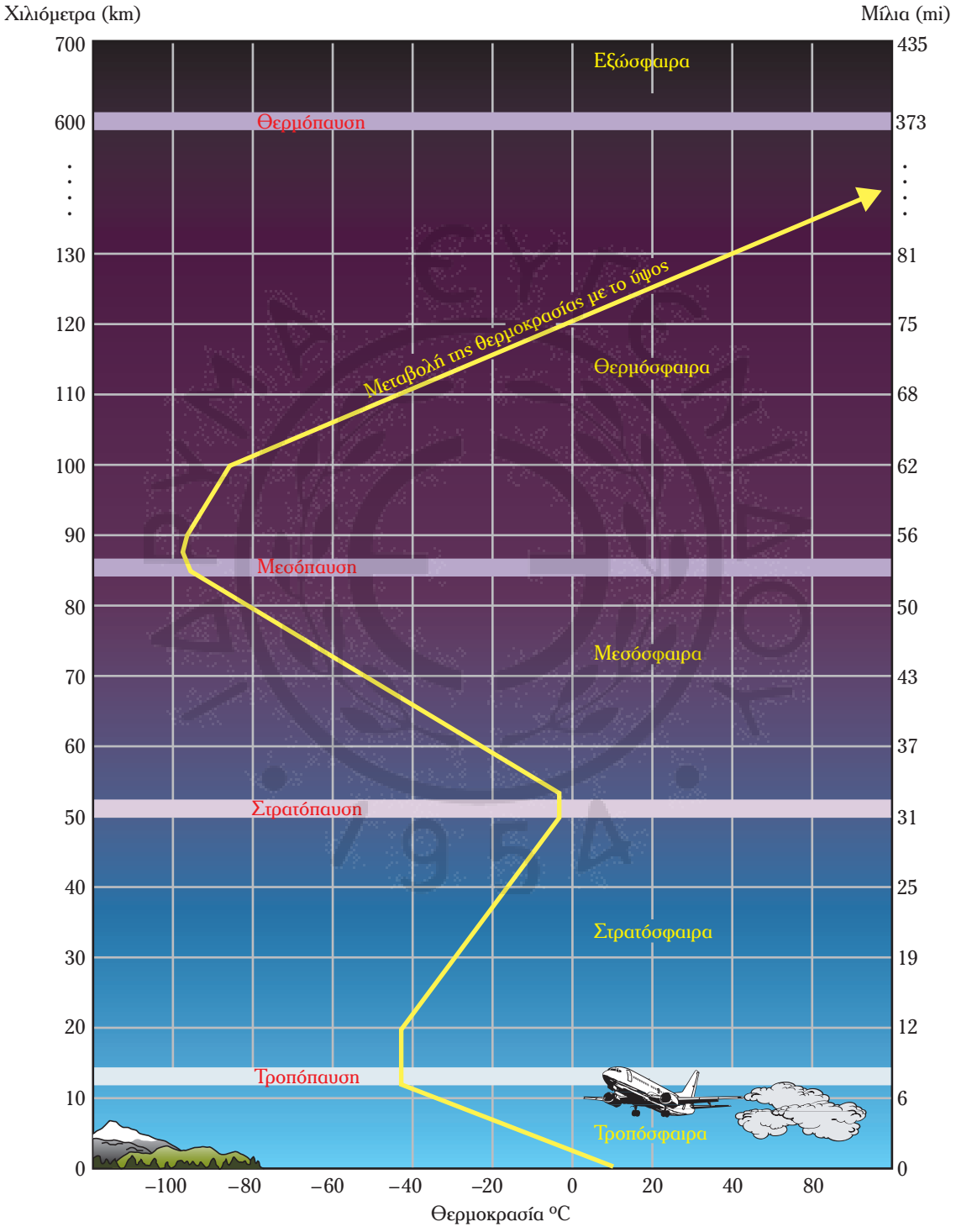
Η ατμόσφαιρα που όπως προαναφέρθηκε αποτελείται από διάφορα αέρια, διαπιστώθηκε ότι χωρίζεται σε στρώματα, με κύριο παράγοντα διαχωρισμού τους τις μέσες μεταβολές της θερμοκρασίας ανάλογα με το ύψος. Με βάση το κριτήριο αυτό, διακρίνονται στην ατμόσφαιρα πέντε στρώματα, τα οποία με τη σειρά που διατάσσονται πάνω από την επιφάνεια του εδάφους, είναι η ***τροπόσφαιρα***, η ***στρατόσφαιρα***, η ***μεσόσφαιρα***, η ***θερμόσφαιρα*** και η ***εξώσφαιρα***. Ανάμεσα σ' αυτά τα στρώματα παρεμβάλλονται κάποιες μεταβατικές ζώνες, με χαρακτηριστικό τη σταθερή θερμοκρασία, οι οποίες ονομάζονται ***παύσεις*** και είναι η ***τροπόπαυση***, η ***στρατόπαυση***, η ***μεσόπαυση*** και η ***θερμόπαυση*** (σχ. 1.3). Αναλυτικότερα:

1) Η ***τροπόσφαιρα*** (troposphere), είναι το κατώτερο στρώμα της ατμόσφαιρας, περιέχει το 75% της μάζας όλων των ατμοσφαιρικών αερίων, καθώς επίσης το σύνολο σχεδόν της μάζας των υδρατμών και μεγάλες ποσότητες αιωρουμένων σωματιδίων (π.χ. σκόνης). Το σύνολο των μετεωρολογικών

Πίνακας 1.2
Μεταβολή της θερμοκρασίας, της πίεσεως και της πυκνότητας στα πρώτα 100 km της ατμόσφαιρας.

Ύψος (km)	*Θερμοκρασία (°C)*	*Πίεση (mb)*	*Πυκνότητα (kg/m^3)*
0	15,0	1013,2	1,2250
0,5	11,8	954,6	1,1673
1	8,5	898,8	1,1117
1,5	5,2	845,6	1,0581
2	2	795,0	1,0066
2,5	–1,2	746,9	0,9569
3	–4,5	701,2	0,9092
3,5	–7,7	657,8	0,8634
4	–11	616,6	0,8194
4,5	–14,2	577,5	0,7770
5	–17,5	540,5	0,7364
5,5	–20,7	505,4	0,6975
6	–24	472,2	0,6601
6,5	–27,2	440,8	0,6243
7	–30,4	411,0	0,5900
7,5	–33,7	383,0	0,5572
8	–36,9	356,5	0,5258
8,5	–40,2	331,5	0,4958
9	–43,4	308,0	0,4671
9,5	–46,7	285,8	0,4397
10	–49,9	265,0	0,4140
10,5	–53,1	245,4	0,3886
11	–56,4	227,0	0,3648
11,1	–56,5	223,5	0,3593
11,5	–56,5	209,8	0,3374
12	–56,5	194,0	0,3119
13	–56,5	165,8	0,2666
14	–56,5	141,7	0,2279
15	–56,5	121,1	0,1948
16	–56,5	103,5	0,1665
17	–56,5	88,5	0,1423
18	–56,5	75,6	0,1216
19	–56,5	64,7	0,1040
20	–56,5	55,3	0,0889
25	–51,6	25,5	0,0401
30	–46,6	12,0	0,0184
35	–30,6	5,7	0,0085
40	–22,8	2,9	0,0040
45	–9,0	1,5	0,0020
50	–2,5	0,8	0,0010
60	–17,4	0,225	0,000306
70	–53,4	0,055	0,000088
80	–92,5	0,010	0,000020
90	–92,5	0,002	0,000003
100	–92,5	0,0003	0,0000005

φαινομένων παρατηρούνται στην τροπόσφαιρα, διότι εξαιτίας της ισχυρής θερμάνσεως που προκαλεί ο Ήλιος στην επιφάνεια της Γης, διαταράσσεται το μείγμα των αερίων που περιέχεται σε αυτήν. Η τροπόσφαιρα είναι θερμότερη κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, ενώ όσο πλησιάζει στο ανώτερο όριό της ψύχεται. Η ελάττωση αυτή της θερμοκρασίας με το ύψος, γίνεται με σταθερό ρυθμό, ο οποίος είναι 0,65°C ανά 100 m ή 6,5°C ανά 1.000 m. Το ύψος της τροπόσφαιρας έχει αυξηθεί κατά αρκετές εκατοντά-



Σχ. 1.3

Μεταβολή της θερμοκρασίας σε συνάρτηση με το ύψος (για τα μέσα γεωγραφικά πλάτη).

δες μέτρα από το 1979 μέχρι σήμερα, κυρίως λόγω ανθρωπογενών παραγόντων και διαφέρει από πλάτος σε πλάτος. Στον Ισημερινό το ανώτερο όριό της είναι γύρω στα 16 με 17 km, σε μέσα γεωγραφικά πλάτη φτάνει τα 11 με 12 km, ενώ στους πόλους είναι μόλις 8 με 9 km. Οι διακυμάνσεις αυτές του ύψους της τροπόσφαιρας συνδέονται τόσο με βαρομετρικά συστήματα, όσο και με τις εποχές και το διοξείδιο του άνθρακα. Πιο αναλυτικά, το ύψος της τροπόσφαιρας είναι γενικά αυξημένο σε περιοχές εμφανίσεως βαρομετρικών υψηλών και ελαττωμένο στις περιοχές όπου εμφανίζονται βαρομετρικά χαμηλά. Σχετικά με τις εποχές, κατά την αρχή και το τέλος του καλοκαιριού βρίσκεται στο ανώτατο σημείο, ενώ στο τέλος του χειμώνα και αρχές της άνοιξης στο κατώτατο. Και όσον αφορά στο διοξείδιο του άνθρακα, επειδή αυτό έχει την τάση να θερμαίνει και να διαστέλλει την ίδια την ατμόσφαιρα, εκεί όπου παρουσιάζονται αυξημένα ποσά συγκεντρώσεώς του, το ύψος της τροπόσφαιρας είναι μεγαλύτερο. Το τμήμα της ατμόσφαιρας που εκτείνεται από την επιφάνεια μέχρι το ύψος των 1.500 m περίπου, αποτελεί το στρώμα τριβής, που ονομάζεται ***Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα*** (ΑΟΣ), μέσα στο οποίο λαμβάνουν χώρα οι περισσότερες ημερήσιες μεταβολές της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας. Στην τροπόσφαιρα, οι οριζόντιες συνιστώσες της ταχύτητας του ανέμου αυξάνουν με το ύψος, λόγω μειώσεως της δυνάμεως της τριβής που αναπτύσσεται ανάμεσα στα μόρια του αέρα και την επιφάνεια του εδάφους. Επίσης, στην τροπόσφαιρα σημαντικές είναι και οι κατακόρυφες κινήσεις των αερίων μαζών, οι οποίες σε συνδυασμό με την παρουσία υδρατμών, διαμορφώνουν τα καιρικά συστήματα.

Η ***τροπόπαυση*** (tropopause) είναι ένα λεπτό στρώμα που ακολουθεί την τροπόσφαιρα και τη διαχωρίζει από το επόμενο, τη στρατόσφαιρα. Το ύψος στο οποίο βρίσκεται η τροπόπαυση ποικίλλει ανάλογα με την τοποθεσία (περίπου 8 – 9 km στους πόλους, 11 – 12 km πάνω απ' τις εύκρατες περιοχές και 17 – 18 km στον Ισημερινό) και ανάλογα με την εποχή (κατά την αρχή και το τέλος του καλοκαιριού βρίσκεται στο ανώτατο σημείο, ενώ στο τέλος του χειμώνα και στις αρχές της άνοιξης στο κατώτατο). Το ύψος της τροποπαύσεως μεταβάλλεται και με βάση την ύπαρξη συστημάτων καιρού. Επομένως, η τροπόπαυση βρίσκεται σε ύψος μεγαλύτερο της μέσης τιμής σε περιοχές που επικρατούν αντικυκλωνικά συστήματα (βαρομετρικά υψηλά), αλλά χαμηλότερα σε περιοχές που επικρατούν υφέσεις (βαρομετρικά χαμηλά). Γενικά, παρουσιάζει μία μη συνεχή κλίση από τον Ισημερινό προς τους πόλους. Σε πλάτος 30° – 40° παρουσιάζει μια διακοπή, με αποτέλεσμα να διαχωρίζεται σε τροπική και πολική τροπόπαυση. Σε αυτά τα πλάτη, οι άνεμοι της ανώτερης ατμόσφαιρας φτάνουν στη μεγαλύτερη ταχύτητά τους. Στη ζώνη ασυνέχειας των δύο τροποπαύσεων, αναπτύσσεται στενό ρεύμα αέρα με πολύ υψηλές ταχύτητες (> 35 m/s), που ονομάζεται ***αεροχείμαρρος*** (jet stream). Το χαρακτηριστικό στοιχείο αυτής της μεταβατικής ζώνης είναι η σταθερή τιμή της θερμοκρασίας, που φτάνει τους –70° έως –80°C πάνω από τις ισημερινές περιοχές και από –55° έως –60°C πάνω από τα μέσα πλάτη. Συνεπώς, το ψυχρότερο τμήμα της βρίσκεται πάνω από τις θερμότερες περιοχές της Γης. Η τροπόπαυση και η τροπόσφαιρα είναι γνωστές με τον γενικότερο όρο ***κατώτερη ατμόσφαιρα***.

2) Η ***στρατόσφαιρα*** (stratosphere) αποτελεί το επόμενο στρώμα της ατμόσφαιρας. Εκτείνεται μέχρι τα 50 km περίπου και περιέχει το 19% των ατμοσφαιρικών αερίων, καθώς και ελάχιστο ποσοστό υδρατμών. Η θερμοκρασία μέχρι και το ύψος των 35 km δεν παρουσιάζει αξιοσημείωτες μεταβολές, γι' αυτό και μπορεί να θεωρηθεί σχεδόν σταθερή. Συνεπώς, το στρώμα αυτό χαρακτηρίζεται από μεγάλη ευστάθεια και περιορισμένες κατακόρυφες κινήσεις αερίων μαζών. Η οριζόντια κυκλοφορία στην κατώτερη στρατόσφαιρα είναι ιδιαίτερα σημαντική, ενώ λόγω των πολύ χαμηλών θερμοκρασιών που επικρατούν εκεί, ο στρατοσφαιρικός αέρας είναι πολύ ξηρός. Ωστόσο, πάνω από αυτό το ύψος και ουσιαστικά μέχρι το ανώτερο όριο της στρατόσφαιρας, παρατηρείται κατακόρυφη αύξηση της θερμοκρασίας, η οποία φτάνει τους 15°C. Μέσα στη στρατόσφαιρα εμφανίζεται ένας λεπτός φλοιός με πολύ μεγάλη περιεκτικότητα σε όζον O_3, η λεγόμενη ***οζονόσφαιρα*** (ozonsphere). Το όζον έχει διαφορετική κατανομή στα μικρά γεωγραφικά πλάτη σε σχέση με τα μεγάλα. Ο σχηματισμός του γίνεται φωτοχημικά και μπορεί να μελετηθεί μέσω των διαφόρων αντιδράσεων που συμμετέχουν σε αυτόν. Η βασική πηγή όζοντος στην ατμόσφαιρα είναι η φωτόλυση του μοριακού οξυγόνου, που παρατηρείται πάνω από τα 20 km από την επιφάνεια της Γης, με το μέγιστο να συμβαίνει γύρω στα 100 km. Το μεγαλύτερο ποσοστό της υπεριώδους ηλιακής ακτινοβολίας εκπέμπεται στην περιοχή μεταξύ 0,17 και 0,37 μm. Το πιο σημαντικό φίλτρο στα συγκεκριμένα μήκη κύματος είναι το όζον. Απορροφά αυτού του είδους την μικρού κύμα-

τος ακτινοβολία, προκειμένου να πραγματοποιήσει διάφορες χημικές αντιδράσεις, τη δεσμεύει και την επανεκπέμπει αργότερα με τη μορφή της υπέρυθρης ακτινοβολίας, δηλαδή μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία, η οποία είναι υπεύθυνη για την αύξηση της θερμοκρασίας μέσα στη στρατόσφαιρα. Αν δεν υπήρχε το στρώμα του όζοντος στην ατμόσφαιρα, η υψηλής ενέργειας ακτινοβολία θα έφτανε μέχρι την επιφάνεια της Γης, επιφέροντας καταστρεπτικές επιπτώσεις στη βιόσφαιρα. Ουσιαστικά θα ήταν αδύνατη η ύπαρξη ζωής. Η ανώτερη στρατόσφαιρα χαρακτηρίζεται επίσης ως ένα απόλυτα ευσταθές στρώμα, λόγω της αυξήσεως της θερμοκρασίας με το ύψος, γεγονός που δεν επιτρέπει την ανάπτυξη κατακορύφων κινήσεων αερίων μαζών.

Η ***στρατόπαυση*** (stratopause) είναι το άνω όριο της στρατόσφαιρας και εκτείνεται μέχρι τα 55 km περίπου. Στην στρατόπαυση η θερμοβαθμίδα λαμβάνει τη μέγιστη τιμή της και χαρακτηρίζεται από ισοθερμική συμπεριφορά. Επίσης αποτελεί τη μεταβατική ζώνη που ακολουθεί τη στρατόσφαιρα και τη διαχωρίζει από το επόμενο στρώμα, τη ***μεσόσφαιρα***. Στο τμήμα της ατμόσφαιρας, από την επιφάνεια της Γης μέχρι τη στρατόπαυση, περιλαμβάνεται το 99,9% της συνολικής μάζας της ατμόσφαιρας.

3) Η ***μεσόσφαιρα*** (mesosphere) αποτελεί το τρίτο κατά σειρά στρώμα της ατμόσφαιρας. Στο στρώμα αυτό, η θερμοκρασία μειώνεται συνεχώς μέχρι το ύψος των 80 – 85 km και φτάνει τους –90 °C. Η πτώση της θερμοκρασίας σε αυτό το στρώμα οφείλεται αφενός μεν στην έλλειψη όζοντος και αφετέρου δε στην ύπαρξη αραιού στρώματος αερίων και επομένως τη μικρή απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας.

Η ***μεσόπαυση*** (mesopause) αποτελεί το διαχωριστικό όριο μεταξύ της μεσόσφαιρας και του επόμενου στρώματος της θερμόσφαιρας. Εντοπίζεται σε ύψος περίπου 85 km και θεωρείται ίσως η ψυχρότερη περιοχή της ατμόσφαιρας, με θερμοκρασίες που αγγίζουν τους –120° με –150°C.

4) Η ***θερμόσφαιρα*** (thermosphere) εκτείνεται μέχρι το ύψος των 600 km. Στη βάση της επικρατεί σταθερή θερμοκρασιακή δομή, αυτή της μεσοπαύσεως, ενώ στη συνέχεια αυξάνει προσεγγίζοντας στα ανώτερα όριά της τους 700°C. Στη θερμόσφαιρα απορροφάται το μεγαλύτερο μέρος της υπεριώδους ηλιακής ακτινοβολίας. Η ακτινοβολία αυτή παρέχει αρκετή ενέργεια, ώστε να πραγματοποιηθεί η διάσπαση του μοριακού οξυγόνου σε δύο άτομα οξυγόνου. Η ενέργεια που απελευθερώνεται από τη συγκεκριμένη διάσπαση, αυξάνει την κινητική ενέργεια των ατόμων και σε συνδυασμό με την ύπαρξη ελαχίστων ατόμων και μορίων, έχει ως αποτέλεσμα τη μεγάλη αύξηση της θερμοκρασίας. Επίσης η θερμοκρασία της θερμόσφαιρας επηρεάζεται από την ηλιακή δραστηριότητα. Σε μέση ηλιακή δραστηριότητα, η θερμοκρασία της θερμόσφαιρας φτάνει τους 700°C, ενώ σε ισχυρή ηλιακή δραστηριότητα, προσεγγίζει τους 1.700 °C. Ένα σημαντικό χαρακτηριστικό της θερμόσφαιρας είναι οι μεγάλες μεταβολές της θερμοκρασίας ανάλογα με το πλάτος, την ώρα της ημέρας και τις ηλιακές δραστηριότητες. Μέσα στη θερμόσφαιρα και σε ύψος των 400 – 500 km, υπάρχει μία ιδιάζουσα περιοχή, η οποία εκτείνεται μέχρι το ανώτατο όριο της ατμόσφαιρας και ονομάζεται ***ιονόσφαιρα*** (ionosphere)[1] λόγω του πολύ μεγάλου αριθμού ιόντων που βρίσκονται στην περιοχή αυτή. Τα ιόντα αυτά δεν βρίσκονται σε ομοιόμορφη κατανομή και σε ορισμένες περιοχές της ατμόσφαιρας παρατηρούνται αριθμητικές συγκεντρώσεις. Αυτά τα φορτισμένα σωματίδια, δημιουργούνται κυρίως κατά τις ηλεκτρικές εκκενώσεις των καταιγίδων, αλλά και από τις ακτινοβολίες ραδιενεργών ουσιών από την επιφάνεια του εδάφους. Εκτός όμως από αυτά, υπάρχουν και ιόντα που χαρακτηρίζονται «υψηλής ενέργειας» και τα οποία προέρχονται από την κοσμική ακτινοβολία. Η επιστημονική έρευνα έχει αποδείξει τη μεγάλη σημασία της υπάρξεως της ιονόσφαιρας για την υγιεινή διαβίωση του ανθρώπου στη Γη. Η ύπαρξη της ιονόσφαιρας επιτρέπει επίσης τη μετάδοση ραδιοφωνικών σημάτων σε μεγάλες αποστάσεις. Έτσι, το ραδιοφωνικό σήμα εκπέμπεται από την πηγή, «χτυπάει» πάνω στα φορτισμένα σωματίδια της ιονόσφαιρας, αλλάζει διεύθυνση και κατευθύνεται προς τον δέκτη. Το Πολικό Σέλας είναι ένα μετεωρολογικό φαινόμενο που εμφανίζεται στη θερμόσφαιρα και είναι αποτέλεσμα της μεγάλης θερμάνσεως των ηλεκτρισμένων σωματιδίων εξαιτίας της δράσεως της ηλιακής και της κοσμικής ακτινοβολίας.

Η ***θερμόπαυση*** (thermopause) είναι η μεταβατική ζώνη μεταξύ θερμόσφαιρας και εξώσφαιρας. Το ύψος στο οποίο εντοπίζεται δεν είναι ακριβές, διότι εξαρτάται από την ώρα της ημέρας, την τοποθεσία, την εποχή, την ηλιακή ακτινοβολία κ.ά.,

[1] Η οζονόσφαιρα και η ιονόσφαιρα δεν περιλαμβάνονται στο σχήμα 1.3, γιατί αποτελούν υποστρώματα και όχι κύρια στρώματα της ατμόσφαιρας.

αλλά γενικώς κυμαίνεται μεταξύ 500 και 1.000 km για δεδομένη περιοχή και στιγμή. Πιο συγκεκριμένα όταν ο Ήλιος παρουσιάζει έντονη δραστηριότητα, το ύψος της θερμοπαύσεως μπορεί να φτάσει τα 1.000 km, ενώ όταν η ηλιακή δραστηριότητα είναι πιο περιορισμένη, το ύψος φτάνει μέχρι τα 600 km.

5) Η ***εξώσφαιρα*** (exosphere) είναι το εξωτερικό στρώμα της ατμόσφαιρας. Εκτείνεται σε απόσταση ίσως και μεγαλύτερη των 700 km από την επιφάνεια της Γης, όπου η ατμόσφαιρα γίνεται ένα με το Κοσμικό Διάστημα. Το οξυγόνο, λόγω μεγαλύτερου μοριακού βάρους, βρίσκεται στα κατώτερα στρώματα της εξώσφαιρας, ενώ το υδρογόνο στα ανώτερα. Τα αέρια σ' αυτό το στρώμα έχουν πολύ μικρή πυκνότητα, γι' αυτό και στο όριο της εξώσφαιρας τείνουν να αναμιχθούν σταδιακά με το Κοσμικό Διάστημα. Τα αέρια αυτά μπορούν να διαφύγουν από τη γήινη ατμόσφαιρα και επομένως από τη βαρύτητα της Γης, μόνο αν η ταχύτητά τους είναι μεγαλύτερη από την ***ταχύτητα διαφυγής***[2] , δηλαδή την ταχύτητα που απαιτείται, προκειμένου τα άτομα να διαφύγουν από την επίδραση της βαρύτητας και να απελευθερωθούν στο Διάστημα.

1.4 Κύρια χαρακτηριστικά της τροπόσφαιρας.

Τα κύρια χαρακτηριστικά της τροπόσφαιρας είναι τα εξής:

1) Η θερμοκρασία μειώνεται ομοιόμορφα με το ύψος, με ρυθμό περίπου 0,65°C ανά 100 m ύψους.

Κύριος αποδέκτης της ηλιακής θερμότητας είναι η επιφάνεια της Γης, η οποία με τη σειρά της εκπέμπει θερμότητα προς την ατμόσφαιρα και στη συνέχεια προς το Διάστημα. Η ατμόσφαιρα ως κακός αγωγός της θερμότητας έχει ως βασική πηγή θερμότητας την επιφάνεια της Γης, με αποτέλεσμα ο αέρας της τροπόσφαιρας να είναι θερμότερος κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, εφόσον η επιφάνεια θερμαίνεται απ' τον Ήλιο και θερμαίνει με τη σειρά της τα αέρια στρώματα που βρίσκονται σε άμεση επαφή μ' αυτήν, και ψυχρότερος όσο απομακρύνεται από το έδαφος.

2) Στην ελεύθερη επιφάνεια των ωκεανών, των λιμνών, των ποταμών κ.λπ. μόρια νερού, λόγω της θερμικής κινητικής ενέργειας έχουν τέτοια ταχύτητα, ώστε να αποσπώνται απ' το υγρό στοιχείο και να εισέρχονται στην ατμόσφαιρα (εξάτμιση). Στη συνέχεια, μόρια των υδρατμών του ανερχόμενου αέρα ψύχονται μέσα στην τροπόσφαιρα και μεταβαίνουν στην υγρή ή στη στερεή κατάσταση (ανάλογα με τις επικρατούσες συνθήκες), προκαλώντας βροχοπτώσεις και χιονοπτώσεις.

3) Η συνεχής εναλλαγή των μετεωρολογικών φαινομένων οφείλεται όχι μόνο στην ύπαρξη των υδρατμών στην τροπόσφαιρα, αλλά κυρίως στη μεταβολή του ποσού των υδρατμών που περιλαμβάνει η κατώτερη ατμόσφαιρα από τόπο σε τόπο και από μέρα σε μέρα.

4) Τις καθαρές (ανέφελες) ημέρες η ηλιακή ακτινοβολία που κατορθώνει να διαπεράσει τη γήινη ατμόσφαιρα φτάνει στο έδαφος, απορροφάται από αυτό και το θερμαίνει. Τα μόρια του αέρα, που βρίσκονται σε επαφή με το έδαφος, κερδίζουν ενέργεια εξαιτίας αυτής της επαφής. Επειδή ο αέρας κοντά στο έδαφος είναι πολύ πυκνός, τα μόρια αυτά μπορούν και ταξιδεύουν σε μία απόσταση 10^{-7} m πριν συγκρουστούν με άλλα μόρια. Κατά τη διάρκεια των συγκρούσεων, τα ταχύτερα κινούμενα μόρια μοιράζονται την ενέργειά τους με τα λιγότερο ενεργητικά μόρια, αυξάνοντας τη θερμοκρασία του αέρα. Επειδή, όμως, ο αέρας είναι κακός αγωγός της θερμότητας, η παραπάνω διαδικασία συμβαίνει κυρίως στα πρώτα εκατοστά από το έδαφος. Καθώς ο επιφανειακός αέρας θερμαίνεται, γίνεται λιγότερο πυκνός και ανέρχεται, ενώ τη θέση του καταλαμβάνει ο υπερκείμενος αέρας, που είναι ψυχρός και πυκνότερος. Έτσι δημιουργούνται τα λεγόμενα ***θερμικά κύτταρα κυκλοφορίας***, που προκαλούνται από τις κατακόρυφες κινήσεις των αερίων μαζών.

5) Η ταχύτητα του ανέμου εξαρτάται από τη μεγάλη διαφορά θερμοκρασίας. Επομένως, κοντά στην τροπόπαυση παρατηρείται ο αεροχείμαρρος, που δεν είναι τίποτε άλλο παρά ένα πολύ δυνατό ρεύμα ανέμου. Συνήθως, το μήκος του φτάνει μερικές χιλιάδες χιλιόμετρα, το πλάτος εκατοντάδες χιλιόμετρα και το πάχος μόνο μερικά χιλιόμετρα. Στον κεντρικό πυρήνα ενός αεροχείμαρρου, η ταχύτητα του ανέμου υπερβαίνει τους 100 με 250 knots. Τέτοιοι αεροχείμαρροι συναντώνται συχνά στην τροπόπαυση. Συγκεκριμένα στα δύο σημεία, όπου η τροπόπαυση παρουσιάζει ανοίγματα [30° και 60° γεωγραφικό πλάτος (γ.π. περίπου)], υπάρχουν δύο αεροχείμαρροι (βλ. σχ. 6.1γ, σελ. 77). Ο ένας βρίσκεται πάνω από το υποτροπικό υψηλό (κεφ. 7) στο ύψος των 13 km και ο άλλος κοντά στο πολικό μέτωπο, στο ύψος των 10 km.

---

[2] Η ταχύτητα διαφυγής στην επιφάνεια της Γης, μη λαμβάνοντας υπόψη (θεωρητικά) την αντίσταση της ατμόσφαιρας ή κάποια καιρικά φαινόμενα, είναι 11,8 km/s.

1.5 Σημασία του Ήλιου ως κύριας πηγής ενέργειας για τις ατμοσφαιρικές διαδικασίες.

Ο Ήλιος είναι η κύρια πηγή ενέργειας της Γης, που επηρεάζει με τη σειρά της τη γήινη ατμόσφαιρα θέτοντας σε κίνηση τα διάφορα μετεωρολογικά συστήματα και προκαλώντας γενικότερα διάφορες ατμοσφαιρικές διαδικασίες.

Η ηλιακή ακτινοβολία που εισέρχεται στην ατμόσφαιρα της Γης, υφίσταται διάφορες μεταβολές προκειμένου να δημιουργήσει ανέμους, νέφη και υετό (δηλ. βροχή, χιόνι, χαλάζι κ.ά.). Τα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας θερμαίνονται εξαιτίας της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας που ανακλάται από το έδαφος. Το έδαφος θερμαίνει ελαφρά τον αέρα και συγκεκριμένα τα κατώτερα στρώματά του, τα οποία βρίσκονται σε άμεση επαφή με τη Γη, μέσω της διαδικασίας της ***αγωγής*** (conduction), γιατί ο αέρας είναι μονωτής και δεν μπορεί να θερμανθεί απευθείας από τις ηλιακές ακτίνες που τον διαπερνούν. Η θερμότητα διαδίδεται στον αέρα με ανάμειξη, όταν μία μάζα διαστέλλεται λόγω θερμάνσεως και ανυψώνεται, επειδή γίνεται αραιότερη από τον περιβάλλοντα αέρα. Με τους ανέμους, η θερμότητα μεταδίδεται στον αέρα οριζόντια μέσω της διαδικασίας της ***μεταφοράς*** (convection). Υπάρχει ακόμη ένας τρόπος διαδόσεως της θερμικής ενέργειας του Ήλιου κι αυτός είναι με ***ακτινοβολία*** (radiation), όπου η ενέργεια διαδίδεται μέσω ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων. Επομένως, η αγωγή και η μεταφορά για τη διάδοση της ενέργειας απαιτούν την παρουσία μάζας, ενώ η ακτινοβολία που δεν απαιτεί κάτι τέτοιο, αποτελεί τον βασικό τρόπο διαδόσεως ενέργειας από τον Ήλιο, αφού το μεσοπλανητικό Διάστημα μπορεί να θεωρηθεί σχεδόν κενό.

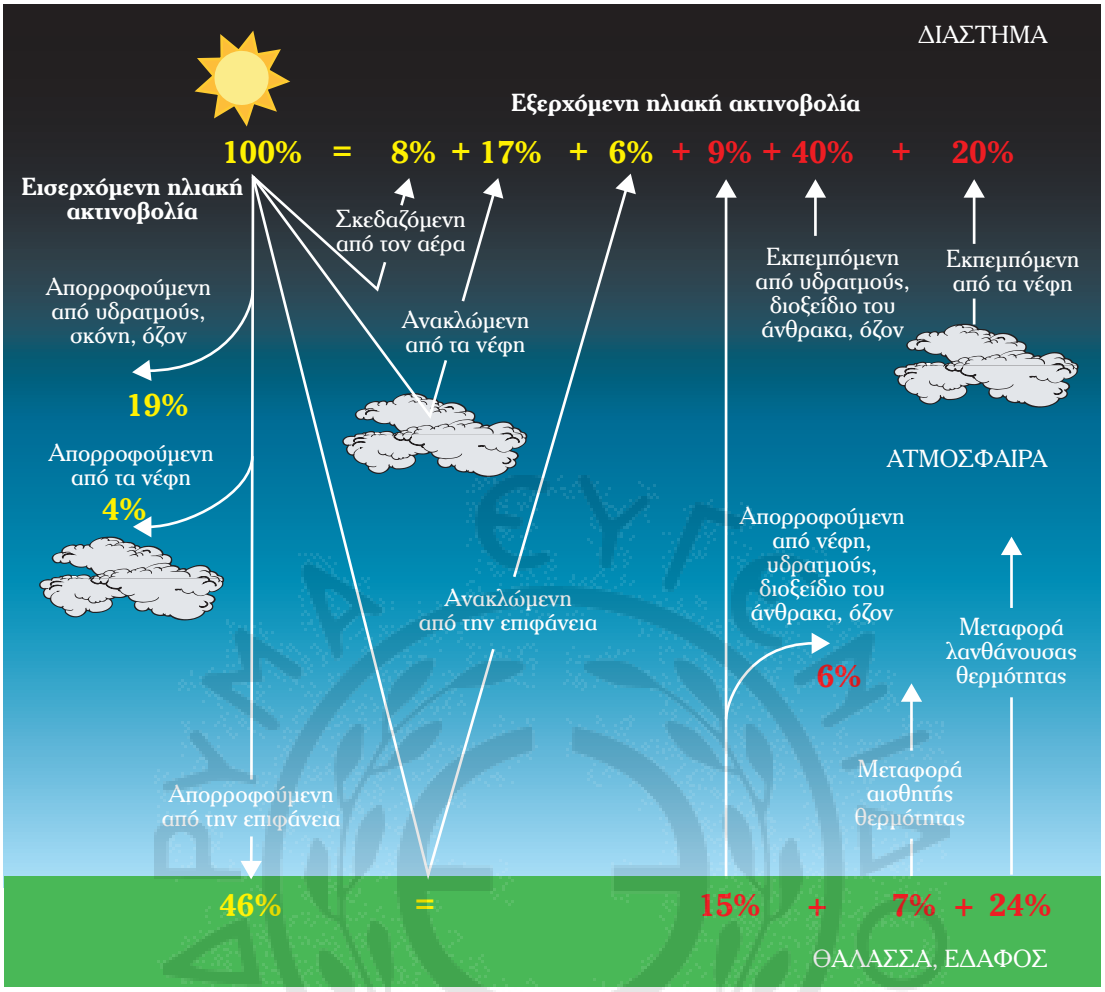
1.6 Φύση της ηλιακής ακτινοβολίας. Ηλιακό φάσμα, διάχυση, ανάκλαση, απορρόφηση.

Πρωταρχική αιτία των διαφόρων φαινομένων που αναπτύσσονται και εξελίσσονται στην ατμόσφαιρα της Γης είναι η ενέργεια που εκπέμπεται με μορφή ακτινοβολίας από τον Ήλιο. Από την ενέργεια που εκπέμπει ο Ήλιος, μόνο το ένα δισεκατομμυριοστό περίπου έρχεται στη Γη. Ο Ήλιος εκτός από ενέργεια, παρέχει επίσης ζέστη και φως. Από την εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία, το 46% αυτής απορροφάται από την επιφάνεια του εδάφους, το 23% από την ατμόσφαιρα και το υπόλοιπο 31% εκπέμπεται και πάλι προς το Διάστημα από το σύστημα Γη–ατμόσφαιρα, όπως προκύπτει από μετρήσεις με τη βοήθεια δορυφόρων. Από το 46% της ενέργειας που απορροφάται από την επιφάνεια του εδάφους, το 24% μεταφέρεται στην ατμόσφαιρα και τα νέφη με τη μορφή λανθάνουσας θερμότητας, το 7% μεταφέρεται στην ατμόσφαιρα με τη μορφή αισθητής θερμότητας και από το εναπομείναν 15%, το 6% απορροφάται από τα νέφη, τους υδρατμούς, το διοξείδιο του άνθρακα και το όζον, ενώ το 9% επανεκπέμπεται προς το Διάστημα. Στο Διάστημα καταλήγει επίσης ένα ποσοστό 40% που εκπέμπεται από τους υδρατμούς, το διοξείδιο του άνθρακα και το όζον και ένα 20% που εκπέμπεται από τα νέφη. Το συνολικό ποσό της ενέργειας που εξέρχεται προς το Διάστημα, ισούται με το συνολικό ποσό της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα. Επομένως, η επιφάνεια της Γης αποτελεί συγχρόνως τον κύριο αποδέκτη της ηλιακής θερμότητας και τη βασική πηγή θερμάνσεως της ατμόσφαιρας. Αυτό γίνεται πιο κατανοητό μέσω του σχήματος 1.6, που απεικονίζει τη διαδρομή της ηλιακής ενέργειας που προσπίπτει στη Γη ακολουθώντας διάφορες διαδρομές και επιστρέφοντας πάλι στο Διάστημα.

Αποτέλεσμα των διαφόρων διεργασιών που πραγματοποιούνται στα διάφορα στρώματα του Ήλιου, είναι η εκπομπή ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας, που έχει μεγάλο φασματικό εύρος. Εκτός από ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία, ο Ήλιος εκπέμπει και σωματιδιακή, η οποία αποτελείται από φορτισμένα σωματίδια (ηλιακός άνεμος), που απορροφώνται στην ανώτερη ατμόσφαιρα (πάνω από τα 100 km) και επηρεάζουν τα διάφορα κυρίως οπτικά φαινόμενα. Στον πίνακα 1.6, παρουσιάζεται η διάκριση της ηλιακής ακτινοβολίας σε τύπους ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων σε συνάρτηση με το μήκος κύματος εκφρασμένο σε μικρόμετρα (1 μm = 10^{-6} m), το γνωστό ***ηλιακό φάσμα*** (solar spectrum). Το σύνολο, σχεδόν, της ενέργειας του ηλιακού φάσματος διανέμεται ως εξής: 9% υπεριώδες, 45% ορατό και 46% υπέρυθρο.

Η ηλιακή ακτινοβολία που προσπίπτει στα διάφορα συστατικά της ατμόσφαιρας, εξασθενεί λόγω διαχύσεως, ανακλάσεως και απορροφήσεως.

Η ***διάχυση*** (diffusion) δημιουργείται στη διαχωριστική επιφάνεια δύο διαφορετικών μέσων, όπως ο αέρας και το νέφος. Εκεί, η ηλιακή ακτινοβολία διαχέεται προς όλες τις κατευθύνσεις, τόσο οριζόντια και κατακόρυφα, όσο και προς τυχαίες γωνίες. Η διάχυση που προκαλείται απ' τα μόρια των αερίων της ατμόσφαιρας, εξαρτάται από το μήκος κύματος της ηλιακής ακτινοβολίας. Τα μόρια του



Σχ. 1.6

Σχηματική απεικόνιση της πορείας της ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα.

Πίνακας 1.6
Ηλιακό φάσμα.

Ονομασία	***Μήκος κύματος (μm)***
Ακτίνες x και γ	$< 10^{-3}$
Απώτερο υπεριώδες	10^{-3} – 0,2
Μέσο υπεριώδες	0,2 – 0,315
Εγγύτερο υπεριώδες	0,315 – 0,38
Ορατό	0,38 – 0,72
Εγγύτερο υπεριώδες	0,72 – 1,5
Μέσο υπεριώδες	1,5 – 5,6
Απώτερο υπεριώδες	5,6 – 1000
Μικροκύματα	> 1000

οξυγόνου και του αζώτου, για παράδειγμα, προκαλούν διάχυση στη μικρού μήκους κύματος ορατή ακτινοβολία, δηλαδή στο μπλε και στο ιώδες. Έτσι εξηγείται το χρώμα του ουρανού, κατά τη διάρκεια της ημέρας. Τα νέφη αποτελούνται από συμπυκνωμένους υδρατμούς, δηλαδή από υδροσταγονίδια και παγοκρυστάλλους. Αυτά διαχέουν την ηλιακή ακτινοβολία σε όλο το εύρος του ορατού φάσματος, γι' αυτό και το χρώμα των νεφών είναι λευκό.

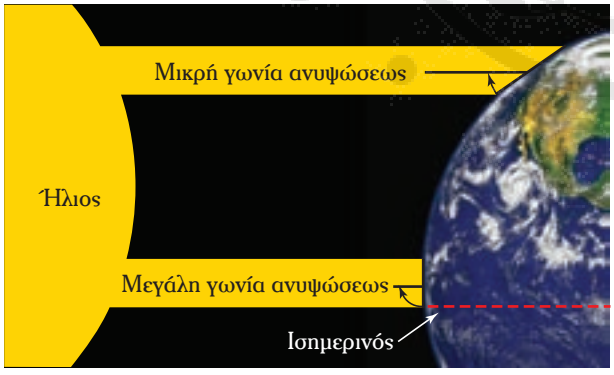
Η ***ανάκλαση*** (reflection) μπορεί να θεωρηθεί ως ειδική περίπτωση της διαχύσεως. Και σ' αυτήν την περίπτωση, το φαινόμενο αυτό απαντάται στη διαχωριστική επιφάνεια νεφών και ατμοσφαιρικού αέρα, μόνο που η προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία παραμένει στον αέρα και διαφεύγει τελικά και πάλι προς το Διάστημα με την ίδια γωνία προσπτώσεως.

Η ***απορρόφηση*** (absorption) δεν προκαλεί μεταβολή στη διεύθυνση της ηλιακής ακτινοβολίας,

όπως συμβαίνει με τη διάχυση και την ανάκλαση. Με την απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας, προκαλείται θέρμανση. Το οξυγόνο και το όζον απορροφούν την υπεριώδη ακτινοβολία στην ανώτερη ατμόσφαιρα. Όπως προαναφέρθηκε, εξαιτίας της απορροφήσεως της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας από το όζον στην ατμόσφαιρα, φτάνει τελικά στο έδαφος η λιγότερο επιβλαβής ακτινοβολία για τους ζώντες οργανισμούς. Οι υδρατμοί και δευτερευόντως το διοξείδιο του άνθρακα και το όζον, προκαλούν απορρόφηση της υπέρυθρης ακτινοβολίας. Τέλος, προκαλούν απορρόφηση και τα αιωρούμενα σωματίδια.

1.7 Επίδραση της μεταβολής του πλάτους στην έκθεση στο ηλιακό φως.

Η ηλιακή ακτινοβολία δεν φτάνει σε όλα τα σημεία της επιφάνειας της Γης με τον ίδιο τρόπο λόγω του σχήματός της, το οποίο είναι σχεδόν σφαιρικό, με αποτέλεσμα οι ακτίνες του Ήλιου να προσπίπτουν σχεδόν κάθετα μόνο στην περιοχή του Ισημερινού, καθώς και σε μικρά γεωγραφικά πλάτη πάνω και κάτω απ' αυτόν. Στις περιοχές των μεγαλυτέρων γεωγραφικών πλατών, οι ηλιακές ακτίνες, αν και παρέχουν τα ίδια ποσά ενέργειας με αυτά των μικροτέρων πλατών, προσπίπτουν πλάγια, με αποτέλεσμα η ενέργεια να πρέπει να κατανεμηθεί σε μεγαλύτερη περιοχή (σχ. 1.7α). Επομένως, οι περιοχές κοντά στους πόλους δεν θερμαίνονται το ίδιο μ' αυτές γύρω από τον Ισημερινό.



Σχ. 1.7α

Σχηματική απεικόνιση της γωνίας προσπτώσεως των ηλιακών ακτίνων στη γήινη επιφάνεια σε συνάρτηση με το γεωγραφικό πλάτος.

Θα ήταν αναμενόμενο, σύμφωνα με τα παραπάνω, η θερμοκρασία του αέρα να μειώνεται ομαλά από τον Ισημερινό προς τους πόλους. Και επί πλέον, θα έπρεπε όλοι οι τόποι που βρίσκονται στο ίδιο γεωγραφικό πλάτος να έχουν την ίδια θερμοκρασία αέρα την ίδια εποχή. Κάτι τέτοιο δεν συμβαίνει στην πραγματικότητα, γιατί στη ρύθμιση της κατανομής της θερμοκρασίας του αέρα πάνω στην επιφάνεια της Γης επιδρούν κυρίως οι ακόλουθοι παράγοντες:

1) Το ***γεωγραφικό πλάτος***. Όπως ήδη αναφέρθηκε, τα μικρά γεωγραφικά πλάτη θερμαίνονται ισχυρότερα από τα μεγάλα. Ως εκ τούτου, η κατανομή της θερμοκρασίας του αέρα, επηρεάζεται ανάλογα.

2) Η ***διανομή ξηράς–θάλασσας***. Η διαφορετική συμπεριφορά της ξηράς και της θάλασσας, ως προς τον τρόπο θερμάνσεως και ψύξεως, επιδρά διαφορετικά στη μεταβολή της θερμοκρασίας. Συγκεκριμένα, τη θερμή περίοδο, οι υψηλότερες τιμές θερμοκρασίας παρατηρούνται στο εσωτερικό των ηπειρωτικών εκτάσεων, ενώ την ψυχρή περίοδο, στις ίδιες περιοχές παρατηρούνται οι χαμηλότερες τιμές.

3) Το ***υψόμετρο***. Περιοχές που βρίσκονται σε κάποιο υψόμετρο, δεν μπορούν να παρουσιάζουν τις ίδιες τιμές θερμοκρασίας, μ' εκείνες που βρίσκονται πλησιέστερα στο έδαφος. Το γεγονός αυτό καθιστά ανάλογη και την κατανομή των θερμοκρασιών πάνω απ' τις εν λόγω περιοχές.

4) Οι ***επικρατούντες άνεμοι***. Οι άνεμοι, κυρίως επειδή μπορούν να μεταφέρουν θερμές ή ψυχρές αέριες μάζες πάνω από μία περιοχή, είναι δυνατόν να επηρεάσουν την κατανομή των θερμοκρασιών του αέρα.

5) Η ***κλίση της επιφάνειας του εδάφους***. Η κλίση της επιφάνειας του εδάφους επιδρά στη διανομή της θερμοκρασίας, επειδή λαμβάνει διαφορετικά ποσά ενέργειας απ' τον Ήλιο.

6) Η ***φύση του εδάφους (ανάγλυφο)***. Έχει αποδειχθεί ότι η φύση του εδάφους διαμορφώνει τη διανομή της θερμοκρασίας. Αυτό συμβαίνει επειδή π.χ. η άσφαλτος και γενικότερα το τσιμέντο που κυριαρχεί στις μεγαλουπόλεις, απορροφά πολύ μεγαλύτερα ποσά ηλιακής ακτινοβολίας από ό,τι συμβαίνει στις δασικές ή στις ερημικές εκτάσεις. Γι' αυτό και η θερμοκρασία στο έδαφος είναι υψηλότερη εντός των αστικών περιοχών, συγκριτικά με τις μη αστικές.

7) Η ***παρουσία χιονιού ή πάγου***. Οι επιφάνειες που καλύπτονται από χιόνι ή πάγο, ανακλούν έντονα την ηλιακή ακτινοβολία. Αυτό συνακόλουθα επηρεάζει την κατανομή της θερμοκρασίας του αέρα, γιατί η επιφάνεια του εδάφους, λόγω ανακλάσεως, δεν έχει υποστεί ισχυρή θέρμανση απ' τον Ήλιο.

8) Τα ***θαλάσσια ρεύματα***. Τα θαλάσσια ρεύματα διακρίνονται σε δύο κατηγορίες: τα ***θερμά***,

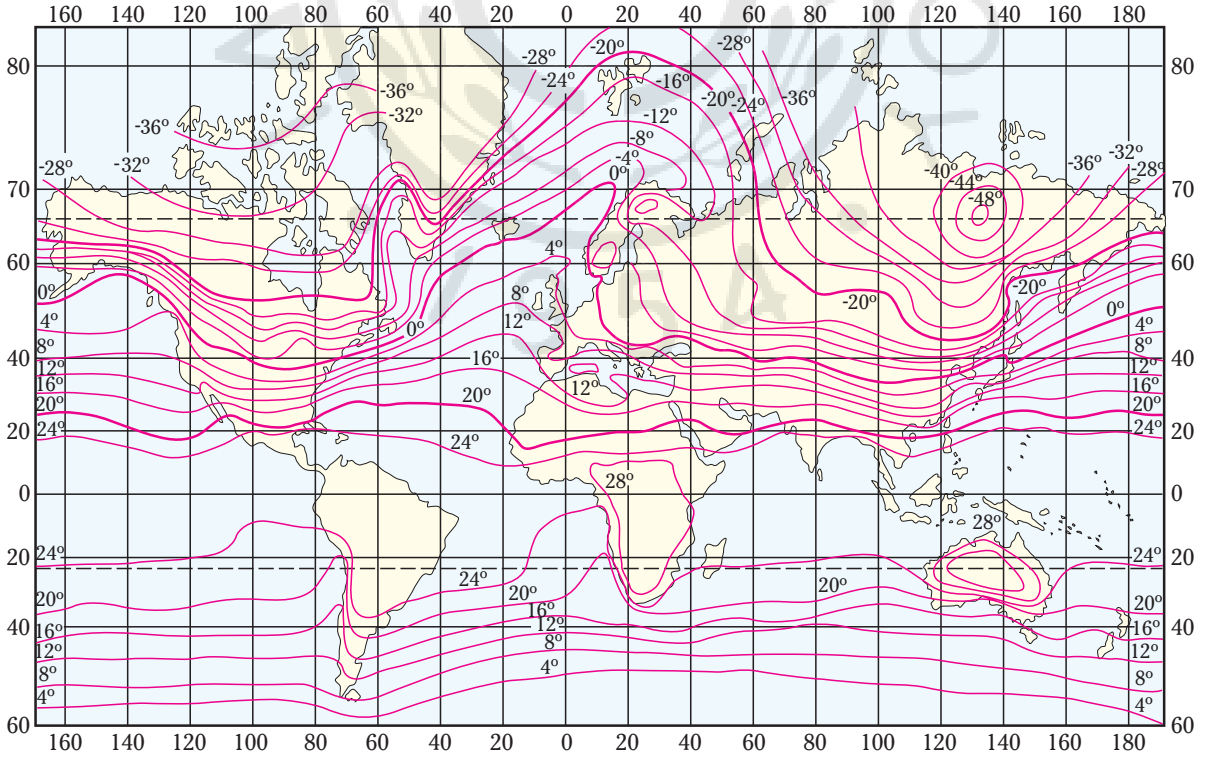
όπως είναι το ρεύμα του Κόλπου (Golf stream) και τα ***ψυχρά***, όπως είναι το ρεύμα του Λαμπραντόρ (Labrador current). Τα θερμά ρεύματα, λοιπόν, κατά την κίνησή τους προς τους πόλους, μεταφέρουν θερμά νερά σε ψυχρές περιοχές, διαμορφώνοντας έτσι την κατανομή της θερμοκρασίας του αέρα. Αντίστοιχα επιδρούν και τα ψυχρά, τα οποία κινούνται προς τον Ισημερινό, μεταφέροντας ψυχρά νερά σε θερμές περιοχές.

Η θερμοκρασία αποτελεί μία σημαντική παράμετρο για τη μετεωρολογία. Προκειμένου λοιπόν να αποκτήσει κανείς μια γρήγορη και συγχρόνως σαφή εικόνα της κατανομής της θερμοκρασίας, χρησιμοποιείται η γραμμική σύνδεση των τόπων με τη βοήθεια των ισοθέρμων.

Ισόθερμη καμπύλη (isothermal) είναι η καμπύλη που ενώνει όλους τους τόπους με την ίδια θερμοκρασία. Αν η Γη ήταν ομοιόμορφη ή ομοιογενής, τότε ο χάρτης των ισοθέρμων θα απεικόνιζε τις ισόθερμες παράλληλες με τον Ισημερινό, με τις τιμές τους να ελαττώνονται από τον Ισημερινό προς τους πόλους. Επειδή, όμως, εκεί που υπάρχει ωκεάνιο τμήμα, ακριβώς δίπλα υπάρχει εκτεταμένη ηπειρωτική έκταση και έπειτα εναλλάσσεται και πάλι με θαλάσσια περιοχή, η παραλληλία των ισοθέρμων αναιρείται εν μέρει, με αποτέλεσμα να παρατηρείται μία κάμψη στις ισόθερμες. Τον χειμώνα αυτή η κάμψη παρατηρείται με φορά προς τον Ισημερινό, πάνω από τις ηπειρωτικές περιοχές (σχ. 1.7β). Το καλοκαίρι, οι ισόθερμες κάμπτονται προς τους πόλους, πάνω από τις ηπειρωτικές εκτάσεις (σχ. 1.7γ).

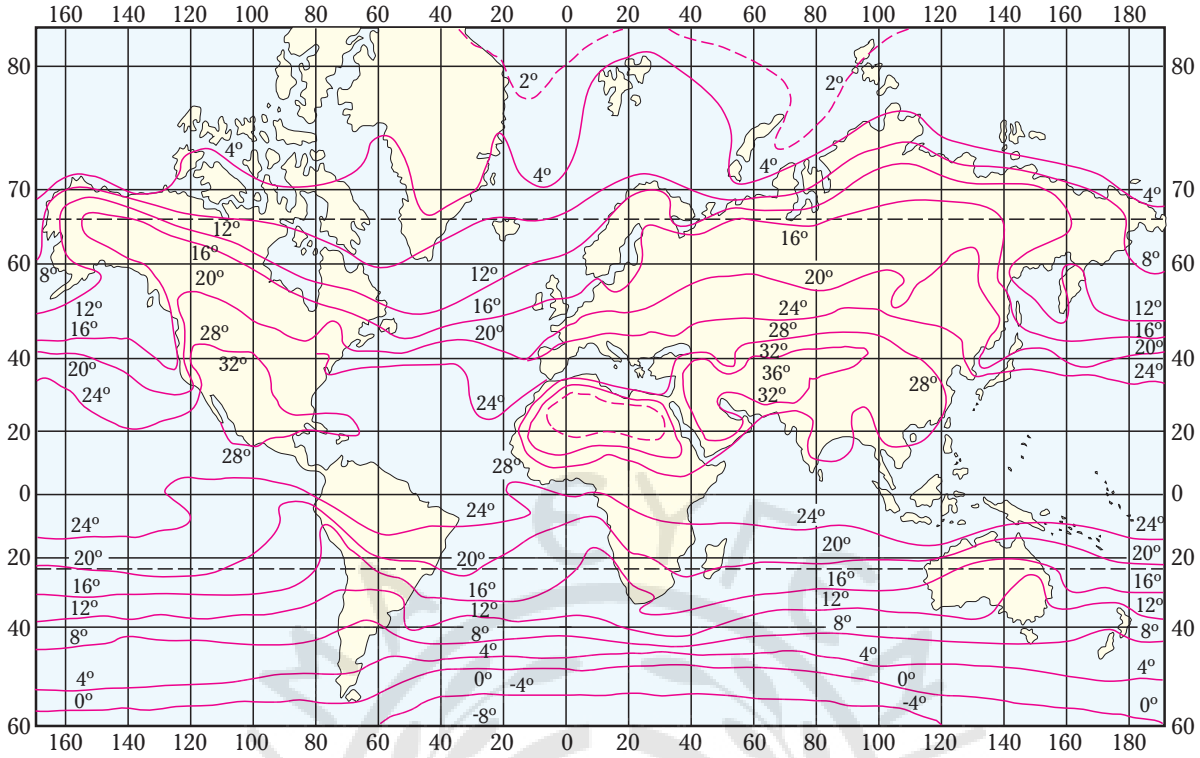
Αυτό συμβαίνει διότι η ξηρά παρουσιάζει μικρότερη θερμοχωρητικότητα απ' τη θάλασσα. Η τριπλάσια θερμοχωρητικότητα της θάλασσας σε σχέση μ' αυτήν της ξηράς, την καθιστά λιγότερο ευμετάβλητη στη θερμοκρασία. Έτσι η ξηρά, θερμαίνεται ισχυρότερα απ' τη θάλασσα και αποκτά υψηλότερες μέγιστες τιμές θερμοκρασίας και αντίστοιχα ψύχεται εξίσου ισχυρά, με αποτέλεσμα να αποκτά ακόμη χαμηλότερες τιμές θερμοκρασίας συγκριτικά με τη θάλασσα.

Αξίζει να σημειωθεί ότι σε γεωγραφικά πλάτη μεγαλύτερα των 40°, στο νότιο (Ν) ημισφαίριο, παρατηρείται μία σχεδόν παράλληλη κατανομή των ισοθέρμων, κάτι που συμβαίνει τόσο τη χειμερινή, όσο και τη θερινή περίοδο (σχ. 1.7β και 1.7γ). Αυτό εξηγείται από το γεγονός ότι σ' αυτά τα πλάτη επικρατεί η ωκεάνια περιοχή έναντι της ηπειρωτικής, οπότε εφόσον δεν υπάρχει ανομοιογένεια στην κατανομή ξηράς–θάλασσας, οι ισόθερμες καμπύλες εμφανίζονται σχεδόν παράλληλες.



Σχ. 1.7β

Διανομή της θερμοκρασίας του αέρα τον Ιανουάριο.

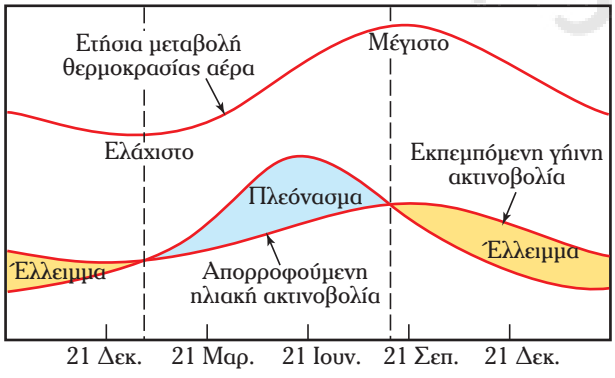


Σχ. 1.7γ

Διανομή της θερμοκρασίας του αέρα τον Ιούλιο.

1.8 Επίδραση της μεταβολής της κλίσεως του Ήλιου στην έκθεση στο ηλιακό φως.

Είναι γνωστό πως η Γη δεν περιστρέφεται μόνο γύρω από τον άξονά της μέσα σε ένα 24ωρο, αλλά και γύρω από τον Ήλιο, κίνηση που διαρκεί ένα έτος. Στο σχήμα 1.8 απεικονίζεται η ετήσια μεταβολή της θερμοκρασίας του αέρα σε συνδυασμό με την ετήσια πορεία της ηλιακής και της γήινης ακτινοβολίας.



Σχ. 1.8

Απεικόνιση της ετήσιας μεταβολής της θερμοκρασίας του αέρα σε συνδυασμό με την ετήσια πορεία της ηλιακής και της γήινης ακτινοβολίας.

Αξίζει να σημειωθεί ότι ο άξονας περιστροφής της Γης παρουσιάζει μία κλίση ως προς το επίπεδο περιστροφής, επομένως δεν μπορεί να θεωρηθεί κάθετος ως προς αυτό. Κατά συνέπεια, η γωνία προσπτώσεως των ηλιακών ακτίνων στην επιφάνεια της Γης διαφέρει από εποχή σε εποχή για το κάθε ημισφαίριο.

Γενικά, όσο πιο πολλές είναι οι ώρες της ημέρας σε μια περιοχή, τόσο μεγαλύτερη ενέργεια δέχεται από τον Ήλιο και συνεπώς θερμαίνεται πιο πολύ. Το Β ημισφαίριο είναι θερμότερο κατά τους θερινούς μήνες (Ιούνιο, Ιούλιο και Αύγουστο) σε σχέση με το Ν, γιατί λαμβάνει μεγαλύτερα ποσά ενέργειας απ' τον Ήλιο. Αντίθετα, κατά τους χειμερινούς μήνες (Δεκέμβριο, Ιανουάριο και Φεβρουάριο) είναι ψυχρότερο, γιατί το Ν ημισφαίριο είναι εκείνο που δέχεται πλέον τα μεγαλύτερα ποσά θερμότητας απ' τον Ήλιο και έτσι θερμαίνεται περισσότερο.

Η διαφορά της μέσης θερμοκρασίας του ψυχρότερου μήνα από τη μέση θερμοκρασία του θερμότερου μήνα κατά τη διάρκεια ενός έτους ονομάζεται ***Ετήσιο Θερμομετρικό Εύρος*** (Ε.Θ.Ε.).

Το Ε.Θ.Ε. εξαρτάται από:

1) Το ***γεωγραφικό πλάτος*** του τόπου.
2) Το ***υψόμετρο***.

3) Τη ***φύση του εδάφους (ανάγλυφο)***.

4) Τον ***βαθμό ηπειρωτικότητας***. Η μετατόπιση των μεγίστων και ελαχίστων τιμών της θερμοκρασίας πάνω από τις θαλάσσιες και τις παράκτιες περιοχές, εξηγείται απ' το γεγονός ότι η θάλασσα συγκρατεί περισσότερο την προσλαμβανόμενη ηλιακή ακτινοβολία, με αποτέλεσμα στις περιοχές αυτές το φθινόπωρο να είναι θερμότερο απ' την άνοιξη, ενώ παρατηρείται το αντίθετο σε ηπειρωτικές περιοχές.

5) Την ***κατάσταση της ατμόσφαιρας***.

6) Την ***επικάλυψη του εδάφους***.

Από τα παραπάνω, καθίσταται φανερό ότι για το Ε.Θ.Ε. ισχύουν τα ακόλουθα:

1) Είναι μεγαλύτερο πάνω από τις ηπείρους, σε σχέση με τους ωκεανούς.

2) Αυξάνεται από τον Ισημερινό προς τους πόλους.

Βάσει του ετήσιου θερμομετρικού εύρους, έχει γίνει μία κλιματική ταξινόμηση σε τρεις τύπους, σύμφωνα με την οποία το κλίμα χαρακτηρίζεται ως ***θαλάσσιο***, αν το Ε.Θ.Ε. $<10^{o}$C, ***εύκρατο***, αν 10^{o}C < Ε.Θ.Ε. $<20^{o}$C και ***ηπειρωτικό***, αν το Ε.Θ.Ε. $>20^{o}$C.

1.9 Επίδραση της μεταβολής της διάρκειας της ημέρας στην έκθεση στο ηλιακό φως.

Εκτός από την επίδραση του γεωγραφικού πλάτους και της κλίσεως του Ήλιου, σημαντικό ρόλο παίζει και η διάρκεια της ημέρας στα προσλαμβανόμενα ποσά ενέργειας από τον Ήλιο. Πιο αναλυτικά, η Γη περιστρέφεται γύρω από τον άξονά της. Επομένως, οι περιοχές που φωτίζονται από τον Ήλιο και για όσο διαρκεί η ημέρα, δέχονται μεγαλύτερα ποσά ενέργειας σε σχέση με αυτά που αποβάλλονται από τη γήινη επιφάνεια. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα τη θέρμανση του εδάφους, με τη μέγιστη τιμή της θερμοκρασίας να παρατηρείται 1 με 2 ώρες μετά τη μεσουράνηση του Ήλιου. Στη συνέχεια, ο Ήλιος έχοντας αρχίσει να δύει, στέλνει στη Γη μικρότερα ποσά ενέργειας απ' ό,τι πριν. Τη νύχτα που σταματά η εισροή της ηλιακής ακτινοβολίας, υπάρχει μόνο απώλεια θερμότητας μέσω της γήινης ακτινοβολίας και η επιφάνεια της Γης ψύχεται. Η ψύξη συνεχίζεται μέχρι τη στιγμή που η ηλιακή ακτινοβολία θα ξεπεράσει και πάλι τη γήινη. Γι' αυτό και η ελάχιστη θερμοκρασία εμφανίζεται συνήθως λίγο μετά την ανατολή του Ήλιου, μερικές φορές ακόμα και μία ώρα αργότερα. Στο σχήμα 1.9, απεικονίζεται η ημερήσια μεταβολή της θερμοκρασίας του αέρα, η οποία ελέγχεται από την εισερχόμενη από τον Ήλιο ακτινοβολία και την εξερχόμενη από την επιφάνεια της Γης.

Η διαφορά μεταξύ της μέγιστης τιμής της θερμοκρασίας και της ελάχιστης, που παρατηρείται κατά τη διάρκεια μιας ημέρας, ονομάζεται ***Ημερήσιο Θερμομετρικό Εύρος (Η.Θ.Ε.)*** και εξαρτάται από τους εξής παράγοντες:

1) Τη ***νέφωση***. Μία ισχυρή νέφωση, εκτός από το γεγονός ότι μετατοπίζει χρονικά το μέγιστο και το ελάχιστο της ημερήσιας πορείας της θερμοκρασίας, έχει ως συνέπεια τη σημαντική ελάττωση του ημερήσιου εύρους.

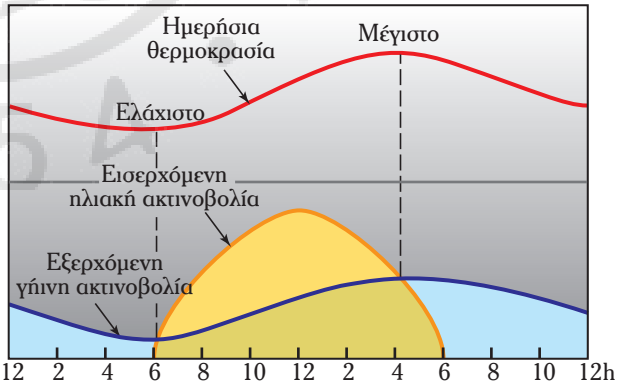
2) Το ***υψόμετρο***. Το ημερήσιο εύρος είναι γενικά αντιστρόφως ανάλογο του υψομέτρου.

3) Το ***γεωγραφικό πλάτος***. Το ημερήσιο εύρος αυξάνει από τους πόλους προς τον Ισημερινό. Το μέγιστο ημερήσιο εύρος παρατηρείται στις τροπικές περιοχές, όπου επιπρόσθετα επηρεάζεται από τη νέφωση και μπορεί κατά μέσο όρο να ξεπεράσει τους 12 °C.

4) Την ***εποχή***. Η επίδραση της εποχής είναι μεγαλύτερη στις εύκρατες ζώνες και μικρότερη στον Ισημερινό.

5) Τη ***φύση του εδάφους*** και τη ***βλάστηση***. Οι παράγοντες αυτοί επηρεάζουν το Η.Θ.Ε. λόγω διαφορετικής θερμοχωρητικότητας και αγωγιμότητας. Έτσι, πάνω από ένα γυμνό έδαφος (έρημος, στέπα), το ημερήσιο εύρος μπορεί να πλησιάσει τους 30° C. Επίσης, ένα στρώμα χιονιού στο έδαφος, αυξάνει πολύ το ημερήσιο εύρος, ενώ αντίθετα η βλάστηση το ελαττώνει.

6) Το ***ανάγλυφο***. Στα κοίλα τμήματα ενός βου-



Σχ. 1.9

Απεικόνιση της ημερήσιας μεταβολής της θερμοκρασίας του αέρα εξαιτίας της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας και της εξερχόμενης γήινης ακτινοβολίας. Όταν η εισερχόμενη ακτινοβολία υπερβαίνει την εξερχόμενη (ποριοκαλί χρώμα), τότε η θερμοκρασία του αέρα αυξάνεται, ενώ όταν η εξερχόμενη υπερβαίνει την εισερχόμενη (μπλε χρώμα), η θερμοκρασία του αέρα ελαττώνεται.

νού, το ημερήσιο εύρος είναι μεγαλύτερο σε σχέση με τις πλαγιές.

7) Τον ***βαθμό ππειρωτικότητας***. Οι ωκεάνιες μάζες αέρα, όταν προσεγγίζουν την ξηρά, προκαλούν στο ημερήσιο εύρος μικρή ελάττωση. Γι' αυτόν τον λόγο, πάνω από τις θάλασσες, το Η.Θ.Ε. είναι πολύ μικρό, περίπου 1 με 2° C εξαιτίας τριών κυρίων παραγόντων:

α) Της διαπερατότητας των ηλιακών ακτίνων, που φτάνουν σε σχετικά μεγάλο βάθος.

β) Του σχεδόν συνεχούς κυματισμού, που αναμειγνύει το νερό της θάλασσας μέχρι το βάθος των 10 m.

γ) Της τριπλάσιας θερμοχωρητικότητας της θάλασσας σε σχέση μ' αυτήν της ξηράς.

8) Την ***ανατάραξη***. Στην περίπτωση νηνεμίας, το ημερήσιο εύρος είναι μεγαλύτερο απ' ό,τι σε μία περίπτωση με ισχυρή ανατάραξη, οπότε και ελαττώνεται.

Συνοψίζοντας, για το Η.Θ.Ε., ισχύουν τα εξής:

1) Είναι μεγαλύτερο πάνω από τις ππειρωτικές περιοχές από ό,τι πάνω από τις θαλάσσιες.

2) Ελαττώνεται από τον Ισημερινό προς τους πόλους.

3) Ελαττώνεται με το υψόμετρο της τοποθεσίας που εξετάζεται.

1.10 Αναστροφή θερμοκρασίας, ύψους και επιφανείας.

Όπως έχει ήδη αναφερθεί σε προηγούμενη παράγραφο, η θερμοκρασία μέσα στην τροπόσφαιρα ελαττώνεται σταθερά με το ύψος. Υπάρχει περίπτωση, ωστόσο, να παρατηρηθεί αύξηση της θερμοκρασίας σε κάποιο στρώμα. Η κατάσταση στην οποία συμβαίνει κάτι τέτοιο, ονομάζεται ***αναστροφή θερμοκρασίας*** (temperature inversion) και έχει τα ακόλουθα χαρακτηριστικά:

1) Την ***βάση αναστροφής***, όπως ονομάζεται η κατώτερη ατμόσφαιρα του στρώματος αναστροφής.

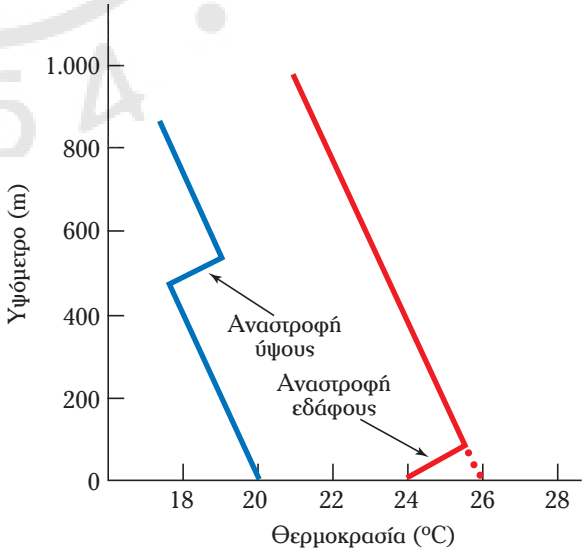
2) Το ***ύψος αναστροφής***, δηλαδή την απόσταση της βάσεώς της απ' την επιφάνεια του εδάφους.

3) Το ***βάθος αναστροφής***, όπως καλείται το πάχος του ατμοσφαιρικού στρώματος μέσα στο οποίο συμβαίνει η αναστροφή θερμοκρασίας.

4) Το ***στρώμα αναστροφής***, δηλαδή την περιοχή της ατμόσφαιρας μέσα στην οποία συμβαίνει η αναστροφή.

Ανάλογα με το ύψος εμφανίσεώς της, η αναστροφή θερμοκρασίας διακρίνεται στα εξής είδη:

1) ***Αναστροφή επιφανείας*** ή ***εδάφους*** (surface inversion) (σχ. 1.10), η οποία εμφανίζεται τη νύχτα με ανέφελο ουρανό, όταν υπάρχει άπνοια ή πολύ μικρής εντάσεως άνεμος. Σ' αυτήν την περίπτωση, η Γη αποβάλλει ενέργεια μέσω της γήινης ακτινοβολίας και την επιστρέφει μέσω της ατμόσφαιρας στο Διάστημα, γεγονός που προκαλεί την ψύξη στην επιφάνειά της. Έτσι, τα στρώματα του αέρα που βρίσκονται σε άμεση επαφή με το έδαφος ψύχονται εξίσου, ενώ τα ανώτερα στρώματα που δεν έχουν επηρεαστεί, παρουσιάζουν μεγαλύτερες τιμές θερμοκρασίας. Μετά την ανατολή του Ήλιου, ο αέρας κοντά στο έδαφος ζεσταίνεται, με αποτέλεσμα να παύει η αναστροφή. Με τον τρόπο αυτόν, εξηγείται η αύξηση της θερμοκρασίας. Το ύψος που φτάνει αυτή η αναστροφή δεν ξεπερνά συνήθως τα 400 – 500 m από την επιφάνεια του εδάφους. Αν ο ουρανός δεν ήταν ανέφελος, η ψύξη δεν θα ήταν τόσο έντονη και το φαινόμενο της αναστροφής μπορεί να μην παρουσιαζόταν καθόλου, αφού τότε τα νέφη θα λειτουργούσαν σαν ένα στρώμα, το οποίο δεν θα επέτρεπε τη διαφυγή της γήινης ακτινοβολίας, αλλά την επανεκπομπή της στο έδαφος με αποτέλεσμα τη θέρμανσή του. Επίσης, μπορεί να δημιουργηθεί και με τη μεταφορά αερίων μαζών πάνω από ψυχρότερες περιοχές, οπότε τα κατώτερα στρώματα της θερμής μάζας ψύχονται ισχυρότερα απ' τα ανώτερα τμήματα αυτής και η θερμοβαθμίδα τείνει να γίνει αρνητική. Τέλος, οι ισχυροί άνεμοι έχουν ως αποτέλεσμα την ελάττωση της κατακόρυφης βαθμίδας (παράγρ. 1.11) της θερμοκρασίας.



Σχ. 1.10
Είδη αναστροφών θερμοκρασίας.

2) ***Αναστροφή ύψους*** (inversion at height) (σχ. 1.10), η οποία εμφανίζεται σε οποιοδήποτε ύψος, αρκεί να επικρατούν ευνοϊκές συνθήκες. Συνήθως, οφείλεται στην ύπαρξη αντικυκλώνα, μετώπου ή άλλων δυναμικών αιτιών. Οι αντικυκλωνικές αναστροφές συμβαίνουν στο κέντρο ενός αντικυκλώνα, όπου ο αέρας έχει καθοδική κίνηση και θερμαινόμενος αδιαβατικά[3] γίνεται θερμότερος του υποκείμενου στρώματος αέρα. Οι μετωπικές αναστροφές συμβαίνουν στις μετωπικές επιφάνειες (βλ. κεφ. 8), όπου ο θερμός αέρας ανεβαίνει πάνω από μία «σφήνα» ψυχρού αέρα. Οι δυναμικές αναστροφές εμφανίζονται στα στρώματα, όπου ο άνεμος έχει μεγάλη ταχύτητα. Στα στρώματα αυτά παρατηρούνται αδιαβατικές μεταβολές, οι οποίες διαφοροποιούν την κατανομή της θερμοκρασίας μέσα σ' αυτά, προκαλώντας έτσι τη δημιουργία αναστροφής. Ακόμα, όταν μια θερμή αέρια μάζα βρεθεί πάνω από μία ψυχρότερη, τότε παρατηρείται θερμοκρασιακή αναστροφή στο συγκεκριμένο στρώμα της ατμόσφαιρας. Επίσης, όταν κατά τη διάρκεια της ημέρας σε μία περιοχή εμφανιστεί έντονη ατμοσφαιρική ρύπανση, τότε οι υψηλές συγκεντρώσεις του διοξειδίου του άνθρακα για παράδειγμα, μπορούν να απορροφήσουν κάποια ποσά ηλιακής ακτινοβολίας, προκαλώντας έτσι τη θέρμανση του συγκεκριμένου στρώματος ρύπων. Αναστροφές ύψους δύνανται να δημιουργηθούν και με άλλους μηχανισμούς, όπως κατά τη διέλευση ενός ψυχρού μετώπου ή λόγω ανεπαρκούς θερμάνσεως του εδάφους κατά την ημέρα, είτε λόγω μερικής παρουσίας νεφώσεως. Οι αναστροφές αυτές, όμως, δεν παρουσιάζουν μεγάλο ενδιαφέρον για τα προβλήματα της ρυπάνσεως, επειδή στην περίπτωση του ψυχρού μετώπου, η διέλευσή του συνοδεύεται συνήθως από ανέμους, ενώ στην περίπτωση της ανεπαρκούς θερμάνσεως του εδάφους, η διάρκεια είναι μικρή.

Τα στρώματα αναστροφής είναι ευσταθή στρώματα, πράγμα που σημαίνει ότι εμποδίζουν τις ανοδικές κινήσεις των αερίων στην ατμόσφαιρα.

1.11 Θερμοβαθμίδα.

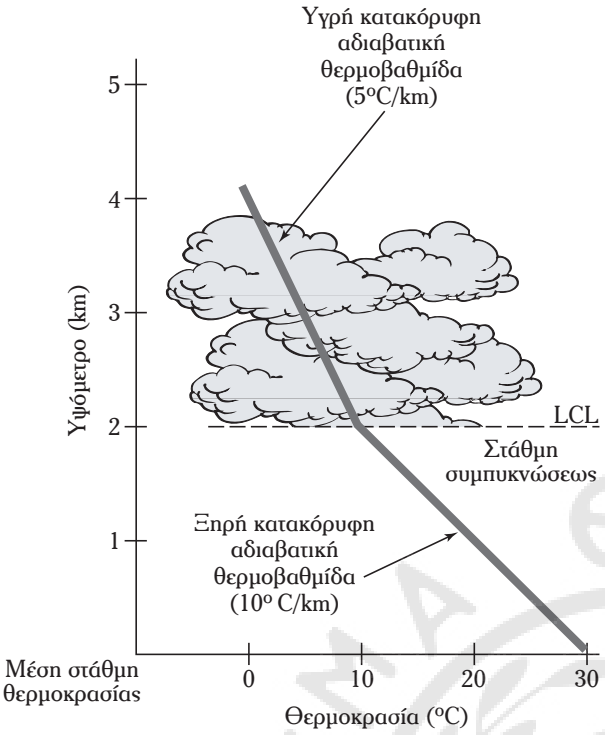
Όταν μια αέρια μάζα ανέρχεται μέσα στην ατμόσφαιρα, διαστέλλεται εξαιτίας της ταυτόχρονης ελαττώσεως της πιέσεως με το ύψος, ενώ όταν κατέρχεται, συστέλλεται. Για να πραγματοποιηθεί η διαστολή της αέριας μάζας κατά την άνοδό της στην ατμόσφαιρα, απαιτείται προσφορά ενέργειας. Την ενέργεια αυτή, τη λαμβάνει η αέρια μάζα από την κινητική ενέργεια των μορίων της. Η κινητική ενέργεια αυτή είναι ανάλογη της θερμοκρασίας της αέριας μάζας. Όταν λοιπόν μία μάζα αέρα κινείται προς τα πάνω, διαστέλλεται χρησιμοποιώντας κινητική ενέργεια από τα μόριά της και άρα μειώνεται η θερμοκρασία της. Αντίστοιχα, όταν η αέρια μάζα κινηθεί προς τα κάτω, αυξάνει τη θερμοκρασία της. Η μεταβολή αυτή, δηλαδή η θέρμανση με διαστολή και η ψύξη με συστολή, ονομάζεται ***αδιαβατική***, γιατί στην αέρια μάζα ούτε προσφέρεται, αλλά ούτε και αφαιρείται από αυτήν ποσό θερμότητας. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, η θερμοκρασία μειώνεται με το ύψος μέσα στην τροπόσφαιρα και η μείωση αυτή ονομάζεται ***Κατακόρυφη Αδιαβατική Θερμοβαθμίδα*** – Κ.Α.Θ. (Adiabatic Lapse Rate – A.L.R.). Η μέση τιμή της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας είναι 6,5°C/1 km. Ωστόσο, η τιμή αυτή είναι απλώς ένας μέσος όρος, ο οποίος απαντάται σπάνια στη φύση. Η πραγματική τιμή της Κ.Α.Θ. σε έναν τόπο υπολογίζεται καθημερινά με τη βοήθεια της ραδιοβολίσεως[4].

Ο ρυθμός μεταβολής της θερμοκρασίας σε μία τέτοιου είδους διαδικασία ονομάζεται ***Ξηρή Αδιαβατική Θερμοβαθμίδα*** – Ξ.Α.Θ. (Dry Adiabatic Lapse Rate – D.A.L.R) (σχ. 1.11α) με τιμή 10° C/1 km. Λέγεται ξηρή, διότι δεν έχει ληφθεί υπόψη η επίδραση της εξατμίσεως ή της υγροποιήσεως. Επομένως, μία αέρια μάζα που ανέρχεται στην ατμόσφαιρα και στην οποία δεν πραγματοποιείται υγροποίηση υδρατμών, ψύχεται κατά 10°C ανά 1 km. Όταν, όμως, η μάζα αυτή κατά την άνοδό της φτάσει σε κάποιο ύψος που η θερμοκρασία είναι αρκετά χαμηλή, τότε μπορεί και να παρατηρηθεί μέσα στην ατμόσφαιρα το φαινόμενο της υγροποιήσεως των υδρατμών που περιέχονται μέσα στην αέρια μάζα. Κατά την αλλαγή της καταστάσεως των υδρατμών από την αέρια στην υγρή φάση, απελευθερώνεται στην ατμόσφαιρα ποσό θερμότητας που ονομάζεται ***λανθάνουσα θερμότητα υγροποιήσεως***. Στην περίπτωση αυτή,

---

[3] ***Αδιαβατική μεταβολή*** της θερμοκρασίας ονομάζεται η μεταβολή κατά την οποία η αέρια μάζα δεν ανταλλάσσει θερμότητα με το περιβάλλον είτε κινείται προς τα επάνω είτε προς τα κάτω.

[4] ***Ραδιοβόλιση*** ονομάζεται η διαδικασία κατά την οποία στέλνεται στην ατμόσφαιρα μία συσκευή εξοπλισμένη με όργανα που της επιτρέπουν τον προσδιορισμό μίας ή περισσοτέρων μετεωρολογικών παραμέτρων. Η συσκευή αυτή είναι εφοδιασμένη με ραδιοπομπό για την αποστολή των πληροφοριών στον επίγειο σταθμό.



Σχ. 1.11α

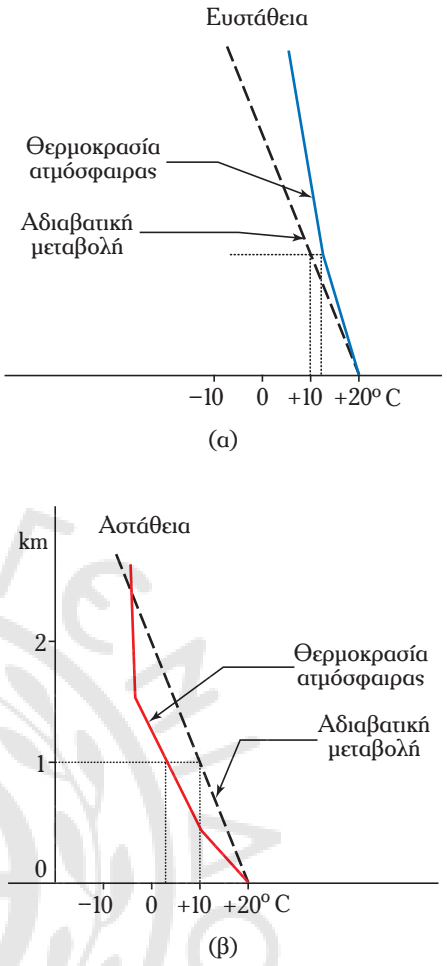
Απεικόνιση ξηρής και υγρής κατακόρυφης αδιαβατικής θερμοβαθμίδας [όπου LCL: Lifted Condensation Level. Ανυφούμενο Επίπεδο Συμπυκνώσεως (παράγρ. 4.3)].

η μάζα αέρα, δέχεται μία επιπρόσθετη πηγή ενέργειας. Η θερμοκρασία της, λοιπόν, δεν συνεχίζει να μειώνεται με τον ίδιο ρυθμό, αλλά με έναν άλλο μικρότερο ρυθμό, που καλείται ***Υγρή Αδιαβατική Θερμοβαθμίδα*** (Υ.Α.Θ.) (Saturated Adiabatic Lapse Rate–S.A.L.R) (σχ. 1.11α). Η Υ.Α.Θ. δεν είναι σταθερή, αλλά εξαρτάται από τον ρυθμό υγροποιήσεως, δηλαδή από την ποσότητα των υδρατμών που υγροποιούνται. Προφανώς, όσο περισσότεροι υδρατμοί υγροποιούνται, τόσο περισσότερη θερμότητα αποδίδεται στην αέρια μάζα, άρα τόσο πιο αργά ψύχεται η μάζα αυτή όσο ανεβαίνει προς τα πάνω. Στην κατώτερη τροπόσφαιρα, η Υ.Α.Θ. έχει τιμή περίπου 5° C/1 km.

Η στατική της ατμόσφαιρας εξετάζει την ευστάθεια και την αστάθεια της ατμόσφαιρας.

1) ***Ευστάθεια*** χαρακτηρίζεται η κατάσταση της ατμόσφαιρας, στην οποία δεν παρατηρούνται κατακόρυφες ανοδικές κινήσεις. Η ευστάθεια συνδυάζεται με τον σχηματισμό ομίχλης και την εμφάνιση επεισοδίων ατμοσφαιρικής ρυπάνσεως (σχ. 1.11β).

2) ***Αστάθεια*** ονομάζεται η κατάσταση εκείνη της ατμόσφαιρας, η οποία χαρακτηρίζεται από έντονες ανοδικές κινήσεις. Έχει ως αποτέλεσμα τη συμπύ-



Σχ. 1.11β

Χαρακτηρισμός της ατμόσφαιρας ως ευσταθούς ή ασταθούς σε σχέση με τη μεταβολή της θερμοκρασίας καθ' ύψος.

κνωση υδρατμών και τη δημιουργία βροχής και άλλων μετεωρολογικών φαινομένων (σχ. 1.11β). Στη συνέχεια εξετάζεται η στατική της ατμόσφαιρας, όταν η αέρια μάζα είναι ξηρή, όταν είναι υγρή και όταν μεταβάλλεται η υγρασία της.

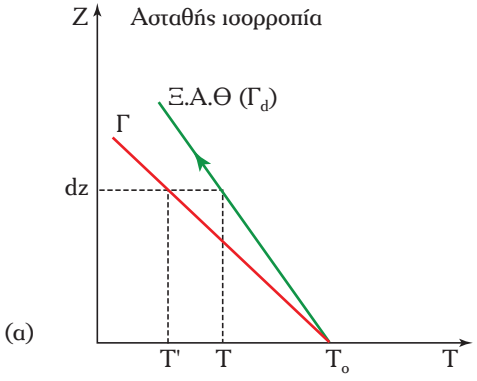
1) Ευστάθεια και αστάθεια ξηρού αέρα.

Έστω μία αέρια μάζα θερμοκρασίας Τ, η οποία αναγκάζεται να μετακινηθεί προς τα πάνω για πολύ μικρό διάστημα dz, σε περιβάλλον με θερμοκρασία αέρα Τ′.

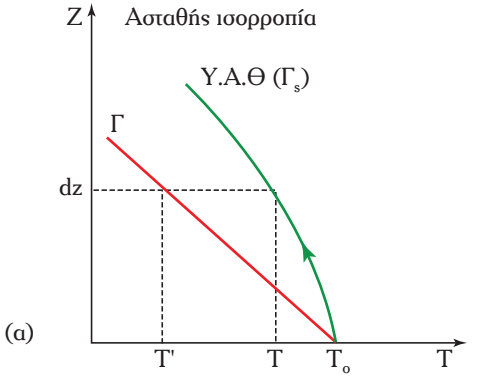
α) Αν $T > T' \rightarrow T - T' > 0$, τότε η αέρια μάζα θα συνεχίσει να ανέρχεται (ασταθής ισορροπία) [σχ. 1.11γ(α)].

Η κλίση της θερμοβαθμίδας του περιβάλλοντος (Γ), είναι μεγαλύτερη της κλίσεως της ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας (Γ_d). Δηλαδή ισχύει: $\Gamma > \Gamma_d$

β) Αν $T < T' \rightarrow T - T' < 0$, τότε η αέρια μάζα τεί-



Σχ. 1.11γ
Απεικόνιση (α) ασταθειας και (β) ευστάθειας ξηρού αέρα.



Σχ. 1.11δ
Απεικόνιση (α) ασταθειας και (β) ευστάθειας υγρού αέρα.

νει να επανέλθει στην αρχική της θέση (ευσταθής ισορροπία) [σχ. 1.11γ(β)].

Η κλίση της θερμοβαθμίδας του περιβάλλοντος (Γ) είναι μικρότερη της κλίσεως της ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας ($Γ_d$). Δηλαδή ισχύει: $Γ < Γ_d$

γ) Αν $T = T' \rightarrow T - T' = 0$, τότε η αέρια μάζα θα πάψει να μετακινείται (αδιάφορη ισορροπία).

Η θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος (Γ) ταυτίζεται με την ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα ($Γ_d$). Δηλαδή ισχύει: $Γ = Γ_d$.

2) Ευστάθεια και αστάθεια υγρού αέρα.

α) Αν $T > T' \rightarrow T - T' > 0$, τότε η κορεσμένη αέρια μάζα βρίσκεται σε ασταθή ισορροπία [σχ. 1.11δ(α)].

Η κλίση της θερμοβαθμίδας του περιβάλλοντος (Γ), είναι μεγαλύτερη της κλίσεως της υγρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας ($Γ_s$). Δηλαδή ισχύει: $Γ > Γ_s$.

β) Αν $T < T' \rightarrow T - T' < 0$, τότε η κορεσμένη αέρια μάζα βρίσκεται σε ευσταθή ισορροπία [σχ. 1.11δ(β)].

Η κλίση της θερμοβαθμίδας του περιβάλλοντος (Γ) είναι μικρότερη της κλίσεως της υγρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας ($Γ_s$). Δηλαδή ισχύει: $Γ < Γ_s$.

γ) Αν $Γ = Γ_s$, δηλ. $T = T'$, τότε η κορεσμένη αέρια μάζα βρίσκεται σε αδιάφορη ισορροπία.

3) Συνθήκες ισορροπίας στην ατμόσφαιρα στην περίπτωση που εμφανίζεται συμπύκνωση υδρατμών στην μετακινούμενη αέρια μάζα.

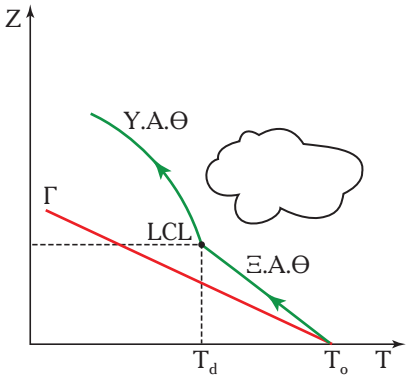
Σ' αυτήν την περίπτωση πρέπει να ληφθεί υπόψη η σχέση της θερμοβαθμίδας του περιβάλλοντος Γ, τόσο με την ξηρή $Γ_d$, όσο και με την υγρή θερμοβαθμίδα $Γ_s$. Έτσι:

α) Αν $Γ > Γ_d > Γ_s$, τότε η ανερχόμενη αέρια μάζα θα είναι πάντοτε θερμότερη από τον περιβάλλοντα αέρα και η ατμόσφαιρα θα χαρακτηρίζεται ***απόλυτα ασταθής*** (absolute unstable). Αναπτύσσεται νέφος κατακόρυφης αναπτύξεως πάνω από τη στάθμη συμπυκνώσεως (LCL), χωρίς να χρειάζεται κάποιο εξωτερικό αίτιο για την ανύψωση της αέριας μάζας, όπως ένα βουνό ή ένα μέτωπο (σχ. 1.11ε).

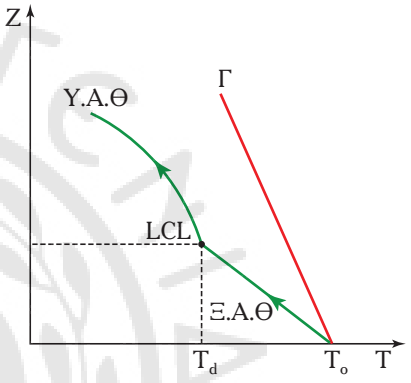
β) Αν $Γ_d > Γ_s > Γ$, τότε η ανερχόμενη αέρια μάζα θα είναι πάντοτε ψυχρότερη από τον περιβάλλοντα αέρα και η ατμόσφαιρα θα χαρακτηρίζεται ***απόλυτα ευσταθής*** (absolute stable) (σχ. 1.11στ).

γ) Αν $Γ_d > Γ > Γ_s$ (η συνηθέστερη περίπτωση),

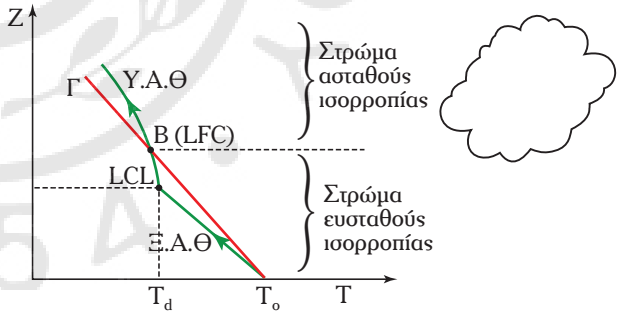
τότε η ανερχόμενη αέρια μάζα θα είναι ψυχρότερη από τον περιβάλλοντα αέρα (ευσταθής ισορροπία) μέχρι το σημείο Β. Από το σημείο Β και πάνω η αέρια μάζα ανέρχεται μόνη της με συνέπεια να δημιουργηθεί νέφος με μεγάλη κατακόρυφη έκταση. Για τον λόγο αυτόν το σημείο Β καλείται ***Στάθμη Ελεύθερης Εκτονώσεως*** (Level of Free Convection–LFC). Η ατμόσφαιρα τότε βρίσκεται σε κατάσταση ***αστάθειας υπό συνθήκη*** ή ***υπό όρους*** (conditionally unstable), καθώς χρειάζεται απαραίτητα κάποιο μηχανικό αίτιο για την ανύψωση της αέριας μάζας μέχρι τη στάθμη ελεύθερης εκτονώσεως, όπως ένα βουνό ή ένα μέτωπο (σχ. 1.11ζ).



Σχ. 1.11ε
Απεικόνιση απόλυτα ασταθούς αέριας μάζας.



Σχ. 1.11στ
Απεικόνιση απόλυτα ευσταθούς αέριας μάζας.

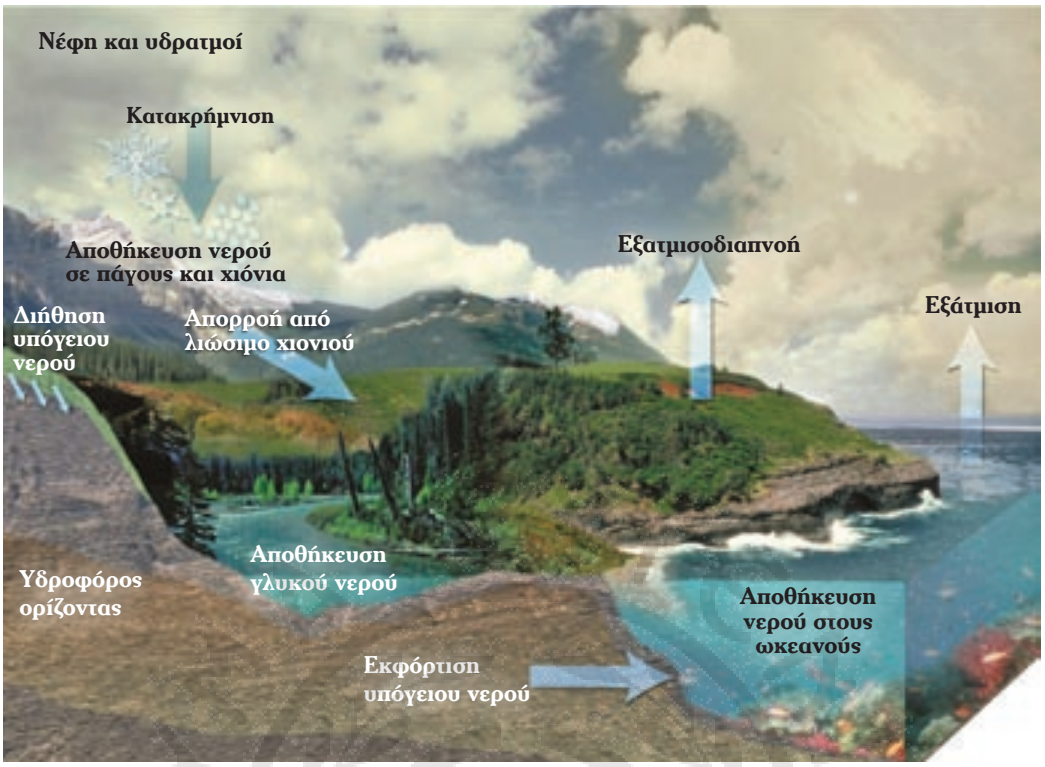


Σχ. 1.11ζ
Υπό όρους αστάθεια.

1.12 Ιδιότητες των υδρατμών στην ατμόσφαιρα.

Το νερό υπάρχει σε διάφορες μορφές στην επιφάνεια της Γης καθώς και κάτω και πάνω απ' αυτή, και βρίσκεται διαρκώς σε κίνηση και πάντα σε αλλαγή, από την υγρή στην αέρια ή τη στερεή μορφή και το αντίστροφο. Θα μπορούσε να θεωρήσει κανείς ότι αυτή η κίνηση ξεκινά από την εξάτμιση τεραστίων ποσοτήτων ύδατος από την επιφάνεια των ωκεανών, λόγω της προσφερόμενης ηλιακής ενέργειας. Οι υδρατμοί που εισέρχονται στην ατμόσφαιρα μέσω της εξατμίσεως, μεταφέρονται με τη βοήθεια των ανέμων σε άλλες περιοχές, όπου υπό κατάλληλες ατμοσφαιρικές συνθήκες, μπορεί να συμπυκνωθούν δημιουργώντας νέφη ή υετό (βλ. παράγρ. 4.6, σελ. 65). Ο υετός περιλαμβάνει όλα τα είδη των υδρομετεώρων όπως βροχή, χιόνι κ.λπ.. Στην απλούστερη περίπτωση που ο υετός πέσει σε υδάτινη περιοχή, τότε το νερό θα ξεκινήσει τον ίδιο κύκλο, ενώ αν εναποτεθεί στην ξηρά, τότε ακολουθεί σύνθετη πορεία μέσω επιγείων και υπογείων διαδρομών, ώστε να καταλήξει και πάλι στη θάλασσα. Ο κύκλος μεταφοράς και μετατροπής του νερού απ' την υγρή κατάσταση στην αέρια και πάλι στην υγρή ονομάζεται ***υδρολογικός κύκλος*** ή ***κύκλος του νερού*** (σχ. 1.12).

Ο υδρολογικός κύκλος, αν και παρουσιάστηκε με απλό τρόπο, είναι στην πραγματικότητα μία πολύπλοκη διαδικασία με πληθώρα παραγόντων που αλληλεπιδρούν και την επηρεάζουν. Ειδικότερα, κατά τη διάρκεια της βροχοπτώσεως ένα μέρος του υετού εξατμίζεται και επιστρέφει πάλι στην ατμόσφαιρα, πριν φτάσει στην επιφάνεια του εδάφους. Ο υετός που φτάνει στο έδαφος, είτε αλληλεπιδρά με τη βλάστηση, είτε εισέρχεται στο υπέδαφος μέσω ανοιγμάτων και σχισμών στα πετρώματα, είτε απορρέει σε ποτάμια και λίμνες καταλήγοντας και πάλι στη θάλασσα. Εκτός από τους ωκεανούς, σημαντικά ποσά ύδατος εξατμίζονται πάνω από ηπειρωτικές περιοχές (ποτάμια, λίμνες) καταλήγοντας στην ατμόσφαιρα. Η βλάστηση, επίσης, μέσω της διαδικασίας της διαπνοής προσφέρει περίσσεια υγρασίας στο ατμοσφαιρικό περιβάλλον. Συνολικά, η προσφερόμενη υγρασία λόγω εξατμίσεως από τις ηπειρωτικές περιοχές και τη διαπνοή των φυτών αποτελεί το 15% του συνόλου, ενώ το υπόλοιπο 85% προέρχεται από τους ωκεανούς.



Σχ. 1.12
Ο υδρολογικός κύκλος.

Η μεγαλύτερη ποσότητα των υδρατμών συγκεντρώνεται μέχρι το ύψος των 10 km περίπου. Υπολογίζεται ότι το νερό που περιέχει ο αέρας, φθάνει περίπου τα $1,3 \times 10^3$ km^3. Η ποσότητα αυτή μεταβάλλεται με τη θερμοκρασία του αέρα. Όσο πιο υψηλή είναι η τιμή της θερμοκρασίας, τόσο πιο έντονη θα είναι η εξάτμιση και άρα τόσο μεγαλύτερη θα είναι και η ποσότητα των υδρατμών στην ατμόσφαιρα. Και στις πολικές περιοχές παρατηρείται εξάτμιση νερού, πολύ πιο αργή βέβαια λόγω της χαμηλής θερμοκρασίας και της στερεής μορφής του.

1.13 Εξάτμιση, συμπύκνωση, λανθάνουσα θερμότητα εξατμίσεως.

Το νερό είναι ένα σημαντικό στοιχείο της ατμόσφαιρας. Οι διαδικασίες μετατροπής στις φάσεις του (στερεή, υγρή, αέρια) είναι οι εξής:

1) Η διαδικασία μετατροπής του νερού απ' την υγρή κατάσταση στην αέρια, δηλαδή σε υδρατμούς, η οποία ονομάζεται ***εξάτμιση*** (evaporation) και συμβαίνει από οποιαδήποτε υγρή επιφάνεια.

2) Η διαδικασία μετατροπής της αέριας καταστάσεως του νερού, δηλαδή των υδρατμών, στην υγρή, που ονομάζεται ***συμπύκνωση*** (condensation). Η διεργασία αυτή παρατηρείται κατά τον σχηματισμό των νεφών, όπου οι υδρατμοί μετατρέπονται σε υδροσταγονίδια ή ακόμα και σε παγοκρυστάλλους, κάτι που εξαρτάται από τη θερμοκρασία του αέρα στο επίπεδο συμπυκνώσεως.

3) Η ***λανθάνουσα θερμότητα εξατμίσεως*** (latent heat of evaporation), δηλαδή το ποσό της θερμότητας που απαιτείται για την μετατροπή 1 kg νερού θερμοκρασίας βρασμού σε ατμό ίδιας θερμοκρασίας. Ονομάζεται ***λανθάνουσα*** γιατί είναι «κρυφή», δεν μπορεί να ανιχνευθεί ως διαφορά στη θερμοκρασία του νερού, αλλά μόνο ως αλλαγή στην κατάστασή του. Προφανώς η λανθάνουσα θερμότητα εξατμίσεως είναι ίση με τη λανθάνουσα θερμότητα υγροποιήσεως.

Δηλαδή, το ποσό της θερμότητας που χρειάζεται να πάρει μία δεδομένη ποσότητα νερού για να γίνει υδρατμός ισούται με το ποσό που εκλύει αυτή η ποσότητα υδρατμού όταν μετατρέπεται και πάλι σε νερό. Αξίζει να υπογραμμιστεί σ' αυτό το σημείο, ότι αυτό το είδος ενέργειας είναι που τροφοδοτεί ενεργειακά τους κυκλώνες των τροπικών, για τους οποίους θα γίνει αναλυτική περιγραφή σε επόμενο κεφάλαιο (βλ. κεφ. 9).

1.14 Κορεσμένος αέρας.

Ο ατμοσφαιρικός αέρας περιλαμβάνει στη σύστασή του και τους υδρατμούς, η ποσότητα των οποίων επηρεάζεται από την επικρατούσα θερμοκρασία. Έτσι, όσο υψηλότερη είναι η θερμοκρασία του αέρα, τόσο περισσότερους υδρατμούς μπορεί να συγκρατήσει. Ο αέρας που περιέχει τη μέγιστη ποσότητα των υδρατμών σε μία συγκεκριμένη θερμοκρασία ονομάζεται ***κορεσμένος***. Στην περίπτωση εκείνη που ο αέρας δεν περιέχει τη μέγιστη ποσότητα που θα μπορούσε να συγκρατήσει, ονομάζεται ***ακόρεστος***. Όταν η ατμόσφαιρα χαρακτηριστεί ως κορεσμένη, αυτό πρακτικά σημαίνει πως δεν μπορεί να συγκρατήσει άλλους υδρατμούς στη μάζα της, με αποτέλεσμα η οποιαδήποτε επιπρόσθετη ποσότητα υδρατμών που θα βρεθεί σ' αυτήν, να μετατραπεί σε σταγονίδια. Τα σταγονίδια αυτά δεν είναι παρά τα νέφη, όταν αυτά αιωρούνται ψηλά στην ατμόσφαιρα, και η ομίχλη, όταν αιωρούνται αρκετά κοντά στο έδαφος.

1.15 Διαδικασία αναμείξεως, ψύξεως και εξατμίσεως των υδρατμών, με τις οποίες ένα δείγμα αέρα μπορεί να έλθει σε κορεσμό.

Οι τρόποι συμπυκνώσεως των υδρατμών στην ατμόσφαιρα είναι οι ακόλουθοι:

1) Με ελάττωση της θερμοκρασίας με σταθερή πίεση, έως ότου φτάσει στη θερμοκρασία δρόσου.

2) Με ψύξη του υγρού αέρα μέσω της εξατμίσεως νερού μέσα σ' αυτόν, υπό σταθερή πίεση. Η θερμοκρασία που προκύπτει είναι η θερμοκρασία του υγρού θερμομέτρου [βλ. παράγρ. 1.19 (1)].

3) Με ψύξη του υγρού αέρα μέσω αδιαβατικής εκτονώσεως, δηλαδή η πίεση ελαττώνεται και η σχετική υγρασία αυξάνεται μέχρι να γίνει 100%.

Όταν ο κορεσμένος υγρός αέρας συνεχίζει να ανεβαίνει μέσα στην ατμόσφαιρα και να συμπυκνώνει υδρατμούς, η εκλυόμενη λανθάνουσα θερμότητα τείνει να θερμάνει τον αέρα και ο ρυθμός ψύξεως αυτού γίνεται μικρότερος από αυτόν που θα είχε αν ήταν ακόρεστος.

1.16 Σημείο δρόσου, απόλυτη υγρασία, σχετική υγρασία, τάση των υδρατμών.

Η πραγματική ποσότητα των υδρατμών στην ατμόσφαιρα ορίζεται ως ***υγρασία*** (humidity) και αποτελεί μία πολύ σημαντική παράμετρος που πρέπει να λαμβάνεται υπόψη από τους ναυτιλλόμενους. Η σπουδαιότητά της έγκειται κυρίως στην προστασία ευπαθών φορτίων στο πλοίο, οπότε και πρέπει να γίνονται οι απαραίτητες ενέργειες, όπως ο αερισμός των αποθηκευτικών χώρων του πλοίου. Στη συνέχεια, παρατίθενται οι ορισμοί του σημείου δρόσου, της απόλυτης και σχετικής υγρασίας, καθώς και της τάσεως των υδρατμών, που συνδέονται άμεσα με τους υδρατμούς της ατμόσφαιρας.

1) Το ***σημείο δρόσου*** ή ***κόρου*** (dew point) ή ***σημείο υγροποιήσεως*** είναι το σημείο εκείνο της θερμοκρασίας, που όταν ο αέρας ψυχθεί ισοβαρικά (με σταθερή πίεση), γίνεται κορεσμένος με τους υδρατμούς που ήδη περιέχει. Επομένως, δεν μπορεί να συγκρατήσει άλλους υδρατμούς, με αποτέλεσμα η σχετική υγρασία να είναι 100%. Η θερμοκρασία κορεσμού της ατμόσφαιρας ή αλλιώς το σημείο δρόσου, μπορεί να είναι οποιαδήποτε θερμοκρασία πάνω απ' τους 0°C. Η θερμοκρασία αυτή εξαρτάται από την ποσότητα υδρατμών που περιέχει 1 m^3 αέρα, συνεπώς εξαρτάται από την απόλυτη υγρασία. Στα μετεωρολογικά δελτία δίνεται τόσο η θερμοκρασία του αέρα όσο και το σημείο δρόσου, διότι οι δύο αυτές θερμοκρασίες όταν συσχετίζονται, δίνουν ποιοτικά την κατάσταση του αέρα ως προς τον κορεσμό του. Η διαφορά θερμοκρασίας εδάφους και σημείου δρόσου είναι σημαντική στην πρόγνωση ομίχλης.

2) ***Απόλυτη υγρασία*** (absolute humidity – AH) ονομάζεται το πηλίκο της μάζας των υδρατμών προς τον όγκο του αέρα που τους περιέχει. Επομένως, η μαθηματική σχέση

$$AH = \frac{m_{\upsilon\delta\rho\alpha\tau\mu\acute{\omega}\nu}}{V_{\alpha\acute{\varepsilon}\rho\alpha}}$$

όπου: $m_{\upsilon\delta\rho\alpha\tau\mu\acute{\omega}\nu}$ η μάζα των υδρατμών και $V_{\alpha\acute{\varepsilon}\rho\alpha}$ ο όγκος του αέρα που περιέχει τους υδρατμούς, μπορεί να περιγράψει την απόλυτη υγρασία, ενώ συγχρόνως εκφράζει και την πυκνότητα. Καθίσταται λοιπόν φανερό, πως η απόλυτη υγρασία μπορεί να εκφραστεί σε μονάδες πυκνότητας, που είναι τα γραμμάρια ανά κυβικό μέτρο (gr/m^3). Η απόλυτη υγρασία εκφράζεται και σε πίεση (μερική) των υδρατμών.

3) ***Σχετική υγρασία*** (relative humidity – RH), ονομάζεται το πηλίκο της ποσότητας των υδρατμών που περιέχονται σ' έναν όγκο αέρα, προς την ποσότητα των υδρατμών που θα περιείχε, αν η ατμόσφαιρα ήταν κορεσμένη στην ίδια όμως θερμοκρασία. Η μαθηματική σχέση που την περιγράφει είναι η εξής:

$$RH = \frac{m_{H_2O}}{m_{H_2O,\ \max}}\%$$

όπου: m_{H_2O} η μάζα των υδρατμών και $m_{H_2O,max}$ η μάζα των υδρατμών που περιέχονται στον αέρα αν αυτός είναι κορεσμένος. Η σχετική υγρασία είναι καθαρός αριθμός, εκφράζεται ως ποσοστό επί τοις εκατό (%) και δίνει το μέτρο του κατά πόσο η ατμόσφαιρα είναι κοντά ή μακριά από το σημείο του κόρου. Η γνώση της τιμής της σχετικής υγρασίας μπορεί να είναι χρήσιμη όχι μόνο από κλιματολογική και βιολογική πλευρά, αλλά και όσον αφορά την προστασία ευπαθών και ευαίσθητων εμπορευμάτων που μεταφέρει ένα πλοίο. Η πορεία της σχετικής υγρασίας είναι αντιστρόφως ανάλογη της θερμοκρασίας. Αυτό εξηγείται, καθώς με την ελάττωση της θερμοκρασίας, ελαττώνεται και η μάζα των υδρατμών που μπορεί να συγκρατήσει ο κορεσμένος αέρας.

4) ***Τάση των υδρατμών*** (vapor pressure) ονομάζεται η μερική πίεση που ασκείται από τους υδρατμούς στην ατμόσφαιρα. Στο σημείο δρόσου, η τάση των υδρατμών παίρνει τη μέγιστη τιμή της, η οποία και ονομάζεται ***μέγιστη τάση υδρατμών*** ή ***τάση κορεσμένων υδρατμών***.

1.17 Όργανα προσδιορισμού της θερμοκρασίας του αέρα.

Τα θερμόμετρα είναι όργανα με τα οποία προσδιορίζεται η θερμοκρασία. Πάνω στα όργανα αυτά υπάρχουν διάφορες κλίμακες μετρήσεως της θερμοκρασίας. Από τις πιο διαδεδομένες είναι η κλίμακα Κελσίου (Celcius, ºC), η κλίμακα Κέλβιν (Kelvin, ºK) και η κλίμακα Φαρενάιτ (Farenheit, ºF). Οι σχέσεις που συνδέουν τις κλίμακες αυτές είναι:

$$\theta_K = 273 + \theta_C \text{ ή } \theta_C = \theta_K - 273$$

$$\theta_F = 9(\theta_C + 32)/5 \text{ ή } \theta_C = 5(\theta_F - 32)/9$$

όπου: θ_C η θερμοκρασία σε βαθμούς Κελσίου, θ_K η θερμοκρασία σε βαθμούς Κέλβιν και θ_F η θερμοκρασία σε βαθμούς Φαρενάιτ.

Από τα όργανα προσδιορισμού της θερμοκρασίας, κυρίως χρησιμοποιούνται θερμόμετρα που περιέχουν υγρό θερμομετρικό υλικό, όπως ο υδράργυρος και το οινόπνευμα. Υπάρχουν επίσης τα μεταλλικά θερμόμετρα, όπως επίσης και τα θερμόμετρα με ηλεκτρική αντίσταση.

1) Ακροβάθμια θερμόμετρα.

Τα θερμόμετρα που δίνουν ενδείξεις της μεγαλύτερης και μικρότερης τιμής της θερμοκρασίας που παρατηρείται μέσα στο 24ωρο ονομάζονται ***ακροβάθμια*** και είναι τα εξής:

α) ***Θερμόμετρο μεγίστου***. Είναι υδραργυρικό θερμόμετρο με μία μικρή στένωση μεταξύ θερμομετρικού σωλήνα και δοχείου, που επιτυγχάνεται συνήθως με την τοποθέτηση μικρού κρυστάλλου από χαλαζία στο εσωτερικό του τριχοδιαμετρικού σωλήνα. Το εμπόδιο που δημιουργεί η στένωση στη φάση της ανόδου της θερμοκρασίας, το ξεπερνά ο υδράργυρος λόγω της διαστολής που υφίσταται και της πιέσεως που ασκείται από το δοχείο προς τον σωλήνα, όπου υπάρχει και η μόνη διέξοδος.

Όταν σημειωθεί το μέγιστο της θερμοκρασίας, φυσικό επακόλουθο είναι να ακολουθήσει πτωτική τάση της θερμοκρασίας. Στο σημείο αυτό εμφανίζεται και ο καθοριστικός ρόλος που διαδραματίζει η στένωση του τριχοδιαμετρικού σωλήνα, με το να εμποδίζει τον υδράργυρο που βρίσκεται μέσα στον σωλήνα να επιστρέψει στο δοχείο του θερμομέτρου. Επί πλέον, για να αποφευχθεί η επιστροφή του υδραργύρου στο δοχείο λόγω βαρύτητας, τα μεγιστοβάθμια θερμόμετρα του τύπου αυτού τοποθετούνται οριζόντια. Η τιμή της μέγιστης θερμοκρασίας καταγράφεται από το όργανο αυτό κατά τη διάρκεια της παρατηρήσεως στις 8 το βράδυ, οπότε και γίνεται η προετοιμασία για την καταμέτρηση της μέγιστης θερμοκρασίας της επόμενης μέρας. Η προετοιμασία αυτή είναι απλή και συνίσταται σε ελαφρά τινάγματα του θερμομέτρου με το δοχείο προς τα κάτω, έτσι ώστε η στάθμη του υδραργύρου μέσα στον σωλήνα να κατέβει σε επίπεδα χαμηλότερα απ' τη θερμοκρασία του περιβάλλοντος εκείνη τη χρονική στιγμή.

Το μεγιστοβάθμιο θερμόμετρο του τύπου αυτού είναι το γνωστό σε όλους ιατρικό θερμόμετρο.

β) ***Θερμόμετρο ελαχίστου***. Το θερμόμετρο αυτό που χρησιμεύει για τη μέτρηση της ελάχιστης θερμοκρασίας, έχει διαφοροποιημένο δοχείο (δύο συνεχόμενοι παράλληλοι κύλινδροι που συγκοινωνούν) και το ευαίσθητο θερμομετρικό υλικό που χρησιμοποιεί είναι καθαρό οινόπνευμα. Μέσα στη μάζα του άχρωμου οινοπνεύματος τοποθετείται μικρός κυλινδρικός δείκτης από σμάλτο, με διογκωμένα σφαιρικά τα δύο του άκρα, που επιτρέπουν, όμως, άνετα τη δίοδο του οινοπνεύματος.

Σε κάθε αύξηση της θερμοκρασίας, το διαστελλόμενο οινόπνευμα κυκλοφορεί ελεύθερα μεταξύ του δείκτη και των τοιχωμάτων του σωλήνα. Αντίθετα σε ελάττωση της θερμοκρασίας, η κατερχόμενη λόγω συστολής στήλη του οινοπνεύματος, σε κάποιο σημείο θα συναντήσει την κεφαλή του δείκτη και θα τη συμπαρασύρει προς τα κάτω, εξαιτίας των δυνάμεων

συνοχής που εμφανίζονται (επιφανειακή τάση), μεταξύ της κορυφής της στήλης του οινοπνεύματος και της κεφαλής του δείκτη. Ο δείκτης θα παρασυρθεί μέχρι το σημείο που θα σημειωθεί η ελάχιστη θερμοκρασία. Από εκεί και πέρα, η οινοπνευματική στήλη σε κάθε άνοδο της θερμοκρασίας θα κινηθεί ελεύθερα προς τα πάνω αφήνοντας τον δείκτη στο σημείο όπου σημειώθηκε το ελάχιστο της θερμοκρασίας.

Στη διάρκεια της παρατηρήσεως στις 8 το πρωί, καταγράφεται η ένδειξη της θερμομετρικής κλίμακας στο σημείο που βρίσκεται το άκρο της κεφαλής του δείκτη, εκείνο δηλαδή που βρίσκεται σε αντίθετη θέση απ' το δοχείο του θερμομέτρου. Η ένδειξη αυτή είναι η ελάχιστη θερμοκρασία. Συγχρόνως, γίνεται η προετοιμασία του θερμομέτρου για τη μέτρηση της επόμενης ημέρας. Η προετοιμασία αυτή έχει να κάνει με την επαναφορά του θερμομέτρου στην αρχική του κατάσταση, όταν δηλαδή ο δείκτης μετακινείται στη θέση του, πράγμα που επιτυγχάνεται όταν ο παρατηρητής δίνει μία κλίση στο θερμόμετρο.

Η τοποθέτηση αυτού του θερμομέτρου γίνεται οριζόντια, για αποφυγή πιθανής μετακινήσεως του δείκτη λόγω κλίσεως. Το θερμόμετρο ελαχίστου, εκτός από την ένδειξη της ελάχιστης θερμοκρασίας, παρέχει την επικρατούσα κάθε χρονική στιγμή θερμοκρασία, οπότε μπορεί να χρησιμοποιηθεί και ως κοινό θερμόμετρο. Στην περίπτωση που ο δείκτης βρεθεί εκτός της μάζας του οινοπνεύματος ή παρατηρηθούν στο κενό τμήμα του σωλήνα σταγονίδια οινοπνεύματος, θα πρέπει απαραιτήτως να θερμανθεί το δοχείο του θερμομέτρου, μέχρις ότου το διαστελλόμενο οινόπνευμα γεμίσει ολόκληρο τον σωλήνα του οργάνου.

2) Αυτογραφικά θερμόμετρα.

Τις περισσότερες φορές είναι απαραίτητο να υπάρχει μία συνεχής καταγραφή των μεταβολών της θερμοκρασίας. Στις περιπτώσεις αυτές, χρησιμοποιούνται τα ***αυτογραφικά θερμόμετρα***, δηλαδή τα όργανα που παρέχουν τις συνεχείς μεταβολές στην πορεία μιας παραμέτρου, όπως είναι οι θερμογράφοι, οι βαρογράφοι, οι σεισμογράφοι κ.λπ..

Το ευαίσθητο μέρος αυτού του οργάνου συνήθως αποτελείται από ένα διμεταλλικό έλασμα. Το διμεταλλικό έλασμα είναι το αποτέλεσμα συγκολλήσεως δύο ταινιών από διαφορετικά μέταλλα, με μεγάλη διαφορά στον συντελεστή διαστολής. Στην περίπτωση αυτή, το έλασμα με τον μεγαλύτερο συντελεστή τοποθετείται στην εξωτερική πλευρά του συστήματος. Το ένα άκρο του ευαίσθητου οργάνου στερεώνεται ακλόνητα πάνω σ' ένα σταθερό στέλεχος του οργάνου, ενώ το άλλο παραμένει ελεύθερο και συνδέεται με σύστημα μοχλών που καταλήγει μέσω ενός στελέχους σε γραφίδα. Κατ' αυτόν τον τρόπο, κάθε μεταβολή της θερμοκρασίας προκαλεί αλλαγή στην καμπυλότητα του ευαίσθητου μέρους του οργάνου, που μέσω των μοχλών μεταδίδεται στο στέλεχος και τη γραφίδα. Η μεταβολή αυτή καταγράφεται συνεχώς πάνω στην ταινία που περιβάλλει το περιστρεφόμενο τύμπανο. Μία πλήρης περιστροφή του τυμπάνου, το οποίο κινείται με ωρολογιακό μηχανισμό που βρίσκεται στο εσωτερικό, πραγματοποιείται είτε μέσα σε 24 ώρες (ημερήσιο), είτε σε μία εβδομάδα (εβδομαδιαίο), ανάλογα με τη λεπτομέρεια με την οποία χρειάζεται να γίνει η καταγραφή.

Η ταινία που περιβάλλει το κυλινδρικό τύμπανο, φέρει χαραγμένα πάνω της δύο είδη γραμμών. Το ένα είδος είναι ευθείες παράλληλες προς τη βάση του κυλίνδρου που ισαπέχουν μεταξύ τους και αντιστοιχούν στους διάφορους βαθμούς της θερμομετρικής κλίμακας και το άλλο είναι τόξο ακτίνας ίσης με το μήκος του στελέχους της γραφίδας και αντιστοιχούν στις υποδιαιρέσεις του χρόνου (σχ. 1.17α).

Η αλλαγή της ταινίας στα ημερήσια όργανα γίνεται στις 08:00, ενώ στα εβδομαδιαία γίνεται στις 08:00 κάθε Δευτέρας.

3) Περίστρεπτο θερμόμετρο.

Το θερμόμετρο αυτό αποτελείται από ένα ξύλινο ή μεταλλικό πλαίσιο, πάνω στο οποίο τοποθετείται έναν υδραργυρικό θερμόμετρο που στρέφεται ελεύ-



Σχ. 1.17α
Θερμογράφος.

θερα γύρω από μία χειρολαβή (σχ. 1.17β). Η θερμοκρασία του αέρα προσδιορίζεται αφού στραφεί το όργανο για 1 με 2 min, σε ανοικτό μέρος και κάτω από σκιά, με την προϋπόθεση ότι η ένδειξη λαμβάνεται όσο τον δυνατόν γρηγορότερα, σε σχέση με τη στιγμή της περιστροφής.

4) Αναρροφητικό θερμόμετρο.

Το όργανο (σχ. 1.17γ). αυτό είναι ένα κοινό υδραργυρικό θερμόμετρο τοποθετημένο μέσα σ' έναν γυαλιστερό μεταλλικό σωλήνα, του οποίου το κάτω μέρος είναι ανοικτό. Το πάνω συγκοινωνεί μ' ένα μεταλλικό δοχείο, μέσα στο οποίο υπάρχει ένας ανεμιστήρας που μπορεί να τεθεί σε κίνηση, μέσω ελατηρίου, ή με ηλεκτρικό ρεύμα, ή με μπαταρίες. Στα πλευρά του μεταλλικού σωλήνα υπάρχει ένα άνοιγμα που επιτρέπει την ορατότητα στη θερμομετρική κλίμακα. Το βασικό πλεονέκτημα του θερμομέτρου αυτού είναι ότι όταν λειτουργεί ο ανεμιστήρας, τότε λόγω αναρροφήσεως δημιουργείται ένα σταθερό ρεύμα αέρα ταχύτητας 2,5 – 3 m/s, κινούμενο σύμφωνα με τη διεύθυνση που δείχνουν τα βέλη.

Μέσα στο ρεύμα αυτό βρίσκεται συνέχεια το δοχείο του θερμομέτρου. Μετά από διάστημα 2 – 3 min απ' τη στιγμή που λειτούργησε ο ανεμιστήρας, όταν πλέον η υδραργυρική στήλη τείνει να σταθεροποιηθεί, καταγράφονται τρεις διαδοχικές ενδείξεις και υπολογίζεται ο μέσος όρος τους.

Το αναρροφητικό θερμόμετρο, εκτός από το βασικό πλεονέκτημα του σταθερού ρεύματος του αέρα που προσφέρει, έχει και τα εξής ***πλεονεκτήματα***:

α) Προστατεύεται από την άμεση και διάχυτη ηλιακή ακτινοβολία με το γυαλιστερό μεταλλικό περίβλημα.

β) Προστατεύεται από πάσης φύσεως μετεωρολογικά ***κατακρημνίσματα***.

γ) Μπορεί να μετρήσει σε οποιοδήποτε ύψος, εκτός του κλωβού.

δ) Προσφέρει τη δυνατότητα εύκολης λήψεως των ενδείξεων.

1.18 Όργανα προσδιορισμού της θερμοκρασίας της θάλασσας.

Υπάρχουν όργανα που μπορούν να παρέχουν πληροφορίες σχετικά με τη θερμοκρασία της θάλασσας. Αυτά είναι τα εξής:

1) Υδροθερμόμετρα.

Τα υδροθερμόμετρα χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό της θερμοκρασίας της θάλασσας. Ένας τύπος υδροθερμομέτρου είναι αυτός που αποτελείται από το απλό υδραργυρικό θερμόμετρο, του οποίου το δοχείο περιβάλλεται από ένα στουπί ή έναν πυκνό θύσανο με τρίχες (σχ. 1.18α). Η διαδικασία που ακολουθείται για την καταγραφή της θερμοκρασίας, είναι η βύθιση του οργάνου αυτού μέσα στο θαλασσινό νερό σε βάθος από 30 – 50 cm και αφού ανασυρθεί μετά το πέρας 5 περίπου min, καταγράφεται η ένδειξή του, όσο το δυνατόν γρηγορότερα. Ένας άλλος τύπος υδροθερμομέτρου, είναι αυτός το δοχείο του οποίου είναι κυλινδρικό, έχει προς τα πάνω μικρές τρύπες και καταλήγει σ' έναν μεταλλικό σωλήνα που περιβάλλει τον σωλήνα του θερμομέτρου. Καθώς το όργανο αυτό βυθίζεται μέσα στη θάλασσα, το μεταλλικό δοχείο γεμίζει με θαλασσινό νερό, το οποίο διατηρεί τη θερμοκρασία του δοχείου του θερμομέτρου σχεδόν αμετάβλητη, από την έξοδο του οργάνου από τη θάλασσα και μέχρι την καταγραφή της ενδείξεως.



Σχ. 1.17β
Περίστρεπτο θερμόμετρο.



Σχ. 1.17γ
Αναρροφητικό θερμόμετρο.

2) Αναστρέψιμα θερμόμετρα.

Η ακριβής μέτρηση της θερμοκρασίας της θάλασσας στα διάφορα βάθη, πραγματοποιείται με τη βοήθεια των αναστρεψίμων θερμομέτρων (σχ. 1.18β). Από την ονομασία των οργάνων αυτών, καθίσταται φανερό πως αναστρέφονται στο επιθυμητό βάθος, στο οποίο θα πραγματοποιηθεί η μέτρηση. Από τότε



Σχ. 1.18α
Υδροθερμόμετρο.



Σχ. 1.18β
Αναστρέψιμο θερμόμετρο.

που εφευρέθηκε το αναστρέψιμο θερμόμετρο μέχρι και σήμερα έχει βελτιωθεί σημαντικά, ώστε να δίνει τιμές με ακρίβεια 0,01°C.

Η αρχή λειτουργίας αυτού του οργάνου, στηρίζεται σ' ένα στένωμα και ένα είδος αποφύσεως του τριχοειδούς σωλήνα, εξαιτίας των οποίων η υδραργυρική στήλη κόβεται πάντα στο ίδιο σημείο κατά την αναστροφή του θερμομέτρου (σχ. 1.18β). Αυτός ο αποκομμένος όγκος υδραργύρου χρησιμεύει στην ανάγνωση της θερμοκρασίας στην επιφάνεια της θάλασσας. Υπάρχει και ένα βοηθητικό θερμόμετρο, που μπορεί να διορθώνει τον όγκο αυτό σε συνάρτηση με τη διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ της στιγμής της αναστροφής και της στιγμής της αναγνώσεως. Πιο συγκεκριμένα, μέσα στο σιφώνιο συλλέγεται ο υδράργυρος που θα μπορούσε να περάσει από το σημείο αποκοπής, δημιουργώντας μια υποπίεση (υδροστατική) μέσα σ' αυτό, με αποτέλεσμα το υγρό να ανέρχεται.

Τα αναστρέψιμα θερμόμετρα τοποθετούνται συνήθως πάνω σε δειγματοληπτικές φιάλες θαλασσίου νερού, οι οποίες με τη σειρά τους είναι προσδεμένες σε μεταλλικό σύρμα που εξαρτάται από ένα βίντσι[5].

Ορισμένες φιάλες αναστρέφονται μαζί με το θερμόμετρο, άλλες πάλι είναι εφοδιασμένες με ένα πλαίσιο που περιέχει το θερμόμετρο, το οποίο είναι και το μόνο που αναστρέφεται, ενώ η φιάλη διατηρεί την αρχική της θέση.

3) Θερμόμετρα βάθους.

Τα ***θερμόμετρα βάθους*** δίνουν τις διακυμάνσεις της θερμοκρασίας με το βάθος, γι' αυτό και ονομάζονται και ***βαθυθερμογράφοι***. Μπορούν να χρησιμοποιηθούν ενώ το πλοίο κινείται. Δεν έχουν πολύ μεγάλη ακρίβεια (σφάλμα ±0,2 °C), ωστόσο δίνουν μια καλή εικόνα των διακυμάνσεων της θερμοκρασίας που επικρατεί ανάλογα με το βάθος στα στρώματα των ωκεανών, εκεί δηλαδή που οι διακυμάνσεις είναι πιο σημαντικές και όπου η γνώση της θερμοκρασίας στα πρότυπα βάθη[6] δεν επαρκεί.

1.19 Όργανα προσδιορισμού της απόλυτης και σχετικής υγρασίας του αέρα.

Τα όργανα που μετρούν την απόλυτη και σχετική υγρασία του αέρα είναι τα ψυχρόμετρα, τα υγρόμετρα τρίχας και οι υγρογράφοι τρίχας.

1) Ψυχρόμετρα.

Τα ψυχρόμετρα αποτελούνται από δύο θερμόμετρα. Το ένα μετρά τη θερμοκρασία της ατμόσφαιρας κανονικά (ξηρό θερμόμετρο), ενώ το άλλο είναι καλυμμένο με ένα υλικό διαποτισμένο με αποσταγμένο νερό (υγρό θερμόμετρο). Το νερό από το υλικό που καλύπτει το υγρό θερμόμετρο εξατμίζεται. Αυτό σημαίνει ότι απορροφά θερμότητα από το περιβάλλον, ώστε να μετατρέψει το νερό που βρίσκεται σε υγρή μορφή σε υδρατμό. Άρα αφού απορροφά θερμότητα, η θερμοκρασία του περιβάλλοντος γύρω από το υγρό θερμόμετρο πέφτει. Συνεπώς το υγρό θερμόμετρο θα δείχνει μικρότερη θερμοκρασία από το ξηρό θερμόμετρο. Είναι προφανές ότι η εξάτμιση αυτή θα είναι μεγαλύτερη όσο η συγκέντρωση των υδρατμών στην ατμόσφαιρα είναι μικρότερη και όσο η θερμοκρασία

[5] Το ***βίντσι*** είναι ένα κινούμενο βαρούλκο, που παρέχει εξαιρετική ισχύ και είναι ιδανικό για εργασίες όπως είναι η ανέγερση, η ανύψωση και η έλξη.

[6] Τα ***πρότυπα βάθη*** είναι τα ακόλουθα: επιφάνεια, 10 m, 20 m, 30 m, 50 m, 70 m, 100 m, 150 m, 200 m, (250 m), 300 m, 400 m, 500 m, 600 m, (700 m), 800 m, 1.000 m, 1.200 m, 1.500 m, 2.000 m, 2.500 m, 3.000 m, 4.000 m και στη συνέχεια ανά 1.000 m μέχρι τον βυθό. Τα βάθη που αναγράφονται σε παρένθεση είναι προαιρετικά.

του αέρα είναι υψηλότερη. Από ειδικούς πίνακες, γνωρίζοντας τη θερμοκρασία του υγρού θερμομέτρου και τη διαφορά μεταξύ υγρού και ξηρού θερμομέτρου, είναι εφικτός ο υπολογισμός της σχετικής υγρασίας της ατμόσφαιρας. Η γνώση της σχετικής υγρασίας παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον, διότι μπορεί να πληροφορήσει για τα υδατώδη ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα, καθώς και για τις συνθήκες πάγου που γενικότερα κρίνονται επικίνδυνες.

Ένα ψυχρόμετρο αποτελείται από δύο όμοια υδραργυρικά θερμόμετρα, τα οποία είναι τοποθετημένα παράλληλα και κατακόρυφα το ένα δίπλα στο άλλο, πάνω σ' ένα ξύλινο ή μεταλλικό υποστήριγμα κατά τέτοιον τρόπο, ώστε τα δοχεία τους να απέχουν μεταξύ τους 5 – 10 cm. Το θερμομετρικό δοχείο του ενός από αυτά είναι καλυμμένο με λεπτό ύφασμα, το οποίο είναι υγρό λόγω μιας θρυαλλίδας που είναι εμβαπτισμένη σε αποσταγμένο νερό, ενώ το δοχείο του υδραργύρου από το άλλο θερμόμετρο μένει ελεύθερο [σχ. 1.19(α)]. Το πρώτο ονομάζεται ***υγρό θερμόμετρο*** και το δεύτερο ***ξηρό***. Αν η ατμόσφαιρα είναι υγρή, δεν υπάρχει μεγάλη διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ των δύο θερμομέτρων του ψυχρομέτρου. Αν, όμως, είναι ξηρή, τότε η εξάτμιση στο υγρό θερμόμετρο είναι μεγάλη, με συνέπεια η θερμοκρασία μεταξύ υγρού και ξηρού θερμομέτρου να παρουσιάζει μεγαλύτερη διαφορά. Πιο συγκεκριμένα, το υγρό θερμόμετρο δείχνει χαμηλότερη θερμοκρασία από αυτήν που δείχνει το ξηρό θερμόμετρο, το οποίο μετρά τη θερμοκρασία του περιβάλλοντος. Επειδή η ποσότητα της αφαιρούμενης θερμότητας εξαρτάται από την ταχύτητα με την οποία εξατμίζεται και αυτή μικραίνει όσο μεγαλώνει η υγρασία του περιβάλλοντος, η μείωση της θερμοκρασίας που παρουσιάζεται στο υγρό θερμόμετρο προσφέρει ένα μέτρο της υγρασίας αυτής. Από τη διαφορά των ενδείξεων των δύο θερμομέτρων είναι εφικτός ο υπολογισμός της σχετικής και της απόλυτης υγρασίας.

Το ψυχρόμετρο χρησιμοποιείται συνήθως, είτε με φυσικό αερισμό, όπως μέσα σε μετεωρολογικό κλωβό (π.χ. ψυχρόμετρο του August) [(σχ. 1.19(α)], είτε με τεχνητό αερισμό (περίστρεπτο ψυχρόμετρο ή αναρροφητικό ψυχρόμετρο). Στο περίστρεπτο ψυχρόμετρο ο αερισμός επιτυγχάνεται αν στραφεί το ψυχρόμετρο με τη βοήθεια της λαβής γύρω απ' τον κύριο άξονά του. Στο αναρροφητικό ψυχρόμετρο η αναρρόφηση αέρα επιτυγχάνεται με μικρό ανεμιστήρα, ο οποίος βρίσκεται μέσα στο δοχείο και λειτουργεί είτε μηχανικά, είτε ηλεκτρικά. Οι μετρήσεις γίνονται υπό σκιά.

Το αναρροφητικό ψυχρόμετρο πλεονεκτεί έναντι του απλού ψυχρομέτρου και του περίστρεπτου, διότι

α) τα δύο θερμόμετρα βρίσκονται συνεχώς σε ρεύμα αέρα σταθερής ταχύτητας, και

β) οι στιλπνοί μεταλλικοί σωλήνες που περιβάλλουν τα θερμόμετρα, τα προφυλάσσουν από την ακτινοβολία.

Συνήθως, ο υπολογισμός της απόλυτης υγρασίας γίνεται με χρήση διαφόρων πινάκων. Ένας απ' αυτούς δίνει τις μέγιστες τάσεις υδρατμών για τις διάφορες τιμές θερμοκρασίας, ενώ άλλος χρησιμοποιείται για τη διόρθωση τιμών.

2) Υγρόμετρα τρίχας.

Ορισμένα υγροσκοπικά οργανικά υλικά μεταβάλλουν τις διαστάσεις τους ανάλογα με την υγρασία του αέρα. Η μεταβολή αυτή χρησιμοποιείται ως δείκτης της υγρασίας. Το συνηθέστερο ευαίσθητο υλικό είναι η ανθρώπινη τρίχα, το μήκος της οποίας εξαρτάται κυρίως από τη σχετική υγρασία και όχι την απόλυτη. Η τρίχα τεντώνεται μεταξύ δυο ακραίων σημείων και η επιμήκυνσή της μεταφέρεται μ' ένα σύστημα μοχλών σ' έναν δείκτη που κινείται μπροστά από μία βαθμολογημένη κλίμακα από το 0 έως το 100 [σχ. 1.19(β)].

3) Υγρογράφος τρίχας.

Στον υγρογράφο, η σχετική υγρασία καταγράφεται συνεχώς πάνω στην ταινία του τυμπάνου [σχ. 1.19(γ)]. Η απόκριση του υγρογράφου στις μεταβολές της υγρασίας δεν είναι σταθερή. Εξαρτάται κυρίως από τη θερμοκρασία και λιγότερο από το τέντωμα της τρίχας, την επεξεργασία της κ.λπ. Σε θερμοκρασίες χαμηλότερες του μηδενός υστερεί σημαντικά. Τα μειονεκτήματα αυτά καθιστούν τον υγρογράφο ακατάλληλο ως πρότυπο όργανο μετρήσεως της υγρασίας. Εξαιτίας, όμως, της απλότητας κατασκευής και του τρόπου μετρήσεως, χρησιμοποιείται ευρέως ως καταγραφικό όργανο της υγρασίας.

1.20 Μετεωρολογικός κλωβός.

Ο μετεωρολογικός κλωβός είναι ένα ξύλινο κουτί, λευκού χρώματος, με περσίδες γύρω του. Το κουτί αυτό χρησιμεύει για την προστασία των μετεωρολογικών οργάνων (όπως θερμογράφος, υγρογράφος, βαρογράφος) από τη βροχή, τις διάφορες ακτινοβολίες και τους ισχυρούς ανέμους. Το λευκό χρώμα έχει επιλεγεί, προκειμένου να μην απορροφά την ηλιακή ακτινοβολία, αλλά να την ανακλά, έτσι ώστε οι ενδεί-



(α) (β) (γ)

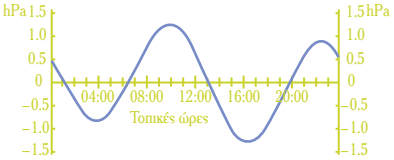
Σχ. 1.19
(α) Ψυχρόμετρο August, (β) Υγρόμετρο τρίχας και (γ) Υγρογράφος τρίχας.

ξεις του θερμομέτρου που περιλαμβάνει ο κλωβός να προσεγγίζουν με μεγαλύτερη ακρίβεια τις πραγματικές τιμές. Ο ρόλος των περσίδων που περικλείουν το κουτί στις τέσσερεις πλευρές του είναι να επιτρέπουν τον αέρα να κυκλοφορεί στον κλωβό ελεύθερα και χωρίς τον φόβο να προκληθεί κάποια ζημιά στα όργανα που περιλαμβάνει, στην περίπτωση εκείνη που η ένταση του ανέμου ξεπεράσει κάποια οριακή τιμή. Συνήθως η πόρτα του κλωβού βλέπει προς βορρά, προκειμένου να μην πέφτει ηλιακή ακτινοβολία στα όργανα όταν οι πόρτες είναι ανοικτές και γίνονται μετρήσεις.

Οι μετεωρολογικοί κλωβοί ξηράς έχουν σχετικά μεγάλες διαστάσεις για να μπορούν να χωρούν περισσότερα όργανα, στηρίζονται σε τέσσερα πόδια και απέχουν απόσταση περίπου 1,5 m από το έδαφος (σχ. 1.20). Στα πλοία ο μετεωρολογικός κλωβός έχει μικρότερες διαστάσεις από τον αντίστοιχο της ξηράς, γιατί κάποια από τα όργανα μετρήσεως βρίσκονται στη γέφυρα του πλοίου. Επίσης δεν στηρίζεται στο κατάστρωμα του πλοίου, για να αποφεύγονται τυχόν σφάλματα στις ενδείξεις των οργάνων λόγω κλυδωνισμού του πλοίου. Συνήθως κρέμεται με τη βοήθεια σύρματος σε ύψος 2 m πάνω από το κατάστρωμα, έξω από τη γέφυρα και το σημείο που θα τοποθετηθεί, βρίσκεται πάντα στην προσήνεμη πλευρά (από εκεί που φυσάει), έτσι ώστε να διατηρεί συνεχώς κάθετη θέση και να μην επηρεάζεται απ' τους κλυδωνισμούς. Επιλέγεται επίσης σημείο απομακρυσμένο από αναθυμιάσεις, που μπορεί να προέρχονται από το μηχανοστάσιο ή άλλα μέρη του πλοίου.



Σχ. 1.20
Μετεωρολογικός κλωβός ξηράς.



ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2
ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗ ΠΙΕΣΗ

2.1 Σχέση της ατμοσφαιρικής πίεσεως σ' ένα σημείο με το βάρος της στήλης αέρα που εκτείνεται από το σημείο αυτό μέχρι τα εξωτερικά κράσπεδα[1].

Η ατμοσφαιρική ή αλλιώς βαρομετρική πίεση είναι μία απ' τις πιο σημαντικές μετεωρολογικές παραμέτρους, γιατί συνδέεται με τη θερμοκρασία και με τους ανέμους. Ορίζεται ως το βάρος της στήλης του ατμοσφαιρικού αέρα προς την επιφάνεια που την δέχεται. Επομένως, όσο ανεβαίνει κάποιος στην ατμόσφαιρα, τόσο πιο μικρή γίνεται η τιμή της πίεσεως, εξαιτίας της μειώσεως του υπερκείμενου αέρα και συνεπώς της μειώσεως του βάρους που οφείλεται στον αέρα αυτόν.

Η ατμοσφαιρική πίεση δεν παραμένει σταθερή σε κάθε τόπο, αλλά μεταβάλλεται διαρκώς. Οι μεταβολές αυτές μπορεί να είναι είτε τυχαίες, είτε περιοδικές. Οι τυχαίες μεταβολές παρουσιάζουν μεγαλύτερο μετεωρολογικό ενδιαφέρον, επειδή συνδέονται άμεσα με τις καιρικές μεταβολές πάνω από έναν τόπο. Όσο για τις περιοδικές μεταβολές, αυτές επιβεβαιώνονται μέσω αριθμητικών προτύπων (μοντέλων) και στατιστικών αναλύσεων.

2.2 Μονάδες μετρήσεως της ατμοσφαιρικής πιέσεως. Μετατροπές μονάδων.

Οι μονάδες μετρήσεως της ατμοσφαιρικής πιέσεως είναι αρκετές. Πιο συγκεκριμένα, η μονάδα της πιέσεως στο Διεθνές Σύστημα Μονάδων (Système International – S.I.) είναι το 1 Νιούτον ανά τετραγωνικό μέτρο (N/m^2), όπως προκύπτει απ' τη σχέση πιέσεως P, δυνάμεως F και εμβαδού επιφάνειας S:

$$P = F / S$$

Το 1 Πασκάλ (Pa) εισήχθηκε ως μονάδα πιέσεως, αφού πρώτα εξισώθηκε με τη μονάδα πιέσεως του S.I.. Ωστόσο, επειδή το 1 Pa είναι σχετικά μικρή μονάδα, το πολλαπλάσιο που έχει επικρατήσει ως η συνηθέστερη μονάδα μετρήσεως της ατμοσφαιρικής πιέσεως είναι το 1 εκατοπασκάλ (hPa). Με αφορμή το πείραμα του Torricelli, προέκυψαν ως μονάδες πιέσεως το χιλιοστό και η ίντσα στήλης υδραργύρου (mm Hg και in Hg). Άλλη μονάδα είναι η 1 ατμόσφαιρα (atm) και το 1 μπαρ (bar), με πιο συχνό το υποπολλαπλάσιό του, το χιλιοστό του μπαρ (mb, millibar). Οι ισοδυναμίες των μονάδων αυτών είναι:

1 N/m^2 =	1 Pa
1 hPa =	100 Pa = 1mb
1 bar =	10^5 N/m^2 = 10^5 Pa
1 mb =	10^2 N/m^2 = 10^2 Pa
1 mb =	0,75 mm Hg
750 mm Hg =	29,55 inch Hg
1 atm =	760 mm Hg

Ο Torricelli μέσω του πειράματός του κατάφερε να συνδυάσει μία κατεξοχήν μονάδα μετρήσεως μήκους με την ατμοσφαιρική πίεση. Για να το πραγματοποιήσει αυτό, αλλά και για να μπορέσει να οδηγηθεί σε κάποια συμπεράσματα σχετικά με την ατμοσφαιρική πίεση, πραγματοποίησε τα εξής:

Πήρε έναν σωλήνα μήκους 1 m, με το πάνω μέρος του ανοικτό και το γέμισε με υδράργυρο (Hg). Στη συνέχεια τον ανέτρεψε μέσα σε λεκάνη που περιείχε και αυτή υδράργυρο. Αυτό που παρατήρησε ήταν η πτώση της στάθμης του υδραργύρου μέσα στον σωλήνα. Η πτώση αυτή πραγματοποιήθηκε μέχρι τη στιγμή που επιτεύχθηκε ισορροπία μεταξύ της ελεύθερης επιφάνειας της λεκάνης και του σωλήνα (σχ. 2.2).

Όταν σταθεροποιήθηκε η στάθμη του υδραργύρου μέσα και έξω από τον σωλήνα, οι πιέσεις εξι-

[1] Τα κράσπεδα της ατμόσφαιρας ουσιαστικά ταυτίζονται με τα όριά της.

σώθηκαν. Πιο συγκεκριμένα, η πίεση που δέχτηκε η ελεύθερη επιφάνεια της λεκάνης από τον ατμοσφαιρικό αέρα εξισώθηκε με την πίεση του υδραργύρου μέσα στον σωλήνα, η οποία εξίσωση των πιέσεων επιτεύχθηκε στη στάθμη των 750 mm Hg.

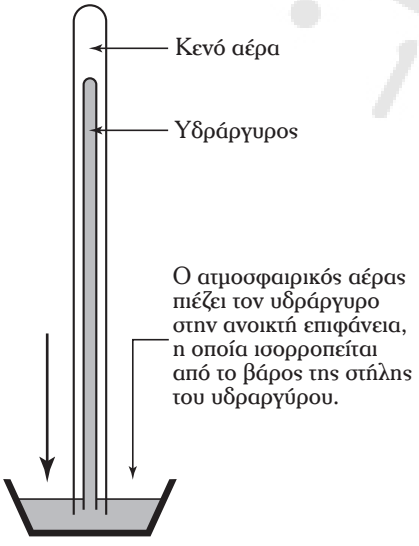
Με το πείραμα αυτό, ο Torricelli καταρχάς επιβεβαίωσε την ύπαρξη ατμοσφαιρικής πίεσεως, αφού αν δεν υπήρχε ατμοσφαιρική πίεση, τίποτε δεν θα εμπόδιζε την ελεύθερη επιφάνεια της λεκάνης του Hg να ανέλθει λόγω διαχύσεως του Hg από τον σωλήνα προς τη λεκάνη. Επομένως, αυτό συνέβη τελικά επειδή υπήρχε πίεση στην ελεύθερη επιφάνεια της λεκάνης λόγω της ατμόσφαιρας. Έτσι, η άνοδος της στάθμης του Hg στη λεκάνη και η ταυτόχρονη πτώση της στάθμης στον σωλήνα πραγματοποιήθηκαν σε τέτοιο βαθμό, ώστε να επέλθει ισορροπία μέσα και έξω απ' τον σωλήνα.

Μία ακόμα σημαντική διαπίστωση σχετιζόταν με τη δυνατότητα υπολογισμού της ατμοσφαιρικής πιέσεως. Ένας βασικός τρόπος υπολογισμού της είναι μέσω της υδροστατικής εξισώσεως, δηλαδή:

$$p_{Hg} = \rho_{Hg} \cdot g \cdot h$$

όπου: p_{Hg}: η ατμοσφαιρική πίεση,
ρ_{Hg}: η πυκνότητα του υδραργύρου,
g: η επιτάχυνση της βαρύτητας και
h: το ύψος της στήλης του υγρού.

Ωστόσο, κατά σύμβαση δεν χρησιμοποιείται ο παραπάνω τύπος, αλλά μετρείται το ύψος της στήλης του υδραργύρου στο υδραργυρικό βαρόμετρο, το οποίο επινοήθηκε βάσει το πειράματος του Torricelli. Έτσι, ως μονάδα ατμοσφαιρικής πιέσεως λαμβάνεται είτε το mm Hg είτε η in Hg ανάλογα με το σύστημα μονάδων μήκους που χρησιμοποιεί η κάθε χώρα.



Σχ. 2.2
Σχηματική απεικόνιση του πειράματος του Torricelli.

Με το πείραμα αυτό ο Torricelli διαπίστωσε πως η ατμοσφαιρική πίεση υπόκειται σε μεταβολές τόσο χωρικές, όσο και χρονικές. Η ευμεταβλητότητα της ατμοσφαιρικής πιέσεως με τον χρόνο, είτε αυτή αντιστοιχεί σε αύξηση της τιμής της, είτε σε μείωση, έχει μεγάλη σημασία στην εκτίμηση των ατμοσφαιρικών φαινομένων. Και αυτό διότι η ατμοσφαιρική πίεση ανέρχεται όταν πλησιάζει ένα βαρομετρικό υψηλό και κατέρχεται όταν πλησιάζει ένα βαρομετρικό χαμηλό.

Η σχέση που συνδέει τα mm Hg με τα mb είναι η ακόλουθη:

$$1\ mm\ Hg = \frac{4}{3} mb$$

και αποδεικνύεται ως εξής με τη βοήθεια της υδροστατικής εξισώσεως και με δεδομένα τα:

$$\rho_{Hg} = 13{,}6\ gr/cm^3 = 13{,}6 \cdot 10^3\ kg/m^3,$$

$$g = 9{,}81\ m/s^2 \text{ και}$$

$$h = 1\ mm = 10^{-3}\ m,$$

μετά από αντικατάσταση των τιμών προκύπτει:

$$p = 13{,}6 \cdot 10^3 \cdot 9{,}81 \cdot 10^{-3} = 133{,}28\ N/m^2 =$$

$$= 133{,}28\ Pa = 1{,}33\ hPa = 1{,}33\ mb = \frac{4}{3}\ mb$$

Συνεπώς, $1\ mm\ Hg = \frac{4}{3}\ mb$.

2.3 Μεταβολές της τιμής της ατμοσφαιρικής πίεσεως στην επιφάνεια της θάλασσας με συνηθισμένες συνθήκες.

Οι θάλασσες και οι ωκεανοί είναι γενικά πιο σταθεροί ως προς τις ετήσιες μεταβολές της ατμοσφαιρικής πιέσεως, σε σύγκριση με τις ηπειρωτικές εκτάσεις. Αυτό εξηγείται με τη διαφορά της θερμοχωρητικότητας που παρουσιάζουν ξηρά και θάλασσα. Η μεγάλη της τιμή για την περίπτωση των θαλασσών, καθιστά τις ωκεάνιες περιοχές σχεδόν αμετάβλητες ως προς τις τιμές της ατμοσφαιρικής πίεσεως εκεί.

Αντιθέτως, οι εκτεταμένες ηπειρωτικές εκτάσεις, υπόκεινται σε περιοδικές εξαμηνιαίες μεταβολές της

ατμοσφαιρικής πιέσεως. Έτσι, τη χειμερινή περίοδο εκτεταμένες ξηρές, χαρακτηριστικό παράδειγμα των οποίων αποτελεί η Ασιατική ήπειρος, αναπτύσσουν ψυχρά αντικυκλωνικά συστήματα (συστήματα υψηλών πιέσεων) (βλ. κεφ. 7), με πίεση στο κέντρο τους περίπου 1.050 mb και θερμοκρασίες που φτάνουν πολύ κάτω απ' τους 0° C. Τη θερινή περίοδο αναπτύσσονται θερμικά βαρομετρικά χαμηλά, όπως είναι το θερμικό χαμηλό των Ινδιών, που είναι υπεύθυνο για το μουσωνικό κλίμα εκεί, με τις χαρακτηριστικές βροχοπτώσεις τους θερινούς μήνες, τη μεγάλη υγρασία τις πρωινές και απογευματινές ώρες και τους θυελλώδεις μουσωνικούς ανέμους, οι οποίοι είναι θερμοί και υγροί.

2.4 Μέση ατμοσφαιρική πίεση στην επιφάνεια της θάλασσας.

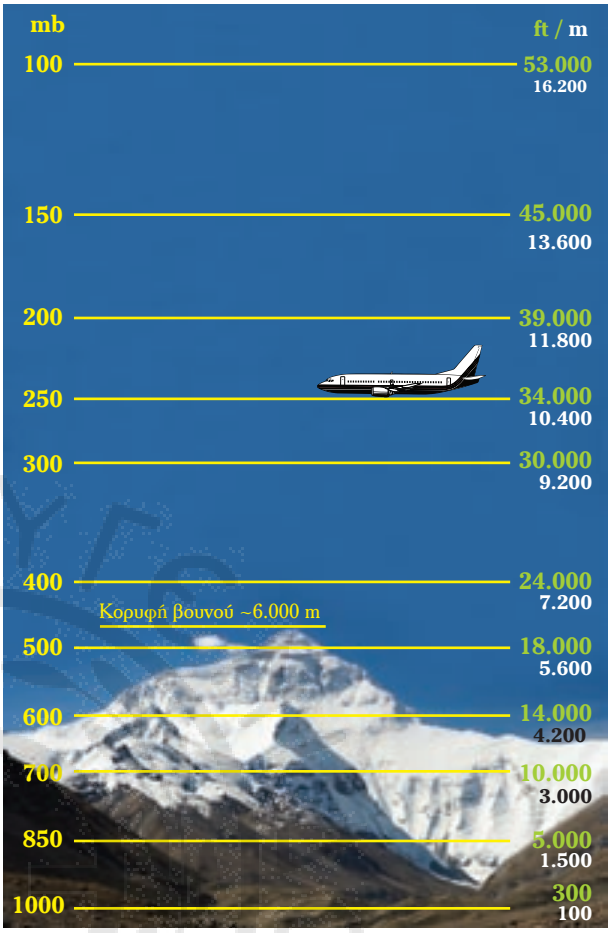
Η ατμοσφαιρική πίεση στην επιφάνεια της Γης ποικίλλει συνεχώς και διαφοροποιείται από τόπο σε τόπο. Δεν είναι μόνο η μεταβολή του υψομέτρου που επηρεάζει την τιμή της ατμοσφαιρικής πίεσεως (σχ. 2.4), αλλά ακόμα και στην επιφάνεια της θάλασσας μπορεί να παρατηρηθεί κάποια διαφορά της τιμής από περιοχή σε περιοχή. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι η άνιση κατανομή της θερμοκρασίας του αέρα πάνω από την γήινη επιφάνεια προκαλεί μεταβολές στην πυκνότητά του, οπότε επηρεάζεται και η ατμοσφαιρική πίεση. Μία μέση τιμή της στην επιφάνεια της θάλασσας είναι περίπου 1013,25 hPa.

Η ατμοσφαιρική πίεση ελαττώνεται με το ύψος και πιο συγκεκριμένα ο ρυθμός μειώσεως είναι περίπου 10 mb ανά 100 m ύψους. Σε ύψη πάνω από 15 km ο ρυθμός μειώσεως της πιέσεως ελαττώνεται. Για παράδειγμα, η ατμοσφαιρική πίεση μειώνεται περίπου 900 mb στα πρώτα 16 km από την επιφάνεια, ενώ μόνο κατά 90 mb στα επόμενα 16 km. Σε υψόμετρο 9 km, που αντιστοιχεί στην κορυφή Έβερεστ, η ατμοσφαιρική πίεση είναι περίπου 300 mb και μέχρι αυτό το ύψος συγκεντρώνεται το 70% της μάζας της ατμόσφαιρας.

Παρατηρώντας τη μεταβολή της πιέσεως με το ύψος, καθίσταται φανερό πως ο λογάριθμος της πιέσεως ελαττώνεται σχεδόν γραμμικά με το ύψος, πράγμα που σημαίνει ότι ισχύει η σχέση:

$$\log P(z) = \log P_O - B \cdot z$$

όπου: P(z) είναι η πίεση σε ένα ύψος z πάνω από το



Σχ. 2.4

Μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσεως με το υψόμετρο.

επίπεδο της θάλασσας, P_o η πίεση στην επιφάνεια της θάλασσας και B μία σταθερά που αντιπροσωπεύει τη μέση κλίση της καμπύλης πιέσεως.

Εφαρμόζοντας τις ιδιότητες των λογαρίθμων, προκύπτει τελικά η σχέση:

$$P(z) = P_O \cdot e^{-\frac{z}{H}}$$

όπου H =1 / 2,3B.

Από την τελευταία σχέση προκύπτει ότι η πίεση σε ύψος z = H, μειώνεται στο 1 / e ≈ 0,368 (όπου e: Νεπέριος λογάριθμος και e = 2,718) της τιμής της στην επιφάνεια της θάλασσας. Γι' αυτό η σταθερά H ονομάζεται ***κλίμακα ύψους*** (scale height) της ατμόσφαιρας.

2.5 Ισοβαρείς, ισαλοβαρείς, βαροβαθμίδα, βαρομετρική τάση.

Υπάρχουν κάποιες γραμμές που απεικονίζονται

σε χάρτη και κάποια μεγέθη που σχετίζονται με την πίεση και αποτελούν βασικά στοιχεία της μετεωρολογίας. Αυτά είναι τα εξής:

1) ***Ισοβαρείς καμπύλες*** (isobars), που ονομάζονται οι γραμμές οι οποίες ενώνουν τους τόπους με την ίδια τιμή ατμοσφαιρικής πίεσεως σ' έναν χάρτη επιφανείας (σχ. 2.5). Συνήθως εκφράζονται σε hPa ή mb.

2) ***Ισαλλοβαρείς καμπύλες*** (isallobars), που ονομάζονται οι γραμμές οι οποίες ενώνουν περιοχές με την ίδια τιμή βαρομετρικής τάσεως. Οι ισαλλοβαρικοί χάρτες χρησιμοποιούνται κυρίως για τη συμβολή στην πρόγνωση των κινήσεων των συστημάτων πιέσεως. Για παράδειγμα, όλες οι υφέσεις τείνουν να κινούνται από περιοχές με υψηλή σε περιοχές με χαμηλή βαρομετρική τάση.

3) ***Βαροβαθμίδα*** (pressure gradient), που ονομάζεται το πηλίκο της μεταβολής της πιέσεως μεταξύ δυο ισοβαρών καμπυλών προς την μεταξύ τους απόσταση:

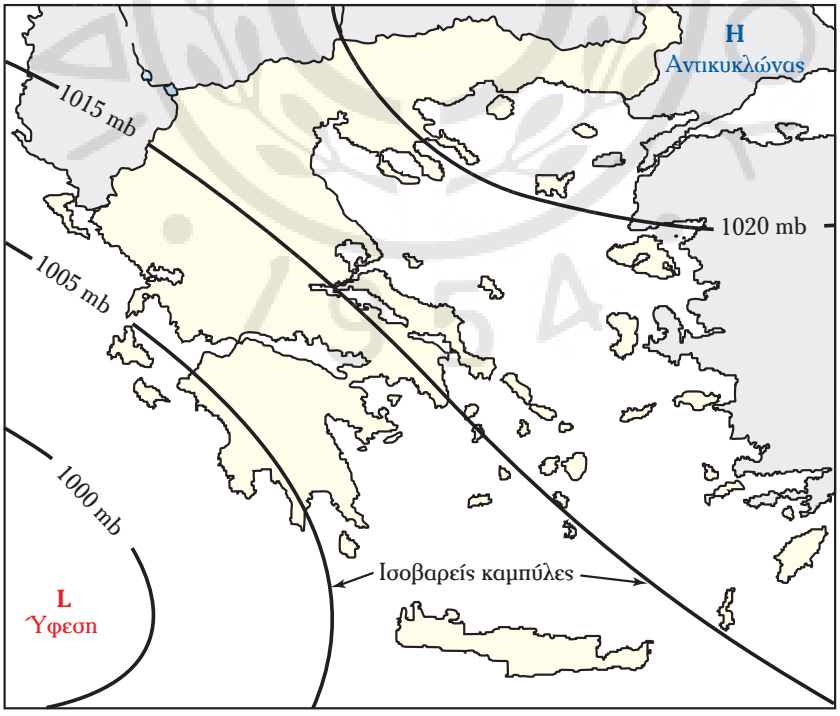
$$\frac{\Delta p}{\Delta x}.$$

Η βαροβαθμίδα έχει μεγάλη σημασία από μετεωρολογική άποψη, γιατί συνδέεται άμεσα με την ένταση του ανέμου. Πιο συγκεκριμένα, όσο πιο πυκνές είναι οι ισοβαρείς καμπύλες (μικρό Δx), τόσο πιο μεγάλη θα είναι η τιμή της βαροβαθμίδας (μικρός παρονομαστής συνεπάγεται μεγάλο κλάσμα) και επομένως τόσο πιο μεγάλη θα είναι η ένταση του ανέμου.

Τα παραπάνω συμπεράσματα θα ισχύουν με δεδομένο ότι η μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσεως θα παραμένει σταθερή (σταθερό Δp) και το μόνο κριτήριο για την εκτίμηση της εντάσεως του ανέμου θα αποτελεί η πυκνότητα των ισοβαρών καμπυλών.

4) ***Βαρομετρική τάση*** (barometric tendency), που ονομάζεται η μεταβολή της ατμοσφαιρικής πιέσεως σε μία περιοχή, σ' ένα συγκεκριμένο χρονικό διάστημα. Το χρονικό διάστημα αυτό είναι συνήθως τρεις ώρες, αλλά στο πλοίο έχει επικρατήσει η ανά τέσσερεις ώρες μέτρηση, λόγω των βαρδιών των ναυτιλλομένων.

Η βαρομετρική τάση είναι πολύ σημαντική για την εκτίμηση των συστημάτων πιέσεως, επειδή ελαττώνεται όταν πλησιάζει βαρομετρικό χαμηλό και αυξάνεται όταν πλησιάζει βαρομετρικό υψηλό.



Σχ. 2.5

Απεικόνιση ισοβαρών καμπυλών πάνω από τον Ελλαδικό χώρο. Όπου L (low) συμβολίζεται η περιοχή χαμηλών πιέσεων ή αλλιώς ύφεση, ενώ όπου H (high) είναι η περιοχή υψηλών πιέσεων ή αλλιώς αντικυκλώνας.

2.6 Ποιοτική ερμηνεία της ημερήσιας μεταβολής της πίεσης.

Η ατμοσφαιρική πίεση σε κάθε τόπο παρουσιάζει δύο μέγιστες και δύο ελάχιστες τιμές στη διάρκεια του 24ώρου.

Τις πρώτες πρωινές ώρες ο αέρας είναι ψυχρός, δηλαδή πυκνός και επομένως βαρύς, με αποτέλεσμα να παρατηρείται το πρωτεύον μέγιστο γύρω στις 10:00. Λίγες ώρες μετά το μεσημέρι, εξαιτίας της ισχυρής θερμάνσεως, ο αέρας είναι θερμός, δηλαδή αραιός και επομένως ελαφρύς, με αποτέλεσμα να παρατηρείται το πρωτεύον ελάχιστο γύρω στις 16:00.

Πλησιάζοντας προς τη δύση, ο αέρας ψύχεται και πάλι, με αποτέλεσμα να αυξάνονται και πάλι οι τιμές της πίεσης σημειώνοντας ένα δευτερεύον μέγιστο γύρω στις 22:00.

Τέλος, λίγες ώρες πριν, καθώς και κάποιες ώρες μετά τα μεσάνυχτα, η πίεση βρίσκεται και πάλι σε πτώση, σημειώνοντας αυτήν τη φορά το δευτερεύον ελάχιστο γύρω στις 04:00. Η διαφορά πρωτεύοντος μεγίστου και ελαχίστου ονομάζεται ***ημερήσιο εύρος*** και αντίστοιχα η διαφορά δευτερεύοντος μεγίστου και ελαχίστου ονομάζεται ***νυχτερινό εύρος***.

Η σημασία της ημερήσιας μεταβολής της ατμοσφαιρικής πίεσης στα τροπικά πλάτη είναι μεγάλη. Όπως θα αναφερθεί (βλ. κεφ. 9), η διαταραχή στην πορεία της ημερήσιας μεταβολής της ατμοσφαιρικής πίεσης αποτελεί την πρώτη ένδειξη προσεγγίσεως σε περιοχή όπου επικρατούν κυκλώνες των τροπικών.

2.7 Γράφημα της ημερήσιας μεταβολής της πίεσης.

Η ατμοσφαιρική πίεση μεταβάλλεται κατά τη διάρκεια του 24ώρου. Εφόσον η καιρική κατάσταση της ατμόσφαιρας είναι ομαλή, η ατμοσφαιρική πίεση παρουσιάζει διπλή κύμανση. Αυτό πρακτικά σημαίνει ότι στη διάρκεια μίας ημέρας η ατμοσφαιρική πίεση λαμβάνει δύο μέγιστες τιμές και δύο ελάχιστες. Όπως φαίνεται και στο σχήμα 2.6, στις 10:00 είναι το πρωτεύον μέγιστο και στις 22:00 το δευτερεύον, ενώ αντίστοιχα στις 16:00 παρατηρείται το πρωτεύον ελάχιστο και στις 04:00 το δευτερεύον.

2.8 Όργανα προσδιορισμού της ατμοσφαιρικής πίεσης.

Υπάρχουν τρεις βασικοί τύποι βαρομέτρων:

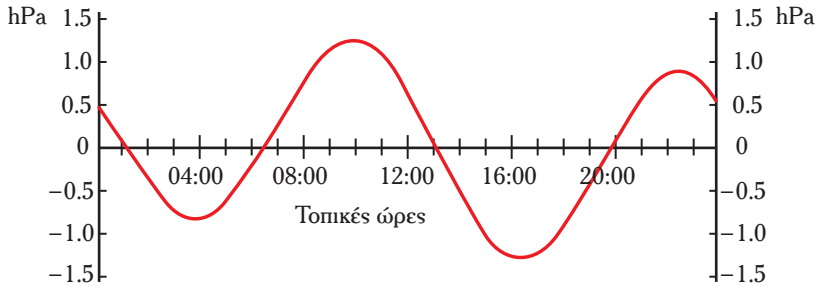
1) Το υδραργυρικό βαρόμετρο.

Το υδραργυρικό βαρόμετρο είναι όργανο μεγάλης ακρίβειας. Το εφηύρε ο Torricelli και η λειτουργία του στηρίζεται στο γνωστό πείραμά του (παράγρ. 2.2). Τα σύγχρονα υδραργυρικά βαρόμετρα αποτελούνται από έναν γυάλινο σωλήνα μικρής διατομής, μήκους 1 m περίπου, που περιέχει υδράργυρο. Το κάτω άκρο του σωλήνα που είναι ανοικτό, βυθίζεται σε μικρό κυλινδρικό δοχείο, το οποίο περιέχει το ίδιο υγρό. Το σύστημα του σωλήνα και του δοχείου του υδραργύρου είναι τοποθετημένα σ' ένα κάλυμμα για προστασία (σχ. 2.8α).

Ο σωλήνας έχει πάνω του υποδιαιρέσεις σε χιλιοστά, οπότε η εκάστοτε μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης μετακινεί την κορυφή του υδραργύρου μέσα στον σωλήνα, δημιουργώντας ένα κενό στο πάνω μέρος του και έτσι προκύπτει μέτρηση της πίεσης σε χιλιοστά στήλης υδραργύρου (mm Hg).

Τα υδραργυρικά βαρόμετρα που χρησιμοποιούνται στα πλοία αναρτώνται σε κάποιον τοίχο της γέφυρας. Η μετακίνησή τους απαιτεί μεγάλη προσοχή, γιατί μπορεί να προκληθεί διακοπή στη συνέχεια του υγρού του υδραργύρου, οπότε η δημιουργία φυσαλίδων θα επηρεάσει καθοριστικά την ακρίβεια του οργάνου.

Παρόλο που τα συγκεκριμένα όργανα παρέχουν



Σχ. 2.6

Μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης στη διάρκεια της ημέρας σ' έναν τόπο.



Σχ. 2.8α
Υδραργυρικό βαρόμετρο.

μετρήσεις με μεγάλη ακρίβεια, δεν είναι εύχρηστα στα πλοία. Εκτός από το υψηλό κόστος που έχουν, απαιτούνται επί πλέον διορθώσεις στις τιμές ατμοσφαιρικής πιέσεως που δίνουν, καθώς και κάποιες αναγωγές εξαιτίας της ευαισθησίας που παρουσιάζει ο υδράργυρος ως προς τις μεταβολές της θερμοκρασίας που επικρατεί, του γεωγραφικού πλάτους όπου πραγματοποιείται η μέτρηση και του ύψους που απέχει το όργανο από την στάθμη της θάλασσας. Πιο αναλυτικά, απαιτούνται τα ακόλουθα:

α) Διόρθωση του σταθερού κατασκευαστικού σφάλματος του οργάνου.

β) Αναγωγή της τιμής της ατμοσφαιρικής πιέσεως σε κοινή θερμοκρασία, η οποία είναι 0°C.

γ) Αναγωγή της ατμοσφαιρικής πιέσεως στην κανονική βαρύτητα, η οποία αντιστοιχεί στο γεωγραφικό πλάτος των 45°.

δ) Αναγωγή της ενδείξεως της ατμοσφαιρικής πιέσεως στην επιφάνεια της θάλασσας.

Το σφάλμα που υπεισέρχεται λόγω της συνεχούς μεταβολής του ύψους της θέσεως του βαρομέτρου από τη μέση στάθμη της θάλασσας, προκαλεί μία συνεχή μεταβολή των ενδείξεων της υδραργυρικής στήλης. Η ταλάντωση που υφίσταται ο υδράργυρος καθιστά δύσκολη τη λήψη ορθής αναγνώσεως της ενδείξεως του βαρομέτρου. Εκτός, όμως, αυτού, τέτοιο σφάλμα μπορούν να προκαλέσουν και οι διάφοροι κλυδωνισμοί του πλοίου, όπως και οι ριπαίοι άνεμοι. Το σφάλμα αυτό περιορίζεται δραστικά με ιδιαίτερη προσαρμογή τριχοειδούς υδραργυρικού σωλήνα που φέρεται πάνω από τη λεγόμενη ***παγίδα αέρα***, δηλαδή τη στένωση του σωλήνα. Αν συνεχίζει να υφίσταται δυσκολία ορθής λήψεως μετρήσεως, τότε λαμβάνεται ο μέσος όρος τεσσάρων συνεχομένων ενδείξεων (των δύο μεγίστων και δύο ελαχίστων), μεταξύ των οποίων ταλαντώνεται η υδραργυρική στήλη.

2) Το ανεροειδές βαρόμετρο ή βαρόμετρο κάψουλας κενού ή μεταλλικό βαρόμετρο.

Τα υδραργυρικά βαρόμετρα αντικαταστάθηκαν σχεδόν ολοκληρωτικά περί τα τέλη του 1800 από τα ανεροειδή βαρόμετρα, τα οποία αρχικά κατασκευάστηκαν στα μέσα του 1800.

Το κύριο τμήμα του οργάνου αποτελείται από λεπτά μεταλλικά κενά φυσερά, τους φυσητήρες. Καθώς μεταβάλλεται η εξωτερική πίεση, τότε ο φυσητήρας διαστέλλεται ή συστέλλεται και μέσω της κινήσεώς του υποδηλώνεται η τιμή της πιέσεως.

Τα ανεροειδή βαρόμετρα αποτελούνται από έναν θάλαμο μορφής μεταλλικού τυμπάνου που βρίσκεται σχεδόν σε «κενό αέρος», γι' αυτό και ονομάζονται έτσι. Είναι τα πιο διαδεδομένα όργανα που χρησιμοποιούνται στη θάλασσα και δεν διαφέρουν και πολύ από τότε που εμφανίστηκαν αρχικά. Τα ανεροειδή ονομάζονται και ***μεταλλικά***, επειδή το τύμπανο είναι μεταλλικό (σχ. 2.8β).



Σχ. 2.8β
Μεταλλικό βαρόμετρο.

Οι μεταβολές της πίεσεως του αέρα προκαλούν μεταβολή στις διαστάσεις του τυμπάνου. Η μεταβολή αυτή πολλαπλασιάζεται με κατάλληλο σύστημα μοχλών και μεταδίδεται σε δείκτη που κινείται πάνω σε έναν δίσκο βαθμονομημένο σε mb (σχ. 2.8β).

Τα όργανα αυτά είναι λιγότερο ακριβή από τα υδραργυρικά. Συνήθως αποκλίνουν πολύ από την πραγματική τιμή της ατμοσφαιρικής πίεσεως για πολύ μικρές και πολύ μεγάλες τιμές της πίεσεως. Ένα καλό μεταλλικό βαρόμετρο πρέπει να έχει ακρίβεια 0,5 mb ή και λιγότερο. Οι μετεωρολογικοί σταθμοί ξηράς χρησιμοποιούν υδραργυρικά βαρόμετρα, ενώ στους μετεωρολογικούς σταθμούς πλοίων χρησιμοποιούνται τα μεταλλικά βαρόμετρα.

Τα μεταλλικά βαρόμετρα είναι πιο εύχρηστα από τα υδραργυρικά, διότι είναι απαλλαγμένα, από κατασκευής τους, από σφάλματα που παρουσιάζουν τα τελευταία. Για παράδειγμα, η διόρθωση λόγω θερμοκρασίας καταργείται με τη χρήση ειδικού διμεταλλικού ελάσματος στο σύστημα του μοχλού, καθώς και με την ύπαρξη σταθερής ποσότητας αέρα μέσα στο τύμπανο του βαρομέτρου. Επίσης, οι μεταβολές της βαρύτητας στα διάφορα γεωγραφικά πλάτη, δεν επηρεάζουν τις ενδείξεις των μεταλλικών βαρομέτρων, γιατί η αρχή στην οποία βασίζεται η κατασκευή τους είναι η αντιστάθμιση της ατμοσφαιρικής πίεσεως απ' την τάση του ελατηρίου.

Οι διορθώσεις στα μεταλλικά βαρόμετρα γίνονται λόγω ύψους του οργάνου από τη μέση στάθμη της θάλασσας, γιατί οι ενδείξεις επηρεάζονται από το υψόμετρο. Για τον λόγο αυτόν, πρέπει κατά τακτά χρονικά διαστήματα και τουλάχιστον μία φορά τον χρόνο να συγκρίνονται με πρότυπα βαρόμετρα ακριβείας επί τόπου, είτε στα εργαστήρια των μετεωρολογικών υπηρεσιών, είτε στα μετεωρολογικά γραφεία λιμένων, και να ρυθμίζονται. Η ρύθμισή τους γίνεται με την περιστροφή του κοχλία, που βρίσκεται στην πίσω πλευρά του οργάνου, με ένα λεπτό κατσαβίδι.

3) Το ηλεκτρονικού τύπου βαρόμετρο.

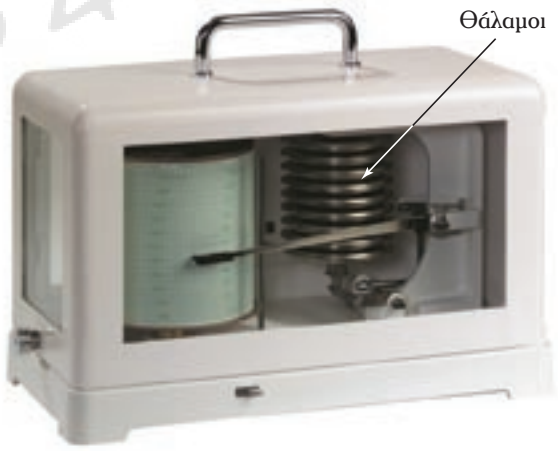
Το βαρόμετρο ηλεκτρονικού τύπου (σχ. 2.8γ) δεν αποτελείται από κινούμενα μέρη. Για τη μέτρηση της πίεσεως χρησιμοποιούνται διάφορα μικρο-ηλεκτρομηχανικά συστήματα. Όταν τα ηλεκτρονικά όργανα εισήχθηκαν αρχικά για χρήση στη ναυτιλία, ήταν ακριβά και δεν υπήρχαν διαθέσιμοι έλεγχοι σχετικά με αυτά. Τώρα πια, περίπου 20 χρόνια μετά, έχουν ελεγχθεί εκτενώς κάποια μοντέλα, τόσο στη θάλασσα, όσο και στο εργαστήριο. Κάποια μοντέλα ενώ ήταν αρχικά διαδεδομένα εκείνη την περίοδο, δεν είναι πλέον διαθέσιμα.



Σχ. 2.8γ
Ηλεκτρονικό βαρόμετρο.

Τα ηλεκτρονικά βαρόμετρα έχουν προφανή πλεονεκτήματα σε σύγκριση με τα ανεροειδή βαρόμετρα, όσον αφορά στην ευκολία χρήσεώς τους και στις δυνατότητες των λειτουργιών τους. Ωστόσο, υπάρχει μια αβεβαιότητα για το αν μπορούν να έχουν διάρκεια ζωής μέσα στο πλοίο. Η μεγαλύτερη διαφορά μεταξύ ανεροειδούς και ηλεκτρονικού βαρομέτρου είναι ότι οι κοινές ανεροειδείς συσκευές δεν δίνουν γραμμικά αποτελέσματα, οπότε και απαιτείται προσεκτική ρύθμιση σε περίπτωση που πρόκειται να χρησιμοποιηθεί για ακριβείς τιμές πιέσεως. Τα ηλεκτρονικά βαρόμετρα είναι συνήθως ακριβή για ένα μεγάλο χρονικό διάστημα, αρκεί να ρυθμιστούν σωστά εξαρχής, ώστε να «διαβάζουν» σωστά την πίεση στην επιφάνεια της θάλασσας.

Συμπληρωματικά, με οποιοδήποτε από τα τρία προηγούμενα βαρόμετρα μπορεί να χρησιμοποιηθεί ο ***βαρογράφος*** (σχ. 2.8δ). Οι βαρογράφοι είναι



Σχ. 2.8δ
Βαρογράφος.

αυτογραφικά όργανα προσδιορισμού της ατμοσφαιρικής πιέσεως. Η αρχή λειτουργίας τους είναι ίδια με αυτή του μεταλλικού βαρομέτρου, με τη διαφορά ότι χρησιμοποιείται μία καταγραφική ακίδα αντί ενός δείκτη. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα κάποια αλλαγή στον σχεδιασμό της τοποθετήσεως του μεταλλικού τυμπάνου, την ακρίβεια της ενδείξεως και μία αύξηση του αριθμού του μεγέθους των θαλάμων.

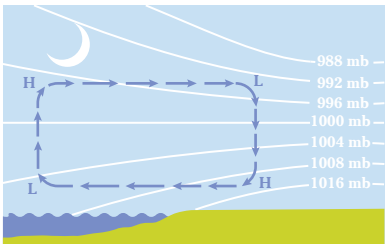
Αυτό το όργανο είναι πιο βολικό όταν χρησιμοποιείται στην ξηρά παρά στη θάλασσα, γι' αυτό απαιτείται ειδική ρύθμιση όταν πρόκειται να χρησιμοποιηθεί εν πλω, προκειμένου να περιοριστεί η επίδραση από τον συνεχή κλυδωνισμό του πλοίου. Επί πλέον είναι προτιμότερο να βλέπει και να καταγράφει την τιμή της πιέσεως ο ίδιος ο αξιωματικός, επειδή έτσι είναι ενήμερος για τις τυχόν μεταβολές της πιέσεως, παρά να παίρνει έτοιμες αυτές τις μεταβολές.

Ένας τυπικός βαρογράφος αποτελείται από τέσσερα, πέντε ή και περισσότερα μεταλλικά τύμπανα τοποθετημένα σε σειρά και συνδεδεμένα μεταξύ τους μ' ένα εσωτερικό ελατήριο. Τα σφάλματα λόγω τριβής μειώνονται αισθητά, όταν οι κυψέλες είναι κατασκευασμένες από βαμμένο ατσάλι με σφυρηλατημένα άκρα. Οποιαδήποτε αλλαγή της ατμοσφαιρικής πιέσεως έχει σαν συνέπεια την κατακόρυφη κίνηση της κορυφής της κυψέλης (που στηρίζεται σε μπρούντζινο δίσκο) και μεταφέρεται στον βραχίονα της ακίδας μ' ένα σύστημα μοχλών.

Η ακίδα ακουμπώντας σ' ένα τύμπανο, που με τον κατάλληλο ωρολογιακό μηχανισμό περιστρέφεται με σταθερή ταχύτητα και εκτελεί μία περιστροφή σε χρόνο που επιλέγεται από τον χρήστη (ημέρα, εβδομάδα κ.λπ.), δίνει ένα συνεχές ίχνος στη βαθμονομημένη ταινία που περιβάλλει το τύμπανο. Αυτό το χαρτί είναι βαθμονομημένο κάθετα σε μονάδες πιέσεως και οριζόντια σε μονάδες χρόνου, με μία γραμμή για κάθε δύο ώρες. Το όλο σύστημα (οι κυψέλες, το τύμπανο, το σύστημα μοχλών και ο ωρολογιακός μηχανισμός), είναι τοποθετημένο σε μία σταθερή μεταλλική βάση, ενώ ένα γυάλινο κάλυμμα με μεταλλικό σκελετό χρησιμοποιείται για την προστασία του οργάνου (σχ. 2.8δ).

Ο βαρογράφος πρέπει να τοποθετείται σ' ένα σταθερό ράφι και σε κατάλληλο ύψος, όπου δεν θα είναι εκτεθειμένος στον Ήλιο ή σε μη φυσικές πηγές θερμοκρασίας. Εφόσον τα πλοία υφίστανται συνεχείς κλυδωνισμούς, θα ήταν χρήσιμο να τοποθετηθούν στο όργανο ελαστικά στηρίγματα, έτσι ώστε να μένει σταθερό και σε οριζόντια θέση.

Αν ο βαρογράφος βρίσκεται τοποθετημένος σε κλωβό, οι αλλαγές της θερμοκρασίας δεν επιφέρουν μεγάλο σφάλμα. Η αντιστάθμιση της θερμοκρασίας επιτυγχάνεται με την τοποθέτηση ειδικού αερίου μέσα στο μεταλλικό τύμπανο. Η αντιστάθμιση είναι πλήρης στα 1000 mb περίπου και ατελής στις άλλες πιέσεις. Σε σύγκριση που έγινε μεταξύ ενός αντιπροσωπευτικού βαρογράφου και ενός υδραργυρικού βαρομέτρου, βρέθηκε πως η ακρίβεια των ενδείξεων ήταν αρκετά καλή, αφού το σφάλμα που κάποιες ενδείξεις περιείχαν, δεν υπερέβαινε το ± 0,2 mb.



ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3
ΑΝΕΜΟΣ – ΚΥΜΑΤΑ

3.1 Άνεμος.

Ο άνεμος είναι ένα οριζόντιο ρεύμα αέρα που εκδηλώνεται κοντά στο έδαφος και κινείται από μία περιοχή σε μία άλλη. Πιο συγκεκριμένα, κινείται από περιοχή υψηλών πιέσεων σε περιοχή χαμηλών πιέσεων, προκειμένου να τείνει να εξισορροπήσει τις πιέσεις στις δύο περιοχές. Όσο ισχυρότερη είναι η βαροβαθμίδα, τόσο ισχυρότερος είναι και ο άνεμος. Πρακτικά, όσο πυκνότερες είναι οι ισοβαρείς καμπύλες σ' έναν πραγματικό μετεωρολογικό χάρτη, τόσο μεγαλύτερη θα είναι η ένταση του ανέμου.

Πρέπει να τονιστεί ότι οι κατακόρυφες κινήσεις αερίων μαζών δεν χαρακτηρίζονται με τον όρο «άνεμος», αλλά με τους όρους «ανοδικά» και «καθοδικά ρεύματα αέρα».

Τα βασικά χαρακτηριστικά του ανέμου είναι δύο. Η ***διεύθυνση*** (direction), δηλαδή εκείνο το σημείο του ορίζοντα απ' το οποίο πνέει ο άνεμος και η ***ένταση*** (speed), δηλαδή η ταχύτητα με την οποία πνέει ο άνεμος. Η διεύθυνση εκφράζεται είτε σε μοίρες, με αρχή τον μαγνητικό βορρά, είτε με σύμβολα ανεμολογίου (ανεμορρόμβοι) ή ονομαστικά (σχ. 3.1).

Οι δυνάμεις που ρυθμίζουν την κίνηση του ανέμου είναι:

1) Η δύναμη βαροβαθμίδας (F_P).

2) Η δύναμη Coriolis ή εκτρεπτική ή γεωστροφική δύναμη (F_C).

3) Η δύναμη της τριβής (F_T), η οποία εμφανίζεται στα χαμηλά τμήματα της τροπόσφαιρας, γιατί η δύναμη αυτή αναπτύσσεται λόγω της τραχύτητας που παρουσιάζει η επιφάνεια του εδάφους και της θάλασσας, πάνω από την οποία αναγκάζεται να κινηθεί η αέρια μάζα. Το μέτρο της δυνάμεως αυτής είναι ανάλογο της ταχύτητας, με την οποία κινείται η αέρια μάζα και έχει φορά αντίθετη της ταχύτητας.

4) Η φυγόκεντρη δύναμη ($F_Φ$), που είναι η δύναμη με την οποία αντιδρά κάθε σώμα, το οποίο κινείται σε κυκλική τροχιά. Η δύναμη αυτή είναι ανάλογη της κεντρομόλου επιταχύνσεως και της ακτίνας καμπυλότητας της τροχιάς. Επίσης, ο άνεμος χαρακτηρίζεται και ως ***λείος***, όταν δεν παρουσιάζει αυξομειώσεις στην έντασή του, ***ριπαίος***, όταν η έντασή του μεταβάλλεται κατά σύντομα χρονικά διαστήματα, ***μεταβλητός***, όταν η έντασή του μεταβάλλεται, και ***σταθερός***, όταν διατηρεί τη διεύθυνσή του για μεγάλο χρονικό διάστημα.

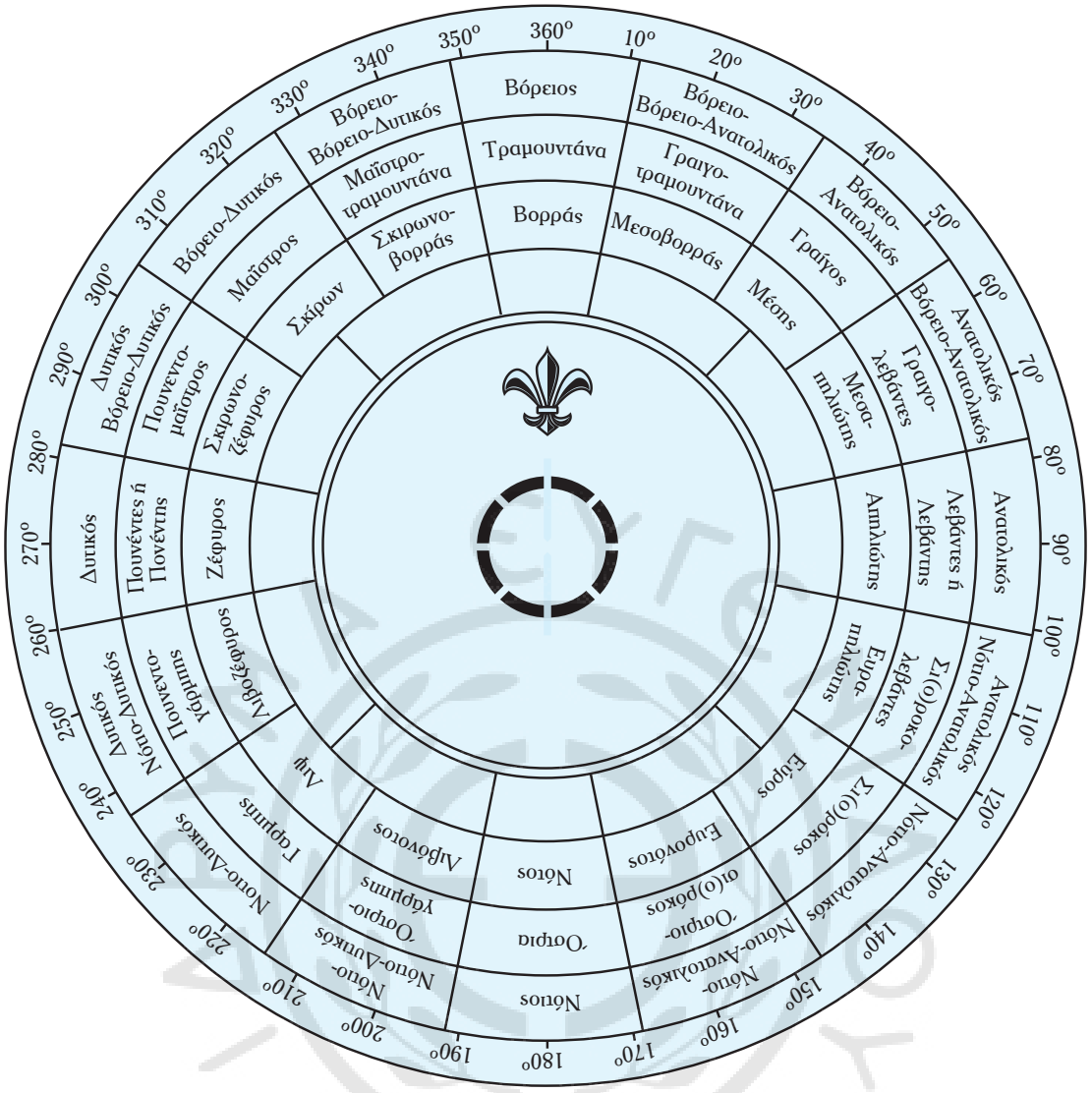
3.2 Κλίμακα Beaufort.

Η κλίμακα Beaufort είναι μία κλίμακα μετρήσεως της εντάσεως του ανέμου. Βασίζεται κυρίως στην παρατήρηση, παρά σε ακριβείς μετρήσεις. Είναι ίσως το πιο διαδεδομένο σύστημα μετρήσεως εντάσεως του ανέμου που υπάρχει αυτή τη στιγμή. Αναπτύχθηκε το 1805, από τον ναύαρχο του Βρετανικού Ναυτικού και υδρογράφο Francis Beaufort, προς τιμήν του οποίου δόθηκε στην κλίμακα αυτή το όνομά του.

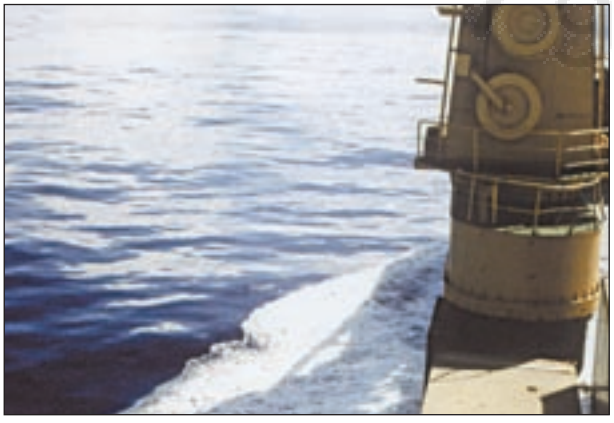
Η κλίμακα Beaufort κατατάσσει τους ανέμους σε 13 κατηγορίες βάσει της εντάσεώς τους. Υπάρχουν για την ακρίβεια δώδεκα τιμές και επί πλέον το μηδέν, που αντιστοιχεί στην άπνοια. Από το 1946 μέχρι το 1970 εισήχθησαν κλίμακες από το 13 μέχρι το 17. Αυτές οι τιμές σχετίστηκαν με τους κυκλώνες. Η χρήση αυτών των τιμών της κλίμακας Beaufort δεν βρίσκεται σε ισχύ σε διεθνές επίπεδο, εξαιτίας της συνδέσεώς τους με εξαιρετικές περιπτώσεις εντάσεων ανέμων. Η Κίνα και η Ταϊβάν εξακολουθούν να χρησιμοποιούν ακόμα αυτές τις επί πλέον τιμές, επειδή πλήττονται συχνά από κυκλώνες.

Η ένταση του ανέμου είναι η ταχύτητα, με την οποία κινείται και μετρείται συνήθως σε km/h ή σε knots. Στα σχήματα 3.2α–3.2ιγ παρουσιάζεται η αντιστοιχία της κλίμακας Beaufort με την ταχύτητα του ανέμου σε knots (βλ. και Παράρτημα ΙΙΙ), καθώς επίσης γίνεται μια σύντομη περιγραφή της επιδράσεως της εντάσεως του ανέμου μέσω των αποτελεσμάτων που αυτή ασκεί στην επιφάνεια και γενικότερα στην κατάσταση της θάλασσας.

Σ' αυτό το σημείο πρέπει να τονιστεί πως τα ύψη κυμάτων που δίνονται, αφορούν στην ανοικτή θάλασσα και όχι κοντά στις ακτές.



Σχ. 3.1
Ανεμολόγιο.



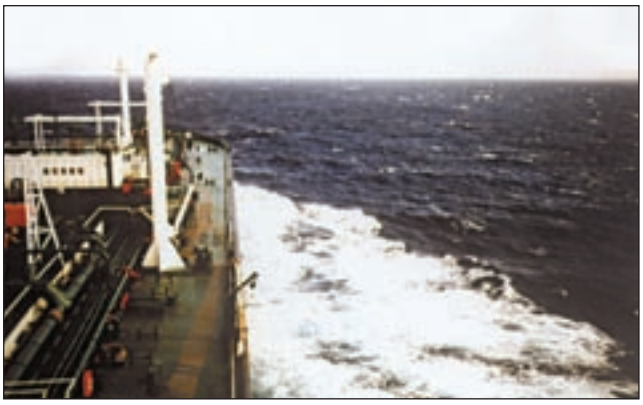
Σχ. 3.2α
Δύναμη σε Bf 0. Ταχύτητα ανέμου μικρότερη από 1 κόμβο. Θάλασσα επίπεδη, όψη σαν καθρέπτης.



Σχ. 3.2β
Δύναμη σε Bf 1. Ταχύτητα ανέμου 1 – 3 knots. Ύψος κύματος 0,1 m. Θάλασσα με όψη ρυτιδιασμένη, κυματισμοί χωρίς κορυφές.



Σχ. 3.2γ
Δύναμη σε Bf 2. Ταχύπλοα ανέμου 4 – 6 knots. Ύψος κύματος 0,2 – 0,3 m. Θάλασσα με μικρά κύματα, με κορυφές που δεν σπάνε.



Σχ. 3.2στ
Δύναμη σε Bf 5. Ταχύπλοα ανέμου 17 – 21 knots. Ύψος κύματος: 2 – 2,5 m. Θάλασσα με μεσαίου μεγέθους κύματα, μικρές ποσόπλοες φεκασμού.



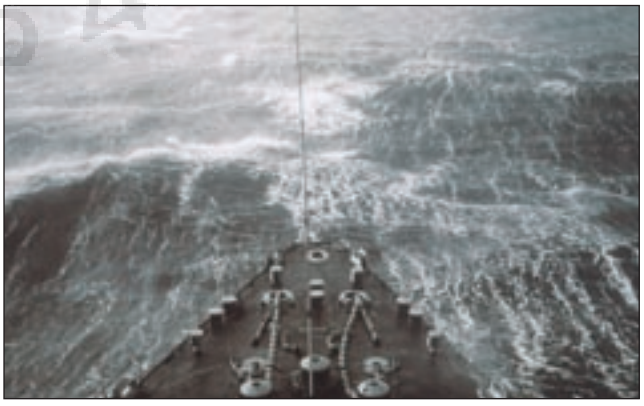
Σχ. 3.2δ
Δύναμη σε Bf 3. Ταχύπλοα ανέμου 7 – 10 knots. Ύψος κύματος 0,6 – 1 m. Θάλασσα με μεγάλα κύματα, με κορυφές που δεν σπάνε.



Σχ. 3.2ζ
Δύναμη σε Bf 6. Ταχύπλοα ανέμου 22 – 27 knots. Ύψος κύματος 3 – 4 m. Σπ θάλασσα αρχίζουν να σχηματίζονται μακρά κύματα. Συχνά παρατηρείται αφρός στις κορυφές και φεκασμός.



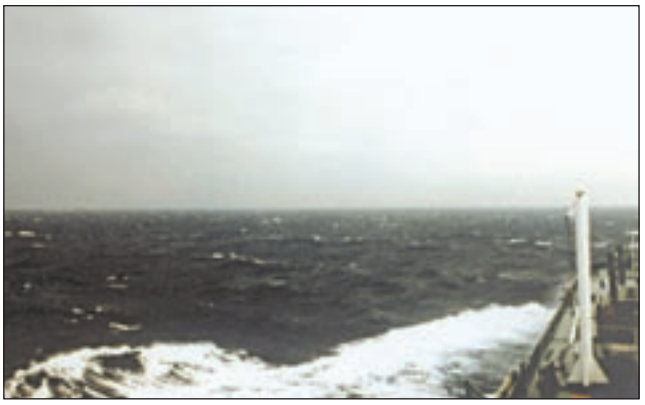
Σχ. 3.2ε
Δύναμη σε Bf 4. Ταχύπλοα ανέμου 11 – 16 knots. Ύψος κύματος 1 – 1,5 m. Θάλασσα με μικρά κύματα, με κορυφές που σπάνε.



Σχ. 3.2η
Δύναμη σε Bf 7. Ταχύπλοα ανέμου 28 – 33 knots. Ύψος κύματος 4 – 5,5 m. Η θάλασσα διογκώνεται. Παρατηρείται κάποιος αφρός από κύματα που θραύονται και δημιουργούν ραβδώσεις κατά την κατεύθυνση του ανέμου.



Σχ. 3.2θ
Δύναμη σε Bf 8. Ταχύτητα ανέμου 34 – 40 knots. Ύψος κύματος 5,5 – 7,5 m. Θάλασσα με σχετικά μεγάλα κύματα, που θραύονται σχηματίζοντας αφρό. Σημαντική ποσότητα ψεκασμού. Κάλα σχηματισμένες ραβδώσεις.



Σχ. 3.2ιβ
Δύναμη σε Bf 11. Ταχύτητα ανέμου 56 – 63 knots. Ύψος κύματος 11,5 – 16 m. Θάλασσα με εξαιρετικά υψηλά κύματα, αφροί καλύπτουν τη μεγαλύτερη θαλάσσια επιφάνεια.



Σχ. 3.2ι
Δύναμη σε Bf 9. Ταχύτητα ανέμου 41 – 47 knots. Ύψος κύματος 7 – 10 m. Θάλασσα με μεγάλα κύματα, των οποίων οι κορυφές πέφτουν και κυλούν. Ο ψεκασμός αρχίζει να περιορίζει την ορατότητα.



Σχ. 3.2ιγ
Δύναμη σε Bf 12. Ταχύτητα ανέμου 64 knots. Τεράστια κύματα ≥ 14 m. Η θάλασσα είναι τελείως λευκή από αφρούς.



Σχ. 3.2ια
Δύναμη σε Bf 10. Ταχύτητα ανέμου 48 – 55 knots. Ύψος κύματος 9 – 12,5 m. Θάλασσα με πολύ υψηλά κύματα, με κορυφές που κρέμονται. Ο αφρός δίνει λευκή όψη στη θάλασσα. Το κύλισμα των κυμάτων είναι έντονο.

3.3 Δύναμη της βαροβαθμίδας.

Η δύναμη της βαροβαθμίδας εκφράζει την πίεση που ασκείται στην επιφάνεια ενός στοιχειώδους όγκου αέρα απ' την περιβάλλουσα ατμόσφαιρα. Έχει συνιστώσες και κατά τους τρεις άξονες (x, y, z). Η οριζόντια δύναμη βαροβαθμίδας είναι η κύρια υπεύθυνη τόσο για την έναρξη της κινήσεως των αερίων μαζών, όσο και για τη διατήρηση της κινήσεως σε συνδυασμό με την παρουσία και άλλων δυνάμεων. Η δύναμη βαροβαθμίδας έχει διεύθυνση κάθετη στις ισοβαρείς, με φορά απ' τις υψηλές στις χαμηλές πιέσεις. Είναι σημαντικό να τονιστεί ότι η δύναμη αυτή είναι ανάλογη της βαθμίδας της πιέσεως (βαροβαθμίδες) και όχι της πιέσεως αυτής καθ' αυτής. Και μάλιστα, όσο πυκνότερες είναι οι ισοβα-

ρείς, τόσο μεγαλύτερη είναι η δύναμη της βαροβαθμίδας.

3.4 Δύναμη Coriolis (γεωστροφική).

Η δύναμη Coriolis, είναι μία δύναμη αδράνειας, η οποία ασκείται σε μία αέρια μάζα λόγω της περιστροφής της Γης. Η δύναμη αυτή εκφράζεται μέσω της μαθηματικής σχέσεως $C = 2 \cdot m \cdot u \cdot \omega \cdot \eta\mu\varphi$ όπου: C είναι η δύναμη Coriolis, m η μάζα του αέρα (αέρια μάζα), u η ταχύτητα του ανέμου, ω η γωνιακή ταχύτητα περιστροφής της Γης και φ το γεωγραφικό πλάτος.

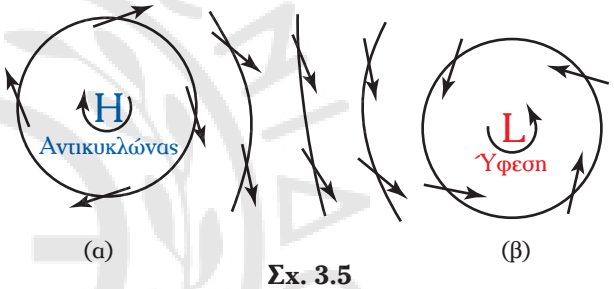
Γίνεται επομένως αντιληπτό πως η δύναμη αυτή είναι ανάλογη της γωνιακής ταχύτητας της Γης, της ταχύτητας του σώματος (δηλ. της αέριας μάζας, στην περίπτωση του ανέμου) και επί πλέον είναι ανάλογη του ημιτόνου του γεωγραφικού πλάτους του τόπου όπου λαμβάνει χώρα η κίνηση. Επομένως, όσο ταχύτερα πνέει ο άνεμος, τόσο μεγαλύτερη θα είναι η απόκλιση. Επιπρόσθετα, η δύναμη Coriolis είναι μεγάλη στους πόλους και μηδενική στον Ισημερινό, όπου το γεωγραφικό πλάτος είναι μηδέν. Στο Β ημισφαίριο, λόγω της δυνάμεως αυτής, τα σώματα αποκλίνουν δεξιά από την κίνησή τους, ενώ στο Ν αριστερά. Στον Ισημερινό δεν παρατηρείται απόκλιση, εφόσον η δύναμη έχει εκεί μηδενική τιμή. Από τα παραπάνω καθίσταται φανερό πως η δύναμη Coriolis μπορεί και μεταβάλλει μόνο τη διεύθυνση της τροχιάς της αέριας μάζας και όχι την ταχύτητά της. Εξαιτίας της δυνάμεως αυτής η τροχιά της αέριας μάζας ως προς τη Γη είναι καμπυλόγραμμη. Και τέλος, η δύναμη Coriolis επηρεάζει και τα θαλάσσια ρεύματα με ανάλογο τρόπο (βλ. παράγρ. 13.1).

3.5 Κυκλοφορία του ανέμου επιφανείας γύρω από υψηλά και χαμηλά κέντρα πιέσεως.

Ο άνεμος επιφάνειας είναι ο άνεμος που πνέει μέχρι τα πρώτα 100 m απ' την επιφάνεια της Γης. Λόγω των διαφόρων εδαφικών ανωμαλιών όπως των δασών, των πόλεων που συναντάει κάποιος στην ξηρά, αλλά και του κυματισμού, των πλοίων και των λοιπών που αποτελούν το ανάγλυφο της θάλασσας, στα μόρια του αέρα επιδρά η δύναμη της τριβής. Το αποτέλεσμα αυτής της επιδράσεως είναι η μείωση της ταχύτητας του ανέμου, καθώς και η αλλαγή της διευθύνσεώς του.

Όταν η κατανομή των υψηλών πιέσεων παριστάνεται από κλειστές ισοβαρείς καμπύλες, η κίνηση του ανέμου είναι ***ανάδρομη*** [σύμφωνη με τους δείκτες του ρολογιού (clockwise)], με κλίση έξω από το κέντρο τους προς τις χαμηλές πιέσεις [σχ. 3.5(α)]. Τότε, ο αέρας αδειάζει από το κέντρο (βλ. παράγρ. 7.1) και η πλήρωση του επιφανειακού κέντρου των υψηλών πιέσεων γίνεται με αέρα που έρχεται από ψηλά προς το κέντρο, αλλά με πολύ ασθενείς καθοδικές κινήσεις.

Όταν η κατανομή των χαμηλών πιέσεων παριστάνεται από κλειστές ισοβαρείς καμπύλες κυκλικής ή ελλειπτικής μορφής, η κυκλοφορία του ανέμου επιφανείας είναι κατά την ***ορθή φορά*** [αντίθετη των δεικτών του ρολογιού (anticlockwise)] και έχει κλίση προς το κέντρο των χαμηλών πιέσεων [σχ. 3.5(β)]. Αυτή η συσσώρευση του αέρα προς το κέντρο των χαμηλών πιέσεων (βλ. παράγρ. 8.8) προκαλεί έντονες ανοδικές κινήσεις, οι οποίες αποκλίνουν στο πάνω μέρος.

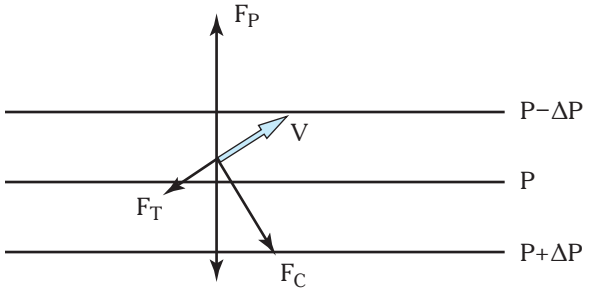


Σχ. 3.5

Απεικόνιση της φοράς κινήσεως του ανέμου γύρω από κέντρο (α) υψηλών (H) και (β) χαμηλών πιέσεων (L) για το Β ημισφαίριο.

3.6 Προσδιορισμός κατευθύνσεως και εντάσεως του ανέμου επιφανείας σε διάφορα σημεία ενός χάρτη, στον οποίο απεικονίζεται η κατανομή της βαρομετρικής πιέσεως.

Στην περίπτωση που η κατανομή των χαμηλών και υψηλών πιέσεων προσεγγίζει τη μορφή των ευθυγράμμων ισοβαρών, το διάνυσμα της ταχύτητας του ανέμου τέμνει τις ισοβαρείς καμπύλες και έχει φορά προς τις χαμηλές πιέσεις (σχ. 3.6). Η διεύθυνση του ανέμου τέμνει τις ισοβαρείς καμπύλες με γωνία περίπου 30° πάνω απ' την ξηρά και 15° πάνω από τη θάλασσα. Η διαφορά αυτή οφείλεται στη μικρότερη τριβή την οποία υφίσταται ο άνεμος επιφάνειας πάνω από τις θαλάσσιες επιφάνειες, επομένως, εξαιτίας αυτής της μικρής τιμής εκτρέπεται λιγότερο απ' την κανονική του διεύθυνση. Η κανονική αυτή διεύθυνση είναι παράλληλη με τις ισοβαρείς. Πράγματι, σε ύψος 1 km περίπου, όπου η επίδραση της τριβής πρακτικά εξαφανίζεται, οι άνεμοι πνέουν παράλληλα προς



Σχ. 3.6

Απεικόνιση γεωστροφικού ανέμου για το Β ημισφαίριο, όπου λαμβάνεται υπόψη η επίδραση της τριβής, όπου: P: μία τιμή πίεσεως, P + ΔP: η προηγούμενη τιμή πίεσεως P συν μία επί πλέον ποσότητα, (άρα P + ΔP > P), P – ΔP: η προηγούμενη τιμή πίεσεως P μείον μία επί πλέον ποσότητα, (άρα P–ΔP < P).

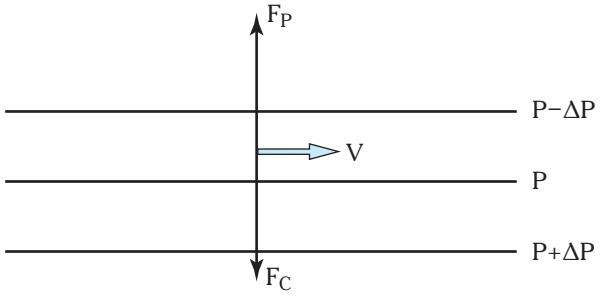
τις ισοβαρείς. Όσον αφορά στην ένταση του ανέμου, αυτή σχετίζεται άμεσα με την τιμή της βαροβαθμίδας. Εφόσον, δηλαδή, η βαροβαθμίδα συνδέεται με την απόσταση μεταξύ δύο διαδοχικών ισοβαρών καμπυλών και πιο συγκεκριμένα είναι αντιστρόφως ανάλογη με την κάθετη απόσταση των ισοβαρών, προκύπτει ισχυρός άνεμος σε σημεία του χάρτη, όπου οι καμπύλες απέχουν λιγότερο μεταξύ τους. Επομένως, μπορεί να εξαχθεί το συμπέρασμα: ***όσο πιο πυκνές είναι οι ισοβαρείς καμπύλες, τόσο πιο μεγάλη θα είναι η ένταση του ανέμου, ενώ στην περίπτωση των αραιών καμπυλών αναμένεται μικρότερη ένταση ανέμων***.

3.7 Είδη ανέμων.

Τα είδη ανέμων που υπάρχουν είναι ο γεωστροφικός, ο άνεμος βαροβαθμίδας και ο φαινόμενος.

1) Γεωστροφικός άνεμος.

Ο γεωστροφικός άνεμος είναι ο απαλλαγμένος απ' τη δύναμη της τριβής άνεμος. Αυτό μπορεί να συμβεί σε μεγάλο ύψος, όπου το ανάγλυφο του εδάφους παύει να επιδρά στην κίνηση της αέριας μάζας. Τότε, αν οι ισοβαρείς είναι παράλληλες, ο ατμοσφαιρικός αέρας δέχεται την επίδραση της δυνάμεως 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. Ο άνεμος που δημιουργείται απ' την ισορροπία των δύο αυτών δυνάμεων, ονομάζεται ***γεωστροφικός άνεμος*** (geostrophic wind) και είναι παράλληλος στις ισοβαρείς, με τις υψηλές πιέσεις στα δεξιά του για το Β ημισφαίριο και αριστερά του για το Ν (σχ. 3.7α).



Σχ. 3.7α

Απεικόνιση γεωστροφικού ανέμου για το Β ημισφαίριο.

2) Άνεμος βαροβαθμίδας.

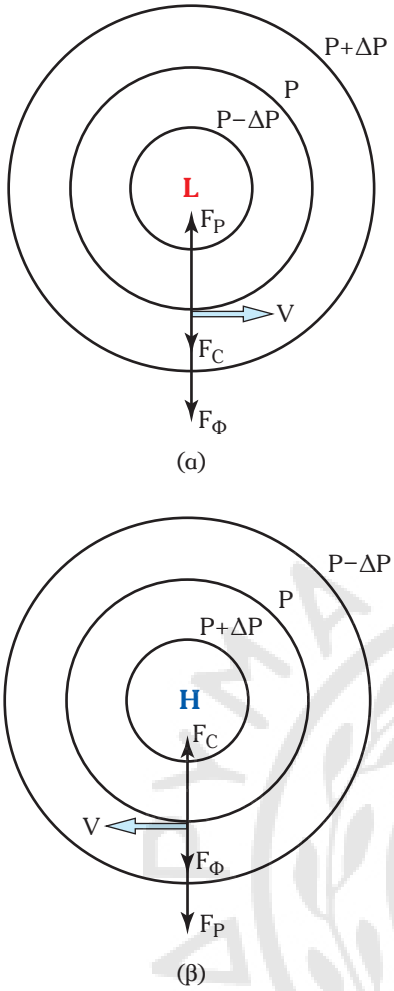
Αν οι ισοβαρείς καμπύλες δεν είναι ευθύγραμμες, αλλά καμπύλες, τότε εκτός από την επίδραση της δυνάμεως βαροβαθμίδας (F_P) και της δυνάμεως Coriolis (F_C), υπάρχει και η επίδραση της φυγόκεντρης δυνάμεως (F_φ).

Στην περίπτωση ενός κέντρου χαμηλών πιέσεων, η δύναμη βαροβαθμίδας έχει φορά προς το κέντρο αντισταθμιζόμενη απ' τη δύναμη Coriolis και τη φυγόκεντρη δύναμη. Ο άνεμος αυτός που ονομάζεται ***άνεμος βαροβαθμίδας*** (gradient wind) πνέει εφαπτομενικά στις ισοβαρείς και έχει την ορθή φορά για το Β ημισφαίριο [σχ. 3.7β(α)].

Στην περίπτωση ενός κέντρου υψηλών πιέσεων, η δύναμη βαροβαθμίδας έχει φορά απ' το κέντρο προς την περιφέρεια και η δύναμη Coriolis αντισταθμίζεται από τη δύναμη βαροβαθμίδας και τη φυγόκεντρη δύναμη. Τότε ο άνεμος βαροβαθμίδας πνέει εφαπτομενικά στις ισοβαρείς και έχει ανάδρομη φορά για το Β ημισφαίριο [σχ. 3.7β(β)].

3) Φαινόμενος άνεμος.

Ο άνεμος που μετρούν τα όργανα του πλοίου, ενώ αυτό κινείται, ονομάζεται ***φαινόμενος άνεμος*** (apparent wind). Η διεύθυνση και η ένταση του φαινόμενου ανέμου υπολογίζονται από τη συνισταμένη του διανύσματος που παριστάνει τον αληθή άνεμο και του διανύσματος του ανέμου που οφείλει την ύπαρξή του στην κίνηση του πλοίου. Άρα, ο αληθής άνεμος ισούται με τον φαινόμενο μείον τον άνεμο λόγω κινήσεως του πλοίου ή ισοδύναμα, ο αληθής ισούται με τον φαινόμενο συν το διάνυσμα της κινήσεως του πλοίου.



Σχ. 3.7β

Απεικόνιση ανέμου βαροβαθμίδας για το Β ημισφαίριο, (α) γύρω από ένα κέντρο χαμηλών πιέσεων και (β) γύρω από ένα κέντρο υψηλών πιέσεων.

Έτσι, προκειμένου να υπολογιστεί ο αληθής άνεμος από τον φαινόμενο και από τα στοιχεία που αφορούν στην ταχύτητα και στην πορεία του πλοίου, χρησιμοποιείται το αβάκιο, ένα σύστημα ομόκεντρων κύκλων που χρησιμεύει για τον υπολογισμό αριθμητικών πράξεων. Σχεδιάζεται αρχικά το διάνυσμα που παριστάνει την ταχύτητα και την πορεία του πλοίου και προστίθεται γραφικά ο φαινόμενος άνεμος.

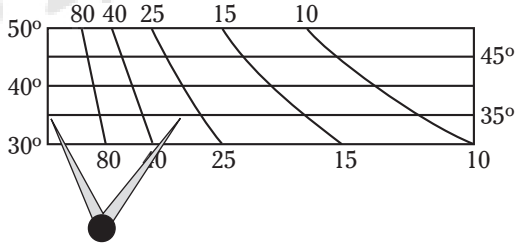
– Παραδείγματα υπολογισμού.

α) Υπολογισμός του ανέμου επιφανείας μέσω της γεωστροφικής κλίμακας σε πραγματικό μετεωρολογικό χάρτη.

Οι μετεωρολογικοί χάρτες επιφανείας έχουν συνήθως στην κάτω δεξιά ή στην πάνω αριστερά γωνία ένα διάγραμμα, που ονομάζεται ***γεωστροφική κλίμακα ανέμου*** (geostrophic wind scale). Με τη βοήθεια της κλίμακας αυτής, μπορεί να υπολογιστεί ο άνεμος επιφάνειας για έναν τόπο.

Κάθε γεωστροφική κλίμακα αποτελείται από οριζόντιες γραμμές που αντιστοιχούν σε γεωγραφικά πλάτη, προσαρμοσμένα κατάλληλα βάσει της περιοχής που καλύπτει ο χάρτης και από καμπύλες που αντιστοιχούν στον άνεμο, ο οποίος εκφράζεται σε knots.

Για τον υπολογισμό του ανέμου σε κάποιο σημείο του χάρτη ακολουθείται η εξής διαδικασία: Αρχικά σχεδιάζεται το σημείο πάνω στον χάρτη που αντιστοιχεί στη θέση του πλοίου, από τις συντεταγμένες που παρέχουν τα όργανά του. Έπειτα, σχεδιάζεται στον χάρτη ένα ευθύγραμμο τμήμα, το οποίο πρέπει να διέρχεται απ' το σημείο-θέση του πλοίου και να τέμνει κάθετα τις δύο κοντινότερες ισοβαρείς που περιέχουν το εν λόγω σημείο. Στη συνέχεια, χρησιμοποιείται το κουμπάσο (ναυτικός διαβήτης) (σχ. 3.7γ). Το άνοιγμά του πρέπει να αντιστοιχεί ακριβώς στο μήκος του ευθύγραμμου τμήματος που χαράχτηκε νωρίτερα. Κρατώντας σταθερό το άνοιγμα του κουμπάσου, τοποθετείται η μία ακίδα του στην αρχή εκείνης της οριζόντιας γραμμής που αντιστοιχεί στο γεωγραφικό πλάτος της θέσεως του πλοίου, ενώ η άλλη ακίδα του αφήνεται να καταλήξει στην προέκταση της οριζόντιας γραμμής. Το σημείο στο οποίο καταλήγει η δεύτερη ακίδα θα αντιστοιχεί σε κάποια τιμή ανέμου σε knots, είτε συμπίπτει, είτε όχι με κάποια απ' τις υπάρχουσες καμπύλες της γεωστροφικής κλίμακας. Σε περίπτωση που δεν συμπίπτει με υπάρχουσα χαραγμένη καμπύλη, λαμβάνεται κατά προσέγγιση η καμπύλη που εκτιμάται ότι θα περνούσε από εκείνο το σημείο.



Σχ. 3.7γ

Γεωστροφική κλίμακα με τη βοήθεια του κουμπάσου.

Τέλος, ο άνεμος βαροβαθμίδας στο σημείο-θέση του πλοίου, θα είναι όσο προέκυψε από τη γεωστροφική κλίμακα, ενώ ο άνεμος επιφάνειας υπολογίζεται ως τα ⅔ του ανέμου βαροβαθμίδας. Για παράδειγμα, αν εκτιμήθηκε ο άνεμος βαροβαθμίδας με

ένταση 60 κόμβων, τότε ο άνεμος επιφάνειας θα έχει ένταση: 60 · ⅔ = 40 knots.

β) Υπολογισμός πραγματικού ανέμου με χρήση αβάκιου (σχ. 3.7δ).

Στοιχεία:

(κόκκινο διάνυσμα) Πορεία πλοίου $V_{π}$= προς 360°, με 6 knots.

(πράσινο διάνυσμα) Φαινόμενος άνεμος $V_{φ}$ = από 315°, με 20 knots.

Αποτέλεσμα:

(μπλε διάνυσμα) Αληθής άνεμος $V_{α}$ = από 300°, με 16 knots.

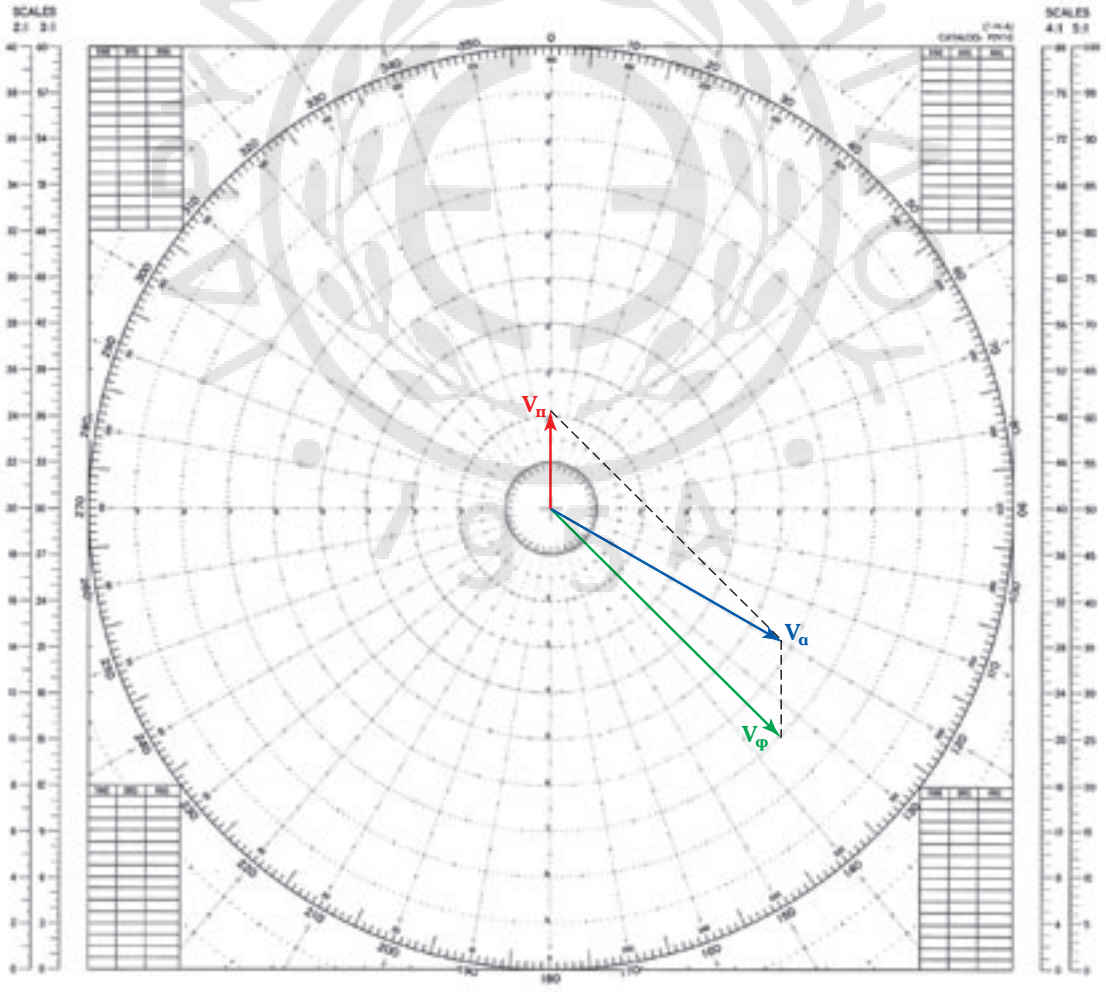
3.8 Νόμος του Buys – Ballot.

Ο Νόμος Buys – Ballot θεωρείται ένας από τους θεμελιώδεις νόμους της Μετεωρολογίας, διότι συνδέει την κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσεως με τη συμπεριφορά του ανέμου και διατυπώνεται ως εξής:

> Όταν ο παρατηρητής βρίσκεται στο Β ημισφαίριο και στέκεται αντίθετα στον άνεμο, έχει το κέντρο του χαμηλού δεξιά και λίγο πίσω (25° – 30°), ενώ το κέντρο του υψηλού αριστερά και λίγο μπροστά ***(παραδείγματα 1ης στήλης)***.
>
> Όταν ο παρατηρητής βρίσκεται στο Ν ημισφαίριο και στέκεται αντίθετα στον άνεμο, έχει το κέντρο του χαμηλού αριστερά και λίγο πίσω (25° – 30°), ενώ το κέντρο του υψηλού δεξιά και λίγο μπροστά ***(παραδείγματα 2ης στήλης)***.

Με τη βοήθεια του νόμου αυτού, είναι δυνατός και εύκολος ο εντοπισμός της κατευθύνσεως προς την οποία βρίσκονται τα κέντρα των χαμηλών και των υψηλών βαρομετρικών πιέσεων, έχοντας ως μοναδικό δεδομένο τη διεύθυνση του πνέοντα ανέμου, τη στιγμή της παρατηρήσεως.

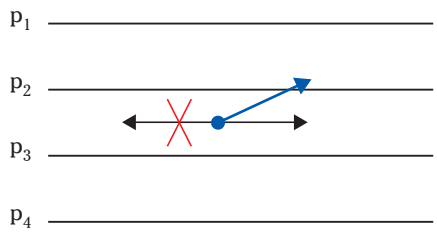
Αυτό μπορεί να φανεί εξαιρετικά χρήσιμο, ιδιαί-



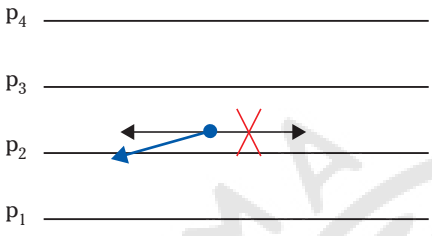
Σχ. 3.7δ

Υπολογισμός πραγματικού ανέμου με αβάκιο.

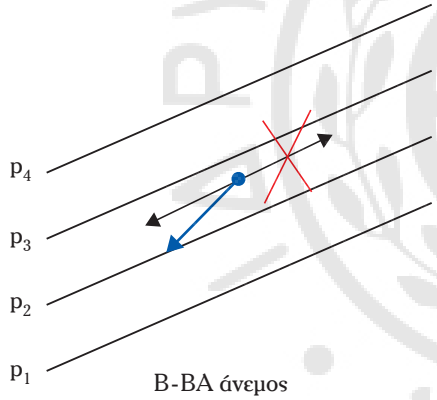
1) Παραδείγματα για το Β ημισφαίριο
($p_1 < p_2 < p_3 < p_4$), όπου p = πίεση:



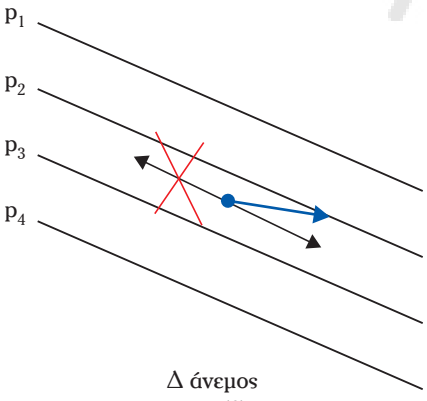
ΝΔ άνεμος
(α)



ΒΑ άνεμος
(β)

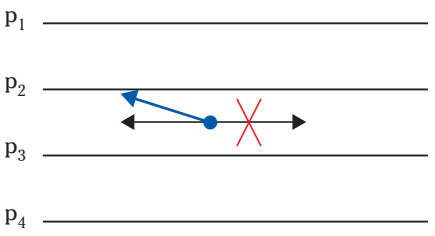


Β-ΒΑ άνεμος
(γ)

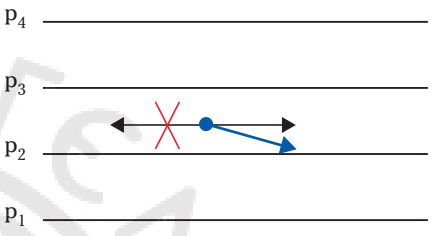


Δ άνεμος
(δ)

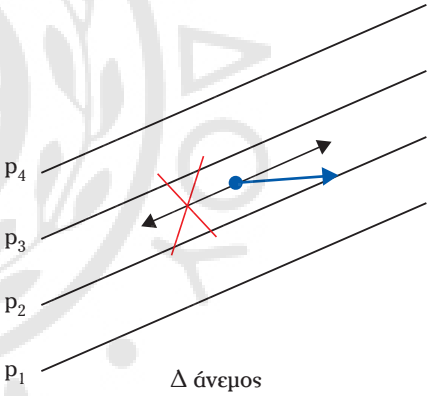
2) Παραδείγματα για το Ν ημισφαίριο
($p_1 < p_2 < p_3 < p_4$):



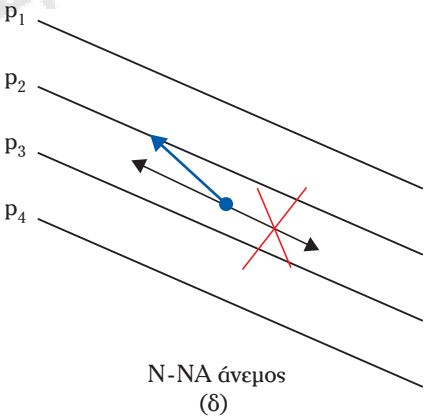
ΝΑ άνεμος
(α)



ΒΔ άνεμος
(β)



Δ άνεμος
(γ)



Ν-ΝΑ άνεμος
(δ)

τερα στις περιπτώσεις προσπάθειας εντοπισμού του κέντρου του κυκλώνα, του οποίου τα προειδοποιητικά σημάδια έχουν γίνει ήδη αντιληπτά.

– ***Τρόπος ευρέσεως ανέμου σε σύστημα ευθυγράμμων ισοβαρών με τη βοήθεια του νόμου Buys – Ballot.***

Αρχικά σχεδιάζει κάποιος στο επιθυμητό σημείο δύο διανύσματα παράλληλα με τις ισοβαρείς. Έπειτα, εφαρμόζοντας σωστά τον νόμο για το ημισφαίριο στο οποίο βρίσκεται, απορρίπτει το ένα από τα δύο διανύσματα. Τέλος, στρέφει με μικρή γωνία το επικρατές διάνυσμα προς τις χαμηλές πιέσεις.

3.9 Εφαρμογή της έννοιας της οριζόντιας διαφοράς θερμοκρασίας στην ποιοτική εξήγηση σχηματισμού απόγειας και θαλάσσιας αύρας.

Ημερήσιοι άνεμοι ονομάζονται αυτοί που δημιουργούνται στη διάρκεια του 24ώρου, λόγω της διαφοράς θερμοκρασίας που παρατηρείται τόσο την ημέρα όσο και τη νύκτα, μεταξύ ξηράς και θάλασσας. Όταν δύο κοντινές περιοχές παρουσιάζουν κάποια διαφορά θερμοκρασίας, τότε θα παρουσιάζουν και διαφορά πιέσεως, εξαιτίας της οποίας ο άνεμος θα έχει φορά από την ψυχρή προς τη θερμή περιοχή για τα αέρια στρώματα που βρίσκονται κοντά στην επιφάνεια της Γης, ενώ θα έχει φορά από τη θερμή προς την ψυχρή περιοχή για τα ανώτερα αέρια στρώματα. Αυτό συμβαίνει επειδή ο θερμός αέρας είναι ελαφρύς και αραιός, οπότε έχει την τάση να κινηθεί ανοδικά, όπου στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας αποκλίνει της πορείας του. Αντίθετα, ο ψυχρός αέρας είναι βαρύς και πυκνός, οπότε έχει την τάση να κινηθεί καθοδικά, όπου στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας, δηλαδή κοντά στην επιφάνεια της Γης, αποκλίνει κι αυτός της πορείας του. Προκειμένου, λοιπόν, να αναπληρώνεται η μάζα αέρα από τα σημεία απ' τα οποία θεωρητικά «χάνεται», δημιουργείται αυτό που ονομάζομε ***κύτταρο κυκλοφορίας*** και δεν είναι τίποτε άλλο απ' τη συνεχή ροή του αέρα που προαναφέρθηκε μεταξύ μίας θερμής και μίας ψυχρής περιοχής.

Από τους ημερήσιους ανέμους, μεγάλο ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι αύρες και πιο συγκεκριμένα η θαλάσσια και η απόγεια αύρα, τα χαρακτηριστικά των οποίων αναλύονται στη συνέχεια.

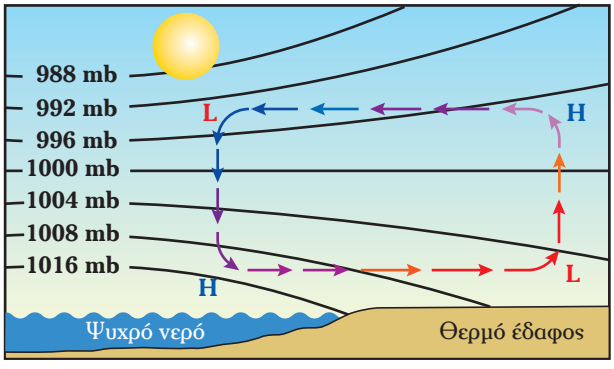
1) Η ***θαλάσσια αύρα*** (sea breeze) αποτελεί ένα από τα πιο γνωστά παραδείγματα ημερήσιου ανέμου του τοπικού συστήματος και παρατηρείται σε παραθαλάσσιες περιοχές σ' όλο τον κόσμο.

Ο μηχανισμός σχηματισμού αυτού του φαινομένου συνδέεται με τον διαφορετικό τρόπο θερμάνσεως της ξηράς και της θάλασσας. Λόγω της μικρότερης τιμής της θερμοχωρητικότητας της ξηράς σε σχέση μ' αυτήν της θάλασσας, η ξηρά για τα ίδια ποσά ενέργειας που λαμβάνει απ' τον Ήλιο μεταβάλλει περισσότερο τη θερμοκρασία της, με αποτέλεσμα να παρατηρούνται υψηλότερες τιμές θερμοκρασίας πάνω απ' αυτήν. Η θάλασσα από την άλλη, εκτός απ' την τριπλάσια τιμή θερμοχωρητικότητας που παρουσιάζει συγκριτικά μ' αυτήν της ξηράς, δεν θερμαίνεται το ίδιο ισχυρά από τον Ήλιο, επειδή ένα μέρος αυτής της ηλιακής ακτινοβολίας που λαμβάνει, χρησιμοποιείται για την εξάτμιση των υδρατμών από τις ελεύθερες θαλάσσιες επιφάνειες και επί πλέον ένα άλλο μέρος της αρχικής ενέργειας διεισδύει σε βάθος κάποιων μέτρων κάτω απ' την επιφάνεια της θάλασσας, λόγω διαπερατότητας των ηλιακών ακτίνων στο θαλασσινό νερό.

Η θαλάσσια αύρα παρατηρείται κατά τους εαρινούς και θερινούς μήνες, όπου οι συνοπτικές καιρικές συνθήκες, δηλαδή αίθριος καιρός με μικρές διαφορές της πιέσεως, ευνοούν την ισχυρή θέρμανση του εδάφους.

Ο διαφορετικός τρόπος θερμάνσεως ξηράς και θάλασσας στη διάρκεια της ημέρας προκαλεί οριζόντιες βαθμίδες θερμοκρασίας. Η πίεση πάνω από τη θάλασσα έχει μεγαλύτερη τιμή απ' αυτήν που παρατηρείται πάνω απ' την ξηρά και ως συνέπεια λόγω μεταβολής της πιέσεως δημιουργείται μία θερμική κυκλοφορία με άνεμο που έχει φορά από τη θάλασσα προς την ξηρά στην επιφάνεια και ένα αντίθετο ρεύμα αέρα υψηλότερα (σχ. 3.9α).

Η θαλάσσια αύρα δημιουργείται αρχικά κοντά



Σχ. 3.9α

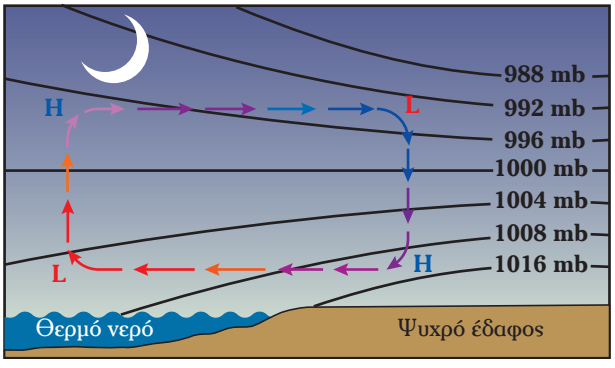
Απεικόνιση μηχανισμού δημιουργίας θαλάσσιας αύρας.

στην ακτή, έχει μικρή ταχύτητα και φτάνει σε ύψος περίπου 100 m. Η διεύθυνση της θαλάσσιας αύρας είναι κάθετη στην ακτή και μπορεί να φτάσει σε απόσταση 20-40 km απ' αυτήν, όταν το ανάγλυφο είναι ομαλό και η θερμοκρασιακή διαφορά ξηράς-θάλασσας μεγάλη.

Καθώς, όμως, το ύψος του Ήλιου αυξάνει, η διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ ξηράς και θάλασσας γίνεται μεγαλύτερη και συνακόλουθα αυξάνει και η διαφορά πιέσεως. Επομένως, αυξάνει προοδευτικά και η ένταση της θαλάσσιας αύρας που παίρνει τη μέγιστη τιμή της, τις πρώτες μεσημβρινές ώρες, διότι τότε παρατηρείται το μέγιστο της θερμοκρασίας. Μετά το μέγιστο της θερμοκρασίας, οι διαφορές θερμοκρασίας και πιέσεως ελαττώνονται, με αποτέλεσμα και η ένταση της θαλάσσιας αύρας να ελαττώνεται, όπου παύει να υφίσταται τελικά τις πρώτες νυχτερινές ώρες.

2) Οι αντίστροφες συνθήκες από αυτές που προκάλεσαν την εμφάνιση της θαλάσσιας αύρας κατά τη διάρκεια της ημέρας για την ίδια περιοχή απαιτούνται για τη δημιουργία της ***απόγειας αύρας*** (land breeze). Πιο συγκεκριμένα, τη νύκτα η ξηρά ψύχεται πολύ πιο ισχυρά και πιο γρήγορα απ' τη θάλασσα. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να παρατηρείται χαμηλότερη θερμοκρασία πάνω απ' την ξηρά και υψηλότερη πάνω απ' τη θάλασσα, άρα και η πίεση πάνω από την ξηρά θα είναι μεγαλύτερη συγκριτικά με τη θάλασσα, οπότε λόγω αυτής της βαθμίδας πιέσεως δημιουργείται άνεμος με φορά από την ξηρά προς τη θάλασσα, που ονομάζεται ***απόγεια αύρα*** (σχ. 3.9β).

Η απόγεια αύρα πνέει κάθετα στην ακτή και διαρκεί περίπου μέχρι την ανατολή του Ήλιου, οπότε και σταματά η νυχτερινή ψύξη. Τόσο η ένταση, όσο και η οριζόντια έκταση της απόγειας αύρας είναι πολύ μικρότερη από ό,τι στην περίπτωση της θαλάσσιας αύρας και αυτό εξαιτίας των μικροτέρων διαφορών θερμοκρασίας και πιέσεως μεταξύ νύκτας και ημέρας. Το βάθος της απόγειας αύρας είναι μικρό και συνήθως κυμαίνεται μεταξύ 100 – 200 m.



Σχ. 3.9β
Απεικόνιση μηχανισμού δημιουργίας απόγειας αύρας.

3.10 Δημιουργία αναβατικού και καταβατικού ανέμου.

Οι αναβατικοί και καταβατικοί άνεμοι είναι τοπικοί περιοδικοί άνεμοι και πνέουν κατά τη διάρκεια της ημέρας από τις κοιλάδες προς τα όρη, ενώ κατά τη διάρκεια της νύκτας έχουν φορά κινήσεως από τα όρη προς τις κοιλάδες. Οι άνεμοι αυτοί χαρακτηρίζονται και ως αύρα ορέων και κοιλάδων και οφείλουν τη δημιουργία τους στην εναλλαγή της θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια του ημερονυκτίου.

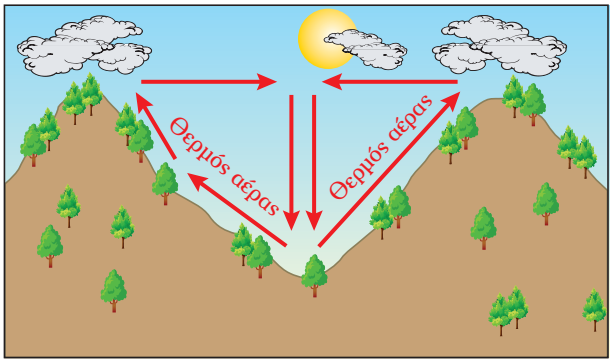
1) Αναβατικός άνεμος.

Ο άνεμος που δημιουργείται κατά τη διάρκεια της ημέρας με φορά από τις κοιλάδες ή τις πεδιάδες προς τις κοντινότερες προσήνεμες πλευρές ορεινών εξάρσεων (σχ. 3.10α) ονομάζεται ***αναβατικός*** ή ***αναβάτης*** (anabatic wind) ή ***αύρα των κοιλάδων***. Ο αναβατικός άνεμος οφείλεται στη διαφορά της πυκνότητας του αέρα, η οποία δημιουργείται μεταξύ της πεδιάδας ή της κοιλάδας και των προσηνέμων πλευρών κάποιου όρους, χωρίς ωστόσο να παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον για τους ναυτικούς και γι' αυτό δεν κρίνεται σκόπιμη η περαιτέρω ανάλυσή του.

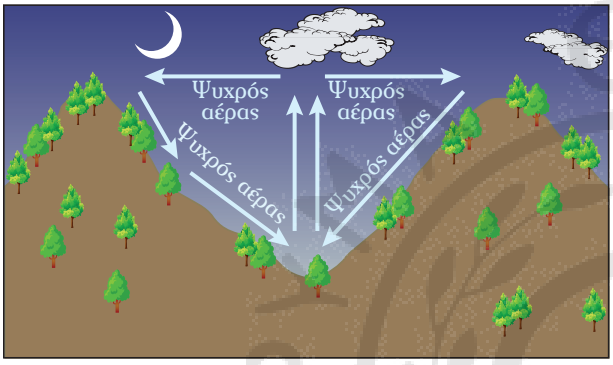
2) Καταβατικός άνεμος.

Ο άνεμος που πνέει από τα όρη ή τις ψηλές ακτές με φορά προς τα κάτω (σχ. 3.10β) ονομάζεται ***καταβατικός*** ή ***καταβάτης*** (katabatic wind) ή ***αύρα των ορέων***. Οφείλεται στη διαφορά της πυκνότητας του αέρα μεταξύ των υπηνέμων πλευρών των βουνών ή των ακτών και των παρακειμένων περιοχών. Η διαφορά αυτή μπορεί να αιτιολογηθεί με την ψύξη που προκαλείται λόγω νυχτερινής ακτινοβολίας ή άλλων αιτιών. Σε πολλές περιπτώσεις, ο άνεμος αυτός έχει τέτοια ένταση, ώστε να μπορεί να προκαλέσει ισχυρή θαλασσοταραχή στην κοντινότερη θαλάσσια περιοχή. Η έντασή του περιορίζεται στη διάρκεια της ημέρας.

Είναι ισχυρός, ξηρός και θερμός άνεμος που αναπτύσσεται όπως ήδη αναφέρθηκε στην υπήνεμη πλευρά ενός ορεινού όγκου. Οι αέριες μάζες κατά την κίνησή τους συναντούν το εμπόδιο ενός όρους και αναγκάζονται να το υπερπηδήσουν. Στην προ-



Σχ. 3.10α
Απεικόνιση αναβατικού ανέμου.

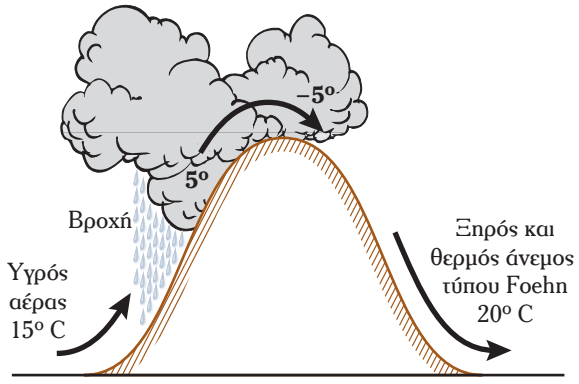


Σχ. 3.10β
Απεικόνιση καταβατικού ανέμου.

σήνεμη πλευρά ο ατμοσφαιρικός αέρας εκτονώνεται αδιαβατικά και ψύχεται κάτω απ' το σημείο δρόσου. Σχηματίζονται ορογραφικά νέφη και βροχή στην προσήνεμη πλευρά του όρους. Από το επίπεδο συμπυκνώσεως και πάνω, ο ρυθμός ψύξεως ελαττώνεται, διότι η συμπύκνωση των υδρατμών απελευθερώνει προς το περιβάλλον θερμότητα. Στη συνέχεια και εφόσον ο αέρας υπερπηδήσει την κορυφή του ορεινού όγκου, κατεβαίνει στην υπήνεμη πλευρά, συμπιέζεται αδιαβατικά και θερμαίνεται. Ο ρυθμός θερμάνσεώς του είναι ίσος με την τιμή της ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας, γι' αυτό και ο αέρας φτάνει στα χαμηλά υψόμετρα ως θερμός και εφόσον έχει χάσει τους υδρατμούς του κατά την άνοδό του στη βάση του βουνού μπορεί να χαρακτηριστεί ως πολύ ξηρός.

3.11 Περιοχές όπου παρατηρούνται καταβατικοί άνεμοι.

Οι καταβατικοί άνεμοι ονομάζονται και ***άνεμοι τύπου Foehn*** (σχ. 3.11). Οι άνεμοι αυτοί είναι γνωστοί και με διαφορετικά ονόματα στα διάφορα μέρη της Γης. Στις Άλπεις έχει επικρατήσει το όνομα



Σχ. 3.11
Απεικόνιση ανέμου τύπου Foehn.

Foehn όπου μελετήθηκε πρώτα, στα Βραχώδη Όρη το όνομα Chinook, στις δυτικές ακτές των Ηνωμένων Πολιτειών Αμερικής το όνομα Santa Ana και στην Ελλάδα ονομάζεται ***Λίβας***. Οι πιο ισχυροί καταβατικοί άνεμοι που παρατηρούνται στον ελληνικό χώρο είναι στο ακρωτήριο του Άθω και στο ακρωτήριο Μαλέας. Τέτοιοι άνεμοι, με μικρότερη όμως ένταση, παρατηρούνται σε κόλπους όπως ο Σαρωνικός (περιοχή Βουλιαγμένης), ο Θερμαϊκός, ο Παγασητικός και ο Λακωνικός.

3.12 Τοπικοί άνεμοι της Μεσογείου.

Λόγω της ιδιάζουσας κατανομής της θερμοκρασίας και της πίεσεως εξαιτίας της διαμορφώσεως του εδάφους, δημιουργούνται σε κάποιες περιοχές σφοδροί τοπικοί άνεμοι, οι οποίοι δεν θεωρούνται ομαλοί, εφόσον δεν υπάγονται στις γενικές κατηγορίες ανέμων. Ειδικά για την περιοχή της Μεσογείου, οι κυριότεροι τοπικοί άνεμοι είναι οι ακόλουθοι:

1) Λεβάντερ (Levanter).

Συναντάται κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού στο στενό του Γιβραλτάρ και είναι δυνατόν να πνέει ΒΑ στις Α ακτές της Ισπανίας (σχ. 3.12). Δημιουργείται όταν επικρατούν υψηλές πιέσεις στη Δ Ευρώπη και χαμηλές στην κεντρική Μεσόγειο. Είναι συνήθως ελαφριάς ή μέτριας εντάσεως και σπανίως θυελλώδης, αλλά συσσωρεύει υγρασία, σχηματίζει νέφη και σποραδικά προκαλεί κάποιες βροχοπτώσεις.

2) Δυτικός (Vendavales).

Είναι ισχυρός ΝΔ άνεμος, ο οποίος συναντάται στο στενό του Γιβραλτάρ και στις ακτές της Ισπανίας στη διάρκεια του χειμώνα (σχ. 3.12). Δημιουργείται όταν επικρατεί βαθύ βαρομετρικό χαμηλό πάνω απ'

την Αγγλία ή όταν το βαρομετρικό χαμηλό μπαίνει στη Μεσόγειο από την Ισπανία. Συνοδεύεται συνήθως από καταιγίδες και ισχυρές βροχοπτώσεις.

3) Ανατολικός (Levandes).

Είναι θυελλώδης άνεμος με διευθύνσεις μεταξύ Β-ΒΑ και Α-ΒΑ, ο οποίος πνέει στις Α ακτές της Ισπανίας (σχ. 3.12). Είναι επικίνδυνος και αποτελεί έναν συνήθη άνεμο για τις χρονικές περιόδους από Φεβρουάριο μέχρι Μάιο και τον Οκτώβριο.

4) Μιστράλ (Mistral).

Είναι Β-ΒΔ, ισχυρός, ψυχρός, ξηρός άνεμος που συναντάται στον κόλπο του Λέοντα και ειδικότερα στην κοιλάδα του Ροδανού (σχ. 3.12). Δημιουργείται όταν επικρατούν υψηλές πιέσεις στη ΒΔ Γαλλία και χαμηλές στις Α περιοχές της Δ Μεσογείου. Επικρατεί κυρίως τον χειμώνα, οπότε και παρουσιάζει τη μεγαλύτερή του ένταση μέχρι 8 Bf, ενώ τους υπόλοιπους μήνες, είναι συνήθως μέτριας εντάσεως. Συχνά συνοδεύεται από σχεδόν αίθριο καιρό και δεν συνδέεται με βροχές ή χιόνια, εκτός από τις περιπτώσεις που αναπτύσσεται με το πέρασμα κάποιου ψυχρού μετώπου.

5) Μπόρα (Bora).

Είναι ΒΑ άνεμος, παρόμοιος με τον Μιστράλ, που συναντάται ωστόσο στις Α ακτές της Β Αδριατικής (σχ. 3.12). Δημιουργείται όταν στην κεντρική Ευρώπη επικρατεί ισχυρός αντικυκλώνας, ενώ στην κεντρική Μεσόγειο περνάει βαθύ βαρομετρικό χαμηλό. Επίσης, δημιουργείται όταν περνούν βαρομετρικά χαμηλά από τη Ν Αδριατική, ακόμα και αν ο αντικυκλώνας της Ευρώπης είναι ασθενής. Πνέει κυρίως τον χειμώνα, συνοδεύεται από σχεδόν αίθριο, αλλά ψυχρό καιρό και όταν συνδυάζεται με ψυχρό μέτωπο, μπορεί να προκαλέσει βροχές ή χιόνια. Το καλοκαίρι είναι πιο ασθενής και λιγότερο συχνός, επειδή η ημερήσια θαλάσσια αύρα, που έχει αντίθετη διεύθυνση και μεγαλύτερη ένταση τις μεσημβρινές και απογευματινές ώρες, τον εξασθενεί.

6) Σιρόκος (Scirocco).

Είναι άνεμος που πνέει στη Μεσόγειο με Ν-ΝΑ διευθύνσεις και προέρχεται από την έρημο της Β Αφρικής (σχ. 3.12). Κατά τη μετακίνησή του πάνω από τη θάλασσα και λόγω της υψηλής του θερμοκρασίας, εμπλουτίζεται με υδρατμούς, συμπαρασύροντας σκόνη από την έρημο. Εξαιτίας των παραπάνω χαρακτηριστικών ιδιοτήτων, μπορεί να θεωρηθεί ως αποπνικτικός και ιδιαίτερα δυσάρεστος άνεμος.

7) Γκρεγκάλ (Gregale).

Είναι ισχυρός ΒΑ άνεμος που συναντάται στην κεντρική και Δ Μεσόγειο κατά τον χειμώνα (σχ. 3.12). Δημιουργείται όταν συνδυάζονται υψηλές πιέσεις στην Α Ευρώπη και στα Βαλκάνια, με βαρομετρικό χαμηλό στις Ν περιοχές της κεντρικής Μεσογείου. Παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον στη



Σχ. 3.12
Τοπικοί άνεμοι της Μεσογείου.

Μάλτα, διότι καθώς το λιμάνι της εκτίθεται σ' αυτόν τον άνεμο, προκαλείται ισχυρός κυματισμός. Συνοδεύεται και από αίθριο και από βροχερό καιρό, με διάρκεια συνήθως 1 με 2 ημέρες, μπορεί να διαρκέσει, ωστόσο, και 5 συνεχόμενες ημέρες. Την άνοιξη και το φθινόπωρο πνέει λιγότερο, ενώ το καλοκαίρι παύει.

8) Μαρίν (Marin).

Είναι ισχυρός ΝΑ άνεμος, ο οποίος πνέει στον κόλπο του Λέοντα, είναι δεύτερος μετά τον Μιστράλ για την περιοχή αυτή, τόσο από άποψη συχνότητας όσο και από πλευράς σπουδαιότητας (σχ. 3.12). Είναι θερμός και υγρός και συνοδεύεται από νέφωση και βροχή.

9) Λυβικός (Libeccio).

Είναι Δ ή ΝΔ άνεμος που επικρατεί στη Β Κορσική, καθ' όλη τη διάρκεια του έτους (σχ. 3.12). Τον χειμώνα ωστόσο καθίσταται ισχυρότερος όταν περνούν βαρομετρικά χαμηλά ή αναπτύσσονται βαρομετρικά χαμηλά στον κόλπο της Γένοβας. Συχνά προκαλεί πολύ ισχυρό κυματισμό, καθώς επίσης μπορεί να προκαλέσει ισχυρές καταιγίδες από Δ. Τον χειμώνα εναλλάσσεται με την Τραμουντάνα.

10) Τραμουντάνα (Tramountana).

Είναι τοπική ονομασία ΒΑ ανέμου, ο οποίος πνέει τον χειμώνα προς τις Δ ακτές της Ιταλίας και Β της Κορσικής (σχ. 3.12). Είναι δροσερός άνεμος και σπανίως προκαλεί καταιγίδες.

11) Χαμσίν (Khamsin).

Το όνομα αυτό δίνεται συνήθως σε θερμούς Ν ανέμους της Αιγύπτου και της Ερυθράς Θάλασσας (σχ. 3.12). Είναι άνεμοι ξηροί, που συνοδεύονται από σκόνη. Δεν έχουν κάποια συγκεκριμένη διεύθυνση, αλλά συνήθως με το όνομα αυτό εννοούμε άνεμο ξηρό και θερμό, με την ατμόσφαιρα γεμάτη από σκόνη. Συνηθέστερα παρατηρείται κατά τους μήνες Φεβρουάριο μέχρι και Ιούνιο.

12) Ετησίες ή μελτέμια.

Οι ετησίες του Αιγαίου εμφανίζονται κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, που οι Β ακτές της Αφρικής και της Αραβίας θερμαίνονται υπερβολικά, με αποτέλεσμα να παρατηρείται πτώση της ατμοσφαιρικής πίεσεως που οφείλεται στο θερμικό χαμηλό των Ινδιών και το οποίο συνδυάζεται με τις σχετικά υψηλές πιέσεις που επικρατούν στην κεντρική Ευρώπη. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία ανέμων στην Α λεκάνη της Μεσογείου, τα γνωστά ***μελτέμια*** (etesian wind). Η διεύθυνση των ανέμων αυτών είναι περίπου Β και μεταβάλλεται ανάλογα με τη διαμόρφωση των ακτών (σχ. 3.12). Στο Β Αιγαίο πνέουν ΒΑ άνεμοι, στο κεντρικό γίνονται Β και στο Ν τείνουν να γίνουν ΒΔ. Στην περιοχή της Ρόδου τείνουν να γίνουν Δ. Στον Σαρωνικό και στον Ν Ευβοϊκό παραμένουν ΒΑ. Στην Αδριατική πνέουν με διεύθυνση ΒΔ. Η ένταση αυτών των ανέμων στο Αιγαίο είναι μεταξύ 4 ως 6 Bf, μερικές φορές όμως, ξεπερνά τα 8 Bf προκαλώντας προβλήματα στη ναυσιπλοΐα.

Εμφανίζονται συνήθως γύρω στα τέλη Μαΐου και σταματούν γύρω στα μέσα Οκτωβρίου με διακοπή τριών εβδομάδων περίπου, τον Ιούλιο. Έχουν μέση χρονική διάρκεια από 2 έως 4 ημέρες. Οι άνεμοι αυτοί πνέουν την ημέρα και κοπάζουν τη νύκτα, κάποιες φορές, ωστόσο, διατηρούνται και τη νύκτα απλά με ελαττωμένη ένταση, παρά το γεγονός ότι μέσα στο 24ωρο δεν παρατηρείται μεταβολή της βαροβαθμίδας. Αυτό θα μπορούσε να οφείλεται σε θερμικά αίτια. Τη νύκτα δημιουργείται αναστροφή θερμοκρασίας στην κατώτερη ατμόσφαιρα, που γίνεται έντονη πάνω από τις ηπειρωτικές περιοχές της Ελλάδας και της Τουρκίας, με αποτέλεσμα αυτό να επηρεάζει την ένταση των ετησιών ανέμων. Και η θαλάσσια αύρα επιδρά στα μελτέμια, αυξάνοντας την έντασή τους, όπως συμβαίνει για παράδειγμα στην παράκτια ζώνη της Β Κρήτης.

Η αυξομείωση αυτή των ετησιών ανέμων παρατηρείται εφόσον η έντασή τους στο Αιγαίο φτάνει μέχρι τα 7 Bf. Σε περίπτωση εξάρσεως, δηλαδή 8 Bf ή και περισσότερο, τα μελτέμια διατηρούνται στην ίδια ένταση και τη νύκτα. Η μεγαλύτερη έντασή τους παρατηρείται στο Ν Αιγαίο και ιδιαίτερα στις Κυκλάδες. Ο καιρός που χαρακτηρίζει αυτούς του ανέμους είναι ξηρός και αίθριος.

3.13 Τοπική τροποποίηση του καιρού κοντά σε ακτές.

Η πρόγνωση του καιρού είναι γενικά μία δύσκολη και σύνθετη διαδικασία. Όσον αφορά στην προετοιμασία της προγνώσεως σε παράκτιες περιοχές, λαμβάνεται υπόψη και η επίδραση των τοπογραφικών παραγόντων στον καιρό. Υπάρχουν κάποιες χρήσιμες πληροφορίες, οι οποίες μπορούν να κατατοπίσουν τον ναυτιλλόμενο σχετικά με την τροποποίηση ή και διαμόρφωση του καιρού κοντά στις ακτές. Πιο αναλυτικά ισχύουν τα ακόλουθα:

1) Αν οι ακτές είναι απόκρημνες, τότε άνεμοι που προέρχονται από ανοικτές θάλασσες και πνέουν στις ακτές με γωνία, εκτρέπονται συνήθως, ακολουθώντας διευθύνσεις παράλληλες με τον γενικό προσανατολισμό των ακτών.

2) Όταν ο άνεμος είναι ισχυρός και πνέει με φορά κάθετη σε σχέση με τις ακτές, οι οποίες είναι απόκρημνες, δημιουργείται συνήθως κοντά στις ακτές ένα ρεύμα αέρα με διεύθυνση αντίθετη απ' τον άνεμο της ανοικτής θάλασσας.

3) Όταν ο άνεμος πνέει από την ξηρά προς τη θάλασσα, φτάνει αρκετά συχνά στη βαθμίδα του πολύ ισχυρού ανέμου στην υπήνεμη πλευρά των υψηλών ακτών, ειδικά όταν ο αέρας είναι πολύ ψυχρότερος της θάλασσας.

4) Όταν ο άνεμος πνέει προς μία στενή εκβολή ποταμού, η διεύθυνση της οποίας συμπίπτει σχετικά με τη διεύθυνση του ανέμου, τείνει να ακολουθήσει τη διεύθυνση της κοιλάδας του ποταμού και αυξάνεται ως προς την ένταση, όσο μικραίνει το πλάτος της κοιλάδας.

5) Κοντά σε χερσονήσους ή σε νησιά με απότομες και βραχώδεις ακτές, εκτός απ' τις προαναφερθείσες μεταβολές, μπορούν να προκληθούν σημαντικές μεταβολές, τόσο στην ένταση, όσο και στη διεύθυνση (μέχρι περίπου 90°) του ανέμου.

6) Ο άνεμος που προκύπτει από την επικρατούσα ισοβαρική κατάσταση, μπορεί να τροποποιηθεί κατά τη διάρκεια θερμών και ανέφελων ημερών από τη θαλάσσια αύρα, ενώ κατά τις ανέφελες νύχτες από την απόγεια αύρα.

7) Όταν επικρατεί ομίχλη θάλασσας, η ορατότητα είναι καλύτερη κοντά σε υπήνεμες ακτές. Αυτό εμφανίζεται συνήθως τις απογευματινές ώρες του καλοκαιριού, οπότε και η ξηρά είναι θερμότερη απ' τη θάλασσα. Το φαινόμενο αυτό είναι πιο εμφανές σε χαμηλά εδάφη, όπου οι θερμοκρασιακές μεταβολές και κατ' επέκταση οι αύρες είναι εντονότερες και ισχυρότερες.

8) Η ομίχλη ακτινοβολίας, η οποία παρασύρεται από την ξηρά και απλώνεται πάνω απ' τη γειτονική θάλασσα, έχει μεγαλύτερο πάχος μία με δύο ώρες μετά την ανατολή του Ήλιου, που η ψύξη είναι ισχυρότερη και μικρότερο κατά τις απογευματινές ώρες, που η θέρμανση του εδάφους είναι πολύ έντονη.

9) Κατά μήκος των ακτών συναντάται συχνά βροχή μικρής εντάσεως (ψεκαδισμός) και αρκετά περιορισμένη ορατότητα όταν πνέει προς τις ακτές θερμός και υγρός άνεμος.

10) Η ορατότητα ελαττώνεται συνήθως στην υπήνεμη πλευρά των βιομηχανικών περιοχών.

11) Αν η αέρια μάζα που καλύπτει μία περιοχή έχει πολική προέλευση, η ποσότητα των νεφών και των βροχοπτώσεων πάνω απ' την ξηρά είναι μεγαλύτερη κατά τις απογευματινές ώρες. Αυτό συμβαίνει πάνω από παράκτιες περιοχές, όταν πνέουν άνεμοι με διεύθυνση απ' τη θάλασσα προς την ξηρά.

3.14 Όργανα προσδιορισμού της διευθύνσεως και ταχύτητας του ανέμου.

Τόσο η διεύθυνση, όσο και η ταχύτητα του ανέμου, μπορούν να προσδιοριστούν με τη βοήθεια ανεμομετρικών οργάνων ή έστω να εκτιμηθούν με κάποια συστηματική παρατήρηση. Τα όργανα αυτά είναι οι ανεμοδείκτες, τα ανεμόμετρα και οι ανεμογράφοι. Η επιλογή της θέσεως για την τοποθέτηση των οργάνων στο πλοίο απαιτεί μεγάλη προσοχή και αυτό γιατί η ύπαρξη τυχόν εμποδίων γύρω από τα όργανα μπορεί να δημιουργήσει στροβίλους, οι οποίοι θα επηρεάσουν τις ενδείξεις των οργάνων. Στη συνέχεια αναλύονται τα όργανα αυτά.

1) Ανεμοδείκτες.

Η διεύθυνση του ανέμου βρίσκεται συνήθως με τη βοήθεια των ανεμοδεικτών. Ο ανεμοδείκτης αποτελείται από έναν κατακόρυφο άξονα, στο πάνω άκρο του οποίου περιστρέφεται ένας οριζόντιος με ένα ή δύο ελάσματα στο ένα άκρο του. Όταν η πίεση που ασκεί ο άνεμος εξισορροπηθεί και από τις δύο πλευρές του ελάσματος του ανεμοδείκτη, τότε αυτός έχει στραφεί έτσι, ώστε ο δείκτης του ανεμοδείκτη να διευθύνεται προς τη μεριά απ' την οποία φυσά ο άνεμος [σχ. 3.14α(α)].

2) Ανεμόμετρα.

Τα όργανα που μετρούν την ένταση του ανέμου ονομάζονται ανεμόμετρα. Για συνοπτικής κλίμακας μετρήσεις χρησιμοποιούνται τα ανεμόμετρα ταχύτητας, στα οποία η ένταση προκύπτει απ' την ταχύτητα περιστροφής που προσδίδει ο άνεμος σε ορισμένα τμήματα του οργάνου. Από τα ανεμόμετρα ταχύτητας, τα πιο γνωστά είναι τα ***κυπελλοφόρα***. Αυτά αποτελούνται από έναν κατακόρυφο άξονα, στην κορυφή του οποίου υπάρχουν 3 ή 4 οριζόντιοι βραχίονες συμμετρικά τοποθετημένοι, στα άκρα των οποίων είναι στερεωμένα 3 ή 4 αντίστοιχα ημισφαιρικά ή κωνικά κύπελλα, με τέτοιον τρόπο, ώστε η διαμετρική τομή τους να είναι κατακόρυφη. Επειδή η δύναμη που

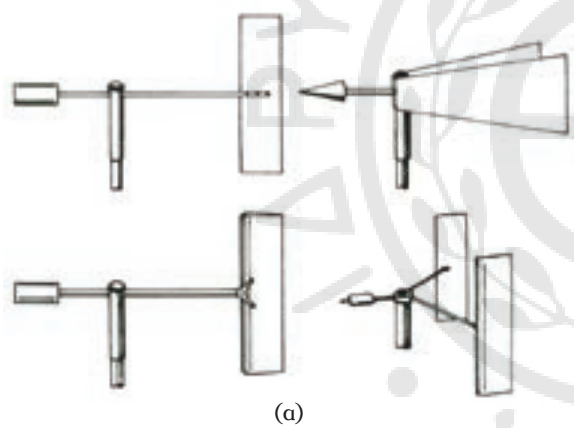
οφείλεται στον άνεμο είναι μεγαλύτερη στην κοίλη πλευρά του κυπέλλου απ' ό,τι στην κυρτή, το σύστημα περιστρέφεται υπό την επίδραση του ανέμου και ο αριθμός των περιστροφών καταγράφεται μέσω του κατακόρυφου άξονα σ' ένα καταγραφικό σύστημα.

Ένα μειονέκτημα που παρουσιάζουν τα ανεμόμετρα αυτού του τύπου μπορεί να θεωρηθεί το γεγονός ότι δεν έχει συμμετρική απόκριση στην αύξηση ή στη μείωση της εντάσεως του ανέμου. Δηλαδή, τα κύπελλα του οργάνου θα εξακολουθήσουν να περιστρέφονται λόγω αδράνειας, ακόμη και αν ο άνεμος σταματήσει απότομα. Έτσι, αν σημειωθεί μία ξαφνική αύξηση της εντάσεως του ανέμου (ριπή) πριν σταματήσουν τα κύπελλα, τότε η ένδειξη του οργάνου θα είναι μεγαλύτερη από την πραγματική ένταση του ανέμου [σχ. 3.14α(β)].

3) Ανεμογράφοι.

Για μετεωρολογικές εφαρμογές χρησιμοποιούνται διαφορετικοί τύποι ανεμογράφων. Ένας απ' αυτούς είναι ο ***τριαξονικός ανεμογράφος***. Αποτελείται από έναν κατακόρυφο άξονα που στην κορυφή του έχει ένα σύστημα 3 αξόνων καθέτων ανά δύο μεταξύ τους. Στην άκρη κάθε άξονα στρέφεται από μία προπέλα με τέσσερα ελάσματα. Ένας μετρητής μετράει έναν ορισμένο αριθμό παλμών για κάθε περιστροφή. Στις εξόδους καθενός απ' τους 3 άξονες μπορεί να εφαρμοστεί κατάλληλο πρόγραμμα, έτσι ώστε να παρέχονται οι στιγμιαίες και μέσες τιμές του ανύσματος της ταχύτητας του ανέμου, η σταθερή απόκλιση, ροές, σημαντικές διορθώσεις για τριβή, αδράνεια κ.λπ. (σχ. 3.14β).

Οι ανεμογράφοι αυτοί είναι μεγάλης ακρίβειας. Έχουν συμμετρική απόκριση, είτε όταν συμβαίνει μείωση, είτε όταν συμβαίνει αύξηση της εντάσεως του ανέμου.



(α)



(β)

Σχ. 3.14α

(α) Διάφοροι τύποι ανεμοδεικτών και (β) Ηλεκτρικό ανεμόμετρο με προσαρμοσμένο ανεμοδείκτη.



Σχ. 3.14β

Ανεμογράφος.

3.15 Αίτια δημιουργίας κυμάτων.

Η ανύψωση και η ταπείνωση της επιφάνειας του νερού της θάλασσας, ονομάζεται ***κυματισμός*** ή πιο απλά ***κύμα***. Τα κύματα διακρίνονται σε θαλάσσια ή ωκεάνια, ανάλογα με την περιοχή εμφανίσεως του κυματισμού.

Η βασική αιτία δημιουργίας των κυμάτων στην επιφάνεια της θάλασσας, είναι αποτέλεσμα της επιδράσεως του ανέμου στο νερό. Ωστόσο, κύματα μπορούν να δημιουργηθούν ως αποτέλεσμα άλλων παραγόντων, όπως είναι σεισμοί, εκρήξεις ηφαιστείων, παλίρροιες, διελεύσεις πλοίων με μεγάλη ταχύτητα, υποβρύχιες καθιζήσεις ή εξάρσεις κ.ά..

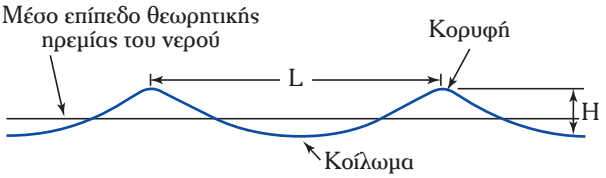
Στην περίπτωση που πνέει πάνω από ήρεμη θαλάσσια περιοχή ασθενής άνεμος, τότε θα σχηματιστούν στο νερό μικρές πτυχώσεις, που ονομάζονται ***ρυτιδώσεις*** του νερού. Αν ο άνεμος πάψει να επιδρά, τότε αυτές οι μικρές κυμάνσεις στο θαλασσινό

νερό θα διατηρηθούν για λίγο και προοδευτικά θα εξασθενήσουν μέχρι που θα σβήσουν. Αν, όμως, ο άνεμος εξακολουθήσει να πνέει, τότε οι κυμάνσεις αυτές θα ενισχυθούν. Η πίεση στις πλευρές τους θα αυξηθεί και οι αρχικές πτυχώσεις θα πάρουν σταδιακά τη μορφή κυμάτων, τα λεγόμενα ***κύματα βαρύτητας***, τα οποία αναπτύσσονται ακόμη περισσότερο με την αύξηση της εντάσεως του ανέμου. Οι εκφράσεις που έχουν επικρατήσει για τον κυματισμό είναι θαλασσοταραχή, τρικυμία ή απλώς κύματα και αποθαλασσία, φουσκοθαλασσιά ή βουβό κύμα. Οι πρώτες τρεις εκφράσεις αφορούν στην περίπτωση εκείνη που τα κύματα δημιουργούνται κατά τη χρονική διάρκεια που πνέει ο άνεμος. Οι επόμενες τρεις εκφράσεις αφορούν στην περίπτωση εκείνη που, είτε παύει να επιδρά ο άνεμος, είτε μετέβαλλε την κατεύθυνσή του, είτε ακόμη και σε άλλα αίτια, αλλά όχι στους τοπικούς ανέμους της περιοχής.

3.16 Χαρακτηριστικά του κύματος. Παράγοντες απ' τους οποίους εξαρτώνται.

Τα θαλάσσια κύματα αποτελούν ένα εξαιρετικά σύνθετο φαινόμενο, αφού δεν ανήκουν στην κατηγορία των απλών αρμονικών κυμάτων. Το ιδιόμορφο σχήμα των κυμάτων μπορεί να χαρακτηριστεί ως ***αντιστρεφόμενο κυκλοειδές***. Τα ψηλότερα τμήματα των κυμάτων ονομάζονται ***κορυφές*** (crests) και τα ενδιάμεσα χαμηλότερα τμήματα ***κοιλώματα*** (troughs). Οι κορυφές των κυμάτων είναι στενότερες και πιο απότομες από τα κοιλώματα, γι' αυτό και η μέση στάθμη της επιφάνειας της θάλασσας είναι λίγο χαμηλότερη απ' τη μέση απόσταση μεταξύ κορυφών και κοιλωμάτων. Η κατακόρυφη απόσταση μεταξύ κοιλώματος και κορυφής ονομάζεται ***ύψος*** Η του κύματος (height), ενώ η οριζόντια απόσταση μεταξύ δύο διαδοχικών κορυφών ονομάζεται ***μήκος L*** του κύματος (length) (σχ. 3.16). Το χρονικό διάστημα που απαιτείται για τη διάβαση δύο διαδοχικών κορυφών από σταθερό σημείο ονομάζεται ***περίοδος*** P του κύματος (period).

Το μήκος, το ύψος και η περίοδος του κύματος εξαρτώνται από ένα πλήθος παραγόντων, όπως είναι η ταχύτητα του ανέμου, η διάρκεια πνοής και το ανάπτυγμα. Η ***διάρκεια πνοής*** (duration) είναι ο χρόνος σε ώρες, κατά τη διάρκεια του οποίου πνέει άνεμος με σταθερή διεύθυνση και ένταση. Το ***ανάπτυγμα*** (fetch) είναι η απόσταση που έχει διανύσει ένα κύμα πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας, όπου πνέει άνεμος με σταθερή ένταση και διεύθυνση. Υπολογίζεται σε ναυτικά μίλια (ν.μ.) και συνήθως μετρείται η απόσταση από το σημείο ενδιαφέροντος μέχρι την ακτή.



Σχ. 3.16

Απεικόνιση ενός τυπικού θαλάσσιου κύματος.

Η ***ταχύτητα*** S (speed) του κύματος, δηλαδή η ταχύτητα με την οποία κινείται η κορυφή του κύματος εκφράζεται σε knots. Η σχέση που δίνει την ταχύτητα αυτή και η οποία ισχύει για όλα τα περιοδικά κύματα είναι: $S=L/P$.

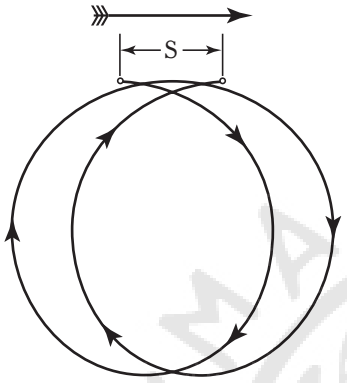
Η κατακόρυφη απόσταση μεταξύ της μέσης στάθμης του νερού και της κορυφής ή της μέσης στάθμης και του κοιλώματος, ονομάζεται ***εύρος*** A (amplitude) του κύματος. Ο λόγος του ύψους του κύματος προς το μήκος του ονομάζεται ***κλίση*** δ του κύματος ($\delta = H/L$) ή αλλιώς οξύτητα αυτού. Συνήθως, όταν η κλίση αυτή γίνει μεγαλύτερη από 1/13, τότε το κύμα σπάει στην κορυφή του και δημιουργούνται αφροί.

3.17 Κίνηση των μορίων σε ένα κύμα.

Η κίνηση του θαλασσινού νερού είναι πολύπλοκη. Θα μπορούσε κάποιος να θεωρήσει πως τα μόρια του νερού «ταξιδεύουν» σε μια κυκλική πορεία, δηλαδή κάνουν μια τροχοειδή κίνηση.

Στην κορυφή του κύματος, ένα μόριο «ταξιδεύει» προς τα εμπρός, ενώ στο κατώτατο σημείο του κοίλου του κύματος «ταξιδεύει» προς τα πίσω. Σε ορισμένα σημεία της φάσεως του κύματος, ένα μόριο κινείται προς τα πάνω κι ένα άλλο προς τα κάτω. Η κυκλική κίνηση των μορίων του νερού δεν είναι στατική, αλλά μεταφέρεται με κάθε κύκλο, δημιουργώντας ένα ρεύμα προς την κατεύθυνση του αέρα, το οποίο έχει κάποια πολύ μικρή ταχύτητα ίση με κλάσμα ενός κόμβου. Εφόσον τα μόρια στην επιφάνεια του νερού κινούνται, αυτά που βρίσκονται κάτω απ' αυτήν κινούνται επίσης, αλλά λιγότερο. Όσο πιο βαθιά πάμε, τόσο πιο μικρή είναι η κίνηση των μορίων του νερού, για παράδειγμα σε ένα κύμα μήκους 20 m και σε απόσταση 5 m από την επιφάνεια, η ταχύτητα των μορίων είναι κατά 20% μικρότερη από την τιμή που έχουν στην επιφάνεια. Αντίστοιχα σε ένα βάθος 20 m, τα μόρια έχουν μηδαμινή ταχύτητα, σχεδόν 0,1% αυτής των μορίων της επιφάνειας.

Εξαιτίας της τεράστιας ποικιλίας των μορφών που έχουν τα κύματα, καθώς και της διαρκούς μεταβολής των χαρακτηριστικών τους όταν πλησιάζουν σε ρηχά νερά, δεν είναι επαρκής μία μόνο θεωρία που να περιγράφει όλες τις μεταβολές. Για τη δημιουργία της κάθε θεωρίας είναι αναγκαίο να γίνουν ορισμένες παραδοχές όσον αφορά στη σχέση του ύψους του κύματος ως προς το βάθος του νερού ή το βάθος του νερού ως προς το μήκος κύματος (σχ. 3.17).



Σχ. 3.17
Απεικόνιση της κινήσεως ενός μορίου νερού σε επιφάνεια βαθέων υδάτων.

3.17.1 Η θεωρία του Airy[1].

Η θεωρία αυτή ισχύει όταν το ύψος του κύματος H είναι πολύ μικρό σε σχέση με το βάθος του νερού D και το μήκος κύματος L, δηλαδή όταν H<D και H<<L. Η κίνηση των μορίων του νερού στη θεωρία του Airy είναι κυκλική, με διάμετρο που μειώνεται εκθετικά με το βάθος. Σε βάθη μεγαλύτερα απ' το μισό μήκος κύματος, η κίνηση των μορίων αρχίζει να γίνεται τόσο μικρή που πρακτικά μπορεί να θεωρηθεί ότι παραμένουν ακίνητα. Αν το βάθος του πυθμένα είναι μικρό, τότε η τριβή των μορίων στον πυθμένα παραμορφώνει την κυκλική τους κίνηση. Οι τροχιές σε αυτήν την περίπτωση είναι ελλείψεις με τον μεγάλο τους άξονα παράλληλο στον πυθμένα.

3.17.2 Η θεωρία του Stokes[2].

Ο Stokes παρατήρησε ότι η θεωρία του Airy δεν ήταν αρκετή για να εξηγήσει τις περιπτώσεις στις οποίες υπάρχει μεταφορά μάζας κατά τη διεύθυνση διαδόσεως των κυμάτων. Η ανεπάρκεια της θεωρίας του Airy προέρχεται από την προϋπόθεση ότι το ύψος του κύματος πρέπει να είναι πολύ μικρότερο από το μήκος του. Αυτό δεν συμβαίνει πάντα στην πράξη, γι' αυτό και ο Stokes έλαβε υπόψη στους υπολογισμούς του και το ύψος του κύματος θεωρώντας ότι το βάθος πρέπει να είναι μεγάλο σε σχέση με το μήκος κύματος. Κατά τη θεωρία αυτή, οι κινήσεις των μορίων είναι μεν κυκλικές, αλλά τα μόρια δεν διαγράφουν πλήρεις κύκλους σε μία πλήρη περίοδο, αλλά τόξα λίγο μικρότερα από 360°. Το αποτέλεσμα είναι τα μόρια του νερού κάθε φορά που διαγράφουν μία πλήρη τροχιά της ταλαντώσεως να σταματούν λίγο πιο μπροστά από εκεί που ξεκίνησαν. Με αυτόν τον τρόπο γίνεται σταδιακή μετάδοση μάζας κατά τη διεύθυνση διαδόσεως του κύματος.

3.18 Επίδραση που έχουν στα κύματα, το ρεύμα, η ύπαρξη πάγου στη θάλασσα και το βάθος της θάλασσας. Ενέργεια των κυμάτων.

Τα κύματα αν και αποτελούν ίσως το ευρύτερα παρατηρημένο θαλάσσιο φαινόμενο, η επίδρασή τους στα ρεύματα, στην ύπαρξη πάγου και του βάθους της θάλασσας, μπορεί και να είναι λιγότερο κατανοητή στον μέσο ναυτικό. Γι' αυτό και στη συνέχεια αναλύονται αυτές οι επιδράσεις, όπως επίσης γίνεται και αναφορά στην ενέργεια που περικλείουν τα κύματα.

1) Ρεύματα.

Ένα ρεύμα που ακολουθεί το κύμα, προκαλεί αύξηση του μήκους του κύματος και μείωση του ύψους του, ενώ εκείνο το ρεύμα που αντιτίθεται στην κίνηση του κύματος, του προκαλεί αντίθετα αποτελέσματα, δηλαδή ελαττώνει το μήκος του και αυξάνει το ύψος του. Ένα ισχυρό ρεύμα που κινείται αντίθετα απ' την κατεύθυνση του κύματος, μπορεί να προκαλέσει θραύση κυμάτων. Η έκταση μέχρι την οποία παρατηρούνται κυματικές εναλλαγές, εξαρτάται απ' την αναλογία μεταξύ της ταχύτητας του κύματος στο μέσο επίπεδο της θεωρητικής ηρεμίας του νερού και της ταχύτητας του ρεύματος.

Τα ωκεάνια ρεύματα που έχουν μέτρια ένταση και κινούνται σχηματίζοντας οξεία γωνία με την κατεύθυνση του κύματος, φαίνεται να του ασκούν μικρή

[1] George Airy Biddell, Βρετανός μαθηματικός και αστρονόμος (1801 – 1892).
[2] George Stokes, Ιρλανδός φυσικός και μαθηματικός (1819 – 1903). Μεγάλη ήταν η συνεισφορά του στη δυναμική ρευστών και στην οπτική φυσική.

επίδραση. Ωστόσο, τα ισχυρά παλιρροιακά ρεύματα που κινούνται σε κατεύθυνση κάθετη σε σχέση μ' αυτήν της διευθύνσεως διαδόσεως συστήματος κυμάτων, έχει παρατηρηθεί ότι μπορούν να καταστρέψουν εντελώς τα κύματα και σε σύντομο χρονικό διάστημα.

2) Ύπαρξη πάγου.

Όταν σχηματίζονται παγοκρύσταλλοι στο θαλάσσιο νερό, τότε αυξάνεται η εσωτερική τριβή του μορίου του νερού. Αυτή η τριβή προκαλεί εξομάλυνση της επιφάνειας της θάλασσας. Η επίδραση του πάγου που έχει καλύψει μεγάλες επιφάνειες του νερού είναι ακόμα μεγαλύτερη. Ένα πλοίο που ακολουθεί πορεία μέσα από τέτοιους πάγους, ταξιδεύει στην πραγματικότητα μέσα σε ήρεμη θάλασσα, ακόμα και αν επικρατεί θύελλα και η θαλασσοταραχή προσκρούει στο εξωτερικό χείλος της επιφάνειας του πάγου. Το χαλάζι μπορεί εξίσου να δράσει αποτελεσματικά όσον αφορά στην εξομάλυνση της επιφάνειας της θάλασσας, ακόμα και αν πέφτει με δυνατό άνεμο.

3) Βάθος της θάλασσας.

Όταν ένα κύμα συναντήσει αβαθή νερά, η κίνηση των ανεξαρτήτων μορίων του νερού περιορίζεται από τον πυθμένα, προκαλώντας μείωση της ταχύτητας του κύματος. Στα βαθιά νερά η ταχύτητα του κύματος εξαρτάται από την περίοδο, ενώ στα αβαθή εξαρτάται από το βάθος της θάλασσας. Όσο πιο ρηχή είναι η θάλασσα, τόσο πιο πολύ ελαττώνεται η ταχύτητα του κύματος. Καθώς η ταχύτητα του κύματος ελαττώνεται, η περίοδος παραμένει η ίδια, αλλά το μήκος κύματος γίνεται μικρότερο. Εφόσον η ενέργεια των κυμάτων παραμένει σταθερή, η μείωση των μηκών κύματος έχει ως αποτέλεσμα την αύξηση των υψών τους. Αυτή η διαδικασία ονομάζεται ***εκβάθυνση*** (shoaling). Αν το κύμα προσεγγίζει τα αβαθή νερά υπό γωνία, κάθε μέρος του ελαττώνει την ταχύτητά του προοδευτικά με τη μείωση του βάθους. Αυτό προκαλεί μεταβολή στη διεύθυνση της κινήσεως που ονομάζεται και ***διάθλαση*** (refraction) και τα κύματα τείνουν να γίνουν παράλληλα με τις ισοβαθείς καμπύλες. Η επίδραση αυτή είναι παρόμοια με τη διάθλαση του φωτός και άλλων μορφών ακτινοβολίας της ενέργειας.

Καθώς ελαττώνεται η ταχύτητα του κάθε κύματος, το επόμενο κύμα που το ακολουθεί, τείνει να το προλάβει και αυτό συμβαίνει στα βαθιά νερά. Όσο ελαττώνεται το μήκος κύματος, τόσο το ύψος του γενικά γίνεται μεγαλύτερο. Το κατώτερο τμήμα ενός κύματος, επειδή βρίσκεται πιο κοντά στον πυθμένα, έχει μικρότερη ταχύτητα απ' το τμήμα της κορυφής. Αυτή η διαφορά μπορεί να προκαλέσει μια αστάθεια στο κύμα, οπότε η γρήγορα κινούμενη κορυφή του, ***γκρεμίζεται*** ή ***θραύεται*** (breaking). Ένα τέτοιο κύμα ονομάζεται ***κύμα θραύσεως*** (breaker), ενώ η αλληλουχία πολλών τέτοιων κυμάτων ονομάζεται ***κυματωγή*** (surf).

Η αποθαλασσία που περνά πάνω από αβαθή νερά, χωρίς να θραυσθεί, ελαττώνεται ως προς το μήκος των κυμάτων της και την ταχύτητά τους και αυξάνεται ως προς το ύψος τους. Αυτή η ***επίγεια αποθαλασσία*** (ground swell), όπως ονομάζεται, προκαλεί πιθανόν μεγάλο διατοιχισμό (μπότζι) του πλοίου, αν έχει κατεύθυνση προς το εγκάρσιό του, κάθετα δηλαδή προς αυτό, και αν η περίοδος των κυμάτων είναι περίπου ίδια με την περίοδο διατοιχισμού του πλοίου. Μεγάλος διατοιχισμός παρατηρείται ακόμα και στην περίπτωση που η θάλασσα φαίνεται σχετικά ήρεμη.

3.19 Ενέργεια των κυμάτων.

Η δυναμική ενέργεια ενός κύματος έχει σχέση με την κατακόρυφη απόσταση κάθε μορίου του νερού απ' το μέσο επίπεδο θεωρητικής ηρεμίας του. Επομένως, η δυναμική ενέργεια μεταβάλλεται με την κίνηση του κύματος. Αντιθέτως, η κινητική ενέργεια ενός κύματος σχετίζεται με την ταχύτητα των μορίων και διανέμεται ομοιόμορφα κατά μήκος ολόκληρου του κύματος.

Η ποσότητα της κινητικής ενέργειας, ακόμη και κάποιου μέτριου κύματος, είναι τεράστια. Είναι αποδεδειγμένη η ύπαρξη μεγάλων ενεργειακών ρευμάτων στην ανοικτή θάλασσα. Οι συνήθεις ενεργειακές ροές (ισχύς) φτάνουν τα 50 με 70 κιλοβάτ (kW) ανά μέτρο πλάτους. Η παραγόμενη ισχύς είναι ανάλογη του τετραγώνου του πλάτους του κύματος και ανάλογη της περιόδου του. Μία αύξηση της θερμοκρασίας του νερού, στη σχετικά στενή ***ζώνη της κυματωγής*** (surf zone), πάνω στην οποία εφαρμόζεται αυτή η ενέργεια, θα φαινόταν ενδεικτική της μεγάλης ισχύος. Ωστόσο, δεν έχει μετρηθεί σαφής αύξηση. Προφανώς, οποιαδήποτε θερμότητα και αν παράγεται, διανέμεται προς τα βαθύτερα νερά, πέρα από τη ζώνη της κυματωγής.

3.20 Τσουνάμι.

Τα τσουνάμι (tsunamis) είναι θαλάσσια κύματα, τα οποία δεν δημιουργούνται από τον άνεμο, αλλά από έκρηξη πηφαιστείου σε βάθος ενός ωκεανού ή

από μεγάλης εντάσεως υποθαλάσσιο σεισμό. Παρατηρούνται κυρίως κοντά στις ακτές, προκαλώντας μεγάλες καταστροφές στις παράκτιες περιοχές, στις οποίες καταλήγουν.

Ετυμολογικά, ο όρος «τσουνάμι» προέρχεται απ' την ιαπωνική γλώσσα και σημαίνει ***«μεγάλα κύματα στο λιμάνι»***. Πράγματι, ο ρόλος ενός καλού λιμανιού είναι να περιορίζει τόσο την ένταση, όσο και το ύψος των κοινών κυμάτων στο εσωτερικό του, όσο ισχυρά και αν φυσάει ο άνεμος. Στην περίπτωση των τσουνάμι, όμως, το ύψος των κυμάτων είναι τέτοιο, ώστε να σκορπίσει τον όλεθρο.

Οι διαφορές των κοινών θαλασσίων κυμάτων με τα τσουνάμι είναι πως ενώ τα πρώτα δημιουργούνται απ' τον άνεμο και είναι επιφανειακά, τα δεύτερα οφείλουν τη δημιουργία τους σε άλλα αίτια, όπως η έκρηξη ηφαιστείου και ο υποθαλάσσιος σεισμός, και καλύπτουν όλο το βάθος της θάλασσας. Επί πλέον, τα κοινά κύματα έχουν μικρό μήκος κύματος, σε αντίθεση με το κατά πολύ μεγαλύτερο μήκος κύματος των τσουνάμι. Τέλος, αξίζει να σημειωθεί η διαφορά των ταχυτήτων των δύο κυμάτων. Πιο συγκεκριμένα, η ταχύτητα των θαλασσίων κυμάτων είναι περίπου 60 km/h, ενώ των τσουνάμι μπορεί να φτάσει στην ανοικτή θάλασσα τα 800 km/h ή και περισσότερο.

Οι μεγάλες καταστροφές που συνδέονται με τα τσουνάμι οφείλονται σε διάφορους λόγους. Πιο αναλυτικά, η ποσότητα του θαλασσίου νερού των τσουνάμι που χτυπά τις ακτές είναι τεράστια συγκριτικά με την αντίστοιχη των κοινών θαλασσίων κυμάτων. Ένας ακόμη λόγος είναι ότι η ταχύτητα των τσουνάμι είναι πολύ μεγαλύτερη από εκείνη των κυμάτων του ανέμου. Λόγω της μεγάλης ταχύτητάς τους, τα τσουνάμι έχουν και μεγάλη ενέργεια. Ωστόσο, επειδή η ταχύτητα μειώνεται όταν τα τσουνάμι φτάνουν κοντά στην ακτή λόγω της τριβής με τον ρηχό πυθμένα και η ενέργεια πρέπει να διατηρηθεί, αυξάνεται το ύψος της κυμάνσεως των τσουνάμι κατά πολύ. Έτσι, μπορούν να ξεπεράσουν ακόμα και τα 25 m ύψος, ανάλογα με την περίπτωση, οπότε αυτό σε συνδυασμό και με τη μεγάλη ποσότητα θαλασσίου νερού, τα καθιστά πολύ επικίνδυνα όταν εισέρχονται στην ξηρά σε μεγάλο βάθος, προκαλώντας καταστροφές.

3.21 Στάσιμα κύματα και κύματα seiches.

Τα προοδευτικά κύματα είναι αυτά που φαίνονται να κινούνται αρμονικά με τον χρόνο. Όταν δύο συστήματα τέτοιων κυμάτων που έχουν την ίδια περίοδο, ταξιδεύουν σε αντίθετες κατευθύνσεις κινούμενα κατά μήκος της ίδιας περιοχής, σχηματίζεται τότε μία σειρά από ***στάσιμα κύματα*** (standing waves), τα οποία φαίνονται να παραμένουν ακίνητα.

Ένα είδος στάσιμου κύματος είναι αυτό που ονομάζεται ***κύμα seiche***. Αυτά παρατηρούνται σε περιορισμένο χώρο νερού, όπως σε διαύλους, όρμους κ.λπ.. Πρόκειται για κύματα μεγάλου μήκους, τα οποία συνήθως έχουν την κορυφή τους στη μία άκρη ενός περιορισμένου χώρου και το κοίλωμά τους στην άλλη. Η περίοδός τους μπορεί να διαρκεί από λίγα λεπτά μέχρι μία ώρα ή και περισσότερο, αλλά είναι σίγουρα μικρότερη απ' την περίοδο των παλιρροιακών κυμάτων. Τα κύματα αυτά οφείλονται συνήθως σε ισχυρούς ανέμους ή σε διαφορές στην ατμοσφαιρική πίεση. Είναι δυνατόν να προκαλέσουν προβλήματα στη ναυσιπλοΐα με τη δημιουργία ισχυρών ρευμάτων στις εισόδους λιμανιών ή προκαλώντας ταλάντωση σε αγκυροβολημένα πλοία που τελικά μπορεί να αποκοπούν απ' τα σημεία προσδέσεώς τους.

3.22 Κύματα που θραύονται και κυματωγή.

Σε περιοχή με βαθιά νερά, η αποθαλασσία γενικά κινείται κατά μήκος της επιφάνειας της θάλασσας με τη μορφή ομαλών διακυμάνσεων του νερού. Όταν η αποθαλασσία φτάσει σε ρηχά νερά, ενώ η περίοδος του κύματος παραμένει σταθερή, η ταχύτητα ελαττώνεται. Το ποσό της ελαττώσεως είναι αμελητέο, μέχρι να γίνει το βάθος του νερού περίπου το μισό του μήκους κύματος, οπότε τα κύματα αρχίζουν να «αισθάνονται» τον βυθό. Αν τα κύματα ταξιδεύουν κάθετα προς κάποια ευθύγραμμη ακτή, με βυθό που έχει ομοιόμορφη και ομαλή κλίση, τότε παρατηρείται μία μικρή ελάττωση του ύψους του κύματος, που ακολουθείται από μία απότομη αύξηση. Καθώς τα κύματα γίνονται ψηλότερα και με μικρότερο μήκος, γίνονται και οξύτερα και η κορυφή τους στενότερη. Όταν η ταχύτητα της κορυφής ξεπερνά αυτήν του κύματος, η μπροστινή όψη του κύματος γίνεται οξύτερη από την κλίση που παρατηρείται στην πίσω πλευρά. Η διαδικασία αυτή συνεχίζεται μ' έναν επιταχυνόμενο ρυθμό, καθώς το βάθος του νερού ελαττώνεται. Κάποια στιγμή το κύμα γίνεται πολύ ασταθές, με αποτέλεσμα να κρημνίζεται από μεγάλο ύψος σχηματίζοντας το ***κύμα θραύσεως*** (breaker).

Υπάρχουν τρεις γενικές κατηγορίες κυμάτων θραύσεως. Τα κύματα που θραύονται προοδευτικά, καλύπτοντας μία σημαντική απόσταση και ονομάζονται ***κύματα θραύσεως που διασπείρονται προς***

την παραλία (spilling breakers). Τα κύματα που τείνουν να αναδιπλωθούν, αλλά θραύονται τελικά μ' ένα σπάσιμο και ονομάζονται ***κύματα θραύσεως που καταδύονται*** (plunging breakers) και τέλος τα κύματα που ανέρχονται ως προς το ύψος τους, διογκώνονται και φουσκώνουν καθώς κινούνται προς την παραλία, χωρίς όμως να διασπείρονται ή να καταδύονται και ονομάζονται ***κύματα θραύσεως που διογκώνονται*** (surging breakers). Τα τελευταία ανήκουν στην κατηγορία των κυμάτων θραύσεως, παρόλο που δεν θραύονται. Ο τύπος του κύματος θραύσεως προσδιορίζεται απ' την οξύτητα της παραλίας και την οξύτητα του κύματος, πριν αυτό φτάσει σε ρηχά νερά.

Τα κύματα με μεγάλο μήκος θραύονται σε βαθιά νερά και έχουν μεγαλύτερο ύψος θραύσεως. Μία παραλία με μικρή κλίση έχει ως αποτέλεσμα να αυξάνει το ύψος θραύσεως. Το ύψος των κυμάτων θραύσεως είναι μικρότερο αν τα κύματα προσεγγίζουν την παραλία με οξεία γωνία. Σε παραλία που έχει οξύτερη κλίση βυθού, υπάρχει μία τάση τα κύματα που θραύονται να είναι τύπου που διογκώνονται ή που καταδύονται. Μετά τη θραύση του κύματος το νερό μετακινείται προς την παραλία με ανάλογη ορμή από το εσωτερικό της θάλασσας και την περιβρέχει. Αυτό είναι το ***στάδιο της εκχύσεως*** (uprush) του νερού.

Στη συνέχεια αυτό μετακινείται απ' την παραλία προς το εσωτερικό της θάλασσας και το στάδιο αυτό ονομάζεται ***στάδιο αντιστροφής της εκχύσεως*** (backrush). Το νερό που αντιστρέφει την κίνησή του, τείνει να επιβραδύνει ακόμη περισσότερο την κοιλιά του κύματος που καταφθάνει προς την παραλία, αυξάνοντας έτσι την τάση του να θραύεται. Η επίδραση είναι μεγαλύτερη αν, είτε η ταχύτητα, είτε το βάθος του νερού που επιστρέφει αυξάνουν. Το μέσο βάθος της θάλασσας στο σημείο εκείνο όπου πραγματοποιείται η θραύση, είναι περίπου 1,3 φορές μεγαλύτερο απ' το μέσο ύψος του κύματος.

Η κυματωγή ποικίλλει, τόσο ως προς τη θέση που πραγματοποιείται κατά μήκος της παραλίας, όσο και ως προς τον χρόνο. Μία αλλαγή της θέσεως συχνά υποδηλώνει αλλαγή στις ισοβαθείς, με τις επιδράσεις της διαθλάσεως, όπως έχει αναφερθεί. Στο ίδιο σημείο, το ύψος και η περίοδος των κυμάτων ποικίλλουν σημαντικά από κύμα σε κύμα. Μία ομάδα υψηλών κυμάτων συνήθως ακολουθείται από διάφορες μικρότερου ύψους. Επομένως, η διέλευση μέσα απ' την κυματωγή, μπορεί να γίνει πολύ ευκολότερα αν πραγματοποιηθεί αμέσως μετά το πέρασμα των υψηλών κυμάτων.

Επειδή οι συνθήκες κατά τις οποίες πραγματοποιείται η κυματωγή σχετίζονται άμεσα με το ύψος των κυμάτων που προσεγγίζουν την παραλία, καθώς και με τη διαμόρφωση του πυθμένα, η κατάσταση της θάλασσας στην κυματωγή θα μπορούσε οποιαδήποτε στιγμή να προβλεφθεί, αν κάποιος διέθετε τις απαραίτητες πληροφορίες.

Το ύψος της θάλασσας και η αποθαλασσία μπορούν να προβλεφθούν από τα στοιχεία του ανέμου και οι πληροφορίες σχετικά με τη διαμόρφωση του πυθμένα μπορούν μερικές φορές να αντληθούν από ναυτικούς χάρτες μεγάλης κλίμακας. Επί πλέον, η περιοχή μικρής κυματωγής κατά μήκος της παραλίας μπορεί να προβλεφθεί αν είναι διαθέσιμες πληροφορίες σχετικά με τη διαμόρφωση του πυθμένα της περιοχής. Ωστόσο, προβλέψεις κυματωγής μπορούν να είναι εσφαλμένες, εξαιτίας της παρουσίας αποθαλασσίας οφειλόμενης σε άγνωστες θύελλες που επικρατούν σε αποστάσεις εκατοντάδων μιλίων μακριά.

3.23 Μέτρηση κυμάτων «εν πλω».

Αν ο εξοπλισμός στο πλοίο είναι ο ενδεδειγμένος και υπάρχει επαρκής εκπαίδευση στους ναυτιλλόμενους, μπορεί κάποιος να κάνει αξιόπιστες μετρήσεις όσον αφορά στο ύψος, στο μήκος, στην περίοδο και στην ταχύτητα των κυμάτων. Παρόλ' αυτά, οι εκτιμήσεις του ναυτιλλόμενου σχετικά με το ύψος και το μήκος μπορούν συχνά να περιέχουν μεγάλα σφάλματα. Υπάρχει μία τάση να υποτιμούνται τα ύψη των χαμηλών κυμάτων και να υπερεκτιμούνται αυτά των υψηλών. Υπάρχει μεγάλος αριθμός κυμάτων που έχουν καταμετρηθεί, τα οποία έχουν ύψος 75 με 80 πόδια ή και περισσότερο, παρόλο που τα κύματα με ύψος μεγαλύτερο των 55 ποδών είναι πολύ σπάνια. Επί πλέον, το μήκος του κύματος συνήθως υποτιμάται και για όλα αυτά τα σφάλματα θεωρούνται υπεύθυνες οι κινήσεις του πλοίου, από το οποίο λαμβάνονται οι μετρήσεις.

Από τα χαρακτηριστικά του κύματος, αυτά που μπορούν να υπολογισθούν στο πλοίο είναι:

1) Ύψος.

Η μέτρηση του ύψους του κύματος είναι πάρα πολύ δύσκολη. Στην περίπτωση που το κύμα είναι αρκετά μεγάλο, μπορεί να χρησιμοποιηθεί ένας μικροβαρογράφος, ώστε αν το πλοίο είναι αρκετά μικρό, να του επιτρέπεται να ακολουθεί το κύμα απ'

την κορυφή μέχρι το κοίλωμά του. Αν τα κύματα προσεγγίζουν το πλοίο κατάπλωρα ή κατάπρυμνα, απαιτείται μήκος κύματος τουλάχιστον διπλάσιο απ' το μήκος του πλοίου. Για πιο ακριβείς μετρήσεις θα πρέπει η συσκευή να τοποθετηθεί στο κέντρο του διατοιχισμού και προνευστασμού (σκαμπανεβάσματος) του πλοίου, προκειμένου να ελαχιστοποιηθούν οι επιδράσεις αυτών των κινήσεων.

Το μήκος κύματος μπορεί να εκτιμηθεί συχνά με μεγάλη ακρίβεια, συγκρίνοντάς το με την κατακόρυφη απόσταση του σκάφους. Η μέτρηση γίνεται λιγότερο ακριβής, όταν το ύψος του κύματος και οι κινήσεις του πλοίου αυξάνονται. Αν το σημείο της παρατηρήσεως βρίσκεται εκεί, ώστε η κορυφή του κύματος να συμπίπτει με τη γραμμή του ορίζοντα, όταν ο παρατηρητής είναι στο κοίλωμά του, τότε το ύψος του κύματος είναι ίσο με το ύψος του οφθαλμού. Ωστόσο, αν το πλοίο βρίσκεται σε διατοιχισμό ή προνευστασμό, ο προσδιορισμός του ύψους τη στιγμή της παρατηρήσεως, ίσως και να είναι δύσκολος.

2) Μήκος.

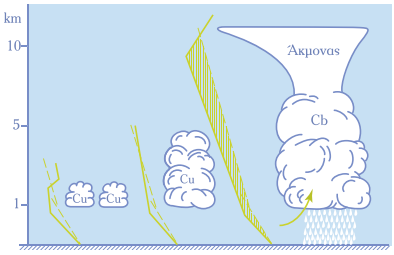
Οι διαστάσεις του πλοίου μπορούν να χρησιμοποιηθούν, προκειμένου να προσδιοριστεί το μήκος του κύματος. Μπορούν να υπεισέλθουν σφάλματα, σε περίπτωση που η παρατήρηση του ίχνους των κυμάτων γίνεται υπό γωνία ή όταν το πλοίο με την κίνησή του προκαλεί αναταραχή στο ίχνος του κύματος. Όταν οι παρατηρήσεις γίνονται από το μέγιστο δυνατό ύψος, τότε ελαχιστοποιούνται τα σφάλματα. Τα καλύτερα αποτελέσματα επιτυγχάνονται αν η θάλασσα καταφτάνει το πλοίο κατάπλωρα ή κατάπρυμνα.

3) Ταχύτητα.

Η ταχύτητα του κύματος μπορεί να καθοριστεί με τη μέτρηση του χρονικού διαστήματος της διελεύσεως του κύματος μεταξύ δύο σημείων του πλοίου, των οποίων η απόσταση έχει υπολογιστεί με ακρίβεια και τα οποία βρίσκονται κατά μήκος της πλευράς του. Πρέπει να έχουν προηγηθεί διορθώσεις, οι οποίες να αφορούν στη γωνία που σχηματίζει η διεύθυνση κινήσεως των κυμάτων σε σχέση με το διάμηκες του πλοίου, καθώς και εκείνες που οφείλονται στην ταχύτητα του πλοίου.

4) Περίοδος.

Η περίοδος του κύματος μπορεί να καθοριστεί, αν υπολογιστεί το χρονικό διάστημα που μεσολαβεί μεταξύ της διελεύσεως δύο διαδοχικών κορυφών του κύματος από τον παρατηρητή, στην περίπτωση βεβαίως που το επιτρέπει η κίνηση του πλοίου. Το σφάλμα που μπορεί να υπεισέλθει λόγω της σχετικής κινήσεως του πλοίου, μπορεί να περιοριστεί, αν μετρηθεί ο χρόνος που μεσολαβεί μεταξύ των διελεύσεων των κορυφών διαδοχικών κυμάτων από κάποια σταθερή ποσότητα αφρού της θάλασσας ή από κάποιο αντικείμενο που επιπλέει και τα οποία βρίσκονται σε αρκετή απόσταση απ' το πλοίο. Αν ληφθεί υπόψη ο μέσος όρος αρκετών παρατηρήσεων, τότε μπορεί να βελτιωθεί η ακρίβεια των αποτελεσμάτων.



ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4
ΝΕΦΗ ΚΑΙ ΥΕΤΟΣ

4.1 Σχηματισμός νεφών όταν αέρας που περιέχει υδρατμούς ανυψώνεται, ψύχεται αδιαβατικά και γίνεται κορεσμένος.

Τα νέφη είναι οι αιωρούμενοι σχηματισμοί στην ατμόσφαιρα, οι οποίοι αποτελούνται από υδροσταγόνες, παγοκρυστάλλους ή και από συνδυασμό και των δύο. Πρόκειται για το αποτέλεσμα της συμπυκνώσεως των υδρατμών που περιέχονται στην ατμόσφαιρα σε μεγάλη κλίμακα. Βασικό ρόλο στον κύκλο της ζωής ενός νέφους, από τον σχηματισμό του έως τη διάλυσή του, παίζουν οι ατμοσφαιρικές συνθήκες που επικρατούν και ιδιαίτερα η ύπαρξη κατακορύφων ανοδικών κινήσεων του αέρα. Άλλες καθοριστικές παράμετροι είναι η περιεκτικότητα της αέριας μάζας σε υδρατμούς, η θερμοκρασία της και η διαφορά της θερμοκρασίας αυτής σε σχέση με τη θερμοκρασία του περιβάλλοντος, η παρουσία μετώπων και η επίδραση του ανάγλυφου της περιοχής.

Κατά την άνοδό του, ο αέρας που περιέχει υδρατμούς, ψύχεται αδιαβατικά, χωρίς δηλαδή να ανταλλάσσει θερμότητα με το περιβάλλον. Όταν κατά την ψύξη του φτάσει τη θερμοκρασία συμπυκνώσεως, σχηματίζονται υδροσταγόνες μόνο στην περίπτωση που η σχετική υγρασία πάρει πολύ μεγάλη τιμή, μέχρι και 500%. Ο ατμοσφαιρικός αέρας γίνεται ***κορεσμένος***, όταν η σχετική του υγρασία φτάσει στο 100% ή όταν η μερική τάση των υδρατμών γίνει ίση με τη μέγιστη τάση των υδρατμών στην αντίστοιχη θερμοκρασία (σημείο δρόσου, παράγρ. 1.16). Υπάρχουν φορές, όμως, που η ποσότητα των υδρατμών που περιέχεται στην ατμόσφαιρα ξεπερνά αυτήν που απαιτείται, ώστε να χαρακτηρίζεται η ατμόσφαιρα ως κορεσμένη στην ίδια θερμοκρασία. Στην περίπτωση αυτή, ο ατμοσφαιρικός αέρας ονομάζεται ***υπέρκορος*** και τότε μόνο σχηματίζονται τα νέφη. Ο σπουδαιότερος μηχανισμός υπερκορεσμού στην ατμόσφαιρα είναι με αδιαβατική εκτόνωση του υγρού αέρα.

4.2 Ορισμός πυρήνων συμπυκνώσεως και η ανάγκη υπάρξεώς τους.

Ο ατμοσφαιρικός αέρας περιέχει σε μεγάλες συγκεντρώσεις διάφορα στερεά και υγρά σωματίδια, που βρίσκονται σε κατάσταση αιωρήσεως και ονομάζονται ***αιωρήματα***. Η συγκέντρωσή τους μεταβάλλεται σημαντικά στον χώρο και στον χρόνο. Η διάμετρός τους (θεωρούνται σφαιρικά) κυμαίνεται από $5 \cdot 10^{-3}$ έως 20 μm. Η παρουσία τους στην ατμόσφαιρα παίζει σημαντικό ρόλο στη διεργασία της συμπυκνώσεως των υδρατμών και στη δημιουργία των νεφών.

Ο ***πυρήνες συμπυκνώσεως*** (condensation nuclei) είναι ουσίες που μπορούν να διευκολύνουν και να επιταχύνουν τη διαδικασία της συμπυκνώσεως των υδρατμών και μάλιστα σε πολύ μικρότερες σχετικές υγρασίες. Τέτοιες ουσίες μπορούν να είναι τα υδρόφιλα σωματίδια των αερολυμάτων, οι κρύσταλλοι χλωριούχου νατρίου, καθώς επίσης και τα οξείδια του θείου και του φωσφόρου, τα οποία είναι άφθονα στις βιομηχανικές περιοχές. Πάνω σ' αυτές προσκολλώνται και επικάθονται οι υδρατμοί, ευνοώντας με τον τρόπο αυτόν τον σχηματισμό ***υδροσταγόνων νέφους***.

4.3 Νέφη από παγοκρυστάλλους, σταγονίδια νερού ή συνδυασμός αυτών.

Η ψύξη του αέρα κατά την ανύψωσή του, όταν υπάρχει επαρκής ποσότητα υγρασίας, μπορεί να προκαλέσει τη συμπύκνωση των υδρατμών σε λεπτά νεφοσταγονίδια ή μικρούς παγοκρυστάλλους (ανάλογα με την επικρατούσα θερμοκρασία). Πολλές φορές, λόγω απελευθερώσεως λανθάνουσας θερμότητας συμπυκνώσεως (πρόκειται για τον αντίστροφο μηχανισμό της λανθάνουσας θερμότητας εξατμίσεως, παράγρ. 1.13), παρατηρείται επιτάχυνση της κινήσεως του αέρα προς το επίπεδο συμπυκνώσεως, ενώ η αύξηση της υγρασίας του αέρα μει-

ώνει το ύψος που απαιτείται για να γίνει η έναρξη της συμπυκνώσεως. Το επίπεδο στο οποίο αρχίζει η συμπύκνωση είναι εκείνο στο οποίο η θερμοκρασία της ανερχόμενης αέριας μάζας εξισώνεται με το σημείο δρόσου και ονομάζεται ***Ανυψούμενο Επίπεδο Συμπυκνώσεως*** (Lifted Condensation Level – LCL). Στο ύψος αυτού του επιπέδου οριοθετείται και η βάση του νέφους.

Σημαντικό στάδιο για την υγροποίηση των υδρατμών στα νέφη αποτελεί μία διεργασία γνωστή ως ***πυρηνοποίηση*** (nucleation process), κατά την οποία τα μόρια του νερού διατάσσονται στην ατμόσφαιρα πιο οργανωμένα, όταν ο αέρας γίνει υπέρκορος κατά την άνοδο και την αδιαβατική ψύξη του. Επειδή η υγροποίηση απαιτεί δημιουργία επιφάνειας μεταξύ της υγρής και της αέριας φάσεως, είναι απαραίτητη η ύπαρξη των πυρήνων συμπυκνώσεως, γύρω από τους οποίους συμπυκνώνονται οι υδρατμοί μετά την ψύξη τους. Με τη συγκεκριμένη διαδικασία σχηματίζονται στοιχειώδεις υδροσταγόνες. Όταν ο πυρήνας αποτελείται από μόρια νερού, η υγροποίηση συμβαίνει με συνένωση μορίων νερού σε υγρή φάση μετά από τυχαίες συγκρούσεις. Αυτή η διεργασία, που καλείται ***ομογενής πυρηνοποίηση,*** έχει μεγάλες ενεργειακές απαιτήσεις και πραγματοποιείται πολύ δύσκολα. Στην ουσία είναι πολύ σπάνιο φαινόμενο, διότι για να συμβεί πρέπει να υπάρξει υπερκορεσμός στην ατμόσφαιρα σε επίπεδο 300 – 400 % σε συνδυασμό με πολύ χαμηλές θερμοκρασίες (μικρότερες από –36° C), ενώ στα φυσιολογικά νέφη ο υπερκορεσμός σπάνια υπερβαίνει το 1%. Η ομογενής πυρηνοποίηση από υπερκορεσμένους υδρατμούς μπορεί να πραγματοποιηθεί μόνο στο εργαστήριο και δεν είναι δυνατόν να συμβεί στην ατμόσφαιρα. Αντίθετα, ευνοείται η διαδικασία που είναι γνωστή ως ***ετερογενής πυρηνοποίηση*** και αφορά σε διεργασίες κατά τις οποίες ο πυρήνας αποτελείται από διαφορετικά υλικά, όπως σκόνη, προϊόντα καύσεως και κρύσταλλοι άλατος.

Όταν οι σταγόνες είναι μεγάλες και η θερμοκρασία λίγο κάτω από το μηδέν, τότε αυτές στερεοποιούνται αργά, σχηματίζοντας ***καθαρό πάγο*** ή ***υαλοπάγο*** (clear ice or glaze). Ο καθαρός πάγος είναι λείος και συνήθως διαφανής. Είναι η πιο επικίνδυνη μορφή πάγου, γιατί είναι βαρύς και σκληρός. Αν οι σταγόνες είναι μικρές και στερεοποιηθούν παγιδεύοντας ανάμεσά τους αέρα, τότε σχηματίζουν τον ***ομιχλοκρύσταλλο*** (rime ice). Ο ομιχλοκρύσταλλος είναι τραχύς, πορώδης, αδιαφανής, λευκός πάγος. Ευνοϊκές συνθήκες για τη δημιουργία του είναι η θερμοκρασία να βρίσκεται αρκετά κάτω από το μηδέν, συνήθως –10° έως –20°C και οι σταγόνες να είναι μικρές. Ο ***μικτός πάγος*** (mixed ice) είναι συνδυασμός των δύο παραπάνω μορφών. Σχηματίζεται όταν εισχωρεί χιόνι ή παγοκρύσταλλος σε καθαρό πάγο, δημιουργώντας έτσι μια πολύ τραχιά συσσώρευση.

Στα θερμά νέφη, δηλαδή εκείνα που σε όλη τους την έκταση έχουν θερμοκρασίες μεγαλύτερες από τη θερμοκρασία πήξεως του νερού και αποτελούνται από υδροσταγονίδια, η αύξηση του μεγέθους της στοιχειώδους υδροσταγόνας που έχει σχηματιστεί από συμπύκνωση επιτυγχάνεται με τη διεργασία της συγκρούσεως–συλλογής. Κατά τη διεργασία αυτή, οι μεγαλύτερες σταγόνες συλλέγουν ένα ποσοστό από τις μικρότερες, με τις οποίες συγκρούονται κατά την καθοδική τους κίνηση μέσα στο νέφος.

Η πήξη μιας υδροσταγόνας πραγματοποιείται αυτόματα όταν η θερμοκρασία πέσει κάτω από τους –40° C. Η στερεοποίηση μιας υδροσταγόνας σε υπέρτηξη, σε θερμοκρασία μεγαλύτερη των –40° C, διευκολύνεται από την παρουσία ορισμένων σωματιδίων που λειτουργούν σαν ***πυρήνες παγοποιήσεως.*** Αυτοί οι πυρήνες παγοποιήσεως ενεργοποιούνται σε θερμοκρασίες μικρότερες των –12° C και γι' αυτό οι παγοκρύσταλλοι αρχίζουν να εμφανίζονται σε ένα νέφος όταν η θερμοκρασία του πέσει κάτω από τους –15° C. Η ύπαρξη παγοκρυστάλλων παίζει σημαντικό ρόλο για την παρουσία βροχής στα ψυχρά νέφη. Έχει παρατηρηθεί ότι πολλές φορές η βροχή προκαλείται από παγοκρυστάλλους σε νέφη θερμοκρασίας μικρότερης του μηδενός. Η διαδικασία αυτή κυριαρχεί στον σχηματισμό της βροχής στα μέσα γεωγραφικά πλάτη και στο εσωτερικό των ηπείρων.

Στα ψυχρά νέφη, δηλαδή στα νέφη των οποίων οι κορυφές εκτείνονται σε ύψη όπου οι θερμοκρασίες είναι κάτω του 0°C και αποτελούνται κυρίως από υδροσταγονίδια σε υπέρτηξη και παγοκρυστάλλους, η δημιουργία σταγόνας βροχής είναι αποτέλεσμα αναλόγων φυσικών διεργασιών. Όπως και στην περίπτωση των υδροσταγόνων, η αύξηση του παγοκρυστάλλου συνίσταται είτε στην εναπόθεση υδρατμών πάνω στην επιφάνειά του, η οποία όμως παρουσιάζει ιδιαιτερότητα λόγω της διαφορετικής συμπεριφοράς των παγοκρυστάλλων, είτε στη ***συλλογή*** (συνένωση) παγοκρυστάλλου με παγοκρύσταλλο ή παγοκρυστάλλου με σταγόνα σε υπέρτηξη. Ο ρυθμός αυξήσεως της μάζας του παγοκρυστάλλου

από συμπύκνωση γίνεται μέγιστος σε θερμοκρασίες κοντά στους –15ºC. Στη συνέχεια, οι ικανοποιητικού μεγέθους σχηματισμένοι παγοκρύσταλλοι, κατά την κίνησή τους προς το έδαφος, όταν περάσουν τη στάθμη των 0º C, μετατρέπονται σε υδροσταγόνες, οι οποίες με τη διεργασία της συλλογής αυξάνουν το μέγεθός τους, ώστε να γίνουν σταγόνες βροχής.

4.4 Ονομασία και περιγραφή των δέκα βασικών τύπων νεφών.

Τα νέφη διαφέρουν σημαντικά ως προς τη μορφή, το ύψος, την έκταση και τους χρωματισμούς που παρουσιάζουν. Η ταξινόμηση των νεφών έχει γίνει βάσει δύο κριτηρίων, της ***μορφής*** που παρουσιάζουν και του ***ύψους*** στο οποίο βρίσκονται. Επικρατέστερη ταξινόμηση είναι η ταξινόμηση με βάση το δεύτερο κριτήριο. Ωστόσο, οι βασικές μορφές που εμφανίζουν τα νέφη είναι οι ακόλουθες: οι ***θύσανοι*** (cirrus), οι ***σωρείτες*** (cumulus) και τα ***στρώματα*** (stratus).

Σύμφωνα με τον Διεθνή Άτλαντα Νεφών, δέκα είναι οι κυριότεροι τύποι νεφών, οι οποίοι ανάλογα με το ύψος στο οποίο βρίσκονται, συνοψίζονται σε τέσσερεις επιμέρους ομάδες. Τα ***ανώτερα,*** τα ***μέσα***, τα ***κατώτερα*** και τα νέφη ***κατακόρυφης αναπτύξεως***. Οι ονομασίες των νεφών της κάθε ομάδας προκύπτουν είτε με συνδυασμό των βασικών μορφών, που αναφέρθηκαν προηγουμένως, είτε με τα προθέματα ***υψι-*** και ***μελανο-*** (στα λατινικά είναι alto και nimbo ή nimbus αντίστοιχα), που δηλώνουν το ύψος στο οποίο βρίσκονται και την ιδιότητά τους ως βροχοφόρα νέφη αντίστοιχα. Στη συνέχεια αναλύονται τόσο η μορφή όσο και τα χαρακτηριστικά του κάθε τύπου νέφους.

1) Ανώτερα νέφη (high clouds).

Οι τύποι των ανωτέρων νεφών είναι:

α) Οι ***θύσανοι*** (Ci, cirrus), που είναι λεπτά ινώδη και λευκά νέφη, τα οποία συναντώνται στα μεγαλύτερα ύψη της ατμόσφαιρας (σχ. 4.4α). Πριν από την ανατολή και τη δύση του Ήλιου έχουν χρώμα κιτρινοκόκκινο και όταν ο Ήλιος βρεθεί κάτω από τον ορίζοντα, παίρνουν χρώμα καφέ. Σχηματίζονται είτε ως αποτέλεσμα ηπίων ανοδικών κινήσεων, είτε στα όρια συναντήσεως θερμών και ψυχρών αερίων μαζών. Η κίνησή τους είναι ενδεικτική των ανέμων



Σχ. 4.4α
Θύσανοι.

που πνέουν στην ανώτερη ατμόσφαιρα. Είναι τόσο λεπτά, ώστε αν βρεθούν μπροστά από τον δίσκο του Ήλιου, οι ακτίνες του δεν εξασθενούν. Αποτελούνται αποκλειστικά από παγοκρυστάλλους.

β) Τα ***θυσανοστρώματα*** (Cs, cirrostratus), που είναι λεπτά νέφη και μοιάζουν με λευκά πέπλα (σχ. 4.4β). Σχηματίζουν μεγάλο φωτεινό κύκλο με τα χρώματα της ίριδας γύρω από τον Ήλιο, την ηλιακή ή τη σεληνιακή ***άλω***[1]. Αποτελούν προάγγελο θερμών μετώπων και βροχών. Συνήθως η εμφάνισή τους δηλώνει επερχόμενη αλλαγή του καιρού. Όταν αρχίζουν να πυκνώνουν, τότε συνήθως ακολουθεί βροχή.



Σχ. 4.4β
Θυσανοστρώματα.

γ) Οι ***θυσανοσωρείτες*** (Cc, cirrocumulus), που είναι λεπτά και λευκά νέφη, τα οποία δεν δημιουργούν σκιές (σχ. 4.4γ). Έχουν γενικά σχήμα σφαιρικό και μοιάζουν πολύ με μικρά κύματα σε σειρές. Παρατάσσονται σε μακριές σειρές ή εκτεταμένες

[1] Άλως ονομάζεται το οπτικό φαινόμενο με μορφή κύκλων ή τόξων που δημιουργούνται από τη διάθλαση του φωτός διά μέσου παγοκρυστάλλων που αιωρούνται στην ατμόσφαιρα μέσα στα ανώτερα νέφη.



Σχ. 4.4γ
Θυσανοσωρείτες.

ομάδες με μικρά κενά μεταξύ τους. Το χρώμα τους εναλλάσσεται μεταξύ λευκού και γκρι. Αποτελούνται από λεπτούς παγοκρυστάλλους. Γενικά η παρουσία τους προαναγγέλλει ένα θερμό μέτωπο, γιατί εντοπίζονται μπροστά από αυτό.

2) Μέσα νέφη (middle clouds).

Οι τύποι των μέσων νεφών είναι:

α) Τα ***υψιστρώματα*** (As, altostratus), τα οποία είναι τα νέφη που μοιάζουν με πυκνά πέπλα, έχουν χρώμα ανοικτό γκρίζο και αποτελούνται από υδροσταγονίδια (σχ. 4.4δ). Εμφανίζονται με μεγάλη οριζόντια έκταση μήκους μερικών δεκάδων ή και εκατοντάδων χιλιομέτρων. Όταν έχουν μικρό πάχος, αφήνουν τον Ήλιο να διακρίνεται αχνά. Όταν έχουν μεγάλο πάχος, τον καλύπτουν πλήρως. Επίσης δεν εμφανίζουν την άλω. Συνήθως προκαλούν ασθενή φαινόμενα μεγάλης διάρκειας. Αύξηση των υψιστρωμάτων φανερώνει πιθανή επικείμενη βροχή. Στις περιπτώσεις αυξημένης αστάθειας της ατμόσφαιρας (παράγρ. 1.11) αναπτύσσονται σε μεγαλύτερο πάχος, προκαλώντας εντονότερα φαινόμενα.

β) Οι ***υψισωρείτες*** (Ac, altocumulus), που έχουν συνήθως σφαιρικό σχήμα, με χρώμα από υπόλευκο έως γκρίζο (σχ. 4.4ε). Κατατάσσονται είτε σε μακριές σειρές, είτε σε εκτεταμένες ομάδες με μικρά ή μεγάλα κενά μεταξύ τους. Μοιάζουν με τους θυσανοσωρείτες, ξεχωρίζουν όμως από τον πολύ μεγάλο σφαιρικό όγκο τους. Αποτελούνται από υδροσταγονίδια, γι' αυτό δεν παρουσιάζουν άλω, αλλά μόνο ιριδισμούς. Προκαλούν ελάχιστα έως καθόλου φαινόμενα. Εντοπίζονται μπροστά από ψυχρά μέτωπα (βλ. παράγρ. 8.7). Αν εμφανιστούν σε ύψος διαφορετικό των 2 – 6 km, τότε προβλέπεται βροχή ή καταιγίδα.



Σχ. 4.4ε
Υψισωρείτες.

3) Κατώτερα νέφη (low clouds).

Οι τύποι των κατωτέρων νεφών είναι:

α) Τα ***στρώματα*** (St, stratus), που εμφανίζονται με τη μορφή χαμηλού εκτεταμένου ομοιόμορφου στρώματος, χρώματος υπόγκριζου, το οποίο καλύπτει ολόκληρο ή μεγάλο μέρος του ουρανού (σχ. 4.4στ).



Σχ. 4.4δ
Υψιστρώματα.



Σχ. 4.4στ
Στρώματα.

Σχηματίζονται είτε υπό την παρουσία ασθενών ανοδικών κινήσεων, είτε ως αποτέλεσμα της ψύξεως μιας αέριας μάζας ή ακόμα και λόγω της αναμείξεως δύο αερίων μαζών με διαφορετικές θερμοκρασίες. Αποτελούνται συνήθως από υδροσταγονίδια ή λεπτούς πρισματικούς κρυστάλλους, ειδικά όταν επικρατεί χαμηλή θερμοκρασία. Τότε μπορεί ίσως να παρατηρηθεί το φαινόμενο της ηλιακής άλω. Έχουν τη μορφή της ομίχλης και πολλές φορές προέρχονται απ' αυτήν, αφού έχει θερμανθεί και ανέλθει. Αυτά τα νέφη προκαλούν μόνο ψιχάλες βροχής. Τέλος, στα στρώματα δεν παρατηρούνται ανοδικές κινήσεις, όμως αν υπάρξουν θα είναι ελάχιστες.

β) Οι ***στρωματοσωρείτες*** (Sc, stratocumulus), που έχουν χρώμα γκρίζο και υπόλευκο, με σκούρο χρώμα σε κάποια σημεία τους (σχ. 4.4ζ). Σχηματίζονται ως αποτέλεσμα ηπίων ανοδικών κινήσεων, καθώς και κατά τη διέλευση μετώπων. Εμφανίζονται σε γραμμές, κατά ομάδες ή σε κύματα. Πολλές φορές μοιάζουν με τους σωρείτες, λόγω των ανοδικών τους κινήσεων. Αυτά τα νέφη δεν παράγουν βροχή, αλλά καμιά φορά μετατρέπονται σε μελανοστρώματα, που είναι σύννεφα βροχής. Όταν είναι πυκνά, παρουσιάζουν ιριδισμούς. Αποτελούνται κυρίως από υδροσταγονίδια και σπανιότερα από κόκκους χιονιού και ακόμα πιο σπάνια από κρυστάλλους χιονιού. Είναι από τα πιο συνήθη νέφη και αποτελούν δείκτες αυξημένης ατμοσφαιρικής υγρασίας. Όταν δεν έχουν μεγάλο πάχος, προκαλούν οπτικά φαινόμενα (π.χ. άλως) γύρω από τον Ήλιο ή τη Σελήνη.



Σχ. 4.4ζ
Στρωματοσωρείτες.

γ) Τα ***μελανοστρώματα*** (Ns, nimbostratus), τα οποία είναι τόσο πυκνά, ώστε ούτε καν ξεχωρίζει ο Ήλιος (σχ. 4.4η). Το χρώμα τους είναι πολύ γκρίζο και πολύ σκούρο, συγκριτικά με όλα τα άλλα είδη νεφών. Συνήθως καλύπτουν όλο τον ουρανό και είναι



Σχ. 4.4η
Μελανοστρώματα.

βροχοφόρα νέφη. Σχετίζονται με κακοκαιρίες και διελεύσεις μετώπων, προκαλώντας βροχές (μεγάλης διάρκειας) ή χιονόπτωση.

4) Νέφη κατακόρυφης αναπτύξεως (clouds with vertical development).

Τα νέφη κατακόρυφης αναπτύξεως είναι τα ακόλουθα:

α) Οι ***σωρείτες*** (Cu, cumulus), που εμφανίζονται σαν αυτοτελείς πυκνές μάζες, με επίπεδη βάση και κατακόρυφη ανάπτυξη. Έχουν τη μορφή σωρού και είναι συνήθως λευκού χρώματος (σχ. 4.4θ). Σχηματίζονται ως αποτέλεσμα της ψύξεως ενός θύλακα αέριας μάζας, η οποία πραγματοποιεί ανοδική κίνηση. Αναπτύσσονται κατακόρυφα με την πάροδο του χρόνου. Αποτελούνται από υδροσταγόνες ή υδροσταγόνες και παγοκρυστάλλους, αν η κατακόρυφη ανάπτυξή τους είναι τέτοια, ώστε η κορυφή τους να έχει πολύ χαμηλή θερμοκρασία. Συνήθως σχηματίζονται την ημέρα, όταν στην ξηρά υφίσταται θερμός αέρας που ανυψώνεται. Κατά τη διάρκεια της



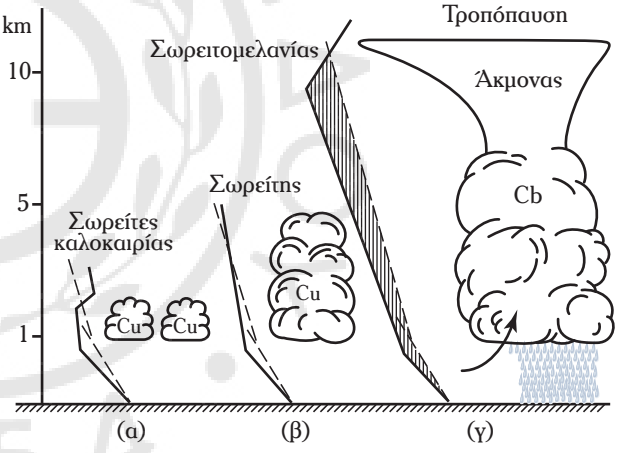
Σχ. 4.4θ
Σωρείτες.

νύκτας, εξαφανίζονται. Θεωρούνται νέφη καλοκαιρίας, αν και αρκετές φορές μετατρέπονται σε καταιγιδοφόρα νέφη, όπως είναι οι σωρειτομελανίες, οπότε και παρουσιάζουν διαλείπουσες (όχι συνεχόμενες) βροχοπτώσεις.

β) Οι ***σωρειτομελανίες*** (Cb, cumulonimbus) είναι συνήθως νέφη πυκνά και ογκώδη. Η βάση τους σχεδόν ακουμπά στο έδαφος (σχ. 4.4ι). Έχουν πολύ μεγάλη κατακόρυφη ανάπτυξη, ίσως τη μεγαλύτερη όλων των ειδών των νεφών. Ένα τμήμα της κορυφής τους παρουσιάζει οριζόντια ινώδη μορφή, που μοιάζει με άκμονα (αμόνι). Η μεγάλη κατακόρυφη ανάπτυξή τους οφείλεται στα βίαια ανοδικά ρεύματα του αέρα, που ανυψώνουν τις κορυφές τους ακόμα και στα 15 km, εκτεινόμενα έτσι και μέσα στην τροπόπαυση. Σχηματίζονται κυρίως τις ζεστές ημέρες του καλοκαιριού. Λόγω της μεγάλης κατακόρυφης αναπτύξεώς τους, σχηματίζονται επίσης και στα ανώτερα στρώματα των νεφικών συστημάτων, δηλαδή στα ανώτερα στρώματα των θερμών και ψυχρών μετώπων. Έτσι, μέσα στην τεράστια μάζα τους, παρατηρούνται ανοδικά και καθοδικά αέρια ρεύματα που μεταφέρουν υδροσταγόνες ή παγοκρυστάλλους αντίστοιχα ή και χαλάζι. Όταν τα νέφη αυτά σκεπάζουν όλο τον ουρανό, τότε είναι ορατή μόνο η βάση τους, η οποία έχει σκούρο χρώμα (μοιάζουν πολύ με τα μελανοστρώματα). Ξεχωρίζουν μόνο από το είδος της βροχής που θα ακολουθήσει. Οι σωρειτομελανίες εμφανίζονται μεμονωμένα ή σε οριζόντια διακοπτόμενη διάταξη, προκαλώντας βίαιες και διαλείπουσες καταρρακτώδεις βροχές, που συνοδεύονται και από χαλάζι. Η βροχή που δίνουν είναι ισχυρή και φτάνει τα 15 mm την ώρα ή και περισσότερο.

Αξίζει να τονιστεί ότι όταν αρχίζει η υγροποίηση των υδρατμών που θα σχηματίσουν το νέφος, απελευθερώνεται η θερμότητα που είχε απαιτηθεί για τη διαδικασία της εξατμίσεως. Η θερμότητα αυτή αυξάνει την αστάθεια της αέριας μάζας και επιταχύνει την ανοδική της πορεία. Γι' αυτόν τον λόγο, μπορεί να παρατηρήσει κανείς τη διαφορετική κλίση της διακεκομμένης γραμμής πάνω και κάτω από τα νέφη (σχ. 1.11α).

Οι σωρείτες σχηματίζονται όταν η αστάθεια της ατμόσφαιρας δεν επεκτείνεται σε μεγάλα ύψη, οπότε τα νέφη αυτά σταματούν να μεγαλώνουν και βαθμιαία διαλύονται [σχ. 4.4ια (α και β)]. Αν η αστάθεια της ατμόσφαιρας είναι ακόμη μεγαλύτερη, ο σωρείτης μεγαλώνει καθ' ύψος και φτάνει συχνά μέχρι την τροπόπαυση, πάνω από την οποία δεν μπορεί να ανέβει, επειδή εκεί επικρατεί ευστάθεια (όπως έχει ήδη αναφερθεί, στην στρατόσφαιρα η θερμοκρασία αυξάνει με το ύψος). Στην τροπόπαυση το νέφος αποκτά οριζόντια έκταση και παίρνει το χαρακτηριστικό σχήμα του άκμονα (αμόνι). Αυτό το νέφος είναι ένας σωρειτομελανίας και προκαλεί έντονες καταιγίδες [σχ. 4.4ια(γ)].



Σχ. 4.4ια

Το μέγεθος των νεφών κατακόρυφης αναπτύξεως εξαρτάται από την αστάθεια της ατμόσφαιρας.



Σχ. 4.4ι

Σωρειτομελανίες.

4.5 Πιθανό ύψος βάσεως των δέκα βασικών τύπων νεφών.

Στον πίνακα 4.5, αναγράφονται οι δέκα βασικοί τύποι νεφών, με τις συντομογραφίες τους και τα τυπικά ύψη εμφανίσεώς τους ανά περιοχή, ενώ στο σχήμα 4.5 απεικονίζονται τα είδη των νεφών. Πιο αναλυτικά, εμφανίζονται τα νέφη στις τέσσερεις προαναφερθείσες κατηγορίες, η μορφή τους και το ύψος εμφανίσεώς τους.

Αξίζει να αναφερθεί πως το κάθε είδος νέφους

Πίνακας 4.5

Αντιστοιχία κατηγορίας νεφών, ονομασίας, συντομογραφίας και ύψους εμφανίσεώς τους.

Κατηγορία	***Ονομασία***	***Συντομογραφία***	***Τυπικά ύψη κατά περιοχές σε km***		
			Πολικές	Εύκρατες	Τροπικές
Ανώτερα	Θύσανοι Θυσανοστρώματα Θυσανοσωρείτες	Ci (Cirrus) Cs (Cirrostratus) Cc (Cirrocumulus)	3–4	5–13	6–18
Μέσα	Υψιστρώματα Υψισωρείτες	As (Altostratus) Ac (Altocumulus)	2–4	2–7	2–8
Κατώτερα	Στρώματα Στρωματοσωρείτες Μελανοστρώματα	St (Stratus) Sc (Stratocumulus) Ns (Nimbostratus)	≤ 2	≤ 2	≤ 2
Κατακόρυφης αναπτύξεως	Σωρείτες Σωρειτομελανίες	Cu (Cumulus) Cb (Cumulonimbus)	0,5–6	0,5–6	0,5–6

παριστάνεται με ένα συγκεκριμένο σύμβολο σε πραγματικό μετεωρολογικό χάρτη. Ωστόσο, όταν είναι δύσκολο να προσδιοριστεί το ακριβές είδος του νέφους, τότε στους χάρτες αποδίδεται η νέφωση γενικά.

Ως ***νέφωση*** (total cloud cover) χαρακτηρίζεται το τμήμα του ουράνιου θόλου που καλύπτεται από νέφη. Αποτελεί σπουδαίο κλιματολογικό στοιχείο, γιατί ρυθμίζει την ηλιοφάνεια, δηλαδή το χρονικό διάστημα κατά το οποίο ο Ήλιος λάμπει χωρίς να καλύπτεται από νέφη, άρα το έδαφος δέχεται ανεμπόδιστα την ηλιακή ακτινοβολία. Η μέτρηση της νεφώσεως γίνεται βάσει μιας κλίμακας που έχει οκτώ βαθμίδες (βλ. σχ. 11.2β, σελ. 145). Η αντιστοιχία νεφώσεως και εκτιμήσεως σε όγδοα είναι:

α) Μηδέν όγδοα αντιστοιχούν σε αίθριο καιρό και χρησιμοποιείται ο χαρακτηρισμός «καθαρός ουρανός» (sky clear, SKC).

β) Ένα έως δυο όγδοα αντιστοιχούν σε σχεδόν αίθριο καιρό και αναφέρεται ότι υπάρχουν λίγα νέφη (few, FEW).

γ) Τρία έως τέσσερα όγδοα αντιστοιχούν σε λίγο νεφελώδη καιρό και αναφέρονται ως διασκορπισμένα νέφη (scattered, SCT).

δ) Πέντε έως επτά όγδοα αντιστοιχούν σε νεφελώδη καιρό και αναφέρονται ως τεμαχισμένα νέφη (broken, BKN).

ε) Οκτώ όγδοα αντιστοιχούν σε νεφοσκεπή ουρανό, δηλαδή πλήρη κάλυψη του ουρανού (overcast, OVC).



Σχ. 4.5
Είδη νεφών.

4.6 Υετός.

Ο ***υετός*** (precipitation) ή τα ***υδατώδη ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα*** ή τα ***υδρομετέωρα***, είναι υδατικές αποθέσεις στερεής ή υγρής μορφής, που κινούνται με φορά από την ατμόσφαιρα προς την επιφάνεια του εδάφους. Συνεπώς, η βροχή, οι ψεκάδες, το χιόνι, το χαλάζι, το χιονόνερο αποτελούν τις μορφές του υετού.

Το κύριο πρόβλημα στη διεργασία του υετού είναι η εξήγηση του τρόπου με τον οποίο οι σταγόνες των νεφών, με διάμετρο κατά μέσο όρο 20 μm, αυξάνονται κατά 100 φορές τουλάχιστον, ώστε να μετατραπούν σε σταγόνες βροχής. Η διεργασία της συμπυκνώσεως είναι πάρα πολύ αργή και αναποτελεσματική, γιατί η αύξηση της σταγόνας από συμπύκνωση είναι αντιστρόφως ανάλογη με την ακτίνα της. Έτσι, όσο μεγαλώνει η ακτίνα της σταγόνας, τόσο ελαττώνεται ο ρυθμός αυξήσεώς της, με αποτέλεσμα να απαιτείται χρονικό διάστημα μερικών ημερών προκειμένου μία σταγόνα νέφους να μετασχηματιστεί σε σταγόνα βροχής. Στα νέφη κατακόρυφης αναπτύξεως αυτό δεν συμβαίνει, αφού η βροχή δημιουργείται σε διάστημα μικρότερο της μίας ώρας.

4.7 Βροχή, ψεκάδες, χαλάζι, χιόνι, χιονόνερο.

Τα στοιχεία που αποτελούν τον υετό όπως ήδη αναφέραμε είναι:

1) Η ***βροχή*** ή ***βροχόπτωση*** ή ***υδατόπτωση*** (rain), δηλαδή το φαινόμενο κατά το οποίο το νερό πέφτει από την ατμόσφαιρα, όταν διαλύεται ένα σύννεφο. Είναι γνωστό πως στην ατμόσφαιρα υπάρχουν πολλοί υδρατμοί, που ανάλογα με τις επικρατούσες συνθήκες, άλλοτε απορροφώνται (όταν έχει πολλή ζέστη) και άλλοτε μετατρέπονται σε σύννεφα και πολλές φορές σε βροχή. Ένα σύννεφο αποτελείται από πλήθος μικρών υδροσταγόνων, οι οποίες, όταν ο καιρός είναι ψυχρός, αυξάνονται, οπότε και αρχίζουν να πέφτουν σιγά-σιγά προς τα κάτω εντός του νέφους. Όταν δημιουργηθούν σταγόνες τόσο βαριές, ώστε να έχουν ταχύτητα πτώσεως μεγαλύτερη από την ανοδική ταχύτητα του ρεύματος, τα υδροσταγονίδια πέφτουν στο έδαφος ως βροχή. Κατά την πτώση τους μπορεί να απορροφηθούν στα κατώτερα και πιο ζεστά στρώματα της ατμόσφαιρας ή και να εξατμιστούν, οπότε μία βροχή στα ανώτερα στρώματα είναι πιθανό να μην φτάσει ποτέ στο έδαφος. Μπορεί όμως οι υδροσταγόνες να γίνουν μεγαλύτερες όταν ενώνονται με άλλα σταγονίδια και τότε φτάνουν μέχρι τη Γη με τη μορφή της βροχής. Μία σταγόνα βροχής συγκρατείται στο μέγεθός της, όσο η δύναμη συνοχής της επιφάνειάς της είναι μεγαλύτερη από τις δυνάμεις που ασκούνται πάνω της, δηλαδή τη βαρύτητα και την αντίσταση του αέρα. Το όριο αυτής της ισορροπίας είναι τα 3 mm περίπου και γι' αυτό οι σταγόνες της βροχής δεν μπορούν να ξεπεράσουν αυτό το μέγεθος.

Η βροχόπτωση διακρίνεται στις ακόλουθες κατηγορίες εντάσεως, ανάλογα με το παρατηρούμενο ύψος βροχής:

α) ***Ασθενής*** (light): < 2 mm / h.

β) ***Μέτρια*** (moderate): 2 – 6 mm / h.

γ) ***Ισχυρή*** ή ***ραγδαία*** (heavy): > 6 mm / h.

Η συχνότητα βροχοπτώσεως σε μία περιοχή εξαρτάται από τις καιρικές συνθήκες και το κλίμα που επικρατεί εκεί. Έτσι, υπάρχουν περιοχές όπου ειδικά τον χειμώνα οι βροχοπτώσεις είναι συχνές. Υπάρχουν βέβαια και περιοχές, όπου οι βροχές που παρατηρούνται στη διάρκεια του έτους, είτε είναι ελάχιστες, είτε ανύπαρκτες. Τέτοιες περιοχές είναι συνήθως πολύ ζεστές και πλήττονται από ξηρασία ή ανυδρία.

Υπάρχουν διάφοροι τύποι βροχών, ανάλογα με τον τρόπο σχηματισμού των βροχοπτώσεων.

α) Οι ***βροχές μεταφοράς*** (conventional rainfall) σχηματίζονται από ισχυρές ανοδικές κινήσεις (κατακόρυφης μεταφοράς) ή από μεταφορά θερμών και υγρών αερίων μαζών πάνω σε ψυχρότερες περιοχές. Παρατηρούνται το καλοκαίρι, ξεκινούν και σταματούν το ίδιο γαφνικά και οφείλονται στις απότομες αλλαγές στη θερμοκρασία της ατμόσφαιρας.

β) Οι ***ορογραφικές βροχές*** (orographic rainfall) ή ***αναγλύφου*** οφείλονται στην εκτόνωση της αέριας μάζας κατά τη διάρκεια των ανοδικών κινήσεων στις προσήνεμες πλευρές των βουνών και συνήθως δεν έχουν μεγάλη ένταση. Οι βροχές της κατηγορίας αυτής πέφτουν στην προσήνεμη πλευρά της οροσειράς (ομβροπλευρά) και η βροχόπτωση αυξάνει με το ύψος μέχρι τα 2,5 km περίπου. Πάνω από το ύψος αυτό ελαττώνεται λόγω ελαττώσεως της αέριας μάζας σε υδρατμούς. Στην υπήνεμη πλευρά (ομβροσκιά) ο ουρανός είναι αίθριος, εξαιτίας της επικρατήσεως καθοδικών κινήσεων.

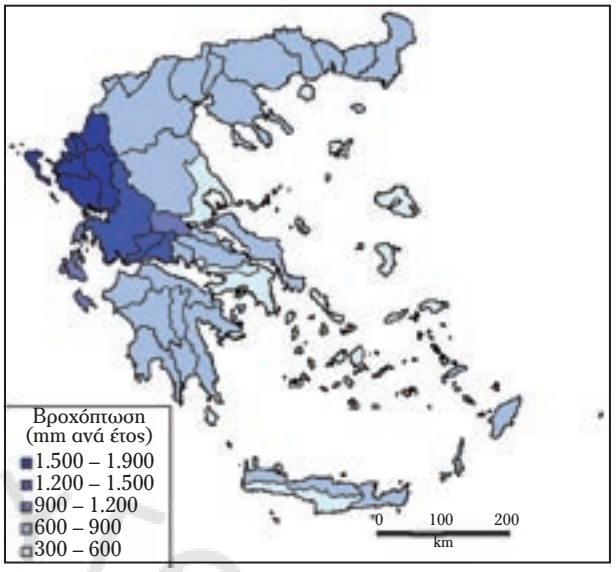
γ) Οι ***υφεσιακές*** ή ***κυκλωνικές βροχές*** (frontal rainfall) αποδίδονται στην ανάμειξη ή εκτόνωση αερίων μαζών, που συμβαίνει κατά τις ανοδικές κινήσεις, οι οποίες δημιουργούνται κοντά στα θερμά και ψυχρά μέτωπα. Παρατηρούνται συνήθως τον χειμώνα και χαρακτηρίζονται από μεγάλη διάρκεια.

Η βροχή μετρείται σε χιλιοστά ύψους βροχής

(mm) και στο σχήμα 4.7α απεικονίζεται η μέση (και γεωγραφική) ετήσια κατανομή ύψους βροχοπτώσεως για την Ελλάδα. Η ποσότητα του ύδατος που πέφτει στο έδαφος με οποιαδήποτε μορφή του υετού, μετρείται με ειδικό όργανο το ***βροχόμετρο***, το οποίο και εκφράζει το ύψος που θα αποκτούσε το νερό εάν αυτό δεν εξατμιζόταν ή δεν το απορροφούσε το έδαφος ή δεν διέρρεε στη θάλασσα. Εκτός του βροχομέτρου, χρησιμοποιείται και το αυτογραφικό όργανο, ο βροχογράφος. Ωστόσο, επειδή ο προσδιορισμός του ύψους βροχής δεν απασχολεί τον ναυτικό, αυτά τα όργανα δεν χρησιμοποιούνται στα πλοία και γι' αυτό δεν θεωρείται απαραίτητη η περαιτέρω ανάλυσή τους.

Ανάλογα με το μέγεθος των σταγόνων και τον τρόπο πτώσεώς τους, η βροχή φέρει διάφορες ονομασίες, όπως ***όμβρος*** ή ***μπόρα*** (shower), που προκαλείται από νέφη ανοδικών κινήσεων και χαρακτηρίζεται από απότομη έναρξη και λήξη, καθώς και από απότομες μεταβολές στην έντασή της, με την ονομασία ***ψιχάλα*** (drizzle), που χαρακτηρίζεται από πολύ μικρές και πολυάριθμες υδροσταγόνες, οι οποίες αιωρούνται και ακολουθούν τα αέρια ρεύματα κ.ά..

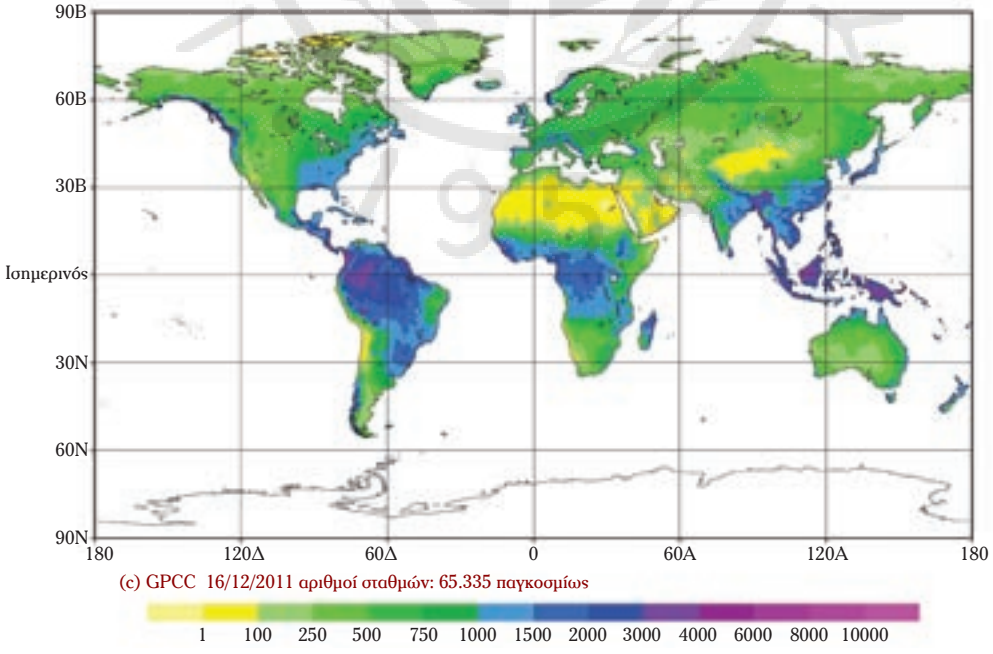
Όπως φαίνεται και από το σχήμα 4.7β, η κατανομή των βροχοπτώσεων στη Γη εξαρτάται από την διάταξη των ανέμων και της πιέσεως. Η ζώνη χαμηλής πιέσεως στον Ισημερινό είναι μία περιοχή με άφθονη υγρασία και πολλές βροχοπτώσεις. Σε περιοχές όπου τα βουνά ωθούν τις αέριες μάζες προς τα πάνω, η ετήσια βροχόπτωση είναι μάλλον μεγάλη. Αλλά στο εσωτερικό των ηπείρων, όπου τα βουνά



Σχ. 4.7α

Γεωγραφική κατανομή της μέσης τιμής του ολικού ετήσιου ύψους βροχοπτώσεως (σε mm) για την περίοδο 1978 – 2008.

Τυπικές τιμές κατακρημνισμάτων σε mm ανά έτος



Σχ. 4.7β

Γεωγραφική κατανομή του ολικού ετήσιου ύψους βροχοπτώσεως σε παγκόσμια κλίμακα (σε mm).

ή η απόσταση εμποδίζουν την επαφή με τη θάλασσα, επικρατεί συνήθως ξηρασία. Τα μεγαλύτερα ύψη βροχής παρατηρούνται σε περιοχές πολύ κοντά στον Ισημερινό, όπως το Καμερούν, η περιοχή του Αμαζονίου, ενώ από τα μικρότερα ύψη βροχής σημειώνονται στην έρημο Σαχάρα. Η μέση ετήσια βροχόπτωση σε όλο τον κόσμο υπολογίζεται πως είναι 1 m. Το ένα τέταρτο από αυτή (περίπου τα 100.000 km^3) πέφτει στη στεριά. Η ποσότητα της βροχοπτώσεως κυμαίνεται από 2 cm τον χρόνο περίπου σε ορισμένες ερήμους, ως τον ετήσιο μέσο όρο των 1.175 cm (το μέγιστο που έχει σημειωθεί ποτέ ήταν 1.700 cm, το 1982), στο όρος Waialeale της Χαβάης, το σημείο της υδρογείου με την μεγαλύτερη βροχόπτωση.

Η βροχή που «χρωματίζεται», δεν είναι παρά η κανονική βροχή, η οποία κατά την κίνησή της συμπαρασύρει διάφορες ουσίες που βρέθηκαν στην ατμόσφαιρα, όπως είναι η άμμος, η σκόνη και το χώμα.

Η ***καταιγίδα*** (storm) είναι το φαινόμενο εκείνο κατά το οποίο σημειώνεται βροχόπτωση συνοδεία ηλεκτρικών εκκενώσεων (αστραπών) (σχ. 4.7γ). Είναι ένα από τα πιο εντυπωσιακά και βίαια φαινόμενα μέσης κλίμακας (10 – 100 km) που μπορεί να παρατηρηθούν στην ατμόσφαιρα και αρκετά συχνά συνοδεύονται από βροχές μεγάλης εντάσεως, πολύ ισχυρούς ανέμους σε τοπική κλίμακα, χαλαζόπτωση ή ακόμα και ανεμοστρόβιλους. Κατά κανόνα μία καταιγίδα έχει έκταση μέχρι 30 km και διαρκεί από λίγα λεπτά μέχρι και 1 ώρα. Οι βασικές προϋποθέσεις που χρειάζεται να πληρούνται έτσι ώστε να αναπτυχθεί και να εκδηλωθεί μία καταιγίδα είναι: αυξημένα ποσοστά υγρασίας, ασταθείς αέριες μάζες (όπου ευνοούνται οι ανοδικές κινήσεις) και κάποιος μηχανισμός που θα εκκινήσει τις ανοδικές κινήσεις. Συνήθως οι καταιγίδες εκδηλώνονται στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, ιδιαίτερα κατά τη θερμή περίοδο του έτους. Ωστόσο, υπό προϋποθέσεις, καταιγίδες μπορούν να εκδηλωθούν και τον χειμώνα, συνήθως πάνω από τη θάλασσα. Υπάρχουν δύο ειδών καταιγίδες, οι ***θερμικές*** και οι ***δυναμικές***.



Σχ. 4.7γ
Καταιγίδα στη θάλασσα.

α) Οι ***θερμικές*** (thermal strorms) παρατηρούνται στα ηπειρωτικά κλίματα το καλοκαίρι. Τότε έχομε υπερθέρμανση του εδάφους από την ηλιακή ακτινοβολία τις μεσημεριανές ώρες. Ταυτόχρονα μικρές σφήνες χαμηλών πιέσεων (βαρομετρικοί θύλακες) κατεβαίνουν στην Ελλάδα, κυρίως στη Μακεδονία και την Ήπειρο και λιγότερο στη Θεσσαλία. Αυτό έχει ως συνέπεια να δημιουργούνται μικρά μέτωπα ή μεμονωμένοι πυρήνες αστάθειας (ψυχρές μάζες αέρα στην ανώτερη ατμόσφαιρα), που συχνά είναι αποκομμένοι από την υπόλοιπη κυκλοφορία. Οι πολύ ψυχρές και ξηρές αέριες μάζες από την ανώτερη ατμόσφαιρα συγκρούονται με τις πολύ θερμές (συνήθως και υγρές) και ανοδικές λόγω μικρότερης πυκνότητας αέριες μάζες που προϋπάρχουν στην περιοχή λόγω θερμάνσεως. Με αυτόν τον τρόπο δημιουργείται καταιγίδα, η οποία σε περιπτώσεις μετώπου μπορεί να φτάσει σε μήκος μερικές εκατοντάδες χιλιόμετρα. Συνοδεύεται από ηλεκτρικές εκκενώσεις και από χαλάζι. Μία ισχυρή καταιγίδα μπορεί να προκαλέσει καταστροφές λόγω των θυελλωδών ανέμων καθώς και πλημμύρες (flash floods). Επίσης στα ηπειρωτικά είναι πιο συχνές το καλοκαίρι και σπάνιες τον χειμώνα, ενώ στις θαλάσσιες και παραθαλάσσιες περιοχές είναι σπάνιες το καλοκαίρι και συχνές τον χειμώνα.

β) Οι ***δυναμικές*** καταιγίδες (dynamic storms) έχουν ως αιτία τη μετωπική δραστηριότητα των χαμηλών βαρομετρικών και παρατηρούνται συνήθως όταν κατά τη διέλευση ενός ψυχρού μετώπου αυτό συναντά θερμότερες αέριες μάζες. Σπάνια παρατηρούνται και σε θερμά μέτωπα καταιγίδες. Οι δυναμικές καταιγίδες δεν έχουν την εκρηκτικότητα των θερμικών καταιγίδων, αλλά έχουν μεγαλύτερη διάρκεια και μπορούν εξίσου να προκαλέσουν εκτεταμένες πλημμύρες, καθώς συνήθως έχουν μεγαλύτερη έκταση και συνοδεύονται και από βροχή.

2) Οι ***ψεκάδες*** ή ***ψιλόβροχο*** (drizzle) είναι βροχή ασθενούς εντάσεως, που αποτελείται από σταγόνες νερού μικρότερες από εκείνες της βροχής. Έχουν γενικά διάμετρο μικρότερη από 0,5 mm. Οι ψεκά-

δες δημιουργούνται από τα χαμηλά στρωματόμορφα νέφη και τους στρωματοσωρείτες. Ο όγκος του νερού της βροχής, που οφείλεται σε ψεκάδες, είναι σχετικά μικρός, αφού μπορεί να φτάσει το χιλιοστό ανά ημέρα ή και λιγότερο. Λόγω του μικρού μεγέθους που έχουν οι σταγόνες των ψεκάδων, σε κάποιες περιπτώσεις αυτές εξατμίζονται κατά την κάθοδό τους και έτσι δεν προλαβαίνουν να γίνουν αντιληπτές σε παρατηρητές που βρίσκονται στο έδαφος.

3) Το ***χαλάζι*** (hail) είναι μια μορφή υετού, που εμφανίζεται όταν οι υδρατμοί της ατμόσφαιρας συμπυκνώνονται με τη βοήθεια διαφόρων πυρήνων συμπύκνωσης, ενώ η θερμοκρασία είναι κάτω από 0° C. Οι μικροί πυρήνες των κόκκων χαλαζιού, που σχηματίζονται μ' αυτόν τον τρόπο, μεγαλώνουν γρήγορα, καθώς η τάση των κορεσμένων ατμών πάνω από τον πάγο είναι μεγαλύτερη από την αντίστοιχη πάνω από το νερό. Οι κόκκοι μπορούν να μεγαλώσουν κι άλλο, καθώς η λανθάνουσα θερμότητα που απελευθερώνεται από τη στερεοποίηση του νερού λιώνει το εξωτερικό περίβλημα, κάτι που επιτρέπει τη συνένωση των κόκκων μεταξύ τους. Έτσι οι χαλαζόκοκκοι συγκεντρώνουν περισσότερο νερό σε κάθε διαδρομή, ώσπου να αποκτήσουν αρκετό βάρος, προκειμένου να μην παρασύρονται από τον άνεμο, για να πέσουν προς το έδαφος. Κάνοντας μία τομή σε έναν κόκκο από χαλάζι στη μέση, διαπιστώνεται πως είναι σχηματισμένος σαν κρεμμύδι, δηλαδή αποτελείται από ομόκεντρες στιβάδες. Κάθε στιβάδα δηλώνει τη διαδρομή του κόκκου, από την παγερή κορυφή του νέφους (σωρειτομελανίας) μέχρι το έδαφος.

Οι κόκκοι του χαλαζιού μπορεί να έχουν μέγεθος από μερικά χιλιοστά μέχρι και μερικά εκατοστά. Ο μεγαλύτερος χαλαζόκοκκος εμφανίστηκε στο Πότερ της Νεμπράσκα το 1928, με περίμετρο 43 cm και μάζα περίπου 900 gr. Δεν είναι λίγα τα περιστατικά εκτεταμένων καταστροφών σε καλλιέργειες εξαιτίας χαλαζοπτώσεως, καθώς επίσης έχουν αναφερθεί ακόμα και θάνατοι ανθρώπων που εκτέθηκαν σε πολύ έντονη χαλαζόπτωση.

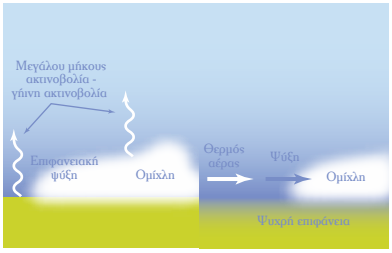
4) Το ***χιόνι*** (snow) είναι και αυτό μία μορφή υετού, που αποτελείται κατά 100% από παγοκρυστάλλους σε μορφή χιονονιφάδων. Το χιόνι δημιουργείται μεταξύ των στρωμάτων των νεφών, ανάλογα με το πλάτος και τη θερμοκρασία των νεφών, τη συμπύκνωση των υδρατμών σε θερμοκρασία κατώτερη του σημείου πήξεως, αλλά με πολύ αργό ρυθμό. Γι' αυτό το χιόνι αποτελείται από παγοκρυστάλλους, οι οποίοι ενώνονται χαλαρά μεταξύ τους σχηματίζοντας τις λευκές χιονονιφάδες.

Μεγάλος όγκος χιονιού σχηματίζεται στα ψηλά νέφη, σε όλα τα πλάτη της Γης. Αν και είναι κοινό στους πόλους, στις εύκρατες περιοχές σχηματίζεται ευρέως, εξαιτίας της μεγάλης υγρασίας που περιέχει ο αέρας. Το χιόνι πέφτει σε μεγάλες ποσότητες στα πολικά όρη και οροπέδια, με αποτέλεσμα η πίεση των τελευταίων στρώσεων να μετατρέπει το χιόνι σε πάγο, σχηματίζοντας έτσι τους παγετώνες, που στις πολικές περιοχές καλύπτουν χιλιάδες τετραγωνικά μέτρα.

Οι συνενώσεις των νιφάδων χιονιού αποτελούν τα ***κρυσταλλικά συσσωματώματα***, που είναι κυρίως διαφανή, ανακλούν το φως και παρουσιάζουν μια λευκή μάζα. Το μέγεθος των κρυστάλλων τους είναι 0,25 – 13 mm και πέφτουν μεμονωμένα ή ενωμένοι σε νιφάδες που σχηματίζονται συνήθως σε ήρεμη χιονόπτωση, με θερμοκρασία εδάφους 0° C ή χαμηλότερη. Τα πολύ ψυχρά νέφη, σχεδόν πάντα είναι ξηρά, σε αντίθεση με τα θερμότερα νέφη (τα χαμηλότερα), που περιέχουν περισσότερη υγρασία και έχουν την τάση να δημιουργούν τους μεγαλύτερους, ταχέως αυξανόμενους και διακλαδισμένους κρυστάλλους.

Γενικά, οι κρύσταλλοι χιονιού έχουν εξαγωνικό σχήμα, με επικράτηση των αστεροειδών μορφών με έξι ακτίνες. Τέλος, το χιόνι μπορεί να έχει θετική επίδραση, όπως στις περιπτώσεις διατηρήσεως της θερμότητας του εδάφους, τροφοδοσίας των ποταμιών και των χειμάρρων, προστασίας της βλαστήσεως κ.ά.. Ωστόσο μπορεί να συσχετιστεί και με σοβαρά προβλήματα ή και καταστροφές, όπως στην περίπτωση διακοπής των συγκοινωνιών όταν πέφτει άφθονο, θραύσεως δέντρων και δικτύων, λόγω του βάρους του, ενώ η γρήγορη τήξη του μπορεί να προκαλέσει μέχρι και πλημμύρες.

5) Το ***χιονόνερο*** (sleet) είναι ουσιαστικά χιόνι που έχει λιώσει εν μέρει κατά την πορεία του προς το έδαφος. Το χιονόνερο είναι επίσης διαφορετικό από το χαλάζι, καθώς σχηματίζεται αποκλειστικά και μόνο τους χειμερινούς μήνες, σε αντίθεση με το χαλάζι, που μπορεί να δημιουργηθεί οποιαδήποτε στιγμή στη διάρκεια του έτους. Το χιονόνερο συνδέεται με καταστροφικές καταιγίδες.



ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5
ΟΡΑΤΟΤΗΤΑ

5.1 Μείωση της ορατότητας από την παρουσία σωματιδίων στην ατμόσφαιρα κοντά στην επιφάνεια της Γης.

Η ***ορατότητα*** (visibility) αφορά στη διαφάνεια της ατμόσφαιρας και ορίζεται ως η μεγαλύτερη απόσταση, στην οποία ένα αντικείμενο με κατάλληλες διαστάσεις είναι ορατό και μπορεί να διακρίνεται στον ορίζοντα κατά την ημέρα. Σύμφωνα με τους Διεθνείς κώδικες ορατότητας, όταν η ορατότητα είναι μικρότερη από 1 ν.μ., χαρακτηρίζεται ως ομίχλη, διαφορετικά πρόκειται για αχλύ (πίν. 5.1). Ωστόσο κάποιοι ναυτιλλόμενοι μπορεί να χαρακτηρίζουν ακόμη και την αχλύ ως ομίχλη.

Η ορατότητα μπορεί να περιοριστεί για διάφορους λόγους, που κυρίως σχετίζονται με την ύπαρξη στον αέρα είτε υδροσταγόνων, είτε στερεών σωματιδίων που αιωρούνται στην ατμόσφαιρα. Η ομίχλη, που αποτελεί έναν απ' τους σημαντικότερους παράγοντες που επιδρούν στον περιορισμό της ορατότητας, δεν είναι τίποτε άλλο παρά πλήθος υδροσταγονιδίων που προέκυψαν από τη συμπύκνωση υδρατμών, σε περιοχές της ατμόσφαιρας που βρίσκονται πολύ κοντά στο έδαφος. Ωστόσο, τα αιωρούμενα σωματίδια μπορούν εξίσου να περιορίσουν σημαντικά την ορατότητα· μερικά απ' αυτά είναι η σκόνη, ο καπνός, το αλάτι, η γύρη κ.ά.. Πιο αναλυτικά, στην περίπτωση περιοχών με μεγάλο πληθυσμό ή σε μεγάλες βιομηχανικές περιοχές, η αιθαλομίχλη είναι χαρακτηριστικός παράγοντας που δυσχεραίνει την ορατότητα. Άλλη περίπτωση είναι όταν για παράδειγμα επικρατεί ισχυρός άνεμος σε επαρχιακές κυρίως περιοχές, ο οποίος μπορεί να παρασύρει μεγάλη ποσότητα σκόνης στον αέρα και να εμποδίσει την ορατότητα. Ακόμη και σε παραθαλάσσιες ή ερημικές περιοχές δεν είναι σπάνιο το φαινόμενο του περιορισμού της ορατότητας, που οφείλεται σε αμμοθύελλα. Σε περιπτώσεις πυρκαγιάς, ο καπνός αποτελεί την κύρια αιτία μειώσεως της ορατότητας και μαζί με τη στάχτη, που μπορεί να παρασυρθεί στην ατμόσφαιρα αν πνέει ισχυρός άνεμος, εντείνεται το πρόβλημα. Τέλος, το αλάτι και η γύρη αποτελούν αιωρούμενα σωματίδια που μπορούν να συντελέσουν στην ελάττωση

Πίνακας 5.1
Διεθνείς κώδικες ορατότητας.

Κώδικας	***Περιγραφή***	***Εύρος ορατότητας***
0	Πυκνή ομίχλη (dense fog)	ορατότητα < 50 m
1	Ομίχλη (thick fog)	50 < ορατότητα < 200 m
2	Μέτρια ομίχλη (moderate fog)	200 < ορατότητα < 500 m
3	Ελαφρά ομίχλη (light fog)	500 < ορατότητα < 1000 m
4	Ομίχλη (thin fog)	0,5 < ορατότητα < 1 ν.μ.
5	Αχλύς (haze)	1 < ορατότητα < 2 ν.μ.
6	Ελαφρά Αχλύς (light haze)	2 < ορατότητα < 5,5 ν.μ.
7	Καθαρή (clear)	5,5 < ορατότητα < 11 ν.μ.
8	Πολύ καθαρή (very clear)	11 < ορατότητα < 27 ν.μ.
9	Εξαιρετικά καθαρή (exceptionally clear)	ορατότητα > 27 ν.μ.

της ορατότητας, παρόλο που η συμβολή τους είναι μικρότερη απ' τις προαναφερθείσες περιπτώσεις και κυρίως την περίπτωση της ομίχλης. Η ορατότητα είναι δυνατόν να επηρεαστεί και να περιοριστεί και στην περίπτωση της έντονης βροχοπτώσεως.

Για να επικρατήσει καλή ορατότητα σε κάποια περιοχή, θα πρέπει τόσο η θερμοκρασία του αέρα να είναι χαμηλότερη απ' αυτήν της υποκείμενης επιφάνειας, όσο και η ένταση των επικρατούντων ανέμων να είναι μεγάλη, ώστε να τείνει να διαλύσει την ήδη σχηματισμένη ομίχλη ή να διασπείρει τα αιωρούμενα σωματίδια που έχουν παραμείνει στην ατμόσφαιρα.

5.2 Ομίχλη, υγρή και ξηρή αχλύς.

Οι συμπυκνώσεις υδρατμών μικρής κλίμακας πάνω στο έδαφος διακρίνονται στους ακόλουθους τύπους:

1) Η ***δρόσος*** (dew) είναι το αποτέλεσμα της συμπυκνώσεως των υδρατμών. Κατά το φαινόμενο αυτό οι υπάρχοντες υδρατμοί της ατμόσφαιρας που βρίσκονται κοντά στο έδαφος, συμπυκνώνονται σε υδροσταγονίδια που καλύπτουν κάθε αντικείμενο. Ευνοϊκές συνθήκες σχηματισμού αυτού του φαινομένου είναι ο ανέφελος ουρανός, η επικράτηση πολύ ασθενούς ανέμου έως και άπνοιας και το αυξημένο ποσοστό υγρασίας κοντά στην επιφάνεια του εδάφους. Για να εμφανισθεί το φαινόμενο αυτό, απαραίτητη προϋπόθεση είναι η θερμοκρασία της ατμόσφαιρας να φτάσει το σημείο δρόσου, η τιμή του οποίου μπορεί να είναι οποιαδήποτε θερμοκρασία πάνω από τους 0ºC. Αυτό το φαινόμενο παρατηρείται ιδιαίτερα τις αίθριες νύχτες που δεν υπάρχουν σύννεφα και όταν δεν πνέει άνεμος, όπου η Γη ακτινοβολεί περισσότερη θερμότητα απ' αυτήν που λαμβάνει, με αποτέλεσμα σταδιακά να ψύχεται η επιφάνειά της. Τότε, το κατώτερο στρώμα της ατμόσφαιρας, η τροπόσφαιρα, που έρχεται σε επαφή μ' αυτήν, αρχίζει να ψύχεται. Οι υδρατμοί που περιέχονται στην τροπόσφαιρα, λόγω της απώλειας θερμότητας, συμπυκνώνονται, καθώς έρχονται σε επαφή με τις ψυχρές επιφάνειες διαφόρων σωμάτων, έλκοντας και άλλους υδρατμούς, σχηματίζοντας με αυτόν τον τρόπο υδροσταγόνες.

2) Η ***πάχνη*** ή ***παγετός*** (hoar frost) είναι ένα φυσικό φαινόμενο κατά το οποίο οι υπάρχοντες υδρατμοί της ατμόσφαιρας που βρίσκονται κοντά στο έδαφος, συμπυκνώνονται απευθείας σε παγοκρυστάλλους χωρίς προηγουμένως να περάσουν από την υγρή κατάσταση. Οι ευνοϊκές συνθήκες σχηματισμού της πάχνης είναι ίδιες με αυτές που αναφέρθηκαν στην περίπτωση της δρόσου. Η βασική τους διαφορά έγκειται στο γεγονός ότι για να δημιουργηθεί η πάχνη, θα πρέπει η θερμοκρασία του σημείου δρόσου να είναι μικρότερη από τους 0ºC.

3) Η ***ομίχλη*** (fog) (σχ. 5.2) δημιουργείται από τη συμπύκνωση των υδρατμών σε στρώματα της ατμόσφαιρας που βρίσκονται πολύ κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, με αποτέλεσμα τη δημιουργία μεγάλου αριθμού υδροσταγονιδίων. Τα σταγονίδια αυτά διαχέουν το φως σε όλες τις διευθύνσεις, προκαλώντας τον περιορισμό της ορατότητας, με συνέπεια τη δημιουργία προβλημάτων στις συγκοινωνίες σε ξηρά, θάλασσα και αέρα. Γενικά, η ομίχλη σχηματίζεται στην περίπτωση που ο αέρας είναι κορεσμένος από υδρατμούς (έχει σχετική υγρασία 100%) και όταν υπάρχουν όσο το δυνατόν περισσότεροι πυρήνες συμπυκνώσεως των υδρατμών. Υπάρχουν δύο τρόποι κατηγοριοποιήσεως της ομίχλης. Ο ***πρώτος τρόπος*** σχετίζεται με την επιτρεπόμενη ***ορατότητα***, οπότε σε αυτήν την περίπτωση, διακρίνεται σε:

α) ***Ομίχλη*** (fog), όρο που χρησιμοποιείται από τον Διεθνή Μετεωρολογικό Οργανισμό, όταν η ορατότητα δεν ξεπερνά το 1 km.

β) ***Υγρή αχλύ*** (mist), όρο που χρησιμοποιείται στην περίπτωση που η οριζόντια ορατότητα είναι μεγαλύτερη από το 1 km, αλλά μικρότερη από τα 2 km και οφείλεται στη συγκέντρωση των υδροσταγονιδίων στην ατμόσφαιρα.



Σχ. 5.2
Ομίχλη.

γ) ***Ξηρή αχλύ*** (haze), όρο που χρησιμοποιείται στην περίπτωση που η οριζόντια ορατότητα είναι μεγαλύτερη από τα 2 km και οφείλεται στη συγκέντρωση κάποιων στερεών αιωρουμένων σωματιδίων.

Ο ***δεύτερος τρόπος*** σχετίζεται με τον ***τρόπο σχηματισμού*** της. Σ' αυτήν την περίπτωση η ομίχλη διακρίνεται σε:

α) ***Ομίχλη ακτινοβολίας*** (radiation fog).

β) ***Ομίχλη οριζόντιας μεταφοράς*** (advection fog).

γ) ***Ομίχλη εξατμίσεως*** ή ***θαλάσσιος καπνός*** (steam fog).

δ) ***Ομίχλη αναμείξεως*** (mixing fog).

Ιδιαίτερη αναφορά σε κάθε μία από τις παραπάνω κατηγορίες ομίχλης θα γίνει σε επόμενες παραγράφους.

Γενικά, οι οδηγίες ναυσιπλοΐας, οι λεγόμενοι ***πλοηγοί***, περιέχουν λεπτομέρειες περί θαλασσίων και παρακτίων περιοχών όπου συνήθως επικρατούν ομίχλες. Ο πίνακας 5.2 που ακολουθεί, περιλαμβάνει τις περιοχές των ανοικτών θαλασσών και τις εποχές κατά τις οποίες η συχνότητα εμφανίσεως ομιχλών είναι η μεγαλύτερη.

5.3 Εφαρμογή των εννοιών των διαδικασιών που καταλήγουν σε υπερκορεσμό της ατμόσφαιρας και στη διαίρεση των ομιχλών.

Η ομίχλη σχηματίζεται από την ψύξη μεγάλου όγκου αέρα, που βρίσκεται σε θερμοκρασία χαμηλότερη από τη θερμοκρασία δρόσου, με αποτέλεσμα να προκαλείται συμπύκνωση των υδρατμών. Η διαδικασία αυτή είναι παρόμοια με τη διαδικασία που ακολουθείται στον σχηματισμό των νεφών, μόνο που στην περίπτωση της ομίχλης η όλη πορεία που οδηγεί στον σχηματισμό της πραγματοποιείται είτε επάνω, είτε πολύ κοντά στην επιφάνεια του εδάφους ή της θάλασσας. Σε κάποιες περιπτώσεις η δημιουργία της ομίχλης μπορεί να προκύψει και από την εξάτμιση των υδρατμών στον αέρα. Συνοψίζοντας, ο σχηματισμός της ομίχλης οφείλεται:

1) Στην ***ψύξη του υγρού αέρα*** και

2) στην ***εξάτμιση του νερού σε ψυχρό αέρα***.

Το ύψος του στρώματος της ομίχλης μπορεί να φτάσει τα 300 – 500 m πάνω από την ξηρά και τα 15 – 20 m πάνω από τη θάλασσα. Εξαιτίας του γεγονότος ότι η ομίχλη μπορεί να αποβεί πολύ επικίνδυνη για οποιαδήποτε δραστηριότητα σε ξηρά ή θάλασσα, έχουν αναπτυχθεί διάφορες μέθοδοι με σκοπό τη διάλυσή της. Η πιο γνωστή μέθοδος διαλύσεώς της είναι η θέρμανση της περιοχής κατά μερικούς βαθμούς. Μπορεί να διαλυθεί ακόμα και με τη μέθοδο της υγροσκοπικής διασποράς, δηλαδή της διασποράς στην ατμόσφαιρα κάποιων χημικών παραγόντων, που έχουν την ιδιότητα να απορροφούν και να δεσμεύουν τους υδρατμούς. Ωστόσο, πρέπει να σημειωθεί ότι όσο επιτυχείς και αν είναι οι παραπάνω τεχνικές και μέθοδοι, δεν εφαρμόζονται ευρέως, αλλά περιορισμένα, εξαιτίας του υψηλού τους κόστους.

5.4 Ποιοτική ερμηνεία του σχηματισμού ομίχλης ακτινοβολίας. Περιοχές και εποχές κατά τις οποίες σχηματίζεται και λόγοι που οδηγούν στη διάλυσή της.

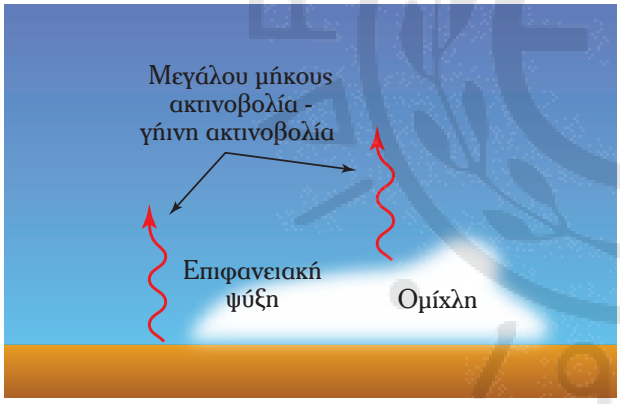
Η ομίχλη ακτινοβολίας σχηματίζεται πάνω από ξηρά, κατά τη διάρκεια της νύκτας και μέχρι τις πρώτες πρωινές ώρες, με ανέφελο ουρανό και πολύ

Πίνακας 5.2
Πίνακας μεγαλύτερης συχνότητας ομίχλης κατά περιοχές-εποχές.

Περιοχή μεγαλύτερης συχνότητας	***Εποχή μεγαλύτερης συχνότητας***
Ακτές Νέας Γης, Νέα Σκωτία και Ακτές Νέας Αγγλίας	Τέλος άνοιξης και καλοκαιριού
Ακτές ΝΔ Αφρικής	Από Ιανουάριο μέχρι Ιούνιο
Δυτικές ακτές Ν Αμερικής (Νότια των 35°)	Καλοκαίρι και φθινόπωρο
Νότιες ακτές της Κίνας	Άνοιξη
Βόρειες ακτές της Κίνας	Καλοκαίρι
Περιοχή Ιαπωνίας – Αλεούτιες Νήσοι	Καλοκαίρι
Ακτές Κολομβίας, Ουάσιγκτον, Όρεγκον και Β Καλιφόρνιας	Καλοκαίρι και φθινόπωρο
Πολικές περιοχές	Καλοκαίρι

ασθενείς ανέμους, υπό την προϋπόθεση ότι περιέχονται αρκετοί υδρατμοί στην ατμόσφαιρα. Ο ανέφελος ουρανός σχετίζεται συχνά με συστήματα υψηλών πιέσεων. Ο μηχανισμός δημιουργίας της ομίχλης αυτής είναι η νυκτερινή ψύξη της επιφάνειας της Γης, λόγω της γήινης ακτινοβολίας. Πιο αναλυτικά, το έδαφος απελευθερώνει προς το Διάστημα μέρος της ενέργειας που είχε δεχτεί στη διάρκεια της ημέρας από τον Ήλιο, με αποτέλεσμα να μειώνεται η θερμοκρασία του εδάφους τη νύκτα και ως εκ τούτου να ψύχεται και ο αέρας που βρίσκεται σε άμεση επαφή με τη γήινη επιφάνεια.

Η ψύξη αυτή προκαλεί τη συμπύκνωση των υδρατμών που περιέχονται στον αέρα, στην περίπτωση που η θερμοκρασία πέσει κάτω από το σημείο δρόσου, οπότε τα υδροσταγονίδια που σχηματίζονται με τον τρόπο αυτόν παραμένουν στην ατμόσφαιρα μειώνοντας σημαντικά την ορατότητα (σχ. 5.4). Η ελάχιστη θερμοκρασία του 24ώρου παρατηρείται μερικά λεπτά μετά την ανατολή του Ήλιου. Έτσι η μεγαλύτερη συχνότητα της ομίχλης συμβαίνει μία ώρα μετά την ανατολή. Το πάχος της ποικίλλει από 1 – 300 m.



Σχ. 5.4
Απεικόνιση σχηματισμού ομίχλης ακτινοβολίας.

Οι συνθήκες που ευνοούν τον σχηματισμό αυτού του τύπου ομίχλης είναι η ύπαρξη ασθενούς ανέμου, ο οποίος προκαλεί ανάμειξη του επιφανειακού στρώματος αέρα. Απαιτείται επίσης υψηλή υγρασία, ώστε να είναι δυνατόν να δημιουργηθεί συμπύκνωση υδρατμών. Επί πλέον, είναι απαραίτητο, όπως ήδη αναφέραμε, ο ουρανός να είναι ανέφελος, προκειμένου να διαφύγει ένα μεγάλο μέρος της γήινης ακτινοβολίας και έτσι να ενισχυθεί το φαινόμενο της νυκτερινής ψύξεως του εδάφους. Σε αντίθετη περίπτωση, τα ποσά ενέργειας που θα διέφευγαν από τη Γη δεν θα ήταν ικανά να προκαλέσουν έντονη ψύξη, η οποία με τη σειρά της θα προκαλούσε την εμφάνιση της ομίχλης ακτινοβολίας.

Η ομίχλη αυτού του τύπου εμφανίζεται σχεδόν πάντα στην ξηρά και σχηματίζεται πιο εύκολα στην ύπαιθρο παρά στις πόλεις. Στις πόλεις είναι λιγότερο συχνή, επειδή η απορρόφηση θερμότητας από τα κτήρια και την άσφαλτο δεν ευνοεί τη μεγάλη πτώση της θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια της νύκτας. Η ομίχλη ακτινοβολίας είναι πιο συχνή το φθινόπωρο και τον χειμώνα, επειδή οι θερμοκρασίες είναι χαμηλότερες, η υγρασία υψηλότερη και οι νύκτες μεγαλύτερες.

Οι περιπτώσεις αυτού του είδους της ομίχλης που παρουσιάζουν ενδιαφέρον, είναι αυτές κατά τις οποίες η ομίχλη κινείται πάνω από υδάτινες περιοχές. Σε ύδατα που επικρατεί η ομίχλη ακτινοβολίας, η πρόγνωση της μειωμένης ορατότητας είναι συνήθως πολύ καλή, ακόμα και αν η πρόγνωση των ανέμων δεν είναι ακριβής. Αυτό συμβαίνει επειδή τόσο η ένταση όσο και η διεύθυνση του ανέμου εξαρτώνται απ' την απόσταση και τη διάταξη των ισοβαρών. Επομένως, η παραμικρή μεταβολή μπορεί να προκαλέσει δραματικές μεταβολές στον άνεμο.

Η ομίχλη, στον αντίποδα, καθορίζεται από τη σχετική υγρασία και τη θερμοκρασία, χαρακτηριστικά των αερίων μαζών που παρουσιάζουν ομοιομορφία πάνω από εκτεταμένες περιοχές και επομένως είναι εύκολο να υπολογιστούν οι τιμές τους. Παρακολουθώντας την τιμή του σημείου δρόσου και της θερμοκρασίας του αέρα, είναι εύκολο να προβλεφθεί η δημιουργία ομίχλης.

Συνθήκες που τείνουν να διαλύσουν αυτήν την ομίχλη, είναι άνεμος εντάσεως άνω των 3 Bf (7 knots), καθώς επίσης και η άνοδος της θερμοκρασίας του περιβάλλοντα αέρα. Γι' αυτό και η πρωινή θέρμανση του εδάφους από τον Ήλιο, η οποία επιφέρει με τη σειρά της θέρμανση και στον αέρα, διαλύει τις ομίχλες αυτές κατά τις 10:00 με 11:00 το πρωί.

Δεν μπορεί να σχηματιστεί η ομίχλη αυτή, αν επικρατούν άνεμοι εντάσεως άνω των 3 Bf (5 knots), γιατί κάτι τέτοιο θα προκαλούσε ανάμειξη του αέρα κοντά στην επιφάνεια, με αποτέλεσμα να αποτρέψει την απαραίτητη για τον σχηματισμό της ομίχλης ψύξη. Από την άλλη πλευρά, ούτε η άπνοια ενδείκνυται για τον σχηματισμό της ομίχλης ακτινοβολίας, γιατί αυτό οδηγεί σε μια ανομοιόμορφη και σχετικά μικρού πάχους ομίχλη. Το ιδανικό θα ήταν να πνέει άνεμος εντάσεως 1 Bf (1-2 knots), όσο ακριβώς χρειάζεται για να μεταφέρει την ομίχλη κατά μήκος της επιφάνειας.

– Επίδραση της ρυπάνσεως στον σχηματισμό ομίχλης ακτινοβολίας.

Η ατμοσφαιρική ρύπανση είναι μεγαλύτερη κοντά στα αστικά και βιομηχανικά κέντρα. Μία μορφή αυτής της ατμοσφαιρικής ρυπάνσεως είναι το λεγομένο ***νέφος*** των μεγάλων πόλεων. Οι πολλαπλές λειτουργίες μίας μεγάλης πόλεως, όπως η κυκλοφορία εκατοντάδων χιλιάδων αυτοκινήτων, η έντονη βιομηχανική δραστηριότητα, οι κεντρικές θερμάνσεις των πολυκατοικιών, σε συνδυασμό με τις μετεωρολογικές συνθήκες, δημιουργούν δύο τύπους νέφους, που μπορεί και να συνυπάρχουν, προκαλώντας τεράστια προβλήματα.

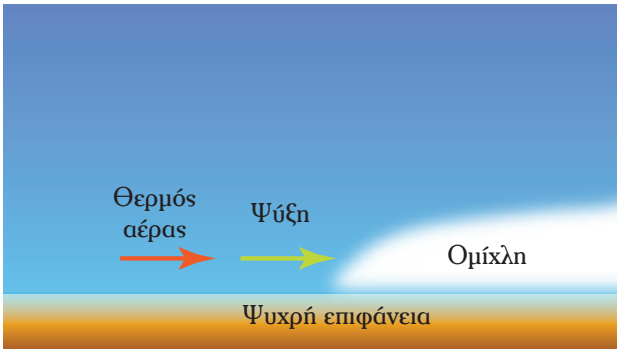
Ο πρώτος τύπος νέφους είναι η ***καπνομίχλη*** ή ***αιθαλομίχλη*** (smog) και δημιουργείται κυρίως από τον καπνό και τα αιωρούμενα σωματίδια, σε συνδυασμό με το διοξείδιο του θείου. Η καπνομίχλη οφείλεται κυρίως στους ρύπους των κεντρικών θερμάνσεων και των βιομηχανιών, έχει σταχτί χρώμα και δεν σχετίζεται με την επίδραση της ακτινοβολίας.

Ο δεύτερος τύπος νέφους είναι η ***φωτοχημική ρύπανση*** (photochemical smog), που στον σχηματισμό της συμβάλλει η ηλιακή ακτινοβολία και αναγνωρίζεται από το χαρακτηριστικό καφετί χρώμα του ατμοσφαιρικού αέρα. Η φωτοχημική ρύπανση οφείλεται σε τρεις κατηγορίες ρυπαντών: τα ***οξείδια του αζώτου***, τους ***υδρογονάνθρακες*** και το ***μονοξείδιο του άνθρακα***. Τα προϊόντα αυτά, με τη βοήθεια της ηλιακής ακτινοβολίας, αντιδρούν μεταξύ τους αλλά και με το οξυγόνο και παράγουν φωτοχημικά οξειδωτικά, όπως είναι το όζον και το νιτρικό υπεροξυακετυλένιο (PAN).

Η ομίχλη ακτινοβολίας μπορεί να συμβάλλει στον καθαρισμό της ατμόσφαιρας μέσω της απορροφήσεως των αιωρουμένων σωματιδίων που τη ρυπαίνουν. Ο βαθμός καθαρισμού εξαρτάται από το μέγεθος των σωματιδίων που αιωρούνται, απ' το μέγεθος των υδροσταγονιδίων της ομίχλης, καθώς και από τη διάρκεια της ομίχλης.

5.5 Ποιοτική ερμηνεία του σχηματισμού ομίχλης οριζόντιας μεταφοράς. Περιοχές και εποχές κατά τις οποίες σχηματίζεται και λόγοι που οδηγούν στη διάλυσή της.

Η ομίχλη μεταφοράς δημιουργείται και πάνω από ξηρά και πάνω από θάλασσα, αρκεί θερμός και υγρός αέρας να μεταφερθεί πάνω από ψυχρότερη επιφάνεια (σχ. 5.5). Η αέρια μάζα τότε ψύχεται, συμπυκνώνοντας ένα μέρος των υδρατμών που περιέχει.



Σχ. 5.5
Απεικόνιση σχηματισμού ομίχλης οριζόντιας μεταφοράς.

Ευνοϊκές συνθήκες σχηματισμού αυτού του τύπου ομίχλης είναι η επικράτηση ασθενών ανέμων μέχρι 3 Bf, που τείνουν να μεταφέρουν τη θερμή και υγρή αέρια μάζα πάνω από ψυχρή επιφάνεια, και η αυξημένη υγρασία της ατμόσφαιρας στα χαμηλά της στρώματα. Όσον αφορά στις θερμοκρασίες, θα πρέπει η θερμοκρασία του αέρα να τείνει να εξισωθεί με τη θερμοκρασία του σημείου δρόσου και επί πλέον να είναι μεγαλύτερη απ' τη θερμοκρασία της υποκείμενης επιφάνειας.

Η ομίχλη οριζόντιας μεταφοράς δημιουργείται συνήθως τον χειμώνα, την άνοιξη και στις αρχές καλοκαιριού. Μόλις σχηματιστεί, παρασύρεται από τον άνεμο που ήδη πνέει στην περιοχή. Μπορεί να καλύψει εκτεταμένες περιοχές και αντίθετα από την ομίχλη ακτινοβολίας, μπορεί να εμφανίζεται είτε επικρατεί ισχυρός άνεμος, είτε άπνοια. Ανάλογα με την ποσότητα των υδρατμών που συμπυκνώνονται, η ομίχλη αυτή μπορεί να χαρακτηριστεί ως αραιή, μέτρια ή πυκνή.

Η ομίχλη αυτού του τύπου, παρατηρείται πάνω την ξηρά, συχνά κατά την ψυχρή περίοδο, όταν θαλάσσιες αέριες μάζες που παρουσιάζουν μεγαλύτερη θερμοκρασία από την αντίστοιχη της ξηράς, μεταφέρονται πάνω από ηπειρωτικές εκτάσεις και ψύχονται. Μπορούν, ωστόσο, να παρατηρηθούν και πάνω από θαλάσσιες εκτάσεις, στην περίπτωση που ο αέρας πάνω από ένα θερμό θαλάσσιο ρεύμα πλησιάσει σε περιοχή που επικρατεί ένα ψυχρό θαλάσσιο ρεύμα. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η ομίχλη οριζόντιας μεταφοράς η οποία σχηματίζεται στον Ατλαντικό Ωκεανό, στο γεωγραφικό πλάτος της Νέας Υόρκης, όπου συναντώνται το ψυχρό Β ρεύμα του Λαμπραντόρ με το θερμό Ν ρεύμα του Κόλπου. Η ομίχλη αυτή είναι εύκολα εμφανής σε

δορυφορικές φωτογραφίες και συνήθως γίνεται έγκυρη πρόγνωση.

Συνθήκες που οδηγούν στη διάλυση της ομίχλης μεταφοράς είναι η άπνοια, καθώς έτσι δεν μπορεί να μεταφερθεί η αέρια μάζα, άνεμοι ισχυροί, μεγαλύτεροι των 10 knots, καθώς επίσης και η αλλαγή της κατευθύνσεως του ανέμου. Θα πρέπει κάποιος να είναι επιφυλακτικός σε ό,τι αφορά στη διάλυση της ομίχλης οριζόντιας μεταφοράς, διότι έχει συμβεί να εγκαταλείψει μία περιοχή και να επιστρέψει αργότερα μέσα στην ίδια ημέρα.

5.6 Ποιοτική ερμηνεία των συνθηκών που οδηγούν στον σχηματισμό θαλάσσιου καπνού ή ομίχλη εξατμίσεως και τυπικές περιοχές στις οποίες μπορεί να εμφανιστεί.

Ο ***θαλάσσιος καπνός*** που ονομάζεται και ***ομίχλη εξατμίσεως***, σχηματίζεται στην επιφάνεια θαλασσών ή μεγάλων λιμνών, όταν ο ατμοσφαιρικός αέρας έχει μικρότερη θερμοκρασία από εκείνη της υδάτινης επιφάνειας. Η ομίχλη εξατμίσεως δημιουργείται εξαιτίας της ταχείας εξατμίσεως των υδρατμών από την υποκείμενη θερμότερη θάλασσα, οι οποίοι συμπυκνώνονται τελικά μέσα στην ψυχρή μάζα αέρα. Η θάλασσα που παρέχει μεγάλες ποσότητες θερμότητας αποδίδει τεράστιες ποσότητες υδρατμών, οι οποίοι συμπυκνώνονται γρήγορα μέσα στον ψυχρό αέρα.

Η ομίχλη αυτή σχηματίζεται, εφόσον η διαφορά θερμοκρασίας αέρα και θάλασσας είναι μεγαλύτερη των 9 °C. Αυτό συνήθως μπορεί να παρατηρηθεί τους χειμερινούς μήνες. Συναντάται στις πολικές περιοχές, όπου η θερμοκρασία του αέρα είναι πολύ χαμηλή (κάτω από τους –10° C συνήθως), αλλά μπορεί να σχηματιστεί και σε νοτιότερα γεωγραφικά πλάτη. Γενικά πρόκειται για αραιή ομίχλη. Η ορατότητα είναι περίπου 1 ν.μ. και μπορεί να επεκτείνεται σε ύψος 1.500 m.

5.7 Ποιοτική ερμηνεία των συνθηκών που οδηγούν στον σχηματισμό ομίχλης αναμείξεως.

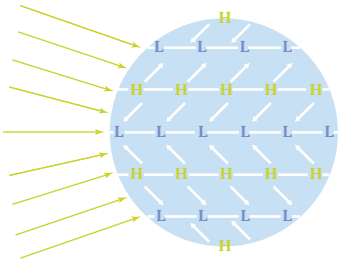
Η ***ομίχλη αναμείξεως*** σχηματίζεται στην περίπτωση εκείνη που συναντώνται δύο αέριες μάζες διαφορετικής θερμοκρασίας και υγρασίας. Η δημιουργία αυτού του τύπου ομίχλης προϋποθέτει η αέρια μάζα που θα προκύψει απ' τη συνάντηση των δύο επιμέρους αερίων μαζών να έχει μικρότερη θερμοκρασία απ' αυτήν που θα χρειαζόταν για να συγκρατηθούν οι υδρατμοί χωρίς να συμπυκνωθούν. Ειδική περίπτωση της ομίχλης αναμείξεως αποτελεί η μετωπική ομίχλη.

– Ποιοτική ερμηνεία των συνθηκών που οδηγούν στον σχηματισμό μετωπικής ομίχλης.

Η ***μετωπική ομίχλη*** (frontal fog) σχηματίζεται κατά μήκος του θερμού τομέα μίας μετωπικής υφέσεως (βλ. παράγρ. 8.12). Πιο αναλυτικά, αυτή η ομίχλη σχηματίζεται όταν ένα μέρος της βροχής που δίνουν τα σύννεφα του θερμού μετώπου εξατμίζεται, καθώς πέφτοντας, περνάει μέσα από υγρό, αλλά ακόμα μη κορεσμένο ψυχρό αέρα. Λόγω αυτής της εξατμίσεως, δημιουργείται κορεσμός του ψυχρού αέρα σε υδρατμούς, οπότε από εκείνο το σημείο και έπειτα, είτε προστεθεί οποιαδήποτε ποσότητα υδρατμών, είτε προκληθεί η οποιαδήποτε μείωση της θερμοκρασίας του αέρα ή ακόμα πραγματοποιηθεί και συνδυασμός των δύο προηγουμένων καταστάσεων, θα οδηγήσει σε ευνοϊκές συνθήκες για τον σχηματισμό αυτού του τύπου ομίχλης.

Μέσα στη ζώνη με τον ψυχρότερο αέρα, η ομίχλη μπορεί να επεκτείνεται απ' την επιφάνεια της θάλασσας μέχρι τη βάση εκείνων των νεφών που δίνουν τη βροχή.

Αυτή η ομίχλη σχηματίζεται στα εύκρατα και τα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη και συνήθως περιορίζεται σε μία ζώνη με πλάτος όχι μεγαλύτερο των 50 μιλίων.



ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6
ΠΑΓΚΟΣΜΙΟ ΣΥΣΤΗΜΑ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΑΝΕΜΩΝ ΚΑΙ ΠΙΕΣΕΩΣ

6.1 Ζώνες κυκλοφορίας που θα υπήρχαν στη Γη αν η επιφάνειά της ήταν ομοιογενής και αν ο άξονας της περιστροφής δεν είχε κλίση ως προς το επίπεδο της εκλειπτικής.

Με τον όρο ***γενική κυκλοφορία στην ατμόσφαιρα*** εννοούμε τη μέση ροή του αέρα γύρω από τον πλανήτη. Στην πραγματικότητα, ο άνεμος σε μία περιοχή και για μια δεδομένη χρονική στιγμή, μπορεί να μεταβάλλεται σημαντικά γύρω από τη μέση αυτή τιμή. Παρόλ' αυτά, η μέση τιμή εκφράζει το γιατί και το πώς οι άνεμοι πνέουν κατά συγκεκριμένο τρόπο σε διάφορες περιοχές του πλανήτη.

Η Γη δεν είναι ομοιόμορφη, οπότε προκειμένου να αποδοθεί και να περιγραφεί η μέση πλανητική κυκλοφορία, προτάθηκαν δύο μοντέλα κυκλοφορίας, το ***μοντέλο του μονού*** και το ***μοντέλο του τριπλού κυττάρου κυκλοφορίας***.

6.1.1 Μοντέλο μονού κυττάρου κυκλοφορίας.

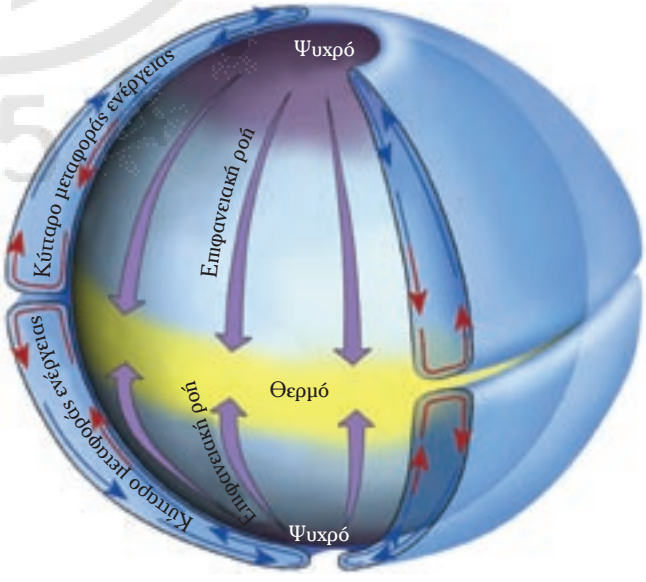
Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό, η Γη θεωρείται ομοιόμορφα καλυμμένη με νερό, οπότε έτσι αποφεύγεται η διαφορετική θέρμανση μεταξύ ξηράς και θάλασσας. Θεωρείται επίσης ότι ο Ήλιος «κοιτάζει» συνεχώς τον Ισημερινό, οπότε αποφεύγεται η εποχική μεταβλητότητα και τέλος ότι η Γη δεν περιστρέφεται, οπότε η μόνη δύναμη για να ληφθεί υπόψη είναι η δύναμη βαροβαθμίδας.

Μ' αυτές τις προϋποθέσεις, η γενική κυκλοφορία του αέρα θα είχε τη μορφή δύο κατακορύφων κυττάρων, ένα για κάθε ημισφαίριο. Ο αέρας, δηλαδή, θα ανερχόταν στον Ισημερινό, θα κινούνταν με φορά προς τον πόλο, θα κατερχόταν και στη συνέχεια θα επέστρεφε και πάλι στον Ισημερινό (σχ. 6.1α). Η φυσική αιτία δημιουργίας αυτού του κυττάρου κυκλοφορίας σε κάθε ημισφαίριο είναι η μεγάλη θέρμανση στον Ισημερινό και η ταυτόχρονη μεγάλη ψύξη στον πόλο. Έτσι, η μεγάλη θέρμανση του Ισημερινού δημιουργεί στην επιφάνεια σύστημα χαμηλών πιέσεων, ενώ η μεγάλη ψύξη στον πόλο σύστημα υψηλών πιέσεων. Αποτέλεσμα αυτών των δύο συστημάτων πιέσεως μεταξύ Ισημερινού και πόλου, είναι να δημιουργείται μία οριζόντια βαροβαθμίδα, με συνέπεια ο ψυχρός πολικός αέρας να πνέει προς τον Ισημερινό κοντά στη γήινη επιφάνεια.

Στην πραγματικότητα, ένα τέτοιο μοντέλο κυκλοφορίας δεν θα μπορούσε να υφίσταται, επειδή η Γη περιστρέφεται. Έτσι, η δύναμη Coriolis που εμφανίζεται λόγω της κινήσεως της Γης, προκαλεί εκτροπή της Ν ροής του αέρα του Β ημισφαιρίου προς τα δεξιά, παράγοντας Α επιφανειακούς ανέμους σε όλα τα γεωγραφικά πλάτη. Ένα τέτοιο μοντέλο κυκλοφορίας δεν είναι σωστό, διότι ενώ θα μπορούσε κατά κάποιον τρόπο να είναι ικανοποιητικό στην ερμηνεία των αληγών ανέμων, δεν μπορεί, ωστόσο, να ερμηνεύσει τους ανέμους των μεγαλυτέρων πλατών.

6.1.2 Μοντέλο τριπλού κυττάρου κυκλοφορίας.

Η δύναμη Coriolis και η ανομοιόμορφη κατανομή των θερμοκρασιών πάνω στη Γη επηρεάζουν τη



Σχ. 6.1α
Μοντέλο μονού κυττάρου κυκλοφορίας.

γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας, δημιουργώντας τα ακόλουθα τρία κύτταρα κυκλοφορίας, που αποτελούν μέρος της γνωστής τρικυτταρικής θεωρίας (σχ. 6.1β):

1) Το κύτταρο Hadley (Hadley cell) (σχ. 6.1β).

Τα μεγαλύτερα κύτταρα κυκλοφορίας εκτείνονται από τον Ισημερινό μέχρι γεωγραφικά πλάτη που εκτείνονται από 30° έως 40° περίπου, τόσο στο Β όσο και στο Ν ημισφαίριο. Στην περιοχή του Ισημερινού παρατηρείται λόγω υπερθερμάνσεως έντονη ανοδική κίνηση του αέρα. Εκεί δημιουργείται η ***Ενδοτροπική Ζώνη Συγκλίσεως*** (Intertropical Convergence Zone – ITCZ), (βλ. παράγρ. 6.1.3). Ο αέρας αυτός αφού ανέλθει αρκετά, περίπου μέχρι την τροπόπαυση, εκτρέπεται προς τους πόλους, οπότε με την επίδραση της δυνάμεως Coriolis αποκτά δυτική συνιστώσα. Στην πορεία του αυτή, ψύχεται με ρυθμό 1 έως 2°C την ημέρα, με αποτέλεσμα τελικά στο ύψος των 30° γ.π. περίπου να καθιζάνει και να κατέρχεται προς το έδαφος, σχηματίζοντας περιοχές υψηλών πιέσεων πάνω από υποτροπικούς ωκεανούς και πάνω από τις μεγαλύτερες ερήμους της Γης, όπως είναι η έρημος Σαχάρα στη Β Αφρική. Στο έδαφος ο αέρας δεν συσσωρεύεται προφανώς, αλλά λειτουργεί ο μηχανισμός της αποκλίσεως των αερίων μαζών. Εκεί ο αέρας χωρίζεται σε δύο κλάδους. Ο ένας κλείνει το κύτταρο κυκλοφορίας, αφού έχει φορά και πάλι προς τον Ισημερινό, ενώ ο άλλος κλάδος αποτελεί μέρος του κυττάρου Ferrel.

Με την παραδοχή αυτού του δακτυλίου, εξηγούνται:

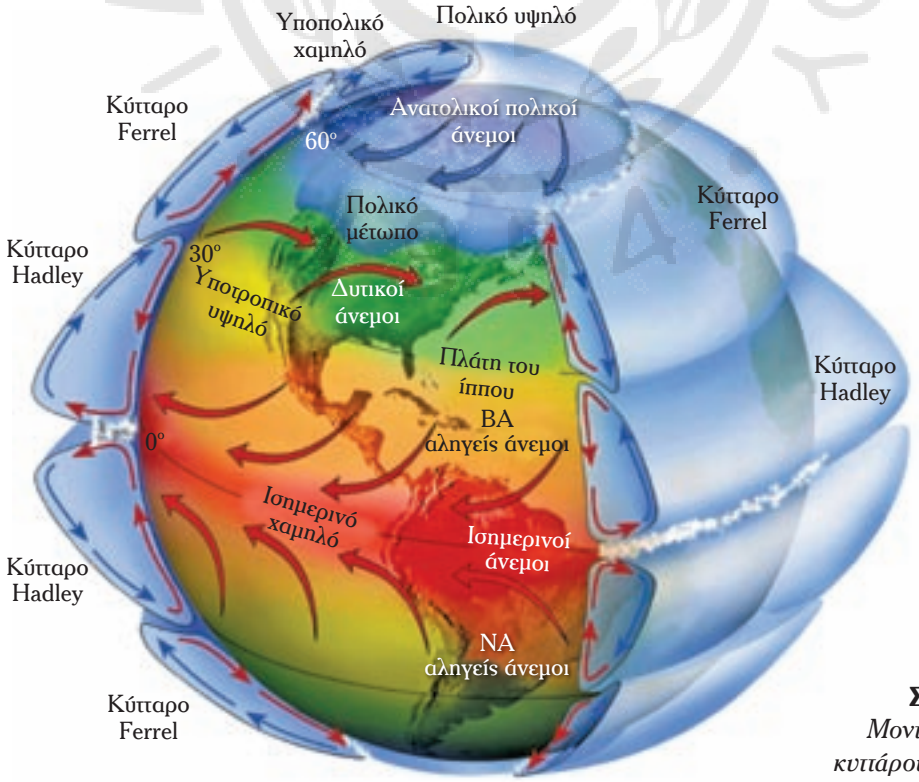
α) Η δημιουργία του υποτροπικού αεροχειμάρρου στη θέση μόλις κάτω από την τροπική τροπόπαυση και στο ύψος των υποτροπικών πλατών 30° – 35°.

β) Η δημιουργία της ζώνης των υψηλών πιέσεων των υποτροπικών περιοχών και

γ) η δημιουργία της ζώνης των αληγών ανέμων.

2) Το κύτταρο Ferrel (Ferrel cell) (σχ. 6.1β).

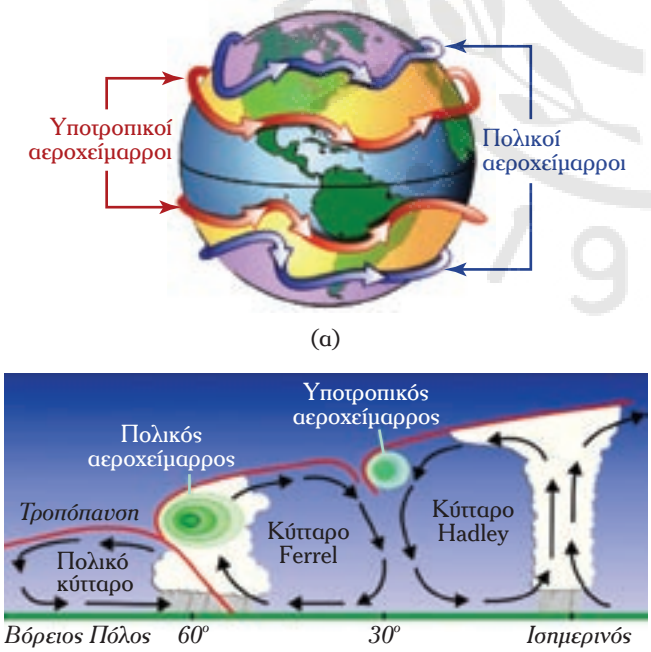
Στα μέσα πλάτη ο αέρας συγκλίνει σε χαμηλό υψόμετρο για να ανέλθει στο όριο μεταξύ του πολικού ψυχρού αέρα και του υποτροπικού θερμού αέρα, που γενικά παρατηρείται σε γεωγραφικά πλάτη μεταξύ 60° και 70°, τόσο στο Β όσο και στο Ν ημισφαίριο. Η κυκλοφορία αυτού του κυττάρου είναι αρκετά πολύπλοκη, καθώς παρατηρείται ροή αέρα σε μεγάλα υψόμετρα κατά μήκος της τροπικής περιοχής, όπου συναντάται με τον αέρα που καταβυθίζεται σύμφωνα με το κύτταρο Hadley. Το κύτταρο Ferrel έχει αντίθετη φορά από τα άλλα δύο κύτταρα, οπότε λειτουργεί σαν οδοντωτός τροχός. Σε αυτό το κύτταρο ο επιφανεια-



Σχ. 6.1β
Μοντέλο τριπλού κυττάρου κυκλοφορίας.

κός άνεμος θα έπνεε με μια νότια κατεύθυνση στο Β ημισφαίριο. Ωστόσο, η περιστροφή της Γης προκαλεί κίνηση προς τα δεξιά για το Β ημισφαίριο και προς τα αριστερά για το Ν. Η εκτροπή αυτή των ανέμων οφείλεται στην επίδραση της δυνάμεως Coriolis και οδηγεί στη δημιουργία των επικρατούντων δυτικών ανέμων. Βασικό ρόλο στη γενική κυκλοφορία αυτού του δακτυλίου παίζει το γνωστό πολικό μέτωπο, του οποίου η θέση μετατοπίζεται με την εποχή. Έτσι θερμές σχετικά αέριες μάζες, δυτικής συνιστώσας, που προέρχονται από μικρά γεωγραφικά πλάτη, διαχεόμενες μέσα από το πολικό μέτωπο, αναμειγνύονται με άλλες που προέρχονται από τους πόλους και δημιουργούν έτσι τα μόνιμα και τα εποχικά βαρομετρικά χαμηλά των μέσων γεωγραφικών πλατών. Τα βαρομετρικά αυτά συστήματα μαζί με τους υπάρχοντες εκεί κινητούς αντικυκλώνες ρυθμίζουν τελικά τον καιρό και την εκάστοτε παρατηρούμενη γενική κυκλοφορία στα πλάτη αυτά.

Το κύτταρο Ferrel αποτελεί μία θεωρία που αφορά στην περιγραφή της κυκλοφορίας των αερίων μαζών της ατμόσφαιρας των μέσων γεωγραφικών πλατών. Σύμφωνα με τη θεωρία αυτή, ως «κύτταρο» χαρακτηρίζεται ένα σύστημα κινήσεως ανέμων. Πιο αναλυτικά, στο συγκεκριμένο κύτταρο κυκλοφορίας που εμφανίζεται στα μέσα γεωγραφικά πλάτη των



Σχ. 6.1γ

(α) Πολικοί και υποτροπικοί αεροχείμαρροι γύρω από τη Γη. (β) Τομή κυττάρων κυκλοφορίας και αεροχειμάρρων.

35° μέχρι 60° στο Β και Ν ημισφαίριο, ο άνεμος που πνέει κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, έχει κατεύθυνση προς τους πόλους και ανατολικά, ενώ σε μεγαλύτερα ύψη της ατμόσφαιρας, ο άνεμος έχει κατεύθυνση προς τον Ισημερινό και δυτικά. Η κίνηση αυτή φέρεται ως αντίστροφη της κινήσεως του ανέμου που προβλέπει το κύτταρο Hadley.

Μεταξύ της τροπικής και πολικής τροποπαύσεως, το μοντέλο αυτό προβλέπει και έναν κλάδο ισχυρής δυτικής ροής, δικαιολογώντας έτσι την ύπαρξη του πολικού αεροχειμάρρου (σε γ.π. των 50° περίπου) (βλ. παράγρ. 1.3). Από την αλληλεπίδραση των προαναφερθέντων κυττάρων δημιουργούνται επίσης οι ***υποτροπικοί αεροχείμαρροι*** (subtropical jets) και οι ***αεροχείμαρροι του πολικού μετώπου*** ή ***πολικοί αεροχείμαρροι*** (polar jets), που συμπληρώνουν την περιγραφή των δομικών στοιχείων της γενικής κυκλοφορίας.

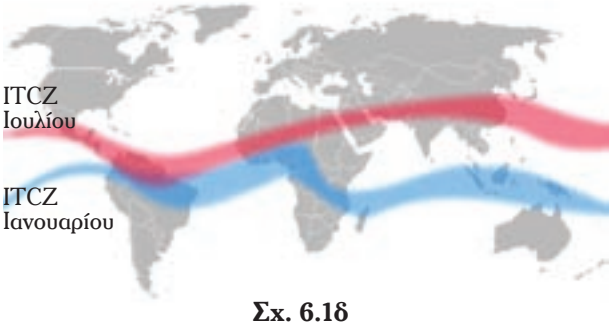
Το κύτταρο Ferrel δεν ικανοποιεί απόλυτα την πραγματική κατάσταση, αφού προβλέπει ότι οι άνεμοι των μέσων γεωγραφικών πλατών στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας πνέουν προς τα δυτικά. Στην πραγματικότητα αυτό που συμβαίνει είναι ότι οι επιφανειακοί άνεμοι που πνέουν ανατολικά γίνονται ισχυρότεροι αυξανομένου του ύψους, όπου και αποκτούν τη μέγιστη τιμή ταχύτητάς τους στο επίπεδο περίπου των 10 km· εκεί εμφανίζονται οι αεροχείμαρροι. Συνεπώς το κύτταρο Ferrel, ερμηνεύει τους επιφανειακούς ανέμους μέχρι ορισμένου ύψους όπου παρατηρείται η λεγόμενη ***ζώνη μείξεως***, υψηλής και χαμηλής ατμοσφαιρικής πιέσεως στα εν λόγω γεωγραφικά πλάτη, αποτελώντας έτσι μέρος της ***τρικυτταρικής θεωρίας***.

3) Το πολικό κύτταρο (Polar cell) (σχ. 6.1γ).

Το πιο μικρό και πιο αδύνατο κύτταρο είναι το πολικό κύτταρο, που εκτείνεται σε γ.π. μεταξύ 60° και 70° περίπου και φτάνει μέχρι τους πόλους. Σε αυτό το κύτταρο ο αέρας καταβυθίζεται πάνω από τα μεγάλα πλάτη και πνέει με φορά προς τα μικρότερα πλάτη κοντά στην επιφάνεια.

6.1.3 Ενδοτροπική Ζώνη Συγκλίσεως.

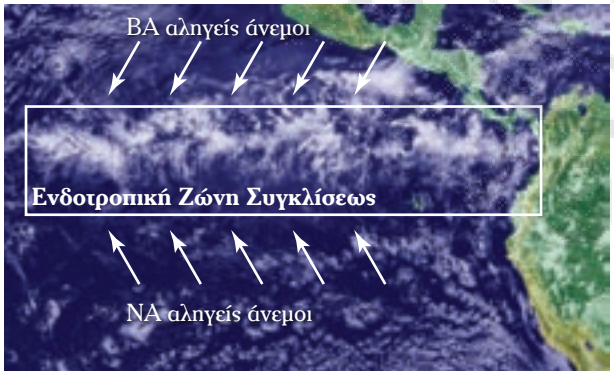
Η Ενδοτροπική Ζώνη Συγκλίσεως είναι η περιοχή συγκλίσεως των αληγών ανέμων και είναι διεθνώς γνωστή ως ITCZ (Intertropical Convergence Zone). Η ζώνη αυτή αποτελεί τη γεωγραφική περιοχή από την οποία αρχίζει να δραστηριοποιείται η γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας. Γεωγραφικά, ορίζεται μεταξύ των παραλλήλων 5Β και 5Ν, αν και η ακρι-



Σχ. 6.1δ
Εποχιακή μετατόπιση της ITCZ.

βής θέση της μεταβάλλεται ανάλογα με την εποχή του έτους (σχ. 6.1δ). Τρέπεται προς Β περίπου στις 10° Β κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού του Β ημισφαιρίου και προς Ν κοντά στον Ισημερινό κατά τη διάρκεια του χειμώνα. Ωστόσο παραμένει στο Β ημισφαίριο καθ' όλη τη διάρκεια του έτους. Σε μία δορυφορική εικόνα, η ζώνη αυτή εμφανίζεται με τη μορφή ζώνης νεφών που περιβάλλει την υδρόγειο στο γεωγραφικό πλάτος του Ισημερινού κατά προσέγγιση (σχ. 6.1ε).

Αυτή η ζώνη νεφών μπορεί να εκτείνεται σε αποστάσεις της τάξεως των εκατοντάδων χιλιομέτρων ή να εμφανίζεται κατακερματισμένη σε περισσότερα μικρά τμήματα. Η εποχιακή μεταβολή της θέσεως της ITCZ συνδέεται άμεσα με τη θέση της Γης ως προς τον Ήλιο, ενώ ευθύνεται για την εναλλαγή μεταξύ υγρών και ξηρών περιόδων στις τροπικές περιοχές (σχ. 6.1ε).



Σχ. 6.1ε
Η ITCZ όπως διακρίνεται σε μία δορυφορική εικόνα.

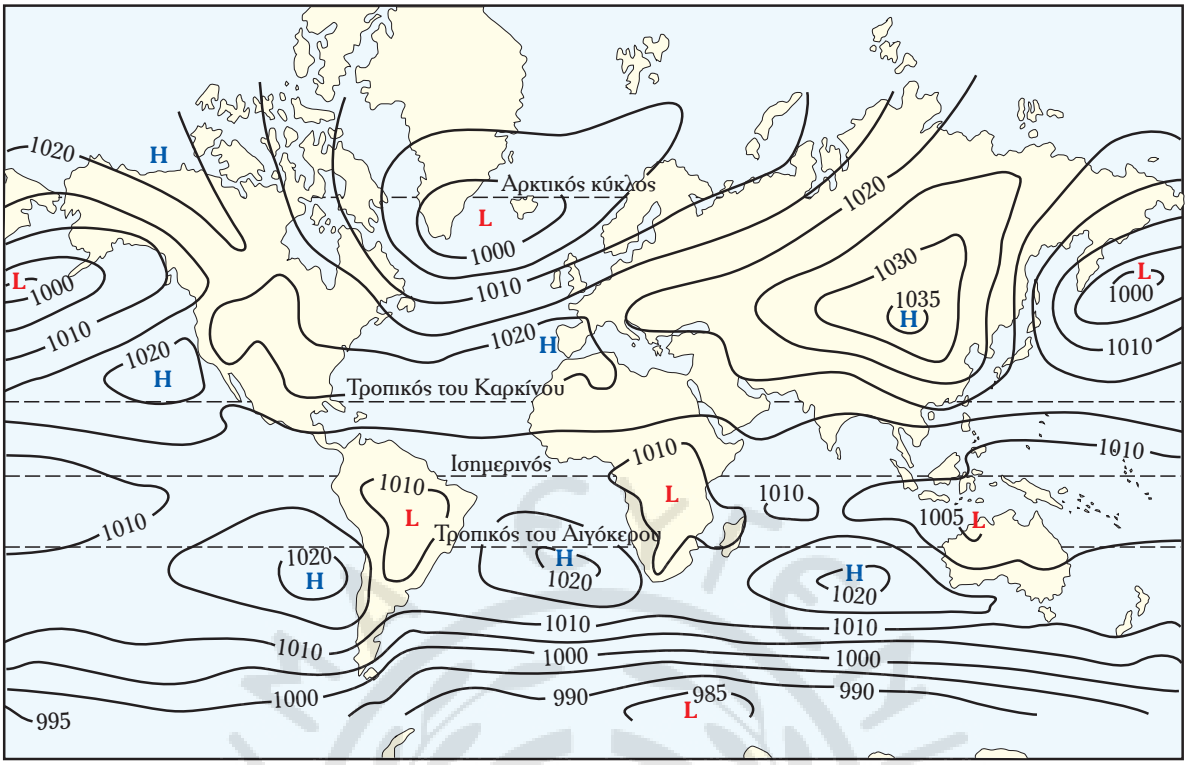
Εξετάζοντας τον χάρτη όπου παρουσιάζεται η χωρική κατανομή της μέσης ημερήσιας βροχοπτώσεως σε παγκόσμια κλίμακα, μπορεί εύκολα κανείς να αναγνωρίσει την παρουσία της ITCZ (σχ. 6.1ε). Πρόκειται για τη γεωγραφικά στενή λωρίδα όπου καταγράφονται οι μέγιστες τιμές μέσης ημερήσιας βροχοπτώσεως. Αξίζει να επισημανθεί πως τα μεγαλύτερα ύψη βροχοπτώσεως καταγράφονται κατά την περίοδο που ο Ήλιος βρίσκεται ακριβώς επάνω από τον Ισημερινό, δηλαδή κατά τους μήνες Μάρτιο και Σεπτέμβριο (εαρινή και φθινοπωρινή ισημερία, αντίστοιχα). Το ετήσιο ύψος βροχοπτώσεως κατά μήκος της ITCZ σε αρκετές περιοχές ξεπερνά τα 2500 mm. Η κατανόηση και η μελέτη των ισχυρών ανοδικών κινήσεων που παρατηρούνται στην ITCZ αποτελούν το κλειδί για την κατανόηση της γενικότερης κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας. Οι ισχυρές αυτές ανοδικές κινήσεις αποτελούν το «καύσιμο», με το οποίο τροφοδοτείται το πρώτο από τα τρία κύτταρα της γενικής κυκλοφορίας, το κύτταρο Hadley.

6.2 Μέση κατανομή ατμοσφαιρικής πίεσεως στην επιφάνεια της Γης τους μήνες Ιανουάριο και Ιούλιο.

Στα σχήματα 6.2α και 6.2β απεικονίζεται η μέση κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσεως στην επιφάνεια της Γης, για τους μήνες Ιανουάριο και Ιούλιο. Απ' τη μελέτη των σχημάτων επιβεβαιώνεται το γεγονός πως η κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσεως στην επιφάνεια της Γης είναι ανώμαλη. Τον χειμώνα, βορείως του Ισημερινού, υπάρχει στις υποτροπικές περιοχές μία ζώνη υψηλών πιέσεων, αν και το καλοκαίρι παρουσιάζει μια ιδιομορφία πάνω από τις ηπειρωτικές εκτάσεις, η οποία φαίνεται ξεκάθαρα και στα δύο σχήματα, με τα υψηλά να απαντώνται στις ανατολικές πλευρές των ωκεανών. Αυτά τα υψηλά που εμφανίζονται στους ωκεανούς, κινούνται λίγο προς βορρά και προς νότο, ακολουθώντας την ετήσια κίνηση του Ήλιου. Αξίζει να σημειωθεί η εποχιακή αλλαγή που παρατηρείται στην Ασία, όπως επίσης και η κατανομή των ισοβαρών που παρατηρείται στον Β Ινδικό ωκεανό, συγκριτικά με τον Β Ατλαντικό και τον Β Ειρηνικό ωκεανό.

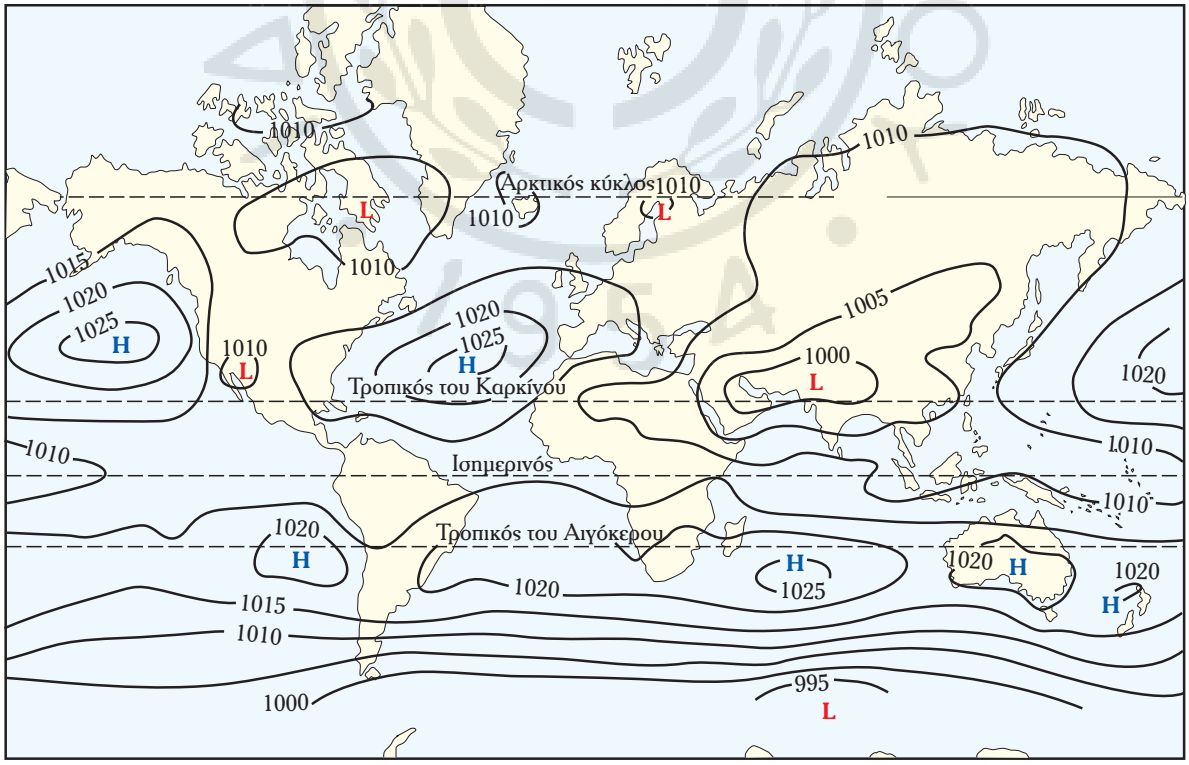
Βορειότερα της ζώνης αυτής παρατηρούνται δύο ισχυρά και εκτεταμένα ελάχιστα, το ένα στην περιοχή της Ισλανδίας και το άλλο στην περιοχή των Αλεουτίων νήσων. Τα δύο αυτά βαρομετρικά χαμηλά χωρίζονται μεταξύ τους από τον Σιβηρικό αντικυκλώνα και τον αντικυκλώνα του Καναδά.

Στις πολικές περιοχές παρατηρείται μία περιοχή υψηλών πιέσεων (βόρεια του Καναδά), που συνδέει τις υψηλές πιέσεις της ΒΔ Αμερικής και της κεντρικής Ασίας. Το καλοκαίρι, η ζώνη των υψηλών πιέσεων των υποτροπικών περιοχών διασπάται σε δύο κέντρα, εκ των οποίων το ένα εντοπίζεται στον Β Ατλαντικό, με κεντρική περιοχή τις Αζόρες, ενώ το άλλο εντοπίζεται στον Β Ειρηνικό.



Σχ. 6.2α

Μέση κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσεως στην επιφάνεια της Γης τον Ιανουάριο.



Σχ. 6.2β

Μέση κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσεως στην επιφάνεια της Γης τον Ιούλιο.

Τα βαρομετρικά χαμηλά της Ισλανδίας και των Αλεουτίων εξαφανίζονται, ενώ στη ΝΑ Ασία και ιδιαίτερα πάνω απ' τις Ινδίες εμφανίζεται ένα εκτεταμένο ελάχιστο, που επικρατεί στην περιοχή τη θερμή περίοδο.

6.3 Χαρακτηριστικά και θέση της ζώνης ισημερινών νηνεμιών της υποτροπικής ζώνης συγκλίσεως, των αληγών ανέμων, των υποτροπικών ωκεανίων υψηλών, των επικρατούντων δυτικών ανέμων και των ανατολικών ανέμων των πολικών περιοχών.

Οι άνεμοι πλανητικής κλίμακας που επικρατούν πάνω από μεγάλες γεωγραφικές περιοχές της Γης αναλύονται ακολούθως:

1) Ισημερινοί άνεμοι (doldrums).

Υπάρχει μία ζώνη χαμηλών πιέσεων στη γήινη επιφάνεια κοντά στον Ισημερινό, γνωστή και ως ***ζώνη των Ισημερινών νηνεμιών*** (σχ. 6.3α). Με εξαίρεση κάποιες μεταβολές, η ατμοσφαιρική πίεση κατά μήκος των χαμηλών πιέσεων του Ισημερινού έχει σταθερή τιμή. Οι βαροβαθμίδες είναι μικρές, γι' αυτό και οι άνεμοι που επικρατούν στη ζώνη αυτή είναι ασθενείς, με διευθύνσεις που ποικίλλουν, επικρατούν δηλαδή νηνεμίες, απ' όπου προέκυψε και το όνομα της ζώνης αυτής. Οι ημέρες είναι συνήθως ζεστές και υγρές. Ο ουρανός είναι συχνά συννεφιασμένος, με βροχές και καταιγίδες. Σ' αυτές τις ασταθείς συνθήκες, παρατηρούνται σύντομες περίοδοι με ισχυρούς ανέμους.

Οι Ισημερινοί άνεμοι καλύπτουν μία λεπτή ζώνη κοντά στον Ισημερινό, απ' την Α πλευρά του Ατλαντικού και του Ειρηνικού ωκεανού, ωστόσο η ζώνη αυτή, γίνεται ευρύτερη στη Δ πλευρά. Παρόλ' αυτά, τόσο η θέση, όσο και η έκταση αυτής της ζώνης, ποικίλλουν με το γεωγραφικό πλάτος και την εποχή. Κατά τη διάρκεια όλου του έτους στο Β ημισφαίριο, η ζώνη αυτή εστιάζεται στα Α του Ατλαντικού και του Ειρηνικού, όμως, υπάρχουν μεγάλα κενά στους Ισημερινούς ανέμους σε περιοχές γεωγραφικών πλατών, με εκτεταμένες ηπειρωτικές εκτάσεις. Προσεγγιστικά, μπορεί να θεωρηθεί η θέση γύρω στις 5° Β ημισφαιρίου, ως η θέση της ζώνης των Ισημερινών νηνεμιών, γι' αυτό και συχνά καλείται ***μετεωρολογικός Ισημερινός***.

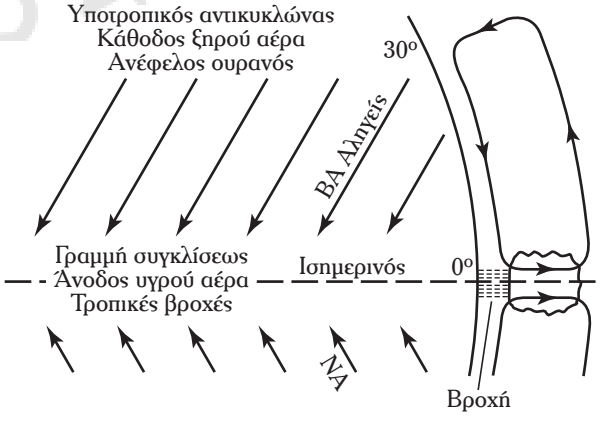
2) Αληγείς άνεμοι (trade winds).

Οι Αληγείς άνεμοι βρίσκονται μεταξύ της ζώνης των χαμηλών πιέσεων του Ισημερινού και των υψηλών πιέσεων των γεωγραφικών πλατών 30° με 35°, τόσο Β, όσο και Ν. Εξαιτίας της περιστροφής της Γης, ο αέρας εκτρέπεται προς τα Δ. Οι Αληγείς του Β ημισφαιρίου έχουν ΒΑ διεύθυνση, ενώ αυτοί του Ν έχουν ΝΑ διεύθυνση (σχ. 6.3α).

Οι Αληγείς γενικότερα συμπεριλαμβάνονται μεταξύ των σταθερότερων ανέμων και πνέουν για ημέρες ή ακόμα και για εβδομάδες, με μικρή μεταβολή στη διεύθυνση ή στην ταχύτητά τους. Υπάρχουν και περιπτώσεις που είναι πολύ ασθενείς, όπως σ' ένα νησιωτικό σύμπλεγμα του Ν Ειρηνικού, όπου οι Αληγείς πρακτικά εκλείπουν κατά τη διάρκεια των μηνών Ιανουαρίου και Φεβρουαρίου. Τη μεγαλύτερη ανάπτυξη την επιτυγχάνουν στον Ν Ατλαντικό και στον Ν Ινδικό ωκεανό. Γενικά, είναι ισχυρότεροι τον χειμώνα, απ' ό,τι το καλοκαίρι.

Τον Ιούλιο και τον Αύγουστο, όταν η ζώνη των Ισημερινών νηνεμιών μετακινείται προς Β σε σχέση με τον Ισημερινό, οι ΝΑ Αληγείς πνέουν κατά μήκος του Ισημερινού, προς το Β ημισφαίριο, όπου η περιστροφή της Γης τους εκτρέπει προς τα δεξιά, προκαλώντας μεταβολή της διευθύνσεώς τους σε Ν και ΝΔ ανέμους. Οι ΝΔ μουσώνες των ακτών της Αφρικής και της κεντρικής Αμερικής, προέρχονται κυρίως από τους εκτρεπόμενους ΝΑ ανέμους. Οι κυκλώνες των μέσων γεωγραφικών πλατών σπάνια εισχωρούν στις περιοχές όπου επικρατούν οι Αληγείς άνεμοι, παρόλο που οι τροπικοί κυκλώνες προέρχονται απ' αυτές τις περιοχές.

Οι καιρικές συνθήκες στη ζώνη των Αληγών ανέμων, χαρακτηρίζονται από αίθριο, έως λίγο νεφελώδη ουρανό. Τα νέφη και οι βροχοπτώσεις είναι πιο συχνά, πλησιέστερα προς τον Ισημερινό. Στα Α



Σχ. 6.3α
Κυκλοφορία της ατμόσφαιρας στην τροπική ζώνη και οι Αληγείς άνεμοι.

τμήματα της ζώνης αυτής, η ορατότητα συχνά περιορίζεται λόγω πυκνής ή αραιής ομίχλης ή ακόμα λόγω άμμου και σκόνης. Αντίθετα, στα Δ τμήματα των ωκεανών η ορατότητα είναι καλή, εκτός αν περιορίζεται, λόγω έντονης βροχοπτώσεως. Η ομίχλη είναι πολύ σπάνια σε αυτά τα τμήματα. Γενικά, πρέπει να ληφθεί υπόψη ότι σε ορισμένες περιοχές και κατά τη διάρκεια κάποιων περιόδων του έτους, ο σχετικά καλός καιρός που χαρακτηρίζει τους Αληγείς ανέμους διακόπτεται από τους τροπικούς κυκλώνες.

3) Άνεμοι των υποτροπικών ωκεανίων υψηλών ή πλάτη του ίππου (horse latitudes)[1].

Οι άνεμοι των υποτροπικών υψηλών σε σύγκριση με τους Ισημερινούς ανέμους παρουσιάζουν μικρότερη διάρκεια όσον αφορά στη στασιμότητά τους. Αυτή η διαφορά οφείλεται κυρίως στα ανοδικά ρεύματα αέρα, που προέρχονται από τις χαμηλές πιέσεις του Ισημερινού και τα οποία μεταφέρουν μεγάλη ποσότητα υδρατμών. Οι υδρατμοί αυτοί συμπυκνώνονται, καθώς ψύχονται κατά την ανοδική τους κίνηση. Έτσι, στο πλάτος εμφανίσεως των ανέμων των υποτροπικών υψηλών (σχ. 6.3α), ο ψυχρός αέρας αναγκάζεται σε καθοδική κίνηση και γίνεται λιγότερο υγρός, καθώς θερμαίνεται κατά την κάθοδό του. Ο καιρός είναι γενικά καλός, παρόλο που παρατηρούνται συχνά κατώτερα νέφη.

4) Επικρατούντες δυτικοί άνεμοι (prevailing westerlies).

Τα ρεύματα αέρα που κινούνται προς τους πόλους εκτρέπονται προς τα Α εξαιτίας της περιστροφής της Γης, με αποτέλεσμα να αποκτούν ΝΔ διεύθυνση στο Β ημισφαίριο και ΒΔ στο Ν (σχ. 6.3β). Οι ***δυτικοί άνεμοι*** εμφανίζονται στα εύκρατα γεωγραφικά πλάτη, δηλαδή μεταξύ των γεωγραφικών πλατών 35° και 60°.

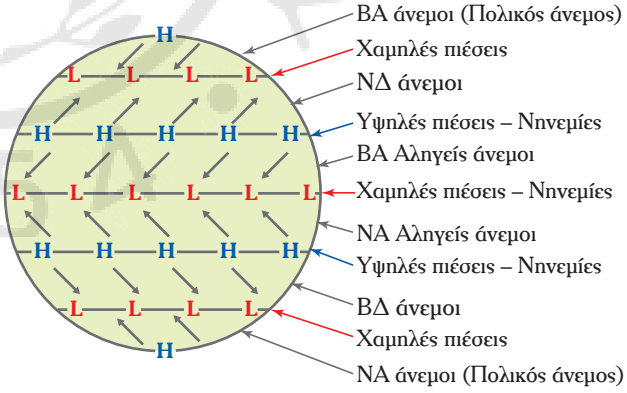
Στο Β ημισφαίριο, αυτό το σχετικά απλό μοντέλο ανέμων αλλοιώνεται σημαντικά, εξαιτίας δευτερεύουσας κυκλοφορίας ανέμων, που οφείλεται κυρίως στην παρουσία εκτεταμένων ηπειρωτικών εκτάσεων. Στον Β Ατλαντικό, μεταξύ των γεωγραφικών πλατών των 40° και 50°, οι άνεμοι πνέουν με διευθύνσεις από Ν μέχρι ΒΔ και έχουν μεγαλύτερη διάρκεια τον χειμώνα, παρά το καλοκαίρι. Είναι ισχυρότεροι τον χειμώνα και κυμαίνονται γύρω στους 25 knots (6 Bf), ενώ το καλοκαίρι έχουν ένταση περίπου 14 knots (4 Bf).

Στο νότιο ημισφαίριο οι Δυτικοί Άνεμοι πνέουν καθ' όλη τη διάρκεια του έτους με σταθερότητα που θυμίζει τους Αληγείς ανέμους. Η ένταση των ανέμων, αν και είναι μεταβλητή, κυμαίνεται μεταξύ 17 – 27 knots (5 – 6 Bf).

Ο καιρός, στις περιοχές που επικρατούν οι δυτικοί άνεμοι, είναι πολύ ευμετάβλητος και με έντονα φαινόμενα. Συχνά παρατηρούνται βροχοπτώσεις και καταιγίδες και κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού παρατηρούνται πολύ συχνά ομίχλες, κυρίως στα Δ παράλια της περιοχής εμφανίσεως αυτών των ανέμων.

5) Πολικοί άνεμοι (polar winds).

Εξαιτίας των χαμηλών τιμών θερμοκρασίας στους γεωγραφικούς πόλους, η επιφανειακή πίεση τείνει να είναι υψηλότερη απ' αυτήν των γύρω περιοχών, καθώς ο ψυχρός αέρας είναι πιο πυκνός από τον θερμό (σχ. 6.3β). Επομένως, οι άνεμοι αποκλίνουν από τους πόλους και εκτρέπονται προς τα Δ, λόγω της περιστροφής της Γης, έτσι ώστε να αποκτήσουν ΒΑ διεύθυνση στην Αρκτική και ΝΑ στην Ανταρκτική. Εκεί που οι Α πολικοί άνεμοι συναντούν τους επικρατούντες δυτικούς ανέμους, κοντά στο πλάτος των 50°, τόσο Β όσο και Ν, παρατηρείται μια ασυνέχεια ως προς τη θερμοκρασία και τον άνεμο. Αυτή η



Σχ. 6.3β
Οι επικρατούντες δυτικοί άνεμοι στην επιφάνεια της Γης, όπως προκύπτουν από το μοντέλο του τριπλού κυττάρου κυκλοφορίας.

[1] Ονομάζονται ***πλάτη του ίππου*** (horse latitudes), επειδή παλιά οι Ευρωπαίοι έμποροι πήγαιναν στον Νέο Κόσμο άλογα, φορτωμένα σε καράβια ιστιοφόρα, τα οποία αναγκάζονταν να πετάξουν στη θάλασσα στον 40° παράλληλο περίπου. Αυτό συνέβαινε επειδή τα παραφορτωμένα πλοία δεν μπορούσαν να κινηθούν όταν εξασθενούσε ο αέρας, έτσι όταν τα αποθέματα νερού άρχιζαν να λιγοστεύουν οι ναύτες πετούσαν τα άλογα στη θάλασσα.

ασυνέχεια ορίζει το ***πολικό μέτωπο***. Σ' αυτήν την περιοχή, ο θερμός αέρας που προέρχεται από τα μικρότερα γεωγραφικά πλάτη ανεβαίνει πάνω από τον ψυχρό πολικό αέρα, δημιουργώντας μία ζώνη, η οποία καλύπτεται από νέφη και χαρακτηρίζεται από βροχοπτώσεις.

Στην Αρκτική, η γενική κυκλοφορία τροποποιείται σημαντικά λόγω της περιβάλλουσας εκτεταμένης ηπειρωτικής εκτάσεως. Οι άνεμοι στον Αρκτικό ωκεανό είναι μεταβλητοί και σπάνια παρατηρούνται σφοδροί επιφανειακοί άνεμοι.

Στην Ανταρκτική, αντίθετα, η ηπειρωτική έκταση που βρίσκεται σε αρκετό υψόμετρο και περικλείεται από νερό, ενισχύει τη γενική κυκλοφορία. Η υψηλή πίεση, αν και ασθενέστερη απ' αυτήν της ζώνης των υποτροπικών υψηλών πιέσεων, είναι ισχυρότερη απ' αυτήν στην Αρκτική και έχει μεγαλύτερη διάρκεια ειδικά στην Α Ανταρκτική. Οι άνεμοι παραμένουν σφοδροί καθ' όλη τη διάρκεια του έτους και συχνά αγγίζουν την κλίμακα της λαίλαπας, στη βάση των βουνών. Αυτοί είναι ίσως οι πιο σφοδροί επιφανειακοί άνεμοι που μπορεί να συναντήσει κάποιος οπουδήποτε στη Γη, με μόνη πιθανή εξαίρεση τους ανέμους σ' έναν «καλά οργανωμένο» τροπικό κυκλώνα.

Από άποψη καιρικών φαινομένων, οι πολικές περιοχές χαρακτηρίζονται από νεφελώδη ουρανό και συχνές ομίχλες κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού.

6.4 Μουσωνικά συστήματα.

Στην κατηγορία των επικρατούντων εποχιακών ανέμων που διαρκούν για αρκετούς μήνες ανήκουν οι μουσώνες. Ο όρος αυτός χρησιμοποιήθηκε αρχικά στα αγγλικά, στην Ινδία, στο Μπαγκλαντές, στο Πακιστάν και σε γειτονικές χώρες, για έντονους εποχιακούς ανέμους, που πνέουν από τον Ινδικό ωκεανό και την Αραβική Θάλασσα προς τα ΝΔ, προκαλώντας ισχυρές βροχοπτώσεις στις περιοχές. Στην υδρολογία, η βροχόπτωση που οφείλεται σε μουσώνα, θεωρείται ότι είναι αυτή που συμβαίνει όταν κάποια περιοχή δέχεται το μεγαλύτερο μέρος της συνολικής της βροχοπτώσεως, κατά τη διάρκεια μιας συγκεκριμένης περιόδου. Μ' αυτήν την επισήμανση, υπάρχουν και άλλες περιοχές που μπορούν να κριθούν κατάλληλες ως περιοχές επικρατήσεως των μουσωνικών συστημάτων και τέτοιες περιοχές είναι η Β και η Ν Αμερική, η Α Ασία και η Αυστραλία. Ο μουσώνας της Ν Ασίας επηρεάζει μεγάλο αριθμό ανθρώπων, εξαιτίας του υπερπληθυσμού που παρατηρείται σ' αυτήν την περιοχή της Γης.

6.5 Περιοχές στις οποίες απαντώνται αληθή μουσωνικά συστήματα.

Παρά το γεγονός ότι η ινδική χερσόνησος αποτελεί ίσως την πιο χαρακτηριστική περιοχή εκδηλώσεως των μουσωνικών συστημάτων, οι μουσώνες παρατηρούνται σε μικρότερη κλίμακα στην Αυστραλία, στις ακτές της Γουϊνέας, της Βενεζουέλας και στην κεντρική Αμερική.

Οι άνεμοι αυτοί δεν παρατηρούνται σε κάθε περιοχή της Γης και αυτό γιατί η διαφορά θερμοκρασίας, άρα και πιέσεως, δεν είναι πάντοτε ικανή να εκμηδενίσει τους ανέμους της γενικής κυκλοφορίας, προκαλεί όμως μια μικρή απόκλιση σ' αυτούς.

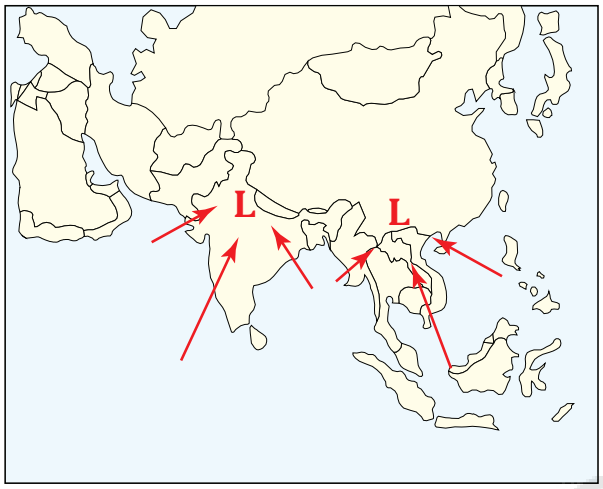
Η χαρακτηριστική περιοχή εμφανίσεως αυτών των ανέμων είναι ο Β Ινδικός ωκεανός, όπου και παρατηρούνται ΒΑ άνεμοι εντάσεως 3–5 Bf κατά τον χειμώνα και ΝΔ με ένταση 6–8 Bf κατά το καλοκαίρι.

6.6 Ποιοτική ερμηνεία των αιτιών των μουσωνικών συστημάτων.

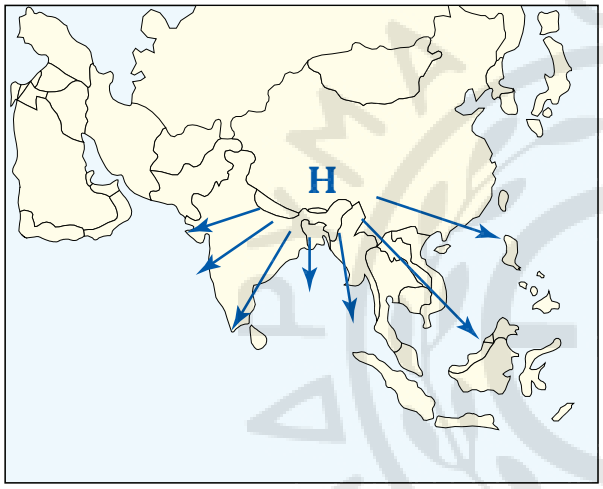
Αιτία του σχηματισμού των μουσώνων στις παραπάνω περιοχές αποτελεί η ύπαρξη εκτεταμένων ηπείρων, οι οποίες υπερθερμαίνονται το καλοκαίρι, ψύχονται ισχυρά τον χειμώνα και βρίσκονται πολύ κοντά σε εκτεταμένες θαλάσσιες περιοχές.

Οι μουσώνες διακρίνονται σε δύο τύπους: τους ***μουσώνες της θερμής περιόδου***, με φορά από τη θάλασσα προς την ξηρά, και τους ***μουσώνες της ψυχρής περιόδου*** με φορά από την ξηρά προς τη θάλασσα. Οι περιοδικοί αυτοί άνεμοι, που οφείλουν την ύπαρξή τους στην εναλλαγή της θερμοκρασίας πάνω από τις ηπείρους και τις θάλασσες, αλλάζουν διεύθυνση κατά τις ισημερίες (εαρινή και φθινοπωρινή).

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, η ξηρά και η θάλασσα συμπεριφέρονται διαφορετικά. Πιο συγκεκριμένα, η θάλασσα είναι θερμότερη απ' την ξηρά κατά τη διάρκεια της ψυχρής περιόδου και αντίστροφα κατά τη διάρκεια της θερμής. Είναι επομένως φυσικό η βαρομετρική πίεση κατά τον χειμώνα να παρουσιάζει υψηλότερες τιμές πάνω από τις ηπειρωτικές εκτάσεις και χαμηλότερες πάνω απ' τις θαλάσσιες. Το αντίστροφο συμβαίνει τη θερμή περίοδο. Εξαιτίας της ανομοιογένειας στην κατανομή των πιέσεων μεταξύ ξηράς και θάλασσας δημιουργούνται άνεμοι οι οποίοι έχουν φορά από τις υψηλές προς τις χαμηλές πιέσεις. Έτσι, τη θερμή περίοδο οι άνεμοι έχουν φορά απ' τη θάλασσα προς την ξηρά, ενώ την ψυχρή από την ξηρά προς τη θάλασσα (σχ. 6.6).



(α)



(β)

Σχ. 6.6

Απεικόνιση μουσωνικού συστήματος (α) της θερμής και (β) της ψυχρής περιόδου για την περιοχή του Ινδικού ωκεανού.

Συνήθως, η διεύθυνση των μουσώνων είναι κάθετη στην ακτή, οπότε οι μουσώνες της θερμής περιόδου του Ινδικού Ωκεανού, και εφόσον προέρχονται από τη θάλασσα, είναι πλούσιοι σε υδρατμούς και προκαλούν ως εκ τούτου ραγδαίες βροχοπτώσεις και ισχυρές καταιγίδες.

6.7 Εφαρμογή γνωστών εννοιών στην ποιοτική ερμηνεία του καιρού, που σχετίζεται με τους μουσώνες του Ινδικού ωκεανού, της θάλασσας της Κίνας, της βόρειας ακτής της Αυστραλίας και της δυτικής ακτής της Αφρικής.

Τα χαρακτηριστικά που προσδίδουν στον καιρό ο μουσώνας του Β Ινδικού ωκεανού, ο ΒΑ και ο αφρικανικός μουσώνας, αναλύονται διεξοδικότερα ακολούθως.

1) Βόρειος μουσώνας Ινδικού ωκεανού.

Οι ΝΔ θερινοί μουσώνες εμφανίζονται από τον Ιούνιο μέχρι τον Σεπτέμβριο. Η Μεγάλη Ινδική Έρημος και οι γειτονικές περιοχές της Β και κεντρικής Ινδικής ενδοχώρας θερμαίνονται ισχυρά τους θερμούς μήνες του καλοκαιριού. Το γεγονός αυτό δημιουργεί μία περιοχή χαμηλών πιέσεων, πάνω απ' τη Β και κεντρική Ινδική ενδοχώρα. Προκειμένου να αναπληρωθεί αυτό το φαινομενικό έλλειμμα αέρα, άνεμοι πλούσιοι σε υδρατμούς πνέουν με φορά απ' τον Ινδικό ωκεανό προς την Ινδική ενδοχώρα. Αυτοί οι γεμάτοι από υδρατμούς άνεμοι κινούνται προς τα Ιμαλάια και δημιουργούν ισχυρούς ανέμους που πνέουν προς την ενδοχώρα. Ωστόσο, τα Ιμαλάια λειτουργούν σαν ένα υψηλό φράγμα, το οποίο δεν επιτρέπει τη διέλευση ανέμων στην κεντρική Ασία, αναγκάζοντάς τους να ανέλθουν. Καθώς αυτοί ανυψώνονται, η θερμοκρασία πέφτει και προκαλείται βροχόπτωση. Κάποιες περιοχές της ενδοχώρας δέχονται ποσά βροχοπτώσεως που ξεπερνούν τα 10.000 mm (10 m) ύψους βροχής.

Ο ΝΔ μουσώνας ξεκινά γύρω στις αρχές Ιουνίου και εξασθενεί προς τον Σεπτέμβριο. Οι άνεμοι, κορεσμένοι από υδρατμούς, καθώς προσεγγίζουν το νοτιότερο τμήμα της Ινδικής ενδοχώρας, εξαιτίας της μορφολογίας της, διαχωρίζονται σε δύο μέρη, στο τμήμα του ΝΔ μουσώνα της Αραβικής Θάλασσας και στο τμήμα του ΝΔ μουσώνα του κόλπου της Βεγγάλης.

Το τμήμα του ΝΔ μουσώνα της Αραβικής Θάλασσας αρχικά πλήττει τις ακτές της Κεράλα στην Ινδία και ως εκ τούτου η Κεράλα είναι η πρώτη πολιτεία της Ινδίας που δέχεται έντονες βροχοπτώσεις από τον ΝΔ μουσώνα. Αυτό το τμήμα του μουσώνα κινείται Β, προκαλώντας βροχοπτώσεις στις Δ ακτές.

Το τμήμα του ΝΔ μουσώνα του κόλπου της Βεγγάλης πνέει πάνω από τον κόλπο της Βεγγάλης, απ' όπου συλλέγει πολλούς υδρατμούς και κινείται προς τη ΒΑ Ινδία και τη Βεγγάλη. Καθώς φτάνει μέχρι τα Α Ιμαλάια, φέρνει τεράστιες ποσότητες βροχής στις περιοχές της ΒΑ Ινδίας, το Μπαγκλαντές και τη Δ Βεγγάλη. Αφού φτάσει μέχρι τα Α Ιμαλάια, γυρίζει προς τα Δ, ταξιδεύει προς την Ινδογαγγική κοιλάδα, καταγράφοντας βροχοπτώσεις κατά μήκος όλης της διαδρομής πάνω από διάφορες πολιτείες, σε συχνότητα περίπου 1 με 2 εβδομάδες ανά πολιτεία.

2) Μουσώνας της θάλασσας της Κίνας.

Στη Ν Ασία, οι ΒΑ μουσώνες εμφανίζονται απ' τον Δεκέμβριο μέχρι τις αρχές Μαρτίου. Η περίοδος των βροχοπτώσεων εκτείνεται από τον Σεπτέμβριο μέχρι τον Φεβρουάριο. Η θερμοκρασία πάνω από την κεντρική Ασία είναι χαμηλότερη από τους 25° C, δεδομένου ότι είναι χειμώνας στο Β ημισφαίριο, επομένως δημιουργείται μία ζώνη υψηλών πιέσεων εκεί, ο γνωστός σιβηρικός αντικυκλώνας. Ο αεροχείμαρρος αυτής της περιοχής διασπάται στον Ν υποτροπικό και τον πολικό. Η υποτροπική κυκλοφορία κατευθύνει τους ΒΑ ανέμους να πνέουν κατά μήκος της Ν Ασίας, δημιουργώντας έναν ξηρό αεροχείμαρρο, που αποφέρει καθαρό ουρανό πάνω απ' την Ινδία.

3) Μουσώνας της Αυστραλίας.

Το παραπάνω σύστημα χαμηλών πιέσεων αναπτύσσεται πάνω απ' τη ΝΑ Ασία και την Αυστραλία και οι άνεμοι κατευθύνονται προς την Αυστραλία. Ωστόσο, ο μουσώνας δεν είναι μια απλή αντίδραση στη διαφορετική θέρμανση που υφίστανται ξηρά και θάλασσα, αλλά μια σύνθετη αλληλεπίδραση μεταξύ τοπογραφίας, ανέμων και θάλασσας, όπως αποδεικνύεται από την απότομη και όχι σταδιακή αποχώρησή του από την περιοχή. Ο μουσώνας της Αυστραλίας που αναπτύσσεται στο Β της τμήμα, συντελεί στην ανάπτυξη μιας έντονα βροχερής περιόδου. Πιο συγκεκριμένα, πάνω από τα τρία τέταρτα της ετήσιας βροχοπτώσεως στη Β Αυστραλία πέφτουν αυτήν την περίοδο.

4) Αφρικανικός μουσώνας.

Ο μουσώνας που παρατηρείται στο Δ τμήμα της Ν Σαχάρας είναι αποτέλεσμα των εποχιακών μετατοπίσεων της Ενδοτροπικής Ζώνης Συγκλίσεως και των μεγάλων εποχιακών μεταβολών της θερμοκρασίας και υγρασίας μεταξύ της Σαχάρας και του Ατλαντικού ωκεανού στο ύψος του Ισημερινού. Κινείται ΒΔ από τον Ισημερινό στον Ατλαντικό τον Φεβρουάριο, φτάνει στη Δ Αφρική γύρω στις 22 Ιουνίου και μετά κινείται προς Ν μέχρι τον Οκτώβριο.

Οι ξηροί ΒΑ Αληγείς άνεμοι και η πιο ακραία μορφή τους, ο άνεμος Χαρμάταν, διακόπτονται από τη Β μετατόπιση της Ενδοτροπικής Ζώνης Συγκλίσεως και καταλήγοντας Ν, φέρνουν ανέμους που συνδέονται με βροχοπτώσεις στη διάρκεια του καλοκαιριού. Οι σχετικά ξηροί άνεμοι, Sahel και Sudan, οφείλουν τις περισσότερες βροχοπτώσεις τους σ' αυτό το «μοντέλο».

6.8 Ποιοτική ερμηνεία του καιρού τύπου μουσώνα που επικρατεί στη ΒΑ ακτή της Βραζιλίας.

Παρόλο που η εποχιακή αντιστροφή των επιφανειακών ανέμων, όπως είθισται να συμβαίνει σ' ένα κλασικό μουσωνικό σύστημα, δεν παρατηρείται στην περιοχή της Ν Αμερικής, η θερμή περίοδος της περιοχής φανερώνει χαρακτηριστικά που είναι τυπικά του κλίματος των μουσώνων. Ο εποχιακός κύκλος βροχοπτώσεων για το μεγαλύτερο μέρος της Ν Αμερικής είναι παρόμοιος μ' αυτόν που παρατηρείται στους μουσώνες, δηλαδή παρατηρούνται μεγάλες αντιθέσεις μεταξύ χειμώνα και καλοκαιριού. Για παράδειγμα, στην κεντρική Δ Βραζιλία βρέχει περισσότερο από 1.000 mm ύψους βροχοπτώσεως στη διάρκεια του καλοκαιριού, ενώ τον χειμώνα η τιμή του ύψους πέφτει κάτω από τα 100 mm. Επομένως, εξαιτίας αυτών των ιδιαιτεροτήτων μπορεί να ισχυριστεί κάποιος ότι στη Ν Αμερική επικρατεί ένα μουσωνικό σύστημα. Στην περιοχή αυτή το μουσωνικό σύστημα κυριαρχεί ακόμα και στη ζώνη των υποτροπικών περιοχών.

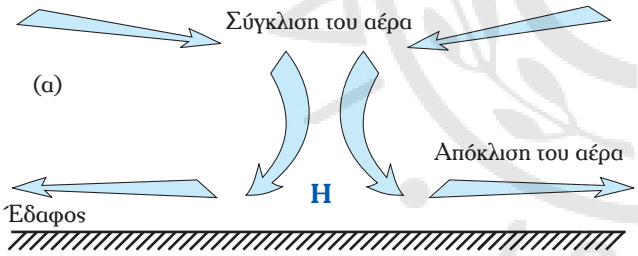
Το πιο σύνηθες φαινόμενο στη Βραζιλία είναι αυτοί οι εποχικοί άνεμοι, εξαιτίας των οποίων οι βροχοπτώσεις που χαρακτηρίζουν την περιοχή κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού είναι οι μέγιστες. Το Ρίο ντε Τζανέιρο είναι γνωστό για τις πλημμύρες, οι οποίες προκαλούνται λόγω των βροχοπτώσεων που οφείλονται στους μουσώνες.

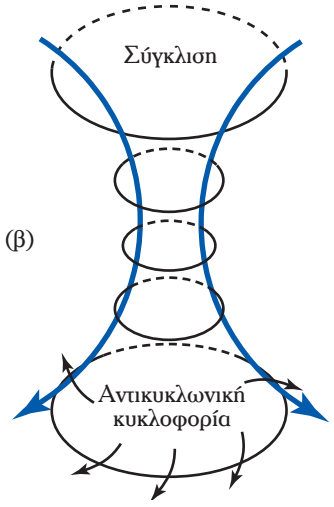


ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7
ΑΝΤΙΚΥΚΛΩΝΕΣ

7.1 Αντικυκλώνας.

Ο ***αντικυκλώνας*** ή το ***βαρομετρικό υψηλό*** (anticyclone or high) είναι ένα σύστημα πιέσεων, όπου οι ισοβαρείς καμπύλες είναι κλειστές, έχουν σχήμα περίπου κυκλικό ή ελλειπτικό, με τις τιμές των πιέσεων να αυξάνονται από την περιφέρεια προς το κέντρο. Συγκεκριμένα, υπάρχει σύγκλιση του αέρα στο ανώτερο μέρος του συστήματος και ακολουθεί καθοδική κίνηση αερίων μαζών, η οποία με τη σειρά της οδηγεί σε απόκλιση του αέρα κοντά στην επιφάνεια του εδάφους (σχ. 7.1). Αξίζει να σημειωθεί ότι οι καθοδικές αυτές κινήσεις συνδέονται άμεσα με την ευστάθεια στην ατμόσφαιρα, γι' αυτό και δεν ευνοείται ο σχηματισμός νεφών, αλλά γενικότερα επικρατεί καλός καιρός.





Σχ. 7.1
Κυκλοφορία γύρω από κέντρο υψηλών πιέσεων.

7.2 Διάκριση αντικυκλώνων και απεικόνιση αντικυκλώνα σε συνοπτικό χάρτη (Β και Ν ημισφαίριο).

Οι αντικυκλώνες μπορούν να ταξινομηθούν σε τρεις κατηγορίες: στους ***μόνιμους***, στους ***εποχικούς*** και στους ***κινητούς*** καθώς και σε ***ψυχρούς*** και ***θερμούς*** ανάλογα με τη θερμοκρασία του επιφανειακού αέρα. Αναλυτικότερα:

1) Οι ***μόνιμοι αντικυκλώνες*** ονομάζονται έτσι επειδή επικρατούν πάνω από ωκεανούς και θάλασσες καθ' όλη τη διάρκεια του έτους. Η περιοχή εμφανίσεώς τους είναι κυρίως οι ζώνες υψηλών πιέσεων των υποτροπικών περιοχών, γι' αυτό και από άποψη θερμοκρασίας μπορούν να χαρακτηριστούν ως θερμοί.

Από τα πιο γνωστά μόνιμα συστήματα υψηλών πιέσεων είναι ο ***αντικυκλώνας των Αζορών*** (ή αλλιώς αντικυκλώνας του Β Ατλαντικού), ο ***αντικυκλώνας του Β Ειρηνικού***, του ***Ν Ειρηνικού*** και του ***Ινδικού ωκεανού***.

Αυτά τα συστήματα είναι πολύ σταθερά και ο καιρός είναι γενικά καλός με ελάχιστη ή και καθόλου νέφωση και καλή ορατότητα. Μετακινούνται λίγο προς Β και προς Ν, ακολουθώντας την κατ' απόκλιση κίνηση του Ήλιου. Βρίσκονται κάπου μεταξύ των γεωγραφικών πλατών των 30° και 40°, τόσο στο Β, όσο και στο Ν ημισφαίριο, αλλά η μέση θέση των κέντρων τους για οποιονδήποτε μήνα ποικίλλει από χρόνο σε χρόνο.

Τέλος, οι ζώνες υψηλών πιέσεων των υποτροπικών περιοχών αποτελούν τις πηγές δημιουργίας των τροπικών θαλασσίων αερίων μαζών, οι οποίες κινούνται προς μεγαλύτερα πλάτη προκειμένου να συναντήσουν το πολικό μέτωπο.

2) Οι ***εποχικοί αντικυκλώνες*** ονομάζονται έτσι, επειδή επικρατούν πάνω από εκτεταμένες ηπειρωτικές εκτάσεις κατά τη διάρκεια του χειμώνα. Για τον λόγο αυτόν, από άποψη θερμοκρασίας μπορούν να χαρακτηριστούν ως ψυχροί.

Από τα πιο γνωστά εποχικά συστήματα υψηλών

πιέσεων είναι ο ***Σιβηρικός αντικυκλώνας,*** ο οποίος καλύπτει το μεγαλύτερο μέρος της ασιατικής ηπείρου και εκτείνεται πολλές φορές μέχρι τη ΝΑ Ευρώπη. Η πίεση στο κέντρο αυτού του συστήματος μπορεί να φτάσει τα 1050 hPa ή και περισσότερο. Ένας ακόμη εποχικός αντικυκλώνας είναι αυτός που συναντάται πάνω από την ηπειρωτική έκταση της Β Αμερικής και καλύπτει κυρίως την περιοχή του Καναδά.

Προς το τέλος του χειμώνα, η σφήνα εξάρσεως που προεξέχει από τον Σιβηρικό αντικυκλώνα μπορεί να προκαλέσει την εμφάνιση Α ανέμων πάνω από τα βρετανικά νησιά και μερικές φορές μπορεί να δώσει μία παρατεταμένη περίοδο από έντονα ψυχρό καιρό. Αν ο αέρας είναι ξηρός, τότε ο καιρός θα είναι καθαρός και παγερός, ενώ αν είναι εμπλουτισμένος με υδρατμούς απ' τη Β Θάλασσα, τότε ο καιρός θα είναι σκοτεινός και ομιχλώδης.

3) Οι ***κινητοί αντικυκλώνες*** συνήθως σχηματίζονται μέσα σε μία πολική θαλάσσια αέρια μάζα σε μέσα πλάτη και στο πίσω μέρος μιας οικογένειας υφέσεων, οπότε από άποψη θερμοκρασίας θα μπορούσαν να χαρακτηριστούν και ως ψυχροί. Στη συνέχεια, επειδή μετακινούνται προς Ν για το Β ημισφαίριο και προς Β για το Ν, αυξάνουν τη θερμοκρασία τους. Κάποιοι τέτοιοι αντικυκλώνες, που αρχικά μπορούν να θεωρηθούν ασθενείς, μετατρέπονται σε ισχυρά κέντρα υψηλών πιέσεων, όταν κινούνται πάνω από ψυχρή ηπειρωτική έκταση κατά τη διάρκεια του χειμώνα. Το καλοκαίρι τέτοια συστήματα έχουν γενικά σύντομη διάρκεια ζωής. Ένας αντικυκλώνας ή μία σφήνα εξάρσεως που διαχωρίζεται σταδιακά από μία οικογένεια υφέσεων, συνήθως κινείται μαζί με τις υφέσεις.

Τον χειμώνα, κοντά σε ακτές με αυξημένα ποσοστά υγρασίας, σχηματίζονται στρωματόμορφα νέφη, τα οποία εξαπλώνονται κάτω από το στρώμα αναστροφής ύψους (παράγρ. 1.10). Αυτό έχει ως αποτέλεσμα τη συσσώρευση καπνού και σκόνης, προκαλώντας έτσι ατμοσφαιρική ρύπανση σε μεγάλες βιομηχανικές περιοχές, καθώς και στις γύρω περιοχές τους. Αυτές οι συνθήκες επιφέρουν κάποιον σχετικό περιορισμό στο εισερχόμενο φως, ο οποίος καθιστά απαραίτητο τον τεχνητό φωτισμό και κατά τη διάρκεια της ημέρας. Στο εσωτερικό των ηπείρων, όπου ο ατμοσφαιρικός αέρας είναι πιο ξηρός, ο νυχτερινός καθαρός και ανέφελος ουρανός μπορεί να προκαλέσει έντονη ψύξη μέσω της γήινης ακτινοβολίας και υπάρχει μεγάλη πιθανότητα να δημιουργηθεί παγετός ή ομίχλη ακτινοβολίας.

Με βάση τη θερμοκρασία, διακρίνονται οι θερμοί και ψυχροί αντικυκλώνες:

1) Οι ***θερμοί αντικυκλώνες*** ονομάζονται έτσι, διότι η θερμοκρασία του κέντρου τους στην επιφάνεια του εδάφους είναι υψηλότερη απ' αυτήν του περιβάλλοντα αέρα, ωστόσο, σε μεγαλύτερα ύψη η θερμοκρασία τους είναι χαμηλότερη απ' τον περιβάλλοντα αέρα στα αντίστοιχα επίπεδα. Λόγω της θερμοκρασίας τους και παρά τις καθοδικές κινήσεις των αερίων μαζών, οι θερμοί αντικυκλώνες έχουν μεγάλη κατακόρυφη έκταση. Παραδείγματα θερμών αντικυκλώνων είναι οι μόνιμοι.

2) Οι ***ψυχροί αντικυκλώνες*** έχουν χαμηλότερη θερμοκρασία απ' αυτήν του περιβάλλοντα αέρα στα χαμηλά στρώματα της ατμόσφαιρας.

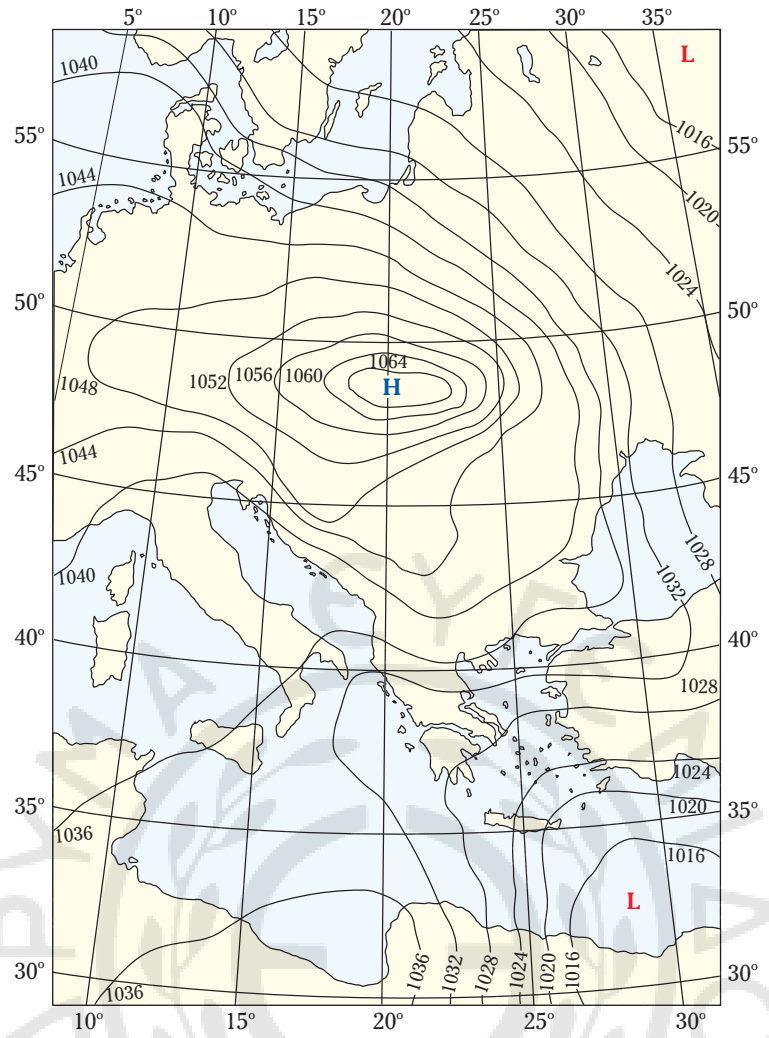
Η διαδικασία σχηματισμού αυτού του είδους του αντικυκλώνα είναι η αντίθετη από αυτή που ακολουθείται σ' ένα θερμικό χαμηλό. Η στήλη του αέρα πάνω από την ψυχρή επιφάνεια συστέλλεται κατακόρυφα προς τα κάτω, με αποτέλεσμα να παρατηρείται φαινομενική έλλειψη αέρα στο ανώτερο στρώμα της στήλης αυτής. Η καθοδική αυτή κίνηση και η συσσώρευση του αέρα στην επιφάνεια του εδάφους οδηγεί στην αύξηση της ολικής ποσότητας του αέρα πάνω απ' τη συγκεκριμένη περιοχή και συνακόλουθα αύξηση του βάρους της στήλης του αέρα, που εξ ορισμού σημαίνει ότι αυξάνεται η ατμοσφαιρική πίεση στην επιφάνεια του εδάφους. Το στρώμα του παραγόμενου ψυχρού αέρα είναι πολύ ρηχό και έχει κατακόρυφη έκταση 3 με 4 km. Πάνω απ' αυτό το επίπεδο, ο αέρας αποκτά και πάλι κανονικές θερμοκρασίες. Αυτό σημαίνει ότι αυτοί οι αντικυκλώνες δεν είναι ορατοί σε χάρτες ανώτερης ατμόσφαιρας.

Παραδείγματα ψυχρών αντικυκλώνων είναι οι εποχικοί. Στα σχήματα 7.2α και 7.2β απεικονίζονται βαρομετρικά υψηλά στο Β και στο Ν ημισφαίριο.

7.3 Περιγραφή των γενικών χαρακτηριστικών ενός αντικυκλώνα.

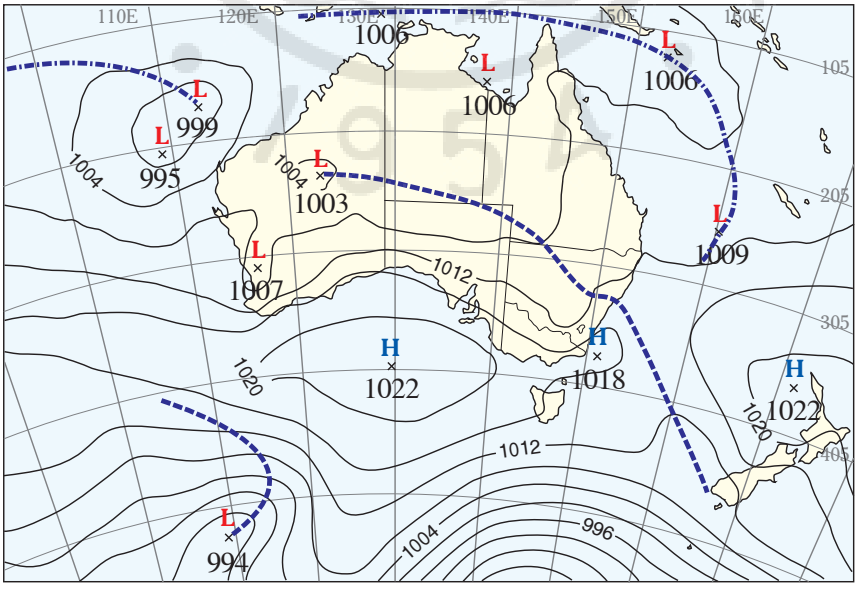
Η διεύθυνση των ανέμων για το Β ημισφαίριο έχει ανάδρομη φορά, δηλαδή σύμφωνα με τους δείκτες του ρολογιού, ενώ για το Ν έχει την ορθή φορά, δηλαδή την αντίθετη με τους δείκτες. Αυτό σχετίζεται και με την περιστροφή της Γης, όπου για το Β ημισφαίριο οι άνεμοι εκτρέπονται προς τα δεξιά, ενώ για το Ν προς τα αριστερά.

Η βαροβαθμίδα, που συνδέεται με την απόσταση μεταξύ των ισοβαρών καμπυλών, είναι σχετικά μικρή γύρω από έναν αντικυκλώνα, επειδή η απόσταση μεταξύ διαδοχικών ισοβαρών είναι σχετικά



Σχ. 7.2α

Αντικυκλώνας στην περιοχή της κεντρικής Ευρώπης (Β ημισφαίριο).



Σχ. 7.2β

Αντικυκλώνας νοτίως της Ωκεανίας (Ν ημισφαίριο).

μεγάλη. Η βαροβαθμίδα σχετίζεται με την ένταση των ανέμων, οπότε η μικρή τιμή της συνδέεται με ασθενείς ανέμους κοντά στο κέντρο. Καθώς το βαρομετρικό υψηλό είναι μία περιοχή με αποκλίνοντες ανέμους, ο αέρας από ψηλά αρχίζει να κατέρχεται προς την επιφάνεια με ασθενείς καθοδικές κινήσεις. Ο αέρας κατά την κάθοδό του θερμαίνεται και ενώ η θερμοκρασία του μεγαλώνει, αυξάνεται η ικανότητά του να συγκρατεί μεγαλύτερη ποσότητα υδρατμών. Εφόσον, λοιπόν, εμποδίζεται μ' αυτήν τη διαδικασία η συμπύκνωση των υδρατμών, τα νέφη τείνουν να διασκορπιστούν. Έτσι, ο ανέφελος ουρανός αποτελεί ένα χαρακτηριστικό των αντικυκλώνων, κατά τη διάρκεια των οποίων ο καιρός είναι συνήθως καλός. Το καλοκαίρι, ο καιρός που χαρακτηρίζει αυτόν τον ισοβαρικό σχηματισμό είναι ξηρός, ηλιόλουστος και ζεστός, αλλά στις παρυφές του, δηλαδή τα εξωτερικά του μέρη, μπορεί να υπάρχει νέφωση και βροχόπτωση. Τον χειμώνα, ο καιρός μπορεί να είναι δύο τύπων: είτε ***ανέφελος***, με δυνατή παγωνιά τη νύκτα και ομίχλη τις πρώτες πρωινές ώρες είτε ***μουντός***, με πλήρη κάλυψη απ' το νεφικό σύστημα του είδους των στρωμάτων, κρύος και με ομίχλη, όπου μια ελαφριά ομίχλη μπορεί να παραμείνει για μερικές μέρες.

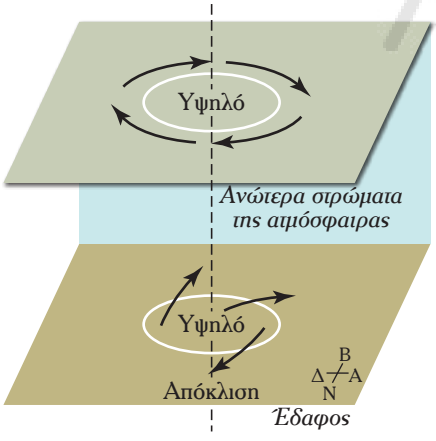
Τα συστήματα υψηλών πιέσεων μετακινούνται αργά σε σχέση με άλλα συστήματα και συχνά παραμένουν στάσιμα για μεγάλες χρονικές περιόδους.

Ένας αντικυκλώνας λέμε ότι βρίσκεται σε παρακμή, όταν το σύστημα ***αποδυναμώνεται*** (decline) και η πίεση ελαττώνεται στο κέντρο, ενώ λέμε ότι ***ενισχύεται*** (intensify), όταν η πίεση στο κέντρο αυξάνει.

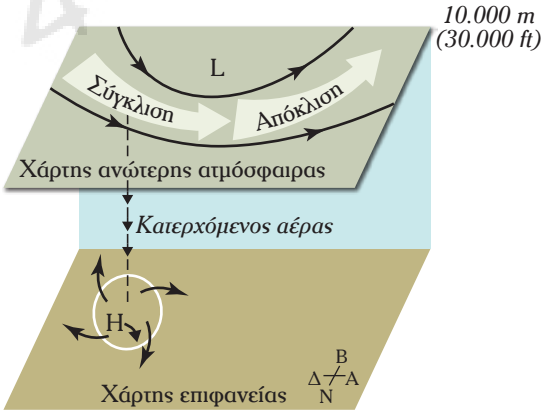
Εάν στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας υπάρχει ένα βαρομετρικό υψηλό, ακριβώς επάνω από ένα υψηλό επιφανείας, τότε το σύστημα θα διαλυθεί πολύ γρήγορα, αμέσως μετά τη δημιουργία του (σχ. 7.3α). Πιο αναλυτικά, στην επιφάνεια οι άνεμοι αποκλίνουν, λόγω τριβής, με αποτέλεσμα να απομακρύνεται μάζα αέρα στο κέντρο. Αν δεν καλυφθεί με κάποιον τρόπο το κενό μάζας, η ατμοσφαιρική πίεση στο κέντρο του αντικυκλώνα μειώνεται και το σύστημα διαλύεται.

Για να καλυφθεί το κενό μάζας, θα έπρεπε στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας να υπάρχει σύγκλιση των αερίων μαζών, που να ωθεί τις μάζες αέρα προς τα κάτω. Αυτό, όμως, δεν μπορεί να συμβεί όταν υπάρχει αντικυκλώνας στα ανώτερα στρώματα, καθώς ο αέρας στροβιλίζεται συνεχώς παράλληλα στις ισοϋψείς καμπύλες και γύρω από το κέντρο του υψηλού, επειδή εκεί δεν υπάρχει τριβή, χωρίς να υπάρχει ένας μηχανισμός να ωθήσει τον αέρα προς τα κάτω.

Επομένως, για να διατηρηθούν ή και να ενισχυθούν αντικυκλωνικά συστήματα επιφάνειας, θα πρέπει στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας να πνέουν οι άνεμοι με τέτοιον τρόπο, ώστε να υπάρχουν ζώνες συγκλίσεως (convergence) των αερίων μαζών (σχ. 7.3β). Αν υπάρχει μία σφήνα υφέσεως στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας, τότε η σύγκλιση των αερίων μαζών ψηλά οδηγεί σε συσσώρευση αέρα πάνω από το βαρομετρικό υψηλό επιφανείας, ο οποίος ωθείται προς τα κάτω και αναπληρώνει τη μάζα του αέρα που αποκλίνει στα χαμηλότερα στρώματα.



Σχ. 7.3α
Διάλυση ενός υψηλού.



Σχ. 7.3β
Ενίσχυση ενός υψηλού.

ΜΕΡΟΣ ΔΕΥΤΕΡΟ
Γ’ ΕΞΑΜΗΝΟ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8
ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΚΑΙΡΟΥ, ΔΟΜΗ ΤΩΝ ΥΦΕΣΕΩΝ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 9
ΤΡΟΠΙΚΟΙ ΚΥΚΛΩΝΕΣ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 10
ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΕΣ ΥΠΗΡΕΣΙΕΣ ΓΙΑ ΤΗ ΝΑΥΤΙΛΙΑ

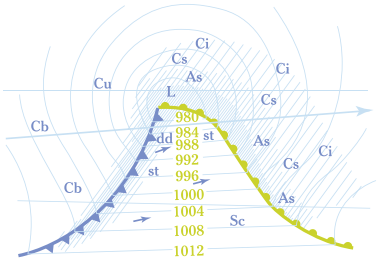
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 11
ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΟΙ ΚΩΔΙΚΕΣ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 12
ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΚΑΙΡΟΥ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 13
ΩΚΕΑΝΙΑ ΡΕΥΜΑΤΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 14
ΠΑΓΟΣ





ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8

ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΚΑΙΡΟΥ, ΔΟΜΗ ΤΩΝ ΥΦΕΣΕΩΝ

8.1 Αέριες μάζες και σχηματισμός αυτών.

Ο όρος ***αέρια μάζα*** αφορά σε ένα τμήμα ατμοσφαιρικού αέρα που καλύπτει μεγάλη γεωγραφική έκταση. Η διάμετρος μιας αέριας μάζας μπορεί να ξεπεράσει και τα 1.500 km, ενώ το πάχος της μπορεί να φτάσει μέχρι και την τροπόπαυση. Οι αέριες μάζες παρουσιάζουν δύο ομοιογενή φυσικά χαρακτηριστικά κατά την οριζόντια διεύθυνση: την θερμοκρασία και την υγρασία. Είναι πρακτικά αδύνατο μία αέρια μάζα να παρουσιάζει απόλυτη ομοιογένεια στα χαρακτηριστικά της και αυτό εξαιτίας της μετακίνησέώς της, καθώς λόγω της μεγάλης της εκτάσεως μπορεί να καλύπτει συγχρόνως περιοχές με διαφορετικά κλιματολογικά χαρακτηριστικά. Επομένως, αναμένονται μικρές τουλάχιστον διαφοροποιήσεις στη θερμοκρασία και στην ποσότητα των υδρατμών, σε ίδια ύψη πάνω από την επιφάνεια του εδάφους. Για παράδειγμα, θα μπορούσε μία αέρια μάζα να καλύπτει ταυτόχρονα μία ηπειρωτική και μία θαλάσσια περιοχή ή θα μπορούσε να καλύπτει περιοχές που διαφέρουν σημαντικά ως προς το γεωγραφικό πλάτος. Επομένως, μία αέρια μάζα που παρουσιάζει ομοιογένεια είναι αυτή της οποίας τα χαρακτηριστικά μεταβάλλονται με πολύ αργό ρυθμό ανάλογα με την απόσταση.

Η μελέτη των αερίων μαζών είναι πολύ σημαντική, διότι μέσω αυτών πραγματοποιείται η γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας και μεταφέρονται μεγάλες ποσότητες θερμότητας από τον Ισημερινό προς τους πόλους. Κάθε αέρια μάζα χαρακτηρίζεται από τα παρακάτω στοιχεία:

Πηγές αερίων μαζών ονομάζονται οι περιοχές πάνω από τις οποίες σχηματίζονται αέριες μάζες. Γενικά, οι αέριες μάζες επηρεάζονται απ' τις υποκείμενες επιφάνειες, με αποτέλεσμα να αποκτούν παρόμοια χαρακτηριστικά μ' αυτές. Για τον λόγο αυτόν σχηματίζονται πάνω από εκτεταμένες ηπειρωτικές ή θαλάσσιες περιοχές που παρουσιάζουν ομοιογενή χαρακτηριστικά και στις οποίες η ατμόσφαιρα δεν παρουσιάζει έντονη κυκλοφορία. Τέτοιες περιοχές είναι εκείνες όπου απαντώνται μόνιμοι ή εποχικοί αντικυκλώνες. Σ' αυτές τις περιοχές τα ασθενή ρεύματα αέρα σε συνδυασμό με την αποκλίνουσα κίνησή τους τείνουν να εξαπλώσουν την αέρια μάζα. Από τα παραπάνω προκύπτει ότι ιδανικές πηγές αερίων μαζών είναι κατά τον χειμώνα οι αρκτικές περιοχές και κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού οι περιοχές των υποτροπικών αντικυκλώνων και οι μεγάλες έρημοι.

Διαδρομή αερίων μαζών ονομάζεται η διαδρομή που ακολουθεί η αέρια μάζα κατά τη μετακίνησή της από την περιοχή της δημιουργίας της (πηγή).

Ηλικία αέριας μάζας ονομάζεται το χρονικό διάστημα κατά το οποίο κινείται η αέρια μάζα μακριά από την πηγή της.

8.2 Περιοχή προελεύσεως αέριας μάζας και χαρακτηριστικά που απαιτούνται να έχει μία περιοχή προελεύσεως.

Οι περιοχές προελεύσεως των αερίων μαζών σχετίζονται με το γεωγραφικό πλάτος σχηματισμού τους. Κατά συνέπεια, οι αέριες μάζες ταξινομούνται στις ακόλουθες κατηγορίες: αρκτικές, πολικές, τροπικές και ισημερινές. Αέριες μάζες που δημιουργήθηκαν στους πόλους συμβολίζονται με το γράμμα P (Polar), ενώ εκείνες που σχηματίσθηκαν στις θερμές τροπικές περιοχές συμβολίζονται με το γράμμα T (Tropical). Το απαραίτητο χαρακτηριστικό μιας περιοχής προελεύσεως είναι προφανώς η σχετική ομοιογένεια τόσο σε θερμοκρασία όσο και σε υγρασία. Ωστόσο, στην ευρύτερη ζώνη των πολικών και των τροπικών περιοχών δεν θα μπορούσε να επιτευχθεί σχετική ομοιομορφία των χαρακτηριστικών, επειδή υπάρχει κυρίως στο Β ημισφαίριο έντονη εναλλαγή ξηράς – θάλασσας. Για τον λόγο αυτόν, η ταξινόμηση των αερίων μαζών σύμφωνα με την προέλευσή τους έγινε ακόμη πιο συγκεκριμένη, ανάλογα με το αν είναι ηπειρωτική ή όχι μία

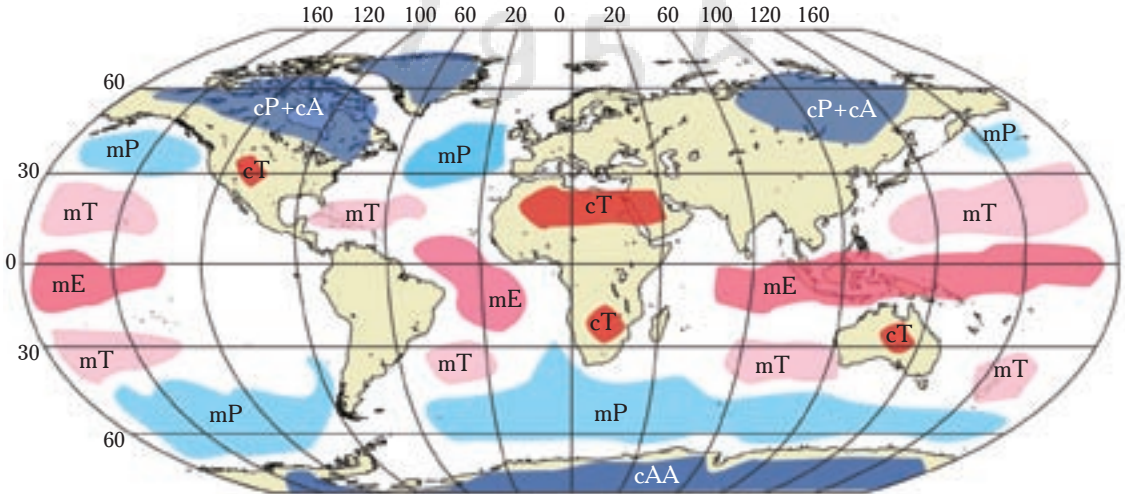
περιοχή. Εάν η πηγή βρίσκεται σε μία ηπειρωτική περιοχή, τότε η αέρια μάζα είναι ξηρή και το μικρό γράμμα c (continental) προηγείται του P ή του T. Αντίστοιχα, αν η πηγή της αέριας μάζας είναι μία θαλάσσια περιοχή, τότε η αέρια μάζα θα είναι πολύ υγρή, τουλάχιστον στα κατώτερα στρώματα, και το γράμμα m (maritime) προηγείται του P ή του T. Έτσι, οι κατηγορίες των αερίων μαζών είναι: ***αρκτικές*** (A – Arctic), ***πολικές ηπειρωτικές*** (cP), ***πολικές θαλάσσιες*** (mP), ***τροπικές ηπειρωτικές*** (cT), ***τροπικές θαλάσσιες*** (mT) και ***ισημερινές*** (E – Equatorial). Στον πίνακα 8.2 ταξινομούνται οι βασικοί τύποι αερίων μαζών με τα χαρακτηριστικά τους, ενώ στο σχήμα 8.2 απεικονίζονται οι κύριες πηγές αερίων μαζών σε παγκόσμια κλίμακα.

Όταν η αέρια μάζα είναι ψυχρότερη από την υποκείμενη επιφάνεια, τότε αυτή θερμαίνεται. Αυτή η κατάσταση δημιουργεί αστάθεια του αέρα στα κατώτερα στρώματα και προκαλούνται ανοδικές κινήσεις και τυρβώδεις αναταράξεις. Εάν υπάρχει και αρκετή υγρασία, τότε δημιουργούνται νέφη κατακόρυφης αναπτύξεως και υπάρχει πιθανότητα εκδηλώσεως βροχοπτώσεων και χιονοπτώσεων. Αντίθετα, όταν η αέρια μάζα είναι θερμότερη από την υποκείμενη επιφάνεια, τότε αυτή ψύχεται από κάτω. Στην περίπτωση αυτή προκαλείται ευστάθεια με πολύ μικρή κατακόρυφη ανάμειξη, με αποτέλεσμα να αναπτύσσεται θερμοκρασιακή αναστροφή κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, η οποία μπορεί να προκαλέσει ατμοσφαιρική ρύπανση και παγίδευση των ρύπων κοντά στο έδαφος. Εάν υπάρχει αρκετή υγρασία στον αέρα, μπορεί να δημιουργηθούν στρωματόμορφα νέφη, ομίχλη ή δρόσος.

Πίνακας 8.2
Η ταξινόμηση των αερίων μαζών και τα χαρακτηριστικά τους.

Πηγές αερίων μαζών	***Πολικές αέριες μάζες (P)***	***Τροπικές αέριες μάζες (T)***
Ηπειρωτικές (c)	**cP**: πολύ ψυχρές, ξηρές και ευσταθείς	**cT**: πολύ θερμές, ξηρές, ευσταθείς στα ανώτερα στρώματα και ασταθείς κοντά στο έδαφος
Θαλάσσιες (m)	**mP**: ψυχρές, υγρές και ασταθείς	**mT**: θερμές, υγρές και συνήθως ασταθείς

Αξίζει να τονιστεί ότι στα μέσα γεωγραφικά πλάτη δεν δημιουργούνται αέριες μάζες εξαιτίας του ότι εκεί επικρατούν δυτικοί άνεμοι, οι οποίοι συμβάλλουν στην ανάμειξη των τροπικών και των πολικών αερίων μαζών. Συχνά, μία πολύ ψυχρή ηπειρωτική πολική αέρια μάζα (cP) χαρακτηρίζεται ως ηπειρωτική αρκτική (cA), ενώ μία θαλάσσια τροπική (mT) μπορεί να χαρακτηριστεί ως θαλάσσια ισημερινή (mE). Ωστόσο, είναι εξαιρετικά δύσκολο να γίνει ο διαχωρισμός μεταξύ αρκτικών και πολικών αερίων μαζών, ειδικά όταν οι αρκτικές αέριες μάζες κινηθούν πάνω από θερμότερα εδάφη, όπως επίσης και ο διαχωρισμός μεταξύ τροπικών και ισημερινών αερίων μαζών.



Σχ. 8.2
Πηγές αερίων μαζών στον πλανήτη.

8.3 Χαρακτηριστικές περιοχές προελεύσεως αρκτικού, πολικού, τροπικού και ισημερινού τύπου αερίων μαζών.

Κατά τον χειμώνα και κατά το καλοκαίρι, πηγή των αρκτικών αερίων μαζών αποτελεί ο Αρκτικός ωκεανός, που είναι καλυμμένος με πάγους, καθώς και η μόνιμα καλυμμένη από παγετώνες Γροιλανδία.

Οι περιοχές προελεύσεως των πολικών αερίων μαζών είναι για τις ηπειρωτικές τα Β άκρα εκτεταμένων ηπειρωτικών εκτάσεων (π.χ. Σιβηρία, Καναδάς), ενώ για τις θαλάσσιες είναι πάνω από τις περιοχές των μεγαλυτέρων γεωγραφικών πλατών του Β Ατλαντικού και Β Ειρηνικού.

Οι πηγές των τροπικών μαζών ηπειρωτικής προελεύσεως κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού είναι συνήθως εκτεταμένες και καλύπτουν αφενός μεν τις ερήμους, όπως τη Σαχάρα, την Αραβική και την έρημο του Μεξικού, αφετέρου δε τη Ν Ευρώπη, την κεντρική Ασία και τη Δ Αμερική. Κατά τον χειμώνα, η μόνη πηγή τροπικών ηπειρωτικών αερίων μαζών αποτελεί η έρημος της Σαχάρας.

Οι ισημερινές αέριες μάζες δημιουργούνται στη ζώνη της ισημερινής συγκλίσεως, όπου υπάρχουν έντονες ανοδικές κινήσεις, χαρακτηρίζονται ασταθείς και παρουσιάζουν συχνές βροχοπτώσεις.

Υπάρχει ένας ακόμη ιδιαίτερος τύπος αερίων μαζών στις περιοχές της Ν Ασίας, όπου επικρατεί η μουσωνική κυκλοφορία και αυτός ονομάζεται ***μουσωνικός*** τύπος.

Στον πίνακα 8.3, απεικονίζονται τα είδη των αερίων μαζών που συναντώνται στην Ευρώπη.

Πίνακας 8.3
Τα κυριότερα είδη αερίων μαζών στην Ευρώπη.

Αέρια μάζα	*Σύμβολο*	*Τόπος δημιουργίας*	*Εποχή εμφανίσεως*
Θαλάσσια τροπική (maritime tropical)	mT	Ατλαντικός	Όλο το έτος
Θαλάσσια πολική (maritime polar)	mP	Γροιλανδία Β Θάλασσα	Όλο το έτος
Ηπειρωτική τροπική (continental tropical)	cT	Β Αφρική Ν Ρωσία	Καλοκαίρι
Ηπειρωτική πολική (continental polar)	cP	Ρωσία	Χειμώνας

8.4 Θερμό, ψυχρό, στάσιμο και συνεσφιγμένο μέτωπο.

Οι αέριες μάζες παρουσιάζουν σημαντικές διαφορές και στις πυκνότητές τους, κυρίως λόγω διαφορετικής θερμοκρασίας. Αν κατά τη διάρκεια της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας έρθουν σε επαφή δύο διαφορετικές από άποψη πυκνότητας αέριες μάζες, αναμειγνύονται πάρα πολύ αργά και τείνουν να διατηρήσουν την αυτοτέλειά τους. Δημιουργείται μία μεταβατική ζώνη με πάχος πολύ μικρότερο συγκριτικά με την έκταση των αερίων μαζών, τόσο μικρό που να μπορεί να θεωρηθεί αμελητέο, ούτως ώστε να μπορεί να παρασταθεί σε έναν μετεωρολογικό χάρτη με γραμμές (σχ. 8.4α – 8.4δ). Το πάχος της μεταβατικής ζώνης εξαρτάται απ' τη διαφορά θερμοκρασιών των δύο αερίων μαζών και όσο μεγαλύτερη είναι η διαφορά, τόσο πιο λεπτή είναι η ζώνη, επειδή συντελείται λιγότερη ανάμειξη μεταξύ των μαζών αυτών. Η μεταβατική αυτή ζώνη ονομάζεται ***μετωπική επιφάνεια*** (frontal surface) και η τομή της με την επιφάνεια του εδάφους ονομάζεται ***μέτωπο*** (front).

Οι μετωπικές επιφάνειες έχουν συνήθως πάχος 50 – 100 km. Κατά τη διέλευση ενός μετώπου, παρατηρούνται αλλαγές στα χαρακτηριστικά από τη μία αέρια μάζα στην άλλη, οι οποίες είναι πολλές φορές απότομες. Πιο συγκεκριμένα, το πάχος της μεταβατικής ζώνης είναι πιο μικρό, όσο πιο απότομα διαφοροποιούνται τα χαρακτηριστικά των δύο αερίων μαζών, ενώ αντίθετα η ευρύτερη μεταβατική ζώνη συνδέεται με μεταβολές των χαρακτηριστικών με πιο αργό ρυθμό. Οι μεταβολές της θερμοκρασίας είναι οι κυριότερες και πιο αναγνωρίσιμες από τις μεταβολές που παρατηρούνται κατά μήκος ενός μετώπου, οι οποίες, ωστόσο, γίνονται μικρότερες σε μεγαλύτερα ύψη. Εξίσου σημαντικές μεταβολές μ' αυτές της θερμοκρασίας είναι και οι μεταβολές της υγρασίας σε ένα μέτωπο, αφού συνήθως η θερμή αέρια μάζα είναι υγρή και κοντά στο σημείο κορεσμού, ενώ η ψυχρή είναι ξηρή και ακόρεστη. Αλλαγές παρατηρούνται επί πλέον και στον άνεμο κατά μήκος του μετώπου, που άλλοτε σχετίζονται με τη διεύθυνσή του, άλλοτε με την έντασή του και σε κάποιες περιπτώσεις και με τα δύο. Διαφορές τέλος παρατηρούνται και όσον αφορά στις πιέσεις, όπου ως γνωστό η πίεση είναι κατά κανόνα μεγαλύτερη στην ψυχρή αέρια μάζα απ' ό,τι στην θερμή.

Ο καιρός που συνοδεύει ένα μέτωπο εξαρτάται από την ταχύτητα κινήσεως του μετώπου, την ποσό-

τητα των υδρατμών των αερίων μαζών, την ευστάθειά τους, την ταχύτητα και τη διεύθυνση του ανέμου στα ανώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας, καθώς επίσης και από την τοπογραφία της περιοχής.

Στη συνέχεια ακολουθεί ανάλυση των τεσσάρων βασικών τύπων μετώπων.

1) Θερμό μέτωπο.

Στο θερμό μέτωπο (warm front) η ψυχρή αέρια μάζα προηγείται και έπεται η θερμή. Γι' αυτό και η κίνηση αυτού του μετώπου έχει φορά από τις υψηλές προς τις χαμηλές τιμές της θερμοκρασίας. Ο θερμός αέρας εισβάλλει σε μία περιοχή ψυχρού αέρα και ως ελαφρύτερος και αραιότερος συγκριτικά με τον ψυχρό, γλιστράει πάνω απ' αυτόν. Αυτή η ολίσθηση του θερμού αέρα πάνω από τον ψυχρό, έχει ως συνέπεια την αδιαβατική εκτόνωση της θερμής αέριας μάζας και επομένως, εφόσον υπάρχουν αρκετοί υδρατμοί, σχηματίζεται ένα εκτεταμένο νεφικό σύστημα, που μπορεί να εκτείνεται μέχρι και 1.500 km μπροστά από τη θέση του μετώπου. Επειδή δεν μπορούν οι θερμές αέριες μάζες να ωθήσουν και να εκτοπίσουν τις ψυχρές, τα θερμά μέτωπα κινούνται με σχετικά μικρότερη ταχύτητα από αυτή της γενικής κυκλοφορίας. Η μέση ταχύτητα ενός θερμού μετώπου είναι περίπου 6 m/s (η μισή από ένα ψυχρό μέτωπο). Η μετωπική επιφάνεια παρουσιάζει κλίση κατά τη διεύθυνση της κινήσεως του μετώπου, που κυμαίνεται μεταξύ 1/300 με 1/1.000.

Τα θερμά μέτωπα συμβολίζονται με κόκκινα ημικύκλια στους χάρτες επιφανείας, όπου τα ημικύκλια σχεδιάζονται προς την περιοχή της ψυχρής αέριας μάζας (σχ. 8.4α).



Σχ. 8.4α

Συμβολισμός θερμού μετώπου σε πραγματικό χάρτη.

2) Ψυχρό μέτωπο.

Στην περίπτωση του ψυχρού μετώπου (cold front) η θερμή αέρια μάζα προηγείται και έπεται η ψυχρή. Επομένως, το μέτωπο κινείται με φορά απ' τις χαμηλές προς τις υψηλές τιμές θερμοκρασίας. Ο ψυχρός αέρας εισβάλλει σε μία περιοχή θερμού αέρα και τον σπρώχνει βίαια προς τα πάνω. Η άνοδος της θερμής αέριας μάζας σε υψηλότερα στρώματα της ατμόσφαιρας προκαλεί την εκτόνωσή της, οπότε αυτή ψύχεται φτάνοντας στο σημείο κορεσμού όπου και συμπυκνώνεται δημιουργώντας βροχή. Πίσω από ένα αργά κινούμενο ψυχρό μέτωπο, υπάρχει νεφοκάλυψη και βροχή. Η μέση ταχύτητα ενός ψυχρού μετώπου είναι περίπου 13 m/s. Η μετωπική επιφάνεια παρουσιάζει αντίθετη κλίση σε σχέση με τη διεύθυνση της κινήσεώς της και κυμαίνεται μεταξύ 1/50 με 1/150. Εξαιτίας της τριβής με την επιφάνεια του εδάφους, οι ταχύτητες των ανέμων είναι μικρότερες χαμηλότερα απ' ό,τι είναι πιο ψηλά, με αποτέλεσμα να επιβραδύνεται η κίνηση της μετωπικής επιφάνειας κοντά στο έδαφος. Ως εκ τούτου, η κλίση της μετωπικής επιφάνειας του ψυχρού μετώπου παρουσιάζει μικρή αύξηση κοντά στην επιφάνεια του εδάφους.

Αν η διαφορά θερμοκρασίας του μετώπου μειώνεται, το μέτωπο εξασθενεί και διαλύεται. Ενώ αν η διαφορά θερμοκρασίας αυξάνεται, το μέτωπο ενισχύεται και επαναδημιουργεί ένα ισχυρό μετωπικό σύστημα. Παρά το γεγονός ότι τα ψυχρά μέτωπα είναι κατά γενική ομολογία σφοδρότερα απ' τα θερμά, μπορούν τα καιρικά φαινόμενα να διαφοροποιηθούν ανάλογα με τις συνθήκες. Αν ο ανερχόμενος θερμός αέρας είναι ξηρός και ευσταθής, σχηματίζονται διασκορπισμένα νέφη και δεν βρέχει.

Συνήθως τα ψυχρά μέτωπα κινούνται Ν ή Α και μόνο σε λίγες περιπτώσεις Δ. Συμβολίζονται με μπλε τρίγωνα κατά μήκος της μετωπικής επιφάνειας, όπου τα τρίγωνα δείχνουν με την κορυφή τους την κατεύθυνση της κινήσεως (σχ. 8.4β).



Σχ. 8.4β

Συμβολισμός ψυχρού μετώπου σε πραγματικό χάρτη.

3) Στάσιμο μέτωπο.

Στάσιμο (stationary front) ονομάζεται το μέτωπο, κατά το οποίο η θερμή και η ψυχρή αέρια μάζα βρίσκονται σε επαφή και καμία από αυτές δεν εμφανίζει την τάση να εκτοπίσει την άλλη. Το μέτωπο αυτό δεν παρουσιάζει αισθητή μετακίνηση, ενώ σε έναν έγχρωμο χάρτη καιρού το στάσιμο μέτωπο παριστάνεται με μία εναλλασσόμενη κόκκινη και μπλε γραμμή (σχ. 8.4γ). Τα κόκκινα ημικύκλια σχεδιάζονται πάνω στις κόκκινες γραμμές με κατεύθυνση προς τον ψυχρό αέρα, υποδηλώνοντας με αυτόν τον τρόπο την κατεύθυνση της κινήσεως του μετώπου στην υποθετική περίπτωση που η θερμή αέρια μάζα αρχίσει να εκτοπίζει την ψυχρή. Κατ' αναλογία, τα μπλε τρίγωνα σχεδιάζονται πάνω στις μπλε γραμμές με κατεύθυνση προς τον θερμό αέρα, υποδηλώνοντας με αυτόν τον τρόπο την κατεύθυνση της κινήσεως του μετώ-



Σχ. 8.4γ
Συμβολισμός στάσιμου μετώπου σε πραγματικό χάρτη.

που στην υποθετική περίπτωση που η ψυχρή αέρια μάζα αρχίσει να εκτοπίζει τη θερμή.

4) Συνεσφιγμένο μέτωπο.

Συνεσφιγμένο μέτωπο (occluded front) ή σύσφιγξη ονομάζεται το αποτέλεσμα της συναντήσεως ενός ψυχρού με ένα θερμό μέτωπο. Αυτό συμβαίνει γιατί η ταχύτητα κινήσεως των ψυχρών μετώπων που συνοδεύουν τα βαρομετρικά χαμηλά είναι μεγαλύτερη από την αντίστοιχη των θερμών μετώπων. Πολλές φορές, λοιπόν, ένα ψυχρό μέτωπο «προλαβαίνει» το προπορευόμενο θερμό και έτσι σχηματίζεται το συνεσφιγμένο μέτωπο. Τα συνεσφιγμένα μέτωπα παριστάνονται σε έναν έγχρωμο χάρτη καιρού επιφανείας με μία μωβ συνεχή γραμμή, πάνω στην οποία εναλλάσσονται τα τρίγωνα του ψυχρού μετώπου και τα ημικύκλια του θερμού (σχ. 8.4δ), ανεξάρτητα αν υπάρχει θερμή ή ψυχρή σύσφιγξη. Να σημειωθεί ότι και τα δύο σύμβολα είναι στραμμένα προς την κατεύθυνση της κινήσεως.

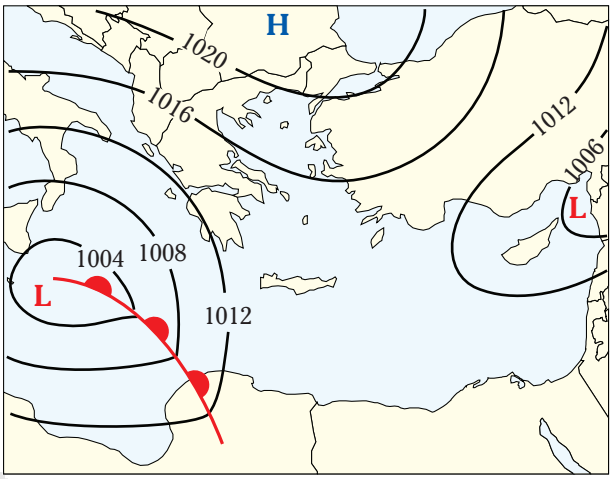
Η δομή και τα είδη των συνεσφιγμένων μετώπων αναλύονται λεπτομερέστερα στην παράγραφο 8.10 και 8.19 αντίστοιχα.



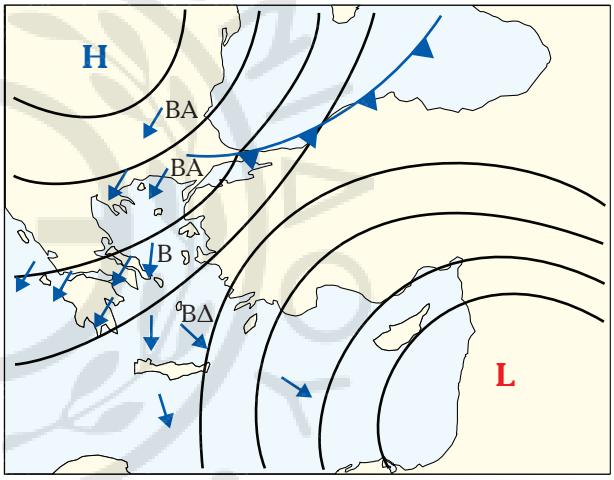
Σχ. 8.4δ
Συμβολισμός συνεσφιγμένου μετώπου σε πραγματικό χάρτη.

8.5 Απεικόνιση θερμού και ψυχρού μετώπου σε χάρτη καιρού.

Στα σχήματα 8.5α και 8.5β απεικονίζονται τα δύο κυριότερα μέτωπα, όπως φαίνονται σε πραγματικό μετεωρολογικό χάρτη. Πιο αναλυτικά, στο σχ. 8.5α μπορεί κάποιος να παρατηρήσει ένα βαρομετρικό χαμηλό με ένα θερμό μέτωπο, ενώ στο σχ. 8.5β παριστάνεται ένα ψυχρό μέτωπο που έρχεται από την κεντρική Ευρώπη και αφού διέλθει από τη Β Ελλάδα, συνεχίζει τη διαδρομή του προς την Τουρκία.



Σχ. 8.5α
Απεικόνιση σε πραγματικό μετεωρολογικό χάρτη ενός θερμού μετώπου δεξιά της Σικελίας στη Μεσόγειο.



Σχ. 8.5β
Απεικόνιση σε πραγματικό μετεωρολογικό χάρτη ενός ψυχρού μετώπου πάνω απ' την Τουρκία.

8.6 Περιγραφή, με τη βοήθεια διαγράμματος (σχ. 8.6), των καιρικών συνθηκών που παρατηρούνται κατά τη διέλευση ενός εξιδανικευμένου[1] θερμού μετώπου.

Το θερμό μέτωπο είναι σπάνια ευδιάκριτο από μεγάλη απόσταση. Στις περιπτώσεις εκείνες που είναι ευδιάκριτο, η παρουσία του γίνεται αισθητή αρκετές ώρες πριν φτάσει στην περιοχή από την παρατήρηση των χαρακτηριστικών ειδών νεφών που το

[1] Εξιδανικευμένο χαρακτηρίζεται το μέτωπο, του οποίου οι αέριες μάζες είναι ιδανικές, δηλαδή έχουν αποκτήσει τα χαρακτηριστικά της υποκείμενης επιφανείας πάνω από την οποία δημιουργήθηκαν.

συνοδεύουν. Σε μεγάλη απόσταση από το μέτωπο (1.000 – 1.500 km) η μόνη ένδειξη της αναπτύξεώς του είναι η ύπαρξη νεφών σε μεγάλο ύψος (θυσάνων). Οι άνεμοι είναι ασθενείς μεταβλητοί και ο αέρας ψυχρός.

Στη συνέχεια, με κατεύθυνση προς το μέτωπο, οι θύσανοι δίνουν τη θέση τους σε λεπτά νέφη, τα θυσανοστρώματα. Προχωρώντας, τα νέφη πυκνώνουν και σε πιο χαμηλά ύψη εμφανίζονται υψισωρείτες και υψιστρώματα. Προχωρώντας προς το μέτωπο και σε απόσταση περίπου 600 km απ' αυτό, τα νέφη γίνονται ακόμη πιο πυκνά και εμφανίζονται τα μελανοστρώματα.

Στην περιοχή των μελανοστρωμάτων σε απόσταση 300 – 400 km από το μέτωπο παρατηρείται και η ζώνη του υετού, δηλαδή η περιοχή όπου παρατηρείται βροχόπτωση, που έχει μέτρια ένταση, αλλά συνήθως μεγάλη διάρκεια. Γενικά, οι υετοί θερμού μετώπου καλύπτουν μεγάλη έκταση, είναι συνεχείς και χωρίς πολλές διακυμάνσεις στην έντασή τους, με εξαίρεση την καλοκαιρινή περίοδο, όπου ο ανερχόμενος αέρας είναι ασταθής. Κατά τη διάρκεια του χειμώνα, ο υετός εκδηλώνεται κυρίως υπό μορφή χιονοπτώσεως.

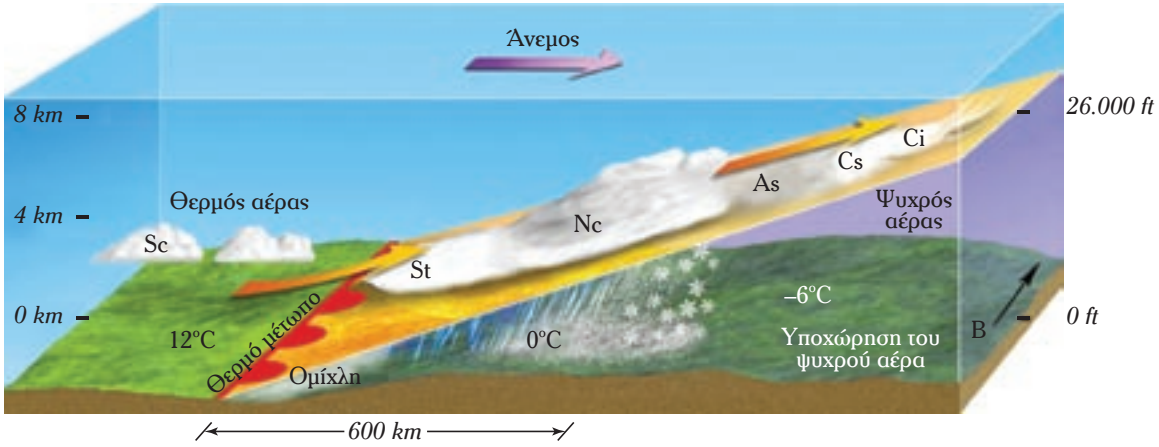
Καθώς το μέτωπο κινείται με φορά προς τον παρατηρητή, η ατμοσφαιρική πίεση ελαττώνεται ελαφρά και ξεκινά το ψιλόβροχο και η παρατεταμένη ασθενής βροχή. Πιο κοντά στο θερμό μέτωπο, αλλά πάντα μέσα στον ψυχρό τομέα, δηλαδή στην περιοχή όπου επικρατεί η ψυχρή αέρια μάζα, η ανάμειξη του θερμού και υγρού αέρα με τον ψυχρό και υγρό δημιουργεί ομίχλη και νέφη τύπου στρωμάτων.

Τέλος, περνώντας μέσα στον θερμό τομέα του μετώπου, δηλαδή την περιοχή όπου επικρατεί θερμή αέρια μάζα, οι μεταβολές του καιρού είναι μεν σημαντικές, αλλά λιγότερο έντονες από αυτές που παρατηρούνται κατά τη διέλευση ενός ψυχρού μετώπου. Η μεταβολή των καιρικών φαινομένων γίνεται σταδιακά και όχι απότομα. Η θερμοκρασία και το σημείο δρόσου αυξάνονται, οι άνεμοι στρέφονται από ΝΑ σε Ν ή ΝΔ και η ατμοσφαιρική πίεση σταθεροποιείται. Με το πέρασμα του μετώπου, ο υετός σταδιακά σταματά, τα χαμηλά νέφη και η ομίχλη διαλύονται, εκτός από λίγους στρωματοσωρείτες που εμφανίζονται σε μεγαλύτερο υψόμετρο που φτάνει περίπου στα 2 km.

Στον πίνακα 8.6, παριστάνονται οι έξι βασικότερες μετεωρολογικές παράμετροι με τις μεταβολές που υφίστανται πριν, κατά και μετά τη διάβαση του ***θερμού μετώπου***. Στο σχήμα 8.6, η κατακόρυφη τομή του θερμού μετώπου απεικονίζει με ξεκάθαρο τρόπο τις διαστάσεις του, την κίνηση των αερίων μαζών, τη διαδοχή των νεφών, τον τομέα της βροχοπτώσεως και φυσικά τον θερμό και τον ψυχρό τομέα, δηλαδή τις περιοχές όπου επικρατεί η θερμή και η ψυχρή αέρια μάζα αντίστοιχα.

Πίνακας 8.6
Μετεωρολογικές παράμετροι και η μεταβολή τους με το πέρασμα ενός θερμού μετώπου.

Μετεωρολογική παράμετρος	***Πριν τη διάβαση (ψυχρός τομέας)***	***Κατά τη διάβαση***	***Μετά τη διάβαση (θερμός τομέας)***
ΑΝΕΜΟΣ	Αντιστρέφεται (πνέει κατά την ορθή φορά) στο Β.Η. και ενισχύεται, με διευθύνσεις Ν ή ΝΑ	Στρέφεται στο Β.Η., με μεταβλητές διευθύνσεις	Σταθερός σε διεύθυνση, Ν ή ΝΔ
ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗ ΠΙΕΣΗ	Σταθερή πτώση	Σταματά η πτώση	Μικρή μεταβολή, ελαφρά άνοδος ακολουθούμενη από πτώση
ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ	Σταθερή ή μικρή αύξηση	Αύξηση	Σταθερή ή μικρή αλλαγή
ΝΕΦΩΣΗ	Ci, Cs, As, Ns	Ns	St ή Sc
ΚΑΤΑΚΡΗΜΝΙΣΜΑΤΑ	Αρχικά ελαφριά βροχόπτωση, έπειτα γίνεται συνεχής και αυξάνεται σε μέτριας εντάσεως	Σταματά η βροχόπτωση δίνοντας τη θέση της σε ψεκαδισμό (ψιχάλα)	Διαλείπουσα ελαφριά βροχόπτωση ή ελαφρύς όμβρος
ΟΡΑΤΟΤΗΤΑ	Αρχικά καλή, έπειτα χειροτερεύει σταδιακά	Φτωχή	Μέτρια ή φτωχή λόγω υπάρξεως ομίχλης

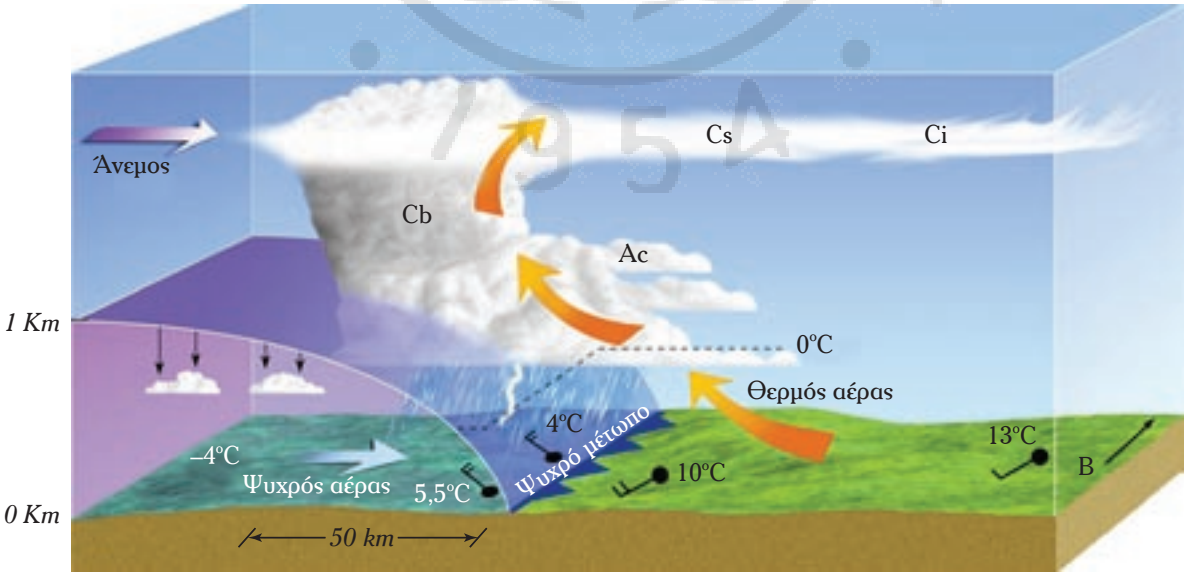


Σχ. 8.6

Κατακόρυφη τομή ενός θερμού μετώπου και τα καιρικά φαινόμενα που το συνοδεύουν.

8.7 Περιγραφή με τη βοήθεια διαγράμματος (σχ. 8.7) του καιρού που παρατηρείται κατά τη διέλευση ενός εξιδανικευμένου ψυχρού μετώπου.

Με την άνοδο του υγρού και ασταθούς αέρα παρατηρείται συμπύκνωση και δημιουργείται μία σειρά από νέφη, όπως είναι οι υψισωρείτες και τα υψιστρώματα, αλλά κατά κύριο λόγο σωρείτες και σωρειτομελανίες, που προκαλούν ραγδαίες βροχοπτώσεις. Στα ανώτερα στρώματα ισχυροί δυτικοί άνεμοι μεταφέρουν μικρούς παγοκρυστάλλους και σχηματίζονται ψυχρά στρωματόμορφα νέφη αρκετά μακριά από το μέτωπο, όπως τα θυσανοστρώματα και οι θύσανοι. Πίσω από το μέτωπο η θερμοκρασία του αέρα μειώνεται με σημαντικό ρυθμό, οι άνεμοι στρέφονται ΒΔ, η πίεση αυξάνεται και σταματούν τα φαινόμενα. Καθώς ο αέρας γίνεται ξηρός, ο ουρανός καθαρίζει, εκτός από την ανάπτυξη λίγων σωρειτομόρφων νεφών σε μεσαία ύψη. Ο τύπος των νεφικών σχηματισμών και η ένταση της βροχής εξαρτώνται από την ταχύτητα κινήσεως της ψυχρής αέριας μάζας και από το είδος ισορροπίας του θερμού αέρα (ευσταθής ή ασταθής, βλ. παράγρ. 1.11). Εάν ο ψυχρός αέρας κινείται αργά, τότε ο νεφικός σχηματισμός είναι μεγάλος και εκτείνεται σε αρκετά



Σχ. 8.7

Κατακόρυφη τομή ενός ψυχρού μετώπου και τα καιρικά φαινόμενα που το συνοδεύουν.

μεγάλη απόσταση πίσω από το μέτωπο. Εάν συμπέσει ο ανερχόμενος θερμός αέρας να είναι ξηρός, τότε είναι πολύ πιθανό να αναπτυχθεί και ομίχλη στις περιοχές με υετό. Αντίθετα, αν η ταχύτητα κινήσεως του ψυχρού μετώπου είναι μεγάλη, ο νεφικός σχηματισμός περιορίζεται μπροστά από τη θέση του μετώπου σε μία στενή ζώνη και παρατηρείται μεγάλη κακοκαιρία. Η κατάσταση αυτή, σε συνδυασμό με υγρό και ασταθή θερμό αέρα, προκαλεί μπροστά από το μέτωπο έντονες καταιγίδες, τη γραμμή λαίλαπας (squall line). Γενικά, ο υετός που προκαλείται από ψυχρά μέτωπα, συνοδεύεται από καταιγίδες και αρκετές φορές από χιονοπτώσεις.

Στον πίνακα 8.7 παριστάνονται οι έξι βασικότερες μετεωρολογικές παράμετροι με τις μεταβολές που υφίστανται πριν, κατά και μετά τη διάβαση του ψυχρού μετώπου.

8.8 Ύφεση (ορισμός και είδη).

Η ***ύφεση*** ή ***βαρομετρικό χαμηλό*** (depression or low) είναι ένα σύστημα πιέσεων, όπου οι ισοβαρείς καμπύλες είναι κλειστές, έχουν σχήμα περίπου κυκλικό ή ελλειπτικό, με τις τιμές των πιέσεων να μειώνονται από την περιφέρεια προς το κέντρο.

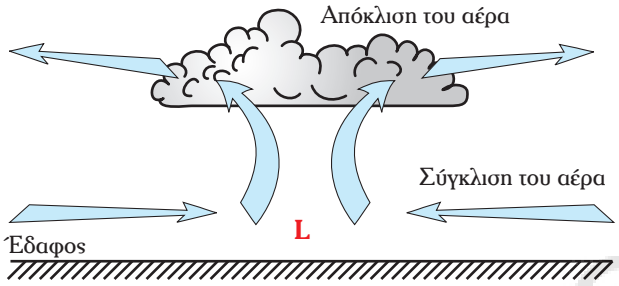
Ο άνεμος στο Β ημισφαίριο πνέει κατά την ορθή φορά (αντίθετα από τους δείκτες του ρολογιού), όχι εφαπτομενικά στις ισοβαρείς, όπως συμβαίνει στην ανώτερη ατμόσφαιρα, αλλά με κλίση 15° – 20° προς το κέντρο των χαμηλών πιέσεων, εξαιτίας της δυνάμεως της τριβής, δηλαδή συγκλίνει προς το κέντρο. Σε μέσα γεωγραφικά πλάτη οι υφέσεις συνήθως κινούνται από δυτικά προς τα ανατολικά με ταχύτητες (των κέντρων τους) από 30 έως 50 km/h. Στο Ν ημισφαίριο αλλάζει η φορά κινήσεως των ανέμων. Ο άνεμος πνέει κατά την ανάδρομη φορά (σύμφωνα με τους δείκτες του ρολογιού).

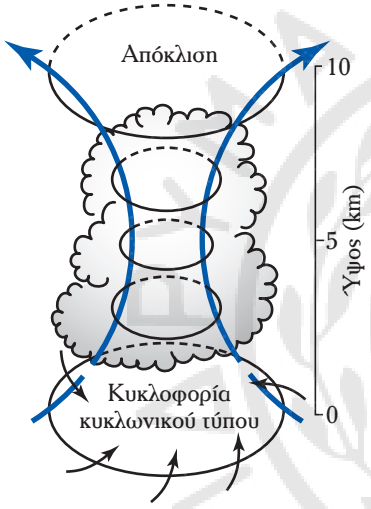
Οι αέριες μάζες μέσα σε μία περιοχή χαμηλών πιέσεων αναγκάζονται να κινηθούν προς τα πάνω. Οι αέριες μάζες καθώς ανέρχονται, ψύχονται και μετά από ένα ορισμένο ύψος (στάθμη συμπυκνώσεως) γίνεται συμπύκνωση των υδρατμών που περιέχουν, με αποτέλεσμα να μετατρέπονται σε υδροσταγονίδια και αυτά με τη σειρά τους συμβάλλουν στον σχηματισμό νεφών και βροχής. Εξαιτίας αυτών των ανοδικών κινήσεων των αερίων μαζών, προκα-

Πίνακας 8.7
Μετεωρολογικές παράμετροι και η μεταβολή τους με το πέρασμα ενός ψυχρού μετώπου.

Μετεωρολογική παράμετρος	***Πριν τη διάβαση (θερμός τομέας)***	***Κατά τη διάβαση***	***Μετά τη διάβαση (ψυχρός τομέας)***
ΑΝΕΜΟΣ	Σταθερός σε διεύθυνση, έπειτα αντιστρέφεται στο Β.Η. και δίνει λαίλαπες στο πλησίασμα με διευθύνσεις Ν ή ΝΔ	Στρέφεται στο Β.Η. δίνοντας λαίλαπες	Συνήθως είναι σχετικά σταθερός σε διεύθυνση και εξασθενεί σταδιακά, με διευθύνσεις Δ ή ΒΔ
ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗ ΠΙΕΣΗ	Αρχικά μικρή αλλαγή, έπειτα πτώση κατά το πλησίασμα	Φτάνει σε μία ελάχιστη τιμή και αυξάνεται απότομα	Εξακολουθεί να αυξάνει αρχικά γρήγορα, έπειτα αργά
ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ	Μικρή μεταβολή αρχικά, έπειτα μειώνεται	Απότομη πτώση	Μικρή μεταβολή, συνήθως αργή πτώση
ΝΕΦΩΣΗ	Ci, Cs, St ή Sc, μετά Cu ή Cb	Cu ή Cb	As, Ac, μετά Cu και πιθανόν Cb
ΚΑΤΑΚΡΗΜΝΙΣΜΑΤΑ	Διαλείπουσα ελαφριά βροχόπτωση, έντονη βροχόπτωση κατά το πλησίασμα	Ραγδαία βροχόπτωση, μερικές φορές με χαλάζι και πιθανές καταιγίδες	Έντονη βροχόπτωση που συνήθως εξασθενεί γρήγορα και ακολουθείται από μεμονωμένους όμβρους
ΟΡΑΤΟΤΗΤΑ	Μέτρια ή φτωχή	Φτωχή	Γρήγορη βελτίωση, γίνεται καλή με εξαίρεση τους όμβρους

λείται αστάθεια στην ατμόσφαιρα και ως εκ τούτου σχηματίζονται νέφη και βροχές, δίνοντας έτσι τον χαρακτηριστικό καιρό των βαρομετρικών χαμηλών (σχ. 8.8α). Συνεπώς, μία ύφεση είναι ένα σύστημα που έχει ως κύριο χαρακτηριστικό την κακοκαιρία.



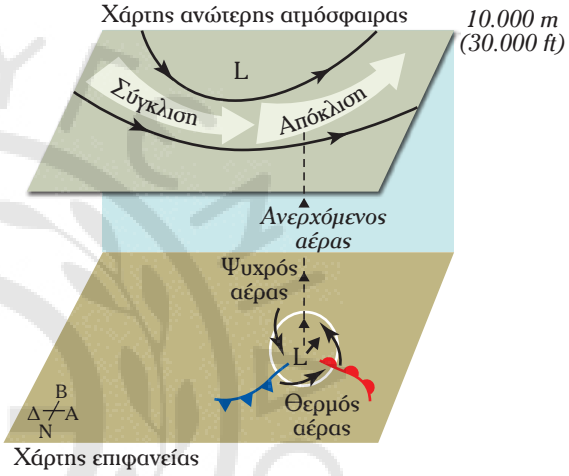


Σχ. 8.8α

Κυκλοφορία γύρω από κέντρο χαμηλών πιέσεων.

Είναι σημαντικό να τονιστεί πως ο επιφανειακός άνεμος πνέει προς την κεντρική περιοχή του βαρομετρικού χαμηλού, δηλαδή προς τις μικρότερες τιμές πίεσεως του συγκεκριμένου ισοβαρικού σχηματισμού, με αποτέλεσμα εκεί να παρατηρείται ο χειρότερος καιρός. Τα βαρομετρικά χαμηλά διαφέρουν μεταξύ τους ως προς την ένταση, κάτι που συνδέεται με τις βαροβαθμίδες, τα ποσά υγρασίας και την τιμή της πιέσεως στο κέντρο. Έτσι, οι μεγάλες βαροβαθμίδες, δηλαδή οι πυκνές ισοβαρείς καμπύλες, συσχετίζονται με άστατο καιρό και σφοδρότητα των καιρικών φαινομένων (νέφωση, δυνατοί άνεμοι, βροχόπτωση). Υφέσεις με διαφορετικές τιμές πιέσεως στο κέντρο αντιστοιχούν σε συστήματα με διαφορετική ισχύ. Πιο αναλυτικά, ένα βαρομετρικό χαμηλό με μικρότερη τιμή πιέσεως στην κεντρική του περιοχή σε σχέση με κάποιο άλλο δηλώνει την ορμητικότητα των χαρακτηριστικών του καιρού που θα το συνοδεύουν.

Για να διατηρηθεί ή να ενισχυθεί ένα βαρομετρικό χαμηλό επιφανείας, θα πρέπει στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας να πνέουν οι άνεμοι με τέτοιο τρόπο, ώστε να υπάρχουν ζώνες αποκλίσεως των αερίων μαζών (σχ. 8.8β). Ο αέρας λόγω συγκλίσεως στην επιφάνεια ανέρχεται και αποκλίνει σε μεγαλύτερα ύψη στην ατμόσφαιρα. Για την ενίσχυση του χαμηλού βαρομετρικού επιφανείας, πρέπει η σφήνα υφέσεως να βρίσκεται δυτικά του κέντρου του.



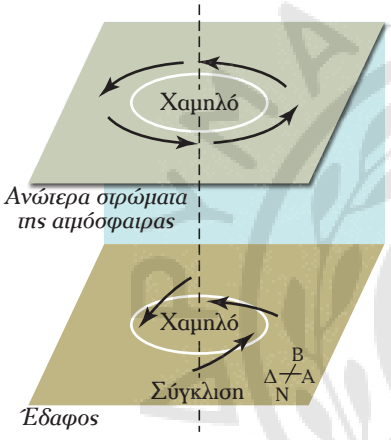
Σχ. 8.8β

Ενίσχυση βαρομετρικού χαμηλού στην επιφάνεια εξαιτίας μίας σφήνας υφέσεως στην ανώτερη ατμόσφαιρα.

Ανάλογος μηχανισμός συμπράξεως της ανώτερης ατμόσφαιρας με την επιφάνεια επικρατεί κατά τη φάση δημιουργίας ενός οργανωμένου βαρομετρικού χαμηλού, η οποία ονομάζεται ***κυκλογένεση*** (cyclogenesis). Για να συμβεί αυτό, θα πρέπει η απόκλιση στην ατμόσφαιρα να είναι μεγαλύτερη από τη σύγκλιση στην επιφάνεια, με αποτέλεσμα περισσότερος αέρας να ανέλθει από τα κατώτερα στρώματα και η επιφανειακή πίεση στο κέντρο του χαμηλού να ελαττώνεται. Έτσι εξηγείται ότι τα κέντρα των οργανωμένων βαρομετρικών χαμηλών βρίσκονται μπροστά από τις σφήνες υφέσεων στην ανώτερη ατμόσφαιρα. Αντίθετα, όταν η απόκλιση στην ανώτερη ατμόσφαιρα είναι μικρότερη από την επιφανειακή σύγκλιση, τότε περιορίζονται οι ανοδικές κινήσεις αερίων μαζών, με αποτέλεσμα η επιφανειακή πίεση να αυξάνεται και η ύφεση να εξασθενεί, διαδικασία γνωστή με το όνομα ***κυκλόλυση*** (cyclolysis).

Έστω ότι στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαι-

ρας υπάρχει ένα βαρομετρικό χαμηλό, ακριβώς επάνω από ένα χαμηλό επιφανείας. Σ' αυτήν την περίπτωση το σύστημα θα διαλυθεί πολύ γρήγορα, αμέσως μετά τη δημιουργία του. Καθώς ο αέρας κινείται στην επιφάνεια του εδάφους με κλίση προς το κέντρο του χαμηλού (λόγω τριβής), υπάρχει σύγκλιση των αερίων μαζών, με αποτέλεσμα τη συσσώρευση του αέρα στα ανώτερα στρώματα. Η συσσώρευση οφείλεται στον συνεχή στροβιλισμό του αέρα γύρω από το κέντρο του χαμηλού (εκεί δεν υπάρχει τριβή), ο οποίος δεν απομακρύνεται. Μία τέτοια κατάσταση οδηγεί στην αύξηση της πυκνότητας (μάζας) του αέρα στην επιφάνεια και συνεπώς στην αύξηση της πίεσεως, με αποτέλεσμα τη διάλυση του βαρομετρικού χαμηλού (σχ. 8.8γ).



Σχ. 8.8γ
Μηχανισμός διαλύσεως ενός βαρομετρικού χαμηλού.

Ο όρος «ύφεση» χαρακτηρίζει τα εξωτροπικά κυκλωνικά συστήματα (βαρομετρικά χαμηλά), ωστόσο δεν είναι απίθανο να χρησιμοποιηθεί για την περιγραφή ενός ασθενούς κυκλώνα, ο οποίος βρίσκεται ακόμα στο αρχικό του στάδιο αναπτύξεως. Καθώς η ύφεση αναπτύσσεται, οι βαροβαθμίδες γίνονται ολοένα και πιο μεγάλες, οι άνεμοι ισχυρότεροι και γίνεται φανερό από διαδοχικούς χάρτες ότι οι ισοβαρείς καμπύλες διατάσσονται ολοένα και πιο κοντά η μία με την άλλη, διαδικασία που χαρακτηρίζεται ως ***βάθυνση της υφέσεως*** (deepening). Μία ύφεση που βρίσκεται προς το τέλος της αναπτύξεώς της, δηλαδή στην παρακμή της, ***πληρούται*** (filling up). Τα βαρομετρικά χαμηλά τείνουν να κινηθούν προς περιοχές χαμηλής πιέσεως ή πιέσεως σε πτώση και να στρέφονται γύρω από περιοχές υψηλής πιέσεως (βαρομετρικά υψηλά).

Οι ***τροπικοί κυκλώνες*** είναι πολύ σφοδρά βαρομετρικά χαμηλά, χωρίς μέτωπα, που σχηματίζονται σε τροπικές θαλάσσιες περιοχές και εμφανίζουν οργανωμένη κατακόρυφη μεταφορά (αστάθεια) και καλά σχηματισμένη κυκλωνική κυκλοφορία στην επιφάνεια. Ωστόσο, επειδή οι τροπικοί κυκλώνες παρουσιάζουν έντονο ενδιαφέρον εξαιτίας της μεγάλης εντάσεως των καιρικών φαινομένων που τους συνοδεύουν, αποτελούν αντικείμενο διεξοδικότερης μελέτης του επόμενου κεφαλαίου (βλ. κεφ. 9).

Τα περισσότερα βαρομετρικά χαμηλά των μέσων γεωγραφικών πλατών αναπτύσσονται πάνω στο πολικό μέτωπο και είναι γνωστά ως ***μετωπικές υφέσεις*** ή ***υφέσεις πολικού μετώπου*** (βλ. παράγρ. 8.10). Υπάρχουν, ωστόσο, και άλλα βαρομετρικά χαμηλά, που δεν συνδέονται με θερμά και ψυχρά μέτωπα. Αυτά είναι τα ***θερμικά χαμηλά***, τα ***ορογραφικά χαμηλά*** και τα ***χαμηλά αστάθειας***.

Τα ***θερμικά χαμηλά*** (thermal lows or heat lows), δημιουργούνται το καλοκαίρι πάνω από εκτεταμένες ηπειρωτικές εκτάσεις, οι οποίες θερμαίνονται έντονα σε σχέση με κοντινές θαλάσσιες περιοχές. Η έντονη θέρμανση προκαλεί την ελάττωση της ατμοσφαιρικής πιέσεως στα επιφανειακά στρώματα, με συνέπεια τη σύγκλιση (εισροή) αέρα στη θερμαινόμενη περιοχή από τον περιβάλλοντα ψυχρότερο χώρο. Η σύγκλιση αυτή, σε συνδυασμό με τη δύναμη Coriolis, μετατρέπεται σε κυκλωνική κυκλοφορία και δημιουργεί την θερμική ύφεση.

Τα θερμικά χαμηλά τείνουν να παρουσιάζουν ασθενή κυκλοφορία, γι' αυτό και εκτείνονται μέχρι το ύψος των 3.100 m περίπου. Αυτά τα συστήματα συνήθως δεν έχουν μέτωπα και οι βροχές που δημιουργούνται λόγω αστάθειας είναι ασθενείς, τοπικές και μικρής διάρκειας. Παραδείγματα τέτοιων συστημάτων χαμηλών πιέσεων είναι το θερμικό χαμηλό πάνω από τη χερσόνησο της Ινδίας, στο οποίο και οφείλεται ο μηχανισμός δημιουργίας των Ετησίων ανέμων, καθώς επίσης και τα θερμικά χαμηλά που δημιουργούνται στη ζώνη του Ισημερινού. Οι θερμικές υφέσεις στην Ινδία χαρακτηρίζονται από βροχοπτώσεις που συνήθως είναι ασθενείς και έχουν μικρή διάρκεια, ενώ σε αυτές που παρατηρούνται στη ζώνη του Ισημερινού, λόγω των μεγάλων κατακορύφων θερμοβαθμίδων, η αστάθεια είναι πολύ μεγάλη και έτσι εξηγούνται οι βροχοπτώσεις καθ' όλη τη διάρκεια του έτους στην εν λόγω περιοχή. Στη ζώνη των χαμηλών πιέσεων του Ισημερινού, δημιουργούνται θερμικά χαμηλά και συγκεκριμένα τα συστήματα αυτά απαντώνται σε περιοχές όπως είναι το οροπέδιο του Μεξικού, η μεγάλη κοιλάδα της Καλιφόρνια, η

έρημος Σαχάρα, η ΒΔ Αργεντινή, η ΒΔ Αυστραλία, η Ιβηρική χερσόνησος και το Θιβετιανό οροπέδιο. Οι θερμικές υφέσεις πάνω από τα Δ και Ν τμήματα της Β Αμερικής, την Β Αφρική και την ΝΑ Ασία είναι τόσο ισχυρές, ώστε να οδηγήσουν σε συνθήκες δημιουργίας μουσώνα της θερμής περιόδου. Τέλος, η ανάπτυξη θερμικών υφέσεων στο εσωτερικό μιας ακτογραμμής μπορεί να οδηγήσει στη δημιουργία θαλάσσιας αύρας (βλ. παράγρ. 3.9).

Τα ***ορογραφικά χαμηλά*** (orographic lows) δημιουργούνται όταν ισχυροί άνεμοι συναντούν κατά την κίνησή τους ορεινές εξάρσεις. Τότε διαταράσσεται η ροή του αέρα, με αποτέλεσμα αυτός να αναγκάζεται να διαφύγει προς τα επάνω. Πολλές φορές η έντονη ανοδική μεταφορά που παρατηρείται στην προσήνεμη πλευρά, ενισχύεται στην υπήνεμη. Αυτή η ενίσχυση οφείλεται, αφενός μεν, σε ανοδική κίνηση του αέρα στα μεσαία στρώματα της ατμόσφαιρας συνδεόμενη με κατακόρυφα διαδιδόμενο κύμα που προκαλείται από τη ροή επάνω από την ορεινή έξαρση και αφετέρου δε, σε θέρμανση των χαμηλών στρωμάτων στην υπήνεμη πλευρά που προκαλεί ανοδικές κινήσεις. Αυτός ο μηχανισμός συντελεί στη δημιουργία μιας περιοχής χαμηλών πιέσεων στην υπήνεμη πλευρά του ορεινού όγκου. Εκεί, λόγω κατακόρυφης αστάθειας, μπορεί να σχηματιστούν νέφη και να εκδηλωθούν ορογραφικές βροχές, με αποτέλεσμα τη δημιουργία της ορογραφικής υφέσεως. Παραδείγματα ορογραφικών υφέσεων είναι αυτές που παρουσιάζονται στη Β Ιταλία, όταν αέριες μάζες κινούνται πάνω και γύρω από τις Άλπεις, στα Α των Βραχωδών Όρεων κ.α.

Τα ***χαμηλά αστάθειας*** (instability lows) δημιουργούνται με τον ίδιο τρόπο όπως τα θερμικά χαμηλά, με τη διαφορά ότι η θέρμανση στην περίπτωση αυτή δίνεται από τη λανθάνουσα θερμότητα που απελευθερώνεται λόγω συμπυκνώσεως και όχι από τη θερμότητα του εδάφους. Οι υφέσεις αστάθειας είναι συχνές στις τροπικές περιοχές και όχι μόνο.

Αξίζει να σημειωθεί πως υπάρχουν και κάποιοι άλλοι τύποι βαρομετρικών χαμηλών, ίσως λιγότερο γνωστοί, που πρέπει να συμπεριληφθούν στην παρούσα ενότητα. Είναι τα ***ανώτερα χαμηλά*** και οι ***μετεωρολογικές βόμβες***.

Τα ***ανώτερα χαμηλά*** (upper level lows) είναι ένα σύστημα χαμηλών πιέσεων στο ανώτερο επίπεδο της ατμόσφαιρας, που αντιστοιχεί ή όχι σε κάποιον ισοβαρικό σχηματισμό επιφανείας. Αυτό το σύστημα πιέσεων της ανώτερης ατμόσφαιρας επηρεάζει τις καιρικές εξελίξεις στην επιφάνεια.

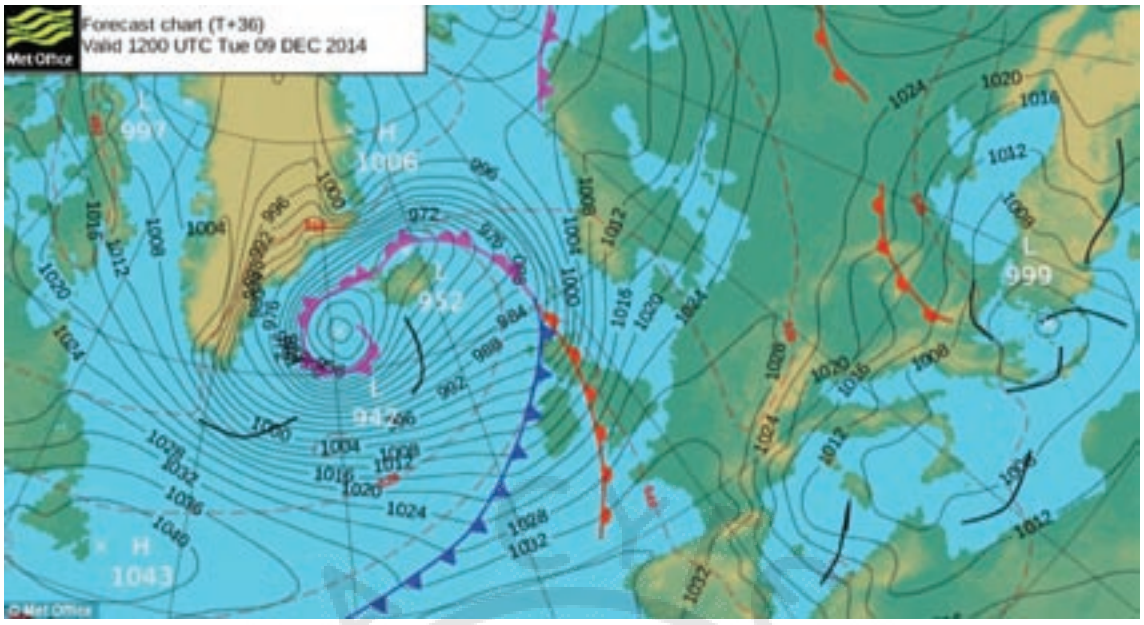
Οι ***μετεωρολογικές βόμβες*** (meteorological bombs) είναι κάθε σφοδρό σύστημα, του οποίου η πίεση στο κέντρο μειώνεται γρήγορα (βλ. πίν. 8.8). Για παράδειγμα, η πίεση στο κέντρο του συστήματος μειώνεται κατά 24 mb μέσα σε χρονικό διάστημα ενός 24ώρου, για το γεωγραφικό πλάτος των 60°. Αυτό το μετεωρολογικό φαινόμενο είναι γνωστό και ως ***εκρηκτική κυκλογένεση***.

Οι «βόμβες» δημιουργούνται πάντα τον χειμώνα και κυρίως σε περιοχές πάνω από τη θάλασσα. Η θερμή θάλασσα τον χειμώνα συμβάλλει στην έντονη θέρμανση των στρωμάτων του αέρα με τα οποία είναι σε επαφή και στον εμπλουτισμό τους με υδρατμούς, προκαλώντας έντονες ανοδικές κινήσεις. Η ανερχόμενη αέρια μάζα αποκτά περιστροφική κίνηση και παίρνει σχήμα κυλίνδρου. Ο θερμός αέρας ψύχεται και δημιουργεί συμπαγή νεφικό σχηματισμό, ενώ ο άνεμος κινείται αριστερόστροφα. Το σύστημα αυτό μπορεί να καλύψει τον ουρανό με τον όγκο του, που φτάνει σε διάμετρο περίπου τα 700 km. Η μετεωρολογική βόμβα αλλάζει δραματικά τις καιρικές συνθήκες για περίπου 12 ώρες. Οι υφέσεις αυτές χαρακτηρίζονται από θυελλώδεις ανέμους και έντονα καιρικά φαινόμενα. Δεν μπορούν να προβλεφθούν έγκαιρα, παρά μόνο λίγες ώρες πριν από την εμφάνισή τους. Μπορούν να παρουσιαστούν και στα δύο ημισφαίρια (σχ. 8.8δ).

Ειδικοί επιστήμονες επισημαίνουν πως οι μετεωρολογικές βόμβες εμφανίζονται με συχνότητα κατά μέσο όρο 5,5 περιπτώσεων τον χρόνο σε όλη τη Μεσόγειο. Οι περιπτώσεις αυτές ευνοούνται από την κλειστή λεκάνη της Μεσογείου, η οποία λειτουργεί σαν θερμική δεξαμενή κατά τη διάρκεια του χειμώνα, από τους μεγάλους ορεινούς όγκους στη Β ακτή της Μεσογείου, ενώ επηρεάζονται και από τη δυναμική των ανωτέρων στρωμάτων. Οι μετεωρολογικές βόμβες που εμφανίζονται στην Α Μεσόγειο, έχουν γενικά μεγαλύτερο μέγεθος και μεγαλύτερη ένταση

Πίνακας 8.8
Εκρηκτική κυκλογένεση.

Γεωγραφικό πλάτος	*Πτώση πιέσεως σε mb ανά 24ωρο*
60	>24
50	>21
40	>18
30	>14



Σχ. 8.8δ
Μετεωρολογική βόμβα στον Β Ατλαντικό στις 9 Δεκεμβρίου 2014.

από τις αντίστοιχες στη Δ Μεσόγειο, παρά τη μικρότερη συχνότητά τους. Ειδικότερα στην Ελλάδα, την οποία προσεγγίζει ένα σύστημα με αυτά τα χαρακτηριστικά κυρίως από τα ΒΔ ή και από τα Δ, έχουν εμφανιστεί 20 φορές κατά την περίοδο 1961 – 2001, με ιδιαίτερη προτίμηση το κεντρικό Αιγαίο.

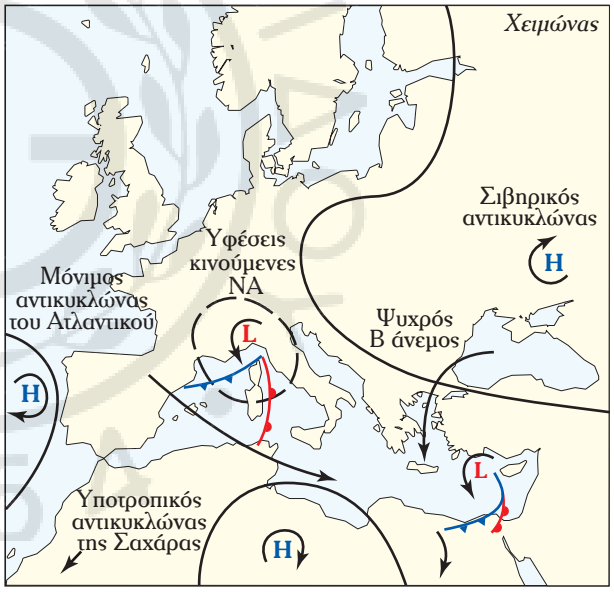
8.9 Απεικόνιση υφέσεως σε συνοπτικό χάρτη επιφανείας ή σε χάρτη προγνώσεως.

Στο σχήμα 8.9 απεικονίζονται διάφορα βαρομετρικά συστήματα, όπως αυτά φαίνονται σε πραγματικό χάρτη καιρού. Πιο αναλυτικά, από αριστερά προς τα δεξιά φαίνονται ο μόνιμος αντικυκλώνας του Ατλαντικού και ακολουθεί μία κινούμενη ΝΑ ύφεση στην ευρύτερη περιοχή πάνω από τη Ν Γαλλία και τη Β Ιταλία. Χαμηλότερα, παρατηρείται ο υποτροπικός αντικυκλώνας της Σαχάρας. Δεξιότερα φαίνεται μία περιοχή χαμηλών πιέσεων στην Α λεκάνη της Μεσογείου, κοντά στην Κύπρο, και ο Σιβηρικός αντικυκλώνας σε μεγαλύτερο γεωγραφικό πλάτος.

8.10 Τα στάδια του κύκλου ζωής μίας υφέσεως πολικού μετώπου.

Στο σχήμα 8.10 εμφανίζονται τα διαδοχικά στάδια γενέσεως μίας υφέσεως πολικού μετώπου.

Το βαρομετρικό χαμηλό του πολικού μετώπου είναι μία ύφεση που αναπτύσσεται σε μεσαία και



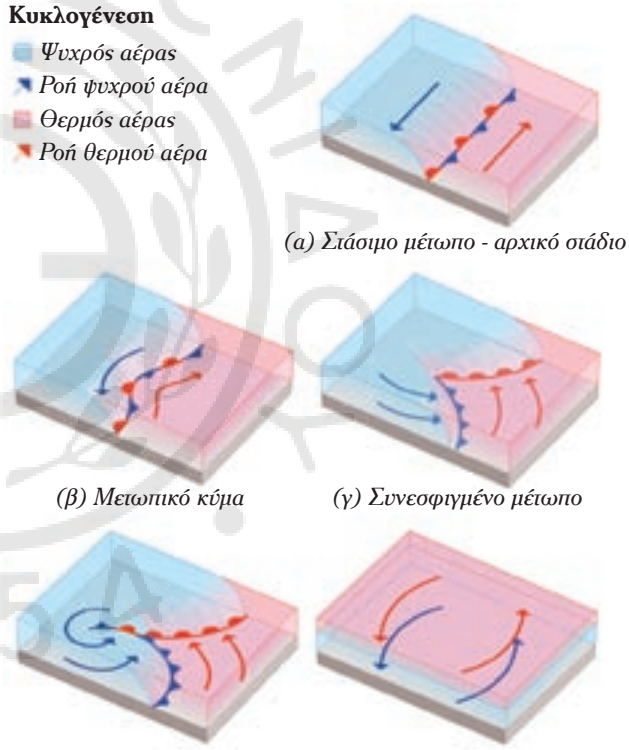
Σχ. 8.9
Απεικόνιση κέντρων χαμηλών πιέσεων.

μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, δηλαδή μακριά από τους τροπικούς. Το μοντέλο που ερμηνεύει τον κύκλο ζωής μίας υφέσεως πολικού μετώπου ονομάζεται «θεωρία του πολικού μετώπου» ή «Νορβηγικό μοντέλο». Με βάση το μοντέλο αυτό, η ύφεση αναπτύσσεται κατά μήκος ενός πολικού μετώπου και αποτελείται από δύο διαφορετικές αέριες μάζες, που συνήθως είναι μία ψυχρή πολική και μία θερμή τροπική. Στο αρχικό στάδιο παρατηρείται ένα ***στά-***

σιμο μέτωπο [σχ. 8.10(α)], δηλαδή μία επιφάνεια ασυνέχειας ανάμεσα σε δύο αέριες μάζες που παρουσιάζουν μια 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). Αν οι συνθήκες είναι ευνοϊκές, η επιφάνεια ασυνέχειας μπορεί να υποστεί μία διαταραχή και να εμφανίσει έναν ελαφρύ κυματισμό. Το κύμα που δημιουργείται ονομάζεται ***μετωπικό κύμα*** και αποτελεί το αμέσως επόμενο στάδιο από το αρχικό [σχ. 8.10(β)]. Το ***συνεσφιγμένο μέτωπο*** [σχ. 8.10(γ)] μίας μετωπικής υφέσεως προκύπτει ως επέκταση ενός ασταθούς κυματισμού. Στο σχήμα απεικονίζεται ένα ψυχρό μέτωπο στα δυτικά, που σπρώχνει τον αέρα σε νότιες διευθύνσεις, ενώ ένα θερμό μέτωπο στα ανατολικά κινείται προς βόρειες διευθύνσεις. Το σημείο με τη χαμηλότερη πίεση είναι το σημείο τομής των δύο μετώπων. Καθώς ο ψυχρός αέρας μετατοπίζει τον θερμό προς τα πάνω, κατά μήκος του ψυχρού μετώπου εμφανίζεται μία στενή ζώνη υετού.

Το σύστημα επηρεάζεται από την κυκλοφορία της ανώτερης ατμόσφαιρας και ενώ κινείται Α – ΒΑ, συνεχίζει να εξελίσσεται και δημιουργείται μία τυπική ύφεση σε ***ώριμο στάδιο*** [σχ. 8.10(δ)], η οποία εξακολουθεί να εξελίσσεται, ενώ το εύρος του κυματισμού της αυξάνεται. Συγχρόνως, αναπτύσσεται μία ζώνη θερμού αέρα ανάμεσα στα δύο μέτωπα, που ονομάζεται θερμός τομέας της υφέσεως. Η ατμοσφαιρική πίεση στο κέντρο είναι αρκετά χαμηλότερη από πριν και οι ισοβαρείς πυκνώνουν αρκετά στην κορυφή του κύματος. Λόγω της πυκνώσεως των ισοβαρών δημιουργείται ισχυρή ***κυκλωνική ροή***, καθώς ο αέρας στροβιλίζεται κατά την ορθή φορά και με κλίση προς το κέντρο του χαμηλού. Μπροστά από το θερμό μέτωπο αναπτύσσεται μία ευρεία ζώνη υετού, ενώ μία πιο στενή ζώνη εμφανίζεται παράλληλα και πίσω από το ψυχρό μέτωπο. Μέσα στον θερμό τομέα ο καιρός είναι νεφελώδης, χωρίς να αποκλείεται η πιθανότητα σποραδικών βροχοπτώσεων σε περίπτωση που ο αέρας είναι ασταθής. Το σύστημα αυτό τροφοδοτείται ενεργειακά από διάφορες πηγές, όπως: α) από την άνοδο των αερίων μαζών με ταυτόχρονη εισροή ψυχρού αέρα για την κάλυψη του κενού στην επιφάνεια και μετατροπή της δυναμικής ενέργειας σε κινητική, β) από τη συμπύκνωση των υδρατμών, που παρέχει στο σύστημα ενέργεια με τη μορφή λανθάνουσας θερμότητας και γ) από τη σύγκλιση του επιφανειακού αέρα προς το κέντρο του χαμηλού, με αποτέλεσμα την αύξηση της ταχύτητας των αερίων μαζών, γεγονός που προσφέρει στο σύστημα επί πλέον κινητική ενέργεια.

Καθώς το σύστημα κινείται ανατολικά, η πίεση στο κέντρο εξακολουθεί να μειώνεται, οι άνεμοι ενισχύονται και καθώς το ψυχρό μέτωπο κινείται ταχύτερα από το θερμό, ο θερμός τομέας περιορίζεται. Ο θερμός αέρας συνεχίζει να περιορίζεται και τελικά το ψυχρό μέτωπο συναντά το θερμό, σχηματίζοντας ένα περιορισμένο συνεσφιγμένο μέτωπο. Στο τελικό στάδιο, που λέγεται ***κυκλόλυση*** [σχ. 8.10(ε)], το σύστημα σταδιακά διαλύεται λόγω της υπάρξεως ψυχρού αέρα και στις δύο πλευρές του συνεσφιγμένου μετώπου. Χωρίς την προσφορά ενέργειας από τον ανερχόμενο θερμό και υγρό αέρα, η ύφεση διαλύεται και μετατρέπεται σε ομογενή στρόβιλο, ο οποίος εξαφανίζεται πολύ γρήγορα.



(α) Σιάσιμο μέτωπο - αρχικό στάδιο

(β) Μετωπικό κύμα

(γ) Συνεσφιγμένο μέτωπο

(δ) Κυκλωνική κυκλοφορία - ώριμο στάδιο

(ε) Διάλυση - κυκλόλυση

Σχ. 8.10

Τα διαδοχικά στάδια μιας υφέσεως πολικού μετώπου.

8.11 Περιγραφή οικογένειας υφέσεων.

Οι μετωπικές υφέσεις σπάνια εμφανίζονται μεμονωμένες, ενώ αν οι συνθήκες είναι ευνοϊκές, είναι δυνατόν να σχηματιστούν περισσότερες από μία υφέσεις (2, 3 ή και παραπάνω) κατά μήκος του πολικού μετώπου. Η διαδοχή πολλών υφέσεων

αποτελεί αυτό που καλείται ***οικογένεια υφέσεων*** (cyclone family) και μπορεί να περιλαμβάνει κατά μέσο όρο τέσσερα μέλη, το καθένα εκ των οποίων διαχωρίζεται από το άλλο με μία σφήνα υψηλών πιέσεων. Οι συνθήκες που ευνοούν έναν τέτοιο σχηματισμό είναι όταν η ταχύτητα κινήσεως του πολικού μετώπου είναι μεγαλύτερη εκεί όπου οι άνεμοι είναι ισχυρότεροι (κοντά στο κέντρο της υφέσεως), γεγονός που θα προκαλέσει κάμψη στο πολικό μέτωπο. Κοντά στην περιφέρεια του συστήματος η κίνηση είναι πιο αργή και καθώς το σύστημα προχωρά, το ψυχρό μέτωπο τείνει να ακολουθεί το πίσω μέρος του πολικού μετώπου, που συνήθως είναι λιγότερο ή περισσότερο αδρανές. Έτσι μπορεί να δημιουργηθεί μία νέα ύφεση από την ακολουθία του πολικού μετώπου και ενώ αυτή ωριμάζει, η διαδικασία επαναλαμβάνεται και έτσι γεννιέται μία ακόμη ύφεση.

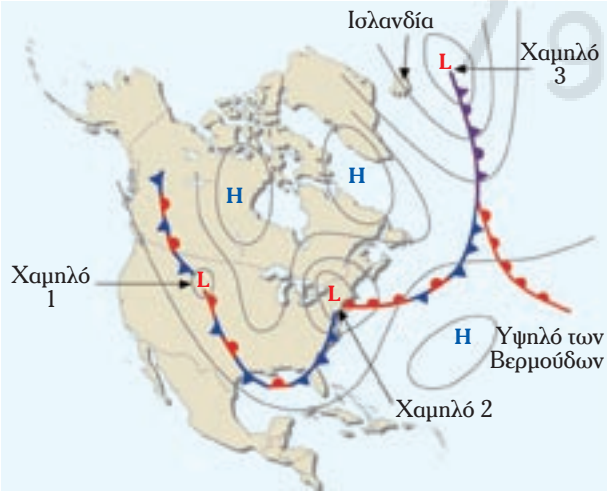
Η κυκλοφορία του ψυχρού αέρα που συναντάται στο πίσω μέρος της εκάστοτε υφέσεως της οικογένειας, ωθεί το πολικό μέτωπο νοτιότερα της προηγούμενης υφέσεως, που αποτελεί τη μητρική της επόμενης. Δηλαδή, η ακολουθία των υφέσεων είναι τέτοια, ώστε το θερμό μέτωπο του ενός χαμηλού, να αποτελεί συνέχεια του ψυχρού μετώπου του χαμηλού που προηγείται. Οι σφήνες υψηλών πιέσεων που παρεμβάλλονται μεταξύ των υφέσεων, συνοδεύονται από σύντομα διαστήματα καλοκαιρίας. Αυτά διακόπτουν τις νεφελώδεις και βροχερές περιόδους που συνδέονται με τις υφέσεις, οι οποίες αποτελούν τις οικογένειες υφέσεων.

Στο σχήμα 8.11 απεικονίζεται μία οικογένεια υφέσεων πάνω από τις Η.Π.Α. σε διάφορα στάδια αναπτύξεως κατά μήκος του πολικού μετώπου, κατά τη διάρκεια της χειμερινής περιόδου. Από το σχήμα μπορεί κανείς να διακρίνει ψυχρούς αντικυκλώνες στα βόρεια του μετώπου, ενώ στα νότια και πάνω από τον Ατλαντικό Ωκεανό βρίσκεται το θερμό υψηλό των Βερμούδων. Το χαμηλό 1 μόλις που αρχίζει να δημιουργείται, το χαμηλό 2 είναι μία τυπική μορφή υφέσεως, ενώ το χαμηλό 3 είναι μία συνεσφιγμένη ύφεση σε φάση ωριμάνσεως. Όταν διαλυθεί η ύφεση, τη θέση της καταλαμβάνει η επόμενη, ενώ παράλληλα στην ουρά σχηματίζεται μία νέα ύφεση από τον κυματισμό του πολικού μετώπου.

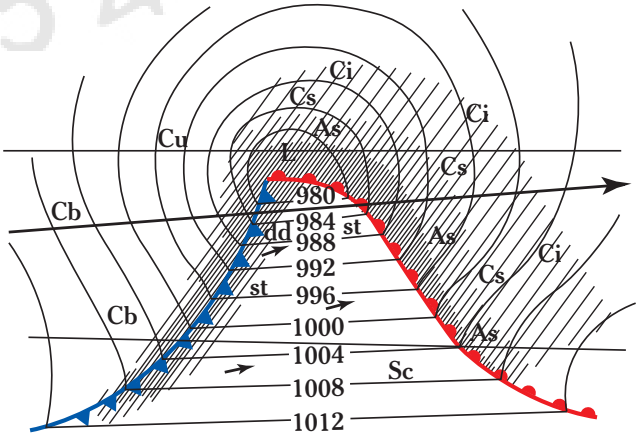
Όταν ένα σύστημα θερμού και ψυχρού μετώπου εξελίσσεται εκτός τροπικής περιοχής, συμβαίνει συχνά το σύστημα αυτό να «γεννήσει» νέα χαμηλά, καθώς το κέντρο του αρχικού συστήματος αρχίζει να διασκορπίζεται. Ένα ***δευτερεύον χαμηλό*** (secondary low) είναι αυτό που αναπτύσσεται κοντά σε ένα πρωτεύον χαμηλό. Είναι συχνό φαινόμενο το δευτερεύον χαμηλό να εξελίσσεται πολύ γρήγορα και να καταλήγει σε ένα πιο έντονο χαμηλό σε σχέση με το πρωτεύον του. Τα δευτερεύοντα χαμηλά παρατηρούνται πολλές φορές και στα δύο άκρα του συστήματος, δηλ. και στο άκρο του συνεσφιγμένου μετώπου, αλλά και στο άκρο του ψυχρού που ακολουθεί.

8.12 Λεπτομερή διαγράμματα υφέσεως πολικού μετώπου για το Β και το Ν ημισφαίριο.

Στο σχήμα 8.12 απεικονίζεται η διανομή της νεφώσεως, το είδος των νεφών, οι βροχές, οι άνεμοι και οι πιέσεις ανά περιοχή της μετωπικής υφέσεως, όταν αυτή βρίσκεται στην πλήρως ανεπτυγμένη μορφή της. Η γραμμοσκιασμένη περιοχή παριστάνει τον



Σχ. 8.11
Οικογένεια υφέσεων κατά μήκος του πολικού μετώπου.



Σχ. 8.12
Πλήρως ανεπτυγμένη μορφή μίας μετωπικής υφέσεως.

τομέα της βροχοπτώσεως και όσο πιο σκούρα είναι αυτή, τόσο πιο έντονη είναι η βροχόπτωση. Ο άνεμος στον θερμό τομέα της μετωπικής υφέσεως ακολουθεί τον κανόνα που ισχύει για το Β ημισφαίριο, δηλαδή στρέφεται κατά την ορθή φορά. Οι ισοβαρείς καμπύλες παρουσιάζουν σημαντικές κάμψεις όταν περνούν απ' τον θερμό προς τον ψυχρό αέρα και αντιστρόφως, ενώ μέσα στον θερμό τομέα είναι σχεδόν παράλληλες. Τέλος, το μεγάλο έντονο βέλος παριστάνει την ταχύτητα μετακινήσεως του συστήματος, δηλαδή προς τα Α.

8.13 Λεπτομερή διαγράμματα τομών υφέσεως πολικού μετώπου (μία στην πλευρά που βρίσκεται προς τον πόλο από το κέντρο και μία στην πλευρά που βρίσκεται προς τον Ισημερινό).

Στο σχήμα 8.13 απεικονίζονται οι τομές μίας μετωπικής υφέσεως. Και στα δύο σχήματα φαίνονται ξεκάθαρα τα είδη των νεφών, η διαδοχή τους, οι βροχές και οι άνεμοι. Το πρώτο απ' αυτά αφορά σε κατακόρυφη τομή της υφέσεως, όταν το κέντρο της βρίσκεται προς τον πόλο και το δεύτερο όταν αυτό βρίσκεται προς τον Ισημερινό.

8.14 Περιγραφή της συνήθους κινήσεως μίας υφέσεως πολικού μετώπου.

Οι ταχύτητες και οι ταχύτητες κινήσεως των υφέσεων διαφοροποιούνται από περίπτωση σε περίπτωση. Αυτό συμβαίνει επειδή εξαρτώνται από τη θερμοκρασία του αέρα, την ατμοσφαιρική πίεση και τις ατμοσφαιρικές συνθήκες στην ανώτερη ατμόσφαιρα.

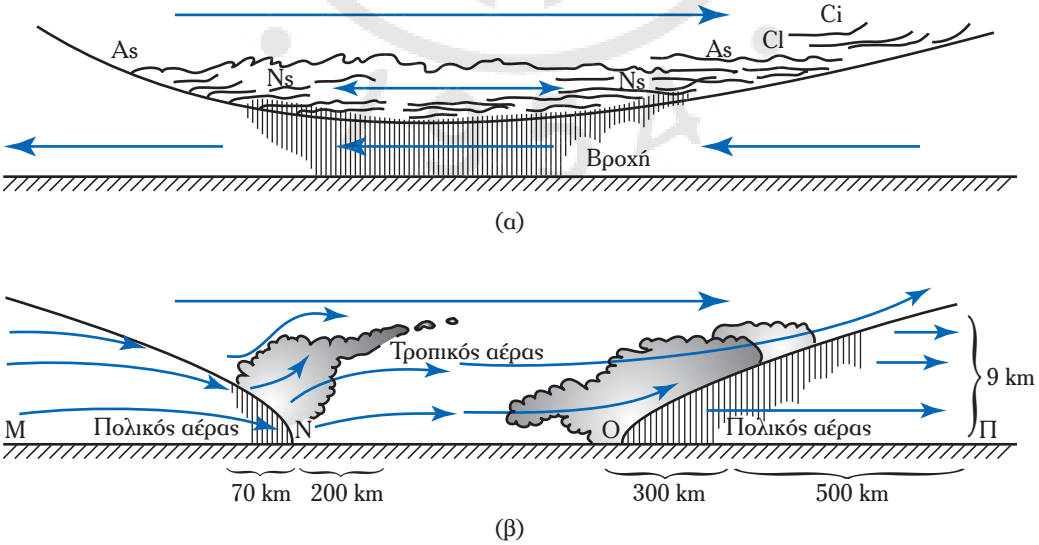
Τα χαμηλά, γενικά, τείνουν να κινηθούν προς περιοχή με μεγαλύτερη πτώση της ατμοσφαιρικής πιέσεως. Τα χαμηλά πολικού μετώπου έχουν μεγαλύτερη ταχύτητα απ' τα απλά χαμηλά και αυτό παρατηρείται επειδή το πολικό μέτωπο, καθώς πλησιάζει περισσότερο τα τροπικά πλάτη, δημιουργεί όλο και περισσότερους κυκλωνικούς κυματισμούς.

Κατά κανόνα, τα συστήματα κινούνται προς τα ανατολικά για το Β ημισφαίριο και πιο συγκεκριμένα μία ύφεση πολικού μετώπου με σύσφιγξη τείνει να κινηθεί αργά ή να παραμείνει σχεδόν στάσιμη.

Η ροή του ατμοσφαιρικού αέρα στην ανώτερη ατμόσφαιρα καθορίζει τις κινήσεις των βαρομετρικών χαμηλών. Οπότε, γενικεύοντας, οι τροχιές των βαρομετρικών χαμηλών στην επιφάνεια ακολουθούν την κίνηση των ανέμων στην ανώτερη ατμόσφαιρα.

8.15 Εφαρμογή γνωστών εννοιών στην ερμηνεία των μεταβολών του καιρού, που παρατηρούνται κατά τη διέλευση μιας μετωπικής υφέσεως που το κέντρο της βρίσκεται προς την πλευρά του πόλου από τον παρατηρητή (στο Β και στο Ν ημισφαίριο).

Οι μεταβολές του καιρού που παρατηρούνται κατά τη διέλευση μίας μετωπικής υφέσεως, της οποίας το κέντρο βρίσκεται προς την πλευρά του πό-



Σχ. 8.13

Κατακόρυφες τομές μίας μετωπικής υφέσεως: (α) με το κέντρο της προς τον πόλο και (β) με το κέντρο της προς τον Ισημερινό.

λου από τον παρατηρητή και για τα δύο ημισφαίρια, συνοψίζονται στα εξής:

1) Ο άνεμος στρέφεται, δηλαδή η φορά του θα είναι η ανάδρομη (σύμφωνη με τους δείκτες του ρολογιού) και πιθανόν να παρουσιάσει μεταβολή στην έντασή του. Συγκεκριμένα, δύναται να εκδηλωθούν λαίλαπες στην περίπτωση του ψυχρού μετώπου.

2) Η βροχόπτωση χαρακτηρίζεται ως ήπια στην περίπτωση του θερμού μετώπου, ενώ γίνεται ραγδαία και με πιθανότητα εκδηλώσεως καταιγίδων στην περίπτωση του ψυχρού μετώπου.

3) Η νέφωση μπορεί να επηρεαστεί, ώστε τελικά να παρατηρηθούν στρωματόμορφα νέφη στην περίπτωση του θερμού μετώπου και σωρειτόμορφα στην περίπτωση του ψυχρού.

4) Η θερμοκρασία παρουσιάζει αύξηση στη διάβαση του θερμού μετώπου και μείωση κατά το πέρασμα του ψυχρού.

5) Η σχετική υγρασία παρουσιάζει σημαντική μεταβολή. Πιο αναλυτικά, παρουσιάζει γρήγορη αύξηση στην περίπτωση του θερμού μετώπου και μείωση στην περίπτωση του ψυχρού.

6) Η βαρομετρική πίεση παρουσιάζει αλλαγή στον ρυθμό μεταβολής της. Στην περίπτωση του θερμού μετώπου παρατηρείται βαθμιαία πτώση, ενώ στο ψυχρό παρατηρείται απότομη αύξηση.

8.16 Εφαρμογή γνωστών εννοιών στην ερμηνεία των μεταβολών του καιρού, που παρατηρούνται κατά τη διέλευση μίας μετωπικής υφέσεως με το κέντρο της προς την πλευρά του Ισημερινού από τον παρατηρητή (στο Β και στο Ν ημισφαίριο).

Όταν το κέντρο της μετωπικής υφέσεως βρίσκεται προς την πλευρά του Ισημερινού σε σχέση με τον παρατηρητή και για τα δύο ημισφαίρια, δεν θα γίνει αντιληπτή η διάβαση των μετώπων. Οι μεταβολές που θα παρατηρηθούν, θα είναι:

1) Η αντιστροφή του ανέμου, δηλαδή η φορά του, θα είναι η ορθή (αντίθετη των δεικτών του ρολογιού), από ΝΑ προς ΒΑ διευθύνσεις.

2) Η βροχόπτωση θα είναι παρατεταμένη.

3) Η νέφωση θα χαρακτηρίζεται από στρωματόμορφα νέφη.

4) Η ατμοσφαιρική πίεση θα μειώνεται αρχικά σταθερά και έπειτα θα αυξάνεται επίσης σταθερά.

Αξίζει να τονιστεί ότι μία μετωπική ύφεση είναι ένα πολύπλοκο σύστημα και η μελέτη του δεν είναι εύκολο να αποδοθεί με απόλυτα συμπεράσματα. Άλλωστε, όλες οι ατμοσφαιρικές διαταραχές μπορούν να μεταβληθούν, ανάλογα με τις επικρατούσες συνθήκες, τόσο γεωγραφικές, όσο και τοπογραφικές.

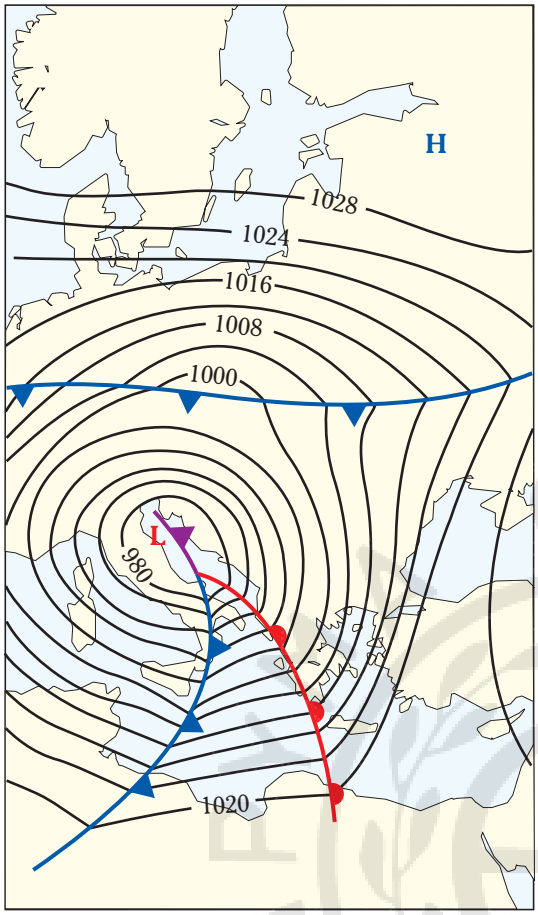
8.17 Περιγραφή της διαδικασίας που οδηγεί στη σύσφιγξη μίας υφέσεως πολικού μετώπου.

Οι υφέσεις πολικού μετώπου μπορούν να θεωρηθούν ως διαταραχές που προκλήθηκαν με τη μορφή κυματισμού πάνω σ' ένα πολικό μέτωπο. Η διαταραχή αυτή μπορεί να προκληθεί είτε από την αντίθεση των αερίων μαζών που έρχονται σε επαφή, είτε από μία ανώμαλη ροή του ανέμου. Έτσι, διαταράσσεται η σχεδόν παράλληλη κίνηση των ψυχρών και θερμών αερίων μαζών που βρίσκονται εκατέρωθεν του πολικού μετώπου [σχ. 8.10(α)], με αποτέλεσμα την αρχή της γενέσεως ενός κέντρου χαμηλών πιέσεων στην κορυφή του κυματισμού [σχ. 8.10(β)]. Το χαμηλό που δημιουργείται, βαθαίνει σταδιακά, καθώς αυξάνει η κυκλοφορία και κινείται από το Α για το Β ημισφαίριο, κατά μήκος του πολικού μετώπου, οπότε και σχηματίζεται ένα συνεσφιγμένο μέτωπο [σχ. 8.10(γ)]. Η αριστερή πλευρά του κυματισμού κινείται γρηγορότερα από τη δεξιά και αυτό συμβαίνει επειδή ο ψυχρός αέρας είναι πυκνότερος και σπρώχνει βιαιότερα από τον θερμό, που τον συναντά μπροστά του και τον προλαβαίνει. Έτσι, δημιουργείται η σύσφιγξη. Στη συνέχεια, ο θερμός τομέας της συσφίγξεως περιορίζεται [σχ. 8.10(δ)], μέχρι που τελικά διαλύεται [σχ. 8.10(ε)].

Απ' το αρχικό στάδιο της δημιουργίας της μετωπικής υφέσεως μέχρι την πλήρως ανεπτυγμένη μορφή της μπορεί να μεσολαβήσουν από 12 – 24 ώρες. Έπειτα απ' αυτό το στάδιο και μέχρι να διαλυθεί πλήρως, μεσολαβούν 2 με 3 ημέρες, οπότε συμπεραίνει κάποιος πως η μετωπική ύφεση, στο μεγαλύτερο μέρος της ζωής της είναι συνεσφιγμένη. Οι άνεμοι αποκτούν τη μεγαλύτερή τους ισχύ, όταν η ύφεση είναι πλήρως ανεπτυγμένη [σχ. 8.10(γ)].

8.18 Απεικόνιση σε συνοπτικό χάρτη υφέσεως πολικού μετώπου με συνεσφιγμένο μέτωπο.

Στο σχήμα 8.18 απεικονίζεται ένα ψυχρό μέτωπο στην κεντρική Ευρώπη, ενώ χαμηλότερα, στην ευρύτερη περιοχή της Ιταλίας και της Ελλάδας απεικονίζεται μία ύφεση πολικού μετώπου που έχει καταλήξει σε συνεσφιγμένο μέτωπο. Πιο αναλυτικά, διακρίνεται με τη μπλε γραμμή το ψυχρό μέτωπο στην



Σχ. 8.18
Απεικόνιση μίας υφέσεως πολικού μετώπου με συνεσφιγμένο μέτωπο.

Ιταλία και με την κόκκινη το θερμό στην Ελλάδα. Η μωβ γραμμή που συμβολίζει το συνεσφιγμένο μέτωπο πρόκειται να μεγαλώσει, καθώς η πολική ύφεση θα εξελίσσεται κινούμενη από τα Δ προς τα Α (σχ. 8.18).

8.19 Ερμηνεία του σχηματισμού ψυχρών ή θερμών συσφίγξεων.

Τα ψυχρά μέτωπα κινούνται κατά κανόνα πιο γρήγορα από τα θερμά. Αρκετές φορές παρατηρείται ένα ψυχρό μέτωπο κατά την κίνησή του να συναντήσει στην πορεία του ένα θερμό και να το «προλάβει», εκτοπίζοντας τον θερμό αέρα που βρίσκεται ανάμεσά τους προς τα πάνω. Σε αυτή την περίπτωση τα δύο μέτωπα σχηματίζουν ένα ενιαίο μέτωπο που ονομάζεται ***συνεσφιγμένο*** ή πιο απλά ***σύσφιγξη***.

Η σύσφιγξη διακρίνεται σε δύο είδη:

1) Αν ο ψυχρός αέρας που βρίσκεται πίσω από το ψυχρό μέτωπο είναι ψυχρότερος από αυτόν που βρίσκεται μπροστά από το θερμό, η σύσφιγξη χαρακτηρίζεται ως ***ψυχρή*** [σχ. 8.19(α)]. Αυτό το συνεσφιγμένο μέτωπο φέρει τα χαρακτηριστικά ενός ψυχρού μετώπου. Στην περίπτωση αυτή, ο ψυχρός αέρας του ψυχρού μετώπου παραμένει στο έδαφος και ξεπερνάει γρήγορα το θερμό μέτωπο.

2) Στην αντίθετη περίπτωση που ο ψυχρός αέρας του ψυχρού μετώπου είναι λιγότερο ψυχρός (θερμότερος) από τον ψυχρό αέρα του θερμού μετώπου, η σύσφιγξη καλείται ***θερμή*** [σχ. 8.19(β)]. Αυτό το συνεσφιγμένο μέτωπο φέρει τα χαρακτηριστικά ενός θερμού μετώπου. Στην περίπτωση αυτή, ο ψυχρός αέρας του θερμού μετώπου παραμένει στο έδαφος, αφού ο αέρας του είναι πιο κρύος και άρα πιο βαρύς από τον ψυχρό αέρα του αρχικού ψυχρού μετώπου.

8.20 Λεπτομερή διαγράμματα τομών που διέρχονται από θερμή και ψυχρή σύσφιγξη.

Γενικά, η δομή μίας συσφίγξεως είναι πολύ διαφορετική σε σχέση με εκείνη των απλών μετώπων, καθώς σε αυτήν συμμετέχουν τρεις αέριες μάζες. Στα ακόλουθα σχήματα παριστάνονται οι τομές θερμής και ψυχρής συσφίγξεως. Πιο αναλυτικά, στο σχήμα 8.19(β) παριστάνεται μία θερμή σύσφιγξη, με τα είδη των νεφών που τη χαρακτηρίζουν και τον τομέα της βροχής, ενώ στο σχήμα 8.19(α) παριστάνεται μία ψυχρή σύσφιγξη παρέχοντας μέσω του σχήματος τις ίδιες πληροφορίες.

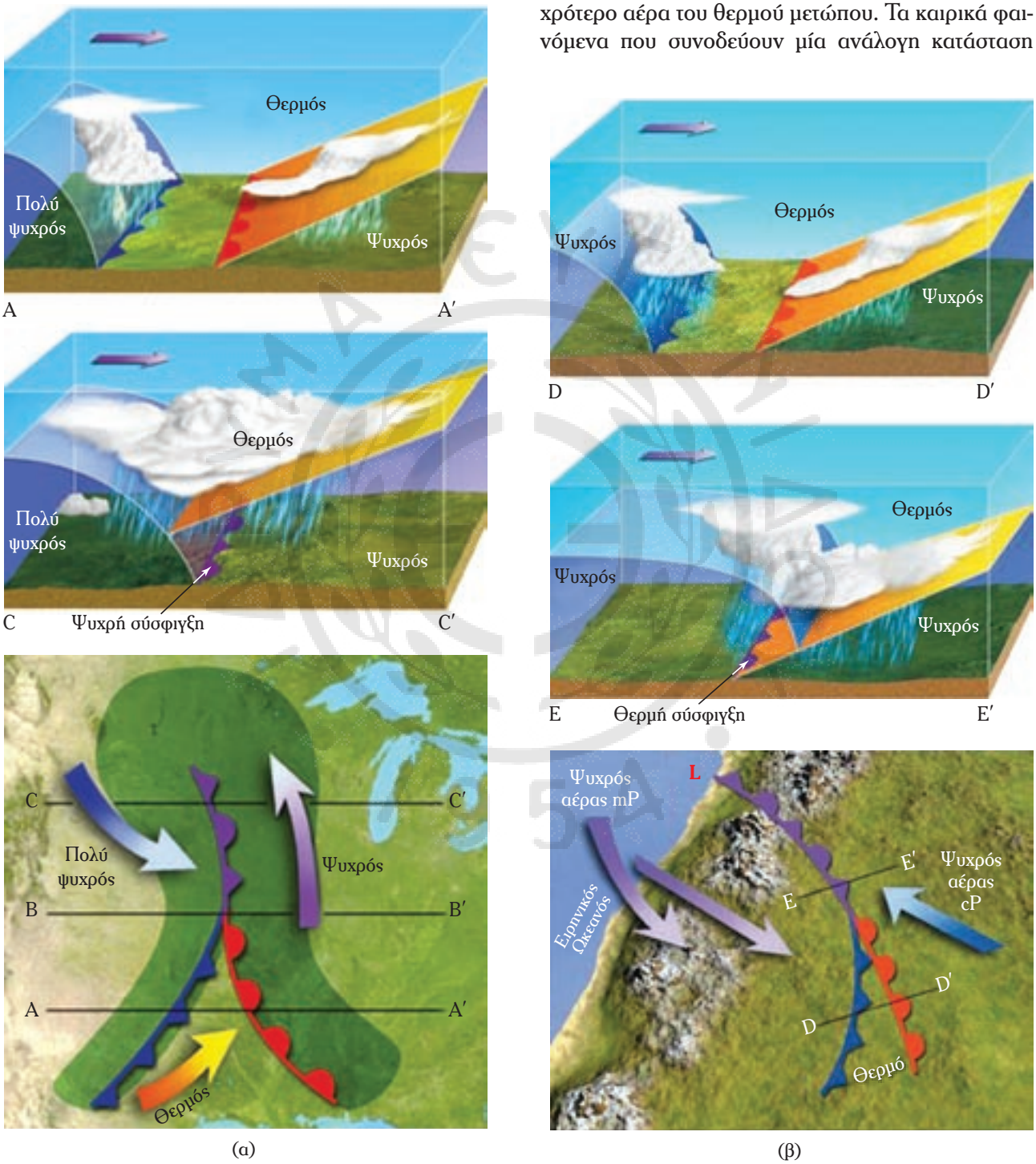
8.21 Περιγραφή του καιρού που παρατηρείται κατά τη διέλευση ψυχρής ή θερμής συσφίγξεως στο Β και στο Ν ημισφαίριο.

Ο καιρός που συνοδεύει ένα συνεσφιγμένο μέτωπο είναι συνδυασμός των τύπων καιρού που συνδέονται με τα θερμά και τα ψυχρά μέτωπα. Μπορεί να παρουσιάζει από λίγα ως καθόλου νέφη, κυρίως μετά το πέρασμά του τότε που συνήθως παρατηρούνται καθοδικές κινήσεις. Αυτές οι καθοδικές κινήσεις είναι υπεύθυνες για την αδιαβατική θέρμανση των αερίων μαζών και τη νεφοδιάλυση που ακολουθεί.

Μία σύσφιγξη ψυχρού μετώπου προκαλεί ανύψωση θερμών και υγρών ευσταθών αερίων μαζών. Έτσι, με την προσέγγιση ενός τέτοιου μετώπου σε μία περιοχή, ο καιρός είναι παρόμοιος με αυτόν που παρατηρείται σε ένα θερμό μέτωπο. Δηλαδή, ελαττώνεται η ατμοσφαιρική πίεση και αναπτύσσεται μέση και χαμηλή νέφωση που δίνει ασθενή υετό.

Με το πέρασμα, όμως, του μετώπου, τα καιρικά φαινόμενα μοιάζουν με αυτά του ψυχρού μετώπου και οι βροχές γίνονται εξαιρετικά έντονες. Τα πιο έντονα καιρικά φαινόμενα εμφανίζονται εκεί όπου το ψυχρό μέτωπο συναντά το θερμό, διότι στο συγκεκριμένο σημείο εστιάζονται οι μεγαλύτερες διαφορές στη θερμοκρασία και την υγρασία.

Μία σύσφιγξη θερμού μετώπου προκαλεί ανύψωση θερμών και υγρών ασταθών αερίων μαζών, ωστόσο ο ψυχρός αέρας του ψυχρού μετώπου δεν έχει την ικανότητα να ωθήσει προς τα πάνω τον ψυχρότερο αέρα του θερμού μετώπου. Τα καιρικά φαινόμενα που συνοδεύουν μία ανάλογη κατάσταση



Σχ. 8.19

Κατακόρυφη τομή (α) ψυχρής και (β) θερμής συσφίγξεως.

είναι παρόμοια με αυτά ενός θερμού μετώπου.

Πρέπει να τονιστεί ότι για την εξέλιξη και τη διαμόρφωση διαφόρων τύπων νεφών παίζει ρόλο η ταχύτητα του ανέμου στα ανώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας. Πιο συγκεκριμένα, όταν είναι κάθετος στη μετωπική επιφάνεια, τότε το μέτωπο κινείται σχετικά γρήγορα, ενώ όταν είναι παράλληλος, το μέτωπο είναι σχεδόν στάσιμο.

Στον πίνακα 8.21 παρουσιάζεται η διαδοχή του καιρού σε ένα συνεσφιγμένο μέτωπο.

8.22 Μετωπική και μη μετωπική σφήνα υφέσεως.

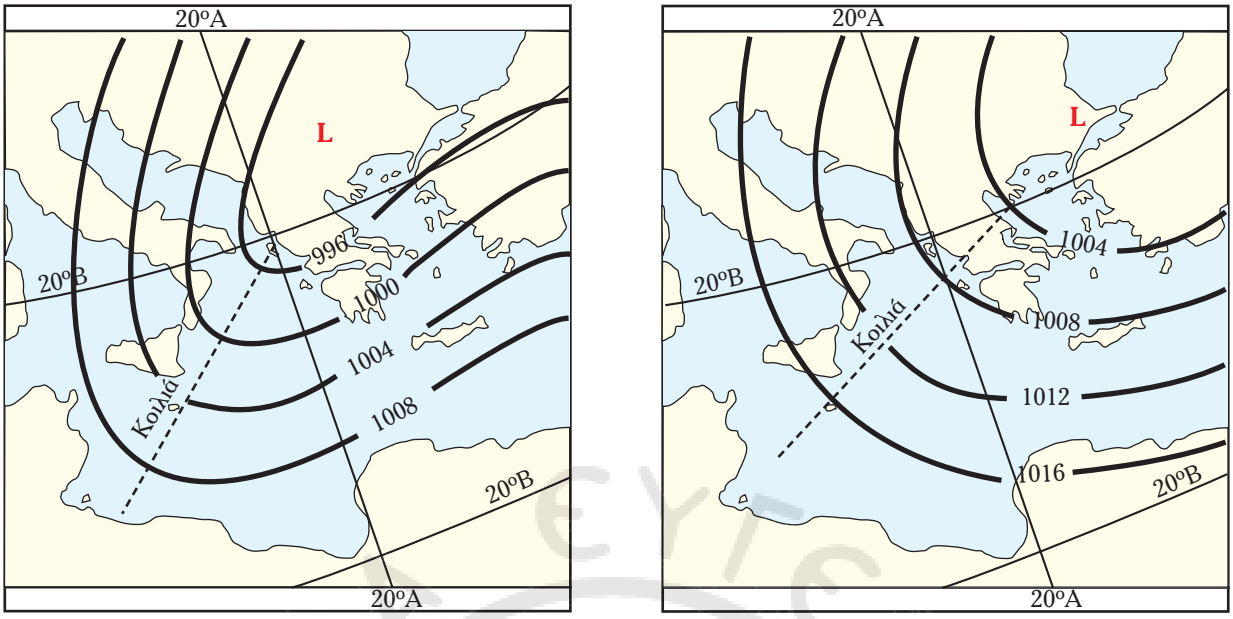
Η ***σφήνα υφέσεως*** ή ***βαρομετρικός θύλακας*** (trough) έχει χαρακτηριστική μορφή σ' έναν πραγματικό χάρτη καιρού. Οι ισοβαρείς αυτού του συστήματος παρουσιάζουν έντονη επιμήκυνση κατά μήκος μίας γραμμής, που ονομάζεται ***γραμμή αέλλας (λαίλαπας)*** (squall line), λαμβάνοντας το σχήμα των γραμμάτων U ή V και η κοιλότητά τους περικλείει το κέντρο του χαμηλού. Μπορεί να χαρακτηριστεί επομένως ως μία κυκλωνική περιοχή που εισχωρεί συνήθως σε δύο περιοχές υψηλών πιέσεων. Ένας βαρομετρικός θύλακας χαρακτηρίζεται ως βαθύς ή ρηχός ανάλογα με το πόσο έντονη είναι η κάμψη των ισοβαρών. Η απότομη καμπυλότητα των ισοβαρών συνδέεται με την ύπαρξη μετώπων κατά μήκος της κοιλιάς χαμηλών πιέσεων, οπότε και ονομάζεται ***μετωπική σφήνα υφέσεως*** [σχ. 8.22(α)]. Όταν η καμπυλότητα δεν είναι οξεία, τότε δεν περιέχει μέτωπα ο συγκεκριμένος βαρομετρικός θύλακας, οπότε και ονομάζεται ***μη μετωπική σφήνα υφέσεως*** [σχ. 8.22(β)].

8.23 Απεικόνιση μετωπικών και μη μετωπικών σφηνών υφέσεων σε συνοπτικό χάρτη (Β ημισφαίριο).

Στο σχήμα 8.22 απεικονίζονται σε πραγματικό χάρτη για το Β ημισφαίριο μία μετωπική και μία μη μετωπική ύφεση. Η πρώτη περίπτωση αντιστοιχεί σε μετωπική ύφεση, κάτι που γίνεται φανερό από την έντονη κάμψη των ισοβαρών καμπυλών.

Πίνακας 8.21
Διαδοχή του καιρού σε ένα συνεσφιγμένο μέτωπο.

Μετεωρολογική παράμετρος	***Πριν τη διάβαση***	***Κατά τη διάβαση***	***Μετά τη διάβαση***
ΑΝΕΜΟΣ	Α, Ν ή ΝΑ	Μεταβλητές διευθύνσεις	Δ ή ΒΔ
ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗ ΠΙΕΣΗ	Συνήθως με πτωτική πορεία	Φτάνει στο χαμηλότερο επίπεδο	Συνήθως αυξάνεται
ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ	Χαμηλή ή εξαιρετικά χαμηλή (ψυχρή σύσφιγξη) Εξαιρετικά χαμηλή (θερμή σύσφιγξη)	Πτωτική τάση (ψυχρή σύσφιγξη) Ανοδική τάση (θερμή σύσφιγξη)	Χαμηλότερη από πριν (ψυχρή σύσφιγξη) Ηπιότερη από πριν (θερμή σύσφιγξη)
ΝΕΦΩΣΗ	Ci, Cs, As, Ns	Ns και Cb	Ns, As ή διάσπαρτα Cu
ΚΑΤΑΚΡΗΜΝΙΣΜΑΤΑ	Ελαφριά, μέτρια ή ισχυρή βροχόπτωση	Ελαφριά, μέτρια ή ισχυρή συνεχής βροχόπτωση ή και όμβροι	Ελαφριά προς μέτρια βροχόπτωση, που καταλήγει σε τερματισμό των φαινομένων
ΟΡΑΤΟΤΗΤΑ	Φτωχή	Φτωχή	Παρουσιάζει βελτίωση
ΣΗΜΕΙΟ ΔΡΟΣΟΥ	Σταθερό	Συνήθως εμφανίζει ελαφρά πτώση, ειδικότερα στην ψυχρή σύσφιγξη	Ελαφρά πτώση, υπάρχει περίπτωση ελαφριάς ανόδου σε θερμή σύσφιγξη



Σχ. 8.22

Απεικόνιση υφέσεως (α) μετωπικής και (β) μη μετωπικής.

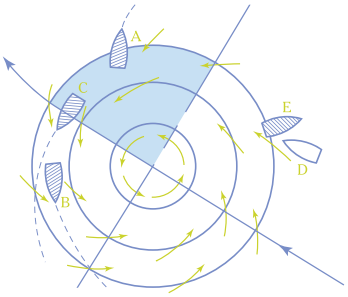
Κατά μήκος της ***κοιλιάς χαμηλών πιέσεων*** (trough line) παρατηρούνται και έντονα φαινόμενα κακοκαιρίας εξαιτίας της υπάρξεως μετώπου. Η δεύτερη περίπτωση αντιστοιχεί σε μη μετωπική ύφεση και, όπως διακρίνεται και από το σχήμα, οι ισοβαρείς καμπύλες δεν παρουσιάζουν απότομη κάμψη.

8.24 Ερμηνεία και περιγραφή του καιρού που σχετίζεται με τη διέλευση μίας σφήνας υφέσεως.

Ο χαρακτηριστικός καιρός αυτού του ισοβαρικού σχηματισμού είναι γενικά νεφελώδης με βροχοπτώσεις ή και καταιγίδες και γενικά ισχύουν οι κανόνες κινήσεως που αντιστοιχούν σ' ένα βαρομετρικό χαμηλό. Γενικά, στις μετωπικές σφήνες υφέσεων παρατηρείται έντονη κακοκαιρία, εξαιτίας της υπάρξεως μετώπων κατά μήκος της κοιλιάς χαμηλών πιέσεων.

Στα εύκρατα γεωγραφικά πλάτη, κάποιες σφήνες υφέσεως τείνουν να παραμείνουν στάσιμες, κυρίως το καλοκαίρι, οπότε στην περίπτωση αυτή ο καιρός είναι τοπικά νεφελώδης με όμβρους και καταιγίδες.

Στις τροπικές περιοχές, οι σφήνες υφέσεως ευνοούν κατά περιοχές την ανάπτυξη τροπικών καταιγίδων πάνω από ωκεανούς.

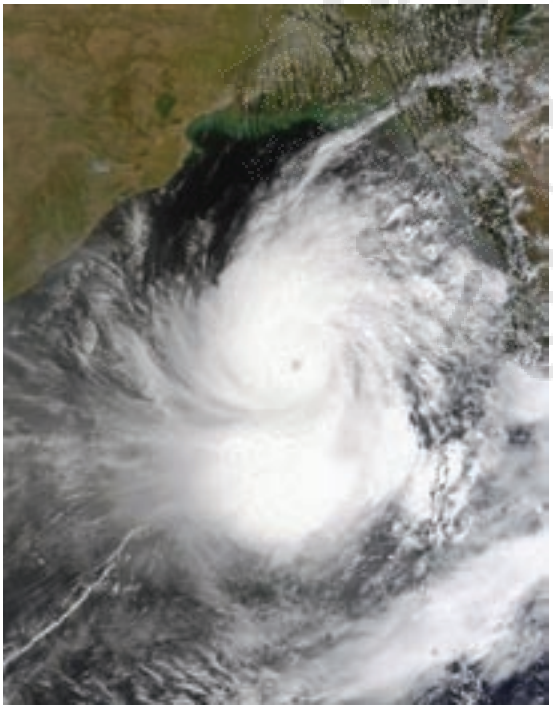


ΚΕΦΑΛΑΙΟ 9
ΤΡΟΠΙΚΟΙ ΚΥΚΛΩΝΕΣ

9.1 Γενικά.

Οι ***κυκλώνες των τροπικών*** (tropical revolving storms) (σχ. 9.1α) είναι ατμοσφαιρικές στροβιλοειδείς διαταραχές που δημιουργούνται στους τροπικούς. Πρόκειται για συστήματα χαμηλών ατμοσφαιρικών πιέσεων με έκταση πολύ μικρότερη απ' αυτήν των βαρομετρικών χαμηλών των μέσων και ευκράτων πλατών και συνήθως με πολύ μεγαλύτερη ισχύ. Είναι από τα πιο βίαια και καταστρεπτικά καιρικά φαινόμενα, με ανέμους θυελλώδεις, ακόμα και της τάξεως των 150 knots.

Η διάμετρος ενός τροπικού κυκλώνα κυμαίνεται από 50 έως 1.000 μίλια και σπάνια είναι μικρότερη από 50 ή μεγαλύτερη από 500. Τις περισσότερες φορές δεν ξεπερνά τα 100 μίλια. Αρχικά η διάμετρος ενός κυκλώνα είναι μικρή, όσο όμως αυτός μετακινείται, αυξάνεται και παίρνει τις μεγαλύτερές της τιμές όταν το σύστημα κοντεύει να διαλυθεί.



Σχ. 9.1α
Δορυφορική εικόνα του τροπικού κυκλώνα Nargis, που έπληξε την Myanmar στον Κόλπο της Βεγγάλης στις 26/8/2008.

Οι κυκλώνες σχηματίζονται κυρίως στις δυτικές πλευρές των ωκεανίων τμημάτων στα τροπικά πλάτη. Για τη δημιουργία τους απαιτείται σχετικά υψηλή θερμοκρασία επιφανείας θάλασσας (τουλάχιστον 26 °C). Συνοδεύονται από ανώμαλες καιρικές συνθήκες, όπως θυελλώδεις ανέμους και καταρρακτώδεις βροχές και καθώς μετακινούνται πάνω απ' τους ωκεανούς δημιουργούν υψηλό κυματισμό. Έτσι, η αντιμετώπισή τους απαιτεί γνώση και εμπειρία από τον ναυτικό. Ιδιαίτερα στις κεντρικές περιοχές ενός κυκλώνα, ο ναυτικός έχει να αντιμετωπίσει εξαιρετικά επικίνδυνες καιρικές συνθήκες.

Πρέπει να τονιστεί ότι για τους κυκλώνες, μόνο γενικές αναφορές και περιγραφές μπορούν να γίνουν. Άλλωστε οι κυκλώνες διαφέρουν μεταξύ τους ως προς το μέγεθος, αλλά και ως προς την ένταση των καιρικών φαινομένων που τους συνοδεύουν.

Στον 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 τάξεως των 940 – 960 hPa. Όμως, έχουν καταγραφεί και πολύ χαμηλότερες μετρήσεις στην πίεση, όπως σ' έναν κυκλώνα που πέρασε κοντά στη Φλόριντα στις 2/9/1935, όπου η πίεση έπεσε στα 893 hPa. Η πίεση ελαττώνεται πολύ απ' την περιφέρεια προς το κέντρο. Δηλαδή, στους κυκλώνες των τροπικών ένα από τα σπουδαιότερα χαρακτηριστικά είναι οι τεράστιες βαροβαθμίδες, που δημιουργούν τους τόσο βίαιους ανέμους, και όχι οι απόλυτες τιμές της πίεσης.

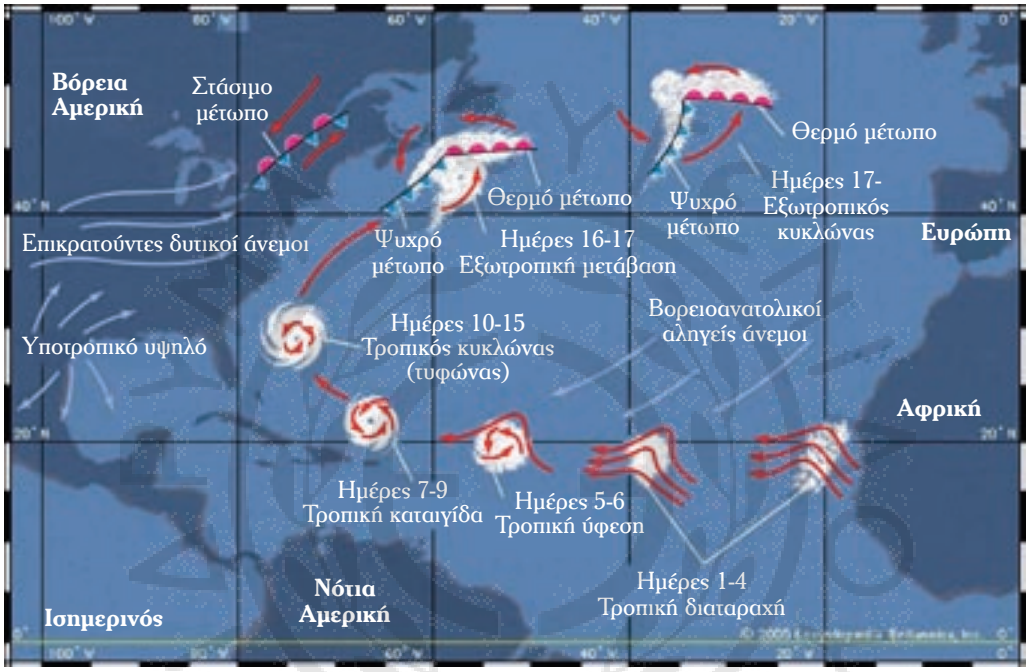
Ο Παγκόσμιος Μετεωρολογικός Οργανισμός (World Meteorological Organization – WMO) (βλ. κεφ. 10) κατατάσσει τις διαταραχές αυτού του είδους

σε κατηγορίες, με κριτήριο την ένταση των ανέμων (πίν. 9.1.1).

Ένας κυκλώνας κατά την ανάπτυξή του περνάει από διάφορα στάδια. Το κάθε στάδιο παρουσιάζει διαφορετική μορφή, ένταση ανέμου και ονομασία, όπως διακρίνεται και στον πίνακα 9.1.1. Στα σχήματα 9.1β και 9.1γ απεικονίζονται τα στάδια αναπτύξεως τροπικού κυκλώνα για το Β και Ν ημισφαίριο αντίστοιχα.

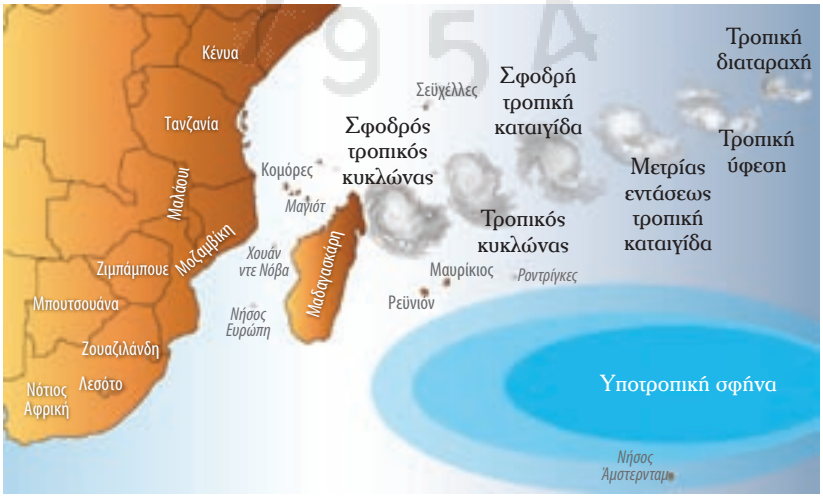
Πίνακας 9.1.1
Κατηγορίες δυνατών τροπικών ανέμων.

Σύστημα	***Ταχύτητα ανέμου***
Τροπική διαταραχή	< 25 knots
Τροπική ύφεση	20 – 32 knots
Τροπική καταιγίδα	33 – 63 knots
Τροπικό κυκλώνας	> 64 knots



Σχ. 9.1β

Απεικόνιση των σταδίων αναπτύξεως ενός τροπικού κυκλώνα του Β ημισφαιρίου.



Σχ. 9.1γ

Απεικόνιση των σταδίων αναπτύξεως ενός τροπικού κυκλώνα του Ν ημισφαιρίου.

Τα τέσσερα στάδια είναι:

1) Τροπική διαταραχή.

Το πρώτο σημάδι γενέσεως ενός τροπικού κυκλώνα είναι η εμφάνιση ενός συμπλέγματος από καταιγίδες πάνω από τον τροπικό ωκεανό, που καλείται ***τροπική διαταραχή*** (tropical disturbance). Πρόκειται για ένα διακριτό καιρικό σύστημα οργανωμένης μεταφοράς (convection), με διάμετρο από 200 μέχρι 600 km (100 μέχρι 300 ν.μ.). Προέρχεται από τροπικές ή υποτροπικές περιοχές. Δεν περιέχει μέτωπα και άλλοτε μπορεί να μεταβάλλει και άλλοτε όχι τους επικρατούντες ανέμους. Δεν χαρακτηρίζεται από κοντινές ισοβαρείς καμπύλες, οπότε δεν έχει και ισχυρούς ανέμους. Για να κατηγοριοποιηθεί μία διαταραχή ως τροπική, θα πρέπει το σύστημα να διατηρήσει την ταυτότητά του για 24 ώρες ή και περισσότερο. Το νεφικό αυτό σύστημα έχει μέγιστης εντάσεως ανέμους επιφάνειας, με τιμή μικρότερη από 27 knots. Περίπου το 20% των τροπικών διαταραχών εξελίσσονται στο επόμενο στάδιο που είναι η τροπική ύφεση.

2) Τροπική ύφεση.

Το επόμενο στάδιο στην ανάπτυξη του κυκλώνα, είναι η ***τροπική ύφεση*** (tropical depression). Αυτή μπορεί να έχει μία ή περισσότερες κλειστές ισοβαρείς, με περιστροφική κυκλοφορία στην επιφάνεια και παρατεταμένους ισχυρούς ανέμους, με ένταση που φτάνει τους 33 knots. Μπορεί να εντοπιστεί σε δορυφορικές φωτογραφίες νεφών και μερικές φορές σε δορυφορικές απεικονίσεις του ανέμου, ακόμη και όταν κάποια κατώτερα νέφη επισκιάζονται από ανώτερα νέφη. Οι τροπικές υφέσεις μπορούν να συντελέσουν στο να εντοπίσουν το ίχνος και να μεταφέρουν πληροφορίες για συγκεκριμένους κυκλώνες. Το τοπικό κέντρο κυκλώνων προσδιορίζεται με αριθμούς, ξεκινώντας με τον αριθμό «01» στην αρχή κάθε νέου ημερολογιακού έτους και ένα γράμμα. Αυτή η πρώιμη ονομασία χρησιμοποιείται μέχρι να εξελιχθεί η τροπική ύφεση σε τροπική καταιγίδα, οπότε παύει να χρησιμοποιείται ο αριθμός και αποκτά πλέον ένα πραγματικό όνομα. Αυτό το τροπικό σύστημα έχει μέγιστης εντάσεως ανέμους επιφανείας, που η τιμή τους κυμαίνεται μεταξύ 28 και 33 knots. Μία τροπική ύφεση έχει κατά προσέγγιση 70% πιθανότητα να εξελιχθεί σε τροπική καταιγίδα.

3) Τροπική καταιγίδα.

Δεδομένων ευνοϊκών συνθηκών, η τροπική ύφεση μπορεί να οργανωθεί περισσότερο σε ένα ενιαίο σύστημα καταιγίδων. Καθώς η καταιγίδα οργανώνεται, η επιφανειακή πίεση πέφτει στην περιοχή γύρω από την καταιγίδα και οι άνεμοι αρχίζουν να στροβιλίζονται σε μία κυκλωνική κυκλοφορία (αντίθετα από τους δείκτες του ρολογιού για το Β ημισφαίριο). Η επιφανειακή πίεση πέφτει όταν οι υδρατμοί συμπυκνώνονται στον ανερχόμενο αέρα και απελευθερώνουν ενέργεια (λανθάνουσα θερμότητα) στις περιοχές μέσα στην τροπική διαταραχή. Η θερμότητα ωθεί τον αέρα σε ανοδική κίνηση. Ως αντιστάθμισμα στα ανοδικά ρεύματα, ο περιβάλλων αέρας κατέρχεται. Καθώς ο αέρας βυθίζεται προς την επιφάνεια, συμπιέζεται υπό το βάρος του υπερκείμενου αέρα και θερμαίνεται. Η πίεση αυξάνεται στην κορυφή του στρώματος του θερμαινόμενου αέρα πιέζοντας τον αέρα στην κορυφή του στρώματος προς τα έξω. Αυτό προκαλεί μείωση του βάρους της υπερκείμενης στήλης αέρα, κάτι που συνεπάγεται πτώση της πιέσεως στην επιφάνεια της θάλασσας. Η πτώση της πιέσεως φέρνει περισσότερο επιφανειακό αέρα, που συγκλίνει κοντά στο κέντρο της καταιγίδας για να σχηματίσει περισσότερα νέφη.

Λόγω της διατηρήσεως της στροφορμής, ο αέρας στην επιφάνεια επιταχύνεται καθώς πλησιάζει στο κέντρο της χαμηλής πιέσεως. Οι αυξανόμενοι άνεμοι που πνέουν γύρω από το κέντρο της καταιγίδας, φέρνουν θερμότητα και υγρασία από τον θερμό ωκεανό, τροφοδοτώντας τις ανοδικές κινήσεις που παράγουν νέφη και αυξάνουν τη θερμοκρασία.

Μία αλυσιδωτή αντίδραση έχει πλέον τεθεί σε λειτουργία, καθώς οι θερμοκρασίες που αυξάνονται στο κέντρο προκαλούν περαιτέρω πτώση της επιφανειακής πιέσεως. Με τη σειρά της η πτώση αυτή της πιέσεως αυξάνει την εισροή του επιφανειακού αέρα προκαλώντας περισσότερες καταιγίδες. Περισσότερες καταιγίδες απελευθερώνουν περισσότερη θερμότητα, ωθώντας τον αέρα σε μεγαλύτερα ύψη προς τα έξω. Η επιφανειακή πίεση πέφτει με αυτόν τον τρόπο ακόμα περισσότερο, ενισχύοντας τους ανέμους κ.λπ.. Η καταιγίδα παίρνει τη χαρακτηριστική σπειροειδή μορφή του τροπικού κυκλώνα εξαιτίας της δυνάμεως Coriolis, που οφείλεται στην περιστροφή της Γης.

Μία ***τροπική καταιγίδα*** (tropical storm) έχει κλειστές ισοβαρείς, ευδιάκριτη περιστροφική κυκλοφορία και παρατεταμένους ανέμους εντάσεως μεγαλύτερης των 34 knots, ωστόσο μικρότερης των 63 knots. Η μετάβαση από το στάδιο της τροπικής υφέσεως στο στάδιο της τροπικής καταιγίδας γίνε-

ται ευδιάκριτη από την καλά οργανωμένη κυκλική μορφή που αποκτά το σύστημα, οπότε και αρχίζει να θυμίζει περισσότερο έναν τροπικό κυκλώνα. Έχει παρατηρηθεί ότι σχηματίζονται γύρω στις 100 τροπικές καταιγίδες παγκοσμίως στη διάρκεια ενός έτους. Όλες οι τροπικές καταιγίδες έχουν καταχωρισθεί με κάποιο όνομα. Μία τροπική καταιγίδα έχει περίπου 70% πιθανότητα να ωριμάσει σε έναν ολοκληρωμένο κυκλώνα.

4) Τροπικός κυκλώνας.

Ο ***τροπικός κυκλώνας*** (tropical revolving storm) αποτελείται από κλειστές ισοβαρείς καμπύλες, ισχυρή και πολύ καλά προσδιορισμένη περιστροφική κυκλοφορία, καθώς και παρατεταμένους ανέμους εντάσεως 64 knots ή και περισσότερο. Οι τροπικοί κυκλώνες είναι ένα από τα πιο εκπληκτικά φαινόμενα που παρατηρούνται στη γήινη ατμόσφαιρα.

Στην πραγματικότητα δεν είναι τίποτε άλλο παρά τεράστιες θερμικές μηχανές που μετατρέπουν τη θερμική ενέργεια των θερμών υδάτων σε κινητική ενέργεια των ανέμων και των κυμάτων. Και παρά το γεγονός ότι αποτελούν μία μείζονα απειλή τόσο για παράκτιες πολιτείες όσο και για ναυτικούς που μπορεί να βρεθούν στην πορεία τους, αποτελούν αναμφισβήτητα ένα πολύ σημαντικό στοιχείο για τη διαδικασία μεταφοράς θερμότητας στην Γη.

Το 1953, οι Ηνωμένες Πολιτείες της Αμερικής ξεκίνησαν την ονοματοδοσία των κυκλώνων χρησιμοποιώντας γυναικεία ονόματα. Το 1978, άρχισαν να χρησιμοποιούνται εξίσου ανδρικά και γυναικεία ονόματα για να αναγνωρίσουν τους κυκλώνες του Β Ειρηνικού ωκεανού. Αυτός ο τρόπος ονοματολογίας υιοθετήθηκε το 1979 και για τους κυκλώνες του Ατλαντικού. Οι τροπικοί κυκλώνες παίρνουν το όνομά τους από το αγγλικό αλφάβητο, με εξαίρεση τα γράμματα Q, U, X, Y και Z στον Β Ατλαντικό. Στην περίπτωση που εμφανιστούν περισσότεροι από 21 κυκλώνες στην περιοχή του Ατλαντικού, τότε οι κυκλώνες που θα προκύψουν, θα πάρουν το όνομά τους από το ελληνικό αλφάβητο (Alpha, Beta, Gamma, Delta…), όπως αυτό καθιερώθηκε από το Πρόγραμμα των Τροπικών Κυκλώνων (Tropical Cyclone Programme) του Παγκόσμιου Μετεωρολογικού Οργανισμού (World Meteorological Organization). Για τους κυκλώνες του Ατλαντικού υπάρχει ένας κατάλογος με ανδρικά και γυναικεία ονόματα, που αλλάζει ανά 6 χρόνια. Η μοναδική περίπτωση να εξαιρεθεί κάποιο όνομα από τον κατάλογο είναι αν αυτό έχει συνδεθεί με θανατηφόρες συνέπειες ή καταστροφικά αποτελέσματα, οπότε θα ήταν ανάρμοστο και ακατάλληλο να χρησιμοποιηθεί σε έναν μελλοντικό και διαφορετικό από άποψη εντάσεως κυκλώνα.

Σε ορισμένες περιοχές χρησιμοποιείται και τοπική ονοματολογία για τον τροπικό κυκλώνα, όπως:

α) ***Χαρικέιν (Hurricane)*** στις περιοχές του Β Ατλαντικού, της Καραϊβικής, του κόλπου του Μεξικού και του ΒΑ Ειρηνικού ωκεανού.

β) ***Τυφώνας (Typhoon)*** στις περιοχές του ΒΔ Ειρηνικού ωκεανού, της Ιαπωνίας, του κόλπου Βεγγάλης και της Αραβικής Θάλασσας.

γ) ***Κυκλώνας (Cyclone)*** στις περιοχές του Ινδικού ωκεανού.

δ) ***Γουίλλι-Γουίλλις (Willy-Willis)*** στις περιοχές της Αυστραλίας και

ε) ***Μπαγκουίος (Baguios)*** στις περιοχές των Φιλιππίνων.

Ο πιο συνηθισμένος τρόπος ταξινομήσεως των τροπικών κυκλώνων είναι η κλίμακα Σαφίρ – Σίμπσον (Saffir – Simpson Hurricane scale). Η κλίμακα αυτή χρησιμοποιείται κυρίως για τους τροπικούς κυκλώνες του Δ ημισφαιρίου, που υπερβαίνουν τις εντάσεις των τροπικών υφέσεων και τροπικών καταιγίδων. Η κλίμακα κατατάσσει τους τυφώνες σε πέντε κατηγορίες με βάση την ένταση των ανέμων, χωρίς να λαμβάνονται υπόψη οι στιγμιαίες ριπές ανέμου. Η κλίμακα αυτή ξεκινάει από την κατηγορία 1 που αντιστοιχεί σε ασθενείς τυφώνες και φτάνει στη μέγιστη δυνατή κατηγορία 5 με ανέμους άνω των 250 km/h. Οι ταξινομήσεις της κλίμακας αυτής προορίζονται κυρίως για τη μέτρηση του επιπέδου των ζημιών και πλημμύρων που αναμένεται να προκαλέσει ο τροπικός κυκλώνας κατά την προσέγγισή του στην ξηρά. Επισήμως, η κλίμακα Σαφίρ – Σίμπσον χρησιμοποιείται μόνο για τους τυφώνες που σχηματίζονται στον Ατλαντικό ωκεανό και τον Β Ειρηνικό ωκεανό, ανατολικά του Διεθνούς Ορίου Αλλαγής Ημερομηνίας.

Στις άλλες περιοχές του κόσμου χρησιμοποιούνται διαφορετικές κλίμακες κατατάξεως στην ταξινόμηση των τροπικών κυκλώνων (πίν. 9.1.2) ή τυφώνων (πίν. 9.1.3).

Οι ταχύτητες που αναφέρονται εδώ, αφορούν σε αυτούς τους κυκλώνες που μετρήθηκαν ή εκτιμήθηκαν για την μέγιστη ταχύτητα που διατηρήθηκε για 1 min σε απόσταση 10 m από την επιφάνεια. Έντονες ριπές ανέμου μπορεί να έχουν τιμές της τάξε-

Πίνακας 9.1.2
Ταξινόμηση τροπικών κυκλώνων.

Κλίμακα κατατάξεως	*Ταχύτητα ανέμου (knots)*
Τροπική ύφεση	20 – 34 knots
Τροπική καταιγίδα	35 – 63 knots
Τυφώνας	64+ knots ή 74+ mph

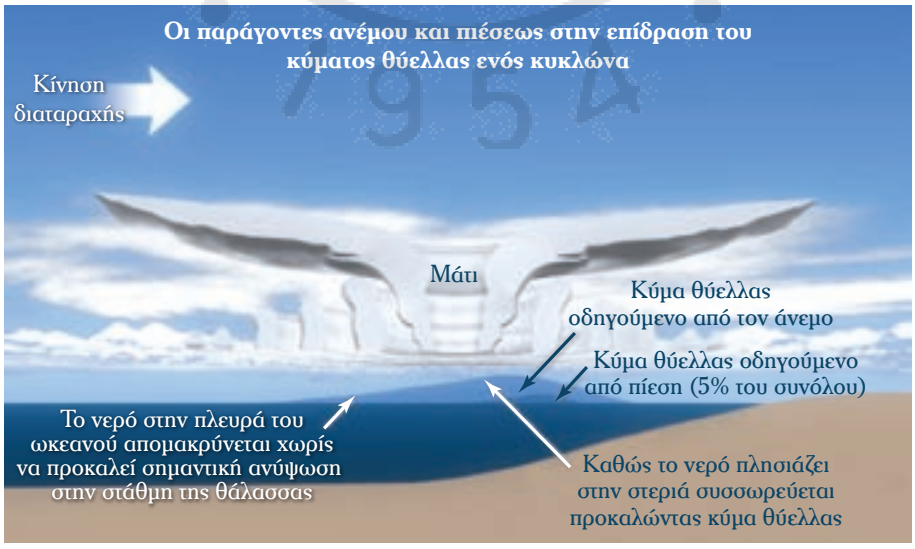
ως του 10 – 15% υψηλότερες από τις ταχύτητες που αναφέρονται στον πίνακα 9.1.3.

Το ***κύμα θύελλας*** ή ***μετεωρολογική παλίρροια*** (storm surge) (σχ. 9.1δ) παράγεται από τον όγκο του νερού που έχει εκτοπιστεί λόγω της δυνάμεως την οποία του ασκούν οι άνεμοι που πνέουν κυκλωνικά γύρω από την τροπική καταιγίδα. Ταυτόχρονα, η διαφορά της πιέσεως προς το κέντρο της τροπικής καταιγίδας συνεισφέρει στην αύξηση της στάθμης της θάλασσας. Η συνεισφορά αυτή, όμως, είναι αρκετά μικρή και υπολογίζεται μόλις στο 5% του συνολικού ύψους του κύματος θύελλας. Το κύμα θύελλας είναι ένα από τα επικίνδυνα χαρακτηριστικά της τροπικής καταιγίδας, όταν αυτή προσεγγίζει την ακτή. Συγκεκριμένα το μέγιστο δυνατό ύψος που μπορεί να αποκτήσει το κύμα θύελλας είναι αρκετά περίπλοκο φαινόμενο, μιας και εξαρτάται από την ένταση της τροπικής καταιγίδας, την ταχύτητά της, το μέγεθος (δηλαδή την ακτίνα των ισχυροτέρων ανέμων της), την γωνία με την οποία προσεγγίζει την ακτή και τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά της ακτής και του βυθού.

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 πιέσεως. Και στα δύο συστήματα, επίσης, ο άνεμος πνέει αντίθετα από τους δείκτες του ρολογιού στο Β και σύμφωνα με τους δείκτες στο Ν ημισφαίριο. Αξίζει, ωστόσο, να σταθεί

Πίνακας 9.1.3
Κλίμακα Σαφίρ – Σίμπσον για την κατάταξη των τυφώνων.

Δύναμη	*Ταχύτητα ανέμου (kts)*	*Ταχύτητα ανέμου (mph)*	*Πίεση (millibars)*	*Πίεση*
Κατηγορία 1	64 – 82 knots	74 – 95 mph	> 980 mb	28.94 in Hg
Κατηγορία 2	83 – 95 knots	96 – 110 mph	965 – 979 mb	28.50 – 28.91 in Hg
Κατηγορία 3	96 – 113 knots	111 – 130 mph	945 – 964 mb	27.91 – 28.47 in Hg
Κατηγορία 4	114 – 135 knots	131 – 155 mph	920 – 944 mb	27.17 – 27.88 in Hg
Κατηγορία 5	> 135 knots	> 155 mph	919 mb	27.16 – in Hg



Σχ. 9.1δ
Απεικόνιση ενός κύματος θύελλας.

κάποιος στις κυριότερες διαφορές μεταξύ τροπικών κυκλώνων και εξωτερικών υφέσεων:

α) Οι τιμές στο κέντρο ενός τροπικού κυκλώνα είναι μικρότερες απ' αυτές μίας τυπικής υφέσεως. Κατά μέσο όρο η πίεση στο κέντρο των κυκλώνων είναι 960 hPa. Σε μερικές περιπτώσεις συμβαίνει η πίεση στο κέντρο κάποιου τροπικού κυκλώνα να μην διαφέρει πολύ από την πίεση στο κέντρο μίας πολύ βαθιάς εξωτροπικής υφέσεως, η οποία μπορεί να είναι και 960 hPa. Ενδεικτικά η πίεση στο κέντρο μιας πολύ βαθιάς υφέσεως μπορεί να φτάσει τα 960 hPa, ενώ έχει παρατηρηθεί πίεση 887 hPa στο κέντρο ενός ισχυρού τροπικού κυκλώνα.

β) Η διάμετρος των τροπικών κυκλώνων είναι συνήθως μικρότερη των 500 μιλίων, σε αντίθεση με των υφέσεων που φθάνουν συνήθως τα 1.000 μίλια.

γ) Ο κυκλώνας αντλεί την ενέργειά του απ' 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' αυτόν τον λόγο άλλωστε, οι κυκλώνες αποδυναμώνονται όταν εισέλθουν στην ξηρά, ενώ δεν συμβαίνει το ίδιο με τις εξωτροπικές υφέσεις.

δ) Οι κυκλώνες των τροπικών χαρακτηρίζονται από πολύ μεγαλύτερες βαροβαθμίδες σε σχέση μ' αυτές των υφέσεων. Γι' αυτόν τον λόγο άλλωστε και οι άνεμοι είναι τόσο πολύ ισχυρότεροι σε σχέση με εκείνους των υφέσεων.

ε) Οι τροπικοί κυκλώνες εμφανίζονται κυρίως προς το τέλος του καλοκαιριού με αρχές φθινοπώρου για κάθε ημισφαίριο αντίστοιχα, ενώ τα βαρομετρικά χαμηλά είναι περισσότερο συχνά τους ψυχρούς μήνες.

στ) Οι τροπικοί κυκλώνες κινούνται αρχικά και πριν το σημείο ανακαμπυλώσεώς τους [βλ. παράγρ. 9.3(1)] προς τα Δ, ενώ οι υφέσεις σχεδόν πάντα προς τα Α.

ζ) Οι κυκλώνες δίνουν πολύ μεγαλύτερα ύψη βροχής απ' τις εξωτροπικές υφέσεις. Πράγματι, συνοδεύονται από πολύ καταρρακτώδεις βροχές, που τα βαρομετρικά χαμηλά δεν εμφανίζουν.

η) Οι κυκλώνες παρουσιάζουν θερμική ομοιογένεια, κάτι που δεν συμβαίνει στις μετωπικές υφέσεις εξαιτίας της υπάρξεως θερμού και ψυχρού τομέα.

θ) Οι κυκλώνες προκαλούν τεράστιες καταστροφές στο πέρασμά τους, ιδίως όταν εισέρχονται στην ξηρά, ενώ στη θάλασσα αποτελούν μεγάλο κίνδυνο για τα πλοία. Τα βαρομετρικά χαμηλά δεν συσχετίζονται με τόσο μεγάλες καταστροφές.

Οι τροπικοί κυκλώνες αποτελούν σημαντικό κίνδυνο για τα πλοία που ταξιδεύουν και για τις παράκτιες περιοχές στις οποίες εισέρχονται. Πολλοί άνθρωποι κάθε χρόνο χάνουν τη ζωή τους από το πέρασμα κυκλώνων και όσο για τις ζημιές που προκαλούνται, είναι ανυπολόγιστες. Γι' αυτό η προστασία από τους κυκλώνες στηρίζεται κυρίως στη σωστή και έγκαιρη ενημέρωση είτε από Μετεωρολογικές Υπηρεσίες, είτε από αρμόδιες αρχές ή και από παραπλέοντα πλοία, που στην περιοχή τους θα εντοπίσουν κάποιον κυκλώνα. Σήμερα, μετεωρολογικοί δορυφόροι, αεροπλάνα, ειδικά πλοία-σταθμοί, αλλά και ο σύγχρονος τεχνικός εξοπλισμός όπως το τηλεομοιότυπο (fax), τα δορυφορικά μέσα επικοινωνίας, το NAVTEX[1], οι ασύρματοι κ.λπ., παρέχουν πολύτιμες πληροφορίες, που σε συνδυασμό με τη γνώση και την εμπειρία μπορούν να αποτρέψουν τα χειρότερα.

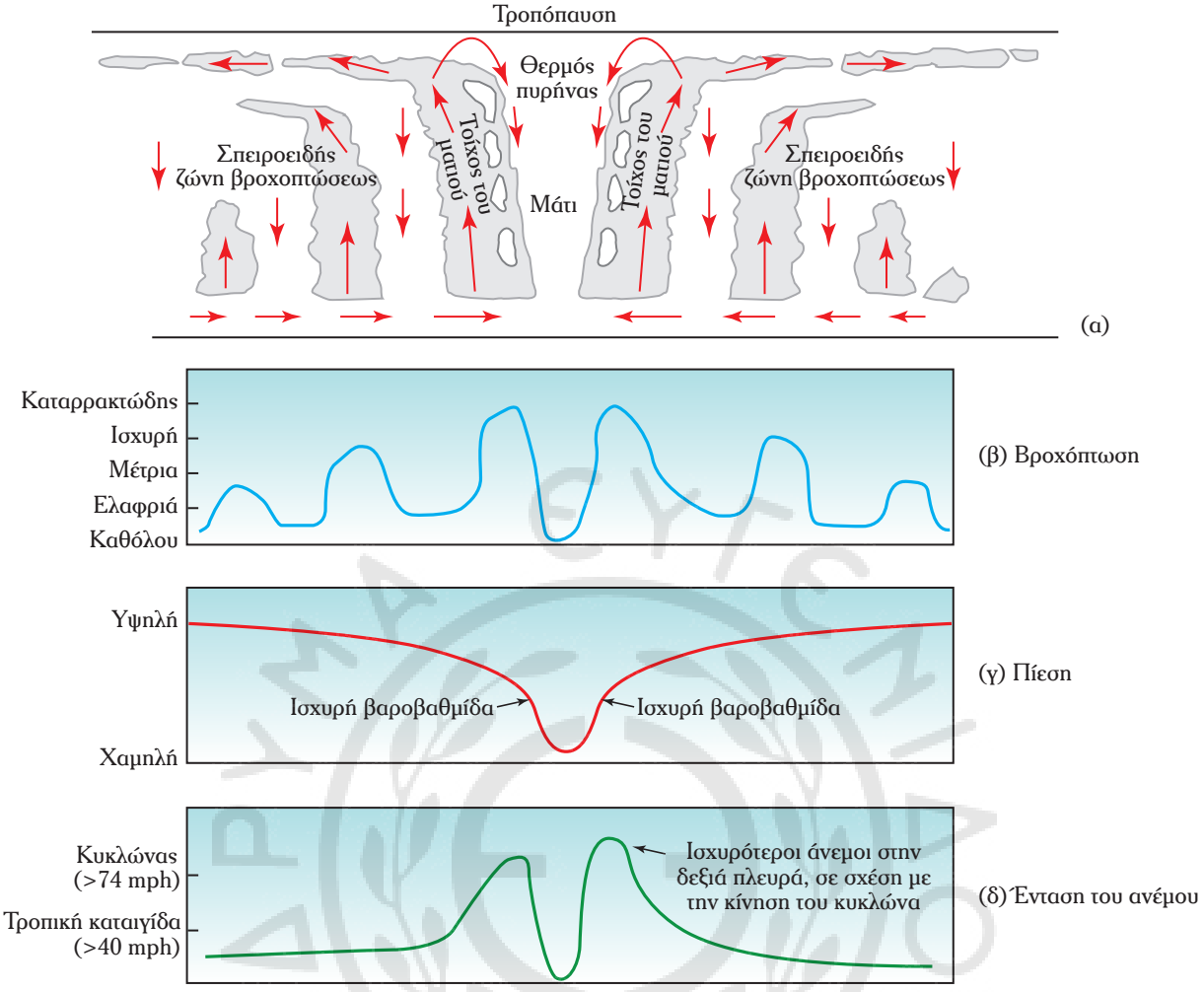
9.2 Η καιρική κατάσταση στους τροπικούς κυκλώνες.

Ο καιρός που συνοδεύει έναν τροπικό κυκλώνα είναι εξαιρετικά ανώμαλος, πράγμα που όπως ήδη αναφέρθηκε, τον καθιστά ιδιαίτερα επικίνδυνο και στη θάλασσα όπως και στη στεριά. Παρακάτω παρουσιάζονται οι διάφορες μετεωρολογικές παράμετροι, που όλες μαζί χαρακτηρίζουν την καιρική κατάσταση η οποία συνοδεύει τους τροπικούς κυκλώνες (σχ. 9.2α). Στο σημείο αυτό πρέπει να υπογραμμιστεί, πως οι ορολογίες που σχετίζονται με τους κυκλώνες των τροπικών χρησιμοποιούνται στη συνέχεια για την επεξήγηση της καιρικής καταστάσεως μέσα σ' αυτούς (βλ. σελ. 130–131) και αναλύονται σε επόμενες παραγράφους.

1) Νέφωση και βροχόπτωση.

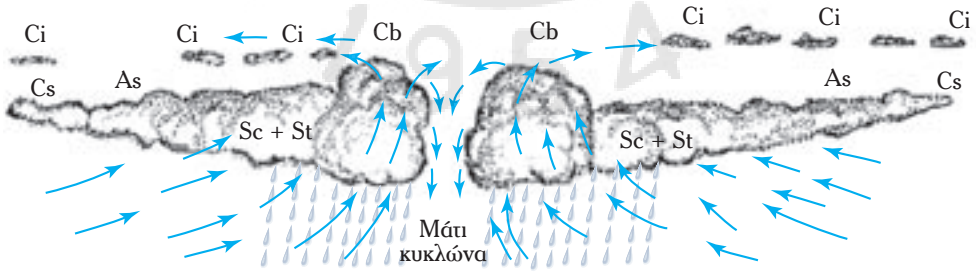
Όταν ένας τροπικός κυκλώνας πλησιάζει μία περιοχή, η διαδοχή των νεφών που παρατηρείται έχει ως εξής: θύσανοι, θυσανοστρώματα, υψιστρώματα, στρώματα, στρωματοσωρείτες και σωρειτομελανίες, ενώ στο μάτι παρατηρούνται διασκορπισμένα νέφη και κατά τόπους διακρίνεται καθαρός ουρανός (σχ. 9.2β). Οι ισχυρές καταρρακτώδεις βροχοπτώσεις είναι χαρακτηριστικό όλων των τροπικών κυκλώνων. Πλησιάζοντας, ο κυκλώνας δίνει ασθενή βρο-

[1] Ο ***δέκτης NAVTEX*** είναι συνήθως μία συμπαγής μονάδα με ενσωματωμένο εκτυπωτή, οθόνη και πληκτρολόγιο. Χρησιμοποιείται για την αυτόματη μετάδοση μετεωρολογικών προειδοποιήσεων και προβλέψεων, προκειμένου να εξασφαλιστεί η ασφάλεια στα σκάφη.



Σχ. 9.2α

Εγκάρσια τομή ενός κυκλώνα και οι κυμάνσεις της βροχοπτώσεως, της πιέσεως και της εντάσεως του ανέμου σε όλη την έκταση του κυκλώνα.



Σχ. 9.2β

Κατανομή των νεφών σε έναν τροπικό κυκλώνα.

χόπτωση σε μία απόσταση 100 – 150 μιλίων απ' το κέντρο [σχ. 9.2α(α)]. Καθώς το κέντρο πλησιάζει, η βροχή γίνεται καταρρακτώδης με συχνή εμφάνιση αστραπών και βροντών [σχ. 9.2α(β)]. Η θάλασσα φουσκώνει πολύ και καλυπτόμενη από αφρούς και αιωρούμενο ψεκαδισμό που αναμειγνύεται με τη βροχή, γεμίζει τον αέρα με νερό, με αποτέλεσμα να επηρεάζεται πολύ η ορατότητα. Στις περιοχές κοντά στο κέντρο παράγεται εκκωφαντικός θόρυβος σαν βρυχηθμός, που σκεπάζει ακόμα και τον θόρυβο απ' τις βροντές.

Όταν το μάτι αρχίζει να περνά πάνω από μία πε-

ριοχή, η βροχή σταματά και το μπλε του ουρανού διακρίνεται ανάμεσα σε διάσπαρτα χαμηλά νέφη. Αυτό συμβαίνει γιατί στο μάτι επικρατούν από ψηλά καθοδικές κινήσεις του αέρα που είναι νεφοδιαλυτικές. Η ορατότητα είναι καλή, ενώ ο βρυχηθμός και ο θόρυβος από τον άνεμο και τη θάλασσα σταματούν, καθώς πλησιάζει το μάτι.

Η άλλη πλευρά του ματιού φθάνει με τον ίδιο δυνατό θόρυβο. Ο ουρανός γίνεται πάλι νεφοσκεπής, η βροχή ξαναγίνεται βίαιη και η ορατότητα μειώνεται και πάλι. Μετά και από το πέρασμα του τοίχου του ματιού, συνεχίζουν κατά διαλείμματα να πέφτουν στις εξωτερικές ζώνες του τροπικού κυκλώνα ακανόνιστες σταγόνες ισχυρής βροχής, ενώ υπάρχει ακόμα πυκνή νέφωση.

2) Ατμοσφαιρική πίεση.

Αν και έχουν καταγραφεί ελάχιστες μετρήσεις στο κέντρο αυτών των συστημάτων, τιμές γύρω στα 960 hPa σημειώνονται κατά μέσο όρο. Όμως έχουν καταγραφεί και πολύ χαμηλότερες μετρήσεις στην πίεση, όπως σε τροπικό κυκλώνα του Β Ατλαντικού σημειώθηκε τιμή πιέσεως 888 hPa. Οι άνεμοι της κατηγορίας κυκλώνα είναι αποτέλεσμα των μεγάλων βαροβαθμίδων, οι οποίες αυξάνονται καθώς πλησιάζει κάποιος προς το κέντρο του κυκλώνα, και όχι των απολύτων τιμών της πιέσεως [σχ. 9.2α(γ)].

Η πτώση της ατμοσφαιρικής πίεσεως από τα κράσπεδα (δηλ. τα εξωτερικά όρια) του κυκλώνα προς το κέντρο, συνήθως ποικίλλει από 20 – 70 hPa. Στο σχήμα 9.2γ, παρουσιάζεται τροπικός κυκλώνας Β ημισφαιρίου με τη χαρακτηριστική βαροβαθμίδα που τον συνοδεύει. Η πτώση της ατμοσφαιρικής πίεσεως σ' έναν βαρογράφο είναι ιδιαίτερα έντονη καθώς πλησιάζει, περνάει και απομακρύνεται ο τροπικός κυκλώνας.

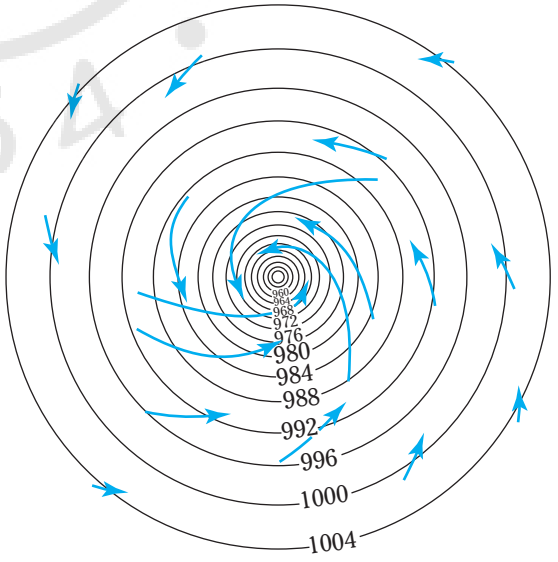
3) Άνεμοι – Κύματα.

Το μεγαλύτερο πρόβλημα για τον ναυτικό, όσον αφορά στους κυκλώνες των τροπικών, είναι η δύναμη των ανέμων και το ύψος των κυμάτων. Πρέπει να σημειωθεί εδώ ότι η δύναμη των ανέμων δεν είναι ίδια για όλους τους κυκλώνες.

Οι άνεμοι κινούνται γύρω απ' το κέντρο του κυκλώνα κατά την ορθή φορά στο Β και κατά την ανάδρομη στο Ν ημισφαίριο. Κοντά στο κέντρο η ***γωνία συγκλίσεως*** (angle of indraught), η γωνία δηλαδή που σχηματίζει η διεύθυνση του ανέμου με τις ισοβαρείς, είναι μικρή, αυξάνει όσο απομακρύνεται κάποιος από το κέντρο και είναι μικρότερη πάνω απ' τη θάλασσα. Επίσης, μικραίνει με το ύψος μέχρι τα 1.000 m περίπου, όπου ο άνεμος έχει διεύθυνση παράλληλη με τις ισοβαρείς. Ο άνεμος δηλαδή στο κέντρο τέμνει ελάχιστα τις ισοβαρείς, ενώ σε μία απόσταση περίπου 200 μιλίων απ' το κέντρο είναι δυνατόν να σχηματίζει με τις ισοβαρείς ακόμα και γωνία 45°.

Η ένταση των ανέμων φθάνει τη βαθμίδα της θύελλας κοντά στο κέντρο του κυκλώνα με ισχυρές ριπές και αιφνιδιαστικές στροφές του ανέμου. Τα ογκώδη κύματα τεράστιου ύψους σε συνδυασμό με τους θυελλώδεις ανέμους είναι δυνατόν να προξενήσουν σημαντικές ζημιές ακόμα και σε μεγάλα και αξιόπλοα πλοία, που πολλές φορές κινδυνεύουν να μείνουν ακυβέρνητα κάτω από τέτοιες συνθήκες. Σπάνια είναι η περίπτωση μικρών πλοίων, που κατόρθωσαν να διέλθουν σώα μέσα από τις κεντρικές περιοχές ενός κυκλώνα. Ο κίνδυνος είναι ακόμα μεγαλύτερος όταν τα πλοία εμπλέκονται σε κυκλώνες, ενώ βρίσκονται σε περιορισμένες περιοχές χωρίς να έχουν αρκετό χώρο για ελιγμούς. Κατά μέσο όρο σ' έναν ισχυρό κυκλώνα, η ταχύτητα του ανέμου σε απόσταση 35 μιλίων από το κέντρο είναι 65 knots, σε απόσταση 50 μιλίων είναι 56–65 knots και σε απόσταση 150–200 μιλίων, κατεβαίνει στους 22–27 knots.

Οι άνεμοι είναι ισχυρότεροι σ' αυτήν την πλευρά του συστήματος που είναι πιο κοντά σε μόνιμο υποτροπικό υψηλό, λόγω του ότι η κυκλωνική κυκλοφορία (δηλ. αντίθετα με τους δείκτες του ρολογιού στο Β και σύμφωνα στο Ν ημισφαίριο) ενισχύεται από τον



Σχ. 9.2γ

Απεικόνιση βαροβαθμίδας στους τροπικούς κυκλώνες.

γενικό αεροχείμαρρο, ο οποίος μετακινεί το σύστημα. Έτσι, οι ισχυρότεροι άνεμοι παρατηρούνται στο δεξί ημικύκλιο στο Β και στο αριστερό στο Ν ημισφαίριο [σχ. 9.2α(δ)].

Στο κέντρο του κυκλώνα υπάρχει μία μικρή κυκλική περιοχή με διάμετρο όχι μεγαλύτερη από 15 με 20 ν.μ., η οποία καλείται ***μάτι του κυκλώνα*** (eye ή vortex). Εδώ σημειώνονται ασθενείς ή μέτριοι άνεμοι χωρίς σταθερή διεύθυνση, ενώ το γαλάζιο του ουρανού διακρίνεται ανάμεσα στα διάσπαρτα χαμηλά νέφη. Η θάλασσα χαρακτηρίζεται από συγκεχυμένα ογκώδη κύματα αποθαλασσίας, καθώς φθάνουν απ' όλες τις διευθύνσεις. Γύρω απ' την κεντρική αυτή περιοχή άπνοιας υπάρχει ένας δακτύλιος που χαρακτηρίζεται από πολύ ισχυρούς ανέμους, υψηλό και ογκώδη κυματισμό και καλείται ***τοίχος του ματιού*** (eye wall). Πηγαίνοντας προς τα κράσπεδα του κυκλώνα οι άνεμοι πέφτουν σε ένταση. Σε μία ακτίνα 200 μιλίων από το κέντρο, η ένταση των ανέμων μειώνεται στα 6 με 7 Bf και αντίστοιχα μειώνεται το ύψος των κυμάτων. Συνήθως υπάρχει έντονη αποθαλασσία, ιδιαίτερα σ' εκείνο το κομμάτι της πορείας του κυκλώνα που προηγείται.

Όταν το μάτι έχει περάσει πάνω από μία περιοχή, η άλλη πλευρά των κεντρικών περιοχών του κυκλώνα, πάνω απ' την οποία περνάει το σύστημα, έχει ανέμους που πνέουν αντίθετα, αλλά με την ίδια σφοδρότητα.

4) Παλίρροια λόγω του κυκλώνα.

Η μεγάλη αποθαλασσία που προηγείται ενός τροπικού κυκλώνα, γίνεται αντιληπτή σε απόσταση από το κέντρο μεγαλύτερη των 1.000 μιλίων. Φθάνει πολύ γρηγορότερα από το ίδιο το σύστημα και συχνά προκαλεί ανύψωση της στάθμης της θάλασσας, η οποία επιφέρει καταστροφικές πλημμύρες στην ακτή. Το νερό αρχίζει ν' ανυψώνεται 1 ή 2 μέρες πριν το σύστημα φθάσει (που σημαίνει ότι η καταιγίδα είναι 300 – 500 μίλια μακριά) και συνεχίζει ν' ανυψώνεται, έως ότου το σύστημα περάσει («στρίβει») απομακρυνόμενο από την περιοχή. Η ανύψωση της στάθμης της θάλασσας μπορεί να ξεπεράσει τα 6 m και εξαρτάται από τη μορφολογία του βυθού και των παραλιών.

Η παράκτια πλημμύρα είναι ιδιαίτερα επικίνδυνη, όταν η ακτή βρίσκεται σε χαμηλό επίπεδο και όταν η παλίρροια λόγω κυκλώνα φθάνει συγχρόνως με μία παλιρροιακή πλήμμη (αστρονομική παλίρροια[2], δηλαδή η φάση της παλίρροιας όπου τα νερά παρουσιάζουν το μεγαλύτερο ημερήσιο ύψος λόγω συζυγίας). Η ανύψωση της στάθμης της θάλασσας που προκαλεί την παράκτια πλημμύρα χερσαίων περιοχών διαφέρει από κυκλώνα σε κυκλώνα. Πιο συγκεκριμένα, ένας ασθενής κυκλώνας μπορεί να προκαλέσει ανύψωση της στάθμης κατά 1 – 2 m, ενώ ένας ισχυρός τροπικός κυκλώνας μπορεί να την ανυψώσει κατά 4 – 5 m ή ακόμη και περισσότερο. Αξίζει να σημειωθεί η περίπτωση του τροπικού κυκλώνα Nargis στον Κόλπο της Βεγγάλης στις 26/8/2008, που προκάλεσε ανύψωση της στάθμης της θάλασσας περίπου στα 4 m, πλήττοντας τις ακτές του Μπανγκλαντές και προκαλώντας μεγάλες απώλειες σε ανθρώπινες ζωές (σχ. 9.1α).

9.3 Δημιουργία και εξέλιξη τροπικών κυκλώνων.

Οι τροπικοί κυκλώνες σχηματίζονται κυρίως στις Δ πλευρές των ωκεανίων τμημάτων, στη ζώνη των Ισημερινών νηνεμιών μεταξύ των παραλλήλων 8° και 20° Β και Ν γεωγραφικού πλάτους. Έχει διαπιστωθεί ότι για τον σχηματισμό τους απαιτείται θερμοκρασία επιφανείας θάλασσας τουλάχιστον 26 °C με 27 °C, πράγμα που συμβαίνει σ' εκείνες τις περιοχές. Όπως θα τονιστεί (βλ. παράγρ. 9.5, εκεί όπου θα εξεταστούν τα αίτια σχηματισμού των κυκλώνων πιο αναλυτικά), με τέτοιες θερμοκρασίες επιφανείας θάλασσας πραγματοποιείται μεγάλη εξάτμιση του επιφανειακού νερού των ωκεανών. Έτσι, ο εμπλουτισμός της ατμόσφαιρας με υδρατμούς οδηγεί στην απελευθέρωση τεραστίων ποσοτήτων ενέργειας, λόγω της λανθάνουσας θερμότητας συμπυκνώσεως των υδρατμών. ***Λανθάνουσα θερμότητα*** (latent heat) ονομάζεται η ενέργεια με τη μορφή θερμότητας, που ελευθερώνεται κατά τη διαδικασία της συμπυκνώσεως των υδρατμών. Αυτή η συμπύκνωση των υδρατμών σε κατάλληλα ύψη στην τροπόσφαιρα θα οδηγήσει και στη δημιουργία του νεφικού συστήματος του κυκλώνα, με επακόλουθο τις γνωστές βροχοπτώσεις.

Γενικά, οι κυκλώνες σχηματίζονται σε πλάτη 8° και 20° Β και Ν του Ισημερινού. Στον Ισημερινό, και σε μία ζώνη που εκτείνεται γύρω στις 5° Β και Ν αυτού, δεν σχηματίζονται οι κυκλώνες των τροπικών.

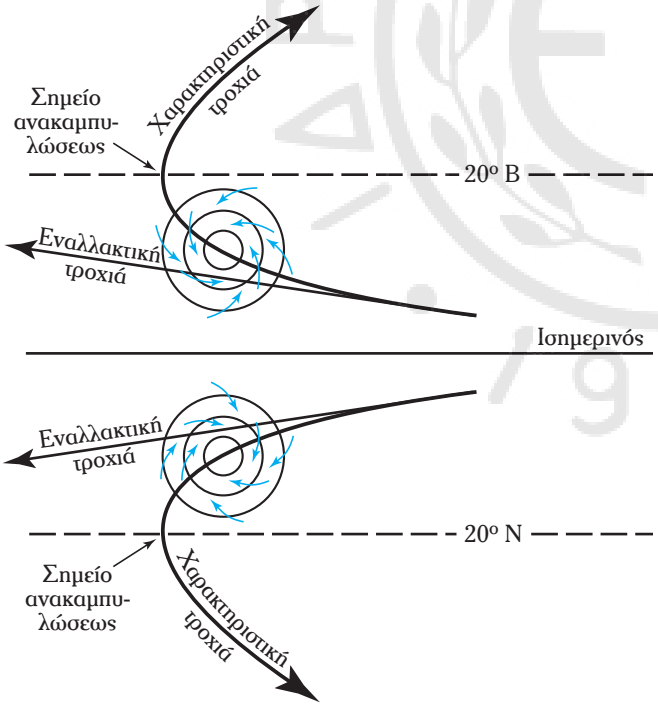
[2] Η αστρονομική παλίρροια είναι η συστηματική ανύψωση της στάθμης της θάλασσας εξαιτίας της βαρύτητας, της κινήσεως της Γης, της θέσεως της Σελήνης και των πλανητών.

Αυτό συμβαίνει επειδή σ' αυτά τα πλάτη η δύναμη Coriolis έχει είτε μηδενική, είτε πολύ μικρή τιμή, με αποτέλεσμα να μην μπορεί να επιτευχθεί κυκλική κυκλοφορία των αερίων μαζών, η οποία αποτελεί μία απ' τις ευνοϊκές συνθήκες σχηματισμού ενός κυκλώνα των τροπικών. Πρέπει εδώ να τονιστεί ότι ευνοϊκή προϋπόθεση δημιουργίας ενός κυκλώνα αποτελεί η προϋπαρξη ασθενούς κυκλωνικής διαταραχής. Οι Α άνεμοι είναι ένα παράδειγμα δημιουργίας τέτοιων καταλλήλων συνθηκών.

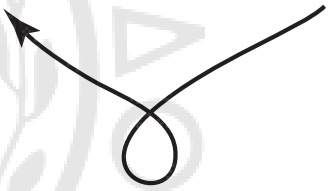
Παρακάτω παρατίθενται τα βασικότερα χαρακτηριστικά ενός συστήματος κυκλώνα:

1) Τροχιές.

Μετά τον σχηματισμό τους οι τροπικοί κυκλώνες του Β ημισφαιρίου γενικά προχωρούν προς Δ, ΒΔ, Β και ΒΑ, δηλαδή κινούνται κατά την ανάδρομη φορά, ενώ οι κυκλώνες του Ν ημισφαιρίου προς Δ, ΝΔ, Ν και ΝΑ (σχ. 9.3α), δηλαδή μετακινούνται κατά την ορθή φορά ακολουθώντας έτσι τροχιές παραβολικές, που βρίσκονται κοντά στις παρυφές των μονίμων αντικυκλώνων των υποτροπικών ωκεανίων τμημάτων. Κάνουν κατ' αυτόν τον τρόπο ***ανακαμπύλωση***[3] σε γεωγραφικό πλάτος περίπου 20° ή και περισσότερο και μετά απομακρύνονται προς ΒΑ ή ΝΑ αναλόγως το ημισφαίριο. Το ***σημείο ανακαμπυλώσεως*** (vertex) είναι το δυτικότερο σημείο της τροχιάς του κυκλώνα. Αυτό μετατοπίζεται προς Β το καλοκαίρι και προς Ν τον χειμώνα, ακολουθώντας έτσι την κατ' απόκλιση κίνηση του Ήλιου. Εδώ δεν πρέπει να γίνεται σύγχυση του όρου ***vertex*** με τον όρο ***vortex***, δηλαδή την κεντρική περιοχή άπνοιας της διαταραχής ενός κυκλώνα. Η γενική αυτή μορφή κινήσεως ενός κυκλώνα είναι πολύ ακανόνιστη (ασυνήθης τροχιά). Έχει παρατηρηθεί για παράδειγμα ότι μερικοί στρέφουν προς τον Ισημερινό στο Β ημισφαίριο ή ακολουθούν Α αντί Δ τροχιάς. Αυτά τα φαινόμενα δεν πρέπει να θεωρηθούν κανόνας ως προς την κίνηση του κυκλώνα (σχ. 9.3α). Μερικές φορές η τροχιά του μπορεί να φτάσει σε χαμηλά πλάτη. Επίσης ενδέχεται να διαγράψουν έναν μικρό πλήρη κόμβο στην τροχιά και μετά να συνεχίσουν την αρχική πορεία τους, δηλαδή παρατηρείται διπλή ανακαμπύλωση (σχ. 9.3β).



Σχ. 9.3α
Οι τροχιές του κυκλώνα και για τα δύο ημισφαίρια.



Σχ. 9.3β
Τροχιά μειά κόμβου.

Πρέπει να τονιστεί επίσης ότι οι τροχιές των κυκλώνων διαφέρουν και εξαρτώνται πάντα από τη γενική κατανομή της πιέσεως τη στιγμή της γενέσεως της διαταραχής. Όπως αναφέρθηκε, οι κυκλώνες τείνουν να ανακαμπυλώνονται γύρω από τους μόνιμους αντικυκλώνες, οι οποίοι βρίσκονται στα ωκεάνια τμήματα. Πολλές φορές, ένα υψηλό που εμποδίζει την τροχιά ενός κυκλώνα μπορεί, αν αυτό είναι ισχυρό, να προκαλέσει αλλαγή στην τροχιά ενός κυκλώνα, διότι επηρεάζει την ενέργειά του και ως εκ τούτου δεν θα παρατηρηθεί η κατά κανόνα αναμενόμενη πορεία για τη συγκεκριμένη περιοχή.

Τα σχήματα 9.3α και 9.3β παρουσιάζουν μερικές τυπικές τροχιές τροπικών κυκλώνων. Εδώ πρέπει να δοθεί προσοχή στο γεγονός ότι η ανακαμπύλωση

[3] ***Ανακαμπύλωση*** ονομάζεται η μεταβολή της πορείας του κυκλώνα. Αρχικά οι κυκλώνες και των δύο ημισφαιρίων κινούνται προς τα Δ, έπειτα προς τα Α.

μερικές φορές δεν σημειώνεται. Πράγματι, μερικοί κυκλώνες δεν ανακαμπυλώνονται, αλλά συνεχίζουν την πορεία τους προς Δ-ΒΔ (ή Δ-ΝΔ στο Ν ημισφαίριο), μέχρι να φθάσουν στην ξηρά, όπου και διαλύονται γρήγορα. Εάν δύο τέτοιοι κυκλώνες συναντηθούν, μπορεί να υπάρξει τέτοια αλληλεπίδραση, ώστε να περιστρέφονται ο ένας γύρω από τον άλλο. Αυτό διαρκεί για λίγο, μέχρι να διαλυθούν και οι δύο κυκλοφορίες, αφήνοντας μία ευρύτερη περιοχή χαμηλής πιέσεως και δυσμενών καιρικών συνθηκών. Πολύ σύντομα, ένας νέος τροπικός κυκλώνας θα μπορούσε να αναπτυχθεί απ' τα απομεινάρια των δύο συστημάτων.

2) Ταχύτητα μετακινήσεως.

Η ταχύτητα διαφέρει από κυκλώνα σε κυκλώνα και εξαρτάται απ' την περιοχή. Γενικά, η ταχύτητα είναι χαμηλή αρχικά και σταδιακά αυξάνει σε 12 knots. Κατά τη διάρκεια της ανακαμπυλώσεως επιβραδύνεται το σύστημα. Η επιβράδυνση είναι μεγαλύτερη, όσο εντονότερη είναι η ανακαμπύλωση και η αλλαγή στη διεύθυνση μετακινήσεως. Μερικές φορές, οι κυκλώνες γίνονται στάσιμοι ή σχεδόν στάσιμοι για λίγο. Μετά την ανακαμπύλωση η ταχύτητά τους αυξάνει, ξεπερνώντας τους 20 knots ή και περισσότερο, καθώς αυτοί μετακινούνται προς τα εύκρατα πλάτη.

3) Ένταση των κυκλώνων προοδευτικά.

Όταν ένας κυκλώνας εισέρχεται προς τη στεριά, γενικά χάνει τη σφοδρότητα που τον χαρακτηρίζει εξαιτίας της ελλείψεως υδρατμών. Αυτό όμως δεν αποτελεί κανόνα. Για παράδειγμα, οι κυκλώνες του κόλπου της Βεγγάλης μερικές φορές μετακινούνται πάνω από την Ινδία και ανανεώνονται πάνω απ' την Αραβική θάλασσα καθώς τροφοδοτούνται από καινούργιο υγρό αέρα. Επίσης, οι κυκλώνες απ' την Κίνα ανατροφοδοτούνται πάνω από τον κόλπο της Βεγγάλης. Μερικοί από τους κυκλώνες φθάνουν σε εύκρατα πλάτη, οπότε θα έχουν αυξηθεί σε μέγεθος, αλλά θα έχουν χάσει τη χαρακτηριστική σφοδρότητά τους. Τότε μπορούν να αποκτήσουν τα γενικά χαρακτηριστικά μίας υφέσεως μέσων και ευκράτων γεωγραφικών πλατών, όπως και να αποκτήσουν μέτωπα. Ο χρόνος ζωής ενός τροπικού κυκλώνα μπορεί να κυμαίνεται από μερικές ημέρες έως και 2 εβδομάδες.

4) Έκταση του κυκλώνα.

Η έκταση της περιοχής ενός τροπικού κυκλώνα διαφέρει από κυκλώνα σε κυκλώνα. Η ακτίνα των κυκλώνων αυξάνει με το γεωγραφικό πλάτος και διπλασιάζεται σχεδόν σε πλάτος 35°, ενώ η ένταση των ανέμων στις κεντρικές περιοχές ελαττώνεται. Στα πλάτη αυτά οι κυκλώνες αποκτούν συνήθως χαρακτηριστικά βαθιάς υφέσεως, πολλές φορές χωρίς μέτωπα ή καθώς αυτοί κινούνται σε βορειότερα πλάτη μπορεί να αποκτήσουν και μέτωπα, λόγω της αλληλεπιδράσεώς τους με ψυχρότερες μάζες Ν τροχιάς.

9.4 Επικίνδυνο ημικύκλιο, τεταρτοκύκλιο και χειριστό ημικύκλιο.

Οι κυκλώνες είναι επικίνδυνοι για τη ναυσιπλοΐα σε όλη τους την έκταση. Ωστόσο, υπάρχουν λιγότερο και περισσότερο επικίνδυνες περιοχές μέσα στον ίδιο κυκλώνα. Οι περιοχές αυτές καλούνται ***επικίνδυνο ημικύκλιο***, ***επικίνδυνο τεταρτοκύκλιο*** και ***χειριστό ημικύκλιο*** και ακολουθούν οι ορισμοί τους.

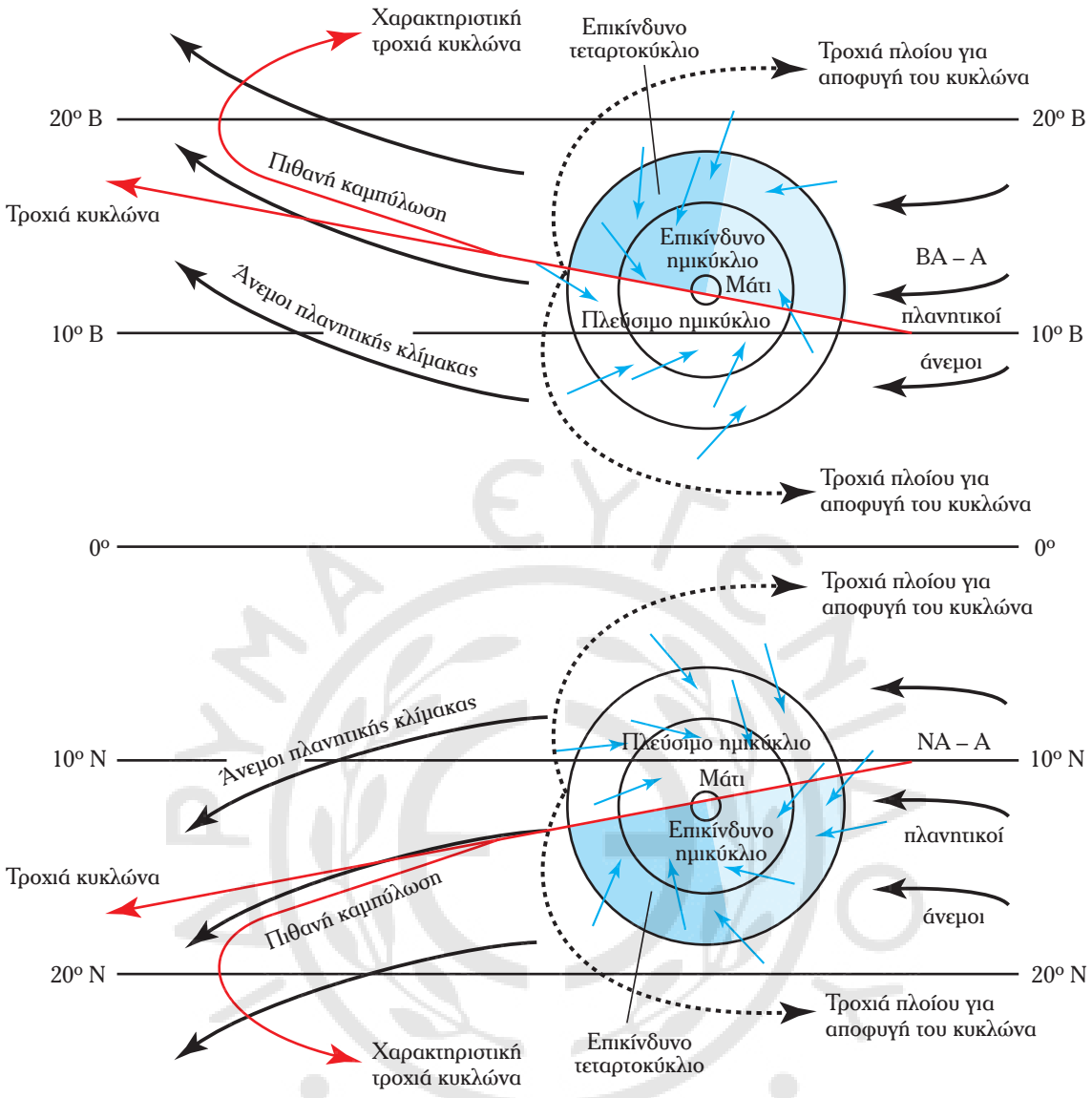
1) ***Επικίνδυνο ημικύκλιο*** (dangerous semicircle) καλείται το δεξιό ημικύκλιο σε σχέση με την τροχιά του κυκλώνα στο Β ημισφαίριο και το αριστερό στο Ν. Αυτό, επομένως, βρίσκεται πάντοτε κατά τη διάβαση από το σημείο καμπής στο εσωτερικό της τροχιάς (σχ. 9.4). Στο επικίνδυνο ημικύκλιο η φορά των ανέμων τείνει να φέρει το πλοίο μπροστά από το κέντρο του κυκλώνα, δηλαδή σε περιοχή απ' την οποία θα περάσει το κέντρο.

2) ***Επικίνδυνο τεταρτοκύκλιο*** (dangerous quadrant) καλείται το προπορευόμενο τμήμα του επικίνδυνου ημικυκλίου, στο οποίο οι άνεμοι πνέουν προς την πλευρά της τροχιάς (σχ. 9.4).

3) ***Χειριστό ημικύκλιο*** ή ***πλεύσιμο*** (navigable semi-circle) καλείται το ημικύκλιο το οποίο βρίσκεται αριστερά της τροχιάς στο Β ημισφαίριο και δεξιά αυτής στο Ν. Εδώ η φορά των ανέμων τείνει να φέρει το πλοίο πίσω απ' το κέντρο του κυκλώνα.

Όπως γίνεται κατανοητό από τους παραπάνω ορισμούς, αλλά και από το σχήμα 9.4, ο κίνδυνος γίνεται μεγαλύτερος στο επικίνδυνο ημικύκλιο για κάθε ημισφαίριο. Οι άνεμοι στο επικίνδυνο ημικύκλιο είναι ισχυρότεροι απ' ό,τι στο χειριστό, γιατί ενισχύονται από τους πλανητικούς ανέμους της γενικής κυκλοφορίας.

Στην περίπτωση του Β ημισφαιρίου, όπως φαίνεται και από το σχήμα 9.4, οι ΒΑ–Α επικρατούντες πλανητικοί άνεμοι είναι σχεδόν παράλληλοι με τη διεύθυνση των ανέμων του επικίνδυνου ημικυκλίου και κυρίως του επικίνδυνου τεταρτοκυκλίου, το οποίο είναι το πιο επικίνδυνο τμήμα του τροπικού κυκλώνα, γιατί εκεί οι άνεμοι έχουν τη μεγαλύτερή



Σχ. 9.4

Τροχιές των τροπικών κυκλώνων.

τους ένταση. Στην περίπτωση του Ν ημισφαιρίου ισχύει το αντίθετο.

9.5 Αίτια σχηματισμού τροπικών κυκλώνων.

Ενώ είναι γνωστά μέχρι σήμερα αρκετά για τη δομή, τον μηχανισμό δημιουργίας και τη συμπεριφορά των τροπικών κυκλώνων, ωστόσο δεν είναι πλήρως γνωστή η ουσιαστική γενεσιουργός αιτία της δημιουργίας τους.

Η έρευνα πάντως έχει αναδείξει τις παρακάτω συνθήκες ως τις ευνοϊκότερες για τη δημιουργία ενός τροπικού κυκλώνα:

1) ***Ύπαρξη αερίου στρώματος υγρού, ασταθούς και μεγάλου σχετικά πάχους***. Τέτοια στρώματα βρίσκονται πάνω από θαλάσσιες περιοχές, όπου παρατηρούνται υψηλές τιμές θερμοκρασίας επιφανείας θάλασσας. Έτσι, οι κυκλώνες δημιουργούνται σε θαλάσσιες περιοχές, όπου η θερμοκρασία επιφανείας της θάλασσας είναι τουλάχιστον 26 °C – 27 °C. Ένα παράδειγμα είναι οι τροπικές περιοχές στα Δ ωκεάνια τμήματα στο τέλος του καλοκαιριού και στις αρχές φθινοπώρου, σε κάθε ημισφαίριο.

2) ***Ύπαρξη μικρής μεταβολής του ανέμου με το ύψος στην κατώτερη τροπόσφαιρα***.

3) ***Προϋπαρξη ελαφριάς κυκλωνικής κυκλοφορίας*** (π.χ. τροπική ύφεση).

Ακολουθεί η μελέτη του τρόπου που οι παραπάνω συνθήκες οδηγούν στον μηχανισμό δημιουργίας

και συντηρήσεως ενός τροπικού κυκλώνα.

Η θέρμανση των υδατίνων επιφανειών στις τροπικές περιοχές, όπου απαντώνται οι μεγάλες επιφανειακές θερμοκρασίες, οδηγεί στον συνεχή εμπλουτισμό της ατμόσφαιρας με θερμό και υγρό αέρα, μέσω της διαδικασίας της εξατμίσεως. Αυτή η ενέργεια «αποθηκεύεται» ως λανθάνουσα θερμότητα εξατμίσεως στις θερμές και υγρές αέριες μάζες, που λόγω αστάθειας ανέρχονται με γοργούς ρυθμούς στην τροπόσφαιρα.

Έτσι, καθώς ο θερμός και υγρός θαλάσσιος αέρας αρχίζει να ανυψώνεται γρήγορα, οι υδρατμοί συμπυκνώνονται προς σχηματισμό νεφών και σταγονιδίων βροχής. Η συμπύκνωση απελευθερώνει την αποθηκευμένη από πριν θερμότητα ως λανθάνουσα θερμότητα συμπυκνώσεως. Αυτή η λανθάνουσα θερμότητα συμπυκνώσεως θερμαίνει τον ψυχρό αέρα που βρίσκεται ψηλότερα, προκαλώντας την άνοδό του (σχ. 9.5α). Αυτός ο ανοδικός αέρας αντικαθίσταται από πιο θερμό, υγρό αέρα κάτω από τον ωκεανό. Ο κύκλος αυτός συνεχίζεται, συσσωρεύοντας περισσότερο θερμό και υγρό αέρα στον αναπτυσσόμενο κυκλώνα, μεταφέροντας συνεχώς θερμότητα από την επιφάνεια προς την ατμόσφαιρα (σχ. 9.5β). Αυτή η ανταλλαγή θερμότητας από την επιφάνεια δημιουργεί ένα πεδίο ανέμου που στρέφεται γύρω από το κέντρο. Καθίσταται φανερό, δηλαδή, ότι προκειμένου να δημιουργηθεί και να αναπτυχθεί ένας τροπικός κυκλώνας, απαιτείται η παροχή ενέργειας απ' τα θερμά θαλάσσια ύδατα. Έτσι μπορεί να ισχυριστεί κάποιος με βεβαιότητα ότι την κινητήριο δύναμη των τροπικών κυκλώνων αποτελούν οι τεράστιες μάζες υδρατμών, πράγμα που ενισχύει και τεκμηριώνει τον κανόνα ότι οι υδρατμοί αποτελούν φορείς θερμικής ενέργειας του πλανήτη.

Αξίζει στο σημείο αυτό να αναφερθεί ότι καθώς οι τροπικοί κυκλώνες μετά τη δημιουργία τους αρχίζουν τη μετακίνησή τους προς τα βορειότερα γεωγραφικά πλάτη, αποτελούν τελικά έναν σημαντικό μηχανισμό της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας, που εξισορροπεί την ενέργεια στον πλανήτη μεταφέροντάς την από εκεί που περισσεύει σε μέρη ψυχρότερα.

Από τα παραπάνω καθίσταται φανερό ότι αν ένας κυκλώνας εισχωρήσει στο εσωτερικό ηπειρωτικής εκτάσεως (ξηράς), μακριά από θάλασσα, τότε θα διαλυθεί, πρωτίστως επειδή δεν συντηρείται πλέον από την ενέργεια της εξατμίσεως των υδρατμών και δευτερευόντως διότι χάνει ενέργεια λόγω των τριβών με την ξηρά. Επί πλέον, κινούμενος προς μεγαλύτερα πλάτη (μετά τις 40°), ο κυκλώνας βαθμιαία διαλύεται, γιατί η θάλασσα σ' αυτά τα πλάτη είναι ψυχρότερη, άρα η εξάτμιση είναι μειωμένη, με αποτέλεσμα να μην τροφοδοτείται με αρκετούς υδρατμούς.

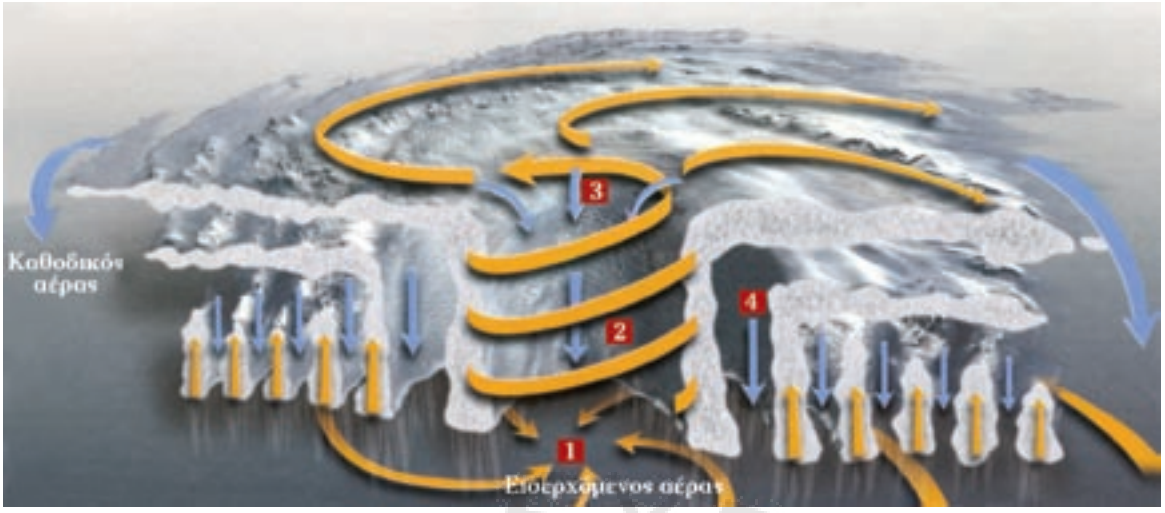
Η θερμική ενέργεια που εμπεριέχεται στον κυκλώνα μετατρέπεται σε κινητική, αφενός μεν με την κίνηση του κέντρου του κυκλώνα ως σύστημα (κινη-



1. Οι τροπικοί κυκλώνες αρχίζουν να σχηματίζονται πάνω από τη θάλασσα, όταν η θερμοκρασία του νερού ξεπεράσει τους 27 βαθμούς, με αποτέλεσμα να απελευθερώνονται μεγάλες ποσότητες θερμότητας.
2. Οι θερμές και υγρές αέριες μάζες ανέρχονται. Κατά την άνοδό τους, οι υδρατμοί συμπυκνώνονται και σχηματίζουν σύννεφα βροχής.
3. Οι θερμές αέριες μάζες ανέρχονται δημιουργώντας σύννεφα καταιγίδας.
4. Η έκλυση θερμότητας στην ατμόσφαιρα δημιουργεί χαμηλή πίεση στην επιφάνεια της θάλασσας, η οποία προσελκύει περισσότερο αέρα στα σύννεφα της καταιγίδας.
5. Μεγάλες ποσότητες αέρα, υδρατμών και θερμότητας συγκεντρώνονται.
6. Οι αέριες μάζες έλκονται προς το κέντρο και αρχίζουν να περιστρέφονται υπό την επίδραση της περιστροφής της Γης.

Σχ. 9.5α

Συμπύκνωση υδροσταγονιδίων προς σχηματισμό νεφών σε έναν τροπικό κυκλώνα.



1. Καθώς η περιστρεφόμενη καταιγίδα μεγαλώνει σε μέγεθος και ένταση, σχηματίζεται το μάτι του κυκλώνα, που είναι μία ζώνη σχετικής νηνεμίας στο κέντρο της καταιγίδας.
2. Γύρω από το μάτι περιστρέφεται ένας δακτύλιος από σύννεφα και ισχυρούς ανέμους. Η καταιγίδα έχει μετατραπεί σε τυφώνα.
3. Οι αέριες μάζες στην κορυφή του κυκλώνα έχουν θερμανθεί απελευθερώνοντας την περισσότερη από την υγρασία τους. Όταν ο ξηρός αυτός αέρας φτάνει στη στρατόσφαιρα, δεν μπορεί να ανέβει περισσότερο και ένα μέρος του πέφτει ξανά μέσα στο μάτι.
4. Μεγάλα τμήματα του ξηρού αέρα πέφτουν στα μεσοδιαστήματα των νεφών πιο μακριά από το κέντρο.

Σχ. 9.5β

Ροή ανέμου πλήρως ανεπτυγμένου τροπικού κυκλώνα.

τική ενέργεια μεταφοράς) αφετέρου δε με τις περιστροφικές κινήσεις των ανέμων (κινητική ενέργεια περιστροφής) γύρω απ' το κέντρο του κυκλώνα. Κατά συνέπεια, προκύπτει η ακόλουθη ενεργειακή εξίσωση για τον κυκλώνα:

Θερμική ενέργεια = Κινητική ενέργεια μεταφοράς + + Κινητική ενέργεια περιστροφής

Μία άλλη προσέγγιση στο θέμα θα ήταν να θεωρήσει κάποιος τον τροπικό κυκλώνα σαν μία απλή θερμική μηχανή (σχ. 9.5γ), που λειτουργεί λόγω της διαφοράς θερμοκρασίας. Αυτή η διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ του κέντρου και της περιφέρειας, με θερμότερο το κέντρο του σε όλα τα επίπεδα από την επιφάνεια της θάλασσας μέχρι την κορυφή του, έχει ως αποτέλεσμα την ύπαρξη μεγάλης κατακόρυφης μεταφοράς θερμότητας.



Σχ. 9.5γ

Ο κυκλώνας σαν μία θερμική μηχανή.

Η ενέργεια που απαιτείται για τη συνέχιση των βιαίων κινήσεων που χαρακτηρίζουν τον τροπικό κυκλώνα, προέρχεται απ' τη συνεχή παροχή λανθάνουσας θερμότητας από τον υγρό αέρα. Σ' αυτήν λοιπόν τη θερμική μηχανή, τεράστια ποσά θερμικής ενέργειας μετατρέπονται μέσα σε λίγο χρόνο σε κινητική ενέργεια, με αποτέλεσμα τη δημιουργία ανέμων επιπέδου θύελλας.

Αξίζει να αναφερθεί ότι οι τροπικοί κυκλώνες έχουν έναν διακριτό κύκλο ζωής. Πιο συγκεκριμένα, η ανάπτυξη των λιγότερο εντόνων κυκλώνων επηρεάζεται και συγκεκριμένα περιορίζεται αν επικρατούν συγκεκριμένες συνθήκες, όπως ένα μη ευνοϊκό περιβάλλον, η κίνηση του κυκλώνα πάνω από ψυχρή θαλάσσια περιοχή ή η είσοδός του πάνω από ξηρά. Ο κύκλος ζωής πολύ σφοδρών κυκλώνων (με ένταση ανέμων το λιγότερο 89 knots) μπορεί να διακριθεί στα εξής τέσσερα στάδια:

1) Το στάδιο σχηματισμού.

Από δορυφορικές εικόνες, καθίσταται φανερό πως η διαταραχή εμφανίζεται ως μία ασυνήθιστα

ενεργή, αλλά όχι καλά οργανωμένη περιοχή. Η κυκλοφορία στο κέντρο είναι συνήθως ασαφής, αλλά μερικές φορές νέφη τύπου σωρειτών δημιουργούν συστάδες νεφών με κατεύθυνση προς μία περιοχή, ενεργή από καταιγίδες, υποδεικνύοντας έτσι τη θέση του κέντρου. Οι ισχυρότεροι άνεμοι επιφανείας μπορούν να απομακρυνθούν απ' το κέντρο, τείνοντας να αναπτυχθούν σε μη οργανωμένα ***μπουρίνια***[4] και συχνά περιορίζονται σ' ένα τεταρτημόριο. Εκτός των τοπικών μπουρινιών, η ένταση του ανέμου συνήθως είναι μικρότερη απ' τη βαθμίδα του σφοδρού ανέμου. Όταν το στάδιο σχηματισμού των τροπικών κυκλώνων κινηθεί εσωτερικά προς την ξηρά, τότε προκαλούν μικρές ή και καθόλου ζημιές στη στεριά, ωστόσο συνδέονται συχνά με τις ισχυρές βροχοπτώσεις και τις πλημμύρες που συμβαίνουν στις συγκεκριμένες περιοχές.

2) Το στάδιο πρώιμης ωριμάνσεως.

Σ' αυτό το στάδιο, το σύστημα γίνεται πιο οργανωμένο. Ταυτόχρονα, παρατηρείται ολοένα αυξανόμενη ένταση. Η ελάχιστη επιφανειακή πίεση πέφτει γρήγορα κάτω απ' τα 1.000 hPa. Σφοδροί άνεμοι αναπτύσσονται, καθώς η βαροβαθμίδα μεγαλώνει και οι άνεμοι με τη μεγαλύτερη ένταση είναι συγκεντρωμένοι σε μία στενή περιοχή κοντά στο κέντρο. Η κυκλοφορία γύρω απ' το κέντρο είναι πλέον ξεκάθαρη, κατά συνέπεια αρχίζει να σχηματίζεται το μάτι του κυκλώνα. Σε αρκετές δορυφορικές εικόνες γίνονται φανερές οι καλά οργανωμένες ομάδες νεφών, που κινούνται σπειροειδώς προς μία κεντρική περιοχή καλύπτοντας το εστιακό σημείο ή περιτριγυρίζοντας το κέντρο. Το μάτι, αν υπάρχει, μπορεί να επισκιαστεί από μία συστάδα νεφών τύπου θυσάνων. Ένας κυκλώνας που βρίσκεται σ' αυτό το στάδιο μπορεί να προκαλέσει καταστρεπτικούς ανέμους και ανεπανόρθωτες επιπτώσεις στην ξηρά, αν και οι ζημιές περιορίζονται συνήθως σε μία σχετικά μικρή περιοχή. Σε αυτό το στάδιο αναπτύξεως, μπορεί να επέλθει πολύ γρήγορη εντατικοποίηση των φαινομένων και οι παρατηρούμενες αλλαγές μέσω ραντάρ στον κυκλώνα μπορούν κάποιες φορές να προκαλέσουν σύγχυση.

3) Το στάδιο ωριμάνσεως.

Κατά τη διάρκεια αυτού του σταδίου, ο τροπικός κυκλώνας αποκτά μία σχεδόν σταθερή κατάσταση, με τυχαίες διακυμάνσεις μόνο όσον αφορά στην πίεση στο κέντρο, αλλά και τη μέγιστη ένταση των ανέμων. Ωστόσο, τόσο η κυκλωνική κυκλοφορία, όσο και η έκταση των σφοδρών ανέμων έχουν αυξηθεί σημαντικά. Οι ασυμμετρίες στο πεδίο της εντάσεως του ανέμου μπορούν επίσης να γίνουν πιο έντονες. Στις δορυφορικές εικόνες, το πεδίο νέφους είναι πλέον καλά οργανωμένο και πιο συμμετρικό. Οι πιο σφοδροί κυκλώνες χαρακτηρίζονται από μεγάλη πυκνότητα γύρω από την κεντρική περιοχή, περιέχοντας ένα ευδιάκριτο μάτι στο κέντρο. Κανονικά, ένας κυκλώνας είναι ιδιαίτερα σφοδρός και έντονος, μόνο για μία μέρα ή περίπου τόσο, μέχρι να αρχίσει να αποδυναμώνεται, εκτός και αν παραμένει σ' ένα εξαιρετικά ευνοϊκό περιβάλλον.

4) Το στάδιο εξασθενίσεως.

Σ' αυτό το στάδιο καταστρέφεται ο θερμός πυρήνας, η πίεση στο κέντρο αυξάνεται και η περιοχή με τους ανέμους μέγιστης εντάσεως εκτείνεται μακριά απ' το κέντρο.

Ακόμα και όταν οι συνθήκες είναι ώριμες στην επιφάνεια για τη δημιουργία ενός τροπικού κυκλώνα, αυτός μπορεί να μην δημιουργηθεί αν οι ατμοσφαιρικές συνθήκες σε ύψος 5 με 10 km πάνω από την επιφάνεια δεν είναι ιδανικές. Για παράδειγμα, στην περιοχή των 20° γεωγραφικού πλάτους, ο αέρας συχνά κατέρχεται, εξαιτίας της παρουσίας του ημιμόνιμου υποτροπικού υψηλού. Η υψηλή πίεση πιέζει τον αέρα προς την επιφάνεια. Ο κατερχόμενος αέρας θερμαίνεται και δημιουργεί μία θερμοκρασιακή αναστροφή, ένα εξαιρετικά ευσταθές στρώμα αέρα, στο οποίο η θερμοκρασία αυξάνεται με το ύψος, αντίθετα με το σύνηθες θερμοκρασιακό προφίλ στην κατώτερη ατμόσφαιρα.

Η καλούμενη αναστροφή των αληγών ανέμων είναι πολύ ευσταθής, εμποδίζοντας τις όποιες ανοδικές κινήσεις, τον σχηματισμό καταιγίδων και τελικά των τροπικών κυκλώνων. Επιπρόσθετα, οι ισχυροί άνεμοι στα ανώτερα στρώματα τείνουν να αποσυνθέσουν τις αναπτυσσόμενες καταιγίδες διαχέοντας τη λανθάνουσα θερμότητα και αποτρέποντας τη θέρμανση που οδηγεί στην πτώση πιέσεως στην επιφάνεια. Οι παράγοντες εξασθενίσεως που σχετίζονται με την επιφάνεια του εδάφους περιλαμβάνουν την κίνηση της καταιγίδας πάνω από ψυχρότερα ύδατα που δεν μπορούν να την τροφοδοτήσουν με υγρασία

[4] Μπουρίνι χαρακτηρίζεται γενικά η απότομη μεταβολή του καιρού σχετικά μικρής διάρκειας, με αύξηση της εντάσεως του ανέμου, που συνοδεύεται όμως από καταρρακτώδη βροχόπτωση, αστραπές, βροντές και κεραυνούς.

και θερμότητα καθώς και την κίνηση πάνω από τη στεριά.

9.6 Περιοχές και εποχές εμφανίσεως τροπικών κυκλώνων.

Οι περιοχές στις οποίες παρατηρούνται οι κυκλώνες των τροπικών εικονίζονται στο σχήμα 9.6, όπου παρουσιάζονται οι συνηθέστερες τροχιές τους και η μέση ετήσια συχνότητα εμφανίσεώς τους ανά περιοχή. Στον πίνακα 9.6 παρουσιάζονται συγκεντρωτικά ανά περιοχή οι ονομασίες των κυκλώνων, οι εποχές με τη μεγαλύτερη συχνότητα εμφανίσεώς τους και οι μήνες μεγαλύτερης επικινδυνότητάς τους.

9.7 Χαρακτηριστικά γνωρίσματα των τροπικών κυκλώνων των διαφόρων περιοχών.

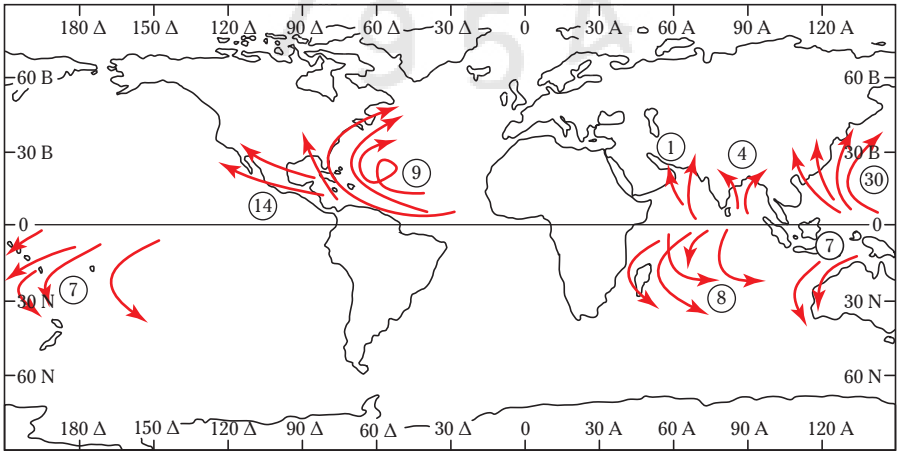
Οι κυκλώνες των τροπικών, αν και διέπονται από κάποια κοινά χαρακτηριστικά γνωρίσματα, παρουσιάζουν ωστόσο και κάποιες διαφοροποιήσεις. Στη συνέχεια, παρατίθενται χαρακτηριστικά γνωρίσματα τροπικών κυκλώνων διαφόρων περιοχών.

1) Δ Ινδίες και Β Ατλαντικός.

Αυτοί οι κυκλώνες αναπτύσσονται στη ζώνη των Ισημερινών νηνεμιών (Ενδοτροπική Ζώνη Συγκλίσεως), η οποία, στην αρχή της εποχής των κυκλώνων (Ιούνιο) και στο τέλος της εποχής (Νοέμβριο), εντοπίζεται κυρίως στην Καραϊβική, ενώ στο μέσο της εποχής, η περιοχή εμφανίσεώς τους εκτείνεται μέχρι τα νησιά του Πράσινου Ακρωτηρίου. Η τροχιά αυτών των κυκλώνων καθορίζεται απ' τη θέση και την έκταση του μόνιμου αντικυκλώνα του Β Ατλαντικού. Αν ο αντικυκλώνας αυτός επεκτείνεται μέχρι τις ακτές της Αμερικής, τότε ένας κυκλώνας μπορεί να μην σημειώσει ανακαμπύλωση, αλλά να κινηθεί μέσω της Καραϊβικής και κατά μήκος των αμερικανικών ακτών. Κανονικά, οι κυκλώνες ανακαμπυλώνουν γύρω από το Δ άκρο του αντικυκλώνα. Οι περισσότερες απ' τις Ν ακτές της Καραϊβικής δεν επηρεάζονται άμεσα απ' αυτούς τους κυκλώνες. Δεν είναι ασυνήθιστο για έναν κυκλώνα να εισχωρήσει στις αμερικανικές ακτές μέχρι και τη Νέα Υόρκη. Ο μέσος όρος της εκτάσεώς τους είναι γύρω στα 300 μίλια ανά ημέρα και ο μέσος όρος ζωής τους είναι γύρω στις 6 μέρες. Κατά τη διάρκεια της τελευταίας 80ετίας και για τον μήνα Σεπτέμβριο, δύο ήταν οι κυκλώνες που έφτασαν στο επίπεδο του τυφώνα.

2) Αραβική θάλασσα.

Οι περιοχές στις οποίες δημιουργούνται αυτοί οι κυκλώνες εξαρτώνται από την εποχή των μουσώνων. Κατά τη διάρκεια του ΝΔ μουσώνα (από Απρίλιο σε Ιούλιο), παρουσιάζονται κοντά στα νησιά Μαλδίβες (5°–10° Β, 65°–75° Α). Την εποχή του ΒΑ μουσώνα μετακινούνται κοντά στα νησιά Λακκαβίδες (9°–14° Β, 70°–75° Α). Περιστασιακά, κυκλώνες εισχωρούν στην Αραβική θάλασσα από τον κόλπο της Βεγγάλης μέσω της Σρι Λάνκα. Οι τροχιές όλων αυτών των κυκλώνων ποικίλλουν πολύ. Ο μέσος όρος της ταχύτητας μετακινήσεώς τους είναι γύρω στους 7 knots. Τους χειρότερους μήνες της κάθε εποχής εμφανίσεως (Μάιο – Ιούνιο και Οκτώβριο – Νοέμβριο), κατά τη διάρκεια μίας περιόδου 66 ετών, ο μέσος όρος είναι ένας κυκλώνας κάθε δύο χρόνια.



Σχ. 9.6

Τυπικές περιοχές τροπικών κυκλώνων και μέσα σε κύκλο οι μέσες τιμές ετήσιας συχνότητας εμφανίσεώς τους.

Πίνακας 9.6
Ονομασίες κυκλώνων ανά περιοχή και οι μήνες κατά τους οποίους παρουσιάζουν σφοδρότητα.

Περιοχή	***Ονομασία***	***Εποχή***	***Ολικός αριθμός εμφανίσεως κυκλώνων***	***Χειρότεροι μήνες από άποψη σφοδρότητας***
Β Ατλαντικός	Τυφώνας	Από Ιούνιο μέχρι Νοέμβριο	381	Σεπτέμβριος
Ν Ατλαντικός	**Εξαιρετικά σπάνια**			
Αραβική Θάλασσα	Κυκλώνας	Από Απρίλιο μέχρι Ιούλιο και από Σεπτέμβριο μέχρι Ιανουάριο	82	Στην αλλαγή των μουσώνων: Μάιο και Ιούνιο, Οκτώβριο και Νοέμβριο
Κόλπος της Βεγγάλης	Κυκλώνας	Από Απρίλιο μέχρι Δεκέμβριο, αλλά έχουν καταγραφεί σε όλους τους μήνες	256	Ιούνιος, Ιούλιος, Οκτώβριος και Νοέμβριος
Δ του Β Ειρηνικού και Σινική Θάλασσα	Τυφώνας	Όλοι οι μήνες (κυρίως από Ιούλιο μέχρι Νοέμβριο)	989	Ιούλιος, Αύγουστος και Σεπτέμβριος
Α του Β Ειρηνικού	Τυφώνας	Από Ιούνιο μέχρι Νοέμβριο	176	Σεπτέμβριος
Δ του Ν Ειρηνικού	Τυφώνας	Από Δεκέμβριο μέχρι Απρίλιο	245	Ιανουάριος, Φεβρουάριος και Μάρτιος
Ν Ινδικός Ωκεανός	Κυκλώνας	Από Νοέμβριο μέχρι Απρίλιο	739	Ιανουάριος και Φεβρουάριος
ΒΔ Αυστραλία	Κυκλώνας	Από Δεκέμβριο μέχρι Απρίλιο	106	Ιανουάριος και Φεβρουάριος

3) Κόλπος της Βεγγάλης.

Ο τόπος γενέσεως αυτών των κυκλώνων καθορίζεται επίσης απ' την εποχή των μουσώνων και τείνει να μετακινείται ακολουθώντας την κατ' απόκλιση κίνηση του Ήλιου. Κατά τη διάρκεια του ΝΔ μουσώνα γενικά γεννιούνται κάπου κοντά στα νησιά Νικομπάρες (6°–9° Β, 92°–94° Α) τον Απρίλιο και Β των 16° Β τον Ιούνιο. Την εποχή του ΒΑ μουσώνα, ο τόπος γενέσεώς τους έχει κινηθεί Ν στις 12° Β μέχρι τον Νοέμβριο. Μερικοί κυκλώνες από τον Δ Β Ειρηνικό εισχωρούν στον κόλπο της Βεγγάλης μέσω της Χερσονήσου της Ταϊλάνδης/Μαλαισίας. Οι τροχιές των κυκλώνων στον κόλπο τείνουν να κινηθούν ΒΔ και Β. Μπορούν επίσης να κινηθούν προς τα Δ ή έστω Α. Για μία περίοδο 61 ετών παρατηρήθηκε ένας σφοδρός κυκλώνας ανά έτος κατά τους χειρότερους από άποψη σφοδρότητας μήνες (Οκτώβριο και Νοέμβριο). Κατά τη διάρκεια της περιόδου με την μικρότερη συχνότητα εμφανίσεώς τους (Ιούνιο και Ιούλιο), υπήρχε μόνο ένας κάθε δύο χρόνια.

4) Δ του Β Ειρηνικού και Σινική Θάλασσα.

Η περιοχή αυτή είναι η πιο ενεργή περιοχή των τροπικών κυκλώνων. Οι περισσότεροι από αυτούς γεννιούνται κάπου μεταξύ των Φιλιππίνων (γύρω στις 125° Α) και τα νησιά Μάρσαλ (170° Α), μεταξύ 5° Β και 20° Β, μία πολύ μεγάλη περιοχή ώστε να ενεργήσει ένας κυκλώνας. Παρόλ' αυτά, αυτοί οι κυκλώνες τείνουν να ακολουθούν μία τυπική πορεία (ΒΔ, Β και μετά ΒΑ), μερικές φορές συμπεριφέρονται ακανόνιστα και κάποιοι ταξιδεύουν ΔΒΔ και μπορεί να εισχωρήσουν στον κόλπο της Βεγγάλης διά μέσου της ξηράς. Η ταχύτητα μετακινήσεώς τους μπορεί να είναι μεταξύ 10 και 20 knots. Τους χειρότερους μήνες (από Ιούλιο μέχρι Σεπτέμβριο), κατά τη διάρκεια περιόδου 70 ετών, υπήρχε μέσος

όρος γύρω στους τέσσερεις κυκλώνες ανά μήνα σε όλη την περιοχή.

5) Α του Β Ειρηνικού.

Οι περισσότεροι κυκλώνες αυτής της περιοχής δημιουργούνται γύρω στις 120° Δ και στις ακτές της κεντρικής Αμερικής, μεταξύ 10° και 30° Β. Οι τροχιές τους γενικά ακολουθούν την ακτογραμμή περισσότερο ή λιγότερο, με ΒΔ διεύθυνση, αλλά μπορεί να κινηθούν Δ. Το πεδίο του κυκλώνα είναι συνήθως σχετικά μικρό και η ταχύτητα μετακινήσεώς του είναι γύρω στους 10 knots. Σ' αυτήν την περιοχή ο ναυτικός μπορεί να έχει κάποια ή και καμμία προειδοποίηση για την προσέγγιση ενός κυκλώνα, αφού οι συνήθεις ενδείξεις μερικές φορές εκλείπουν, ειδικά την περίοδο της κακοκαιρίας (από Ιούνιο μέχρι Νοέμβριο). Τον χειρότερο μήνα, τον Σεπτέμβριο, κατά τη διάρκεια μίας 18ετούς περιόδου, ο μέσος αριθμός κυκλώνων που καταγράφηκαν ήταν γύρω στους δύο ετησίως.

6) Δ του Ν Ειρηνικού.

Δεν υπάρχουν σημαντικοί τροπικοί κυκλώνες στα ανατολικά του Ν Ειρηνικού. Στο Δ τμήμα του ωκεανού οι κυκλώνες γεννιούνται κάπου στη μεγάλη περιοχή μεταξύ των 160° Α (Ν των νησιών του Σολομώντα) και 140° Δ (νησιά Μαρκίσας) και μεταξύ 5° και 20° Ν. Μπορούν να δημιουργηθούν και αρκετά Δ, εκεί που βρίσκεται η Κοραλλιογενής θάλασσα (γύρω στις 150° Α). Τείνουν να ακολουθούν τυπική πορεία (ΝΔ, Ν και μετά ΝΑ). Μερικές φορές φτάνουν στις ακτές της Αυστραλίας. Η ταχύτητα μετακινήσεώς τους μπορεί να κυμανθεί μεταξύ 10 και 15 knots. Τους χειρότερους μήνες (Ιανουάριο, Φεβρουάριο και Μάρτιο), κατά τη διάρκεια περιόδου 105 ετών, ο μέσος αριθμός των κυκλώνων που καταγράφηκαν ήταν ένας ανά μήνα κάθε δύο χρόνια.

7) Ν Ινδικός Ωκεανός.

Η εποχή αυτών των κυκλώνων (από Νοέμβριο μέχρι Απρίλιο) συμπίπτει με τον ΒΑ μουσώνα στην Αραβική θάλασσα, που γίνεται ΒΔ άνεμος, αφού διασχίσει τον Ισημερινό. Οι κυκλώνες γεννιούνται στην περιοχή των Ισημερινών ανέμων μεταξύ αυτού του ανέμου του ΒΔ μουσώνα και της περιοχής των ΝΑ Αληγών ανέμων, κάπου μεταξύ της Ν Σουμάτρας (γύρω στις 100° Α) και της Μαδαγασκάρης (γύρω στις 50° Α) και μεταξύ 7° και 12° Ν. Καλύπτουν, επομένως, μία μεγάλη έκταση ωκεανού και ευτυχώς τείνουν να ακολουθούν τυπικές τροχιές (ΝΔ, Ν και μετά ΝΑ). Η ταχύτητα μετακινήσεώς τους είναι κανονικά γύρω στους 8 knots. Κατά τη διάρκεια των χειροτέρων μηνών (Ιανουάριος και Φεβρουάριος), σε περίοδο 100 ετών, ο μέσος αριθμός των κυκλώνων ήταν γύρω στους οκτώ ανά έτος, οι περισσότεροι από τους οποίους παρατηρήθηκαν Δ του πλάτους 80° Α.

8) ΒΔ Αυστραλία.

Η θάλασσα Αραφούρα, στη Β Αυστραλία, είναι το σύνηθες μέρος για τη γένεση κυκλώνων, αν και κάποιες φορές γεννιούνται στην περιοχή της θάλασσας Τίμορ. Ακολουθούν συνήθως τυπική πορεία (ΝΔ, Ν και μετά ΝΑ) και περιστασιακά φτάνουν μακριά μέχρι τον Μεγάλο Κόλπο της Αυστραλίας. Τους χειρότερους μήνες (Ιανουάριο και Φεβρουάριο), ο μέσος αριθμός εμφανίσεώς τους δεν ξεπερνά τον έναν ετησίως.

9.8 Προγνωστικά για την προσέγγιση των τροπικών κυκλώνων.

Στις περιοχές όπου παρατηρούνται τροπικοί κυκλώνες, ιδίως κατά τη διάρκεια της εποχής εμφανίσεώς τους, ο ναυτιλλόμενος πρέπει να βρίσκεται σε συνεχή επαγρύπνηση, ώστε να μην αιφνιδιαστεί από την παρουσία κυκλώνα. Ευτυχώς, η φύση παρέχει τα προειδοποιητικά σημάδια της παρουσίας κυκλώνα, που όταν γίνονται αντιληπτά μπορούν να παίξουν σημαντικό ρόλο στην αποφυγή διαβάσεως του πλοίου από τις κεντρικές περιοχές του.

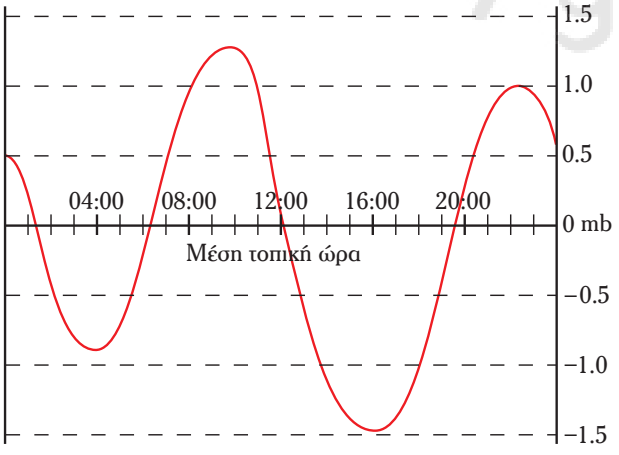
Με τη σύγχρονη τεχνολογία, η πρόβλεψη για την προσέγγιση ενός τροπικού κυκλώνα πραγματοποιείται από δίκτυο μετεωρολογικών δορυφόρων που τους παρακολουθούν από τη στιγμή της δημιουργίας τους, καταγράφοντας όλα τα χαρακτηριστικά τους. Έτσι, οι Μετεωρολογικές Υπηρεσίες και οι παράκτιοι σταθμοί εκδίδουν έκτακτες προειδοποιήσεις προς τα πλοία που ταξιδεύουν σε περιοχές επικινδυνότητας, εξαιτίας της παρουσίας ενός κυκλώνα στην περιοχή πλεύσεώς τους για τη θέση, την ένταση και την κίνησή του.

Επίσης, έκτακτες παρατηρήσεις για την ύπαρξη των τροπικών κυκλώνων εκπέμπονται και από τα ίδια τα πλοία. Πράγματι, 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 επιβάλλει η Διεθνής Συνθήκη για την Ασφάλεια της Ζωής στη Θάλασσα (Safety of Life at Sea – SOLAS).

Έτσι, ο πλοίαρχος βασιζόμενος όχι μόνο στις έκτακτες προειδοποιήσεις που λαμβάνει μέσω ασυρμάτου και άλλων μέσων επικοινωνίας πάνω στο πλοίο, αλλά και στις προσωπικές του παρατηρήσεις, είναι δυνατό να αποφύγει να θέσει το πλοίο του στον μεγάλο κίνδυνο της προσεγγίσεως στην περιοχή του κυκλώνα. Ο πλοίαρχος μπορεί να έχει υπόψη του και τις ακόλουθες οδηγίες, τόσο για την εξακρίβωση του αν υπάρχει ή όχι κυκλώνας στην περιοχή πλεύσεως του πλοίου του, όσο και για τον καθορισμό της θέσεώς του.

1) Αν σε μία περιοχή όπου εμφανίζονται τροπικοί κυκλώνες, η ατμοσφαιρική πίεση είναι 3 ή περισσότερα hPa κατώτερη απ' τη μέση τιμή της ατμοσφαιρικής πιέσεως για την εποχή και τη θέση που βρίσκεται το πλοίο ή υπάρχει έντονη διαφοροποίηση από την ημερήσια κύμανση της ατμοσφαιρικής πιέσεως στα τροπικά πλάτη (σχ. 9.8), τότε ο πλοίαρχος πρέπει να είναι προσεκτικός για παρουσία κυκλώνα. Αν η πίεση είναι κατώτερη κατά 5 hPa ή περισσότερο, υπάρχει πιθανότητα ο κυκλώνας να βρίσκεται σε απόσταση περίπου 200 μιλίων από το πλοίο. Αν η πίεση που δείχνει το βαρόμετρο ή ο βαρογράφος βρίσκεται σε πτώση, αλλά η ημερήσια πορεία της δεν εξαφανίζεται, τότε το κέντρο του κυκλώνα περνά σε απόσταση 120–500 μιλίων από το πλοίο. Αν η πτώση είναι μεγαλύτερη και η ημερήσια κύμανση εξαφανίζεται, τότε το κέντρο του κυκλώνα βρίσκεται σε απόσταση 80–120 μιλίων. Τέλος αν η πτώση είναι απότομη και μεγάλη, τότε η απόσταση του πλοίου από το κέντρο είναι 10–60 μίλια.

2) Αν οι άνεμοι παρουσιάζουν διεύθυνση και ταχύτητα πολύ διαφορετική απ' τη διεύθυνση και ταχύτητα των επικρατούντων ανέμων στην περιοχή, τότε σημαίνει, τις πιο πολλές φορές, ότι έρχεται κυκλώνας.



Σχ. 9.8

Ημερήσια κύμανση της πιέσεως στους τροπικούς.

3) Αν ο κυματισμός έχει διεύθυνση διαφορετική απ' τη διεύθυνση του ανέμου, τότε σημαίνει ότι πλησιάζει κυκλώνας.

4) Αν ανάμεσα στον κυκλώνα και στο πλοίο δεν μεσολαβεί 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 κυκλώνα, μπορεί να φτάσει σε απόσταση και 1.000 μιλίων απ' το κέντρο του κυκλώνα. Γι' αυτό πολλές φορές παρατηρείται 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. Οι συνθήκες αυτές ακολουθούνται και από την εμφάνιση εκτεταμένου θυσάνου σε σχήμα V, ο οποίος κατευθύνεται προς τη διεύθυνση του κυκλώνα.

7) Το Radar 3 cm, που συνήθως βρίσκεται στα εμπορικά πλοία, μπορεί να εντοπίσει τη ζώνη βροχής μέσα στον κυκλώνα σε απόσταση 30 μιλίων. Έτσι, η χρησιμότητά του για την προειδοποίηση τέτοιων τροπικών καταιγίδων, είναι πολύ περιορισμένη. Με Radar 10 cm μπορεί να εντοπιστεί σε μεγαλύτερη απόσταση. Αυτό όμως δεν έχει για τον ναυτιλλόμενο μεγάλη σημασία, γιατί όταν το πλοίο βρίσκεται σε απόσταση 30–50 μιλίων απ' το κέντρο του κυκλώνα, τότε από τους θυελλώδεις ανέμους, τον μεγάλο κυματισμό και άλλα φαινόμενα, μπορεί να διαπιστωθεί ότι βρίσκεται μέσα ή πολύ κοντά στον κυκλώνα.

Όπως όμως αναφέρθηκε και παραπάνω, το πιο αποτελεσματικό μέσο για τον καθορισμό των χαρακτηριστικών και της συμπεριφοράς ενός κυκλώνα σε μία περιοχή είναι οι μετεωρολογικοί δορυφόροι.

9.9 Χειρισμοί πλοίου που βρίσκεται κοντά ή μέσα σε τροπικό κυκλώνα.

Όταν ο πλοίαρχος διαπιστώσει ότι βρίσκεται κοντά σε τροπικό κυκλώνα, πρέπει πρωτίστως να απομακρυνθεί και να αποστείλει σήμα κινδύνου στα παραπλέοντα πλοία. Αν παρόλ' αυτά, αντιληφθεί πως βρίσκεται ήδη στην ευρύτερη περιοχή ενός κυκλώνα, τότε πρέπει να ακολουθήσει τους παρακάτω χειρισμούς, ανάλογα με το ημισφαίριο στο οποίο βρίσκεται.

1) Βόρειο ημισφαίριο.

Για το Β ημισφαίριο ακολουθούνται χειρισμοί ανάλογα με τη θέση που έχει το πλοίο σε σχέση με τον κυκλώνα. Πιο αναλυτικά:

α) ***Δεξί*** ή ***επικίνδυνο ημικύκλιο***. Το πλοίο οφείλει να βρεθεί σε κατάσταση εν αντιμονή (heave – to) (δηλ. σε κατάσταση επιβραδύνσεως, όπου το πλοίο δεν κινείται επί της ουσίας, αλλά περνάει κάποιο χρονικό διάστημα μέχρις ότου συνεχίσει την πορεία του). Ο άνεμος μεταπίπτει προς τα δεξιά, δηλαδή σύμφωνα με τους δείκτες του ρολογιού (ανάδρομη φορά – veering) και το πλοίο βρίσκεται στο επικίνδυνο ημικύκλιο. Σ' αυτήν την περίπτωση πρέπει με όλη του την ταχύτητα κρατώντας τον άνεμο 1 – 4 ανεμορρόμβους[5], προς τη ***δεξιά του παρειά να πλεύσει*** (on starboard bow, hauling round to starboard), εφόσον μπορεί, μέχρι να βγει από τον κυκλώνα. Αν δεν υπάρχει αρκετός χώρος για χειρισμούς ή αν πρόκειται για ιστιοφόρο, πρέπει να *αντιμείνει με δεξιούς πρόποδες* (heave to on the starboard tack).

β) ***Αριστερό*** ή ***πλεύσιμο ημικύκλιο***. Αν ο άνεμος μεταπίπτει προς τ' αριστερά, δηλαδή αντίθετα από τους δείκτες του ρολογιού (ορθή φορά – backing), τότε το πλοίο βρίσκεται στο χειριστό ημικύκλιο. Σ' αυτήν την περίπτωση πρέπει να φέρει τον άνεμο πλήρως στο ***δεξιό ισχίο*** (είτε πρόκειται για μηχανοκίνητο, είτε για ιστιοφόρο) και διατηρώντας τον έτσι και με όλη του τη διαθέσιμη ταχύτητα να πλέει (on starboard quarter, hauling round to port), μέχρι να βγει από τον κυκλώνα (σχ. 9.9α, πλοίο Β). Αν δεν υπάρχει αρκετός χώρος για χειρισμούς, πρέπει να αντιμείνει μ' όποιον πρόποδα θεωρηθεί ασφαλέστερος κάτω από τις υπάρχουσες συνθήκες.

γ) ***Πλοίο επί της τροχιάς του κυκλώνα, προπορευόμενο*** (σχ. 9.9α, πλοίο C). Σε αντιμονή[6], αν ο άνεμος παραμένει σταθερός σε διεύθυνση, το πλοίο θα βρίσκεται επί της τροχιάς του κυκλώνα, οπότε πρέπει να φέρει τον άνεμο στο δεξιό ισχίο και με όλη τη διαθέσιμη ταχύτητα να πλεύσει προς το ***χειριστό ημικύκλιο***. Αν δεν υπάρχει διαθέσιμος χώρος να το κάνει αυτό, καλύτερα θα ήταν να προωθηθεί μέσα στο επικίνδυνο ημικύκλιο, απ' το να μείνει στην τροχιά του κυκλώνα, αλλά να είναι σε ετοιμότητα για πιθανή ανακαμπύλωση.

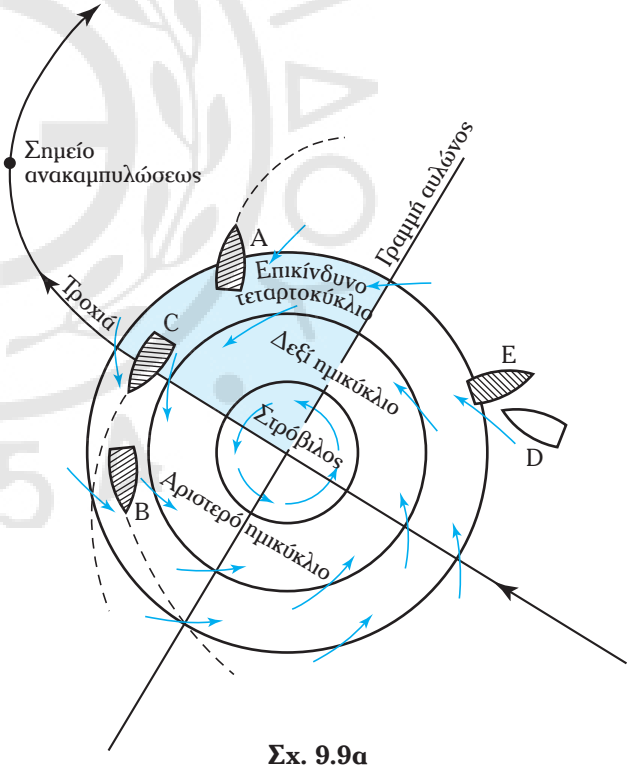
δ) ***Πλοίο που προσπερνά τον κυκλώνα*** (σχ. 9.9α, πλοίο D). Καθόλου απίθανο για τα σημερινά πλοία. Σε αντιμονή ο άνεμος στρίβει προς τα δεξιά και η πίεση αυξάνει, που σημαίνει ότι το πλοίο D βρίσκεται στο πίσω τεταρτοκύκλιο του επικίνδυνου ημικυκλίου. Πρέπει τότε να φέρει τον άνεμο στη ***δεξιά παρειά*** (starboard bow) (πλοίο Ε), επιτρέποντας στον κυκλώνα ν' απομακρυνθεί.

Αν το πλοίο D ***δεν αντιμείνει*** όταν υπάρξει αρχικά η υποψία παρουσίας κυκλώνα συνεχίζοντας την πλεύση του, η ατμοσφαιρική πίεση θα πέφτει και ο άνεμος θα στρίβει στ' αριστερά. Αυτό μπορεί να είναι παραπλανητικό και να θεωρηθεί ότι το πλοίο βρίσκεται στο χειριστό ημικύκλιο του κυκλώνα. Αν τότε συνεχίσει την πλεύση του με τον άνεμο στο δεξιό ισχίο (αφού ο πλοίαρχος θεωρεί ότι βρίσκεται στο χειριστό ημικύκλιο), υπάρχει ο κίνδυνος να εισέλθει μέσα στο επικίνδυνο τεταρτοκύκλιο, ιδίως αν η αρχική πορεία του έτεμνε την τροχιά του κυκλώνα.

2) Νότιο ημισφαίριο.

Για το Ν ημισφαίριο ακολουθούνται χειρισμοί ανάλογα με τη θέση που έχει το πλοίο σε σχέση με τον κυκλώνα.

Εφαρμόζονται όμως οι ίδιες αρχές ακριβώς όπως



Σχ. 9.9α

Απεικόνιση των βασικών όρων που αφορούν σε έναν κυκλώνα, για το Β ημισφαίριο.

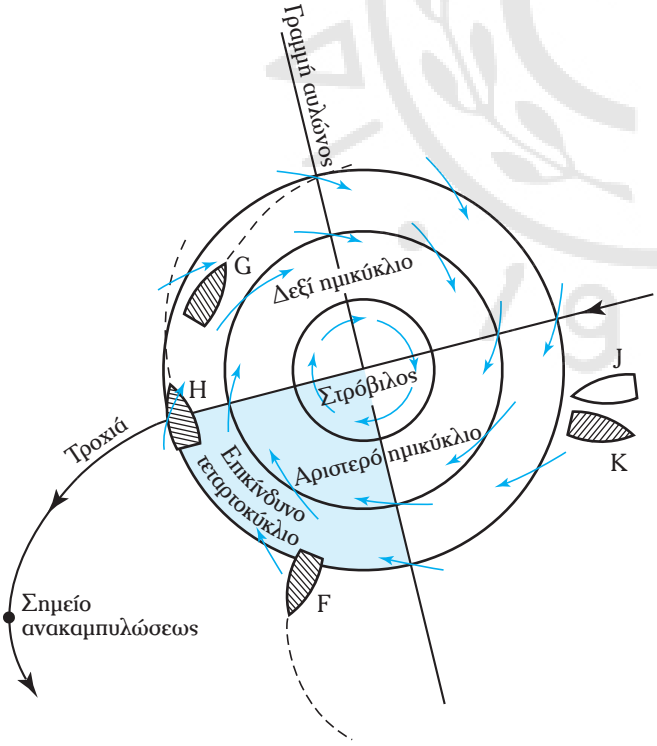
[5] Ο ανεμορρόμβος ή ρόμβος ή κάρτο είναι μονάδα μετρήσεως της γωνιακής μετατοπίσεως και μία από τις 32 κατευθύνσεις του ανεμολογίου (1 κάρτο = 11°15′).

[6] Αντιμονή ονομάζεται η πλεύση του πλοίου με μικρή ταχύτητα και η στρέψη του προς την κατεύθυνση του ανέμου με τον κυματισμό στην παρειά.

και στο Β ημισφαίριο, αλλά επειδή ο άνεμος πνέει σύμφωνα με τους δείκτες του ρολογιού, το αριστερό ημικύκλιο από την τροχιά του κυκλώνα είναι το επικίνδυνο και το δεξιό το χειριστό. Έτσι, οι ενέργειες που ακολουθούνται ώστε να απομακρυνθεί το πλοίο απ' την επικίνδυνη περιοχή του κυκλώνα είναι διαφορετικές, όπως συνοψίζονται παρακάτω:

α) ***Αριστερό*** ή ***επικίνδυνο ημικύκλιο*** (σχ. 9.9β, πλοίο F). Αν ο άνεμος μεταπίπτει αντίθετα από τη φορά των δεικτών του ρολογιού, το πλοίο βρίσκεται στο επικίνδυνο ημικύκλιο. Σ' αυτήν την περίπτωση πρέπει το πλοίο με όλη του τη διαθέσιμη ταχύτητα κρατώντας τον άνεμο 1–4 ανεμορρόμβους προς την ***αριστερή του πλευρά να πλεύσει*** (on port bow, hauling round to port), εφόσον μπορεί, μέχρι να βγει από τον κυκλώνα (σχ. 9.9β, πλοίο F). Αν δεν υπάρχει αρκετός χώρος για χειρισμούς ή αν πρόκειται για ιστιοφόρο, αυτό πρέπει να *αντιμείνει με αριστερούς πρόποδες* (heave to on the port tack).

β) ***Δεξί*** ή ***πλεύσιμο ημικύκλιο*** (σχ. 9.9β, πλοίο G). Αν ο άνεμος μεταπίπτει προς τα δεξιά, δηλαδή σύμφωνα με τους δείκτες του ρολογιού (ανάδρομη φορά), τότε το πλοίο βρίσκεται στο χειριστό ημικύκλιο. Στην περίπτωση αυτή πρέπει να φέρει τον άνεμο πλήρως στο *αριστερό ισχίο* και διατηρώντας τον έτσι και με όλη του τη διαθέσιμη ταχύτητα να πλέει (on the port quarter, hauling round to starboard), μέχρι να βγει από τον κυκλώνα. Αν δεν υπάρχει αρκετός χώρος για χειρισμούς, πρέπει να αντιμείνει με όποιον πρόποδα θεωρηθεί ασφαλέστερος κάτω από τις υπάρχουσες συνθήκες.



Σχ. 9.9β

Απεικόνιση των βασικών όρων που αφορούν σ' έναν κυκλώνα, για το Ν ημισφαίριο.

γ) ***Πλοίο επί της τροχιάς του κυκλώνα, προπορευόμενο*** (σχ. 9.9β, πλοίο Η). Με τον άνεμο στο αριστερό ισχίο (on the port quarter) και με όλη τη διαθέσιμη ταχύτητα πρέπει να πλεύσει στο χειριστό ημικύκλιο. Αν δεν υπάρχει αρκετός χώρος γι' αυτό, πρέπει να ενεργήσει όπως για το Β ημισφαίριο.

δ) ***Πλοίο που προσπερνά τον κυκλώνα*** (σχ. 9.9β, πλοίο J). Σε αντιμονή ο άνεμος στρίβει προς τα αριστερά και η πίεση αυξάνει, που σημαίνει ότι το πλοίο J βρίσκεται στο πίσω τεταρτοκύκλιο του επικίνδυνου ημικυκλίου. Πρέπει τότε να φέρει τον άνεμο στην ***αριστερή παρειά*** (port bow) (πλοίο Κ), επιτρέποντας στον κυκλώνα ν' απομακρυνθεί.

Όταν το πλοίο βρίσκεται μέσα σε λιμάνι ή αγκυροβολημένο, ο πλοίαρχος πρέπει να παρακολουθεί με προσοχή τη μετακίνηση του κυκλώνα, ώστε σε περίπτωση κινδύνου να είναι σε θέση να μετακινήσει το πλοίο και γενικά να πάρει έγκαιρα τα μέτρα που πρέπει. Σε ορισμένες περιπτώσεις είναι προτιμότερο να βγει στην ανοικτή θάλασσα, για να μην βρίσκεται το πλοίο στην περιοχή απ' την οποία θα περάσει το κέντρο του κυκλώνα. Μόνο όταν το πλοίο βρίσκεται πλευρισμένο σε προβλήτα και έχει δεθεί καλά, δεν θα διατρέχει σοβαρό κίνδυνο όταν περάσει ή πλησιάσει κυκλώνας. Μεγαλύτερη ακόμα προσοχή απαιτείται όταν πρόκειται για μικρά πλοία ή πλοία με μικρή ταχύτητα, που βρίσκονται μάλιστα κοντά σε ακτές, οπότε αυτά πρέπει να καταφύγουν το γρηγορότερο σε ασφαλές αγκυροβόλιο.

Ακολουθεί παρακάτω συγκεντρωμένη η ορολογία των τροπικών κυκλώνων, μέρος της οποίας απεικονίζεται στα σχήματα 9.9α και 9.9β:

α) ***Σημείο καμπής (vertex*** ή ***cod)*** ή ***ανακαμπυλώσεως:*** Ονομάζεται το δυτικότερο σημείο στο οποίο φθάνει ο τροπικός κυκλώνας, μετά από το οποίο αρχίζει ν' αλλάζει πορεία.

β) ***Τροχιά (path):*** Ονομάζεται η κατεύθυνση στην οποία κινείται το κέντρο του κυκλώνα.

γ) ***Ίχνος (track):*** Ονομάζεται η ακολουθία των θέσεων, απ' τις οποίες έχει περάσει το κέντρο του κυκλώνα.

δ) ***Πεδίο διαταραχής (storm field):*** Ονομάζεται η οριζόντια περιοχή (έκταση) όπου παρουσιάζονται τα φαινόμενα που συνοδεύουν τον κυκλώνα.

ε) ***Πηγή διαταραχής (source region):*** Ονομάζεται η περιοχή στην οποία πρωτοεμφανίστηκε η ατμοσφαιρική διαταραχή, δηλαδή ο κυκλώνας.

στ) ***Μάτι του κυκλώνα (eye of the storm):*** Ονομάζεται το κέντρο του κυκλώνα. Η ονομασία του οφείλεται στο ότι δεν είναι ποτέ νεφοσκεπές.

ζ) ***Γωνία συγκλίσεως (angle of indraught):*** Ονομάζεται η γωνία η οποία σχηματίζεται από τη διεύθυνση του ανέμου που τέμνει τις ισοβαρείς.

η) ***Στρόβιλος (vortex):*** Ονομάζεται η κεντρική περιοχή του κυκλώνα, όπου παρατηρείται άπνοια. Σ' αυτήν παρουσιάζεται και η μικρότερη πίεση, με αποτέλεσμα να παρατηρείται θαλασσοταραχή χωρίς άνεμο.

θ) ***Γραμμή αυλώνος (trough line):*** Ονομάζεται η γραμμή που είναι κάθετη στην τροχιά προς το κέντρο του κυκλώνα. Η γραμμή αυτή διαχωρίζει την περιοχή πτώσεως και ανόδου της βαρομετρικής πιέσεως στον κυκλώνα.

9.10 Πρακτικοί κανόνες αποφυγής του κέντρου του τροπικού κυκλώνα.

Είναι πλέον γνωστό ότι αν σε μία περιοχή επικρατεί τροπικός κυκλώνας ή σφοδρή τροπική καταιγίδα, είναι μείζονος σημασίας η αποφυγή αυτού του συστήματος και πιο συγκεκριμένα, η αποφυγή της περιοχής γύρω από τη διαταραχή όπου η ένταση του ανέμου ξεπερνά τους 34 knots (8 Bf). Είναι πολύ κρίσιμο να γνωρίζει κάποιος τα όρια της περιοχής που ο άνεμος ξεπερνάει τους 34 knots, ακόμα και αν αυτή η περιοχή δεν είναι ποτέ σταθερή και διαφέρει από διαταραχή σε διαταραχή. Ο κανόνας που ονομάζεται Rule 1-2-3, δημιουργήθηκε προκειμένου να βοηθήσει τους ναυτιλλομένους να αποφύγουν τους τροπικούς κυκλώνες υπολογίζοντας τα σφάλματα προγνώσεως της τροχιάς τους και είναι απαραίτητος για κάθε ναυτικό που ταξιδεύει σε μία περιοχή όπου επικρατούν κυκλώνες ή τροπικές καταιγίδες.

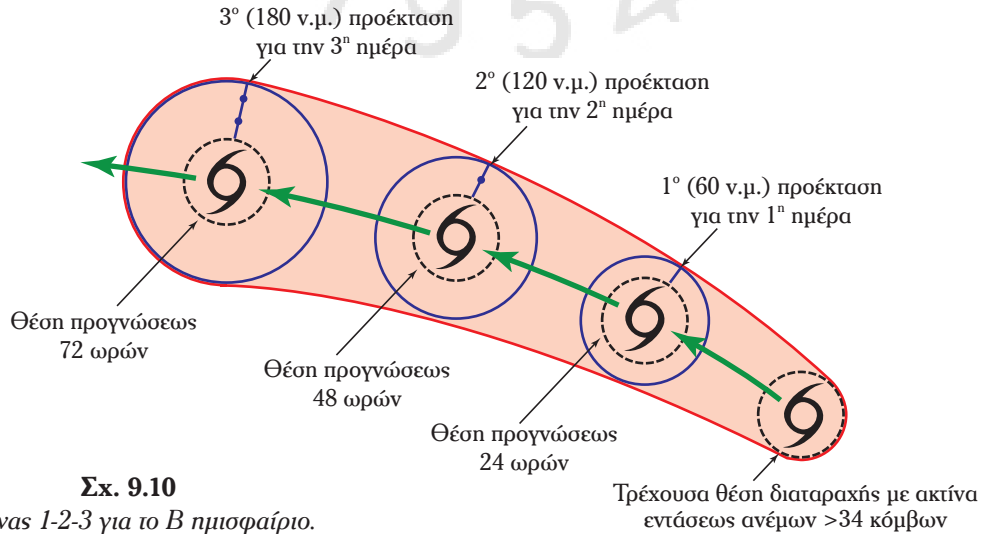
Ο κανόνας 1-2-3 χρησιμοποιήθηκε για πρώτη φορά στις αρχές της δεκαετίας του '70, στην εκπαιδευτική ταινία του Αμερικανικού Ναυτικού (US Navy) με τίτλο *A time for all measures*. Από τη δεκαετία του '90, έχει ενσωματωθεί στον κανόνα η λεγόμενη ***Επικίνδυνη Ζώνη*** (Danger Zone), η οποία υπολογίζεται προσθέτοντας για κάθε 24ωρη πρόγνωση τον δεκαετή μέσο όρο των σφαλμάτων προγνώσεως στη διάμετρο ζώνης των 34 knots. Μέχρι και πριν από λίγα χρόνια, τα σφάλματα αυτά θεωρούνταν ότι είναι τα 100 ν.μ. για το πρώτο 24ωρο προγνώσεως, τα 200 ν.μ. για το δεύτερο (48 ώρες) και τα 300 ν.μ. για το τρίτο (72 ώρες). Το όριο από τους 34 knots και πάνω επιλέχθηκε ως η κρίσιμη τιμή της εντάσεως του ανέμου, διότι από το όριο αυτό και πάνω η κατάσταση του ανέμου και της θάλασσας περιορίζουν κατά πολύ τη δυνατότητα να γίνουν οι κατάλληλοι χειρισμοί στο πλοίο.

Τα τελευταία χρόνια, η πρόγνωση της μελλοντικής θέσεως μίας τροπικής διαταραχής έχει παρουσιάσει σημαντική βελτίωση. Έτσι, σύμφωνα με τον μετεωρολόγο της NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), η απόσταση που προσθέτομε στη διάμετρο της ζώνης των 34 knots είναι:

Για τις 24 ώρες προγνώσεως τα 60 ν.μ..

Για τις 48 ώρες προγνώσεως τα 120 ν.μ..

Για τις 72 ώρες προγνώσεως τα 180 ν.μ. (σχ. 9.10).



Σχ. 9.10
Κανόνας 1-2-3 για το Β ημισφαίριο.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 10
ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΕΣ ΥΠΗΡΕΣΙΕΣ ΓΙΑ ΤΗ ΝΑΥΤΙΛΙΑ

10.1 Οργάνωση, λειτουργία και στόχοι του Παγκόσμιου Μετεωρολογικού Οργανισμού.

Ο Παγκόσμιος Μετεωρολογικός Οργανισμός (World Meteorological Organization – WMO), είναι μία εξειδικευμένη οργάνωση των Ηνωμένων Εθνών, που αποτελείται σήμερα από 192 κράτη-μέλη (Παράρτημα Ι). Προέρχεται από τον Διεθνή Μετεωρολογικό Οργανισμό, που ιδρύθηκε το 1873. Ο WMO καθιερώθηκε τελικά το 1950, ενώ το 1951 έγινε εξειδικευμένος οργανισμός για τη μετεωρολογία, την επιχειρησιακή υδρολογία και για άλλες συναφείς γεωφυσικές επιστήμες.

Απ' την αρχή της δημιουργίας του, ο Οργανισμός αυτός έχει ασκήσει σημαντική επίδραση στην παγκόσμια κοινότητα σχετικά με τη βελτίωση των γνώσεων και την κατανόηση εννοιών, όπως ο καιρός, το κλίμα και το νερό. Παρέχει έναν μοναδικό μηχανισμό, προκειμένου να μπορεί να ανταλλάξει και να μεταφέρει πληροφορίες εγκαίρως σε όσους έχουν την ανάγκη. Έχει συμβάλει στην μείωση του αριθμού χαμένων ζωών, καθώς και ιδιοκτησιών που προκαλούνται από φυσικούς κινδύνους σχετικούς με τον καιρό, καθώς επίσης και στη διαφύλαξη του περιβάλλοντος και του γενικού κλίματος, για τις τωρινές και τις επόμενες γενεές.

Ο WMO παρέχει στα κράτη-μέλη του –και όχι μόνο– προγνώσεις, καθώς και έγκαιρες προειδοποιήσεις, αλλά και σε οικονομικούς παράγοντες, όπως επίσης και σε ιδιώτες, προκειμένου να βοηθήσει στην πρόληψη και μετρίαση καταστροφών, στη διάσωση ζωών και στον περιορισμό της καταστροφής των ιδιοκτησιών και του περιβάλλοντος μέσω της καλύτερης διαχειρίσεως των κινδύνων.

Ο WMO έχει προσπαθήσει να προσελκύσει το παγκόσμιο ενδιαφέρον στην εξάντληση του στρώματος του όζοντος, στην ποικιλότητα και μεταβολή του κλίματος και τις επιπτώσεις του, στη σταδιακή ελάττωση των υδατίνων πόρων, αλλά και στην ποιότητα του νερού και του αέρα.

Ο WMO εξετάζει προσεκτικά και κάνει πρόγνωση σχετικά με τη μεταφορά χημικών και λιπαρών ουσιών που έχουν διαρρεύσει, πυρκαγιές δασών, πφαιστειακή στάχτη, ομίχλη και πυρηνικά ισότοπα. Βοηθά στην κατάστρωση στρατηγικών σε παγκόσμια και τοπική κλίμακα και στον καθορισμό οργάνων και συνελεύσεων για σχετικά προγράμματα δράσεως. Παρέχει επίκαιρες, ακριβείς και ποσοτικές πληροφορίες σχετικά με την κατάσταση της γήινης ατμόσφαιρας, των ωκεανών, τους επιφανειακούς υδάτινους πόρους και τα υπόγεια ύδατα. Επί πλέον, ελέγχει προσεκτικά τις αλληλεπιδράσεις της ατμόσφαιρας με την επιφάνεια της Γης, τα οικοσυστήματα και τις ανθρώπινες δραστηριότητες.

Ο WMO διευκολύνει την ανταλλαγή και τον ανεφοδιασμό εγκύρων και εγκαίρων πληροφοριών οπουδήποτε στον κόσμο. Τα στοιχεία συλλέγονται από 10.000 σταθμούς ξηράς, 3.000 αεροσκάφη, 1.000 σταθμούς της ανώτερης ατμόσφαιρας και περισσότερα από 1.000 πλοία που εργάζονται στη σειρά μαζί με 188 Εθνικούς Μετεωρολογικούς σταθμούς και 50 Τοπικά Εξειδικευμένα Μετεωρολογικά Κέντρα. Τον σκοπό αυτόν υποστηρίζουν επίσης 16 μετεωρολογικοί και 50 περιβαλλοντικοί ερευνητικοί δορυφόροι. Ο WMO, με το ολοκληρωμένο Παγκόσμιο Σύστημα Παρακολουθήσεως (Global Observing System), λειτουργεί σαν ομπρέλα, κάτω απ' την οποία υπόκεινται όλα τα επιμέρους δίκτυα και το σύστημα πληροφοριών που διαθέτει, συνδέει δε όλες τις περιοχές ως προς την ανταλλαγή στοιχείων, τη διαχείριση και επεξεργασία τους.

Ο WMO προσπαθεί να προάγει μετεωρολογικές, κλιματολογικές, υδρολογικές και ωκεανογραφικές πληροφορίες σε όλες τις ανθρώπινες δραστηριότητες. Αυτό συμβαίνει επειδή ο καιρός, το κλίμα και το νερό, ασκούν τεράστια επίδραση σε πολλούς κοινωνικοοικονομικούς παράγοντες, όπως είναι η γεωργία, η αλιεία, η ενέργεια, η μεταφορά, η ναυτι-

λία, η υγεία, ο αθλητισμός και ο τουρισμός. Σκοπός λοιπόν του WMO είναι:

1) Η πρόληψη καταστροφών και ο περιορισμός τους.

2) Ο προσδιορισμός των υδατίνων πόρων και η σωστή διαχείρισή τους.

3) Η διαφύλαξη της γεωργίας και η ασφάλεια στην καλλιέργεια τροφίμων.

4) Η προστασία της δημόσιας υγείας.

5) Η ασφάλεια στις μεταφορές.

6) Η προστασία του θαλάσσιου περιβάλλοντος.

7) Η καθοδήγηση προς νέες μορφές ενέργειας.

8) Η κοινωνικοοικονομική ανάπτυξη.

Ειδικά για την περίπτωση του θαλάσσιου περιβάλλοντος, ο Οργανισμός προωθεί την προστασία του και την επαρκή διαχείριση των ναυτικών πηγών που βασίζονται στην έγκαιρη συλλογή και διανομή, τόσο των μετεωρολογικών, όσο και των ωκεανογραφικών δεδομένων. Ο Οργανισμός προσφέρει σημαντική βοήθεια στα κράτη-μέλη του, προκειμένου να περιοριστεί η απώλεια ανθρωπίνων ζωών που προκαλούνται απ' τους τροπικούς κυκλώνες.

10.2 Πηγές πληροφοριών που φθάνουν στη μετεωρολογική υπηρεσία.

Κάθε μέρα, εκατοντάδες χιλιάδες παρατηρήσεις πραγματοποιούνται στην ατμόσφαιρα σε όλη την υδρόγειο, με σκοπό τη μέτρηση μετεωρολογικών παραμέτρων όπως είναι η πίεση, ο άνεμος, η θερμοκρασία και η υγρασία. Οι μετεωρολογικές παρατηρήσεις λαμβάνονται από τους Σταθμούς καιρού, τους μετεωρολογικούς δορυφόρους, τα μπαλόνια καιρού (ραδιοβολίδες), τα πλοία καιρού (αν και έχουν πλέον τεθεί εκτός λειτουργίας), τα ραντάρ και τα εμπορικά αεροσκάφη, τα οποία είναι εφοδιασμένα με το πρόγραμμα AMDAR (Aircraft Meteorological DAta Relay). Όλα τα παραπάνω καταλήγουν να τροφοδοτούν τις Μετεωρολογικές υπηρεσίες με πληροφορίες σχετικά με τον καιρό (σχ. 10.2).

Εξαιτίας του WMO, δεδομένα, πληροφορίες, καθώς και όλα τα συμπεράσματα που προέρχονται απ' αυτά, είναι διαθέσιμα ευρέως και υπάρχει ελεύθερη ανταλλαγή καθημερινά μεταξύ των κέντρων του WMO και των Μετεωρολογικών Υπηρεσιών της



Σχ. 10.2
Απεικόνιση διαδικασίας προγνώσεως.

κάθε χώρας και μεταξύ των χωρών σε παγκόσμιο επίπεδο. Παρέχονται τόσο άμεσα, όσο και αποτελεσματικά, χρησιμοποιώντας τα πρόσφατα μέσα επικοινωνίας και τις σύγχρονες τεχνολογίες.

Οι μετεωρολογικές παρατηρήσεις λαμβάνονται σε κωδικοποιημένη μορφή από τους διάφορους ***μετεωρολογικούς σταθμούς*** (ΜΣ), όπως είναι οι ΜΣ επιφάνειας, οι αυτόματοι ΜΣ ξηράς, οι αυτόματοι πλωτοί ΜΣ και οι ΜΣ ανώτερης ατμόσφαιρας. Στη συνέχεια, διαβιβάζονται στη Μετεωρολογική Υπηρεσία της χώρας στην οποία ανήκουν και εκεί υφίστανται επεξεργασία με τη βοήθεια αριθμητικών μοντέλων, που είναι εγκατεστημένα σε πολύ μεγάλους ηλεκτρονικούς υπολογιστές. Οι πληροφορίες που έχουν συλλεχθεί, εισάγονται στο Παγκόσμιο Σύστημα Τηλεπικοινωνιών (Global Telecomunication System – GTS), έτσι ώστε να είναι διαθέσιμες σε οποιαδήποτε μετεωρολογική υπηρεσία κράτους-μέλους του WMO τη στιγμή που τις χρειάζεται.

Αξίζει να αναφερθεί η ύπαρξη μέχρι πρότινος των σταθμών με σταθερή θέση σε πλοία, που ονομάζονταν ***πλοία καιρού*** (weather ships). Αυτά ήταν πλοία σε σταθερά σημεία στον ωκεανό και αποτελούσαν την πλατφόρμα για μετεωρολογικές παρατηρήσεις, προκειμένου να παρέχουν πληροφορίες για πιο έγκυρη πρόγνωση καιρού. Το 1948 καθιερώθηκε ένα δίκτυο από 13 πλοία-καιρού. Ωστόσο η συμφωνία για τη χρήση των πλοίων καιρού έληξε το 1990. Το τελευταίο πλοίο τέτοιου τύπου ήταν το Polarfront, γνωστό και ως μετεωρολογικός σταθμός Μ (Mike), το οποίο βρισκόταν στη θέση με συντεταγμένες 66° Β, 02° Α και άνηκε στο Νορβηγικό Μετεωρολογικό Ινστιτούτο. Ο σταθμός έπαψε να λειτουργεί και επισήμως την 1η Ιανουαρίου 2010. Είναι γεγονός πως από το 1960 ο ρόλος τους είχε αρχίσει να υποβιβάζεται, λόγω της υποστηρίξεως της μετεωρολογίας με πιο σύγχρονα μέσα, όπως ήταν οι μετεωρολογικοί δορυφόροι, τα αεροσκάφη μεγάλης εμβέλειας και οι σημαδούρες καιρού, οπότε ήταν θέμα χρόνου να τεθούν τα πλοία-καιρού εκτός λειτουργίας. Οι καιρικές παρατηρήσεις από πλοία συνεχίζονται ακόμη και σήμερα εθελοντικά από πλήθος εμπορικών πλοίων, καθώς εκτελούν την τακτική τους εμπορική δραστηριότητα.

10.3 Ροή πληροφοριών μεταξύ εμπορικών πλοίων και μετεωρολογικής υπηρεσίας.

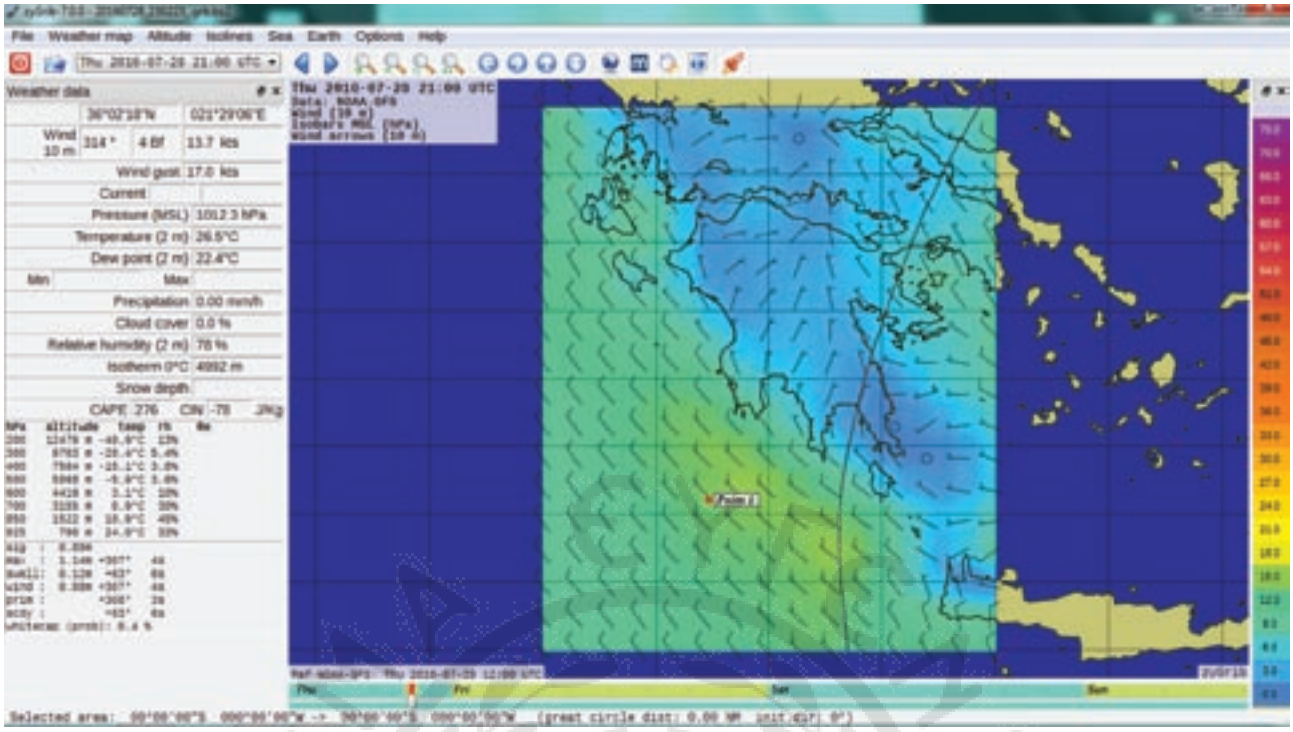
Ο σύγχρονος ναυτιλλόμενος έχει πολύ περισσότερες πηγές πληροφοριών μετεωρολογικού ενδιαφέροντος, σε σχέση με αυτές που είχε ο συνάδελφός του στο παρελθόν, καθώς η εξέλιξη των νέων τεχνολογιών έχει συμβάλει στην μεγιστοποίηση της ασφάλειας των ταξιδιών. Υπάρχουν πλέον ψηφιακοί χάρτες καιρού, εφαρμογές σε κινητά τηλέφωνα, μετεωρολογικοί χάρτες που αποστέλλονται μέσω ηλεκτρονικού ταχυδρομείου κ.ά..

Σχετικά με τους ψηφιακούς χάρτες, τα αρχεία GRIB σχετίζονται με προγράμματα που χρησιμοποιούνται ως συστήματα αναλύσεως δεδομένων σε μορφή πλέγματος και προβολής. Αυτά είναι ως επί το πλείστον δωρεάν εφαρμογές που έχουν δημιουργηθεί για την εύκολη απεικόνιση και διαχείριση των αρχείων δεδομένων σχετικών με την Επιστήμη της Γης, της οποίας επιμέρους τομείς είναι η Οικολογία, η Ωκεανογραφία, η Γεωλογία και η Μετεωρολογία. Τα αρχεία GRIB αναπτύχθηκαν από τον Παγκόσμιο Μετεωρολογικό Οργανισμό και προορίζονται για την εύκολη αποθήκευση και μεταφορά των μετεωρολογικών πληροφοριών. Τα αρχεία GRIB είναι πολύ συμπαγή και περιέχουν κυρίως κατάλληλες πληροφορίες για γρήγορες λήψεις, ακόμα και με αργή σύνδεση στο Διαδίκτυο. Οι εφαρμογές που ανοίγουν ένα αρχείο GRIB είναι: GRIB.US Ugrib, OCENS GRIB Explorer κ.ά..

Ένα παράδειγμα προγράμματος παροχής ψηφιακών χαρτών είναι το ZyGrib (σχ. 10.3α). Πρόκειται για ένα πρόγραμμα οπτικοποιήσεως μετεωρολογικών δεδομένων, το οποίο είναι διαθέσιμο για λογισμικά συστήματα όπως τα Windows, τα Linux και τα Mac OS X. Οι διαθέσιμες μετεωρολογικές πληροφορίες που παρέχει αφορούν στα εξής: πίεση στη στάθμη της θάλασσας, άνεμος 10 m πάνω από την επιφάνεια, ριπές ανέμου, θερμοκρασία 2 m πάνω από την επιφάνεια, όπως επίσης και η μέγιστη και ελάχιστη τιμή της για το ίδιο ύψος, σχετική υγρασία 2 m πάνω από την επιφάνεια, ολική ποσότητα κατακρημνισμάτων, ολική νεφοκάλυψη, σημείο δρόσου, χιόνι, θαλάσσια ρεύματα και κύματα (ύψος, κατεύθυνση, περίοδος κ.ά.).

Παρόλο που το VHF παραμένει το βασικό μέσο επικοινωνίας σε παράκτιες περιοχές, η επανάσταση στην ασύρματη επικοινωνία είναι γεγονός. Υπάρχουν πλέον πολλές εφαρμογές και επιλογές για τηλέφωνα τύπου android και i-phone, οι οποίες μπορούν να πληροφορήσουν για τον καιρό, όπως είναι τα Accuweather.com, 1Weather κ.ά..

Ακόμα και στην περίπτωση εκείνη που το τηλεομοιότυπο (facsimile) δεν λειτουργεί ή δεν έχει καλή σύνδεση, μπορεί ο ναυτιλλόμενος χρησιμοποιώντας



Σχ. 10.3α

Απεικόνιση στον χάρτη του πεδίου ανέμων για την ευρύτερη περιοχή ενδιαφέροντος (Point 1). Στο αριστερό τμήμα του προγράμματος διακρίνονται και άλλες μετεωρολογικές παράμετροι με τις τιμές τους για το σημείο ενδιαφέροντος. Στο κάτω μέρος, δίνεται η δυνατότητα στον χρήστη να επιλέξει εκτός από τον αναλυτικό χάρτη και τον προγνωστικό χάρτη, για να μπορέσει να έχει μια πιο πλήρη εικόνα των καιρικών συνθηκών που θα συναντήσει κατά την πορεία του.

το ηλεκτρονικό ταχυδρομείο του πλοίου (e-mail), να λάβει επίσημους χάρτες καιρού από τις μεγαλύτερες μετεωρολογικές υπηρεσίες του κόσμου. Η αμερικανική NOAA παρέχει σε όλους τους ναυτιλλόμενους ένα αυτόματο σύστημα αποστολής μετεωρολογικών χαρτών, που εκδίδει η υπηρεσία της OPC (Ocean Prediction Center). Η αποστολή των χαρτών καιρού γίνεται μέσω ηλεκτρονικού ταχυδρομείου, μέσω μιας απλής διαδικασίας. Αρχικά αποστέλλεται e-mail στην ηλεκτρονική διεύθυνση *ftpmail@ftpmail.nws.noaa.gov*, με θέμα ό,τι επιθυμεί κανείς και για κυρίως μήνυμα γράφονται οι εντολές:

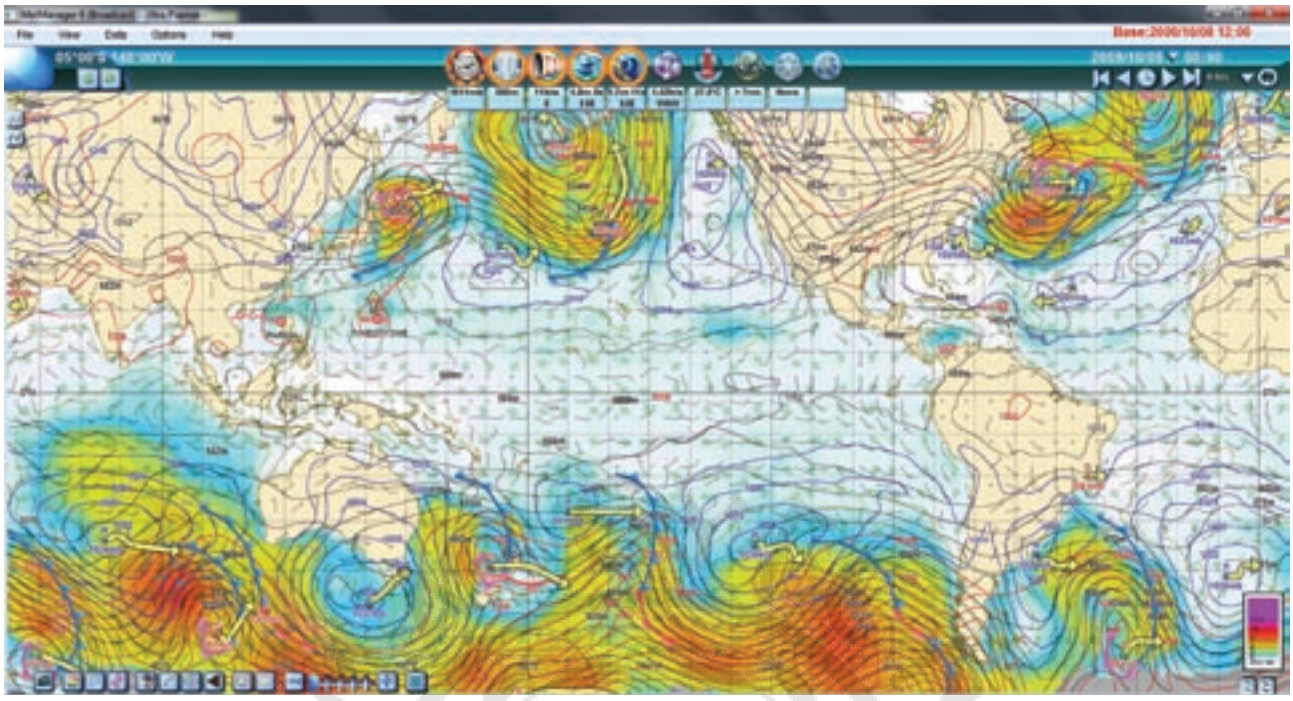
open
cd fax
get (όνομα χάρτη με ΚΕΦΑΛΑΙΑ γράμματα)
quit

Τα ονόματα των χαρτών μπορεί κανείς να τα εντοπίσει στην ηλεκτρονική διεύθυνση: *http://www.nws.noaa.gov/om/marine/rfax.pdf*. Στις σελίδες 71 και 72 του αρχείου αυτού εντοπίζονται τα ονόματα χαρτών για την περιοχή του Ατλαντικού, ενώ στις σελίδες 74 και 75 για την περιοχή του Ειρηνικού.

Η υπηρεσία αποστολής μετεωρολογικών χαρτών είναι δωρεάν, ενώ η χρέωση αφορά μόνο στο αρχείο που θέλει να κατεβάσει κάποιος, σύμφωνα με την τρέχουσα χρέωση της υπηρεσίας e-mail. Υπάρχει δυνατότητα λήψεως είτε χαρτών αναλύσεως, είτε χαρτών προγνώσεων.

Πολλά πλοία έχουν ήδη εγκατεστημένα προγράμματα προγνώσεως καιρού στον ηλεκτρονικό υπολογιστή που διαθέτουν. Τέτοια προγράμματα είναι για παράδειγμα το Met manager, το SPOS (Ship Performance Optimization System), το BON VOYAGE SYSTEM κ.ά..

Η αγγλική εταιρεία ChartCo, μέσω της εφαρμογής Passage Manager, παρέχει δεδομένα σχετικά με τον καιρό, καθώς και οδηγίες ασφαλούς πλεύσεως (weather routing) μέσω υπολογιστή και συγκεκριμένα με τη βοήθεια του προγράμματος Met Manager (σχ. 10.3β). Τα οφέλη ενός τέτοιου προγράμματος είναι κατά κύριο λόγο ότι παρέχει ενημερωμένες πληροφορίες για τον καιρό, όπως επίσης και τη δυνατότητα υπολογισμού της βέλτιστης πορείας από πλευράς καιρικών συνθηκών, προκειμένου να απο-



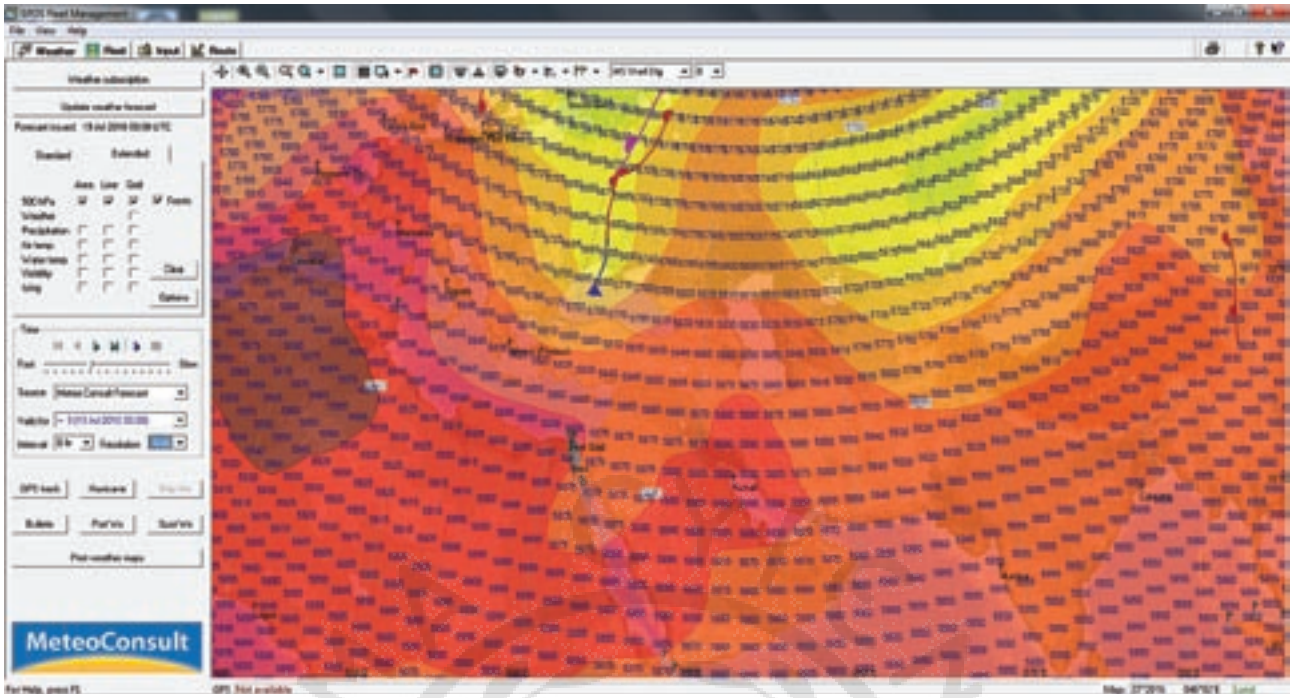
Σχ. 10.3β

Απεικόνιση στον χάρτη μετεωρολογικών παραγόντων όπως είναι η πίεση επιφανείας, η πίεση στην ισοβαρική των 500 mb, ο άνεμος, τα κύματα και η αποθαλασσία μέσω του προγράμματος MET MANAGER. Δίνεται επί πλέον η δυνατότητα να επιλεγούν και οι εξής παράμετροι: ρεύματα, θερμοκρασία θάλασσας, ορατότητα, παγοποίηση καθώς και το είδος των κατακρημνισμάτων. Οι επιλεγμένες μετεωρολογικές παράμετροι διακρίνονται με έναν πορτοκαλί δακτύλιο (στο πάνω και κεντρικό τμήμα του χάρτη), ενώ οι μη επιλεγμένες παράμετροι δεν έχουν τον δακτύλιο αυτόν. Στο κάτω και αριστερό τμήμα του χάρτη και πιο συγκεκριμένα στην κλίμακα πλην και συν, δίδεται η δυνατότητα λήψεως προγνωστικών χαρτών για 24, 48 ή περισσότερες ώρες μετά.

φευχθεί οποιαδήποτε ζημιά στο πλοίο ή στο φορτίο που να οφείλεται στις συνθήκες αυτές. Δεδομένα προγνώσεως λαμβάνονται αυτόματα κατά τη διάρκεια της πλεύσεως, χωρίς καν το πλήρωμα του πλοίου να αναλάβει κάποια πρωτοβουλία. Όλα τα πλοία μπορούν να λάβουν πλήθος λεπτομερών μετεωρολογικών στοιχείων, που να καλύπτουν την ωκεάνια περιοχή ενδιαφέροντός τους. Η δυνατότητα υπολογισμού της βέλτιστης πορείας του πλοίου παρακολουθώντας τις διαρκώς ενημερωμένες πληροφορίες για τον καιρό, δεν σχετίζεται μόνο με το γεγονός ότι η συγκεκριμένη πορεία είναι ασφαλέστερη βάσει των επικρατούντων καιρικών συνθηκών, αλλά και με το ότι εξασφαλίζεται ένας ασφαλής πλους στον συντομότερο χρόνο καθώς και με τη μικρότερη δυνατή κατανάλωση καυσίμου.

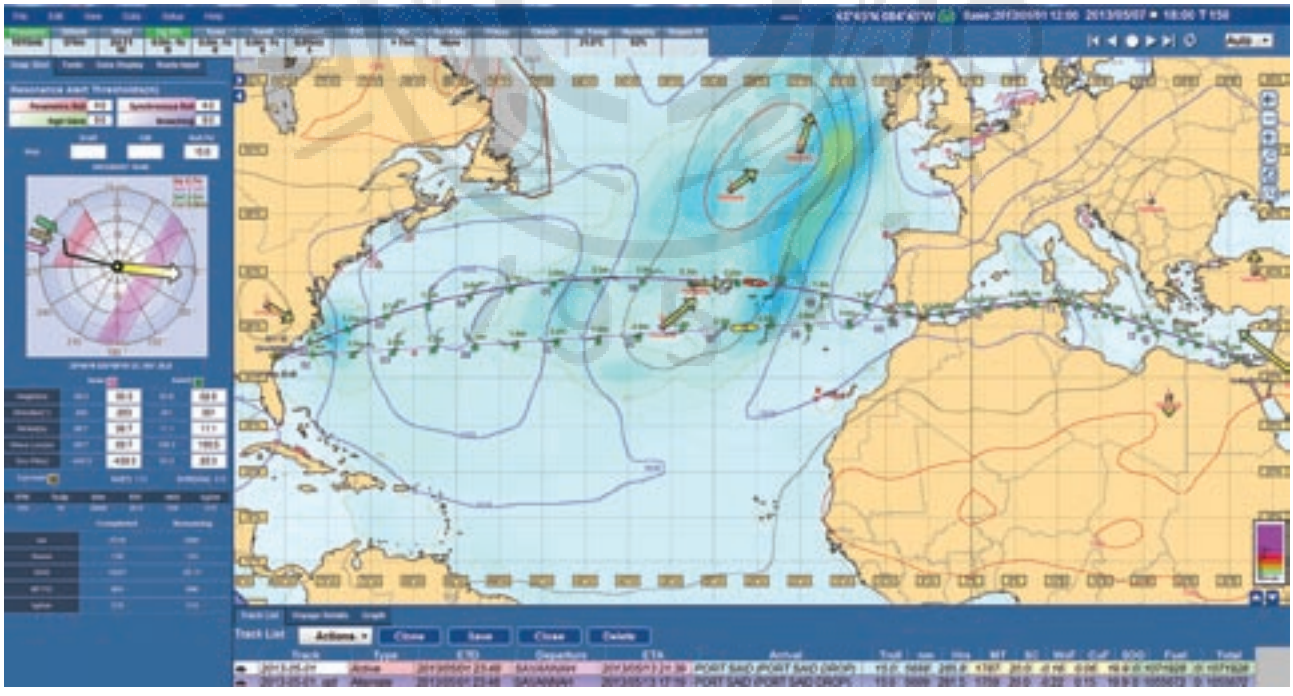
Το SPOS είναι ένα πρόγραμμα καιρικής πλοηγήσεως (σχ. 10.3γ), με το οποίο η πορεία του πλοίου βελτιστοποιείται, επειδή λαμβάνεται υπόψη η κατάσταση της θάλασσας (κύματα, ρεύματα, αποθαλασσία), ενώ παρέχονται και δεδομένα για τον άνεμο και άλλες μετεωρολογικές παραμέτρους. Είναι ευρέως διαδεδομένο για την αξιοπιστία του και ανανεώνει διαρκώς τις πληροφορίες που παρέχει, διασφαλίζοντας έτσι στο πλήρωμα του πλοίου την απαραίτητη ενημέρωση για τις καιρικές συνθήκες, προκειμένου αυτό να προσαρμόσει την πορεία του πλοίου, και να επιτύχει ένα ασφαλές και αποτελεσματικό ταξίδι.

Το BON VOYAGE SYSTEM (σχ. 10.3δ) είναι ένα πρόγραμμα υψηλής αναλύσεως μετεωρολογικών δεδομένων, όπως ο άνεμος και ο κυματισμός της θάλασσας. Εξυπηρετεί τόσο ταξίδια που γίνονται σε παράκτιες περιοχές, όσο και αυτά που πραγματοποιούνται σε ανοικτούς ωκεανούς. Τα δεδομένα που παρέχει και τα οποία ανανεώνονται ανά ώρα, αφορούν στα εξής: κατακρημνίσματα, θερμοκρασία, υγρασία, ορατότητα, άνεμος, κατάσταση θάλασσας κ.ά.. Επί πλέον, παρέχει πληροφόρηση και όσον αφορά στην πειρατεία. Ο απώτερος σκοπός του προγράμματος είναι η διασφάλιση όχι μόνο ενός ασφαλούς πλου, αλλά και ενός ταξιδιού με το μικρότερο δυνατό κόστος.



Σχ. 10.3γ

Απεικόνιση πορείας πλοίου και ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hPa (ή mb) μέσω του προγράμματος SPOS. Έχει επιλεχθεί η δυνατότητα να λάβει ο χρήστης νέο χάρτη 6 ώρες μετά τον παρόντα χάρτη. Παρέχεται επί πλέον η δυνατότητα στον ίδιο χάρτη να συμπεριληφθούν πληροφορίες όπως καιρός, κατακρημνίσματα, θερμοκρασία αέρα, θερμοκρασία θάλασσας, ορατότητα και παγοποίηση, εφόσον κάποιο ή κάποια από αυτά επιλεγούν από τον χρήστη.



Σχ. 10.3δ

Απεικόνιση οδηγιών ασφαλούς πλοηγήσεως (weather routing) μέσω του προγράμματος BON VOYAGE. Πιο αναλυτικά, διακρίνεται η πορεία με το κίτρινο πλοίο που επέλεξε ο πλοίαρχος ως πλάνο ταξιδιού (voyage plan) κατά την κρίση του και αυτή με το κόκκινο πλοίο, η προτεινόμενη πορεία που συστήνεται από την εφαρμογή του προγράμματος και η οποία επιλέχθηκε ως η ασφαλέστερη, βάσει των επικρατούντων καιρικών συνθηκών.

10.4 Παροχή πληροφοριών στη ναυτιλία από μετεωρολογικές υπηρεσίες.

Από τις μεγαλύτερες μετεωρολογικές υπηρεσίες του κόσμου που ασχολούνται με την πρόγνωση του καιρού στους ωκεανούς είναι η Αμερικανική Μετεωρολογική Υπηρεσία (NOAA – National Oceanic & Atmospheric Administration), η Ιαπωνική (JMA – Japanese Meteorological Agency) και η Βρετανική (Metoffice). Υπάρχουν, ωστόσο, και άλλες υπηρεσίες όπως η Καναδική (CMC – Canadian Meteorological Center), η Αυστραλέζικη (BoM – Australian Bureau of Meteorology) και η Ταϊβανέζικη (CWB – Taiwan Center Weather Bureau). Ειδικά η Αμερικανική NOAA διαθέτει κάποιους οργανισμούς που εξειδικεύονται σε επιμέρους κατηγορίες μετεωρολογικού ενδιαφέροντος, όπως είναι οι:

1) NCEP (National Center for Environmental Prediction).
2) NWS (National Weather Service).
3) OPC (Ocean Prediction Center).
4) NHC (National Hurricane Center).
5) NCAR (National Center for Atmospheric Research).
6) HPC (Hydrometeorological Prediction Center).

Η Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία (ΕΜΥ) είναι υπεύθυνη για τη μετάδοση προγνώσεων ναυτιλίας και προειδοποιήσεων θυελλωδών ανέμων για όλη τη Μεσόγειο και τη Μαύρη θάλασσα, μέσω του συστήματος SafetyNet. Η Υδρογραφική Υπηρεσία του Πολεμικού Ναυτικού είναι υπεύθυνη για τη μετάδοση πληροφοριών για την ασφάλεια της ναυσιπλοΐας, στις οποίες περιλαμβάνονται οι παραπάνω προγνώσεις μέσω του συστήματος *NAVTEX*. Η ΕΜΥ παρέχει προγνωστικά δελτία καιρού και προειδοποιήσεις για θυελλώδεις ανέμους, όσον αφορά στην Α Μεσόγειο και στη Μαύρη Θάλασσα. Το τμήμα της Δ Μεσογείου το έχει αναλάβει η υπηρεσία Meteofrance, η οποία παρέχει με τη σειρά της δελτία καιρού προγνωστικά και αναγγελίες θυελλωδών ανέμων.

Ένα μετεωρολογικό δελτίο, με εξαίρεση την επικεφαλίδα του, θα πρέπει να μην υπερβαίνει σε έκταση τις 370 λέξεις και να έχει μία πολύ συγκεκριμένη μορφή. Ξεκινά με την έκφραση: «***Και τώρα η πρόγνωση καιρού για τη ναυτιλία για σήμερα, από τη μετεωρολογική υπηρεσία***», ωστόσο κάποιοι παρουσιαστές μπορεί να αντικαταστήσουν τη λέξη «σήμερα» με το να αναγγείλουν την ακριβή ημερομηνία. Ακολουθεί η αναγγελία θύελλας, εφόσον τίθεται τέτοιο θέμα. Χρησιμοποιείται η κλίμακα Beaufort, όπου αναφέρονται άνεμοι δυνάμεως 8 ή και περισσότερο. Ακολουθεί η γενική σύνοψη του καιρού, παρέχοντας την περιοχή, την ατμοσφαιρική πίεση (σε μιλιμπάρ) και την πορεία του βαρομετρικού συστήματος. Στη συνέχεια, αναφέρονται η διεύθυνση του ανέμου, τα κατακρημνίσματα, η κατάσταση της θάλασσας (εάν αξίζει να αναφερθεί) και τελευταία η ορατότητα. Σε περιπτώσεις που διάφορες περιοχές παρουσιάζουν τις ίδιες αναμενόμενες καιρικές συνθήκες, αναφέρονται όλες μαζί.

Η αλλαγή στη διεύθυνση του ανέμου υποδηλώνεται συνήθως με τον όρο ***veering*** (σύμφωνα με τους δείκτες του ρολογιού) και ***backing*** (αντίθετα με τους δείκτες του ρολογιού). Συνήθως, όταν η ένταση του ανέμου ξεπερνά τα 8 Bf, τότε χρησιμοποιείται για έμφαση η φράση: «***ορμητικός άνεμος 8 Bf*** (gale 8)», «***θύελλα 9 Bf*** (severe gale 9)», «***ισχυρή θύελλα 10 Bf*** (storm 10)», «***σφοδρή θύελλα 11 Bf*** (violent storm 11)» και «***τυφώνας δυνάμεως 12 Bf*** (hurricane 12)».

Η ορατότητα δίνεται περιφραστικά. Πιο αναλυτικά, ο όρος «***καλή***» (good) σημαίνει ότι η ορατότητα είναι καλή σε απόσταση μεγαλύτερη από 5 ν.μ. (9,3 km), «***μέτρια***» (moderate), όταν η απόσταση κυμαίνεται μεταξύ 2–5 ν.μ. (3,7 και 9,3 km), «***φτωχή***» (poor), όταν η απόσταση κυμαίνεται μεταξύ 0,5 ν.μ. και 2 ν.μ. και «***ομίχλη***», όταν η ορατότητα είναι περιορισμένη σε απόσταση μικρότερη των 0,5 ν.μ..

Όταν επικρατεί δριμύς χειμώνας σε συνδυασμό με ισχυρούς ανέμους και παγωμένη θάλασσα, είναι δυνατόν να σχηματιστεί πάγος σε μεγάλα γεωγραφικά πλάτη. Τότε αναμένονται προειδοποιήσεις πάγου (λίγη, μέτρια, μεγάλη παγοποίηση), που αποτελούν το τελικό δεδομένο του κάθε δελτίου προγνώσεως.

Ακολουθούν κάποια παραδείγματα από προγνωστικά δελτία διαφόρων περιοχών:

- *Humber, Thames. Southeast veering southwest 4 or 5, occasionally 6 later. Thundery showers. Moderate or good, occasionally poor.*
- *Tyne, Dogger. Northeast 3 or 4. Occasional rain. Moderate or poor.*
- *Rockall, Malin, Hebrides. Southwest gale 8 to storm 10, veering west, severe gale 9 to violent storm 11. Rain, then squally showers. Poor, becoming moderate.*
- *Southeast Iceland. North 7 to severe gale 9. Heavy snow showers. Good, becoming poor in showers. Moderate icing.*
- *Rockall, Malin, Hebrides, Bailey. Southwest hurricane force 12 or more.*

10.5 Περιγραφή του δελτίου καιρού και των τμημάτων του.

Τα δελτία καιρού που παρέχονται στους ναυτιλλόμενους από καθορισμένους ραδιοσταθμούς και σε επίσης καθορισμένα χρονικά διαστήματα, πρέπει να γίνονται κατανοητά σ' αυτούς, με σκοπό έναν ασφαλή πλου, όσο αυτό είναι εφικτό. Οι ναυτικές μετεωρολογικές υπηρεσίες, καθώς και ο WMO, διαθέτουν στους ναυτιλλόμενους τις συχνότητες και τα προγράμματα μεταδόσεως των δελτίων καιρού. Στη συνέχεια παρατίθενται τα τμήματα από τα οποία αποτελείται ένα τέτοιο δελτίο και η περιγραφή τους:

1) Στο ***1ο τμήμα*** γίνεται προειδοποίηση θύελλας σε απλή γλώσσα.

2) Στο ***2ο τμήμα*** γίνεται μία σύνοψη της καιρικής καταστάσεως σε απλή γλώσσα.

3) Στο ***3ο τμήμα*** παρέχεται μία πρόγνωση καιρού για τις περιοχές ενδιαφέροντος σε απλή γλώσσα.

4) Στο ***4ο τμήμα*** πραγματοποιείται συνοπτική ανάλυση του χάρτη καιρού με τον συντομευμένο Διεθνή Κώδικα Αναλύσεως για ναυτική χρήση (IAC FLEET), WMO Κώδικας FM 46C.

5) Στο ***5ο τμήμα*** γίνονται αναγγελίες από επίλεκτα πλοία με τη βοήθεια του Κώδικα FM 21C του WMO.

6) Στο ***6ο τμήμα*** υπάρχουν αναγγελίες από επίλεκτους σταθμούς ξηράς σύμφωνα με τον Κώδικα FM 11C του WMO.

Τα πρώτα τρία τμήματα, επειδή παρέχονται σε απλή γλώσσα, είναι γνωστά σε όλους τους ναυτικούς. Τα επόμενα τρία τμήματα αποτελούν εκείνα για τα οποία απαιτείται ιδιαίτερη προσοχή και η συμβολή αντιστοίχων εγχειριδίων, έτσι ώστε να μεταφέρουν στους ναυτιλλόμενους πιο λεπτομερείς πληροφορίες. Το 4ο τμήμα είναι δυνατόν να παρέχει κάποιες ενδείξεις για την ύπαρξη βαρομετρικών συστημάτων, μετώπων κ.λπ. χωρίς να έχει προηγηθεί η αποκωδικοποίηση των δύο επομένων τμημάτων. Αυτό συμβαίνει επειδή η ανάλυση που παρέχεται σ' αυτό το τμήμα του δελτίου καιρού, έχει συνταχθεί από έμπειρους μετεωρολόγους, οι οποίοι έχουν λάβει υπόψη τους πολύ περισσότερες αναγγελίες από σταθμούς επιφανείας και όχι μόνο από τις λίγες αναγγελίες που περιλαμβάνονται στο 5ο και 6ο τμήμα. Οι λίγες αυτές αναγγελίες ως σκοπό έχουν να ενισχύσουν την ανάλυση που έχει ήδη δοθεί και να βελτιώσουν την ανάλυση στην περιοχή ενδιαφέροντος παρέχοντας τον πραγματικό άνεμο και τις άμεσες καιρικές συνθήκες.

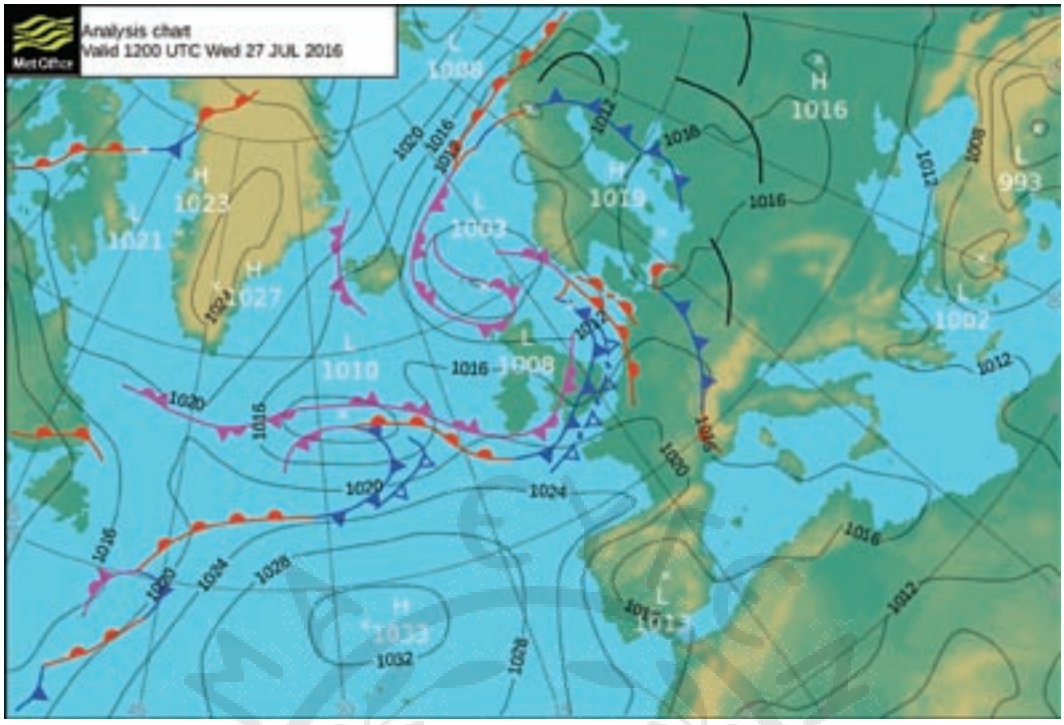
10.6 Πληροφορίες που λαμβάνονται με το τηλεομοιότυπο.

Το ***τηλεομοιότυπο*** (facsimile-fax) είναι ένα μέσο ραδιομεταδόσεως, το οποίο παρέχει έτοιμο χάρτη καιρού, με αποτέλεσμα να εξοικονομείται χρόνος που θα ήταν απαραίτητος για την αποκωδικοποίηση και τη σχεδίασή του (σχ. 10.6α). Οι χάρτες που λαμβάνονται μέσω τηλεομοιότυπου μεταδίδονται απ' τις διάφορες μετεωρολογικές υπηρεσίες και χρησιμοποιούνται τέτοιες συχνότητες, ώστε να μπορούν να ληφθούν τα μηνύματα από οποιοδήποτε πλοίο διαθέτει τον κατάλληλο δέκτη. Κάποια μηχανήματα fax μπορούν να ρυθμιστούν, ούτως ώστε να γίνεται αυτόματα η λήψη και στην περίπτωση αυτή το μηχάνημα ενεργοποιείται και απενεργοποιείται μέσω ενός σήματος που λαμβάνεται στην αρχή και στο τέλος της μεταδόσεως του χάρτη.



Σχ. 10.6α
Τηλεομοιότυπο.

Οι ***αναλυτικοί πραγματικοί χάρτες*** παράγονται κάθε 6 ώρες. Συγκεκριμένα, εκδίδονται 4 φορές την ημέρα, στις 00z, 06z, 12z και 18z. Στη μετεωρολογία χρησιμοποιείται παγκοσμίως η 24ωρη μορφή ώρας που ονομάζεται «Zulu time» (z) και πιο συχνά «Συντονισμένη Παγκόσμια Ώρα» (Coordinated Universal Time – UTC). Όλοι οι χάρτες καιρού, τα ραντάρ και οι δορυφορικές εικόνες έχουν τον χρόνο εκφρασμένο σε z. Απεικονίζουν ισοβαρείς, μέτωπα, χαμηλά, υψηλά και περιοχές με ομίχλη. Η κάθε ανάλυση παρουσιάζει κάποια καθυστέρηση, οπότε



Σχ. 10.6β
Απεικόνιση αναλυτικού πραγματικού χάρτη.

η ανάλυση των 00z είναι έτοιμη μέσα σε ένα χρονικό εύρος από 0230z έως 03z (σχ. 10.6β).

Οι ***προγνωστικοί χάρτες*** είναι διαθέσιμοι για 24, 48, 72 και 96 ώρες. Οι προγνωστικοί των 24 ωρών εκδίδονται μόνο για το δυτικό μέρος του Ατλαντικού και του Ειρηνικού ωκεανού, δύο φορές την ημέρα, στις 00z και στις 12z (σχ. 10.6γ). Η κάθε πρόγνωση καθυστερεί κατά 5 με 6 ώρες, οπότε η πρόγνωση των 24 ωρών με βάση το 00z πραγματοποιείται γύρω στις 0530z.

Οι προγνωστικοί χάρτες των 48 ωρών εκδίδονται για ολόκληρο τον Ατλαντικό και τον Ειρηνικό ωκεανό, δύο φορές την ημέρα, στις 00z και στις 12z (σχ. 10.6δ). Η κάθε πρόγνωση καθυστερεί κατά 5 με 6 ώρες, οπότε η πρόγνωση των 48 ωρών με βάση το 00z πραγματοποιείται γύρω στις 0530z.

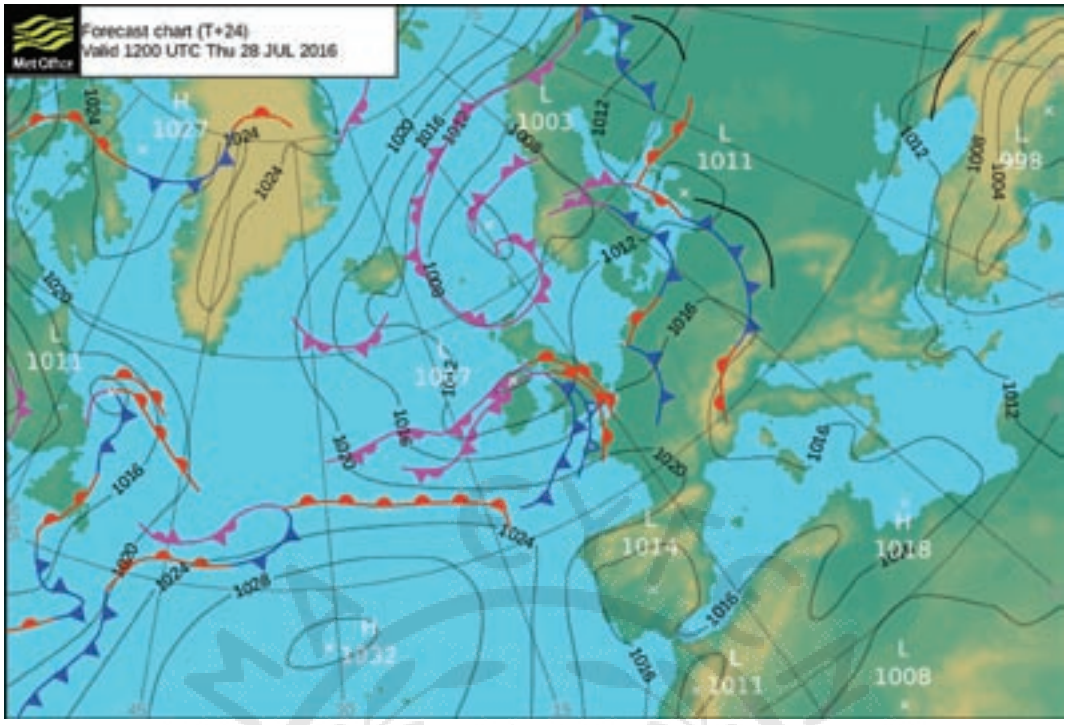
Οι προγνωστικοί χάρτες των 72 ωρών εκδίδονται για ολόκληρο τον Ατλαντικό και τον Ειρηνικό ωκεανό, μία φορά την ημέρα, στις 12z (σχ. 10.6ε).

Οι προγνωστικοί χάρτες των 96 ωρών (σχ. 10.6στ), εκδίδονται για ολόκληρο τον Ατλαντικό και τον Ειρηνικό ωκεανό, μία φορά την ημέρα, στις 12z. Η κάθε πρόγνωση καθυστερεί κατά 6 με 7 ώρες, οπότε η πρόγνωση των 96 ωρών με βάση το 12z πραγματοποιείται γύρω στις 18z.

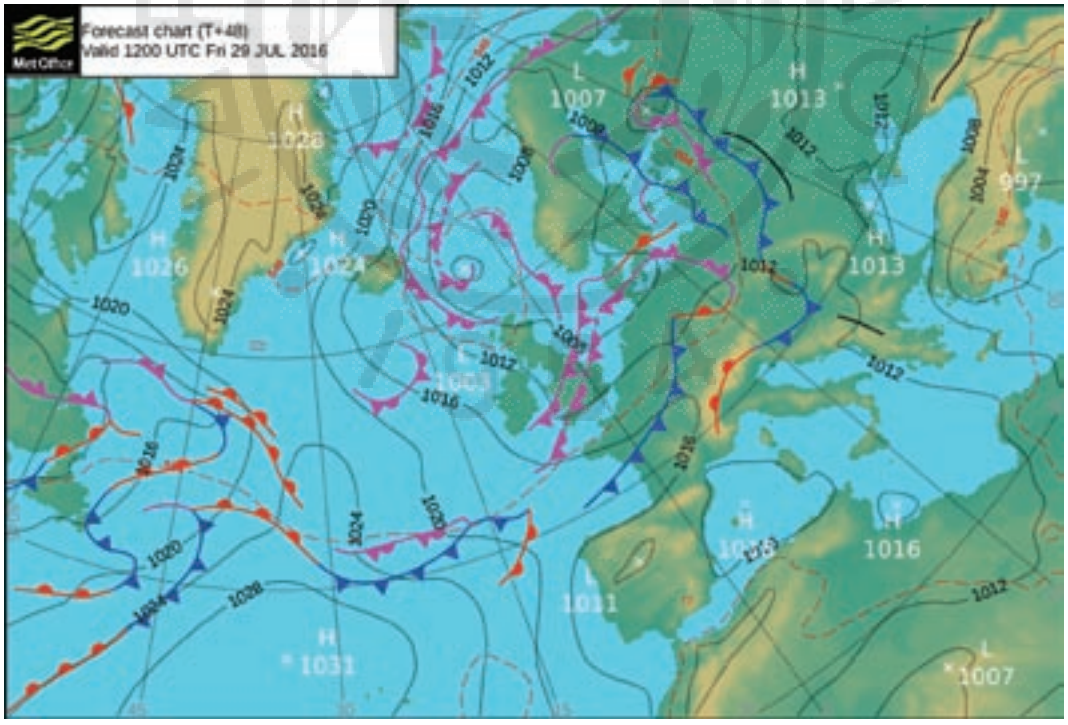
Τα δυο είδη χαρτών παρέχουν σημαντικές πληροφορίες για την πρόγνωση καιρού. Ο ναυτιλλόμενος συγκρίνοντας τους δύο χάρτες μπορεί να εντοπίσει τα κέντρα των βαρομετρικών συστημάτων και των μετώπων, καθώς και να εκτιμήσει την κίνησή τους μέσα στις επόμενες ώρες. Αυτά, σε συνδυασμό και με τα δελτία καιρού και τις προγνώσεις που μεταδίδονται με τον ασύρματο, έχουν μεγάλη αξία για τον ναυτικό.

Υπάρχουν επί πλέον και ***χάρτες της ανώτερης ατμόσφαιρας***. Οι χάρτες αυτοί αναφέρονται σε μετεωρολογικά δεδομένα που καταχωρίζονται επί ισοβαρικών επιφανειών 1.000 mb, 850 mb, 700 mb, 500 mb, 300 mb, 200 mb και του χάρτη τροποπαύσεως και μεγίστων ανέμων. Οι αναλύσεις και οι προγνώσεις για τα 500 mb προηγούνται χρονικώς συγκριτικά με τους χάρτες επιφανείας. Ειδικά για τον Ατλαντικό ωκεανό, εκδίδεται και ένας επί πλέον προγνωστικός χάρτης με ισχύ 36 ωρών.

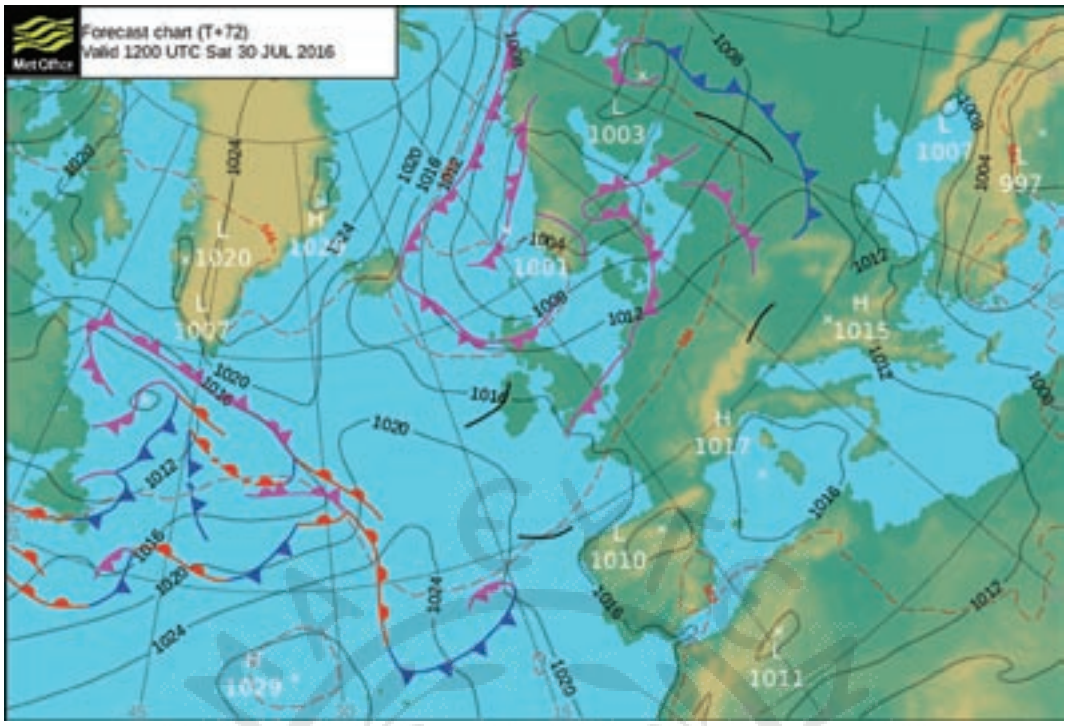
Πρέπει να υπογραμμιστεί, ωστόσο, πως η πρόγνωση καιρού απ' τον ναυτικό για την περιοχή που ταξιδεύει δεν είναι μία εύκολη διαδικασία, αλλά προϋποθέτει βασικές και πιο ειδικές γνώσεις μετεωρολογίας. Οι διαθέσιμοι χάρτες διαφοροποιούνται ως προς τη χρονική στιγμή που λαμβάνουν πληροφορίες και το



Σχ. 10.6γ
Απεικόνιση προγνωστικού χάρτη των 24 ωρών.

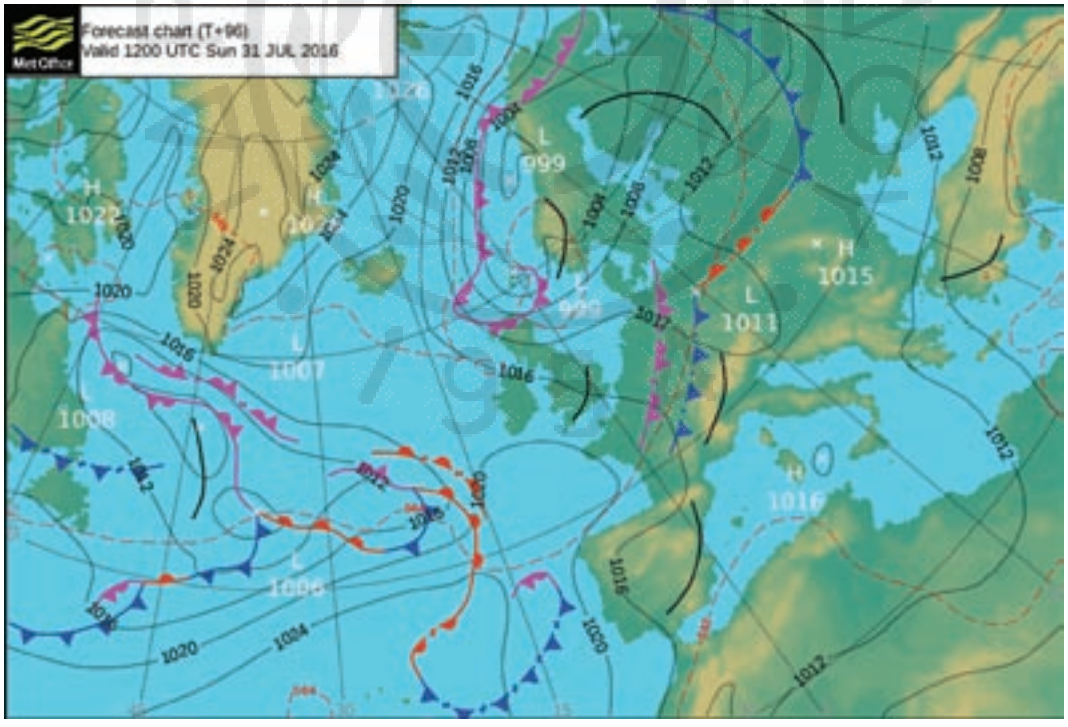


Σχ. 10.6δ
Απεικόνιση προγνωστικού χάρτη των 48 ωρών.



Σχ. 10.6ε

Απεικόνιση προγνωστικού χάρτη των 72 ωρών.



Σχ. 10.6στ

Απεικόνιση προγνωστικού χάρτη των 96 ωρών.

είδος, ανάλογα με τον σταθμό που αναλαμβάνει την εκπομπή τους. Οι χάρτες συνήθως περιλαμβάνουν πληροφορίες, οι οποίες σχετίζονται με τη θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας, την εξάπλωση και το είδος του θαλάσσιου πάγου, καθώς και τη θέση και την ένταση των επιφανειακών θαλασσίων ρευμάτων. Ο συνδυασμός αυτών των χαρτών και των χαρτών που πληροφορούν για το ύψος της αποθαλασσίας και της στάθμης της θάλασσας είναι χρήσιμος, προκειμένου να μπορεί ο ναυτιλλόμενος να εξαγάγει ασφαλή συμπεράσματα για τον σχεδιασμό πορείας. Επί πλέον, με τη βοήθεια της γεωστροφικής κλίμακας, μπορεί ο ναυτιλλόμενος να υπολογίσει τον γεωστροφικό άνεμο και στη συνέχεια τον πραγματικό άνεμο στο σημείο ενδιαφέροντός του.

Οι χάρτες που λαμβάνονται μέσω του fax αυτού, έχουν προπαρασκευαστεί από ειδικούς μετεωρολόγους, επομένως τυχόν λάθη που έκαναν κατά καιρούς οι ναυτικοί στη διαδικασία της κωδικοποιήσεως και αποκωδικοποιήσεως σημάτων καιρού ή από τη μετάδοση και λήψη κωδικών αριθμών, περιορίζονται.

10.7 Υπηρεσίες παροχής αγγελιών θύελλας.

Σύμφωνα με τον WMO, κάθε ασύρματο μετεωρολογικό δελτίο που προορίζεται για χρήση σε πλοία, είτε καλύπτει ωκεάνιες, είτε παράκτιες υδάτινες περιοχές, περιλαμβάνει προειδοποιήσεις για δυνατούς ανέμους (δύναμη πάνω από 8 Bf) και θύελλες (δύναμη πάνω από 10 Bf), όταν αναμένεται οτιδήποτε απ' τα δύο. Σε τροπικές περιοχές, κατά τη διάρκεια κυκλωνικής περιόδου, παρέχονται πιο λεπτομερείς και συχνές πληροφορίες, προκειμένου να δοθούν έγκαιρα προειδοποιήσεις για την προσέγγιση και την εξέλιξη τέτοιων θυελλών. Σε περίπτωση που οι προειδοποιήσεις δοθούν σε ώρες μη προγραμματισμένου μετεωρολογικού δελτίου, τότε επαναλαμβάνονται στα τακτικά δελτία.

Όταν παρέχεται μία αναγγελία θύελλας, οι μετεωρολογικές υπηρεσίες δίνουν την ακριβή ώρα που αναμένεται αυτή να συμβεί. Η έκφραση «***επικείμενος***» (imminent) δηλώνει πως η θύελλα πρόκειται να λάβει χώρα μέσα στις επόμενες 6 ώρες, «***αναμένεται σύντομα***» (expected soon) σημαίνει πως η θύελλα θα παρατηρηθεί μέσα σε χρονικό διάστημα 6 έως 12 ωρών, ενώ η έκφραση «***αργότερα***» (later) συνδέεται με την εμφάνιση της θύελλας μετά από χρονικό διάστημα 12 ωρών.

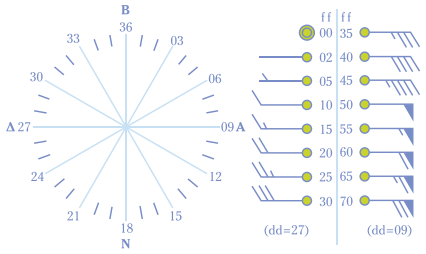
Εκτός απ' τις παρεχόμενες αναγγελίες θυελλών, ο ναυτιλλόμενος οφείλει να γνωρίζει τους τέσσερεις τύπους που παρουσιάζουν αυτές, καθώς και κάποια γενικά χαρακτηριστικά τους, ώστε να ξέρει τι να αναμένει.

Η μεγάλη πλειονότητα των θυελλών είναι κυκλωνικού τύπου, ωστόσο μερικές σχετίζονται με αντικυκλώνες. Η ζώνη των θυελλωδών Δ ανέμων του Ν ημισφαιρίου αναφέρεται για τη σχεδόν ατέλειωτη αλυσίδα κυκλωνικών Δ ισχυρών ανέμων και θυελλών, οι οποίες ακολουθούν η μία την άλλη με μικρές διακοπές.

Ένας αντικυκλώνας, την ψυχρή εποχή, με κεντρική πίεση μεταξύ 1.030 και 1.050 hPa, ο οποίος κινείται προς τα Α πάνω από το Τέξας ή τις Δ μεγάλες πεδιάδες, είναι κατά κύριο λόγο το σύστημα που προκαλεί τις θύελλες και όχι ένας προπορευόμενος θύλακας χαμηλής πιέσεως. Παρόμοιες θύελλες μπορούν να παρουσιαστούν και σε άλλες υποτροπικές περιοχές της Γης. Ο Pampero ή ο μαύρος ΝΑ άνεμος του Ν ημισφαιρίου ανήκουν στην κατηγορία αυτή.

Υπάρχουν επίσης στάσιμες θύελλες κυκλωνικού τύπου, οι οποίες συναντώνται σε παράκτιες περιοχές. Ο Μπόρα των ακτών της Δαλματίας και ο Μιστράλ στη Δ Μεσόγειο ανήκουν σ' αυτές τις θύελλες. Στις περισσότερες περιπτώσεις οι θύελλες αυτές δημιουργούνται από μία ύφεση, με τη χαρακτηριστική πτώση της πιέσεως που τη συνοδεύει και τις ισχυρές βαροβαθμίδες.

Τέλος, υπάρχουν και οι στάσιμες θύελλες αντικυκλωνικού τύπου. Συμβαίνουν όταν ένας αντικυκλώνας που ενισχύεται, μπορεί να προκαλέσει θυελλώδεις ανέμους στις πλευρές του, αλλά μία τέτοια αύξηση περιορίζεται συνήθως στη μία του πλευρά. Παράδειγμα τέτοιας θύελλας είναι ο Πορτογαλικός βοριάς.



ΚΕΦΑΛΑΙΟ 11
ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΟΙ ΚΩΔΙΚΕΣ

11.1 Ανάγκη χρήσεως των κωδίκων.

Ο Παγκόσμιος Μετεωρολογικός Οργανισμός (WMO) υποστηρίζει πλήθος κωδίκων για την αναπαράσταση και ανταλλαγή μετεωρολογικών, ωκεανογραφικών και υδρογραφικών πληροφοριών. Αυτό συμβαίνει προκειμένου να προάγει έναν τυπικό τρόπο να διατηρεί και να διαχειρίζεται τις μετεωρολογικές παρατηρήσεις. Οι πιο διαδεδομένοι τύποι κωδίκων είναι οι SYNOP, CLIMAT και TEMP, που αντιστοιχούν σε συγκεκριμένο χαρακτήρα. Πιο πρόσφατοι κώδικες έχουν σχεδιαστεί, προκειμένου να εξασφαλίσουν καθολικότητα στη χρήση, επεκτασιμότητα και φορητότητα. Αναλυτικότερα λοιπόν:

1) Ο ***κώδικας SYNOP*** αναφέρεται σε επιφανειακές συνοπτικές παρατηρήσεις και είναι ένας αριθμητικός κώδικας, που ο WMO ονομάζει FM-12. Χρησιμοποιείται για την αναφορά καιρικών παρατηρήσεων από επανδρωμένους και αυτόματους μετεωρολογικούς σταθμούς. Οι εκθέσεις αποστέλλονται κανονικά κάθε έξι ώρες με μικροκύματα μέσω ραδιοτηλετύπου (Radioteletype – RTTY). Μία αναφορά συνίσταται από ομάδες αριθμών και σημεία στίξεως, που περιγράφουν γενικές καιρικές πληροφορίες, όπως είναι η θερμοκρασία, η βαρομετρική πίεση και η ορατότητα σ' έναν σταθμό.

2) Ο ***κώδικας CLIMAT*** χρησιμοποιείται για την αναφορά μηνιαίων κλιματολογικών πληροφοριών, που τις επεξεργάζονται κέντρα πληροφοριών λαμβάνοντας μετεωρολογικές επιφανειακές παρατηρήσεις. Τα μηνύματα που σχετίζονται με τον κώδικα αυτόν περιλαμβάνουν πληροφορίες για διάφορες μετεωρολογικές μεταβλητές, οι οποίες είναι βασικές για την παρακολούθηση των χαρακτηριστικών, των αλλαγών και της ποικιλότητας του κλίματος. Συνήθως αυτά τα μηνύματα αποστέλλονται και ανταλλάσσονται μέσω του Παγκόσμιου Συστήματος Τηλεπικοινωνιών (GTS) του WMO. Κάποιες ειδικές μορφές του κώδικα CLIMAT είναι CLIMAT SHIP, CLIMAT TEMP/CLIMAT TEMP SHIP, που εξυπηρετούν την έκθεση μηνιαίων κλιματολογικών δεδομένων και συσχετίζονται με ωκεάνιες, καθώς και με επίγειες επιφανειακές μετεωρολογικές παρατηρήσεις. Οι μηνιαίες τιμές που λαμβάνονται, έχουν συνήθως προκύψει από τον μέσο όρο των τιμών των παρατηρήσεων που πραγματοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια μίας ημέρας ή διαφόρων ημερών μέσα στον αντίστοιχο μήνα.

3) Ο ***κώδικας TEMP*** χρησιμοποιείται από τον WMO για την αναφορά καιρικών παρατηρήσεων, που πραγματοποιούνται στην ανώτερη ατμόσφαιρα μέσω ραδιοβολήσεων που ελευθερώνονται από το επίπεδο της επιφάνειας, είτε ξηράς είτε θάλασσας. Ο WMO ορίζει με τον κώδικα FM-35 τις παρατηρήσεις στην επιφάνεια και με τον κώδικα FM-36 τις παρατηρήσεις που βασίζονται σε μετρήσεις πάνω σε πλοίο.

Οι μορφές του μετεωρολογικού κώδικα, οι πίνακές του και οι λεπτομερείς όροι που χρησιμοποιούνται στις κωδικοποιημένες μετεωρολογικές αναγγελίες για τους ναυτικούς, ορίζονται λεπτομερώς στην έκδοση No 9 Vol B και D του WMO. Κάποιες από τις μορφές αυτές θα αποτελέσουν αντικείμενο μελέτης σε επόμενη παράγραφο (βλ. παράγρ. 11.3).

11.2 Περιγραφή των τύπων σημάτων καιρού που έχουν υιοθετηθεί από τον WHO και είναι διαθέσιμοι για χρήση από τους ναυτιλλόμενους.

Ο λόγος υπάρξεως ενός μετεωρολογικού χάρτη είναι να δώσει στον μετεωρολόγο μία εικόνα του καιρού μέσω γραφήματος. Ο χάρτης καιρού αποτελεί το προγνωστικό εργαλείο που επιτρέπει στον μετεωρολόγο να δει τι συμβαίνει στην ατμόσφαιρα σε οποιαδήποτε τοποθεσία στη Γη. Τα τρισδιάστατα μοντέλα των καιρικών συστημάτων προκύπτουν απ' τη συλλογή καιρικών δεδομένων σε διάφορα επίπεδα μέσα στην ατμόσφαιρα. Στη συνέχεια, οι υπολογιστές συνδυάζουν αυτές τις πληροφορίες προκειμένου

να παραχθούν εικόνες, που μπορούν να αναλύσουν οι ειδικοί επιστήμονες. Παλαιότερα, οι χάρτες αυτοί σχεδιάζονταν με το χέρι.

Το κλειδί για την κατανόηση ενός μετεωρολογικού χάρτη είναι η κατανόηση των συμβόλων καιρού που χρησιμοποιούνται σ' αυτόν. Τα σύμβολα καιρού δημιουργήθηκαν απ' τις Εθνικές Μετεωρολογικές Υπηρεσίες, ώστε να μπορούν να απεικονίσουν τον καιρό. Τα σύμβολα που χρησιμοποιούνται, ώστε να υποδείξουν το είδος του μετώπου παρουσιάζονται στο σχήμα 11.2α.

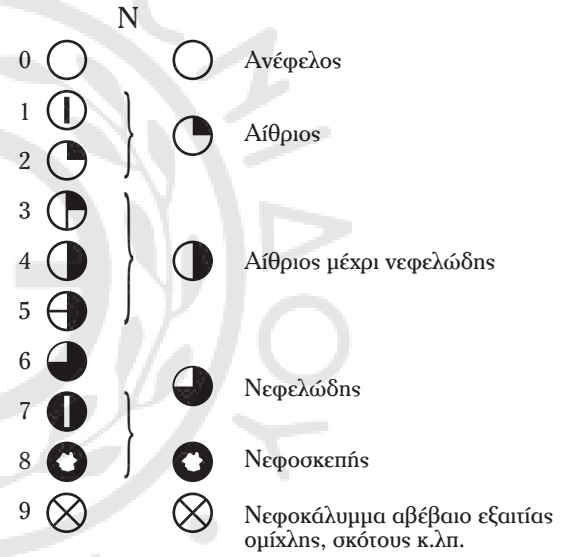


Σχ. 11.2α

Απεικόνιση των κυριοτέρων συμβόλων που σχετίζονται με μέτωπα, ισοβαρικά συστήματα κ.ά..

Υπενθιμίζεται ότι τα μέτωπα είναι τα όρια μεταξύ αερίων μαζών με διαφορετικά χαρακτηριστικά, όπως η θερμοκρασία, η υγρασία και η ατμοσφαιρική πίεση. Μία αέρια μάζα αποτελεί ένα μεγάλο τμήμα του αέρα, όπου παρουσιάζει σ' όλη της την έκταση μία ενιαία τιμή θερμοκρασίας, υγρασίας ή πιέσεως. Διαφορετικές αέριες μάζες έχουν την τάση να μην αναμειγνύονται. Η συνάντηση δύο ή περισσοτέρων αερίων μαζών είναι ο λόγος που δημιουργούνται ισχυροί άνεμοι. Το μέτωπο αποτελεί το τέλος της μίας αέριας μάζας. Η κίνηση του μετώπου θα εξαρτηθεί κυρίως από τις συνθήκες που επικρατούν στο εσωτερικό της αέριας μάζας. Οι αέριες μάζες τείνουν να είναι υγρές (θαλάσσιες) ή ξηρές (ηπειρωτικές), με σταθερή την υγρασία. Ως προς τη θερμοκρασία, οι αέριες μάζες είναι είτε ψυχρές (πολικές), είτε θερμές (τροπικές).

Οι μετεωρολογικοί σταθμοί απεικονίζουν συχνά τον καιρό με τη βοήθεια ενός σύνθετου συμβόλου. Το κεντρικό μέρος αυτού του συμβόλου σχετίζεται με την κάλυψη του ουρανού σε νέφη. Το ποσό της νεφοκαλύψεως απεικονίζεται με μία σειρά από διαφορετικά σύμβολα (σχ. 11.2β).

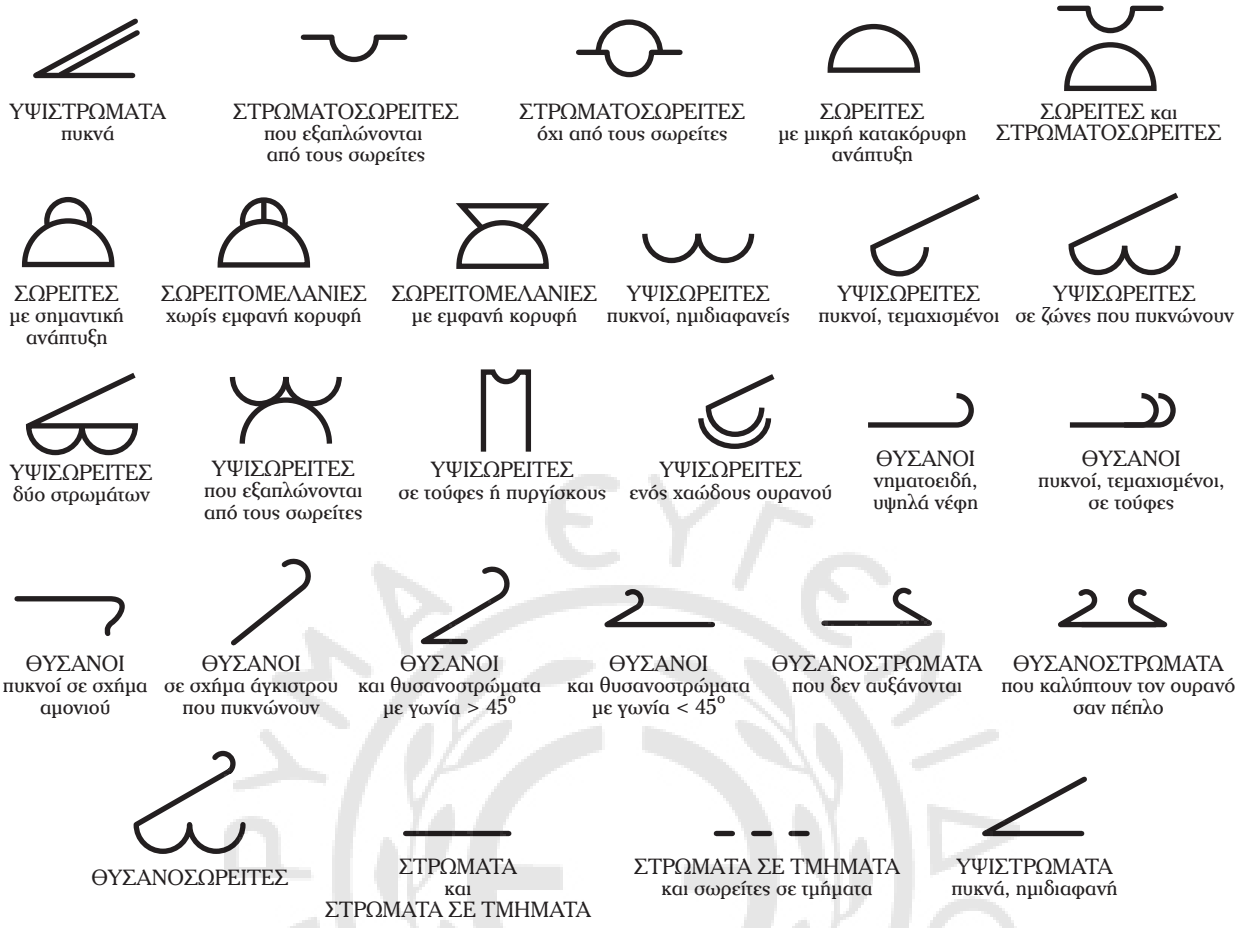


Σχ. 11.2β

Απεικόνιση των συμβόλων που σχετίζονται με το ποσοστό της νεφοκαλύψεως.

Η κατανόηση και αναγνώριση των ειδών των νεφών σχετίζεται με κάποια συγκεκριμένα μετεωρολογικά φαινόμενα. Πιο αναλυτικά, υπάρχει συγκεκριμένη διαδοχή των νεφών, όταν πλησιάζει ένα θερμό μέτωπο στην περιοχή ενδιαφέροντος και αντίστοιχα παρατηρείται μία άλλη διαδοχή νεφών όταν προσεγγίζει ένα ψυχρό μέτωπο.

Επί πλέον, τα σύμβολα των νεφών χρησιμοποιούνται σε χάρτες καιρού. Επομένως, είναι σημαντικό να γνωρίζει κάποιος ποιο σύμβολο αντιστοιχεί σε συγκεκριμένο είδος νέφους. Αν και ο ναυτιλλόμενος δεν υποχρεούται να γνωρίζει όλα τα σύμβολα,



Σχ. 11.2γ

Απεικόνιση των συμβόλων που σχετίζονται με το είδος του νέφους.

πολλές γέφυρες πλοίων είναι εφοδιασμένες με πίνακες που παραθέτουν τις απεικονίσεις των νεφών (σχ. 11.2γ). Όταν αναφέρεται η ύπαρξη βροχοπτώσεως σε μία περιοχή, οι μετεωρολόγοι χρειάζονται έναν γενικό τρόπο απεικονίσεως των επικρατούντων συνθηκών που παρατηρούν.

Τα σύμβολα αυτά δεν απεικονίζονται στα μετεωρολογικά δελτία των δελτίων ειδήσεων, ωστόσο χρησιμοποιούνται ευρέως από τους μετεωρολόγους σε περιπτώσεις που πρέπει να μεταδώσουν κάποιες πληροφορίες σε εθνικό επίπεδο. Στους χάρτες καιρού, λοιπόν, εμφανίζονται τα ακόλουθα σύμβολα, τα οποία μεταξύ άλλων αντιστοιχούν στη βροχόπτωση, το χιόνι, το χιονόνερο, το χαλάζι κ.ά. (σχ. 11.2δ).

11.3 Περιγραφή της μεθόδου αναπαραστάσεως μετεωρολογικών στοιχείων με συμβολικά γράμματα.

Τα δελτία καιρού που προορίζονται για τη ναυσιπλοΐα, παρέχονται απ' τις μετεωρολογικές υπηρεσίες τέσσερεις φορές την ημέρα. Αυτά, αποστέλλονται στα πλοία μέσω του συστήματος NAVTEX. Οι θαλάσσιες περιοχές συνήθως υποδιαιρούνται σε μικρότερα θαλάσσια τμήματα, έτσι ώστε να επιτυγχάνεται μεγαλύτερη ακρίβεια στη μετάδοση των συνθηκών που επικρατούν ανά περιοχή. Πάντως, πρέπει να δοθεί ιδιαίτερη έμφαση στο γεγονός πως οποιοσδήποτε κώδικας και αν χρησιμοποιείται, όλες οι αναγγελίες καιρού από πλοία είναι πολύ σημαντικές και ακόμη περισσότερο εκείνες που προέρχονται από περιοχές, στις οποίες ο αριθμός των πλοίων που διατίθενται για να κάνουν αναγγελίες καιρού είναι αρκετά περιορισμένος.

Ένα τυπικό δελτίο καιρού που μεταδίδεται απ' τα πλοία με τον ασύρματο, περιορίζεται συνήθως στις ακόλουθες ομάδες γραμμάτων και αριθμών:

Nddff – VVwwW – PPPTT – 1dwdwPwHw.

Αναλυτικότερα:

Το **N** αντιστοιχεί στη νέφωση και στο σχήμα 11.2β φαίνεται το ποσοστό νεφώσεως με τον αριθμό που την αντιπροσωπεύει.

Το **dd** αντιστοιχεί στη διεύθυνση του ανέμου, όπως φαίνεται και στο σχήμα 11.3α(α).

Το **ff** αντιστοιχεί στην ταχύτητα του ανέμου εκφρασμένη σε κόμβους, όπως φαίνεται και στο σχήμα 11.3α(β).

Το **VV** αντιστοιχεί στην ορατότητα.

Το **ww** αντιστοιχεί στον καιρό που επικρατεί την ώρα της παρατηρήσεως.

Το **W** αντιστοιχεί στον προηγούμενο καιρό της παρατηρήσεως.

Το **PPP** αντιστοιχεί στην ατμοσφαιρική πίεση, όπου το νούμερο 176 σημαίνει 1017,6 mb ή hPa, ενώ το νούμερο 853 σημαίνει 985,3 mb ή hPa.

Το **TT** αντιστοιχεί στη θερμοκρασία του αέρα, όπου το 17 αντιστοιχεί σε 17° C.

Το **1** αντιστοιχεί σε αναγνωριστικό αριθμό, που αναφέρεται σε ομάδα κυματισμού.

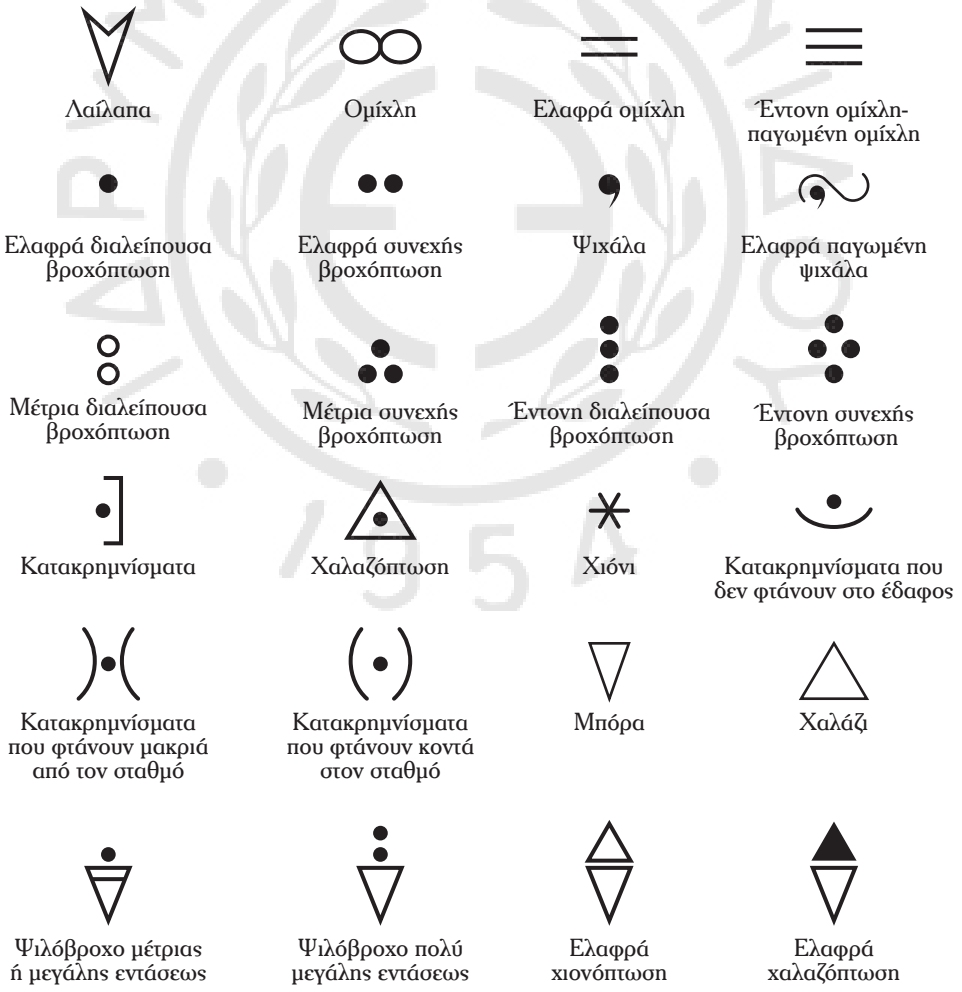
Το **dwdw** αντιστοιχεί στη διεύθυνση κυματισμού, όπου το 15 σημαίνει 150°.

Το **Pw** αντιστοιχεί στην περίοδο του κύματος.

Το **Hw** αντιστοιχεί στο ύψος κυματισμού.

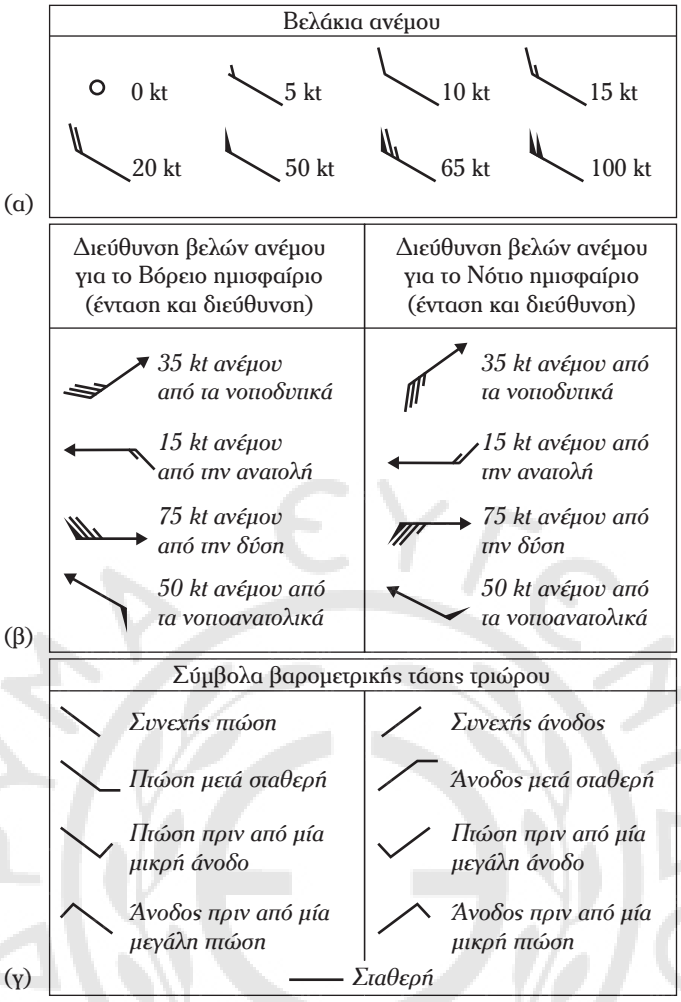
Όλες οι πληροφορίες που περιέχονται στην αναγγελία καιρού και που λαμβάνουν τα πλοία, μπορούν να παρασταθούν συνοπτικά σε χάρτη καιρού. Κάποιοι μετεωρολογικοί σταθμοί παρέχουν αρκετές μετεωρολογικές πληροφορίες (σχ. 11.3β), τις οποίες μπορεί να αξιοποιήσει ο ναυτιλλόμενος, προκειμένου να προβεί στα δικά του συμπεράσματα.

Ένα πλήρες μετεωρολογικό δελτίο αποτελείται από πολλούς αριθμούς, πενταψήφιους ή και με λιγότερα ψηφία, οι οποίοι αποτελούν κώδικες από τιμές συγκεκριμένων δεδομένων και μετεωρολογικών παραμέτρων.



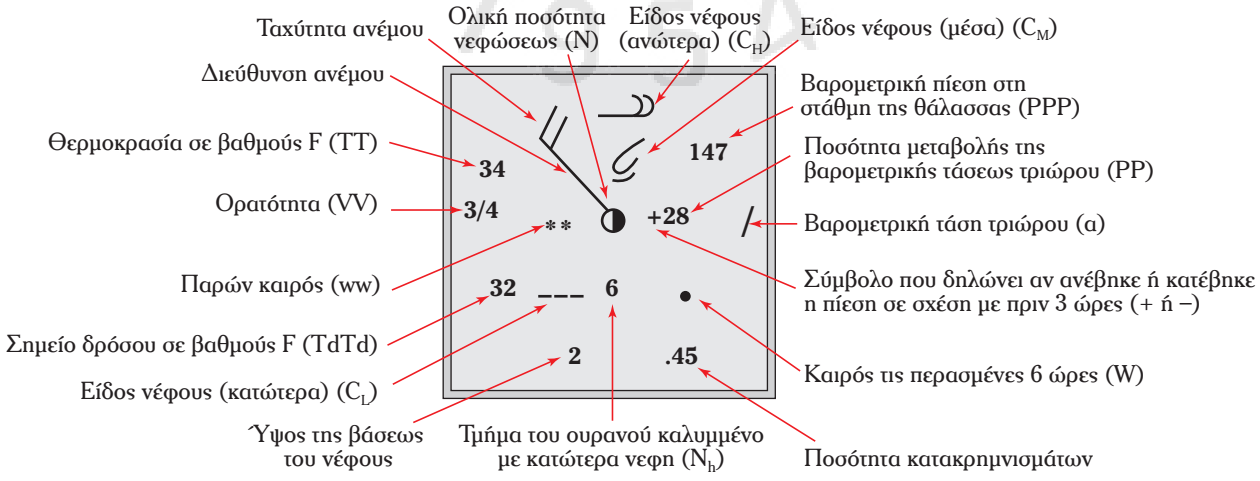
Σχ. 11.2δ

Απεικόνιση των συμβόλων που σχετίζονται με το είδος των κατακρημνισμάτων.



Σχ. 11.3α

(α) Ανεμολόγιο που δείχνει τις διευθύνσεις του ανέμου (dd), όπως δίνονται στις αναγγελίες καιρού, (β) απεικόνιση της ταχύτητας του ανέμου (ff) σε κόμβους και (γ) απεικόνιση της βαρομετρικής τάσεως τριώρου.



Σχ. 11.3β

Απεικόνιση σταθμού και των μετεωρολογικών στοιχείων στον χάρτη καιρού επιφάνειας.

Χαρακτηριστικό παράδειγμα ενός μετεωρολογικού δελτίου είναι το ακόλουθο:

YQLaLaLa – LoLoLo GG – IIINV –
(α) (β) (γ)

– Nddff – VVwwW – PPPTT –
(δ) (ε) (στ)

– $T_sT_s$app – $N_hC_LC_MC_H$ – 1$d_wd_wP_wH_w$ –
(ζ) (η) (θ)

– 7$P_mP_m$$a_1$ – $T_nT_nT_xT_x$
(ι) (ια)

Η πρώτη ομάδα (α) περιλαμβάνει την ημέρα της εβδομάδας (Y), το όγδοο της υδρογείου (Q) και το γεωγραφικό πλάτος σε μοίρες και δέκατα της μοίρας (LaLaLa).

Η δεύτερη ομάδα (β) σχετίζεται με το γεωγραφικό μήκος σε μοίρες και δέκατα της μοίρας (LoLoLo) και τον μέσο χρόνο Greenwich (GG).

Από την τρίτη ομάδα (γ) τα τρία πρώτα ψηφία αφορούν στον κώδικα που αντιστοιχεί στο όνομα του σταθμού και ακολουθούν δύο ψηφία που το ένα αναφέρεται στη συνολική κάλυψη σε νέφη και το άλλο στην ορατότητα.

Στην επόμενη πεντάδα (δ) αναφέρεται η διεύθυνση του ανέμου, η ένταση του ανέμου μετρημένη στην κλίμακα Beaufort και ακολουθεί η καιρική κατάσταση της δεδομένης στιγμής.

Από την πέμπτη ομάδα (ε) τα δύο πρώτα ψηφία αντιστοιχούν στην ορατότητα, τα επόμενα δύο στον καιρό που επικρατεί την ώρα της παρατηρήσεως και το τελευταίο στον καιρό που επικρατούσε πριν την παρατήρηση.

Στον πίνακα 11.3.1 παρουσιάζονται οι διεθνείς κώδικες ορατότητας, με μία εκτίμηση της περιγραφής της στα ελληνικά καθώς και την αγγλική αντίστοιχη ορολογία, ενώ αποδίδεται και το εύρος της ορατότητας σε κάθε περίπτωση.

Ακολουθούν τα επόμενα πέντε ψηφία (στ), εκ των οποίων τα πρώτα τρία αντιστοιχούν στην ατμοσφαιρική πίεση σε ύψος της στάθμης της θάλασσας, ενώ τα επόμενα δύο παρέχουν την πληροφορία σχετικά με τη θερμοκρασία του αέρα.

Έπονται (ζ) δεδομένα σχετικά με τη θερμοκρασία του σημείου δρόσου, τη βαρομετρική τάση και το ποσό της βαρομετρικής τάσεως.

Το πρώτο απ' τα επόμενα ψηφία (η) δίνει την πληροφόρηση για το είδος του κατώτερου νέφους που μπορεί να υπάρχει, το επόμενο για το είδος του μέσου νέφους, το τρίτο για το είδος του ανώτερου νέφους, ο ακόλουθος αριθμός σχετίζεται με το ύψος της νεφώσεως σε πόδια και τέλος έπεται η διεύθυνση των νεφών.

Πίνακας 11.3.1
Διεθνείς κώδικες ορατότητας.

Κώδικας	***Περιγραφή***	***Εύρος ορατότητας***
0	Πυκνή ομίχλη (Dense fog)	Ορατότητα < 50 m
1	Παχιά ομίχλη (Thick fog)	50 < Ορατότητα < 200 m
2	Μέτρια ομίχλη (Moderate fog)	200 < Ορατότητα < 500 m
3	Ελαφρά ομίχλη (Light fog)	500 < Ορατότητα < 1000 m
4	Αραιή ομίχλη (Thin fog)	0,5 < Ορατότητα < 1 ν.μ.
5	Αχλύς (Haze)	1 < Ορατότητα < 2 ν.μ.
6	Ελαφρά αχλύς (Light haze)	2 < Ορατότητα < 5,5 ν.μ.
7	Καθαρή (Clear)	5,5 < Ορατότητα < 11 ν.μ.
8	Πολύ καθαρή (Very clear)	11 < Ορατότητα < 27 ν.μ.
9	Εξαιρετικά καθαρή (Exceptionally clear)	Ορατότητα > 27 ν.μ.

Πίνακας 11.3.2
Κατάσταση θάλασσας σύμφωνα με τον ΠΜΟ (WMO).

Κώδικας	Ύψος κύματος		Περιγραφή
	Εύρος (m)	Μέση τιμή (m)	
0	0	0	Γαλήνια-σαν καθρέπτης (Calm-glassy)
1	0 – 0,1	0,05	Γαλήνια-με ρυτίδες (Calm-rippled)
2	0,1 – 0,5	0,3	Ήρεμη (Smooth)
3	0,5 – 1,25	0,875	Λίγο ταραγμένη (Slight)
4	125 – 2,5	1,875	Ταραγμένη (Moderate)
5	2,5 – 4,0	3,25	Κυματώδης (Rough)
6	4,0 – 6,0	5,0	Πολύ κυματώδης (Very rough)
7	6,0 – 9,0	7,5	Τρικυμιώδης (High)
8	9,0 – 14,0	11,5	Άγρια (Very high)
9	> 14	> 14	Πολύ άγρια (Huge)

Ο αριθμός (θ) αντιστοιχεί σε ομάδα κυματισμού. Τα επόμενα δύο σύμβολα αντιστοιχούν στη διεύθυνση κυματισμού, το επομένο στην περίοδο του κυματισμού και το τελευταίο στο ύψος του.

Στον πίνακα 11.3.2 παρουσιάζονται οι κώδικες που αφορούν στην κατάσταση της θάλασσας, σύμφωνα πάντα με τον ΠΜΟ. Πιο αναλυτικά, διακρίνεται τόσο το ύψος του κύματος, με το εύρος και τη μέση τιμή του, όσο και η περιγραφή που αντιστοιχεί στην κατάσταση της θάλασσας σε κάθε περίπτωση.

Στην επόμενη ομάδα αριθμών (ι) αναφέρονται ο αριθμός αναγνωρίσεως, η ατμοσφαιρική πίεση σε ύψος 5.000 ποδών και η βαρομετρική τάση πριν από ένα τρίωρο.

Τέλος (ια) παρέχονται η ελάχιστη και η μέγιστη τιμή θερμοκρασίας.

Παράδειγμα κωδικοποιημένων παρατηρήσεων παρατίθεται στην πιο πλήρη μορφή του στο σχήμα 11.3γ.

11.4 Χρησιμοποίηση των βιβλίων κωδικοποιήσεως και αποκωδικοποιήσεως που προορίζονται για τα πλοία.

Οι καιρικές αναγγελίες από πλοία, στα οποία δεν ανήκουν τα πλοία-καιρού, πραγματοποιούνται μέσω κωδίκων. Κάθε φορά, ένας απ' τους κώδικες του WMO συνδέεται με κάποια συγκεκριμένη πληροφόρηση. Πιο αναλυτικά, οι κώδικες αυτοί αναλύονται ως ακολούθως:

1) ***FM. 11.C SYNOP:*** Αναγγελία επιφάνειας από σταθμό ξηράς.

2) ***FM. 21.C SHIP:*** Αναγγελία επιφάνειας από πλοίο σε πλήρη μορφή, που αρχίζει μετά τη λέξη «SHIP», ώστε να χρησιμοποιηθεί από τα πλοία που διαθέτουν όλα τα απαραίτητα δοκιμασμένα μετεωρολογικά όργανα.

3) ***FM. 22.C SHIP:*** Αναγγελία επιφάνειας από πλοίο σε απλοποιημένη μορφή, που αρχίζει μετά τη λέξη «SHIP», ώστε να χρησιμοποιηθεί από τα πλοία που δεν διαθέτουν πλήρη σειρά από δοκιμασμένα μετεωρολογικά όργανα.

4) ***FM. 23.C SHRED:*** Αναγγελία επιφάνειας από πλοίο σε συντομευμένη μορφή, που αρχίζει μετά τη λέξη «SHRED», προκειμένου να χρησιμοποιηθεί από τα πλοία που δεν είναι εφοδιασμένα με δοκιμασμένα μετεωρολογικά όργανα.

5) ***FM. 26.B SPESH:*** Ειδικό δελτίο καιρού από πλοίο.

6) ***FM. 46.C IAC FLEET:*** Ανάλυση σε σύντομη μορφή.

7) ***FM. 61.C MAFOR:*** Πρόγνωση για πλοία.

Οι Μετεωρολογικές Υπηρεσίες παρέχουν στους αξιωματικούς γέφυρας των πλοίων του Εμπορικού Ναυτικού τις απαραίτητες τεχνικές οδηγίες για την εκτέλεση και καταγραφή των μετεωρολογικών πα-

Example #I, A 1230 GMT observation:

57667 16502 19364 60005 40136 76283 5870 =

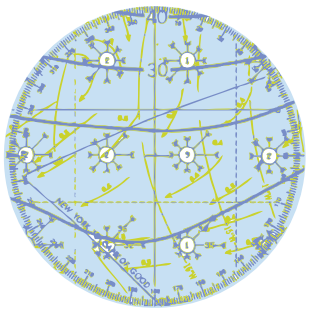
576	III	Name of Station	(List 1)	Lander, Wyo.
6	N	Total Amount of Clouds	(Table 30)	9 tenths
7	V	Visibility	(Table 31)	6 miles
16	DD	Wind Direction	(Table 32)	South
5	F	Wind Force (Beaufort Scale)	(Table 33)	5
02	ww	Present Weather	(Table 34)	Cloudy
193	PPP	Pressure (sea level)	(Table 35)	1019.3 mb.
64	TT	Temperature of Air		64°F.
60	T_sT_s	Temperature of Dew Point		60°F.
0	a	Barometric Tendency	(Table 36)	Rising then falling
05	pp	Amount (net change) of tendency	(Table 37)	+ 1.0 mb.
4	C_L	Form of Low Cloud	(Table 38)	Stratocumulus
0	C_M	Form of Middle Cloud	(Table 39)	None
1	C_H	Form of High Cloud	(Table 40)	Cirrus, fine
5	h	Height of Ceiling	(Table 41)	600 to 999 feet
6	D_C	Direction of Cloud	(Table 42)	West (Cirrus)
7	7	Group Identifying Number		
628	$P_mP_mP_m$	Pressure (5000 foot level)	(Table 45)	862.8 mb.
3	a_1	Barometric tendency ending 3 hrs. ago	(Table 36)	Rising or steady; Barometer 3 hours ago same or higher than 6 hours ago.
58	T_nT_n	Minimum Temperature		58°F.
70	T_XT_X	Maximum Temperature		70°F.

Σχ. 11.3γ

Παράδειγμα κωδικοποιημένων τηλεγραφημάτων των πλοίων-καιρού.

ρατηρήσεων, την κωδικοποίησή τους στον κώδικα SHIP και τη διαβίβασή τους προς τις Μετεωρολογικές Υπηρεσίες, με τη σύγχρονη δορυφορική μέθοδο INMARSAT – C[1]. Η χρήση του κώδικα, ωστόσο, απαιτεί μεγάλο όγκο γραφής, προκειμένου να γίνει κατανοητός ο τρόπος συντάξεως μίας μετεωρολογικής παρατηρήσεως και γι' αυτό δεν κρίνεται απαραίτητο να περιγραφεί στο παρόν εγχειρίδιο.

[1] Το ***σύστημα INMARSAT-C*** είναι ένα ψηφιακό σύστημα ανταλλαγής μηνυμάτων κειμένου. Το σύστημα αυτό είναι παγκόσμια αναγνωρισμένο από τον Διεθνή Ναυτιλιακό Οργανισμό (International Maritime Organization–IMO) ως σύστημα ασφάλειας της ζωής και της περιουσίας στη θάλασσα, καλύπτοντας τις απαιτήσεις του Παγκόσμιου Ναυτιλιακού Συστήματος Κινδύνου Ασφάλειας (Global Maritime Distress and Safety System–GMDSS), μέσω του οποίου έχουν καθοριστεί διεθνώς οι διαδικασίες, ο εξοπλισμός και τα πρωτόκολλα επικοινωνίας, ώστε να αυξηθεί η ασφάλεια και να διευκολυνθεί η διάσωση για τα πλοία, σκάφη και αεροπλάνα. Αποτελεί το καλύτερο ψηφιακό σύστημα αποθηκεύσεως και προωθήσεως μηνυμάτων, καθώς επίσης και εφαρμογών τηλεμετρίας και ανιχνεύσεως με εξαιρετικά χαμηλό κόστος.



ΚΕΦΑΛΑΙΟ 12
ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΚΑΙΡΟΥ

12.1 Εφαρμογή των προηγουμένων γνώσεων στην ερμηνεία των συμβόλων και των ισοβαρικών τύπων σε χάρτες καιρού που εκδίδονται απ' τη μετεωρολογική υπηρεσία ή λαμβάνονται με τηλεομοιότυπο και δέκτη NAVTEX.

Την πρώτη ύλη για την ανάλυση και την πρόγνωση του καιρού αποτελούν τα δεδομένα των παρατηρήσεων που γίνονται καθημερινά στην επιφάνεια του εδάφους, αλλά και καθ' ύψος. Σε ολόκληρη την υδρόγειο υπάρχει ένα εκτεταμένο δίκτυο μετεωρολογικών σταθμών, στους οποίους πραγματοποιούνται σε όλη τη διάρκεια του 24ώρου (κάθε τρεις ή έξι ώρες) συγχρονισμένες παρατηρήσεις επιφανείας. Τα παρατηρούμενα στην επιφάνεια στοιχεία είναι τα εξής:

1) Ατμοσφαιρική πίεση και τάση τριώρου.
2) Θερμοκρασία αέρα.
3) Θερμοκρασία δρόσου.
4) Διεύθυνση και ταχύτητα ανέμου.
5) Ποσότητα και είδη νεφών.
6) Υετός (βροχή, χαλάζι, χιόνι). Αναφέρεται και η ένταση του υετού.
7) Αστραπή (όταν μία βροχόπτωση συνοδεύεται από κεραυνούς ή αστραπές χαρακτηρίζεται ως καταιγίδα).
8) Ομίχλη.
9) Δρόσος ή πάχνη.
10) Παρασυρόμενο από άνεμο χιόνι ή άμμος.
11) Κατάσταση της θάλασσας σε θαλάσσιους σταθμούς.

Τα δεδομένα των παρατηρήσεων, αφού πρώτα η πίεση υποστεί τις γνωστές αναγωγές (υψόμετρο μηδέν, θερμοκρασία 0°C και κανονική βαρύτητα) (βλ. παράγρ. 2.8), αποστέλλονται κωδικοποιημένα στα κέντρα προγνώσεως καιρού. Στα κέντρα αυτά, τα δεδομένα αποκωδικοποιούνται και καταγράφονται είτε σαν σύμβολα (νέφη, αστραπές, βροχή κ.ά.), είτε σαν αριθμοί (πίεση, θερμοκρασία, θερμοκρασία δρόσου κ.ά.) πάνω σε ειδικούς χάρτες.

Οι χάρτες αυτοί είναι απλοί γεωγραφικοί χάρτες που καλύπτουν είτε ολόκληρο το ημισφαίριο, είτε ένα τμήμα αυτού που ενδιαφέρει ιδιαίτερα την περιοχή στην οποία θα γίνει η ανάλυση και η πρόγνωση του καιρού. Μετά την καταγραφή των στοιχείων χαράσσονται οι χάρτες καιρού επιφανείας.

Τα στοιχεία που συλλέγονται καθ' ύψος από τις ραδιοβολίδες (πίεση, θερμοκρασία, υγρασία, διεύθυνση και ταχύτητα ανέμου), μεταβιβάζονται στα προγνωστικά κέντρα και αξιοποιούνται κατ' ανάλογο τρόπο, όπως και τα στοιχεία επιφανείας.

Το τηλεομοιότυπο ή radiofacsimile, γνωστό και ως HF FAX, radiofax ή weather fax, είναι όπως ήδη αναφέραμε ένα μέσο μεταδόσεως χαρτών καιρού. Χρησιμοποιείται και ο όρος WEFAX, συνήθως όταν οι παρεχόμενες εικόνες και τα γραφικά με χάρτες καιρού προέρχονται μέσω δορυφόρου. Οι χάρτες που λαμβάνονται περιέχουν ισοβαρικά και μετωπικά συστήματα (σχ. 12.1α και 12.1β), την κάλυψη πάγου (σχ. 12.1γ) αλλά και τη διεύθυνση του ανέμου και του κύματος (σχ. 12.1δ). Όλα αυτά τα δεδομένα, σε συνδυασμό με τα δελτία καιρού που λαμβάνονται ανά τακτά χρονικά διαστήματα και τις αναγγελίες από παραπλέοντα πλοία, συμβάλλουν στην εξαγωγή ασφαλών συμπερασμάτων από τον ναυτιλλόμενο, σχετικά με τις καιρικές συνθήκες που θα συναντήσει άμεσα.

Οι βασικοί ισοβαρικοί τύποι (σχ. 12.1α) που απαντώνται στους χάρτες καιρού είναι:

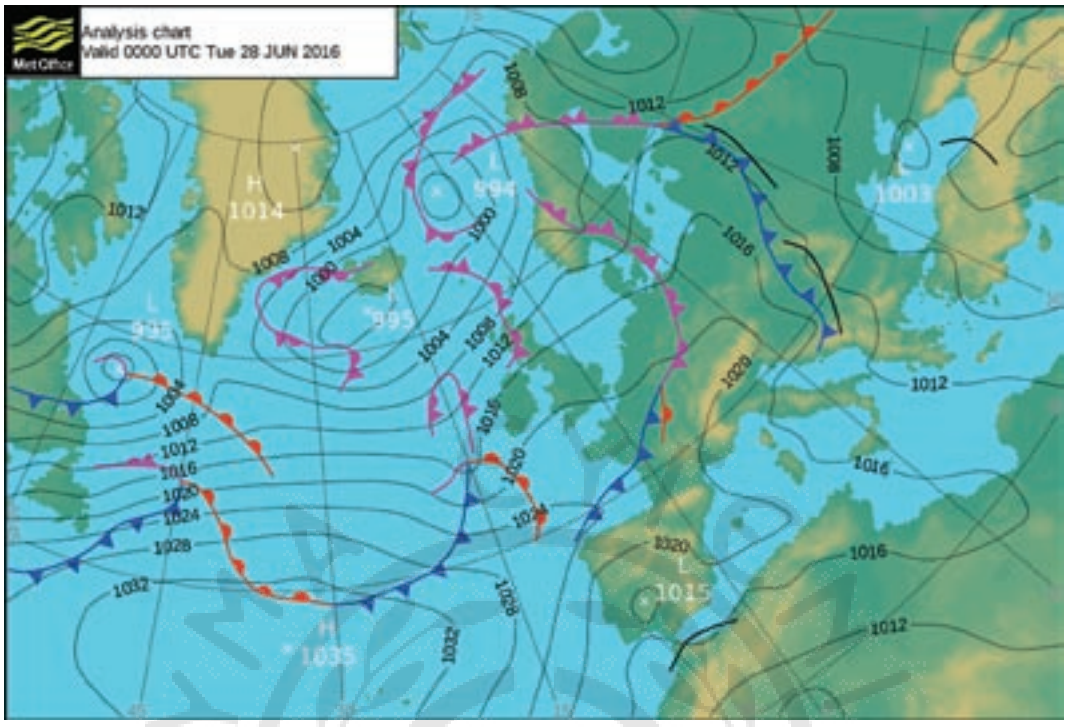
1) Το ***βαρομετρικό υψηλό*** (high ή H) ή ***αντικυκλώνας*** (anticyclone ή A) και

2) το ***βαρομετρικό χαμηλό*** (low ή L) ή ***ύφεση*** (depression ή D).

Υπάρχουν, ωστόσο, και δευτερεύοντες ισοβαρικοί τύποι, όπως είναι:

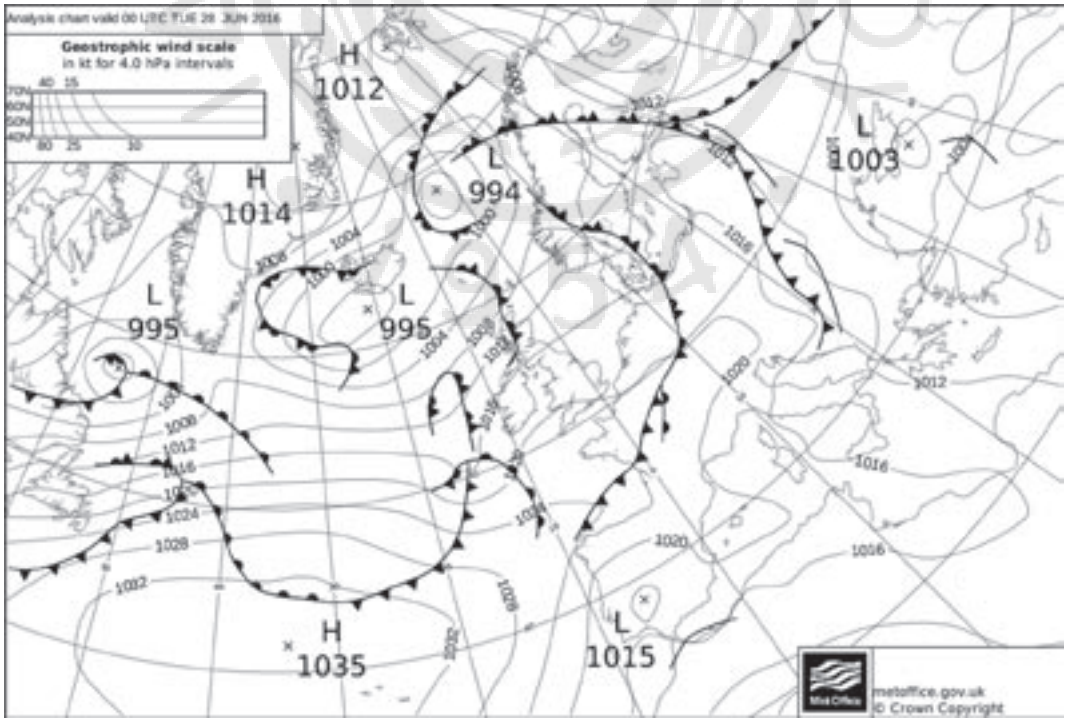
1) Το ***δευτερεύον χαμηλό*** (secondary depression) (παράγρ. 8.11).

2) Η ***βαρομετρική σφήνα*** ή ***σφήνα εξάρσεως*** (ridge), δηλαδή μία προεξοχή που αντιστοιχεί σε



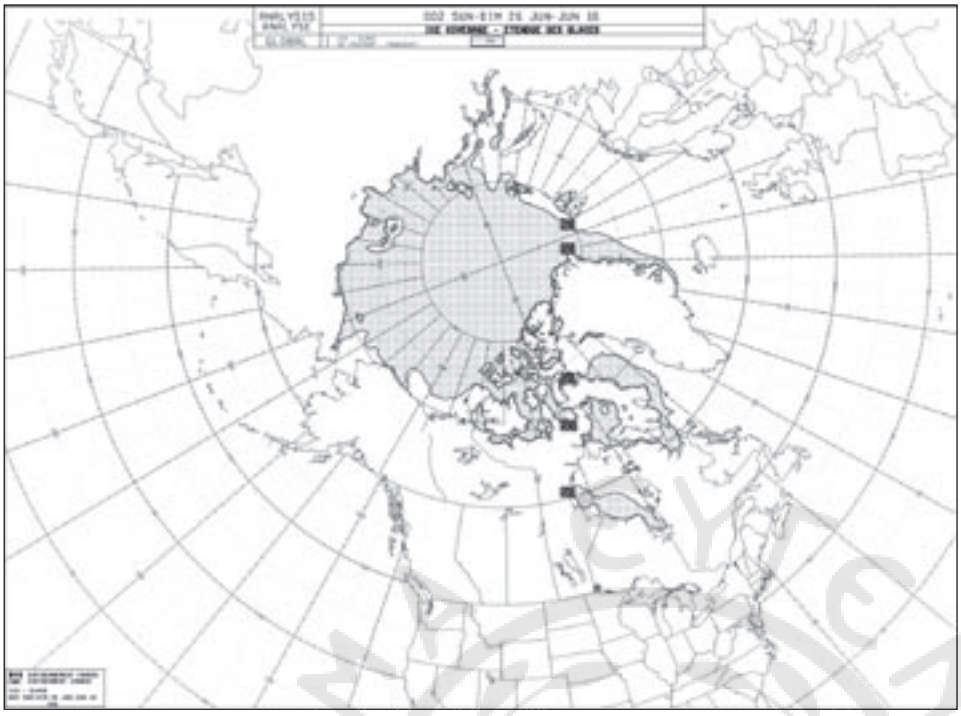
Σχ. 12.1α

Απεικόνιση των συσταμάτων πιέσεως σε έγχρωμο αναλυτικό πραγματικό χάρτη.

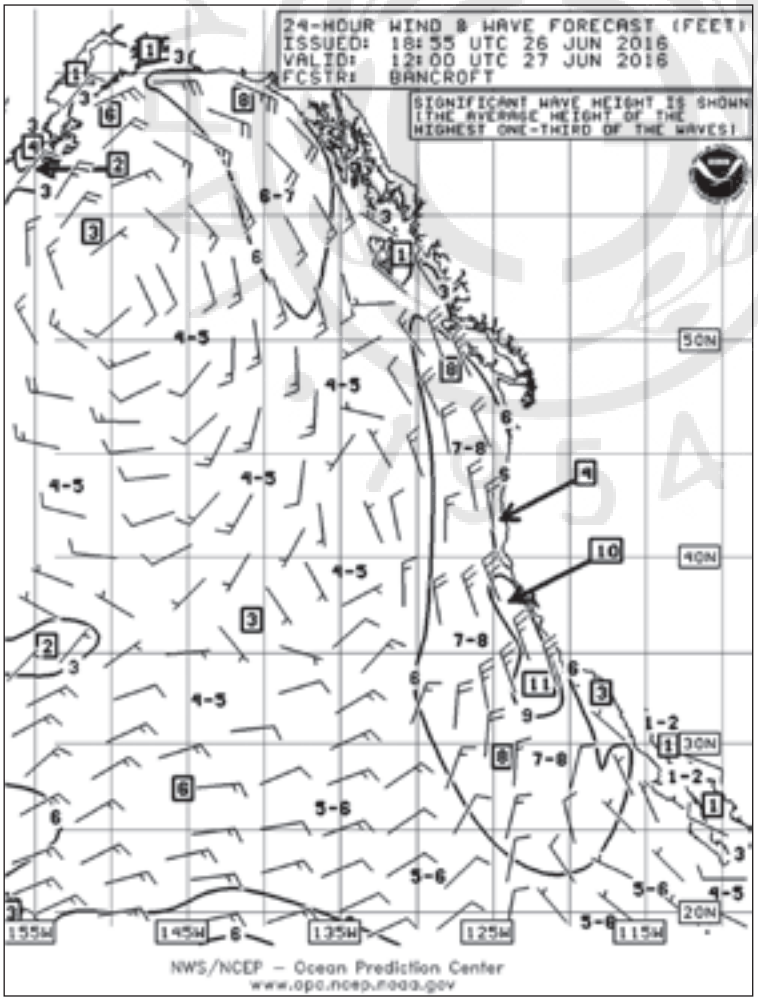


Σχ. 12.1β

Απεικόνιση των συσταμάτων πιέσεως σε ασπρόμαυρο αναλυτικό χάρτη.



Σχ. 12.1γ
Απεικόνιση της καλύψεως πάγου σε χάρτη καιρού.



Σχ. 12.1δ
Απεικόνιση της διευθύνσεως του ανέμου και του κύματος σε ασπρόμαυρο αναλυτικό χάρτη.

προέκταση αντικυκλώνα, η οποία συνήθως εισχωρεί ανάμεσα σε δύο υφέσεις.

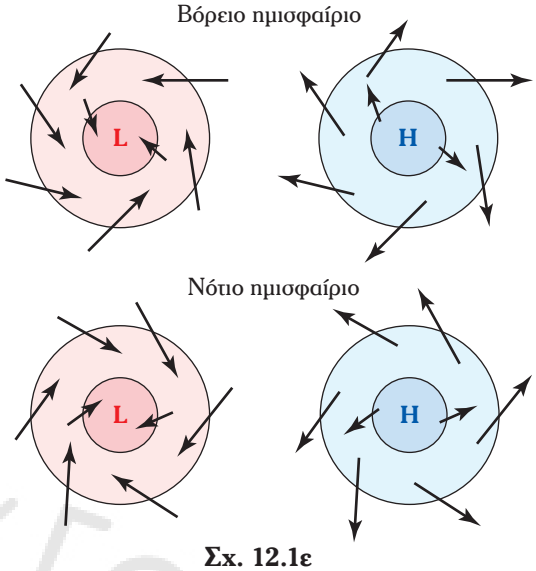
3) Ο ***βαρομετρικός θύλακας*** ή ***σφήνα υφέσεως*** (trough), δηλαδή ισοβαρείς χαμηλής πιέσεως που εισχωρούν σε δύο περιοχές υψηλών πιέσεων σε σχήμα V.

4) Ο ***βαρομετρικός λαιμός*** (col), δηλαδή μία περιοχή σχεδόν ομοιόμορφης πιέσεως μεταξύ δύο υψηλών και δύο χαμηλών, τα οποία βρίσκονται διατεταγμένα σε σχήμα σταυρού.

5) Οι ***ευθύγραμμες ισοβαρείς*** (straight isobars).

Το βασικότερο στοιχείο για τους χάρτες επιφανείας είναι η βαρομετρική πίεση. Με τη βοήθεια των δεδομένων πιέσεως χαράσσονται οι ισοβαρείς καμπύλες και στη συνέχεια προσδιορίζονται τα βαρομετρικά συστήματα πιέσεως (βαρομετρικό χαμηλό, βαρομετρικό υψηλό). Γενικά, είναι γνωστό πως τα βαρομετρικά υψηλά συνδέονται με καλοκαιρία, ενώ τα βαρομετρικά χαμηλά με κακοκαιρία.

Ακόμα και αν ο χάρτης δεν περιέχει τα βελάκια του ανέμου, τότε γνωρίζοντας πώς στρέφεται ο άνεμος γύρω από ένα υψηλό ή χαμηλό, ανάλογα σε ποιο ημισφαίριο βρισκόμαστε, είναι εύκολο να προσδιοριστεί κατ' εκτίμηση η διεύθυνση του επιφανειακού ανέμου (σχ. 12.1ε).



Σχ. 12.1ε

Απεικόνιση φοράς ανέμου γύρω από ένα βαρομετρικό χαμηλό και ένα υψηλό και για τα δύο ημισφαίρια.

Τα χαρακτηριστικά των δύο βασικοτέρων ισοβαρικών συστημάτων συνοψίζονται στον πίνακα 12.1.1.

Με τη βοήθεια των συνοπτικών χαρτών, μπορεί κανείς να εκτιμήσει την ανάπτυξη των βαρομετρικών συστημάτων, μέσω κάποιων κανόνων. Πιο συγκεκριμένα:

1) Όσον αφορά στην ***κίνηση των βαρομετρικών συστημάτων:***

Πίνακας 12.1.1
Τα χαρακτηριστικά των βαρομετρικών υψηλών και χαμηλών συστημάτων.

Χαρακτηριστικά των υψηλών και των χαμηλών		
Μεγέθη	***Υψηλά, αντικυκλώνες***	***Χαμηλά, υφέσεις, κυκλώνες***
Άνεμος	Σχεδόν ασθενής και αμετάβλητος	Ισχυρός και θυελλώδης
Κυκλοφορία	Ανάδρομη και ελαφρώς προς τα έξω	Ορθή και ελαφρώς προς τα μέσα
Ουρανός	Καθαρός, ξηρός	Νεφελώδης, βροχερός
Κατακόρυφη κίνηση	Καθοδική	Ανοδική
Σχετική θερμοκρασία	Χαμηλή	Υψηλή
Πίεση	1.020 έως 1.040 mb	1.000 έως 970 mb
Κέντρα δράσεως	Ειρηνικός, Βερμούδες, Αζόρες, Σιβηρία	Αλεουτία, Ασία, Ισλανδία
Ονομασία Επιμηκυσμένων ισοβαρικών σχηματισμών	Βαρομετρική σφήνα	Βαρομετρικός θύλακας
Κάμψη ισοβαρών	Εντονότερη κάμψη, ισχυρότερος άνεμος	Εντονότερη κάμψη, ασθενέστερος άνεμος

α) Οι μετωπικές υφέσεις κινούνται στην κατεύθυνση των ισοβαρών του θερμού τομέα και παράλληλα με τη γραμμή που ενώνει τα ισαλοβαρικά υψηλά και χαμηλά.

β) Οι μη μετωπικές υφέσεις κινούνται με τους πιο ισχυρούς ανέμους που παρατηρούνται στην περίμετρό τους, γύρω από την κυκλοφορία της ευρύτερης πρωτεύουσας υφέσεως και όπως ένα περιστρεφόμενο σύστημα που αποτελείται από δύο ή περισσότερα ισομεγέθη χαμηλά.

γ) Οι αντικυκλώνες κινούνται προς τις περιοχές όπου αυξάνεται η πίεση.

2) Όσον αφορά στην ***ένταση επιφανειακών βαρομετρικών συστημάτων***:

α) Οι μετωπικές υφέσεις βαθαίνουν όταν η πίεση πέφτει στον θερμό τομέα ή στο κέντρο του χαμηλού, καθώς και όταν σημαντικά ψυχρός αέρας εισβάλλει στο πίσω μέρος της κυκλοφορίας τους.

β) Οι μετωπικές υφέσεις πληρούνται περίπου 12 έως 24 ώρες από την έναρξη της διαδικασίας της συσφίγξεως, καθώς επίσης και όταν η πίεση στον θερμό τομέα ανεβαίνει.

Επίσης, πάνω στους χάρτες επιφανείας προσδιορίζονται οι θέσεις των τυχόν υπαρχόντων μετώπων (θερμά, ψυχρά, στάσιμα, συνεσφιγμένα). Αρχικά, προσδιορίζομε το είδος του μετώπου και την πιθανή κίνησή του. Αν γνωρίζομε ότι το μέτωπο κινείται προς εμάς, τότε σίγουρα πρέπει να αναμένομε μία αλλαγή στον καιρό (π.χ. σχηματισμός νεφών, κατακρημνίσματα, καταιγίδες και άνεμος). Στην περίπτωση του ψυχρού μετώπου, η διεύθυνση των τριγώνων υποδηλώνει προς ποια κατεύθυνση κινείται το μέτωπο αυτό. Συχνά το μέτωπο αυτό συνδέεται με καταρρακτώδεις βροχοπτώσεις και πολύ ισχυρούς ανέμους. Στην περίπτωση του θερμού μετώπου, η πλευρά όπου βρίσκονται τα ημικύκλια, υποδηλώνει προς ποια κατεύθυνση κινείται το μέτωπο αυτό. Συνήθως, καθώς πλησιάζει το μέτωπο, προκαλεί βαθμιαία αύξηση της βροχοπτώσεως, ενώ κατά την απομάκρυνσή του παρατηρείται άνοδος της θερμοκρασίας και καθαρή ατμόσφαιρα, εκτός και αν η θερμή αέρια μάζα είναι ασταθής, οπότε στην περίπτωση αυτή ο καιρός χαρακτηρίζεται από παρατεταμένες καταιγίδες. Στην περίπτωση του στάσιμου μετώπου, τα τρίγωνα και ημικύκλια που βρίσκονται εκατέρωθεν της γραμμής υποδηλώνουν πως το μέτωπο δεν κινείται προς κάποια κατεύθυνση. Αυτά τα μέτωπα συνοδεύονται από παρατεταμένες περιόδους βροχοπτώσεως. Στην περίπτωση του συνεσφιγμένου μετώπου, τα τρίγωνα και τα ημικύκλια που βρίσκονται από την ίδια πλευρά της γραμμής, υποδηλώνουν προς ποια κατεύθυνση κινείται. Το μέτωπο αυτό σχετίζεται με πληθώρα καιρικών φαινομένων, όπως είναι οι καταιγίδες, και με το είδος της συσφίγξεως (θερμή ή ψυχρή). Το πέρασμα ενός τέτοιου μετώπου συνήθως φέρνει στην περιοχή ξηρότερο αέρα (χαμηλότερο σημείο δρόσου).

Όλα τα παραπάνω σχετίζονται με σύμβολα και ισοβαρικούς τύπους σε χάρτες καιρού που εκδίδονται από τη μετεωρολογική υπηρεσία ή λαμβάνονται με τηλεομοιότυπο. Τα μηνύματα NAVTEX έχουν μία συγκεκριμένη μορφή εκπομπής. Δίδεται στη συνέχεια η γενική μορφή μεταδόσεως του μηνύματος NAVTEX, καθώς και η επεξήγηση των επιμέρους τμημάτων του μηνύματος. Παραδείγματα τέτοιων μηνυμάτων είναι:

ZCZC $B_1B_2B_3B_4$

ΚΕΙΜΕΝΟ ΜΗΝΥΜΑΤΟΣ

NNNN

Στη μορφή μεταδόσεως μηνύματος NAVTEX:

1) Το ZCZC δηλώνει την αρχή του μηνύματος.

2) Το B_1 είναι ένα γράμμα (A – Z) που ορίζει την περιοχή καλύψεως του πομπού του Παράκτιου Ραδιοσταθμού CRS NAVTEX.

3) Το B_2 είναι ένα γράμμα (A – Z) για κάθε τύπο μηνύματος. Αυτός ο χαρακτήρας ονομάζεται δείκτης θέματος (αναφέρεται αναλυτικά στη συνέχεια) (πίν. 12.1.2).

4) Τα B_3 και B_4 είναι διψήφιοι σειριακοί αριθμοί για κάθε μήνυμα. Ξεκινώντας από το 01, η σειρά τελειώνει στο 99. Αυτός ο αριθμός χρησιμοποιείται απ' τους δέκτες για την αποφυγή εκτυπώσεως μηνυμάτων που έχουν ξαναληφθεί. Ο αριθμός 00 λαμβάνεται για μηνύματα υψηλής προτεραιότητας· αυτά είναι τα μηνύματα αναμεταδόσεως κινδύνου και τυπώνονται πάντα.

5) Το ΚΕΙΜΕΝΟ ΜΗΝΥΜΑΤΟΣ ξεκινά με το όνομα του πομπού CRS NAVTEX και την ώρα εκπομπής.

6) Το NNNN υποδηλώνει το τέλος του μηνύματος.

Σε κάποιες χώρες υπάρχουν διαφοροποιήσεις στους διεθνείς δείκτες θέματος B_2. Στην Αγγλία, για παράδειγμα, χρησιμοποιείται:

1) Το ***L*** για προειδοποιήσεις που αφορούν σε υποβρύχια, βολές και μετακινήσεις εξέδρων αντλήσεως πετρελαίου (δεν πρέπει να απορρίπτονται από τον δέκτη) και

Πίνακας 12.1.2
Πίνακας διεθνών δεικτών μηνυμάτων B_2.

Δείκτης θέματος B_2	***Θέμα***
A	Προειδοποιήσεις πλεύσεως (δεν μπορούν να απορριφθούν από τον δέκτη).
B	Προειδοποιήσεις καιρού (δεν μπορούν να απορριφθούν από τον δέκτη).
C	Αναφορές πάγου.
D	Πληροφορίες SAR* (Έρευνας και Διασώσεως) και προειδοποιήσεις για επιθέσεις πειρατών (δεν μπορούν να απορριφθούν από τον δέκτη).
E	Μετεωρολογικές προβλέψεις.
F	Μηνύματα υπηρεσιών πιλότου.
G	AIS** (Αυτόματο Σύστημα Αναγνωρίσεως).
H	Μηνύματα LORAN (Σύστημα Ναυσιπλοΐας Μεγάλης Εμβέλειας).
I	Διαθέσιμο αν χρειάζεται.
J	Μηνύματα SATNAV (Δορυφορικά Συστήματα Πλοηγήσεως, π.χ. το Παγκόσμιο Σύστημα Εντοπισμού των ΗΠΑ, GPS).
K	Άλλα ηλεκτρονικά μηνύματα NAVAID (βοηθήματα ναυσιπλοΐας) (μηνύματα που αφορούν στις υπηρεσίες πλεύσεως).
L	Προειδοποιήσεις πλεύσεως – εκτός του γράμματος δείκτη θέματος A (δεν πρέπει να απορρίπτεται από τον δέκτη).
V	Ειδικές Υπηρεσίες – ανάθεση από τις επιτροπές NAVTEX.
W	Ειδικές Υπηρεσίες – ανάθεση από τις επιτροπές NAVTEX.
X	Ειδικές Υπηρεσίες – ανάθεση από τις επιτροπές NAVTEX.
Y	Ειδικές Υπηρεσίες – ανάθεση από τις επιτροπές NAVTEX.
Z	Δεν υπάρχουν μηνύματα.

* Search and Rescue.
** Automatic Identification System.

2) το ***V*** για την ενίσχυση των προειδοποιήσεων πλεύσεως, που αρχικά ανακοινώνονται με το γράμμα A.

Στις ΗΠΑ χρησιμοποιούνται τα παρακάτω:

1) Το ***V*** για ειδοποιήσεις στους ψαράδες και

2) το ***W*** για περιβαλλοντικές προειδοποιήσεις.

Πρέπει να τονιστεί πως το ΠΟΣΟΣΤΟ ΛΑΘΟΥΣ, μία ένδειξη της ικανότητας λήψεως ραδιοσήματος, μπορεί να προστεθεί στο μήνυμα NAVTEX. Συνήθως προστίθεται ως κείμενο στη γραμμή μπροστά από την ένδειξη ZCZC, π.χ. ΠΟΣΟΣΤΟ ΛΑΘΟΥΣ = 3%. Όταν το ποσοστό λάθους είναι 0%, συνήθως δεν προστίθεται. Ποσοστό λάθους 0% σημαίνει ότι δεν υπάρχει λάθος στο μήνυμα που έχει ληφθεί και η ισχύς του σήματος είναι καλή. Διαφορετικά:

Ποσοστό λάθους = αριθμός λανθασμένων χαρακτήρων (εμφανίζεται/τυπώνεται ως "*") / συνολικό αριθμό χαρακτήρων που ελήφθησαν × 100.

Παράδειγμα μηνύματος NAVTEX.

```
ZCZC OA20 (ΠΟΣΟΣΤΟ ΛΑΘΟΥΣ = 1%)

WZ 1593
ΣΚΩΤΙΑ, ΔΥΤΙΚΗ ΑΚΤΗ, ΝΗΣΙΑ ΣΑΜΕΡ. Ο
ΒΟΡΕΙΟΣ ΦΑ*ΟΣ ΤΟΥ ΚΑΡΝΤΙΝΑΛ ΚΑΙ Ο
ΦΑ*ΟΣ ΤΟΥ ΔΥΤΙΚΟΥ ΚΑΡΝΤΙΝΑΛ ΣΗΜΕΙΩ-
ΝΟΥΝ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟ ΝΑΥΑΓΙΟ. 58-01.2 ΒΟ-
ΡΕΙΑ 005-27.1 ΔΥΤΙΚΑ ΕΧΕΙ ΑΠΟΣΥΡΘΕΙ
ΓΙΑ ΠΑΝΤΑ ΑΚΥΡΩΣΗ WZ 1562
(OA07).

NNNN
```

Το παραπάνω παράδειγμα μηνύματος NAVTEX στάλθηκε από τον Παράκτιο Ραδιοσταθμό (CRS) του Πορτπάτρικ (**O**A20) ως προειδοποίηση πλεύσεως (O**A**20), με αριθμό μηνύματος 20 (OA**20**). Το μήνυμα είχε ποσοστό λάθους 1%, δηλαδή η λέξη ΦΑΡΟΣ στο μήνυμα είχε το "*" αντί για το Ρ.

Ακολουθούν παραδείγματα μηνυμάτων NAVTEX διαφορετικών τύπων μηνυμάτων (δείκτης θέματος B_2):

1) Παράδειγμα προειδοποιήσεως πλεύσεως (το B_2 είναι Α).

```
ZCZC FA60

241046 UTC ΜΑΪΟΣ 07
ΑΣΥΡΜΑΤΟΣ ΑΤΤΑΛΕΙΑΣ ΤΟΥΡΚΙΑ
NAVTEX NW NR:298/07

ΡΑΛΙ ΓΙΟΤ ΣΤΗΝ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ
ΑΠΟ 24 ΜΑΪΟΥ 07 ΕΩΣ 19 ΙΟΥΝ 07,
ΔΙΑΔΡΟΜΕΣ ΡΑΛΙ, ΜΕΡΣΙΝ, ΙΣΚΕΝΤΕΡΟΥΝ,
ΛΑΤΤΑΚΕΙΑ, ΧΟΥΝΕΚ, ΧΑΪΦΑ, ΑΣΚΕΛΟΝ,
ΠΟΡΤ ΣΑΪΝΤ ΚΑΙ ΕΡΖΙΛΙΓΙΑ. ΟΛΑ ΤΑ
ΣΚΑΦΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΠΑΡΑΚΑΛΟΥΝΤΑΙ ΝΑ
ΑΚΟΛΟΥΘΗΣΟΥΝ ΤΗΝ ΠΡΟΕΙΔΟΠΟΙΗΣΗ ΤΩΝ
ΑΡΧΩΝ ΣΥΝΙΣΤΑΤΑΙ ΜΕΓΑΛΗ ΠΑΡΑΚΑΜΨΗ

NNNN
```

2) Παράδειγμα προειδοποιήσεως πλεύσεως καιρού (το B_2 είναι Β).

```
ZCZC SB76

271900 NAVTEX - ΑΜΒΟΥΡΓΟ (NCC)
ΠΡΟΕΙΔΟΠΟΙΗΣΗ ΑΡΙΘΜ. 145 271815 UTC
ΙΟΥΝ

ΓΙΑ ΓΕΡΜΑΝΙΚΟΥΣ ΜΕΓΑΛΟΥΣ ΟΡΜΟΥΣ:
ΕΚΔΟΘΗΚΕ ΣΤΙΣ 27.06.2007 18.15 UTC
ΣΧΕΔΟΝ ΘΥΕΛΛΩΔΕΙΣ ΑΝΕΜΟΙ ΔΥΤΙΚΑ 6 -
7 BFT

NNNN
```

3) Παράδειγμα αναφοράς πάγου (το B_2 είναι C).

```
ZCZC FC45

ΑΡΚΑΝΓΚΕΛΣΚ, 270502 UTC ΙΟΥΝ 07
26 ΙΟΥΝ 07 1200 UTC INTL ΠΕΡΙΠΟΛΙΑ
ΠΑΓΟΥ

ΕΚΤΙΜΩΜΕΝΟ ΟΡΙΟ ΓΝΩΣΤΟΥ ΠΑΓΟΥ:
4649N 5411W ΕΩΣ 4530N 5400W ΕΩΣ
4400N 4900W ΕΩΣ 4545N 4530W ΕΩΣ
4715N 4530W ΕΩΣ 5000N 4715W ΕΩΣ
5530N 5115W ΕΩΣ 5700N 5545W.
ΑΚΥΡΩΣΗ ΣΕ ΩΡΑ//271200Z ΙΟΥΝ 07//

NNNN
```

12.2 Εφαρμογή των προηγουμένων γνώσεων στην ερμηνεία συνοπτικών χαρτών και χαρτών προγνώσεως για την εξακρίβωση της κατευθύνσεως του ανέμου, περιοχών νεφώσεως και υετού, περιοχών ομίχλης, πάγου και περιοχών με καλό καιρό.

Αν ο χάρτης καιρού που λαμβάνει ο ναυτιλλόμενος περιέχει μόνο ισοβαρείς και μέτωπα (σχ. 12.1β), τότε θα πρέπει να κάνει ο ίδιος μία εκτίμηση ως προς τη διεύθυνση των ανέμων και του καιρού που πιθανόν θα συναντήσει, βάσει των ισοβαρικών και των μετωπικών συστημάτων, καθώς και των περαιτέρω γνώσεων που διαθέτει.

Είναι γνωστό πως τα καιρικά συστήματα κινούνται και μετασχηματίζονται, οπότε η μελέτη του προηγούμενου χάρτη καιρού στο πλοίο είναι απαραίτητη για την εκτίμηση των μεταβολών στις υφέσεις, τους αντικυκλώνες και στα μέτωπα. Γνωρίζοντας τις προηγούμενες τροχιές των συστημάτων, μπορεί να σχηματιστεί μία νοερή εικόνα για την κατανομή της πιέσεως στο άμεσο μέλλον.

Η απόσταση μεταξύ των ισοβαρών καμπυλών σχετίζεται, όπως έχει ήδη αναφερθεί, με την ένταση του ανέμου. Επομένως, μία μεγάλη μεταβολή της πιέσεως σε μικρή απόσταση (πυκνές ισοβαρείς καμπύλες) υποδηλώνει ισχυρούς ανέμους. Όσον αφορά στους ανέμους, υπάρχουν χάρτες που περιέχουν τα ειδικά βελάκια του ανέμου, των οποίων η μορφή μάς πληροφορεί ταυτόχρονα και για τη διεύθυνση αλλά και για την έντασή του.

Σχετικά με την εκτίμηση της κατευθύνσεως του ανέμου, αν και υπάρχει αντίστοιχος χάρτης (σχ. 12.1δ), θα πρέπει να εφαρμόζεται ο νόμος Buys – Ballot, ενώ η έντασή του μπορεί να προσδιοριστεί με τη βοήθεια της γεωστροφικής κλίμακας. Για την κατεύθυνση του ανέμου, πρέπει να λαμβάνονται υπόψη τα εξής:

1) Οι άνεμοι που δημιουργούνται από αντικυκλωνικές ή ευθύγραμμες ισοβαρείς, έχουν μεγαλύτερη ένταση από τις κυκλωνικές με την ίδια αραίωση.

2) Στα μικρά γεωγραφικά πλάτη, δημιουργούνται άνεμοι μεγαλύτερης εντάσεως, συγκριτικά με εκείνους που δημιουργούνται στα μεγαλύτερα πλάτη, για την ίδια αραίωση των ισοβαρών.

3) Ισχυρότεροι άνεμοι δημιουργούνται όταν πάνω από θερμή θάλασσα βρίσκονται ψυχρές αστάθειες αέριες μάζες, παρά όταν βρίσκονται θερμές ευσταθείς αέριες μάζες πάνω από ψυχρά ύδατα, για την ίδια αραίωση των ισοβαρών.

4) Στις περισσότερες περιπτώσεις, η εκτίμηση της κατευθύνσεως του ανέμου στην ανοικτή θάλασσα γίνεται με την παραδοχή ότι ο άνεμος τέμνει τις ισοβαρείς με γωνία 10° – 20° προς την πλευρά της μικρότερης πιέσεως. Ωστόσο, με ασθενείς και μέτριους ανέμους και σε μικρότερα πλάτη παρατηρούνται μεγαλύτερες αποκλίσεις.

5) Κοντά στις ακτές και ειδικά κοντά σε απότομες ακτές, ο προσδιορισμός της κατευθύνσεως του ανέμου είναι πολύ δύσκολος. Εντούτοις, σε μερικά παράκτια νερά, παρατηρείται μία σαφής τάση του ανέμου να πνέει σχεδόν παράλληλα προς την ακτή, είτε προς τη μία, είτε προς την άλλη κατεύθυνση.

Ο ναυτιλλόμενος, λαμβάνοντας υπόψη του τη δράση των κυκλώνων, των υφέσεων, των θυλάκων και των μετώπων, είναι σε θέση να εκτιμήσει τις καιρικές καταστάσεις κατά μήκος της τροχιάς που θα ακολουθήσει το πλοίο. Περιοχές με έντονη νέφωση και υετό αποτελούν τα χαμηλά που έχουν το σχήμα V, τα οποία συχνά περιέχουν ***γραμμές λαίλαπας (αέλλας)*** (squall lines). Οι γραμμές αυτές συνοδεύονται από νέφη σε σχήμα πύργου, ισχυρές βροχές και φοβερές λαίλαπες με μεταβαλλόμενους ριπαίους ανέμους. Αυτά συμβαίνουν στους θύλακες με σχήμα V στο Ν ημικύκλιο μίας υφέσεως του Β ημισφαιρίου ή στο Β ημικύκλιο μίας υφέσεως του Ν ημισφαιρίου. Όταν ένας θύλακας σχήματος V παρατηρείται στο Β ημισφαίριο, βόρεια μίας υφέσεως ή στο Ν ημισφαίριο, νότια μίας υφέσεως, τότε παρατηρείται μόνο βροχή του τύπου του θερμού μετώπου.

Όσον αφορά στην ορατότητα, οι αναγγελίες από πλοία συνεισφέρουν σημαντικά, γιατί χωρίς αυτές η εκτίμησή της είναι πολύ δύσκολη. Η ασθενής ορατότητα μπορεί να προκύψει από θερμό και υγρό αέρα, ο οποίος μετακινείται πάνω από ψυχρότερη υδάτινη επιφάνεια με αντικυκλωνικές συνθήκες. Αραιή ομίχλη αναπτύσσεται επίσης όταν θαλάσσιος τροπικός αέρας πνέει πάνω από ψυχρότερα Β θαλάσσια νερά. Ασθενής ορατότητα παρατηρείται πολλές φορές στα θερμά μέτωπα ή πριν από αυτά. Όταν επικρατούν θυελλώδεις άνεμοι, δεν παρουσιάζεται συγχρόνως και ομίχλη.

Σχετικά με την ύπαρξη πάγου, ένα απ' τα είδη χαρτών που λαμβάνεται με το τηλεομοιότυπο, είναι και αυτό που παρέχει πληροφορίες σχετικά με την κάλυψη πάγου (σχ. 12.1γ). Συνεπώς, είναι δυνατή η εκτίμηση μέσω χάρτη των επικινδύνων περιοχών και η επιλογή της πορείας του πλοίου, έτσι ώστε να εξασφαλιστεί η ασφαλής πλεύση.

Αν ο μετεωρολογικός χάρτης περιλαμβάνει και μετεωρολογικούς σταθμούς, τότε ο κάθε ένας παρέχει πληροφορίες που αφορούν στη θερμοκρασία, το σημείο δρόσου, τον άνεμο, την πίεση στη στάθμη της θάλασσας, τη βαρομετρική τάση, τα νέφη, τη νέφωση και άλλα καιρικά φαινόμενα που απεικονίζονται με το αντίστοιχο σύμβολο καιρού.

Κατά τη χάραξη των χαρτών καιρού, λαμβάνεται μέριμνα ώστε να εξαλείφονται τυχόν εσφαλμένα δεδομένα των σταθμών. Τέτοια δεδομένα μπορεί να οφείλονται σε σφάλματα που έγιναν είτε κατά τις παρατηρήσεις, είτε κατά την κωδικοποίηση και αποκωδικοποίηση των στοιχείων. Η εξάλειψη των εσφαλμένων δεδομένων γίνεται μέσω συγκρίσεως αυτών με δεδομένα των γειτονικών σταθμών και εκτιμήσεως του κατά πόσο είναι δυνατόν να συμφωνούν αυτά με την όλη διαδοχή των μεγάλης κλίμακας καθώς και των τοπικών καιρικών φαινομένων.

Εκτός από τους χάρτες επιφανείας, απαραίτητη για την ανάλυση και την πρόγνωση του καιρού είναι και η χάραξη των χαρτών σε διάφορα ύψη μέσα στην τροπόσφαιρα. Οι χάρτες αυτοί χαράσσονται με τη βοήθεια των δεδομένων των ραδιοβολίσεων. Οι χάρτες καθ' ύψος διαφέρουν βασικά από τους χάρτες επιφανείας στο ότι αυτοί δεν κατασκευάζονται με τη χάραξη ισοβαρών καμπυλών πάνω σε επιφάνειες σταθερού ύψους, αλλά με τη χάραξη ισοϋψών καμπυλών, δηλαδή καμπυλών σταθερού γεωδυναμικού ύψους, πάνω σε ισοβαρικές επιφάνειες. Επειδή συχνά τα δεδομένα είναι ελλιπή, κατά τη χάραξη των ισοϋψών εκμεταλλευόμαστε το γεγονός ότι σε ύψη άνω των 1.000 m δεν υπάρχει τριβή και ο άνεμος είναι με αρκετά καλή προσέγγιση γεωστροφικός. Επομένως, θα διευθύνεται παράλληλα στις ισοϋψείς, έχοντας αριστερά του τα χαμηλά ύψη.

Δύο από τα κυριότερα βασικά επίπεδα είναι των 850 mb και των 500 mb. Οι χάρτες των 850 mb χρησιμεύουν για την ανάλυση των θερμοκρασιών των αερίων μαζών και για την πρόγνωση των μεταβολών θερμοκρασίας στους διάφορους τόπους. Οι χάρτες των 500 mb χρησιμεύουν για τον προσδιορισμό των βαρομετρικών συστημάτων καθ' ύψος και την πρόγνωση της εξελίξεώς τους. Οι ισοϋψείς στον χάρτη των 500 mb παρουσιάζουν τα χαμηλά και τα υψηλά όπως περίπου και στους χάρτες επιφανείας, ενώ απεικονίζουν επίσης και τις σφήνες υφέσεως και εξάρσεως. Συγκεκριμένα, στις περιοχές όπου επικρατούν συστήματα χαμηλών πιέσεων εμφανίζονται οι σφήνες υφέσεως, ενώ στις περιοχές

με συστήματα υψηλών πιέσεων, υπάρχουν σφήνες εξάρσεως.

Στη συνέχεια παρατίθεται παράδειγμα προγνώσεως καιρού, για μία συγκεκριμένη ημερομηνία με τη βοήθεια τόσο χαρτών επιφανείας, όσο και χαρτών στις ισοβαρικές επιφάνειες των 850 και 500 mb.

Στον χάρτη επιφανείας (σχ. 12.2α) είναι χαραγμένες οι ισοβαρείς καμπύλες που δείχνουν τις περιοχές χαμηλών και υψηλών πιέσεων στην επιφάνεια. Στον χάρτη του σχήματος 12.2β, αποτυπώνονται μαζί με τις ισοβαρείς, τα υπάρχοντα βαρομετρικά συστήματα και μέτωπα. Για παράδειγμα, παρατηρείται ένα σύστημα χαμηλών πιέσεων στα δυτικά της Ιρλανδίας και ένα εκτεταμένο σύστημα υψηλών πιέσεων πάνω από την κεντρική Ευρώπη. Μία σειρά από μέτωπα έχουν ως αποτέλεσμα την παρουσία νεφώσεως και τη δημιουργία βροχής στα Ν και Δ τμήματα της Αγγλίας.

Στον χάρτη 850 mb του σχήματος 12.2γ, φαίνονται με συνεχείς μαύρες καμπύλες οι ισοϋψείς, ενώ με διακεκομμένες γραμμές οι ισόθερμες ανά 5° C. Όταν οι ισοϋψείς και οι ισόθερμες τέμνονται, θα υπάρχει οριζόντια μεταφορά θερμής ή ψυχρής αέριας μάζας, γεγονός που δείχνει τις αναμενόμενες μεταβολές της θερμοκρασίας σε κάθε περιοχή. Αυτό επιβεβαιώνεται στο σχήμα 12.2δ, με τη χρωματική κλίμακα που χρησιμοποιείται.

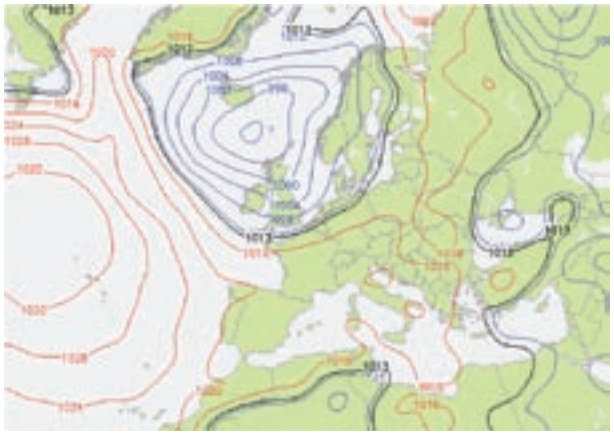
Στον χάρτη των 500 mb (σχ. 12.2ε), η κατανομή των ισοϋψών δείχνει την ύπαρξη σφηνών υφέσεως ή εξάρσεως, από την εξέλιξη των οποίων εξαρτάται η συμπεριφορά των συστημάτων στην επιφάνεια. Για παράδειγμα, στα Δ της Αγγλίας διακρίνεται μία ιδιαίτερα εκτεταμένη σφήνα υφέσεως, ενώ στην περιοχή της Σκανδιναβίας φαίνεται μία σφήνα εξάρσεως. Οι πυκνές ισοϋψείς καμπύλες στον χάρτη των 500 mb υποδηλώνουν την παρουσία ισχυρού ανέμου, όπως επιβεβαιώνεται και στο σχήμα 12.2στ.

Εκτός από τους συνοπτικούς χάρτες καιρού, υπάρχουν και οι ***πλοηγικοί χάρτες*** (pilot charts), που αποτελούν και αυτοί πολύ χρήσιμο εργαλείο για τον ναυτιλλόμενο. Κάθε πλοηγικός χάρτης περιέχει τα κυρίαρχα καιρικά συστήματα και δεδομένα ανέμων, ρευμάτων, υψών κύματος, ορατότητας, ατμοσφαιρικής πίεσεως στην επιφάνεια, θερμοκρασίας της επιφανείας της θάλασσας και παγοκαλύψεως, για πέντε μεγάλα θαλάσσια τμήματα: Β Ατλαντικό ωκεανό, Ν Ατλαντικό, Β Ειρηνικό, Ν Ειρηνικό και Ινδικό ωκεανό. Αξίζει να σημειωθεί πως ένας πλοηγικός χάρτης του Β Ατλαντικού περιλαμβάνει και τη Μεσόγειο θάλασσα σε ιδιαίτερο χάρτη δεξιά (σχ. 12.2ζ). Επί της ουσίας, ένας πλοηγικός χάρτης περιλαμβάνει γραφικές απεικονίσεις των μέσων τιμών κάποιων μετεωρολογικών παραμέτρων, οι οποίες έχουν συλλεχθεί και επεξεργαστεί μετά από πολυετή συλλογή μετεωρολογικών και ωκεανογραφικών πληροφοριών. Κάθε άτλαντας περιέχει έναν χάρτη για κάθε μήνα του χρόνου, στον οποίο περιλαμβάνονται επεξηγήσεις για κάθε είδους πληροφορίες που παριστάνονται σ' αυτόν. Οι χάρτες αυτοί, αν και είναι ναυτιλιακοί μερκατορικής προβολής[1], δεν είναι ναυτικοί. Γι' αυτό δεν χρησιμοποιούνται για τη χάραξη πορειών και την υποτύπωση στιγμάτων, αλλά μπορούν να έχουν συμβουλευτικό ρόλο πριν από τη λήψη της αποφάσεως εκτελέσεως ενός ταξιδιού μεγάλης αποστάσεως.

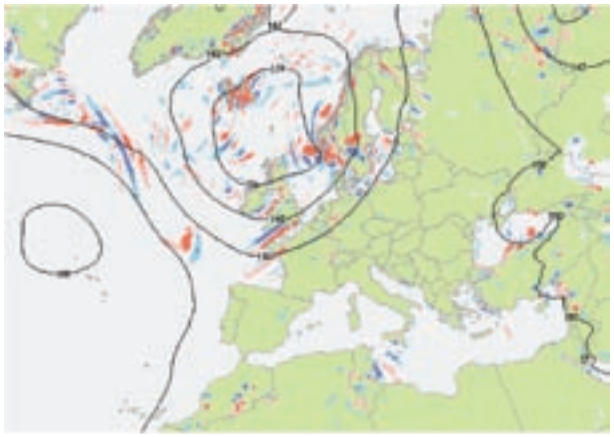
Οι κυριότερες από τις πληροφορίες που παρέχουν οι πλοηγικοί χάρτες είναι οι εξής:

1) Άνεμοι (winds).
2) Κυκλώνες (storms).
3) Θύελλες (gales).
4) Μέση πίεση (mean pressure).
5) Ατμοσφαιρική θερμοκρασία (atmospheric temperature).
6) Τοπικός καιρός (local weather).
7) Κλίμα (climate).
8) Ομίχλη (fog).
9) Μαγνητική απόκλιση (magnetic variation).
10) Πλοία – καιρού (weather ships).
11) Ραδιοαναγγελίες «Hydrolant» και «Hydropac».
12) Πορειογράφηση (routes).
13) Ρεύματα (currents).
14) Πάγοι (ice).
15) Άλλες πληροφορίες, όπως εμφάνιση διαφόρων φαινομένων και ειδικών καταστάσεων.

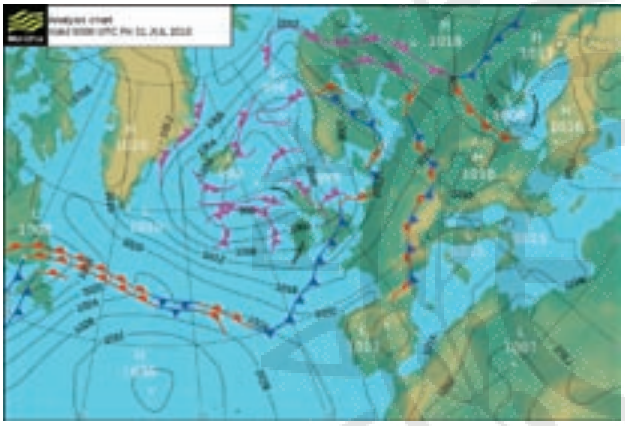
[1] Ο μερκατορικός ναυτικός χάρτης στηρίζεται στην κυλινδρική προβολή, σύμφωνα με την οποία θεωρητικά η Γη τυλίγεται μ' ένα φύλλο χαρτιού που εφάπτεται στον Ισημερινό, έτσι ώστε να σχηματίζεται ένας κύλινδρος, επάνω στον οποίο προβάλλονται από το κέντρο της γης όλα τα σημεία, όπως οι μεσημβρινοί, οι παράλληλοι, τα σχήματα της ξηράς. Στον χάρτη αυτόν, κοντά στον Ισημερινό διατηρείται η μορφή των σχημάτων, ενώ όσο προσεγγίζονται οι πόλοι, τα σχήματα εμφανίζονται μεγαλύτερα από την πραγματικότητα.



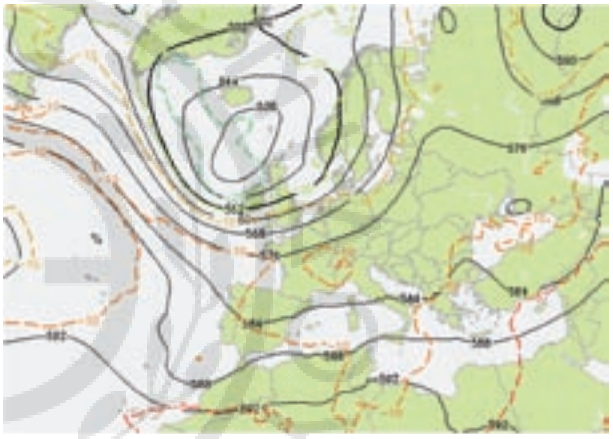
Σχ. 12.2α
Χάρτης επιφανείας με σχεδιασμένες τις ισοβαρείς καμπύλες.



Σχ. 12.2δ
Χάρτης των 850 mb, όπου απεικονίζεται η θερμή και ψυχρή μεταφορά αερίων μαζών.



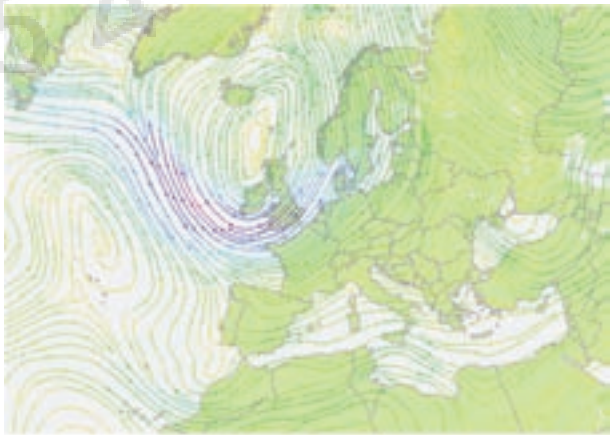
Σχ. 12.2β
Χάρτης επιφανείας με σχεδιασμένα τα βαρομετρικά χαμηλά και υψηλά, όπως επίσης και τα μέτωπα.



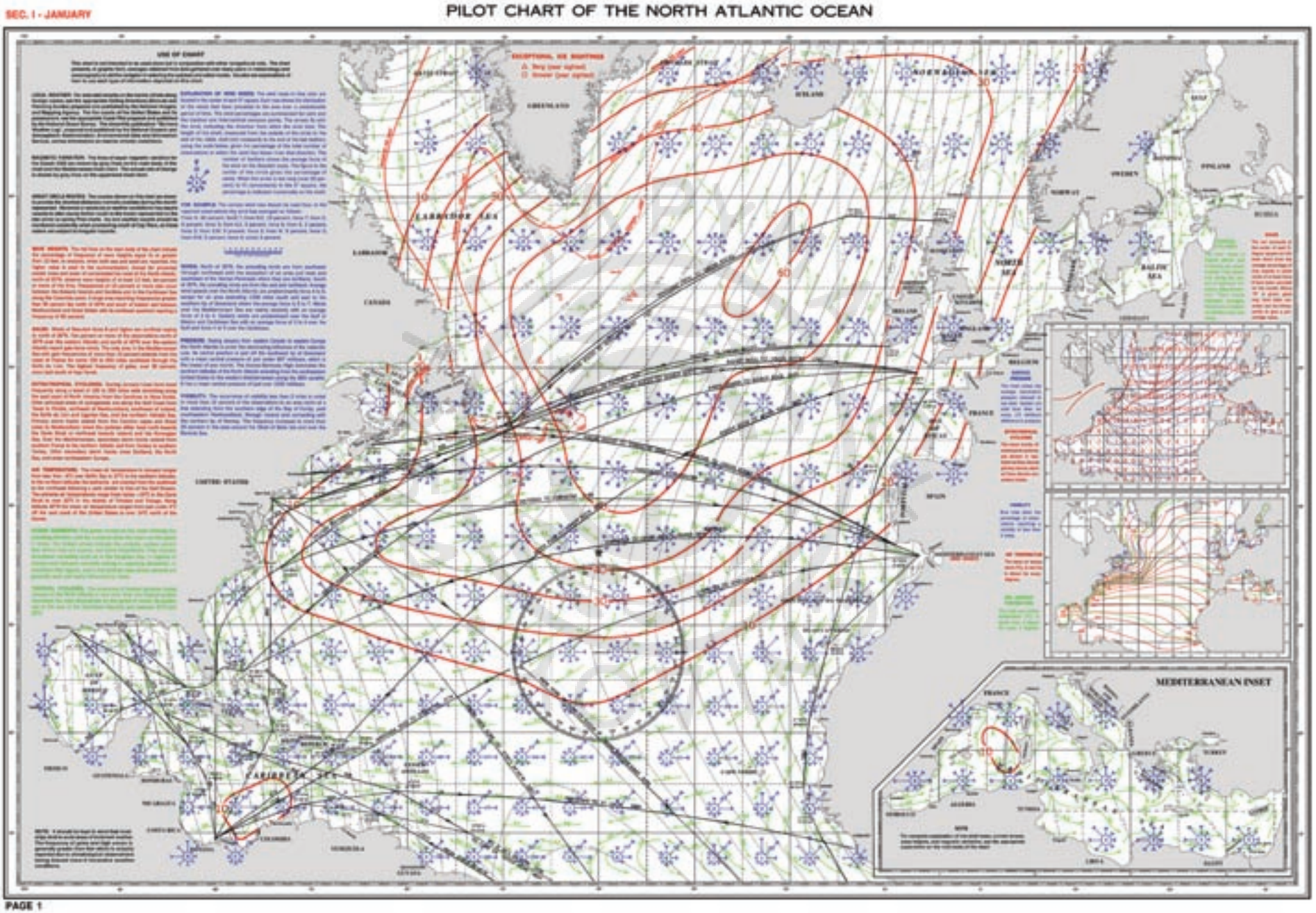
Σχ. 12.2ε
Χάρτης στην ισοβαρική επιφάνεια των 500 mb.



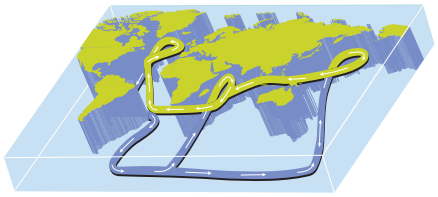
Σχ. 12.2γ
Χάρτης της ισοβαρικής επιφανείας των 850 mb.



Σχ. 12.2στ
Χάρτης των 500 mb που απεικονίζει το πεδίο ταχυτήτων του ανέμου.



Σχ. 12.2ζ *Απεικόνιση ενός πλοηγικού χάρτη για τον Β Ατλαντικό, για τον μήνα Ιανουάριο.*



ΚΕΦΑΛΑΙΟ 13
ΩΚΕΑΝΙΑ ΡΕΥΜΑΤΑ

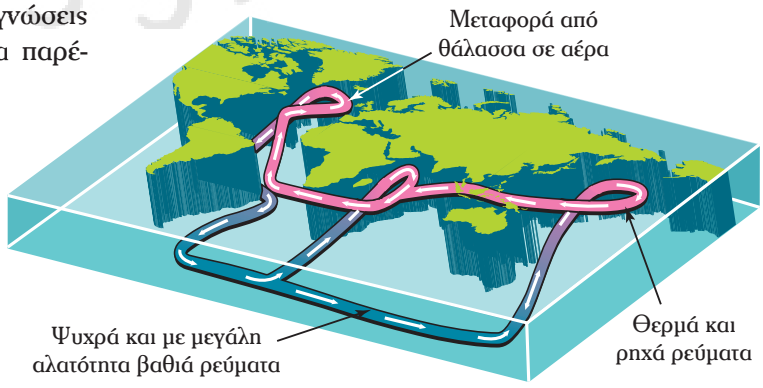
13.1 Ορισμοί που αφορούν στα ρεύματα (π.χ. ένταση/κατεύθυνση, επιφανείας, εποχιακό, μόνιμο κ.λπ.).

Οι ναυτικοί γνωρίζουν εδώ και αιώνες ότι οι ωκεανοί περιέχουν ρεύματα τα οποία ρέουν σε γενικά σταθερά μονοπάτια. Οι ισπανικές γαλέρες μετέφεραν χρυσό και ασήμι από το Μεξικό στην Ισπανία κάνοντας χρήση του ρεύματος του Κόλπου, προκειμένου να επιστρέψουν στην πατρίδα τους.

Τα θαλάσσια ρεύματα είναι ουσιαστικά οι οριζόντιες κινήσεις των υδάτων σε θάλασσες και ωκεανούς, οι οποίες δεν φαίνονται, ωστόσο μετακινούν τεράστιες υδάτινες μάζες και διαμορφώνουν τις συνθήκες ζωής, τόσο στη θάλασσα, όσο και στην ξηρά. Τα ισχυρά ρεύματα των ωκεανών είναι σαν υποβρύχιοι ποταμοί, οι οποίοι δεν μεταφέρουν μόνο τεράστιες ποσότητες νερού, αλλά και θερμότητα ή ψύχος, ανάλογα με το είδος του ρεύματος, όπως επίσης και θρεπτικές ουσίες και θαλάσσια ζωή σε αποστάσεις πολλών χιλιάδων χιλιομέτρων.

Τα θαλάσσια ρεύματα αποτελούν πολύ σημαντικό κεφάλαιο, που οφείλει να περιέχεται σε κάθε βιβλίο ναυτικής μετεωρολογίας. Αν και οι αρχικές γνώσεις[1] για τα ωκεάνια ρεύματα στηρίζονταν ως επί το πλείστον στις παρατηρήσεις των ναυτικών, οι γνώσεις από τότε έχουν διευρυνθεί, προκειμένου να παρέχουν τις απαιτούμενες πληροφορίες που χρειάζεται ο ναυτιλλόμενος για την χάραξη ενός ασφαλή πλου. Επομένως, τα θαλάσσια ρεύματα πρέπει να είναι γνώριμα στον ναυτικό για να μπορεί να οργανώσει πιο άρτια τους κατάλληλους χειρισμούς του πλοίου στη θάλασσα. Αξίζει να σημειωθεί, ωστόσο, πως εκτός της σημαντικής επιδράσεως των ρευμάτων στη ναυσιπλοΐα, διαδραματίζουν σπουδαίο ρόλο και στο κλίμα και στον καιρό (βλ. παράγρ. 13.7).

Η ατμόσφαιρα και οι ωκεανοί λειτουργούν σαν «θερμικές μηχανές», που προσπαθούν να διατηρήσουν την θερμική ισορροπία στη γη, μεταφέροντας θερμότητα προς τους πόλους. Ο καιρός είναι το αποτέλεσμα αυτής της διεργασίας. Συστήματα χαμηλών πιέσεων, όπως είναι οι θύελλες, οι οποίες μπορούν να γίνουν πιο σφοδρές στη διάρκεια του χειμώνα, αποτελούν έναν από τους καλύτερους τρόπους της φύσεως να μεταφερθεί θερμότητα προς τους πόλους μέσω της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας. Οι ωκεανοί, αντιθέτως, τείνουν να μεταφέρουν θερμότητα με έναν πιο αργό και λιγότερο βίαιο τρόπο. Τα ωκεάνια ρεύματα μεταφέρουν θερμότητα από τον Ισημερινό προς τους πόλους, μέσω μίας διαδικασίας που καθοδηγείται από τη θερμότητα και την αλατότητα και ονομάζεται ***θερμόαλος κυκλοφορία*** (σχ. 13.1α).



Σχ. 13.1α
Τρισδιάστατη απεικόνιση της θερμόαλου κυκλοφορίας.

[1] Στο τέλος του 15ου αιώνα, ο Χριστόφορος Κολόμβος αποφασίζει να διασχίσει τον Ατλαντικό έχοντας μελετήσει κείμενα όπου γίνονται αναφορές σε θαλάσσια ρεύματα.

Τα θερμά ύδατα κινούνται από τον Ισημερινό προς βορρά για το Β ημισφαίριο, κατά μήκος της επιφάνειας των ωκεανών οπότε και ψύχονται. Κατά τη διαδικασία της ψύξεως, τα ύδατα γίνονται πιο πυκνά και βαριά, οπότε και καταβυθίζονται. Αυτά τα ψυχρά ύδατα κινούνται τότε προς νότο κατά μήκος των βαθυτέρων τμημάτων των ωκεανών και κατευθύνονται προς τον Ισημερινό, προκειμένου να ολοκληρωθεί η κυκλική διαδικασία.

Η μεταφορά θερμότητας μέσα στην ατμόσφαιρα μέσω των καιρικών φαινομένων και η μεταφορά θερμότητας στη θάλασσα μέσω των ρευμάτων, είναι διεργασίες που επιφέρουν θερμική ισορροπία στη Γη. Επίσης εξηγεί γιατί η Ευρώπη είναι σχετικά θερμή, διότι καθώς η ροή επιφανειακών υδάτων από τον Ατλαντικό ωκεανό γίνεται προς τους πόλους, τα ύδατα ψύχονται με ταυτόχρονη έκλυση θερμότητας προς την ατμόσφαιρα. Αυτή η θερμόαλος κυκλοφορία μπορεί να διαταραχθεί αν η επιφάνεια των ωκεανών δεχτεί ποσότητα γλυκού νερού, κάτι που μπορεί να επιτευχθεί αν οι πολικοί άνεμοι μεταφέρουν θαλάσσιο πάγο από τον αρκτικό ωκεανό μέσω του στενού Φραμ στον Β Ατλαντικό (σχ. 13.1β).

Η ταχύτητα κινήσεως του ρεύματος χαρακτηρίζει την ***έντασή*** του, ενώ η διεύθυνση προς την οποία κατευθύνεται ορίζει την ***κατεύθυνση*** του ρεύματος. Η κίνηση των ρευμάτων οφείλεται στη βαρύτητα, στους ανέμους, καθώς και στην ανύψωση και ταπείνωση υδάτων, φαινόμενα τα οποία συνδέονται άμεσα με τις διακυμάνσεις της θερμοκρασίας. Η θερμοκρασία επηρεάζει σημαντικά την πυκνότητα του νερού. Καθώς θερμαίνεται το νερό, διαστέλλεται και γίνεται λιγότερο πυκνό, προκαλώντας την ανύψωσή του στην επιφάνεια. Σε θερμά κλίματα, αυτό το νερό εξατμίζεται γρήγορα, με αποτέλεσμα να προκαλείται αύξηση της συγκεντρώσεώς του σε αλάτι. Αυτή η αύξηση της συγκεντρώσεως του αλατιού αυξάνει με τη σειρά της την πυκνότητα των επιφανειακών υδάτων, οπότε και αυτά ***καταβυθίζονται*** (downwelling). Το φαινόμενο αυτό είναι γνωστό και ως ***ανάβλυση*** (upwelling) των ψυχρών υδάτων, που θερμαίνονται έπειτα από τον Ήλιο και έτσι ο κύκλος συνεχίζεται με την ίδια διαδικασία.



Σχ. 13.1β
Το στενό Φραμ στον Β Ατλαντικό ωκεανό.

Η ισχύς των θαλασσίων ρευμάτων οφείλεται σε έναν συνδυασμό της επιδράσεως των ισχυρών ανέμων και της διαφοράς πυκνότητας ανάμεσα σε διαφορετικές υδάτινες μάζες. Τα ρεύματα κοντά στην επιφάνεια τροφοδοτούνται κατά κανόνα από τον άνεμο. Δυνάμεις που είναι άμεσα συνδεδεμένες με την περιστροφή της γης, επιδρούν σημαντικά στην κατεύθυνση των ρευμάτων. Πιο συγκεκριμένα, η δύναμη Coriolis σε συνδυασμό με τον άνεμο αναγκάζει συχνά τα θαλάσσια ρεύματα να κινούνται διαγράφοντας τεράστιους κύκλους. Στο βόρειο ημισφαίριο τα ρεύματα κινούνται σύμφωνα με τη φορά των δεικτών του ρολογιού, ενώ νοτίως του Ισημερινού κινούνται αντίστροφα. Πιο βαθιά στη θάλασσα, οι διακυμάνσεις στη θερμοκρασία και την αλατότητα του νερού είναι αυτές οι οποίες λειτουργούν σαν κινητήρες για τα ρεύματα που συνδέουν τους ωκεανούς μεταξύ τους.

Τα ρεύματα διακρίνονται σε ***επιφανειακά*** και ***βαθιά***, ανάλογα με το πού κινούνται. Τα ***επιφανειακά*** χαρακτηρίζονται έτσι, επειδή κινούνται στην επιφάνεια της θάλασσας και ουσιαστικά δεν εκτείνονται, παρά σε πολύ μικρό βάθος κάτω από αυτήν. Για να θεωρηθεί ένα ρεύμα επιφανειακό, πρέπει να κινείται στα πρώτα 400 m από την επιφάνεια της θάλασσας και όχι βαθύτερα. Παράδειγμα τέτοιου επιφανειακού ρεύματος είναι το γνωστό ***ρεύμα του Κόλπου*** (Golf Stream). Τα επιφανειακά ρεύματα παρουσιάζουν διαφοροποιήσεις. Άλλα είναι εκτενή και αργά σε κίνηση, ενώ άλλα είναι πιο περιορισμένα σε έκταση, ωστόσο είναι γρήγορα. Από άποψη θερμοκρασίας, κάποια είναι ***θερμά*** και άλλα είναι ***ψυχρά***. Τα ρεύματα θερμαίνονται από τον Ήλιο κοντά στον Ισημερινό και έπειτα αυτή η θερμότητα διανέμεται σε μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη.

Πίνακας 13.1
Θερμά και ψυχρά θαλάσσια ρεύματα.

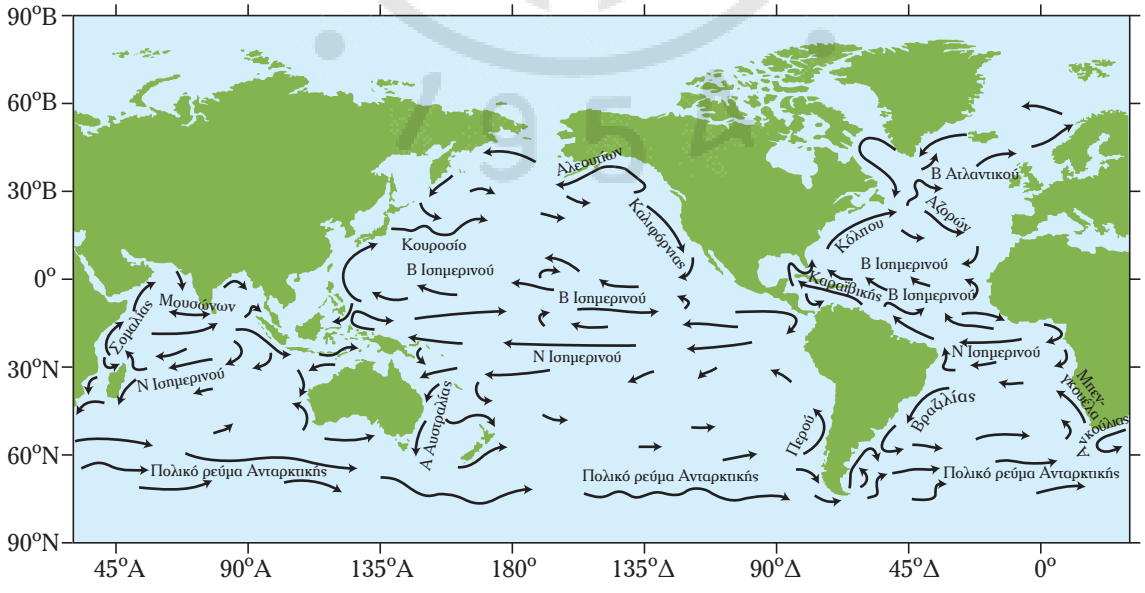
Θερμά ρεύματα	***Ψυχρά ρεύματα***
Ρεύμα του Κόλπου	Ρεύμα Λαμπραντόρ
Βορειοατλαντικό ρεύμα	Ρεύμα Καναρίων
Β Ισημερινό ρεύμα	Ρεύμα Καλιφόρνιας
Ν Ισημερινό ρεύμα	Ρεύμα Περού
Ισημερινό Αντίρρευμα	Ανατολικό ρεύμα της Γροιλανδίας
Εκτροπή Β Ειρηνικού	Περιανταρκτικό ρεύμα
Ρεύμα Γουινέας	Ρεύμα Φώκλαντ
Ρεύμα Βραζιλίας	Ρεύμα Μπεγκουέλα
Ρεύμα Μοζαμβίκης	Δ Αυστραλιανό ρεύμα
Χειμερινή Μουσωνική Εκτροπή	Ογιασίο (Ιαπωνία)
Θερινή Μουσωνική Εκτροπή	
Κουροσίο (Ιαπωνία)	
Α Αυστραλιανό ρεύμα	

Στον πίνακα 13.1 αναφέρονται κάποια από τα πιο γνωστά θερμά και ψυχρά θαλάσσια ρεύματα, ενώ στο σχήμα 13.1γ παριστάνονται τα επιφανειακά ωκεάνια ρεύματα.

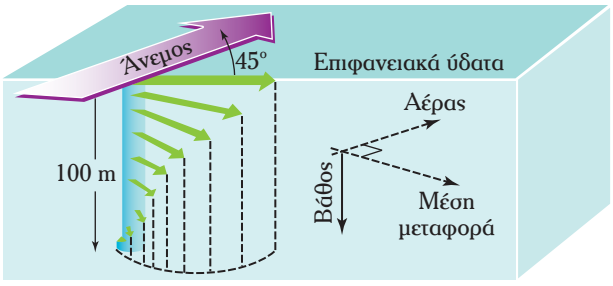
Τα ***επιφανειακά θαλάσσια ρεύματα*** διακρίνονται επίσης σε ***ανεμογενή*** και ***γεωστροφικά*** ρεύματα, ανάλογα με το ποιες δυνάμεις επιδρούν σε κάθε περίπτωση.

Τα ***ανεμογενή*** ρεύματα (wind-driven currents) προκαλούνται όταν άνεμος και θάλασσα βρίσκονται σε ισορροπία. Όταν πνέει άνεμος πάνω από μία θαλάσσια περιοχή, το επιφανειακό ρεύμα αρχικά κινείται με επιτάχυνση, μέχρι να αποκτήσει μέγιστη ταχύτητα, που είναι η ίδια με αυτή του ανέμου. Τη στιγμή που θα συμβεί αυτό, έχει επιτευχθεί ισορροπία μεταξύ της δυνάμεως Coriolis και της δυνάμεως της τριβής. Η δύναμη Coriolis στο βόρειο ημισφαίριο τείνει να εκτρέψει το επιφανειακό νερό δεξιόστροφα, ενώ η δύναμη που οφείλεται στον άνεμο προσπαθεί να το επαναφέρει στην ίδια διεύθυνση με εκείνον. Όταν επιτευχθεί ισορροπία δυνάμεων, η διεύθυνση του επιφανειακού ρεύματος είναι 45° δεξιόστροφα με τη διεύθυνση με την οποία πνέει ο άνεμος. Άρα η διεύθυνση κινήσεως του ρεύματος δεν ταυτίζεται με τη διεύθυνση κινήσεως του ανέμου. Στη συνέχεια το επιφανειακό ρεύμα μεταδίδεται με την τριβή σε μεγαλύτερα βάθη, με βαθμιαία εκθετική μείωση της ταχύτητάς του και αύξηση της γωνίας της κατευθύνσεώς του προς τα δεξιά του ανέμου. Η εκτροπή αυτή συνεχίζεται για όλο και μεγαλύτερα βάθη. Το φαινόμενο αυτό ονομάζεται ***σπείρα του Έκμαν*** και σχηματίζεται στο επιφανειακό στρώμα πάχους 100 m (σχ. 13.1δ).

Τα ***γεωστροφικά*** ρεύματα ή ρεύματα ***βαροβαθμίδας*** ή ρεύματα ***κλίσεως*** (geostrophic currents), προκύπτουν από την ισορροπία μεταξύ των δυνά-



Σχ. 13.1γ
Απεικόνιση των επιφανειακών ωκεανίων ρευμάτων.

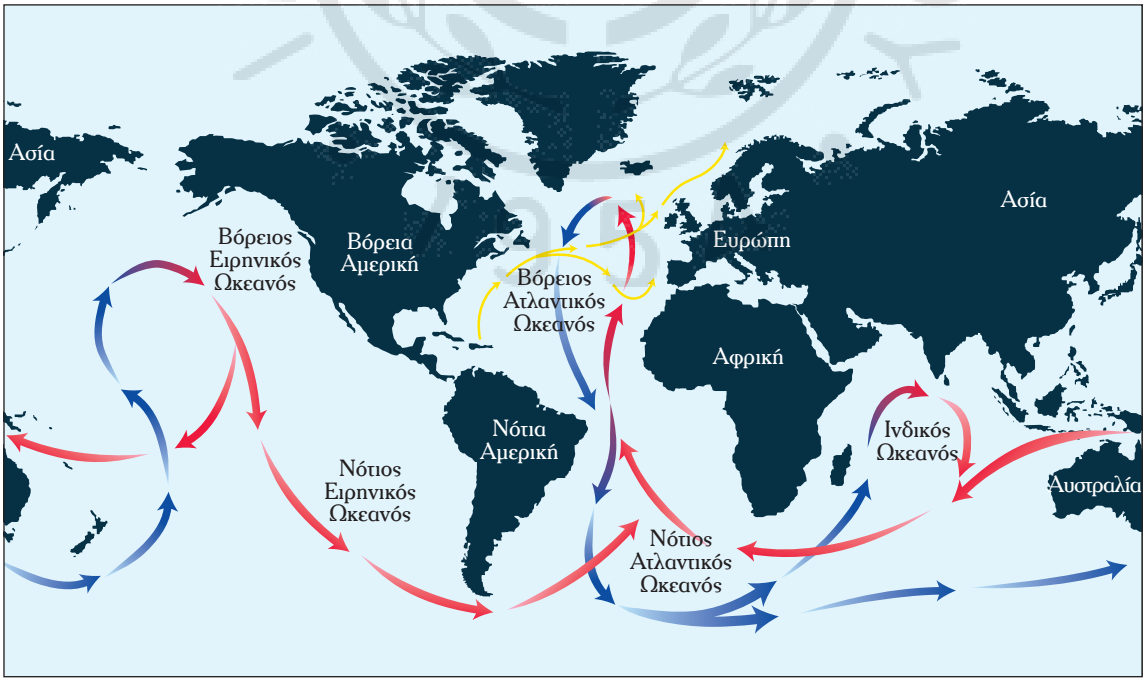


Σχ. 13.1δ
Σπείρα του Έκμαν.

μεων βαροβαθμίδας και Coriolis. Στο Β ημισφαίριο εξαιτίας της δυνάμεως Coriolis, παρατηρείται μετατόπιση των θερμών και μικρής πυκνότητας υδάτων προς την δεξιά πλευρά της ροής, ενώ στα αριστερά αυτής ανέρχονται ψυχρές υδάτινες μάζες για να τις αντικαταστήσουν. Οι ανακατατάξεις αυτές δίνουν μία κλίση στην επιφάνεια της θάλασσας. Η κλίση της επιφάνειας της θάλασσας προκαλεί εγκάρσιες μεταβολές της υδροστατικής πιέσεως. Έτσι το νερό τείνει να κινηθεί από την υψηλή στην χαμηλή πίεση εξαιτίας της δυνάμεως βαροβαθμίδας. Στη συνέχεια, όταν το νερό κινηθεί προς τη χαμηλή πίεση, εκτρέπεται από τη δύναμη Coriolis προς τα δεξιά στο Β ημισφαίριο. Όταν επιτευχθεί ισορροπία δυνάμεων, η ροή είναι βόρεια.

Τα ***βαθιά*** ρεύματα είναι αυτά που κινούνται αποκλειστικά και μόνο κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας. Μοιάζουν με μεγάλα ποτάμια στα βάθη των ωκεανών. Αυτά τα ρεύματα χρησιμοποιούν τη θερμόαλο κυκλοφορία. Αυτό συμβαίνει όταν τα ρεύματα περνώντας από τη Γροιλανδία ή την Ανταρκτική, πληρώνονται από ψυχρό νερό. Σε αυτές τις ψυχρές περιοχές, υπάρχει πάντα πάγος. Ωστόσο, το αλάτι δεν μπορεί να εισχωρήσει στον πάγο, οπότε παραμένει στο νερό. Καθώς το ρεύμα περνά από την εν λόγω περιοχή, λαμβάνει ψυχρό και ιδιαίτερα αλμυρό νερό, το οποίο καθίσταται συγχρόνως και πιο πυκνό, με αποτέλεσμα να παρατηρείται καταβύθιση. Καθώς εξακολουθεί να κινείται, χάνει το ψυχρό και αλμυρό νερό και αρχίζει την ανοδική κίνηση, υφίσταται δηλαδή το φαινόμενο της αναβλύσεως. Στη συνέχεια η διαδικασία επαναλαμβάνεται με τον ίδιο ακριβώς τρόπο. Τα ρεύματα υπάρχουν σε διάφορα βάθη του ωκεανού, και σε κάποιες περιοχές δύο ή περισσότερα ρεύματα ρέουν σε διαφορετικές διευθύνσεις σε διαφορετικά βάθη. Στο σχήμα 13.1ε παριστάνονται τα βαθιά ωκεάνια ρεύματα.

Τέλος, ως μεγάλη ζώνη μεταφοράς θεωρείται η επίδραση όλων των ρευμάτων (επιφανειακών και βαθιών) που έχουν συγχωνευτεί, προκειμένου να δημιουργήσουν ένα κύριο ρεύμα, έτσι ώστε να απεικονιστεί η γενική κυκλοφορία των ρευμάτων. Στο σχήμα 13.1α παριστάνεται η συνολική εικόνα των ωκεανίων ρευμάτων σε τρισδιάστατη απεικόνιση.



Σχ. 13.1ε
Απεικόνιση των βαθιών ρευμάτων.

Ορισμένα θαλάσσια ρεύματα έχουν μήκος μόλις μερικές εκατοντάδες χιλιόμετρα, ενώ άλλα κινούνται σε αποστάσεις πολλών χιλιάδων χιλιομέτρων και περικλείουν τεράστιες θαλάσσιες περιοχές. Τα επιφανειακά ρεύματα καταλαμβάνουν περίπου το 10% της επιφάνειας των ωκεανών. Η ακριβής πορεία τους καθορίζεται από τη θέση των ηπείρων, καθώς και από την μορφολογία των ακτών, των νησιών και των θαλασσίων πυθμένων. Ορισμένα ρεύματα διακόπτονται νωρίς από χερσαίες μάζες, ενώ κάποια άλλα αναγκάζονται να ακολουθήσουν περίεργες πορείες, παρακάμπτοντας νησιά που βρίσκονται στον δρόμο τους. Μόνο ένα ρεύμα αποφεύγει τα ηπειρωτικά εμπόδια και αυτό είναι το Ανταρκτικό περιπολικό ρεύμα. Είναι ίσως το μεγαλύτερο θαλάσσιο ρεύμα του κόσμου, διαγράφοντας έναν πλήρη κύκλο γύρω από τη Γη, συνδέοντας τον Ειρηνικό, τον Ατλαντικό και τον Ινδικό ωκεανό.

13.2 Γενική κυκλοφορία των ρευμάτων των ωκεανών.

Τα κύρια ωκεάνια ρεύματα καθιερώθηκαν και συντηρούνται απ' την πίεση που ασκούν οι επικρατούντες άνεμοι. Έτσι, το μοντέλο της ωκεάνιας κυκλοφορίας ανταποκρίνεται αρκετά στο αντίστοιχο μοντέλο της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας της Γης. Επομένως, καθώς η κυκλοφορία του αέρα πάνω από τους ωκεανούς για τα μέσα γεωγραφικά πλάτη είναι κυρίως αντικυκλωνική (αυτό απαντάται περισσότερο στο Ν, παρά στο Β ημισφαίριο), η ωκεάνια κυκλοφορία είναι λίγο πολύ η ίδια. Η στενή σχέση της γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας και των θαλασσίων ρευμάτων είναι εντονότερη στα μεσαία και στα μεγάλα πλάτη του Ν ημισφαιρίου. Στα μεγάλα πλάτη του Β ημισφαιρίου η σχέση αυτή διαταράσσεται, λόγω της μεγάλης εξαπλώσεως της ξηράς.

Σε μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη, όπου η φορά του ανέμου είναι πρωτίστως κυκλωνική, η ωκεάνια κυκλοφορία ακολουθεί και αυτή το ίδιο μοτίβο, όχι όμως στον βαθμό που συμβαίνει στα μέσα πλάτη. Σε περιοχές όπου επικρατεί η μουσωνική κυκλοφορία, οι μουσώνες είναι αυτοί που ελέγχουν και ρυθμίζουν την κίνηση των ρευμάτων.

Η γενική διανομή των ωκεανίων ρευμάτων, είναι η ακόλουθη:

1) Σε μικρά και μέσα γεωγραφικά πλάτη, μικρότερα των 40°, τα θερμά ρεύματα κινούνται προς τους πόλους, κατά μήκος των Α ακτών των ηπείρων και τα ψυχρά ρεύματα κινούνται προς τον Ισημερινό, κατά μήκος των Δ ακτών. Αυτό παρατηρείται και στα δύο ημισφαίρια.

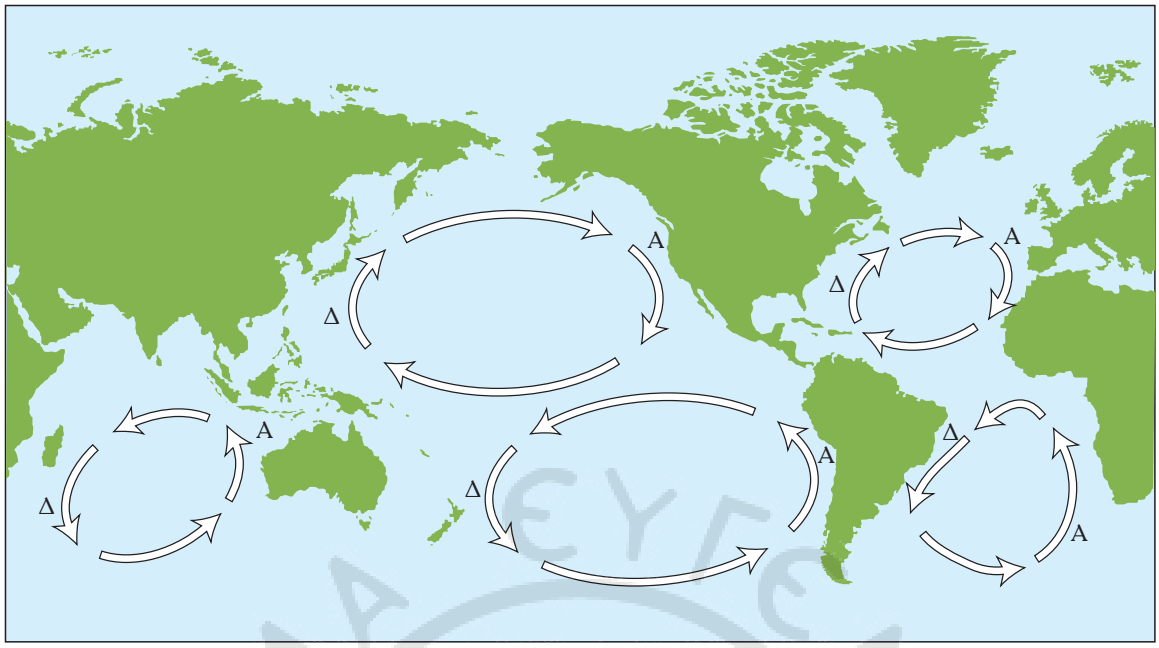
2) Στο Β ημισφαίριο, σε μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, τα ψυχρά ρεύματα κινούνται προς τον Ισημερινό, κατά μήκος των Α ακτών των ηπείρων και τα θερμά ρεύματα κινούνται προς τους πόλους, κατά μήκος των Δ ακτών.

3) Σε περιοχές όπου επικρατεί το μουσωνικό σύστημα, τα ωκεάνια ρεύματα ποικίλλουν ανάλογα με την εποχή και οι ανώμαλες ακτογραμμές είναι ικανές να προκαλέσουν παρεκκλίσεις στη γενική κυκλοφορία των ωκεανίων ρευμάτων.

Το μοντέλο της ωκεάνιας κυκλοφορίας ενεργεί με τρόπο τέτοιο, ώστε να μεταφέρει θερμότητα από τη μία ζώνη γεωγραφικού πλάτους στην άλλη, με παραπλήσιο τρόπο που ακολουθεί η μεταφορά θερμότητας της βασικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας. Τα ψυχρά νερά της Αρκτικής και της Ανταρκτικής κινούνται προς τα θερμότερα, δηλαδή προς τον Ισημερινό, ενώ τα θερμά νερά των μικροτέρων γεωγραφικών πλατών κινούνται προς τους πόλους. Η επίδραση αυτού του μοντέλου κυκλοφορίας στο κλίμα γίνεται φανερή, από το σχετικά ήπιο κλίμα που επικρατεί στην ευρύτερη περιοχή της ΒΔ Ευρώπης. Ακόμα και τον χειμώνα, τα λιμάνια της Νορβηγίας κατά μήκος του Ατλαντικού δεν πιάνουν πάγο για το μεγαλύτερο χρονικό διάστημα. Αυτό οφείλεται στην επίδραση του θερμού ωκεάνιου ρεύματος, που κινείται προς Β κατά μήκος των νορβηγικών ακτών. Αντιθέτως, ένα ψυχρό ωκεάνιο ρεύμα που κινείται προς τον Ισημερινό κατά μήκος των ακτών της Καλιφόρνια, αποτελεί την αιτία που πόλεις, όπως το Σαν Φρανσίσκο, παρουσιάζουν σχετικά χαμηλές θερμοκρασίες το καλοκαίρι.

Υπάρχουν δύο κατηγορίες ρευμάτων όσον αφορά στην επίδραση των ακτογραμμών στη δυναμική τους:

1) Τα ***ανατολικά οριακά ρεύματα*** τα οποία είναι σχετικά αργά κινούμενα, ρηχά και με σημαντικό εύρος. Παρατηρούνται στις Α πλευρές ωκεανίων λεκανών. Τα υποτροπικά Α οριακά ρεύματα κινούνται με φορά προς τον Ισημερινό, μεταφέροντας ψυχρά ύδατα από μεγάλα γεωγραφικά πλάτη σε μικρότερα. Παραδείγματα τέτοιων ρευμάτων είναι το ρεύμα Μπενγκουέλα, το ρεύμα των Καναρίων, το ρεύμα του Περού και το ρεύμα της Καλιφόρνια. Το φαινόμενο της αναβλύσεως κοντά στις ακτές τροφοδοτεί τις περιοχές των ανατολικών οριακών ρευμάτων με πλούσια σε θρεπτικά συστατικά νερά, καθιστώντας αυτά τα μέρη ως τις πιο παραγωγικές περιοχές του ωκεανού.



Σχ. 13.2
Τα δυτικά (Δ) και τα ανατολικά (Α) οριακά ρεύματα αποτελούν μέρος των δύο μεγάλων κυκλικών κυκλοφοριών ρευμάτων στον Ειρηνικό ωκεανό.

2) Τα ***δυτικά οριακά ρεύματα*** που είναι θερμά, ταχέως κινούμενα, βαθιά και με περιορισμένο εύρος. Σχηματίζονται στις Δ πλευρές των ωκεανίων λεκανών. Μεταφέρουν θερμά ύδατα απ' τους τροπικούς προς τους πόλους. Παραδείγματα τέτοιων ρευμάτων είναι το ρεύμα του Κόλπου, το ρεύμα Αγκούλιας και το Κουροσίο. Στο σχήμα 13.2 απεικονίζονται τα οριακά ρεύματα.

13.3 Ρεύματα Ατλαντικού ωκεανού.

1) Ρεύματα Β Ατλαντικού ωκεανού.

Ο ***Β Ατλαντικός ωκεανός*** κυριαρχείται από δύο μεγάλα ρεύματα. Το ρεύμα του Β Ισημερινού και το ρεύμα του Κόλπου. Στο σχήμα 13.3α απεικονίζεται η κυκλοφορία των ρευμάτων για ολόκληρο τον Ατλαντικό ωκεανό, τα οποία είναι:

α) Το ***Β Ισημερινό ρεύμα*** (North Equatorial current), το οποίο εντοπίζεται στη ζώνη όπου επικρατούν οι Αληγείς άνεμοι του Β Ατλαντικού ωκεανού. Οι κύριες πηγές της ροής του είναι τα ΒΑ ρεύματα ανοικτά των Δ ακτών της ΒΔ Αφρικής. Αυτά τα ρεύματα, που αποτελούνται από ύδατα με σχετικά υψηλή πυκνότητα και χαμηλή θερμοκρασία, είναι μία προέκταση του ρεύματος του Β Ατλαντικού. Συμβάλλουν στον υποβιβασμό της θερμοκρασίας κατά μήκος των ΒΔ ακτών της Αφρικής. Οι θερμοκρασίες κοντά στις ακτές μειώνονται ακόμα περισσότερο, εξαιτίας του φαινομένου της αναβλύσεως. Στο Β ημισφαίριο η ανάβλυση είναι συχνή, εκεί όπου πνέει ο άνεμος παράλληλα σε σχέση με την ακτή, όταν η ακτή βρίσκεται στην αριστερή πλευρά του ανέμου. Η διαδικασία της αναβλύσεως επηρεάζει μόνο τα ανώτερα στρώματα του ωκεανού. Καθώς το Β Ισημερινό ρεύμα κινείται προς τα Δ, Β του Ισημερινού, το ρεύμα του Ν Ισημερινού περνά τον Ισημερινό και ενώνεται μ' αυτό του Δ του Β Ατλαντικού ωκεανού. Κατά συνέπεια, αυτό το τμήμα του Β Ισημερινού ρεύματος που εισέρχεται στη θάλασσα της Καραϊβικής αποτελείται από μία ανάμειξη υδάτων, προερχομένων τόσο από τον Β, όσο και από τον Ν Ατλαντικό ωκεανό.

β) Το ***ρεύμα της Φλόριδας*** (Florida current) είναι ένα ταχέως κινούμενο ρεύμα, που εκτείνεται από τα στενά της Φλόριδας, μέχρι το ακρωτήριο Χάτερας. Μεγάλο μέρος της κινήσεως του ρεύματος ενισχύεται από τη θάλασσα της Καραϊβικής, μέσω του καναλιού Γιουκατάν. Το ρεύμα αυτό χαρακτηρίζεται απ' τη μικρή του αλατότητα και από θερμοκρασία πάνω απ' τους 6,5° C. Οι ωκεανογράφοι πιστεύουν πως η ενέργεια του ρεύματος της Φλόριδας προέρχεται από τη διαφορά στη στάθμη των υδάτων μεταξύ του κόλπου του Μεξικού και των γειτονικών υδά-

των των ακτών της Φλόριδας. Η στάθμη των υδάτων στον κόλπο του Μεξικού είναι υψηλότερη, εξαιτίας των επικρατούντων ανέμων.

γ) Το ***ρεύμα των Αντιλών*** (Antilles current) είναι ένα θερμό ρεύμα που κινείται ΒΔ, ανοιχτά της νησιωτικής αλυσίδας που διαχωρίζει τη θάλασσα της Καραϊβικής με τον Ατλαντικό ωκεανό. Πρόκειται για τη Δ προέκταση του Β Ισημερινού ρεύματος. Κινείται κατά μήκος της Β πλευράς των Μεγάλων Αντιλών και απορροφάται από το ρεύμα της Φλόριδας. Μεταφέρει νερό, που είναι πρακτικά το ίδιο μ' αυτό της θάλασσας των Σαργασών (ένα τμήμα στη μέση περίπου του Β Ατλαντικού ωκεανού).

δ) Το ***ρεύμα του Κόλπου*** (Gulf Stream) είναι ένα θερμό ρεύμα που ξεκινά από τα στενά της Φλόριδας και κινείται προς Β και Α κατά μήκος των Α ακτών των Ηνωμένων Πολιτειών. Αποτελεί μέρος της γενικής ωκεάνιας κυκλοφορίας του Β Ατλαντικού και είναι ίσως το ισχυρότερο θερμό ρεύμα του κόσμου. Τροφοδοτείται από Δ κινούμενο Β Ισημερινό ρεύμα, από τη Β Αφρική στις Δ Ινδίες. Ανοιχτά των ΒΑ ακτών της Ν Αμερικής, αυτό το ρεύμα διαχωρίζεται σε δύο επιμέρους ρεύματα. Στο ***ρεύμα της Καραϊβικής***, το οποίο διασχίζει τη θάλασσα της Καραϊβικής και μέσω του Καναλιού Γιουκατάν εισέρχεται στον κόλπο του Μεξικού και στο ***ρεύμα των Αντιλών***, το οποίο κινείται προς Β και Α των Δ Ινδιών. Το κύριο τμήμα του ρεύματος του Κόλπου εξακολουθεί να κινείται προς Β, κλίνοντας Α, όπου και σπάει σε περιστροφικά ρεύματα. Κάποιες



Σχ. 13.3α
Ρεύματα του Ατλαντικού ωκεανού.

απ' αυτές τις δίνες κινούνται προς τα Βρετανικά νησιά και τη θάλασσα της Νορβηγίας, σχηματίζοντας το ρεύμα του Β Ατλαντικού. Το μεγαλύτερο μέρος απ' τις υπόλοιπες δίνες κινείται προς Ν και Α, με αποτέλεσμα, είτε να ενώνονται με το ρεύμα των Καναρίων, είτε να αποτελούν μέρος του Δ κινούμενου αντιρρεύματος. Το ρεύμα του Κόλπου, όπως και το ρεύμα Κουροσίο στον Δ Ειρηνικό, είναι τα ταχύτερα από όλα τα ωκεάνια ρεύματα. Κινούνται με ταχύτητα 1 με 2 knots. Η συνεισφορά αυτού του ρεύματος στην επίδραση του κλίματος σε ηπειρωτικές περιοχές είναι πολύ σημαντική, γιατί προκαλεί θέρμανση εκεί από όπου περνάει. Τον χειμώνα, η θερμοκρασία του αέρα πάνω από τον ωκεανό Δ της Νορβηγίας είναι πάνω από 22° C, δηλαδή υψηλότερη από τη μέση τιμή θερμοκρασίας που αντιστοιχεί στο συγκεκριμένο γεωγραφικό πλάτος, γεγονός που αποτελεί μία απ' τις μεγαλύτερες θερμοκρασιακές ιδιαιτερότητες σε παγκόσμια κλίμακα. Οι χειμώνες της ΝΔ Βρετανίας είναι εξαιρετικά ήπιοι, συγκριτικά πάντα με το συγκεκριμένο γεωγραφικό πλάτος, κάτι που οφείλεται φυσικά στην επίδραση του ρεύματος του Κόλπου. Οι μικρές διαφορές στην αλατότητα του θαλασσινού νερού είναι ο «κινητήρας» που κάνει το ρεύμα του Κόλπου να μεταφέρει κάθε δευτερόλεπτο 130 με 150 εκατομμύρια τόνους χλιαρό νερό, με κατεύθυνση από τον Ισημερινό προς τη ΒΔ Ευρώπη. Το μοναδικό αυτό φαινόμενο, που είναι καθοριστικής σημασίας για το κλίμα, οφείλεται στην υψηλή αλατότητα των νερών του Β Ατλαντικού.

ε) ***Το ρεύμα των Καναρίων*** (Canary current) είναι ένα ψυχρό ρεύμα, που εντοπίζεται ανοιχτά των ακτών της Μαυριτανίας. Είναι η κυρίαρχη, νοτίως κινούμενη ροή υδάτων κατά μήκος των ΒΑ ακτών της Αφρικής και γι' αυτό θεωρείται ως το Α οριακό ρεύμα του Ατλαντικού ωκεανού. Αποτελεί τμήμα του ρεύματος του Β Ατλαντικού και κινείται ΝΔ περίπου μέχρι τη Σενεγάλη, όπου και τρέπεται Δ, οπότε και ενώνεται με το ρεύμα του Β Ισημερινού στον Ατλαντικό. Το αρχιπέλαγος των Καναρίων νήσων περιορίζει εν μέρει την κίνηση του ρεύματος.

στ) Το ***ρεύμα των Αζορών*** (Azores current) γενικά κινείται από Α προς τα ΝΑ, στον Β Ατλαντικό ωκεανό. Προέρχεται από τη Νέα Γη, όπου το ρεύμα του Κόλπου χωρίζεται σε δύο μέρη: το Β τμήμα ονομάζεται ***Β Ατλαντικό ρεύμα*** και το Ν τμήμα ***ρεύμα των Αζορών***. Πρόσφατες έρευνες έδειξαν ότι η εκροή αλμυρού νερού από τη Μεσόγειο διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στην ενίσχυση αυτού του ρεύματος.

ζ) Το ***ρεύμα του Λαμπραντόρ*** (Labrador current) είναι ένα ψυχρό ρεύμα του Β Ατλαντικού, το οποίο κινείται από τον Αρκτικό ωκεανό νότια κατά μήκος των ακτών του Λαμπραντόρ, περνά γύρω από τη Νέα Γη και συνεχίζει την πορεία του προς Ν, περνώντας ανοικτά των Α ακτών της Νέας Σκωτίας. Το ρεύμα αυτό αποτελεί τη συνέχιση του ρεύματος της Γροιλανδίας και του ρεύματος του νησιού Μπάφιν. Συναντά αρχικά το θερμό ρεύμα του Κόλπου στους Μεγάλους Υφάλους (Grand Banks), ΝΑ της Νέας Γης και ξανά, Β των ακτών της Β Καρολίνας. Ο συνδυασμός αυτών των δύο ρευμάτων προκαλεί τον σχηματισμό έντονης ομίχλης. Την άνοιξη και στις αρχές καλοκαιριού μεταφέρει προς Ν παγόβουνα από τους παγετώνες της Γροιλανδίας. Τα ύδατα του ρεύματος του Λαμπραντόρ, με θερμοκρασία κάτω απ' τους 0° C, ψύχουν τόσο τις επαρχίες του Καναδά, που βρίσκονται από την πλευρά του Ατλαντικού, όσο και τις παράκτιες περιοχές της Νέας Αγγλίας.

η) Το ***ρεύμα του Β Ατλαντικού*** (North Atlantic current) είναι ένα θερμό ρεύμα που αποτελεί τη Β προέκταση του ρεύματος του Κόλπου στον Β Ατλαντικό ωκεανό. Παράκτιοι άνεμοι μεταφέρουν θερμότητα μέσω του ρεύματος αυτού σε παράκτιες περιοχές και έτσι προκαλούνται πιο θερμές συνθήκες απ' αυτές που θα αναμένονταν βάσει του γεωγραφικού πλάτους, επηρεάζοντας το κλίμα της ΒΔ Ευρώπης. Η ταχύτητα του ρεύματος κυμαίνεται από 16 – 32 km ανά ημέρα. Συνίσταται από Β και Α ρεύματα, καταλήγοντας σε δευτερεύοντα ρεύματα. Ένα απ' τα κυριότερα δευτερεύοντα ρεύματα είναι το ***ρεύμα Ίρμινγκερ*** (Irminger current), το οποίο κινείται προς τα Δ, ανοιχτά των Ν ακτών της Ισλανδίας. Ένα άλλο είναι το ***ρεύμα της Νορβηγίας*** (Norwegian current). Κινείται πέρα από τη Νορβηγική θάλασσα, προς τις πολικές θάλασσες. Άλλα τμήματα του Β Ατλαντικού ρεύματος, στρέφοντας Ν, καταλήγουν σε τεράστιες δίνες μακριά απ' τις ακτές της Ευρώπης, καθώς και στο σχετικά ψυχρό ***ρεύμα των Καναρίων***, μακριά απ' τις Β ακτές της Αφρικής.

θ) Το ***ρεύμα της Δ Γροιλανδίας*** (West Greenland current) είναι ένα ασθενές ψυχρό ρεύμα που κινείται προς Β κατά μήκος των Δ ακτών της Γροιλανδίας, προς τα στενά Ντέιβις. Ένα τμήμα αυτού του ρεύματος ενώνεται με το ρεύμα του Λαμπραντόρ, ενώ το άλλο τμήμα του συνεχίζει προς τον κόλπο Μπάφιν. Το ρεύμα αυτό είναι το αποτέλεσμα της κινήσεως των υδάτων γύρω από το νοτιότερο άκρο της Γροιλανδίας, που προκαλείται από το ρεύμα της Α Γροιλανδίας.

ι) Το ***ρεύμα της Α Γροιλανδίας*** (East Greenland current) είναι ένα ψυχρό ρεύμα με μικρή αλατότητα, που κινείται από τον Πορθμό Φραμ μέχρι το Ακρωτήρι Φάρουελ. Το ρεύμα αυτό εντοπίζεται Ν των Α ακτών της Γροιλανδίας και διαπερνά τις σκανδιναβικές θάλασσες. Συμβάλλει στην εξαγωγή θαλάσσιου πάγου απ' την Αρκτική.

ια) Το ***ρεύμα της Σπιτσβέργης*** (Spitsbergen current) κινείται Β και Δ από ένα σημείο Ν της Σπιτσβέργης και σταδιακά συγχωνεύεται με το ρεύμα της Α Γροιλανδίας, στη θάλασσα της Γροιλανδίας. Μπορεί να θεωρηθεί ως η συνέχεια από το ΒΑ παρακλάδι του ρεύματος της Νορβηγίας. Ανήκει στο βορειότερο από τα θερμά ρεύματα και γι' αυτό κατά το μεγαλύτερο μέρος του χρόνου κρατά το πέρασμα του Β Ατλαντικού προς τη Σπιτσβέργη απαλλαγμένο από πάγο.

Η επιφανειακή κυκλοφορία στη Μεσόγειο θάλασσα δεν αποτελεί μέρος της κυκλοφορίας του Β Ατλαντικού, ωστόσο συνδέεται με αυτήν. Πιο συγκεκριμένα, η εξάτμιση που παρατηρείται στη Μεσόγειο θάλασσα είναι αρκετά μεγάλη και επειδή η εισροή υδάτων στη θάλασσα από ποταμούς δεν είναι αρκετή, υπάρχει μία ροή από τον Ατλαντικό προς τη Μεσόγειο μέσω των στενών του Γιβραλτάρ. Η εισροή νερού από τον Ατλαντικό είναι περίπου 1.750.000 m^3/s (επιφανειακή ροή) με αλατότητα περίπου 36 ‰, ενώ η εκροή είναι 1.680.000 m^3/s (υπόγεια ροή) με αλατότητα περίπου 38 ‰. Η διαφορά των 70.000 m^3/s χάνεται λόγω εξατμίσεως. Εξαιτίας της διαφορετικής αλατότητας άρα και πυκνότητας των δύο θαλασσών, η Μεσόγειος και ο Ατλαντικός δεν αναμειγνύονται (σχ. 13.3β).

Λόγω της δυνάμεως Coriolis, το εισερχόμενο επιφανειακό θαλάσσιο ρεύμα που μπαίνει στη Μεσόγειο, κινείται ανατολικά και κατά μήκος των ακτών της Β



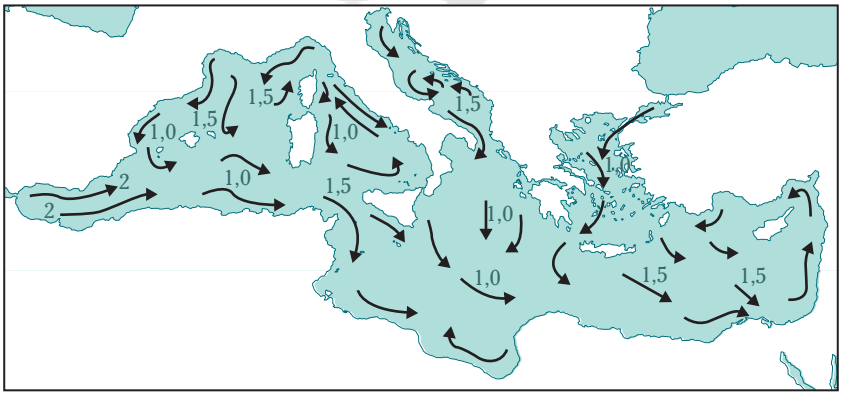
Σχ. 13.3β

Συνάντηση των υδάτων της Μεσογείου και του Ατλαντικού, όπου δεν παρατηρείται ανάμειξη.

Αφρικής. Έπειτα ανεβαίνει από την Κύπρο προς το Αιγαίο ακολουθώντας μία κυκλωνική κίνηση (αντίθετη από τους δείκτες). Στο Αιγαίο εισέρχεται από τις ακτές της Τουρκίας με κίνηση προς τα βόρεια, κατεβαίνει από τη δυτική πλευρά του Αιγαίου με κίνηση προς τα δυτικά, διαγράφοντας κύκλο στους κόλπους που συναντά την Αδριατική θάλασσα.

Στη Μαύρη θάλασσα, η κίνηση του ρεύματος είναι κυκλωνική. Υπάρχει σταθερή επιφανειακή ροή από τη Μαύρη θάλασσα προς το Αιγαίο, ενώ συγχρόνως παρατηρείται και ροή σε μεγαλύτερο βάθος από το Αιγαίο προς τη Μαύρη θάλασσα.

Τα θαλάσσια επιφανειακά ρεύματα σε κάποιες ωκεάνιες περιοχές κινούνται αρκετά γρήγορα, δηλαδή η ταχύτητά τους μπορεί να φτάσει ή και να ξεπεράσει τους 2 knots. Στην περίπτωση της Μεσογείου, τα ρεύματα είναι πιο αργά, ενώ στα στενά του Γιβραλτάρ τα ρεύματα μπορεί να φτάσουν την ταχύτητα των 2 knots. Σε άλλες περιοχές της Μεσογείου η ταχύτητά τους κυμαίνεται από 1 έως 1,5 knot (σχ. 13.3γ).



Σχ. 13.3γ

Απεικόνιση ρευμάτων και η έντασή τους στη Μεσόγειο θάλασσα.

2) Ρεύματα Ν Ατλαντικού ωκεανού.

Η αντικυκλωνική κυκλοφορία των ανέμων που επικρατεί στο Ν ημισφαίριο είναι η αιτία που ο Ν Ατλαντικός Ωκεανός αποκτά τη χαρακτηριστική ωκεάνια κυκλοφορία. Πιο αναλυτικά, τα ρεύματα που απαντώνται στον Ν Ατλαντικό ωκεανό είναι τα ακόλουθα:

α) Το ***Ν Ισημερινό ρεύμα*** (South Equatorial current), που κινείται προς τα Δ, οδηγούμενο από τους ΝΑ αληγείς ανέμους που πνέουν πάνω απ' τα τροπικά πλάτη του Ν ημισφαιρίου και εκτείνονται ελαφρώς μέχρι τον Ισημερινό. Κυριαρχεί στο Β τμήμα του Ν Ατλαντικού ωκεανού και κινείται ακριβώς Ν του ***Ισημερινού Αντιρρεύματος*** (Equatorial counter-current). Καθώς προσεγγίζει τις Α ακτές της Ν Αμερικής, χωρίζεται σε δύο τμήματα. Το ένα τμήμα τρέπεται προς Β, κατά μήκος των Β ακτών της Ν Αμερικής, όπου ενώνεται με τα ύδατα του Β Ισημερινού ρεύματος. Το άλλο τμήμα κινείται προς Ν και ουσιαστικά αποτελεί το ρεύμα της Βραζιλίας.

β) Το ***ρεύμα της Βραζιλίας*** (Brazilian current), το οποίο φέρνει πολύ θερμά και αλμυρά ύδατα στις ακτές της Βραζιλίας και της Ουρουγουάης. Κινείται Ν, κατά μήκος των Α ακτών της Ν Αμερικής σε γεωγραφικό πλάτος γύρω στις 40° Ν, όπου τρέπεται Α και ενώνεται με το ***ρεύμα Φόκλαντ***.

γ) Το ***ρεύμα της Γουινέας*** (Guinea current) είναι ένα αργά κινούμενο θερμό ρεύμα, το οποίο κινείται Α, κατά μήκος των Ν ακτών της ΝΔ Αφρικής, προς τον κόλπο της Γουινέας. Είναι μία προέκταση του Ισημερινού αντιρρεύματος.

δ) Το ***ρεύμα της Ανγκόλα*** (Angola current) είναι ένα επιφανειακό ρεύμα, το οποίο αποτελεί την προέκταση του ρεύματος της Γουινέας και το οποίο κινείται κοντά στις Δ ακτές της Αφρικής.

ε) Το ***ρεύμα που παρασύρεται από τους Δυτικούς Ανέμους*** (West Wind Drift current) είναι ένα ψυχρό ρεύμα, που κινείται από Δ προς τα Α και περικυκλώνει κυριολεκτικά την Ανταρκτική. Εξαιτίας του γεγονότος ότι περικυκλώνει την Ανταρκτική, αρκετά συχνά αναφέρεται και ως ***Πολικό ρεύμα της Ανταρκτικής***. Το ρεύμα που παρασύρεται από τους Δ ανέμους κινείται στον Ν Ατλαντικό μεταξύ των πλατών 45° και 50° Ν. Το ***ρεύμα Φόκλαντ***, που κινείται Ν, κατά μήκος των ακτών της Αργεντινής και το ***ρεύμα Μπενγκουέλα***, που κινείται Β, κατά μήκος των Δ ακτών της Ν Αφρικής, αποτελούν και τα δύο προεκτάσεις του ρεύματος που παρασύρεται από τους Δ Ανέμους. Αυτά τα δύο ρεύματα προκαλούν την εμφάνιση μεγάλων στροβίλων (δινών) στο μεσαίο τμήμα του Ν Ατλαντικού ωκεανού.

στ) Το ***ρεύμα Μπενγκουέλα*** (Benguela current) είναι το κυρίαρχο ρεύμα του ανατολικού Ν Ατλαντικού. Κινείται Ν, κατά μήκος των Ν ακτών της Αφρικής και τα ψυχρά νερά του συνεισφέρουν σημαντικά στον σχηματισμό κατωτέρων νεφών και ομίχλης κατά μήκος των πλησιεστέρων ΝΔ ακτών. Εξαιτίας του ρεύματος αυτού, καθώς και των ανέμων που επικρατούν στην ευρύτερη περιοχή, αποτρέπεται ο σχηματισμός τροπικών κυκλώνων.

ζ) Το ***ρεύμα του Ν Ατλαντικού*** (South Atlantic current) είναι ένα Α κινούμενο ρεύμα και τροφοδοτείται απ' το ρεύμα της Βραζιλίας. Το τμήμα του ρεύματος που φτάνει στις ακτές της Αφρικής τροφοδοτεί το ρεύμα Μπενγκουέλα. Το ρεύμα του Ν Ατλαντικού αποτελεί τη συνέχεια του ρεύματος που παρασύρεται από τους Δ Ανέμους.

η) Το ***ρεύμα Φόκλαντ*** (Falkland current) ή ***ρεύμα των Μαλβίνων*** (Malvinas current) είναι ένα ψυχρό ρεύμα με μικρή αλατότητα. Κινείται Β, κατά μήκος των ακτών της Αργεντινής και αποτελεί μία προέκταση του ρεύματος που παρασύρεται από τους Δ ανέμους. Εντοπίζεται ανοιχτά προς Ν, μέχρι το πλάτος των 40° Ν περίπου, πριν τραπεί Α και ενωθεί με το ρεύμα της Βραζιλίας.

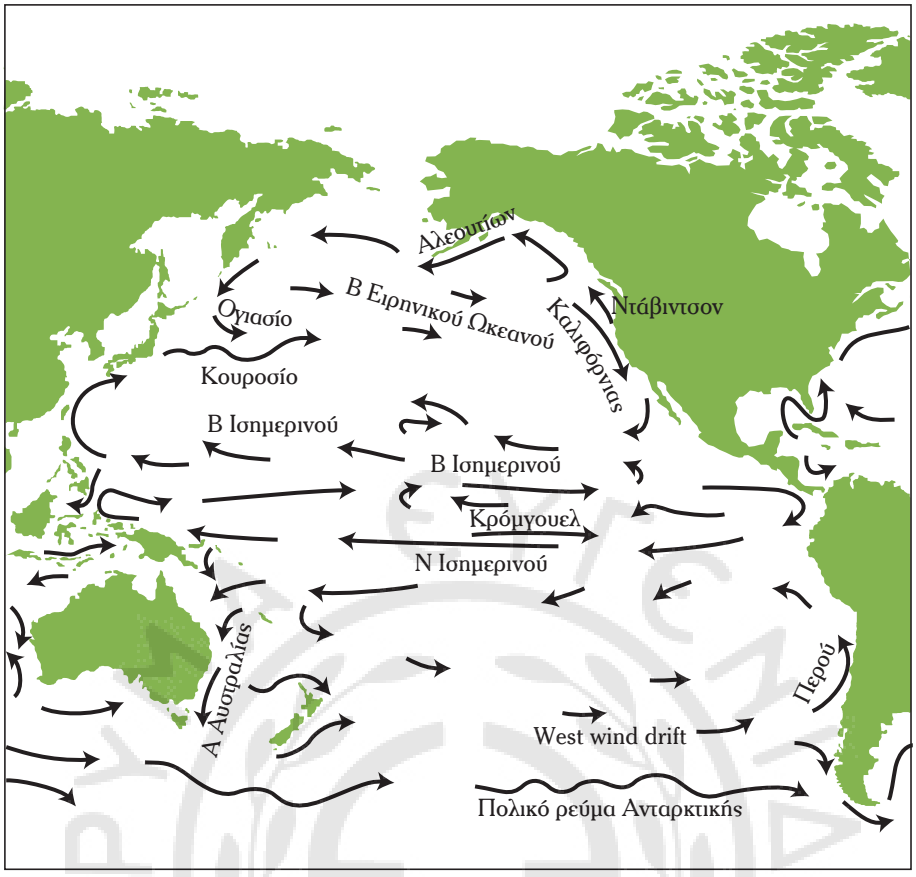
13.4 Ρεύματα Ειρηνικού ωκεανού.

Ο Ειρηνικός ωκεανός αποτελεί το μεγαλύτερο από τα ωκεάνια διαμερίσματα της Γης. Ο Ισημερινός τον διαιρεί σε δύο μέρη, τον Β και τον Ν Ειρηνικό ωκεανό. Η κίνηση που ακολουθούν τα νερά στον Ειρηνικό έχουν γενικά τη φορά των δεικτών του ρολογιού στο Β ημισφαίριο και αντίθετη απ' αυτήν στο Ν ημισφαίριο.

1) Β Ειρηνικός ωκεανός.

Τα ρεύματα του ***Β Ειρηνικού ωκεανού*** είναι παρόμοια με τα ρεύματα του Β Ατλαντικού ωκεανού. Παρόλ' αυτά, υπάρχουν ανάμεσά τους κάποιες ευδιάκριτες διαφορές που οφείλονται κυρίως στα μεγάλα ποσά υποαρκτικών υδάτων στον Β Ειρηνικό, συγκριτικά με την μικρότερη συγκέντρωσή τους στον Β Ατλαντικό. Στο σχήμα 13.4 απεικονίζεται η κυκλοφορία των ρευμάτων για ολόκληρο τον Ειρηνικό ωκεανό, τα οποία είναι:

α) Το ***Β Ισημερινό ρεύμα*** (North Equatorial current), ένα θερμό ρεύμα του Β Ειρηνικού ωκεανού, το οποίο ξεκινάει κοντά στις Δ ακτές της Κεντρι-



Σχ. 13.4
Ρεύματα του Ειρηνικού ωκεανού.

κής Αμερικής. Ύδατα από το ρεύμα της Καλιφόρνιας, όπως επίσης και από άλλα ρεύματα του Δ και Α Β Ειρηνικού, τροφοδοτούν το Β Ισημερινό ρεύμα, καθώς αυτό κινείται προς τα Δ. Κοντά στο Δ τμήμα του Β Ειρηνικού, τα περισσότερα ύδατα αποκτούν Β πορεία κατά μήκος των Α ακτών των Φιλιππίνων και της Φορμόζας. Κάποια άλλα ύδατα τρέπονται προς Ν και καταλήγουν να αποτελούν μέρος του Ισημερινού αντιρρεύματος. Συνεπώς, αυτό το ρεύμα μεταφέρει θερμά νερά προς την Α πλευρά του νησιωτικού συμπλέγματος στον Δ Ειρηνικό.

β) Το ***ρεύμα του Κρόμγουελ*** (Cromwell current), ένα γρήγορο και περιορισμένο υποθαλάσσιο ρεύμα, που εντοπίζεται στον Ισημερινό, μεταξύ των γεωγραφικών πλατών 2° Β και 2° Ν. Κινείται με φορά από Δ προς τα Α, μεταξύ των πλατών 140° Δ και 92° Δ. Στον Ισημερινό, η Α ροή ξεκινά περίπου στα 20 m και εξαφανίζεται γύρω στα 250 m. Η μέγιστη ταχύτητα που αποκτά είναι γύρω στους 2 με 2,5 knots στα 100 m.

γ) Το ***ρεύμα Κουροσίο*** (Kuroshio current) που ονομάζεται και ***ρεύμα της Ιαπωνίας*** (Japan current) και αποτελεί την συνέχεια του ρεύματος του Β Ισημερινού του Ειρηνικού, μεταξύ της Λουζόν των Φιλιππίνων και των Α ακτών της Ιαπωνίας. Αποτελεί το Δ οριακό ρεύμα στον ΒΔ Ειρηνικό ωκεανό. Είναι αντίστοιχο με το ρεύμα του Κόλπου, που επικρατεί στον Ατλαντικό, και μεταφέρει θερμά τροπικά ύδατα Β προς τις πολικές περιοχές. Η θερμοκρασία και η αλατότητα των υδάτων αυτού του ρεύματος είναι σχετικά υψηλές για την περιοχή (γύρω στους 20° C και 34,5 ppt). Με βάθος μόλις 400 m, το ρεύμα αυτό κινείται με ταχύτητες που κυμαίνονται από 50–300 cm/s.

δ) Το ***ρεύμα Ογιασίο*** (Oyashio current) που ονομάζεται και ***ρεύμα Κούριλ*** (Kuril current) και κινείται Ν από τον πορθμό Μπέρινγκ, κατά μήκος της χερσονήσου Καμτσάκα, έως τα Β νησιά της Ιαπωνίας. Στο γεωγραφικό πλάτος των 40° Β, χωρίζεται σε δύο τμήματα. Το ένα τμήμα τρέπεται Α και ενώνεται με το ρεύμα Κουροσίο, ενώ το άλλο κινείται Ν, κατά μήκος των Α ακτών της Ιαπωνίας. Εκεί όπου

συναντά την προέκταση του ρεύματος Κουροσίο Α της Ιαπωνίας, ένα μέρος του ρεύματος Ογιασίο που είναι ψυχρό και λιγότερο αλμυρό απ' το άλλο, βυθίζεται κάτω από το Κουροσίο και έπειτα συνεχίζει να κινείται Ν. Η συμβολή αυτών των ρευμάτων μπορεί να προκαλέσει την εμφάνιση ομιχλών. Κατά τη διάρκεια του χειμώνα, το ρεύμα Ογιασίο μεταφέρει ψυχρά ύδατα Ν μέχρι το Βιετνάμ· ωστόσο το καλοκαίρι, ο θερινός μουσώνας το περιορίζει σε περιοχή Β του γεωγραφικού πλάτους των 40° Β.

ε) Το ***ρεύμα του Β Ειρηνικού*** (North Pacific current), ένα θερμό ρεύμα, αργά κινούμενο, που όμως δεν είναι πολύ καλά προσδιορισμένο, εξαιτίας της δύσκολης πορείας του στον Ειρηνικό. Η θερμοκρασία και η αλατότητα είναι οι δύο παράγοντες που υποδηλώνουν τη θέση του. Γενικά, το ρεύμα αυτό απαντάται σε γεωγραφικά πλάτη μεταξύ 160° και 150° Δ, αλλά τα περισσότερα ύδατα τρέπονται Ν πριν αγγίξουν τις 150° Δ, σχηματίζοντας πολλές απ' τις μεγαλύτερες δίνες που εντοπίζονται σ' αυτό το τμήμα του Ειρηνικού ωκεανού. Αποτελεί ένα παρακλάδι του ρεύματος Κουροσίο, το οποίο κινείται Α διασχίζοντας τον Ειρηνικό ωκεανό. Στον ανατολικό Β Ειρηνικό ωκεανό, διαχωρίζεται στο Ν κινούμενο ρεύμα της Καλιφόρνιας και στο Β κινούμενο ρεύμα της Αλάσκας.

στ) Το ***ρεύμα της Καλιφόρνιας*** (California current), ένα ψυχρό ρεύμα που κινείται Ν, κατά μήκος των Δ ακτών της Β Αμερικής. Εντοπίζεται ανοιχτά των ακτών της Καλιφόρνιας και προκαλεί συχνά ομίχλες στην περιοχή του Σαν Φρανσίσκο. Την άνοιξη και το καλοκαίρι, τα ψυχρά ύδατα προκαλούν μία ξεκάθαρη επίδραση στις Δ ακτές των Ηνωμένων Πολιτειών. Οι επικρατούντες Β-ΒΔ άνεμοι δημιουργούν επιπρόσθετα το φαινόμενο της αναβλύσεως, το οποίο συμβάλλει στην περαιτέρω ψύξη της θερμοκρασίας του αέρα για την εν λόγω περιοχή. Εκεί όπου το φαινόμενο της αναβλύσεως είναι πιο έντονο, οι θερμοκρασίες την άνοιξη είναι ψυχρότερες απ' αυτές του χειμώνα. Σε περιοχές όπου το φαινόμενο της αναβλύσεως έχει μέτρια ένταση, οι θερμοκρασίες στη διάρκεια του χειμώνα είναι ψυχρότερες. Η διαδικασία του φαινομένου της αναβλύσεως σταματά το φθινόπωρο, οπότε και αφήνει το περιθώριο για την εμφάνιση του επιφανειακού αντιρρεύματος, γνωστού ως ***ρεύματος Ντάβιντσον***.

ζ) Το ***ρεύμα Ντάβιντσον*** (Davidson current), το οποίο επικρατεί το φθινόπωρο και τον χειμώνα, που σταματάει το φαινόμενο της αναβλύσεως. Κινείται Β, κατά μήκος των ακτών της Καλιφόρνιας, σε πλάτος γύρω στις 48° Β.

η) Το ***ρεύμα των Αλεουτίων*** (Aleutian current), που ονομάζεται αλλιώς και ***Υποαρκτικό ρεύμα*** (Subarctic current). Κινείται Α προς τους πόλους του Β Ειρηνικού ωκεανού και διαχωρίζεται στα Αλεούτια νησιά. Το ένα τμήμα κινείται Β των νησιών, εισχωρεί στη θάλασσα Μπέρινγκ, όπου κυκλοφορεί με φορά αντίθετη των δεικτών του ρολογιού, προτού τελικά κινηθεί προς Ν μέσω του πορθμού Μπέρινγκ και ενωθεί με το ρεύμα Ογιασίο. Το άλλο τμήμα κινείται Ν των Αλεουτίων νησιών. Καθώς προσεγγίζει τις ακτές της Β Αμερικής, το ένα μέρος του τρέπεται Β και κινείται προς τον κόλπο της Αλάσκας, ενώ το άλλο κινείται Ν και μετατρέπεται στο ρεύμα της Καλιφόρνιας. Το μέρος του ρεύματος που κινείται προς τον κόλπο της Αλάσκας, είναι ένα θερμό ρεύμα. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να προκαλεί ηπιότερες τιμές θερμοκρασίας στη Ν Αλάσκα από αυτές που θα ήταν κανονικά αναμενόμενες για το συγκεκριμένο γεωγραφικό πλάτος. Αντίθετα, το Ν κινούμενο τμήμα είναι ένα ψυχρό ρεύμα.

2) Ν Ειρηνικός ωκεανός.

Τα ***ρεύματα του Ν Ειρηνικού ωκεανού***, όπως και αυτά του Ν Ατλαντικού, αποδεικνύουν την επίδραση της αντικυκλωνικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας και είναι τα ακόλουθα:

α) Το ***Ν Ισημερινό ρεύμα*** (South Equatorial current), που κινείται Δ κατά μήκος του Ισημερινού, τρέπεται Ν, Α της Νέας Γουινέας, στρίβει Α γύρω στις 50° Ν και ενώνεται με την κύρια Δ κυκλοφορία του Ν Ειρηνικού, η οποία περιλαμβάνει το ***πολικό ρεύμα της Ανταρκτικής*** (Antarctic Circumpolar current). Καθώς το Ν Ισημερινό ρεύμα προσεγγίζει τις ακτές της Χιλής, διαιρείται σε δύο τμήματα. Το ένα τμήμα κινείται γύρω απ' το Ακρωτήριο Χορν και το άλλο τρέπεται Β, για να σχηματίσει το ***ρεύμα του Περού*** ή ***ρεύμα Χούμπολτ***.

β) Το ***ρεύμα της Α Αυστραλίας*** (East Australian current), μία προέκταση του Ν Ισημερινού ρεύματος. Κινείται Ν, κατά μήκος των ακτών της Αυστραλίας και φέρνει θερμά ύδατα στις Ν και Δ ακτές της Νέας Ζηλανδίας. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα οι Α ακτές της Αυστραλίας και οι Δ της Νέας Ζηλανδίας να παρουσιάζουν υψηλότερες τιμές θερμοκρασίας και να είναι θερμότερες απ' τις αντίθετες πλευρές των ακτών. Το ρεύμα της Α Αυστραλίας αποτελεί το μεγαλύτερο ωκεάνιο ρεύμα που προσεγγίζει τις ακτές της Αυστραλίας. Πηγάζει από την τροπική θάλασσα Κόραλ, ανοιχτά

των ΒΑ ακτών της Αυστραλίας. Σε κάποιες περιπτώσεις που συναντά ρηχά ύδατα, η ταχύτητά του μπορεί να φτάσει μέχρι τους 7 knots, ωστόσο γενικά έχει ταχύτητα 2 με 3 knots. Καθώς το Α ρεύμα της Αυστραλίας προσεγγίζει το Ν άκρο του, συναντά το ρεύμα που παρασύρεται από τους Δ Ανέμους. Το ρεύμα που παρασύρεται από τους Δ Ανέμους κινείται κατά μήκος του Ειρηνικού γύρω από τον 50στό παράλληλο, όπου ένα τμήμα του κινείται Β και μετατρέπεται στο ***ρεύμα του Περού*** ή ***ρεύμα Χούμπολτ***.

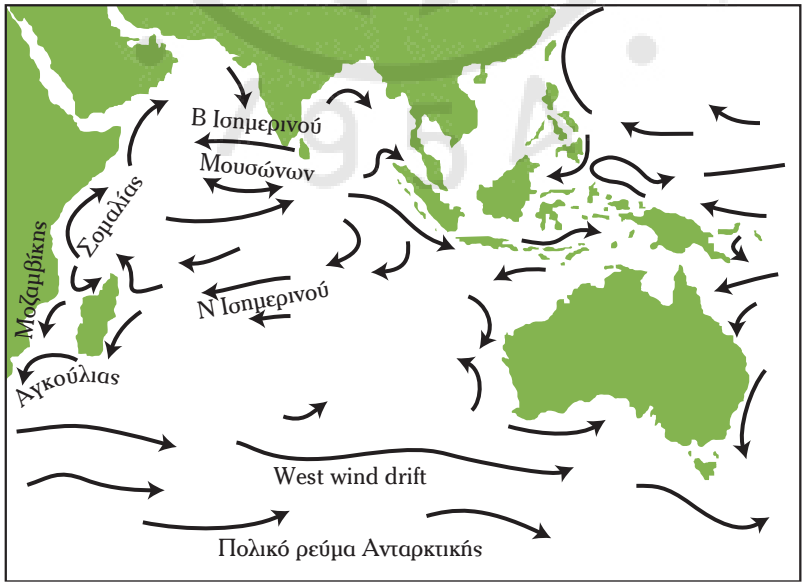
γ) Το ***ρεύμα του Περού*** ή ***ρεύμα Χούμπολτ*** (Peru current ή Humboldt current), ένα ψυχρό ρεύμα, με μικρή αλατότητα, που επικρατεί στα παράκτια ύδατα της δυτικής Ν Αμερικής. Εξαιτίας της χαμηλής τιμής της θερμοκρασίας που παρουσιάζουν τα νερά του ρεύματος αυτού παρατηρείται το φαινόμενο της αναβλύσεως ανοικτά των ακτών της Χιλής και του Περού. Χαρακτηριστικό της περιοχής είναι επίσης οι παράκτιες ομίχλες και τα χαμηλά νέφη που παρατηρούνται. Είναι σχετικά αργό και αβαθές ρεύμα, που αποτελεί το Α όριο ως προς τα ρεύματα. Η παρουσία του ρεύματος αυτού, σε συνδυασμό και με τους επικρατούντες ανέμους, αποτρέπουν τον σχηματισμό τροπικών κυκλώνων στη συγκεκριμένη περιοχή.

13.5 Ρεύματα Ινδικού ωκεανού.

Ο Ασιατικός μουσώνας επηρεάζει τα ρεύματα του Β Ινδικού ωκεανού, ενώ η αντικυκλωνική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας επηρεάζει τα ρεύματα του Ν Ινδικού ωκεανού. Στο σχήμα 13.5 απεικονίζεται η κυκλοφορία των ρευμάτων του Ινδικού ωκεανού, τα οποία είναι:

1) Το ***Β Ισημερινό ρεύμα*** (North Equatorial current), ένα Δ κινούμενο ωκεάνιο ρεύμα, το οποίο αναπτύσσεται με τη βοήθεια των ΒΑ Αληγών ανέμων, που πνέουν πάνω από τους τροπικούς ωκεανούς του Β ημισφαιρίου. Κινείται από την ηπειρωτική έκταση κατά τη διάρκεια του ΒΔ μουσώνα (Φεβρουάριο και Μάρτιο). Το ρεύμα αυτό πνέει από Α προς τα Δ, και καθώς προσεγγίζει τις Α ακτές της Αφρικής, μεγάλο τμήμα του αλλάζει κατεύθυνση αποκτώντας ΝΔ, κατά μήκος του Ισημερινού και μετατρέπεται στο ***ρεύμα της Μοζαμβίκης***. Ν του ρεύματος του Β Ισημερινού υπάρχει ένα ισχυρό αντίρρευμα, την ίδια χρονική περίοδο. Τον Αύγουστο και τον Σεπτέμβριο, κατά τη διάρκεια του ΝΔ μουσώνα, το ρεύμα του Β Ισημερινού αντιστρέφεται και ρέει πλέον με φορά από Δ προς τα Α ως το ***ρεύμα των Μουσώνων*** (Monsoon current). Το αντίρρευμα δεν υπάρχει την ίδια χρονική περίοδο.

2) Το ***ρεύμα των Μουσώνων του Ινδικού*** (Indian Monsoon current), το οποίο σχετίζεται με ένα εποχικό ωκεάνιο ρεύμα που συναντάται στις τροπικές περιοχές του Β Ινδικού ωκεανού. Κατά τη διάρκεια του χειμώνα, η ροή των ανωτέρων στρωμάτων της θάλασσας κατευθύνεται προς τα Δ, από το αρχιπέλαγος της Ινδονησίας στην Αραβική θάλασσα. Κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, η κατεύθυνση αντιστρέφεται, με μία ροή Α που εκτείνεται από τη Σομαλία μέ-



Σχ. 13.5
Ρεύματα του Ινδικού ωκεανού.

χρι τον κόλπο της Βεγγάλης. Οι διαφοροποιήσεις αυτές οφείλονται στις εποχικές αλλαγές που υφίσταται ο μουσώνας της Ινδικής χερσονήσου. Πολλές φορές στις αναφορές που γίνονται γι' αυτά τα ρεύματα, χρησιμοποιούνται οι όροι: ***ρεύμα του Χειμερινού Μουσώνα*** (Winter Monsoon current) και ***ρεύμα του Θερινού Μουσώνα*** (Summer Monsoon current) ή εναλλακτικά ***ρεύμα του ΒΑ Μουσώνα*** (Northeast Monsoon current) και ***ρεύμα του ΝΔ Μουσώνα*** (Southeast Monsoon current).

3) Το ***ρεύμα της Σομαλίας*** (Somali current), ένα ρεύμα που συναντάται στον Δ Ινδικό ωκεανό. Εμφανίζεται τους καλοκαιρινούς μήνες και προκαλείται από τον ΝΔ μουσώνα, που το αναγκάζει να κινηθεί κατά μήκος των ακτών της Α Αφρικής. Μ' αυτόν τον τρόπο μετακινεί παράκτια ύδατα ΒΔ με επιφανειακές ταχύτητες που φτάνουν τα 14 km/h. Στο γεωγραφικό πλάτος των 6 με 10° Β, ανοιχτά της Σομαλίας, το ΒΑ κινούμενο ρεύμα της Σομαλίας τρέπεται Α και μετατρέπεται στο ***ρεύμα των Μουσώνων***.

4) Το ***ρεύμα του Ν Ισημερινού*** (South Equatorial current), που κυριαρχεί στο Β τμήμα του Ν Ειρηνικού. Κινείται από Α προς Δ, ακριβώς Ν του Ισημερινού αντιρρεύματος. Καθώς πλησιάζει το Δ του άκρο, τρέπεται Ν και μετατρέπεται στο Α ρεύμα της Αυστραλίας.

5) Το ***ρεύμα της Μοζαμβίκης*** (Mozambique current), ένα σχετικά θερμό επιφανειακό ρεύμα του Δ Ινδικού ωκεανού. Αποτελεί το τμήμα του Β Ισημερινού ρεύματος που ρέει κατά μήκος των Α ακτών της Αφρικής στο κανάλι της Μοζαμβίκης. Ξεκινώντας πλησίον του Ισημερινού φτάνει σε γεωγραφικό πλάτος 35° Ν, όπου και μετατρέπεται στο ρεύμα Αγκούλιας.

6) Το ***ρεύμα Αγκούλιας*** (Agulhas current), ένα ταχύ και περιορισμένο σε εύρος ρεύμα, που αποτελεί το Δ όριο του Ν Ινδικού ωκεανού. Θεωρείται μάλιστα ως το ισχυρότερο απ' όλα τα ρεύματα που αποτελούν τα Δ όρια σε όλους τους ωκεανούς παγκοσμίως. Ρέει Ν, κατά μήκος των ακτών της Μοζαμβίκης και των ακτών της Ν Αφρικής, πριν στραφεί Α για να ενωθεί με τη ροή που έχει φορά απ' την Αφρική στην Αυστραλία. Από εκεί ρέει Ν μέχρι το χαμηλότερο άκρο της Αφρικής (το Ακρωτήριο της Καλής Ελπίδας), όπου μεγάλο τμήμα του ενώνεται με το ρεύμα που παρασύρεται από τους ***Δ Ανέμους*** (West Wind Drift current). Το ρεύμα της Μοζαμβίκης, μεταξύ Μαδαγασκάρης και Αφρικής, τροφοδοτεί επίσης το ρεύμα Αγκούλιας.

7) Το ***ρεύμα που παρασύρεται από τους Δ Ανέμους*** (West Wind Drift current), το οποίο ρέει κατά μήκος του Ινδικού ωκεανού προς τη ΝΔ Αυστραλία. Εκεί διαχωρίζεται σε δύο τμήματα, το ένα τμήμα συνεχίζει Α κατά μήκος των Ν ακτών, ενώ το άλλο κινείται κατά μήκος των Δ ακτών. Αυτό το τμήμα του ρεύματος φέρνει σχετικά ψυχρά νερά στις Δ ακτές της Αυστραλίας και συμβάλλει στον σχηματισμό ομίχλης και κατωτέρων νεφών τύπου στρωμάτων πάνω από την περιοχή.

13.6 Ρεύματα Αρκτικού ωκεανού.

Τα επιφανειακά ύδατα του Αρκτικού ωκεανού εκτείνονται μέχρι το βάθος των 46 m περίπου και έχουν μικρότερη περιεκτικότητα σε αλάτι απ' ό,τι τα υποκείμενα ύδατα. Γενικά, τα ύδατα της επιφάνειας κυκλοφορούν διαγράφοντας κυκλικές τροχιές, με φορά απ' τα Α στα Δ, γύρω απ' τον Β Πόλο. Αναλυτικότερα τα ρεύματα του Αρκτικού ωκεανού (σχ. 13.6) είναι:



Σχ. 13.6
Ρεύματα του Αρκτικού ωκεανού.

1) Το ***ρεύμα της Α Γροιλανδίας*** (East Greenland current), ένα ψυχρό ρεύμα με χαμηλή τιμή αλατότητας, που εκτείνεται από τον Πορθμό Φραμ, μέχρι το Ακρωτήρι Φάρελ. Το συναντάμε ανοιχτά των Α ακτών της Γροιλανδίας και κινείται προς τον Ατλαντικό. Το συγκεκριμένο ρεύμα έχει μεγάλη σημασία, γιατί συνδέει άμεσα την Αρκτική με τον Β Ατλαντικό.

2) Ένα ακόμη ρεύμα, το ***ρεύμα της Δ Γροιλανδίας*** (West Greenland current), που επικρατεί ανοιχτά της Γροιλανδίας, Ν του Πορθμού Ντέιβις. Καθώς το ρεύμα αυτό προσεγγίζει τον Πορθμό Ντέιβις, ενώνεται με το ***ρεύμα του Λαμπραντόρ*** και συνεχίζει Β προς τον Κόλπο Μπάφιν, όπου υφίσταται έντονη ψύξη.

3) Το ***Αρκτικό ρεύμα***, γνωστό και ως ***Μποφόρ Τζάιρ*** (Beaufort Gyre), ένα σχεδόν κυκλικό ρεύμα, που ρέει σύμφωνα με τη φορά των δεικτών του ρολογιού. Στροβιλίζει με αργό ρυθμό τα επιφανειακά ύδατα της θάλασσας Μποφόρ προς τα Δ, όπου βρίσκεται η Β Αρκτική λεκάνη, γυρίζοντας γύρω από τον Β Πόλο και συμπληρώνοντας έναν πλήρη κύκλο κάθε 4 χρόνια. Ένα άλλο ρεύμα που επικρατεί στην περιοχή είναι το ***Τρανσπόλαρ Ντριφτ*** (Transpolar Drift current), που είναι το μεγαλύτερο ρεύμα το οποίο ρέει προς τον Ατλαντικό απ' την Α Αρκτική περιοχή. Το ρεύμα αυτό φέρνει νερό και πάγο απ' τη Σιβηρία, κατά μήκος του Πόλου και των Α ακτών της Γροιλανδίας, όπου και ενώνεται με το ρεύμα της ***Α Γροιλανδίας***.

4) Το ***ρεύμα της Νορβηγίας*** (Norwegian current), ένα ρεύμα που κινείται ΒΑ, κατά μήκος των ακτών της Νορβηγίας στον Ατλαντικό, σε βάθος που κυμαίνεται από τα 50 μέχρι τα 100 m. Ρέει ΒΑ με πορεία απ' τη Β Σκωτία γύρω από τις νορβηγικές ακτές και εισέρχεται στη θάλασσα Μπάρεντς. Συγκριτικά με την Αρκτική θάλασσα, τα ύδατα του ρεύματος της Νορβηγίας είναι αρκετά πιο θερμά και πιο αλμυρά. Σε αντίθεση με το ρεύμα του Β Ατλαντικού, το ρεύμα της Νορβηγίας είναι πιο ψυχρό και λιγότερο αλμυρό, διότι στον εμπλουτισμό των υδάτων του συμβάλλουν τόσο η υφάλμυρη Βαλτική θάλασσα, όσο και τα νορβηγικά φιορδ και ποτάμια. Η θερμοκρασία που αποκτά το ρεύμα τον χειμώνα είναι μεταξύ 2 και 5 °C, λαμβάνοντας υπόψη ότι η θερμοκρασία των υδάτων του Ατλαντικού υπερβαίνει τους 6 °C.

5) Το ***ρεύμα της Σπιτσβέργης,*** ένα θερμό ρεύμα, κινούμενο ΒΔ από την περιοχή νότια της Σπιτσβέργης και ενώνεται με το ρεύμα της Γροιλανδίας.

6) Στη θάλασσα Μπάρεντς, υπάρχει ένα μικρότερο ρεύμα που έχει φορά κινήσεως αντίθετη από τους δείκτες του ρολογιού και τα ύδατά του αποτελούν μείγμα των θερμών υδάτων του Ατλαντικού και των ψυχρών του Αρκτικού. Η αντίθετη των δεικτών του ρολογιού κίνηση του ρεύματος έρχεται σε συμφωνία με την κυκλωνική κυκλοφορία των ανέμων που επικρατούν πέρα από τη θάλασσα Μπάρεντς. Το ***ρεύμα της θάλασσας Μπάρεντς*** (Barents sea current) είναι ασθενές και παρουσιάζει διαφοροποιήσεις, καθώς συνυπάρχουν και άλλα μικρά ρεύματα στη θάλασσα της Νορβηγίας και στη θάλασσα της Γροιλανδίας.

13.7 Επίδραση των ρευμάτων στο κλίμα.

Η κατανόηση των ρευμάτων και η πληροφόρηση σχετικά με αυτά δεν είναι μία εύκολη διαδικασία. Υπάρχει ωστόσο το διεθνές πρόγραμμα «Αργώ», στο οποίο συμμετέχουν 23 χώρες και έχει ως στόχο τη συλλογή στοιχείων για τα θαλάσσια ρεύματα. Από το 2000, στο πλαίσιο του προγράμματος τοποθετούνται συνεχώς όργανα ανιχνεύσεως σε όλες τις μεγάλες ωκεάνιες περιοχές της Γης. Ο αριθμός των οργάνων φτάνει σήμερα τα 3.283. Κάθε 10 ημέρες τα όργανα καταβυθίζονται σε βάθος 2.000 m και στέλνουν στη συνέχεια τα δεδομένα που συνέλεξαν σε έναν δορυφόρο. Το μεγάλο πλήθος των μετρήσεων βοηθά τους ερευνητές να παρακολουθούν τις διαδρομές των θαλασσίων ρευμάτων και να προβλέπουν κλιματικές μεταβολές.

Οι κλιματικές επιδράσεις των θαλασσίων ρευμάτων είναι οι εξής:

1) Οι Δ ακτές τροπικών περιοχών βρέχονται από ψυχρά ρεύματα, παρουσιάζουν χαμηλές θερμοκρασίες, έχουν ξηρασία και σ' αυτές παρατηρούνται συχνές ομίχλες.

2) Οι Δ ακτές μέσων και μεγάλων πλατών βρέχονται από θερμά ρεύματα, χαρακτηρίζονται από ωκεάνιο κλίμα, οι χειμώνες είναι ήπιοι, τα καλοκαίρια είναι δροσερά και σ' αυτές παρατηρούνται μέτριες βροχοπτώσεις σε ένταση.

3) Οι Α ακτές μικρών πλατών βρέχονται από θερμά ρεύματα και χαρακτηρίζονται από θερμό βροχερό κλίμα.

4) Οι Α ακτές μέσων πλατών βρέχονται από θερμά ρεύματα· σ' αυτές οι χειμώνες είναι ψυχροί, ενώ τα καλοκαίρια είναι δροσερά, λόγω της ηπειρωτικής επιδράσεως.

5) Οι Α ακτές μεγάλων πλατών βρέχονται από ψυχρά ρεύματα· σ' αυτές οι χειμώνες είναι ψυχροί και τα καλοκαίρια δροσερά.

Ο ρόλος των θαλασσίων ρευμάτων για το κλίμα της Γης είναι καίριος. Αυτά διανέμουν θερμότητα και ψύχος, ενώ επιβραδύνουν την υπερθέρμανση του πλανήτη απορροφώντας διοξείδιο του άνθρακα από την ατμόσφαιρα.

Στους τροπικούς, τα ωκεάνια ύδατα απορροφούν θερμότητα από την ατμόσφαιρα. Καθώς τα θερμά ύδατα μεταφέρονται προς βορρά μέσω των θαλασσίων ρευμάτων, μεταφέρουν τεράστια ποσά ενέργειας με τη μορφή θερμότητας από τη μία τοποθεσία στην άλλη, επηρεάζοντας με τον τρόπο αυτόν τόσο τον καιρό, όσο και το κλίμα γενικότερα.

Όταν ένα βαρομετρικό χαμηλό κινείται πάνω από ένα θερμό ρεύμα, τότε τα φαινόμενα είναι πιο έντονα. Όταν οι αέριες μάζες κινούνται πάνω από το θερμό ρεύμα θερμαίνονται, με αποτέλεσμα να προκαλούνται ανοδικές κινήσεις και ανάπτυξη κατακορύφων νεφών και καταιγίδων. Ο άνεμος στην επιφάνεια ενισχύεται και τα κύματα γίνονται υψηλότερα.

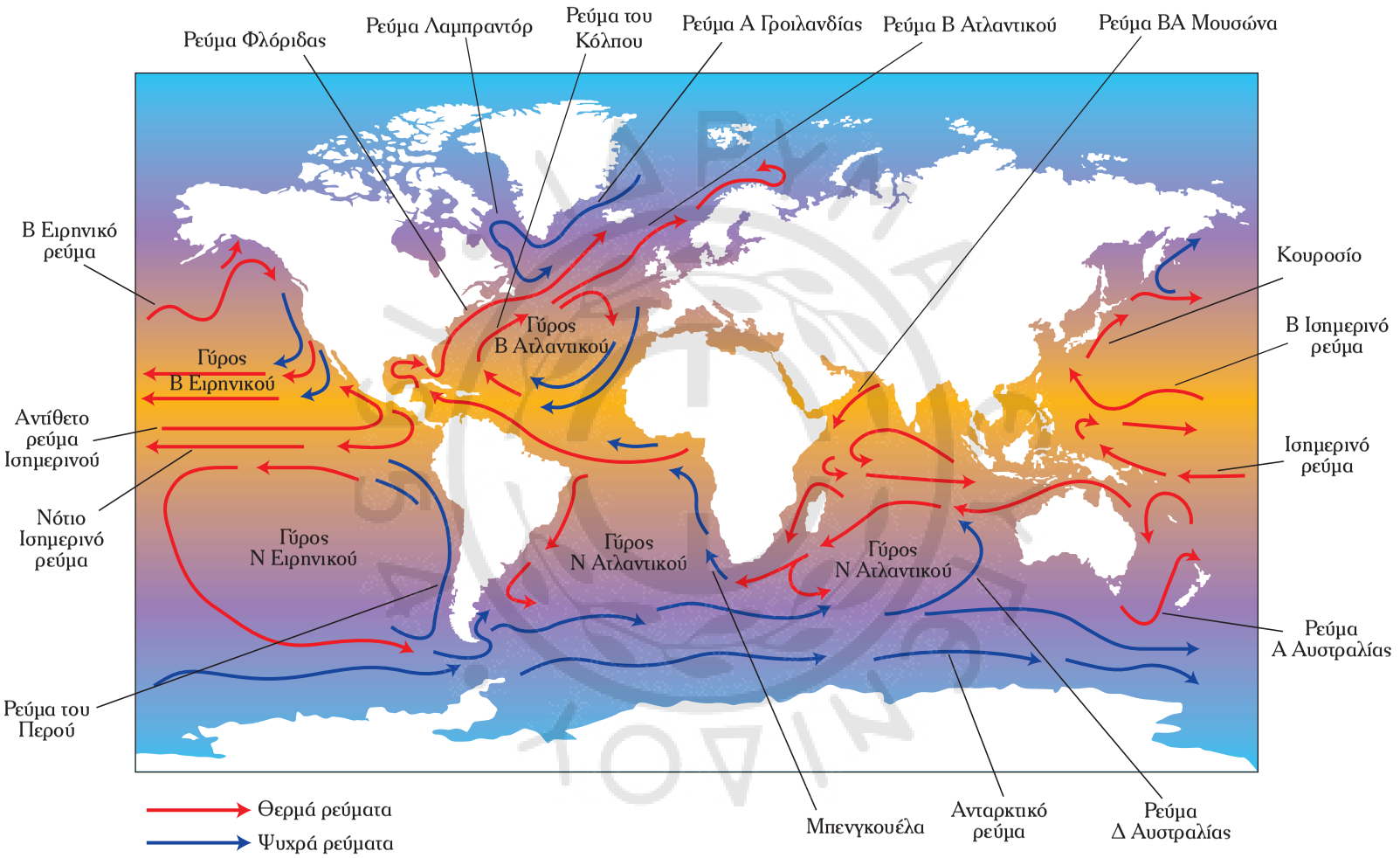
Δεν υπάρχει ρεύμα που να ασκεί τόσο μεγάλη επίδραση στο κλίμα μίας ολόκληρης περιοχής, όσο το ρεύμα του Κόλπου. Ξεκινάει σαν ένα μικρό ρεύμα από την Καραϊβική, αλλά κατά την κίνησή του, ενώνεται με περισσότερα ρεύματα και καταλήγει σαν ένα από τα ισχυρότερα θαλάσσια ρεύματα του πλανήτη. Το ρεύμα μεταφέρει θερμότητα από τα νερά της Καραϊβικής, με αποτέλεσμα η δυτική Ευρώπη να είναι κατά αρκετούς βαθμούς θερμότερη από άλλες περιοχές του ίδιου γεωγραφικού πλάτους. Ιάπωνες ερευνητές μάλιστα ανακάλυψαν πως το ρεύμα δεν εκπέμπει τη θερμότητά του μόνο μέχρι τα 2 km ατμοσφαιρικού ύψους πάνω από την επιφάνεια του Ατλαντικού, αλλά μέχρι τα 11 km. Στο ύψος αυτό, η θερμότητα ενεργοποιεί τα λεγόμενα κύματα Rossby, τα οποία κατευθύνουν τη θερμότητα ανατολικά, προς την υπόλοιπη Ευρώπη. Το Ρεύμα του Κόλπου συχνά αυξάνει και την ένταση των κυκλώνων. Είναι συχνή η δημιουργία κυκλώνων πάνω από την τροχιά του ρεύματος του Κόλπου ειδικά τον μήνα Ιούλιο (hurricane Alex 2004). Το Ρεύμα του Κόλπου κινούμενο προς την Ισλανδία δημιουργεί τον χειμώνα πιο θερμό κλίμα από αυτό της Νέας Υόρκης. Ανάλογη είναι η επίδραση στις νότιες και δυτικές περιοχές των Βρετανικών νησιών και της Ιρλανδίας, οπότε επικρατεί ηπιότερο κλίμα από την περιοχή Λαμπραντόρ του Καναδά.

Και ενώ το ρεύμα του Κόλπου φέρνει θερμότητα και ζωή στη δυτική Ευρώπη, άλλα ρεύματα μεταφέρουν ψύχος. Οι δυτικές περιοχές των ΗΠΑ ψύχονται τους θερινούς μήνες από το ψυχρό ρεύμα της Καλιφόρνια και θερμαίνονται τον χειμώνα από το θερμό ρεύμα Ντάβιντσον. Το ρεύμα του Χούμπολτ, κατά μήκος των δυτικών ακτών της Ν Αμερικής, ψύχει και αφυδατώνει, με αποτέλεσμα τη δημιουργία ψυχρών ερήμων στον Ν Ισημερινό, το Περού και την Β Χιλή. Ωστόσο, σαν αντιστάθμισμα, το ίδιο ρεύμα δημιουργεί ευνοϊκές συνθήκες για τη ζωή στη θάλασσα ανοιχτά των δυτικών ακτών της Ν Αμερικής. Το ρεύμα μεταφέρει πλούσια σε θρεπτικά συστατικά νερά στην επιφάνεια, προκαλώντας μία έκρηξη ζωής. Δεν είναι τυχαίο που σε αυτήν την περιοχή υπάρχουν τα πλουσιότερα σε ψάρια νερά όλου του κόσμου. Τα ρεύματα λοιπόν τυλίγουν τη Γη σαν αόρατες ταινίες μεταφέροντας συνεχώς υδάτινες μάζες σε όλες τις θάλασσες και ελέγχοντας το κλίμα. Είναι οι ζωτικές «αρτηρίες» των ωκεανών που φέρνουν ζωή σε θάλασσα και στεριά.

Οι ωκεανογράφοι και οι κλιματολόγοι εξακολουθούν να ερευνούν τη σημαντική σύνδεση μεταξύ ωκεανών και των ρευμάτων τους και στην επερχόμενη κλιματική αλλαγή που οφείλεται στο φαινόμενο του θερμοκηπίου. Το μεγαλύτερο μέρος της θερμότητας που προκύπτει από την υπερθέρμανση του πλανήτη, αποθηκεύεται στους ωκεανούς, και σύμφωνα με τους επιστήμονες, καθώς κινούνται τα ωκεάνια ρεύματα, συνεισφέρουν στην τάση που επικρατεί για περαιτέρω θέρμανση της Γης.

Τα ρεύματα ασκούν και άλλες επιδράσεις, εκτός από εκείνες που είναι συνδεδεμένες με τη θερμοκρασία της ατμόσφαιρας. Το διάγραμμα της ατμοσφαιρικής πίεσεως επηρεάζεται σημαντικά, διότι ο αέρας που πνέει πάνω από ένα ψυχρό ρεύμα συστέλλεται, ενώ διαστέλλεται αν πρόκειται για θερμό ρεύμα. Όταν ο αέρας ψυχθεί πάνω από ένα ψυχρό ρεύμα, υπάρχει πιθανότητα να σχηματιστεί ομίχλη. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, ο θαλάσσιος καπνός, που αποτελεί μία μορφή ομίχλης, επικρατεί κυρίως πάνω σε κάποιο θερμό ρεύμα, το οποίο κινείται προς μία ψυχρή περιοχή. Στις περιοχές συναντήσεως θερμών και ψυχρών ρευμάτων, η ορατότητα είναι περιορισμένη, επειδή σχηματίζεται ομίχλη.

Καθίσταται λοιπόν φανερό από τα παραπάνω, πως τα ωκεάνια ρεύματα (σχ. 13.7) μπορούν να διαδραματίσουν σημαντικό ρόλο στο κλίμα της Γης, χωρίς φυσικά να υποτιμάται η επίδραση που ασκούν στο κλίμα και άλλοι παράγοντες, όπως ο άνεμος, η τοπογραφία κ.λπ..



Σχ. 13.7

Απεικόνιση των θαλασσίων ρευμάτων παγκοσμίως. Ρεύματα προωθήσεως και θερμοκρασίας της θάλασσας. Τα θερμά νερά (πορτοκαλί) απομακρύνονται από τον Ισημερινό, ενώ τα ψυχρά νερά (μπλε) κινούνται προς τον Ισημερινό.



ΚΕΦΑΛΑΙΟ 14
ΠΑΓΟΣ

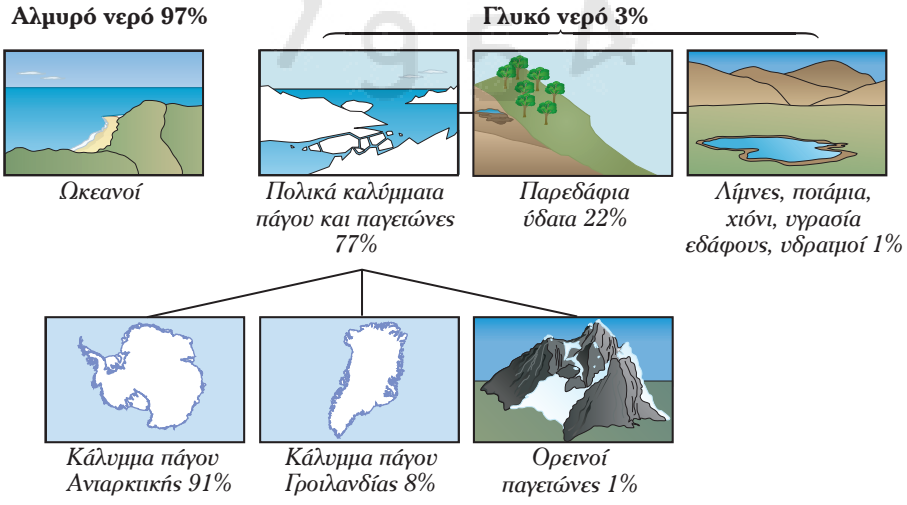
14.1 Σχηματισμός του πάγου.

Από τη συνολική ποσότητα νερού της Γης, μόνο το 3% είναι γλυκό νερό, ενώ το 97% είναι θαλασσινό (σχ. 14.1). Οι πάγοι στην Γροιλανδία και την Ανταρκτική αποτελούν περίπου το 75% του παγκόσμιου γλυκού νερού, το οποίο αν επρόκειτο να επιστραφεί στον ωκεανό, τότε η στάθμη της θάλασσας θα ανέβαινε πάνω από 75 m. Το 77% του γλυκού νερού βρίσκεται στα καλύμματα πάγου και στους παγετώνες, ενώ το υπόλοιπο βρίσκεται στο υπέδαφος (υπόγεια ύδατα), στο έδαφος (ποτάμια, λίμνες κ.λπ.) και στην ατμόσφαιρα (υδρατμοί). Από το γλυκό παγωμένο νερό, το 91% βρίσκεται στο κάλυμμα πάγου της Ανταρκτικής, το 8% βρίσκεται στο κάλυμμα πάγου της Γροιλανδίας και το 1% στους διάφορους ορεινούς παγετώνες. Από άποψη ασφάλειας, όλα τα πλοία πρέπει να ενημερώνονται σχετικά με την ύπαρξη του πάγου σε σχέση με τη δική τους θέση. Γι' αυτόν τον λόγο, ειδικά στις θάλασσες που βρίσκονται σε πολικές περιοχές, προκειμένου τα πλοία που ταξιδεύουν στην επιφάνεια να μπορέσουν να κινηθούν χωρίς πρόβλημα μέσα και γύρω από τον πάγο, εκτελούνται οι απαραίτητες διεργασίες από ειδικά πλοία, τα παγοθραυστικά.

Καθώς το νερό των ωκεανών ψύχεται, σχηματίζονται πολύ μικροί διάφανοι παγοκρύσταλλοι, που έχουν σχήμα που θυμίζει βελόνα και ονομάζονται ***διαφανείς κρυσταλλικοί πάγοι*** (frazils). Αυτοί οι παγοκρύσταλλοι έχουν διάμετρο περίπου 3 – 4 mm. Επειδή το αλάτι δεν παγώνει, οι παγοκρύσταλλοι αποβάλλουν το αλάτι στο νερό και ως εκ τούτου συνίστανται σχεδόν μόνο από κοινό νερό.

Μεγάλες επιφάνειες από θαλάσσιο πάγο μπορούν να σχηματιστούν αν και εφόσον συσσωρευτούν και ενωθούν πολλοί τέτοιοι παγοκρύσταλλοι τύπου frazil στην επιφάνεια του νερού. Ανάλογα με τις κλιματικές συνθήκες που επικρατούν, αυτές οι μεγάλες επιφάνειες από πάγο μπορούν να δημιουργηθούν από ***θαμπό κρυσταλλικό ή λιπαρό πάγο*** (grease ice) και πήξη πάγου ή από ***μικρές πλάκες πάγου με τη μορφή τηγανίτας*** (pancake ice). Πιο αναλυτικά, οι διαδικασίες αυτές περιγράφονται ακολούθως.

Στην ανοιχτή θάλασσα, όταν η εμφάνιση του νε-



Σχ. 14.1
Ποσοστά θαλασσινού και γλυκού νερού στην επιφάνεια της Γης.

ρού πάρει μία θολή και λιπαρή μορφή, αυτό αποτελεί χαρακτηριστικό σημάδι πως η θαλάσσια επιφάνεια αρχίζει να παγώνει. Η όψη αυτή προκαλείται απ' τον σχηματισμό ***μικρών κρυστάλλων πάγου*** (spicules) και ***μικρών κόκκων frazil*** (frazil crystals). Καθώς η διαδικασία εξακολουθεί να εξελίσσεται, η επιφάνεια αποκτά μία πυκνή συνοχή που χαρακτηρίζεται με τον όρο ***λιπαρός πάγος***. Στη συνέχεια, δημιουργείται μία ελαστική κρούστα, που εξαρτάται απ' τον άνεμο, τα κύματα και την αλατότητα. Αυτή η ***ελαστική κρούστα*** (nilas), έχει μη στιλπνή όψη, σε αντίθεση με τον ***φλοιό πάγου*** (ice rind). Καθώς αυτός ο φλοιός λεπταίνει, ο άνεμος και η θάλασσα προκαλούν τη θραύση του πάγου σε κυκλικά τεμάχια, που είναι γνωστά ως ***τηγανίτες πάγου*** (pancake ice). Η περαιτέρω ψύξη οδηγεί στη μετατροπή των τηγανίτων πάγου σε φύλλα πάγου που έχουν συνοχή.

Αν η θάλασσα είναι τραχιά, οι διάφανοι παγοκρύσταλλοι τύπου frazil ενώνονται σ' έναν κυκλικό δίσκο, που ονομάζεται μικρή πλάκα πάγου σε μορφή τηγανίτας εξαιτίας του σχήματός του. Ένα χαρακτηριστικό των μικρών πλακών πάγου είναι ότι υπάρχουν περιμετρικά κάποιες προεξοχές, οι οποίες προκλήθηκαν όταν προσκρούστηκαν πολλές τέτοιες πλάκες μεταξύ τους εξαιτίας των κυμάτων. Αν ο πάγος είναι αρκετά λεπτός, όπου ο θαλάσσιος πάγος κάμπτεται ή θραύεται στο πάνω μέρος του, τότε πραγματοποιείται η διαδικασία κατά την οποία σχηματίζονται ***κορυφογραμμές*** (ridging). Η κάθε κορυφογραμμή έχει μία αντίστοιχη δομή και διαμορφώνεται στο κάτω μέρος του πάγου.

14.2 Πάγος χερσαίας προελεύσεως.

Ο πάγος χερσαίας προελεύσεως σχηματίζεται στην ξηρά μέσω της διαδικασίας της πήξεως του θαλασσινού νερού ή μέσω της συμπυκνώσεως στρωμάτων από χιόνι το ένα πάνω από το άλλο, ασκώντας πίεση στο υποκείμενο στρώμα κάθε φορά.

Κάτω από συνθήκες ισχυρών πιέσεων, ο πάγος γίνεται σχεδόν σαν πλαστικό και αναγκάζεται να κινηθεί προς τα κάτω κατά μήκος μίας κεκλιμένης επιφάνειας. Αν μία μεγάλη περιοχή είναι σχετικά επίπεδη, όπως το οροπέδιο της Ανταρκτικής ή αν εμποδίζεται η εξωτερική ροή, όπως στη Γροιλανδία, τότε σχηματίζεται ένα ***κάλυμμα πάγου*** (ice cap), που ουσιαστικά είναι μόνιμο. Το πάχος αυτών των καλυμμάτων πάγου κυμαίνεται από σχεδόν 1 km στη Γροιλανδία, μέχρι τα 4,5 km στην Ανταρκτική. Εκεί όπου υπάρχουν λαγκάδια ή βουνά και επιτρέπουν τη ροή του πάγου, σχηματίζεται ένας ***παγετώνας*** (glacier) (σχ. 14.2α), δηλαδή μία μάζα από χιόνια και πάγο που ρέει συνεχώς προς χαμηλότερα επίπεδα, αποκτώντας πολλά από τα χαρακτηριστικά υδατίνων ποταμών. Η ταχύτητα ροής μπορεί να ξεπεράσει τα 30 m ανά ημέρα, άλλα γενικά είναι μικρότερη. Όταν ο παγετώνας φτάσει μία σχετικά επίπεδη περιοχή, τότε διασπείρεται. Όταν όμως φτάσει ρέοντας μέσα στη θάλασσα, τότε η άνωση του νερού μπορεί να τον τεμαχίσει κατά καιρούς, με αποτέλεσμα τα τμήματα που επιπλέουν να αποτελέσουν τα ***παγόβουνα*** (icebergs) (σχ. 14.2β).

Καθώς το 86% των παγετώνων παγκοσμίως βρίσκονται στην Ανταρκτική, τα περισσότερα παγόβουνα προέρχονται απ' αυτήν την ήπειρο. Το μεγαλύτερο μέρος των εναπομεινάντων παγετώνων παγκοσμίως εντοπίζεται στη Γροιλανδία. Η Γροιλανδία αποτελεί την κύρια πηγή παγετώνων για το Β ημισφαίριο, πιο συγκεκριμένα δίνει γύρω στο 90% αυτών. Και από αυτούς τους παγετώνες της Γροιλανδίας, το 70% περίπου προέρχεται από τις Δ ακτές της, σε πλάτος γύρω



Σχ. 14.2α
Απεικόνιση ενός παγετώνα.



Σχ. 14.2β
Απεικόνιση ενός τραπεζοειδούς παγόβουνου.

στις 68° Β. Πιο συγκεκριμένα, κάθε χρόνο αποκολλώνται περί τα 10.000 μεγάλα παγόβουνα από την Αρκτική. Τα περισσότερα απ' αυτά αποκόπτονται από τους 1.900 παγετώνες των Δ ακτών της Γροιλανδίας, ενώ λίγα προέρχονται από τους παγετώνες των νησιών του Β Καναδά. Το 10% της γήινης επιφάνειας καλύπτεται από πάγο, ποσοστό που ισοδυναμεί με αυτό που καλλιεργείται. Αν όλοι οι πάγοι έλιωναν ολοκληρωτικά, τότε η στάθμη της θάλασσας θα ανερχόταν τόσο, ώστε να προκαλέσει πλημμύρες στις μισές πόλεις του κόσμου.

Τα παγόβουνα έχουν κωνικό ή τραπεζοειδές σχήμα (σχ. 14.2β). Η δομή, και σε κάποιο βαθμό η εμφάνισή τους, εξαρτάται από τον πάγο που σχηματίζει το ίδιο το παγόβουνο. Ο πάγος ενός παγόβουνου μπορεί να έχει ηλικία ακόμη και μεγαλύτερη των 15.000 ετών. Τα παγόβουνα με κωνικό ή ακαθόριστο σχήμα προέρχονται από παγετώνες που κινούνται σε ανώμαλη επιφάνεια κατά την πορεία τους προς την παραλία, ενώ αυτά που έχουν τραπεζοειδές σχήμα προέρχονται από λεπτές επιφάνειες πάγου, που ωθούνται κατευθείαν προς τη θάλασσα. Τα παγόβουνα της Αρκτικής κινούνται, συνήθως, με ταχύτητα 0,7 km την ώρα στην ανοιχτή θάλασσα. Σε σπάνιες περιπτώσεις μπορεί να φτάσουν μέχρι και τα 3,6 km την ώρα. Αυτά που έχουν κωνικό ή ακαθόριστο σχήμα, επικρατούν στο Β ημισφαίριο, ενώ τα τραπεζοειδή απαντώνται συχνότερα στο Ν.

Τα παγόβουνα που προέρχονται από τη Γροιλανδία έχουν ύψος γύρω στα 70 m και μήκος που κυμαίνεται από 280–450 m, όταν αρχικά σχηματίζονται. Τα μεγαλύτερα μπορούν να ξεπερνούν σε ύψος τα 120 m και να έχουν μήκος αρκετά μίλια. Τα τραπεζοειδή παγόβουνα της Ανταρκτικής έχουν ύψος μεταξύ 30 και 40 m, ωστόσο οι οριζόντιες διαστάσεις τους υπερβαίνουν κατά πολύ τις αντίστοιχες των παγόβουνων του Β ημισφαιρίου. Το μεγαλύτερο νησί πάγου στην ιστορία αποκολλήθηκε από την Ανταρκτική το 1956. Με μήκος 320 km και πλάτος 97, είχε περίπου την έκταση του Βελγίου. Το γιγάντιο αυτό παγόβουνο με την ονομασία B15A περιείχε τόσο γλυκό νερό, που θα μπορούσε να καλύψει τις ανάγκες της Ελλάδας για τουλάχιστον 300 χρόνια. Το κάλυμμα πάγου της Γροιλανδίας είναι θερμότερο από της Ανταρκτικής και κατά συνέπεια η παγκόσμια αύξηση της θερμοκρασίας θα μπορούσε να προκαλέσει σοβαρή τήξη στη Γροιλανδία, ενώ θα έχει λιγότερη επίδραση στην Ανταρκτική. Στην Ανταρκτική, η θερμοκρασία που επικρατεί είναι αρκετά κάτω του σημείου τήξεως, ώστε ακόμα και με κάποια παγκόσμια αύξηση της θερμοκρασίας, αυτή θα μπορούσε να παραμείνει αρκετά χαμηλή για να αποτρέψει μία εκτενή τήξη.

Όπου τα καλύμματα πάγου επεκτείνονται έξω από την ξηρά, προς τον ωκεανό, εκεί σχηματίζονται θαλάσσια καλύμματα πάγου (σχ. 14.2γ). Υπάρχει ανησυχία ότι με την παγκόσμια αύξηση της θερμοκρασίας τα νερά κάτω από τα θαλάσσια καλύμματα πάγου θα είναι θερμότερα και ο πάγος θα σπάει ευκολότερα, σχηματίζοντας πολύ μεγάλα παγόβουνα.

Στο σχήμα 14.2γ φαίνεται το πολικό κάλυμμα πάγου. Το ***κάλυμμα πάγου της ξηράς*** (grounded ice sheet) προεκτείνεται προς τον ωκεανό, όπου επιπλέει και σχηματίζει το ***θαλάσσιο κάλυμμα πάγου*** (ice shelf), το οποίο σπάει στα άκρα του, σχηματίζοντας τα ***παγόβουνα*** (icebergs).



Σχ. 14.2γ
Πολικό κάλυμμα πάγου.

Το ορατό τμήμα ενός παγόβουνου, αυτό δηλαδή που βρίσκεται πάνω απ' την επιφάνεια της θάλασσας, εξαρτάται απ' το είδος του και τις διαφορετικές πυκνότητες μεταξύ του θαλάσσιου νερού και του πάγου. Η μέση πυκνότητα των παγόβουνων αντιστοιχεί στα 7/8 της πυκνότητας της θάλασσας. Γι' αυτό, μόνο το 1/8 του συνολικού όγκου ενός παγόβουνου βρίσκεται πάνω απ' την επιφάνεια του νερού (σχ. 14.2δ). Το είδος του παγόβουνου καθορίζει το ύψος του πάγου που εξέχει απ' το νερό. Για την περίπτωση των τραπεζοειδών παγόβουνων, το βάθος κάτω από την επιφάνεια είναι περίπου επτά φορές του ύψους πάνω από την επιφάνεια του νερού. Για την περίπτωση των κωνικών ή ακαθόριστου σχήματος παγόβουνων, το βάθος κάτω απ' την επιφάνεια είναι περίπου πέντε φορές του ύψους πάνω απ' την επιφάνεια του νερού.

Σχετικά με την πυκνότητα, το θαλασσινό νερό με θερμοκρασία –1 °C και αλμυρότητα 35°/$_{oo}$, προκαλεί συνθήκες πυκνότητας, που τελικά επιτρέπουν στο 90% του πάγου να βυθιστεί. Τα ακαθόριστου



Σχ. 14.2δ
Καλλιτεχνική απεικόνιση ενός κωνικού παγόβουνου, όπου παρατηρείται πως τα 7/8 του όγκου του βρίσκονται κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας.

σχήματος παγόβουνα έχουν συχνά υποθαλάσσιες προεξοχές, που αποτελούν τεράστιο κίνδυνο για τα παραπλέοντα πλοία. Η θερμοκρασία στο εσωτερικό ενός παγόβουνου φτάνει στους –15 °C με –20° C, ενώ στην επιφάνεια της θάλασσας ανέρχεται στους 0 °C.

Ακόμη και αν η γενική πορεία κινήσεως ενός παγόβουνου είναι γνωστή για μεγάλο χρονικό διάστημα, αυτό δεν σημαίνει ότι μπορεί να προβλεφθεί η πορεία που θα ακολουθήσει ένα μεμονωμένο κομμάτι πάγου που θα αποκοπεί απ' το παγόβουνο σε δεδομένο σημείο και χρόνο. Έχει παρατηρηθεί ότι κομμάτια πάγου που αποκόπηκαν και βρίσκονταν αρχικά κοντά το ένα στο άλλο, κινούνται προς διαφορετικές διευθύνσεις. Ο λόγος που συμβαίνει κάτι τέτοιο είναι πως τα παγόβουνα κινούνται υπό την επίδραση του επικρατούντος θαλάσσιου ρεύματος, στο βάθος του βυθισμένου τμήματος του παγόβουνου. Συχνά το υποθαλάσσιο ρεύμα αντιτίθεται στην κίνηση του υπάρχοντος ανέμου.

Συνήθως τα παγόβουνα της Αρκτικής λιώνουν κοντά στη Νέα Γη του Καναδά, αλλά ορισμένες χρονιές μπορεί να φτάσουν Ν μέχρι και τις Βερμούδες. Τα παγόβουνα του Ν ημισφαιρίου σπάνια παρασύρονται προς Β, αφού κατά κανόνα αιχμαλωτίζονται απ' τα κυκλικά πολικά ρεύματα της Ανταρκτικής και περιφέρονται γύρω από τον Ν Πόλο, με φορά αντίθετη των δεικτών του ρολογιού.

Τα ***μικρά τεμάχια πάγου*** (bergy bits) και οι ***θορυβώδεις πάγοι*** (growlers),[1] όπως εξάλλου και τα παγόβουνα, προέρχονται απ' τους παγετώνες. Σχηματίζονται όταν τα παγόβουνα και άλλες μάζες χερσαίου πάγου διασπώνται. Το μικρό τεμάχιο πάγου είναι ένα μεσαίου μεγέθους κομμάτι πάγου από παγετώνα, το μέγεθος του οποίου είναι όσο περίπου ένα μικρό εξοχικό σπίτι. Ο θορυβώδης πάγος είναι ένα μικρού μεγέθους κομμάτι πάγου από παγετώνα, με μέγεθος όσο περίπου ένα μεγάλο πιάνο και κάπως πρασινωπή όψη. Στον πίνακα 14.1 φαίνονται αναλυτικά οι διαστάσεις των παγόβουνων ανάλογα με την κατηγορία τους.

Πίνακας 14.1
Κατηγορίες παγόβουνων.

Κατηγορία	***Ύψος***		***Μήκος***	
	Μέτρα	***Πόδια***	***Μέτρα***	***Πόδια***
Θορυβώδεις πάγοι	< 1	< 3	< 5	< 15
Μικρά τεμάχια πάγου	1 – 4	3 – 13	5 – 14	15 – 46
Μικρό παγόβουνο	5 – 15	14 – 50	15 – 60	47 – 200
Μεσαίο παγόβουνο	16 – 45	51 – 150	61 – 122	201 – 400
Μεγάλο παγόβουνο	46 – 75	151 – 240	123 – 204	401 – 670
Πολύ μεγάλο παγόβουνο	> 75	> 240	> 204	> 670

[1] Οι ***θορυβώδεις πάγοι*** ονομάζονται έτσι λόγω του θορύβου που δημιουργούν μερικές φορές, καθώς αναταράσσονται και σείονται μέσα στη θάλασσα.

14.3 Θαλάσσιος πάγος.

Ο συνολικός θαλάσσιος πάγος υπολογίζεται ότι καλύπτει κατά μέσο όρο περίπου 25 εκατομμύρια km^2, όσο η έκταση της βορειοαμερικανικής ηπείρου, ενώ τα καλύμματα πάγου και οι παγετώνες καλύπτουν περίπου 15 εκατομμύρια km^2, περίπου το 10% της χερσαίας επιφάνειας της Γης.

Γενικά, η επιφάνεια της θάλασσας ποικίλλει σημαντικά όπως και της ξηράς. Μπορεί να είναι λεία, τραχιά ή ακόμα και καλυμμένη με πάγο. Η κατάσταση της επιφάνειας καθορίζεται σε μεγάλο βαθμό απ' την ατμόσφαιρα με την οποία επιδρά. Ωστόσο, ο άνεμος είναι ο πρωταρχικός διαχειριστής της καταστάσεως της θάλασσας μέσω της κινήσεως των κυμάτων, καθώς και του μοντέλου κυκλοφορίας των ωκεανών μέσω των κυριοτέρων θαλασσίων ρευμάτων. Οι διαφοροποιήσεις στη θερμοκρασία του αέρα και του θαλασσινού νερού ελέγχουν τις διαδικασίες εξατμίσεως και συμπυκνώσεως, ενώ η θερμοκρασία του αέρα ρυθμίζει σε μεγάλο βαθμό τον σχηματισμό θαλάσσιου πάγου. Ο θαλάσσιος πάγος αποτελεί το 95% όλων των μορφών πάγου που απαντώνται σε θάλασσες και ωκεανούς.

Το καθαρό νερό παγώνει στους 0 °C. Ωστόσο, πριν προλάβει να παγώσει το νερό της επιφάνειας, η υπόλοιπη στήλη νερού πρέπει να ψυχθεί στη θερμοκρασία της μέγιστης πυκνότητας. Επομένως, τα ρηχά νερά με χαμηλή αλατότητα (μικρότερη από 24,7‰) παγώνουν πιο γρήγορα απ' ό,τι τα βαθύτερα. Ως εκ τούτου, η διαδικασία της ψύξεως του θαλάσσιου νερού επηρεάζεται πρωτίστως από τη θερμοκρασία, την αλατότητα και το βάθος. Παρόλ' αυτά, ο σχηματισμός πάγου μπορεί να καθυστερήσει εξαιτίας των ανέμων, των ρευμάτων και των παλιρροιών. Η μετατροπή του νερού σε πάγο, απαιτεί την ψύξη του στο σημείο πήξεως. Η διεργασία αυτή συνοδεύεται με ταυτόχρονη απώλεια ενέργειας. Αυτή η απώλεια ενέργειας προκύπτει όταν η θερμοκρασία του περιβάλλοντα αέρα είναι χαμηλότερη από τη θερμοκρασία του νερού. Το σημείο πήξεως του γλυκού νερού είναι 0°C, ωστόσο η μέγιστη πυκνότητά του αντιστοιχεί σε θερμοκρασία 4°C. Αυτή η τιμή είναι πολύ σημαντική, διότι το νερό κάτω από τον πάγο δεν παγώνει. Όσο η πυκνότητα αυξάνεται, τόσο η θερμοκρασία ελαττώνεται.

Καθώς το σημείο πήξεως του θαλασσινού νερού είναι χαμηλότερο από αυτό του γλυκού νερού και η πυκνότητα του θαλασσινού νερού εξακολουθεί να αυξάνεται με την ελάττωση της θερμοκρασίας, προκύπτει το συμπέρασμα ότι ο πάγος σχηματίζεται λιγότερο εύκολα στο θαλασσινό νερό απ' ό,τι στο γλυκό. Εξαιτίας των ιδιοτήτων του, το θαλασσινό νερό πρέπει να ψυχθεί περισσότερο προτού αρχίσει να σχηματίζεται πάγος. Αντίθετα με το γλυκό νερό, μία ολόκληρη στήλη νερού μπορεί να ψυχθεί προτού σχηματιστεί πάγος στην επιφάνεια.

Ο θαλάσσιος πάγος σχηματίζεται, αναπτύσσεται και λιώνει στον ωκεανό. Ο θαλάσσιος πάγος παρατηρείται και στον Αρκτικό Ωκεανό και στην Ανταρκτική. Στο Β ημισφαίριο μπορεί να εκτείνεται προς τον νότο μέχρι τον κόλπο Bohai, στην Κίνα (περίπου 38° γεωγραφικό πλάτος), που βρίσκεται περίπου 700 km πλησιέστερα στον Ισημερινό παρά στον Β πόλο. Στο Ν ημισφαίριο ο θαλάσσιος πάγος αναπτύσσεται γύρω από την Ανταρκτική, φτάνοντας προς βορρά μέχρι τις 55° γεωγραφικό πλάτος.

Συνήθως, ο σχηματισμός πάγου αρχίζει από τις αρχές του φθινοπώρου και ο πρώτος πάγος εμφανίζεται ως επί το πλείστον στις εκβολές των ποταμών που καταλήγουν σε ρηχές θάλασσες, όπως συμβαίνει στη Β Σιβηρία. Καθώς το φθινόπωρο ενισχύεται με κρύο, σχηματίζεται πάγος και στις όχθες των ποταμών (ταχύς πάγος) και γίνεται ημιμόνιμο χαρακτηριστικό, που διευρύνεται και εξαπλώνεται. Σε περιοχές όπου υπάρχουν νησιά, τα οποία βρίσκονται κοντά το ένα στο άλλο, όπως στη θάλασσα της Σιβηρίας, ο ταχύς πάγος καλύπτει τη θαλάσσια επιφάνεια και γεφυρώνει τις υδάτινες επιφάνειες μεταξύ των χερσαίων επιφανειών.

Στο Β ημισφαίριο, ο θαλάσσιος πάγος είναι κατά μέσο όρο ελάχιστος τον Σεπτέμβριο και μέγιστος τον Μάρτιο. Στο Ν ημισφαίριο, για τους ίδιους μήνες παρατηρούνται τα αντίθετα, τον Σεπτέμβριο δηλαδή αποκτά τη μέγιστη τιμή του, ενώ τον Μάρτιο την ελάχιστη. Ο θαλάσσιος πάγος ταξινομείται με βάση το στάδιο αναπτύξεως, το οποίο σχετίζεται με το πάχος και την ηλικία. Οι περισσότεροι επιστήμονες περιγράφουν τον θαλάσσιο πάγο μόνο από την ηλικία του, οπότε υπάρχει ο πάγος πρώτης χρονιάς ή πολλών ετών. Ωστόσο κάποιοι ειδικοί που χαρτογραφούν την έκταση του πάγου για ναυτιλιακούς σκοπούς, χρησιμοποιούν ειδικούς όρους για να συσχετίσουν το πάχος του πάγου με την ηλικία του.

Η ταξινόμηση του θαλάσσιου πάγου γίνεται με τον διαχωρισμό του στις εξής τέσσερεις κατηγορίες:

1) Ο ***καινούργιος πάγος*** (new ice) είναι ένας όρος που αναφέρεται σε πάγο με πάχος μικρότερο των 10 cm.

2) Ο ***νέος πάγος*** (young ice), το πάχος του οποίου είναι μεταξύ 10 και 30 cm. Ο νέος πάγος μερικές

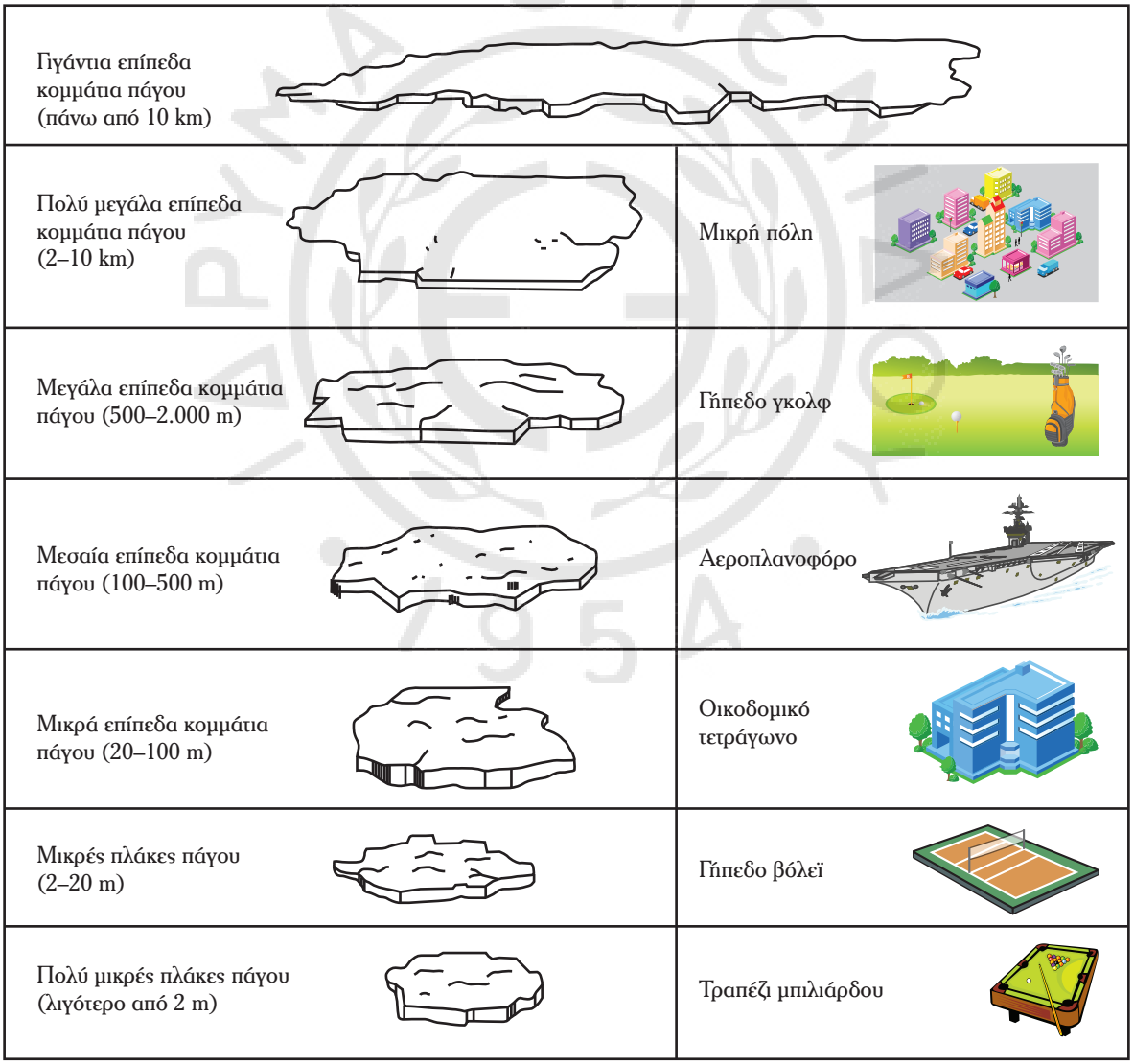
φορές διαιρείται σε δύο υποκατηγορίες βασισμένες στο χρώμα: i) ***γκρι πάγος*** (grey ice) με πάχος 10-15 cm και ii) ***γκριζόλευκος πάγος*** (grey-white ice) με πάχος 15-30 cm.

3) Ο ***πάγος της πρώτης χρονιάς*** (first year ice) έχει πάχος που κυμαίνεται από 30 cm έως 2 m, αλλά δεν έχει επιβιώσει από μία καλοκαιρινή εποχή που χαρακτηρίζεται από τήξη. Ο πάγος της πρώτης χρονιάς μπορεί να διαιρεθεί σε υποκατηγορίες: τον ***λεπτό*** (thin), τον ***μεσαίο*** (medium) και τον ***παχύ πάγο*** (thick). Ο παχύς πάγος έχει πάχος που ξεπερνά τα 1,22 m.

4) Ο ***παλαιός πάγος*** (old ice) είναι εξαιρετικά βαρύς θαλάσσιος πάγος που έχει επιβιώσει τουλάχιστον έναν χρόνο. Αρχικά, απαντάται στις πολικές περιοχές της Αρκτικής και της Ανταρκτικής, με τη μορφή τεραστίων μαζών που συγκεντρώνονται, συνθλίβονται και χωρίζονται σε μεγάλα επίπεδα κομμάτια πάγου που ποικίλλουν τόσο σε ηλικία, μέγεθος και σχήμα, όσο και σε πάχος. Αυτά παρασύρονται και κινούνται γύρω απ' τη λεκάνη της Αρκτικής και της Ανταρκτικής. Ο παλαιός πάγος μπορεί να διακριθεί i) στον ***πάγο δεύτερης χρονιάς*** (second year ice) και ii) στον ***πάγο πολλών ετών*** (multiyear ice).

Όσον αφορά στο ***μέγεθος*** του θαλάσσιου πάγου, μπορεί να ταξινομηθεί στις ακόλουθες 7 κατηγορίες (σχ. 14.3):

1) ***Γιγάντια επίπεδα κομμάτια πάγου*** (giant floe) με μέγεθος πάνω από 10 km.



Σχ. 14.3

Απεικόνιση των μεγεθών πάγου σε σύγκριση με άλλα αντικείμενα.

2) ***Πολύ μεγάλα επίπεδα κομμάτια πάγου*** (vast floe) από 2–10 km.

3) ***Μεγάλα επίπεδα κομμάτια πάγου*** (big floe) από 500 – 2.000 m.

4) ***Μεσαία επίπεδα κομμάτια πάγου*** (medium floe) από 100–500 m.

5) ***Μικρά επίπεδα κομμάτια πάγου*** (small floe) από 20–100 m.

6) ***Μικρές πλάκες πάγου*** (ice cakes) από 2 – 20 m.

7) ***Πολύ μικρές πλάκες πάγου*** (small ice cakes) λιγότερο από 2 m.

Όσον αφορά στους όρους που χρησιμοποιούνται για την περιγραφή της τοπογραφίας ή της συνθέσεως της επιφάνειας του πάγου, αυτοί σχετίζονται με τον βαθμό τραχύτητας που παρουσιάζει η περιοχή. Η ακόλουθη ταξινόμηση αφορά στη μορφή της επιφάνειας του πάγου:

1) ***Σπασμένοι πάγοι που δημιουργούν σχεδία*** (rafted ice). Αυτοί οι πάγοι σχηματίζονται, όταν μικρές πλάκες πάγου καταπατούν η μία την άλλη. Η διαδικασία αυτή επιτυγχάνεται, όταν η επίδραση του ανέμου αναγκάζει μικρές πλάκες πάγου ή μεγάλα επίπεδα κομμάτια πάγου να έρθουν σε επαφή. Αυτό σχετίζεται με νέους πάγους ή πάγους πρώτης χρονιάς.

2) ***Σπασμένοι πάγοι με κορυφογραμμές*** (ridged ice). Οι πάγοι με κορυφογραμμές είναι πολύ πιο τραχείς απ' τους πάγους της προηγούμενης κατηγορίας. Απαντώνται στους πάγους πρώτης χρονιάς. Ωστόσο, πρέπει να σημειωθεί ότι τόσο ο άνεμος, όσο και ο καιρός μπορούν τελικά να εξομαλύνουν την επιφάνεια των κορυφογραμμών.

3) ***Σπασμένοι πάγοι με λοφίσκους*** (hummocked ice). Ο σχηματισμός των λοφίσκων συμβαίνει στους παλαιούς πάγους. Καθώς σχηματίζονται, οι πάγοι με λοφίσκους μοιάζουν με τους πάγους που δημιουργούν σχεδία. Η μεγαλύτερη διαφορά τους είναι ότι οι πάγοι με λοφίσκους απαιτούν μεγαλύτερο βαθμό πιέσεως.

Επί πλέον ο θαλάσσιος πάγος μετακινείται κιόλας, καθώς σπασμένα κομμάτια ***ταχέως πάγου*** (fast ice) (παράγρ. 14.9) κινούνται με τη βοήθεια των ανέμων, των παλιρροιών και των θαλασσίων ρευμάτων.

Τα ***πακέτα πάγων*** (pack ice) είναι θαλάσσιος πάγος που καλύπτει περισσότερο απ' το μισό μέρος της ορατής θαλάσσιας επιφάνειας. Κινούνται στα δεξιά του αληθούς ανέμου για το Β ημισφαίριο, ενώ στα αριστερά του για το Ν. Η κίνηση των πάγων, με μια πιο προσεκτική παρατήρηση, φαίνεται να ακολουθεί περισσότερο τον άνεμο τον χειμώνα, παρά το καλοκαίρι. Αυτό συμβαίνει επειδή το καλοκαίρι οι παλίρροιες διαδραματίζουν μεγαλύτερο ρόλο στην κίνηση των πάγων. Ο θαλάσσιος πάγος επηρεάζει επίσης την κίνηση των ωκεανίων υδάτων.

Όταν σχηματίζεται ο θαλάσσιος πάγος, το περισσότερο αλάτι ωθείται κάτω από τον πάγο στο ωκεάνιο νερό, παρόλο που κάποια ποσότητα αλατιού μπορεί να παγιδευτεί ανάμεσα σε κρυσταλλικούς πάγους. Το νερό κάτω από τον θαλάσσιο πάγο έχει μεγαλύτερη συγκέντρωση σε αλάτι και είναι πιο πυκνό σε σχέση με τα περιβάλλοντα ύδατα, οπότε και βυθίζεται. Με αυτόν τον τρόπο, που ονομάζεται «θερμόαλος κυκλοφορία» (παράγρ. 13.1), ο θαλάσσιος πάγος συνεισφέρει στην παγκόσμια ωκεάνια κυκλοφορία. Το ψυχρό και πυκνό νερό απ' τους πόλους βυθίζεται και κινείται κατά μήκος του ωκεάνιου πυθμένα προς τον Ισημερινό, ενώ το θερμό νερό από τα μέσα βάθη των ωκεανών κινείται στην επιφάνεια, με φορά από τον Ισημερινό προς τους πόλους. Αλλαγές που μπορεί να προκληθούν στην ποσότητα του θαλάσσιου πάγου είναι δυνατόν να διαταράξουν την κανονική ωκεάνια κυκλοφορία, με συνέπεια αλλαγές στο παγκόσμιο κλίμα.

Όσον αφορά στην ταχύτητα κινήσεως των πακέτων πάγου, είναι δυνατό να επηρεάζεται από την ταχύτητα του ανέμου. Κατά μέσο όρο, η κίνηση του πάγου στο Β ημισφαίριο κυμαίνεται στο 1,4% της ταχύτητας του ανέμου τον Απρίλιο, ενώ τον Σεπτέμβριο στο 2,4% της ταχύτητας του ανέμου. Παρόλο που ο άνεμος αποτελεί την πρωταρχική κινητήρια δύναμη, η παρουσία ή η απουσία ανοικτών υδάτων κατά τη διεύθυνση της κινήσεως του πάγου επηρεάζει κατά πολύ την κίνησή του. Όταν τα ύδατα που συναντά ο πάγος κατά την κίνησή του είναι απαλλαγμένα από πάγο, όσο μακριά και αν βρίσκονται από αυτόν, τότε η κίνηση αυτή γίνεται ελεύθερα προς την κατεύθυνση αυτή. Αντιθέτως, ύδατα που φράσσονται με πάγους, επιβραδύνουν την κίνηση του πάγου.

Η ναυσιπλοΐα μέσα και γύρω από περιοχές όπου υπάρχουν θαλάσσιοι πάγοι, μπορεί να καταστεί εξαιρετικά επικίνδυνη. Η κίνηση μεγάλων κομματιών πάγου μπορεί να προκαλέσει ρήγματα στα πλοία και ακόμη χειρότερα, είναι δυνατόν οι πάγοι να κυκλώσουν ένα πλοίο και να το καταστήσουν ακυβέρνητο στη θάλασσα. Υπάρχουν πολλοί σχηματισμοί θαλάσσιου πάγου και νερού, οι πιο κοινοί εκ των οποίων είναι οι ακόλουθοι:

1) ***Θραύσματα*** (fractures), δηλαδή ανοίγματα που σχηματίζονται στο εσωτερικό του πάγου και μπορούν να φτάσουν σε μήκος από λίγα μέτρα μέχρι πολλά χιλιόμετρα.

2) ***Οδηγοί*** (leads), δηλαδή ανοίγματα στο εσωτερικό του πάγου που διευρύνονται και αποχωρίζονται ακόμη περισσότερο, ώστε να επιτρέπουν τη διέλευση ενός πλοίου ανάμεσά τους.

3) ***Μεγάλες τρύπες πάγου*** (thaw holes), δηλαδή τρύπες στον πάγο που προέκυψαν από τήξη σε συνδυασμό με θερμό καιρό.

4) ***Πολύννας*** (polynyas), δηλαδή ανοίγματα ανοικτής θάλασσας, που δεν έχουν επίμηκες σχήμα και είναι δυνατόν να περιλαμβάνουν μικρά τεμάχια πάγου και να καλύπτονται από μίλια νέου πάγου και πάγου νεαρής ηλικίας.

Η εναλλαγή της τήξεως και του σχηματισμού του θαλάσσιου πάγου, σε συνδυασμό με τη συνεχή κίνηση διαφόρων κομματιών πάγου που οδηγούν είτε στον διαχωρισμό, είτε στη συνένωσή τους, προκαλεί διαφοροποιήσεις ως προς την παγοκάλυψη. Η συγκέντρωση των πακέτων πάγου σε δεδομένη περιοχή εκφράζεται σε δέκατα. Οι συγκεντρώσεις κυμαίνονται και αναλόγως χαρακτηρίζονται:

1) ***Ανοικτό νερό*** (open water): η ολική συγκέντρωση που πάγου είναι μικρότερη από 1/10.

2) ***Πολύ ανοικτός πάγος*** (very open pack): συγκέντρωση από 1/10 μέχρι 3/10.

3) ***Ανοικτός πάγος*** (open pack): συγκέντρωση από 4/10 μέχρι 6/10.

4) ***Κλειστός πάγος*** (close pack): συγκέντρωση από 7/10 μέχρι 8/10.

5) ***Πολύ κλειστός πάγος*** (very close pack): συγκέντρωση από 9/10 μέχρι μικρότερη από 10/10.

6) ***Συμπαγή πακέτα πάγου*** (compact or consolidated pack): 100% κάλυψη από πάγο.

Μεταξύ του θαλάσσιου πάγου και των παγόβουνων, των παγετώνων και του πάγου λιμνών, παρουσιάζονται κάποιες διαφορές. Η πιο σημαντική είναι πως ο θαλάσσιος πάγος σχηματίζεται από αλμυρό ωκεάνιο νερό, ενώ τα παγόβουνα, οι παγετώνες και ο πάγος λιμνών σχηματίζονται από γλυκό νερό ή χιόνι. Ο θαλάσσιος πάγος αναπτύσσεται, σχηματίζεται και λιώνει αποκλειστικά στον ωκεανό. Οι παγετώνες θεωρούνται πάγος χερσαίας προελεύσεως, ενώ τα παγόβουνα είναι μεγάλα τεμάχια πάγου που αποκόπηκαν από τους παγετώνες και έπεσαν στον ωκεανό. Ο πάγος λιμνών προέρχεται από γλυκό νερό και όταν παγώνει σχηματίζεται μία λεία επιφάνεια, σε αντίθεση με τον θαλάσσιο πάγο, ο οποίος αποκτά διάφορες μορφές και σχήματα εξαιτίας της συνεχούς αναδεύσεως των ωκεανίων υδάτων.

Η διαδικασία σχηματισμού του θαλάσσιου πάγου διαφέρει σε σχέση με τον πάγο των ποταμών ή των λιμνών. Το γλυκό νερό παρουσιάζει διαφορετική συμπεριφορά σε σχέση με άλλα συστατικά, διότι γίνεται λιγότερο πυκνό καθώς πλησιάζει το σημείο τήξεως. Αυτή η διαφορά ερμηνεύει γιατί τα παγάκια επιπλέουν σε ένα ποτήρι νερό. Γλυκό νερό με πολύ μικρή θερμοκρασία και χαμηλή πυκνότητα, παραμένει στην επιφάνεια λιμνών και ποταμών, σχηματίζοντας ένα στρώμα πάγου στην ανώτερη επιφάνεια της υδάτινης περιοχής.

Παρόλο που ο θαλάσσιος πάγος αρχικά σχηματίζεται στις πολικές περιοχές, επηρεάζει το παγκόσμιο κλίμα. Στην επιφάνεια του θαλάσσιου πάγου οι ακτίνες του Ήλιου ανακλώνται και διαφεύγουν προς το Διάστημα. Αυτό έχει ως συνέπεια οι περιοχές που καλύπτονται από πάγο να μην απορροφούν πολλή ενέργεια, οπότε η θερμοκρασία εκεί να παραμένει σχετικά χαμηλή. Αν η υπερθέρμανση του πλανήτη συνεχιστεί προκαλώντας περαιτέρω λιώσιμο των πάγων, θα υπάρχουν λιγότερες φωτεινές επιφάνειες, με αποτέλεσμα να απορροφάται περισσότερη ενέργεια και ως εκ τούτου να ανεβαίνει η θερμοκρασία. Αυτή η διαδοχή γεγονότων προκαλεί μία διαρκή διαδικασία θερμάνσεως και ψύξεως.

Αυτή η διαδικασία διακόπτεται προσωρινά όταν εμφανίζονται οι σκοτεινές ημέρες του πολικού χειμώνα, αλλά ξεκινά και πάλι την επόμενη άνοιξη. Ακόμα και μία μικρή άνοδος της θερμοκρασίας μπορεί να οδηγήσει σε περαιτέρω θέρμανση, καθιστώντας τις πολικές περιοχές τις πιο ευαίσθητες όσον αφορά στην κλιματική αλλαγή στη Γη.

14.4 Πάχος του θαλάσσιου πάγου.

Το πάχος του θαλάσσιου πάγου αποτελεί ίσως μία απ' τις κυριότερες κλιματικές μεταβλητές, για την οποία, ωστόσο, υπάρχουν ανεπαρκή δεδομένα αρχείου και παρατηρήσεων. Με τα συνεχώς νέα δεδομένα που συγκεντρώνονται σε αρχείο, οι επιστήμονες θα μπορέσουν να θέσουν τις βάσεις μιας συνεχώς αναπτυσσόμενης έρευνας, με σκοπό την κατανόηση, την πρόβλεψη και την προσαρμογή στις μεταβολές που δύνανται να προκληθούν στις πολικές περιοχές.

Το πάχος του θαλάσσιου πάγου επηρεάζεται από

διάφορες παραμέτρους. Η ***λευκαύγεια***[2] (albedo) είναι συχνά από τις πρώτες που επιλέγουν να μελετήσουν οι ειδικοί, όσον αφορά στην επίδρασή της στο πάχος του πάγου. Ωστόσο, έχουν παρατηρήσει πως το πάχος του πάγου παρουσιάζει μία ευαισθησία και σε άλλες παραμέτρους, όπως είναι το αρχικό πάχος του πάγου, η θερμοκρασία του αέρα, η ταχύτητα του ανέμου, η αλμυρότητα και η πυκνότητα του θαλάσσιου νερού, οι ειδικές θερμότητες του θαλάσσιου πάγου και του θαλάσσιου νερού.

Επειδή ο θαλάσσιος πάγος δεν παραμένει για μεγάλο χρονικό διάστημα στην Ανταρκτική όσο στην Αρκτική, δεν επιτρέπεται να αποκτήσει μεγάλο πάχος. Επομένως, το πάχος του πάγου διαφοροποιείται σημαντικά για τις δύο αυτές περιοχές. Πιο αναλυτικά, στην Ανταρκτική το πάχος του πάγου φτάνει τα 1 με 2 m, ενώ οι περισσότερες περιοχές της Αρκτικής καλύπτονται με θαλάσσιο πάγο πάχους 2 με 3 m. Έχουν παρατηρηθεί ωστόσο και περιοχές, όπου το πάχος του πάγου φτάνει τα 4 με 5 m.

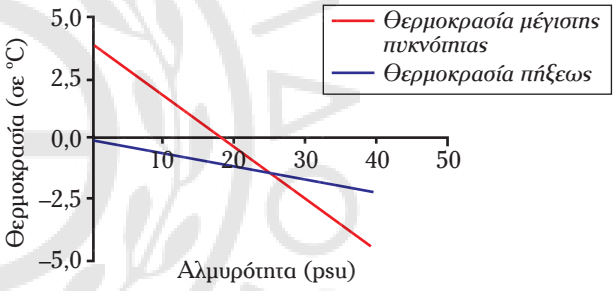
14.5 Αλμυρότητα του θαλάσσιου πάγου.

Η αλμυρότητα είναι ένα μέγεθος που σχετίζεται με την περιεκτικότητα του αλατιού στο νερό. Μέχρι πρότινος, ο πιο κοινός τρόπος περιγραφής της αλμυρότητας ήταν τα μέρη από αλάτι στα 1.000 μέρη νερού, δηλαδή ***ppt*** (μέρη στα χίλια–parts per thousand) ή τα κιλά αλατιού στα 1.000 kg νερού. Τελευταία η αλμυρότητα περιγράφεται με τις μονάδες αλμυρότητας ***psu*** (πρακτική μονάδα αλατότητας ή αλμυρότητας–practical salinity units), που είναι μία πιο ακριβής, αλλά συγχρόνως και πιο πολύπλοκη περιγραφή του μεγέθους. Παρόλ' αυτά και οι δύο μορφές περιγραφής της αλμυρότητας, ppt και psu, δίνουν παραπλήσιες τιμές. Η μέση τιμή της αλμυρότητας των ωκεανών κυμαίνεται από 32 – 37 psu, ενώ στις πολικές περιοχές μπορεί να είναι λιγότερο από 30 psu.

Από τα είδη αλάτων που περιέχονται στο θαλασσινό νερό, το χλωριούχο νάτριο (NaCl), το κοινό μαγειρικό αλάτι δηλαδή, είναι το πιο άφθονο απ' όλα. Το αλάτι διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στην ωκεάνια κυκλοφορία. Σε ψυχρές περιοχές, όπως είναι οι πολικές, οι μεταβολές στην αλμυρότητα επηρεάζουν την πυκνότητα των ωκεανών περισσότερο απ' τις αλλαγές της θερμοκρασίας. Όταν απελευθερώνεται αλάτι στη θάλασσα, καθώς σχηματίζεται ο θαλάσσιος πάγος, η αλμυρότητα του νερού αυξάνεται. Εξαιτίας του ότι το αλμυρό νερό είναι βαρύτερο, η πυκνότητα του νερού αυξάνεται και έτσι το νερό βουλιάζει. Η ανταλλαγή του αλατιού μεταξύ θαλάσσιου πάγου και ωκεανών επηρεάζει την ωκεάνια κυκλοφορία για αποστάσεις εκατοντάδων χιλιομέτρων.

Όπως ήδη αναφέραμε, το καθαρό νερό παγώνει στους 0°C, ωστόσο, το σημείο πήξεως για το θαλασσινό νερό ποικίλλει. Για κάθε 5 ppt αύξηση της αλμυρότητας, το σημείο πήξεως ελαττώνεται κατά 0,28°C. Έτσι, στις πολικές περιοχές όπου η τιμή της αλμυρότητας μπορεί να είναι 35 ppt, το νερό αρχίζει να παγώνει στους –1,9 °C.

Το σχήμα 14.5 δείχνει τη σχέση μεταξύ θερμοκρασίας του νερού και αλατότητας και ερμηνεύει πώς η αλατότητα επηρεάζει τη θερμοκρασία της μέγιστης πυκνότητας του νερού και τη θερμοκρασία πήξεως. Το ωκεάνιο νερό που είναι πιο αλμυρό έχει μικρότερη τιμή θερμοκρασίας, γι' αυτό παρατηρείται μέγιστη πυκνότητα και χαμηλότερη τιμή θερμοκρασίας πήξεως σε σχέση με το γλυκό νερό.



Σχ. 14.5
Διάγραμμα μεταβολής της θερμοκρασίας σε συνάρτηση με την αλμυρότητα.

14.6 Πυκνότητα του πάγου.

Η πυκνότητα του θαλάσσιου πάγου είναι ένα πολύ σημαντικό χαρακτηριστικό για πολλές εφαρμογές. Ωστόσο, εξαιτίας της πολυπλοκότητας της καταστάσεως στην οποία βρίσκεται, (στερεός πάγος, στερεά άλατα, νερό, αέρια), η μέτρηση της πυκνότητας δεν είναι ιδιαίτερα αποσαφηνισμένη. Οι τιμές που αναφέρονται στην πυκνότητα του πάγου κυμαίνονται από 0,72 – 0,94 mg/m^3, με επικρατούσα μέση τιμή 0,91 mg/m^3. Οι πιο ακριβείς μετρήσεις προϋποθέτουν μετρήσεις πυκνότητας ***επί τόπου*** (in situ) του πάγου της πρώτης χρονιάς, η οποία κυμαίνεται μεταξύ 0,84 και 0,91 mg/m^3 για τον πάγο που βρί-

[2] Η λευκαύγεια είναι το μέτρο της ανακλαστικότητας μίας επιφάνειας ή ενός σώματος. Μετρείται ως ο λόγος της ανακλώμενης ακτινοβολίας προς την προσπίπτουσα στην επιφάνεια ενός σώματος ακτινοβολία και συνήθως εκφράζεται ως ποσοστό επί τοις εκατό.

σκεται πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας και από 0,90 – 0,94 mg/m^3 για τον υποθαλάσσιο πάγο.

Ο θαλάσσιος πάγος που μόλις έχει σχηματιστεί είναι πιο πυκνός, εξαιτίας της περιεκτικότητάς του σε αλάτι. Η πιο αντιπροσωπευτική τιμή της πυκνότητάς του σ' αυτήν την κατάσταση είναι 0,925 mg/m^3. Καθώς το αλάτι αποβάλλεται απ' τον πάγο, αυτός αποκτά ολοένα και μικρότερη πυκνότητα. Ο θαλάσσιος πάγος, που με τον καιρό έχει χάσει την περισσότερη ποσότητα αλατιού, είναι λιγότερο πυκνός απ' τον πάγο που προέρχεται από παγοποίηση του πόσιμου νερού. Αυτό εξηγείται, επειδή ο πάγος που σχηματίζεται στη θάλασσα έχει περισσότερες φυσαλίδες αέρα. Ενδεικτικά αναφέρεται πως ο πάγος που δεν περιέχει αλάτι, και του οποίου η περιεκτικότητα σε αέρα φτάνει το ποσοστό των 8% σε σχέση με τον όγκο του, έχει τιμή πυκνότητας γύρω στο 0,845 mg/m^3.

14.7 Αποκοπή (έκπτωση) του πάγου.

Ο πάγος μπορεί να αποκοπεί από μία περιοχή λόγω των ανέμων ή και των θαλασσίων ρευμάτων. Εκεί όπου η περιοχή πάγου είναι καλά τεμαχισμένη (ανοικτός πάγος ή μικρότερες συγκεντρώσεις), ο άνεμος αποτελεί την πρωταρχική αιτία που προκαλεί έντονη κίνηση στα κύματα, γεγονός το οποίο καταλήγει σε σημαντική τήξη του πάγου. Σε περιοχές που υπάρχει ταχύς πάγος ή πάγος σε μεγάλα κομμάτια, η διαδικασία της τήξεως εξαρτάται άμεσα απ' την εισερχόμενη ακτινοβολία. Οι θερμοκρασίες του αέρα και του νερού, καθώς και κάποια είδη κατακρημνισμάτων επιδρούν σημαντικά στο λιώσιμο των πάγων.

Η παγοκάλυψη επιδρά με τέτοιον τρόπο, ώστε να επιβραδύνει τη διαδικασία της εκπτώσεως του πάγου, επειδή αντανακλά στο Διάστημα το 90% της ακτινοβολίας. Ωστόσο, καθώς οι θερμοκρασίες αυξάνονται και αποκτούν τιμές πάνω από το 0° C, τότε ξεκινά η τήξη του πάγου, οπότε και δημιουργούνται λακκούβες με νερό πάνω στην επιφάνεια του πάγου. Αυτές οι λακκούβες απορροφούν το 60% περίπου της ακτινοβολίας, προκαλώντας τη θέρμανση του νερού και την περαιτέρω ταχεία αύξηση του μεγέθους των λακκουβών. Η θερμότητα απ' το λιωμένο νερό μεταφέρεται στον υποκείμενο πάγο, προκαλώντας το σταδιακό λιώσιμό του. Στην κατάσταση αυτή, η αντίσταση που προβάλλει ο πάγος στον άνεμο και τα κύματα είναι μικρή, γι' αυτό και η διαδικασία αποσυνθέσεώς του συνεχίζεται κανονικά. Οι λακκούβες με λιωμένο νερό στον πάγο, συχνό φαινόμενο στην Αρκτική περιοχή, προάγουν και επιταχύνουν τη διαδικασία της συνεχούς ελαττώσεως του πάγου, που συντελεί τελικά στη θραύση του.

Η αποκόλληση ή η διάβρωση του επιπλέοντα πάγου ή του παγόβουνου, προκαλείται από την τήξη ή την κίνηση των υδάτων ή την εξάτμιση.

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, η έκπτωση του πάγου οφείλεται πρωτίστως στον άνεμο και δευτερευόντως στα ωκεάνια ρεύματα. Η τυπική ταχύτητα ενός τμήματος πάγου που έχει αποκοπεί, είναι γύρω στο 2 με 4% της ταχύτητας του ανέμου και εξαρτάται απ' το είδος και τη συγκέντρωση του πάγου. Στον κεντρικό Αρκτικό ωκεανό, όπου η παγοκάλυψη είναι σχεδόν ολοκληρωτική κατά τη διάρκεια του χειμώνα, ο πάγος δεν είναι εύκολο πάντα να κινηθεί, οπότε στην περίπτωση αυτή οι ταχύτητες είναι μικρότερες ακόμη και αν πνέει ισχυρός άνεμος. Οι ενδεικτικές τιμές ταχυτήτων στον Αρκτικό ωκεανό είναι 5 cm/sec ή περίπου 5 km/ημέρα. Ωστόσο κατά μήκος των ανατολικών ακτών της Γροιλανδίας, όπου επικρατεί ένα ισχυρό ωκεάνιο ρεύμα, έχουν παρατηρηθεί ταχύτητες που υπερβαίνουν τα 80 km/ημέρα.

14.8 Αποκοπή (έκπτωση) του παγόβουνου.

Κατά τη διάρκεια της εποχής των παγόβουνων, δηλαδή από Μάρτιο μέχρι Ιούλιο, τα Ν και Α όρια των περιοχών με γνωστή την ύπαρξη πάγου, περιπολούνται τακτικά από τη Διεθνή Περίπολο Πάγου (βλ. παράγρ. 14.11). Για όλο αυτό το χρονικό διάστημα, τόσο η Ακτοφυλακή των Ηνωμένων Πολιτειών, όσο και ειδικοί επιστήμονες (π.χ. ωκεανογράφοι), εξετάζουν προσεκτικά και υπολογίζουν μέσω της γεωστροφικής μεθόδου, τον τρόπο με τον οποίο επιδρούν τα ωκεάνια ρεύματα στην έκπτωση ενός παγόβουνου. Οι υπολογισμοί των χαρακτηριστικών των ρευμάτων και η πρόβλεψη των καιρικών συνθηκών αποτελούν τη βάση, έτσι ώστε να προβλεφθεί η κίνηση των παγόβουνων μετά την έκπτωσή τους. Για τον σκοπό αυτόν επιστρατεύονται αεροσκάφη, καθώς και απλά σκάφη, ώστε να είναι δυνατή η καλύτερη και αρτιότερη διόπτευση της κινήσεως αυτής.

Είναι γεγονός πως η σύνδεση και η αλληλεπίδραση μεταξύ σχετικών δυνάμεων, όπως του ανέμου, των κυμάτων και των ρευμάτων, με την κίνηση του παγόβουνου, είναι αδιαμφισβήτητη. Για την εξαγωγή ορθών συμπερασμάτων, διεξήχθησαν μελέτες λαμβάνοντας υπόψη την ακριβή πορεία που ακολούθησε το παγόβουνο, ενώ ήταν ήδη γνωστές οι ταχύτητες ανέμου και θαλάσσιου ρεύματος. Βρέθηκε, λοιπόν, πως όταν έπνεε μικρής εντάσεως άνε-

μος (<10 κόμβους), τότε η επίδραση που ασκούσαν τα μόνιμα ρεύματα ήταν ισχυρότερη απ' αυτήν του ανέμου, ενώ όταν ο άνεμος είχε ένταση μεγαλύτερη από 10 κόμβους, τότε η επίδραση του ανέμου ήταν σημαντική στην έκπτωση του παγόβουνου.

Ο άνεμος επιδρά κυρίως στις λείες επιφάνειές του, καθώς και στις προεξοχές του παγόβουνου. Η επίδραση των ρευμάτων είναι σημαντική για τα τμήματα του παγόβουνου που είναι καταβυθισμένα, ωστόσο το ρεύμα μεταβάλλει τη διεύθυνσή του όσο αυξάνεται το βάθος. Ένας ακόμη κρίσιμος παράγοντας που ασκεί σημαντική επίδραση τόσο στην ταχύτητα, όσο και στη διεύθυνση του παγόβουνου, είναι η δύναμη Coriolis, η οποία τρέπει τα παγόβουνα προς τα δεξιά της πορείας τους στο Β ημισφαίριο και προς τα αριστερά στο Ν. Η δύναμη αυτή είναι ισχυρότερη στα παγόβουνα απ' ό,τι στον θαλάσσιο πάγο, εξαιτίας της μεγάλης μάζας τους ανά μονάδα θαλάσσιας επιφάνειας. Ως εκ τούτου, είναι ασυνήθιστο να κινούνται τα παγόβουνα προς την ίδια διεύθυνση με τον θαλάσσιο πάγο. Η διεύθυνση της κινήσεώς τους σε σχέση με τον επιφανειακό άνεμο σχηματίζει γωνία 40° – 50° προς τα δεξιά (Β ημισφαίριο) ή αριστερά (Ν ημισφαίριο). Γενικά, τα παγόβουνα κινούνται με το 3% της ταχύτητας του ανέμου.

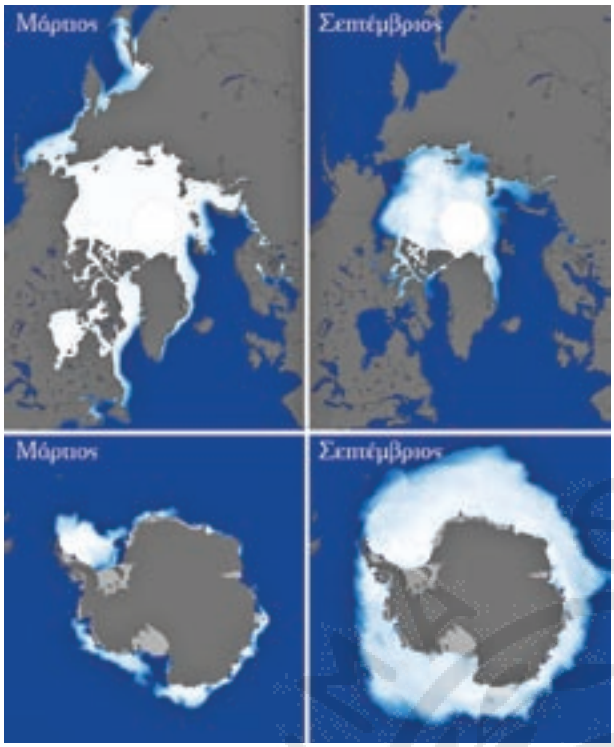
14.9 Εξάπλωση του πάγου στη θάλασσα.

Ο θαλάσσιος πάγος, βάσει της κινητικότητάς του διακρίνεται σε δύο κύριες κατηγορίες. Η πρώτη κατηγορία είναι ο ***έκπτωτος πάγος*** (drift ice), δηλαδή ο πάγος που έχει παρασυρθεί και ο οποίος βρίσκεται συνεχώς εν κινήσει υπό την επίδραση τόσο του ανέμου, όσο και των θαλασσίων ρευμάτων. Η δεύτερη κατηγορία είναι ο λεγόμενος ***ταχύς πάγος*** (fast ice), ο οποίος προσκολλάται σε ακτές ή νησιά και δεν κινείται.

Η ισχυρή ένταση του ανέμου προκαλεί την κίνηση των κομματιών του έκπτωτου πάγου περίπου κατά τη διεύθυνση του ανέμου. Το πόσο θα κινηθεί ο πάγος εξαιτίας του ανέμου δεν επηρεάζεται μόνο απ' την ένταση του ανέμου, αλλά και από τη συγκέντρωση του πάγου και την έκταση της τήξεώς του. Σε πολύ ανοικτό πάγο (1/10 – 3/10) και ανοικτό πάγο (4/10 – 6/10), υπάρχει πολύ μεγαλύτερη ελευθερία κινήσεώς του και επομένως άμεσης αντιδράσεως στον άνεμο, απ' ό,τι συμβαίνει στον κλειστό πάγο ή στα πακέτα πάγου (7/10 – 8/10) και στον πολύ κλειστό πάγο (9/10 – 10/10), όπου υπάρχει περιορισμένο περιθώριο κινήσεων. Στις περιπτώσεις του συμπαγούς (10/10) και του στερεοποιημένου πάγου (10/10), δεν υπάρχει τμήμα ορατού νερού. Στον κλειστό πάγο, η κίνηση του πάγου που προκαλείται απ' τον άνεμο κυμαίνεται κατά μέσο όρο στο 2% της εντάσεως του ανέμου· ωστόσο, το ποσοστό είναι πιο υψηλό στην περίπτωση του ανοικτού πάγου. Καθώς ο πάγος επιπλέει, η επίδραση των ρευμάτων στον έκπτωτο πάγο αφορά κυρίως στα ανώτερα στρώματα του νερού, είτε τα ρεύματα οφείλονται σε παλίρροια, είτε έχουν πιο σταθερή διεύθυνση εξαιτίας άλλων δυνάμεων. Συνήθως, είναι πολύ δύσκολο να διαφοροποιήσει κάποιος την κίνηση του έκπτωτου πάγου, την οφειλόμενη στον άνεμο ή στα ρεύματα. Σε κάθε περίπτωση πάντως, όταν συνυπάρχουν και τα δύο, το αποτέλεσμα της κινήσεως προκύπτει από το διανυσματικό άθροισμα και των δύο. Η επίδραση του ανέμου επικρατεί κυρίως στις βραχυπρόθεσμες κινήσεις, ενώ στις μακροπρόθεσμες κινήσεις υπερισχύουν τα επικρατούντα θαλάσσια ρεύματα.

Η ροή των αρκτικών παγόβουνων, τα οποία παρασύρονται από το ρεύμα του Λαμπραντόρ, είναι εξαιρετικά μεταβλητή. Ο αριθμός των παγόβουνων μειώνεται ανάλογα με το γεωγραφικό πλάτος. Η ελάττωση αυτή οφείλεται αρχικά στην τήξη και την αποκοπή τους ή στην προσκόλλησή τους σε κάποια ακτή και στη μετέπειτα αποκοπή τους. Κατά μέσο όρο 473 παγόβουνα ανά έτος καταφέρνουν να διασχίσουν τον παράλληλο των 48° Β και να εισχωρήσουν στην περιοχή όπου αποτελούν κίνδυνο για τα διερχόμενα πλοία. Ο αριθμός, ωστόσο, των παγόβουνων παρουσιάζει μεγάλη κύμανση από χρονιά σε χρονιά. Τα παγόβουνα που έχουν κατορθώσει να φτάσουν μέχρι τόσο χαμηλά σε γεωγραφικό πλάτος, θα έχουν χάσει μέχρι τότε περίπου το 85% της αρχικής τους μάζας. Συνήθως παρατηρείται ότι λιώνουν εντελώς όταν φτάνουν στην περιοχή των Μεγάλων Υφάλων ή όταν φτάνουν στο ***ψυχρό τείχος*** ή στο επιφανειακό μέτωπο, όπου διαχωρίζεται το ρεύμα του Λαμπραντόρ από το θερμό ρεύμα του Κόλπου μεταξύ των γεωγραφικών πλατών 40° και 44° Β. Στο σχήμα 14.9 απεικονίζεται η παγοκάλυψη για τους μήνες Μάρτιο και Σεπτέμβριο για την Αρκτική και την Ανταρκτική.

Η πορεία που ακολουθούν τα παγόβουνα της Ανταρκτικής είναι κυρίως Α, που καθορίζεται τόσο από τον άνεμο, όσο και από το Περιπολικό ρεύμα της Ανταρκτικής. Η δύναμη Coriolis, ωστόσο, τρέπει τα παγόβουνα ελαφρώς προς Β. Τότε, αυτά θα κινηθούν με ΒΑ διεύθυνση, με αποτέλεσμα να καταλήξουν σε μικρά γεωγραφικά πλάτη και σχετικά



Σχ. 14.9

Η ελάχιστη και η μέγιστη κάλυψη πάγου στην Αρκτική και στην Ανταρκτική. Ο χειμώνας του Ν ημισφαιρίου είναι την αντίθετη περίοδο από αυτή του Β, γεγονός που εξηγεί τον λόγο για τον οποίο η Ανταρκτική έχει λιγότερο θαλάσσιο πάγο κατά τη διάρκεια του Μαρτίου. Ο γκρι κύκλος στο κέντρο του Β ημισφαιρίου παριστάνει τις περιοχές όπου υπήρχαν ελλιπή στοιχεία εξαιτίας περιορισμών στη δορυφορική κάλυψη για το Β ημισφαίριο.

θερμά ύδατα, πριν την αποσύνθεσή τους. Τον Νοέμβριο του 2006, για παράδειγμα, παρατηρήθηκε μία σειρά από τέσσερα παγόβουνα που είχαν φτάσει στο Ν νησί της Νέας Ζηλανδίας (με γεωγραφικό πλάτος 46° Ν). Σε εξαιρετικές περιπτώσεις, όπως όταν εγκλωβίζεται από μία ψυχρή δίνη, ένα παγόβουνο μπορεί να κατορθώσει να φτάσει σε ιδιαιτέρως μικρά γεωγραφικά πλάτη. Πιο συγκεκριμένα, το 1828, μία συστάδα από παγόβουνα 30 m παρατηρήθηκαν στον Ν Ατλαντικό, με ακριβή θέση 35° 50' Ν, 18° 05' Α. Επιπρόσθετα, πολλά παγόβουνα κρίθηκαν υπεύθυνα για τη βύθιση αναριθμήτων πλοίων ανοιχτά του Ακρωτηρίου Χορν.

14.10 Ο πάγος στον Β Ατλαντικό.

Είναι σημαντικό να τονιστεί πως η περιοχή της Γροιλανδίας, και ειδικά η Δ Γροιλανδία, είναι η κατεξοχήν περιοχή όπου παρατηρείται μεγάλη παραγωγή παγόβουνων, διότι κατά μήκος των ακτών της υπάρχουν πολλοί παγετώνες. Κάθε χρόνο δημιουργούνται γύρω στα 10.000 με 15.000 παγόβουνα, από τους 20 κύριους παγετώνες που εντοπίζονται μεταξύ του παγετώνα Jacobshaven και του Humboldt. Εκτιμάται ότι το 85% των παγόβουνων που προέρχονται απ' αυτούς τους παγετώνες, καταφέρνουν να φτάσουν στην περιοχή των Μεγάλων Υφάλων της Νέας Γης. Άλλη σημαντική πηγή παγόβουνων είναι η Α Γροιλανδία, όπου παράγονται περίπου τα μισά από αυτά που προέρχονται από τη Δ Γροιλανδία ωστόσο, μόλις το 10% αυτών προσεγγίζει την περιοχή των Μεγάλων Υφάλων. Το υπόλοιπο 5% των παγόβουνων που φτάνουν στη Νέα Γη θεωρείται πως προέρχεται από τους παγετώνες του Β τμήματος του νησιού Ellesmere.

Ο πάγος στον ωκεανό γύρω από την Ισλανδία έχει προέλθει από μακριά. Φτάνει απ' τον πορθμό της Δανίας, ο οποίος συνδέει τον Ατλαντικό και τον Αρκτικό ωκεανό, μεταξύ της Ισλανδίας και της Γροιλανδίας. Τις περισσότερες φορές, ο πάγος βρίσκεται κυρίως στη Β και ΒΑ άκρη της Ισλανδίας, όμως όλος ο πάγος έχει την ίδια προέλευση. Πιο αναλυτικά, το ρεύμα της Α Γροιλανδίας είναι υπεύθυνο για την παρουσία του πάγου, επειδή κινείται απ' τον Αρκτικό ωκεανό προς Ν, κατά μήκος των Α ακτών της Γροιλανδίας, περνώντας από τη ΒΑ Ισλανδία. Αυτό το εξαιρετικά ψυχρό ρεύμα μεταφέρει μεγάλες ποσότητες πάγου Ν με τη μορφή θαλάσσιου πάγου, που σχηματίζονται στο θαλάσσιο νερό, και τη μορφή παγόβουνων, που αποτελούν θραύσματα από τους παγετώνες της Γροιλανδίας. Προς το τέλος του χειμώνα, ο πάγος δύναται να καλύψει περιοχές αλιεύσεως ΒΔ της Ισλανδίας. Αυτός ο πάγος συχνά μεταφέρεται Α, μέσα στα μονοπάτια της πορείας των πλοίων κατά μήκος των Ισλανδικών ακτών και πολλές φορές εισέρχεται και μέσα στους κόλπους. Έχουν παρατηρηθεί μέχρι και παγόβουνα γύρω από την Ισλανδία, ειδικά το φθινόπωρο. Γενικά, ο πάγος γύρω από την Ισλανδία εξαρτάται από τρεις παράγοντες:

1) Την ποσότητα του πάγου που υπάρχει στον πορθμό της Δανίας.

2) Τις συνθήκες που επικρατούν στον ωκεανό κοντά στην Ισλανδία, π.χ. τη θερμοκρασία και την αλμυρότητα.

3) Τη συνολική ατμοσφαιρική κυκλοφορία στο Β ημισφαίριο, για παράδειγμα τα βαρομετρικά χαμηλά και υψηλά, ειδικά την ύπαρξη μίας περιοχής υψηλών πιέσεων είτε πάνω από τη Γροιλανδία, είτε πάνω από τον Ατλαντικό ωκεανό.

14.11 Διεθνής Περίπολος Πάγου.

Η Διεθνής Περίπολος Πάγου είναι μία οργάνωση με πρωταρχικό μέλημα την παρατήρηση της παρουσίας παγόβουνων στον Β Ατλαντικό ωκεανό και την ενημέρωση σχετικά με τις κινήσεις τους για λόγους ασφάλειας. Λειτουργεί από την ακτοφυλακή των Ηνωμένων Πολιτειών, αλλά στηρίζεται οικονομικά από 13 κράτη που ενδιαφέρονται για τη ναυσιπλοΐα στον Ατλαντικό, μεταξύ αυτών και η Ελλάδα [Παράρτημα Ι (2)].

Ιδρύθηκε το 1914, μετά το ναυάγιο του Τιτανικού. Το ναυάγιο αυτό δεν ήταν το πρώτο που προκλήθηκε από σύγκρουση με παγόβουνο· μάλιστα μέχρι τότε πίστευαν πως τέτοια δυστυχήματα ήταν αναπόφευκτα. Παρόλ' αυτά, το μέγεθος της τραγωδίας συνέβαλε ώστε να συσταθεί η Διεθνής Περίπολος Πάγου. Δραστηριοποιείται στην επικίνδυνη περιοχή Α της καναδικής Νέας Γης και ο πρωταρχικός σκοπός της είναι να ενημερώσει όλα τα διερχόμενα σκάφη που ταξιδεύουν κατά μήκος του μεγάλου κύκλου μεταξύ Ευρώπης και των μεγαλυτέρων λιμανιών των Ηνωμένων Πολιτειών και του Καναδά για την τυχόν ύπαρξη παγόβουνων στην περιοχή.

Με τον καιρό, η Περίπολος επέκτεινε τις δραστηριότητές της και επιστράτευσε όλα τα μέσα της σύγχρονης τεχνολογίας. Οι περισσότερες πληροφορίες συγκεντρώνονται από αεροσκάφη που επιτηρούν αδιάκοπα μία περιοχή με έκταση περίπου 800.000 km^2 (μεγαλύτερη από εκείνη της Γαλλίας). Τα μεγάλα παγόβουνα είναι εύκολο να εντοπιστούν· ωστόσο, όταν επικρατεί πυκνή ομίχλη, πράγμα που παρατηρείται αρκετά συχνά στην περιοχή, είναι δύσκολο να μπορέσει να διακρίνει κάποιος τα μικρά παγόβουνα απ' τα πλοία. Σ' αυτό το σημείο, η εμπειρία των πληρωμάτων διαδραματίζει αποφασιστικό ρόλο για τις κινήσεις που πρόκειται να κάνει το πλοίο.

Η Περίπολος ενημερώνεται επί πλέον και από τα εμπορικά πλοία, αλλά συλλέγει επίσης δεδομένα από σημαδούρες που καταγράφουν τα θαλάσσια ρεύματα της περιοχής. Τα στοιχεία αυτά αξιοποιούνται για την πρόβλεψη της πορείας των παγόβουνων. Τέλος, σε ορισμένα παγόβουνα τοποθετούνται πομποί εντοπισμού GPS, ώστε η Περίπολος να παρακολουθεί τις κινήσεις τους μέσω δορυφόρων, ανεξάρτητα απ' τις καιρικές συνθήκες.

Όλα τα συμβαλλόμενα κράτη έχουν αναλάβει την υποχρέωση να διατηρούν υπηρεσία περιπολίας πάγων και υπηρεσία μελέτης και παρατηρήσεων της κατάστασης των πάγων στον Β Ατλαντικό ωκεανό, σύμφωνα με τον Κανονισμό 5, Κεφάλαιο V της SOLAS. Όσο διαρκούν οι πάγοι, επιτηρούνται τα Ν, ΝΑ και ΝΔ όρια των Μεγάλων Υφάλων της Νέας Γης.

Αυτή η επιτήρηση έχει ως πρωταρχικό μέλημα την ενημέρωση των πλοίων που ταξιδεύουν στις εν λόγω περιοχές για την έκταση του πάγου, τον βαθμό επικινδυνότητας της περιοχής και γενικά την παροχή βοήθειας στα πλοία και στα πληρώματα, που την έχουν ανάγκη και βρίσκονται στην ακτίνα δράσεως των ειδικών περιπολιών της Διεθνούς Περιπόλου Πάγου. Τα πλοία και τα αεροσκάφη που χρησιμοποιούνται στην υπηρεσία περιπολίας πάγου, έχουν τη δυνατότητα παράλληλης ενασχολήσεώς τους με άλλα καθήκοντα, υπό την προϋπόθεση και μόνο ότι δεν παρεμποδίζεται η κύρια αποστολή τους.

Τα συμβαλλόμενα κράτη έχουν αναλάβει την υποχρέωση να συνεισφέρουν στα έξοδα συντηρήσεως και λειτουργίας αυτής της υπηρεσίας. Κάθε εισφορά υπολογίζεται αναλογικά με την ολική χωρητικότητα του στόλου του κάθε κράτους που διέρχεται απ' την περιοχή των παγόβουνων και η οποία επιτηρείται, σε σχέση με την αντίστοιχη ολική χωρητικότητα των πλοίων όλων των συμβαλλομένων κρατών.

Και ενώ τα παγόβουνα στον Β είναι υπό επιτήρηση μέσω της Διεθνούς Περίπολου Πάγου, προκειμένου να εξασφαλιστεί η ασφάλεια της ναυσιπλοΐας, στον Ν οι επιστήμονες έχουν εντελώς διαφορετικούς λόγους να τα παρακολουθούν. Και αυτό, γιατί πολλά δεδομένα συνηγορούν στο συμπέρασμα ότι ο αριθμός και το μέγεθος των παγόβουνων της Ανταρκτικής συνδέονται στενά με τις κλιματικές αλλαγές.

Τα παγόβουνα της Ανταρκτικής είναι συνήθως επίπεδα, επειδή αποκόπτονται από τεράστιες τράπεζες πάγου, σε αντίθεση με αυτά της Γροιλανδίας που έχουν διαφορετική μορφή και συμπεριφορά. Κατά κανόνα σχηματίζονται μέσα σε στενά φιορδ και το περιβάλλον επιδρά στη διαμόρφωσή τους, μέχρι να φτάσουν στην ανοιχτή θάλασσα. Λόγω των ποικίλων σχημάτων και μεγεθών τους, τα παγόβουνα της Γροιλανδίας είναι επίσης πιο απρόβλεπτα. Εξαιτίας της τήξεως, μπορούν για παράδειγμα να αναποδογυρίσουν πολλές φορές στο μεγάλο ταξίδι τους, ενώ τα ακανόνιστα σχήματά τους σε συνδυασμό με τα εναλλασσόμενα θαλάσσια ρεύματα καθιστούν τον υπολογισμό της πορείας τους εξαιρετικά δύσκολο. Γι' αυτό η συνεχής επιτήρησή τους είναι απαραίτητη και εδώ η Διεθνής Περίπολος Πάγου έχει αποδείξει τη μεγάλη της αξία, εφόσον ούτε μία ανθρώπινη ζωή

δεν έχει χαθεί εξαιτίας κάποιας συγκρούσεως με παγόβουνο μετά το ναυάγιο του Τιτανικού.

14.12 Εντοπισμός πάγου.

Ο εντοπισμός του πάγου δεν είναι μία εύκολη διαδικασία. Άλλωστε οι έγκυρες παρατηρήσεις έχουν κρίσιμη σημασία, έτσι ώστε να εξασφαλιστεί μία ασφαλής πλεύση. Για τον σκοπό αυτόν, υπάρχουν διάφορα μέσα, που το καθένα συμβάλλει με διαφορετικό τρόπο στην εξασφάλιση του ίδιου σκοπού. Τα μέσα αυτά είναι τα ακόλουθα:

1) Οι οπτικές παρατηρήσεις.

Ο ναυτικός βασίζεται σημαντικά στις οπτικές παρατηρήσεις, προκειμένου να συλλέξει πληροφορίες για τον πάγο που βρίσκεται σε μικρή εμβέλεια σε σχέση με τη δική του θέση. Ωστόσο, περιβαλλοντικές συνθήκες όπως η βροχόπτωση, η παγοκάλυψη, συμπεριλαμβανομένου του σκοταδιού, καθιστούν πολύ δύσκολη την ανίχνευση επικινδύνων μορφών πάγου με τον τρόπο αυτόν. Οι προβολείς μπορούν να χρησιμοποιηθούν, ώστε να αποκαλύψουν τις επικρατούσες συνθήκες πάγου σε κοντινή απόσταση. Συνιστάται επίσης η χρήση υψηλής ευκρίνειας διόπτρων από τους αξιωματικούς και τους υπευθύνους της βάρδιας, όταν υπάρχει παγοκάλυψη.

Σε μικρότερο βαθμό, οι οπτικές παρατηρήσεις που λαμβάνονται από το πλοίο μπορούν να χρησιμοποιηθούν, προκειμένου να χαραχτεί μία πορεία μέσα στα πλαίσια της ορατότητας του πάγου. Ακόμη και αν επικρατεί πολύ καλή ορατότητα, είναι πολύ δύσκολό να διακρίνει κάποιος περιοχές με ανοικτό νερό ή ακόμα πιο ευνοϊκές συνθήκες πάγου. Αυτό συμβαίνει επειδή η μικρή οπτική γωνία που διαθέτει ο ναυτικός από τη γέφυρα του πλοίου μπορεί να μην είναι αρκετά ικανοποιητική, ώστε να εξακριβώσει τις επικρατούσες συνθήκες πάγου σε άμεσα κοντινή απόσταση από το πλοίο.

Κάποιες φορές, ο παρατηρητής μπορεί να ανιχνεύσει την ύπαρξη ή μη του πάγου από κάποιες ενδείξεις. Μία πρώτη ένδειξη είναι η ασπριδερή όψη που αποκτούν τα σύννεφα κοντά στον ορίζοντα, ως αποτέλεσμα της αντανακλάσεως του πάγου στα κατώτερα νέφη της ατμόσφαιρας. Αντίθετα, σκούρες κηλίδες στα κατώτερα νέφη μπορούν να δηλώνουν την ύπαρξη περιοχής νερού χωρίς πάγο.

Για τα πλοία εκείνα που διαθέτουν δικό τους ελικόπτερο, οι από αέρα οπτικές παρατηρήσεις μπορούν να εφοδιάσουν με περισσότερες πληροφορίες σχετικά με τον πάγο, ώστε να συμβάλουν καλύτερα στον σχεδιασμό της πορείας του πλοίου.

2) Το ναυτικό ραντάρ.

Τα ραντάρ με τα οποία είναι εξοπλισμένα όλα τα πλοία, είναι δυνατόν να παρέχουν σημαντικές πληροφορίες, τόσο για τον σχεδιασμό της πορείας του πλοίου σε μικρή εμβέλεια, όσο και για την ανίχνευση ενδεχομένων κινδύνων που συνδέονται με τον πάγο. Σε ήπιες συνθήκες, κορυφές πάγου, όπως και παγόβουνα μπορούν να ανιχνευτούν σε αποστάσεις που φτάνουν τα 10 με 15 ν.μ.. Το ναυτικό ραντάρ μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να αναγνωρίσει κάποια χαρακτηριστικά του πάγου όπως πλάκες, κορυφογραμμές και ανοικτές περιοχές από πάγο σε αποστάσεις γύρω στα 3 ν.μ.. Η εμβέλεια και η ευκρίνεια του οργάνου αυξάνεται στα 6 ν.μ., για μεγαλύτερα χαρακτηριστικά του πάγου.

Η αποτελεσματικότητα του ναυτικού ραντάρ ποικίλλει με την ισχύ και το μήκος κύματος. Οι καλύτερες ρυθμίσεις για το ραντάρ διαφοροποιούνται αν η ναυσιπλοΐα γίνεται στον πάγο ή στην ανοικτή θάλασσα. Γενικά, προτιμώνται τα ραντάρ με υψηλή ισχύ και έχει αποδειχθεί ότι τα ραντάρ με απόδοση 50 kW αποδίδουν καλύτερη ανίχνευση πάγου απ' αυτά με 25 kW. Ομοίως, τα ραντάρ των 3 cm αποδίδουν καλύτερες πληροφορίες σχετικά με τον πάγο, ενώ αυτά των 10 cm εμφανίζουν την παρουσία του πάγου και των κορυφογραμμών του σε μεγαλύτερη απόσταση, γι' αυτό ενδείκνυται η χρήση και των δύο.

Είναι πολύ σημαντικό να τονιστεί ότι παρόλο που τα ναυτικά ραντάρ αποτελούν ένα πολύ χρήσιμο εργαλείο ανιχνεύσεως του θαλάσσιου πάγου και των παγόβουνων, δεν θα πρέπει να βασίζεται ο ναυτιλλόμενος μόνο στο όργανο αυτό, ιδιαίτερα όταν υπάρχει ελλιπής ορατότητα κι αυτό γιατί δεν είναι βέβαιη η ανίχνευση όλων των ειδών και μεγεθών πάγου.

3) Οι μεταδόσεις από παράκτιους σταθμούς και πλοία.

Η σχεδίαση της πορείας του πλοίου, καθώς και συνοπτικές πληροφορίες για την κατάσταση του πάγου, μπορούν να εξασφαλιστούν είτε επίσημα, είτε ανεπίσημα, μέσω της μεταδόσεως από παράκτιους σταθμούς και άλλα πλοία.

Ο ασύρματος μπορεί να χρησιμοποιηθεί προκειμένου να παρέχει ηχητικές μεταδόσεις των προσφάτων συνθηκών πάγων που επικρατούν στη συγκεκριμένη περιοχή. Για παράδειγμα, η ακτοφυλακή

του Καναδά παρέχει σε όλα τα πλοία πληροφορίες για τον πάγο και κάνει συστάσεις σχετικά με τον σχεδιασμό πορείας. Χάρτες με πρόγνωση καιρού και πληροφορίες για τον πάγο εκδίδονται σε ημερήσια βάση και αναμεταδίδονται μέσω ***ασύρματου τηλεομοιότυπου*** (radio facsimile). Οι χάρτες προγνώσεως είναι επίσης διαθέσιμοι για επιλεγμένες περιοχές. Σε κάποιες περιπτώσεις μπορεί να σταλούν αντίγραφα από χάρτες με εναέριες παρατηρήσεις στο ασύρματο τηλεομοιότυπο.

4) Συστήματα τηλεανιχνεύσεως.

Με ειδικό εξοπλισμό λήψεως και επεξεργασίας δεδομένων, τα πλοία μπορούν να επωφεληθούν από συστήματα τηλεανιχνεύσεως μέσω αεροσκαφών ή και δορυφόρων, προκειμένου να αντλήσουν συνοπτικές πληροφορίες για τον πάγο.

Τα συστήματα αυτά συνηθίζουν να λαμβάνουν εικόνες από ραντάρ, από τα αεροσκάφη ανιχνεύσεως πάγου και αποστέλλονται στα παγοθραυστικά της ακτοφυλακής. Είναι ακριβά και απαιτούν ιδιαίτερους χειρισμούς, καθώς και πολύ εξειδικευμένο προσωπικό, ώστε να μπορεί να τα χειριστεί. Για όλους αυτούς τους λόγους, τα συστήματα αυτά τα διαθέτουν εκείνα τα πλοία μόνο, που συναντούν πολύ συχνά δύσκολες συνθήκες με πάγο στις διελεύσεις τους.

Πολλά εμπορικά πλοία διαθέτουν συστήματα, τα οποία μπορούν να λαμβάνουν άμεσα δορυφορικές εικόνες με καιρικά στοιχεία, κάτι που μπορεί να συνεκτιμηθεί, όσον αφορά στην κατανομή του πάγου στην περιοχή. Αυτά τα συστήματα έχουν σχεδιαστεί, προκειμένου να λαμβάνουν εικόνες από το VHF (137 MHz), μέσω πολύ ειδικών λογισμικών. Η εμβέλεια των εικόνων κυμαίνεται μεταξύ 3 και 4 km, παρέχοντας κατάλληλες πληροφορίες για έναν συνοπτικό σχεδιασμό πορείας πλοίου. Το κόστος τους τα καθιστά ιδιαιτέρως προσιτά για πλοία που μετακινούνται σε περιοχές όπου υπάρχει μεγάλη κάλυψη πάγου.

14.13 Ναυσιπλοΐα μέσα σε πάγους.

Τα παγόβουνα αποτελούν ένα πολύ βασικό πρόβλημα για την ομαλή και ασφαλή ναυσιπλοΐα, κυρίως τη νύκτα και με συνθήκες ομίχλης. Ωστόσο, ακόμη και αν δεν επικρατούν οι προηγούμενες συνθήκες, έχουν την ικανότητα να περιορίσουν ή και να ελέγξουν τις κινήσεις ενός πλοίου, και αυτό μπορεί να συμβεί, επειδή μπορούν να επηρεάσουν τον υπολογισμό του στίγματος αναμετρήσεως, λόγω των χειρισμών αποφυγής συγκρούσεως μ' αυτά, λόγω αλλαγής ή και εξαφανίσεως καταφανών σημείων, την εγκατάσταση και τη διατήρηση διαφόρων ναυτιλιακών βοηθημάτων κ.λπ.. Επιπρόσθετα, τα παγόβουνα είναι δυνατόν να επιδράσουν στη διάδοση ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων, προκαλώντας μεταβολές των χαρακτηριστικών των κυμάτων, αλλά και της ηχούς του radar. Επιδρούν επίσης και στην αστρονομική ναυτιλία με τη μεταβολή της διαθλάσεως και της επισκιάσεως του ορίζοντα ή των ιδίων των ουρανίων σωμάτων.

Από τα παραπάνω καθίσταται φανερή η απαραίτητη κατάρτιση των ναυτιλλομένων για θέματα που αφορούν στους πάγους, καθώς και η ενημέρωσή τους για την περιοχή ταξιδιού τους και την τυχόν σύνδεσή της με την ύπαρξη παγόβουνων.

Η πλεύση σε περιοχή όπου υπάρχουν πάγοι είναι πολύ επικίνδυνη, γι' αυτό και επιβάλλεται η διαρκής επαγρύπνηση των ναυτιλλομένων. Η επιλογή του σημείου εισόδου σε μία περιοχή με πάγους απαιτεί ιδιαίτερη προσοχή. Κανονικά πρέπει να επιλεγεί σημείο με μικρή συγκέντρωση πάγου και αν κάτι τέτοιο δεν είναι εφικτό, τότε η είσοδος θα πρέπει να γίνεται από την υπήνεμη πλευρά, με πορεία κάθετη προς το χείλος του πάγου. Πρέπει να δίνεται ιδιαίτερη σημασία και στη διεύθυνση και ένταση του ανέμου προτού επιλεχθεί το σημείο εισόδου, καθώς επίσης και στην ένταση των ρευμάτων που επικρατούν και στην έκπτωση που προκαλούν. Η επίδραση του ανέμου που μπορεί να επιφέρει κυματισμό, καθιστά επικίνδυνη τη ναυσιπλοΐα, εξαιτίας των αναταράξεων που δύναται να προκαλέσει σε φύλλα πάγου ή άλλα μικρά τεμάχια πάγου που επιπλέουν κοντά στην περιφέρεια του πακέτου του πάγου. Είναι πολύ σημαντικό να γνωρίζει ο ναυτιλλόμενος ότι το πακέτο του πάγου παρασύρεται ελαφρά προς τα δεξιά της υπήνεμης κατευθύνσεως του πραγματικού ανέμου στο Β ημισφαίριο και προς τα αριστερά της υπήνεμης κατευθύνσεως στο Ν. Όσο η κίνηση γίνεται διά μέσου των πάγων, πρέπει αυτά να παραμένουν σε μία ικανοποιητική απόσταση από το πλοίο, όσο είναι δυνατόν. Είναι μεγάλος ο κίνδυνος που διατρέχει ένα πλοίο, το οποίο θα βρεθεί πολύ κοντά σε τμήματα από παγόβουνα, γιατί ως γνωστό αυτά έχουν τον μεγαλύτερο όγκο τους βυθισμένο μέσα στη θάλασσα, επομένως μπορούν να αποτελέσουν παγίδα για τα διερχόμενα σκάφη, με κίνδυνο προκλήσεως ζημιάς ή ρήγματος.

Σε κάποιες περιπτώσεις είναι απαραίτητο να γίνεται προσεκτικός σχεδιασμός της πορείας του πλοίου. Πιο συγκεκριμένα, είναι προτιμότερη η πλεύση πα-

ραπλέοντας στον πάγο, από τη διέλευση μέσω αυτού. Και στην περίπτωση που γίνεται η πλεύση παραπλέοντας στον πάγο, επιλέγεται η προσήνεμη πλευρά, εφόσον υπάρχει αυτή η δυνατότητα, επειδή μ' αυτόν τον τρόπο μπορούν να αποφευχθούν τα αποκομμένα τεμάχια, τα οποία τείνουν να παρασυρθούν προς τη διεύθυνση του ανέμου. Αν ο πάγος μετακινείται συνεχώς, τότε επιβάλλεται η συνεχής παρακολούθηση της θέσεώς του. Σύμφωνα με τη Διεθνή Σύμβαση SOLAS, ο πλοίαρχος υποχρεούται να πλέει στη διάρκεια της νύκτας με μέτρια ταχύτητα ή ακόμα και να μεταβάλλει την πορεία του, έτσι ώστε να περάσει μακριά απ' την επικίνδυνη ζώνη. Στην περίπτωση κατά την οποία το πλοίο συναντήσει πάγο ή παγόβουνο, ο πλοίαρχος οφείλει να αποστείλει αναφορά που να περιλαμβάνει την περιγραφή της συγκεκριμένης περιπτώσεως, καθώς επίσης και στοιχεία όπως το στίγμα του πλοίου, την πορεία του κ.λπ..

Τα πλοία που ταξιδεύουν ως επί το πλείστον σε περιοχές πάγων, οφείλουν να έχουν ειδική κατασκευή. Τα ειδικά για τους πάγους κατασκευασμένα πλοία διαθέτουν αρκετά ισχυρή επένδυση στις πλωριές μάσκες, ενδυνάμωση κατά μήκος της ισάλου γραμμής και σίγουρα ενδυνάμωση τόσο στο εσωτερικό, όσο και στο εξωτερικό μέρος της πλώρης. Η πλώρη δεν θα πρέπει να είναι αιχμηρή και οι έλικες θα πρέπει να βρίσκονται σε σημαντικό βάθος.

14.14 Πάγος των Μεγάλων Λιμνών.

Η περιοχή των Μεγάλων Λιμνών (σχ. 14.14) είναι μία σημαντική περιοχή τόσο για τον Καναδά, όσο και για την Αμερική. Η σημασία αυτής της περιοχής έγκειται στο ότι το εμπόριο και οι συναλλαγές δυσχεραίνονται από την παρουσία εποχικού πάγου, ο οποίος επηρεάζει τη ναυσιπλοΐα των εμπορικών πλοίων.

Η έναρξη της διαδικασίας σχηματισμού πάγου στην περιοχή, καθώς και άλλα χαρακτηριστικά που σχετίζονται άμεσα με την κάλυψη από πάγο, παρουσιάζουν διακυμάνσεις. Αναλυτικότερα:

1) Στη ***λίμνη Σουπήριορ (Μεγίστη)*** (Lake Superior) ο σχηματισμός πάγου αρχίζει προς το τέλος του Νοεμβρίου ή κατά τις αρχές του Δεκεμβρίου. Αρχικά, σχηματίζεται σε κόλπους και λιμάνια κατά μήκος των Β ακτών, στο Δ τμήμα της λίμνης και πάνω από τα ρηχά νερά του κόλπου Γουάιτφις (Whitefish). Κατά τη διάρκεια του Ιανουαρίου, εξακολουθεί να σχηματίζεται πάγος και να ενισχύεται γύρω από τη λίμνη, ωστόσο παρατηρείται μικρή μόλις εξάπλωση του πάγου στο κεντρικό τμήμα της λίμνης, μέχρι τις αρχές του Φεβρουαρίου. Στο πρώτο δεκαπενθήμερο



Σχ. 14.14
Περιοχή των Μεγάλων Λιμνών.

του Φεβρουαρίου σχηματίζεται πάγος στη Δ λεκάνη της λίμνης, ενώ το κέντρο της αριστερής λεκάνης παρουσιάζει τα πρώτα δείγματα εκτενούς παγοκαλύψεως κατά το δεύτερο δεκαπενθήμερο του Φεβρουαρίου. Η κάλυψη πάγου γίνεται μέγιστη κατά τις αρχές του Μαρτίου και τότε το πάχος του ταχέως πάγου κυμαίνεται από 45 – 85 cm.

Η τήξη του πάγου ξεκινάει περίπου στα μέσα του Μαρτίου και μέχρι τα μέσα περίπου του Απριλίου έχει παραμείνει καλυμμένο με πάγο μόλις το 10%. Το Α τμήμα της λίμνης συνήθως παραμένει ανοικτό κατά τους χειμερινούς μήνες.

Κατά τη διάρκεια του χειμώνα και κυρίως προς το τέλος του Μαρτίου και αρχές Απριλίου, η εξάπλωση του πάγου περιορίζεται λόγω της επιδράσεως του ανέμου. Ο άνεμος τροποποιεί με δύο τρόπους την εξάπλωση του πάγου. Συμβαίνει, είτε με τη συμπύκνωση του πάγου στις προσήνεμες πλευρές των ακτών, είτε προκαλώντας την κατακόρυφη ανάδευση των υδάτων, που με τη σειρά του φέρνει θερμότερα νερά στην επιφάνεια, με αποτέλεσμα να λιώνει ο πάγος. Ο συνδυασμός αυτών των επιδράσεων του ανέμου προκαλεί τη διάνοιξη περασμάτων από τα υπήνεμα τμήματα της λίμνης και συγχρόνως προκαλεί την αύξηση του πάγου στα προσήνεμα τμήματα. Στις περιοχές όπου η επίδραση του ανέμου είναι αξιοσημείωτη, προκαλείται έντονη παραμόρφωση του πάγου, ο οποίος παίρνει τη μορφή πάγων που παρουσιάζουν κορυφογραμμές ή λοφίσκους, το πάχος των οποίων μπορεί να φτάσει και τα 8 m.

2) Στη ***λίμνη Μίσιγκαν*** (Lake Michigan) οι πρώτες περιοχές όπου σχηματίζεται πάγος είναι το Β άκρο του κόλπου Γκρην (Green), όπου κανονικά η ψύξη δημιουργείται το δεύτερο δεκαπενθήμερο του Δεκεμβρίου. Ο πάγος σχηματίζεται στα στενά Μακίνακ (Mackinac) και στα αβαθή νερά μεταξύ των στενών Μακίνακ και του νησιού Μπήβερ (Beaver). Η παγοκάλυψη αρχίζει κατά τον Ιανουάριο και αρχές του Φεβρουαρίου, περιμετρικά της λίμνης σε αβαθή ύδατα, ξεκινώντας από τα βορειότερα τμήματα και βαθμιαία εξαπλώνεται προς Ν. Η μέγιστη κάλυψη από πάγο συνήθως επιτυγχάνεται κατά τις αρχές Μαρτίου. Κατά τις δύο τελευταίες εβδομάδες του Φεβρουαρίου, η λίμνη καλύπτεται μόλις κατά 50% από πάγο και καθώς μέσα στον Μάρτιο οι τιμές της θερμοκρασίας κυμαίνονται πάνω απ' το σημείο πήξεως, σε όλο και βορειότερες περιοχές η διαδικασία του σχηματισμού πάγου διακόπτεται. Αυτό συμβαίνει αρχικά μέχρι τα μέσα του μήνα, στα νοτιότερα δύο τρίτα της λίμνης και στο Β ένα τρίτο, κατά το τέλος του μήνα Μαρτίου. Αξίζει να σημειωθεί ότι ο πάγος παραμένει μέχρι τα μέσα Απριλίου στον κόλπο Γκρην και στο ΒΑ τμήμα της λίμνης μεταξύ των στενών Μακίνακ και του νησιού Μπήβερ.

3) Η ***λίμνη Χιούρον*** (Lake Huron) έχει τον ίδιο προσανατολισμό μ' αυτόν της λίμνης Μίσιγκαν. Αυτό πρακτικά σημαίνει πως ο σχηματισμός πάγου παρουσιάζει παρόμοιο τρόπο· ωστόσο, επικρατούν κάποιες μικρές διαφοροποιήσεις της θερμοκρασίας μεταξύ Β και Ν τμήματος της λίμνης.

Αρχικά ο σχηματισμός του πάγου ξεκινάει στο Β κανάλι και κατά μήκος του κόλπου Τζόρτζιαν (Georgian), κατά τη δεύτερη εβδομάδα του Δεκεμβρίου. Την ίδια περίοδο παρατηρείται επίσης σχηματισμός πάγου στον κόλπο Σαγκινάο (Saginaw). Κατά τον Ιανουάριο, η παγοκάλυψη εξαπλώνεται στη λίμνη και μέχρι τα μέσα του Φεβρουαρίου μόνο το κεντρικό τμήμα της λίμνης παραμένει ανοικτό. Η μέγιστη παγοκάλυψη επιτυγχάνεται το δεύτερο δεκαπενθήμερο του Φεβρουαρίου. Σε μία κανονική χρονιά, η λίμνη Χιούρον καλύπτεται κατά 60% περίπου με πάγο, ενώ έναν κρύο χειμώνα, η παγοκάλυψη μπορεί να αγγίξει το 90% ή και παραπάνω. Η επίδραση του ανέμου μπορεί να προκαλέσει έντονη παραμόρφωση του πάγου, ο οποίος παίρνει τη μορφή πάγων που παρουσιάζουν κορυφογραμμές, λοφίσκους, ιδιαίτερα στο ΝΑ τμήμα της λίμνης.

Τον Μάρτιο, η παγοκάλυψη αρχίζει να εξασθενεί, γι' αυτό και η καλυμμένη περιοχή από πάγο περιορίζεται. Ο πάγος εξακολουθεί να υπάρχει στα βορειότερα τμήματα της λίμνης, αλλά κατά το τέλος του Απριλίου μόνο το 10% της επιφάνειας της λίμνης παραμένει καλυμμένο με πάγο.

4) Η ***λίμνη Ήρι*** (Lake Erie) είναι σχετικά ρηχή λίμνη. Αυτό καθιστά πιο άμεσες τις μεταβολές στη θερμοκρασία του νερού, όταν υφίστανται αλλαγές στις ατμοσφαιρικές συνθήκες. Συγκριτικά με τις υπόλοιπες λίμνες της περιοχής των Μεγάλων Λιμνών, η λίμνη Ήρι και η λίμνη Σεντ Κλερ (St. Clair) παρουσιάζουν τη μεγαλύτερη παγοκάλυψη τον μήνα Δεκέμβριο. Επίσης, η μέγιστη κάλυψη επιτυγχάνεται νωρίτερα απ' τις άλλες, πάντα στη χειμερινή περίοδο, ενώ η διαδικασία της τήξεως ξεκινά νωρίτερα την άνοιξη στη λίμνη Ήρι απ' ό,τι στις άλλες λίμνες.

Εδώ, ο σχηματισμός πάγου ξεκινάει υπό κανονικές συνθήκες την τρίτη εβδομάδα του Δεκεμβρίου στο Δ άκρο της λίμνης και κατά μήκος των Δ ακτών της λίμνης Σεντ Κλερ. Από τα μέσα Ιανουαρίου μέ-

χρι τον Μάρτιο, ο πάγος ενοποιείται με τη λίμνη Σεντ Κλερ, οπότε το πάχος του πάγου μπορεί να κυμανθεί από τα 15 – 70 cm κατά τη διάρκεια του χειμώνα.

Προς το τέλος του Δεκεμβρίου και μέσα στις αρχές του Ιανουαρίου, υπάρχει ταχεία αύξηση του πάγου παντού. Το Δ τμήμα της λίμνης καλύπτεται σε ποσοστό 90%, μέχρι το πρώτο μισό του Ιανουαρίου. Η μέγιστη παγοκάλυψη πραγματοποιείται αρχές Φεβρουαρίου. Πρέπει, ωστόσο, να αναφερθεί ότι μπορεί να υπάρχουν διαφοροποιήσεις στη μέγιστη ποσότητα πάγου, από χρόνο σε χρόνο. Ενδεικτικά, μία τυπική χρονιά η κάλυψη είναι γύρω στο 90%, ενώ μία χρονιά με ήπιο χειμώνα μπορεί να αγγίξει μόλις το 30%.

Η διάλυση του πάγου ξεκινά αρχές Μαρτίου. Μέχρι το τέλος του μήνα, το μεγαλύτερο μέρος από τις λίμνες Ήρι και Σεντ Κλερ είναι ανοικτό, παρόλο που μπορεί να παραμείνει πάγος σε κάποια Α τμήματα της λίμνης Ήρι μέχρι τον Απρίλιο. Αυτά τα απομεινάρια πάγου αποτελούν συχνά το αποτέλεσμα από την ισχυρή επίδραση των ανέμων και εξαιτίας των παραμορφώσεων του πάγου μπορούν να προκληθούν σημαντικά προβλήματα στη ναυσιπλοΐα την άνοιξη και μερικές φορές μέχρι και στις αρχές Μαΐου.

5) Η ***λίμνη Οντάριο*** (Lake Ontario) είναι η δεύτερη σε βάθος μετά τη Μεγίστη λίμνη από τις πέντε Μεγάλες Λίμνες και έχει τη μικρότερη έκταση. Ο λόγος του όγκου του νερού προς την επιφάνεια της περιοχής είναι μεγάλος. Αυτό πρακτικά σημαίνει πως η λίμνη Οντάριο συμπεριφέρεται σαν μία μεγάλη δεξαμενή θερμότητας και αυτό την καθιστά απ' τις λίμνες με τη μικρότερη παγοκάλυψη.

Αρχικά η πήξη πραγματοποιείται στον κόλπο Κουίντ (Quinte), κατά τη διάρκεια της πρώτης εβδομάδας του Δεκεμβρίου, ενώ στους κόλπους και στα λιμάνια του Δ άκρου της λίμνης, προς το τέλος του Δεκεμβρίου. Η μέγιστη παγοκάλυψη επιτυγχάνεται κανονικά προς τις αρχές του Μαρτίου, με το μεγαλύτερο ποσό πάγου να συγκεντρώνεται στο Α τμήμα της λίμνης. Κανονικά μόλις το 30% της λίμνης αυτής καλύπτεται με πάγο, όμως σε χρονιά με βαρύ χειμώνα η κάλυψη μπορεί να προσεγγίσει το 90%, αν και είναι εξαιρετικά σπάνιο, αφού αυτό έχει συμβεί μόνο 3 φορές τα τελευταία 100 χρόνια.

Η θραύση του πάγου στη λίμνη Οντάριο είναι ταχεία και μέχρι το τέλος του Μαρτίου ο εναπομείνας πάγος περιορίζεται στα Α της λίμνης. Η λίμνη είναι ανοικτή από πάγο, κατά τις αρχές του Απριλίου.

14.15 Παρατηρήσεις, αναφορές και προγνώσεις πάγου.

Πολλές ωκεάνιες και θαλάσσιες περιοχές παγκοσμίως, συμπεριλαμβανομένων των πολικών περιοχών, προσβάλλονται πολύ από θαλάσσιο πάγο, όπως η Βαλτική θάλασσα και τμήματα της Κίτρινης Θάλασσας. Ο θαλάσσιος πάγος παίρνει διάφορες μορφές και επιδρά άμεσα και σημαντικά τόσο στις θαλάσσιες μεταφορές, όσο και στη ναυσιπλοΐα. Εξειδικευμένες μετεωρολογικές υπηρεσίες, οι οποίες είχαν αρχικά ως σκοπό την υποστήριξη ναυτικών, έχουν από τότε αναπτυχθεί παρέχοντας πλέον μία ευρεία έκταση πληροφοριών, που σχετίζονται με τον θαλάσσιο πάγο και μπορούν να καλύψουν οποιεσδήποτε απαιτήσεις.

Παρόλο που οι σύγχρονοι δορυφόροι μέσω των εικόνων τους έφεραν πραγματική επανάσταση στη διεύρυνση των γνώσεων σχετικά με την έκταση της παγοκαλύψεως, οι παρατηρήσεις που λαμβάνονται από παράκτιους σταθμούς, πλοία και αεροσκάφη εξακολουθούν να έχουν μεγάλη βαρύτητα, γιατί προσδίδουν μία πιο «επίγεια» εικόνα της καταστάσεως, σε σχέση μ' αυτήν που παρέχουν οι δορυφόροι. Προς το παρόν, οι παρατηρήσεις για επιπλέοντα τμήματα πάγου εξαρτώνται πρωτίστως απ' τη χρήση καταλλήλων οργάνων και δευτερευόντως από οπτικές παρατηρήσεις. Οι παρατηρήσεις μέσω οργάνων γίνονται μέσω των συμβατικών αεροσκαφών και των ραντάρ που βρίσκονται σε παράκτιες περιοχές. Οι σύγχρονες τεχνικές παρέχουν οπτικές και υπέρυθρες εναέριες και δορυφορικές εικόνες, όπως επίσης υπάρχουν αισθητήρες μικρού κύματος, μετρήσεως διασποράς κ.ά..

Τα τέσσερα πιο βασικά χαρακτηριστικά του θαλάσσιου πάγου που επηρεάζουν τους θαλάσσιους χειρισμούς είναι:

1) Το πάχος του (κατάσταση αναπτύξεως).

2) Το ποσό συγκεντρώσεως, το οποίο συνήθως εκτιμάται ως ποσοστό της θαλάσσιας επιφάνειας που καλύπτεται από πάγο.

3) Ο τύπος του πάγου, αν είναι ταχύς πάγος ή αν αποτελεί τμήμα από έκπτωση πάγου και

4) η κίνηση του πάγου.

Όταν η παρατήρηση πραγματοποιείται πάνω στο πλοίο ή σ' έναν παράκτιο σταθμό, είναι προφανές πως καλύτερη οπτική εικόνα καταστάσεως θα επιτυγχάνεται όσο πιο ψηλά, σε σχέση με τη θάλασσα, γίνεται η παρατήρηση. Πιο συγκεκριμένα από μία γέφυρα πλοίου που απέχει 10 m από την επιφάνεια της θάλασσας, ο ορίζοντας διακρίνεται σε απόσταση

12 km μακριά και οι ικανοποιητικές παρατηρήσεις μπορούν να καλύψουν μία περιοχή ακτίνας μόνο 7 με 8 m. Απ' την κορυφή ενός παράκτιου φάρου με ύψος 100 m από την επιφάνεια της θάλασσας, η δυνατή οπτική εμβέλεια είναι περίπου 40 km και οι ικανοποιητικές παρατηρήσεις μπορούν να καλύψουν μία περιοχή ακτίνας 20 km.

Οι παράκτιοι σταθμοί μπορούν να παρέχουν ένα δελτίο πάγου, αρκετές φορές μέσα στην ημέρα, καθώς μπορεί να μεταβληθεί ο πάγος ως αποτέλεσμα της επιδράσεως του ανέμου και των ρευμάτων. Ωστόσο, η επίσημη αναφορά για μία ολόκληρη περιοχή πάγου είναι μικρή. Τα ειδικά πλοία που τελούν χειρισμούς μέσα στον πάγο, μπορούν να συντάξουν μία συνολική αναφορά για τον πάγο, όπως εκτιμήθηκε κατά τους ημερήσιους χειρισμούς τους, και αυτή η αναφορά μπορεί να καλύψει μία περιοχή με θαλάσσιο πάγο γύρω στα 15 km πλάτους και 100 km μήκους (υποθέτοντας ότι η ταχύτητα του πλοίου είναι περίπου 5 κόμβοι). Σε κάποιες θαλάσσιες περιοχές, όπως είναι η Βαλτική θάλασσα, οι παράκτιες εγκαταστάσεις, οι φάροι και τα πλοία, μπορούν να είναι τόσα πολλά, ώστε να μπορεί να γίνει αναφορά για ένα πολύ μεγάλο τμήμα καλυμμένο με πάγο, μέσω ενός καλά οργανωμένου δικτύου. Παρόλ' αυτά, σε περιοχές όπως είναι ο κόλπος του St. Lawrence, όπου οι ακτές δεν είναι σωστά οργανωμένες, δεν υπάρχει κάποιο σύστημα το οποίο να παρέχει αναφορά ή έστω πληροφορίες για τον πάγο, παρά για ένα πολύ μικρό ποσοστό απ' τη συνολική παγοκάλυψη. Αν και οι αναφορές που υφίστανται επεξεργασία στην επιφάνεια της ξηράς μπορούν να δώσουν εξαιρετικές λεπτομέρειες για τον πάγο, ειδικά για το πάχος του, γενικά οι αναφορές αυτές δεν είναι επαρκείς ώστε να περιγράψουν πλήρως τις συνθήκες πάγου.

Αναμφισβήτητα, οι αναφορές για την παγοκάλυψη που γίνονται από αέρα, όπως με τη βοήθεια ελικοπτέρων, παρέχουν το πλεονέκτημα της πολύ καλύτερης οπτικής εικόνας παρατηρήσεως. Σε κάποια κράτη υπάρχει εξειδικευμένο προσωπικό που είναι εκπαιδευμένο στην αναγνώριση των διαφόρων μορφών θαλάσσιου πάγου, στην εκτίμηση της ποσότητάς του και στην παρατήρηση του αποσχηματισμού ή την τήξη του. Επειδή όλες αυτές οι πληροφορίες στηρίζονται αποκλειστικά στην οπτική εκτίμηση, η εκπαίδευση και η εμπειρία είναι προαπαιτούμενα προσόντα, ούτως ώστε οι αναφορές που γίνονται να είναι αξιόπιστες.

Η πρόσφατη προηγμένη τεχνολογία επιτρέπει τη λήψη μετρήσεων μεγαλύτερης ακρίβειας μέσω εναέριας παρατηρήσεως. Παρά το τι συμβαίνει με άλλους αισθητήρες, το ραντάρ έχει τη δυνατότητα να ελέγχει τον πάγο, σχεδόν κάτω από όλες τις συνθήκες.

Οι μετεωρολογικοί δορυφόροι αποτελούν έναν ακόμη τρόπο, ίσως τον επικρατέστερο, στην καταγραφή και μετάδοση πληροφοριών για τον πάγο, παρόλο που υπάρχουν κάποιοι περιορισμοί. Γενικά, οι περισσότεροι μετεωρολογικοί δορυφόροι περνούν 10 με 12 φορές καθημερινά από τις πολικές περιοχές, με αποτέλεσμα τα δεδομένα τους να παρέχουν πλήρη κάλυψη της πολικής περιοχής μία με δύο φορές την ημέρα.

Καθώς συγκεντρώνεται το υλικό που προέρχεται από παρατηρήσεις απ' όλες τις πηγές, συντάσσεται ένας χάρτης πάγου που παριστάνει τις επικρατούσες συνθήκες. Το κέντρο πάγου τότε, καλείται να αναμεταδώσει αυτόν τον χάρτη όσο ακόμα έχει ισχύ. Οι πληροφορίες σχετικά με τον πάγο μπορούν να συνδυαστούν με μετεωρολογικές και ωκεανογραφικές παραμέτρους, προκειμένου να εξαχθεί εγκυρότερο αποτέλεσμα, μέσω ενός προγνωστικού μοντέλου, το οποίο θα δώσει περαιτέρω καθοδήγηση στα πλοία που βρίσκονται κοντά στην περιοχή του πάγου.

Η αναμετάδοση των χαρτών με τις επικρατούσες συνθήκες πάγου πραγματοποιείται μέσω του τηλεομοιότυπου ή μέσω του διαδικτύου, που αποτελεί την πιο πρόσφατη εξέλιξη της τεχνολογίας. Η απευθείας λήψη προγνώσεως απ' την υπηρεσία πάγου είναι ό,τι πιο ιδανικό, ωστόσο δεν είναι πάντα εφικτή.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑΤΑ

Ι. ΜΕΛΗ ΤΟΥ WHO ΚΑΙ ΤΗΣ ΔΙΕΘΝΟΥΣ ΠΕΡΙΠΟΛΟΥ ΠΑΓΟΥ

1) Τα μέλη του Παγκόσμιου Μετεωρολογικού Οργανισμού (WMO) μέχρι την 1η Σεπτεμβρίου 2016.

α) Κράτη-μέλη που υπόκεινται σε συμφωνία με το Άρθρο 3, παράγραφοι α, β και γ από τη Διεθνή Συνθήκη του Παγκόσμιου Μετεωρολογικού Οργανισμού (185).

Αγία Λουκία
Αζερμπαϊτζάν
Αίγυπτος
Αιθιοπία
Αϊτή
Ακτή Ελεφαντοστού
Αλβανία
Αλγερία
Ανατολικό Τιμόρ
Ανγκόλα
Αντίγκουα και Μπαρμπούντα
Αραβική Δημοκρατία της Συρίας
Αργεντινή
Αρμενία
Αυστραλία
Αυστρία
Αφγανιστάν
Βανουάτου
Βέλγιο
Βενεζουέλα
Βιετνάμ
Βοσνία και Ερζεγοβίνη
Βολιβία
Βουλγαρία
Βραζιλία
Γαλλία
Γερμανία
Γεωργία
Γκάμπια
Γκαμπόν
Γκάνα
Γουατεμάλα
Γουιάνα
Γουινέα
Γουινέα – Μπισάο
Δανία
Δημοκρατία της Κορέας
Δημοκρατία της Μολδαβίας
Δημοκρατία της Τσεχίας
Δημοκρατία του Κονγκό
Δημοκρατία του Λάος
Δομινικανή Δημοκρατία
Ελ Σαλβαδόρ
Ελβετία
Ελλάδα
Ερυθρέα
Εσθονία
Ζάμπια
Ζιμπάμπουε
Ηνωμένα Αραβικά Εμιράτα
Ηνωμένες Πολιτείες της Αμερικής
Ηνωμένη Δημοκρατία της Τανζανίας
Ηνωμένο Βασίλειο της Μεγάλης Βρετανίας και Βόρεια Ιρλανδία
Ιαπωνία
Ινδία
Ινδονησία
Ιορδανία
Ιράκ
Ιράν
Ιρλανδία
Ισημερινός
Ισλανδία
Ισπανία
Ισραήλ
Ιταλία
Καζακστάν
Καμερούν
Καμπότζη
Καναδάς
Κατάρ
Κεντρική Δημοκρατία της Αφρικής
Κένυα
Κίνα
Κιργιστάν
Κιριμπάτι
Κολομβία
Κομόρες
Κονγκό
Κόστα Ρίκα
Κούβα
Κουβέιτ
Κουρασάο και Άγιος Μαρτίνος
Κροατία
Κύπρος
Λεσόθο
Λετονία
Λευκορωσία
Λίβανος
Λιβερία
Λιβύη
Λιθουανία
Λουξεμβούργο
Μαδαγασκάρη
Μαλαισία
Μαλάουι
Μαλδίβες
Μαλί
Μάλτα
Μαρόκο
Μαυρίκιος
Μαυριτανία
Μεξικό
Μιανμάρ
Μογγολία
Μοζαμβίκη
Μονακό
Μοντενέγκρο (Μαυροβούνιο)
Μπαγκλαντές
Μπαρμπέιντος
Μπαχάμες
Μπαχρέιν
Μπελίζ
Μπένιν

Μποτσουάνα
Μπουργκίνα Φάσο
Μπουρούντι
Μπουτάν
Μπρουνέι
Ναμίμπια
Νέα Ζηλανδία
Νεπάλ
Νησιά Κουκ
Νησιά του Σολομώντα
Νίγηρας
Νιγηρία
Νικαράγουα
Νιούε
Νορβηγία
Νότια Αφρική
Νότιο Σουδάν
Ντομίνικα
Ολλανδία
Ομάν
Ομοσπονδία της Ρωσίας
Ομοσπονδιακά Κράτη της Μικρονησίας
Ονδούρα
Ουγγαρία
Ουγκάντα
Ουζμπεκιστάν
Ουκρανία
Ουρουγουάη
Πακιστάν
Παναμάς
Παπούα Νέα Γουινέα
Παραγουάη
Περού
Πολωνία
Πορτογαλία
Πράσινο Ακρωτήρι
Πρώην Γιουγκοσλαβική Δημοκρατία της Μακεδονίας
Ρουάντα
Ρουμανία
Σαμόα
Σάο Τομέ και Πρίνσιπε
Σαουδική Αραβία
Σενεγάλη
Σερβία
Σεϋχέλλες
Σιγκαπούρη
Σιέρα Λεόνε
Σλοβακία
Σλοβενία
Σομαλία
Σουαζιλάνδη
Σουδάν
Σουηδία
Σουρινάμ
Σρι Λάνκα
Ταϊλάνδη
Τατζικιστάν
Τζαμάικα
Τζιμπουτί
Τόγκο
Τόνγκα
Τουβαλού
Τουρκία
Τουρκμενιστάν
Τρινιντάντ και Τομπάγκο
Τσαντ
Τυνησία
Υεμένη
Φινλανδία
Φιλιππίνες
Φίτζι
Χιλή

β) Μέλη (περιοχές) που υπόκεινται σε συμφωνία με το Άρθρο 3, παράγραφοι δ και ε. (6).

Βρετανική Καραϊβική
Γαλλική Πολυνησία
Μακάο, Κίνα
Νέα Καληδονία
Ολλανδικές Αντίλες και Αρούμπα
Χονγκ Κονγκ, Κίνα

2) Τα μέλη της Διεθνούς Περιπόλου Πάγου (International Ice Patrol).

Βέλγιο
Γαλλία
Γερμανία
Δανία
Ελλάδα
Ηνωμένες Πολιτείες Αμερικής
Ηνωμένο Βασίλειο
Ιαπωνία
Ισπανία
Ιταλία
Καναδάς
Νορβηγία
Ολλανδία
Παναμάς
Πολωνία
Σουηδία
Φινλανδία

ΙΙ. ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΟΙ ΟΡΟΙ

Α

Αδιαβατικές μεταβολές (Adiabatic variations): Οι μεταβολές της θερμοκρασίας του αέρα που οφείλονται στις κατακόρυφες κινήσεις του. Όταν ο αέρας ανέρχεται, ψύχεται γιατί διαστέλλεται (αδιαβατική ψύξη), ενώ όταν κατέρχεται, θερμαίνεται γιατί συμπιέζεται (αδιαβατική θέρμανση).

Αέρια μάζα (Air mass): Τεράστιο τμήμα του ατμοσφαιρικού αέρα μέσα στην τροπόσφαιρα που παρουσιάζει οριζόντια ομοιογένεια μετεωρολογικών στοιχείων.

Αεροχείμαρρος (Jet stream): Ο αεροχείμαρρος είναι ένα ελικοειδές δυνατό και στενό ρεύμα ανέμου στην ανώτερη τροπόσφαιρα κοντά στην τροπόπαυση. Συνήθως το μήκος του αεροχείμαρρου κυμαίνεται μεταξύ 1.000 και 3.000 μιλίων (1.600 και 5.000 km), το πλάτος του μεταξύ 100 και 300 μιλίων (160 και 500 km) και το υψομετρικό πάχος του μεταξύ 1 και 3 μιλίων (1,6 και 5 km). Το κέντρο του, όπου υπάρχουν και οι δυνατότεροι άνεμοι, ονομάζεται ***πυρήνας του αεροχειμάρρου***. Η ταχύτητα του ανέμου είναι τουλάχιστον 60 κόμβοι, οι μέσες ταχύτητες είναι 120 – 160 κόμβοι και έχουν παρατηρηθεί ακραίες περιπτώσεις μέχρι και 350 κόμβοι. Οι αεροχείμαρροι αναπτύσσονται όπου υπάρχουν μεγάλες διαφορές στις θερμοκρασίες πάνω από μία σχετικά μικρή οριζόντια απόσταση και διά μέσου αρκετών χιλιάδων ποδών στην κατακόρυφο, δηλαδή κυρίως μεταξύ θερμών και ψυχρών αερίων μαζών.

Αίθρια μέρα (Clear sky): Όταν η νέφωση κατά την ώρα των παρατηρήσεων είναι μικρότερη από 0,2 της επιφάνειας του ουρανού.

Ακτινοβολία Ήλιου (Sun radiation): Η εκπομπή της ηλεκτρομαγνητικής και της σωματιδιακής ακτινοβολίας του Ήλιου.

Ακτινόμετρα (Actinometers): Όργανα για τη μέτρηση και καταγραφή της άμεσης, της ολικής και της διάχυτης ακτινοβολίας.

Ακραίες τιμές (Extreme values): Οι μεγαλύτερες και οι μικρότερες τιμές των μετεωρολογικών στοιχείων.

Αληγείς άνεμοι (Trade winds): Οι άνεμοι που πνέουν από τις τροπικές ζώνες υψηλής πίεσεως προς τις ισημερινές περιοχές χαμηλής πίεσεως. Έχουν διεύθυνση ΒΑ στο Β ημισφαίριο και ΝΑ στο Ν ημισφαίριο.

Άλως (Halo): Φωτεινός κύκλος με τα χρώματα της ίριδας γύρω από τον Ήλιο (ηλιακή άλως) ή το φεγγάρι (σεληνιακή άλως), που παράγεται από τη διάθλαση του φωτός όταν προσπέσει πάνω στους παγοκρυστάλλους των θυσανοστρωμάτων.

Αλκυονίδες μέρες (Halcyon days): Οι Αρχαίοι Έλληνες είχαν παρατηρήσει λίγες ημέρες καλοκαιρίας, οι οποίες παρουσιάζονται από μέσα περίπου Ιανουαρίου και είναι ηλιόλουστες χωρίς σύννεφα και ανέμους.

Ανατάραξη (Turbulence): Διαταραχή που οφείλεται στις κινήσεις συνεχούς μεταβολής και ακανόνιστες κινήσεις του αέρα.

Αναστροφή θερμοκρασίας (Inversion): Όταν η θερμοκρασία του αέρα αυξάνεται με το ύψος μέσα σ' ένα στρώμα. Η αναστροφή συχνά εμφανίζεται κοντά στο έδαφος σε καθαρές κρύες νύχτες, όταν πνέει ασθενής άνεμος. Το έδαφος ακτινοβολεί και ψύχεται πολύ περισσότερο απ' ό,τι ο υπερκείμενος αέρας. Ο αέρας που είναι σε επαφή με το έδαφος γίνεται πιο κρύος, ενώ η θερμοκρασία μερικές εκατοντάδες πόδια πιο πάνω αλλάζει πολύ λίγο. Έτσι η θερμοκρασία αυξάνεται με το ύψος. Αναστροφές μπορούν να συμβούν σε κάθε ύψος, όταν οι συνθήκες είναι ευνοϊκές. Για παράδειγμα, ένα ρεύμα ζεστού αέρα που περνά ψηλά πάνω από κρύο αέρα κοντά στην επιφάνεια δημιουργεί μία αναστροφή θερμοκρασίας. Περιορισμός της ορατότητας, όπως ομίχλη, αχλύς ή χαμηλά νέφη, μέσα και κάτω από χαμηλές αναστροφές είναι συνηθισμένα φαινόμενα.

Ανεμογράφος (Anemograph): Το όργανο που καταγράφει συνεχώς τη διεύθυνση και την ταχύτητα του ανέμου πάνω σε χάρτινη ταινία.

Ανεμοδείκτης (Windvane): Απλή συσκευή που προσδιορίζει τη διεύθυνση του ανέμου.

Ανεμομετρική κλίμακα (Beaufort scale): Κατασκευάστηκε από τον Μποφόρ. Είναι αυθαίρετη κλίμακα, στην οποία οι ενδείξεις της εντάσεως των ανέμων παρουσιάζονται με τους αριθμούς από 0 – 12. Χρησιμοποιείται για την προσωπική εκτίμηση της δυνάμεως του ανέμου και των αποτελεσμάτων του.

Ανεμόμετρο (Anemometer): Όργανο το οποίο μετρά

την ταχύτητα του ανέμου που πνέει γενικά παράλληλα με το έδαφος.

Άνεμος (Wind): Η φυσική κίνηση του ατμοσφαιρικού αέρα, που πνέει γενικά παράλληλα προς το έδαφος.

Άνεμος βαροβαθμίδας (Gradient wind): Η συνισταμένη τριών δυνάμεων, της βαροβαθμίδας, της εκτρεπτικής (ή γεωστροφικής ή δυνάμεως Coriolis) και της φυγόκεντρης δυνάμεως.

Ανεμοστρόβιλος (Wirlwind): Μικρή δίνη ανέμου, περιστρεφόμενη γύρω από κέντρο χαμηλής πιέσεως. Συνήθως οι ανεμοστρόβιλοι παρατηρούνται μέχρι ύψος μερικών εκατοντάδων μέτρων. Όταν σχηματίζονται στην έρημο, προκαλούν θύελλες κονιορτού (σκόνης).

Ανοδικό ρεύμα (Updraft): Ρεύμα αέρα κινούμενο ανοδικά.

Αντικυκλώνας ή **Βαρομετρικό υψηλό (Anticyclone/High):** Μεγάλη περιοχή (ή σύστημα υψηλών πιέσεων του αέρα), στην οποία ο άνεμος κινείται ελικοειδώς από το κέντρο προς τα έξω. Οι άνεμοι στο Β ημισφαίριο έχουν φορά σύμφωνα με τους δείκτες του ρολογιού, ενώ στο Ν ημισφαίριο αντίθετη των δεικτών. Η ατμοσφαιρική πίεση αυξάνει από την περιφέρεια προς το κέντρο.

Απόγεια αύρα (Land breeze): Άνεμος παράκτιας περιοχής, που πνέει την ημέρα πάνω από τη θάλασσα με διεύθυνση από την ακτή, και είναι αποτέλεσμα της νυχτερινής ψύξεως της επιφάνειας της παράκτιας ξηράς.

Απόλυτη θερμοκρασία (Absolute temperature): Η θερμοκρασία που μετρείται με την κλίμακα Κέλβιν, στην οποία το απόλυτο μηδέν αντιστοιχεί στη θερμοκρασία –273 °C.

Απόλυτη υγρασία (Absolute humidity): Είναι ο λόγος της μάζας των υδρατμών προς τον όγκο που τους περιέχει.

Αστραπή (Lightning): Ο ηλεκτρικός σπινθήρας της ηλεκτρικής εκκενώσεως που παράγεται μεταξύ δυο νεφών. Αν όμως ο ηλεκτρικός σπινθήρας γίνει μεταξύ νέφους και εδάφους, τότε καλείται κεραυνός.

Ασυνέχεια (Discontinuity): Μεταβατική ζώνη μεταξύ δύο διαφορετικών αερίων μαζών.

Άτλας νεφών (Cloud atlas): Περιλαμβάνει εικόνες από νέφη διαφόρων κατηγοριών, που είναι ταξινομημένα βάσει διεθνών κριτηρίων.

Ατμόσφαιρα (Atmosphere): Η τεράστια «θάλασσα» από μείγμα αερίων που περιβάλλει τη Γη. Εκτός από τα συστατικά του, περιέχει υδρατμούς και άλλα αιωρούμενα σωματίδια.

Ατμοσφαιρική αστάθεια (Instability): Αστάθεια των αερίων μαζών μέσα στην ατμόσφαιρα, οι οποίες τείνουν να μετακινηθούν προς άλλα επίπεδα, πάνω ή κάτω. Ευνοείται ο σχηματισμός νεφών, όταν οι αέριες μάζες κινούνται προς τα πάνω και δημιουργούνται μεγάλες κατακόρυφες μεταβολές των θερμοκρασιών του αέρα.

Ατμοσφαιρική ευστάθεια (Stability): Ευστάθεια των αερίων μαζών μέσα στην ατμόσφαιρα, οι οποίες τείνουν να παραμείνουν στο ίδιο επίπεδο. Δεν ευνοείται ο σχηματισμός νεφών και διατηρούνται οι κανονικές μεταβολές των θερμοκρασιών του αέρα.

Ατμοσφαιρική πίεση (Atmospheric pressure): Η δύναμη που ασκείται από την ατμόσφαιρα στη μονάδα της επιφάνειας. Είναι αποτέλεσμα του βάρους του υπερκείμενου αέρα. Στη μετεωρολογία, η πίεση δίνεται σε εκατοπασκάλ (hPa), παλαιότερα σε μιλιμπάρ (mb) ή ίντσες υδραργύρου (in Hg). Η μέση τιμή της ατμοσφαιρικής πίεσεως στο επίπεδο της θάλασσας είναι 1013,25 hPa.

Ατμοσφαιρική ρύπανση (Atmospheric pollution): Οφείλεται κυρίως στην εκπομπή ρύπων στην ατμόσφαιρα, που απελευθερώνονται από τις καύσεις των ορυκτών καυσίμων.

Αχλύς υγρή (Mist): Ομίχλη που σχηματίζεται πολύ κοντά στην επιφάνεια της Γης και επιτρέπει την ορατότητα σε απόσταση 1 – 2 km.

Αχλύς ξηρή (Haze): Ομίχλη με ορατότητα μεγαλύτερη από 2 km.

Β

Βαθμίδα (Gradient): Ο όρος αυτός χρησιμοποιείται για να παρουσιάσει τη μεταβολή των μετεωρολογικών στοιχείων κατά την οριζόντια διεύθυνση.

Βαροβαθμίδα (Pressure gradient): Η μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσεως μεταξύ δύο περιοχών.

Βαρογράφος (Barograph): Μεταλλικό ή υδραργυρικό όργανο που καταγράφει συνεχώς τη βαρομετρική πίεση. Τα αναγνώσματα είναι σε χιλιοστά του μέτρου (mm) ή σε μιλιμπάρ (mb) ή σε ίντσες υδραργύρου (in Hg).

Βαρομετρική σφήνα (Ridge): Προεξοχή που αντιστοιχεί σε προέκταση αντικυκλώνα, η οποία συνήθως εισχωρεί ανάμεσα σε δύο υφέσεις.

Βαρομετρική τάση (Barometric tendency): Είναι η μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσεως μέσα στο τελευταίο τρίωρο.

Βαρομετρικός θύλακας (Trough): Ισοβαρείς χαμηλής πίεσεως που εισχωρούν ανάμεσα σε δύο περιοχές υψηλών πιέσεων σε σχήμα V.

Βαρομετρικός λαιμός (Col): Περιοχή σχεδόν ομοιόμορφης πιέσεως, μεταξύ δύο υψηλών και δύο χαμηλών. Οι ισοβαρείς στις δύο πλευρές των χαμηλών εκατέρωθεν του λαιμού έχουν τις ίδιες τιμές, ενώ οι

ισοβαρείς στις πλευρές των αντικυκλώνων έχουν τις ίδιες τιμές μεταξύ τους, αλλά λίγο μεγαλύτερες απ' τις αντίστοιχες των υφέσεων.

Βαρόμετρο (Barometer): Όργανο για την άμεση μέτρηση της βαρομετρικής πίεσεως.

Βαρόμετρο ανεροειδές (Barometer aneroid): Βαρόμετρο χωρίς υγρό, δηλαδή μεταλλικό βαρόμετρο. Το κύριο χαρακτηριστικό του είναι το τύμπανο, που είναι κατασκευασμένο από λεπτό μέταλλο, κατάλληλα επεξεργασμένο για να είναι εύκαμπτο. Το τύμπανο είναι κενό από αέρα, έτσι ώστε να ανταποκρίνεται με ευαισθησία στις αλλαγές της πίεσεως. Το ένα άκρο του τυμπάνου είναι στερεωμένο, ενώ το άλλο συνδέεται μ' έναν δείκτη που κινείται μπροστά από μία βαθμολογημένη κλίμακα πιέσεως.

Βαρόμετρο υδραργυρικό (Barometer mercurial): Αποτελείται από ανοικτή λεκάνη γεμάτη με υδράργυρο, μέσα στην οποία αντιστρέφεται και βυθίζεται σωλήνας ανοικτός απ' τη μία πλευρά, ο οποίος είναι επίσης γεμάτος με υδράργυρο. Το μήκος της στήλης του υδραργύρου αντιστοιχεί στην ατμοσφαιρική πίεση και κάθε μεταβολή της πιέσεως μεταβάλλει τη στήλη του υδραργύρου.

Βροντή (Thunder): Ο θόρυβος που δημιουργήθηκε από την απότομη διαστολή του αέρα που θερμαίνεται απότομα, όταν περνά ανάμεσα η αστραπή.

Βροχή (Rain): Η συμπύκνωση των υδρατμών σε υδροσταγονίδια και η συνένωσή τους σε μεγαλύτερα σταγονίδια, που στη συνέχεια πέφτουν λόγω του βάρους τους.

Βροχή ασθενής (Light rain): Σταγόνες ύδατος μικρής ποσότητας, αλλά λίγο μεγαλύτερες των ψεκάδων.

Βροχόμετρο (Rain gauge): Μετρά τα υδατώδη κατακρημνίσματα υγρά ή στερεά για κάποιο χρονικό διάστημα.

Βροχόμετρα αυτογραφικά (Rain recorders): Μετρούν το ύψος της βροχής και προσδιορίζουν την ένταση, καθώς και την έναρξη και λήξη της βροχής.

Γ

Γεωστροφικός άνεμος (Geostrophic wind): Ο άνεμος που δημιουργείται απ' τη δύναμη της πιέσεως και την εκτρεπτική δύναμη (ή γεωστροφική δύναμη) που οφείλεται στην περιστροφή της Γης. Είναι οριζόντιος και η έντασή του εξαρτάται από την απόσταση των ισοβαρών. Πάνω από το στρώμα τριβής και ειδικότερα πάνω από τους ωκεανούς ή τις μεγάλες θάλασσες, ο γεωστροφικός άνεμος πλησιάζει τον πραγματικό. Ο γεωστροφικός άνεμος, όσο ανεβαίνει κάποιος στην τροπόσφαιρα, αντιστρέφεται και ενισχύεται μέχρι την τροπόπαυση.

Γήινη ακτινοβολία (Terrestrial radiation): Ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος (χαμηλής συχνότητας), που εκπέμπεται από την επιφάνεια της Γης.

Γραμμή αέλλης (λαίλαπας) (Line squall): Εκτεταμένη γραμμή ή ζώνη, μήκους 150 km, που μεταφέρει όλες τις καιρικές δραστηριότητες, καταιγίδες κ.λπ..

Δ

Διάρκεια ηλιοφάνειας (Duration of sunshine): Ο αριθμός των ωρών, ημέρας, μηνός ή έτους, που ο Ήλιος ήταν τόσο έντονος, ώστε δύναται να κάψει ειδική ταινία από χαρτί χωρισμένη σε ώρες, μέσω συγκεντρώσεως των ακτίνων σε γυάλινη σφαίρα.

Διασκορπισμός/Διασκεδασμός (Diffusion): Το αποτέλεσμα της διαχύσεως του φωτός, όταν προσπίπτει πάνω στα αιωρούμενα σωματίδια της ατμόσφαιρας.

Διατάραξη ή **Δίνη (Eddy):** Ονομασίες που δίνονται στις ακανόνιστες κινήσεις των ρευστών.

Διατμητικός άνεμος (Wind shear): Απότομη τοπική και χρονική μεταβολή της διευθύνσεως και της ταχύτητας του ανέμου.

Δρόσος (Dew): Σταγόνες νερού που σχηματίζονται στα φύλλα, τη χλόη και άλλα αντικείμενα του εδάφους, όταν η θερμοκρασία του αέρα που τα περιβάλλει σε αίθρια νύχτα και με άπνοια, κατέβει κάτω του σημείου κόρου ή του σημείου δρόσου.

Δυναμική καταιγίδα (Dynamic storm): Είναι η καταιγίδα που σχηματίζεται στις περιοχές κυρίως των ψυχρών μετώπων και των συσφίγξεων, εφόσον ο αέρας είναι υγρός και ασταθής.

Ε

Εκτρεπτική δύναμη ή **δύναμη Coriolis (Coriolis force):** Όταν ένα σώμα κινείται πάνω σε μία επιφάνεια που περιστρέφεται, τότε ασκείται στο σώμα αυτό μία φαινομενική δύναμη που ειδικά για την περιστροφή της Γης ονομάζεται ***Coriolis***. Η δύναμη αυτή εξαρτάται από το γεωγραφικό πλάτος ενός τόπου και μηδενίζεται στον Ισημερινό.

Εξάτμιση (Evaporation): Η διεργασία κατά την οποία τα μόρια του νερού (είτε βρίσκονται σε υγρή, είτε σε στερεή κατάσταση) διαφεύγουν από την επιφάνειά τους στον ελεύθερο αέρα με τη μορφή των υδρατμών.

Εξατμισοδιαπνοή (Evapotranspiration): Η διαδικασία με την οποία το νερό από τη βλάστηση μεταφέρεται στην ατμόσφαιρα με μορφή υδάτων.

Εξατμισόμετρο (Evarorimeter): Όργανο με το οποίο μετρείται η ποσότητα του εξατμιζόμενου νερού στη διάρκεια του χρόνου που έγινε η εξάτμιση.

Εξώσφαιρα (Exosphere): Η περιοχή της ατμόσφαιρας που βρίσκεται πάνω από τη θερμόσφαιρα και εκτείνεται μέχρι το Κοσμικό Διάστημα, με το οποίο και αναμειγνύεται.

Επιφάνεια ασυνέχειας/Μετωπική επιφάνεια (Discontinuity surface): Η συνοριακή επιφάνεια που χωρίζει δύο αέριες μάζες, που διαφέρουν μεταξύ τους κυρίως ως προς τη θερμοκρασία και την υγρασία.

Ετησίες (μελτέμια) (Etesians winds): Άνεμοι που παρατηρούνται τους θερμούς μήνες του χρόνου στο Αιγαίο πέλαγος και γενικά την Α λεκάνη της Μεσογείου. Παρουσιάζουν τη μεγαλύτερη συχνότητα και ένταση απ' το δεύτερο δεκαήμερο του Ιουλίου μέχρι τα μέσα του Σεπτεμβρίου.

Εύρος στοιχείου (Amplitude of element): Η διαφορά μεταξύ μεγαλύτερου και μικρότερου αναγνώσματος ενός μετεωρολογικού στοιχείου.

Θ

Θαλάσσια αέρια μάζα (Maritime air mass): Σχετικά υγρή αέρια μάζα, που δημιουργήθηκε πάνω από εκτεταμένη ωκεάνια ή θαλάσσια περιοχή.

Θαλάσσια αύρα (Sea breeze): Άνεμος παράκτιας περιοχής που πνέει την ημέρα πάνω από τη θάλασσα με διεύθυνση προς την ακτή, και είναι αποτέλεσμα της ημερήσιας θερμάνσεως της επιφάνειας της παράκτιας ξηράς.

Θερμική καταιγίδα (Thermal storm): Είναι η καταιγίδα που σχηματίζεται εξαιτίας της ισχυρής τοπικής θερμάνσεως του εδάφους, η οποία προκαλεί ανοδικές κινήσεις.

Θερμικό χαμηλό (Thermal low): Περιοχή χαμηλών πιέσεων που προέρχεται από υψηλές θερμοκρασίες, οι οποίες προκαλούνται από έντονη θέρμανση στην επιφάνεια της Γης.

Θερμοβαθμίδα (Lapse rate): Η μεταβολή της θερμοκρασίας μεταξύ δύο σημείων πάνω στο ίδιο επίπεδο. Σε μέσες ατμοσφαιρικές συνθήκες αντιστοιχεί με ελάττωση περίπου 0,6 °C/100 m.

Θερμογράφος (Thermograph): Καταγραφικό θερμόμετρο.

Θερμοκρασία (Temperature): Ο βαθμός θερμάνσεως ή ψύξεως που μετρήθηκε μ' ένα θερμόμετρο. Μειώνεται όσο αυξάνει το ύψος κατά 6,5 ° C / 1000 m, μέχρι τους –56,5 ° C, στα 11 km. Από τα 11 km μέχρι τα 20 km η θερμοκρασία παραμένει σταθερή στους –56,5 ° C. Από τα 20 km μέχρι τα 32 km ύψους, η θερμοκρασία αυξάνει κατά 1 ° C / 1000 m.

Θερμόμετρο (Thermometer): Όργανο για τον προσδιορισμό της θερμοκρασίας των σωμάτων.

Θερμό μέτωπο (Warm front): Η τομή της θερμής μετωπικής επιφάνειας, που διαχωρίζει μία θερμή και μία ψυχρή αέρια μάζα, με την επιφάνεια του εδάφους.

Θερμόπαυση (Thermopause): Η διαχωριστική επιφάνεια μεταξύ θερμόσφαιρας και εξώσφαιρας.

Θερμόσφαιρα (Thermosphere): Το στρώμα της ατμόσφαιρας που αρχίζει απ' τη Μεσόπαυση και στο οποίο η θερμοκρασία συνεχώς αυξάνει μέχρι των ανωτάτων ορίων, 400 – 500 km περίπου.

Θύελλα ή **θυελλώδης άνεμος (Gale):** Άνεμος μεγάλης εντάσεως που αντιστοιχεί στην κλίμακα Μποφόρ από 8 και πάνω.

Ι

Ιονόσφαιρα (Ionosphere): Η περιοχή της ατμόσφαιρας η οποία αρχίζει κυρίως από το ύψος των 400 – 500 km και φθάνει μέχρι τα ανώτατα όρια της ατμόσφαιρας. Περιέχει ηλεκτρικά φορτισμένα σωματίδια, τα ιόντα.

Ισαλλοβαρείς (Isallobars): Οι γραμμές που ενώνουν τόπους με την ίδια βαρομετρική τάση.

Ισοβαρής (Isobar): Η γραμμή στον χάρτη, που ενώνει σημεία ή θέσεις με την ίδια βαρομετρική πίεση σε συγκεκριμένη χρονική στιγμή. Εκφράζεται σε μιλιμπάρ (mb).

Ισοβαρική επιφάνεια (Isobaric surface): Επιφάνεια με την ίδια ατμοσφαιρική πίεση σε κάθε σημείο της.

Ισόθερμη (Isotherm): Η γραμμή στον χάρτη που ενώνει σημεία με την ίδια θερμοκρασία του αέρα τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή. Εκφράζεται σε βαθμούς Κελσίου (° C) ή Φαρενάιτ (° F).

Ισοϋψείς (Contours): Οι γραμμές που συνδέουν σημεία με ίσα ύψη στον χάρτη, με καθορισμένα διαστήματα π.χ. κάθε 60 m. Το σύστημα χαράξεως τέτοιων γραμμών επιλέχθηκε, διότι το πραγματικό ύψος μίας σταθερής τιμής πιέσεως αλλάζει από μέρα σε μέρα και από τόπο σε τόπο. Τα ύψη καταγράφονται σε πίνακα για σταθερή τιμή πιέσεως και έχουν ποικίλες τιμές. Η βασική μέθοδος σχεδιασμού στους χάρτες ανώτερης ατμόσφαιρας είναι να υπολογισθούν τα αληθινά ύψη στην επιθυμητή πίεση.

Κ

Καθοδικό ρεύμα (Down draught): Ρεύμα αέρα κινούμενο προς τα κάτω.

Καιρός (Weather): Η κατάσταση της ατμόσφαιρας σ' έναν τόπο ή περιοχή, που καθορίζεται από διάφορα μετεωρολογικά στοιχεία και φαινόμενα (πίεση, θερμοκρασία, υγρασία, άνεμος, βροχή κ.λπ.), σε συγκεκριμένο χρόνο.

Κανόνας Buys – Ballot: Πρακτικός κανόνας που βοηθά στην εκτίμηση της διευθύνσεως του ανέμου για το κάθε ημισφαίριο.

Κανονική ατμόσφαιρα (Standard atmosphere): Διεθνώς στην Κανονική Ατμόσφαιρα δέχονται θερμοκρασία 15 ° C, πίεση 1.013,2 mb, θερμοβαθμίδα 6,5 °C / km μέχρι το ύψος των 11 km από τη στάθμη της θάλασσας. Πάνω από το ύψος αυτό, η θερμοκρασία θεωρείται σταθερή και είναι ίση με –56,5 °C.

Καπνομίχλη (Smog): Μείγμα αιθάλης (καπνού) και ομίχλης.

Καταβατικοί άνεμοι (Katabatic winds): Οι θερμοί και ξηροί άνεμοι που πνέουν στις υπήνεμες πλαγιές των βουνών και έχουν τη γενική ονομασία, άνεμοι τύπου Foehn. Σε κάθε χώρα έχουν διαφορετική ονομασία.

Κατακόρυφη θερμοβαθμίδα (Lapse rate): Ο ρυθμός ελαττώσεως της θερμοκρασίας με το ύψος. Μετρείται σε βαθμούς Κελσίου ανά χιλιόμετρο (°C / 1.000 m).

Καταιγίδες (Thunderstorms): Από τα πιο εντυπωσιακά και βίαια φαινόμενα της φύσεως. Οφείλονται στους σωρειτομελανίες. Χαρακτηριστικά των καταιγίδων είναι οι ραγδαίες διαλείπουσες βροχές, που συνοδεύονται από χαλάζι, βίαιες ριπές ανέμων, αστραπές και βροντές.

Κλίμα (Climate): Οι μέσες καιρικές καταστάσεις που υπολογίσθηκαν μία μεγάλη χρονική περίοδο (συνήθως πάνω από 30 χρόνια) για έναν τόπο.

Κόμβος (Knot): 1 ναυτικό μίλι ανά ώρα (ν.μ./h).

Κονιορτός (Dust): Γενικός όρος που αναφέρεται σε όλες τις λεπτές προσμείξεις που περιέχει ο αέρας, όπως η σκόνη του εδάφους, η γύρη, το αλάτι κ.λπ..

Κορεσμός (Saturation): Ο όρος αναφέρεται σε ορισμένο όγκο αέρα, που η χωρητικότητά του συμπληρώνεται με υδρατμούς, χωρίς να μπορεί να απορροφήσει περισσότερους.

Κυανό χρώμα του ουρανού (Blue of the sky): Οφείλεται στη διάχυση των κυανών ακτίνων του ηλιακού φωτός που προσπίπτουν στα μόρια και τα άλλα σωματίδια της ατμόσφαιρας.

Κυκλογένεση (cyclogenesis): Η δημιουργία ενός οργανωμένου βαρομετρικού χαμηλού.

Κυκλόλυση (Cyclolysis): Η διαδικασία διαλύσεως ενός βαρομετρικού χαμηλού.

Κυκλώνας (Cyclone): Βλέπε *Ύφεση*.

Λ

Λαίλαπα (Squall): Ισχυρός άνεμος που πνέει αιφνίδια. Διαρκεί λίγα λεπτά και σταματά σχετικά απότομα.

Λίβας ή **Γαρμπής:** Άνεμοι ΝΔ θερμοί και ξηροί.

Μ

Μαΐστρος ή **Σκίρων (Mistral):** Άνεμος ΒΔ.

Μάτι κυκλώνα (Eye of storm): Η κεντρική και σχετικά ήσυχη περιοχή ενός τροπικού κυκλώνα.

Μεσόπαυση (Mesopause): Η διαχωριστική ζώνη μεταξύ Μεσόσφαιρας και Θερμόσφαιρας.

Μεσόσφαιρα (Mesosphere): Το στρώμα της ατμόσφαιρας που βρίσκεται πάνω από τη Στρατόπαυση και φτάνει μέχρι το ύψος των 80 – 85 km. Η θερμοκρασία στη Μεσόσφαιρα ελαττώνεται συνεχώς μέχρι τη Μεσόπαυση και φτάνει στους –90 °C ή και χαμηλότερα.

Μεταφορά κατακόρυφη (Convection): Η θερμότητα μεταφέρεται με ανοδική κίνηση του αέρα.

Μεταφορά οριζόντια (Advection): Η θερμότητα μεταφέρεται με οριζόντια κίνηση του αέρα.

Μετεωρολογία (Meteorology): Η επιστήμη της ατμόσφαιρας. Ασχολείται με τη συμπεριφορά και την κίνηση των αερίων μαζών.

Μετεωρολογικός κλωβός (Instrument Shelter): Αποτελείται από ένα ξύλινο στέγαστρο και στηρίζεται σε ξύλινη βάση, που απέχει από το έδαφος γύρω στο 1,5 m. Η κατασκευή του είναι τέτοια, ώστε τα όργανα που βρίσκονται σ' αυτόν να προφυλάσσονται απ' τη βροχή, τον άνεμο και τις ηλιακές ακτίνες. Μέσα στον κλωβό ο ατμοσφαιρικός αέρας κυκλοφορεί ελεύθερος. Η πόρτα του πρέπει να βλέπει προς βορρά.

Μετωπική επιφάνεια (Frontal surface): Η διαχωριστική επιφάνεια μεταξύ δύο αερίων μαζών.

Μετωπική παλίρροια (Storm surge): Ανύψωση της στάθμης της θάλασσας λόγω επιρροής θύελλας στην επιφάνειά της.

Μέτωπο (Front): Ζώνη σύνορο ή ζώνη ασυνέχειας μεταξύ δύο αερίων μαζών με διαφορετικά χαρακτηριστικά. Τα σύνορα όταν τέμνονται στο έδαφος ονομάζονται ***μέτωπα επιφάνειας***.

Μουσώνες (Monsoons): Χαρακτηριστικοί εποχικοί άνεμοι, που οφείλουν την ύπαρξή τους στη διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ ξηράς και θάλασσας.

Ν

Νηνεμία/Άπνοια (Calm): Όταν ο αέρας είναι σχεδόν ανύπαρκτος, οπότε μία στήλη καπνού ανεβαίνει κατευθείαν προς τα πάνω. Στην κλίμακα Μποφόρ αντιστοιχεί με το 0.

Ξ

Ξηρή κατακόρυφη αδιαβατική θερμοβαθμίδα (Dry lapse rate): Η ψύξη χωρίς την επίδραση του περιβάλλοντος. Ισούται με 1° C για κάθε 100 m ανυ-

ψώσεως σε ξηρό αέρα, δηλαδή σε αέρα που δεν είναι κορεσμένος σε υδρατμούς.

Ο

Όζον (Ozon): Είναι μία άλλη μορφή του οξυγόνου. Οι φασματοσκοπικές έρευνες δείχνουν ότι υπάρχει ελάχιστο στην ατμόσφαιρα κοντά στην επιφάνεια του εδάφους και σχετικά άφθονο σε ύψος 15 – 35 km.

Όμβρος (Shower): Βροχή μικρής διάρκειας, συνήθως 10 min και μερικές φορές 30 min. Η περίοδος μεταξύ όμβρων χαρακτηρίζεται με αίθριο ουρανό.

Ομίχλη (Fog): Φαινόμενο που συμβαίνει κοντά στην επιφάνεια του εδάφους και αποτελείται από πολύ μικρά υδροσταγονίδια, τα οποία προέρχονται απ' τη συμπύκνωση των υδρατμών της ατμόσφαιρας. Προκαλεί ελάττωση της ορατότητας.

Ομίχλη ακτινοβολίας (Radiation fog): Έτσι ονομάζεται η ομίχλη εκείνη που οφείλεται στην ψύξη του αέρα λόγω επαφής του με την επιφάνεια του εδάφους, όταν αυτή προηγουμένως έχει ψυχθεί πολύ περισσότερο λόγω της νυχτερινής ακτινοβολίας.

Ομίχλη εξατμίσεως ή **θαλάσσιος καπνός (Sea smoke):** Έτσι ονομάζεται ένας ειδικός τύπος ομίχλης οριζόντιας μεταφοράς. Σχηματίζεται όταν πολύ ψυχρός αέρας εισβάλλει απότομα πάνω από πολύ θερμότερη θαλάσσια επιφάνεια.

Ομίχλη μεταφοράς ή **ομίχλη θάλασσας (Advection fog** ή **sea fog):** Έτσι ονομάζεται η ομίχλη εκείνη που σχηματίζεται απ' τη μεταφορά υγρού και σχετικά θερμού αέρα πάνω από ψυχρότερη επιφάνεια.

Ομίχλη μετωπική ή **αναμείξεως (Frontal fog):** Ομίχλη που σχηματίζεται όταν συναντώνται δύο αέριες μάζες διαφορετικής θερμοκρασίας και υγρασίας. Όταν σχηματίζεται κατά μήκος των μετώπων, ονομάζεται ***μετωπική ομίχλη***.

Ορατότητα (Visibility): Η μεγαλύτερη απόσταση στον ορίζοντα, προς την οποία μπορούμε να αναγνωρίσομε ένα αντικείμενο διά γυμνού οφθαλμού.

Ορογραφικό χαμηλό (Orographic low): Ένα βαρομετρικό χαμηλό που σχηματίζεται στα υπήνεμα ορεινού όγκου, στην πορεία ενός ανέμου.

Οροφή (Ceiling): Ονομάζεται το χαμηλότερο στρώμα νέφους με κάλυψη 5/8 ή περισσότερο.

Π

Παγκόσμιος Μετεωρολογικός Οργανισμός (World Meteorological Organization): Οργανισμός που ιδρύθηκε το 1950, με σκοπό να διευκολύνει τη διεθνή συνεργασία στη λειτουργία δικτύων Μετεωρολογικών Σταθμών, την εκτέλεση και σταθεροποίηση των σχετικών παρατηρήσεων. Προάγει και διατηρεί συστήματα για την ταχεία ανταλλαγή μετεωρολογικών στοιχείων. Ενθαρρύνει την έρευνα και την εκπαίδευση.

Παγοκρύσταλλοι (ice crystals): Μικροσκοπικοί κρύσταλλοι, συνήθως εξαγωνικοί, που σχηματίζονται μέσα στα νέφη λόγω χαμηλών θερμοκρασιών.

Πάχνη/Παγετός (Hoar Frost): Σχηματίζεται πάνω σε διάφορα αντικείμενα στο ύπαιθρο, όταν η θερμοκρασία του αέρα είναι κάτω από το σημείο πήξεως του νερού (κάτω του μηδενός).

Πολική αέρια μάζα (Polar air mass): Ψυχρή αέρια μάζα, που προέρχεται από τις πολικές περιοχές.

Πυρήνες συμπυκνώσεως (Condensation nuclei): Μικροσκοπικά στοιχεία οποιασδήποτε συστάσεως, τα οποία αιωρούνται στην ατμόσφαιρα και πάνω σ' αυτά συσσωρεύονται υδρατμοί, με αποτέλεσμα τη συμπύκνωσή τους.

Ρ

Ραδιοβολίδα (Radiosonde): Ραδιοσυσκευή που στέλνεται ψηλά μ' ένα μικρό αερόστατο. Μετρά τη θερμοκρασία, την υγρασία, την ατμοσφαιρική πίεση σε διάφορα ύψη της ατμόσφαιρας και αποστέλλει τις μετρήσεις στη Γη.

Ριπή ανέμου (Gust): Μία σχετικά γρήγορη μεταβολή της εντάσεως του ανέμου. Οι ριπές οφείλονται στην ταραχώδη κίνηση του ανέμου από την τριβή του στο έδαφος.

Σ

Σέλας (Aurora): Έγχρωμο φωτεινό φαινόμενο, το οποίο παρουσιάζεται τη νύχτα στον ουρανό. Παράγεται από ηλεκτρικά φαινόμενα στα υψηλά πλάτη του Β και Ν ημισφαιρίου.

Σημείο δρόσου (Dew point): Η θερμοκρασία στην οποία συμπυκνώνονται οι υδρατμοί και σχηματίζονται σταγόνες νερού.

Σίφωνας ή **Στρόβιλος (Tornado):** Βίαιη καταστροφική θύελλα με μικρές οριζόντιες διαστάσεις.

Στάσιμο μέτωπο (Stationary front): Μέτωπο που δεν κινείται ή κινείται κατά συνθήκη με ταχύτητα μικρότερη από 5 κόμβους.

Στρατόσφαιρα (Stratosphere): Το στρώμα του αέρα που βρίσκεται μεταξύ τροποπαύσεως και στρατοπαύσεως και εκτείνεται από την τροπόπαυση μέχρι το ύψος των 50 – 55 km. Η θερμοκρασία μέχρι τα 35 km δεν παρουσιάζει σπουδαία μεταβολή. Μετά από το ύψος των 35 km αρχίζει να αυξάνεται και στα 50 – 55 km περίπου, η θερμοκρασία φτάνει στους 15 °C.

Στρωματοσωρείτες (Stratocumulus): Γκρίζα, υπόλευκα νέφη σε ασαφή σκοτεινά τμήματα που σχημα-

τίζουν κυλινδρικό φουσκωτό στρώμα. Σχηματίζονται από ρεύματα μεταφοράς και από ατμοσφαιρικές διαταραχές.

Συμπύκνωση (Condensation): Η διαδικασία κατά την οποία οι υδρατμοί μεταβάλλονται σε ορατό νερό ή παγοκρυστάλλους.

Συνεσφιγμένο μέτωπο (Occluded front): Η τομή της γραμμής σύνορο με το έδαφος, όταν το ψυχρό μέτωπο ανέλθει πάνω σ' ένα θερμό μέτωπο.

Συνοπτικός χάρτης (Synoptic map): Ο χάρτης που δίνει περιληπτικά τη διανομή των μετεωρολογικών συνθηκών μίας μεγάλης περιοχής σε δεδομένη στιγμή.

Σύσφιγξη (Occlusion): Όταν το ψυχρό μέτωπο φτάσει το προπορευόμενο θερμό μέτωπο, ο κοινός θερμός αέρας εκτοπίζεται προς τα πάνω και οι δύο ψυχρές μάζες, παρόλο που ανήκουν στον ίδιο τύπο, δεν έχουν ακριβώς τις ίδιες ιδιότητες και ένα μέτωπο σχηματίζεται μεταξύ τους. Αυτός ο τύπος μετώπου ονομάζεται ***σύσφιγξη***. Αν ο προπορευόμενος ψυχρός αέρας του θερμού μετώπου είναι ψυχρότερος απ' τον αντίστοιχο του ψυχρού μετώπου, τότε η σύσφιγξη ονομάζεται ***θερμή***, ενώ στην αντίθετη περίπτωση ονομάζεται ***ψυχρή*** σύσφιγξη.

Σφήνα εξάρσεως (Ridge): Ονομασία που δίνεται σ' ένα σύστημα πιέσεως που οι ισοβαρείς γύρω από ένα υψηλό επιμηκύνονται έτσι, ώστε η πίεση κατά μήκος του άξονα της σφήνας να είναι μεγαλύτερη απ' ό,τι στις δύο πλευρές της. Οι καμπύλες της είναι πάντα ομαλές.

Σχετική υγρασία (Relative humidity): Το ποσό των υδρατμών που υπάρχει στην ατμόσφαιρα προς αυτό που θα είχε αν η ατμόσφαιρα ήταν κορεσμένη.

Σωρειτομελανίες (Cumulonimbus): Είναι πυκνά και βαριά νέφη μεγάλης, βίαιης, κατακόρυφης αναπτύξεως. Μοιάζουν με βουνά ή πελώριους πύργους. Η κορυφή τους αποτελείται από μικρούς παγοκρυστάλλους.

Τ

Τάση υδρατμών (Vapor pressure): Η μερική πίεση που ασκείται από τους υδρατμούς στην ατμόσφαιρα.

Τραμουντάνα (Tramontana): Άνεμος Β και ξηρός.

Τροπική αέρια μάζα (Tropical air mass): Θερμή αέρια μάζα που προέρχεται από τροπικές περιοχές.

Τροπική διαταραχή: (tropical disturbance): Είναι το πρώτο στάδιο γενέσεως ενός τροπικού κυκλώνα και πρόκειται για ένα διακριτό καιρικό σύστημα οργανωμένης μεταφοράς.

Τροπική καταιγίδα (Tropical storm): Είναι το προτελευταίο στάδιο στην ανάπτυξη ενός κυκλώνα, παρουσιάζει ευδιάκριτη περιστροφική κυκλοφορία και παρατεταμένους ισχυρούς ανέμους εντάσεως μεγαλύτερης των 34 knots.

Τροπική ύφεση (tropical depression): Είναι το δεύτερο στάδιο στην ανάπτυξη ενός κυκλώνα, παρουσιάζει περιστροφική κυκλοφορία και παρατεταμένους ισχυρούς ανέμους εντάσεως μέχρι 33 knots.

Τροπικοί κυκλώνες (Tropical cyclones): Περιοχές χαμηλής βαρομετρικής πιέσεως. Στο κέντρο τους υπάρχει περιοχή σχετικής ηνεμίας, γνωστή ως το ***μάτι του κυκλώνα***. Είναι βίαιοι, θυελλώδεις άνεμοι και στην κλίμακα Μποφόρ αντιστοιχούν στη δύναμη 12.

Τροπόπαυση (Tropopause): Το διαχωριστικό όριο μεταξύ τροπόσφαιρας και στρατόσφαιρας. Η θερμοκρασία στην τροπόπαυση κυμαίνεται από –50° C έως –80° C.

Τροπόσφαιρα (Troposphere): Το κατώτερο στρώμα της ατμόσφαιρας που εκτείνεται απ' την επιφάνεια της Γης μέχρι την τροπόπαυση. Η θερμοκρασία στην τροπόσφαιρα συνήθως ελαττώνεται με το ύψος. Είναι το στρώμα όπου συμβαίνουν όλα τα μετεωρολογικά φαινόμενα.

Τσουνάμι (tsunami): Σεισμογενή θαλάσσια κύματα (παλιρροιακά κύματα) μεγάλης περιόδου. Δημιουργούνται από υποθαλάσσιους σεισμούς ή εκρήξεις ηφαιστείων.

Υ

Υγρασία (Humidity): Το ποσό των υδρατμών που υπάρχει στην ατμόσφαιρα. Ο όρος αυτός αναφέρεται συχνά στη σχετική υγρασία.

Υγρό θερμόμετρο (Wet bulb): Υδραργυρικό θερμόμετρο. Το δοχείο του υδραργύρου του σκεπάζεται με καθαρό ύφασμα και διαβρέχεται με καθαρό αποσταγμένο νερό.

Υγρόμετρο (Hygrometer): Όργανο που μετρά τη σχετική υγρασία του αέρα.

Υδατώδη ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα (Precipitation): Η πτώση από την ατμόσφαιρα των υδρατμών με οποιαδήποτε ορατή μορφή νερού, χιονιού, χαλαζιού κ.λπ., καθώς και δρόσου, πάχνης, που είναι συμπύκνωση υδρατμών στο έδαφος.

Υδρατμοί (Water vapors): Το νερό που περιέχει η ατμόσφαιρα σε κατάσταση αερίου. Τα περισσότερα μετεωρολογικά φαινόμενα, απ' τον σχηματισμό των νεφών μέχρι και των καταιγίδων, οφείλονται στη θερμότητα του Ήλιου που αποταμιεύουν οι υδρατμοί.

Υδρολογικός κύκλος ή κύκλος του νερού (Water cycle): Το σύνολο των διεργασιών που μετατρέπουν

το νερό στη μορφή των αοράτων υδρατμών, καθώς και η επιστροφή του νερού στη Γη.

Υετός (Precipitation): Η μετατροπή των υδρατμών σε ορατούς με τη μορφή βροχής, χαλαζιού, χιονιού κ.λπ..

Υπερκορεσμός (Super saturation): Αυτό συμβαίνει όταν δεν υπάρχουν στον αέρα πυρήνες συμπυκνώσεως των υδρατμών. Τότε η σχετική υγρασία είναι μεγαλύτερη από 100%.

Ύφεση ή **Βαρομετρικό χαμηλό (Depression):** Η περιοχή της ατμόσφαιρας με τη χαμηλότερη τιμή της βαρομετρικής πιέσεως, σε σχέση με τις γειτονικές προς αυτήν περιοχές της ατμόσφαιρας.

Ύψος βάσεως νεφών (Cloud ceiling): Το ύψος που έχει το στρώμα των νεφών και καλύπτει τουλάχιστον τον μισό ουρανό.

Φ

Φαινόμενο θερμοκηπίου (Greenhouse effect): Η ικανότητα της ατμόσφαιρας να δέχεται μεγάλες ποσότητες μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας, η οποία θερμαίνει τη Γη, ενώ παγιδεύει τη μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία.

Χ

Χαλάζι (Hail): Μικρά σφαιρίδια πάγου ποικίλων σχημάτων και μεγεθών, που πέφτουν απ' τους σωρειτομελανίες.

Χαμηλό (Low): Περιοχή με χαμηλή βαρομετρική πίεση (βλ. *Ύφεση*).

Χάρτης καιρού (Weather map): Χάρτης που συντάχθηκε από αναφορές πολλών μετεωρολογικών σταθμών, την ίδια ώρα. Δείχνει τις καιρικές συνθήκες της ώρας αυτής μίας μεγάλης περιοχής.

Χάρτης προγνώσεως (Forecasting map): Χάρτης που κατασκευάστηκε από μετεωρολόγο και δείχνει την αναμενόμενη καιρική κατάσταση.

Χιλιοβαρίδα (millibar): Μονάδα πιέσεως που ισοδυναμεί με την πίεση στήλης υδραργύρου ύψους 750, 1 mm, θερμοκρασίας 0° C και πλάτους 45°.

Χιόνι (Snow): Μια μορφή υετού που αποτελείται κατά 100% από παγοκρυστάλλους σε μορφή χιονονιφάδων.

Χιονόνερο (Sleet): Είναι είδος κατακρημνίσεως που αποτελούμενο από βροχή και εν μέρει λιωμένο χιόνι.

Ψ

Ψεκάδες (Drizzle): Μικρές σταγόνες βροχής με διάμετρο μικρότερη από 0,5 mm.

Ψυχρόμετρο (Hygrometer): Μορφή υγρομέτρου, που χρησιμοποιείται για τη μέτρηση της σχετικής υγρασίας του αέρα.

Ψυχρό μέτωπο (Cold front): Η τομή μεταξύ ψυχρής μετωπικής επιφάνειας και εδάφους. Ο ψυχρός αέρας σπρώχνει τον θερμό και τον αναγκάζει να ανέλθει.

ΙΙΙ. Ο ΑΝΕΜΟΣ ΚΑΙ Η ΕΝΤΑΣΗ ΤΟΥ (ΤΑΧΥΤΗΤΑ) ΣΕ ΔΙΑΦΟΡΕΣ ΜΟΝΑΔΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΩΣ

Βαθμίδες κλίμακας Beaufort	Χαρακτηρισμός ανέμου	Ταχύτητα Ανέμου				Κατάσταση θάλασσας		Περιγραφή των αποτελεσμάτων του ανέμου και της καταστάσεως της θάλασσας			Ύψος κύματος στο ανοικτό πέλαγος
		Σε κόμβους	Μέση ταχύτητα σε κόμβους	Σε m/sec	Σε km/h	Ψηφίο κλίμακας	Χαρακτηρισμός στο πέλαγος	Στην ξηρά	Στο ανοικτό πέλαγος	Περιοχές περιορισμένης εκτάσεως	
0	Άπνοια (Calm)	<1	00	0-0,2	1	0	Γαλήνη (σαν καθρέπτης) (Calm - glassy)	Άπνοια. Ο καπνός υψώνεται κατακόρυφα.	Θάλασσα κατοπτρική.	Γαλήνη.	0
1	Σχεδόν άπνοια (light air)	1-3	02	0,3-1,5	1-5	1	Γαλήνη (με ρυτίδες) (Calm - rippled)	Η διεύθυνση του άνεμου φαίνεται από τον καπνό και όχι από τον ανεμοδείκτη.	Σχηματίζονται ρυτίδες με κορυφές κυμάτων χωρίς αφρό.	Ο άνεμος μόλις και μπορεί να κινήσει τα ψαροκάικα.	0-0,1
2	Πολύ ασθενής (Light breeze)	4-6	05	1,6-3,3	6-11	2	Ήρεμη (Smooth - waveless)	Άνεμος αισθητός στο πρόσωπο. Τα φύλλα των δένδρων θροΐζουν και ο ανεμοδείκτης κινείται.	Μικρά κυματίδια, χαμηλά αλλά αρκετά σχήματισμένα. Οι κορυφές τους είναι λείες και δεν σπάζουν.	Ο άνεμος γεμίζει τα πανιά στα ψαροκάικα που μπορούν να κινηθούν με ταχ. 1-2 κόμβους.	0,1-0,5
3	Ασθενής (Gentle breeze)	7-10	09	3,4-5,4	12-19	3	Λίγο ταραγμένη (Slight)	Τα φύλλα και τα μικρά κλωνάρια των δένδρων βρίσκονται σε συνεχή κίνηση. Ο άνεμος τεντώνει μικρή σημαία.	Μεγάλα κυματίδια. Οι κορυφές αρχίζουν να σπάζουν και εμφανίζεται λείος αφρός με όψη διασπαρμένων λευκών προβάτων.	Τα ψαροκάικα αρχίζουν να γέρνουν δεξιά-αριστερά και να κινούνται με ταχ. 3-4 κόμβους.	0,5-1,25
4	Σχεδόν μέτριος (Moderate breeze)	11-16	13	5,5-7,9	20-28	3-4	Σχεδόν ταραγμένη (Slight to moderate)	Ο άνεμος σηκώνει σκόνη και φύλλα χόρτου. Κινεί μικρά κλαδιά δένδρων.	Μικρά κύματα που γίνονται μακρύτερα. Λευκοί αφροί με όψη πολλών λευκών προβάτων.	Ικανοποιητικός άνεμος για ψαροκάικα. Φουσκώνουν όλα τα πανιά τους και γέρνουν περισσότερο δεξιά - αριστερά.	1-1,5
5	Μέτριος (Fresh breeze)	17-21	19	8,0-10,7	29-38	4	Ταραγμένη (Moderate)	Μικρά δένδρα με φύλλα αρχίζουν να κινούνται. Σχηματίζονται κυματίδια σε λίμνες.	Μέτρια κύματα με σαφή επιμήκη μορφή. Όψη πολυαρίθμων λευκών προβάτων. Ενδεχομένως δημιουργία πιτύλων (ψεκασμών).	Τα ψαροκάικα μαζεύουν λίγο τα πανιά.	1,25-2,5
6	Ισχυρός (Strong breeze)	22-27	24	10,8-13,8	39-49	5	Κυματώδης (Rought)	Κινούνται μεγάλα κλαδιά δένδρων. Ακούγεται συριγμός στα τηλεγραφικά σύρματα. Οι ομπρέλες χρησιμοποιούνται με δυσκολία.	Μεγάλα κύματα αρχίζουν να σχηματίζονται. Κορυφές με λευκό αφρό εξαπλώνονται παντού. Πιθανοί πίτυλοι (ψεκασμοί).	Τα ψαροκάικα διπλοδένουν (μουδάρουν) μεγάλα πανιά.	2,5-4

(συνεχίζεται)

7	Σχεδόν θυελλώδης (Near gale)	28-33	30	13,9-17,1	50-61	6	Πολύ κυματώδης (Very rought)	Τα δέντρα κινούνται ολόκληρα. Το αντίθετο στον άνεμο βάδισμα γίνεται δύσκολο.	Η θάλασσα φουσκώνει και λευκός αφρός από κύματα πού σπάζουν αρχίζει να παρασύρεται και να σχηματίζονται ραβδώσεις κατά τη διεύθυνση του ανέμου.	Τα ψαροκάικα παραμένουν στο λιμάνι και εκείνα που βρίσκονται στη θάλασσα τραβερσώνουν.	4-6
8	Θυελλώδης (Gale)	34-40	37	17,2-20,7	62-74	6-7	Σχεδόν τρικυμιώδης (Very rought to high)	Θραύει μικρά κλωνάρια δένδρων. Γενικά εμποδίζει το αντίθετο στον άνεμο βάδισμα.	Μετρίως υψηλά κύματα περισσότερο επιμήκη. Τα άκρα των κορυφών των κυμάτων θραύονται και γίνονται πίτυλος. Ο αφρός παρασύρεται και σχηματίζει καλά σχηματισμένες ραβδώσεις κατά τη διεύθυνση του ανέμου.	Όλα τα ψαροκάικα δένουν στο πιο κοντινό λιμάνι.	5,5-7,5
9	Πολύ θυελλώδης (Strong gale)	41-47	44	20,8-24,4	75-88	7	Τρικυμιώδης (High)	Προκαλούνται μικρές ζημίες σε κατασκευές. Αναρπάζονται πήλινοι καπνοδόχοι και κεραμίδια.	Υψηλά κύματα. Πυκνές ραβδώσεις αφρού κατά τη διεύθυνση του ανέμου. Οι κορυφές των κυμάτων αρχίζουν να γέρνουν, να πέφτουν και να κυλίονται. Ο πίτυλος είναι δυνατό να επηρεάζει την ορατότητα.	—	6-9
10	Θύελλα (Storm)	48-55	52	24,5-28,4	89-102	7-8	Πολύ τρικυμιώδης (High to very high)	Σπάνια παρατηρείται στο εσωτερικό της ξηράς. Ξεριζώνει δένδρα και προξενεί μεγάλες ζημίες σε κατασκευές.	Πολυ υψηλά κύματα με μακριές λοφώδεις ράχες. Ο αφρός που είναι πολύ περισσότερος παρασύρεται σε πυκνές λευκές ραβδώσεις κατά τη διεύθυνση του άνεμου. Η επιφάνεια της θάλασσας στο σύνολό της γίνεται λευκή. Το σπάσιμο και κύλισμα των κορυφών των κυμάτων γίνεται έντονο και βίαιο. Η ορατότητα επηρεάζεται.	—	8-12,5
11	Ισχυρή θύελλα (Violent storm)	56-63	60	28,5-32,6	103-117	8	Άγρια (Very high)	Πολύ σπάνια παρατηρείται. Προκαλούνται πολύ μεγάλες ζημιές.	Εξαιρετικά υψηλά κύματα (η θέα πλοίων μικρής και μεσαίας χωρητικότητας ίσως για λίγη ωρα να χάνεται πίσω από τα κύματα). Η θάλασσα καλύπτεται τελείως από λευκούς αφρούς που επιμηκύνονται κατά τη διευθυνση του ανέμου. Παντού τα άκρα των κορυφών των κυμάτων βρίσκονται σε αφρώδη κατάσταση. Η ορατότητα επηρεάζεται.	—	9-14
12	Τυφώνας (Hurricane)	>64		>32,7		9	Πολύ άγρια (Phenomenal)	—	Ο αέρας είναι γεμάτος με αφρό και πίτυλο. Η θάλασσα είναι εντελώς λευκή. Η ορατότητα επηρεάζεται σημαντικά.	—	>14

ΣΗΜΕΙΩΣΗ: 1. Η κατάσταση θάλασσας με τις τιμές του ύψους του κύματος αναφέρονται στο ανοιχτό πέλαγος για κύματα που δημιουργούνται από τον άνεμο και βρίσκονται σε καλή ανάπτυξη. Σε περιορισμένης εκτάσεως θαλάσσιες περιοχές κόλπους κ.λπ. ή κοντά στις ακτές με άνεμο που πνέει με διεύθυνση από την ακτή το υψος κύματος κατά περίπτωση διαφέρει.

2. Κατά την παρατήρηση από το ύφος κύματος που παρατηρείται χαρακτηρίζεται η ολική κατάσταση θάλασσας που είναι αποτέλεσμα πολλών παραγόντων όπως: άνεμος, αποθαλάσσια ρεύματα, γωνία μεταξύ αποθαλάσσιας και ανέμου κ.λπ..

3. Αν κατά την παρατήρηση από το ύψος κύματος (κατάσταση θάλασσας) εκτιμάται η ένταση του ανέμου πρέπει να λαμβάνονται υπόψη οι παράγοντες: πεδίο πνοής ανέμου (FETCH), αποθαλασσία, βάθος θάλασσας, ισχυρή βροχή, παλίρροια και η καθυστέρηση μεταξύ του ανέμου που ενισχύεται και της θάλασσας που ακμάζει.

ΕΥΡΕΤΗΡΙΟ

Α

αδιαβατική εκτόνωση 21
αδιαβατική θέρμανση 16
αδιαβατική μεταβολή 16
αέρια μάζα 6, 16, 18, 90, 92
αεροχείμαρρος 6, 8, 77
αιθαλομίχλη 73
αιωρούμενα σωματίδια 2, 3, 11, 69, 71
ακόρεστος αέρας 21
ακροβάθμια θερμόμετρα 22
αληγείς άνεμοι 80
άλως 61
αναβατικός άνεμος 46
ανάβλυση 164, 166
ανάδρομη φορά 40
ανακαμπύλωση 119
ανάκλαση 10
αναλυτικοί πραγματικοί χάρτες 139
ανάπτυγμα κύματος 52
αναρροφητικό θερμόμετρο 24
αναστρέψιμα θερμόμετρα 24, 25
αναστροφή εδάφους 15
αναστροφή θερμοκρασίας 15
αναστροφή ύψους 16
ανατολικά οριακά ρεύματα 167
Ανατολικός 48
ανεμογράφοι 51
ανεμοδείκτες 50
άνεμοι τύπου Foehn 47
άνεμοι των υποτροπικών ωκεανίων υψηλών 81
ανεμόμετρα 50
άνεμος 36
άνεμος βαροβαθμίδας 41
αντικυκλώνας 85
αντιστρεφόμενο κυκλοειδές 52
ανώτερα νέφη 60, 64
απόγεια αύρα 46
απόλυτη αστάθεια 18, 19
απόλυτη ευστάθεια 7, 18, 19
απόλυτη υγρασία 21, 26
απορρόφηση 10
αρκτικές αέριες μάζες 91, 92
αστάθεια 17
αστάθεια υπό συνθήκη 19
ατμόσφαιρα 2, 4
ατμοσφαιρική πίεση 28, 29, 30
αύρα κοιλάδων 46
αύρα ορέων 46
αυτογραφικά θερμόμετρα 23

Β

βαθιά ρεύματα 164,166
βάθος αναστροφής 15
βαθυθερμογράφοι 25
βαροβαθμίδα 31
βαρογράφοι 34, 35
βαρομετρικά χαμηλά 31, 97, 152, 155
βαρομετρική πίεση 28
βαρομετρική τάση 31
βαρομετρικό υψηλό 31, 85, 152, 155
βαρομετρικός θύλακας 67, 155
βαρομετρικός λαιμός 155
βάση αναστροφής 15
βίντσι 25
βροχή 65
βροχές μεταφοράς 65
βροχόμετρα 66

Γ

γενική κυκλοφορία στην ατμόσφαιρα 75
γεωστροφική κλίμακα ανέμου 42
γεωστροφικός άνεμος 41
γιγάντια επίπεδα κομμάτια πάγου 185, 186
Γκρεγκάλ 48
γραμμές λαίλαπας (αέλλας) 108, 145, 159
γραμμή αυλώνος 131
γωνία συγκλίσεως 117, 131

Δ

δέκτης Navtex 115
δευτερεύον χαμηλό 103, 152
διάθλαση 54
διάρκεια πνοής 52
διαφανείς κρυσταλλικοί πάγοι 180
διάχυση 9
διεύθυνση ανέμου 36
δύναμη Coriolis 36, 40
δύναμη βαροβαθμίδας 36, 39
δύναμη τριβής 36
δυτικά οριακά ρεύματα 168
Δυτικός 47, 48

Ε

εκβάθυνση 54
έκπτωτος πάγος 190
εκτρεπτική (γεωστροφική) δύναμη 36, 40
ελαστική κρούστα 181
ενδοτροπική ζώνη συγκλίσεως 76, 77, 78
ένταση ανέμου 36
ένταση ρεύματος 164
εξάτμιση 20
εξώσφαιρα 4, 5, 7
επίγεια αποθαλασσία 54
επικίνδυνο ημικύκλιο 120, 121, 129, 130
επικίνδυνο τεταρτοκύκλιο 120, 121
επικρατούντες δυτικοί άνεμοι 81
επιφανειακά ρεύματα 164
εποχικοί αντικυκλώνες 85, 86
ετερογενής πυρηνοποίηση 59
Ετησίες ή μελτέμια 49
ετήσιο θερμομετρικό εύρος 13, 14
ευθύγραμμες ισοβαρείς 155
εύρος κύματος 52
ευστάθεια 17

Ζ

ζώνη της κυματωγής 54
ζώνη υετού 96, 102

Η

ηλεκτρονικού τύπου βαρόμετρα 34
ηλιακή ακτινοβολία 2, 9, 14
ηλιακό φάσμα 9, 10
ημερήσιο θερμομετρικό εύρος 14, 15
ημερήσιοι άνεμοι 45

Θ

θαλάσσια αύρα 45
θαλάσσια ρεύματα 11, 163
θαλάσσιος πάγος 184
θαμπός κρυσταλλικός ή λιπαρός πάγος 180
θερμά νέφη 59

θερμά ρεύματα 11, 164, 165
θερμή σύσφιγξη 106, 107
θερμικά κύτταρα κυκλοφορίας 8, 45
θερμικά χαμηλά 99
θερμό μέτωπο 93, 94, 95, 96
θερμόαλος κυκλοφορία 163
θερμοβαθμίδα 16, 17
θερμοί αντικυκλώνες 85, 86
θερμόμετρα βάθους 25
θερμόμετρο ελαχίστου 22
θερμόμετρο μεγίστου 22
θερμόπαυση 4, 5, 7
θερμόσφαιρα 4, 5, 7
θορυβώδεις πάγοι 183
θραύσματα 187
θύσανοι 60, 64
θυσανοστρώματα 60, 64
θυσανοσωρείτες 60, 64

Ι

ιονόσφαιρα 7
ισαλλοβαρείς καμπύλες 31
ισημερινές αέριες μάζες 91, 92
ισημερινοί άνεμοι 80
ισοβαρείς καμπύλες 31, 160
ισόθερμη καμπύλη 12, 160
ίχνος κυκλώνα 130

Κ

καινούργιος πάγος 184
κάλυμμα πάγου 181
καπνομίχλη 73
καταβατικός άνεμος 46, 47
καταβύθιση 164, 166
καταιγίδα 67, 124
κατακόρυφη αδιαβατική θερμοβαθμίδα 16
κατακρημνίσματα 3, 24
κατεύθυνση ρεύματος 164
κατώτερα νέφη 60, 61, 64
κατώτερη ατμόσφαιρα 6
κινητοί αντικυκλώνες 85, 86
κλίμακα Beaufort 36, 37, 38, 39, 209, 210
κλίση κύματος 52
κοιλιά χαμηλών πιέσεων 109
κοιλώματα κυμάτων 52
κορεσμένος αέρας 21, 70, 58
κορυφές κυμάτων 52
κορυφογραμμές 181
κρυσταλλικά συσσωματώματα 68
κυκλογένεση 98
κυκλόλυση 98, 102
κύκλος του νερού 19, 20
κυκλώνες των τροπικών 110
κυκλωνική βροχή 65
κύμα θραύσεως 55
κύμα θύελλας 114
κύμα ταλαντώσεως 51
κύματα βαρύτητας 52
κύματα θραύσεως που διασπείρονται 55
κύματα θραύσεως που διογκώνονται 56
κύματα θραύσεως που καταδύονται 56
κυματισμός ή κύμα 51
κυματωγή 54
κυπελλοφόρα ανεμόμετρα 50
κύτταρο κυκλοφορίας 45
κύτταρο κυκλοφορίας 8, 53
κώδικας CLIMAT 144
κώδικας SYNOP 144
κώδικας TEMP 144

Λ

λανθάνουσα θερμότητα 20, 102, 118, 123, 125
λανθάνουσα θερμότητα εξατμίσεως 20
λανθάνουσα θερμότητα συμπυκνώσεως 58, 122
λανθάνουσα θερμότητα υγροποιήσεως 16
Λεβάντερ 47
λείος άνεμος 36
λευκαύγεια 188
Λίβας 47
λιπαρός πάγος 180
Λυβικός 49

Μ

Μαρίν 49
μάτι του κυκλώνα 118, 121, 123,131
μεγάλα επίπεδα κομμάτια πάγου 185, 186
μέγιστη τάση υδρατμών 22
μελανοστρώματα 62, 64
μέσα νέφη 60, 61, 64
μεσαία επίπεδα κομμάτια πάγου 185, 186
μεσόπαυση 4, 5, 7
μεσόσφαιρα 4, 5, 7
μεταβλητός άνεμος 36
μεταλλικό βαρόμετρο 33
μετεωρολογικοί σταθμοί 133, 134
μετεωρολογικός Ισημερινός 80
μετεωρολογικός κλωβός 26, 27
μετωπική επιφάνεια 92
μετωπική ομίχλη 74
μετωπική σφήνα υφέσεως 108
μετωπικό κύμα 102
μέτωπο 92
μη μετωπική σφήνα υφέσεως 108
μήκος κύματος 52, 57
μικρά επίπεδα κομμάτια πάγου 186
μικρά τεμάχια πάγου 183
μικρές πλάκες πάγου 180
μικροί κόκκοι frazil 181
μικροί κρύσταλλοι πάγου 181
Μιστράλ 48
μόνιμοι αντικυκλώνες 85
μοντέλο μονού κυττάρου κυκλοφορίας 75
μοντέλο τριπλού κυττάρου κυκλοφορίας 75, 76, 77
μορφή νέφους 60
μουσώνες θερμής περιόδου 82, 83
μουσώνες ψυχρής περιόδου 82, 83
μουσωνικά συστήματα 82
μουσωνικές αέριες μάζες 92
μπόρα 48
μπόρα ή όμβρος 66
μπουρίνι 124

Ν

νέος πάγος 184, 185
νέφη 58, 60, 64
νέφη κατακόρυφης αναπτύξεως 60, 62, 64
νέφωση 14, 64, 115
νόμος Buys – Ballot 43, 45, 158

Ξ

ξηρή αχλύς 71
ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα 16
ξηρό θερμόμετρο 26
ξηρός αέρας 2

Ο

οδηγοί 187
οζονόσφαιρα 6, 7
οικογένεια υφέσεων 103
όμβρος 66
ομίχλη 70
ομίχλη ακτινοβολίας 71, 72
ομίχλη αναμείξεως 71, 74
ομίχλη εξατμίσεως 71, 74
ομίχλη οριζόντιας μεταφοράς 71, 73
ομογενής πυρηνοποίηση 59
ορατότητα 69

ορθή φορά 40
ορογραφικά χαμηλά 100
ορογραφική βροχή 65

Π

παγετώνας 181
παγίδα αέρα 33
Παγκόσμιος Μετεωρολογικός Οργανισμός 132
παγόβουνα 181, 182, 183
πάγος 180
πάγος πρώτης χρονιάς 185
παλαιός πάγος 185
πεδίο διαταραχής 130
περίοδος κύματος 52,57
περίστρεπτο θερμόμετρο 23
πηγές αερίων μαζών 90, 91
πηγή διαταραχής 130, 131
πλάτη του ίππου 81
πλοηγικοί χάρτες 160, 162
πλοία καιρού 133, 134
πολικές αέριες μάζες 91, 92
πολικό μέτωπο 8, 82
πολικοί ανατολικοί άνεμοι 81
πολύ μικρές πλάκες πάγου 185, 186
πολύ μεγάλα επίπεδα κομμάτια πάγου 185, 186
πολύνυας 187
προγνωστικοί χάρτες 140, 141, 142
πρότυπα βάθη 25
πυρήνες παγοποιήσεως 59
πυρήνες συμπυκνώσεως 58

Ρ

ραδιοβόλιση 16, 133
ρεύματα 11, 53, 163
ριπαίος άνεμος 36
ρυτιδώσεις 51

Σ

σημείο ανακαμπυλώσεως 119, 130
Σιρόκος 48
σπασμένοι πάγοι με κορυφογραμμές 186
σπασμένοι πάγοι με λοφίσκους 186
σπασμένοι πάγοι που δημιουργούν σχεδία 186
στάδιο αντιστροφής της εκχύσεως 56
στάδιο της εκχύσεως 56
σταθερός άνεμος 36
στάθμη συμπύκνώσεως 17
στάσιμα κύματα 55
στάσιμο μέτωπο 93, 101, 102
στρατόπαυση 4, 5, 7
στρατόσφαιρα 4, 5, 7
στρόβιλος 119, 131
στρώμα αναστροφής 15
στρώματα 61, 64
στρωματοσωρείτες 62, 64
συμπύκνωση 20
συνεσφιγμένο μέτωπο 94, 102
σύσταση ατμόσφαιρας 2
σύστημα INMARSAT – C 151
σύσφιγξη 94, 106
σχετική υγρασία 21, 26, 58, 70
σωρείτες 62, 64
σωρειτομελανίες 63, 64

Τ

τάση υδρατμών 22, 26
ταχύς πάγος 190
ταχύτητα διαφυγής 8
ταχύτητα κύματος 52, 57
τηγανίτες πάγου 181
τηλεομοιότυπο 139, 152
τοίχος του ματιού 118
Τραμουντάνα 49
τριαξονικός ανεμογράφος 51
τροπικές αέριες μάζες 91, 92
τροπική διαταραχή 112
τροπική καταιγίδα 112
τροπική ύφεση 112
τροπικός κυκλώνας 110, 113
τροπόπαυση 4, 5, 6
τροπόσφαιρα 4, 5, 8
τροχιά κυκλώνα 119, 121, 130
τσουνάμι 54

Υ

υγρασία 21, 26
υγρή αχλύς 70
υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα 17
υγρό θερμόμετρο 26
υγρογράφος τρίχας 26
υγρόμετρα τρίχας 26
υδραργυρικό βαρόμετρο 32, 33
υδρατμοί 3, 4, 19, 21
υδροθερμόμετρα 24, 25
υδρολογικός κύκλος 19, 20
υετός 19, 65, 152
υπέρκορος αέρας 58
υπό όρους αστάθεια 19
υποτροπικό υψηλό 8, 111
ύφεση 97, 152, 155
ύφεση πολικού μετώπου 101, 103, 104, 105
υψιστρώματα 61, 64
υψισωρείτες 61, 64
ύψος αναστροφής 15
ύψος κύματος 52, 56
ύψος νέφους 60, 63, 64

Φ

φαινόμενος άνεμος 41
φλοιός πάγου 181
φυγόκεντρη δύναμη 36, 41
φωτοχημική ρύπανση 73

Χ

χαλάζι 68
χαμηλά αστάθειας 100
Χαμσίν 49
χάρτες ανώτερης ατμόσφαιρας 140
χειριστό ημικύκλιο 120,121
χιόνι 68
χιονόνερο 68

Ψ

ψεκάδες 67
ψυχρά νέφη 59
ψυχρά ρεύματα 12, 164, 165
ψυχρή σύσφιγξη 106, 107
ψυχρό μέτωπο 93, 94, 96, 97
ψυχρό τείχος 190
ψυχροί αντικυκλώνες 85, 86
ψυχρόμετρα 25

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Αγγλική:

Bodwitch N., *American Practical Navigator*, Volume 1, Defense Mapping Agency Hydrographic/Topographic Center, 1984.

Bodwitch N., *American Practical Navigator*, Volume 2, Defense Mapping Agency Hydrographic/Topographic Center, 1984.

Burch D., *Modern Marine Weather,* Second Edition, Starpath Publications, 2013

Cornish Maurice & Elaine Ives, *Reeds Maritime Meteorology*, Third edition published by Adlard Coles Nautical, 2006

Farndon John, *Λεξικό της Γης*, Εκδόσεις Ερευνητές, 1995.

Science Illustrated, Τεύχη 6, 14, 57, Εκδόσεις Περιοδικός Τύπος.

Sea – Ice Information Services in the World, World Meteorological Organization, 2006.

Shokr Mohammed, Sinha Nirmal, *Sea Ice Physics and Remote Sensing*, American Geophysical Union, 2015.

The World Meteorological Organization at a glance, World Meteorological Organization, 2009.

Ελληνική:

Ασκήσεις Εργαστηρίου Φυσικής της Ατμόσφαιρας, Πανεπιστήμιο Αθηνών, 1990.

Βαρώτσου Κ. και Γ. Καρρά, *Σημειώσεις Εισαγωγής στη Φυσική της Ατμόσφαιρας*, Πανεπιστήμιο Αθηνών, 1997.

Βίγκλα Παναγιώτη, *Εισαγωγή στη Μετεωρολογία, Μια εκπαιδευτική προσέγγιση, Μέρος Α': Βασικές Έννοιες*, Εκδόσεις Επτάλοφος, 2007.

Δεληγιώργη Δ. και Γ. Κάλλου, *Μαθήματα Δυναμικής – Συνοπτικής Μετεωρολογίας*, Πανεπιστήμιο Αθηνών, 1988.

Επιστημονική Βιβλιοθήκη Life, *Ο καιρός*, Εκδόσεις ΛΥΚΕΙΟΣ ΑΠΟΛΛΩΝ ΕΠΕ, 1977.

Ζαφειρόπουλου Ιωάννη, *Ωκεανογραφία*, Εκδόσεις Ιδρύματος Ευγενίδου, 1987.

Ζούγρου Ευαγγελίας, *Χαρακτηριστικά των μειωτικών υφέσεων της Ανατολικής Μεσογείου με βάση δορυφορικές εικόνες*, 2015.

Καραπιπέρη Λ., *Η κατασκευή και η χρησιμοποίηση των Χαρτών Καιρού από τους Ναυτιλλομένους*, Εκδόσεις Ιδρύματος Ευγενίδου, 1979.

Καραπιπέρη Λ., *Ναυτική Μετεωρολογία*, Εκδόσεις Ιδρύματος Ευγενίδου, 1981.

Κασιμίδη Γεώργιου, *Ναυτική Μετεωρολογία*, Εκδόσεις Sea Waves, 2001.

Κατσαφάδου Πέτρου και Μαυροματίδη Ηλία, *Αέριες μάζες και μειωτικές επιφάνειες*, 2015.

Λαδά Ηλία, *Ακτοπλοϊκή Ναυτιλία*, Εκδόσεις Ιδρύματος Ευγενίδου, 2006.

Μελανίτη Γιώργου, *Ο καιρός και τα μυστικά του. Μία εκλαϊκευμένη ερμηνεία*, Εκδόσεις Εστία, 2005.

Ντούνη Χρ. και Αν. Δημαράκη, *Ναυτιλία, τόμος Β', Αστρονομική Ναυτιλία,* Εκδόσεις Ιδρύματος Ευγενίδου, 1988.

Πετρογιαννάκη Χ. Γ., *Ναυτική Μετεωρολογία,* Εκδόσεις Ιδρύματος Ευγενίδου, 1974.

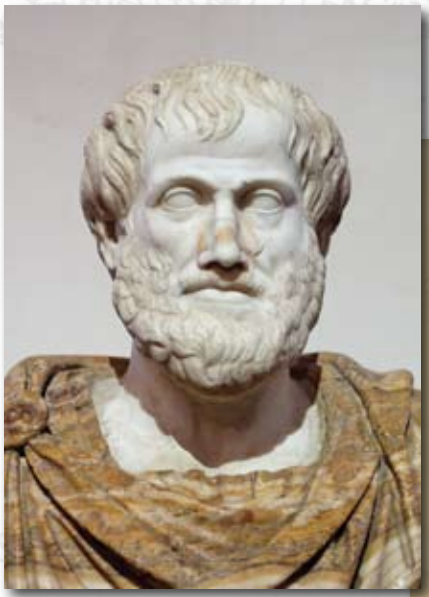
Ρίζου Χρήστου, *Κλίμα*, Εκδόσεις Κάδμος, 2008.

Χατζηαλέκου Ουρανίας, *Αεροπορική Μετεωρολογία, με στοιχεία Κλιματολογίας*, Εκδόσεις Aviation, 2007.

Χείλαρη Αλέξανδρου, *Ναυτική Μετεωρολογία*, Οργανισμός Εκδόσεων Διδακτικών Βιβλίων, 2003.

Ιστοσελίδες στο Διαδίκτυο:

http://www.hnms.gr/hnms/greek/index_html
http://en.wikipedia.org
http://www.britannica.com
http://www.eoearth.org
http://www.sciencedirect.com
http://www.windows2universe.org/earth
http://www.helmepacadets.gr
http://www.wmo.int
http://www.meteoclub.gr
http://www.ccg-gcc.gc.ca/e0010736#341
http://www.tpub.com/weather3/1-24.htm
http://www.solcomhouse.com/iceberg.htm
http://www.egmdss.com/gmdss-courses/mod/resource/view.php?id=880
http://www.nws.noaa.gov
http://www.weathercharts.org
http://www.nsidc.org/cryosphere/seaice/characteristics/difference.html
http://www.gcaptain.com/mariners-1-2-3-rule-update
http://www.meteomarine.gr
http://www.metoffice.gov.uk
http://www.oceanservice.noaa.gov
http://www.accuweather.com
http://www.meteo.gr



Προτομή του Αριστοτέλη, μαρμάρινο ρωμαϊκό αντίγραφο μπρούντζινου έργου του Λυσίππου (330 π.Χ), Εθνικό Μουσείο Ρώμης.


METEOROLO.

Tomus sextus operum.

ARISTOTELIS
STAGIRITAE,
PERIPATETICORVM PRINCIPIS
Naturalis cum Philosophiæ adferens sectionem,
QVAE AD METEOROLOGICORVM.

Πρώτη σελίδα αντιτύπου των «Μετεωρολογικών» στην λατινική του 1560, Πανεπιστήμιο του Τορίνο.

Ο Αριστοτέλης (384 - 322 π.Χ.), αρχαίος Έλληνας φιλόσοφος. Ανέδειξε την Μετεωρολογία κλάδο γνώσεως ανεξάρτητο της Αστρονομίας και συνέγραψε το πρώτο παγκοσμίως εγχειρίδιο Μετεωρολογίας, τα «Μετεωρολογικά».

ISBN 987-960-337-151-9