

# ΓΕΝΙΚΗ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑ

## ΕΙΣΑΓΩΓΗ

### Οι έννοιες του καιρού και του κλίματος

Μια ολοκληρωμένη μελέτη του πλανήτη μας μπορεί να γίνει μόνο με την σωστή κατανόηση και αντίληψη της συμπεριφοράς, των σχέσεων, των ενεργειακών ανταλλαγών και των αλληλεπιδράσεων μεταξύ των τεσσάρων μεγάλων ενοτήτων οι οποίες συγκροτούν τμήμα του πλανήτη, το οποίο είναι ορατό ή αισθητό από τον άνθρωπο. Οι ενότητες αυτές περιλαμβάνουν α) τη **Λιθόσφαιρα**, η οποία συνιστά το στερεό επιφανειακό στρώμα της Γης, β) την **Υδρόσφαιρα**, δηλαδή όλες τις μικρές ή μεγάλες υδάτινες επιφάνειες του πλανήτη, γ) την **Ατμόσφαιρα**, η οποία με τη μορφή ενός αερίου πέπλου περιβάλλει σε μεγάλο ύψος ολόκληρο τον πλανήτη, συνιστάμενη από ένα πλήθος αερίων, τα οποία συμμετέχουν σ' αυτήν με αυστηρά καθορισμένες αναλογίες και δ) τη **Βιόσφαιρα**, δηλαδή το σύνολο των φυτικών και ζωικών οργανισμών της γης.

Παρά το γεγονός ότι η διδασκαλία του μαθήματος της Μετεωρολογίας έχει ήδη πραγματοποιηθεί σε προηγούμενο εξάμηνο, θεωρείται απαραίτητο να μνημονευθούν στο σημείο αυτό μερικοί βασικοί ορισμοί. Όπως ήδη έχετε διδαχθεί η **Μετεωρολογία** είναι η επιστήμη η οποία μελετά την ατμόσφαιρα και τα φαινόμενα τα οποία συμβαίνουν μέσα σ' αυτήν. Πέρα από τον περιληπτικό αυτό ορισμό η Μετεωρολογία μπορεί με την ευρύτερη της έννοια να χαρακτηριστεί σαν η κατ' εξοχήν ατμοσφαιρική επιστήμη η οποία έχει σαν ερευνητικό της στόχο τη μελέτη της δυναμικής της ατμόσφαιρας και τις επιδράσεις των δυναμικών αιτίων στην επιφάνεια της γης, τη μελέτη της Φυσικής της ατμόσφαιρας και της ατμοσφαιρικής Χημείας. Επιπλέον, η Μετεωρολογία, μέσα στο χώρο των εφαρμοσμένων επιστημών, επιδιώκει την απόλυτη κατανόηση και την ακριβή πρόβλεψη των ατμοσφαιρικών φαινομένων, τα οποία τελικά είναι υπεύθυνα για τις καιρικές συνθήκες που επικρατούν σε κάθε σημείο του πλανήτη, οποιαδήποτε στιγμή της ημέρας.

Επομένως η έννοια του **καιρού** μπορεί να αποδοθεί από ένα πολύπλοκο συνδυασμό ατμοσφαιρικών φαινομένων τα οποία εκδηλώνονται σε έναν τόπο κατά τη διάρκεια μιας ημέρας, ή και για μικρότερο χρονικό διάστημα.

Η κατανομή του καιρού σε ολόκληρο τον πλανήτη ή ακόμη και σε ένα μεγάλο τμήμα της γης, σε μια δεδομένη χρονική στιγμή δίδει μια ποικιλία καιρικών καταστάσεων. Μια τέτοια καιρική ποικιλία περιγράφεται πάρα πολύ καλά από τα δελτία του Ευρωπαϊκού καιρού, τα οποία παρουσιάζονται στα σχετικά δελτία των διαφόρων τηλεοπτικών ή ραδιοφωνικών σταθμών. Οι έννοιες: ηλιόλουστος, θερμός, βροχερός, χιονώδης, ανεμώδης καιρός κ.λ.π είναι συνήθεις στις περιγραφές των δελτίων καιρού όταν αυτά αναφέρονται σε ευρύ γεωγραφικό χώρο, τονίζοντας με τον τρόπο αυτό την πολύ μεγάλη γεωγραφική σημασία που έχει ο καιρός. Παρόμοιες όμως καταστάσεις αντιμετωπίζει ο κάτοικος μιας ορισμένης περιοχής όταν επιδέχεται τις μεταβολές του καιρού που συμβαίνουν συνήθως από τη μια μέρα στην επόμενη ή τις επόμενες που ακολουθούν. Οι καιρικές αυτές καταστάσεις συνδέονται άμεσα με τη συνθήκη που επικρατεί στην αέρια μάζα η οποία κυριαρχεί στην περιοχή και στις μεταβολές βραχείας διάρκειας στις συνθήκες της θερμότητας, της υγρασίας και της κίνησης του αέρα, οι οποίες εκδηλώνονται μέσα στην ίδια την αέρια μάζα και που είναι αισθητές στην επιφάνεια όπου κινείται ο άνθρωπος. Το τελικό αποτέλεσμα του καιρού, όπως αυτό εκδηλώνεται στο επιφανειακό περιβάλλον αποτελεί τη συνισταμένη της εξισορρόπησης των αντιθέσεων που προκαλούνται από την άνιση κατανομή της ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια του πλανήτη.

Αντικαθιστώντας την έννοια της ημέρας με πολύ μεγαλύτερες χρονικές περιόδους ( μήνες, χρόνια, δεκαετίες) και αναλύοντας το τελικό και συνολικό αποτέλεσμα των διεργασιών των ανταλλαγών της μάζας και της ενέργειας μεταξύ γης και ατμόσφαιρας- που αναφέρονται στις μεγάλες αυτές χρονικές περιόδους- οδηγούμεθα σε μια συνθήκη η οποία τελικά διαμορφώνει το χαρακτηριστικό για κάθε τόπο **κλιματικό καθεστώς**.

Από τα παραπάνω διαφαίνεται ότι η έννοια **κλίμα** αποδίδει πολύ καλά το τελικό αποτέλεσμα του συνόλου των ατμοσφαιρικών διεργασιών οι οποίες περικλείουν τη θερμότητα, την υγρασία και την κίνηση του αέρα σε προκαθορισμένες μεγάλες χρονικές περιόδους. Η επικρατούσα στο παρελθόν άποψη ότι το κλίμα είναι ο μέσος όρος των καιρικών συνθηκών ( δηλαδή ο μέσος καιρός ) θα πρέπει σήμερα να αναθεωρηθεί. Το κλίμα είναι κάτι πολύ παρά πάνω και πολύ περισσότερο σύνθετο από τον μέσο όρο. Είναι ανεξάρτητο από τις στιγμιαίες καιρικές καταστάσεις και επεκτείνει το πεδίο της μελέτης του σε περιπτώσεις εκδήλωσης ακραίων καταστάσεων, τάσεων μεταβολής των

κλιματικών παραμέτρων , πιθανοτήτων εμφάνισης εξαιρετικών γεγονότων και άλλων φαινομένων, με την εφαρμογή σύγχρονων στατιστικών τεχνικών.

Η επιστήμη η οποία μελετά το κλίμα ονομάζεται **Κλιματολογία** και έχει σαν αντικειμενικό και κύριο στόχο να ανακαλύψει και να εξηγήσει την κανονική συμπεριφορά των ατμοσφαιρικών φαινομένων , να περιγράψει και να εξηγήσει τη φύση του κλίματος και τις μεταβολές αυτού από τόπο σε τόπο και να προσδιορίσει τη σύνδεση αυτού με τα άλλα στοιχεία του φυσικού περιβάλλοντος και με τις ανθρώπινες δραστηριότητες.

Ο πολυσύνθετος χαρακτήρας των στόχων της κλιματολογίας που συνίσταται κατά πρώτο στην προσπάθεια της να εξηγήσει την **κανονική** συμπεριφορά των ατμοσφαιρικών διεργασιών, την εντάσσει χωρίς αμφιβολία στον ευρύ χώρο της Μετεωρολογίας. Παράλληλα όμως το ενδιαφέρον της και η έμφαση που αποδίδει στις διαφορετικές κλιματικές συνθήκες, οι οποίες επικρατούν σε διάφορες γεωγραφικές περιοχές της γης, της προσδίδει έναν πολύ έντονο γεωγραφικό χαρακτήρα. Επομένως η αναζήτηση του αυστηρού επιστημονικού χώρου στον οποίον μπορεί να ενταχθεί το αντικείμενο της κλιματολογίας θα πρέπει επικεντρωθεί στο επιστημονικό πεδίο που αποτελεί την τομή των δύο συνόλων, δηλαδή της μετεωρολογίας και της γεωγραφίας.

Η Κλιματολογία τελικά αποτελεί μια επιστήμη της οποίας ενώ η μεθοδολογία που χρησιμοποιεί χαρακτηρίζεται από αυστηρά μετεωρολογικά κριτήρια, οι σκοποί της και τα αποτελέσματα που καταλήγει είναι στην ουσία γεωγραφικά.

Η κλιματολογία για την επίτευξη των σκοπών της χρησιμοποιεί τα ίδια βασικά δεδομένα τα οποία χρησιμοποιεί και η μετεωρολογία και ένα πλήθος από τα αποτελέσματα της χρησιμοποιούνται από τους ίδιους τους μετεωρολόγους προκειμένου να βελτιώσουν τις τεχνικές της πρόβλεψης του καιρού, ενώ δεν παύει να είναι ουσιαστική η προσφορά της κλιματολογίας στην αντιμετώπιση προβλημάτων της γεωργίας, της βιολογίας, της αρχιτεκτονικής, των μεταφορών, της υδρολογίας, της ιατρικής κ.λ.π.

Οι στόχοι και οι σκοποί της κλιματολογίας είναι πολλοί και ποικίλοι. Για να αντιμετωπιστούν με μεγαλύτερη επιστημονική ακρίβεια τα διάφορα σχετικά προβλήματα που ανακύπτουν στο ευρύ πεδίο της κλιματολογίας, αυτή υποδιαιρείται σε πολλούς κλάδους , όπου ο καθένας εξυπηρετεί και κάποιους προκαθορισμένους στόχους. Έτσι ανάλογα με τον επιδιωκόμενο σκοπό έχουμε:

Την **Περιγραφική Κλιματολογία**, της οποίας στόχος είναι η περιγραφή της κατανομής των κλιμάτων στην επιφάνεια του πλανήτη, σε συνδυασμό με το τοπογραφικό ανάγλυφο και τους άλλους φυσικό-γεωγραφικούς παράγοντες της κάθε περιοχής, χωρίς

ουσιαστική εμβάθυνση στην ανάλυση των αιτίων της δημιουργίας των. Ανάλογα δε με την έκταση της μελετούμενης περιοχής αυτή υποδιαιρείται σε επιμέρους κλάδους που είναι γνωστοί σαν α) **Μάκρο-κλιματολογία**, β) **Μέσο-κλιματολογία** γ) **Τοπο-κλιματολογία** και δ) **Μίκρο-κλιματολογία**.

Τη **Φυσική Κλιματολογία**, ένας κλάδος που στην ουσία μελετά το ισοζύγιο της ενέργειας και της μάζας στο περιβάλλον με έμφαση στο οριακό στρώμα της γης, δηλαδή το κατώτερο ατμοσφαιρικό στρώμα με μέσο πάχος περίπου 1000 μέτρων, καθώς και τις επιπτώσεις που προκαλεί το ισοζύγιο αυτό σε διάφορα σημεία του πλανήτη.

Τη **Δυναμική Κλιματολογία**, η οποία μελετά τις διεργασίες και το χαρακτήρα της κίνησης του ατμοσφαιρικού αέρα, στην ουσία ο κλάδος αυτός αποτελεί τη μαθηματική έκφραση των κλιματικών διεργασιών στο σύστημα γης-ατμόσφαιρας.

Τη **Συνοπτική Κλιματολογία**, της οποίας ο κύριος στόχος είναι η μελέτη της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας και οι σχέσεις αυτής με επιφανειακό περιβάλλον, προκειμένου να αντιμετωπιστούν προβλήματα μακράς πρόγνωσης του καιρού, διάφορα περιβαλλοντικά προβλήματα και οι επιπτώσεις αυτών στο κλίμα, στον άνθρωπο, στις καλλιέργειες, όπως π.χ. είναι το φαινόμενο του θερμοκηπίου, η ατμοσφαιρική ρύπανση, η μεταφορά και διάχυση των ρύπων, οι καλλιέργειες και άλλα.

Την **Εφαρμοσμένη Κλιματολογία**. Αυτή έχει σαν αντικείμενο τις ανάγκες και τα προβλήματα της ανθρωπότητας που απαιτούν λύσεις σε πεδία γεωπονίας, δασολογίας, διαβρώσεων, ιατρικής, βιομηχανίας. Στο χώρο αυτό μεγάλη ανάπτυξη παρουσιάζει σήμερα η **αστική κλιματολογία**, η οποία προσπαθεί να προσδιορίσει σχέσεις κλίματος και αστικού περιβάλλοντος, και

Τη **Δορυφορική Κλιματολογία**, η οποία είναι ο πλέον σύγχρονος κλάδος, που στοχεύει στην αξιοποίηση των δορυφορικών εικόνων και καταγραφών για την επίλυση πλήθους κλιματικών προβλημάτων.

Η κλιματολογία προκειμένου να ανταποκριθεί στους επιδιωκόμενους σκοπούς της -όπως και η Μετεωρολογία- βασίζεται κατά κύριο λόγο στη συλλογή κλιματικών πληροφοριών, οι οποίες προκύπτουν από ένα ευρύ και αξιόπιστο δίκτυο μετεωρολογικών και κλιματικών σταθμών. Μέχρι πρόσφατα, το μεγάλο εμπόδιο στην ανάπτυξη της κλιματολογίας αποτελούσε το περιορισμένο υλικό των μετρήσεων, είτε εξαιτίας του περιορισμένου αριθμού σταθμών είτε κυρίως εξαιτίας της αδυναμίας για την παγκόσμια διανομή των στοιχείων αυτών. Σήμερα, το πρόβλημα αυτό έχει αντιμετωπισθεί σε μεγάλο βαθμό αφού α) έχει αναπτυχθεί ένα σημαντικό παγκόσμιο δίκτυο σταθμών το οποίο

αποτελείται από αρκετές χιλιάδες μετεωρολογικούς σταθμούς και από πολύ περισσότερους βροχομετρικούς, οι οποίοι βέβαια παρουσιάζουν τη μεγαλύτερη πυκνότητα τους στη Β. Αμερική και την Ευρώπη και β) ο Παγκόσμιος Οργανισμός Μετεωρολογίας (WMO) κατόρθωσε να συνδέσει πολλούς από τους σταθμούς αυτούς σε ένα διεθνές δίκτυο, το οποίο ανταλλάσσει πλήθος πληροφοριών αρκετές φορές την ημέρα και γ) η χρήση των υπολογιστών επιτρέπει την ταχεία επεξεργασία του μεγάλου πλήθους των κλιματικών παραμέτρων.

Επιπλέον σήμερα έχει ανοίξει ένα καινούριο κεφάλαιο στην ανάπτυξη της κλιματολογίας που βασίζεται στις αθονότατες πληροφορίες των μετεωρολογικών δορυφόρων.

Το ουσιαστικότερο όμως πρόβλημα που σχετίζεται με τα δεδομένα είναι η αξιοπιστία τους, θέμα με το οποίο απασχολεί σοβαρά όλους τους κλιματολόγους ερευνητές.

### **Κλιματικά στοιχεία και κλιματικοί παράγοντες**

Η αριθμητική έκφραση του καιρού σε έναν τόπο πραγματοποιείται μέσα από ένα συνδυασμό μετεωρολογικών παραμέτρων, που ανταποκρίνονται στις συνθήκες της πίεσης, της θερμοκρασίας, της υγρασίας, της νέφωσης, της βροχόπτωσης, των ανέμων κ.λ.π, και τα οποία μετρούνται σε μια συγκεκριμένη ώρα της ημέρας, σε έναν τόπο και τα οποία εκφράζουν τις καιρικές συνθήκες που επικρατούν. Οι μετρήσεις αυτές γίνονται ταυτόχρονα σε όλο τον πλανήτη χρησιμοποιώντας το παγκόσμιο σύστημα μέτρησης χρόνου, το γνωστό Universal Time Coordinated (UTC) με σημείο αναφοράς τον πρώτο μεσημβρινό του Greenwich και μεταβιβάζονται τηλεγραφικά σε όλα τα εθνικά μετεωρολογικά κέντρα (π.χ. EMY).

Τα δεδομένα αυτά ονομάζονται **μετεωρολογικά στοιχεία** ή στοιχεία καιρού. Οι μέσες τιμές των μετεωρολογικών στοιχείων, για μεγάλες χρονικές περιόδους και οι σχετικές στατιστικές παράμετροι που τα χαρακτηρίζουν, απαρτίζουν τα αντίστοιχα **κλιματικά στοιχεία**. Επομένως, για κάθε μετεωρολογικό στοιχείο θα αντιστοιχεί και ένα κλιματικό στοιχείο. Το αντίθετο όμως δεν είναι αληθές. Έτσι, υπάρχουν κλιματικά στοιχεία, όπως είναι το ημερήσιο θερμομετρικό εύρος ή ο βαθμός της ηπειρωτικότητας ενός τόπου, για τα οποία δεν υπάρχει αντίστοιχο μετεωρολογικό στοιχείο.

Η χρονική διάρκεια των καταγραφών, η οποία απαιτείται για να χαρακτηριστούν τα κλιματικά στοιχεία αντιπροσωπευτικά του κλίματος μιας περιοχής, ποικίλει ανάλογα με το είδος του στοιχείου και το ανάγλυφο της μελετούμενης περιοχής. Προκειμένου να υπάρχει μια κοινή κατά το δυνατόν αντιμετώπιση του προβλήματος από την κοινότητα

των κλιματολόγων, ο Παγκόσμιος Οργανισμός της Μετεωρολογίας έχει καθορίσει το όριο μιας συνεχούς τριακονταετίας, σαν τη σωστή περίοδο καταγραφών. Οι καταγραφές των **30 συνεχών** ετών αντιπροσωπεύουν ένα μέγεθος που είναι γνωστό σαν **κανονική κλιματική περίοδος**. Σήμερα η κανονική κλιματική περίοδος όλων των κλιματικών παραμέτρων αναφέρεται στην τριακονταετία **1961-1990** και με τις μέσες τιμές αυτής συγκρίνεται η κάθε μεταβολή του οποιοδήποτε κλιματικού στοιχείου, βέβαια πολύ σύντομα η περίοδος αυτή θα αντικατασταθεί από την τριακονταετία **1971-2000**. Η ίδια τριακονταετία χρησιμοποιείται και για τη σύνταξη και κατασκευή των κλιματικών χαρτών που ενδιαφέρουν τον ερευνητή.

Η μελέτη των κλιματικών στοιχείων στην ετήσια, την εποχική ή τη μηνιαία πορεία τους, αποκαλύπτει ότι αυτά παρουσιάζουν ορισμένες διακυμάνσεις εξαιτίας της επίδρασης ενός πλήθους αιτιών, τα οποία χαρακτηρίζονται ως παράγοντες του καιρού και του κλίματος.

Μερικοί από τους παράγοντες αυτούς είναι οι παρακάτω:

Η ηλιακή ακτινοβολία

Η φύση της επιφάνειας (ξηρά ή θάλασσα)

Η φυτοκάλυψη

Η θαλάσσια κυκλοφορία (θαλάσσια ρεύματα και El Niño)

Γεωγραφικοί παράγοντες (ανάγλυφο, υψόμετρο, γεωγραφικό πλάτος, προσανατολισμός)

Η γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας

Οι ατμοσφαιρικές διαταραχές

Οι αέριες μάζες

Ο άνεμος

Ο κύκλος του ύδατος στην ατμόσφαιρα, και τέλος

Οι ανθρωπογενείς επιδράσεις .

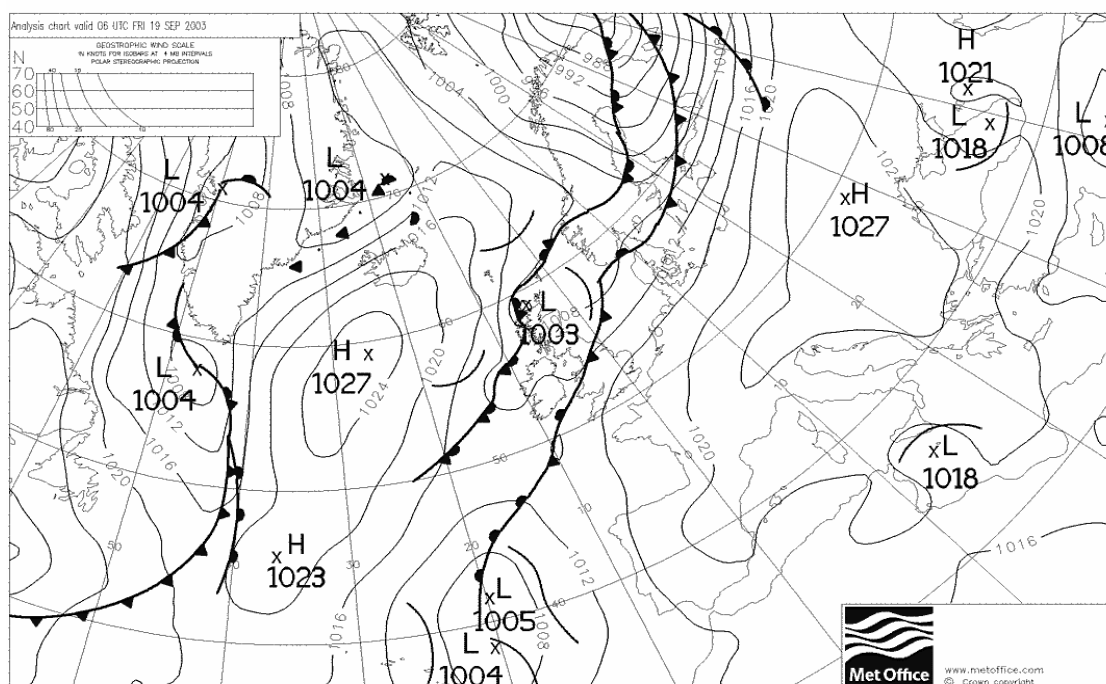
Ο ρόλος των παραγόντων αυτών παρουσιάζεται εντονότερος σε ορισμένα σημεία του πλανήτη και ασθενέστερος σε άλλα, με αποτέλεσμα την **διαφορετική διαμόρφωση** των κλιματικών παραμέτρων από τον ένα τόπο στον άλλον.

### **Οι μετεωρολογικοί και οι κλιματικοί χάρτες**

Το σπουδαιότερο και χρησιμότερο εργαλείο για έναν προγνώστη μετεωρολόγο αποτελεί ο Συνοπτικός Επιφανειακός Χάρτης Καιρού. Η λέξη *συνοπτικός* σημαίνει σύντομος, περιληπτικός, ταυτόχρονος. Πράγματι ο χάρτης αυτός απεικονίζει συνοπτικά

την ποικιλία των καιρικών συνθηκών οι οποίες επικρατούν σε ένα πολύ μεγάλο τμήμα στην επιφάνεια του πλανήτη, σε μια ορισμένη χρονική στιγμή της ημέρας.

Οι χάρτες αυτοί ( Σχήμα E-1) παρουσιάζουν γραφικά την κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης, τη μορφή των βαρομετρικών συστημάτων και των μετώπων κακοκαιρίας, που επικρατούν στην περιοχή που περικλείει ο χάρτης. Διαδοχικοί χάρτες θα δείξουν την κίνηση των βαρομετρικών συστημάτων επάνω από την περιοχή, καθώς και την πορεία των καιρικών φαινομένων στην παραπάνω περιοχή.



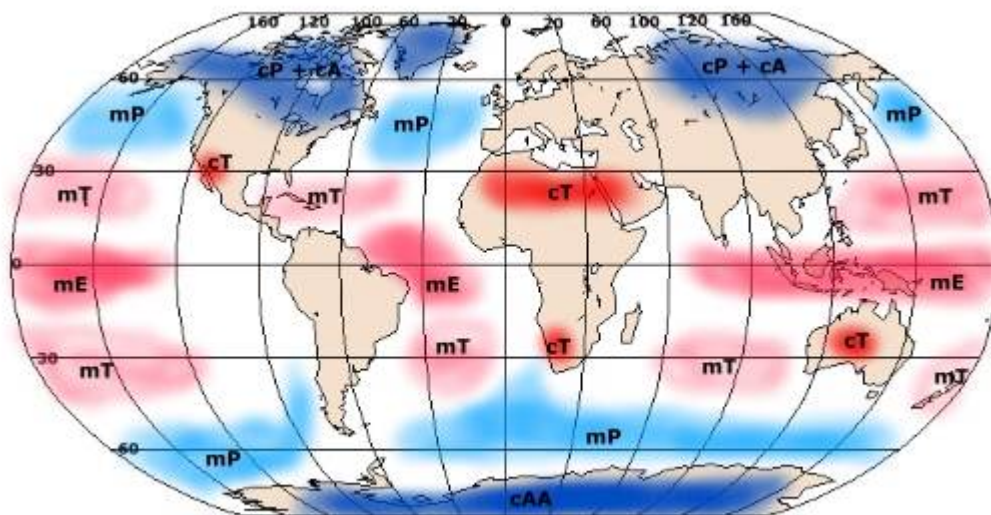
**Σχήμα E-1. Συνοπτικός χάρτης επιφάνειας της 19-09-2003 (0600 UTC)**

Η χρήση κλιματικών παραμέτρων, αντίστοιχα, θα οδηγήσει στην δημιουργία ανάλογων κλιματικών χαρτών, οι οποίοι μπορούν να απεικονίσουν με ακρίβεια την κατανομή των κλιματικών στοιχείων και τις μεταβολές αυτών από τόπο σε τόπο εξαιτίας του συνδυασμού των κλιματικών παραγόντων που δρουν σε κάθε περιοχή.

Η απεικόνιση των στοιχείων στους κλιματικούς χάρτες γίνεται είτε με τη βοήθεια χρωματικών κλιμάκων ή συνήθως με τη χάραξη ισοπληθών γραμμών, που ενώνουν τόπους με ίσα μεγέθη της εικονιζόμενης παραμέτρου. Οι κλιματικοί χάρτες αποτελούν πολύ χρήσιμα βοηθήματα για την κατανόηση του κλίματος μιας περιοχής και γίνονται πολύ

σημαντικότεροι όταν συνοδεύονται από μικρούς ένθετους πίνακες οι οποίοι παρουσιάζουν διάφορα στατιστικά χαρακτηριστικά των κλιματικών στοιχείων.

Στη πορεία του μαθήματος αυτού θα επιχειρηθεί μια ανάλυση μερικών από τους παραπάνω αναφερθέντες κλιματικούς παράγοντες και ορισμένων βασικών κλιματικών στοιχείων.



*Σχήμα E-2. Κλιματικός χάρτης κατανομής των αερίων μαζών στη γη (με το μπλε ορίζονται οι ψυχρές και με το κόκκινο οι θερμές μάζες).*

## **ΜΕΡΟΣ ΠΡΩΤΟ - ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΠΡΩΤΟ**

## I. Η ΗΛΙΑΚΗ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ

Το πρώτο πράγμα που είναι γνωστό από τη γέννηση μας είναι ο διαχωρισμός του 24ώρου σε φως και σκοτάδι, δηλαδή η διάκριση της ημέρας σε φωτεινό και σκοτεινό τμήμα, που σημαίνει ότι ο ήλιος για ένα τμήμα της ημέρας είναι επάνω από τον ορίζοντα. Ο ήλιος είναι η μόνη κύρια και σημαντική πηγή της ενέργειας που είναι διαθέσιμη στα επιφανειακά στρώματα της γης και της ατμόσφαιρας, σε ποσοστό που αντιπροσωπεύει μόλις τα δύο δισεκατομμυριοστά της συνολικής ενέργειας που εκπέμπει ο ήλιος στο πλανητικό διάστημα. Θα χρειασθεί να δαπανήσουμε λίγο χρόνο για να γίνει κατανοητή η διαδικασία αυτή.

Η ενέργεια από τον ήλιο φθάνει σε εμάς δια ακτινοβολίας. Όλα τα υλικά, όπως είναι γνωστό από τη Φυσική δεν εκπέμπουν ηλεκτρομαγνητικά κύματα μόνον όταν βρίσκονται στη θερμοκρασία του απολύτου μηδενός (-273 °C). Ο τρόπος διάδοσης της ενέργειας αυτής καθώς και αυτή η ίδια η ενέργεια ορίζονται σαν **ακτινοβολία**. Η ακτινοβολία διακρίνεται εύκολα από τις άλλες μορφές ενέργειας- όπως είναι ο μηχανισμός της αγωγής ή της μεταφοράς- από την ταχύτητα διάδοσης (ταχύτητα του φωτός), και από το γεγονός ότι δεν απαιτείται η παρουσία υλικού μέσου για τη διάδοση αυτής.

Η ηλιακή ακτινοβολία είναι ένα από τα κυριότερα στοιχεία που είναι υπεύθυνα για το σχηματισμό και τη διαμόρφωση των κλιμάτων στη γη. Η μεγάλη ποικιλία των κλιμάτων που αρχίζει από τα μόνιμα χιόνια και τις αρνητικές θερμοκρασίες των πόλων της γης, μέχρι τις φλεγόμενες τροπικές έρημους της Αφρικής και της Ασίας, οφείλεται στο γεγονός ότι τα ποσά της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνουν στην επιφάνεια της γης ποικίλουν σημαντικά σε σχέση με το γεωγραφικό πλάτος.

Η ηλιακή ενέργεια είναι παρούσα στην πορεία όλων των φυσικών και χημικών διεργασιών, καθώς και των φαινομένων που συμβαίνουν στη φύση. Οι ηλιακές ακτίνες κατά την πορεία τους μέσα στην ατμόσφαιρα της γης προκαλούν μια σειρά από φαινόμενα, μεταξύ των οποίων μπορούμε να αναφέρουμε το μπλε χρώμα του ουρανού, το διάχυτο φως, το ουράνιο τόξο, την άλω, το λυκαυγές και άλλα.

Ο ήλιος με την άνιση θέρμανση που προκαλεί στα διάφορα τμήματα της επιφάνειας της Γης, καθώς και στον παρακείμενο αέρα, συντελεί στη δημιουργία των ανέμων και είναι υπεύθυνος για τη γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας.

Ένα άλλο σημαντικό παράδειγμα της δράσης της ηλιακής ακτινοβολίας είναι η εξάτμιση τεράστιων μαζών νερού, που οδηγεί στη δημιουργία των νεφών, της βροχόπτωσης και

των ποταμών. Οι ποταμοί, όπως και ο άνεμος αποτελούν δευτερεύουσες καθαρές πηγές ενέργειας.

Τα φυτά μέσα από τις διεργασίες της φωτοσύνθεσης αφομοιώνουν και κατακρατούν σχεδόν το 3% της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας.

Τα σημερινά αποθέματα των ορυκτών καυσίμων του πετρελαίου και του άνθρακα δεν είναι τίποτε άλλο παρά αποθήκες της ηλιακής ενέργειας, η οποία συσσωρεύτηκε κατά τη διάρκεια των μακρινών γεωλογικών εποχών.

## I.1 Η Ηλιακή ενέργεια

Η ακτινοβολία η οποία εκπέμπεται από τον Ήλιο, φθάνει στην ατμόσφαιρα της Γης και αποτελεί στην ουσία την μοναδική πηγή ενέργειας για κάθε είδους και μορφή ζωής στον πλανήτη. Η ενέργεια που προέρχεται από άλλα αστρικά σώματα είναι ασήμαντη και δεν διαδραματίζει κανένα ρόλο στις θερμοκρασιακές διεργασίες που συμβαίνουν στον πλανήτη μας.

Ο Ήλιος εκπέμπει ηλεκτρομαγνητικά κύματα σε ένα πολύ μεγάλο εύρος. Τα μικρού μήκους κύματα χαρακτηρίζονται από μεγάλη συχνότητα και τα μεγάλου μήκους κύματα από χαμηλή συχνότητα σύμφωνα με τη σχέση:

$$c = \lambda \nu$$

όπου  $c$  = η ταχύτητα του φωτός 299.800 Km/sec

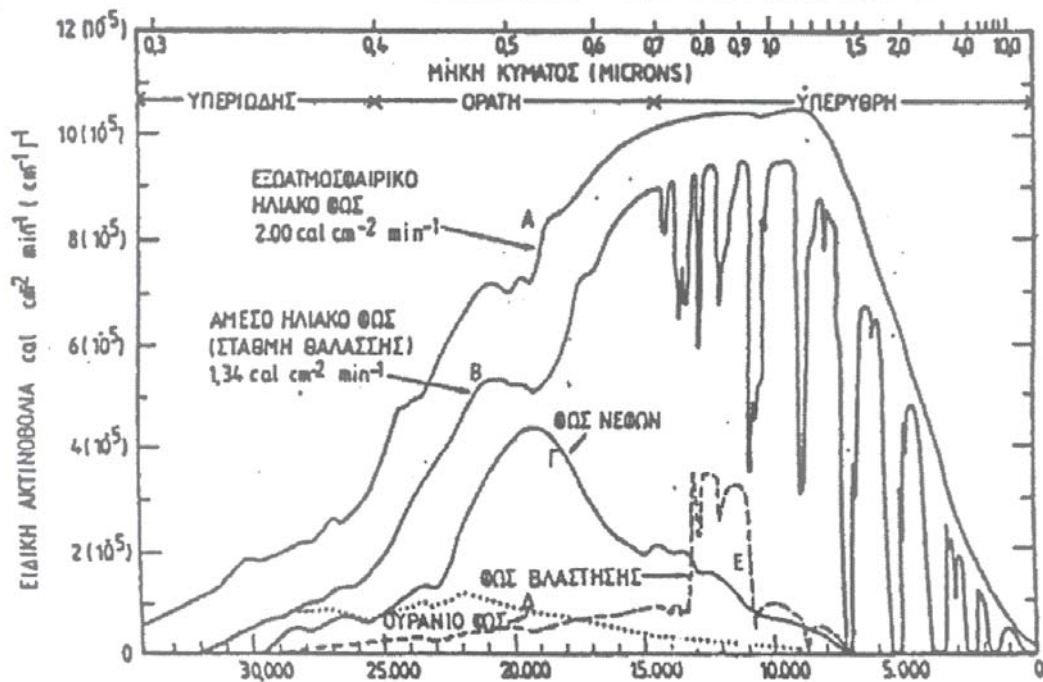
$\nu$  = η συχνότητα του κύματος, και

$\lambda$  = το μήκος κύματος

Τα μήκη κύματος μπορεί να μετρηθούν σε εκατοστά του μέτρου (cm) ή σε εκατομμυριοστά του μέτρου (microns,  $\mu$ ), ή τέλος σε μονάδες Angstrom (A). Ένα  $\mu$  ισούται με  $10^{-4}$  cm και ένα A με  $10^{-8}$  cm.

Στο κατώτερο άκρο του φάσματος έχουμε την κοσμική ακτινοβολία με ένα μήκος κύματος γύρω στα  $10^{-14}$  cm, ενώ στο ανώτερο άκρο του φάσματος βρίσκεται η ακτινοβολία που προκαλούν οι γραμμές μεταφοράς ηλεκτρικού ρεύματος γύρω στα  $10^4$  cm. Μεταξύ των δύο αυτών ορίων τοποθετούνται οι ακτίνες X, το υπεριώδες φως, το ορατό φως, η υπέρυθρη ακτινοβολία και τα ραδιοκύματα. Η ακτινοβολία από τον ήλιο, δηλαδή το **Ηλιακό Φάσμα**, αποτελείται κυρίως από την **υπεριώδη**, την **ορατή** και την **υπέρυθρη** ζώνη. Η μονάδα που συνήθως χρησιμοποιείται είναι το μικρό ( $\mu$ ) και τα όρια

της ουσιαστικής ακτινοβολίας που φθάνει στην ατμόσφαιρα ευρίσκονται στη ζώνη των 0.15 έως 4 μικρών (Σχήμα 1.1).



**Σχήμα 1.1** Φασματική κατανομή της εξωατμοσφαιρικής ηλιακής ακτινοβολίας (A) και της ηλιακής ακτινοβολίας στη στάθμη της θάλασσας (B) για μια ανέφελη ημέρα (B), του ηλιακού φωτός για μια απόλυτα νεφосκεπή ημέρα (Γ), του Ουράνιου φωτός (Δ) και του ηλιακού φωτός που διαπερνά μια δασοσκεπή περιοχή (E). Κάθε καμπύλη παριστάνει την ενέργεια που προσπίπτει επάνω σε οριζόντια επιφάνεια. Στον άξονα των X δίνεται ο αριθμός των κυμάτων στη μονάδα μήκους κατά τη διεύθυνση διάδοσης, ενώ στον άξονα των Ψ δίνεται η ροή πυκνότητας της ακτινοβολίας ή η ειδικά ακτινοβολία.

(1) Η πρώτη ζώνη περιλαμβάνει τις **υπεριώδεις ακτίνες** με μήκη κύματος που κυμαίνονται 0.10 έως 0.37 μ. Οι ακτίνες αυτής της κατηγορίας είναι αόρατες από το ανθρώπινο μάτι και ασκούν σημαντική επίδραση στις βιοχημικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στους διάφορους οργανισμούς. Η Υπεριώδης ακτινοβολία διακρίνεται σε τρεις ομάδες:

- (α) UV-C (υπεριώδης μικρού κύματος 0.10 - 0.28 μ
- (β) UV-B (υπεριώδης μέσου κύματος) 0.28 - 0.315 μ
- (γ) UV-A (υπεριώδης μεγάλου κύματος) 0.315 - 0.40 μ

Αυτά τα φασματικά μήκη προσδιορίστηκαν με βάση κατά κύριο λόγο τις βιολογικές επιπτώσεις. Η υπεριώδης μικρού κύματος παρουσιάζει στη βιόσφαιρα το κατώτερο όριο της στα 0.29 μ, διότι το στρατοσφαιρικό Όζον απορροφά όλη την υπεριώδη ακτινοβολία η οποία είναι μικρότερη από αυτό το μήκος κύματος. Το ερύθημα παρουσιάζει τη

μεγαλύτερη δράση του σε ακτινοβολίες που κυμαίνονται ανάμεσα στα 0.28 και 0.315 μ, τονίζοντας πολύ χαρακτηριστικά τα όρια της UV-B ακτινοβολίας. Το μέγιστο της αντιβακτηριδιακής δράσης της υπεριώδους ακτινοβολίας συναντάται στο φάσμα της UV-C, στα 0.25 -0.27 μ, δηλαδή κάτω από το κατώτερο όριο του ηλιακού φάσματος στην επιφάνεια της Γης. Όμως σημαντικές επιδράσεις αυτού του τύπου της ακτινοβολίας συναντώνται ακόμη στο κάτω άκρο της UV-B (0.28 - 0.30 μ).

Η δεύτερη περιοχή του ηλιακού φάσματος περιλαμβάνει το τμήμα εκείνο το οποίο ορίζεται από τα 0.38 έως τα 0.77 μ και χαρακτηρίζεται σαν **ορατό φάσμα**. Η ζώνη αυτή είναι η γνωστή ζώνη των **φωτεινών κυμάτων**, η οποία και τελικά δίνει τον **φωτισμό**. Η ζώνη αυτή περιλαμβάνει όλα τα χρώματα της ίριδας, από το εγγύς υπεριώδες μέχρι το εγγύς υπέρυθρο.

Η τρίτη περιοχή του ηλιακού φάσματος αποτελείται από τις **υπέρυθρες** ουσιαστικά ακτίνες οι οποίες έχουν μήκη κύματος μεγαλύτερα των 0.77 μ. Οι ακτίνες αυτές είναι επίσης αόρατες από τον άνθρωπο και είναι η κατηγορία εκείνη των ακτινών η οποία δημιουργεί το αίσθημα της θερμότητας. Η υπέρυθρη ακτινοβολία, επίσης διαιρείται σε τρεις ομάδες:

(α) IR-A (υπέρυθρη μικρού κύματος) 0.78 - 1.4 μ

(β) IR-B (υπέρυθρη μέσου κύματος) 1.4 - 3 μ

(γ) IR-C (υπέρυθρη μεγάλου κύματος) 3 - 1000 μ

Χαρακτηριστικές επιπτώσεις της υπέρυθρης ακτινοβολίας στον ανθρώπινο οργανισμό δεν έχουν καταγραφεί, καθόσον αυτή εκ φύσεως δεν είναι δυνατόν να προκαλέσει φωτοχημικές επιδράσεις. Το κύριο χαρακτηριστικό της υπέρυθρης ακτινοβολίας είναι ένα περισσότερο ή λιγότερο ακαθόριστο θερμικό αποτέλεσμα, που μπορεί και αυτό να προκαλέσει ένα ερύθημα το οποίο είναι γνωστό σαν «*θερμικό ερύθημα*». Αυτό εμφανίζεται σχεδόν μαζί με την ακτινοβολία και εξαφανίζεται μόλις παύσει αυτή.

Η κατανομή της ενέργειας μέσα στα όρια αυτά αντιστοιχεί κατά προσέγγιση με εκείνη του μέλανος σώματος. Δεν νομίζουμε ότι κρίνεται απαραίτητο να εμπλακούμε στη φυσική της ακτινοβολίας, έτσι μπορούμε να θεωρούμε ένα σώμα σαν μέλαν εφόσον σε μια δεδομένη θερμοκρασία μπορεί να εκπέμψει το μέγιστο δυνατό ποσό της ενέργειας υπό μορφή ακτινοβολίας. Με την παραδοχή ότι ο ήλιος είναι ένα ιδανικό μέλαν σώμα είναι δυνατόν να υπολογίσουμε τη θερμοκρασία του αφού προσδιορίσουμε την ροή της ακτινοβολίας στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας.

Με τον όρο **ροή της ακτινοβολίας** εννοούμε το ποσό της ενέργειας το οποίο διαπερνά μια δοσμένη επιφάνεια σε ορισμένο χρόνο. Στην περίπτωση του ηλίου η ροή της ακτινοβολίας εκφράζεται με την καλούμενη **ηλιακή σταθερά**, που αντιπροσωπεύει τη ροή στα εξωτερικά όρια της ατμόσφαιρας της γης και που λαμβάνεται σε μια επιφάνεια κάθετη προς τις ηλιακές ακτίνες, όταν η επιφάνεια αυτή στη μέση απόσταση της γης από τον ήλιο. Στο *Σχήμα 1.1* δίνεται σε αναλυτική μορφή η φασματική ανάλυση του Ηλιακού φωτός, τόσο έξω από την ατμόσφαιρα της γης, όσο και στην επιφάνεια αυτής. Η καμπύλη **A** του σχήματος παρουσιάζει την κατανομή του εξωατμοσφαιρικού ηλιακού φωτός, δηλαδή του φωτός το οποίο δεν αλλοιώνεται από την παρεμβολή της γήινης ατμόσφαιρας. Το εμβαδόν της περιοχής που περικλείεται ανάμεσα από την καμπύλη A και τον οριζόντιο άξονα του *Σχήματος 1.1* αντιπροσωπεύει την ποσότητα της ηλιακής ενέργειας που αντιστοιχεί περίπου σε **2.0 cal.cm<sup>-2</sup> .min<sup>-1</sup>**. Η ποσότητα αυτή εκφράζει την **ηλιακή σταθερά** και αντιπροσωπεύει, όπως προαναφέρθηκε, το ποσό της ηλιακής ενέργειας ανά μονάδα χρόνου, που προσπίπτει σε μια μοναδιαία επιφάνεια η οποία είναι κάθετη στις ηλιακές ακτίνες και βρίσκεται στη μέση τιμή της απόστασης Γης - Ηλίου. Η ακρίβεια της εκτίμησης ανέρχεται στις 0.2 θερμίδες.

Οι μονάδες που χρησιμοποιούνται για τη μέτρηση της ηλιακής ενέργειας και οι σχέσεις μεταξύ αυτών είναι οι ακόλουθες:

Η βασική μονάδα είναι η **gmc<sup>2</sup> cm<sup>-2</sup> min<sup>-1</sup>** ή **langleys min<sup>-1</sup>** και το **mw cm<sup>-2</sup>**

Οι σχέσεις μεταξύ τους είναι:

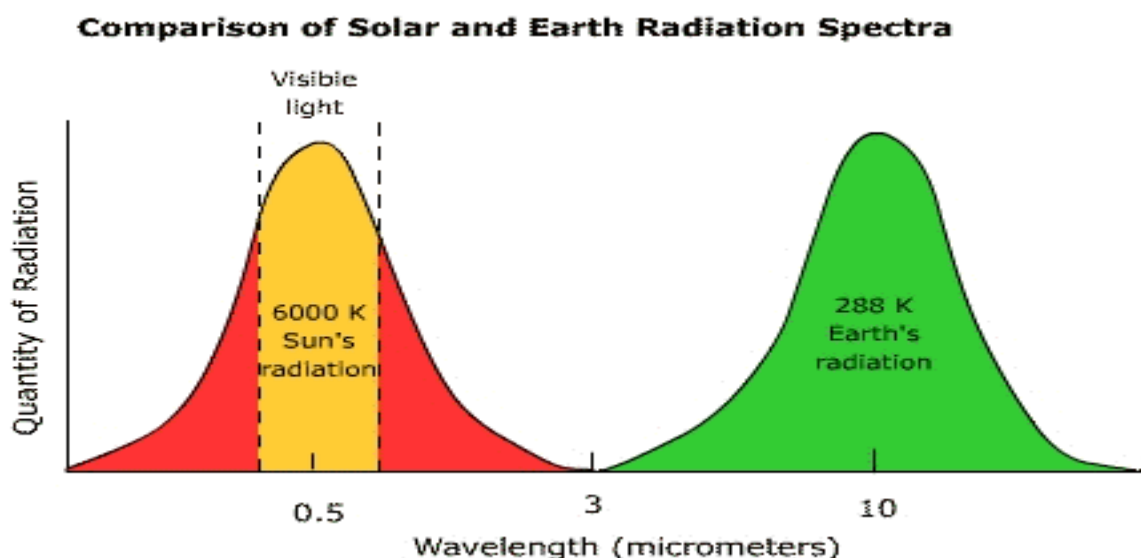
$$1 \text{ gm cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1} = 1 \text{ langley min}^{-1} = 69.7 \text{ mw cm}^{-2}$$

Ένα μέλαν σώμα στη θερμοκρασία των 7560°K θα δημιουργήσει αυτή τη ροή της ακτινοβολίας, και αυτή είναι γνωστή σαν η αποτελεσματική θερμοκρασία του ηλίου. Το μήκος κύματος της μέγιστης έντασης της ηλιακής ακτινοβολίας είναι στα 0.475 μ στο κυανό-πράσινο. Αυτό το γεγονός, κατά τύχη, επιτρέπει να υπολογισθεί γύρω στους 6090°K η καλούμενη θερμοκρασία της χρωμόσφαιρας του ηλίου.

Θα πρέπει να τονίσουμε εδώ, για παραπέρα πρακτικές εφαρμογές, ότι το γυαλί διαδίδει την ακτινοβολία κατά προσέγγιση μόνο στη ζώνη των 0.3 μέχρι 0.5 μ.

Το *Σχήμα 1.2* δείχνει πως ποικίλει η κατανομή της ενέργειας σε σχέση με το μήκος κύματος σε δύο μέλανα σώματα που βρίσκονται σε διαφορετική θερμοκρασία. Προς το παρόν ενδιαφερόμαστε για την καμπύλη που βρίσκεται στο αριστερό μέρος του σχήματος αυτού. Φαίνεται ότι η μέγιστη ένταση εμφανίζεται γύρω στα 0.5 μ και όταν υπερβούμε τα

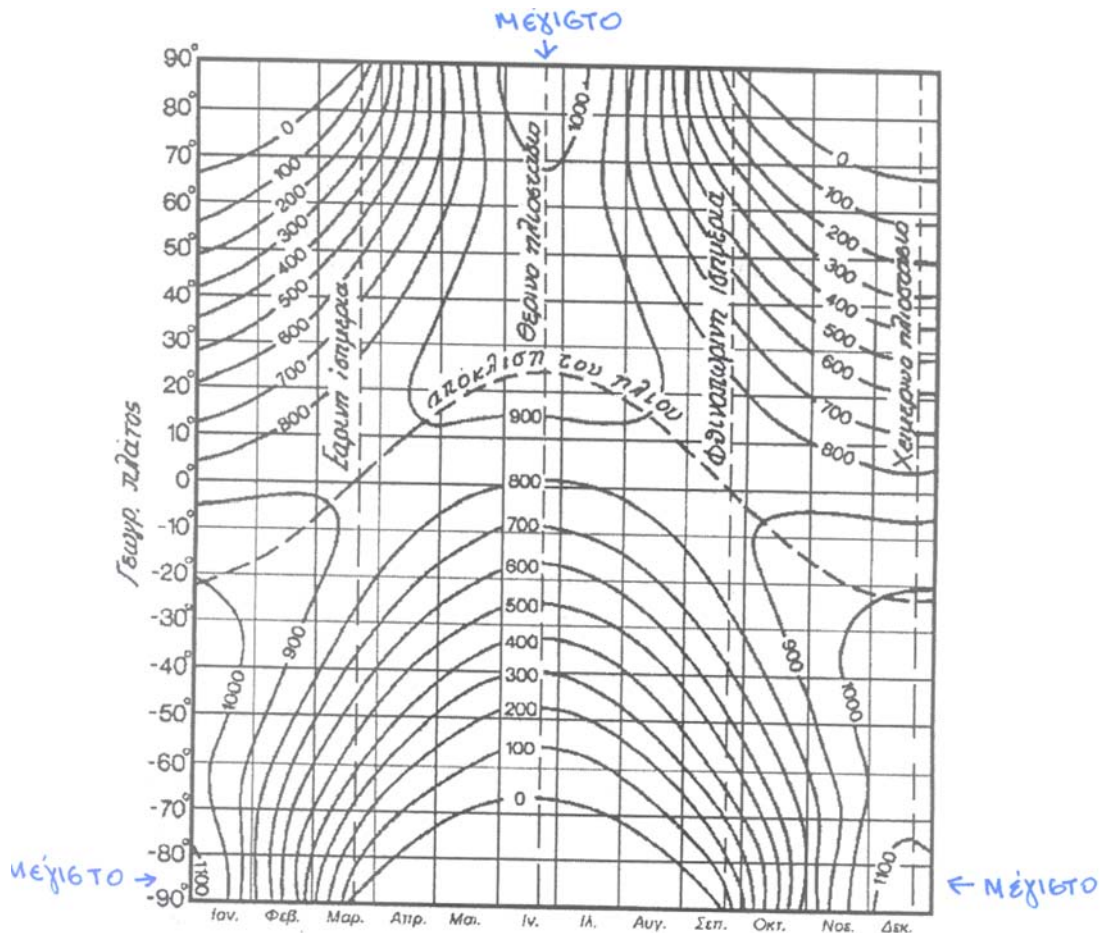
2.0  $\mu$  η καμπύλη σχεδόν μηδενίζεται. Τονίζεται επίσης ότι περίπου το ήμισυ της ηλιακής ενέργειας - που αποτελεί το ήμισυ της περιοχής που περικλείεται από την καμπύλη και τον άξονα των X, βρίσκεται στα ορατά μήκη κύματος, που σημαίνει γύρω στα 0.38 έως 0.77  $\mu$ . Επίσης θα πρέπει να τονισθεί ότι ένα μέλαν σώμα στη θερμοκρασία της επιφάνειας της γης, δηλαδή γύρω στους 288°K εκπέμπει ακτινοβολία σε ένα εύρος από 3 μέχρι 40 μικρά και πέραν.



**Σχήμα 1.2.** Η κατανομή της ενέργειας στο φάσμα εκπομπής δύο μελανών σωμάτων. Σε θερμοκρασία 6000 °K (αριστερά) και σε 288 °K (δεξιά)

Αυτή λοιπόν σε γενικές γραμμές είναι η ακτινοβόλος συμπεριφορά του ήλιου. Στη συνέχεια θα πρέπει να μελετηθεί το ποσόν της ηλιακής ενέργειας, το οποίο λαμβάνεται στην επιφάνεια της γης, και ένας πρόσφορος δρόμος είναι να προσδιορισθεί κατά πρώτον ποιο ποσό της ηλιακής ενέργειας θα μπορούσε να φθάσει στην επιφάνεια της γης εάν η ατμόσφαιρα αυτής ήταν *απόλυτα διαφανής* στις ηλιακές ακτίνες ή ακόμη καλύτερα αν η γη δεν είχε καθόλου ατμόσφαιρα. Το ολικό ποσό της ενέργειας το οποίο λαμβάνεται κατά τη διάρκεια μιας ημέρας, στην επιφάνεια του ενός τετραγωνικού εκατοστού και ανάλογα με κάθε εποχή του έτους, προσδιορίζεται με βάση τις γνωστές σχέσεις της σφαιρικής γεωμετρίας, όπου σαν δεδομένα χρησιμοποιούνται η ηλιακή σταθερά, το γεωγραφικό πλάτος και η ακτίνα της γης. Αυτό το ποσό δίνεται παραστατικά στο *Σχήμα 1.3*, από την ανάλυση του οποίου φαίνεται πως ακριβώς κατανέμεται η ηλιακή ακτινοβολία στην επιφάνεια της γης - σε θερμίδες ανά τετραγωνικό εκατοστό επιφάνειας

και ανά ημέρα - ανάλογα με την εποχή του έτους και το γεωγραφικό πλάτος του κάθε τόπου. Φαίνεται ότι κατά το θέρος του βόρειου ημισφαιρίου οι πολικές περιοχές δέχονται το μεγαλύτερο ποσό της ενέργειας (>1000 θερμίδες). Αυτό οφείλεται στο μεγάλο μήκος που έχει το φωτεινό τμήμα της ημέρας. Την ίδια περίοδο, στο νότιο ημισφαίριο, γεωγραφικά πλάτη πέραν των 65° S δεν δέχονται καθόλου ενέργεια.



**Σχήμα 1.3.** Κατανομή της ηλιακής ακτινοβολίας στο ανώτερο στρώμα της ατμόσφαιρας (γη χωρίς ατμόσφαιρα) σε θερμίδες ανά τετραγωνικό εκατοστό και ανά ημέρα, ανάλογα με την εποχή του έτους.

Κατά το θέρος του νοτίου ημισφαιρίου οι συνθήκες αντιστρέφονται. Ένα άλλο χαρακτηριστικό της ηλιακής ενέργειας είναι ότι τα ποσά της ακτινοβολίας που δέχεται το νότιο ημισφαίριο (>1100 θερμίδων), κατά το δικό του θέρος, είναι μεγαλύτερα από τα αντίστοιχα που προσπίπτουν στο βόρειο ημισφαίριο, αφού η γη βρίσκεται πιο κοντά στον ήλιο κατά το Δεκέμβριο σε σχέση με τον Ιούνιο.

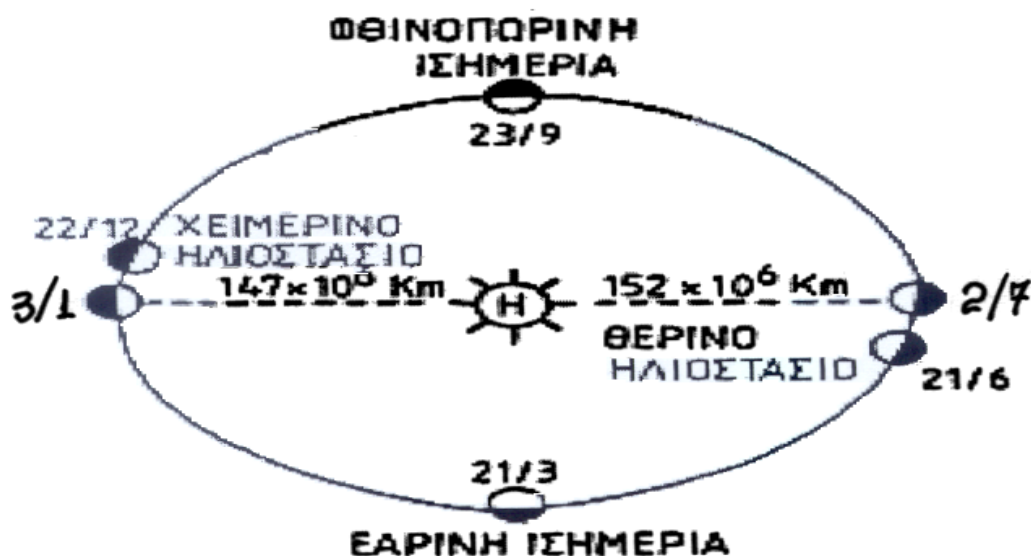
Η ποσότητα της ηλιακής ενέργειας η οποία φτάνει στη γη (χωρίς ακόμη να ληφθεί υπόψη ο ουσιαστικός ρόλος των οποίων διαδραματίζουν τα αέρια της ατμόσφαιρας) δεν

έχει την ίδια ένταση κατά τη διάρκεια όλων των μηνών του έτους στον ίδιο τόπο, αλλά και κατά την ίδια χρονική στιγμή διαφέρει σημαντικά από τον ένα τόπο στον άλλο. Οι μεταβολές αυτές που παρουσιάζει η ηλιακή ακτινοβολία από εποχή σε εποχή ή από τόπο σε τόπο εξαρτώνται από πολλούς παράγοντες οι οποίοι και αναλύονται αμέσως παρακάτω.

### 1.1.1 Η απόσταση της Γης από τον Ήλιο.

Είναι γνωστό ότι όσο απομακρυνόμαστε από μια πηγή εκπομπής ενέργειας, η ένταση της ακτινοβολίας η οποία εκπέμπεται από αυτήν ελαττώνεται κατά τρόπο αντιστρόφως ανάλογο του τετραγώνου της απόστασης, δηλαδή στην περίπτωση αυτή ισχύει η σχέση:  $I = I_0/d^2$  (όπου  $I_0$  είναι η ένταση της ακτινοβολίας στην πηγή και  $I$  η τιμή που θα έχει αυτή σε μια θέση που απέχει απόσταση  $d$  από την πηγή).

Καθώς κατά τη διάρκεια του έτους η γη περιφέρεται γύρω από τον ήλιο στη γνωστή ελλειπτική τροχιά, η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στη γη αλλάζει σύμφωνα με τη μεταβολή της απόστασης μεταξύ Γης και ηλίου.



Σχήμα 1.4. Η περιφορά της Γης γύρω από τον Ήλιο.

Η Γη βρίσκεται στο πλησιέστερο σημείο προς τον ήλιο γύρω στις 3 Ιανουαρίου, οπότε η απόσταση είναι περίπου 147.000.000 χιλιόμετρα. Αντίστοιχα η μεγαλύτερη απόσταση Γης- Ηλίου σημειώνεται στις αρχές του Ιουλίου και ισούται περίπου με 152.000.000 χιλιόμετρα.

Με τις παρατηρούμενες μέσα στο χρόνο μεταβολές της απόστασης Γης - Ηλίου, οι πραγματικές τιμές της ροής της ηλιακής ενέργειας που φθάνουν στο εξωατμοσφαιρικό στρώμα της Γης, ή στην επιφάνεια της Γης, αν αυτή προς το παρόν θεωρηθεί ότι στερείται ατμόσφαιρας, διαφέρουν από την τιμή της ηλιακής σταθερής. Έτσι η ηλιακή ενέργεια που πέφτει στη Γη στις 3 Ιανουαρίου είναι κατά 7% μεγαλύτερη από εκείνη που καταγράφεται στις 2 Ιουλίου (Σχήμα 1.4)

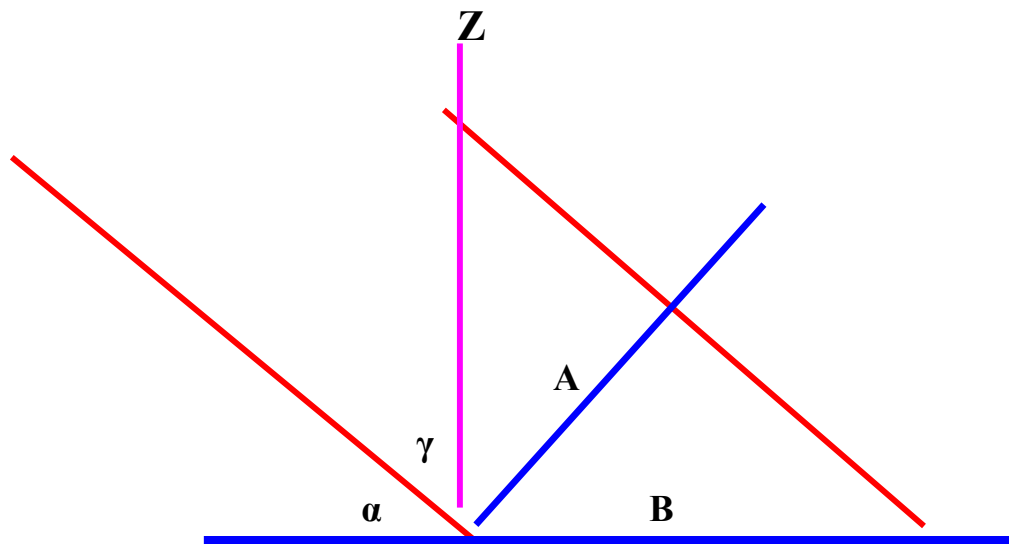
Θεωρητικά δηλαδή, αν δεχτούμε ότι η γη στερείται ατμόσφαιρας και ότι υπάρχει μια ομοιομορφία στην κατανομή ξηράς και θάλασσας, η διαφορά αυτή στο μέγεθος της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας θα δημιουργούσε μια αύξηση στη θερμοκρασία του Ιανουαρίου περίπου κατά 4° Κελσίου μεγαλύτερη από εκείνη του Ιουλίου. Αποτέλεσμα της διαφοράς αυτής θα ήταν οι χειμώνες του Βορείου Ημισφαιρίου να είναι θερμότεροι από αυτούς του Νοτίου, γεγονός το οποίο όμως στην πράξη δεν ισχύει γιατί αυτή η πλανητική τάση εξουδετερώνεται από την άνιση κατανομή ξηράς και θάλασσας μεταξύ των δύο ημισφαιρίων που οδηγεί σε μεταβολές της ατμοσφαιρικής θερμικής κυκλοφορίας και στον ουσιαστικό ρόλο του διαφορετικού βαθμού της ηπειρωτικότητας των δύο ημισφαιρίων.

### 1.1.2. Το ύψος του Ηλίου

Η σχετική θέση του ηλίου ως προς τον ορίζοντα καθορίζει τα ποσά της ηλιακής ακτινοβολίας που προσπίπτουν στην επιφάνεια της γης. Όσο μεγαλύτερο είναι το ύψος του ηλίου, τόσο περισσότερη συγκεντρωμένη είναι η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας στη μονάδα επιφάνειας επάνω στη γη. Οι κύριοι παράγοντες που καθορίζουν το ύψος του Ηλίου σε έναν τόπο είναι το γεωγραφικό πλάτος ( $\phi$ ), η εποχή του έτους και η χρονική στιγμή της ημέρας. Το μεγαλύτερο ποσό της ενέργειας στη μονάδα επιφάνειας προσλαμβάνεται όταν οι ακτίνες είναι κάθετες προς την επιφάνεια. Ηλιακές ακτίνες που φθάνουν με κλίση σε μια οριζόντια επιφάνεια, δηλαδή με κάποια γωνία  $\gamma$  που σχηματίζει η ηλιακή δέσμη με την κατακόρυφο του τόπου (μέγεθος που είναι συνήθως γνωστή σαν Ζενίθια Απόσταση του ήλιου), δίνουν λιγότερη ηλιακή ενέργεια σε κάθε μονάδα οριζόντιας επιφάνειας. Ας υποθέσουμε ότι έχουμε δύο φωτιζόμενες επιφάνειες Α και Β (Σχήμα 1.5), όπου η Α θεωρείται μοναδιαία επιφάνεια, στην οποία οι ηλιακές ακτίνες πέφτουν κάθετα.

Στην περίπτωση αυτή η επιφάνεια Α θα δεχθεί ενέργεια  $I_0 = 2.0 \text{ cal.cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$ . Στη συνέχεια οι ηλιακές ακτίνες συνεχίζοντας την πορεία τους προσπίπτουν λοξά στη

μεγαλύτερη οριζόντια επιφάνεια B. Η ενέργεια που φθάνει στην επιφάνεια αυτή και που συμβολίζεται με το  $I$ , θα είναι μικρότερη από την  $I_0$ , αφού η κατανομή της συγκεκριμένης ενέργειας θα γίνεται σε μεγαλύτερη επιφάνεια. Η κατανομή αυτή εκφράζεται από τη μαθηματική σχέση  $I = I_0 \cdot \sigma\upsilon\upsilon \gamma$  (Νόμος του Lambert).



*Σχήμα I.5. Ο νόμος του Lambert*

Αντί της Ζενίθιας απόστασης  $\gamma$ , συχνά χρησιμοποιείται το ύψος του Ηλίου, δηλαδή η γωνία  $\alpha$  που σχηματίζουν οι ηλιακές ακτίνες με το οριζόντιο επίπεδο. Στην περίπτωση αυτή η κατανομή της ηλιακής ενέργειας δίνεται από τη σχέση  $I = I_0 \cdot \eta\mu \alpha$ .

Για παράδειγμα, αν η ηλιακή ακτινοβολία που προσπίπτει στον ισημερινό κατά τη διάρκεια των ισημεριών θεωρηθεί ίση με 100%, τότε κατά τη διάρκεια των ηλιοστασιών αυτή θα μειωθεί περίπου κατά ένα ποσοστό 8% επάνω από τον ισημερινό, αφού η γωνία  $\gamma$  γίνεται  $23^\circ 27'$ .

## 2. Η ΠΡΟΛΗΨΗ ΤΗΣ ΗΛΙΑΚΗΣ ΕΝΕΡΓΕΙΑΣ ΑΠΟ ΤΗ ΓΗ

### 2.1 Η επίδραση της ατμόσφαιρας και της επιφάνειας της Γης.

### 2.1.1 Η επίδραση της Ατμόσφαιρας

Όσα αναφέρθηκαν μέχρι τώρα σχετικά με την κατανομή της ηλιακής ενέργειας έγιναν με την παραδοχή ότι η Γη στερείται της ατμόσφαιρας της. Η παρουσία της ατμόσφαιρας αλλοιώνει την ηλιακή ακτινοβολία, που διέρχεται μέσα από αυτήν, με αποτέλεσμα τα πραγματικά ποσά της ηλιακής ενέργειας να είναι πολύ μικρότερα από αυτά που παρουσιάζονται στο Σχήμα I.3.

Η ατμόσφαιρα δεν ένα είναι απόλυτα διαφανές μέσο για τη διάδοση της ηλιακής ακτινοβολίας. Ένα σημαντικό μέρος της ηλιακής ακτινοβολίας που διασχίζει την ατμόσφαιρα απορροφιέται, διαχέεται ή σκεδάζεται από τα συστατικά της ατμόσφαιρας, ενώ ένα τμήμα αυτής ανακλάται πίσω στο διάστημα.

Οι κύριες ουσίες οι οποίες απορροφούν την ηλιακή ακτινοβολία σε ειδικές περιοχές του ηλιακού φάσματος είναι το Όζον, το Οξυγόνο, το Διοξείδιο του Άνθρακα, οι Υδρατμοί και η Σκόνη. Η διάχυση της Ηλιακής Ακτινοβολίας γίνεται τόσο από τα μόρια του αέρα όσο και από τις διάφορες προσμίξεις, τα σταγονίδια του νερού και άλλα αέρια.

Η διαδρομή των ηλιακών ακτινών από την κορυφή της ατμόσφαιρας μέχρι την επιφάνεια της Γης, έχει σαν αποτέλεσμα την ποιοτική και ποσοτική μεταβολή του ηλιακού φάσματος το οποίο τελικά φθάνει αλλοιωμένο στην επιφάνεια της ης, όπως σχηματικά φαίνεται στην καμπύλη **B** του Σχήματος I.1

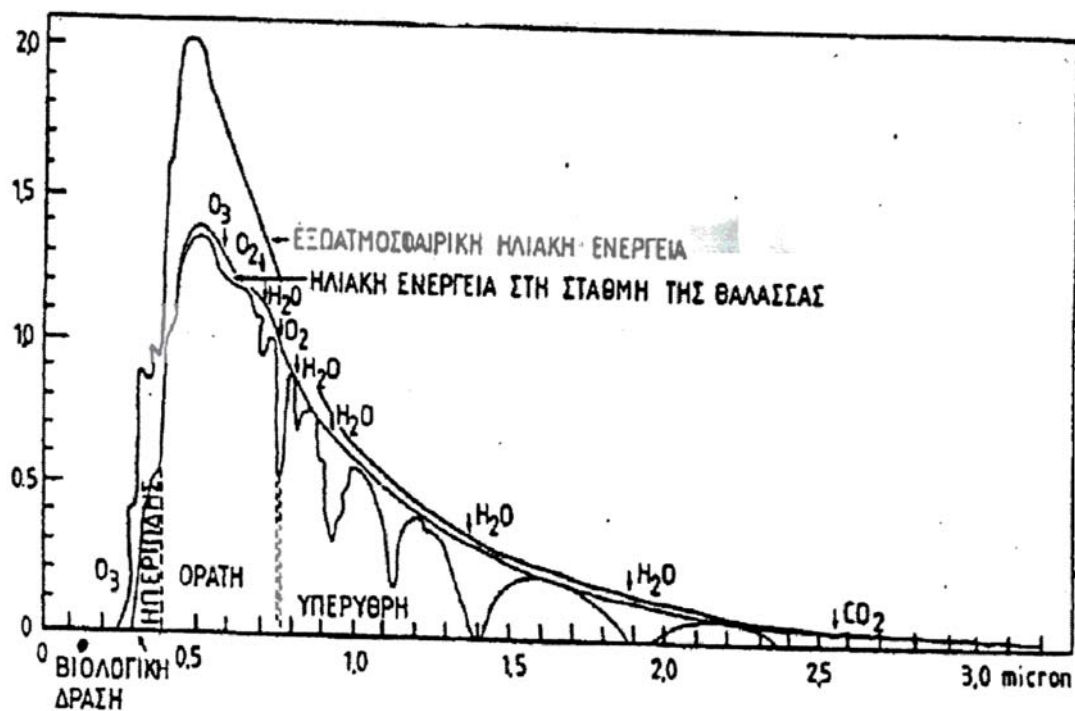
Οι επικίνδυνες υπεριώδεις ακτινοβολίες του Ηλίου, με μήκη κύματος μικρότερα των 0.29 μ, δεν φτάνουν ποτέ στην επιφάνεια της Γης. Αυτές υφίστανται εκλεκτική απορρόφηση από το στρατοσφαιρικό Όζον (τη γνωστή από τη Μετεωρολογία οζονόσφαιρα) και το Οξυγόνο. Η απορροφητική δράση του Όζοντος προκαλεί μια μείωση της ηλιακής ενέργειας της τάξης του 5% στην ολική ενέργεια που θα ήταν παρούσα στο έδαφος.

Το υπέρυθρο άκρο του φάσματος αραιώνεται από την απορρόφηση των υδρατμών και του διοξειδίου του άνθρακα της ατμόσφαιρας. Το διοξείδιο του άνθρακα, που βρίσκεται κατά κανόνα συγκεντρωμένο στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας, ενώ είναι διαπερατό μέχρι μήκη κύματος 1.46 μ, είναι ένας πολύ ισχυρός απορροφητής του ηλιακού φωτός για μεγαλύτερα μήκη κύματος. Επίσης οι υδρατμοί απορροφούν και στο ορατό μέρος του ηλιακού φάσματος και αποτελούν επομένως έναν ισχυρό απορροφητή της ηλιακής ενέργειας.

Το οξυγόνο εκτός από την ισχυρή απορροφητική του δράση στα μικρότερα μήκη κύματος (υπεριώδεις, ιώδες, κυανό) απορροφά επίσης και στην ερυθρή περιοχή του ορατού

φάσματος (0.69 - 0.76 μ). Λεπτομερειακή απεικόνιση της απορροφητικής δράσης των ατμοσφαιρικών αερίων στην ηλιακή ακτινοβολία παρουσιάζεται στο Σχήμα 1.6.

Πέρα από τη μείωση αυτή εξαιτίας της απορρόφησης η ηλιακή ενέργεια εξασθενεί από τη διάχυση και την ανάκλαση. Η εξασθένιση της ηλιακής ακτινοβολίας εξαιτίας της διάχυτης ανάκλασης και του σκεδασμού, που υφίσταται από τα μόρια του αέρα, είναι αντιστρόφως ανάλογη της τετάρτης δύναμης του μήκους κύματος της εκπεμπόμενης δέσμης. Έτσι το φως με μικρό μήκος κύματος ανακλάται πολύ περισσότερο από φως μεγάλου μήκους κύματος. Συνεπώς, στο φως που σκεδάζεται από την ατμόσφαιρα επικρατεί το μικρού μήκους κύματος μέρος του φάσματος, όπως εξάλλου δείχνει και το γαλάζιο χρώμα του ουρανού. Από την άλλη πλευρά, στη δέσμη της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας το τμήμα εκείνο των βραχύτερων κυμάτων εξασθενεί περισσότερο όταν ο ήλιος ευρίσκεται σε χαμηλό ύψος στον ουρανό και η ηλιακή δέσμη διασχίζει πολύ μεγαλύτερη ατμοσφαιρική μάζα.



Σχήμα 1.6. Καμπύλες κατανομής της ενέργειας του ηλιακού φάσματος έξω από την ατμόσφαιρα και στη στάθμη της θάλασσας. Η δεύτερη καμπύλη παρουσιάζει διακυμάνσεις που οφείλονται στην εκλεκτική απορρόφηση ορισμένων συστατικών της ατμόσφαιρας, τα οποία και αναφέρονται στο σχήμα..

Στην περίπτωση αυτή η περιοχή της μέγιστης έντασης τοποθετείται προς το ερυθρό άκρο του φάσματος. Για σωματίδια που έχουν μεγαλύτερη διάμετρο από τα μόρια του αέρα, ο συντελεστής σκεδασμού είναι αντιστρόφως ανάλογος όχι με την τέταρτη δύναμη του

μήκους κύματος αλλά για μικρότερες δυνάμεις. Όταν τα σωματίδια είναι αρκετά μεγάλα η εξασθένηση καθίσταται ανεξάρτητη του μήκους κύματος και ο μηχανισμός του σκεδασμού αντικαθίσταται από εκείνον της διάχυτης ανάκλασης. Επειδή η διάχυτη ανάκλαση είναι ή ίδια για όλα τα μήκη κύματος το γαλανό χρώμα του ουρανού γίνεται λιγότερο σαφές όσο μεγαλύτερος είναι ο αριθμός των μεγάλων σωματιδίων στην ατμόσφαιρα. Τα μεγάλα σωματίδια είναι κυρίως σκόνη, υδροσταγονίδια και πογοκρυστάλλια. Με την παραπάνω περιγραφή δόθηκε μια γενική ιδέα για το πώς και για το γιατί η ηλιακή δέσμη εξασθενεί καθώς αυτή κινείται από την κορυφή της ατμόσφαιρας προς την επιφάνεια της Γης.

Το εξασθετισμένο από τις παραπάνω διαδικασίες ηλιακό φως φθάνει στην επιφάνεια της γης με τη μορφή ακτινοβολίας και αναφέρεται σαν **άμεση** ηλιακή ακτινοβολία. Παράλληλα όμως, η γη δέχεται και **έμμεσο** ηλιακό φως, το οποίο αποτελεί προϊόν της διάχυσης και της ανάκλασης των ηλιακών ακτινών από τα ατμοσφαιρικά συστατικά. Η ακτινοβολία αυτή ονομάζεται **διάχυτη ή έμμεση** ηλιακή ακτινοβολία ή **ουράνιο φως**. Η ποιοτική και ποσοτική μορφή των ακτινοβολιών αυτών παρουσιάζονται επίσης στις καμπύλες **B, Γ και Δ** του *Σχήματος 1.1*.

Από το σύνολο της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στο σύστημα που ορίζουν η γη και η ατμόσφαιρα της, μόνο ένα ποσοστό μεταξύ 65 - 70% χρησιμοποιείται για τις ενεργειακές διαδικασίες που δημιουργούν τον καιρό και το κλίμα στη γη. Το υπόλοιπο ποσοστό 30-35%, επιστρέφει πίσω στο διάστημα ανακλώμενο από την ατμόσφαιρα, τα νέφη και το έδαφος. Ο λόγος του ανακλώμενου ηλιακού φωτός προς το συνολικό ποσό της ηλιακής ενέργειας που εκπέμπεται από τον ήλιο εκφράζει την ανακλαστική ικανότητα της γης και ονομάζεται **Λευκαύγεια** του Πλανήτη (Albedo). Το μέγεθος αυτό είναι αρκετά μεγάλο και αυτός είναι ο λόγος που η γη φαίνεται από το διάστημα σαν ένας πολύ φωτεινός πλανήτης. Το αίτιο της μεγάλης τιμής της λευκαύγειας οφείλεται κατά κύριο λόγο στην παρουσία των νεφών στην ατμόσφαιρα της γης, τα οποία ανακλούν προς το διάστημα περίπου το 20- 25% της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας. Η συμπεριφορά της ίδιας της επιφάνειας της γης στην ανάκλαση των ηλιακών ακτινών, ποικίλει ανάλογα με την δομή και σύσταση του εδάφους, τη φυτοκάλυψη, τη χιονοκάλυψη και την κλίση των ηλιακών ακτινών, συντελώντας σε μια ανακλαστικότητα της τάξεως του 10 - 15% της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας. Έτσι τελικά ένα ποσοστό 30 -35% της ηλιακής ακτινοβολίας επιστρέφει πίσω στο διάστημα χωρίς να συνεισφέρει ουσιαστικά στις διεργασίες που συμβαίνουν στη γη.

Η εναπομένουσα ηλιακή ενέργεια, κατά ένα ποσοστό αυτής θερμαίνει τον ατμοσφαιρικό αέρα, αλλά το μεγαλύτερο ποσοστό φθάνει και θερμαίνει άμεσα την επιφάνεια της γης, η οποία με τη σειρά της δευτερογενώς θερμαίνει την ατμόσφαιρα και κατά κύριο λόγο τον αέρα που βρίσκεται κοντά στην επιφάνεια της.

Η ηλιακή ακτινοβολία που φθάνει στην επιφάνεια της γης συγκεντρώνεται στη ζώνη των κυμάτων 0.3 έως 4.0  $\mu$ . Η ακτινοβολία αυτή θα χαρακτηρίζεται σαν **ηλιακή ακτινοβολία ή μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία**.

Από την περιγραφή που προηγήθηκε είναι φανερό ότι η συνεχής προσθήκη μικρού μήκους κύματος ηλιακής ακτινοβολίας ( άμεσης Η.Α.) θα έπρεπε αθροιζόμενη από μέρα σε μέρα να οδηγεί σε μια συνεχή θέρμανση του πλανήτη μας. Στην πράξη είναι γνωστό ότι η θερμοκρασία της γης είναι σχεδόν σταθερή και επομένως πρέπει να υφίσταται κάποιος μηχανισμός ενεργειακής εξισορρόπησης, ο οποίος εκπορεύεται από την επιφάνεια της γης και τον οποίο θα αναλύσουμε στην επόμενη παράγραφο. Βέβαια, τελευταία παρατηρείται με μια τάση ανόδου της θερμοκρασίας του πλανήτη, θέμα το οποίο σχετίζεται κυρίως με τις ανθρώπινες δραστηριότητες και το οποίο αποτελεί αντικείμενο πολλών ερευνητικών κέντρων.

### 2.1.2. Η επίδραση της Γήινης επιφάνειας.

Όπως προαναφέρθηκε, ένα ποσοστό της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας ανακλάται από την επιφάνεια της Γης κατευθείαν προς το διάστημα. Το υπόλοιπο ποσό θερμαίνει την επιφάνεια της γης, κατά τη διάρκεια της ημέρας. Όπως είναι γνωστό από τη Φυσική κάθε σώμα το οποίο βρίσκεται σε κάποια θερμοκρασία πάνω από την θερμοκρασία του απολύτου μηδενός εκπέμπει ακτινοβολία, που το μήκος κύματος εξαρτάται από την θερμοκρασία του σώματος. Όσο μικρότερη είναι η θερμοκρασία ενός σώματος, τόσο μεγαλύτερο το μήκος κύματος της ακτινοβολίας που εκπέμπει. Έτσι Η γη, με μια μέση θερμοκρασία  $\sim 288$  °K, θα εκπέμπει σε πολύ μεγαλύτερα μήκη κύματος σε σχέση με τον Ήλιο που έχει θερμοκρασίες  $\sim 6.000$  °K (Σχήμα I.2). Η γη λοιπόν κάτω από αυτές τις θερμοκρασιακές συνθήκες εκπέμπει προς το διάστημα καθόλη τη διάρκεια του 24ωρου ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος 4.0 έως 100  $\mu$ , η οποία βρίσκεται στο υπέρυθρο μέρος του φάσματος και είναι γνωστή ως **γήινη ή δευτερογενής ακτινοβολία ή μεγάλου μήκους ή υπέρυθρη ακτινοβολία**. Η ακτινοβολία αυτή σε ένα μεγάλο ποσοστό, όπως θα δούμε παρακάτω, δεσμεύεται από τα αέρια της ατμόσφαιρας, ενώ τμήμα αυτής διαφεύγει άμεσα προς το διάστημα. Το δεσμευμένο από τα αέρια της ατμόσφαιρας ποσοστό

θερμαίνει τον ατμοσφαιρικό αέρα, ο οποίος με τη σειρά του εκπέμπει δευτερογενή ακτινοβολία τόσο προς το διάστημα όσο και προς της επιφάνεια της γης. Επομένως η κατακράτηση της θερμότητας της γήινης επιφάνειας από την ατμόσφαιρα της είναι πολύ μεγάλης σπουδαιότητας γιατί αν δεν συνέβαινε αυτό η μέση θερμοκρασία του πλανήτη θα ήταν μικρότερη κατά 30 - 40 °C, γεγονός που θα απέτρεπε την εμφάνιση της ζωής στη γη.

Κατά τη διάρκεια λοιπόν της ημέρας η ενέργεια η οποία εκπέμπεται από τη γη, σε μεγάλα μήκη κύματος υπέρυθρη), αναπληρώνεται από την αφικνούμενη ηλιακή ακτινοβολία. Κατά τη νύχτα, η υπέρυθρη γήινη ακτινοβολία αποτελεί την αιτία της ψύξης του εδάφους και του παρακείμενου ατμοσφαιρικού αέρα. Το μεγαλύτερο όμως ποσοστό της γήινης ακτινοβολίας απορροφάται εκλεκτικά από ορισμένα αέρια της ατμόσφαιρας, όπως είναι οι υδρατμοί, το μεθάνιο και κατά κύριο λόγο από το διοξείδιο του άνθρακα. Τα αέρια αυτά λόγω της απορροφητικής αυτής ιδιότητας αποτελούν τους ρυθμιστές της θερμο-οικονομίας του πλανήτη και επειδή παρουσιάζουν την ίδια χαρακτηριστική συμπεριφορά που διαδραματίζει το κάλυμμα ενός θερμοκηπίου, έχει καθιερωθεί να ονομάζονται **θερμοκηπικά αέρια**, το δε φαινόμενο που προκαλούν είναι το γνωστό **φαινόμενο του θερμοκηπίου**. Βέβαια η υπέρυθρη ακτινοβολία του εδάφους της γης δεν κατακρατείται όλη από τα αέρια της ατμόσφαιρας. Ένα ποσοστό αυτής γύρω στο 10% διαφεύγει κατευθείαν προς το εξωτερικό διάστημα. Το υπόλοιπο ~ 90% της γήινης ακτινοβολίας θερμαίνει, όπως προαναφέραμε την ατμόσφαιρα, η οποία με τη σειρά της επανακτινοβολεί σε ακόμη μεγαλύτερα μήκη κύματος προς όλες τις κατευθύνσεις, με αποτέλεσμα ένα ποσοστό της ατμοσφαιρικής ακτινοβολίας να κατευθύνεται προς το εξωτερικό διάστημα και ένα προς την επιφάνεια της γης. Το τελευταίο ακολουθεί και πάλι τις ήδη περιγραφείσες διαδικασίες αλλά με πολύ μεγαλύτερα μήκη κύματος, δηλαδή σε χαμηλότερες θερμοκρασίες.

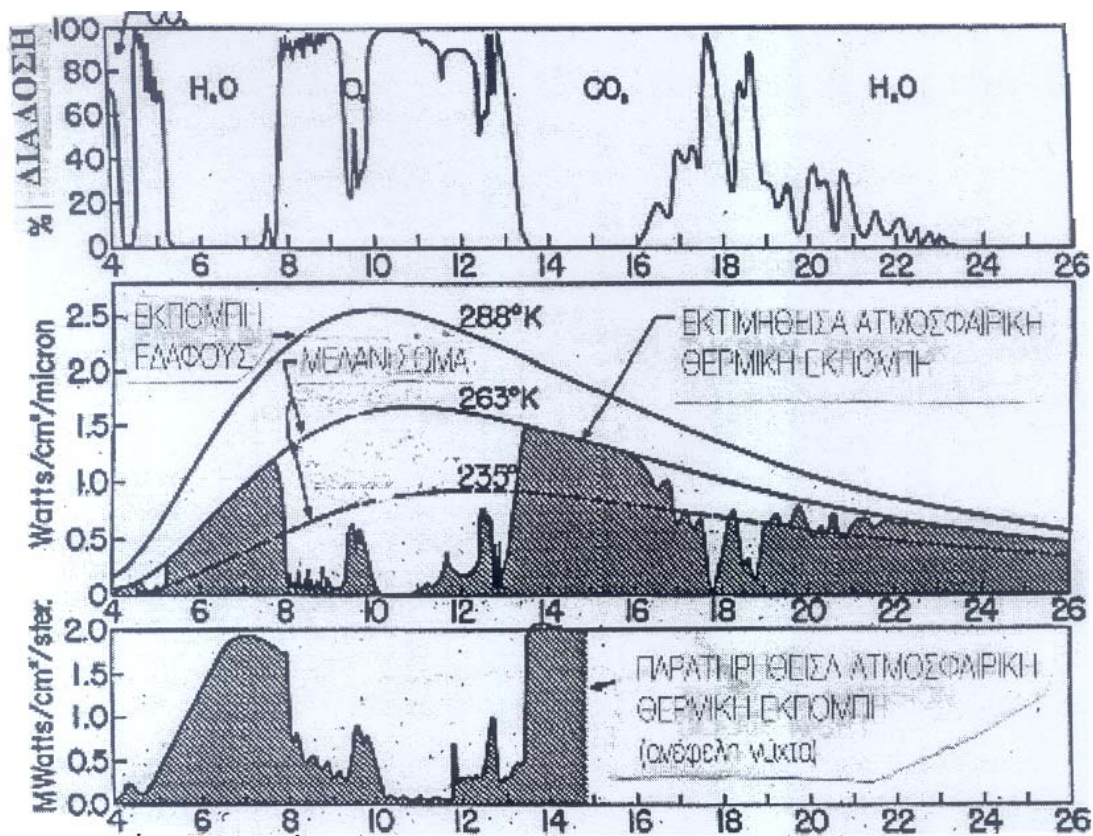
Η διαδικασία της εκπομπής της γήινης ακτινοβολίας προς την ατμόσφαιρα και το διάστημα παρουσιάζεται χαρακτηριστικά στο *Σχήμα 1.7*.

Ένας καθαρός και ανέφελος ουρανός είναι ημιδιαπερατός στη μεγάλου μήκους κύματος υπέρυθρη ακτινοβολία, προσλαμβάνοντας και εκπέμποντας ακτινοβολία σε ορισμένα μόνο μήκη κύματος. Όπως προαναφέρθηκε, τρία από τα συστατικά της ατμόσφαιρας, οι υδρατμοί, το διοξείδιο του άνθρακα και το όζον ελέγχουν ουσιαστικά την ανταλλαγή της ενέργειας μεταξύ του εδάφους και του ουρανού και συνεπώς το θερμικό ισοζύγιο του πλανήτη, αφού απορροφούν ισχυρά και με κάποια στρατηγική στο υπέρυθρο.

Εάν η ατμόσφαιρα περιείχε μόνο οξυγόνο και άζωτο, τότε η επιφάνεια της γης θα ήταν θερμότερη κατά την ημέρα και πολύ ψυχρότερη κατά τη νύχτα επειδή τα δύο αυτά αέρια είναι διαπερατά από την υπέρυθη ακτινοβολία και απορροφούν μόνο υπεριώδη.

Στο Σχήμα I.7 (άνω) φαίνεται ότι οι υδρατμοί της ατμόσφαιρας απορροφούν πολύ ισχυρά στην περιοχή των 6 μ, καθώς και πέρα από τα 22 μ συλλαμβάνοντας τη γήινη ακτινοβολία που κατευθύνεται προς το διάστημα. Το διοξείδιο του άνθρακα διαδραματίζει έναν όμοιο ρόλο συλλαμβάνοντας την ενέργεια στην περιοχή των 14 - 16 μ. και στη ζώνη των 4 μ. Τέλος το όζον απορροφά γύρω στ 9 μ.

Μολονότι η ενέργεια η οποία εκπέμπεται από την επιφάνεια της γης, σε θερμοκρασίες γύρω στους 288 K (Σχήμα I.7, μέσο), κατά ένα μέρος συλλαμβάνεται από την ατμόσφαιρα, υπάρχει μια περιοχή μεταξύ των 8 και 12 μ δια μέσου της οποίας η μεγάλου μήκους ακτινοβολία (υπέρυθη) φεύγει προς το κοσμικό διάστημα. Αυτή η περιοχή είναι γνωστή σαν **ατμοσφαιρικό παράθυρο** (Σχήμα I.7, μέσο).



**Σχήμα I.7.** Η διάδοση και εκπομπή της υπέρυθρης ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα της γης και η διάδοση αυτής από το έδαφος της γης.

Στην ουσία η έννοια παράθυρο σημαίνει ότι η ατμόσφαιρα ακτινοβολεί πολύ λιγότερη ενέργεια προς τη γη αφού είναι διαπερατή στα μήκη αυτά, όπως χαρακτηριστικά δείχνει το Σχήμα I.7 (κάτω διάγραμμα).

Η γήινη ακτινοβολία αυξάνεται κατά τη νύχτα, όταν επικρατούν ανέφελες συνθήκες και υπάρχουν περιορισμένες ποσότητες υδρατμών στην ατμόσφαιρα. Αυτή η συνθήκη είναι ιδιαίτερα εμφανής στις έρημους όπου ενώ κατά τη διάρκεια της ημέρας η θερμοκρασία του αέρα υπερβαίνει τους 40 °C, κατά τη νύχτα μπορεί να σημειωθούν ακόμη και αρνητικές θερμοκρασίες. Στα μέσα γεωγραφικά πλάτη η νυχτερινή ακτινοβολία δεν είναι τόσο έντονη, αλλά μπορεί να προκαλέσει νυχτερινούς παγετούς κατά τη διάρκεια της ψυχρότερης περιόδου του έτους.

Από όσα αναφέρθηκαν μέχρι τώρα προκύπτει ότι οι ενεργειακές ροές στον πλανήτη Γη μπορούν να διακριθούν σε δύο κατηγορίες :

α) Στις ενεργειακές ροές οι οποίες αποτελούν την *εισερχόμενη* στη γη *ακτινοβολία*, δηλαδή η άμεση ηλιακή ακτινοβολία, το διάχυτο ουράνιο φως, η ακτινοβολία που δέχεται η επιφάνεια της γης από την ανάκλαση των δύο προηγούμενων μορφών, καθώς και τμήμα της ατμοσφαιρικής δευτερογενούς ακτινοβολίας.

β) Οι ενεργειακές ροές οι οποίες αποτελούν την *εξερχόμενη ακτινοβολία*, η οποία κατευθύνεται από την επιφάνεια της γης και από την ατμόσφαιρα προς το εξωτερικό διάστημα. Εδώ ανήκουν, η ανακλώμενη ηλιακή και ουράνια ακτινοβολία, η ανακλώμενη ακτινοβολία της ατμόσφαιρας και η μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία του εδάφους.

Οι δύο αυτές κύριες ομάδες ακτινοβολιών οδηγούν τελικά σε μια διαφορά μεταξύ της εισερχόμενης και εξερχόμενης ακτινοβολίας, η οποία ονομάζεται *ισοζύγιο της ακτινοβολίας*. Αυτό είναι μια παράμετρος η οποία μπορεί να μετρηθεί και η οποία διαδραματίζει ένα ουσιαστικό γεωφυσικό και βιοκλιματικό ρόλο από άποψη ενεργειακού ισοζυγίου στην ατμόσφαιρα, το έδαφος και τον άνθρωπο.

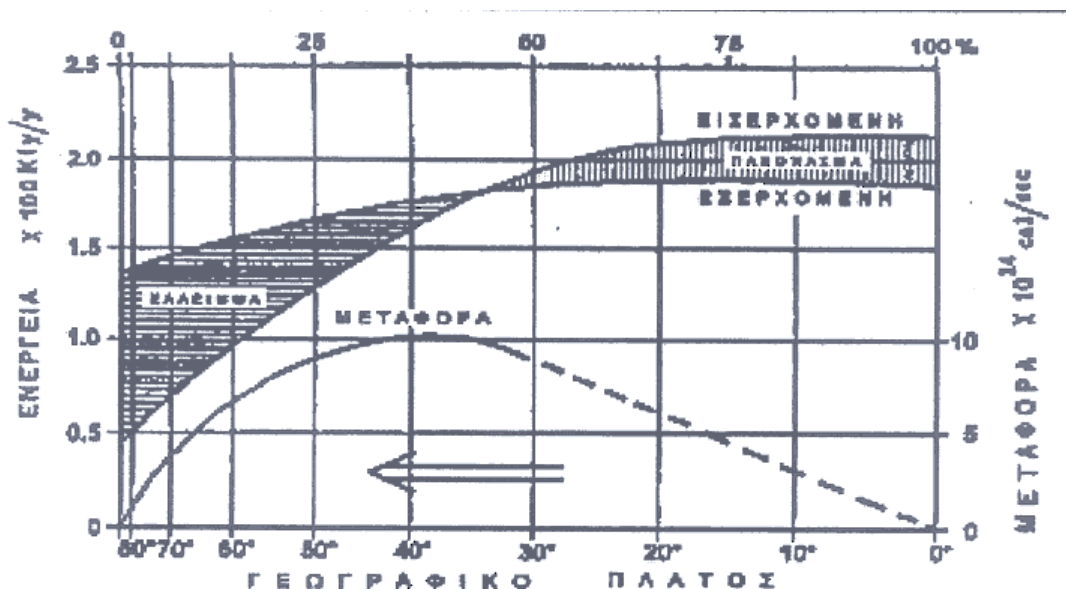
Κατά τη διάρκεια της ημέρας η διαφορά μεταξύ της εισερχόμενης Ηλιακής Ακτινοβολίας και αυτής που εκπέμπεται προς τον ουρανό από την επιφάνεια της γης είναι θετική και ονομάζεται *τελική ακτινοβολία*.

Μέσα σε μια μεγάλη χρονική περίοδο παρατηρείται μια εξισορρόπηση της εισερχόμενης και εξερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στη γη, δηλαδή όση ενέργεια προσλαμβάνεται στον πλανήτη άλλη τόση αποβάλλεται προς το κοσμικό διάστημα, γεγονός που όπως αναφέραμε διατηρεί σταθερή τη θερμοκρασία της γης.

### 2.1.3 Η κατανομή της τελικής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της Γης

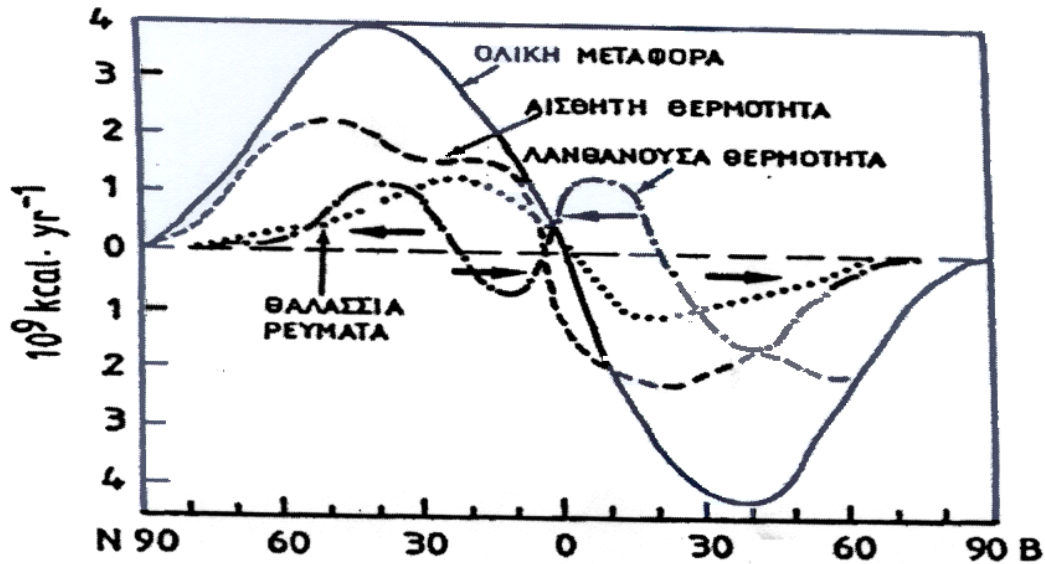
Τα ποσά της μικρού μήκους κύματος εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας είναι μεγαλύτερα στα μικρότερα γεωγραφικά πλάτη εξαιτίας αστρονομικών παραγόντων. Παράλληλα η εξερχόμενη υπέρυθρη γήινη ακτινοβολία παρουσιάζει μικρότερες μεταβολές κατά γεωγραφικό πλάτος. Έτσι οι μεταβολές στα ποσά της τελικής ακτινοβολίας στα διάφορα γεωγραφικά πλάτη, για όλους τους μήνες του έτους θα καθορίζονται στην ουσία από την μικρού μήκους ακτινοβολία. Ένα παράδειγμα αυτής της σχέσης δίνεται στο Σχήμα 1.8, όπου παρουσιάζεται η μέση ετήσια κατανομή των δύο αυτών ακτινοβολιών κατά τον άξονα ισημερινού - πόλων. Όπως φαίνεται στο σχήμα αυτό από το γεωγραφικό πλάτος των 38° και προς την πλευρά των πόλων το ενεργειακό ισοζύγιο είναι αρνητικό, δηλαδή η ατμόσφαιρα χάνει πολύ μεγαλύτερα ποσά ενέργειας σε σχέση με εκείνα που δέχεται. Αντίθετα από τον παράλληλο των 38° και προς τον ισημερινό το σύστημα γης - ατμόσφαιρας παρουσιάζει ενεργειακό πλεόνασμα.

Το γεγονός ότι η συσσώρευση της θερμότητας στην τροπική και υποτροπική ζώνη δεν προκαλεί αύξηση της θερμοκρασίας στην περιοχή αυτή του πλανήτη, αλλά ούτε και μείωση στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, όπου υπάρχει ενεργειακό έλλειμμα, μας οδηγεί στο συμπέρασμα ότι υπάρχουν κάποιοι μηχανισμοί εξισορρόπησης του ενεργειακού ισοζυγίου.



Σχήμα 1.8. Η μέση ετήσια κατά γεωγραφικό πλάτος κατανομή του ισοζυγίου των ακτινοβολιών στη γη.

Στην ατμόσφαιρα, όπως δείχνει το Σχήμα I.9, η μεταφορά της ενέργειας από τις θερμότερες προς τις ψυχρότερες περιοχές γίνεται με τους ανέμους, οι οποίοι μεταφέρουν αισθητή και λανθάνουσα (υδρατμοί) θερμότητα, ιδιαίτερα στη ζώνη δράσης των κινουμένων καιρικών συστημάτων.



Σχήμα I.9. Μέση ετήσια μεταφορά ενέργειας στη γη.

Στους ωκεανούς η μεταφορά αυτή πραγματοποιείται με την κίνηση τεράστιων υδάτινων όγκων, των θαλάσσιων ρευμάτων, που μεταφέρουν θερμά νερά προς τους πόλους και ψυχρά προς τον ισημερινό. Η όλη διαδικασία της ανακατανομής της ενέργειας φαίνεται παραστατικά στο Σχήμα I.9.

Μέσα στην όλη διαδικασία εξισορρόπησης του ενεργειακού καθεστώτος παρατηρείται, όπως φαίνεται στο Σχήμα I.9, μεταφορά λανθάνουσας ενέργειας από τους τροπικούς προς τον ισημερινό. Η διαδικασία αυτή είναι αποτέλεσμα της δράσης των αληγών ανέμων που πνέουν στην περιοχή. Τελικά η ενέργεια αυτή δαπανάται στην εκδήλωση των ισημερινών καταιγίδων του ενδοτροπικού μετώπου.

#### 2.1.4 Μηνιαία ποσά και κατά πλάτος κατανομή της τελικής ακτινοβολίας

Αν εξεταστεί αναλυτικότερα η κατανομή της ακτινοβολίας στη γη θα διαπιστωθεί ότι η τελική ακτινοβολία ουσιαστικά καθίσταται αρνητική κατά τη διάρκεια του χειμώνα κάθε ημισφαιρίου, μετά το γεωγραφικό πλάτος περίπου των  $45^\circ$ , καθώς μεταβαίνουμε από τον ισημερινό προς τους πόλους. Η κατανομή αυτή φαίνεται χαρακτηριστικά στον παραπάνω Πίνακα I.1. Μια σύγκριση μεταξύ των δύο πολικών περιοχών δείχνει χαρακτηριστικές διαφορές. Κατά το Χειμώνα η μέση τιμή της τελικής ακτινοβολίας στην

πολική περιοχή του βορείου ημισφαιρίου (65-90° B) έχει αξιοσημείωτα μικρότερες τιμές από εκείνες της αντίστοιχης περιοχής του νοτίου ημισφαιρίου (65-90° N). Αφού η μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία (ηλιακή) είναι μηδενική κατά την περίοδο αυτή, η μέση τιμή της περιοχής είναι προϊόν του ισοζυγίου της ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος. Κατά το χειμώνα στο νότιο πόλο υπάρχει μια πάρα πολύ ισχυρή θερμοκρασιακή αναστροφή κοντά στο έδαφος, η οποία μαζί με την πολύ χαμηλή επιφανειακή θερμοκρασία της παγετώδους μάζας της Ανταρκτικής ηπείρου συντελούν, και τα δύο αίτια μαζί, σε ένα μικρότερο έλλειμμα ακτινοβολίας σε σύγκριση με τη Βόρεια Πολική Θάλασσα, κατά τη διάρκεια του δικού της Χειμώνα.

*Πίνακας I.1. Γεωγραφική κατά πλάτος κατανομή της τελικής ακτινοβολίας σε Kcal. cm<sup>-2</sup>. Month<sup>-1</sup> (Klangleys/month)*

	I	Φ	M	A	M	I	I	A	Σ	O	N	Δ
90° B												
	-2,5	-2,6	-1,6	0,3	3,6	6,2	6,4	3,8	0,2	-2,4	-2,7	-2,7
60°	-1,6	-0,8	0,5	2,4	5,6	7,9	7,3	5,5	2,8	0,0	-1,2	-1,7
50°	-0,9	0,1	1,8	5,0	7,0	7,6	4,3	5,8	4,0	1,6	-0,4	-1,0
40°	0,9	2,3	4,4	7,1	8,3	8,7	8,8	8,0	6,1	3,7	1,6	0,6
30°	3,3	4,9	6,8	8,6	9,6	10,1	10,4	9,7	8,3	6,2	3,9	3,0
20°	6,1	7,8	9,3	10,2	10,7	10,6	10,4	9,7	9,3	8,5	6,7	5,7
10°	7,6	9,0	10,0	9,9	9,6	8,9	8,8	8,7	8,7	8,8	8,0	7,5
0°	8,3	8,8	9,1	8,7	8,4	8,3	7,9	8,3	8,9	9,2	8,7	8,5
10°	10,1	10,2	9,5	9,0	7,9	7,3	7,1	8,1	9,2	10,0	10,1	10,1
20°	11,1	10,6	9,4	7,7	5,9	5,0	5,3	6,5	8,1	9,4	10,6	11,1
30°	11,5	10,1	8,2	5,7	3,7	3,0	3,4	4,7	6,6	9,3	10,2	11,7
40°	10,8	8,3	6,2	3,7	1,5	0,9	1,6	2,9	4,8	6,8	9,4	11,2
50°	7,8	5,9	3,8	1,8	-0,4	-0,8	-0,3	0,7	2,9	5,1	7,5	8,4
60°	7,0	5,0	2,9	1,0	-1,5	-2,3	-2,2	-1,1	1,2	4,0	7,0	7,5
	2,4	0,5	-0,4	-1,6	-1,9	-2,0	-2,0	-1,7	-1,3	-0,6	0,6	2,2
90° N												

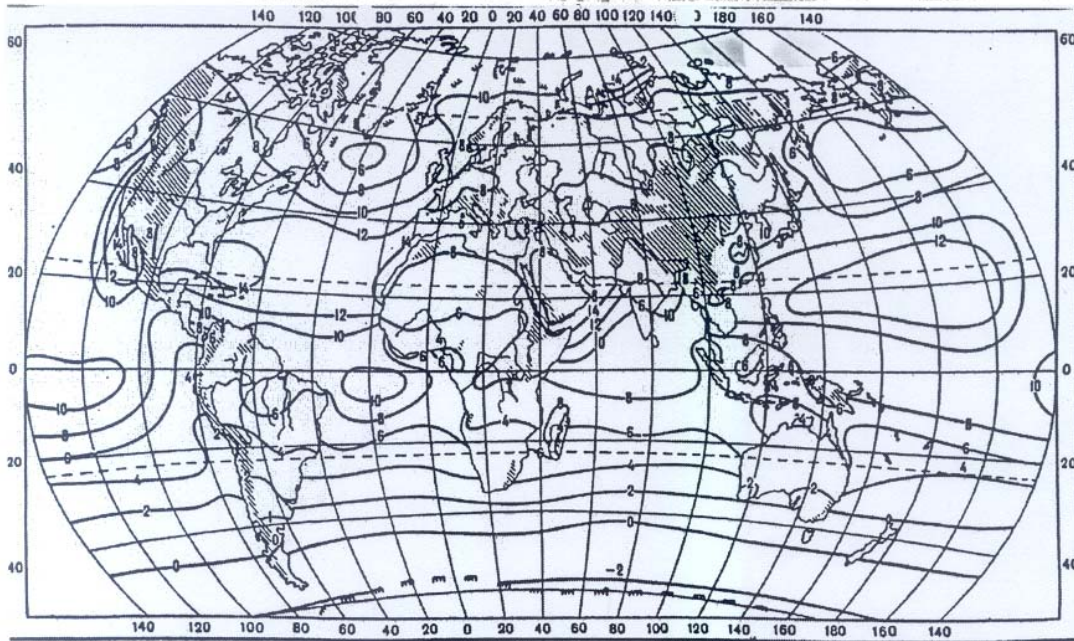
Κατά το θέρος η συνθήκη αυτή αντιστρέφεται, προς όφελος της βόρειας πολικής περιοχής. Είναι γεγονός ότι η ολική ακτινοβολία είναι υψηλότερη στην Ανταρκτική κατά τη διάρκεια του θέρους, σε σχέση με την Αρκτική για τρεις βασικούς λόγους: (1) αστρονομικοί παράγοντες (περιήλιο), (2) το μεγάλο μέσο υψόμετρο του υψιπέδου της Ανταρκτικής, και (3) η μεγάλη διαπερατότητα της ατμόσφαιρας της Ανταρκτικής. Παρόλα αυτά η τελική ακτινοβολία στην περιοχή της Ανταρκτικής είναι χαμηλότερη από εκείνη της Αρκτικής περιοχής. Το αίτιο αυτού του φαινομένου είναι κατά κύριο λόγο η μεγάλη λευκαύγεια των πάγων της Ανταρκτικής.

Οι μέγιστες τιμές κατά γεωγραφικό πλάτος της τελικής ακτινοβολίας εμφανίζονται στις υποτροπικές περιοχές κάθε ημισφαιρίου κατά τη διάρκεια του θέρους αυτού. Η τοποθεσία, το μέγεθος και ο χρόνος δεν είναι τα ίδια σε κάθε ημισφαίριο. Έτσι στο Β. Ημισφαίριο σημειώνεται μέγιστη τιμή  $10.7 \text{ Kcal. cm}^{-2}$  σε πλάτος  $20^\circ \text{ B}$  κατά το μήνα Μάιο, ενώ στο νότιο παρατηρείται μια τιμή  $11.7 \text{ Kcal. cm}^{-2}$ , κατά το Δεκέμβριο σε γεωγραφικό πλάτος  $30^\circ \text{ N}$ .

Η επίδραση της άνισης κατανομής της ξηράς και της θάλασσας και οι προκαλούμενες κλιματικές διαφορές μεταξύ των δύο ημισφαιρίων είναι αρκετά εμφανείς στην περίπτωση αυτή. Ένα επιπλέον αίτιο αποτελεί η διαφορά στη ροή της ηλιακής ακτινοβολίας μεταξύ του περιηλίου και του αψηλίου, που έχει μνημονευθεί σε προηγούμενη παράγραφο.

Προκειμένου να συνταχθούν οι χάρτες της κατανομής της τελικής ακτινοβολίας στη γη, αποφεύγεται η χρήση πραγματικά μετρούμενων τιμών. Αντί αυτών χρησιμοποιούνται εκτιμηθείσες τιμές της ακτινοβολίας για τους εξής λόγους:

Οι μετρήσεις επηρεάζονται πολύ σημαντικά τόσο από την έκθεση και τη θέση των οργάνων (απόσταση από την επιφάνεια, βροχή κ.λ.π), όσο και από τα μικροκλιματικά και υδρολογικά χαρακτηριστικά των σημείων μέτρησης, ενώ με τη χρήση εξισώσεων τα επιφανειακά χαρακτηριστικά μιας εκτεταμένης περιοχής, τα οποία σχετίζονται με την ανταλλαγή της ακτινοβολίας, μπορούν με εύκολο τρόπο να περιληφθούν στους υπολογισμούς. Με βάση τις υπολογιστικές αυτές διαδικασίες έχουν κατασκευαστεί μηνιαίοι πλανητικοί χάρτες κατανομής της τελικής ηλιακής ακτινοβολίας, από τους οποίους μπορεί να μελετηθεί η γεωγραφική κατανομή αυτής στον πλανήτη. Για μια τέτοια ανάλυση κατανόησης της γεωγραφικής κατανομής παρατίθεται τρεις αντιπροσωπευτικοί χάρτες κατανομής της τελικής ηλιακής σε πλανητική κλίμακα.



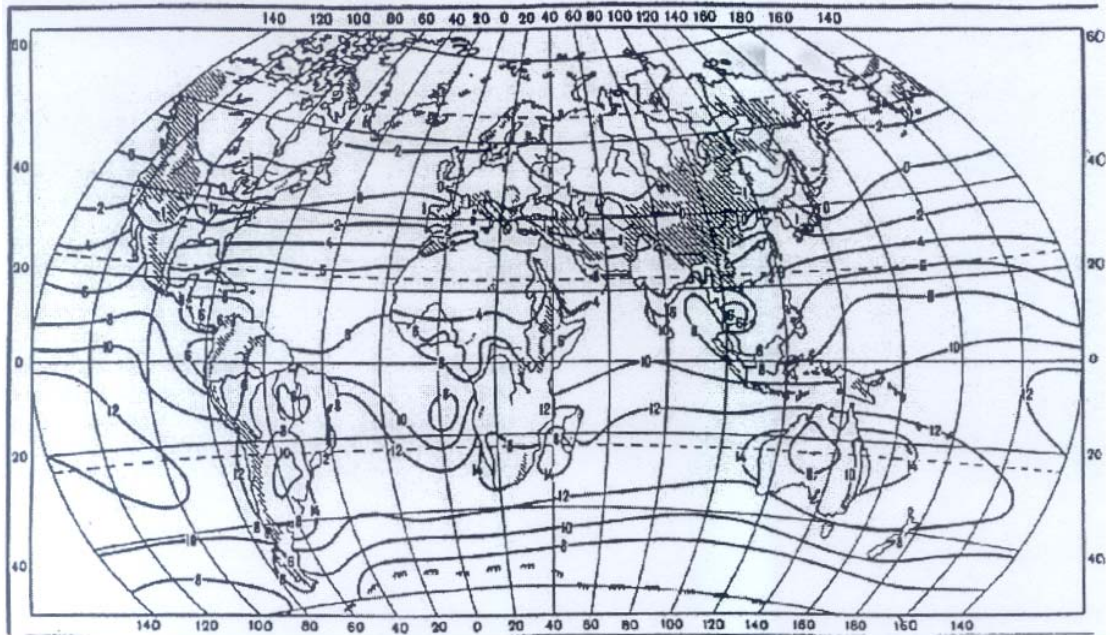
**Σχήμα I.10.** Πλανητικός χάρτης της κατανομής της τελικής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της γης, κατά τον Ιούνιο σε Kcal/cm<sup>2</sup>/month (KLangleys/month)

Όπως διαπιστώνεται από τους Χάρτες των Σχημάτων I.10, I.11 και I.12, όπου δίνεται η κατανομή της τελικής ακτινοβολίας για τον Ιούνιο, το Δεκέμβριο και για το Έτος, το κύριο χαρακτηριστικό γνώρισμα είναι ότι οι τιμές που παρατηρούνται στα γεωγραφικά πλάτη 50° B έως 50° N διαφέρουν μεταξύ ξηράς και θάλασσας., με τις μεγαλύτερες τιμές να σημειώνονται πάνω από τις θάλασσες. και όχι από τις ξηρές. Υπάρχουν μερικοί λόγοι οι οποίοι και εξηγούν αυτή τη συμπεριφορά:

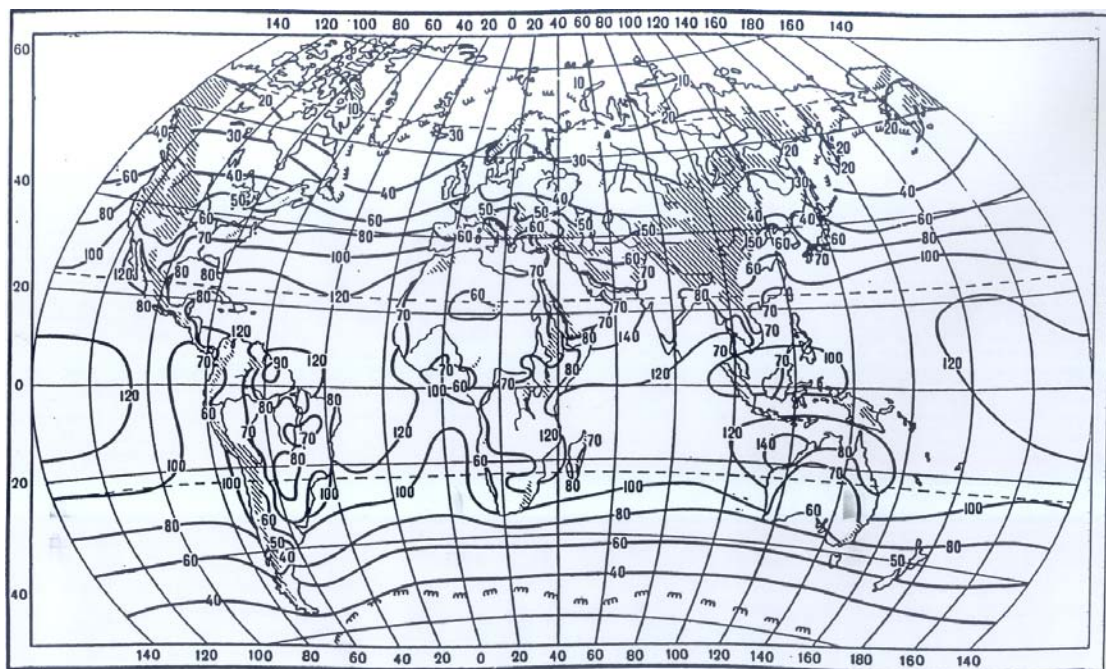
α) Η ανακλαστικότητα (λευκαύγεια) για τις μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίες είναι μεγαλύτερη στη χέρσο παρά στους ωκεανούς. Είναι χαρακτηριστική στα παραπάνω σχήματα η κάμψη των ισοπληθών της τελικής ακτινοβολίας στις ακτές των ηπείρων, που είναι αποτέλεσμα της διαφοράς της λευκαύγειας.

β) Η επιφανειακή θερμοκρασία της χέρσου, στα μικρά γεωγραφικά πλάτη, είναι υψηλότερη σε σχέση με εκείνη που σημειώνεται στους ωκεανούς. Για το λόγο αυτό οι ήπειροι παρουσιάζουν εντονότερη εκπομπή υπέρυθρης ακτινοβολίας και φυσικά μεγαλύτερες απώλειες.

γ) Η μεγάλου μήκους κύματος δευτερογενής ακτινοβολία που προέρχεται από την ατμόσφαιρα παρουσιάζει μικρότερες τιμές επάνω από τις ξηρές ηπειρωτικές περιοχές σε σχέση με τους ωκεανούς εξαιτίας της μικρότερης συγκέντρωσης υδρατμών και της μικρότερης νεφοκαλύψης που παρατηρείται επάνω από τις ξηρές ηπειρωτικές περιοχές.



*Σχήμα I.11. Πλανητικός χάρτης της κατανομής της τελικής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της γης, κατά τον Δεκέμβριο σε Kcal/cm<sup>2</sup>/month (KLangleys/month)*



*Σχήμα I.12. Πλανητικός χάρτης της κατανομής της ετήσιας τελικής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της γης σε Kcal/cm<sup>2</sup>/year (KLangleys/year)*

Έτσι, τα μεγαλύτερα ετήσια αθροίσματα με τιμές μεγαλύτερες των 140 Kcal. cm<sup>-2</sup>. year<sup>-1</sup> εντοπίζονται στο βορειοδυτικό τμήμα της Αραβικής θάλασσας (Σχήμα I.12) και στα ύδατα της βορειοδυτικής ακτής της Αυστραλίας.

Η μηδενική ισοπληθής καταλαμβάνει την νοτιότερη θέση στο βόρειο ημισφαίριο γύρω στις  $40-50^{\circ}$  Β, κατά το Δεκέμβριο (Σχήμα 1.11). Στο νότιο ημισφαίριο η μηδενική ισοπληθής λαμβάνει τη βορειότερη θέση, γύρω στις  $45^{\circ}$  Ν, τον Ιούνιο.

## 2.2 Η Ηλιοφάνεια

Η κλίση που παρουσιάζει ο άξονας της Γης με το επίπεδο της εκλειπτικής έχει σαν αποτέλεσμα να παρατηρείται μια συνεχής μεταβολή στο μήκος του φωτεινού (ημέρα) και του σκοτεινού (νύχτα) τμήματος του 24ώρου κατά την ετήσια περιφορά της Γης γύρω από τον Ήλιο. Έτσι το μήκος της ημέρας αυξάνει σε έναν τόπο, καθώς μεταβαίνουμε από το χειμώνα προς το καλοκαίρι. Επίσης το μήκος της ημέρας αυξάνει κατά το καλοκαίρι καθώς κινούμεθα από τον Ισημερινό προς τον θερινό πόλο, όπου φθάνει και τους έξι μήνες.

Αν δεν παρεμβάλλονται φυσικά εμπόδια (ορεινοί όγκοι) στη διαδρομή των ηλιακών ακτίνων μέχρι ένα συγκεκριμένο τόπο στην επιφάνεια της Γης, αλλά ούτε και νεφικοί σχηματισμοί, τότε ο Ήλιος είναι ορατός στον τόπο αυτό από τη στιγμή της ανατολής μέχρι τη στιγμή της δύσης. Στην προκείμενη περίπτωση μιλάμε για **θεωρητική ηλιοφάνεια** στον τόπο αυτό, την οποία μετρούμε σε ώρες, και η οποία έχει διαφορετική τιμή για κάθε ημέρα του χρόνου.

Στην πράξη, ο Ήλιος δεν λάμπει ανεμπόδιστα σε ένα τόπο διότι αφενός είναι πιθανόν η ανατολή του ήλιου να υστερεί λόγω της παρουσίας οροσειρών ή η δύση να επιταχύνεται πάλι από την παρουσία οροσειρών στα δυτικά του τόπου. Ακόμη η παρουσία νεφών συντελεί στη μείωση του χρόνου που ο ήλιος είναι ορατός από τον τόπο αυτό. Ο πραγματικός χρόνος που τελικά ο ήλιος θα είναι ορατός από έναν τόπο εκφράζεται με τον όρο της **πραγματικής ηλιοφάνειας**, η οποία και θα είναι μικρότερη από την αντίστοιχη θεωρητική. Επειδή τα μεγέθη αυτά ποικίλουν με την εποχή του έτους, άλλα και με το γεωγραφικό πλάτος, για να υπάρξει σύγκριση των τιμών της ηλιοφάνειας μεταξύ δύο διαφορετικών τόπων εισάγεται μια βασική έννοια, αυτή του **κλάσματος της ηλιοφάνειας**, η οποία εκφράζει το λόγο της πραγματικής προς τη θεωρητική ηλιοφάνεια και είναι πάντοτε μικρότερος της μονάδας. Οι παράμετροι της ηλιοφάνειας έχουν ευρύτατη εφαρμογή στην εφαρμοσμένη κλιματολογία.

# ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΔΕΥΤΕΡΟ

## Η ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΤΟΥ ΑΕΡΑ

Στη φυσική με τον όρο θερμοκρασία εκφράζουμε το βαθμό της μοριακής δράσης ή της ποσότητας της θερμότητας που περικλείει ένα υλικό. Εάν σε δύο γειτονικά σώματα Α και Β η θερμότητα ρέει από το σώμα Α προς το σώμα Β, τότε θεωρούμε ότι το πρώτο σώμα ευρίσκεται σε μεγαλύτερη θερμοκρασία από το δεύτερο.

Η θερμοκρασία του ατμοσφαιρικού αέρα είναι ένα μέγεθος πάρα πολύ σημαντικό για την επιστήμη της Μετεωρολογίας και της Κλιματολογίας. Η σπουδαιότητα της συνίσταται, σε συντομία, στο ότι αυτή εξουσιάζει τη φυσική εξάτμιση του ύδατος και διαπνοή των φυτών επεμβαίνοντας με τον τρόπο αυτό στο υδατικό ισοζύγιο του πλανήτη, ενώ με την άνιση κατανομή αυτής στην επιφάνεια της γης, αφενός ελέγχει τη γεωγραφική εξάπλωση των φυτικών και ζωικών οργανισμών και αφετέρου καθορίζει τελικά την κίνηση του αέρα στην ατμόσφαιρα της γης.

Η μέτρηση της θερμοκρασίας γίνεται με ειδικά όργανα, τα θερμόμετρα και η συνεχής καταγραφή αυτής επιτυγχάνεται με ειδικά καταγραφικά όργανα, τους θερμογράφους. Προκειμένου όμως οι μετρήσεις και οι καταγραφές των θερμοκρασιών που μετρούνται σε διάφορους τόπους, την ίδια χρονική στιγμή, να είναι συγκρίσιμες μεταξύ τους, πρέπει να πραγματοποιούνται με τον ίδιο τρόπο και κάτω από τις ίδιες συνθήκες. Για τους λόγους αυτούς τα όργανα της θερμοκρασίας, όπως και αυτά της υγρασίας, τοποθετούνται μέσα σε ειδικά κατασκευασμένο χώρο, **τον μετεωρολογικό κλωβό**, όπου αυτά προστατεύονται από τις επιδράσεις της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας ή της βροχής. Ακόμη για να αποφεύγεται η επίδραση της γήινης ακτινοβολίας ο κλωβός τοποθετείται σε σημαντικό ύψος επάνω από την επιφάνεια του εδάφους, συνήθως στα **1.5** μέτρα, ενώ σε ορεινούς σταθμούς με υψηλή χιονοκάλυψη αυτός τοποθετείται ακόμη ψηλότερα.

Είναι γνωστό ότι οι διαφορές της θερμοκρασίας από ένα σημείο σε άλλο ή από τη μια στιγμή στην άλλη είναι αρκετά μεγάλες. Αυτές οι διαφορές γίνονται ακόμη μεγαλύτερες όσο πλησιάζουμε την επιφάνεια ανταλλαγής ενέργειας που ορίζεται από δύο διαφορετικά μέσα (π.χ αέρας- έδαφος, ή αέρας - θάλασσα). Κοντά στην επιφάνεια ανταλλαγής δεν είναι σπάνιο να διαπιστώνονται διαφορές θερμοκρασίας πολλών βαθμών Κελσίου, όπως για παράδειγμα ανάμεσα στη θερμοκρασία του εδάφους και σε ένα σημείο που βρίσκεται μερικά εκατοστά επάνω από αυτό, μέσα στον αέρα. Τα σημεία ανταλλαγής ενέργειας είναι οι χώροι όπου ο αέρας δέχεται τη μεγαλύτερη επίδραση της ημερήσιας θέρμανσης και της νυχτερινής ψύξης. Μετρήσεις της θερμοκρασίας στις επιφάνειες ενεργειακών ανταλλαγών είναι πάρα πολύ χρήσιμες για τη μελέτη της αποσάθρωσης των πετρωμάτων, του σχηματισμού δρόσου ή πάχνης και της κατανομής της φυτικής κάλυψης.

## **II.1 Οι διαδικασίες θέρμανσης και ψύξης ξηράς και θάλασσας**

Ένα γεγονός το οποίο είναι πάρα πολύ σημαντικό για την Κλιματολογία είναι ότι η ξηρά και οι υδάτινες επιφάνειες παρουσιάζουν διαφορετική συμπεριφορά στην απορρόφηση και στην επανακτινοβολία της θερμότητας που προέρχεται από τον ήλιο. Η γενική διαπίστωση είναι ότι οι επιφάνειες της ξηράς θερμαίνονται εντονότερα και γρηγορότερα, κάτω από την επίδραση των ηλιακών ακτινών. Αντίθετα στις υδάτινες επιφάνειες οι διαδικασίες αυτές γίνονται με πολύ βραδύτερους ρυθμούς, έτσι που αυτές να θερμαίνονται λιγότερο κάτω από τις ίδιες ατμοσφαιρικές συνθήκες.

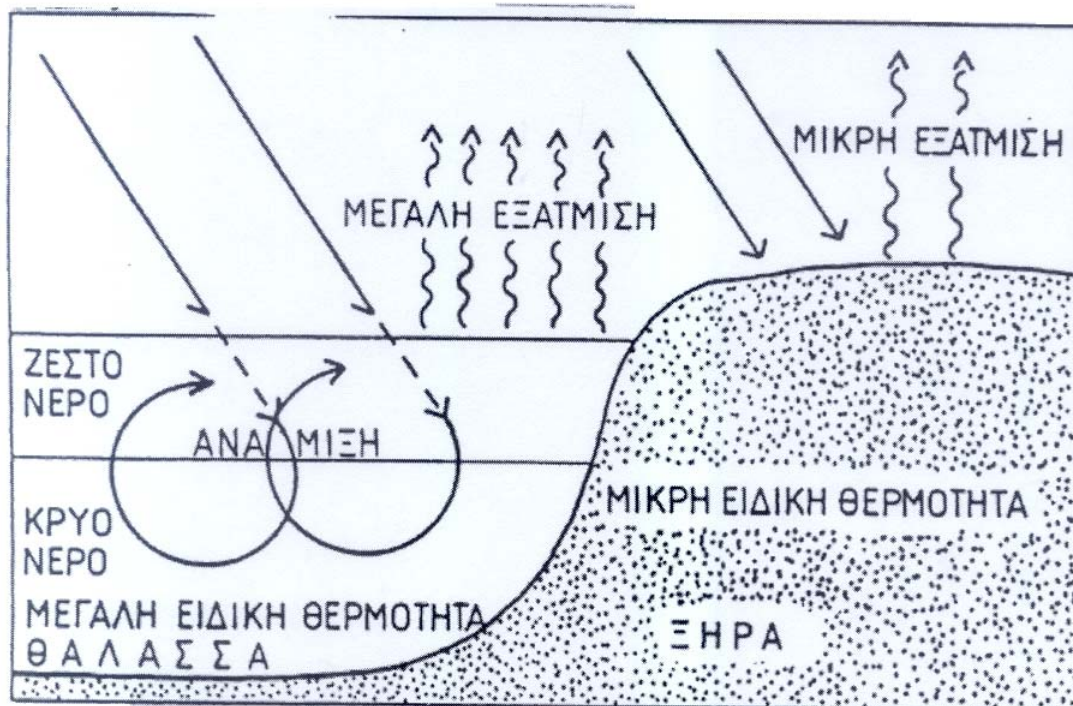
Κατά τη νύχτα, ή όταν η ηλιακή ακτινοβολία αποκόπτεται ή ελαττώνεται για κάποιες χρονικές στιγμές της ημέρας, η επιφάνεια της ξηράς ψύχεται πολύ γρηγορότερα και αποκτά πολύ χαμηλότερες θερμοκρασίες, σε σχέση με τις παρακείμενες υδάτινες επιφάνειες. Αποτέλεσμα των μηχανισμών αυτών είναι η ξηρά να είναι θερμότερη της θάλασσας κατά τη διάρκεια μιας θερμής ημέρας και ψυχρότερη κατά τη νύχτα, ενώ κατά τη διάρκεια των ψυχρών ημερών η θάλασσα να είναι συνεχώς θερμότερη της ξηράς.

Η θέρμανση των υδάτινων επιφανειών και της ξηράς γίνεται άμεσα, όπως προαναφέρθηκε στο σχετικό περί ακτινοβολίας κεφάλαιο, από την πρόσπτωση των ηλιακών ακτινών. Στη συνέχεια θερμαίνεται ο ατμοσφαιρικός αέρας που βρίσκεται σε επαφή με τις παραπάνω επιφάνειες. Συνεπώς οι θερμοκρασίες του αέρα κοντά στην επιφάνεια ανταλλαγής θα εμφανίζουν μεγάλες ημερήσιες και εποχικές αντιθέσεις επάνω

από την ξηρά και μικρότερες επάνω από τις υδάτινες επιφάνειες. Είναι δε αυτονόητο ότι όσο μεγαλύτερη έκταση καταλαμβάνει η ξηρά τόσο μεγαλύτερες θα είναι και οι εποχικές αντιθέσεις στη θερμοκρασία του αέρα.

Για να γίνουν κατανοητές οι θερμοκρασιακές αντιθέσεις και οι συμπεριφορές δίδεται παρακάτω μια ερμηνεία αυτών με την παράθεση μερικών βασικών κανόνων της Φυσικής, που σχηματικά απεικονίζονται στο *Σχήμα II.1*.

Πρώτον, το νερό είναι διαφανές και διαπερατό από τις ηλιακές ακτίνες και έτσι επιτρέπει σε αυτές να διεισδύσουν σε αρκετό βάθος μέσα στην υδάτινη μάζα. Με τον τρόπο αυτό μια ορισμένη ποσότητα ηλιακής ενέργειας κατανέμεται σε ένα αρκετά παχύ στρώμα νερού. Αντίθετα οι αδιαφανείς επιφάνειες της ξηράς απορροφούν τη θερμότητα μόνο στο επιφανειακό επιδερμικό στρώμα με αποτέλεσμα να θερμαίνεται πολύ μικρότερη μάζα ξηράς, σε σχέση με το νερό, και να παρουσιάζει υψηλότερες θερμοκρασίες σε σύγκριση με την υδάτινη μάζα.



*Σχήμα II.1. Σχέσεις φύσης υποκείμενης επιφάνειας και ακτινοβολίας*

Δεύτερον, οι υδάτινες επιφάνειες αναμειγνύονται τόσο με τη δράση των στροβιλισμών όσο και με τα ρεύματα κίνησης μεγάλης κλίμακας. Οι διαδικασίες αυτές οδηγούν στην ανάμειξη τεράστιων ποσοτήτων νερού και την κατανομή της ορισμένης ποσότητας θερμότητας σε πολύ μεγαλύτερη μάζα ύδατος. Στην ξηρά δεν υπάρχουν

τέτοιου είδους κινήσεις για να επιτρέψουν κατανομή της θερμότητας σε μεγαλύτερες μάζες ξηράς.

Τρίτον, ο μηχανισμός της εξάτμισης, ο οποίος αποτελεί και έναν από τους βασικότερους παράγοντες ψύξης μιας επιφάνειας, είναι μια διεργασία η οποία χαρακτηρίζει κατά κανόνα τις υδάτινες επιφάνειες. Στην ξηρά η εξάτμιση λαμβάνει χώρα μόνο αν το έδαφος είναι υγρό ή αν καλύπτεται από βλάστηση. Έτσι λοιπόν η ψύξη από τη δράση της εξάτμισης εκδηλώνεται κατά κύριο λόγο επάνω από τις υδάτινες επιφάνειες και δεν επιτρέπει σημαντική αύξηση της επιφανειακής θερμοκρασίας αυτών.

Τέταρτο, σημαντικό ρόλο στην μεταβολή της θερμοκρασίας σε μια μάζα ενός υλικού διαδραματίζει και η θερμοχωρητικότητα του κάθε υλικού. Έτσι, μια ορισμένη μάζα νερού, το οποίο νερό ως γνωστό έχει μεγάλη ειδική θερμότητα ( $1 \text{ cal/gr/deg}$ ) σε σύγκριση με το έδαφος, στο οποίο η ειδική θερμότητα είναι πολύ μικρότερη ( $0.2 \text{ cal/gr/deg}$ ), θα πρέπει να απορροφήσει πενταπλάσια ποσότητα θερμότητας για να αποκτήσει την ίδια θερμοκρασία με ίση μάζα εδάφους. Η διαφορά αυτή γίνεται πολύ αισθητή στον άνθρωπο κατά το καλοκαίρι στις ακτές της θάλασσας, όπου η άμμος έχει πάρα πολύ υψηλές θερμοκρασίες και η παρακείμενη θάλασσα είναι δροσερή.

## II.2 Κλιματικές θερμοκρασιακές παράμετροι

Στην Κλιματολογία είναι χρήσιμα και επιθυμητά πολλά είδη θερμοκρασιακών παραμέτρων. Οι τιμές αυτών καταγράφονται σε τακτά χρονικά διαστήματα της ημέρας και αποτελούν τα αρχεία των μετρήσεων κάθε σταθμού. Στην Ελλάδα από τα επίσημα αρχεία που τηρούνται προκύπτει ότι οι καταγραφές της θερμοκρασίας έχουν αρχίσει το έτος 1858, στο Αστεροσκοπείο των Αθηνών, ενώ στην υπόλοιπη Ελλάδα οι καταγραφές αρχίζουν πολύ αργότερα. Στον Ευρωπαϊκό χώρο και ιδιαίτερα στη Μεγάλη Βρετανία, τη Γαλλία και τη Γερμανία τα αρχεία τους ξεκινούν από τον 18<sup>ο</sup> αιώνα (Βερολίνο 1701). Χρονοσειρές αυτής της διάρκειας καθιστούν δυνατή τη μελέτη και ανάλυση των κλιματικών μεταβολών μιας περιοχής.

Οι παρατηρήσεις που καλύπτουν μια συνεχή τριακονταετία δίδουν μέσους όρους οι οποίοι χρησιμοποιούνται για να εκφράσουν τις **κανονικές κλιματικές συνθήκες** ενός τόπου. Σήμερα από τον Παγκόσμιο Οργανισμό Μετεωρολογίας (World Meteorological Organization) ορίζεται σαν κανονική κλιματική περίοδος ο μέσος όρος των τιμών της

θερμοκρασίας της τριακονταετίας **1961-1990**, με τον οποίο και συγκρίνονται οι θερμοκρασίες των προηγούμενων ή των πρόσφατων ετών για να διαπιστωθεί η πλανητική θέρμανση ή ψύξη.

Η τιμή της θερμοκρασίας η οποία χρησιμοποιείται πολύ συχνά είναι αυτή που εκφράζει τη θερμοκρασία της μιας ημέρας, η οποία ονομάζεται **ημερήσια θερμοκρασία** ενός τόπου. Αυτή μπορεί να υπολογιστεί με τους εξής τρόπους:

- (1) Αποτελεί το μέσο όρο της μεγαλύτερης (**μέγιστης**) και της μικρότερης (**ελάχιστης**) θερμοκρασίας του 24ώρου  $((MAX-MIN)/2)$ .
- (2) Από τις ωριαίες μετρήσεις κάθε 24ώρου. Οι 24 ξεχωριστές τιμές της θερμοκρασίας του αέρα, που καταγράφονται ώρα-ώρα, αθροίζονται και διαιρούνται με το 24 δίνοντας έτσι την πιο αξιόπιστη τιμή της ημερήσιας θερμοκρασίας.
- (3) Από διαφόρους συνδυασμούς κάποιων μετρήσεων της ημέρας. Π.χ. στον ελληνικό χώρο το συνηθέστερο τρόπο υπολογισμού της ημερήσιας θερμοκρασίας αποτελεί ο προσδιορισμός του μέσου όρου των παρατηρήσεων των ωρών 0800, 1400 και 2000, τοπικής ώρας.

Μια άλλη πολύ χρήσιμη κλιματική παράμετρος της θερμοκρασίας είναι η **μηνιαία θερμοκρασία**, η οποία εκφράζει το μέσο όρο των ημερήσιων θερμοκρασιών κάθε μήνα. Ακόμη χρησιμότερη είναι η **μέση μηνιαία θερμοκρασία**, η οποία είναι το προϊόν του μέσου όρου των μηνιαίων θερμοκρασιών του κάθε μήνα για μια μεγάλη χρονική περίοδο. Τέλος, αντίστοιχες παράμετροι για την μέση θερμοκρασία αποτελούν η **ετήσια θερμοκρασία** και η **μέση ετήσια θερμοκρασία** του αέρα.

Επειδή για κάθε ημέρα σημειώνεται μια μέγιστη και μια ελάχιστη τιμή της θερμοκρασίας, θα υπάρχουν και οι αντίστοιχες παράμετροι και εκφράσεις για τις άκρες αυτές τιμές. Έτσι, θα έχουμε τις έννοιες: **ημερήσια μέγιστη ή ελάχιστη μέση μηνιαία μέγιστη ή μέση μηνιαία ελάχιστη** θερμοκρασία κ.ο.κ .

Στον πλανήτη μας η διακύμανση της θερμοκρασίας μέσα στο 24ώρο και μέσα στο έτος, όπως αναλυτικότερα θα δούμε στο κεφάλαιο των κλιματικών κατατάξεων, σε άλλα σημεία της γης είναι πάντοτε θετική (Ισημερινός), σε άλλα πάντοτε αρνητική (πόλοι) και τέλος σε άλλες περιοχές (μέσα γεωγραφικά πλάτη) παρουσιάζεται άλλοτε θετική και άλλοτε αρνητική. Έτσι, στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, όπου ανήκει και η χώρα μας, μια αξιόλογη καταγραφή αποτελεί και η μελέτη της περιόδου μέσα στην οποία δεν σημειώνονται αρνητικές θερμοκρασίες.

Η έννοια λοιπόν, περίοδος **ελεύθερη παγετού**, εκφράζει το σύνολο των διαδοχικών ημερών κατά τις οποίες η θερμοκρασία του αέρα βρίσκεται συνεχώς επάνω από τους 0° Κελσίου. Φυσικό είναι η περίοδος αυτή να αρχίζει κάπου την Άνοιξη και να τελειώνει κάπου το Φθινόπωρο. Κατά τον υπόλοιπο χρόνο υπάρχουν ημέρες όπου μόνο η ελάχιστη θερμοκρασία είναι αρνητικής, οπότε μιλάμε για **ημέρες μερικού παγετού**, ή μπορεί και η μέγιστη θερμοκρασία να παραμένει αρνητική οπότε έχουμε **ημέρα ολικού παγετού**. Η σημασία των ημερών αυτών, σε σχέση και με την εποχή του έτους που σημειώνονται, έχει μεγάλη σημασία για τις φυτικές καλλιέργειες και για την αποσάθρωση του εδάφους.

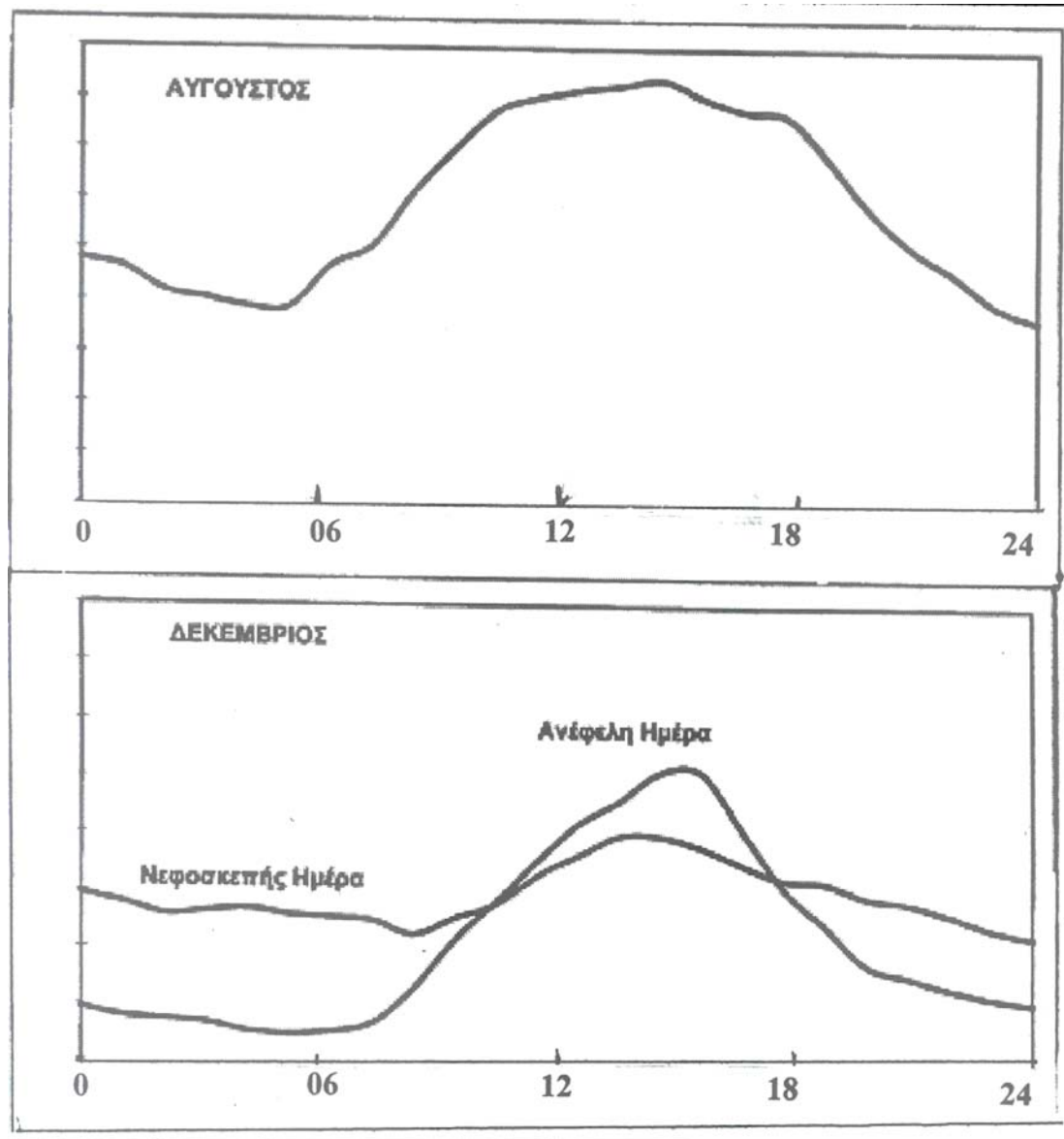
## **II.3 Ημερήσια και εποχική μεταβολή της θερμοκρασίας του αέρα**

### **II.3.1 Η ημερήσια κύμανση**

Από την καταγραφή των ωριαίων τιμών της θερμοκρασίας του αέρα και την σχηματική απεικόνιση αυτών διαπιστώνεται ότι υπάρχει μια *απλή* και *ρυθμική* μεταβολή της θερμοκρασίας του αέρα μέσα σε ένα τυπικό 24ώρο. Το *Σχήμα II.2* που παρατίθεται παρουσιάζει ακριβώς αυτή την τυπική πορεία της θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια ενός τυπικού 24ώρου.

Οι τιμές της θερμοκρασίας, που παρατίθενται στο σχήμα αυτό, αποτελούν πραγματικές συνθήκες της θερμοκρασίας του αέρα, που μετρήθηκαν σε ύψος 1.5 μ πάνω από την επιφάνεια του εδάφους στην πόλη της Θεσσαλονίκης για μια θερινή (Αύγουστος 1997) και μια χειμερινή ημέρα (Δεκέμβριος 1997). Όπως δείχνει το *Σχήμα II.2*, αλλά και από αναλύσεις πολλών καμπυλών αυτού του είδους για όλους τους μήνες του έτους, προκύπτει ότι η ελάχιστη θερμοκρασία σημειώνεται *λίγο μετά την ανατολή του ήλιου*, ενώ η μέγιστη *2-3 ώρες μετά την μεσουράνηση του ήλιου*. Αποκλίσεις από τη γενική αυτή εικόνα οφείλονται κυρίως σε τοπικές καιρικές συνθήκες, όπως είναι η νέφωση, η βροχόπτωση, η αγωγιμότητα του εδάφους, η θαλάσσια αύρα και άλλες.

Οι χρόνοι εμφάνισης των άκρων τιμών του 24ώρου, δηλαδή της μέγιστης και της ελάχιστης θερμοκρασίας, ερμηνεύονται με βάση το ισοζύγιο της ενέργειας στην επιφάνεια της γης. Μετά τη δύση του ηλίου η γη συνεχίζει να ακτινοβολεί προς την ατμόσφαιρα και το διάστημα δευτερογενή μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία (υπέρυθρη), η οποία τελικά ψύχει την επιφάνεια της γης, προκαλώντας ταπείνωση της θερμοκρασίας της αλλά και του ατμοσφαιρικού αέρα που βρίσκεται σε επαφή με αυτήν.



**Σχήμα II.2.** Η ημερήσια πορεία της θερμοκρασίας του αέρα στο ύψος του κλωβού στη Θεσσαλονίκη για μια θερινή και μια χειμερινή ημέρα.

Η απώλεια ενέργειας συνεχίζεται καθ' όλη τη διάρκεια της νύχτας χωρίς να αναπληρώνεται από κάποια άλλη πηγή θέρμανσης, με αποτέλεσμα να καταγράφεται μια συνεχής πτώση της θερμοκρασίας του αέρα. Με την ανατολή του Ήλιου η ηλιακή ενέργεια αρχίζει να αναπληρώνει σιγά -σιγά τις νυχτερινές θερμικές απώλειες της γης. Τη στιγμή λοιπόν που θα επέλθει ισορροπία μεταξύ της εξερχόμενης γήινης και της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας, σημειώνεται και η ελάχιστη θερμοκρασία της ημέρας. Στη συνέχεια, καθώς ο ήλιος ανεβαίνει στον ορίζοντα, αυξάνεται η προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία, της οποίας το μέγιστο σημειώνεται κατά τη στιγμή της μεσουράνησης του ηλίου (γύρω στις 12:20 τοπική ώρα). Η γη βέβαια συνεχίζει να

εκπέμπει θερμότητα προς το διάστημα και να θερμαίνει τον παρακείμενο ατμοσφαιρικό αέρα, ακολουθώντας τους σχετικούς νόμους της Φυσικής που αναφέρονται στην θερμική εκπομπή των σωμάτων. Μετά τη μεσουράνηση του ήλιου έχουμε μια συνεχή μείωση της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στη γη, η οποία και μηδενίζεται κατά τη στιγμή της δύσης του Ηλίου. Τη στιγμή κατά την οποία η γήινη ακτινοβολία αρχίζει να υπερέχει της ηλιακής ακτινοβολίας, σημειώνεται η μέγιστη θερμοκρασία της ημέρας.

Η ημερήσια πορεία της θερμοκρασίας αντιπροσωπεύει κανονικές καιρικές συνθήκες. Πολλές φορές όμως, οι καιρικές συνθήκες παρουσιάζουν ξαφνικές μεταβολές κατά τη διάρκεια της ημέρας και η πορεία της θερμοκρασίας παύει να παρουσιάζει την ιδανική αυτή εικόνα της απλής κύμανσης. Έτσι στις παράκτιες περιοχές η θαλάσσια αύρα αλλοιώνει την πορεία της θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια των μεσημβρινών ωρών ελαττώνοντας σημαντικά τις τιμές αυτής. Επίσης, η άφιξη μιας διαφορετικής από θερμοκρασιακή άποψη αέριας μάζας, μεταβάλλει σημαντικά την ιδανική θερμοκρασιακή πορεία. Την ίδια συμπεριφορά προκαλεί και ο ξαφνικός σχηματισμός νεφικών συστημάτων σε μια περιοχή.

Η διαφορά μεταξύ της μέγιστης και της ελάχιστης θερμοκρασίας της ημέρας ονομάζεται **ημερήσιο θερμομετρικό εύρος (ΗΘΕ)**. Αυτό λαμβάνει τη μεγαλύτερη τιμή σε μετρήσεις που γίνονται κοντά στην επιφάνεια ενεργειακών ανταλλαγών. Γίνεται δε συνεχώς μικρότερο καθώς απομακρυνόμαστε από την επιφάνεια ανταλλαγής.

Η μείωση του ΗΘΕ μέσα στο έδαφος είναι πολύ ταχεία, εξαιτίας της αποθήκευσης της θερμότητας στα διαδοχικά επιφανειακά στρώματα του εδάφους. Έτσι σε ένα βάθος περίπου 50 εκατοστών του μέτρου το ΗΘΕ λαμβάνει πρακτικά μηδενική τιμή. Για το λόγο αυτό σε βάθη μεγαλύτερα του μισού μέτρου δεν είναι χρήσιμο να μιλάμε για ημερήσια μεταβολή της θερμοκρασίας αλλά μάλλον για εποχική.

Στον ατμοσφαιρικό αέρα που βρίσκεται σε επαφή με το έδαφος η ημερήσια κύμανση της θερμοκρασίας συναντάται αρκετά υψηλότερα αφού οι αναταρακτικές κινήσεις του αέρα επιτρέπουν τη θέρμανση και την ψύξη αυτού σε πολύ μεγαλύτερη απόσταση από την επιφάνεια της ανταλλαγής.

Σε μια καθορισμένη απόσταση από την επιφάνεια ανταλλαγής, η τιμή του ΗΘΕ εξαρτάται από τους παρακάτω παράγοντες:

(1) Το ΗΘΕ μειώνεται καθώς αυξάνει το γεωγραφικό πλάτος. Δηλαδή το ΗΘΕ είναι μεγάλο στην Ισημερινή και Τροπική ζώνη και ελαττώνεται καθώς κινούμεθα προς τους πόλους. Το αίτιο αυτής της διαφοροποίησης οφείλεται στο ότι κοντά στον ισημερινό το

μήκος της ημέρας και της νύχτας είναι σχεδόν ίδιο σε όλη τη διάρκεια του έτους, με συνέπεια τις μεγάλες αντιθέσεις στο ενεργειακό καθεστώς κατά την ημέρα και τη νύχτα. Στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη οι μικρές καλοκαιρινές νύχτες δεν επιτρέπουν σημαντική πτώση της θερμοκρασίας, ενώ οι μικρές χειμερινές ημέρες δεν επιτρέπουν μεγάλη αύξηση της θερμοκρασίας. Έτσι οι διαφορές ανάμεσα στη μέγιστη και την ελάχιστη θερμοκρασία διατηρούνται σε μικρά σχετικά επίπεδα στα πλάτη αυτά.

(2) Το ΗΘΕ είναι μεγάλο κατά τις αίθριες ημέρες και μικρό κατά τις νεφοσκεπείς. Όταν η ημέρα είναι ανέφελη, η ηλιακή ενέργεια φθάνει ανεμπόδιστα στην επιφάνεια της γης με τη μέγιστη τιμή που καθορίζουν οι αστρονομικοί παράγοντες, με αποτέλεσμα να παρατηρείται μεγάλη αύξηση της θερμοκρασίας του αέρα. Κατά τις ανέφελες νύχτες, κατά τα γνωστά, υπάρχει έντονη γήινη ακτινοβολία, η οποία ψύχει σημαντικά το κατώτερο στρώμα του ατμοσφαιρικού αέρα. Αποτέλεσμα των διαδικασιών αυτών είναι η μεγάλη διαφορά των ακρών θερμοκρασιών του 24ώρου. Αντίθετα ο νεφοσκεπής ουρανός αποκόπτει την άμεση ηλιακή ακτινοβολία και ο επιφανειακός αέρας δεν θερμαίνεται σημαντικά κατά τη διάρκεια της ημέρας. Κατά τη νύχτα η παρουσία της νέφωσης εμποδίζει τις μεγάλες απώλειες θερμότητας από το έδαφος και έτσι οι θερμοκρασιακές αντιθέσεις μεταξύ ημέρας και νύχτας αμβλύνονται σημαντικά (μικρό ΗΘΕ). Η χαρακτηριστική αυτή διαφορά στο ΗΘΕ ανάμεσα σε μια ηλιοφεγγή (μεγάλο) και μια νεφοσκεπή ημέρα (μικρό) παρουσιάζεται στο Σχήμα II.2, όπου δίνεται η 24ώρη πορεία της θερμοκρασίας για δύο σχετικές ημέρες κατά το Δεκέμβριο.

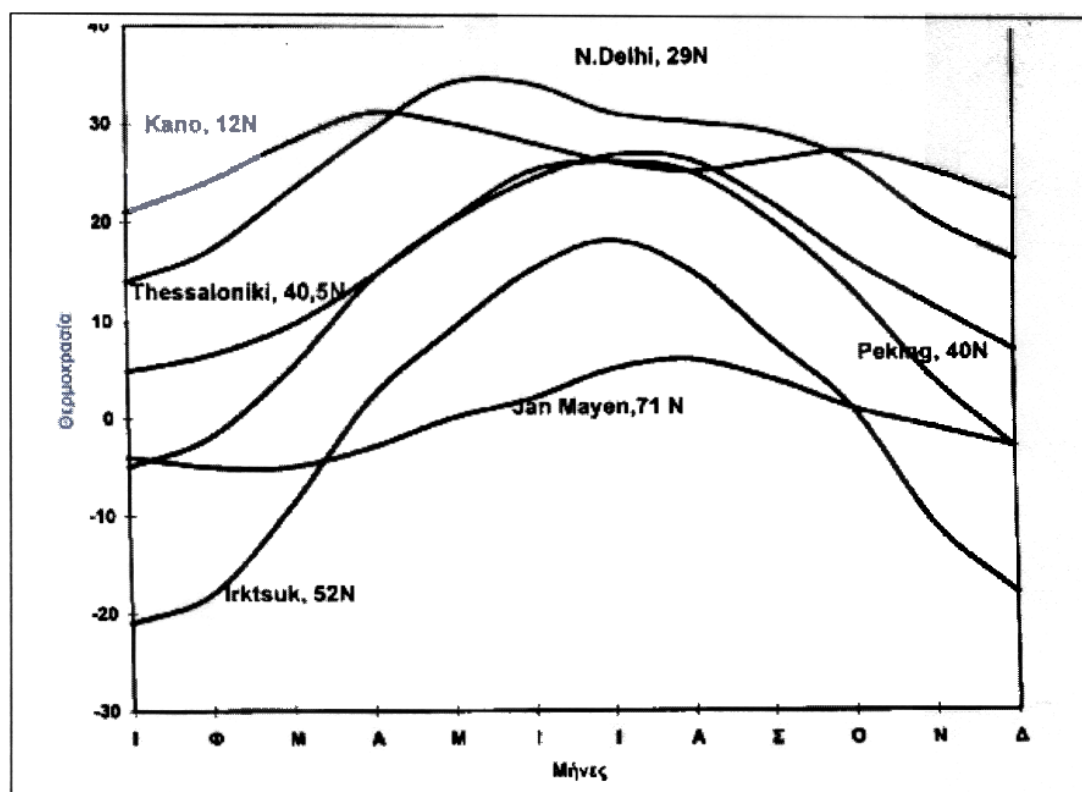
(3) Το ΗΘΕ είναι μικρότερο επάνω από τις υδάτινες μάζες των ωκεανών και των λιμνών και μεγαλύτερο επάνω από την ξηρά. Οι λόγοι είναι ευνόητοι. Η μεγάλη θερμοχωρητικότητα του ύδατος αποτρέπει αφενός τη μεγάλη αύξηση της θερμοκρασίας κατά την ημέρα και αφετέρου δεν επιτρέπει τις μεγάλες θερμικές απώλειες κατά τη νύχτα. Αποτέλεσμα της συμπεριφοράς αυτής είναι να σημειώνεται μικρό ΗΘΕ επάνω από τους ωκεανούς. Το αντίθετο συμβαίνει επάνω από την ξηρά.

(4) Το ΗΘΕ επηρεάζεται σημαντικά από τον τύπο του εδάφους και την υγραμετρική κατάσταση αυτού. Εδάφη με πολύ μικρή θερμική αγωγιμότητα (π.χ. η άμμος) συντελούν στην εμφάνιση μεγάλου ΗΘΕ. Αντίθετα υγρά εδάφη, όπου η εξάτμιση είναι παρούσα, διαμορφώνουν μικρό ΗΘΕ.

(5) Οι περιοχές με εκτεταμένη βλάστηση διαμορφώνουν μικρά ΗΘΕ, σε σύγκριση με την εκτεταμένη γυμνή χέρσο, εξαιτίας κυρίως των μηχανισμών της εξατμοδιαπνοής και της φωτοσύνθεσης, που απαιτούν σημαντική ενέργεια για να εκδηλωθούν.

### Π.3.2.Η εποχική πορεία της θερμοκρασίας

Ένας μηχανισμός ανάλογος με αυτόν της ημερήσιας κύμανσης της θερμοκρασίας διατηρείται και σε ετήσια βάση σε έναν τόπο. Η χάραξη των 12 μηνιαίων τιμών της θερμοκρασίας του αέρα, που έχουν σημειωθεί σε διάφορους παράκτιους και χερσαίους σταθμούς της ενδοχώρας του Β. Ημισφαιρίου δίδεται στο Σχήμα Π.3. Οι σταθμοί αυτοί που βρίσκονται σε πολύ διαφορετική απόσταση από τον Ισημερινό δείχνουν πολύ διαφορετική συμπεριφορά στην ετήσια μεταβολή της θερμοκρασίας τους.



*Σχήμα Π.3. Ετήσια πορεία της μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας σε σταθμούς διάφορων γεωγραφικών πλατών.*

Γενικά η θερμοκρασία του αέρα, κατά τη διάρκεια του έτους, παρουσιάζει συνήθως απλή κύμανση και ακολουθεί τον ρυθμό της ανταλλαγής των εποχών. Οι μέγιστες θερμοκρασίες παρουσιάζονται 1 - 2 μήνες μετά το θερινό ηλιοστάσιο κάθε ημισφαιρίου και οι ελάχιστες 1 -2 μήνες μετά το χειμερινό ηλιοστάσιο.

Στους χερσαίους σταθμούς του βορείου ημισφαιρίου, ο θερμότερος μήνας είναι ο Ιούλιος ( ο Ιανουάριος στο νότιο) και ψυχρότερος ο Ιανουάριος (ο Ιούλιος στο νότιο). Στους ωκεάνιους σταθμούς (π.χ. Jan Mayen,  $\phi = 71^\circ\text{N}$ ) όπου παρατηρείται μεγαλύτερη

υστέρηση στο θερμικό ισοζύγιο οι μεγαλύτερες θερμοκρασίες σημειώνονται κατά τον Αύγουστο (το Φεβρουάριο στο νότιο) και οι μικρότερες τον Φεβρουάριο ( τον Αύγουστο στο νότιο ημισφαίριο). Η διαφορά ανάμεσα στη μέση θερμοκρασία του **θερμότερου** και του **ψυχρότερου** μήνα του έτους ονομάζεται **Ετήσιο Θερμομετρικό Εύρος** (ΕΘΕ).

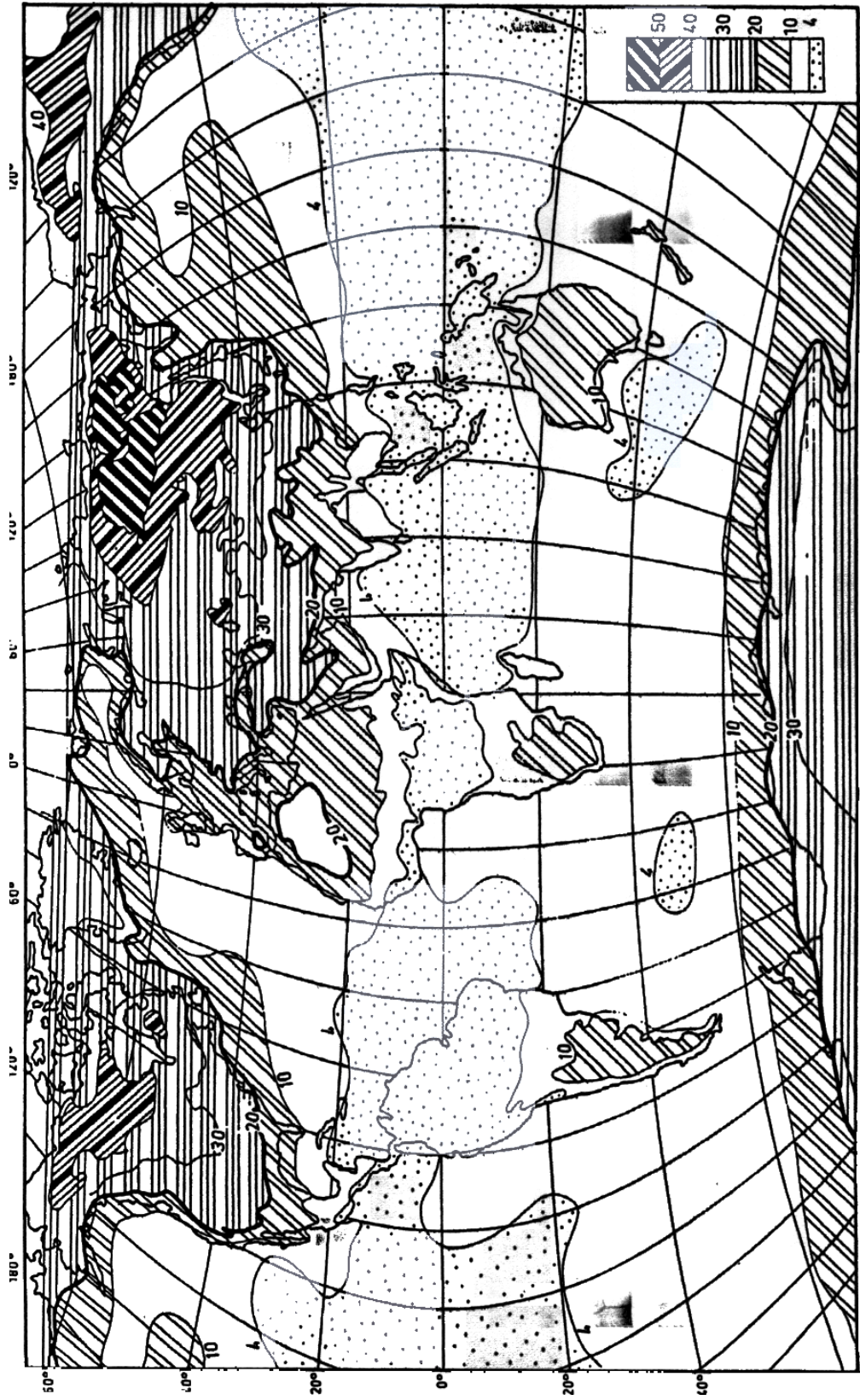
Όπως παρατηρούμε, για τους γνωστούς λόγους θερμικής συμπεριφοράς, η μεταβολή της θερμοκρασίας από μήνα σε μήνα είναι πολύ μικρότερη στους ωκεάνιους σταθμούς ( Jan Mayen) σε σχέση με τους υπόλοιπους χερσαίους σταθμούς. Από τη σύγκριση αυτή προκύπτει ότι το ΕΘΕ είναι μικρότερο επάνω από τους ωκεανούς και μεγαλύτερο επάνω από την ξηρά. Όσο μάλιστα πιο μακριά από τη θάλασσα βρίσκεται ένας τόπος, τόσο μεγαλύτερο ΕΘΕ θα παρουσιάζει , όπως παραστατικά δείχνει η σχετική καμπύλη του Σιβηρικού σταθμού του Irktsuk.

Το γεωγραφικό πλάτος δεν διαδραματίζει κανένα ουσιαστικό ρόλο στη διαμόρφωση του ΕΘΕ,, αφού ο θαλάσσιος σταθμός του Jan Mayen ενώ βρίσκεται μέσα στον πολικό κύκλο παρουσιάζει πολύ μικρότερο ΕΘΕ από το σταθμό για παράδειγμα του Νέου Δελχί, ο οποίος βρίσκεται στην τροπική ζώνη.

Η Θεσσαλονίκη και το Πεκίνο βρίσκονται στο ίδιο σχεδόν γεωγραφικό πλάτος. Το ΗΘΕ όμως στο Πεκίνο είναι μεγαλύτερο από αυτό της Θεσσαλονίκης, εξαιτίας του χερσαίου χαρακτήρα του Πεκίνου. Όμως και στη Θεσσαλονίκη, μια παράκτια πόλη, το ΗΘΕ είναι πολύ μεγαλύτερο από αυτό του ωκεάνιου σταθμού, αν και ο τελευταίος απέχει πολύ περισσότερο από τον Ισημερινό. Η διαπίστωση αυτή δείχνει ότι η Θεσσαλονίκη δέχεται σημαντική επίδραση χερσαίων χαρακτηριστικών από τα Βαλκάνια.

Η πορεία της θερμοκρασίας στις ζώνες δράσης των μουσώνων (N. Delhi), απέχει πολύ από την περιγραφείσα συνθήκη, αφού στην περιοχή αυτή η μεγαλύτερη θερμοκρασία εμφανίζεται ακριβώς πριν από την περίοδο έναρξης των βροχών. Ομοίως στην Ισημερινή ζώνη, όπου ο ήλιος διέρχεται δυο φορές το χρόνο από τον Ισημερινό, παρατηρείται διπλή κύμανση με μέγιστα κατά τις ισημερίες και ελάχιστα κατά τα ηλιοστάσια (Kano).

Η περιοχή του πλανήτη, όπου το ΕΘΕ παρουσιάζει πολύ μικρές τιμές, είναι η ζώνη γύρω από τον ισημερινό όπου ουσιαστικά δεν υπάρχει η εναλλαγή των εποχών του έτους και ως εκ τούτου δεν παρατηρείται σημαντική μεταβολή της θερμοκρασίας από μήνα σε μήνα μέσα στο έτος, όπως φαίνεται στο *Σχήμα II.3* (Kano 12N).



Σχήμα Π.4. Πλανητική κατανομή του Ετήσιου Θερμομετρικού Εύρους.

Η γεωγραφική κατανομή του ΕΘΕ σε πλανητική κλίμακα παρουσιάζεται στο Σχήμα II.4, όπου διαπιστώνεται ότι αυτό αυξάνεται σημαντικά καθώς κινούμεθα από τους ωκεανούς προς το κέντρο των μεγάλων ηπείρων. Η διαφοροποίηση αυτή επιτρέπει τη διάκριση των κλιμάτων με θαλάσσιο χαρακτήρα από εκείνα με ηπειρωτικό χαρακτήρα.

Τα ηπειρωτικά ή τα ωκεάνια χαρακτηριστικά μιας περιοχής μπορούν να υπολογισθούν από την ακόλουθη σχέση η οποία δίδει το βαθμό ηπειρωτικότητας κάθε θέσης:

$$K = \frac{1.7 (EΘΕ)}{\eta\mu (\varphi + 10)} - 14 \text{ } ^\circ\text{C}$$

Όπου: K είναι ο βαθμός ηπειρωτικότητας που κυμαίνεται από 0 (άκρα ωκεανικότητα) μέχρι 100 (άκρα ηπειρωτικότητα), και  $\varphi$  το γεωγραφικό πλάτος του τόπου.

## Π.4 Η ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΗΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ ΣΤΗΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑ ΤΟΥ ΠΛΑΝΗΤΗ

Για να μελετηθεί η κατανομή της θερμοκρασίας στην επιφάνεια του πλανήτη χρησιμοποιούνται οι καταγραφές ενός πολύ μεγάλου δικτύου κλιματικών σταθμών, οι οποίοι βρίσκονται εγκατεστημένοι σε όλα σχεδόν τα σημεία του πλανήτη, με διαφορετική όμως πυκνότητα από ήπειρο σε ήπειρο.

Η τοποθέτηση των μετρήσεων των μηνιαίων και των ετήσιων τιμών της θερμοκρασίας του αέρα σε ένα γεωγραφικό χάρτη, οδηγεί στη σύνταξη των αντίστοιχων μηνιαίων ή ετήσιων χαρτών της επιφανειακής θερμοκρασίας του πλανήτη.

Για να γίνει κατανοητή η οριζόντια κατανομή της θερμοκρασίας χαράσσονται με σταθερό βήμα, συνήθως του 1 °C, οι ισοπληθείς καμπύλες αυτής, οι οποίες είναι γνωστές σαν **ισόθερμες καμπύλες** και οι χάρτες που προκύπτουν ονομάζονται **χάρτες ισόθερμων**. Επειδή οι μετρήσεις γίνονται σε σταθμούς με διαφορετικά υψόμετρα, για να καταστούν τα θερμοκρασιακά μεγέθη ισοδύναμα ανάγονται αυτά σε τιμές που αντιστοιχούν στη μέση στάθμη της επιφάνειας της θάλασσας. Η αναγωγή γίνεται με την προσθήκη ενός συντελεστού της τάξεως του 0.60 ή 0.65 °C ανά 100 μέτρα μείωσης του υψομέτρου. Έτσι π.χ. ένας σταθμός που βρίσκεται σε υψόμετρο 1000 μέτρων και στον οποίο η μέση ετήσια θερμοκρασία είναι 15 °C, η αναχθείσα τιμή που θα αντιστοιχεί σε υψόμετρο 0 μέτρων θα είναι  $15 + 6$  (ή  $6.5$ ) = 21 (ή 21.5) °C.

Η εντονότερη μεταβολή της θερμοκρασίας, κατά την οριζόντια έννοια είναι αυτή που παρατηρείται κατά το μήκος ενός μεσημβρινού, καθώς μεταβαίνουμε από τον ισημερινό προς τους πόλους. Η διαφορά της θερμοκρασίας που σημειώνεται ανάμεσα σε δύο σημεία της επιφάνειας της γης, που απέχουν μεταξύ τους μια ορισμένη απόσταση ονομάζεται **οριζόντια θερμοβαθμίδα**.

Εάν η επιφάνεια της γης παρουσίαζε ομογενή σύσταση, τότε η θερμοκρασία κατά μήκος ενός παράλληλου κύκλου θα είχε παντού την ίδια τιμή. Στην περίπτωση αυτή οι ισόθερμες καμπύλες θα ήταν παράλληλες τόσο μεταξύ τους όσο και ως προς τον ισημερινό κύκλο.

Βέβαια, στην πράξη δεν είναι δυνατόν να συμβεί αυτό και οι ισόθερμες χονδρικά διατηρούν μια σχετική παραλληλία με τον Ισημερινό κύκλο, η οποία σε πολλά σημεία του πλανήτη διαταράσσεται σημαντικά εξαιτίας της άνισης κατανομής της ξηράς και των

θαλασσών, καθώς και της διάταξης των μεγάλων οροσειρών. Η πολύπλοκη πορεία των ισόθερμων καμπυλών παρουσιάζεται ενδεικτικά στα Σχήματα II.5 και II.6, όπου δίνεται η πλανητική κατανομή της θερμοκρασίας του αέρα για τους μήνες Ιανουάριο και Ιούλιο, αντίστοιχα, δηλαδή για τον ψυχρότερο και θερμότερο μήνα του χρόνου.

Από τη μελέτη των δύο αυτών σχημάτων προκύπτει ότι η παγκόσμια κατανομή της θερμοκρασίας είναι σημαντικά ακανόνιστη, με μεγάλη διαφορά στη διάταξη των ισόθερμων κατά το χειμώνα και κατά το θέρος κάθε ημισφαιρίου.

Κατά το χειμώνα κάθε ημισφαιρίου οι ισόθερμες έχουν μεγαλύτερη πυκνότητα, δηλαδή η θερμοβαθμίδα είναι πολύ ισχυρότερη κατά την εποχή αυτή. Η συνθήκη αυτή είναι αποτέλεσμα της μεγάλης κλίσης των ηλιακών ακτινών, που οδηγεί στις μεγάλες διαφορές ηλιακής ακτινοβολίας καθώς κινούμεθα από τον Ισημερινό προς την πολική ζώνη. Το αποτέλεσμα αυτό είναι εμφανέστερο στο βόρειο ημισφαίριο, όπου κυριαρχεί η ξηρά σε σχέση με τους ωκεανούς.

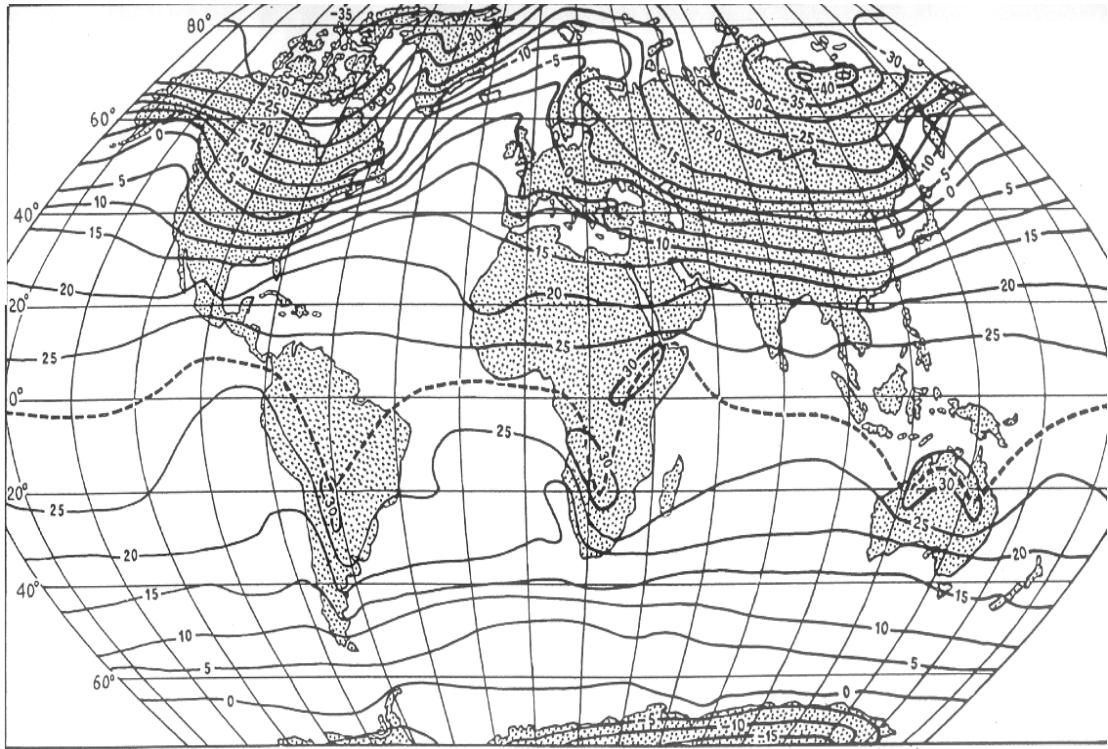
Κατά τη μετάβαση από το χειμώνα προς το καλοκαίρι παρατηρείται μια σημαντική παλινδρομική μετατόπιση των ισόθερμων η οποία και αντικατοπτρίζει την εποχική μεταβολή της ηλιακής θέρμανσης. Η μετατόπιση αυτή, όπως δείχνουν και τα Σχήματα II.5 και II.6 είναι μεγαλύτερη επάνω από τις ηπείρους και μικρότερη επάνω από τους ωκεανούς, γεγονός που βρίσκεται σε συμφωνία με τη διαφορετική συμπεριφορά της ξηράς και της θάλασσας, που έχει περιγραφεί στην παράγραφο II.1.

Κατά τη διάρκεια του χειμώνα οι ισόθερμες επάνω από την ξηρά κάμπτονται προς τους πόλους και επάνω από τους ωκεανούς κάμπτονται προς τον ισημερινό, δείχνοντας ότι στο ίδιο γεωγραφικό πλάτος η ξηρά είναι ψυχρότερη από τη θάλασσα ( $T_{\theta} > T_{\xi}$ ) κατά την περίοδο αυτή.

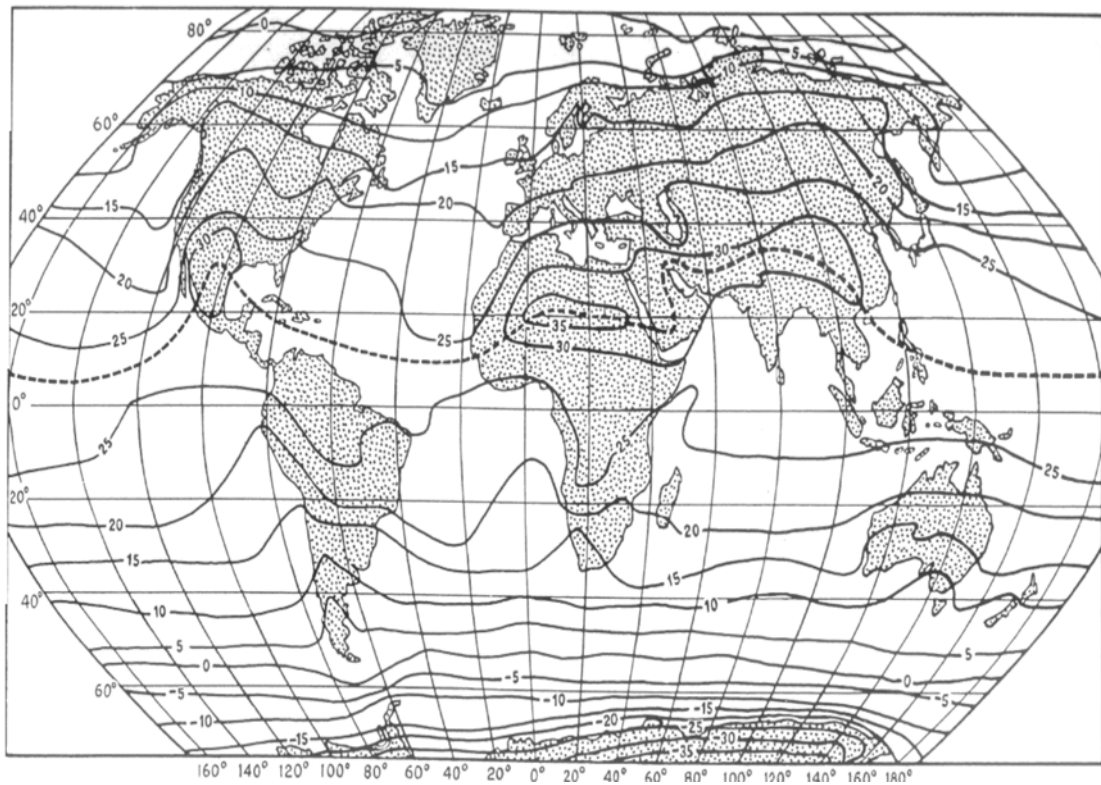
Η παραπάνω εικόνα αντιστρέφεται κατά το θέρος, όπου οι ωκεανοί είναι ψυχρότεροι από την ξηρά, στο ίδιο πλάτος, και οι ισόθερμες κάμπτονται προς τους πόλους επάνω από τους ωκεανούς και προς τον ισημερινό επάνω από την ξηρά.

Οι κάμπσεις γενικά είναι πιο χαρακτηριστικές στο Β. ημισφαίριο, όπου κυριαρχεί η ξηρά ενώ στο νότιο ημισφαίριο αυτές παρουσιάζουν μια χαρακτηριστική παραλληλία προς τον ισημερινό.

Σημαντικές είναι οι κάμπσεις των ισόθερμων -ιδίως κατά το θέρος- στις δυτικές ακτές των ηπείρων. Οι κάμπσεις αυτές βρίσκονται σε συμφωνία με την κυκλοφορία των ψυχρών ή θερμών θαλασσιών ρευμάτων, τα οποία και θα περιγραφούν διεξοδικά στο τέταρτο κεφάλαιο.



**Σχήμα II.5.** Γεωγραφική κατανομή της θερμοκρασίας του αέρα στην επιφάνεια της γης, κατά τον Ιανουάριο (σε °C)



**Σχήμα II.6.** Γεωγραφική κατανομή της θερμοκρασίας του αέρα στην επιφάνεια της γης, κατά τον Ιούλιο (σε °C)

Η δράση των ψυχρών θαλάσσιων ρευμάτων εξαναγκάζει τις ισόθερμες να κάμπτονται προς τον ισημερινό, όπως π.χ. συμβαίνει στις δυτικές ακτές της Αμερικής, ενώ η χαρακτηριστική δράση του θερμού ρεύματος του Β. Ατλαντικού κάμπτει τις ισόθερμες προς τους πόλους τόσο έντονα, που τις καθιστά σχεδόν παράλληλες προς τους μεσημβρινούς στις δυτικές ακτές της Ευρώπης,

Επίσης, κατά το χειμώνα του Β. ημισφαιρίου στις ανατολικές ακτές των μέσων πλατών των δύο μεγάλων ηπείρων Ασίας και Αμερικής παρατηρείται μια ισχυρή θερμοβαθμίδα, η οποία οφείλεται στη μεταφορά ψυχρού αέρα από τα εσωτερικά των ηπείρων προς τις ακτές αυτές εξαιτίας της δράσης των δυτικών ανέμων στα πλάτη αυτά.

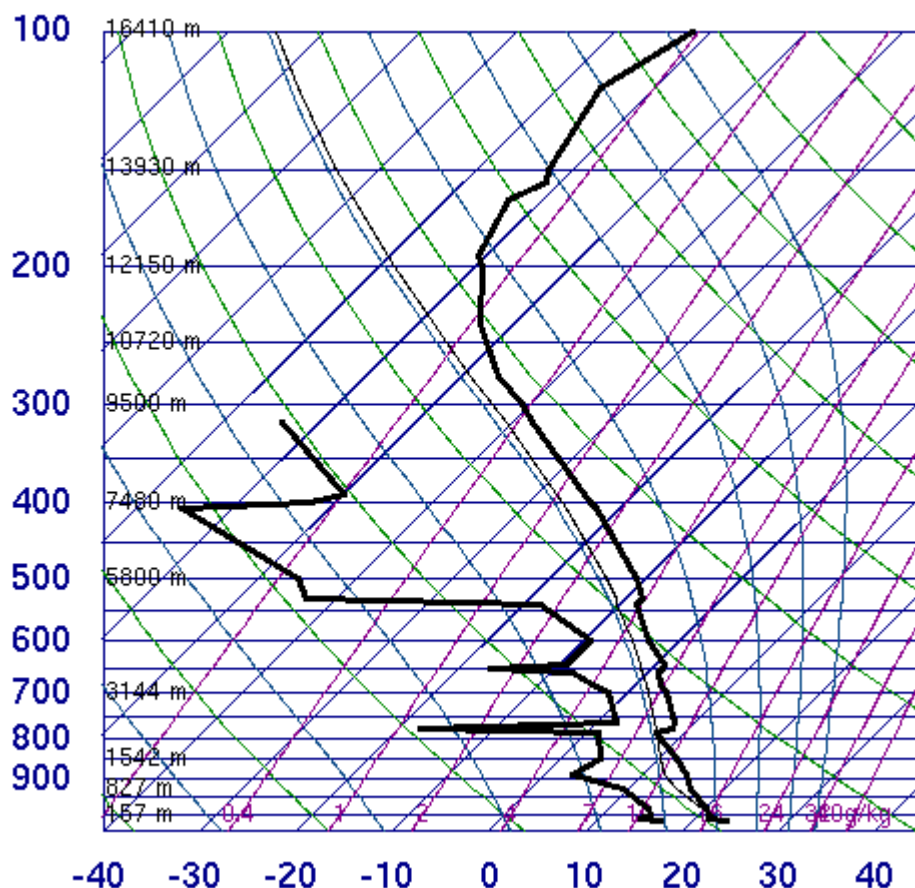
Μεταξύ των ισόθερμων καμπυλών χαράσσεται και μία ακόμη θερμοκρασιακή καμπύλη η οποία ενώνει τόπους που παρουσιάζουν τη μεγαλύτερη θερμοκρασία σε κάθε μεσημβρινό. Αυτή η καμπύλη, η οποία δεν είναι ισόθερμη καμπύλη ονομάζεται **θερμικός ισημερινός** ή **μετεωρολογικός ισημερινός**. Ο ετήσιος θερμικός ισημερινός ευρίσκεται εξολοκλήρου σχεδόν στο Β. ημισφαίριο, όπου είναι συγκεντρωμένη και η μεγαλύτερη μάζα της ξηράς.

Τέλος για να ολοκληρωθεί η περιγραφή της πλανητικής κατανομής της θερμοκρασίας αναφέρουμε ενδεικτικά ότι η μεγαλύτερη θερμοκρασία που έχει καταγραφεί στον πλανήτη ανέρχεται στους 58 °C (Λιβύη), ενώ η μικρότερη έχει καταγραφεί στην Ανταρκτική και έχει την τιμή των -94.5 °C. Βέβαια οι τιμές αυτές αντιπροσωπεύουν περιοχές όπου ε λειτουργούσαν μετεωρολογικά όργανα. Πιθανώς να έχουν σημειωθεί και υψηλότερες ή χαμηλότερες θερμοκρασίες σε κάποια σημεία του πλανήτη οι οποίες όμως δεν καταγράφηκαν.

## **II.5. Η ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗ ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΗΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ**

Εκτός από την ελάττωση που υφίσταται η θερμοκρασία του αέρα καθώς μεταβαίνουμε από τον ισημερινό προς τους πόλους, μια σημαντική επίσης ελάττωση της θερμοκρασίας παρατηρείται και μέσα στην ελεύθερη ατμόσφαιρα καθώς απομακρυνόμαστε από την επιφάνεια της γης. Το γεγονός αυτό κατά πρώτον επιβεβαιώνεται μακροσκοπικά από την παρουσία του χιονιού στα βουνά, ακόμη και σε αυτά του Ισημερινού. Οι λόγοι οι οποίοι συντελούν στην ελάττωση της θερμοκρασίας καθώς απομακρυνόμαστε από τη στάθμη της θάλασσας είναι οι ακόλουθοι:

- (1) Η θέρμανση της ατμόσφαιρας γίνεται κατά κύριο λόγο έμμεσα από την επιφάνεια της Γης και όχι άμεσα από τον ήλιο. Έτσι, η θερμοκρασία της ατμόσφαιρας μειώνεται καθώς απομακρυνόμαστε από την επιφάνεια της.
- (2) Η συγκέντρωση των υδρατμών, οι οποίοι παγιδεύουν τη θερμική ενέργεια μειώνεται με το ύψος με συνακόλουθο και την εξασθένηση της κατακράτησης της θερμικής ενέργειας.
- (3) Η αραιώση του αέρα που παρατηρείται με το ύψος μειώνει την ικανότητα αυτού να δεσμεύει θερμότητα.
- (4) Το διοξείδιο του άνθρακα, που είναι βασικό θερμοκηπικό αέριο, εξαιτίας του μεγάλου μοριακού βάρους του, βρίσκεται συγκεντρωμένο στα κατώτερα στρώματα της επιφάνειας της γης, τα οποία και θερμαίνονται περισσότερο από τα υψηλότερα στρώματα.
- (5) Τέλος, ελάττωση της θερμοκρασίας προκαλεί και η διαστολή του αέρα, όταν αυτός εξαναγκάζεται να ανυψωθεί για διάφορους λόγους.



*Σχήμα Π.7. Κατανομή της θερμοκρασίας στην ελεύθερη ατμόσφαιρα στη Θεσσαλονίκη στις 2-10-2003 (δεξιά καμπύλη, η αριστερή καμπύλη δηλώνει τη θερμοκρασία του σημείου δρόσου)*

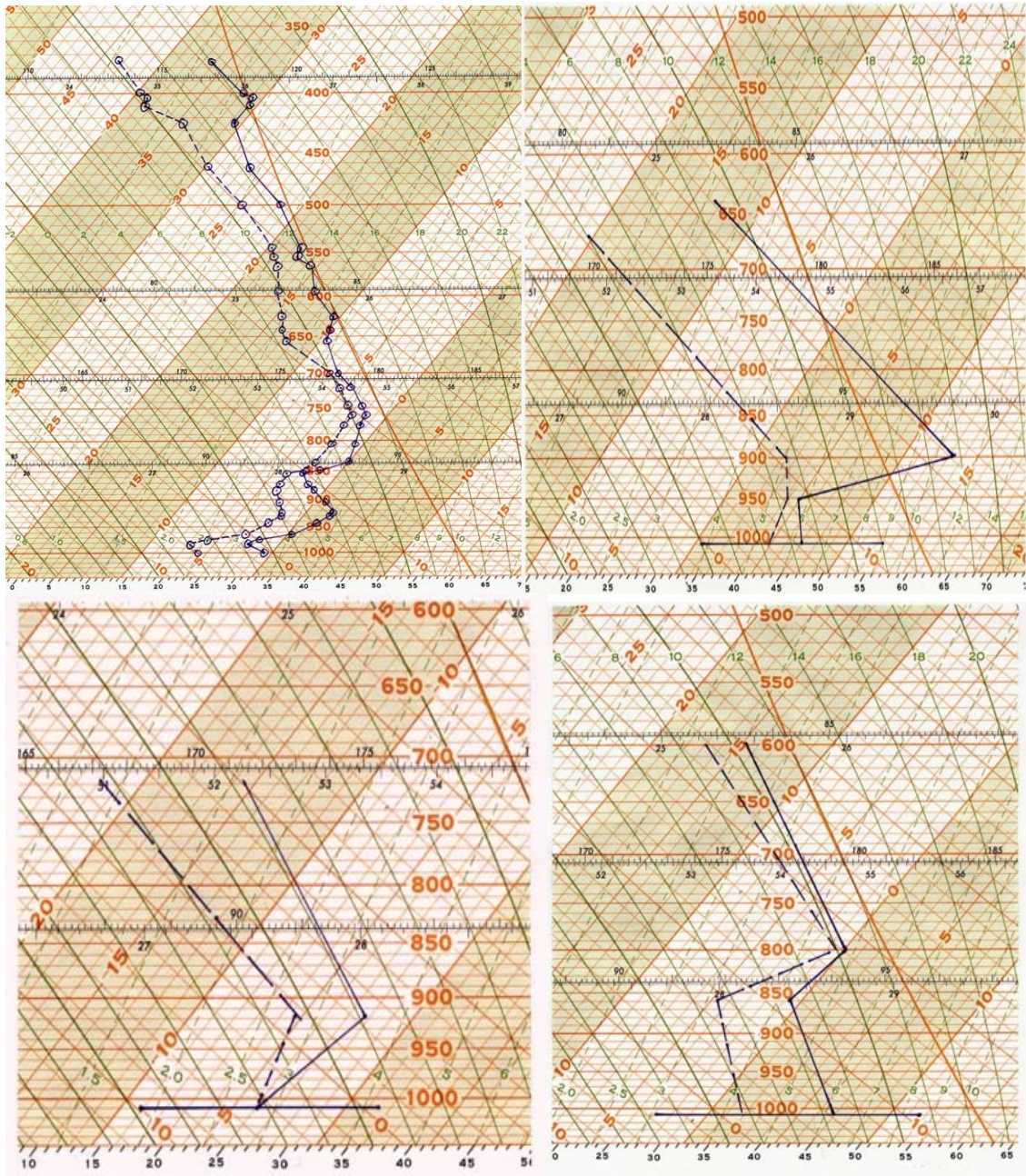
Η μέτρηση της μεταβολής της θερμοκρασίας κατά την κατακόρυφη έννοια μέσα στην ατμόσφαιρα επιτυγχάνεται με τη χρήση μιας σειράς μέσων και οργάνων (μετεωρολογικά μπαλόνια, αεροπλάνα και άλλα μέσα). Η μέτρηση σε μια συγκεκριμένη ώρα σε ένα τόπο δίνει την κατακόρυφη θερμοκρασιακή εικόνα καθ' ύψος. Η μείωση της τιμής της θερμοκρασίας κατά την κατακόρυφη έννοια, στην περίπτωση αυτή, εκφράζει την **πραγματική κατακόρυφη θερμοβαθμίδα** ή τη **θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος**, η οποία δείχνει ότι η θερμοκρασία δεν παρουσιάζει σταθερή μεταβολή με το ύψος, όπως χαρακτηριστικά δείχνουν οι καμπύλες του *Σχήματος II.7*. Αν γίνουν πάρα πολλές μετρήσεις του είδους αυτού στην ίδια θέση, τότε θα προκύψει ένας μέσος όρος τιμών οι οποίες δείχνουν ότι η θερμοκρασία ελαττώνεται με το ύψος με ένα σταθερό ρυθμό της τάξεως των **6.5 °C / 1000** μέτρα. Αυτή η σταθερή κατακόρυφη μεταβολή της θερμοκρασίας του αέρα ονομάζεται **κανονική κατακόρυφη θερμοβαθμίδα** και αποτελεί το ένα από τα τρία βασικά μετεωρολογικά στοιχεία της **τυπικής ατμόσφαιρας** (*Πίνακας II.1*) Τα άλλα δύο στοιχεία είναι η *ατμοσφαιρική πίεση* και η *πυκνότητα* του αέρα σε διάφορα ύψη της ατμόσφαιρας. Η τυπική ατμόσφαιρα είναι χρήσιμη για διάφορους κλιματικούς υπολογισμούς καθώς και για την αεροπορία. Αυτή δείχνει γενικά τις θερμοκρασίες αλλά και τις πιέσεις που πρέπει να αναμένονται σε διάφορα ύψη.

Όταν η ατμόσφαιρα παρουσιάζει κανονική θερμοκρασιακή στρωμάτωση, τότε η θερμοκρασία μειώνεται συνεχώς, καθώς απομακρυνόμαστε από την επιφάνεια της γης. Μια τέτοια χαρακτηριστική συνθήκη συνεχούς μείωσης της θερμοκρασίας, σε σχέση με το ύψος, παρουσιάζουν τα δεδομένα του άνω αριστερού διαγράμματος του *Σχήματος II.8*.

Μερικές φορές, όταν επικρατούν ειδικές ατμοσφαιρικές συνθήκες, η θερμοκρασία πάνω από ένα ορισμένο ύψος αρχίζει να αυξάνεται αντί να συνεχίζει τον ρυθμό της ελάττωσης της. Αυτό το φαινόμενο της αντιστροφής της θερμοβαθμίδας είναι γνωστό σαν **αναστροφή της θερμοκρασίας**, το δε στρώμα του αέρα μέσα στο οποίο εκδηλώνεται αυτή ονομάζεται στρώμα αναστροφής.

*Πίνακας II.1. Η τοπική ατμόσφαιρα*

Ύψος	Θερμοκρασία	Πίεση	Πυκνότητα
(m)	(C)	(hPa)	(kg/m <sup>3</sup> )
0000	15.0	1013	1.2
1000	8.5	900	1.1
2000	2.0	800	1.0
3000	-4.5	700	0.91
4000	-11.0	620	0.82
5000	-17.5	540	0.74
6000	-24.0	470	0.66
7000	-30.5	410	0.59
8000	-37.0	360	0.53
9000	-43.5	310	0.47
10000	-50.0	260	0.41
11000	-56.5	230	0.36
12000	-56.5	190	0.31
13000	-56.5	170	0.27
14000	-56.5	140	0.23
15000	-56.5	120	0.19
16000	-56.5	100	0.17
17000	-56.5	90	0.14
18000	-56.5	75	0.12
19000	-56.5	65	0.10
20000	-56.5	55	0.088
21000	-55.5	47	0.075
22000	-54.5	40	0.064
23000	-53.5	34	0.054
24000	-52.5	29	0.046
25000	-51.5	25	0.039
26000	-50.5	22	0.034
27000	-49.5	18	0.029
28000	-48.5	16	0.025
29000	-47.5	14	0.021
30000	-46.5	12	0.018
31000	-45.5	10	0.015
32000	-44.5	8.7	0.013
33000	-41.7	7.5	0.011
34000	-38.9	6.5	0.0096
35000	-36.1	5.6	0.0082



**Σχήμα II.8.** Τύποι κατακόρυφης θερμοβαθμίδας: Πραγματική (άνω αριστερά), Καθίζησης (άνω δεξιά), Μετωπική (κάτω δεξιά), Ακτινοβολίας ή Μεταφοράς (κάτω αριστερά)

Οι αναστροφές της θερμοκρασίας δημιουργούνται με έναν από τους ακόλουθους τρόπους:

- (1) Ο αέρας ο οποίος βρίσκεται σε επαφή με το έδαφος ψύχεται πολύ γρηγορότερα από τον αέρα που βρίσκεται ψηλότερα, όταν η Γη χάνει θερμότητα εξαιτίας έντονης νυχτερινής ακτινοβολίας. Η ψύξη αυτή είναι εντονότερη όσο ξηρότερος είναι ο αέρας, όσο πιο ήρεμος είναι αυτός και όσο περισσότερο διαρκεί η νύχτα. Η αναστροφή αυτού

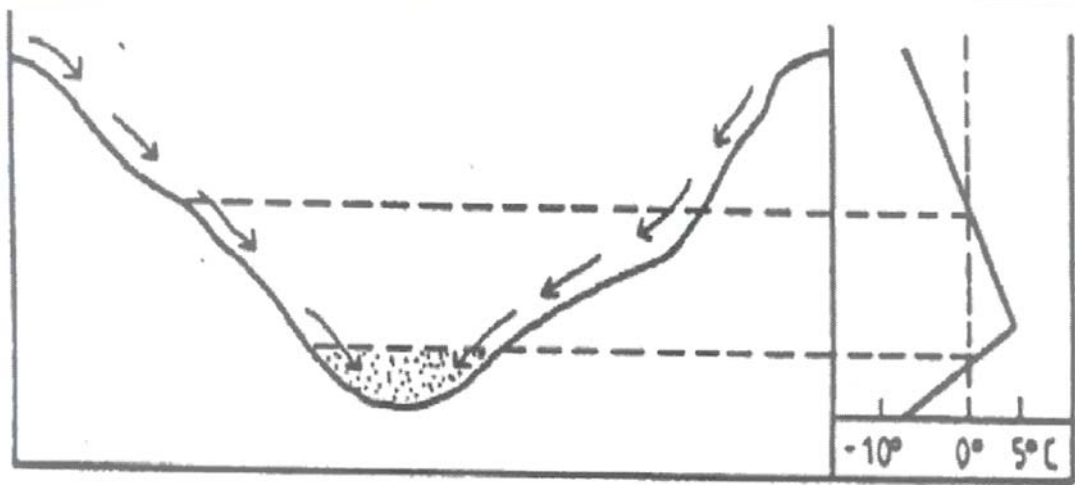
του είδους ονομάζεται **αναστροφή ακτινοβολίας** εμφανίζεται τόσο κατά τις ανέφελες χειμερινές ή εαρινές νύχτες των μέσων γεωγραφικών πλατών , όσο και κατά το συνεχές χειμώνα των μεγάλων γεωγραφικών πλατών. Είναι επίσης συχνή επάνω από τα χιονοσκεπή εδάφη και σπάνια σχηματίζεται επάνω από υδάτινες επιφάνειες. Οι αναστροφές αυτές συνήθως αρχίζουν από την επιφάνεια του εδάφους και για το λόγο αυτό ονομάζονται και **αναστροφές επιφανείας** (Σχήμα II.8, κάτω αριστερά) Οι αναστροφές αυτές δεν έχουν μεγάλη διάρκεια και διαλύονται μόλις αρχίσει η θέρμανση του εδάφους από τον ήλιο.

(2) Ο σχηματισμός αναστροφών ευνοείται ιδιαίτερα στις κλειστές πεδιάδες ή κοιλάδες, όπου ψυχρός και πυκνός αέρας, ο οποίος κατολισθαίνει από τις κορυφές και τις πλαγιές των παρακείμενων βουνών, συγκεντρώνεται στη βάση της κοιλάδας ή της πεδιάδας (Σχήμα II.9). Αποτέλεσμα της διαδικασίας αυτής είναι η παρουσία πολύ χαμηλών θερμοκρασιών στον πυθμένα της περιοχής παρά στις πλαγιές των βουνών. Οι περιοχές αυτές που δημιουργούνται από την κατολίσθηση του ψυχρού αέρα είναι γνωστές σαν **θύλακες παγετού**. Αυτοί είναι συχνοί κατά την άνοιξη στα μέσα γεωγραφικά πλάτη και προκαλούν σημαντικές ζημιές στις καλλιέργειες λόγω παγετού. Βέβαια ο σχηματισμός τους συνδέεται άμεσα με τις αναστροφές ακτινοβολίας με τις οποίες έχουν τα ίδια γενεσιουργά αίτια, αλλά η τοπογραφία επιτείνει την ένταση τους και τους καθιστά πολύ επικίνδυνους.

(3) Μια άλλη κατηγορία επιφανειακών αναστροφών είναι οι λεγόμενες **αναστροφές οριζόντιας μεταφοράς**, κατά τις οποίες ο θερμός αέρας που κινείται επάνω από ψυχρές επιφάνειες ψύχεται στη ζώνη επαφής με το έδαφος, ενώ ψηλότερα παραμένει θερμότερος. Αυτή η εικόνα μοιάζει με την εικόνα της επιφανειακής αναστροφής, που περιγράφηκε αμέσως πριν (Σχήμα II.8, κάτω αριστερά), με τη διαφορά ότι μπορεί να διαρκέσει πολύ μεγαλύτερο χρόνο. Αναστροφές αυτού του είδους παρατηρούνται όταν θερμοί άνεμοι που κινούνται επάνω από τη θάλασσα συναντήσουν ψυχρά εδάφη, όπως συμβαίνει π.χ. με την κίνηση νοτίων θερμών ανέμων που κινούνται από το Αιγαίο προς τη χέρσο της Β. Ελλάδος, ή γενικότερα από την Αφρική προς τα Βαλκάνια.

(4) Στα μεγάλα αντικυκλωνικά συστήματα παρατηρείται μια καθίζηση του αέρα η οποία εξαναγκάζει τον υπερκείμενο αέρα να θερμαίνεται αδιαβατικά και να απλώνεται επάνω από το κατώτερο στρώμα του αέρα. Έτσι σε σημαντική απόσταση από την επιφάνεια του εδάφους εμφανίζεται μια αναστροφή της θερμοκρασίας (Σχήμα II.8, άνω δεξιά). Επειδή αυτή αναπτύσσεται αρκετά υψηλότερα από την επιφάνεια της γης είναι

ανεξάρτητη από τον ημερήσιο κύκλο θέρμανσης και μπορεί να διατηρείται για σημαντική περίοδο. Η αναστροφή αυτή είναι γνωστή σαν **αναστροφή καθίζησης** και η εμφάνισή της συνδέεται με τον πωματισμό της ατμόσφαιρας και την επικράτηση ασθενών ανέμων ή απνοιών, όπως π.χ. συμβαίνει με τον αντικυκλώνα του Β. Ειρηνικού, ο οποίος και διαμορφώνει το ρυθμό της ατμοσφαιρικής ρύπανσης του Λος Άντζελες. Οι μηχανισμοί της καθίζησης συντελούν στη μείωση της ατμοσφαιρικής υγρασίας και η παρουσία τους συνοδεύεται από ξηρό ατμοσφαιρικό αέρα στο στρώμα της αναστροφής.



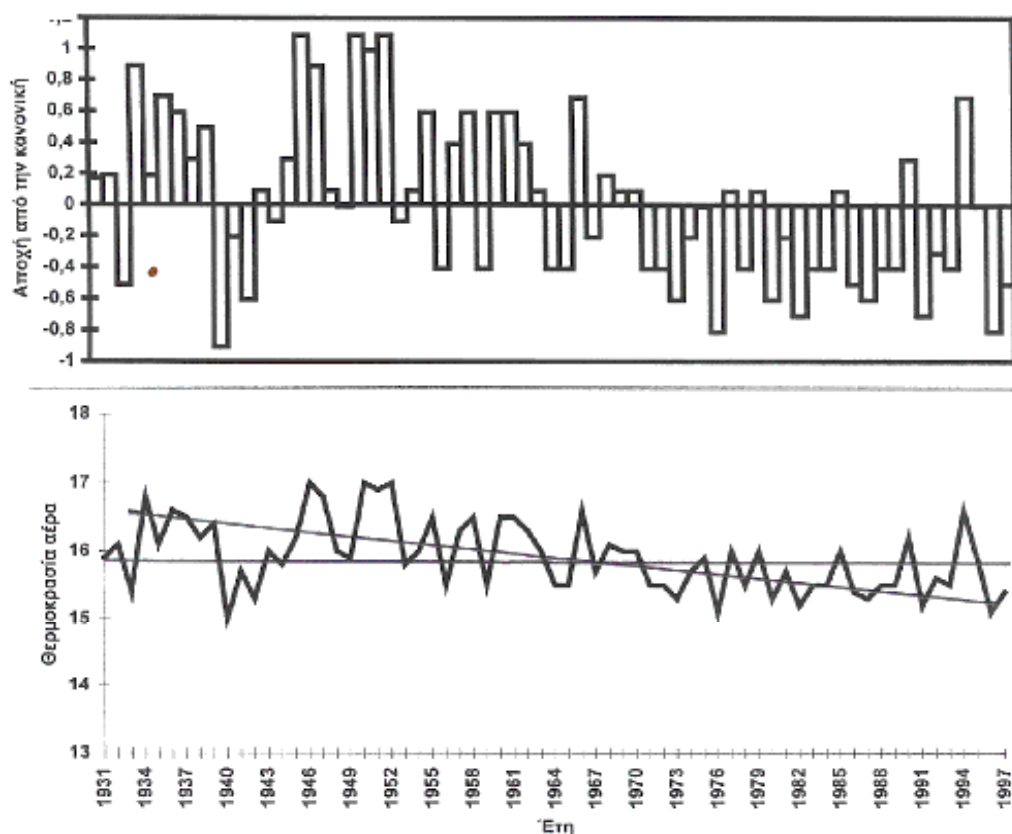
**Σχήμα II.9.** Κατολίσθηση αέρα σε κοιλάδα και σχηματισμός θύλακα παγετού

(1) Τέλος μια ακόμη κατηγορία αναστροφών είναι οι καλούμενες **μετωπικές αναστροφές**, οι οποίες δημιουργούνται όταν συναντηθούν δύο αέριες μάζες με διαφορετικά θερμοκρασιακά χαρακτηριστικά (Σχήμα II.8, κάτω δεξιά). Τότε ο ψυχρότερος αέρας σφηνώνεται κάτω από το θερμότερο αέρα και δημιουργείται η αναστροφή αυτή, η οποία και χαρακτηρίζεται για τη μεγάλη ατμοσφαιρική υγρασία στα υψηλότερα θερμά στρώματα. Η διαφορετική κατανομή της υγρασίας διακρίνει μεταξύ τους τις δύο τελευταίες αναστροφές.

Ο ρόλος των αναστροφών της θερμοκρασίας και ιδιαίτερα αυτών της καθίζησης και της οριζόντιας μεταφοράς είναι πολύ σημαντικός στην δημιουργία και την διατήρηση της ατμοσφαιρικής ρύπανσης σε πολλά σημεία του πλανήτη. Επίσης είναι υπεύθυνες για τη δημιουργία ανέφελων ουρανόων και την εκδήλωση παγετών κατά τις ψυχρότερες περιόδους του έτους, ιδιαίτερα στα μέσα γεωγραφικά πλάτη.

## Π.6. Η διαχρονική μεταβολή της θερμοκρασίας

Η ετήσια τιμή της θερμοκρασίας του αέρα σε έναν τόπο, δεν διατηρείται σταθερή αλλά παρουσιάζει μικρές διακυμάνσεις από τον ένα χρόνο στον άλλο. Υπάρχουν έτη διαδοχικά ή μη, όπου η ετήσια θερμοκρασία εμφανίζεται σχετικά υψηλή (θερμά έτη), όπως και έτη όπου η ετήσια θερμοκρασία είναι αρκετά χαμηλή (ψυχρά έτη). Η διαμόρφωση των υψηλών ή χαμηλών θερμοκρασιών οφείλεται κατά κύριο λόγο στην επικρατούσα ατμοσφαιρική κυκλοφορία κατά το συγκεκριμένο έτος, η οποία μπορεί να προκαλέσει π.χ. ήπιους χειμώνες και θερμά καλοκαίρια ή πολύ ψυχρούς χειμώνες και δροσερά καλοκαίρια. Οι εποχικές αυτές θερμοκρασίες θα διαμορφώσουν τελικά την ετήσια τιμή της θερμοκρασίας του τόπου αυτού. Πέρα όμως από τα ατμοσφαιρικά αίτια, ανθρωπογενείς παράγοντες (αύξηση του CO<sub>2</sub>, μείωση του O<sub>3</sub> και άλλοι) αποτελούν σήμερα σημαντικές αιτίες για την διαμόρφωση της τιμής της ετήσιας θερμοκρασίας .



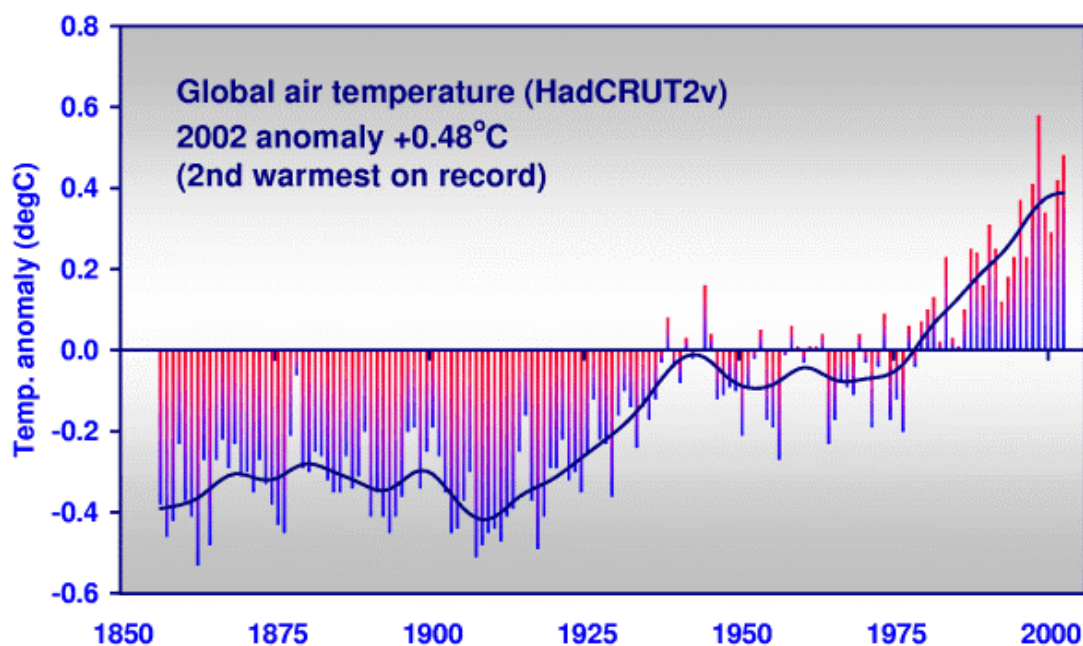
*Σχήμα Π.10. Η διαχρονική πορεία της ετήσιας θερμοκρασίας στη Θεσσαλονίκη (κάτω) και οι αποχές αυτής από την κανονική τιμή (άνω).*

Μια χαρακτηριστική περίπτωση της από έτος σε έτος διακύμανσης της θερμοκρασίας παρουσιάζεται στο Σχήμα II.10, όπου καταγράφεται η διαχρονική πορεία της ετήσιας θερμοκρασίας του αέρα στη Θεσσαλονίκη για την περίοδο 1931 -1997. Η μελέτη του σχήματος αυτού μας οδηγεί σε αξιόλογα συμπεράσματα, τα οποία μπορούν να συνοψιστούν στα παρακάτω:

1. Η διαχρονική πορεία που παριστάνεται από την τεθλασμένη γραμμή του Σχήματος II.10 (κάτω) δείχνει μια χαρακτηριστική πτωτική πορεία της θερμοκρασίας από τα πρώτα προς τα τελευταία έτη.
2. Αν συγκριθεί η διαχρονική αυτή πορεία με τη μέση τιμή όλης της περιόδου η οποία δίνεται από την ευθεία γραμμή του ίδιου σχήματος μπορεί κανείς να παρατηρήσει ότι υπάρχουν ομάδες θερμών ετών ( 1933-1938, 1944-1952, 1959-1963 κ.λ.π) καθώς και ομάδες ψυχρών σχετικά ετών (1939-1943 ) με πολύ χαρακτηριστική την ακολουθία 1970-1997, όπου τα περισσότερα έτη παρουσιάζουν τιμές κάτω από το μέσο όρο, με κάποιες παρεμβολές θερμότερων ετών.
3. Αν αντί της μέσης τιμής όλης της περιόδου, χρησιμοποιηθεί η κανονική τιμή της περιόδου 1961-1990, που ισούται με 15,73 °C, και αφαιρεθεί αυτή από κάθε ετήσια τιμή, τότε θα προκύψει μία σειρά αποχών από την κανονική τιμή οι οποίες ονομάζονται *ανωμαλίες της ετήσιας θερμοκρασίας* ( Σχήμα II.10 (άνω)). Η διάταξη των ανωμαλιών της ετήσιας θερμοκρασίας στην περίπτωση αυτή δείχνει με σαφήνεια πλέον ότι από το 1969 και μετά οι ετήσιες θερμοκρασίες είναι μικρότερες από τις κανονικές με αποτέλεσμα να παρατηρείται μια ψύξη στη Θεσσαλονίκη σε ετήσια βάση. Κατά τα προηγούμενα έτη οι αποχές είναι θετικές, δηλαδή τα έτη ήταν θερμότερα. Επίσης είναι σαφής η ψύξη κατά την περίοδο 1939-1943, καθώς και τα μεμονωμένα θερμά ή ψυχρά έτη της περιόδου. Η διαπίστωση αυτή είναι πάρα πολύ σημαντική αν συγκριθεί με τις γενικές τάσεις της θερμοκρασίας που παρατηρούνται στον πλανήτη, όπως θα δούμε παρακάτω.

Η μελέτη των διακυμάνσεων της θερμοκρασίας, καθώς και των άλλων κλιματικών παραμέτρων, που αντιπροσωπεύουν δεδομένα μεγάλης χρονικής διάρκειας, γίνεται με τη βοήθεια και τη χρήση στατιστικών τεχνικών, όπως η ανάλυση των χρονοσειρών (time series analysis), η πολυδιάστατη ανάλυση, οι φασματικές αναλύσεις και άλλες τεχνικές.

Για κλιματικούς σκοπούς, και ιδιαίτερα όταν πρόκειται να μελετηθούν πιθανές κλιματικές μεταβολές σε μια περιοχή, δεν χρησιμοποιούνται τα δεδομένα ενός μόνο σταθμού, αλλά ο μέσος όρος των θερμοκρασιών που καταγράφονται σε ένα πλήθος σταθμών της περιοχής. Η περιοχή αυτή μπορεί να είναι μικρή ή να καλύπτει μια ολόκληρη ήπειρο, ολόκληρο το Β. Ημισφαίριο, ή ολόκληρο τον πλανήτη.



**Σχήμα II.11. Πορεία της πλανητικής μέσης ετήσιας θερμοκρασιακής ανωμαλίας.**

Στις περιπτώσεις αυτές δεν χρησιμοποιούνται οι πραγματικές τιμές, αλλά οι αποχές αυτών είτε από το μέσο όρο της περιόδου που αντιπροσωπεύουν τα δεδομένα, είτε από την κανονική τιμή της περιόδου 1961-1990. Στο Σχήμα II.11, δίνεται η πορεία των αποχών της της πλανητικής ετήσιας μέσης θερμοκρασίας (θερμοκρασιακής ανωμαλίας), στην επιφάνεια του πλανήτη, για την περίοδο 1858-2002, από τον κανονικό μέσο όρο.

Όπως πολύ καθαρά δείχνει το σχήμα αυτό η πλανητική θερμοκρασία παρουσιάζει μια συνεχή αύξηση κατά τα τελευταία χρόνια. Οι πλανητικές θερμοκρασίες κατά το 1998 ήταν οι υψηλότερες κατά τα τελευταία 145 χρόνια, δηλαδή από τότε που άρχισαν να υπάρχουν αξιόπιστες παρατηρήσεις. Η δεύτερη υψηλότερη καταγραφή ήταν κατά το 2002. Η πλανητική μέση θερμοκρασία το 1998 υπερτερεί κατά 0.66 °C το μέσο όρο. Η διαμόρφωση της τιμής του 1998 μπορεί να αποδοθεί στο έντονο φαινόμενο του El Niño που επικράτησε το έτος αυτό και στην άνευ προηγουμένου θέρμανση το Ινδικού ωκεανού. Οι θερμοκρασίες ήταν επάνω από το μέσο όρο τόσο στην ξηρά όσο και τη θάλασσα. Η

θερμοκρασία στην επιφάνεια της θάλασσας υπερέβαινε το μέσο όρο κατά 0.51 °C, ενώ της ξηράς ήταν +1.02 °C.

Επανερχόμενοι στο Σχήμα Π.11, παρατηρούμε ότι τουλάχιστον στο επιφανειακό ατμοσφαιρικό περιβάλλον η περίοδος από το 1858 έως το 1940 περίπου ήταν αρκετά ψυχρή αφού οι αποχές της θερμοκρασίας από τον μέσο όρο ήταν αρνητικές. Μετά το 1940 αρχίζει η θέρμανση του πλανήτη με κάποιες μικροδιακυμάνσεις μέχρι το 1977, από όπου και μετά υπάρχει η συνεχής θέρμανση.

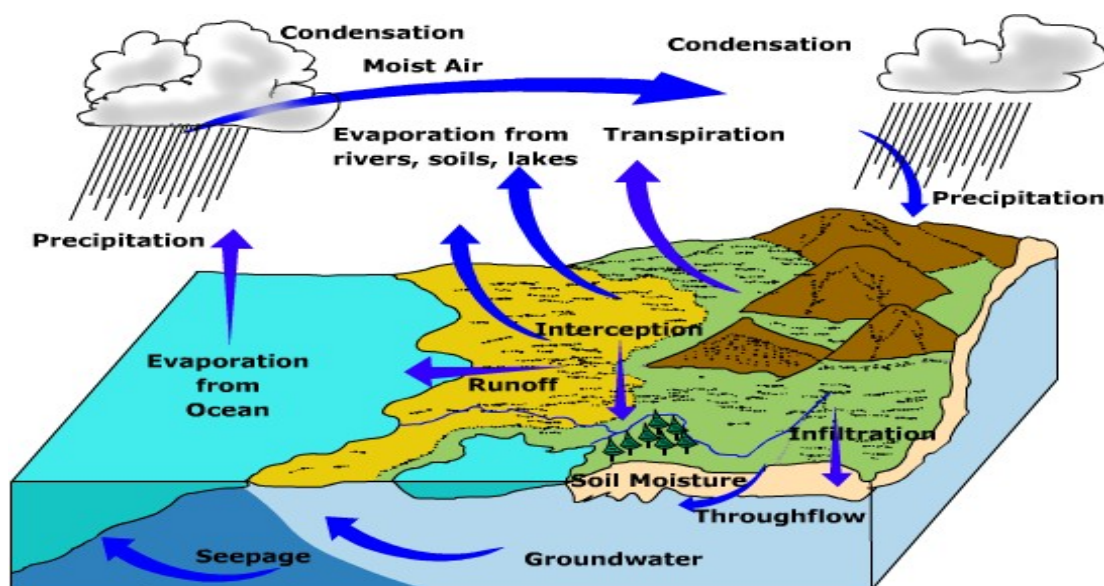
Από κλιματική άποψη οι μεταβολές αυτές είναι πάρα πολύ ουσιαστικές γιατί προειδοποιούν για πιθανά σημαντικά δυσμενή κλιματικά - περιβαλλοντικά προβλήματα στο εγγύς μέλλον. Αφού, αν συνεχιστεί αυτή η αύξηση, θα υπάρξουν σημαντικές μεταβολές στη μάζα των πολικών πάγων (μείωση), με συνέπεια την αύξηση της στάθμης της θάλασσας. Πέραν αυτού, οι συνέπειες μπορεί να είναι πολύ πιο δραματικές, αν οι θερμοκρασιακές μεταβολές οδηγήσουν στην πιθανή μεταβολή της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας και της ανακατανομής της ζώνης των βροχοπτώσεων.

Επειδή με τα μέχρι σήμερα γνωστά, φαίνεται ότι το βασικό αίτιο της αύξησης της θερμοκρασίας, είναι η αύξηση των θερμοκηπικών αερίων, γι' αυτό και οι στόχοι οι οποίοι τίθενται από τις κυβερνήσεις των βιομηχανικών κυρίως χωρών, είναι, κατά κύριο λόγο, η μείωση των εκπομπών των αερίων αυτών, μέσα από την τήρηση διάφορων συμφωνιών και πρωτοκόλλων, που έχουν υπογραφεί κατά καιρούς ( Ρίο, Μόντρεαλ, Τόκιο).

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΤΡΙΤΟ

### Η ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗ ΥΓΡΑΣΙΑ

Το νερό αποτελεί ένα ουσιαστικό συστατικό για την ύπαρξη της ζωής στη γη. Η συγκέντρωση των υδατμών στην ατμόσφαιρα δεν είναι σταθερή, αλλά παρουσιάζει μεγάλες διακυμάνσεις, μεταβαλλόμενη από 0.2% στα ψυχρά ξηρά κλίματα, μέχρι και 5% στους υγρούς τροπικούς. Τα μεγέθη αυτά, από πρώτη άποψη φαίνονται πολύ μικρά, αλλά για κάθε πρώτο λεπτό της ημέρας σχεδόν  $10^9$  τόνοι νερού διοχετεύονται μέσα στην ατμόσφαιρα. Βέβαια το μεγαλύτερο ποσοστό αυτού προέρχεται από την εξάτμιση που συμβαίνει στους ωκεανούς. Η γεωγραφία του νερού διαδραματίζει ουσιαστικό ρόλο στη διαμόρφωση της μορφολογίας της επιφάνειας της γης, στην κατανομή των εδαφών, της βλάστησης και των ζώων. Στο κεφάλαιο αυτό θα γίνει μια ανάλυση των μεταβολών του νερού στις διάφορες φάσεις (υγρή στερεή αέρια), στους μηχανισμούς που προκαλούν τις φάσεις αυτές (εξάτμιση, συμπύκνωση), στα προϊόντα της συμπύκνωσης και στους κύριους νεφικούς σχηματισμούς.



Σχήμα III.1. Ο Υδρολογικός Κύκλος

Ένα μόριο νερού, που βρίσκεται στην επιφάνεια ενός ωκεανού ή στο ριζικό σύστημα ενός φυτού, ακολουθεί έναν κύκλο, ο οποίος είναι γνωστός σαν **υδρολογικός κύκλος** (Σχήμα III.1), και ο οποίος συνοψίζει τις διεργασίες της **εξάτμισης** (ωκεανοί, λίμνες, ποταμοί) ή της **διαπνοής** (φυτά), που εφοδιάζει την ατμόσφαιρα με υδατμούς, της **συμπύκνωσης**, που οδηγεί στο σχηματισμό νεφών, της **βροχόπτωσης**, που επαναφέρει τα

μόρια του νερού στην επιφάνεια της γης, της απορροής και της κατείδυσης, που τελικά οδηγούν το νερό στις υδροσυλλογές και το υπέδαφος για να κλείσει έτσι ο υδρολογικός κύκλος.

### **III.1. Οι Φάσεις του ύδατος στην ατμόσφαιρα**

Μολονότι το νερό αντιπροσωπεύει ένα πολύ μικρό ποσοστό του συνόλου της ατμόσφαιρας, αποτελεί ένα από τα πλέον σημαντικά συστατικά της ατμόσφαιρας. Η κύρια αιτία αυτού του γεγονότος είναι ότι το νερό μπορεί να υπάρχει και στις τρεις του φάσεις στις συνήθεις θερμοκρασιακές συνθήκες της ατμόσφαιρας. Ειδικά το νερό, είναι η μόνη γνωστή ουσία η οποία εκδηλώνεται και στις τρεις φάσεις την ίδια στιγμή. Η ταχύτητα με την οποία μπορούν να κινηθούν τα μόρια του ύδατος καθορίζει και τη φάση στην οποία βρίσκεται το κάθε μόριο. Η στερεή φάση, δηλαδή ο πάγος, χαρακτηρίζεται από χαμηλού επιπέδου κινητική ενέργεια, τα μόρια είναι διατεταγμένα σε προκαθορισμένη σειρά και δεν μπορούν να κινούνται ελεύθερα. Η υγρή φάση του νερού διακρίνεται για την ελεύθερη κυκλοφορία των μορίων. Τέλος, η αέρια φάση, δηλαδή οι υδρατμοί, διακρίνεται για το υψηλό επίπεδο κινητικής ενέργειας, την ελεύθερη κυκλοφορία των μορίων και τη δυνατότητα να καταλαμβάνουν όλο το χώρο που τους προσφέρεται.

Για να μετατραπεί το νερό από τη μια φάση στην άλλη απαιτούνται κάποιες διεργασίες και κάποιες ενεργειακές ανταλλαγές, οι οποίες και περιγράφονται αμέσως παρακάτω.

### **III.2 Οι μηχανισμοί της εξάτμισης**

Τη βάση όλου του μηχανισμού του υδρολογικού κύκλου του ύδατος αποτελεί η διαδικασία της εξάτμισης. Σαν εξάτμιση ορίζεται η φυσική εκείνη διεργασία κατά την οποία το νερό μετατρέπεται σε υδρατμούς. Η εξάτμιση του νερού και η είσοδος του στην ατμόσφαιρα, που παρουσιάζει πολύ μεγάλο κλιματολογικό ενδιαφέρον, γίνεται από τις υδάτινες επιφάνειες, δηλαδή τους ωκεανούς, τις λίμνες, τα ποτάμια και τις διάφορες υδροσυλλογές, καθώς και από το υγρό έδαφος ή τη βλάστηση.

Για να λάβει χώρα εξάτμιση απαιτείται:

α) *Να υπάρχει διαθέσιμο νερό.* Το 88% του εξατμιζόμενου νερού προέρχεται από τους ωκεανούς και μάλιστα από τη ζώνη 60°B έως 60°N γεωγραφικού πλάτους.

β) *Να υπάρχει διαθέσιμη ενέργεια.* Οι μεγαλύτεροι ρυθμοί εξάτμισης εμφανίζονται εκεί που υπάρχει άφθονη ενέργεια (τροπικοί ωκεανοί), δηλαδή τελικά, εκεί όπου η θερμοκρασία της εξατμιζουσας επιφάνειας είναι υψηλή.

γ) *Ο ατμοσφαιρικός αέρας να είναι ακόρεστος.* Δηλαδή να υφίσταται κατακόρυφη υγροβαθμίδα.

δ) *Ο άνεμος.* Η παρουσία του ανέμου δεν είναι τόσο απαραίτητη, αυτός άμεσα δεν αποτελεί παράγοντα εξάτμισης, αλλά με την πνοή του απομακρύνει τους υδρατμούς που σχηματίζονται επάνω από την υδάτινη επιφάνεια, και με τον τρόπο αυτό, επιτρέπει να διατηρούνται μεγάλοι ρυθμοί εξάτμισης.

ε) *Από τη θερμοκρασία του ατμοσφαιρικού αέρα.* Όσο ψηλότερη είναι αυτή όσο μεγαλύτερη ικανότητα κατακράτησης των υδρατμών παρουσιάζει.

Η εξάτμιση από μια επιφάνεια είναι τόσο μεγαλύτερη όσο μεγαλύτερη είναι η διαφορά του παράγοντα εξάτμισης ( $e_s - e_a$ ) ανάμεσα στην μέγιστη τάση των ατμών της εξατμιζουσας επιφάνειας ( $e_s$ ) και στη μερική τάση των ατμών του αέρα ( $e_a$ ). Επομένως η αύξηση της θερμοκρασίας του νερού δικαιολογεί την αύξηση του ρυθμού της εξάτμισης. Ομοίως όταν η θερμοκρασία του νερού είναι μεγαλύτερη από εκείνη του ατμοσφαιρικού αέρα τότε ευνοείται σημαντικά η εξάτμιση.

Πέρα από τις υδάτινες επιφάνειες, μεγάλες ποσότητες νερού εξατμιζονται από το έδαφος, όταν αυτό είναι υγρό, καθώς και από τα φυτά, μέσα από τους μηχανισμούς της **διαπνοής** αυτών που γίνεται από τους πόρους (στόματα) των φύλλων. Ο ρυθμός της διαπνοής εξαρτάται από τη διαθέσιμη ενέργεια και από το διαθέσιμο νερό. Η διαπνοή αυτή καθαυτή αποτελεί τη διαδικασία ψύξης των φυτών. Τα δε ποσά που διαπνέονται από τα φυτά είναι πολύ σημαντικά. Για παράδειγμα ένα στρέμμα φυτείας καλαμποκιού διαπνέει 4.500 λίτρα νερού ημερησίως.

Η ταυτόχρονη μεταφορά υδρατμών στην ατμόσφαιρα με τις διαδικασίες της εξάτμισης του νερού και της διαπνοής των φυτών ονομάζεται **εξατμοδιαπνοή** και αποτελεί πολύ σημαντικό στοιχείο για την εφαρμοσμένη κλιματολογία, καθώς και για την ταξινόμηση των κλιμάτων.

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, η γη είναι ο μόνος πλανήτης του ηλιακού συστήματος, όπου το νερό παρουσιάζεται και με τις τρεις φάσεις του, με κυρίαρχη φυσικά την υγρή φάση.

Η αέρια κατάσταση είναι αόρατη, όπως και ο αέρας, και συνήθως αναμειγνύεται πολύ καλά με αυτόν. Η υγρή φάση του νερού εμφανίζεται στην ατμόσφαιρα με τη μορφή της βροχής και της ομίχλης, ενώ τέλος η στερεή χαρακτηρίζεται από το χιόνι, το χαλάζι και πάγο. Και οι τρεις αυτές φάσεις συναντώνται σε όλα τα σημεία της ατμόσφαιρας της γης, με εξαίρεση την περιοχή της Ανταρκτικής όπου απουσιάζει η υγρή φάση και τα χαμηλά υψόμετρα των τροπικών, όπου απουσιάζει η στερεή.

Κατά τη μετάβαση από τη μία φάση στην άλλη, το νερό είτε προσλαμβάνει είτε αποδεδεμεύει ενέργεια στην ατμόσφαιρα. Αυτού του είδους η ενέργεια ονομάζεται **λανθάνουσα θερμότητα** και εμφανίζεται στις παρακάτω τυπικές βασικές μορφές:

- 1). **Λανθάνουσα θερμότητα συμπύκνωσης.** Αφορά στη θερμότητα που προστίθεται στον αέρα όταν οι υδρατμοί μετατρέπονται σε υγρό. Αυτά ανέρχεται στις 600 cal/gr ή στα 2500 Joules/gr ύδατος στην ίδια θερμοκρασία.
- 2). **Λανθάνουσα θερμότητα εξαέρωσης.** Αναφέρεται στη θερμότητα που χάνει ο αέρας όταν νερό μετατρέπεται σε υδρατμούς. Αυτή είναι γνωστή και σαν λανθάνουσα θερμότητα ατμοποίησης και ισούται με -600 cal/gr ή -2500 Joules/gr ύδατος.
- 3). **Λανθάνουσα θερμότητα εξάχνωσης.** Είναι η θερμότητα που κερδίζεται ή χάνεται από έναν όγκο αέρα όταν ο πάγος μετατρέπεται σε υδρατμούς ή το αντίστροφο. Αυτή ισούται με  $\pm 680$  cal/gr ή  $\pm 2833$  Joules/gr ύδατος.
- 4) **Λανθάνουσα θερμότητα τήξης ή πήξης.** Αναφέρεται στην απώλεια θερμότητας από τον αέρα όταν ο πάγος μετατρέπεται σε νερό της ίδιας θερμοκρασίας ή αντίθετα. Αυτή ισούται με  $\pm 80$  cal/gr ή  $\pm 333$  Joules/gr ύδατος

Στο *Σχήμα III.2* απεικονίζονται σχηματικά οι μεταβολές του νερού στις τρεις φάσεις του, μέσα στην ατμόσφαιρα, και τα αντίστοιχα ενεργειακά ποσά που δεσμεύονται ή απελευθερώνονται σε κάθε αλλαγή φάσης, που αντιστοιχούν σε ένα γραμμάριο νερού και για κάθε βαθμό Κελσίου

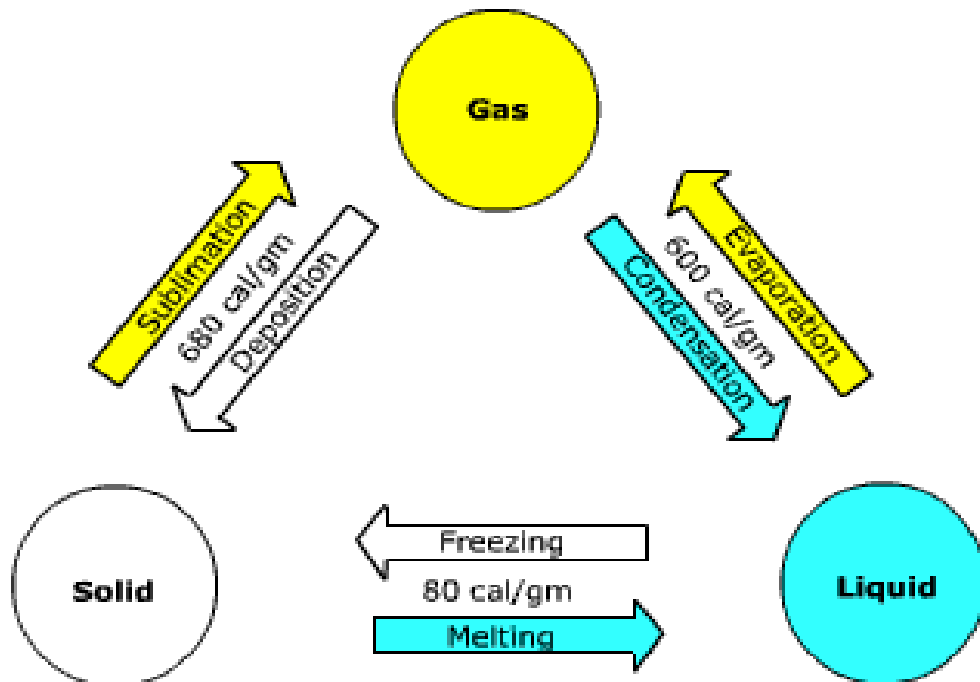
Η παρουσία των υδρατμών μέσα στην ατμόσφαιρα συντελεί καθοριστικά στη διαμόρφωση του καιρού και του κλίματος ενός τόπου, μέσα από τις παρακάτω διεργασίες:

- (1) Με τις διαδικασίες της εξάτμισης που λαμβάνει χώρα στις υδάτινες επιφάνειες και της διαπνοής των φυτών, τεράστια ποσά υδρατμών αλλά και ενέργειας με τις μορφές της λανθάνουσας θερμότητας μεταφέρονται μέσα στην ατμόσφαιρα, με αποτέλεσμα να δημιουργείται ένας τεράστιος μηχανισμός ανταλλαγών ενέργειας και μάζας μεταξύ γης - ατμόσφαιρας, ο οποίος τελικά οδηγεί στην ανακατανομή της υγρασίας και θερμότητας από μια περιοχή σε άλλη. Αυτό επιτυγχάνεται μέσα από τους μηχανισμούς της ψύξης

και της συμπύκνωσης, που τελικά οδηγούν στη δημιουργία των βροχοπτώσεων και στην απελευθέρωση της θερμότητας των υδρατμών.

(2) Οι υδρατμοί και τα νέφη που δημιουργούνται ελέγχουν άμεσα ή έμμεσα το ενεργειακό ισοζύγιο της γης μέσα από τους μηχανισμούς της ανάκλασης, της απορρόφησης και της επανεκπομπής της ηλιακής και της γήινης ακτινοβολίας.

Από τα παραπάνω φαίνεται ότι οι υδρατμοί αποτελούν σπουδαίο δυναμικό χαρακτηριστικό της ατμόσφαιρας γιατί μέσα στα θερμοκρασιακό καθεστώς που παρουσιάζεται στη γη, αυτοί μπορούν πολύ εύκολα να μεταπηδούν από τη μια φάση στην άλλη με ταυτόχρονη δέσμευση ή αποδέσμευση τεράστιων ποσοτήτων θερμότητας.



**Σχήμα III.1. Οι μεταβολές των φάσεων του νερού και οι ενεργειακές ανταλλαγές.**

Επειδή δε οι ποσότητες του ύδατος που εξατμίζονται από την επιφάνεια της γης ανέρχονται ετήσια σε δισεκατομμύρια τόνους τα ποσά της λανθάνουσας θερμότητας που δεσμεύονται στη διαδικασία αυτή είναι τεράστια. Μια εικόνα αυτής της ενεργειακής δύναμης μπορεί να πάρει κανείς, αν παρακολουθήσει τη γένεση και τη δράση των θερμών καταιγίδων, π.χ. στο βορειοελλαδικό χώρο ή ενός τροπικού κυκλώνα. Στην τελευταία περίπτωση τεράστιες ποσότητες υδρατμών αντλούνται από τη θερμή θάλασσα, που στη συνέχεια μεταφέρονται ψηλότερα, ψύχονται, συμπυκνώνονται και αποδεσμεύουν την λανθάνουσα θερμότητα συμπύκνωσης, η οποία και καθοδηγεί τελικά τον κυκλώνα με τρομακτική καταστρεπτική δύναμη επάνω από τις περιοχές δράσης.

### III.3. Οι υγρομετρικές παράμετροι

Η υγρασία (ποσότητα των υδρατμών) η οποία περιέχεται στην ατμόσφαιρα πρέπει οπωσδήποτε να εκφραστεί ποσοτικά. Αυτό το πράγμα φυσικά είναι αρκετά δύσκολο, αφού επιχειρείται να γίνει χειροπιαστό ένα μέγεθος το οποίο στην πράξη είναι αόρατο. Υπάρχουν δύο ομάδες υγρομετρικών παραμέτρων, η πρώτη από αυτές καθορίζεται μόνο από την ποσότητα των υδρατμών στην ατμόσφαιρα και χαρακτηρίζει τα απόλυτα υγρομετρικά μεγέθη αυτής, ενώ η δεύτερη, σχετίζει τους υδρατμούς με τη θερμοκρασία του ατμοσφαιρικού αέρα και χαρακτηρίζει τα σχετικά μεγέθη της ατμοσφαιρικής υγρασίας.

Στο χώρο των ατμοσφαιρικών επιστημών η εκτίμηση της ατμοσφαιρικής υγρασίας γίνεται υπολογιστικά με διάφορες τεχνικές, με σχέσεις και με ειδικούς πίνακες που έχουν συνταχθεί για τους σκοπούς αυτούς, αφού βέβαια έχουν μετρηθεί τα βασικά μεγέθη της θερμοκρασίας του αέρα και της αντίστοιχης παραμέτρου που είναι γνωστή ως **θερμοκρασία του υγρού θερμομέτρου**. Το μέγεθος αυτό προσδιορίζεται με τη βοήθεια του υγρού θερμομέτρου, το οποίο είναι τοποθετημένο στον μετεωρολογικό κλωβό και δείχνει τη χαμηλότερη θερμοκρασία στην οποία μπορεί να ψυχθεί ένα δείγμα ατμοσφαιρικού αέρα με τη διεργασία της εξάτμισης, που λαμβάνει χώρα μέσα σε αυτόν, σε συνθήκες σταθερής πίεσης και με δαπάνη ενέργειας από το ίδιο το δείγμα. Η θερμοκρασία του υγρού θερμομέτρου είναι μικρότερη από τη θερμοκρασία του αέρα και σε συνδυασμό με αυτήν χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό των διαφόρων υγρομετρικών παραμέτρων.

Μερικά από τα μεγέθη των σχετικών και απόλυτων υγρομετρικών κατηγοριών περιγράφονται παρακάτω:

#### III.3.1. Η πραγματική τάση των ατμών

Τα αέρια της ατμόσφαιρας συμμετέχουν στη διαμόρφωση της ατμοσφαιρικής επιφανειακής πίεσης και το καθένα από αυτά ασκεί κάποια επιμέρους πίεση, η οποία είναι γνωστή σαν **μερική πίεση των αερίων**. Έτσι το πλέον άφθονο Άζωτο ασκεί στη στάθμη

της θάλασσας μερική πίεση η οποία φθάνει τα 750 hPa, το Οξυγόνο 230 hPa και οι υδρατμοί οι οποίοι παρουσιάζουν μεταβλητές συγκεντρώσεις δίνουν μερικές πιέσεις από 4 μέχρι και 32 hPa. Η μερική αυτή πίεση των υδρατμών ονομάζεται **πραγματική τάση των ατμών**, συμβολίζεται διεθνώς με το **e** και μετρείται σε **hPa** ή σε **mmHg**.

Το μέγεθος αυτό μεταβάλλεται μόνο όταν μεταβληθεί η συγκέντρωση των υδρατμών στην ατμόσφαιρα, γι' αυτό και αποτελεί απόλυτο μέγεθος εκτίμησης των υδρατμών.

Αν υπάρχει αφθονία υδρατμών που να τροφοδοτούν την ατμόσφαιρα, τότε σε κάθε τιμή της θερμοκρασίας του αέρα αντιστοιχεί και μια μέγιστη ποσότητα υδρατμών, που μπορεί να συγκρατηθεί στην αέρια φάση. Η ποσότητα αυτή ονομάζεται **μέγιστη τάση** ή **τάση των κορεσμένων ατμών (es)** και καθορίζει τη μέγιστη πίεση που μπορούν να ασκήσουν οι υδρατμοί στη συγκεκριμένη θερμοκρασία. Η παράμετρος αυτή αποτελεί σχετικό μέγεθος, αφού καθορίζεται και από τη θερμοκρασία του αέρα.

### **III.3.2. Η απόλυτη υγρασία του αέρα ( $\rho$ )**

Η απόλυτη υγρασία εκφράζει την ποσότητα των υδρατμών που περιέχονται σε ορισμένο όγκο αέρα, συνήθως αυτή δίδεται σε γραμμάρια υδρατμών σε ένα κυβικό μέτρο αέρα (**gr/m<sup>3</sup>**).

Η απόλυτη εργασία εκφράζεται πρακτικά σχεδόν με τον ίδιο αριθμό με την τάση των ατμών, όταν η τελευταία δίνεται σε μονάδες mmHg. Η ακριβής εκτίμηση γίνεται με την παρακάτω σχέση η οποία και συνδέει τα δύο αυτά μεγέθη:

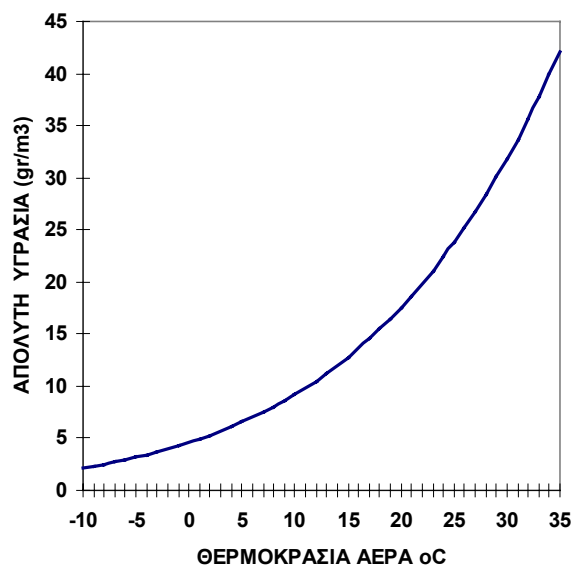
$$\rho = (1.06 e) / (1 + 0.0037 t),$$

όπου  $t$  = η θερμοκρασία του αέρα και το  $e$  σε mmHg.

Σε κάθε τιμή της θερμοκρασίας του αέρα αντιστοιχεί και μια μέγιστη ποσότητα υδρατμών που μπορούν να συγκρατηθούν από αυτόν, η συνθήκη αυτή εκφράζεται με τη **μέγιστη απόλυτη υγρασία ( $\rho_s$ )**.

Στο *Σχήμα III.3* δίδεται ακριβώς η πορεία της μέγιστης απόλυτης υγρασίας σε σχέση με τη θερμοκρασία του αέρα, αφού πρόκειται για σχετικό μέγεθος.

Το σχήμα αυτό δείχνει χαρακτηριστικά το ρόλο της θερμοκρασίας στη συγκράτηση των υδρατμών από έναν όγκο αέρα. Όσο υψηλότερη η θερμοκρασία τόσο μεγαλύτερες και οι ποσότητες των υδρατμών που μπορούν να δεσμευθούν.



*Σχήμα III.3. Σχέσεις θερμοκρασίας και μέγιστης απόλυτης υγρασίας του αέρα.*

### III.3.3. Η ειδική υγρασία (q)

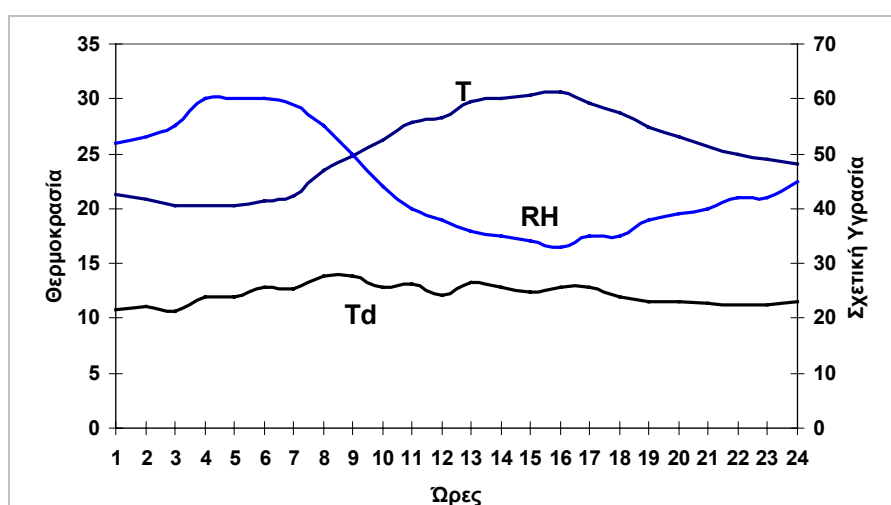
Αυτό το μέγεθος εκφράζει το λόγο της μάζας των υδρατμών που περιέχεται σε ένα δείγμα υγρού αέρα προς την ολική μάζα του δείγματος. Η ειδική υγρασία συνδέεται με την τάση των υδρατμών με τη σχέση:  $q = 0.622 e / (p - 0.378e)$ , όπου  $p$  = η ατμοσφαιρική πίεση και  $e$  η τάση των ατμών σε mmHg.

### III.3.4. Η θερμοκρασία του σημείου δρόσου

Το μέγεθος αυτό είναι μια παράμετρος με την ευρύτερη χρήση στη Μετεωρολογία, και δίδει την καλύτερη εκτίμηση του ποσού των υδρατμών που πράγματι περιέχει ο ατμοσφαιρικός αέρας. Η θερμοκρασία του σημείου δρόσου εκφράζει την τιμή εκείνη της θερμοκρασίας στην οποία θα παρουσιαστεί συμπύκνωση των υδρατμών όταν η ατμόσφαιρα θα αρχίσει να ψύχεται κάτω από σταθερή πίεση. Το σημείο δρόσου εξαρτάται κατά κύριο λόγο από την περιεκτικότητα της ατμόσφαιρας σε υδρατμούς. Μια ξηρή ατμόσφαιρα σε μια δοσμένη θερμοκρασία θα έχει πολύ μικρότερη τιμή της θερμοκρασίας του σημείου δρόσου σε σχέση με μια υγρή ατμόσφαιρα. Το σημείο δρόσου μπορεί να λάβει μεγαλύτερες τιμές σε θερμές εποχές ή θερμές περιοχές παρά σε ψυχρές, γιατί η

θερμότερη αέρια μάζα επιτρέπει την συγκράτηση περισσότερων υδρατμών στη μονάδα του όγκου του αέρα.

Αυτό ακόμη αποτελεί το μέτρο της απόλυτης περιεκτικότητας των υδρατμών στον αέρα, αφού όσο υψηλότερη είναι η θερμοκρασία του σημείου δρόσου, τόσο περισσότεροι υδρατμοί υπάρχουν στην ατμόσφαιρα, και χρησιμοποιείται για να εκφράσει τη φύση της αέριας μάζας η οποία κυριαρχεί σε μια περιοχή. Στην πρόγνωση του καιρού αποτελεί ουσιαστικό στοιχείο για την προσδιορισμό του ποσού της βροχόπτωσης, ή του αισθήματος δυσφορίας. Η σταθερότητα των τιμών της θερμοκρασίας του σημείου δρόσου (μικρή ημερήσια κύμανση), σε σχέση με τη θερμοκρασία του αέρα και με τη σχετική υγρασία φαίνεται πάρα πολύ καλά στο *Σχήμα III.4*, που παρατίθεται.



*Σχήμα III.4. Ημερήσια πορεία της Σχετικής Υγρασίας (RH), της Θερμοκρασίας (T) και της Θερμοκρασίας του Σημείου Δρόσου (Td) στη Θεσσαλονίκη (1-9-97).*

### III.3.5. Η σχετική υγρασία του αέρα (RH)

Αυτή αποτελεί την κοινότερη έκφραση της ατμοσφαιρικής υγρασίας και εκφράζεται με το μέγεθος που προκύπτει αν διαιρεθεί η ποσότητα των υδρατμών που πράγματι υπάρχουν στον αέρα, σε μια δεδομένη τιμή πίεσης και θερμοκρασίας, ως προς τη μέγιστη ποσότητα αυτών που θα μπορούσε να συγκρατήσει η ίδια αέρια μάζα κάτω από τις ίδιες συνθήκες. Η σχετική υγρασία εκφράζεται σε εκατοστιαία αναλογία και υπολογίζεται με διάφορους τρόπους. Ένας τρόπος είναι να διαιρέσει κανείς τις σχετικές τιμές με τις απόλυτες τιμές της ίδιας παραμέτρου, φυσικά στην ίδια θερμοκρασία,, πολλαπλασιάζοντας με την τιμή 100 ( $RH = 100 e/es$ ).

Η σχετική υγρασία κατά τη διάρκεια ενός 24ώρου παρουσιάζεται στο *Σχήμα III.4*, όπου φαίνεται χαρακτηριστικά ότι αυτή ακολουθεί μια πορεία **αντίθετη** με την πορεία της θερμοκρασίας του αέρα. Έτσι το μέγιστο της σχετικής υγρασίας σημειώνεται κατά τις πρωινές ώρες και το ελάχιστο κατά τις μεταμεσημβρινές. Η ερμηνεία αυτής της πορείας είναι απλή και μπορεί να δοθεί μέσα από τη σχέση που συνδέει τη μέγιστη απόλυτη τιμή της υγρασίας με την κάθε τιμή της θερμοκρασίας του αέρα (*Σχήμα III.3*).

Σε ετήσια βάση η σχετική υγρασία ακολουθεί απλή κύμανση η οποία είναι διαφορετική στην ξηρά και διαφορετική στη θάλασσα. Έτσι επάνω από τη χέρσο οι μέγιστες τιμές της σχετικής υγρασίας σημειώνονται το χειμώνα και οι ελάχιστες το θέρος. Στη θάλασσα συμβαίνει ακριβώς το αντίθετο, αλλά με μικρότερες διαφορές μεταξύ χειμώνα και θέρους.

### **III.4 Συμπυκνώσεις των υδρατμών**

Από τη συνολική ποσότητα του πλανητικού ύδατος μόνο ένα πολύ μικρό ποσοστό που φθάνει μόλις το 0.5% είναι διαθέσιμο για τη διατήρηση της ζωής στον πλανήτη. Η πολύ μικρή αυτή σχετικά ποσότητα του νερού ανακυκλώνεται συνέχεια μεταξύ των ωκεανών, της χέρσου και της ατμόσφαιρας, όπως ακριβώς δείχνει το *Σχήμα III.1*.

Όπως φαίνεται από το σχήμα αυτό, μετά την εξάτμιση, που περιγράφηκε παραπάνω, ο επόμενος βασικός μηχανισμός του υδρολογικού κύκλου είναι η **συμπύκνωση** των υδρατμών, δηλαδή η μετατροπή της αέριας φάσης σε υγρή, με ταυτόχρονη αποδέσμευση θερμότητας (600 cal/gr). Για να εμφανιστεί συμπύκνωση θα πρέπει ο ατμοσφαιρικός αέρας να αρχίσει να ψύχεται, να υπάρχουν στην ατμόσφαιρα πυρήνες συμπύκνωσης, δηλαδή υγροσκοπικά σωματίδια επάνω στα οποία θα συμπυκνωθούν οι υδρατμοί, και ο αέρας να βρίσκεται πολύ κοντά στο σημείο κορεσμού, δηλαδή να αποκτήσει σχετική υγρασία σχεδόν ίση με το 100%. Στο σημείο αυτό θα εκδηλωθεί συμπύκνωση η οποία θα συνοδεύεται από την εμφάνιση νεφών, όπου το νερό δεν είναι πλέον στην αέρια, αλλά στην υγρή φάση με τη μορφή μικρών σταγόνων ή την στερεή, με τη μορφή παγοκρυσταλλίων που αιωρούνται μέσα στην ατμόσφαιρα.

Οι μηχανισμοί που θα προκαλέσουν την ψύξη του ατμοσφαιρικού αέρα είναι οι ακόλουθοι:

1). *Η ψύξη επαφής*. Δηλαδή όταν ο θερμός αέρας έρχεται σε επαφή με ψυχρή επιφάνεια.

2). *Ψύξη εξαιτίας της διαστολής του αέρα.* Αυτή προκαλείται με την ανύψωση του αέρα και είναι γνωστή σαν αδιαβατική ψύξη.

Οι μηχανισμοί οι οποίοι προκαλούν την αδιαβατική ψύξη μπορούν να συνοψιστούν στους εξής:

α) *Ορεογραφική ανύψωση.* Στην περίπτωση αυτή ο αέρας εξαναγκάζεται να υπερπηδήσει τις οροσειρές που παρεμβάλλονται στη διαδρομή του. Η διαδικασία αυτή οδηγεί στη διαστολή και στην ψύξη του αέρα καθώς αυτός ανυψώνεται.

β) *Θερμική ανύψωση.* Η θέρμανση του αέρα που βρίσκεται σε επαφή με μια θερμή εδαφική επιφάνεια οδηγεί στη μεταβολή της πυκνότητας αυτού και στη θερμική του ανύψωση. Καθώς ο αέρας ανυψώνεται διαστέλλεται και ψύχεται.

γ) *Μετωπική ανύψωση.* Αυτή πραγματοποιείται κατά μήκος των μετώπων κακοκαιρίας, που σχηματίζονται όταν συναντηθούν δύο αέριες μάζες με διαφορετικά θερμοκρασιακά χαρακτηριστικά. Ο αναρριχόμενος θερμός αέρας διαστέλλεται και ψύχεται.

δ) *Ανύψωση σύγκλισης.* Όταν ο αέρας συγκλίνει προς μια περιοχή χαμηλής πίεσης τότε παρατηρείται ανύψωση αυτού στην περιοχή της σύγκλισης.

Η δράση των μηχανισμών αυτών οδηγεί στη συμπύκνωση των υδρατμών του ατμοσφαιρικού αέρα, δημιουργώντας τελικά προϊόντα συμπύκνωσης, που ανάλογα με την έκταση τους χαρακτηρίζονται σαν προϊόντα μικρής ή μεγάλης κλίμακας.

### **III.4.1 Συμπυκνώσεις μικρής κλίμακας**

Κοντά στην επιφάνεια της γης, μέσα στο επιφανειακό ατμοσφαιρικό στρώμα, συμβαίνει μια σειρά από συμπυκνώσεις μικρής χωρικής κλίμακας, οι οποίες οδηγούν στο σχηματισμό δρόσου, πάχνης και ομίχλης. Ο τρόπος σχηματισμού αυτών είναι ο ακόλουθος:

#### **III.4.1.1. Η Δρόσος.**

Η δρόσος σχηματίζεται κατά τις νύχτες εκείνες της άνοιξης ή του χειμώνα, κατά τις οποίες οι επικρατούσες ατμοσφαιρικές συνθήκες διατηρούν ανέφελους ουρανούς. Με τέτοιες συνθήκες το έδαφος ακτινοβολεί πολύ έντονα και χάνει μεγάλα ποσά θερμότητας, ψυχόμενο συνεχώς. Ο ατμοσφαιρικός αέρας, που βρίσκεται σε επαφή με το έδαφος, ψύχεται και αυτός, λόγω επαφής, και πλησιάζει τη θερμοκρασία του σημείου δρόσου, η οποία στην περίπτωση αυτή θα πρέπει να διατηρείται θετική ( $> 0^{\circ} \text{C}$ ). Ακόμη σημαντικό

είναι να επικρατεί άπνοια στην περιοχή, ή αν πνέουν άνεμοι, η ταχύτητα τους, που μετρείται σε ύψος 2 μέτρων από το έδαφος, να είναι μικρότερη των 10 km/h. Η δρόσος σχηματίζεται κυρίως στα φύλλα των φυτών και της χλόης, σε επιφάνειες που παρουσιάζουν μεγάλη θερμική αγωγιμότητα και γενικά σε κάθε επιφάνεια που παρουσιάζει αιχμηρό χαρακτήρα, γιατί στα σημεία αυτά η απώλεια θερμότητας είναι πιο έντονη. Η δρόσος αποτελεί μια ασθενή απόθεση ύδατος, η οποία είναι χρήσιμη για τα φυτά στα ξηρά κλίματα.

#### **III.4.1.2. Η πάχνη**

Η πάχνη σχηματίζεται με τις ίδιες συνθήκες με τις οποίες σχηματίζεται και η δρόσος, με τη διαφορά ότι στην περίπτωση αυτή η θερμοκρασία του σημείου δρόσου είναι αρνητική ( $<0^{\circ}$  C). Κατά τη συμπύκνωση των υδρατμών του αέρα, αυτοί παίρνουν κατευθείαν τη στερεά μορφή και σχηματίζουν ένα λευκό πυκνό πέπλο, που καλύπτει τα φυτά και πολλές φορές και τα δέντρα.

#### **III.4.1.3. Οι ομίχλες**

Οι ομίχλες σχηματίζονται κοντά στο έδαφος όταν οι υδρατμοί συμπυκνώνονται σε μικροσκοπικά υδροσταγονίδια τα οποία **αιωρούνται** στην ατμόσφαιρα. Είναι πολύ σωστό να περιγράφεται η ομίχλη σαν ένα σύννεφο που εφάπτεται του εδάφους.

Η ομίχλη συνδέεται με καλό και ήπιο καιρό, αλλά η μείωση της ορατότητας που προκαλεί αποτελεί αρνητικό στοιχείο στις αεροπορικές, θαλάσσιες και επίγειες συγκοινωνίες, αφού για παράδειγμα τα αεροδρόμια μπορεί να παραμείνουν κλειστά για μικρό ή μεγάλο διάστημα. Ομοίως προβλήματα προκαλούν ακόμη και στις οδικές και ακτοπλοϊκές συγκοινωνίες με σωρεία ατυχημάτων, ιδιαίτερα στους αυτοκινητόδρομους ταχείας κυκλοφορίας της μεσευρώπης, όπου τα ατυχήματα είναι συχνά.

Στη γεωργία, αντίθετα, η δράση τους είναι **θετική** γιατί με το σχηματισμό τους αποτρέπουν τις επικίνδυνες πάχνες του φθινοπώρου και της άνοιξης, στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, οι οποίες θα προκαλούσαν ζημιές στις καλλιέργειες.

Πολλές διαφορετικές διεργασίες μπορούν να οδηγήσουν στο σχηματισμό ομίχλης, αλλά το κύριο κριτήριο για το σχηματισμό ομίχλης είναι ο κορεσμένος αέρας.

Οι δύο τρόποι που ο αέρας μπορεί να κορεστεί είναι η ψύξη του αέρα μέχρι τη θερμοκρασία του σημείου δρόσου, ή η εξάτμιση νερού μέσα στον αέρα, που θα αυξήσει την περιεκτικότητα αυτού σε υδρατμούς. Δηλαδή ο σχηματισμός των ομίχλων γίνεται είτε μέσα από τις διαδικασίες της εξάτμισης είτε μέσα από μηχανισμούς ψύξης και ανάλογα με τον τρόπο σχηματισμού τους διακρίνονται και σε διάφορους τύπους, η περιγραφή των οποίων και θα ακολουθήσει:

#### **III.4.1.3.1. Ομίχλη ακτινοβολίας ή ομίχλη εδάφους**

Είναι ένας από τους κοινότερους τύπους ομίχλης. Δημιουργείται κατά τις νύχτες της ψυχρής περιόδου του έτους, όταν ο ουρανός είναι ανέφελος ή έχει ελάχιστα σύννεφα και ο άνεμος είναι ασθενής. Κατά τη διάρκεια της νύχτας, το ισοζύγιο της ακτινοβολίας στην επιφάνεια του εδάφους ελέγχεται από την εξερχόμενη γήινη ακτινοβολία μεγάλου μήκους (υπέρυθρη). Η απουσία των νεφών επιτρέπει μεγάλα ποσά της γήινης ακτινοβολίας να διαφεύγουν στο διάστημα. Καθώς η επιφάνεια του εδάφους χάνει ενέργεια ψύχεται. Ο αέρας που βρίσκεται σε επαφή με την επιφάνεια ψύχεται και αυτός αφήνοντας κάπως θερμότερο τον αέρα που βρίσκεται λίγο ψηλότερα. Ψυχόμενος ο επιφανειακός αέρας αποκτά θερμοκρασίες ίσες με αυτές του σημείου δρόσου και αρχίζει η συμπύκνωση των υδρατμών. Πολύ σύντομα ένα επιφανειακό σύννεφο αρχίζει να σχηματίζεται. Η δομή της ομίχλης σχετίζεται με τη φύση του υποκείμενου εδάφους. Η μαύρη επιφάνεια της ασφάλτου απορροφά σημαντικά ποσά ενέργειας κατά την ημέρα και θερμαίνει κάπως τον αέρα με τον οποίο έρχεται σε επαφή κατά τη νύχτα. Αυτή η θέρμανση ανυψώνει το στρώμα της ομίχλης και το διαλύει ευκολότερα. Η γλόη, επειδή διατηρείται ψυχρότερη από ένα γειτονικό στρώμα ασφάλτου, θα δημιουργεί ένα πιο ρηχό αλλά πιο πυκνό στρώμα ομίχλης σε επαφή με το έδαφος. Συνήθως οι ομίχλες αυτού του είδους συνοδεύονται από αναστροφή της θερμοκρασίας.

Οι κλειστές πεδιάδες και οι κοιλάδες είναι οι τόποι όπου συχνότερα εμφανίζονται ομίχλες ακτινοβολίας, γιατί στις θέσεις αυτές ευνοούνται οι αναστροφές της θερμοκρασίας.

Οι ομίχλες αυτής της κατηγορίας έχουν μικρό συνήθως πάχος και εξαφανίζονται κατά τη διάρκεια της ημέρας εξαιτίας της ηλιακής θέρμανσης. Στις μεγάλες βιομηχανικές πόλεις οι ομίχλες ακτινοβολίας είναι συχνότερες γιατί εκεί αποδεσμεύονται στην

ατμόσφαιρα σημαντικές ποσότητες υγροσκοπικών σωματιδίων, σαν προϊόντα καύσεων, που διευκολύνουν τη συμπύκνωση των υδρατμών.

#### **III.4.1.3.2. Ομίχλες οριζόντιας μεταφοράς**

Οι ομίχλες οριζόντιας μεταφοράς σχηματίζονται όταν θερμός και υγρός αέρας μεταφέρεται οριζόντια επάνω από ψυχρές επιφάνειες. Η πυκνότερη ομίχλη μεταφοράς σχηματίζεται κυρίως κατά τις νύχτες με ασθενείς ανέμους. Συνήθως, η ομίχλη αυτή διαλύεται την ημέρα, αλλά μπορεί να διατηρηθεί αρκετές ημέρες αν είναι τόσο πυκνή που να αποκόπτει τις ηλιακές ακτίνες. Ο τύπος αυτός της ομίχλης είναι κοινός κατά το χειμώνα και νωρίς την άνοιξη. Επίσης οι ομίχλες αυτού του τύπου είναι κοινές στις περιοχές όπου δρουν ψυχρά θαλάσσια ρεύματα.

Με τη διαδικασία της μεταφοράς σχηματίζονται στις ακτές της Μακεδονίας και της Θράκης ομίχλες αυτού του είδους, οι οποίες οφείλονται στη μεταφορά υγρών και θερμών νότιων αέριων μαζών από το Αιγαίο, προς τις βόρειες ακτές αυτού. Αυτές συνήθως είναι οι ομίχλες που αναστέλλουν για ημέρες τις πτήσεις στο αεροδρόμιο Μακεδονία. Οι νότιοι άνεμοι εμφανίζονται, συνήθως, μετά το πέρας μιας *ψυχρής εισβολής*, η οποία έχει ψύξει σημαντικά την επιφάνεια του εδάφους. Καθώς ο υγρός και θερμός αέρας κινείται επάνω από το ψυχρό ή χιονοσκεπές έδαφος, σχηματίζεται πολύ πυκνή ομίχλη, αφού υφίσταται σημαντική ψύξη από την υποκείμενη επιφάνεια. Με ασθενείς ανέμους η ομίχλη κοντά στο έδαφος μπορεί να γίνει τόσο πυκνή, που να καταστήσει την ορατότητα μηδενική .

#### **III.4.1.3.3 Οι ομίχλες της βροχής**

Αυτό το είδος της ομίχλης σχηματίζεται συχνά κάτω από βροχοφόρα σύννεφα, καθώς η βροχή διασχίζει τον ξηρότερο αέρα που βρίσκεται χαμηλότερα από το σύννεφο. Οι υγρές σταγόνες και οι παγοκρύσταλλοι εξατμίζονται ή εξαχνώνονται σχηματίζοντας υδρατμούς. Οι υδρατμοί αυξάνουν την υγρασία του αέρα και τη θερμοκρασία του σημείου δρόσου, ενώ ταυτόχρονα ψύχεται και ο αέρας εξαιτίας της λανθάνουσας θερμότητας που απαιτείται για να μετατραπούν οι σταγόνες και ο πάγος σε υδρατμούς.

Αυτή η διεργασία συχνά προκαλεί κορεσμό του αέρα που βρίσκεται κάτω από τα νέφη και επιτρέπει το σχηματισμό ομίχλης. Η ομίχλη αυτή εξαφανίζεται όταν παύσει η βροχόπτωση.

Η ίδια διαδικασία εκδηλώνεται και στα μετωπικά συστήματα κακοκαιρίας (μετωπικές ομίχλες), όπου η θερμή αέρα μάζα μέσα στην οποία εμφανίζονται οι νεφικοί σχηματισμοί, υπέρκειται της ψυχρής. Οι βροχοσταγόνες κατά την κίνηση τους προς τη γη διέρχονται μέσα από την ψυχρή αέρια μάζα όπου και υφίστανται μερική εξάτμιση. Η επιπρόσθετη ψύξη που προκαλείται από τη διαδικασία της εξάτμισης, οδηγεί σε κορεσμό και επομένως σε σχηματισμό ομίχλης, η οποία και αναπτύσσεται σε μεγάλο πάχος.

#### **III.4.1.3.4. Ομίχλη αρκτικού καπνού**

Οι ομίχλες αυτές σχηματίζονται κυρίως στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, όταν πολύ ψυχρός αέρας κινηθεί επάνω από θερμές θάλασσες. Τότε προκαλείται έντονη εξάτμιση που οδηγεί στον κορεσμό και στο σχηματισμό ομίχλης. Επίσης, το φθινόπωρο, μια ατμίζουσα διαδικασία παρατηρείται στις λίμνες και τα ποτάμια όταν ψυχρός αέρας πνέει επάνω από αυτά. Αυτός ο ατμός είναι πραγματική ομίχλη, που συνήθως καλείται θαλάσσιος ή αρκτικός καπνός. Μια αντίστοιχη περίπτωση αρκτικού καπνού έχει καταγραφεί και στο Θερμαϊκό κόλπο, από πλοίο του Στ' Αμερικανικού Στόλου.

#### **III.4.1.3.5. Η ομίχλη κλιτύος (πλαγιάς)**

Αυτός ο τύπος της ομίχλης είναι πολύ κοινός σε λόφους ή βουνά. Η ομίχλη κλιτύος σχηματίζεται όταν ο αέρας ανέρχεται στην πλαγιά ενός λόφου ή βουνού. Ο αέρας ψύχεται καθώς ανυψώνεται μέχρι το σημείο δρόσου και οι υδρατμοί μετατρέπονται σε ομίχλη. Εάν οι άνεμοι είναι αρκετά ισχυροί και η υγρασία του αέρα ικανοποιητική, μπορεί μαζί με την ομίχλη να εκδηλωθεί και βροχή. Η ομίχλη κλιτύος διαρκεί συνήθως μέχρι τη στιγμή που ο αέρας θα αλλάξει διεύθυνση. Αυτό μπορεί να συμβεί μέσα σε λίγες ώρες ή μπορεί να διαρκέσει μια ολόκληρη ημέρα ή και περισσότερο.

#### **III.4.1.3.6. Η ομίχλη κοιλάδας**

Αυτή η πολύ πυκνή ομίχλη σχηματίζεται στις ορεινές κοιλάδες κατά τη διάρκεια του χειμώνα, και μπορεί να έχει ένα πάχος που να υπερβαίνει τα 500 μέτρα.

Συχνά ο χειμερινός ήλιος δεν είναι σε θέση να διαλύσει την ομίχλη κατά τη διάρκεια της ημέρας. Όταν ο αέρας ψύχεται και πάλι κατά την επερχόμενη νύχτα, η ομίχλη γίνεται ακόμη πυκνότερη, καθιστώντας έτσι αδύνατη τη διάλυση της από τον ήλιο

της επόμενης ημέρας. Οι ομίχλες αυτές μπορούν να διατηρηθούν για αρκετές ημέρες μέχρι να εμφανιστούν ισχυροί άνεμοι που θα απομακρύνουν τον υγρό αέρα από την κοιλάδα.

### III.4.2. Συμπυκνώσεις μεγάλης κλίμακας

Πέρα από τις συμπυκνώσεις μικρής κλίμακας, που περιγράφηκαν παραπάνω, ουσιαστικότερες για τη διαμόρφωση του καιρού και του κλίματος, είναι οι συμπυκνώσεις μεγάλης κλίμακας, οι οποίες συμβαίνουν μακριά από την επιφάνεια της γης, μέσα στον τρισδιάστατο ατμοσφαιρικό χώρο, που τελικά οδηγούν στο σχηματισμό των νεφών.

Η διαδικασία σχηματισμού των νεφών είναι γνωστή από τα εγχειρίδια της Μετεωρολογίας και δεν θα μας απασχολήσει στο παρόν μάθημα. Τα νέφη δεν είναι τίποτε άλλο παρά ορατά αθροίσματα υδροσταγονιδίων, παγοκρυσταλλίων ή μίγμα και των δύο. Η δομή τους εξαρτάται από το ύψος στο οποίο σχηματίζονται και από τις θερμοκρασίες που επικρατούν στο άμεσο περιβάλλον τους.

Για να σχηματιστούν τα νέφη πρέπει να λειτουργήσουν οι μηχανισμοί που θα οδηγήσουν στην ανύψωση των υδρατμών, στην ψύξη αυτών και στη συμπύκνωση τους επάνω στα υγροσκοπικά σωματίδια της ατμόσφαιρας, που είναι γνωστά σαν πυρήνες συμπύκνωσης.

Ανάλογα με τις κρατούσες συνθήκες ευστάθειας ή αστάθειας της ατμόσφαιρας, που θα οδηγήσουν στο σχηματισμό των νεφών, αυτά μπορούν να χωριστούν σε τέσσερις βασικές ομάδες, με βάση το ύψος που εμφανίζονται μέσα στην ατμόσφαιρα:

- (1) *Κατώτερα νέφη*, που εμφανίζονται στο ατμοσφαιρικό στρώμα ανάμεσα στα 0 και 2000 μέτρα.
- (2) *Μέσα νέφη*, με εμφάνιση στο στρώμα 2000 - 7000 μέτρα και
- (3) *Ανώτερα νέφη*, που συναντώνται ψηλότερα από τα 6000 μέτρα.
- (4) Ακόμη υπάρχει και μια τέταρτη κατηγορία, αυτή των νεφών *κατακόρυφης ανάπτυξης*, που παρουσιάζουν πολύ μεγάλη κατακόρυφη διάσταση.

Με βάση τη μορφή και το σχήμα τους τα νέφη διακρίνονται σε:

1. *στρωματόμορφα (stratus)*, δηλαδή έχουν τη μορφή στρώματος, σε
2. *θυσανόμορφα (cirrus)*, με τη χαρακτηριστική μορφή των θυσάνων, σε

3. *σωρειτόμορφα (cumulus)*, με μεγαλύτερη κατακόρυφη ανάπτυξη και τέλος σε
4. *μελανίες (nimbus)*, δηλαδή πυκνά, σκούρα νέφη που συνοδεύονται πάντοτε από βροχή.

Επειδή τα νέφη βρίσκονται σε συνεχή εξελικτικό μηχανισμό παρουσιάζουν απεριόριστο πλήθος μορφών. Παρόλα αυτά κατέστη δυνατός ο καθορισμός ορισμένου αριθμού χαρακτηριστικών μορφών, στις οποίες μπορούν να καταταγούν τα νέφη που παρατηρούνται σε όλα τα γεωγραφικά πλάτη. Η διεθνής ταξινόμηση περιλαμβάνει 10 κύριες ομάδες νεφών -τα **γένη**, που υποδιαιρούνται σε είδη και ποικιλίες. Τα 10 γένη των νεφών παρουσιάζονται στον Πίνακα III.1. Η αναγνώριση των υποδιαιρέσεων, οδηγεί σε μεγάλο πλήθος μορφών των νεφών, που υπερβαίνουν τα 100.

**Πίνακας III.1. Ονοματολογία των 10 βασικών ομάδων των νεφών.**

ΕΛΛΗΝΙΚΗ		ΔΙΕΘΝΗΣ
<b>ΑΝΩΤΕΡΑ</b>		
1	Θύσανοι	Cirrus (Ci)
2	Θυσανοσωρείτες	Cirrocumulus (Cc)
3	Θυσανοστρώματα	Cirrostratus (Cs)
<b>ΜΕΣΑ</b>		
4	Υψισωρείτες	Alto cumulus (Ac)
5	Υψιστρώματα	Altostratus (As)
<b>ΚΑΤΩΤΕΡΑ</b>		
6	Στρωματομελανίες	Nimbostratus (Ns)
7	Στρωματοσωρείτες	Stratocumulus (Sc)
8	Στρώματα	Stratus (St)
<b>ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ</b>		
9	Σωρείτες	Cumulus (Cu)
10	Σωρειτομελανίες	Cumulonimbus (Cb)

#### III.4.2.1. Χαρακτηριστικά των βασικών τύπων νεφών.

### III.4.2.1.1. Τα νέφη stratus

Τα στρωματόμορφα νέφη (stratus) παρουσιάζονται σαν ένα ομοιόμορφο γκριζωπό νέφος, το οποίο καλύπτει συνήθως όλο τον ουρανό. Αυτά σχηματίζονται όταν πολύ ασθενή ανοδικά αέρια ρεύματα μετατοπίζουν ένα λεπτό στρώμα αέρα σε τέτοιο ύψος που να παρουσιαστεί συμπύκνωση. Τα νέφη του τύπου αυτού σχηματίζονται επίσης, όταν ένα στρώμα αέρα ψύχεται από κάτω μέχρι τη θερμοκρασία του σημείου δρόσου και οι υδρατμοί μετατρέπονται σε νεφοσταγονίδια. Τα νέφη stratus μοιάζουν με ένα στρώμα ομίχλης, το οποίο ποτέ δεν φτάνει μέχρι το έδαφος. Στην πράξη, ομίχλη η οποία απομακρύνεται από το έδαφος, σχηματίζει ένα χαμηλό στρώμα stratus. Σπάνια τα νέφη αυτά δίνουν βροχή, αφού η ανοδική κίνηση είναι πολύ ασθενής για να προκαλέσει βροχόπτωση. Τα νέφη αυτά, όμως, δίνουν πολύ μικρά αιωρούμενα σωματίδια νερού, που πέφτουν με βραδύ ρυθμό προς το έδαφος ( βροχή ψεκάδων).

#### III.4.2.1.1.1. Νέφη που συνδέονται με τα stratus

1. **Cirrostratus** (Θυσανοστρώματα): Πρόκειται για πολύ λεπτά νέφη, που παρουσιάζονται με τη μορφή ενός πέπλου και σχηματίζονται επάνω από τα 6000 μέτρα. Αυτά είναι τόσο λεπτά που ο ήλιος και η σελήνη να είναι ορατά μέσα από το νέφος. Αυτά πολλές φορές είναι τόσο λεπτά, που η μόνη ένδειξη της παρουσίας τους είναι το φαινόμενο της **άλω** γύρω από τον ήλιο και τη σελήνη. Οι παγοκρύσταλλοι διαθλούν τις φωτεινές ακτίνες του ήλιου ή της σελήνης, καθώς αυτές διέρχονται μέσα από το νέφος και σχηματίζουν τη χαρακτηριστική πολύχρωμη άλω. Τα πυκνά cirrostratus δίνουν στον ουρανό μια φωτεινή λευκή εμφάνιση και συχνά αποτελούν προπομπούς για βροχή ή χιόνι κατά τις επόμενες 24 ώρες, ιδιαίτερα αν ακολουθούνται από μέσα νέφη.
2. **Altostratus** (υψιστρώματα): Αυτά τα γκριζωπά ή γρι-μπλε νέφη σχηματίζονται ανάμεσα στα 2000-7000 μέτρα. Τα altostratus καλύπτουν το σύνολο του ουρανού μιας περιοχής που έχει έκταση πολλών εκατοντάδων τετραγωνικών χιλιομέτρων. Ο ήλιος μπορεί να είναι ορατός μέσα από τα λεπτότερα τμήματα του νέφους σαν ένας αμυδρός στρογγυλός δίσκος. Τα νέφη αυτά σχηματίζονται μπροστά από μια διαταραχή η οποία δίδει εκτεταμένη και συνεχή βροχόπτωση. Τα altostratus δεν παρουσιάζουν ανοίγματα τα οποία θα επέτρεπαν τη διέλευση του ηλιακού φωτός που θα δημιουργούσε κάποια σκιά στο έδαφος.

3. **Nimbostratus** (μελανοστρώματα): Αυτά τα σκοτεινά γκριζωπά νέφη σχηματίζονται χαμηλότερα από τα 2000 μέτρα ύψος και σχεδόν πάντοτε συνοδεύονται από ασθενή ή μέτρια βροχόπτωση, η οποία διαρκεί αρκετές ώρες, ή υπερβαίνει και τη μία ημέρα. Ισχυρές βροχές ή όμβροι δεν συνδέονται ποτέ με νέφη αυτού του είδους. Ο ήλιος και η σελήνη δεν είναι ορατά μέσα από το νεφικό αυτό στρώμα. Τα νέφη αυτά σχηματίζονται συνήθως μέσα σε σταθερή ατμόσφαιρα όταν θερμός- υγρός αέρας κινείται επάνω από ψυχρότερο επιφανειακό αέρα, σε μια εκτεταμένη περιοχή. Η ορατότητα είναι συχνά πολύ περιορισμένη κάτω από το νέφος καθώς ομίχλη και ταχέως κινούμενες νεφικές “κουρτίνες” σχηματίζονται στον ψυχρό άρα κάτω από το νέφος, που διασχίζεται από τη βροχή. Αυτοί οι σχηματισμοί είναι γνωστοί σαν νέφη stratofractus.
4. **Stratocumulus** (στρωματοσωρείτες): Αυτά τα χαμηλά νέφη, με μορφή σφαιροειδών ή επιμηκών συμπλεγμάτων, σχηματίζονται χαμηλότερα από τα 2000 μέτρα και διατάσσονται σε σειρές, ή ομάδες από κυκλικές νεφικές μάζες μεταξύ των οποίων διακρίνεται το μπλε χρώμα του ουρανού. Το χρώμα των stratocumulus κυμαίνεται από λευκό μέχρι σκοτεινό γκρι. Τα ξεχωριστά νεφικά τμήματα σχηματίζονται όταν ο αέρας ανυψώνεται, ενώ το γαλάζιο χρώμα του ουρανού μεταξύ των στοιχείων του νέφους δείχνει ότι ο αέρας καθιζάνει στις θέσεις αυτές.

#### III.4.2.1.2. Τα νέφη cumulus

Τα σωρειτόμορφα νέφη (cumulus) σχηματίζονται καθώς οι υδρατμοί συμπυκνώνονται μέσα σε ανοδικά αέρια ρεύματα της ατμόσφαιρας. Τα νέφη αυτά συνήθως έχουν επίπεδες βάσεις και εξογκωμένες κορυφές. Τα νέφη cumulus εμφανίζονται το ένα μακριά από το άλλο, με μεγάλα τμήματα ανέφελου ουρανού να παρεμβάλλεται μεταξύ τους. Τα περισσότερα από αυτά σχηματίζονται σε ύψη μικρότερα των 2000 μέτρων και είναι γενικά μικρού πάχους συνδεόμενα από καλό καιρό. Μερικές φορές, όταν η ατμόσφαιρα καθίσταται ασταθής και εμφανίζονται πολύ ισχυρά ανοδικά ρεύματα, τα cumulus παρουσιάζουν πυργοειδή ανάπτυξη (cumulus congestus). Εάν η ατμόσφαιρα είναι πολύ ασταθής, σχηματίζονται νέφη έντονης κατακόρυφης ανάπτυξης, οι γνωστοί σωρειτομελανίες (cumulonimbus), τα οποία είναι γνωστά σαν καταιγιδόφορα νέφη.

Τα cumulonimbus και τα cumulus congestus μπορούν να αποκτήσουν ένα τεράστιο ύψος, που ενώ η βάση τους βρίσκεται γύρω στα 2000 μέτρα, η κορυφή τους φτάνει και τα 17000 μέτρα, ιδιαίτερα στα πρώτα.

#### III.4.2.1.2.1. Νέφη που σχετίζονται με τα cumulus

1. **Alto cumulus** (υψισωρείτες): Τα νέφη αυτά σχηματίζονται ανάμεσα στα 2000 και 7000 μέτρα και εμφανίζονται σαν γκρι διογκωμένες άμορφες μάζες, με τη μορφή παράλληλων κυμάτων ή ζωνών. Ένα τμήμα του νέφους είναι συνήθως σκοτεινότερο από το υπόλοιπο, που επιτρέπει την αναγνώριση τους σε σχέση με τα cirrocumulus. Υψισωρείτες που παρουσιάζουν πυργοειδή μορφή τονίζουν την ανύψωση του αέρα στο επίπεδο του νέφους. Η εμφάνιση νεφών αυτού του είδους σε ένα θερμό και υγρό καλοκαιρινό πρωινό συχνά προαναγγέλλει την εκδήλωση απογευματινής καταιγίδας.
2. **Cirrocumulus** (θυσανοσωρείτες): Τα νέφη αυτά σχηματίζονται ψηλότερα από τα 6000 μέτρα και εμφανίζονται με τη μορφή μικρών στρογγυλεμένων τουλιπών, μεμονωμένων ή διαταγμένων σε μακριές σειρές. Όταν οι λευκές νεφικές τουλίπες βρίσκονται σε σειρές, δίνουν στο νέφος μια κυματοειδή μορφή που το διακρίνει από τα cirrostratus. Αυτά σπάνια καλύπτουν όλο τον ουρανό. Τα συστατικά του νέφους ανακλούν το ερυθρό και κίτρινο μέρος του ηλιακού φάσματος και παρουσιάζουν καταπληκτική εικόνα.
3. **Stratocumulus** (στρωματοσωρείτες): Αυτά ήδη έχουν περιγραφεί στην κατηγορία των cirrus.
4. **Cumulonimbus** (σωρειτομελανίες): Η περιγραφή τους έγινε επίσης παραπάνω. Το πρόθεμα ή η προσθήκη του λήμματος nimbus σημαίνει νέφη τα οποία προκαλούν βροχοπτώσεις. Πολλές φορές κάτω από τα cumulonimbus σχηματίζονται νεφικές προεκτάσεις με τη μορφή θυλάκων, καθώς ο ψυχρός αέρας καθιζάνει μέσα στο θερμό αέρα, που βρίσκεται κάτω από το νέφος. Αυτά επειδή μοιάζουν με τους μαστούς των θηλαστικών ονομάζονται cumulonimbus mammatus. Η μορφή που παρουσιάζουν είναι απειλητική, αλλά στην πραγματικότητα τονίζουν την επερχόμενη εξασθένιση της καταιγίδας.

### III.4.2.1.3. Τα νέφη cirrus

Τα cirrus (θύσανοι) είναι λεπτά σύννεφα, σε μορφές δέσμης που συνήθως σχηματίζονται ψηλότερα από τα 6000 μέτρα. Τα νέφη αυτά παρασύρονται από τους ισχυρούς δυτικούς ανέμους της ανώτερης ατμόσφαιρας σε μορφή ταινιοειδών κυματισμών. Τα νέφη cirrus κινούνται γενικά από τα δυτικά προς τα ανατολικά και χαρακτηρίζουν τον καλό καιρό. Τα νέφη αυτά σχηματίζονται όταν οι υδρατμοί σχηματίζουν παγοκρυστάλλια. Είναι δε πολύ λεπτά επειδή δημιουργούνται σε πολύ μεγάλα ύψη της ατμόσφαιρας όπου η παρουσία των υδρατμών είναι περιορισμένη.

Με τα νέφη αυτά συνδέονται οι νεφικοί σχηματισμοί των

1) **Cirrostratus**, και

2) **Cirrocumulus** που έχουν ήδη περιγραφεί στις προηγούμενες παραγράφους.

Για να μελετηθούν με λεπτομέρεια οι μορφές των νεφών μπορείτε να ανατρέξετε στο σχετικό μάθημα ταξινόμησης των νεφών σε μορφή Power Pint που συνοδεύει ο βιβλίο.

## III.5. Ο υετός ή τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα

Στη σχηματική παράσταση του υδρολογικού κύκλου που παρουσιάζεται στο *Σχήμα III.1*, ένα ακόμη σημαντικό συστατικό αυτού αποτελεί η **βροχόπτωση**, δηλαδή η ποσότητα του ύδατος που μπορεί να πέσει από τα σύννεφα στη γη σε υγρή (βροχή) ή σε στερεή (χιόνι, πάγος) μορφή. Γενικά η βροχή, το χιόνι και το χαλάζι μαζί ονομάζονται ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα, υδρομετέωρα ή υετός. Αυτά εκτός από τις τρεις παραπάνω βασικές μορφές παρουσιάζουν και άλλες ποικίλες μορφές, που υπερβαίνουν τις πενήντα. Από αυτές θα περιγραφούν μόνο οι κοινότερες, με έμφαση σε αυτές που παρουσιάζονται στην περιοχή μας.

Οι διαδικασίες της ψύξης, που προαναφέρθηκαν έχουν διαφορετική σπουδαιότητα στη δημιουργία της βροχής και στη γεωγραφική κατανομή αυτής. Κατά την έντονη θέρμανση της επιφάνειας του εδάφους ο αέρας μεταφέρει υδρατμούς σε μεγαλύτερα ύψη. Η διαδικασία αυτή οφείλεται σε καθαρά **θερμικά αίτια** και όταν ο αέρας παρουσιάζει χαρακτηριστικά αστάθειας θα προκληθούν συμπυκνώσεις. Μερικές φορές τα αίτια είναι **θερμοδυναμικά**, καθώς σε μεγαλύτερα ύψη της ατμόσφαιρας υπάρχει αρκετά ψυχρός αέρας ο οποίος αυξάνει σημαντικά την ασταθή δομή αυτής. Έτσι ο θερμαινόμενος από το έδαφος αέρας, μόλις συναντήσει τον ψυχρό αέρα που βρίσκεται ψηλά αποκτά μεγαλύτερη ανυψωτική δύναμη και ανέρχεται πολύ ψηλότερα δημιουργώντας έντονα νέφη

κατακόρυφης ανάπτυξης και ισχυρές μικρής συνήθως διάρκειας βροχοπτώσεις, οι οποίες είναι γνωστές σαν βροχές **κατακόρυφης μεταφοράς** ή **αστάθειας**.

Ένας ανάλογος μηχανισμός αναπτύσσεται επίσης, όταν ψυχρός και υγρός ασταθής αέρας διέρχεται επάνω από θερμή επιφάνεια. Στην περίπτωση αυτή προκαλούνται ανοδικές κινήσεις λόγω θέρμανσης εκ των κάτω, ανύψωση των υδρατμών και δημιουργία βροχής. Το φαινόμενο αυτό είναι συχνό στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, όπου και εκδηλώνεται με τη μορφή ψυχρού μετώπου, συνήθως κατά τη θερμότερη περίοδο του έτους. Μία χαρακτηριστική κατάσταση αυτού του είδους αποτελούν τα «**μπουρίνια**» τα οποία μερικές φορές πλήττουν τη Β. Ελλάδα. Στην τελευταία περίπτωση ο αέρας δεν έχει συνήθως πολλούς υδρατμούς και η δράση της διαταραχής εκδηλώνεται κυρίως με την πνοή πολύ ισχυρών ανέμων, με τη συνοδεία ασθενούς συνήθως βροχής.

Η δράση της ορογραφίας στη συμπύκνωση των υδρατμών και στη δημιουργία βροχής καθορίζεται τόσο από τη διάταξη όσο και από το μέγεθος των οροσειρών. Υψηλές εκτεταμένες οροσειρές, που οι άνεμοι πνέουν κάθετα προς τον διαμήκη άξονα τους, μπορούν να δώσουν σημαντικές βροχοπτώσεις στις προσήνεμες κλιείς των βουνών, εφόσον φυσικά υπάρχει η διαθέσιμη υγρασία στον ανυψούμενο αέρα και οι προϋποθέσεις συνθηκών αστάθειας σ' αυτόν. Χαρακτηριστικό παράδειγμα για την ελληνική περιοχή αποτελεί η οροσειρά της Πίνδου, η οποία παρεμβάλλεται στην πορεία των βροχοφόρων συστημάτων που έρχονται κυρίως από ΝΔ ή ΒΔ κατευθύνσεις. Στα προσήνεμα της Πίνδου σημειώνονται οι μεγαλύτερες βροχοπτώσεις στον ελληνικό χώρο, ακριβώς εξαιτίας της ανυψωτικής δράσης της ορογραφίας. Όταν τα νέφη υπερπηδήσουν την οροσειρά έχουν αποθέσει ήδη το σημαντικότερο ποσοστό της υγρασίας τους στα προσήνεμα με αποτέλεσμα στα ανατολικά της Πίνδου να σημειώνονται πολύ λιγότερες βροχές. δηλαδή στην περίπτωση αυτή έχουμε ένα παράδειγμα δράσης της **ομβροσκιάς** ή **βροχοσκιάς**.

Ο μηχανισμός σύγκλισης παρουσιάζει επίσης πολύ σημαντική δράση στη ζώνη του ενδοτροπικού μετώπου, στην Ισημερινή ζώνη, όπου οι αληγείς άνεμοι των δύο ημισφαιρίων, με ίδια σχεδόν θερμοκρασιακά χαρακτηριστικά συναντώνται και ανυψώνονται κατακόρυφα προκαλώντας έναν πολύ έντονο μηχανισμό κατακόρυφης μεταφοράς. Με αποτέλεσμα την ανάπτυξη νεφών έντονης κατακόρυφης ανάπτυξης και τις πολύ ισχυρές και συχνές βροχοπτώσεις στη ζώνη δράσης του ενδοτροπικού μετώπου, δηλαδή στην Ισημερινή ζώνη.

### III.5.1. Η βροχή

Αυτή αποτελεί την κοινότερη μορφή των υδρομετεώρων και αποτελείται από βροχοσταγόνες, που φθάνουν στην επιφάνεια της γης σε υγρή μορφή. Οι βροχοσταγόνες αυτές μέσα στο σύννεφο μπορεί να βρίσκονται σε υγρή φάση, αλλά πολλές φορές μπορεί να έχουν τη στερεή μορφή και στη συνέχεια λιώνουν κατά την κάθοδο τους, καθώς περνούν μέσα από θερμότερα στρώματα αέρα. Το μέγεθος των βροχοσταγόνων που φθάνουν στο έδαφος εξαρτάται από την αρχική διάσταση αυτών, από την εξάτμιση που λαμβάνει χώρα κατά την κάθοδο τους και από τα ρεύματα του αέρα που επικρατούν κάτω από τα σύννεφα. Καθοδικά ρεύματα φέρνουν στο έδαφος μεγαλύτερες σταγόνες βροχής, όπως συνήθως συμβαίνει κατά τη διάρκεια των καταιγίδων.

Πολλές φορές η εξάτμιση μέσα στην ατμόσφαιρα, ιδίως κατά το θέρος, είναι τόσο ισχυρή που οι βροχοσταγόνες δεν προλαβαίνουν να φτάσουν στο έδαφος. Τότε μέσα στην ατμόσφαιρα παρατηρούνται κάτω από τα σύννεφα σκοτεινές κατακόρυφες ταινίες που απεικονίζουν αυτή τη διαδικασία. Η διάμετρος των βροχοσταγόνων υπερβαίνει τα 0.5 mm. Ανάλογα δε με την ένταση της η βροχόπτωση διακρίνεται σε ασθενή σε μέτρια, σε ισχυρή και σε πολύ ισχυρή ή πλημμυρική. Τα όρια μεταξύ αυτών των τύπων είναι συνήθως αυθαίρετα και είναι συνάρτηση του συνολικού ετήσιου ύψους της βροχής. Μια κλίμακα ταξινόμησης από στατιστική καθαρά άποψη θα μπορούσε να έχει τη μορφή: ασθενής με ύψος, που ορίζει το όριο  $<X+\sigma$  mm/h, μέτρια, με ύψη  $X+\sigma-X+26$  mm/h, ισχυρή, με ύψη  $X+2\sigma-X+36$  mm/h και πολύ ισχυρή  $>X+3\sigma$  mm/h.

### III.5.2. Το χιόνι

Το χιόνι αποτελεί συσσωματώματα παγοκρυσταλλίων τα οποία συνθέτουν τις χαρακτηριστικές νιφάδες εξαγωνικής μορφής, που φθάνουν στην επιφάνεια του εδάφους. Για να φθάσουν οι νιφάδες στο έδαφος, θα πρέπει το ισοθερμικό στρώμα της θερμοκρασίας των  $0^{\circ}\text{C}$  να απέχει από την επιφάνεια του εδάφους λιγότερο από **300** μέτρα, ώστε οι νιφάδες να μη προλάβουν να λιώσουν πριν φθάσουν στη γη. Το χιόνι σχηματίζεται κυρίως όταν οι υδρατμοί μετατρέπονται απευθείας σε πάγο με τη διαδικασία της εξάχνωσης, δηλαδή χωρίς να μεσολαβεί η υγρή φάση. Μερικές φορές παρατηρείται μερική τήξη των νιφάδων, τότε φθάνουν στη γη ταυτόχρονα βροχή και χιόνι, που αποτελούν το **χιονόνερο** ή τον χιονόλυτο.

### III.5.3. Το χαλάζι

Δημιουργείται όταν βίαια κατακόρυφα ανοδικά και καθοδικά ρεύματα επικρατούν μέσα σε σύννεφα έντονης κατακόρυφης ανάπτυξης, όπως είναι οι γνωστοί σωρειτομελανίες. Τα ρεύματα που αναπτύσσονται μεταφέρουν τις βροχοσταγόνες διαδοχικά επάνω και κάτω από το επίπεδο παγοποίησης. Οι συνεχείς ανοδικές και καθοδικές κινήσεις συντελούν ώστε στο χαλαζόκοκκο να δημιουργούνται διαδοχικά ομόκεντρα στρώματα πάγου με διαφορετική υφή. Ανάλογα με το μέγεθος της ατμοσφαιρικής διαταραχής ποικίλει και το μέγεθος των χαλαζοκόκκων που μπορεί να κυμαίνεται από 0.5 μέχρι και πάνω από 10 εκατοστά του μέτρου σε διάμετρο (Σχήμα III.5)



*Σχήμα III.5. Χαλαζόκοκκος*

### III.5.4. Οι ψεκάδες

Οι ψεκάδες αποτελούν πολυάριθμες μικρές σταγόνες νερού με διάμετρο μικρότερη των 0.5 mm, οι οποίες πέφτουν με πολύ βραδύ ρυθμό προς την επιφάνεια της γης ή μπορεί να αιωρούνται μέσα στον ελαφρά κινούμενο αέρα. Προέρχονται συνήθως από χαμηλά στρωματομόρφα νέφη. Διακρίνονται σε ασθενείς ψεκάδες, όταν η ορατότητα είναι μεγαλύτερη των 1000 μέτρων, σε μέτριες ψεκάδες όταν η ορατότητα κυμαίνεται από 500-1000 μέτρα, και σε ισχυρές ψεκάδες όταν η ορατότητα περιορίζεται σε λιγότερο από 500 μέτρα.

### **III.5.5. Ο ομιγλοκρύσταλλος**

Ο ομιγλοκρύσταλλος σχηματίζεται όταν ομίγλη ή έρποντα νέφη στις κορυφές των βουνών έλθουν σε επαφή με ψυχρές επιφάνειες εδάφους ή δεντροστοιχιών, όπου επικρατούν αρνητικές θερμοκρασίες. Τότε παρατηρείται πολύ γρήγορη πήξη των νεφοσταγονιδίων τα οποία και σχηματίζουν χαρακτηριστικές ινώδεις αποθέσεις στις ψυχρές επιφάνειες (Σχήμα III.6).



*Σχήμα III.6. Σχηματισμός ομιγλοκρύσταλλου σε συστάδα δέντρων*

### **III.5.6. Ο υαλόπαγος**

Ο υαλόπαγος είναι ένα διαφανές και ομογενές στρώμα πάγου, το οποίο σχηματίζεται όταν βροχή που βρίσκεται σε κατάσταση υπέρτηξης έρθει σε επαφή με εδαφικές επιφάνειες που παρουσιάζουν αρνητικές θερμοκρασίες. Σχηματίζεται σχετικά συχνά στους ασφαλτόδρομους και είναι πάρα πολύ επικίνδυνη για την πρόκληση ατυχημάτων γιατί δεν γίνεται έγκαιρα ορατή από τους οδηγούς των οχημάτων.

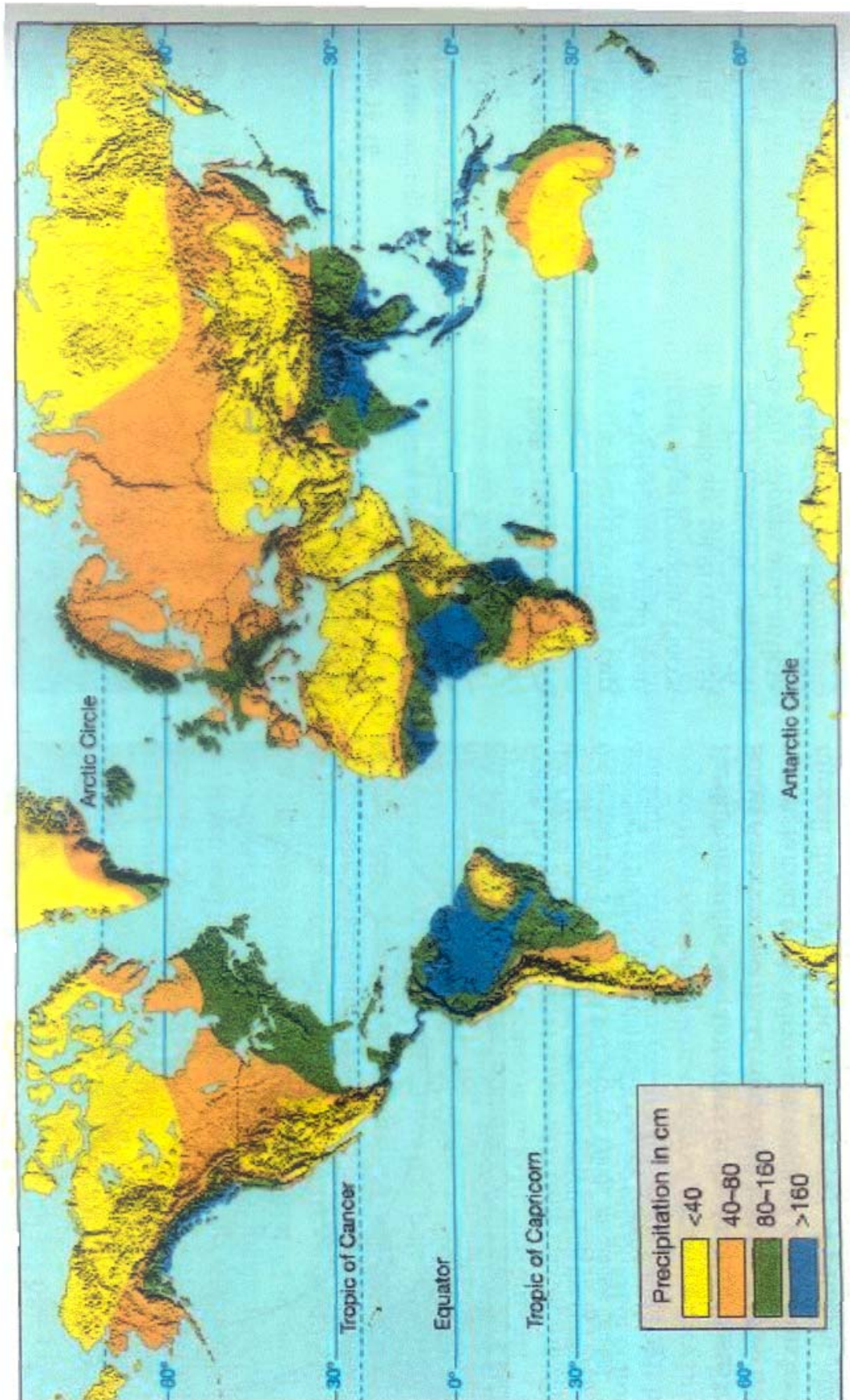
## **III.6 Η γεωγραφική κατανομή των βροχοπτώσεων**

Η ποσότητα της βροχής που φθάνει στην επιφάνεια της γης μετρείται σε χιλιοστά ύψους του υδάτινου στρώματος, το οποίο σχηματίζεται επάνω σε μια οριζόντια επιφάνεια. Η ποσοτική έκφραση του 1 χιλιοστού ύδατος σε επιφάνεια 1 τετραγωνικού μέτρου ισοδυναμεί με 1 λίτρο ύδατος. Σήμερα, για μελέτες αστικού κλίματος η βροχόπτωση εκφράζεται κατευθείαν σε λίτρα/m<sup>2</sup>. Σε μερικές χώρες όπου οι βροχοπτώσεις είναι άφθονες, τα ύψη της βροχής μετρούνται σε εκατοστά του μέτρου, ή και σε ίντσες.

Η βροχόπτωση στην επιφάνεια της γης είναι ένα *ασυνεχές μέγεθος*, δεν εκδηλώνεται ταυτόχρονα σε όλο τον πλανήτη και φυσικά δεν βρέχει κάθε μέρα. Η βροχόπτωση σε ένα τόπο χαρακτηρίζεται από διαδοχικά ή μη **επεισόδια βροχοπτώσεων** που οριοθετούνται από το χρόνο έναρξης, λήξης και από τη διάρκεια τους. Μπορεί να διαρκούν από λίγα λεπτά της ώρας μέχρι μια ή περισσότερες ημέρες. Στην κλιματολογία όμως κυρίως ενδιαφέρει η βροχόπτωση του 24ώρου. Η βροχόπτωση η οποία πέφτει σε μια μέρα, ονομάζεται **ημερήσια βροχόπτωση**, που στην ουσία μπορεί να αποτελεί άθροισμα ή τμήμα επεισοδίων βροχής. Το άθροισμα των ημερήσιων βροχοπτώσεων κατά τη διάρκεια ενός μήνα αποτελεί το **μηνιαίο ύψος** της βροχής για το μήνα αυτό. Το σύνολο της βροχής που πέφτει και στους 12 μήνες του χρόνου αποτελεί το **ετήσιο ύψος** αυτής. Στην Κλιματολογία, προκειμένου να μελετηθεί η γεωγραφική κατανομή του νετού χρησιμοποιούνται οι μέσοι όροι μιας μεγάλης περιόδου, μεγαλύτερης των 30 ετών. Στις περιπτώσεις αυτές αναφερόμαστε σε **μέσες μηνιαίες** ή **μέσες ετήσιες** βροχοπτώσεις.

Ο ρυθμός της βροχής διαφέρει σημαντικά σε ένα τόπο από επεισόδιο σε επεισόδιο βροχής. Άλλοτε η βροχή είναι πολύ έντονη και άλλοτε πολύ ασθενής. Προκειμένου να μελετηθεί η συμπεριφορά της βροχής σε ένα τόπο χρησιμοποιείται και η έννοια της **ραγδαιότητας** ή της **έντασης** αυτής, η οποία εκφράζει το ύψος της βροχής σε χιλιοστά, που φθάνει στην επιφάνεια της γης σε ορισμένο χρονικό διάστημα. Η κοινότερη έκφραση είναι η βροχόπτωση/24ωρο, ή η βροχόπτωση/ώρα. Για περισσότερο ειδικούς σκοπούς (αποχετεύσεις αστικών δρόμων κ.λ.π) χρησιμοποιούνται εντάσεις μικρότερης διάρκειας, όπως βροχόπτωση /ημίωρο, ανά 15λεπτο, 10λεπτο ή και πεντάλεπτο της ώρας.

Τα ποσά της βροχής που φθάνουν στην επιφάνεια της γης κατά την διάρκεια ενός χρόνου είναι τεράστια, αφού σε κάθε δευτερόλεπτο της ώρας φθάνουν στη γη περίπου 14.000.000 m<sup>3</sup>. Σε ετήσια βάση το ποσό αυτό δίνει ένα μέσο πλανητικό βροχομετρικό ύψος της τάξεως των **900** χιλιοστών ύψους.



*Σχήμα III.7. Μέση ετήσια πλανητική κατανομή της Βροχόπτωσης σε εκατοστά.*

Η κατανομή του υετού στην επιφάνεια της γης είναι πολύ ακανόνιστη και πολύ διαφορετική από τη μια περιοχή στην άλλη. Προς επιβεβαίωση αυτού αρκεί να αναφέρουμε μερικές χαρακτηριστικές τιμές ετήσιας βροχόπτωσης σε διάφορα σημεία της Γης. Π.χ. στο Chennai της Ινδίας και στη Χαβάη η βροχή έχει υπερβεί τα 11.5 μέτρα ύψους σε κάποιο έτος. Στο Καμερούν, στην τροπική ζώνη αυτή έφτασε περίπου τα 9 μέτρα ύψους, ενώ στην Κροατία σημειώθηκε βροχόπτωση της τάξης των 4.6 μέτρων σε ένα χρόνο.

Αντίθετα πολύ περιορισμένες βροχές έχουν σημειωθεί στο Wadi Wallo του Σουδάν με μόλις 1 χιλιοστό βροχής μέσα σε 10 χρόνια και στην Arica της Χιλής

Για να μελετηθεί η γεωγραφική κατανομή του υετού στον πλανήτη χρησιμοποιείται συνήθως το μέσο ετήσιο βροχομετρικό ύψος των χιλιάδων σταθμών που είναι εγκατεστημένοι στην επιφάνεια της γης, ενώ με τεχνικές παρεμβολής προσδιορίζεται η κατανομή της βροχής επάνω από τις θάλασσες, όπου ο αριθμός των σταθμών περιορίζεται μόνο σε αυτούς που υπάρχουν στα διάφορα νησιά, σε πλοία ή πλωτήρες.

Η γεωγραφική κατανομή της μέσης ετήσιας πλανητικής βροχόπτωσης παρουσιάζεται στο *Σχήμα III.7*, στο οποίο έχουν χαραχθεί οι ετήσιες ισοπληθείς της βροχής, οι οποίες συνήθως αναφέρονται σαν **ισοϋέτιες** ή **ισόβροχες** καμπύλες και οι οποίες ενώνουν τόπους που παρουσιάζουν ίσα ύψη βροχόπτωσης.

Από τη μελέτη του χάρτη του *Σχήματος III.7* διαπιστώνεται ότι ορισμένες περιοχές παρουσιάζουν βροχοπτώσεις που φθάνουν ή και υπερβαίνουν τα 3000 χιλιοστά, ενώ σε άλλες αυτά είναι λιγότερα και από 50 χιλιοστά ύψους. Η κατανομή αυτή του υετού δεν είναι τυχαία αλλά ελέγχεται και ρυθμίζεται από το συνδυασμό τοπογραφικών, θερμικών και δυναμικών παραγόντων οι οποίοι και προσδίδουν την πολύπλοκη εικόνα κατανομής που απεικονίζεται στο χάρτη.

Σε γενικές γραμμές μπορούμε να ερμηνεύσουμε την πολύπλοκη αυτή κατανομή αν την συνδέσουμε, κατά περιοχές, με τους παράγοντες που είναι κυρίως υπεύθυνοι για την κατανομή αυτή και οι οποίοι συνοψίζονται στους παρακάτω:

(1) Στις περιοχές της γης όπου κυριαρχούν μόνιμα ή εποχικά κέντρα πίεσης, όπως είναι οι δυναμικοί αντικυκλώνες του Ατλαντικού και του Ειρηνικού, η ενδοτροπική ζώνη σύγκλισης, το χαμηλό της Ισλανδίας, το Χαμηλό των Αλεουτίων ή ο Σιβηρικός αντικυκλώνας, η βροχή παρουσιάζει μικρά ή μεγάλα ύψη σύμφωνα με τις καθοδικές αντικυκλωνικές ή ανοδικές κυκλωνικές κινήσεις. Τα αποτελέσματα αυτών των

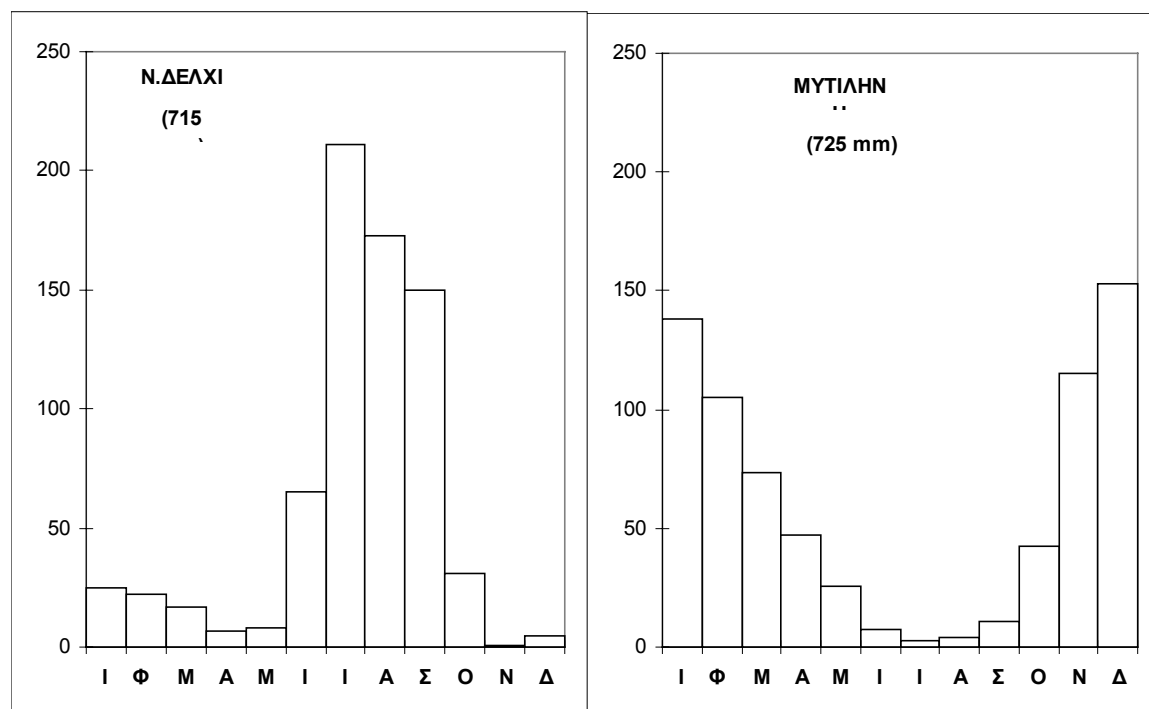
- δράσεων φαίνονται πολύ χαρακτηριστικά στο χάρτη στις αντίστοιχες περιοχές όπου δρουν αυτού του είδους τα συστήματα. Ιδιαίτερα χαρακτηριστική είναι η παρουσία των υψηλών πιέσεων στην υποτροπική ζώνη, όπου η καθίζηση του ατμοσφαιρικού άρα που προκαλούν και η αδιαβατική θέρμανση οδηγεί στον ουσιαστικό περιορισμό των βροχοπτώσεων και στη δημιουργία των ερημικών ζωνών του Πλανήτη.
- (2) Οι υψηλές ατμοσφαιρικές πιέσεις που κυριαρχούν στις δυτικές ακτές των ηπείρων σαν αποτέλεσμα της εξάπλωσης των μεγάλων αντικυκλωνικών κέντρων, σε συνδυασμό με τα ψυχρά θαλάσσια ρεύματα που περιπλέουν τις ακτές αυτές συντελούν στην εμφάνιση περιορισμένων βροχοπτώσεων στις περιοχές αυτές. Μια ματιά στις ακτές της Καλιφόρνιας ή του Περού μας πείθει για τη δράση αυτών των παραγόντων.
- (3) Σε εκείνα τα σημεία του πλανήτη όπου δρουν συστήματα ανέμων που αναστρέφουν εποχικά την πνοή τους ελέγχουν το ύψος του νετού. Ο χαρακτηριστικός μουσώνας των Ινδιών δίνει μεγάλα ποσά βροχοπτώσεων σε όλη την ευρύτερη περιοχή της ΝΑ Ασίας, κατά την περίοδο που αυτός πνέει από τη θάλασσα. Η δράση των συστημάτων αυτών στη διαμόρφωση των βροχοπτώσεων φαίνεται χαρακτηριστικότερα στους μηνιαίους καλοκαιρινούς χάρτες.
- (4) Μια ακόμη ζώνη με αυξημένες βροχοπτώσεις, διάσπαρτη όμως σε διάφορα σημεία του πλανήτη, είναι οι περιοχές όπου δρουν οι τροπικές και οι εξωτροπικές υφέσεις,
- (5) Οι υγροί θαλάσσιοι άνεμοι που κινούνται προς την ενδοχώρα εναποθέτουν μεγάλα ποσά βροχής στη χέρσο και ιδιαίτερα στα προσήνεμα των ορεινών όγκων. Χαρακτηριστικές περιπτώσεις αποτελούν οι οροσειρές της Β. Αμερικής, οι νότιες Άνδεις, η Σκανδιναβική χερσόνησος, οι Δειναρικές Άλπεις, η Πίνδος κ.λ.π.
- (6) Τα εσωτερικά των ηπείρων που βρίσκονται πολύ μακριά από τις θάλασσες δεν μπορούν να δεχθούν την επίδραση υγρών θαλάσσιων ανέμων με αποτέλεσμα να παρουσιάζουν για το λόγο αυτό πολύ περιορισμένες βροχοπτώσεις. Τέτοιες περιοχές είναι η κεντρική Β. Αμερική, η κεντρική Αυστραλία και φυσικά η κεντρική Ευρασία.
- (7) Τέλος περιοριστικό ρόλο στην κατανομή των βροχοπτώσεων διαδραματίζει και η θερμοκρασία του αέρα. Όσο θερμότερος είναι ο αέρας τόσο περισσότερους υδρατμούς μπορεί να συγκρατήσει. Για τους λόγους αυτούς οι βροχοπτώσεις είναι συγκριτικά μεγαλύτερες στις θερμές περιοχές και λιγότερες στους πόλους.

Η βροχόπτωση σε ένα τόπο παρουσιάζει μεταβολές από μήνα σε μήνα που είναι διαφορετικές σε διάφορες περιοχές. Οι συνθήκες της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας που είναι υπεύθυνες για τις βροχές σε κάθε περιοχή δεν διατηρούνται συνήθως αμετάβλητες

ολόκληρο το χρόνο. Εκεί όπου αυτές υπάρχουν όλο το χρόνο και οι βροχοπτώσεις εμφανίζονται επίσης όλο το χρόνο και τα ποσά του νετού δεν διαφέρουν σημαντικά από μήνα σε μήνα, όπως συμβαίνει π.χ. στον Ισημερινό. Σε άλλες περιοχές κυριαρχούν τα βροχερά καλοκαίρια, που αποτελεί και τον κανόνα στη γη ή τα ξηρά καλοκαίρια π.χ. Μεσογειακή λεκάνη.

### III.8 Τα βροχομετρικά συστήματα

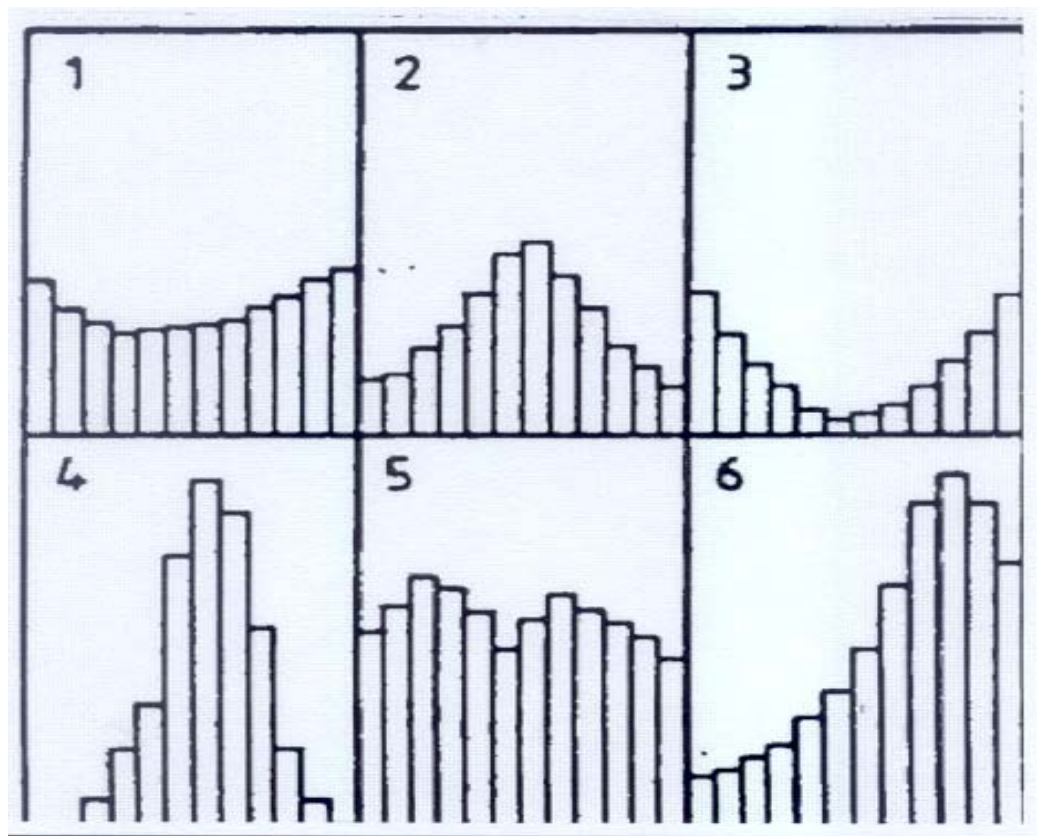
Παρατηρείται επομένως, σύμφωνα με τα παραπάνω, ότι η περίοδος των βροχών διαφέρει από ένα τόπο σε άλλο. Η ετήσια επομένως πορεία της βροχής μπορεί να χαρακτηρίζει κλιματικά έναν τόπο. Για το λόγο αυτό η ετήσια πορεία της βροχής, δηλαδή το **βροχομετρικό σύστημα** αποτελεί βασικό κλιματικό στοιχείο κάθε περιοχής. Δεν είναι καθόλου παράξενο δύο απομακρυσμένοι τόποι να έχουν το ίδιο ετήσιο ύψος βροχής, αλλά το βροχομετρικό τους σύστημα να είναι τελείως διαφορετικό. Για παράδειγμα μπορούμε να αναφέρουμε τη δική μας Μυτιλήνη και το απομακρυσμένο Ν. Δελχί, όπου ενώ η ετήσια βροχόπτωση είναι περίπου η ίδια (715 και 725 mm), η εποχική πορεία, δηλαδή το βροχομετρικό σύστημα είναι τελείως διαφορετικό (Σχήμα III.8)



Σχήμα III.8. Μέσο ετήσιο καθεστώς βροχής σε δύο σταθμούς με ίσα ετήσια ποσά βροχής.

Η εξέταση λοιπόν της ετήσιας πορείας της βροχόπτωσης σε κάθε σταθμό μπορεί να τον κατατάξει σε μια από τις παρακάτω κατηγορίες βροχομετρικών συστημάτων:

- (1) **Το θαλάσσιο βροχομετρικό σύστημα.** Αυτό επικρατεί επάνω από τους ωκεανούς και το μέγιστο των βροχών σημειώνεται κατά το Φθινόπωρο και κατά το Χειμώνα (Σχήμα III.9,1).
- (2) **Το ηπειρωτικό βροχομετρικό σύστημα.** Επικρατεί στα εσωτερικά των ηπείρων, με αυξημένες θερινές βροχές και χειμερινή συνήθως ξηρασία (Σχήμα III.9,2).
- (3) **Το μεσογειακό βροχομετρικό σύστημα.** Το σύστημα αυτό απαντάται στις χώρες της Μεσογείου, στην Καλιφόρνια, τη Νότια Αυστραλία και τη Νότια Αφρική. Χαρακτηρίζεται από θερινό ελάχιστο της βροχόπτωσης και από χειμερινό μέγιστο (Σχήμα III.9,3).
- (4) **Το μουσωνικό βροχομετρικό σύστημα.** Αυτό χαρακτηρίζεται από άφθονες θερινές βροχοπτώσεις και από χειμερινή ξηρασία. Απαντάται στις περιοχές όπου επικρατεί το σύστημα των μουσώνων, δηλαδή μιας κατηγορίας ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας, όπου οι άνεμοι παρουσιάζουν εποχική αντιστροφή, πνέοντας από τη θάλασσα προς την ξηρά κατά το θέρος και κατά την αντίθετη κατεύθυνση το χειμώνα. Συναντάται στην Ινδία, Βιρμανία, Βιετνάμ κ.λ.π. (Σχήμα III.9,4).



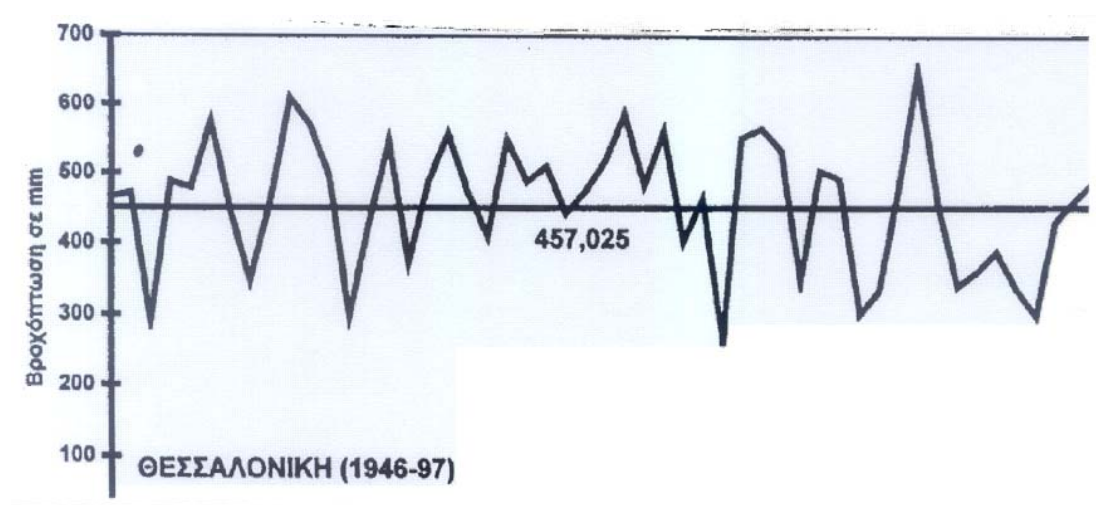
**Σχήμα III.9** Βροχομετρικά συστήματα της Γης: 1. Θαλάσσιο, 2. Ηπειρωτικό, 3. Μεσογειακό, 4. Μουσωνικό, 5. Ισημερινό και 6. Τροπικό ανατολικών ακτών.

- (5) **Το ισημερινό βροχομετρικό σύστημα.** Το σύστημα αυτό κυριαρχεί στην ισημερινή ζώνη που περικλείεται μεταξύ των παραλλήλων  $10^{\circ}$  Βόρεια και Νότια του Ισημερινού. Χαρακτηρίζεται από δύο μέγιστα βροχής τα οποία σημειώνονται κατά τις ισημερίες, όπως δείχνει και το Σχήμα III.9,5.
- (6) **Το τροπικό σύστημα των ανατολικών ακτών.** Χαρακτηρίζει τις περιοχές των ανατολικών ακτών της τροπικής ζώνης, όπου κάμουν συχνή την εμφάνιση τους οι τροπικοί κυκλώνες. Επειδή δε η εποχή δράσης αυτών είναι το Φθινόπωρο, γι' αυτό και οι βροχοπτώσεις έχουν τα μέγιστα τους κατά την εποχή αυτή (Σχήμα III.9,6).

### III.8 Ξηρασίες και πλημμύρες

Η μέση μηνιαία ή ετήσια τιμή της βροχόπτωσης, η οποία εκφράζει το μέσο όρο μιας πολύ μεγάλης περιόδου, τις περισσότερες φορές διαφέρει σημαντικά από τις πραγματικές τιμές που μετρούνται σε ένα ορισμένο μήνα ή έτος. Υπάρχουν έτη που οι βροχοπτώσεις ήταν πολύ λιγότερες από το μέσο όρο (ξηρά έτη) ή πολύ περισσότερες από αυτόν (υγρά έτη). Το ίδιο μπορεί να παρατηρηθεί σε εποχικές ή μηνιαίες τιμές.

Στο Σχήμα III.10, δίνεται η διαχρονική πορεία των ετήσιων τιμών της βροχόπτωσης για τη Θεσσαλονίκη, για την περίοδο 1946-1997. Όπως δείχνει το σχήμα αυτό οι ετήσιες τιμές είναι αρκετά μεγαλύτερες ή μικρότερες από τη μέση τιμή της περιόδου, που ανέρχεται στα **457.025** mm και η οποία απεικονίζεται επίσης στο σχήμα αυτό. Το έτος 1977 είναι το ξηρότερο έτος, ενώ το 1987 είναι το βροχερότερο, για την περίοδο των 52 τελευταίων ετών. Η διακύμανση της τιμής του νετού επάνω ή κάτω από τη μέση τιμή ονομάζεται μεταβλητότητα του νετού και αποτελεί μια σημαντική παράμετρο για να προσδιοριστούν οι ξηρές ή οι υγρές εποχές σε ένα τόπο.



Σχήμα III.10. Η διαχρονική πορεία της βροχής στη Θεσσαλονίκη

Ο κίνδυνος ξηρασίας ή πλημμύρων σε μια περιοχή είναι μεγαλύτερος όσο μεγαλύτερη είναι η μεταβλητότητα του νετού. Προκειμένου λοιπόν να δοθεί μια ποσοτική έκφραση του συντελεστού μεταβλητότητας, έχει προσδιοριστεί μία σχέση, η οποία συνδέει τις στατιστικές παραμέτρους του μέσου όρου  $\bar{x}$  και του συντελεστή της τυπικής απόκλισης  $\sigma$ , η οποία έχει τη μορφή :

$$V = 100 ( \sigma / \bar{x} ) \quad (1)$$

Το πρόβλημα της ξηρασίας ή της αφθονίας των βροχοπτώσεων είναι αρκετά πολυσύνθετο και αντιμετωπίζεται τόσο από μετεωρολογική όσο και από γεωργική άποψη. Για το λόγο αυτό υπάρχουν δύο είδη ξηρασιών οι **μετεωρολογική** και η **γεωργική** ξηρασία. Κατά τη μετεωρολογική ξηρασία, το πρόβλημα εντοπίζεται απλώς και μόνο στα ετήσια ή μηνιαία μεγέθη της βροχόπτωσης, τα οποία θα πρέπει στην περίπτωση αυτή να υπολείπονται της αντίστοιχης μέσης τιμής της βροχόπτωσης (Σχήμα III.10). Αν για παράδειγμα αναφερθούμε στη Μεσογειακή περιοχή, τότε είναι δυνατόν η έλλειψη της βροχής να έχει σημειωθεί κατά την ψυχρή περίοδο, στην οποία κανονικά σημειώνονται οι βροχοπτώσεις, ενώ παράλληλα μπορεί να παρουσιαστούν περισσότερες βροχοπτώσεις κατά την συνήθως άβροχη περίοδο του καλοκαιριού. Στην περίπτωση αυτή, αν το ετήσιο συνολικό άθροισμα της βροχής είναι μικρότερο από την κανονική τιμή, τότε μιλάμε για μετεωρολογική ξηρασία. Αυτή η έλλειψη νερού μπορεί να μη προκαλεί προβλήματα στη γεωργία, δημιουργεί όμως προβλήματα σε άλλες δραστηριότητες του ανθρώπου, όπως είναι ο τουρισμός, η ύδρευση κ.λ.π. Αντίθετα κατά τη γεωργική ξηρασία οι μειωμένες βροχοπτώσεις προκαλούν σημαντικές επιπτώσεις στην παραγωγή.

Προκειμένου να εντοπιστεί η γεωργική ξηρασία χρησιμοποιείται η έννοια του **υδρολογικού έτους**. Το υδρολογικό έτος αρχίζει τον επόμενο μήνα μετά από εκείνον στον οποίο έχει εκδηλωθεί η ελάχιστη τιμή της επιφανειακής απορροής και καλύπτει το διάστημα των δώδεκα επόμενων συνεχών μηνών. Αυτή η διάκριση έχει το πλεονέκτημα η υγρή περίοδος να περικλείεται μεταξύ δύο ξηρών περιόδων. Έτσι το νερό της βροχής το οποίο πέφτει σε μια περιοχή είναι αυτό που θα δαπανηθεί για την ανάπτυξη των φυτών. Στην Ελλάδα το υδρολογικό έτος αρχίζει συνήθως το Σεπτέμβριο και τελειώνει τον Αύγουστο του επόμενου έτους.

Το μετεωρολογικό έτος είναι ταυτόσημο με το ημερολογιακό έτος. Έτσι τα ετήσια ποσά της βροχής αντιπροσωπεύουν τόσο αυτά που έχουν καταγραφεί κατά το τρίμηνο Ιανουαρίου-Φεβρουαρίου- Μαρτίου, όσο και το τρίμηνο Οκτωβρίου- Νοεμβρίου- Δεκεμβρίου του ίδιου έτους. Οι βροχοπτώσεις όμως του δεύτερου τριμήνου, μπορεί να είναι πολύ άφθονες και να διαμορφώνουν τελικά ένα πολύ υγρό μετεωρολογικό έτος, στη γεωργία όμως αυτές οι βροχές θα χρησιμοποιηθούν από τα φυτά που θα αναπτυχθούν το επόμενο έτος. Αυτή η διαφοροποίηση δείχνει ότι μπορεί να υπάρχει άφθονο νερό από μετεωρολογική άποψη αλλά πολύ λίγο από γεωργική.

Την αντίθετη συνθήκη από τις ξηρασίες αποτελούν οι **πλημμύρες**, οι οποίες είναι καταστροφικές είτε εμφανιστούν κατά τη βροχερή είτε κατά την ξηρή περίοδο. Η δημιουργία των πλημμύρων είναι το αποτέλεσμα ισχυρών ή πολύ ισχυρών βροχοπτώσεων. Βέβαια δεν υπάρχουν ποσοτικά όρια της “υψηλής” ή “πολύ υψηλής” βροχόπτωσης, ούτε της διάρκειας αυτών. Μια γενική χοντρική αποδοχή μπορεί να είναι ότι μια μετρίως ισχυρή βροχόπτωση να ξεκινά από μια βροχή των 25 mm/h και μια μέση διάρκεια να ξεκινά από τη μία ώρα.

Από συνοπτική άποψη η βροχή, ως γνωστό, δημιουργείται με την ανύψωση και τη συμπύκνωση υγρού αέρα. Η ισχυρή βροχόπτωση για να εκδηλωθεί απαιτεί αφθονία ανυψούμενων υδρατμών, δηλαδή μεγάλη αναλογία μείξης στον ανυψούμενο αέρα και μεγάλη ταχύτητα ανύψωσης. Βεβαίως όλοι οι υδρατμοί που δημιουργούν ένα νέφος δεν μετατρέπονται σε βροχή. Αυτή η διαπίστωση οδηγεί στον προσδιορισμό ενός συντελεστού *αποτελεσματικότητας της βροχόπτωσης*. Αυτός ο συντελεστής **E** συνδέει τη σχέση που υπάρχει ανάμεσα στο ρυθμό της βροχόπτωσης και στους εισερχόμενους υδρατμούς, με τη σχέση:

$$\mathbf{R} = \mathbf{E} \mathbf{w} \mathbf{q} \quad (2)$$

Όπου **w** είναι ο ρυθμός ανύψωσης, **q** είναι η αναλογία μείξης του ανερχόμενου αέρα και **R** η βροχόπτωση που έχει μετρηθεί σε έναν τόπο.

Η αποτελεσματικότητα της βροχής **E** ορίζεται σαν ο λόγος της μάζας του νερού που πέφτει με τη βροχή  $m_p$ , προς τη μάζα των υδρατμών του νέφους  $m_i$ , δηλαδή  $E = m_p/m_i$ .

Αν ένας τουλάχιστον από τους τρεις όρους της σχέσης (2) είναι μεγάλος και οι υπόλοιποι είναι τουλάχιστον μέτριοι, τότε υπάρχει η δυνατότητα ισχυρών βροχοπτώσεων. Από αυτά φαίνεται ότι μηχανισμοί ελεύθερης μεταφοράς, σύγκλισης και ανύψωσης είναι αυτοί που προκαλούν πλημμύρες, χωρίς βέβαια να αποκλείονται και μηχανισμοί μη σύγκλισης, αλλά οι περιπτώσεις αυτές είναι σπανιότερες.

Για να προκληθεί ανύψωση και ισχυρή σύγκλιση θα πρέπει 1) η θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος να είναι κατά συνθήκη ασταθής, 2) να υπάρχουν οι κατάλληλες υγρομετρικές συνθήκες έτσι που ανερχόμενα τμήματα αέρα κάτω από συνθήκες υγρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας να παρουσιάζουν ένα επίπεδο ελεύθερης μεταφοράς και 3) να υπάρχει κάποια διεργασία με την οποία ένα τμήμα αέρα να ανυψώνεται μέχρι το επίπεδο ελεύθερης μεταφοράς.

Σε σύνθετα συστήματα σύγκλισης , που αποτελούνται από πλήθος κυττάρων σύγκλισης, η διάρκεια της υψηλής βροχόπτωσης σε οποιαδήποτε θέση συνδέεται με 1) την ταχύτητα κίνησης του συστήματος, 2) το μέγεθος του συστήματος, 3) τη μεταβλητότητα της έντασης της βροχής μέσα στο σύστημα. Όταν ένα σύστημα κινείται βραδέως, οι άλλοι παράγοντες μπορεί να μην είναι τόσο σημαντικοί για εκείνες τις θέσεις που έχουν την εμπειρία της πλέον έντονης βροχής στο σύστημα. Επομένως σαν γενικός κανόνας είναι ότι οι ισχυρές βροχές συνδέονται με βραδέως κινούμενα βροχοφόρα συστήματα.

Μολονότι το σύνολο σχεδόν των πλημμύρων προκαλείται από έντονη ελεύθερη ανύψωση ή σύγκλιση υγρού αέρα, υπάρχουν συνθήκες που μπορούν να αναπτύξουν παρόμοιες καταστάσεις χωρίς τη δράση της ελεύθερης μεταφοράς. Αυτό συμβαίνει όταν ισχυρά ανοδικά ρεύματα που δίνουν έντονες βροχές δημιουργούνται από εξαναγκασμένη ανύψωση. Οι πλέον κοινές κατακόρυφες κινήσεις είναι αυτές που προκαλούνται από την ορεογραφία. Αν η κατακόρυφη ανύψωση είναι ελεύθερη η εξαναγκασμένη δεν αφορά άμεσα την ατμόσφαιρα, ο υγρός αέρας ανυψούμενος συμπυκνώνεται και σχηματίζει βροχή στην ουσία κατά τον ίδιο τρόπο.

Η καταστροφική πλημμυρική δράση ενός ατμοσφαιρικού συστήματος συνδέεται επίσης και με τη μεταβολή της κεντρικής επιφανειακής πίεσης αυτού σε σχέση με το χρόνο, που συνήθως ορίζεται το 12ώρο. Από την άποψη αυτή είναι δυνατή η πρόβλεψη μιας επικείμενης πλημμύρας σε μια περιοχή.

Το θέμα των πλημμύρων, αλλά και των ξηρασιών παρουσιάζεται έντονο κατά τα τελευταία χρόνια σε διάφορα σημεία του πλανήτη. Η παρούσα περίοδος χαρακτηρίζεται γενικότερα από την εμφάνιση ακραίων καταστάσεων υψηλών βροχοπτώσεων, ξηρασιών, καυσώνων και θυελλών. Τα αίτια αυτά θα πρέπει να αναζητηθούν σε κλιματικές μεταβολές που μπορεί να συνδέονται με τις ανθρώπινες δραστηριότητες και ιδιαίτερα με τη μεγάλη αποδέσμευση διοξειδίου του άνθρακα, το οποίο είναι και το κατεξοχήν θερμοκηπικό αέριο. Η αποθήκευση ενέργειας που πραγματοποιείται στην ατμόσφαιρα πρέπει κάπου να αναλωθεί και ο πλέον συνήθης τρόπος είναι τα βίαια καιρικά φαινόμενα.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΤΕΤΑΡΤΟ

## **A. ΤΑΘΑΛΑΣΣΙΑ ΡΕΥΜΑΤΑ**

## **B. ΤΟ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟ EL NINIO**

### **IV.1 Σχηματισμός και κατανομή των θαλάσσιων ρευμάτων**

Οι μεγάλες υδάτινες μάζες των ωκεανών, που καλύπτουν το μεγαλύτερο τμήμα της επιφάνειας της γης, παρουσιάζουν μικρής ή μεγάλης κλίμακας οριζόντιες ή κατακόρυφες κινήσεις με τη βοήθεια των οποίων γίνεται τελικά μια ανακατανομή της θερμότητας που περικλείουν τα ύδατα σε πλανητική κλίμακα, καθώς και των βιολογικών και φυσικοχημικών χαρακτηριστικών των ωκεανών. Οι εν λόγω κινήσεις, είναι είτε επιφανειακές, είτε βάθους, είτε τέλος κατακόρυφες ροές ανταλλαγής επιφανειακών και υποθαλάσσιων υδάτινων μαζών.

Η κλιματολογία ενδιαφέρεται για την κίνηση των υδάτων των ωκεανών, γιατί τα θαλάσσια ρεύματα αποτελούν πολύ σημαντικό παράγοντα για τον έλεγχο και τη διαμόρφωση του κλίματος σε πολλές περιοχές του πλανήτη, οι οποίες βρίσκονται κοντά στη ζώνη δράσης των κινουμένων υδάτων. Ακόμη το επιφανειακό στρώμα της ατμόσφαιρας το οποίο βρίσκεται σε επαφή με τα θερμά ή ψυχρά επιφανειακά ύδατα θερμαίνεται ή ψύχεται μέσα από τις διαδικασίες της ανταλλαγής της θερμότητας.

Με τη βοήθεια των κινήσεων των θαλάσσιων υδάτων τα θερμά επιφανειακά ύδατα της τροπικής ζώνης κινούνται προς τους πόλους, ενώ τα ψυχρά πολικά ύδατα κινούνται προς τον ισημερινό συντελώντας στην ανακατανομή και εξισορρόπηση της θερμικής ενέργειας του πλανήτη. Στο Β. Ημισφαίριο, η συμμετοχή των ωκεανών στη θερμική εξισορρόπηση αυτού φθάνει το 40%, ενώ το υπόλοιπο 60% οφείλεται στις κινήσεις της ατμόσφαιρας.

Με την έννοια *θαλάσσιο ρεύμα* ορίζουμε την συνεχή οριζόντια μετακίνηση μεγάλων ποσοτήτων θαλασσίου ύδατος, μέσα στις εκτεταμένες υδάτινες μάζες των ωκεανών. Δηλαδή σαν θαλάσσιο ρεύμα μπορεί να χαρακτηριστεί ένας ωκεάνιος ποταμός που ρέει σε κοίτες που αποτελούνται επίσης από θαλάσσιο νερό. Ανάλογα με το χώρο στον οποίο γίνεται η κίνηση αυτή τα θαλάσσια ρεύματα διακρίνονται σε ρεύματα επιφάνειας και σε ρεύματα βάθους.

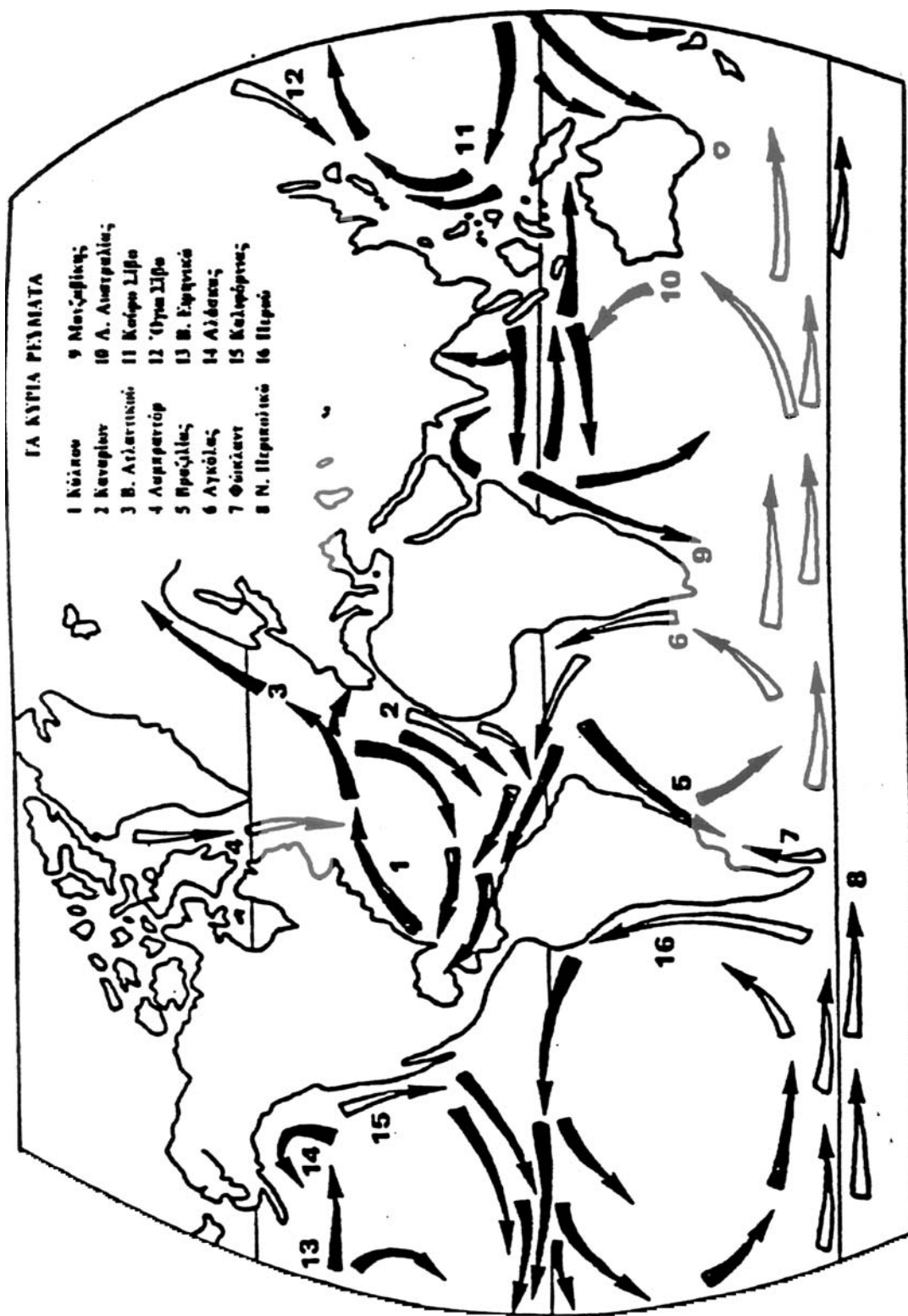
Η κίνηση των θαλάσσιων ρευμάτων οφείλεται στη δράση διαφόρων αιτιών τα οποία και συνοψίζονται ως ακολούθως:

- (1) Μεταξύ των επιφανειακών άνεμοι οι οποίοι πνέουν με σταθερή διεύθυνση επάνω από τους ωκεανούς και της επιφάνειας των ωκεανών αναπτύσσονται σημαντικής δύναμης τριβής, οι οποίες και εξαναγκάζουν το ανώτερο στρώμα των υδάτων, μέχρι και ΝΑ βάθος περίπου 100 μέτρων να παρασύρεται με αργούς ρυθμούς, ακολουθώντας τη γενική διεύθυνση κίνησης των ανέμων. Το φαινόμενο αυτό είναι χαρακτηριστικό στη ζώνη δράσης των υποτροπικών κέντρων υψηλής πίεσης.
- (2) Οι δημιουργούμενες αντιθέσεις στην πυκνότητα των υδάτων, που οφείλονται στην έντονη εξάτμιση και στην αλμυρότητα του ύδατος είναι υπεύθυνες για αργές κινήσεις του νερού. Παρατηρείται δηλαδή κάτι ανάλογο με αυτό που συμβαίνει στην ατμόσφαιρα, όπου οι διαφορές πυκνότητας του αέρα δημιουργούν τους ανέμους.
- (3) Η ακτογραφία, η διαμόρφωση των πυθμένων, η θέση των μεγάλων ατμοσφαιρικών κέντρων κυκλοφορίας και η επίδραση της εκτροπικής δύναμης Coriolis καθορίζουν τη διεύθυνση κίνησης και τις θέσεις των θαλασσιών ρευμάτων.

Η τελική πραγματική κατεύθυνση κίνησης των θαλάσσιων ρευμάτων οφείλεται στο συνδυασμό όλων των παραπάνω περιγραφέντων συντελεστών.

Είναι γνωστό ότι η εκτροπική δύναμη Coriolis προκαλεί εκτροπή των κινουμένων σωμάτων προς τα δεξιά. Επομένως και οι κινήσεις των θαλάσσιων ρευμάτων θα είναι δεξιόστροφες. Οι κινήσεις αυτές παρατηρούνται στην κίνηση του αέρα στους αντικυκλώνες του Β. ημισφαιρίου, γι' αυτό και οι κινήσεις αυτές χαρακτηρίζονται σαν αντικυκλωνικές κινήσεις, ή κινήσεις κατά τη φορά των δεικτών του ωρολογίου. Στο νότιο ημισφαίριο, όπου οι κινήσεις είναι κατοπτρικές αυτών του βορείου ημισφαιρίου, η αντικυκλωνική κίνηση είναι αριστερόστροφη και αυτήν ακριβώς την κίνηση ακολουθούν και τα θαλάσσια ρεύματα του νοτίου ημισφαιρίου.

Στο *Σχήμα IV.1* δίνεται σχηματικά η κίνηση και το πλήθος των 16 κυριότερων θαλάσσιων ρευμάτων του πλανήτη. Γενικά, όπως φαίνεται από το σχήμα αυτό, τα ύδατα που κινούνται προς τους πόλους έχουν την τάση να είναι θερμότερα από τα γειτονικά τους, αφού προέρχονται από μικρότερα γεωγραφικά πλάτη. Αντίθετα τα ρεύματα που κινούνται προς τον Ισημερινό είναι ψυχρότερα από τις υδάτινες μάζες που τα περιβάλλουν. Σε σύγκριση, λοιπόν, με το γειτονικό υδάτινο περιβάλλον μέσα στο οποίο κινούνται τα θαλάσσια ρεύματα διακρίνονται σε δύο κατηγορίες (1) στα *Θερμά* θαλάσσια ρεύματα και (2) στα *Ψυχρά* θαλάσσια ρεύματα.



Σχήμα IV.1. Η κατανομή των μεγάλων θαλάσσιων ρευμάτων του πλανήτη.

Υπάρχει μια ακόμη κατηγορία ρευμάτων τα ρεύματα *αποζημίωσης* ή επιστρέφοντα ρεύματα τα οποία αναπληρώνουν τις απώλειες σε νερό, που υφίσταται μια θαλάσσια περιοχή από την οποία ξεκινούν θαλάσσια ρεύματα. Τέτοιες περιοχές υπάρχουν στον Ειρηνικό ωκεανό όπου κατά μήκους σχεδόν του Ισημερινού υπάρχει ένα τέτοιο αντίρρευμα που κινείται από τα δυτικά προς τα ανατολικά και αναπληρώνει τις απώλειες που προκαλούν τα δύο μεγάλα ρεύματα του Βορείου και του Νοτίου Ειρηνικού στις δυτικές ακτές της Νότιας Αμερικής (Περού).

Η μελέτη της τροχιάς των θαλάσσιων ρευμάτων του *Σχήμα IV.1* σε σύγκριση με τον πλανητικό χάρτη κατανομής των ατμοσφαιρικών πιέσεων και των ανέμων, αποκαλύπτει τη στενή σχέση που συνδέει τη γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας και της κυκλοφορίας των θαλάσσιων ρευμάτων. Η σχέση αυτή είναι πολύ χαρακτηριστική στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, καθώς και στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη του Νοτίου Ημισφαιρίου. Στα μεγάλα πλάτη του Β. Ημισφαιρίου η σχέση αυτή διαταράσσεται εξαιτίας της μεγάλης εξάπλωσης της ξηράς.

Από τη μελέτη των τροχιών των θαλάσσιων ρευμάτων του *Σχήματος IV.1* διαπιστώνεται ότι οι ανατολικές ακτές των μικρών γεωγραφικών πλατών διαρρέονται από θερμά θαλάσσια ρεύματα τα οποία κινούνται παράλληλα προς αυτές με κατεύθυνση από τα μικρότερα στα μεγαλύτερα πλάτη. Οι δυτικές ακτές των ίδιων πλατών διαβρέχονται από ψυχρά ρεύματα τα οποία έρχονται από μεγαλύτερα πλάτη.

Ένα θαλάσσιο ρεύμα μπορεί ανάλογα να θερμάνει ή να ψύξει τους ανέμους που πνέουν επάνω από αυτό. Αν οι άνεμοι πνέουν προς την ξηρά τότε ασκεί σημαντική επίδραση στο κλίμα της γειτονικής ξηράς. Μερικά χαρακτηριστικά ψυχρά ρεύματα είναι αυτά που περιπλέουν τις ακτές της Καλιφόρνιας, του Περού, της Αγκόλας κ.λ.π. Από τα θερμά ρεύματα πολύ σημαντικό για το κλίμα της Ευρώπης είναι το ρεύμα του Βορείου Ατλαντικού, Γνωστό σαν ***Ρεύμα του Κόλπου***, γιατί δημιουργείται στον κόλπο του Μεξικού. Το ρεύμα αυτό εισχωρεί βαθιά μέσα στο βόρειο Ατλαντικό μεταφέροντας μεγάλα ποσά θερμότητας, κυρίως με τους υπερκείμενους ανέμους τους οποίους και θερμαίνει, διατηρώντας τη ναυσιπλοΐα ελεύθερη και κατά τους ψυχρότερους μήνες, σε περιοχές αρκετά βόρεια μέσα στον Αρκτικό. Επίσης καθιστά το κλίμα των Δυτικών ακτών της Ευρώπης, στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, πολύ ήπιο.

Στα υποτροπικά πλάτη, στις δυτικές ακτές των ηπείρων, οι άνεμοι κοντά στις ακτές πνέουν παράλληλα με αυτές με αποτέλεσμα να απομακρύνουν προς το εσωτερικό των ωκεανών τα επιφανειακά θερμά νερά με μεγάλη ταχύτητα.

Η απομάκρυνση των θερμών νερών από τις παράκτιες περιοχές αναπληρώνεται από ρεύματα βάρους ή ρεύματα *ανάβλυσης*, τα οποία και μεταφέρουν κρύα νερά από βαθύτερα σημεία.

Τα νερά αυτά είναι πολύ πλούσια σε φυτοπλαγκτόν και έχουν άφθονο διαλυμένο οξυγόνο. Αποτελούν επομένως ιδανικούς τόπους αλιείας για τις γειτονικές χώρες. Η οικονομική σημασία αυτών των περιοχών είναι τεράστια και έχουν γίνει κατά καιρούς συγκρούσεις ή πιέσεις για τον έλεγχο των περιοχών αυτών.

Οι θερμοκρασίες που επικρατούν στις περιοχές αυτές είναι πολύ χαμηλότερες από τις γειτονικές και η επίδραση τους φαίνεται καθαρά στους χάρτες των ισόθερμων, που παρουσιάστηκαν στο σχετικό κεφάλαιο της θερμοκρασίας. Παράλληλα ο αέρας που προέρχεται από τον ωκεανό μόλις συναντήσει τις ψυχρές παράκτιες υδάτινες επιφάνειες ψύχεται και σχηματίζει ομίχλες οι οποίες είναι κοινές στις περιοχές αυτές. Αντίστοιχα ψυχρά ρεύματα με πολύ πυκνές ομίχλες υπάρχουν και στα μεγάλα πλάτη των ανατολικών ακτών, όπως συμβαίνει στην περιοχή του Λάμπραντορ του Καναδά, στη νότια Χιλή (Φώκλαντ) και στη Σιβηρία (Ογια Σίβο), δηλαδή περιοχές που υπάρχουν έντονες οικονομικές συγκρούσεις μεταξύ διαφόρων χωρών (Καναδάς και Μεγάλη Βρετανία, Μ. Βρετανία- Αργεντινή, Ρωσία - Ιαπωνία).

## **IV.2 Επίδραση των Θαλάσσιων Ρευμάτων στο Κλίμα**

Δεν είναι εύκολο να προσδιορίσει κανείς με ακρίβεια το ρόλο του κάθε θαλάσσιου ρεύματος στη διαμόρφωση του κλίματος των γειτονικών προς αυτό ξηρές. Ένας από τους κύριους λόγους είναι ότι είναι διαφορετική η συμπεριφορά των ρευμάτων κατά τις διάφορες εποχές του έτους, ή διότι τα ρεύματα δεν διατηρούν την ίδια ένταση από χρόνο σε χρόνο. Ακόμη οι συνθήκες που επικρατούν κατά το χειμώνα στις μεγάλες ηπείρους μπορούν να αλλοιώσουν τη δράση των ρευμάτων που δρουν στις ανατολικές ακτές αυτών. Παρά τις ιδιάζουσες αυτές συμπεριφορές μπορεί να δοθεί μια γενική εικόνα των κλιματικών χαρακτηριστικών που διαμορφώνονται στις ακτές που παραπλέουν τα θαλάσσια ψυχρά ή θερμά ρεύματα.

(1) Οι δυτικές ακτές των τροπικών ακτών, όπως, προαναφέρθηκε βρέχονται από ψυχρά ρεύματα. Η παρουσία των ψυχρών υδάτων προκαλεί χαμηλές τιμές της θερμοκρασίας και μικρά ημερήσια και ετήσια θερμομετρικά εύρη. Επικρατεί ξηρασία και οι ομίχλες είναι συχνές.

- (2) Οι δυτικές ακτές των μέσων και μεγάλων πλατών που διαβρέχονται από θερμά ρεύματα, χαρακτηρίζονται από ωκεάνια κλίματα. Οι χειμώνες είναι ήπιοι, τα καλοκαίρια δροσερά και οι βροχοπτώσεις είναι μέτριες και συνδέονται με τους ανέμους δυτικού τομέα. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί το κλίμα της Μ. Βρετανίας.
- (3) Οι ανατολικές ακτές των μικρών γεωγραφικών πλατών που διαβρέχονται από θερμά ρεύματα χαρακτηρίζονται από θερμά και βροχερά κλίματα.
- (4) Οι ανατολικές ακτές των μέσων γεωγραφικών πλατών βρέχονται μεν από θερμά ρεύματα, αλλά η ηπειρωτική επίδραση των ηπείρων που βρίσκονται στα δυτικά προσδίδουν σ' αυτές ηπειρωτικό χαρακτήρα με ψυχρούς χειμώνες και θερμά καλοκαίρια. Τέλος,
- (5) Οι ανατολικές ακτές των μεγάλων πλατών βρέχονται από ψυχρά ρεύματα τα οποία διαμορφώνουν μακρούς ψυχρούς χειμώνες και δροσερά καλοκαίρια.

### IV.3 Το φαινόμενο El Nino

Η λέξη El Nino είναι μια ευλαβική προσφώνηση του Θείου βρέφους στα Ισπανικά. Ομοίως η ίδια λέξη χρησιμοποιείται για να εκφράσει μια αισθητή μεταβολή του καιρού κατά μήκος των ακτών του Περού που συνήθως εμφανίζεται την περίοδο των Χριστουγέννων, και τέτοιες μεταβολές περιγράφονται εδώ και αιώνες από τους κατοίκους της περιοχής. Τον περισσότερο χρόνο οι σταθεροί και ισχυροί ανατολικοί αληγείς άνεμοι που πνέουν στον Ειρηνικό ωκεανό απομακρύνουν τα επιφανειακά νερά του ωκεανού από τις ακτές του Περού και τα οδηγούν προς την περιοχή των Φιλιππίνων. Αποτέλεσμα όλης αυτής της μεταφοράς είναι η στάθμη της θάλασσας στα νησιά αυτά να είναι υψηλότερα κατά 60-65 εκατοστά του μέτρου. Συνέπεια αυτής της σταθερής μεταφοράς του επιφανειακού ύδατος κατά μήκος των ακτών της Ν. Αμερικής είναι να σημειώνεται μια “άντληση” ψυχρότερου νερού από τα κατώτερα στρώματα του ωκεανού. Το ψυχρό αυτό νερό είναι πλούσιο σε θρεπτικές ουσίες και συγκεντρώνει πλήθος θαλάσσιων οργανισμών που αλιεύονται σε αφθονία από τους ψαράδες της περιοχής.

Το αποτέλεσμα όλων αυτών των διαδικασιών αυτών είναι να υπάρχει μια συσσώρευση θερμού νερού στο δυτικό Ειρηνικό. Η περιοχή αυτή ονομάζεται “θερμή λίμνη” και είναι το θερμότερο σημείο των μεγάλων ωκεανών. Το ψυχρό νερό συνεχίζει να αντλείται από τις ακτές του Περού και ο ανατολικός Ειρηνικός είναι ψυχρότερος από τον δυτικό.

Καθώς η ατμοσφαιρική και η θαλάσσια κυκλοφορία ακολουθούν την κίνηση του ήλιου οι αληγείς άνεμοι μετατοπίζονται για μια μικρή περίοδο γύρω από τα Χριστούγεννα νοτιότερα. Αυτή η κίνηση αλλάζει δραματικά τον καιρό κατά μήκος της ακτής της νότιας Αμερικής, αφού μετατοπίζει τους ανέμους δυτικότερα, σταματά την άντληση του κρύου νερού, μειώνεται η παρουσία των θρεπτικών ουσιών και δεν επιτρέπει πλέον το ψάρεμα. Οι κάτοικοι της περιοχής απολαμβάνουν μια μεγάλη περίοδο διακοπών με διάφορες καλλιτεχνικές και κοινωνικές εκδηλώσεις.

Αυτή η εποχική διακοπή της κανονικής πορείας των γεγονότων στην περιοχή συνηθίζεται να αποκαλείται El Nino.

Αλλά υπάρχει μια μεγαλύτερης σπουδαιότητας μεταβολή η οποία εμφανίζεται όταν το φαινόμενο αυτό αντί να διαρκέσει μερικές ημέρες εγκαθίσταται στην περιοχή για ένα χρόνο ή και περισσότερο. Αυτή η κατάσταση είναι αυτό που σήμερα ονομάζεται από τους επιστήμονες φαινόμενο *El Nino*.

Η σημασία αυτού του El Niño, δεν περιορίζεται στον τοπικό χαρακτήρα που του αποδίδουν οι αλιείς του Περού. Αντίθετα έχει αποδειχθεί ότι είναι ένας πολύ σημαντικός κλιματικός μηχανισμός, ο οποίος ελέγχει το κλίμα του πλανήτη σε πολύ μεγάλη κλίμακα, και ιδιαίτερα δε στην τροπική ζώνη.

Στην τροπική και την ισημερινή ζώνη κάτω από κανονικές συνθήκες λειτουργεί ένας μηχανισμός κυκλοφορίας του αέρα που είναι γνωστός σαν **Ισημερινή Κυκλοφορία Walker**. Συγκεκριμένα για τον Ειρηνικό ο μηχανισμός αυτός κάτω από κανονικές συνθήκες κυκλοφορίας λειτουργεί ως εξής: Θερμός αέρας ανυψώνεται κατακόρυφα επάνω από τον δυτικό Ειρηνικό εξαιτίας της πολύ θερμής θάλασσας (θερμής λίμνης) που οδηγεί στη δημιουργία πλήθους καταιγίδων και μιας περιοχής με χαμηλή επιφανειακή ατμοσφαιρική πίεση. Το αντίθετο συμβαίνει στα ανατολικά όπου ο αέρας σαν ψυχρότερος καθιζάνει. Αυτή η καθοδική κίνηση μειώνει δραματικά τις βροχοπτώσεις καθιστώντας τις δυτικές ακτές της Ν. Αμερικής ένα από τα ξηρότερα μέρη της γης. Οι δύο αυτές περιοχές της ανύψωσης και της καθίζησης του αέρα διαμορφώνουν τελικά μια πλήρη κυκλοφορία του αέρα, όπου αυτός κινείται προς τα δυτικά με τη μορφή των επιφανειακών ανατολικών ανέμων (αληγών), ανυψώνεται επάνω από τον δυτικό Ειρηνικό και επιστρέφει σαν ανώτερος δυτικός άνεμος, για να κατέλθει στις ακτές της Ν. Αμερικής, όπου η πίεση είναι υψηλή, κλείνοντας τον κύκλο της κυκλοφορίας. Σε όλο τον πλανήτη υπάρχουν 4 ή 5 δακτύλιοι της κυκλοφορίας του Walker, αλλά συνήθως τρεις είναι οι κυριότεροι, επάνω από τη νότια Ασία, την Αφρική και την Κεντρική/Νότια Αμερική. Αυτοί μετατοπίζονται εποχικά και κατά το χειμώνα βρίσκονται μεταξύ των 5° B και 15°N, ενώ κατά το θέρος μεταξύ 8° B και 15°B.

Η περιγραφείσα κυκλοφορία κατά Walker χαρακτηρίζει την κανονική συνθήκη της ατμόσφαιρας. Όμως για λόγους που είναι δύσκολο να γίνουν αντιληπτοί, η κυκλοφορία αυτή αντιστρέφεται περιστασιακά, οδηγώντας στην εμφάνιση υψηλών πιέσεων επάνω από τον δυτικό Ειρηνικό και χαμηλών στον ανατολικό.

Το μοντέλο αυτό των μεταβολών της πίεσης μεταξύ του δυτικού και του ανατολικού Ειρηνικού ονομάζεται Νότια Κύμανση (SO) και εκφράζεται με τη διαφορά της ατμοσφαιρικής επιφανειακής πίεσης που παρατηρείται μεταξύ του Darwin (Αυστραλία) και της Tahiti. Όταν η διαφορά Tahiti - Darwin είναι αρνητική, οι πιέσεις είναι υψηλότερες στο Darwin και, εάν η διαφορά υπερβαίνει κάποιο όριο που ορίζεται από την τυπική απόκλιση, γεννιέται το El Niño. Στους κλιματολόγους ο μηχανισμός αυτός είναι γνωστός σαν SOI ( South Oscillation Index), δηλαδή ο Δείκτης της Νότιας Κύμανσης

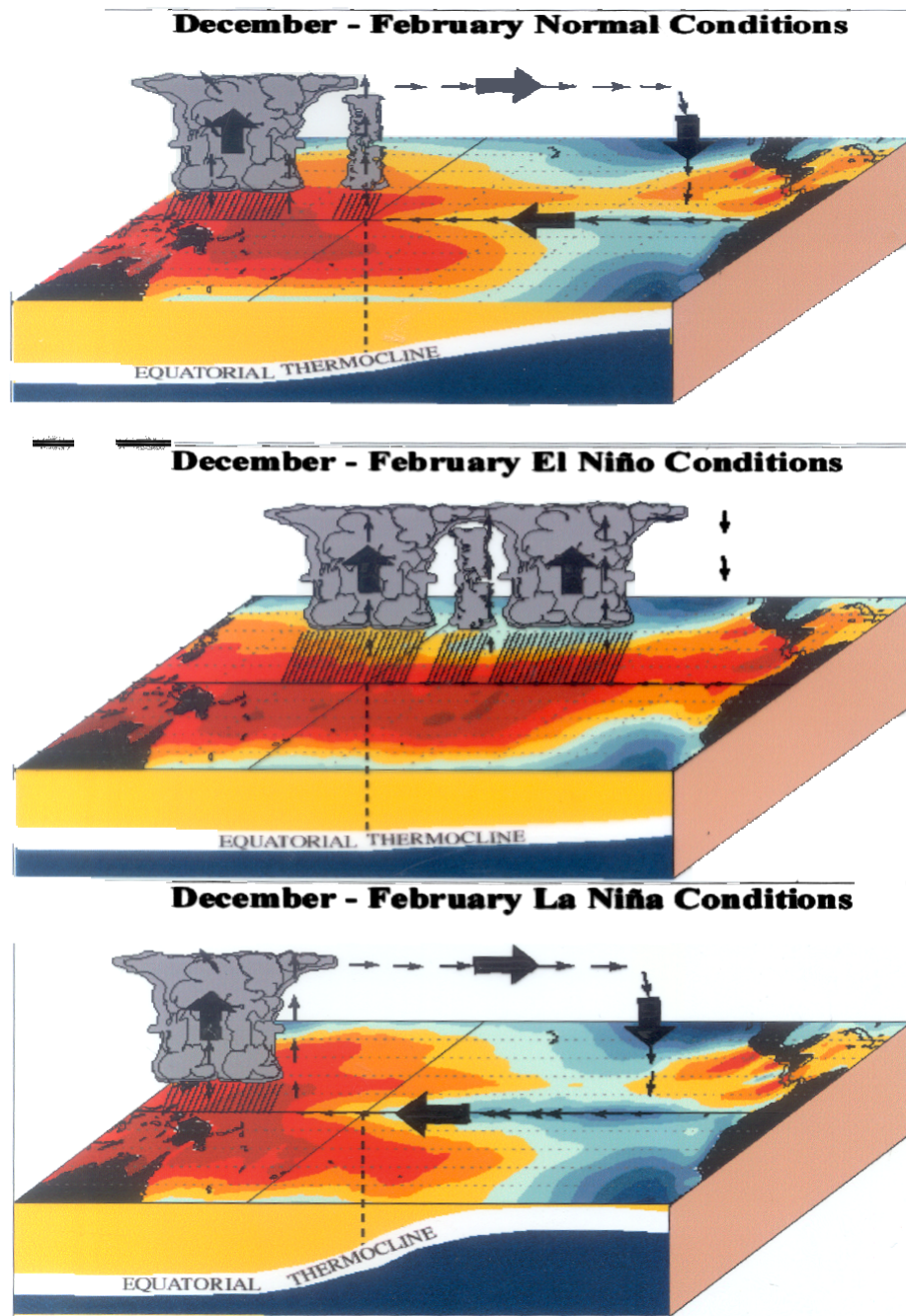
του El Niño και αποτελεί μέτρο για τη εκτίμηση των El Niño-ness. Σήμερα χρησιμοποιούνται πιο βελτιωμένες μέθοδοι που μετρούν περισσότερες παραμέτρους σε διάφορες τοποθεσίες. Αυτές ονομάζονται “multivariate ENSO Index”. Με βάση τις παραμέτρους αυτές το El Niño εμφανίζεται όταν ο δείκτης είναι +1 ( και όχι ο -1 του SOI)

Μια αναλυτική απεικόνιση των συνθηκών που επικρατούν στην περιοχή του Ειρηνικού δίνεται στο *Σχήμα IV.2* (άνω), όπου χαρακτηριστικά φαίνεται η κυκλοφορία του Walker, η κατανομή της επιφανειακής θερμοκρασίας και η θερμοκρασιακή δομή των υδάτων του Ειρηνικού ωκεανού. Στις συνθήκες αυτές, η θερμοκρασία βάθους των υδάτων του Ειρηνικού παρουσιάζει μία στρωμάτωση όπου η ισοθερμική επιφάνεια των υδάτων, που διαχωρίζει τις σημαντικές θερμοκρασιακές διαφορές, παρουσιάζει μια κλίση από τα ανατολικά προς τα δυτικά. Το υδάτινο αυτό ισοθερμικό στρώμα ονομάζεται *θερμοκλινές*. Η παρατήρηση δείχνει ότι ίδια τιμή της θερμοκρασίας παρατηρείται σε μικρότερα βάθη στα ανατολικά και σε όλο μεγαλύτερα βάθη, όσο κινούμεθα προς τα δυτικά. Αυτό οφείλεται στη δράση των ανατολικών ανέμων οι οποίοι «ξαφρίζουν» τα επιφανειακά νερά και τα μεταφέρουν από τα ανατολικά προς τα δυτικά, καθώς και στα ρεύματα ανάβλυσης τα οποία μεταφέρουν ψυχρότερα υποθαλάσσια ρεύματα στις ανατολικές ακτές του Ειρηνικού.

Η κατάσταση αυτή που μόλις έχει περιγραφεί αποτελεί την κανονική κατάσταση κυκλοφορίας αέρα και υδάτων στον Ισημερινό Ειρηνικό ωκεανό.

Αυτό που στην πραγματικότητα προκαλεί η παρουσία του El Niño είναι ότι σταματά την άντληση του ψυχρού νερού κατά μήκος των ακτών της Ν. Αμερικής, Ακόμη προκαλεί μεγάλης κλίμακας μεταβολές στην ατμοσφαιρική κυκλοφορία κατά μήκος του τροπικού Ειρηνικού, που αφορά στη μείωση των ανατολικών ανέμων της κατώτερης ατμόσφαιρας του ανατολικού τροπικού Ειρηνικού και των δυτικών ανέμων της ανώτερης ατμόσφαιρας στην ίδια περιοχή, κοντά στην τροπόπαυση. Αυτές οι συνθήκες αντανakλούν τη μείωση της έντασης της Ισημερινής κυκλοφορίας του Walker (*Σχήμα IV.2, μέσο*), η οποία μπορεί να απουσιάζει παντελώς σε ισχυρά επεισόδια El Niño.

Κατά το στάδιο της ανάπτυξης του El Niño η δομή των νερών του ωκεανού χαρακτηρίζεται από ένα αφύσικα βαθύ στρώμα θερμού νερού και από μια αύξηση του βάθους του θερμοκλινούς στον ανατολικό τροπικό Ειρηνικό.



**Σχήμα IV.2.** Η κυκλοφορία Walker, η κατανομή των επιφανειακών θερμοκρασιών και οι θέσεις του θερμοκλινούς κατά την επικράτηση: α) κανονικών συνθηκών στον τροπικό Ειρηνικό (άνω), β) συνθηκών El Niño (μέσο), και γ) συνθηκών La Niña (κάτω).

Έτσι η κλίση του θερμοκλινούς μειώνεται κατά μήκος της λεκάνης του Ειρηνικού (Σχήμα IV.2, μέσο). Σε πολύ ισχυρά επεισόδια El Niño το θερμοκλινές μπορεί να καταστεί εντελώς οριζόντιο σε ολόκληρο τον τροπικό Ειρηνικό ωκεανό για αρκετούς μήνες.

Η στάθμη της θάλασσας είναι υψηλότερα από την κανονική στον ανατολικό Ειρηνικό, συντελώντας στην ελάττωση της κλίσης της επιφάνειας του ωκεανού κατά μήκος της λεκάνης.

Δηλαδή όπως φαίνεται από το *Σχήμα IV.2* (μέσο) το El Niño σταματά την άντληση του ψυχρού νερού κατά μήκος των ακτών της Ν. Αμερικής. Αυτό έχει σαν συνέπεια τεράστιες ποσότητες ψυχρού νερού να παγιδεύονται κάτω από το θερμοκλινές. Έτσι όταν το El Niño παύσει οι μεγάλες αυτές ποσότητες του ψυχρού νερού εξέρχονται στην επιφάνεια της θάλασσας, με το μηχανισμό της άντλησης, προκαλώντας έντονη πτώση των θερμοκρασιών στις ακτές του Περού, που οδηγεί στην εμφάνιση θερμοκρασιών πολύ μικρότερων από τις μέσες τιμές μιας πάρα πολύ μεγάλης χρονικής περιόδου. Αυτή η “αντίστροφη φάση” του El Niño είναι γνωστή σαν **La Nina**. Όσο ισχυρότερο είναι το El Niño, τόσο μεγαλύτερα ποσά ψυχρού νερού θα αντλούνται προς την επιφάνεια και επομένως τόσο ισχυρότερο θα είναι και το La Niña που θα ακολουθήσει.

Επίσης, τα επεισόδια του La Nina προκαλούν έντονες μεγάλης κλίμακας μεταβολές στους ανέμους στον τροπικό Ειρηνικό, που συνίστανται στην αύξηση της έντασης τόσο των ανατολικών ανέμων της κατώτερης ατμόσφαιρας του ανατολικού Ειρηνικού, όσο και των δυτικών ανέμων στην ανώτερη ατμόσφαιρα της ίδιας περιοχής. Οι συνθήκες αυτές προκαλούν μια ενίσχυση της έντασης της κυκλοφορίας του Walker, όπως χαρακτηριστικά φαίνεται στο *Σχήμα IV.2* (κάτω).

Κατά την εμφάνιση του La Nina, η δομή των υδάτων του ωκεανού χαρακτηρίζεται από ένα αφύσικα ρηχό στρώμα θερμού νερού κατά μήκος του ανατολικού τροπικού Ειρηνικού, με συνέπεια μια μείωση του βάθους του θερμοκλινούς στην περιοχή αυτή. Έτσι η κλίση του θερμοκλινούς αυξάνει κατά μήκος της λεκάνης (*Σχήμα IV.2*, κάτω). Σε πολύ ισχυρά επεισόδια La Nina, το θερμοκλινές μπορεί να έλθει πολύ κοντά στην επιφάνεια για μεγάλες περιόδους. Αυτή η ψύξη οδηγεί σε ένα πολύ λεπτό στρώμα ανάμειξης με πολύ άφθονα θρεπτικά συστατικά για τη θαλάσσια ζωή. Η στάθμη της θάλασσας είναι χαμηλότερα από την κανονική θέση στον ανατολικό Ειρηνικό, συντελώντας σε μια αύξηση της κλίσης της επιφάνειας του ωκεανού κατά μήκος της λεκάνης.

Επειδή η έκταση της τροπικής ζώνης του Ειρηνικού ωκεανού είναι τεράστια και επειδή η συμπεριφορά του El Niño δεν είναι ομοιόμορφη σε όλη αυτή την περιοχή κατά

την ίδια χρονική στιγμή, οι επιστήμονες που μελετούν το φαινόμενο το έχουν χωρίσει γεωγραφικά στις παρακάτω κατηγορίες:

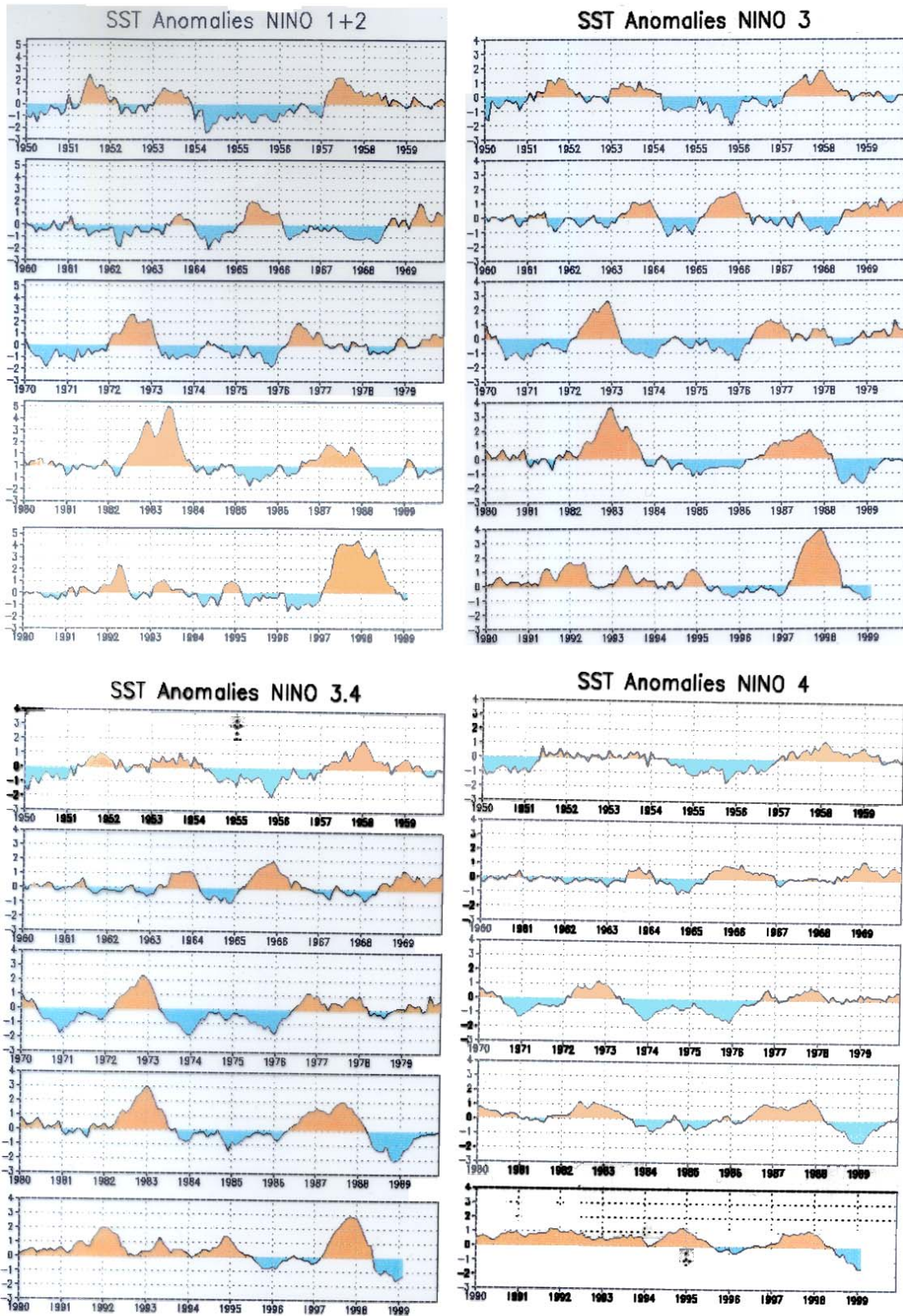
- 1) **NINIO 1-2**. Αυτό καλύπτει την περιοχή που εκτείνεται από 0° έως 10° Νότια του Ισημερινού και από 80° έως 90° Δυτικού πλάτους .
- 2) **NINIO 3**. Με ζώνη δράσης τις 150° έως 90° Δυτικού μήκους και 5° Νότιο έως 5° Βόρειο γεωγραφικό πλάτος.
- 3) **NINIO 3-4**, που καλύπτει την περιοχή που εκτείνεται ανάμεσα στους παραλλήλους 5° Νότιο έως 5° Βόρειο γεωγραφικό πλάτος και στους μεσημβρινούς 120° έως 170° Δυτικού μήκους. Και
- 4) **NINIO 4**, που εμφανίζεται στην περιοχή που ορίζουν οι παράλληλοι 5° Νότιο και 5° Βόρειο γεωγραφικό πλάτος και οι μεσημβρινοί 160° Ανατολικού και 150° Δυτικού μήκους.

Οι επιπτώσεις της εμφάνισης του El Niño είναι αναμφισβήτητες στην ενδοτροπική ζώνη του Ειρηνικού ωκεανού, στη Νότια Αμερική, αλλά και στη Βόρεια Αμερική, όπου πολλά καιρικά φαινόμενα έχουν αποδοθεί και έχει αποδειχθεί ότι οφείλονται στη δράση του El Niño.

Αντίστοιχες καταστάσεις παρατηρούνται και στο δυτικό τμήμα του ειρηνικού ωκεανού, που καλύπτει τις περιοχές της βορειότερης Αυστραλίας, της Ινδονησίας, της Μελανησίας και της Πολυνησίας.

Επιπτώσεις της δράσης του El Niño σε άλλες περιοχές του πλανήτη, έξω από την τροπική ζώνη, δεν μπορεί μέχρι στιγμής να λεχθεί με μεγάλη βεβαιότητα ότι υπάρχουν. Γίνονται έρευνες και προς την κατεύθυνση αυτή οι οποίες πιθανώς να δείξουν ή όχι τέτοιου είδους επιδράσεις.

Το ουσιαστικό πρόβλημα με το El Niño είναι να προσδιοριστεί με κάθε λεπτομέρεια η ταυτότητα δράσης αυτού, δηλαδή πόσο μακριά από την περιοχή εκδήλωσης του μπορεί να φθάσει η δράση του και να τροποποιήσει τα κλιματικά χαρακτηριστικά μιας περιοχής και το κυριότερο αν η εμφάνιση του γίνεται ολοένα και πιο συχνή, αφού μια τέτοια συμπεριφορά δείχνουν οι πολύ συχνές εμφανίσεις αυτού στη



*Σχήμα IV.3. Θερμοκρασιακές ανωμαλίες στην επιφάνεια της θάλασσας για την περίοδο 1950-1998, στις ζώνες δράσεις των τεσσάρων κατηγοριών El Niño.*

δεκαετία του 90, όπου μέχρι στιγμής έχουμε το τέταρτο El Niño, δηλαδή ο χρόνος εμφάνισης του κατά την τελευταία περίοδο συντομεύτηκε στη διετία, ενώ παλαιότερα αυτό

συνέβαινε κάθε 4 - 7 χρόνια, και τέλος να γίνουν απόλυτα κατανοητά και να προγνωσθούν τα αίτια τα οποία οδηγούν στο σχηματισμό αυτού.

Στο Σχήμα IV.3, παρουσιάζεται η θερμοκρασιακή ανωμαλία η οποία παρατηρείται στην επιφάνεια της θάλασσας για την περίοδο 1950-1998, και για τις 4 κατηγορίες των El Niño που προαναφέρθηκαν. Οι αποκλίσεις μερικές φορές φθάνουν ή και υπερβαίνουν τους 4 με 5° Κελσίου. Οι θετικές αποκλίσεις χαρακτηρίζουν τις συνθήκες El Niño. Όπως φαίνεται από τη μελέτη του σχήματος αυτού, οι σημαντικότερες εξάρσεις του El Niño εκδηλώνονται κατά τα έτη 1983 και 1998 και ακολουθεί το 1973. Επίσης χαρακτηριστικό είναι ότι οι μικρότερες θερμοκρασιακές ανωμαλίες (μικρότερες αποχές) εκδηλώνονται στη ζώνη δράσης του NINIO -4.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΠΕΜΠΤΟ

# V. Τα Τοπικά συστήματα ανέμων

## V.1 Οι τοπικοί άνεμοι

Στα βουνά, στις μεγάλες λίμνες και κατά μήκος των ακτών των θαλασσών και των ωκεανών μπορεί να παρατηρηθεί μια μεγάλη ποικιλία τοπικών συστημάτων ανέμου, με μεταβλητές διευθύνσεις, εντάσεις και χρόνο εμφάνισης που εξαρτώνται από τις τοπικές συνθήκες και την εποχή του έτους. Μερικοί από αυτούς έχουν μεγάλη ένταση και εμμονή, όπως π.χ. είναι οι άνεμοι στις ακτές της Ανταρκτικής με μέσες ετήσιες ταχύτητες μέχρι και 20 m/s. Συνήθως τέτοιοι άνεμοι πνέουν με μια εκπληκτική κανονικότητα προερχόμενοι από μια ορισμένη διεύθυνση κατά το χρονικό διάστημα που αρχίζει αργά το πρωί και φθάνει μέχρι το απόγευμα, και μετά από έναν εφησυχασμό, από μια σχεδόν αντίθετη διεύθυνση κατά τη διάρκεια της νύχτας και τις πρώτες πρωινές ώρες.

Ένας τέτοιος ημερήσιος κύκλος του ανέμου δείχνει την ύπαρξη μιας θερμικής κυκλοφορίας, η οποία δημιουργείται από τη διαφορετική θέρμανση που προκαλείται από ψυχρές και θερμές πηγές. Σε μερικές περιπτώσεις ορειογραφικοί παράγοντες, όπως είναι οι στενές κοιλάδες, τα ανοίγματα των βουνών κ.λ.π., είναι υπεύθυνοι για την αύξηση της έντασης των ανέμων που προέρχονται από ορισμένες διευθύνσεις, όπως π.χ. συμβαίνει με το Βαρδάρη της Θεσσαλονίκης. Σε άλλες περιπτώσεις εκτεταμένων κλιτύων προκαλεί καθοδικούς ανέμους μόνο με τη δράση της βαρύτητας.

Οι μικρής κλίμακας κινήσεις του αέρα είναι πάρα πολύ σημαντικές για την κατανόηση του κλίματος και των κλιματικών αντιθέσεων σε διάφορες περιοχές του πλανήτη. Τα τοπικά συστήματα ανέμων εμφανίζονται εντονότερα σε διάφορες περιοχές όταν η γενική κυκλοφορία εξασθενεί και όταν τα καιρικά συστήματα που επικρατούν δεν είναι αξιόλογα.

Κάτω από τέτοιες συνθήκες υπάρχει γενικά μια τάση οι ταχύτητες του επιφανειακού ανέμου να παρουσιάζουν τη μικρότερη τιμή τις πρωινές ώρες, γιατί κατά το διάστημα αυτό υπάρχει μικρή θερμική ανάμειξη και το κατώτερο στρώμα του αέρα δεν συμμετέχει στις έντονες κινήσεις του ελεύθερα κινούμενου αέρα επάνω από το οριακό στρώμα. Οι ταχύτητες του αέρα στην επιφάνεια, γίνονται μεγάλες τις πρώτες απογευματινές ώρες γιατί τότε δημιουργούνται οι συνθήκες οι οποίες επιτρέπουν την

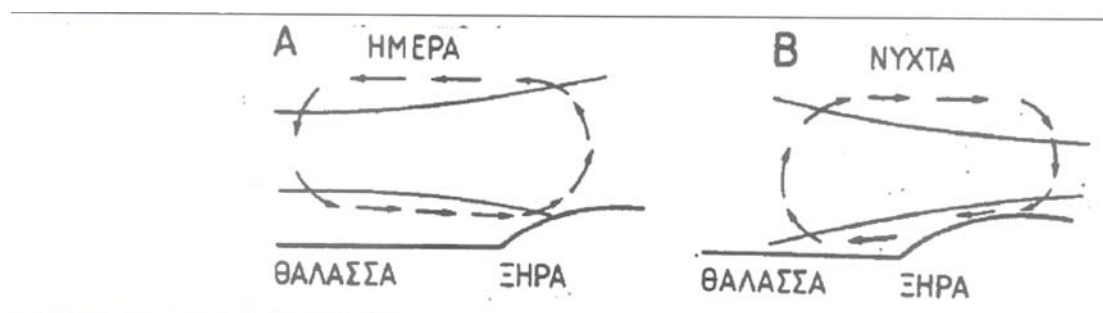
ανύψωση του αέρα μέχρι να συναντήσει τα κατώτερα στρώματα του γεωστροφικού ανέμου της ελεύθερης ατμόσφαιρας.

Στο κεφάλαιο αυτό, θα γίνει κατά πρώτον η περιγραφή μιας απλής κυκλοφορίας που καθοδηγείται από θερμικά αίτια, το σύστημα της θαλάσσιας αύρας, μαζί με κάποιες σχετικές ερμηνείες. Στη συνέχεια θα ακολουθήσει η περιγραφή και ερμηνεία πλέον συνθέτων συστημάτων των ανέμων των βουνών που παρουσιάζουν ένα ημερήσιο χαρακτήρα, όπου κινήσεις διαφορετικών κλιμάκων δρουν ταυτόχρονα.

### **V.1.1. Θαλάσσια και απόγεια αύρα**

Σε όλες σχεδόν τις παράκτιες περιοχές, και ιδιαίτερα στις τροπικές και υποτροπικές κλιματικές ζώνες, αναπτύσσεται ένας κοινός τύπος κίνησης του αέρα που χαρακτηρίζεται από μια κανονική ημερήσια μεταβολή στη διεύθυνση του ανέμου. Κατά τη διάρκεια της νύχτας και κατά την αυγή ασθενής παρατηρείται μια σταθερή πνοή αέρα από την ξηρά προς τη θάλασσα, η **απόγεια αύρα**. Περίπου δύο ώρες μετά την ανατολή του ήλιου αυτή η απόγεια αύρα σταματά και ο αέρας αρχίζει να θερμαίνεται αρκετά γρήγορα από τον ήλιο. Περίπου τρεις ώρες μετά την ανατολή του ήλιου αναπτύσσεται μια σημαντική δροσερή αύρα που προέρχεται από τη θάλασσα - η **θαλάσσια αύρα** - η οποία στην αρχή περιορίζεται κοντά στην ακτή και στη συνέχεια εξαπλώνεται και προς τις δύο κατευθύνσεις καθιστάμενη περισσότερο και περισσότερο έντονη μέχρι τη 1400 τοπική ώρα. Κατά την ώρα αυτή η ταχύτητα της φθάνει τα 3 - 6 m/s και είναι πολύ μεγαλύτερη από αυτή της απόγειας αύρας (1-2 m/s). Η θαλάσσια αύρα επεκτείνεται μέσα στη χέρσο συνήθως γύρω στα 50-60 Km, ενώ το ύψος της φθάνει τα 1-2 Km. Στους τροπικούς, όμως, έχουν καταγραφεί αύρες που επεκτείνονται σε βάθος μέχρι και 150 km. Σχεδόν με τη δύση του ηλίου, η θαλάσσια αύρα ηρεμεί, σταματά και αντικαθίσταται και πάλι από την ασθενέστερη νυχτερινή απόγεια αύρα. Η μορφή αυτή των ανέμων που πνέουν σε δύο σχεδόν αντίθετες διευθύνσεις όπου η μία έπεται της άλλης κατά τη διάρκεια ενός 24ώρου σε σταθερά χρονικά διαστήματα είναι πάρα πολύ καλά γνωστή. Σε πολλές περιοχές των τροπικών ακτών ή των ηπειρωτικών λιμνών οι αλιείς αποπλέουν με τα ιστιοφόρα σκάφη τους αρκετά νωρίς το πρωί, εκμεταλλευόμενοι την απόγεια αύρα, ενώ παράλληλα εμπιστεύονται τη θαλάσσια αύρα για την επιστροφή τους. Η κανονική εμφάνιση ενός τέτοιου συστήματος αυξάνει με την ελάττωση της νέφωσης και με την ελάττωση της έντασης της μεγάλης κλίμακας κυκλοφορίας ή των διαταραχών συνοπτικής κλίμακας. Σε

μια τέτοια ημέρα όπου στην ουσία δεν υφίσταται κανένα αξιόλογο βαρομετρικό σύστημα στην παράκτια περιοχή, αναπτύσσεται ο μηχανισμός της θαλάσσιας και απόγειας αύρας ως εξής. Με την ανατολή του ήλιου η ξηρά θερμαίνεται γρηγορότερα από τη γειτονική θάλασσα. Αποτέλεσμα της διαφορετικής αυτής θέρμανσης είναι η διαστολή του αέρα επάνω από την ξηρά, δηλαδή αυξάνει η απόσταση μεταξύ δύο διαδοχικών ισοβαρικών επιφανειών έτσι που τελικά οι κατώτερες ισοβαρικές επιφάνειες να κλείνουν προς την ξηρά. Η κλίση αυτή οδηγεί στην εμφάνιση οριζόντιας βαροβαθμίδας από τη θάλασσα προς την ακτή, που δημιουργεί επιφανειακούς ανέμους με κατεύθυνση την ξηρά (Σχήμα V.1, A), οι οποίοι και αντισταθμίζονται στα μεγαλύτερα ύψη από μια ροή αέρα από την ξηρά προς τη θάλασσα (αντί-απόγεια αύρα).



**Σχήμα V.1.** Οι μηχανισμοί της θαλάσσιας (A) και απόγειας (B) αύρας.

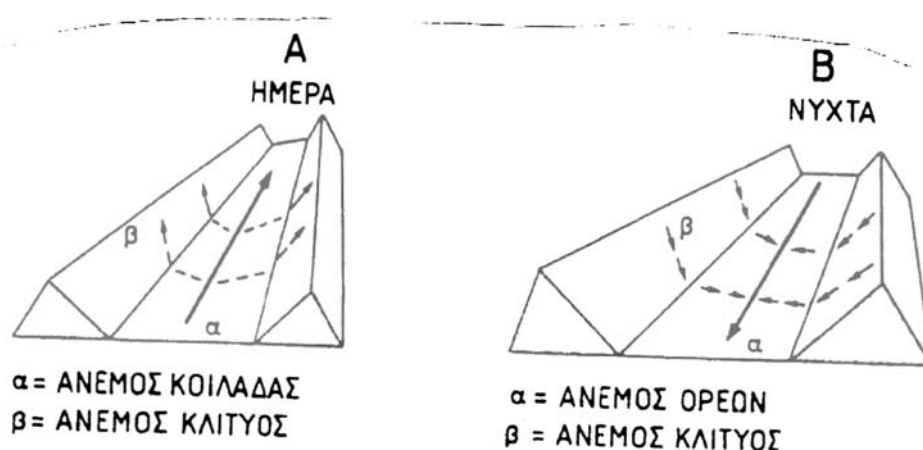
Κατά τη νύχτα η ξηρά ψύχεται γρηγορότερα από τη θάλασσα και αντιστρέφεται η ροή του αέρα (Σχήμα V.1, B) προκαλώντας την ασθενή απόγεια αύρα. Το σύστημα υψηλότερα αντισταθμίζεται από μια ροή που προέρχεται από τη θάλασσα (αντί-θαλάσσια αύρα).

### V.1.2. Άνεμοι των βουνών και των κοιλάδων

Τα συστήματα του ανέμου που παρουσιάζουν ημερήσια μεταβολή στις κοιλάδες και τις πλαγιές των βουνών, είναι κυκλοφορίες θερμικής φύσεως. Αυτές οι κυκλοφορίες προκαλούνται από την περιοδικά μεταβαλλόμενη ακτινοβολία και το θερμικό ισοζύγιο στις πλαγιές των βουνών και εξαρτώνται από το αζιμούθιο, από την κλίση τους, από τη φυτική κάλυψη και άλλες επιφανειακές συνθήκες, όπως π.χ είναι η χιονοκάλυψη. Επειδή στη Μετεωρολογία οι άνεμοι από την κατεύθυνση από την οποία πνέουν, θα ορίζεται σαν **αύρα κοιλάδας** το ρεύμα του αέρα, που ανεβαίνει την κοιλάδα κατά τη διάρκεια της

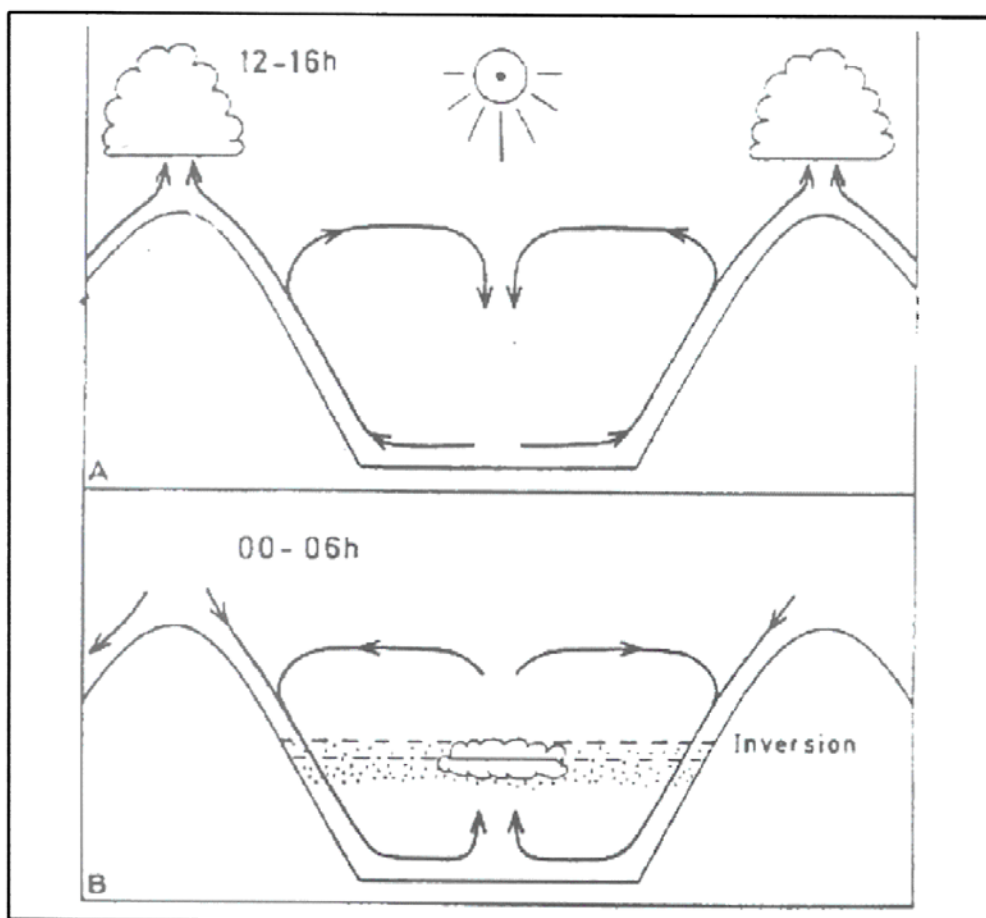
ημέρας και σαν **αύρα ορέων** το αντίστροφο νυχτερινό σύστημα που πνέει προς τη βάση της κοιλάδας. Οι εντάσεις αυτών των επιφανειακών ανέμων παρουσιάζουν μια εποχική μεταβολή, η οποία λαμβάνει τη μικρότερη της τιμή κατά τη χειμερινή περίοδο, όταν τα βουνά είναι χιονοσκεπή. Μια λεπτομερέστερη περιγραφή της αύρας των βουνών και των κοιλάδων θα μας δείξει τις επιμέρους ροές αέρα που συμμετέχουν στη δημιουργία τους.

Η απλούστερη περίπτωση που παρατηρείται είναι αυτή του ανέμου κλιτύων. Κατά τη διάρκεια της νύχτας, ο αέρας κοντά στην επιφάνεια ψύχεται από τη μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία του εδάφους. Αυτός ο ψυχρός αέρας, γνωστός σαν **καταβατός άνεμος** (άνεμος κλιτύος) κατέρχεται τις πλαγιές κατευθυνόμενος προς περιοχές με θερμότερο αέρα, καθοδηγούμενος από τη βαρύτητα και από τη διαφορά της πυκνότητας του. Αν αυτός συναντήσει φυσικά ή τεχνητά εμπόδια, όπως φράγματα, ανεμοφράκτες ή στένεμα της κοιλάδας συγκεντρώνεται στα χαμηλότερα μέρη αυτής και σχηματίζει ψυχρές λίμνες αέρα. Στα μέσα και τα μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη αυτό αποτελεί μια τυπική συνθήκη νυχτερινών παγετών (θύλακες παγετού). Κατά τη διάρκεια της ημέρας ο αέρας στις επιφάνειες της πλαγιάς θερμαίνεται, διαστέλλεται και καθίσταται ελαφρότερος από τον γειτονικό ελεύθερο αέρα, με αποτέλεσμα να αναπτύσσεται μια ανοδική κίνηση του αέρα στις πλαγιές που ονομάζεται **αναβατός άνεμος** (άνεμος κλιτύος). Αυτά τα συστήματα μπορεί να γίνουν οπτικά αντιληπτά με τη χρήση καπνού. Εκτός από τους ανέμους κλιτύος, στις κοιλάδες αναπτύσσονται κινήσεις του αέρα ανοδικές ή καθοδικές μέσα στον κύριο άξονα της κοιλάδας, οι οποίες είναι γνωστές σαν **άνεμοι κοιλάδας** (κατά την ημέρα) και σαν **άνεμοι ορέων** (κατά τη νύχτα), όπως φαίνεται στο *Σχήμα V.2*.



*Σχήμα V.2. Αύρες βουνών και κοιλάδων*

Σε κάθε κοιλάδα, το άθροισμα αυτών όλων των ανοδικών κινήσεων προκαλεί, κατά τη διάρκεια της ημέρας, μια **αύρα κοιλάδας** που καταλαμβάνει όλη την κοιλάδα. Αφού οι ανοδικές κινήσεις και στις δυο πλευρές της κοιλάδας προκαλούν μια απόκλιση της ροής του αέρα, θα πρέπει να αναμένεται κανονικά μια κίνηση καθίζησης του αέρα κατά μήκος του άξονα της κοιλάδας σε συμφωνία με την εξίσωση συνέχειας που ισχύει στην ατμόσφαιρα. Αυτά τα συστήματα αναπλήρωσης ονομάζονται «αντί-άνεμοι» και χαρακτηριστικά φαίνονται στο *Σχήμα V.3,A*.



*Σχήμα V.3. Εγκάρσια τομή των ανέμων σε μια κοιλάδα*

Ομοίως κατά τη νύχτα, όλες οι καθοδικές κινήσεις μαζί συνιστούν την **αύρα των ορέων**, η οποία καταλαμβάνει ολόκληρη την κοιλάδα και καθοδηγεί τους ανέμους στα χαμηλότερα σημεία της κοιλάδας, με μια ταυτόχρονη ανοδική κίνηση αναπλήρωσης κατά τον άξονα της κοιλάδας, *Σχήμα V.3,B*.

Εάν μια κοιλάδα, η οποία έχει συγκεντρώσει αρκετό ψυχρό αέρα επικοινωνεί με μια μεγαλύτερη κοιλάδα ή μια ανοιχτή πεδιάδα, αυτές οι βραδινές ορεινές αύρες γίνονται

έντονα αισθητές εξαιτίας της ψυχρής τους δομής και εξαιτίας της αντικατάστασης του ρυπασμένου αέρα από φρέσκο καθαρό ορεινό αέρα.

Όπως και στις θαλάσσιες αύρες, τα καθιζάνοντα νυχτερινά συστήματα είναι ασθενέστερα των ανοδικών ημερήσιων συστημάτων, εξαιτίας της ασθενέστερης κατά την οριζόντια έννοια διαφορά ψύξης. Επιπλέον η θερμική στρωμάτωση του αέρα είναι ευσταθής κατά τη διάρκεια της νύχτας και ασταθής κατά τη διάρκεια του φωτεινού τμήματος της ημέρας.

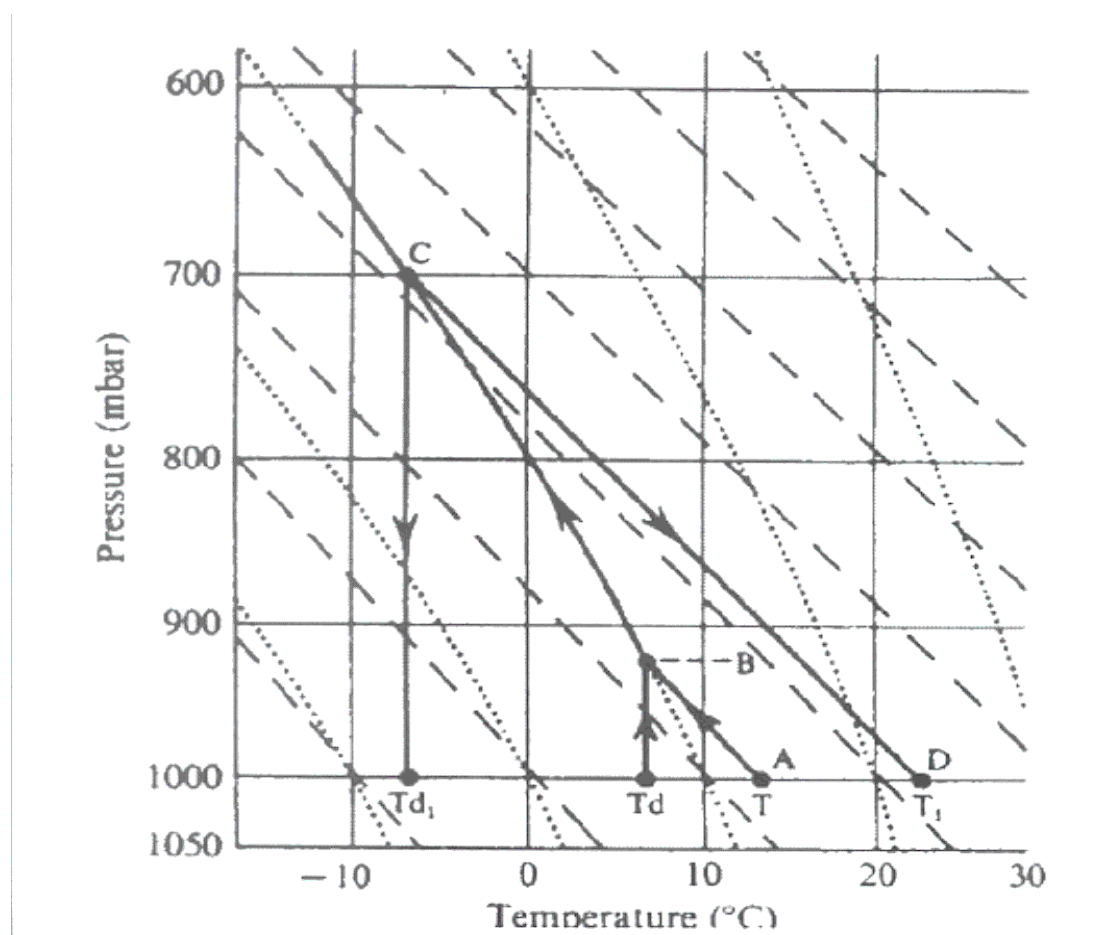
Κάθε κοιλάδα, ανάλογα με τα χαρακτηριστικά της (διαστάσεις, υψόμετρα, προσανατολισμό, γεωγραφικό πλάτος, βλάστηση, ύπαρξη υδάτινων όγκων και λοιπά) παρουσιάζει και μια ιδιαιτερότητα στην πνοή, την ένταση των ανέμων, αλλά και τη βροχόπτωση, η συνολική αυτή κατάσταση μπορεί να μελετηθεί μόνο με τη χρήση μετεωρολογικών μπαλονιών, δέσμιων αερόστατων, κ.λ.π., όταν φυσικά πρόκειται να γίνει μελέτη για κάποια χρήση αυτής για τουριστικούς ή για παραγωγικούς σκοπούς. Εδώ θα πρέπει να τονιστεί ότι στα υψηλά βουνά της υποτροπικής και τροπικής ζώνης οι αύρες κοιλάδας φθάνουν τις εντάσεις μιας θύελλας.

Πολύ σημαντικοί είναι οι πολύ συχνοί κατεβατοί άνεμοι στα όρια των μεγάλων παγετώνων της Ανταρκτικής και της Γροιλανδίας. Αυτοί οι άνεμοι παρουσιάζουν μια ορμητική ένταση και αξιοσημείωτη εμμονή. Παρουσιάζουν ένα κατακόρυφο πάχος γύρω στα 300 μέτρα και μια μέση ετήσια ταχύτητα 19 m/s. Η μέση ταχύτητα ξεχωριστών επεισοδίων μπορεί να φτάσει και τα 45 m/s. Αυτή η συνθήκη είναι μια από τις ισχυρότερες θερμικά καθοδηγούμενες κυκλοφορίες με σχεδόν σταθερή διεύθυνση, η οποία μπορεί να διακοπεί για λίγο, μόνο από έναν ισχυρό κινούμενο κυκλώνα. Οι άνεμοι αυτού του είδους χαρακτηρίζονται σαν **καταρράκτες** ψυχρού αέρα.

### **V.1.3 Άνεμοι προκαλούμενοι από ορεινούς φραγμούς**

Πέρα από τα θερμικά τοπικά συστήματα ανέμων που δημιουργούνται από θερμικά αίτια, συχνά παρατηρούνται αντίστοιχα κλιματολογικά χαρακτηριστικά ανέμων, τα οποία δημιουργούνται από μηχανικά αίτια που οφείλονται στην παρουσία μεμονωμένων λόφων, οροσειρών, χαράδρες, γκρεμοί κ.λ.π. Αυτά τα συστήματα ανέμων είναι πολυάριθμα και θα προσπαθήσουμε να περιγράψουμε μερικά από αυτά τα οποία αποτελούν και τις απλούστερες περιπτώσεις.

**V.1.3.1.** Άνεμοι τύπου Foen: Στην τροπόσφαιρα, ο ανυψούμενος αέρας ψύχεται, όταν αναγκαστεί να υπερπηδήσει ένα ορεινό όγκο, συμπυκνώνεται και σχηματίζει νέφη. Η απελευθέρωση της θερμότητας συμπύκνωσης μειώνει το ρυθμό ψύξης σε περίπου  $5 - 7^\circ / \text{Km}$ . Αντίθετα με αυτή τη διαδικασία, ο αέρας που καθιζάνει θερμαίνεται με το συνήθη ρυθμό της ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας, δηλαδή των  $10^\circ / \text{Km}$  (Σχήμα V.4). Επειδή συνήθως η μεγαλύτερη ποσότητα των υδρατμών αποβάλλεται με τη μορφή βροχής κατά το στάδιο της ανυψωτικής κίνησης, ο αέρας που καθιζάνει γίνεται αρκετά ξηρός και η σχετική του υγρασία μειώνεται σημαντικά λαμβάνοντας χαρακτηριστικές ερημικές τιμές. Αυτού του είδους θερμοί και ξηροί άνεμοι, που είναι γνωστοί ως **Föhn** παρατηρούνται σε πολλές κοιλάδες των βόρειων πλευρών των Άλπεων. Αυτοί οι ασυνήθιστα θερμοί άνεμοι χαρακτηρίζονται από μια εξαιρετική ορατότητα και από φακοειδή νέφη (lenticularis).

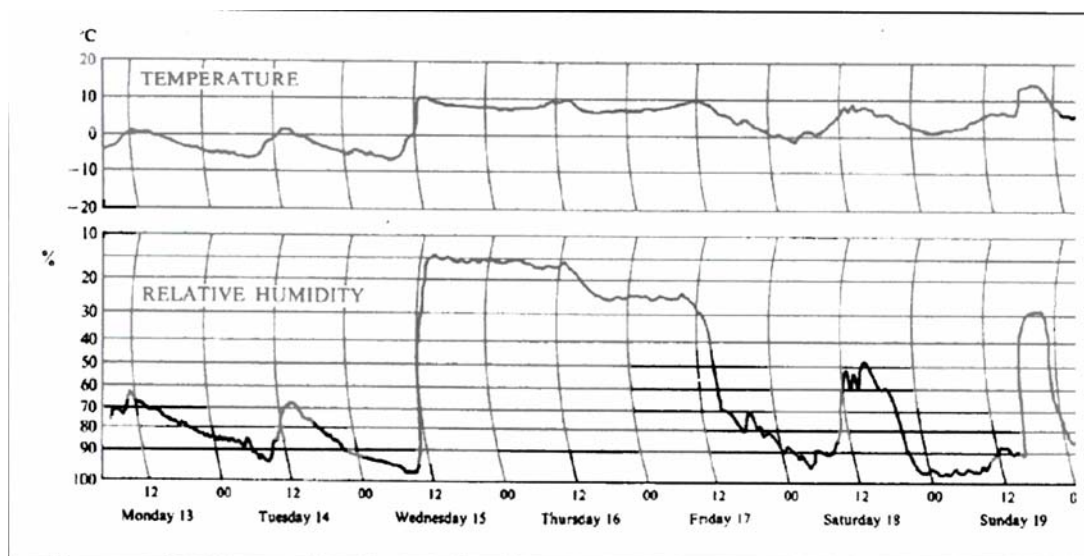


**Σχήμα V.4.** Σχηματισμός νεφών και θερμοκρασιακές μεταβολές σε συνθήκες ανέμου Föhn. (a): Ξηρή αδιαβατική ανύψωση, (b): Υγρή αδιαβατική ανύψωση επάνω από το επίπεδο συμπύκνωσης στα 900 mbar, μέχρι την κορυφή του βουνού (700 mbar), (c): Ξηρή αδιαβατική μεταβολή.

Αυτοί αναπτύσσονται σε σταθερό ατμοσφαιρικό αέρα, ιδιαίτερα όταν υπάρχει ένα ισχυρό αέριο ρεύμα στις ορεινές περιοχές και η αέρια μάζα που πλησιάζει τις προσήνεμες πλευρές των βουνών περιέχει μεγάλη ποσότητα υδρατμών. Στην προσήνεμη πλευρά των βουνών ο ανερχόμενος αέρας ψύχεται σε ρυθμούς ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας ( $10^{\circ}\text{C}/1000\text{m}$ ) μέχρι να φτάσει στο επίπεδο συμπύκνωσης, επάνω από το οποίο ψύχεται σε ρυθμούς υγρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας ( $\sim 6^{\circ}\text{C}/1000\text{m}$ )

Με τέτοιες συνθήκες παρατηρείται συχνά ισχυρή ορογραφική βροχόπτωση που προκαλεί μια αξιοσημείωτη μείωση στην υγρασία του ατμοσφαιρικού αέρα. Εξαιτίας αυτού η βάση των νεφών βρίσκεται πολύ υψηλότερα στην υπήνεμη πλευρά του βουνού, όπου ο αέρας που καθιζάνει συμπιέζεται και θερμαίνεται σε ρυθμούς ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας. Το Σχήμα V.4 δείχνει τη δραματική μεταβολή στις θερμοκρασίες όταν ένα αέριο ρεύμα υπερπηδά ένα ορεινό όγκο ύψους περίπου 3000 μέτρων, με το επίπεδο συμπύκνωσης στην προσήνεμη πλευρά να βρίσκεται περίπου στα 500 μέτρα.

Στο επόμενο Σχήμα V.5 δίνεται παραστατικά η εβδομαδιαία πορεία της μεταβολής της θερμοκρασίας και της υγρασίας κατά την επικράτηση ανέμων τύπου foehn, όπου την ημέρα Τετάρτη παρατηρείται μια δραματική αύξηση της θερμοκρασίας κατά 15 περίπου βαθμούς και πτώση της σχετικής υγρασίας από το 95% στο 15% μόλις, συνθήκη που διαρκεί μέχρι και το απόγευμα της Παρασκευής.



*Σχήμα V.5. Αυτογραφική καταγραφή της θερμοκρασίας και της υγρασίας του αέρα στο Altdorf της Ελβετίας την εβδομάδα 13-19 Φεβρουαρίου 1967.*

Κατά τη διάρκεια της ψυχρής περιόδου, η κύρια κλιματική επίδραση αυτού του ανέμου είναι η ταχεία τήξη και η έντονη εξάτμιση της χιονοκάλυψης.

Όμοιοι καθοδικοί θερμοί άνεμοι παρατηρούνται στις υπήνεμες πλευρές πολλών οροσειρών σε διάφορες περιοχές του πλανήτη. Χαρακτηριστικός τύπος είναι ο **Chinook** που πνέει στις ανατολικές πλευρές των Βραχωδών Ορέων στις ΗΠΑ και τον Καναδά . Ο **Zonda**, που επικρατεί στις Άνδεις της Αργεντινής, καθώς και οι ξηροί άνεμοι στις ανατολικές πεδιάδες της Νέας Ζηλανδίας. Στην Ελλάδα αντίστοιχος άνεμος είναι ο **Λίβας** ή **Μέγας**, που προκαλεί κατά την Άνοιξη σημαντικές καταστροφές στη γεωργία εξαιτίας της μεγάλης ξηρότητας του. Όταν η επικρατούσα αέρια ροή εξαναγκάζεται να υπερπηδήσει τις οροσειρές που παρεμβάλλονται, ο ανυψούμενος κλάδος του αέρα δημιουργεί στην προσήνεμη πλευρά μια ζώνη από ισχυρή βροχόπτωση, έτσι που όλα τα τοπικά μέγιστα της βροχής να προκαλούνται από αυτού του είδους την επίδραση. Η γενικότερη συνέπεια του καθιζάνοντα κλάδου του ανέμου στην υπήνεμη πλευρά των βουνών είναι οι ξηρές συνθήκες που δημιουργούνται, ιδιαίτερα στις εσωτερικές πεδιάδες και κοιλάδες. Ένα χαρακτηριστικό παράδειγμα παρατηρείται στη Νορβηγία, όπου στη δυτική πλευρά των οροσειρών (με ύψη 1600-2000 μέτρα) η ετήσια βροχόπτωση φθάνει τα 2500- 4000 χιλιοστά. Μετά τις οροσειρές, στην κοιλάδα Otta καταγράφονται μόνο 250 - 300 χιλιοστά ετησίως.

**V.1.3.2. Άνεμοι τύπου Bora:** Εάν προκληθεί μια καθοδική κίνηση σε πάρα πολύ ψυχρές αέριες μάζες, η αδιαβατική θέρμανση σε μερικές περιοχές δεν είναι ικανή να μεταβάλλει τον πολικό χαρακτήρα αυτού του αέρα. Αυτή η κατάσταση είναι πολύ χαρακτηριστική στη Βόρειο Αδριατική, όπου ο άνεμος **Bora** είναι ένα πολύ τυπικό βορειοανατολικό αέριο ρεύμα με εντάσεις θύελλας. Αυτός ο τύπος συνδέεται εν μέρει με αντικυκλωνικό ανέφελο καιρό, μερικώς προκαλείται από τοπική κυκλωνογένεση και στη συνέχεια συνοδεύεται από ψηλά νέφη, βροχή και χιόνι. Αρκετά όμοιες συνθήκες επικρατούν και στον Καύκασο στις ακτές της Μαύρης Θάλασσας. Όταν ψυχρός ηπειρωτικός αέρας κινείται επάνω από θαλάσσιες υγρές επιφάνειες, η θέρμανση του αέρα από το θερμό νερό μαζί με την εξάτμιση λαμβάνουν πολύ υψηλές τιμές και προκαλούν πολύ ασταθείς θερμοβαθμίδες., και με τις κατακόρυφες ανταλλαγές οδηγούν σε ισχυρότατες θύελλες.

**V.1.3.3. Άνεμοι τύπου Mistral:** Όταν η μεγάλης κλίμακας ροή κινείται σχεδόν παράλληλα κατά μήκος μιας κοιλάδας ή ενός ορεινού ανοίγματος, οι χαμηλότεροι άνεμοι

τοπικά ενισχύονται πολύ και καναλίζονται. Μερικές φορές η διεύθυνση πνοής τέτοιων ορεογραφικά δημιουργούμενων αεροχειμάρρων με μέγιστες ταχύτητες απεικονίζεται στο σχήμα των δένδρων που υπάρχουν κατά μήκος της κοιλάδας. Ο **Mistral** αποτελεί ένα τέτοιο παράδειγμα μιας βόρειας ροής, που ενισχύεται σημαντικά από το άνοιγμα που υπάρχει ανάμεσα στις Άλπεις και τα βουνά Cevennes και πολύ συχνά εμφανίζεται κατά τη διάρκεια του Χειμώνα και νωρίς την Άνοιξη στην κοιλάδα του ποταμού Ροδανού. Μια όμοια βορειοανατολική ροή δημιουργεί τον **Bise** (Μπίιζ) στη Λίμνη της Γενεύης. Στην Ελλάδα ένας αντίστοιχος βορειοδυτικός άνεμος είναι **Βαρδάρης**, ο οποίος δημιουργείται κατά μήκος του κυρίου άξονα της κοιλάδας του Αξιού ποταμού και γίνεται έντονα αισθητός στη Θεσσαλονίκη.

**V.1.3.4. Άλλοι τοπικοί άνεμοι:** Άλλοι τοπικοί άνεμοι είναι συνοπτικής προέλευσης και δημιουργούνται από κινούμενους κυκλώνες και αντικυκλώνες. Εδώ θα δώσουμε μόνο μερικά παραδείγματα της Μεσογείου. Όταν πλησιάζει μια κυκλωνική διαταραχή από τα δυτικά, προκαλούνται νότιοι άνεμοι στη νότια Ιταλία, όπως ο **Sirocco**, στη Λιβύη, ο **Ghibli**, στην Αίγυπτο και τη Μέση Ανατολή ο **Khasmin** και ο **Samun**. Αυτοί οι άνεμοι μεταφέρουν Αφρικανικό αέρα ο οποίος είναι συχνά φορτωμένος με σκόνη και σωματίδια άμμου, και χαρακτηρίζονται από εκτεταμένες ζώνες νεφών τύπου Altostratus - Altocumulus από την προωθούμενη ανώτερη σκάφη χαμηλών πιέσεων.

## **V.2. Η σημασία των τοπικών ανέμων στην ατμοσφαιρική ρύπανση**

Είναι γνωστό ότι οι ρύποι που εκπέμπει μια απλή καπνοδόχος απομακρύνονται από αυτήν ακολουθώντας υποχρεωτικά την κατεύθυνση προς την οποία πνέει ο άνεμος. Επομένως ο άνεμος αποτελεί σημαντικό παράγοντα για την απομάκρυνση των ρυπογόνων ουσιών. Αν η πνοή του ανέμου ήταν ιδανική, οι ρυπαντές που εκπέμπει η πηγή θα ακολουθούσαν την κατεύθυνση του ανέμου λαμβάνοντας σχήμα κωνοειδούς σωλήνα με βαθμιαία αύξηση της διαμέτρου. Στην πράξη ο άνεμος ποτέ δεν πνέει με ιδανική ομαλότητα. Η ταχύτητα του παρουσιάζει ακανόνιστη ακολουθία από φυσημάτα και εφησυχασμούς, ενώ παράλληλα η διεύθυνση της πνοής παρουσιάζει ακανόνιστες διακυμάνσεις προς τη μία ή την άλλη πλευρά της μέσης διεύθυνσης, προκαλώντας τους εγκάρσιους ανέμους. Τα ίδια φαινόμενα παρατηρούνται και κατά την κατακόρυφη διεύθυνση. Η παρουσία εμποδίων, όπως είναι τα δέντρα, τα κτίρια, οι φράχτες, ή ακόμη

μικρότερα, όπως η γλόη και η ύπαρξη ατμοσφαιρικής αστάθειας στην ατμόσφαιρα εξαναγκάζουν τον άνεμο να παρουσιάζει στροβιλοειδείς αναταρακτικές κινήσεις, οι οποίες χαρακτηρίζουν κάθε φυσική κίνηση του ανέμου. Αν το μέγεθος των στροβιλισμών είναι μικρότερο από τη ρυπογόνο τουλούπα της πηγής τότε οι στροβιλισμοί θα προκαλέσουν διάχυση αυτής, αν συμβαίνει το αντίθετο θα προκληθεί μεταφορά των ρύπων. Η τρισδιάστατη διάχυση των ρύπων που προκαλείται από τον αέρα, οδηγεί σε μια συγκέντρωση των ρυπαντών η οποία είναι αντιστρόφως ανάλογη της κυβικής ρίζας της ταχύτητας του ανέμου, σε περίπτωση φυσικά που ο άνεμος είναι ο μόνος παράγοντας στη διεργασία αυτή. Έτσι π.χ αν μία πηγή εκπέμπει μία σταθερή ποσότητα ρύπων, της οποίας η συγκέντρωση ρύπων είναι 0.55 ppm, για ταχύτητα 0-2 m/s, τότε οι μεταβολές στη συγκέντρωση των ρύπων με την αύξηση της ταχύτητας θα έχουν την παρακάτω εικόνα:

<i>Ταχύτητα (m/s)</i>	<i>Συγκέντρωση (ppm)</i>
0-1.9	0.55
2-3.9	0.39
4-5.9	0.30
6-7.9	0.26
8-9.9	0.25

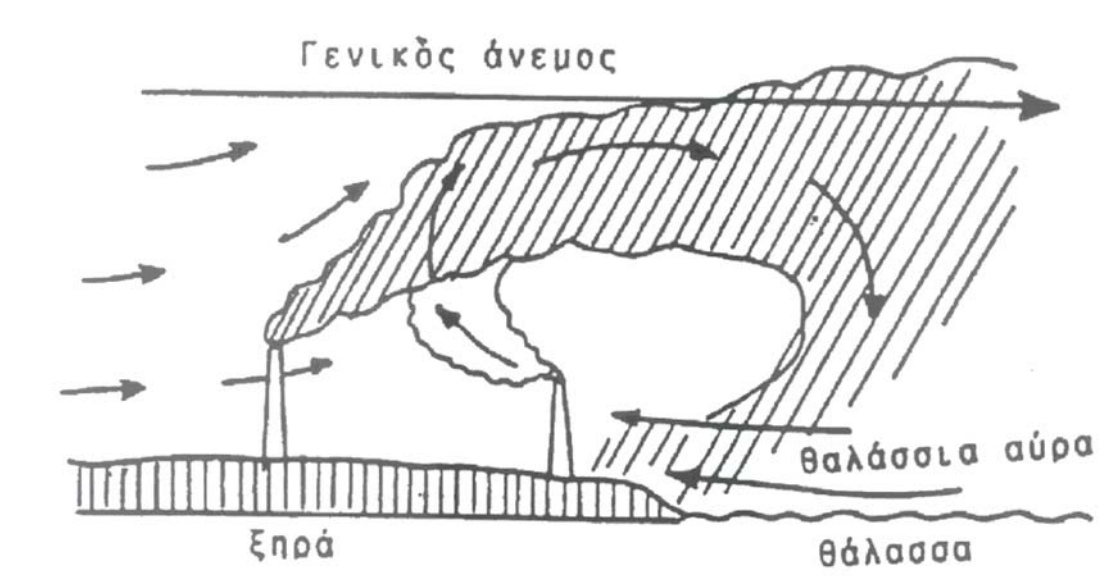
Δηλαδή όσο μεγαλύτερη είναι η ταχύτητα του ανέμου τόσο περισσότερος όγκος αέρα θα περνά στη μονάδα του χρόνου από την πηγή εκπομπής και ως εκ τούτου η συγκεκριμένη ποσότητα εκπομπών θα διαλύεται σε μεγαλύτερο όγκο αέρα. Επομένως στην πράξη η διασπορά και απομάκρυνση των ρύπων είναι άμεσα συνδεδεμένη με την ταχύτητα του αέρα.

Οι στροβιλισμοί του αέρα που προκαλούνται από την τριβή του αέρα με το έδαφος και από την εσωτερική ασυνέχεια του ίδιου του αέρα είναι σχετικά μικροί σε μέγεθος και η δράση τους προκαλεί διάλυση της τουλούπας εκπομπής, γιατί σε σύντομο χρονικό διάστημα αναμειγνύουν τους ρύπους με τον αέρα του περιβάλλοντος.

Ως γνωστόν, η διεύθυνση του ανέμου παρουσιάζει πάντοτε διακυμάνσεις γύρω από τη μέση διεύθυνση, με αποτέλεσμα η προβολή της πορείας της εκπομπής της καπνοδόχου να παρουσιάζει σε κάθε χρονική στιγμή διαφορετικό κυματοειδές σχήμα, κατευθύνοντας τους ρύπους δεξιά και αριστερά της μέσης διεύθυνσης ροής. Το δε μήκος στο οποίο θα επεκταθεί η τουλούπα των ρύπων είναι συνάρτηση της ταχύτητας του ανέμου.

Αντίθετα οι άπνοιες ή οι ασθενείς άνεμοι ευνοούν την ανάπτυξη δυσμενών συνθηκών ρύπανσης, ιδιαίτερα αν υφίσταται και κατάλληλη ατμοσφαιρική ευστάθεια. Σε περιπτώσεις αυτού του είδους υπάρχει απουσία *οριζόντιας βαροβαθμίδας*, που ευνοεί την εκδήλωση τοπικών συστημάτων ανέμου. Τα συστήματα αυτά, όπως προαναφέρθηκε, χαρακτηρίζονται από τη μικρή ταχύτητα πνοής του αέρα, την κλειστή κυκλοφορία αυτού και την αντιστροφή του κύκλου κυκλοφορίας του αέρα μέσα στο 24ωρο. Επομένως τα συστήματα αυτά δεν είναι σε θέση να απομακρύνουν τους ρύπους από την περιοχή, γιατί στην ουσία υπάρχει μία παλινδρομική κίνηση του μολυσμένου αέρα, ο οποίος αντικαθίσταται με πολύ μεγάλη βραδύτητα από καθαρό αέρα.

Μία πολύ χαρακτηριστική περίπτωση έλλειψης οριζόντιας βαρο-βαθμίδας είναι αυτή που εκδηλώνεται στις παράκτιες περιοχές με τη μορφή της *θαλάσσιας αύρας* (ή λιμνιαίας). Όπως είναι γνωστό, από αυτά που μνημονεύτηκαν πιο πάνω, στις θαλάσσιες αύρες ο αέρας εισχωρεί αρκετά χιλιόμετρα μέσα στην ενδοχώρα, πριν ανυψωθεί και αρχίσει να επιστρέφει προς τη θάλασσα. Εάν ο γενικός άνεμος, ο οποίος πνέει ψηλότερα κατευθύνεται προς τη θάλασσα, τότε δημιουργείται μια περιοχή στασιμότητας που ευνοεί τη συγκέντρωση των ρύπων γιατί ενισχύεται ο κλειστός δακτύλιος κυκλοφορίας της αύρας. Εάν υπάρχουν πηγές εκπομπής ρύπων στην περιοχή είναι φανερό ότι θα υπάρξει έντονη συγκέντρωση ρύπων ιδιαίτερα δε στα σημεία όπου συγκλίνουν τα αέρια ρεύματα.



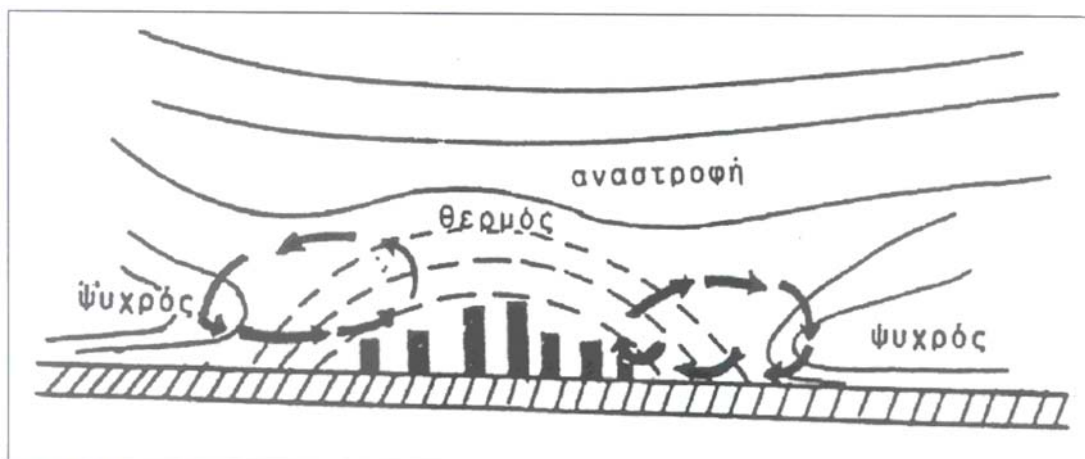
**Σχήμα V.6. Επίδραση της θαλάσσιας αύρας στην κατανομή των ρυπαντών**

Στο Σχήμα V.6, δίνεται η απεικόνιση της πορείας των ρυπαντών σε μία περιοχή όπου λειτουργούν πηγές που εκπέμπουν ρύπους και λειτουργεί ο μηχανισμός της αύρας. Στο σχήμα αυτό παρατηρούμε ότι κατά την επικράτηση της θαλάσσιας αύρας, ο αέρας πάνω από την ξηρά ανυψώνεται με αποτέλεσμα να παρατηρείται πολύ μικρή ρύπανση στο

επιφανειακό επίπεδο. Η εκπομπή των καπνοδόχων προκαλεί συγκέντρωση των ρυπαντών σε μεγαλύτερα ύψη, όπου και εκδηλώνεται πολύ ισχυρή θόλωση. Αντίθετα πάνω από τη θάλασσα, εξαιτίας των καθοδικών ρευμάτων, θα υπάρξει μια επιφανειακή συγκέντρωση των ρύπων, οι οποίοι στη συνέχεια θα μεταφερθούν προς την ξηρά.

Κατά τη νύχτα η εκδήλωση της απόγεια αύρας θα αντιστρέψει τη ροή των ρυπαντών φέρνοντας αυτούς κοντά στην επιφάνεια της ξηράς.

Μια αντίστοιχη εκδήλωση συγκέντρωσης των ρύπων σε συνθήκες στάσιμων αντικυκλωνικών καταστάσεων παρατηρείται στις πόλεις. Εκεί το θερμικό σύστημα των ανέμων που δημιουργείται πάνω από την αστική νησίδα είναι πολύ επικίνδυνο, γιατί είναι πρακτικά ένα κλειστό αυτοσυντηρούμενο σύστημα που δρά πάνω από μία περιοχή με μεγάλο πλήθος πηγών ρύπανσης. Στην περίπτωση αυτή υπάρχουν επιφανειακά ρεύματα αέρα που συγκλίνουν προς το θερμικό κέντρο της πόλης από τις παρυφές αυτής, όπως παραστατικά δείχνει το Σχήμα V.7.

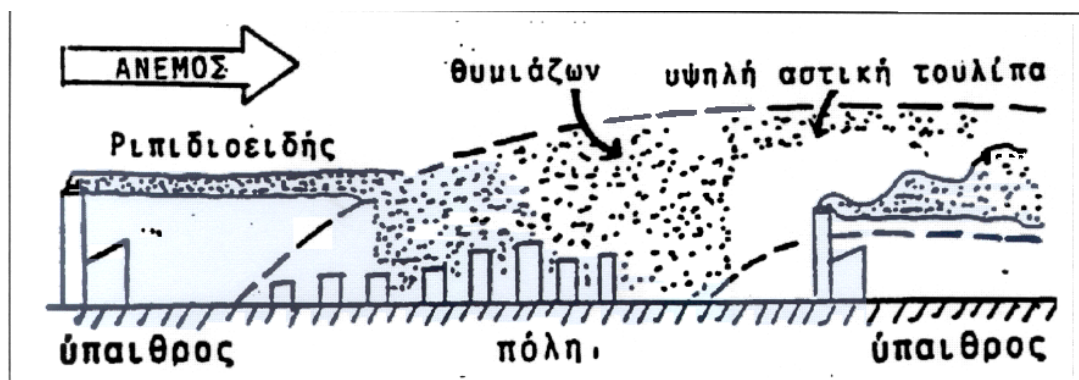


*Σχήμα V.7. Σχηματική παράσταση της κυκλοφορίας του αέρα που προκαλείται από την αύρα υπαίθρου, όταν υπάρχουν οι κατάλληλες καιρικές συνθήκες*

Στη συνέχεια ο αέρας ανυψώνεται, αποκλίνει προς τα έξω και κατόπιν καθιζάνει πάλι προς τις παρυφές για να κλείσει το δακτύλιο κυκλοφορίας, ενούμενος με το ρεύμα εισροής. Το τελευταίο αυτό ρεύμα είναι καθοριστικό για το ρυπαντικό φορτίο που διαχέεται στην πόλη. Αν ο εισερχόμενος αέρας είναι καθαρός συντελεί θετικά στην απορύπανση της πόλης, αντίθετα αν στην περιαστική περιοχή λειτουργούν ρυπογόνες εστίες, τότε το εισερχόμενο από τις παρυφές ρεύμα είναι ήδη ρυπασμένο και θα επιδεινώσει περισσότερο την κατάσταση στην αστική περιοχή.

### **V.2.1. Ο ρόλος της τοπογραφίας στη διασπορά των ρύπων**

Ο ρόλος του ανάγλυφου ως ρυθμιστικού παράγοντα της ρύπανσης του αέρα συνίσταται κυρίως στο ότι διαμορφώνει τα πεδία της ατμοσφαιρικής ροής. Οι ορεινές εξάρσεις και οι κοιλάδες διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στο βαθμό ρύπανσης μιας περιοχής. Έτσι π.χ. η παρεμβολή ενός λόφου στην πορεία της ριπιδοειδούς δέσμης των ρύπων, θα εξαναγκάσει τους ρύπους να έλθουν σε επαφή με τις πλαγιές του λόφου, καθιστάμενοι άκρως επικίνδυνοι στα σημεία αυτά. Το ίδιο μπορεί να συμβεί -κατά τη διάρκεια της νύχτας και με συνθήκες ευστάθειας- αν η ρυπογόνος αυτή δέσμη, μετά από αρκετά μεγάλη διαδρομή, συναντήσει το αστικό θερμικό λοφίο. Τότε, όπως φαίνεται στο Σχήμα V.8, οι ρυπαντές μπορούν να αυξήσουν σημαντικά τη συγκέντρωση των ρύπων στην περιοχή.

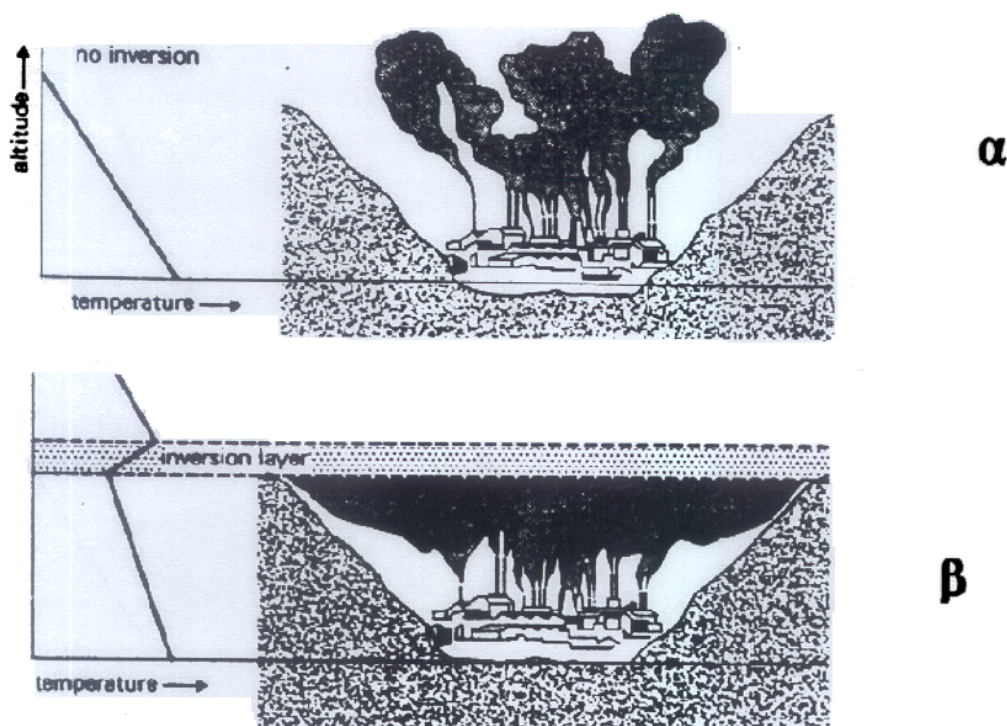


Σχήμα V.8. Η συμπεριφορά της ριπιδοειδούς δέσμης σε μια πόλη κατά τη νύχτα, με ασθενείς ανέμους και ανέφελους ουρανό

Αντίθετα αν η ορεινή έξαρση ή κοιλάδα ευρίσκεται προς την πλευρά της πόλης από όπου έχουμε την μεγαλύτερη συχνότητα ανέμων, τότε ο ρόλος των εμποδίων αυτών ασκεί, υπό προϋποθέσεις, ευνοϊκές επιπτώσεις στην απορρύπανση της περιοχής. Η επίδραση του ανάγλυφου αυτού στο πεδίο της ροής του ανέμου εκδηλώνεται με τη πύκνωση των ρευματογραμμών, η οποία και οδηγεί στην αύξηση της ταχύτητας της ροής του αέρα αμέσως μετά το στάδιο της πύκνωσης (φαινόμενο Bernoulli). Μια τέτοια ακριβώς συνθήκη αποτελεί ο αναφερθείς ήδη τοπικός άνεμος της Θεσσαλονίκης, ο *Βαρδάρης*, που πνέει από τα ΒΔ. Στην περίπτωση αυτή ο αέρας καναλιζεται μέσα στην κοιλάδα του Αξιού, όπου εξερχόμενος αποκτά μεγάλες ταχύτητες και απορρυπαίνει την ατμόσφαιρα της Θεσσαλονίκης. Το ίδιο φαινόμενο παρατηρείται και όταν ο άνεμος υπερπηδήσει τον παρεμβαλλόμενο ορεινό φραγμό.

Αν οι ρυπογόνες πηγές ή οι αστικές περιοχές ευρίσκονται στη βάση μιας κοιλάδας, τότε ο μορφολογικός παράγοντας κατά κανόνα ενεργεί αυξητικά στην ατμοσφαιρική

ρύπανση. Γνωρίζουμε το μηχανισμό της δημιουργίας θυλάκων παγετού στους πυθμένες των κοιλάδων. Εάν λοιπόν μέσα στην κοιλάδα, όπου λειτουργούν πηγές ρύπανσης, δεν υπάρχει αναστροφή της θερμοκρασίας οι ρύποι θα ανέλθουν ψηλά και θα απομακρυνθούν από τους γενικούς ανέμους (Σχήμα V.9,α). Αντίθετα αν υπάρχει αναστροφή της θερμοκρασίας οι καπνοί εγκλωβίζονται από το στρώμα της αναστροφής και παραμένουν μέσα στην κοιλάδα (Σχήμα V.9,β). Παράλληλα, όπως είναι γνωστό στην κοιλάδα λειτουργεί ο μηχανισμός της αύρας και των αναβατών και κατεβατών ανέμων, ο οποίος και παρασύρει τους ρύπους προς ορισμένες θέσεις την ημέρα και προς άλλες τη νύχτα. Οι συγκεντρώσεις των ρύπων στις κοιλάδες γίνονται ακόμη πιο έντονες, όταν ο γενικός άνεμος πνέει προς την κορυφή της κοιλάδας αποκόπτοντας με τον τρόπο αυτό την οδό διαφυγής των ρύπων.



Σχήμα V.9 α). Έλλειψη αναστροφής και κίνηση των ρύπων σε κοιλάδα. β) Ύπαρξη αναστροφής και κίνηση των ρύπων σε κοιλάδα.

## ΜΕΡΟΣ ΔΕΥΤΕΡΟ

### ΚΑΤΑΤΑΞΗ ΚΑΙ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΩΝ ΚΛΙΜΑΤΩΝ ΤΗΣ ΓΗΣ

#### VI.1. ΓΕΝΙΚΑ

Η κατάταξη των κλιμάτων της Γης είναι πολύπλοκο και αρκετά δύσκολο θέμα. Οι προσπάθειες για τη λεπτομερή περιγραφή και τη γεωγραφική κατανομή των κλιμάτων δεν έχουν σταματήσει γιατί μέσα από αυτές εξυπηρετούνται επιστημονικοί και πρακτικοί στόχοι και σκοποί.

Πλανητικές κλιματικές κατατάξεις για γενικές εφαρμογές υπάρχουν σήμερα αρκετές, αλλά δεν υπάρχει μέχρι σήμερα μια ικανοποιητική μεγάλη κλιματική κατάταξη που να αφορά όλο τον πλανήτη. Θα μπορούσε βέβαια με τη βοήθεια των υπολογιστών να υπάρξει μια τέτοια κατάταξη, αλλά αυτή θα ήταν πολύπλοκη, πολυσύνθετη και δυσνόητη γιατί θα περιέπλεκε στους υπολογισμούς της πάρα πολλές κλιματικές παραμέτρους. Μια τέτοια κατάταξη, όπως γίνεται αντιληπτό δεν θα μπορούσε να έχει πρακτική εφαρμογή και θα ήταν αρκετά δυσνόητη.

Επομένως, επειδή όπως φαίνεται οι κλιματικές κατατάξεις δεν μπορούν να χαρακτηριστούν από μια απόλυτη αντικειμενικότητα, αφού ο κάθε ερευνητής δίνει διαφορετική βαρύτητα στα διάφορα κλιματικά στοιχεία, ή χρησιμοποιεί επιλεκτικά μόνο ορισμένα από αυτά, είναι απαραίτητο να αναπτύσσονται περισσότερες κλιματικές κατατάξεις, οι οποίες να ικανοποιούν τις επιδιώξεις και τους στόχους κάθε ερευνητού ή κάθε ερευνητικής ομάδας.

Επειδή το κλίμα εκφράζει το αθροιστικό αποτέλεσμα όλων των στοιχείων και των μεταβολών τους, για προσδιοριστεί όσο γίνεται αντικειμενικότερα, θα πρέπει η σύνθεση των στοιχείων να θεωρείται σαν ένα σύστημα που βρίσκεται σε ισορροπία σε μια μεγάλη γεωγραφική περιοχή μέσα σε μια δεδομένη κλίμακα χρόνου. Από μελέτες έχει προσδιοριστεί ότι η κλίμακα χρόνου θα πρέπει να αντιπροσωπεύει μια μεγάλη χρονική περίοδο της τάξεως των 30 ετών, είτε αυτή αφορά τις μηνιαίες, είτε τις εποχικές ή τέλος τις ετήσιες τιμές. Για μερικά στοιχεία τα οποία είναι συνεχή μέσα στο χρόνο όπως είναι η θερμοκρασία ή η υγρασία οι περίοδοι αυτή μπορεί να είναι μικρότερη και να ικανοποιούν ακόμη και τα 10 έτη συνεχούς καταγραφής. Για μη συνεχή στοιχεία, όπως είναι η βροχή η περίοδος πρέπει να είναι αρκετά μεγάλη, εξαρτώμενη και από το ανάγλυφο της περιοχής.

Μια κλιματική ταξινόμηση είναι μια προσπάθεια να υποδιαιρεθεί μια προκαθορισμένη περιοχή σε ζώνες (μικρότερες περιοχές) με μια κατά το δυνατό ομοιογενή σειρά κλιματικών συνθηκών. Δηλαδή μια ζώνη είναι μια περιοχή στην οποία κυριαρχεί ένας κλιματικός τύπος και τα κύρια κλιματικά στοιχεία είναι σχεδόν τα ίδια. Όσο μεγαλύτερη ομοιομορφία των στοιχείων παρατηρείται σε μια ζώνη τόσο πιο επιτυχής

είναι η ταξινόμηση. Τα όρια μεταξύ των διάφορων κλιματικών ζωνών δεν πρέπει να θεωρούνται σαν διακριτές οριακές γραμμές, αλλά μάλλον σαν μεταβατικές ζώνες στις οποίες το κλίμα μεταβάλλεται βαθμιαία από τον ένα τύπο στον άλλο. Επειδή τα όρια μεταξύ των κλιματικών ζωνών δεν είναι σαφή, θα πρέπει να λαμβάνεται υπόψη η στατιστική μεταβλητότητα των μετεωρολογικών παραμέτρων σε σχέση με το χρόνο. Τυχαία γεγονότα μπορούν να μετατοπίσουν τα κλιματικά όρια από τη μια χρονιά στην άλλη, γεγονός που μπορεί να έχει σημαντικές επιπτώσεις στην εξάπλωση ορισμένων φυτών ή καλλιεργειών.

Για να γίνει μια ταξινόμηση των κλιμάτων πρέπει ο ερευνητής ή η ερευνητική ομάδα να έχουν πλήρη και σαφή γνώση των αστρονομικών παραγόντων, που ελέγχουν τον καιρό σε μια περιοχή, της γενικής ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας και τη μορφή αυτής επάνω από την περιοχή μελέτης, να λαμβάνουν υπόψη τους γεωγραφικούς παράγοντες, το ισοζύγιο της ακτινοβολίας και του ύδατος, καθώς και τους συνοπτικούς τύπους που ελέγχουν την περιοχή. Επίσης θα πρέπει να παρατηρούν και τα αποτελέσματα όλων αυτών των παραγόντων στα οικολογικά συστήματα. Μέσα από τις γνώσεις αυτές μπορεί να επιτευχθεί μια χρήσιμη κλιματική ταξινόμηση ακολουθώντας μια από τις διάφορες τεχνικές και μεθόδους, οι οποίες σε γενικές γραμμές είναι οι ακόλουθες:

- (1) Μέσα από σύγχρονες στατιστικές τεχνικές της πολυδιάστατης ανάλυσης να μελετηθεί η στατιστική σχέση που συνδέει τις διάφορες κλιματικές παραμέτρους, που υπάρχουν στη διάθεση του ερευνητή και προσδιοριστούν οι ομοειδείς κλιματικές ομάδες. Τέτοιες τεχνικές σε μεγάλη χρήση είναι η ανάλυση σε κύριες συνιστώσες (Principal Component Analysis) και η συνδεδεμένη τεχνική της ανάλυσης σε σμήνη (Cluster Analysis). Με τη βοήθεια αυτών μελετούνται τα καθημερινά συνοπτικά συστήματα και οι μετρήσεις στην ελεύθερη ατμόσφαιρα και οι επικρατούσες καιρικές συνθήκες στην επιφάνεια για να προσδιοριστούν τελικά οι συνοπτικοί τύποι καιρού. Οι μεταβολές στις συχνότητες των τύπων αυτών καθορίζουν σε μια μεγάλη χρονική περίοδο τις κρατούσες κλιματικές συνθήκες, οι οποίες και τελικά μπορούν να ταξινομηθούν σε ένα κλιματικό σύστημα.
- (2) Οι μελέτες στα ισοζύγια της ενέργειας και του ύδατος για μια μεγάλη χρονική περίοδο, σε μια περιοχή μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να προσδιοριστούν κλιματικές παράμετροι που θα επιτρέψουν την ταξινόμηση του κλίματος.
- (3) Η χρησιμοποίηση, μόνο ορισμένων βασικών κλιματικών παραμέτρων και ο συνδυασμός αυτών, καθώς και κάποιες παραδοχές και προϋποθέσεις που θέτει ο

ερευνητής μπορεί να οδηγήσουν στην δημιουργία μιας εμπειρικής ταξινόμησης. Οι ταξινομήσεις αυτού του είδους είναι και οι πλέον προσφιλείς στο χώρο της Κλιματολογίας.

Όπως φαίνεται από τα παραπάνω η κλιματική κατάταξη δεν μπορεί να γίνει με έναν ομοιόμορφο τρόπο για όλες τις περιοχές της Γης και παράλληλα αυτή να είναι και λεπτομερής και αναλυτική. Για πρακτικούς σκοπούς που στοχεύουν στη μελέτη του κλίματος σε ορισμένη μόνο περιοχή, θα πρέπει κατά πρώτον να προσδιοριστεί ο σκοπός αυτής και στη συνέχεια να αναζητηθούν τα διαθέσιμα κλιματικά στοιχεία. Κατόπιν να αναζητηθεί η κατάλληλη μεθοδολογία η οποία και θα εφαρμοστεί στην περιοχή, της οποίας η γεωγραφία θα πρέπει να ληφθεί ουσιαστικά υπόψη για να απαντηθούν ορισμένες αποκλίσεις του αποτελέσματος από θέση σε θέση.

## **VI.2. ΟΙ ΜΕΓΑΛΕΣ ΚΛΙΜΑΤΙΚΕΣ ΚΑΤΑΤΑΞΕΙΣ**

Οι μεγάλες ή πλανητικές κλιματικές ταξινομήσεις έχουν σα σκοπό να δώσουν μια γενική εποπτική εικόνα των κλιματικών τύπων στον πλανήτη και διακρίνονται στην πράξη σε δύο κατευθύνσεις κλιματικών ταξινομήσεων. Οι πρώτες στηρίζονται στην ατμοσφαιρική κυκλοφορία ή στην κατανομή των αερίων μαζών. Τέτοιες κατατάξεις είναι π.χ. του Flöhn, του Alisson κ.λ.π. Οι δεύτερες βασίζονται στο συνδυασμό των κλιματικών παραμέτρων, όπως ο Koeppen, ο Thornthwaite ή ο de Martonne.

Το πλήθος των κλιματικών κατατάξεων είναι μεγάλο. Εδώ θα περιγραφεί μόνο η κατάταξη του **Köppen**, η οποία είναι απλή, εύχρηστη, δίδει τα γενικά χαρακτηριστικά του κλίματος όλου του πλανήτη αρκετά ικανοποιητικά και έχει γίνει αποδεκτή από την πλειοψηφία των κλιματολόγων.

### **VI.2.1. Η κλιματική ταξινόμηση του Köppen**

Η σπουδαιότητα της ανάπτυξης μιας κλιματικής ταξινόμησης έγινε αντιληπτή από τις αρχές του 20<sup>ου</sup> αιώνα, αν και η πρώτη ταξινόμηση έγινε από τους αρχαίους Έλληνες οι οποίοι είχαν διακρίνει πέντε κλιματικές ζώνες στη γη. Ο Vladimir Köppen (1846-1940) παρουσίασε την ταξινόμηση του το 1918 και από τότε παραμένει μια από τις πλέον δημοφιλείς και γνωστές κατατάξεις στη διεθνή βιβλιογραφία. Μετά την πρώτη

παρουσίαση αυτής τόσο ο Köppen, όσο και συνεργάτες του επιχειρήσαν ορισμένες τροποποιήσεις, οι οποίες αφορούσαν κάποιες λεπτομέρειες αυτής παρά την ουσία της.

Ο Köppen όρισε πέντε κατηγορίες γενικών κλιματικών τύπων μελετώντας τις φυτικές διαπλάσεις που υπάρχουν στη Γη. Οι κατηγορίες αυτές είναι:

- (1) Το Ισημερινό- Τροπικό Βροχερό Δάσος,
- (2) Η Σαβάννα και η Στέπα,
- (3) Η Έρημος,
- (4) Τα Δάση των Κωνοφόρων και των Φυλλοβόλων , και
- (5) η Τούντρα.

Η συσχέτιση ανάμεσα στις μεγάλες φυτικές διαπλάσεις του πλανήτη και στο κλίμα αυτού φυσικά δεν μπορεί να είναι απόλυτη και λεπτομερής και φυσικά παρουσιάζει κάποιες αδυναμίες , ιδιαίτερα στα όρια που ξεχωρίζουν τους τύπους αυτούς.

Κατά τον Köppen τα κλιματικά στοιχεία τα οποία καθορίζουν τη γεωγραφική κατανομή των φυτών στη Γη είναι η **Θερμοκρασία** και η **Βροχόπτωση**. Για να δημιουργήσει την κλιματική του κατάταξη ο Köppen καθόρισε κάποια καίρια όρια τα έχουν σχέση με την ανάπτυξη των φυτών. Έτσι η ανάπτυξη π.χ. των τροπικών φυτών απαιτεί όπως η χαμηλότερη μέση μηνιαία θερμοκρασία υπερβαίνει τους 18° C, ενώ για να υπάρξει δάσος θα πρέπει η μέση θερμοκρασία ενός μήνα να υπερβαίνει τους 10° C. Στη συνέχεια οι βροχοπτώσεις συνδυάζονται με την αντίστοιχη θερμοκρασία, αφού φυσικά ληφθεί υπόψη η εποχική κατανομή και τα ετήσια ποσά της Βροχόπτωσης.

Στην κατάταξη αυτή χρησιμοποιούνται τρεις ομάδες γραμμάτων - συμβόλων.

Η Πρώτη ομάδα χαρακτηρίζεται από τα κεφαλαία γράμματα **A, B, C, D, E** και **H**, τα οποία προσδιορίζουν τα γενικά θερμοκρασιακά και υγρομετρικά χαρακτηριστικά των κλιματικών τύπων. Έτσι οι τύποι **A, C, D, E** και **H** χαρακτηρίζουν κλίματα τα οποία είναι **υγρά**, δηλαδή η βροχή υπερέχει της εξάτμισης, ενώ ο τύπος **B** προσδιορίζει γενικά τα **ξηρά** κλίματα (εξάτμιση > βροχόπτωσης), ανεξάρτητα από τις θερμοκρασίες που επικρατούν.

Συνοψίζοντας τους έξι αυτούς συμβολισμούς μπορούμε, σε μια πρώτη φάση, να ορίσουμε τα γενικά χαρακτηριστικά αυτών.

Το **A** εκφράζει τα κλίματα του τροπικού δάσους και όλες οι εποχές του έτους είναι θερμές.

Το **B** αντιπροσωπεύει τα ξηρά κλίματα, ανεξάρτητα από θερμοκρασίες.

Το **C** εκφράζει τα θερμά εύκρατα βροχερά κλίματα με ήπιους χειμώνες.

Το **D** αναφέρεται στα ψυχρά κλίματα δάσους με έντονους χειμώνες.

Το **E** χαρακτηρίζει τα πολιά κλίματα, και τέλος

Το **H** αναφέρεται σε κλίματα μεγάλων υψομέτρων, ανεξάρτητα από το γεωγραφικό πλάτος.

Η δεύτερη ομάδα των συμβόλων που ακολουθεί, περιλαμβάνει τα μικρά ή κεφαλαία γράμματα **f, m, w, s, W, S, F** και **T**. Από αυτά τα γράμματα **f, m, w, s,** και **W, S** προσδιορίζουν θερμοκρασιακά χαρακτηριστικά, ενώ τα **F** και **T** αναφέρονται σε θερμοκρασίες και συνδέονται μόνο με τον τύπο **E**.

Η Τρίτη ομάδα συμβόλων περιλαμβάνει τα μικρά γράμματα **a, b, c, d, h** και **k**, τα οποία αναφέρονται σε ειδικές θερμοκρασιακές συνθήκες.

Αργότερα, νεώτεροι ερευνητές, προκειμένου να περιγράψουν ειδικές κλιματικές συνθήκες που επικρατούν σε κάποια σημεία του πλανήτη, όπως π.χ. είναι οι ομίχλες, έχουν εισάγει και μια τέταρτη ομάδα συμβόλων, για να εκφράσουν τις κλιματικές ιδιαιτερότητες που συναντούν στις μελέτες τους.

**Αναλυτικότερα, τα κριτήρια της ταξινόμησης του Koerppen είναι τα ακόλουθα:**

<b>Κλίματα τύπου A</b>		
<b>A</b>	Μέση θερμοκρασία του ψυχρότερου μήνα $\geq 18^{\circ} \text{C}$	
	<b>f</b>	Βροχή του ξηρότερου μήνα τουλάχιστο 60 χιλιοστά
	<b>m</b>	Βροχή ξηρότερου μήνα $< 60 \text{ mm}$ αλλά $\geq 10 - (R/25)$
	<b>w</b>	Βροχή ξηρότερου μήνα $< 10 - (R/25)$
<b>Κλίματα τύπου B</b>		

<b>B</b>	70% και πλέον της ετήσιας βροχόπτωσης πέφτει τους 6 θερμότερους μήνες, αλλά ισχύει η σχέση $R < 2T + 28$		
	70% και πλέον της ετήσιας βροχόπτωσης πέφτει τους 6 ψυχρότερους μήνες, αλλά ισχύει η σχέση $R < 2T$		
	Σε καμία από τις δύο παραπάνω περιόδους το ποσό της βροχής δεν υπερβαίνει το 70% ετήσιας βροχόπτωσης, ισχύει η σχέση $R < 2T + 14$		
	<b>W</b>	$R < 0.5$ των παραπάνω οριακών τιμών των τριών σχέσεων, Δηλαδή $< T+14$ , ή $< T + 7$ ή $< T$	
	<b>S</b>	Το R ανάμεσα στις δύο ομάδες των ορίων: $2T + 28 < R < T + 14$ , $2T + 14 < R < T + 7$ και $2T < R < T$	
	<b>h</b>	Μέση ετήσια θερμοκρασία $T \geq 18^\circ \text{C}$	
	<b>w</b>	Μέση ετήσια θερμοκρασία $T < 18^\circ \text{C}$	
<b>Κλίματα τύπου C</b>			
<b>C</b>	Μέση θερμοκρασία θερμότερου μήνα $\geq 18^\circ \text{C}$ , αλλά ο ψυχρότερος μήνας μεταξύ $0$ και $18^\circ \text{C}$		
	<b>s</b>	Η βροχή του ξηρότερου θερινού μήνα $< 30\text{mm}$ και του 1/3 του του υγρότερου χειμερινού μήνα	
	<b>w</b>	Η βροχή του ξηρότερου χειμερινού μήνα μικρότερη του 1/10 της βροχής του υγρότερου θερινού μήνα	
	<b>f</b>	Η βροχόπτωση του ξηρότερου μήνα $> 30\text{mm}$	
		<b>a</b>	Μέση θερμοκρασία θερμότερου μήνα $> 22^\circ \text{C}$
		<b>b</b>	Μέση θερμοκρασία θερμότερου μήνα $< 22^\circ \text{C}$ αλλά 4 τουλάχιστον μήνες με μέση θερμοκρασία $> 10^\circ \text{C}$
		<b>c</b>	Μέση θερμοκρασία θερμότερου μήνα $< 22^\circ \text{C}$ αλλά 1-3 τουλάχιστον μήνες με μέση θερμοκρασία $> 10^\circ \text{C}$
<b>Κλίματα τύπου D</b>			
<b>D</b>	Μέση θερμοκρασία θερμότερου μήνα $> 10^\circ \text{C}$ , και του ψυχρότερου Μικρότερη των $0^\circ \text{C}$		
	<b>s</b>	Η βροχή του ξηρότερου θερινού μήνα $< 30\text{mm}$ και του 1/3 του του υγρότερου χειμερινού μήνα	
	<b>w</b>	Η βροχή του ξηρότερου χειμερινού μήνα μικρότερη του 1/10 της βροχής του υγρότερου θερινού μήνα	

	<b>f</b>	H βροχόπτωση του ξηρότερου μήνα >30mm
	<b>a</b>	Μέση θερμοκρασία θερμότερου μήνα > 22° C
	<b>b</b>	Μέση θερμοκρασία θερμότερου μήνα < 22° C αλλά 4 τουλάχιστον μήνες με μέση θερμοκρασία >10°C
	<b>c</b>	Μέση θερμοκρασία θερμότερου μήνα < 22° C αλλά 1-3 τουλάχιστον μήνες με μέση θερμοκρασία >10°C
	<b>d</b>	Μέση θερμοκρασία ψυχρότερου μήνα <-38° C
<b>Κλίματα τύπου E</b>		
<b>E</b>		Μέση θερμοκρασία θερμότερου μήνα ≤ 10° C
	<b>T</b>	Μέση θερμοκρασία θερμότερου μήνα μεταξύ 10 και 0° C
	<b>F</b>	Μέση θερμοκρασία θερμότερου μικρότερη των 0° C
<b>Κλίματα μεγάλων υψομέτρων H</b>		
<b>H</b>		Μέση θερμοκρασία θερμότερου μήνα ≤ 10°C, αλλά αυτή σε σχέση με υψόμετρο (γενικά πάνω από 1500 μέτρα)
Σημείωση: Στον παραπάνω πίνακα το <b>T</b> δηλώνει τη μέση ετήσια θερμοκρασία σε °C Και το <b>R</b> τη μέση ετήσια βροχόπτωση σε εκατοστά του μέτρου		

### VI.2.1.1 Τεχνική του προσδιορισμού των κλιματικών τύπων

Προκειμένου να προσδιορίσει κανείς τον κλιματικό τύπο μιας περιοχής πρέπει να ακολουθήσει τα παρακάτω βήματα:

- (1) Να προσδιοριστεί αν το κλίμα είναι ξηρό ή υγρό, δηλαδή αν είναι B ή ένα από τα A B C D ή F . Αυτό γίνεται με την εφαρμογή των σχέσεων:  $K = (2T + 28)$ , αν το 70% των βροχοπτώσεων εμφανίζεται στο θερμό εξάμηνο (Απρίλιος- Σεπτέμβριος για το B. Ημισφαίριο).  $K = (2T + 14)$ , αν δεν υπάρχει διακριτή ξηρή περίοδος. Και  $K = 2T$  αν οι βροχές πέφτουν κατά τη χειμερινή περίοδο (Οκτώβριο - Μάρτιο). Το T εκφράζει τη μέση ετήσια θερμοκρασία του αέρα σε βαθμούς Κελσίου. Το αποτέλεσμα K συγκρίνεται με τη μέση ετήσια Βροχόπτωση του σταθμού, R σε cm ύψους. Αν  $R < K$ , τότε το κλίμα είναι B (ξηρό), αν  $R > K$ , είναι NA από τα υγρά A, B, C, D ή F. Τέλος η περίπτωση  $R = K$  είναι πολύ σπάνια και δηλώνει μεταβατικό κλιματικό τύπο.

- (2) Αν λοιπόν οι υπολογισμοί δώσουν τη σχέση  $R < K$ , τότε το Κλίμα είναι **B** δηλαδή ένα ξηρό κλίμα όπου η εξάτμιση υπερέχει της βροχόπτωσης. Ο τύπος **B** κατά πρώτον διακρίνεται σε δύο υποδιαίρεσεις την **S** που χαρακτηρίζει τα **στεπικά κλίματα** και την **W** που αναφέρεται στα **ερημικά κλίματα**. Οποσδήποτε τα ερημικά κλίματα είναι πολύ ξηρότερα από τα στεπικά και η διάκριση τους γίνεται επίσης αν οι παραπάνω τρεις σχέσεις διααιρεθούν με το 2. Τότε θα προκύψουν αντίστοιχα οι σχέσεις  $K = T + 14$ ,  $K = T + 7$  και  $K = T$ . Στις περιπτώσεις αυτές για  $R > K$  έχουμε ένα κλίμα **BS**, δηλαδή **Στεπικό**, ενώ αν  $R < K$ , τότε έχουμε **Ερημικό Κλίμα BW**. Επειδή οι έρημοι και οι στέπες βρίσκονται μέσα η έξω από την τροπική ζώνη, χρησιμοποιείται και ένας τρίτος συμβολισμός που να δηλώνει τις θερμοκρασίες. Έτσι αν η μέση ετήσια θερμοκρασία του αέρα είναι μεγαλύτερη των  $18^\circ \text{C}$ , ο κλιματικός τύπος θα είναι **BWh** ή **BSh** (δηλαδή θερμά τροπικά κλίματα). Αν όμως η μέση ετήσια θερμοκρασία του αέρα είναι μικρότερη των  $18^\circ \text{C}$ , τότε τα κλίματα είναι δροσερά ή ψυχρά μέσω των πλατών και κωδικοποιούνται ως **BWk** ή **BSk**.
- (3) Αν  $R > K$ , τότε όπως προαναφέρθηκε, τα κλίματα είναι υγρά (A, B, C, D, E) και επομένως προέχει η διάκριση κατά πρώτον αυτών των τύπων μεταξύ τους και στη συνέχεια να διακριθούν οι διάφοροι κλιματικοί τύποι.
- (4) Αν λοιπόν η μέση θερμοκρασία του ψυχρότερου μήνα (ΜΘΨΜ) είναι μεγαλύτερη των  $18^\circ \text{C}$ , τότε ο κλιματικός τύπος είναι **A**, δηλαδή **τροπικό**. Αν η ΜΘΨΜ κυμαίνεται ανάμεσα στους  $0$  και  $18^\circ \text{C}$ , και η μέση θερμοκρασία του θερμότερου μήνα (ΜΘΘΜ) είναι  $> 10^\circ \text{C}$ , τότε ο Τύπος θα είναι **C**, δηλαδή **θερμό εύκρατο βροχερό με ήπιους χειμώνες**. Αν η ΜΘΘΜ  $> 10^\circ \text{C}$ , αλλά η ΜΘΨΜ  $< 0^\circ \text{C}$ , τότε το κλίμα είναι **D**, δηλαδή **ψυχρό κλίμα με δριμείς χειμώνες**. Τέλος αν η ΜΘΘΜ  $< 10^\circ \text{C}$  το κλίμα χαρακτηρίζεται ως **Πολικό**.
- (5) Οι κλιματικοί τύποι που συνθέτουν τα **κλίματα A** είναι οι ακόλουθοι: Πρώτον ο τύπος **Af** του οποίου το διακριτικό χαρακτηριστικό ότι υπάρχουν άφθονες βροχοπτώσεις όλους τους μήνες με βροχές του ξηρότερου μήνα να υπερβαίνουν τα 60 mm και χαρακτηρίζεται σαν **κλίμα βροχερού δάσους χωρίς διακριτή ξηρή περίοδο**. Δεύτερος είναι ο τύπος **Am**, δηλαδή **κλίματα μουσωνικά με υπερβολική εποχική βροχόπτωση**. Στα κλίματα αυτά η Μέση Βροχόπτωση του Ξηρότερου Μήνα είναι μικρότερη των 6 cm, αλλά μεγαλύτερη της διαφοράς  $10 - (R/25)$ ,  $R =$  ετήσια βροχόπτωση σε cm.

Τρίτος είναι ο τύπος **Aw**, δηλαδή **κλίματα Σαβάνας με Διακριτή Ξηρή Περίοδο**, όπου ο ξηρότερος βροχερός μήνας έχει βροχή μικρότερη της διαφοράς  $10 - (R/25)$ .

(6) Οι κλιματικοί τύποι που συνθέτουν τα **κλίματα C** είναι οι παρακάτω και προσδιορίζονται με τις εξής διαδικασίες, που αναφέρονται στις βροχοπτώσεις και στις θερμοκρασίες:

**Κλίματα με ξηρό θέρος Cs.** Στην περίπτωση αυτή η μέση βροχόπτωση του ξηρότερου μήνα (MBEM) δεν θα πρέπει να υπερβαίνει τα 30 mm ύψους ( $rd < 30 \text{ mm}$ ). Ενώ η μέση βροχόπτωση (rw) του βροχερότερου μήνα (MBBM) να είναι τριπλάσια τουλάχιστον αυτής του ξηρότερου, δηλαδή  $rw > 3rs$ . Στη συνέχεια αν η MΘΘM είναι μεγαλύτερη των  $22^\circ \text{C}$ , τότε προστίθεται το γράμμα **a**, το οποίο δηλώνει αυτή ακριβώς τη συνθήκη. Στην περίπτωση αυτή ο τύπος είναι **Csa, Μεσογειακά με θερμό θέρος** (συνήθως ενδοχώρας). Αν όμως η MΘΘM είναι μικρότερη των  $22^\circ \text{C}$ , αλλά και τουλάχιστον 4 μήνες το χρόνο η μέση θερμοκρασία είναι μεγαλύτερη των  $10^\circ \text{C}$ , τότε ο κλιματικός τύπος είναι **Csb, δηλαδή Μεσογειακό με ξηρό και σχετικά βραχύ θέρος** (συνήθως των παραλίων).

**Κλίματα με ξηρό χειμώνα Cw.** Εδώ η βροχή του ξηρότερου μήνα είναι μικρότερη του  $1/10$  της βροχής του υγρότερου καλοκαιρινού μήνα. Αν η MΘΘM  $> 22^\circ \text{C}$  τότε έχουμε τον τύπο **Cwa, δηλαδή υποτροπικό μουσωνικό με θερμό θέρος**. Αν η MΘΘM είναι μικρότερη των  $22^\circ \text{C}$  και ισχύουν οι όροι για τα **Csb**, τότε ο τύπος είναι **Swb, δηλαδή τροπικό με σχετικό υψόμετρο και βραχύ θερμό θέρος**.

**Κλίματα με υγρές όλες τις εποχές Cf.** Στον τύπο αυτό οι βροχές είναι μεγαλύτερες των 30 mm όλους τους μήνες του έτους. Αν η MΘΘM είναι μεγαλύτερη των  $22^\circ \text{C}$ , τότε ο τύπος είναι **Cfa, δηλαδή υποτροπικό με εκτεταμένο θερμό θέρος**. Αν η MΘΘM είναι μικρότερη των  $22^\circ \text{C}$  και ισχύουν τα ίδια με τα **Csb**, τότε ο τύπος είναι **Cfb, δηλαδή θαλάσσιο με θερμό θέρος**. Τέλος αν η MΘΘM είναι μικρότερη των  $22^\circ \text{C}$  και μόνο 1-3 μήνες με θερμοκρασίες μεγαλύτερες των  $10^\circ \text{C}$ , τότε έχουμε τον κλιματικό τύπο **Cfc, δηλαδή θαλάσσιο με βραχύ βροχερό θέρος**.

(7) Οι κλιματικοί τύποι που συνθέτουν τα κλίματα τύπου **D**, δηλαδή **τα κλίματα με δριμείς χειμώνες** είναι οι ακόλουθοι:

Πρώτον, είναι οι τύποι **Df**, που έχουν υγρές όλες τις εποχές του έτους με βροχή του ξηρότερου μήνα μεγαλύτερη των 30 mm. Αν η MΘΘM είναι μεγαλύτερη των  $22^\circ \text{C}$

τότε έχουμε τον τύπο **Dfa** ( **Ηπειρωτικό με εκτεταμένο θερμό θέρος**). Αν η ΜΘΘΜ είναι μικρότερη των 22° C τουλάχιστον 4 μήνες με θερμοκρασίες μεγαλύτερες των 10° C, έχουμε τον τύπο **Dfb**, δηλαδή **Ηπειρωτικά με βραχύ θερμό θέρος**. Αν η ΜΘΘΜ είναι μικρότερη των 22° C, αλλά μόνο 1-3 μήνες έχουν θερμοκρασίες πάνω από 10° C, τότε ο τύπος θα είναι **Dfc**, δηλαδή **υπαρκτικά με βραχύ δροσερό θέρος**. Τέλος αν η θερμοκρασία του ψυχρότερου μήνα είναι μικρότερη των -38° C, έχουμε τον τύπο **Dfd**, δηλαδή **υπαρκτικό με άκρως ψυχρούς χειμώνες και βραχύ δροσερό θέρος**.

Δεύτερο, οι τύποι **Dw**, δηλαδή **κλίματα με ξηρό χειμώνα**, στους οποίους η βροχή του ξηρότερου μήνα είναι μικρότερο του 1/10 της βροχής του υγρότερου μήνα, αποτελούνται από τους ακόλουθους τύπους: **Dwa**, δηλαδή **υγρό ηπειρωτικό με μακρύ υγρό θέρος**, όπου η ΜΘΘΜ είναι μεγαλύτερη των 22° C. **Dwb**, **υγρό ηπειρωτικό με βραχύ θερμό θέρος**, όπου η ΜΘΘΜ είναι μικρότερη των 22° C και τουλάχιστον 4 μήνες με θερμοκρασίες μεγαλύτερες των 10° C. **Dwc**, **υπαρκτικό με βραχύ δροσερό θέρος**, όπου η ΜΘΘΜ είναι μικρότερη των 22° C και 1-3 μήνες με θερμοκρασίες μεγαλύτερες των 10° C. Τέλος υπάρχει ο Τύπος **Dwd**, **υπαρκτικό με άκρως ψυχρούς χειμώνες και βραχύ δροσερό θέρος**, όπου η θερμοκρασία του ψυχρότερου μήνα είναι μικρότερη των -38° C.

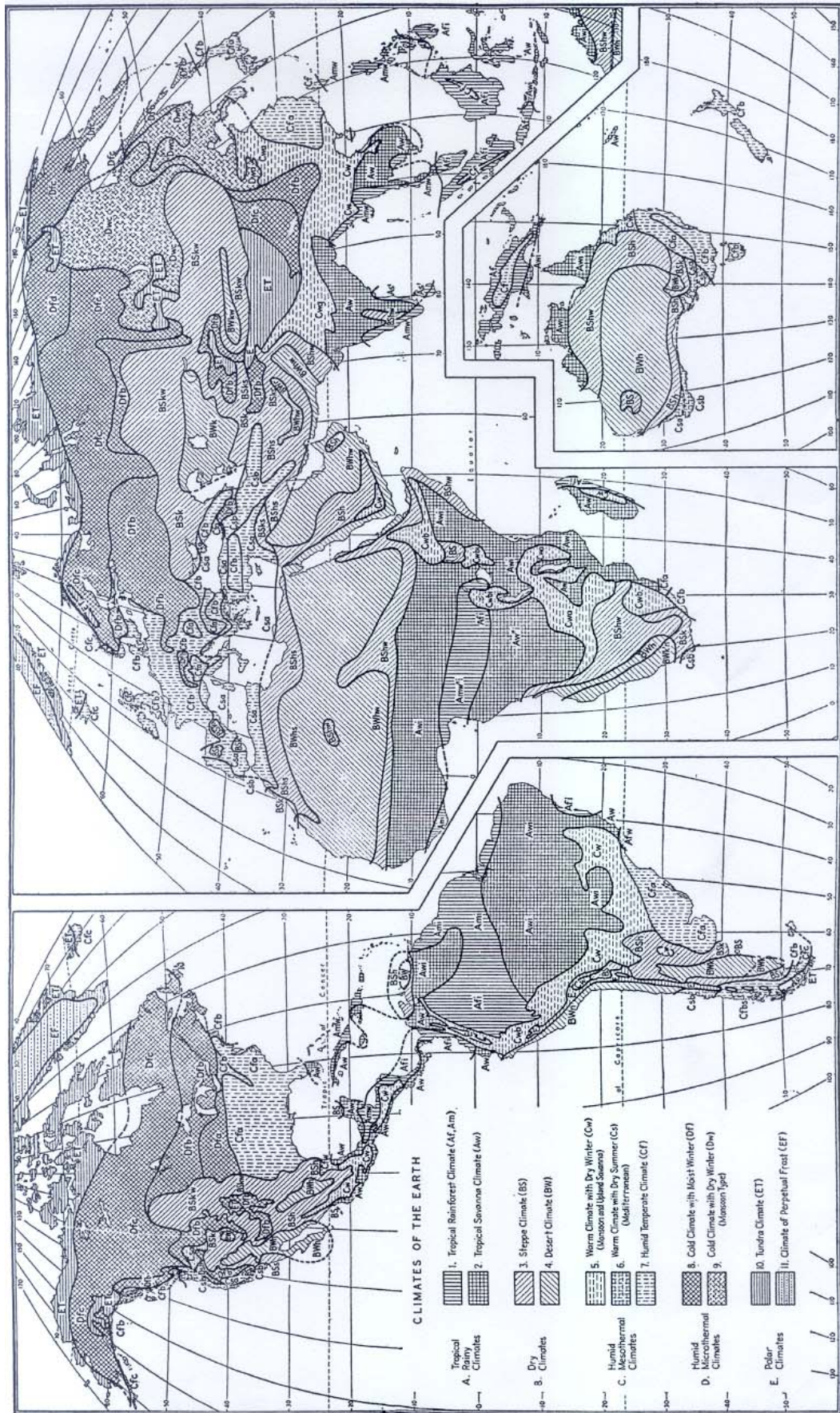
(8) Οι κλιματικοί τύποι των κλιμάτων **E**:

Τα κλίματα αυτά είναι τα **πολικά κλίματα** όπου αν η ΜΘΘΜ κυμαίνεται μεταξύ των 0 και 10° C, ο τύπος είναι ο **ET** και χαρακτηρίζει τα **κλίματα τούντρας**.

Αν η ΜΘΘΜ είναι μικρότερη των 0° C, τότε έχουμε τον τύπο **EF**, δηλαδή **κλίματα αιώνιων πάγων και χιονιών**.

(9) Τέλος υπάρχει και η κατηγορία **H**, με ΜΘΘΜ < 10° C, που αναφέρεται σε κλίματα χαμηλών θερμοκρασιών μεγάλων υψομέτρων, συνήθως μεγαλύτερο των 1500 μέτρων, και συναντώνται σε όλα τα γεωγραφικά πλάτη.

Από την παραπάνω περιγραφή διαπιστώνεται ότι υπάρχει μια ποικιλία κλιματικών τύπων οι οποίοι καλύπτουν ολόκληρο τον πλανήτη και παρουσιάζονται γραφικά στο *Σχήμα VI.1*.



Σχήμα VI.1. Κατανομή των κλιματικών τύπων στον πλανήτη

## VI.2.2 - ΑΕΡΙΕΣ ΜΑΖΕΣ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ ΤΗΣ ΓΗΣ

Η κατανομή των κλιματικών τύπων, που απεικονίζονται στο Σχήμα VI.1, δεν είναι άμοιρη της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας και της κυριαρχίας ορισμένων χαρακτηριστικών του αέρα που επισκέπτεται διάφορες περιοχές της γης.

Πριν προχωρήσουμε στην περιγραφή της κατανομής των κλιμάτων, περιληπτικά θα δώσουμε μια περίληψη της έννοιας των Αερίων Μαζών, οι οποίες στην ουσία είναι αυτές που ελέγχουν τα κλίματα στην επιφάνεια της γης.

Όταν, λοιπόν, ο ατμοσφαιρικός αέρας παραμένει για αρκετές ημέρες επάνω από εκτεταμένη γεωγραφική περιοχή, τότε αποκτά τα θερμοκρασιακά και υγρομετρικά χαρακτηριστικά της επιφάνειας επάνω από την οποία είχε ακινητοποιηθεί. Τα χαρακτηριστικά αυτά διακρίνουν ολόκληρη την αέρια μάζα και κατά την οριζόντια και κατά την κατακόρυφη έννοια. Έτσι σε κάθε επίπεδο, επάνω από την επιφάνεια της Γης, η αέρια μάζα παρουσιάζει μια ομοιομορφία κατά την οριζόντια έννοια. Επομένως σαν **αέρια μάζα** μπορεί να οριστεί **ένα τεράστιο σώμα αέρα στην κατώτερη ατμόσφαιρα το οποίο χαρακτηρίζεται από ομοιογενή φυσικά χαρακτηριστικά της θερμοκρασίας, της υγρασίας και της πυκνότητας κατά την οριζόντια έννοια σε όλες τις στάθμες αυτής**. Οποσδήποτε αυτή η ομοιομορφία δεν μπορεί στην πράξη να είναι απόλυτη αφού μια τέτοια αέρια μάζα μπορεί να έχει μια διάμετρο της τάξεως των 2000 χιλιομέτρων και πλέον. Έτσι η υποκείμενη επιφάνεια δεν μπορεί να χαρακτηρίζεται από θερμοκρασιακή τουλάχιστον ομοιομορφία που θα προσέδιδε τα ίδια χαρακτηριστικά στον υπερκείμενο αέρα. Οι αέριες μάζες συνδέονται άμεσα με τις ατμοσφαιρικές διαταραχές και η ζώνη συνάντησης αυτών είναι η εστία γένεσης των διαταραχών, όπως πολύ χαρακτηριστικά συμβαίνει στα μέσα γεωγραφικά πλάτη.

Οι αέριες μάζες γεννώνται επάνω από ορισμένες περιοχές του πλανήτη, οι οποίες ονομάζονται **πηγές** των αερίων μαζών. Επειδή, ως γνωστό, η θέρμανση του αέρα αλλά και η τροφοδοσία σε υγρασία γίνεται ουσιαστικά από την επιφάνεια, η φύση της πηγής θα καθορίσει και τα χαρακτηριστικά της αέριας μάζας. Από τον ορισμό της αέριας μάζας συνάγεται ότι η πηγή θα πρέπει να είναι ομοιόμορφη από φυσική άποψη και να χαρακτηρίζεται από μια στασιμότητα της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας, η οποία εξαναγκάζει τον αέρα να μείνει για αρκετό χρονικό διάστημα επάνω από την περιοχή για να του μεταδώσει τα χαρακτηριστικά της.

Αυτές οι προϋποθέσεις πληρούνται μόνο επάνω από τους εκτεταμένους ωκεανούς ή τις ηπείρους σε περιοχές όπου υπάρχει κυριαρχία στάσιμων ή βραδέως κινουμένων αντικυκλώνων.

Οι περιοχές αυτές πέρα από τη φύση της υποκείμενης επιφάνειας ( ξηρά, θάλασσα), γεωγραφικά συναντώνται από τη θερμή Ισημερινή περιοχή μέχρι και τους πόλους, αποκτώντας διαφορετικά θερμοκρασιακά χαρακτηριστικά. Οι αέριες μπορούν επομένως ανάλογα με τη γεωγραφική περιοχή που γεννιούνται και ανάλογα με τη φύση της επιφάνειας χαρακτηρίζονται σαν Θερμές, Ψυχρές, Υγρές ή Ξηρές. Οι υγρές θα είναι θαλάσσιας προέλευσης (θαλάσσιες αέριες μάζες -m ) και οι ξηρές θα είναι ηπειρωτικής (ηπειρωτικές μάζες - c). Ανάλογα λοιπόν με τον τόπο προέλευσης οι αέριες μάζες σε:

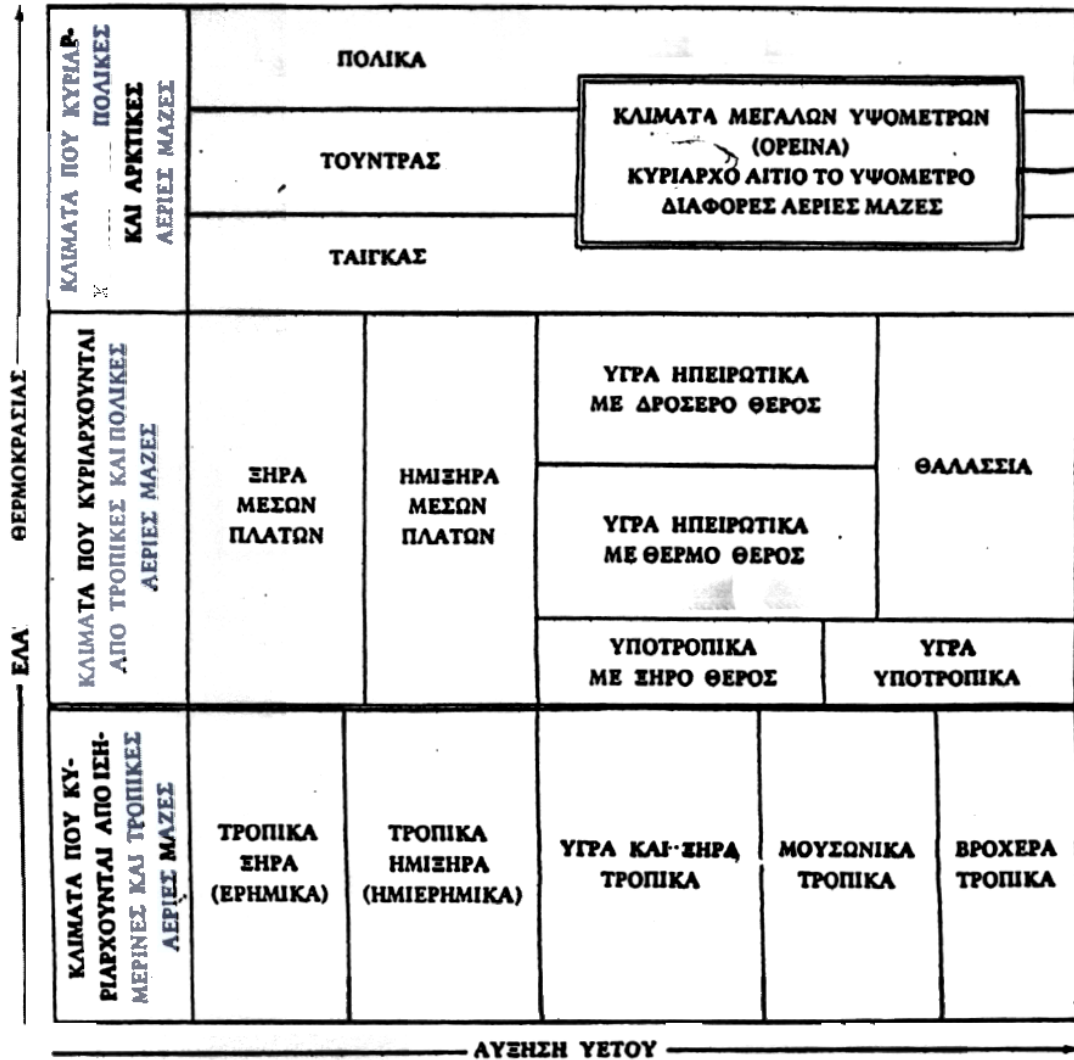
- (1) **Αρκτικές**, που συμβολίζονται με A (mA = θαλάσσια ή cA = ηπειρωτική ) ή AA (Ανταρκτικές)
- (2) **Πολικές** , με σύμβολο το P (mP, cP)
- (3) **Τροπικές**, με σύμβολο το T (mT, cT) ,
- (4) **Ισημερινές**, που συμβολίζονται με το E και δεν υπάρχει διάκριση σε θαλάσσια ή ηπειρωτική, γιατί όλες είναι υγρές.

Οι δύο πρώτες είναι ψυχρές και κινούνται από τα μεγαλύτερα πλάτη προς τα μικρότερα μεταφέροντας ψύχος, ενώ οι δύο τελευταίες είναι θερμές και κινούμενες προς τα μεγάλα πλάτη μεταφέρουν θερμότητα.

Οι τέσσερις αυτές κατηγορίες των αερίων μαζών διατάσσονται λοιπόν κατά γεωγραφικό πλάτος , που διάταξη τους ακολουθεί ακριβώς τη σειρά που παρουσιάζονται, αν κινηθούμε από τους Πόλους προς τον Ισημερινό.

Η περιοχή που ελέγχεται από κάθε αέρια μάζα παρουσιάζει και ιδιαίτερα κλιματικά χαρακτηριστικά που σχετίζονται άμεσα με το είδος και τον τύπο της αέριας μάζας. Ο έλεγχος αυτός και η σχέση των κλιματικών ζωνών παρουσιάζεται πολύ παραστατικά στο *Σχήμα VI.2*, όπου οι κύριες κλιματικές ζώνες σχετίζονται με τις αέριες μάζες καθορίζοντας το θερμοκρασιακό και το βροχομετρικό καθεστώς κάθε κλιματικής ζώνης, αφού ο άξονας των X στο *Σχήμα VI.2* αντιπροσωπεύει τη βροχόπτωση και αυτός των Ψ τη θερμοκρασία. Από το σχήμα αυτό ο καθένας, με μια ματιά μπορεί να αντιληφθεί ποια κλίματα είναι θερμά, ψυχρά, υγρά ή ξηρά και από ποιες αέριες μάζες κυριαρχούνται. Για να γίνει αυτό εποπτικά περισσότερο κατανοητό παρατίθεται και το *Σχήμα VI.3* , στο οποίο παρουσιάζεται η κλιματική κατανομή αυτών των κλιματικών ζωνών.

Με βάση τις κλιματικές αυτές ζώνες, που ελέγχονται από διαφορετικές αέριες μάζες, μπορούμε να προχωρήσουμε σε μια περιληπτική περιγραφή των κλιματικών τύπων που συναντώνται στην επιφάνεια της Γης.



Σχήμα VI.2. Σχέσεις αερίων μαζών και κλιματικών ζωνών.

## **V.3 ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΚΛΙΜΑΤΩΝ**

### **Κλίματα που κυριαρχούνται από Ισημερινές και Τροπικές Αέριες Μάζες**

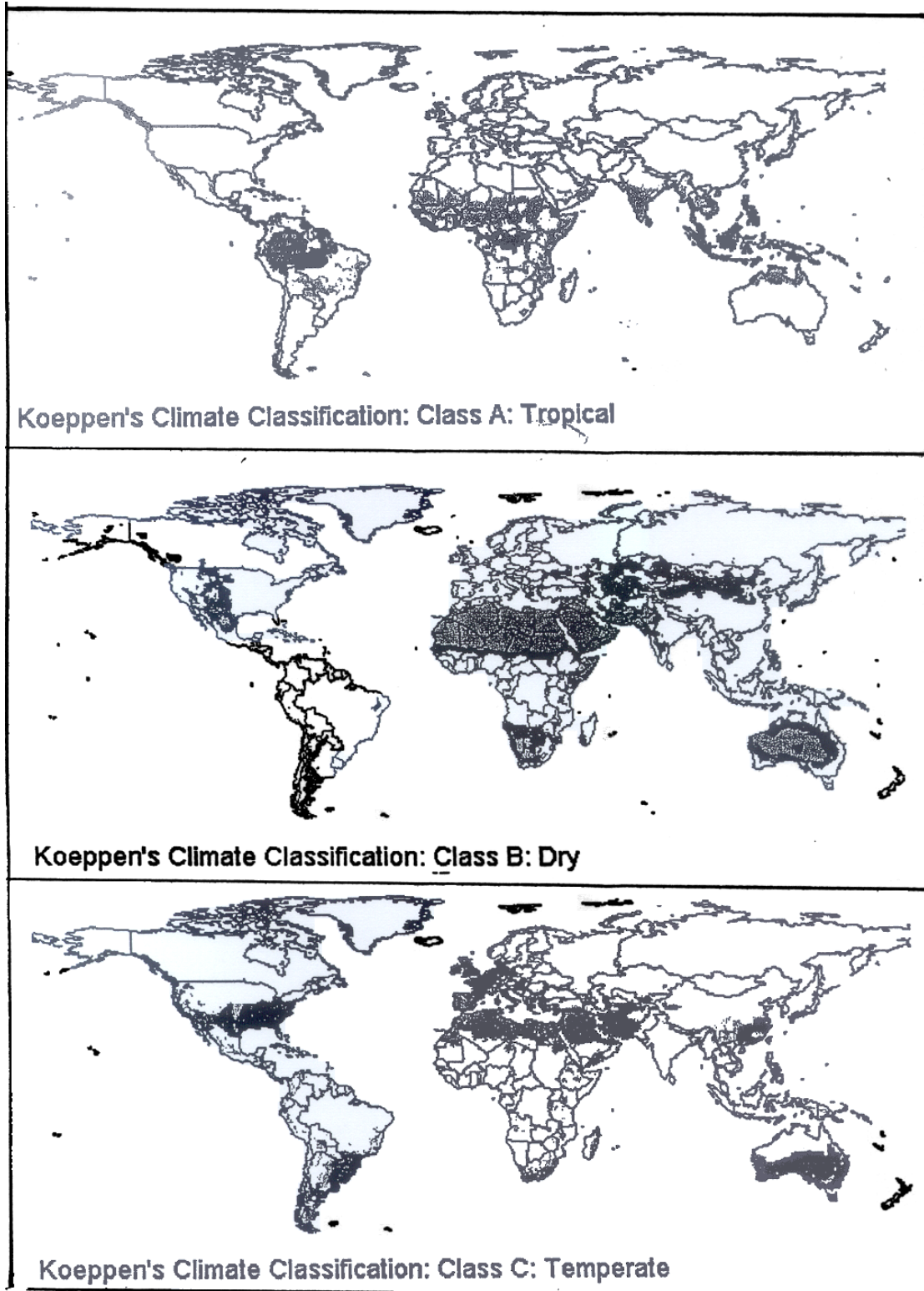
#### **V.3.1 Βροχερά Τροπικά Κλίματα (Af)**

Τα κλίματα αυτά επικρατούν στην τροπική ζώνη, όπου δρα το ενδοτροπικό μέτωπο και συγκλίνουν οι αληγείς άνεμοι. Σημειώνονται πολλές βροχοπτώσεις, οι οποίες μάλιστα αυξάνονται όπου υπάρχει έντονη τοπογραφία. Οι περιοχές στις οποίες εκδηλώνονται τα κλίματα αυτά δίνονται χαρακτηριστικά στο Σχήμα V.3, όπως π.χ. είναι η περιοχή του Αμαζονίου (N. Αμερική), η Ισημερινή Αφρική, Τμήμα της Ινδονησίας κ.λ.π.

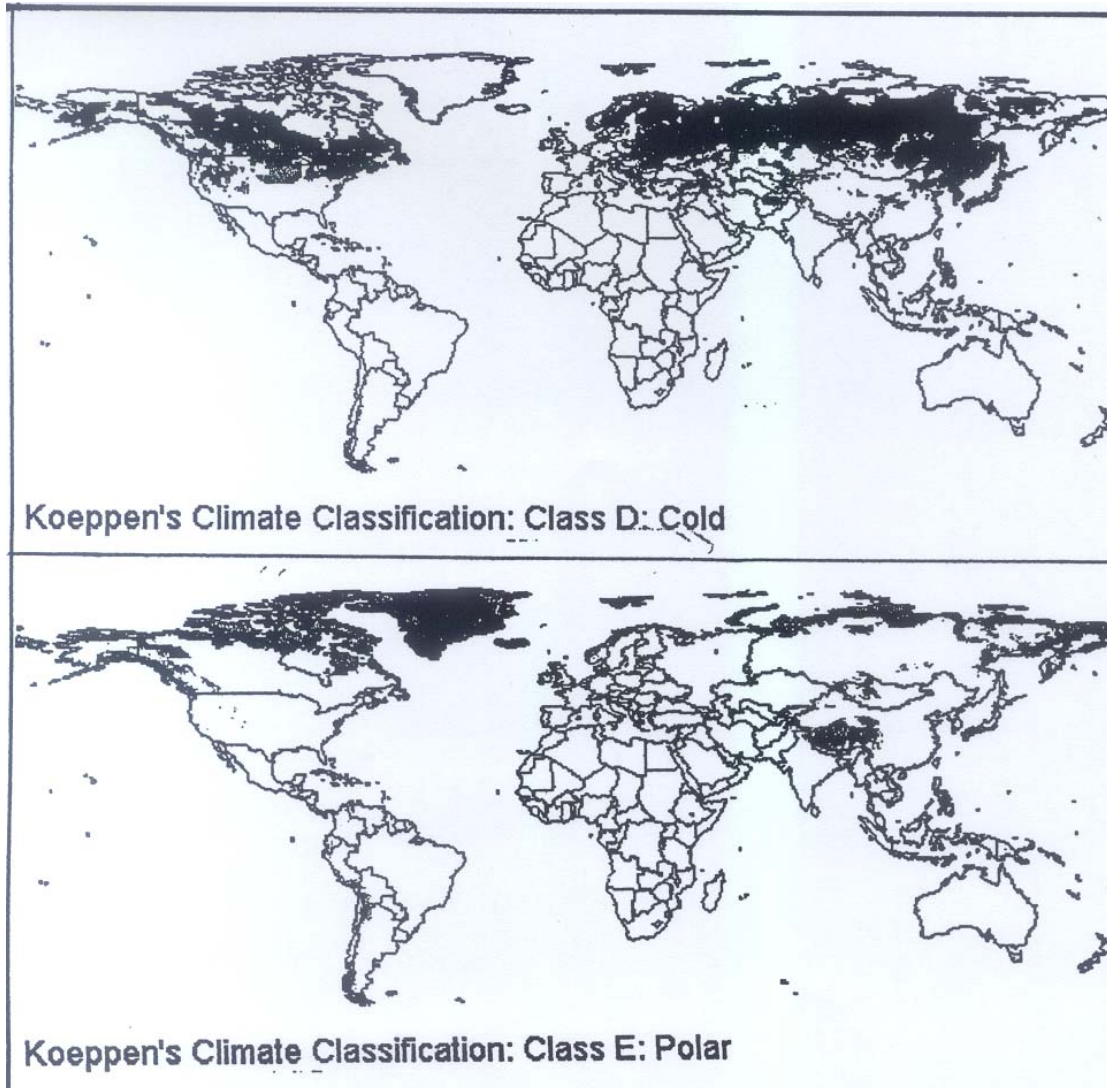
Η θερμοκρασία είναι αρκετά υψηλή όλους τους μήνες του έτους και κυμαίνεται από 25 έως 28 °C και δεν παρουσιάζει μεγάλο ετήσιο και ημερήσιο θερμομετρικό εύρος (ΕΘΕ, ΗΘΕ), αφού το πρώτο είναι μικρότερο των 3° C και το δεύτερο κυμαίνεται μεταξύ των 8 των 11° C.

Η ετήσια βροχόπτωση υπερβαίνει τα 1500 mm και δεν μεσολαβεί ξηρή περίοδος. Δεν υπάρχουν εποχές του έτους και το κλίμα είναι μονότονα θερμό και υγρό. Ο τύπος αυτός ελέγχεται από Ισημερινές Ε και Τροπικές cT, αέριες μάζες, και πολύ σπάνια μπορεί να φτάσουν ως εκεί ψυχρές αέριες μάζες από μεγαλύτερα πλάτη.

Η έντονη ηλιακή ακτινοβολία και οι συγκλίνοντες αληγείς άνεμοι προκαλούν ισχυρές ανοδικές κινήσεις, που οδηγούν στο σχηματισμό τεράστιων νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης, τα οποία εκδηλώνουν έντονες καταιγίδες κατά τις απογευματινές ώρες έτσι που τελικά η βροχόπτωση στον τύπο αυτό να παρουσιάζει ένα χαρακτηριστικό ημερήσιο απογευματινό μέγιστο. Επίσης στις περιοχές αυτές πολύ σημαντικό ρόλο διαδραματίζουν και οι αύρες οι οποίες ανάλογα με τη φορά που πνέουν ενισχύουν ή πνέουν αντίθετα με τους αληγείς, οδηγώντας σε φαινόμενα σύγκλισης με αποτέλεσμα την αύξηση των βροχοπτώσεων στις υπήνεμες πλευρές και ιδίως κατά τη νύχτα (π.χ Μαδαγασκάρη, Χαβάη). Τέλος σε μερικές περιοχές της ζώνης αυτής οι βροχοπτώσεις γίνονται αφθονότερες και από τη δράση των καταστρεπτικών τροπικών κυκλώνων.



*Σχήμα VI.3 Σχηματική γεωγραφική απεικόνιση των κλιματικών ζωνών (συνεχίζει).*



*Σχήμα VI.3 Σχηματική γεωγραφική απεικόνιση των κλιματικών ζωνών .*

### **V.3.2 Μουσωνικά Τροπικά Κλίματα (Am)**

Ο τύπος αυτός οφείλει το όνομα του στην πνοή των μουσώνων, δηλαδή ενός εκτεταμένου συστήματος ανέμων που το καλοκαίρι πνέει από τη θάλασσα προς την ξηρά και το χειμώνα αντιστρέφει σχεδόν τη φορά του. Ο τύπος αυτός επικρατεί (Σχήμα VI.3) στην Ινδία, τη Βιρμανία, την Ινδονησία, το Βιετνάμ, τις Φιλιππίνες και σε μερικά άλλα σημεία του πλανήτη.

Η βροχερή περίοδος εκδηλώνεται κατά την περίοδο της πνοής αυτών από την πλευρά της θάλασσας, δηλαδή κατά τη θερμότερη περίοδο του έτους (συνήθως από Μάιο μέχρι Σεπτέμβριο). Τα ετήσια βροχομετρικά ύψη υπερβαίνουν τα 1500 ή και 2000 mm και η μεταβλητότητα είναι σημαντική από έτος σε έτος. Η τοπογραφία στη ζώνη δράσης των μουσώνων είναι πολύ σημαντική αφού μπορεί να αυξήσει τόσο σημαντικά τις ετήσιες βροχοπτώσεις που αυτές μπορεί να φτάσουν ακόμη και τα 15 μέτρα ύψους.

Ο Χειμώνας και η Άνοιξη αποτελούν τη μεγάλη περίοδο ξηρασίας η οποία μάλιστα πολύ συχνά δημιουργεί μεγάλα προβλήματα στη γεωργική παραγωγή αλλά για στο ανθρώπινο περιβάλλον. Το κλίμα των μουσώνων είναι καθοριστικό για τη διατροφή της πολυπληθούς ασιατικής περιοχής όπου κυρίως επικρατεί και οι από έτος σε έτος διακυμάνσεις της βροχόπτωσης καθορίζουν ουσιαστικά την καλλιέργεια του ρυζιού που είναι και η κύρια διατροφή των κατοίκων. Η θερμοκρασία παρουσιάζει τα μέγιστα της πριν από την έναρξη των βροχών ή σπανιότερα μετά τη λήξη τους. Οι μηνιαίες τιμές της θερμοκρασίας είναι μεγαλύτερες των 18° C.

### **V.3.3. Υγρά και Ξηρά Τροπικά Κλίματα (Aw)**

Τα υγρά και ξηρά τροπικά κλίματα που είναι γνωστά σαν κλίματα τροπικής Σαβάννας, χαρακτηρίζονται από μια εκτεταμένη ξηρή περίοδο που μπορεί να διαρκέσει μέχρι και επτά μήνες. Τα ετήσια ποσά της βροχής παρουσιάζουν μεγάλη μεταβλητότητα από χρόνο σε χρόνο και αυτά είναι μικρότερα από τα αντίστοιχα ποσά των βροχερών και μουσωνικών κλιμάτων κυμαινόμενα μεταξύ 700 και 1500 mm. Ο τύπος αυτός είναι ο μεταβατικός τύπος ανάμεσα στα τροπικά βροχερά και στα ξηρά ή ημίξηρα τροπικά κλίματα. Αυτά επικρατούν στις περιοχές που βρίσκονται ανάμεσα στην ισημερινή ζώνη και τα υποτροπικά υψηλά συστήματα πίεσης. Μια ματιά στο Σχήμα VI.3 δείχνει ότι αυτά

συναντώνται στο δυτικό τμήμα της Κεντρικής Αμερικής, στο ΒΔ τμήμα της Νότιας Αμερικής, στην εσωτερική Βραζιλία, Βολιβία και Παραγουάη. Επίσης συναντώνται στα νότια της Κεντρικής Αφρικής, στη Δυτική Μαδαγασκάρη, σε τμήματα της Ινδίας, της ΝΑ Ασίας και της Βόρειας Αυστραλίας.

Κατά τη χειμερινή περίοδο κυριαρχούνται από ξηρές τροπικές αέριες μάζες των υποτροπικών αντικυκλώνων, οι οποίες και προκαλούν την ξηρασία στις περιοχές αυτές. Κατά τη θερμή περίοδο, που είναι και η περίοδος των βροχών, το κλίμα ελέγχεται από Ισημερινές αέριες μάζες (E) και από το ενδοτροπικό μέτωπο. Οι βροχές είναι έντονες και συνοδεύονται από καταιγίδες.

Ο χαρακτηρισμός σαν υγρά και ξηρά κλίματα οφείλεται στο γεγονός ότι βροχερή περίοδος είναι μεγαλύτερη στις περιοχές που βρίσκονται προς τον Ισημερινό (υγρά) και μικρότερη σε αυτές που βρίσκονται προς τους τροπικούς (ξηρά).

Οι μέσες μηνιαίες θερμοκρασίες κυμαίνονται από 18 και πέραν των 25° C. Τα ημερήσια θερμομετρικά εύρη είναι πολύ μεγάλα, ιδιαίτερα κατά την ξηρή περίοδο, όπου οι θερμοκρασίες μπορούν να κυμανθούν από 10 έως και 45 ° C σε μια ημέρα.

#### **V.3.4. Ερημικά (BW) και Στεπικά (BS) Κλίματα.**

Τα ερημικά ή στεπικά κλίματα περιλαμβάνουν τα ξηρά και τα ημίξηρα κλίματα των τροπικών καθώς και αυτά που συναντώνται στα μέσα γεωγραφικά πλάτη. Στα κλίματα αυτά χαρακτηρίζονται από πολύ μεγάλα ΗΘΕ και ΕΘΕ. Σε μερικές ερημικές εκτάσεις η βλάστηση λείπει κυριολεκτικά και τα πετρώματα θρυμματίζονται σε λεπτόκοκκη άμμο. Οι βροχές είναι σπάνιες και συνήθως μικρότερες από 100 mm ετησίως. Η κατανομή των βροχών είναι ακανόνιστη μέσα στο χρόνο και εκδηλώνονται συνήθως με μορφή καταιγίδων, οι οποίες μπορεί να δίνουν και αρκετά μεγάλα ποσά, αλλά αυτά σύντομα υπερβαίνουν την απορροφητική ικανότητα και προκαλούν μεγάλη απορροή. Οι άνεμοι είναι ισχυροί και δημιουργούν έντονες αμμοθύελλες.

Σε ένα μεγάλο τμήμα των ερημικών εκτάσεων παρατηρείται μια υποτυπώδης βλάστηση από ξηροφυτικά είδη, με σαρκώδη κορμό και φύλλα και με βαθύ ριζικό σύστημα.

Τα ερημικά και στεπικά κλίματα ανάλογα με τις περιοχές που συναντώνται διακρίνονται σε δύο κατηγορίες:

(1) **Στα Ξηρά (BWh) και Ημίξηρα Τροπικά Κλίματα (BSh)** . Είναι τα κλίματα που παρουσιάζουν τις μεγαλύτερες θερμοκρασίες του πλανήτη. Εντοπίζονται στις ζώνες των καθοδικών υποτροπικών κινήσεων σε πλάτη γύρω στις 20 - 25 ° βόρεια και νότια του Ισημερινού. Ο πρώτος τύπος από αυτά αποτελεί τα *τροπικά ξηρά άγονα* κλίματα, ενώ ο δεύτερος τα *τροπικά ημίξηρα-ημιάγονα* κλίματα. Η καθοδικές κινήσεις διαλύουν τα νέφη, ξηραίνουν τα νέφη, αυξάνουν την ηλιοφάνεια μειώνουν την ατμοσφαιρική υγρασία και ξηραίνουν το έδαφος. Οι κλιματικοί αυτοί τύποι, όπως φαίνεται από το *Σχήμα V.3* επικρατούν σε μεγάλη έκταση στη Σαχάρα, τη ΝΔ Αφρική , την Αυστραλία και ακόμη στο ΒΔ Μεξικό, τις ΝΔ ΗΠΑ, στις ακτές του Περού, στην Αραβία και το Πακιστάν. Οι κύριοι ερημικοί τύποι BWh, κυριαρχούν στις παραπάνω περιοχές και περιβάλλονται βόρεια και νότια από τις μεταβατικές ημερημικές ζώνες BSh. Τα ερημικά κλίματα των δυτικών ακτών οφείλονται στην ψυκτική ικανότητα των ψυχρών θαλάσσιων ρευμάτων τα οποία παραπλέουν τις ακτές.

(2) **Ξηρά (BWk) και Ημίξηρα (BSk) κλίματα μέσω γεωγραφικών πλατών.** Εδώ οι θερμοκρασίες είναι μικρότερες από την προηγούμενη κατηγορία αφού αυτά εμφανίζονται έξω από τη ζώνη των τροπικών. Ο πρώτος από τους τύπους αυτούς χαρακτηρίζει τα *ξηρά-άγονα* κλίματα, ενώ ο δεύτερος τα *ημίξηρα-ημιάγονα* κλίματα των *μέσων πλατών*. Η δημιουργία των κλιμάτων αυτών οφείλεται στη μεγάλη απόσταση που βρίσκονται αυτά από τη θάλασσα σε συνδυασμό με την παρουσία ορεινών φραγμών που αποκόπτουν τη ροή των υγρών ανέμων. Επομένως στην κατηγορία αυτή τα αίτια δεν είναι δυναμικά αλλά γεωγραφικά και μηχανικά. Οι τύποι αυτοί (Σχήμα V.3) εμφανίζονται ανατολικά των Βραχωδών ορέων των ΗΠΑ και Καναδά, στη Β. Κίνα, στις Νότιες περιοχές της πρώην Σοβιετικής Ένωσης και στη Δυτική και Νότια Αργεντινή. Στις περιοχές παρά τις περιορισμένες βροχοπτώσεις (100 - 200 mm ετησίως) υπάρχει σχετική βλάστηση εξαιτίας της χαμηλότερης θερμοκρασίας και εξατμοδιαπνοής. Οι βροχές παρουσιάζουν μεγάλη μεταβλητότητα, σημειώνονται κατά το χειμώνα και οφείλονται κυρίως σε συσφίξεις υφέσεων που διαταράσσουν τα χειμερινά βαρομετρικά υψηλά.

## Κλίματα που κυριαρχούνται από Τροπικές και Πολικές Αέριες Μάζες

**V.3.5 Κλίματα ξηρού θέρους, υποτροπικά ή Μεσογειακά (Cs).** Είναι μεταβατικά κλίματα που γεωγραφικά τοποθετημένα ανάμεσα στην τροπική και την εύκρατη ζώνη. Η γεωγραφική τους κατανομή περιορίζεται σε ορισμένα μικρά τμήματα των ηπείρων, όπως είναι η λεκάνη της Μεσογείου, από όπου έχουν πάρει και το όνομα τους (*Μεσογειακά*), η κεντρική Καλιφόρνια και κεντρική Χιλή, το Νότιο άκρο της Αφρικής, η ΝΔ Αυστραλία και τμήμα της Ν. Αυστραλίας (*Χάρτης VI.3*).

Τα χαρακτηριστικά του Μεσογειακού κλίματος είναι το ξηρό και θερμό θέρος και τους ήπιους και βροχερούς χειμώνες, ενώ κάποιοι από αυτούς είναι αρκετά δριμείς. Το θερινό ξηρό κλίμα οφείλεται στην μετατόπιση προς τα βόρεια της υποτροπικής αντικυκλωνικής ράχης, που καλύπτει τη Μεσόγειο καθύψος. Οι αέριες μάζες που ελέγχουν την περιοχή κατά το θέρος είναι Πολικές και Τροπικές και εναλλάσσονται διαδοχικά προκαλώντας μεταβολές στον καιρό. Η ανατολική Μεσόγειος κυριαρχείται από το χαμηλό του Πακιστάν, το οποίο εκτείνεται την περίοδο αυτή προς τα δυτικά. Η παρουσία αυτού συντελεί στην εμφάνιση των **ετησίων ανέμων (μελτέμια)** οι οποίοι και ελέγχουν το κλίμα του Αιγαίου κατά το θέρος. Το χειμώνα με τη μετατόπιση της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας προς νότον, η περιοχή ελέγχεται από το **πολικό μέτωπο**. Υπάρχει έντονη υφειακή δράση και κυριαρχούν οι Πολικές αέριες μάζες. Στη Μεσόγειο η ατμοσφαιρική κυκλοφορία κατά το χειμώνα αλλάζει μεταξύ της ζωνικής (συνήθως καλοκαιρία) και της μεσημβρινής, που συνήθως προκαλεί βροχοπτώσεις.

Η Άνοιξη είναι ασταθής και αποτελεί στην ουσία μια μεταβατική περιοχή, όπου εμφανίζεται σειρά ημερών με χειμερινά χαρακτηριστικά για να ακολουθήσουν ημέρες με θερινά χαρακτηριστικά κ.ο.κ.

Το Φθινόπωρο έχει συνήθως μικρή χρονική διάρκεια με απότομη μετάβαση προς το Χειμώνα. Τα παράλια παρουσιάζουν μεγαλύτερες χειμερινές θερμοκρασίες και μικρότερες θερινές. Τα θερινά θερμοκρασιακά μέγιστα στην ενδοχώρα μπορεί να φτάσουν και τους 45° C, ενώ τα χειμερινά ελάχιστα να κατέλθουν μέχρι και τους -30 ° C, θυμίζοντας ηπειρωτικά κλίματα.

Ένα κύριο χαρακτηριστικό των μεσογειακών κλιμάτων είναι ο παγετός, που οφείλεται συνήθως στη νυχτερινή ακτινοβολία και προκαλεί καταστροφές στις ευπαθείς καλλιέργειες, όπως είναι τα εσπεριδοειδή. Μεγαλύτερες καταστροφές στις καλλιέργειες προκαλούνται από την εισβολή πολύ ψυχρών αερίων μαζών που προέρχονται από την πολική περιοχή.

Οι βροχοπτώσεις στα Μεσογειακά κλίματα παρουσιάζουν μεγάλες διακυμάνσεις. Γενικά το ετήσιο βροχομετρικό ύψος κυμαίνεται από 350 - 1000 mm. Υπάρχουν όμως περιοχές που δέχονται πολύ μικρότερα ποσά βροχής, όπως συμβαίνει στη Μουloya του Μαρόκου όπου το ετήσιο ύψος είναι 200 mm, αλλά και περιοχές που δέχονται πολύ μεγάλα ποσά, όπως συμβαίνει στο Kotor της Κροατίας, όπου έχουμε 5000 mm. Η βροχόπτωση στη Μεσόγειο ελαττώνεται από τα βόρεια προς τα νότια., ενώ οι προσήνεμες πλευρές δέχονται πολύ μεγαλύτερα ποσά βροχής.

Στην Ελλάδα η οποία χαρακτηρίζεται για την κυριαρχία του Μεσογειακού τύπου κλίματος, η βροχή στις ορεινές περιοχές υπερβαίνει τα 2000 mm (αν και δεν υπάρχουν λεπτομερή στοιχεία) ενώ στις Κυκλάδες φθάνει μόνο τα 350 mm. Στα νοτιότερα τα η ξηρή περίοδος διαρκεί πολύ περισσότερο, ενώ βορειότερα αυτή διακόπτεται από βροχές καταιγίδων οι οποίες οφείλονται στην ατμοσφαιρική αστάθεια που επικρατεί. Οι χειμερινές βροχές σχετίζονται με τη δράση του πολικού μετώπου και τις κινήσεις των υφέσεων που κινούνται σε διάφορες τροχιές και δίνουν σημαντικά ή μικρότερα ποσά βροχής ανάλογα με την τροχιά της ύφεσης. Επειδή η συμπεριφορά της Μεσογείου δεν είναι κλιματικά ομοιόμορφη το Μεσογειακό κλίμα χωρίζεται κατά De Martone σε 4 υποτύπους:

- (1) **Ωκεάνιο ή Πορτογαλικό.** Χαρακτηρίζεται από ήπιους χειμώνες, δροσερά καλοκαίρια και μικρό θερμομετρικό εύρος. Η θερινή ξηρασία γίνεται εντονότερη από τα δυτικά προς τα ανατολικά. Τα μέγιστα της βροχής σημειώνονται στο τέλος του Φθινοπώρου ή αρχές Χειμώνα. Εμφανίζεται στην Πορτογαλία, το Μαρόκο, την Αλγερία, την Τυνησία και στα νησιά του κεντρικού ανατολικού Ατλαντικού. Παραπλήσιο κλίμα έχουν ορισμένες ακτές της Ισπανίας, της δυτικής Ιταλίας και του Ιονίου πελάγους.
- (2) **Ελληνικό ή ηπειρωτικό.** Έχει μεγαλύτερα ΗΘΕ και ΕΘΕ, καθώς και μεγαλύτερη θερινή ξηρασία από τον προηγούμενο τύπο. Το μέγιστο της βροχόπτωσης σημειώνεται κυρίως το δίμηνο Δεκεμβρίου- Ιανουαρίου. Ελέγχει το εσωτερικό της ελληνικής χερσονήσου, τις ανατολικές ακτές της Ελλάδας και τις δυτικές ακτές της Μ. Ασίας.

- (3) **Συριακό.** Είναι ένας μεταβατικός τύπος ανάμεσα στο Ελληνικό και το Ερημικό. Έχει παρατεταμένη θερινή ξηρασία, μικρή σχετικά χειμερινή βροχόπτωση και μεγάλα ΗΘΕ και ΕΘΕ. Εμφανίζεται στη Συρία, το Λίβανο, την Αλγερία και το εσωτερικό της Μ. Ασίας.
- (4) **Ετησίων ανέμων.** Οι ετησίες άνεμοι, δηλαδή τα μελέμια, που πνέουν στο Αιγαίο κατά το θέρος, διαμορφώνουν αυτόν τον ιδιαίτερο χαρακτήρα του Μεσογειακού κλίματος κατά μήκος του Αιγαίου. Ο τύπος αυτός χαρακτηρίζεται από ήπιους χειμώνες, σχεδόν δροσερά καλοκαίρια, μέτριες ή χαμηλές βροχοπτώσεις, μεγάλη διάρκεια [πραγματικής θερινής ξηρασίας και ισχυρούς ανέμους βορείου τομέα σε μεγάλη συχνότητα.

### V.3.6. Θαλάσσια

Επικρατούν στις δυτικές κυρίως ακτές των ηπειρών και σε ορισμένα νησιά των μέσων και μεγαλύτερων σχετικά πλατών (Σχήμα VI.3), όπως είναι οι δυτικές ακτές της Β. Αμερικής στα πλάτη 40 -60 °, οι ακτές της Δ. Ευρώπης, από τον 42 μέχρι τον 65 παράλληλο κύκλο, μεγάλο τμήμα των ακτών της Χιλής, η ΝΑ Αυστραλία και η Ν. Ζηλανδία. Σε όλες τις περιοχές αυτές εκτός της Ευρώπης, οι τύποι αυτοί περιορίζονται σε στενές παράλιες ζώνες κατά μήκος των ακτών.

Οι αέριες μάζες, που επισκέπτονται τις περιοχές αυτές έχουν θαλάσσια προέλευση, πολική ή τροπική. Δηλαδή είναι υγρές, συχνά ασταθείς, ήπιες κατά το χειμώνα και δροσερές το θέρος, με αποτέλεσμα μικρό ΕΘΕ, που αποτελεί και ένα από τα βασικά χαρακτηριστικά του τύπου αυτού. Η υφεσιακή δράση είναι έντονη κατά το χειμώνα, ενώ οι ψυχρές εισβολές είναι σύντομες και όχι ουσιαστικές. Έτσι τα κύματα ψύχους έχουν μικρή διάρκεια και είναι ασθενή. Έτσι, στο Bergen της Νορβηγίας, η χαμηλότερη θερμοκρασία είναι -16 ° C, ενώ πολύ νοτιότερα στον κάμπο της Θεσσαλονίκης είναι -25 ° C.

Οι άνεμοι είναι ισχυροί και συχνοί ιδιαίτερα κατά το Χειμώνα και διαρκούν πολλές συνεχείς ημέρες, προκαλώντας δυσάρεστα συναισθήματα στους κατοίκους των περιοχών αυτών.

Οι μέσες θερμοκρασίες του θερμότερου μήνα κυμαίνονται μεταξύ 15 και 20 ° C, αλλά, με την εισβολή θερμών ηπειρωτικών μαζών, τα απόλυτα μέγιστα μπορεί να φθάσουν και τους 38° C. Ο ψυχρότερος μήνας (Φεβρουάριος) παρουσιάζει μέσες

θερμοκρασίες μεγαλύτερες των  $0^{\circ}\text{C}$ , ενώ ελάχιστες αρνητικές θερμοκρασίες δεν είναι συχνές. Τα ΗΘΕ είναι μικρά και η ετήσια θερμοκρασία είναι μικρότερη των  $13^{\circ}\text{C}$ .

Η βροχόπτωση στα μικρότερα γεωγραφικά πλάτη έχει το χαρακτήρα των μεσογειακών βροχοπτώσεων, δηλαδή είναι σχετικά χαμηλή με θερινή ξηρασία. Με την αύξηση όμως του πλάτους η βροχή αυξάνεται και το θερινό ελάχιστο εξαφανίζεται. Αυτή παρουσιάζει απλή ετήσια κύμανση κυμαίνεται από 500 μέχρι 4500 mm κατά μέσο όρο ετησίως.

Τα κλίματα αυτά χαρακτηρίζονται από το μεγάλο αριθμό βροχερών ημερών ετησίως, αλλά και από μεγάλες ακολουθίες ημερών βροχής. Ο ουρανός είναι συχνά νεφοσκεπής με ασθενείς βροχές και η υγρασία είναι υψηλή. Το χιόνι δεν παραμένει πολύ στο έδαφος, ενώ η δράση των καταιγίδων είναι περιορισμένη. Η ηλιοφάνεια κατά το χειμώνα είναι σπάνια.

Οι συχνές ομίχλες μεταφοράς αποτελούν ένα ακόμη χαρακτηριστικό των κλιμάτων αυτών, δεν είναι σημαντικά πυκνές, αλλά μπορεί να επιμένουν για πολλές ημέρες προκαλώντας δυσμενείς συνθήκες για τους κατοίκους ιδιαίτερα των βιομηχανικών πόλεων.

Ο τύπος αυτός βρίσκει την απόλυτη έκφραση του στις ακτές της δυτικής Ευρώπης, όπου η θαλάσσια επίδραση είναι πολύ ουσιαστική όχι μόνο στα παράλια αλλά και βαθιά στην πεδινή ενδοχώρα όπου θαλάσσιες θερμές μάζες μεταφέρουν τα χαρακτηριστικά του Ατλαντικού που αποκτά από το θερμό θαλάσσιο ρεύμα του Κόλπου.

### **V.3.7. Υγρά ηπειρωτικά κλίματα**

Χαρακτηρίζονται από μεγάλα ετήσια θερμομετρικά εύρη και από διακριτό θερινό μέγιστο βροχοπτώσεων. Επικρατούν στις κεντρικές περιοχές των μεγάλων ηπείρων του Β. Ημισφαιρίου (Σχήμα VI.3) μεταξύ των πλατών  $35$  και  $60^{\circ}$ . Οι βροχές παρουσιάζουν θερινό μέγιστο, που οφείλεται σε βροχές αστάθειας λόγω της υπερθέρμανσης των υγρών αερίων μαζών από το θερμό έδαφος και την ύπαρξη ψυχρού αέρα ψηλότερα. Ανάλογα με το γεωγραφικό πλάτος που παρατηρούνται αυτά διακρίνονται σε δύο κατηγορίες. Η πρώτη κατηγορία που καταλαμβάνει τις βορειότερες περιοχές έχει μεγάλα ΕΘΕ, ψυχρούς χειμώνες, δροσερά καλοκαίρια, μικρά σχετικά μέσα ετήσια βροχομετρικά ύψη και περίοδο ελεύθερη από παγετούς μικρότερη των 150 ημερών. Η δεύτερη κατηγορία έχει θερμό θέρος και μεγαλύτερη περίοδο ανάπτυξης των φυτών.

(1) **Ηπειρωτικά υγρά κλίματα με δροσερό θέρος. (Dfb).** Εμφανίζεται (Σχήμα VI.3) σε περιοχές της Β. Αμερικής, από την Αλμπέρτα μέχρι τον Ατλαντικό, στην Ευρώπη περιλαμβάνει τη Ν. Σκανδιναβία, την Πολωνία και την Τσεχοσλοβακία και σαν σφήνα προχωρεί στην Ασία, στη Σιβηρία. Ο καιρός ελέγχεται από πολικές αέριες μάζες, κυρίως ηπειρωτικές, ενώ το θέρος εισβάλουν και θαλάσσιες, ενώ πολύ σπάνια να εμφανιστούν θαλάσσιες τροπικές. Ο χειμώνας είναι πολύ ψυχρός και το καλοκαίρι δροσερό. Η Μόσχα, που ανήκει στον τύπο αυτό, έχει μέση θερμοκρασία τον Ιανουάριο ίση με  $-9.9^{\circ}\text{C}$  και τον Ιούλιο  $19.0^{\circ}\text{C}$ . Τα ετήσια θερμομετρικά εύρη είναι πολύ μεγάλα ενώ οι απόλυτα ελάχιστες θερμοκρασίες είναι της τάξεως των  $-50^{\circ}\text{C}$ .

Η μέση ετήσια βροχόπτωση είναι χαμηλή και κυμαίνεται από 370 - 630 mm. Οι συχνές χειμερινές χιονοπτώσεις και η μεγάλη διάρκεια της χιονοκάλυψης διατηρούν πολύ χαμηλές θερμοκρασίες στις cP αέριες μάζες που κινούνται νοτιότερα.

(2) **Ηπειρωτικά υγρά κλίματα με θερμό θέρος (Dfa).** Αυτά επικρατούν στις αμέσως νοτιότερες περιοχές αλλά παρουσιάζουν πολύ μικρότερη κατά πλάτος έκταση. Στις ΗΠΑ εφάπτονται προς δυσμάς με τα στεπικά κλίματα και προς ανατολάς φθάνουν μέχρι τον Ατλαντικό. Στην Ευρώπη καλύπτουν την κοιλάδα του Δούναβη, μέρη της Ουγγαρίας, της Γιουγκοσλαβίας, της Ρουμανίας και της Βουλγαρίας (Σχήμα VI.3). Στην Ασία εμφανίζονται στη Μαντζουρία, τη ΒΑ Κίνα και την Κορέα. Το κλίμα κατά το χειμώνα διαμορφώνεται από ψυχρές cP μάζες και από εισβολές mP, σχετικά θερμών μαζών. Το θέρος επικρατούν mP, mT και cT αέριες μάζες οι οποίες αυξάνουν τη θερμοκρασία και τη βροχόπτωση. Έτσι ο χειμώνας είναι σχετικά ψυχρός και το καλοκαίρι θερμό και υγρό. Το ΗΘΕ το καλοκαίρι είναι μικρό και συχνά οι νύχτες είναι αρκετά θερμές. Στο Zagreb της Κροατίας π.χ. ο θερμότερος μήνας έχει θερμοκρασία  $22.0^{\circ}\text{C}$  και ο ψυχρότερος  $0.2^{\circ}\text{C}$ . Η μέση ετήσια βροχόπτωση κυμαίνεται από 500-1250 mm. Δεν υπάρχει διακριτή ξηρή περίοδος, ενώ το μέγιστο των βροχών σημειώνεται αργά την Άνοιξη ή νωρίς το Θέρος. Είναι πολύ συχνές οι καταιγίδες κατά το καλοκαίρι και αυτές συνοδεύονται συνήθως από χαλάζι. Οι χειμερινές βροχές είναι υφesiaκές και η ομίχλη, η μικρή ηλιοφάνεια και το χιονόνερο αποτελούν γνωρίσματα των κλιμάτων αυτών.

## **Κλίματα που κυριαρχούνται από Πολικές και Αρκτικές Αέριες Μάζες**

### **V.3.8. Κλίματα Τάιγκας (Dfc)**

Η έννοια Τάιγκα, αναφέρεται στη συνεχή ζώνη κωνοφόρων δέντρων που εκτείνεται στο βόρειο άκρο της Ευρώπης, της Ασίας και της Αμερικής, βόρεια των υγρών ηπειρωτικών κλιμάτων. Η ζώνη αυτή των κωνοφόρων της Ελάτης και των λίγων πλατύφυλλων και τα ΝΑ τμήματα αυτής χαρακτηρίζονται από ίδιο τύπο κλίματος που κυριαρχεί στις παραπάνω περιοχές (Σχήμα VI.3).

Το κλίμα της Τάιγκας σχεδόν για όλο το χρόνο ελέγχεται από cP αέριες μάζες. Που δίδουν ψυχρό και ξηρό κλίμα με μεγάλα ΕΘΕ. Η χειμερινή περίοδος διαρκεί πολλούς μήνες. Οι μέσες μηνιαίες θερμοκρασίες για διαστήματα 6 - 8 μηνών είναι αρνητικές και σε αρκετούς σταθμούς για τέσσερις συνεχείς μήνες είναι μικρότερες των  $-18.0^{\circ}\text{C}$ . Υπάρχει αίθριος καιρός εξαιτίας των αντικυκλωνικών συνθηκών και γι' αυτό κατά τις χειμωνιάτικες ημέρες και οι μέγιστες θερμοκρασίες είναι αρνητικές. Οι απόλυτες ελάχιστες θερμοκρασίες είναι πολύ χαμηλές και φθάνουν τους  $-68^{\circ}\text{C}$  στην ανατολική Σιβηρία όσο και στη Βόρεια Αμερική ( $-63^{\circ}\text{C}$ ) ή και χαμηλότερα, που αποτελούν ενδεικτικά στοιχεία της τραχύτητας του χειμώνα στα κλίματα Τάιγκας.

Το θέρος είναι βραχύ με θερμοκρασίες του θερμότερου μήνα να υπερβαίνουν τους  $10^{\circ}\text{C}$  και σε μερικούς τόπους να φθάνουν και τους  $20^{\circ}\text{C}$ , γεγονός που συντελεί στην αύξηση του ΕΘΕ, το οποίο σε πολλούς ηπειρωτικούς σταθμούς υπερβαίνει τους  $60^{\circ}\text{C}$ . Η περίοδος που είναι ελεύθερη από παγετούς περιορίζεται στις 60 - 90 ημέρες. Μερικές καλλιέργειες που αντέχουν σε χαμηλές θερμοκρασίες προλαβαίνουν να ωριμάσουν τους καρπούς τους στη σύντομη θερινή περίοδο, εξαιτίας της μεγάλης διάρκειας της ημέρας και της ηλιοφάνειας στις περιοχές αυτές .

Οι βροχοπτώσεις είναι περίπου 500 mm στα ηπειρωτικά με σαφές μέγιστο το θέρος. Στα παραθαλάσσια αυτές είναι περισσότερες αλλά δεν υπάρχει σαφές μέγιστο. Οι βροχές δεν καλύπτουν τις ανάγκες των φυτών και γι' αυτό οι κάτοικοι καταφεύγουν στην άρδευση. Τα χιόνια διαρκούν πολλούς μήνες και ομίχλες χιονοσκεπούς εδάφους είναι συχνές.

### **V.3.9. Κλίματα Τούντρας (Dfd, Dwd)**

Με τον όρο τούντρα χαρακτηρίζεται η άδεντρη πεδινή περιοχή που βρίσκεται προς την πολική πλευρά του ορίου των δασών, δηλαδή βορειότερα της ζώνης της Τάιγκα. Οι βλάστηση αποτελείται από βούρλα, βρύα, λειχήνες και χαμηλούς θάμνους. Το κλίμα που χαρακτηρίζει αυτή τη ζώνη είναι ταυτόσημο με την περιοχή αυτή.

Τα κλίματα της Τούντρας διαμορφώνονται από cP και cA αέριες μάζες και καταλαμβάνουν τις αρκτικές ακτές της Β. Αμερικής, της Ευρασίας και όλα τα νησιά της βόρειας αυτής περιοχής, τα παράλια της Γροιλανδίας ( εκτός των βορείων) και τη Βόρειο Ισλανδία (Σχήμα VI.3).

Ένα πολύ χαρακτηριστικό στοιχείο των κλιμάτων αυτών είναι η διαχωριστική γραμμή πάγων και νερού κατά μήκος της οποίας εκδηλώνονται έντονες ατμοσφαιρικές διαταραχές.

Παρατηρούνται πολύ μεγάλα ΕΘΕ, ενώ η μέση ετήσια θερμοκρασία είναι αρνητική. Έξι μέχρι 10 μήνες η θερμοκρασία είναι μικρότερη του μηδενός, ενώ οι απόλυτες ελάχιστες κυμαίνονται ανάμεσα στους 50 και 60 ° C. Δύο μέχρι έξι μήνες έχουν μέσες θερμοκρασίες μεταξύ 0 και 10 ° C. Τα απόλυτα μέγιστα σπάνια υπερβαίνουν τους 25 ° C , ενώ συνήθως κυμαίνονται μεταξύ 15 και 20 ° C.

Οι βροχοπτώσεις; κυμαίνονται από 200 έως 400 mm σε μέση ετήσια τιμή, ενώ στις προσήνεμες θαλάσσιες περιοχές της Αλάσκας και της Γροιλανδίας φθάνει και τα 1200 mm. Είναι ευνόητο ότι αυτές εμφανίζονται κυρίως με τη μορφή χιονιού, το οποίο παρασύρεται από τους ισχυρούς ανέμους.

Οι υφέσεις έχουν μεγάλη συχνότητα την Άνοιξη, γιατί τότε εντείνεται η μεσημβρινή κυκλοφορία και το Φθινόπωρο όπου οι θερμοκρασιακές αντιθέσεις ξηράς - θάλασσας είναι πολύ μεγάλες. Γι' αυτό και πολλοί σταθμοί, κυρίως οι ξηροί, παρουσιάζουν τα μέγιστα τους τέλος καλοκαιριού αρχές φθινοπώρου.

### **V.3.10. Πολικά κλίματα (E)**

Ο τύπος αυτός επικρατεί στον Αρκτικό ωκεανό, τη Γροιλανδία και την Ανταρκτική. Το κύριο χαρακτηριστικό του κλίματος αυτού είναι ότι όλοι οι μήνες έχουν μέσες θερμοκρασίες μικρότερες του μηδενός και ότι απουσιάζει η βλάστηση τελείως, ενώ επικρατεί μόνιμη παγοκάλυψη.

Οι πολύ χαμηλές θερμοκρασίες που επικρατούν επάνω από τις παγωμένες εκτάσεις των πόλων ψύχουν έντονα τον υπερκείμενο αέρα και δημιουργούν κέντρα υψηλών πιέσεων. Τα συστήματα αυτά δεν είναι όμως πολύ ισχυρά και οι υφέσεις μπορούν να εισβάλλουν στην περιοχή και στην επιφάνεια και καθ' ύψος. Ακόμη και όταν, κατά το χειμώνα, οι ζώνες των υψηλών πιέσεων φαίνεται να σχηματίζουν καταστάσεις εμποδισμού της ροής επάνω από τη Βόρεια Γροιλανδία, τον Αρκτικό Ωκεανό και την Κεντρική και Ανατολική Σιβηρία, όλη αυτή η περιοχή κυριαρχείται καθ' ύψος από μια κυκλωνική δυτική ατμοσφαιρική κυκλοφορία γιατί οι αντικυκλώνες που υπάρχουν είναι πολύ ρηχοί εξαιτίας της θερμικής τους προέλευσης.

Στις περιοχές αυτές δημιουργούνται οι Αρκτικές αέριες μάζες (Α), οι οποίες ευθύνονται για την υφesiακή δραστηριότητα στα όρια των πάγων και της θάλασσας, ενώ η δράση τους επεκτείνεται και σε πολύ χαμηλότερα γεωγραφικά πλάτη κατά τη διάρκεια του χειμώνα. Εξάλλου είναι γνωστό ότι οι πάγοι είναι ένας σημαντικός παράγοντας για τη διαμόρφωση των κλιμάτων στη Γη.

Οι χαμηλότερες θερμοκρασίες στη Γη σημειώνονται σε περιοχές που κυριαρχούνται από πολικά κλίματα. Στο βόρειο ημισφαίριο, όπου η πολική περιοχή είναι ο αρκτικός ωκεανός είναι λογικό να μη σημειώνονται εκεί οι χαμηλότερες θερμοκρασίες, αλλά λίγο νοτιότερα στις εκτεταμένες παγωμένες ξηρές. Η χαμηλότερη θερμοκρασία για το βόρειο ημισφαίριο έχει καταγραφεί στη Γροιλανδία και είναι ίση με  $-70^{\circ}\text{C}$ , αλλά και τα απόλυτα ελάχιστα που καταγράφονται στην ανατολική Σιβηρία ελάχιστα διαφέρουν από τις τιμές αυτές. Οι εκτεταμένες περιοχές της ΒΑ Σιβηρίας, η Αλάσκα και το αρχιπέλαγος του Καναδά αποτελούν τις ψυχρότερες περιοχές του Βορείου Ημισφαιρίου. Εκεί οι μέσες θερμοκρασίες του ψυχρότερου μήνα (συνήθως Φεβρουάριου) είναι μικρότερη των  $-33^{\circ}\text{C}$ .

Οι θερμοκρασίες στο νότιο ημισφαίριο είναι πολύ χαμηλότερες. Οι μέσες θερμοκρασίες του ψυχρότερου μήνα, τον Ιούλιο, στη δυτική Ανταρκτική κυμαίνονται από  $-30$  έως  $-45^{\circ}\text{C}$ , ενώ στην ανατολική, που είναι πιο ψυχρή αυτές κυμαίνονται ανάμεσα στους  $-40$  έως και  $-72^{\circ}\text{C}$ . Οι χαμηλότερες θερμοκρασίες του πλανήτη έχουν μετρηθεί στην Ανταρκτική και η απόλυτα Μικρότερη τιμή είναι αυτή των  $-94^{\circ}\text{C}$ , που σημειώθηκε το 1965 στο σταθμό της Νορβηγικής αποστολής. ΝΑ άλλο ρεκόρ ψύχους που έχει καταγραφεί στο σταθμό της Αμερικάνικης αποστολής είναι ότι για περισσότερες από 150 συνεχείς ημέρες η θερμοκρασία ήταν μικρότερη των  $-40^{\circ}\text{C}$ .

Κατά τη διάρκεια της πολικής νύχτας η υφesiακή δράση και στους δύο πόλους γίνεται εντονότερη εξαιτίας της μεγάλης διαφοράς θερμοκρασίας που αναπτύσσεται

ανάμεσα στο νερό και τον πάγο. Οι υφέσεις αυτές μεταφέρουν θερμές σχετικά αέριες μάζες προς τις πολικές περιοχές και εμποδίζουν τη μεγάλη πτώση της θερμοκρασίας. Περί τα τέλη της πολικής νύχτας, η υφισιακή δραστηριότητα γίνεται ασθενέστερη, ο μηχανισμός σταθεροποίησης της θερμοκρασίας δεν λειτουργεί και η γραμμή των πάγων έχει επεκταθεί περισσότερο σε χαμηλότερα πλάτη.

Οι δύσκολες καιρικές συνθήκες και οι πολύ ισχυροί άνεμοι δεν επιτρέπουν τη συστηματική μέτρηση των χιονοπτώσεων στις πολικές περιοχές. Αυτές συνήθως εκτιμώνται έμμεσα από το πάχος του χιονοστρώματος. Το πάχος του χιονοστρώματος σε μέση ετήσια βάση προσδιορίζεται στα 50 έως 500 mm καθώς μεταβαίνουμε από το κέντρο της Ανταρκτικής προς την ακτή.

Η έντονη θερμική ακτινοβολία δημιουργεί ένα λεπτό αλλά πολύ πυκνό στρώμα παγωμένου αέρα που προκαλεί κατεβατούς ανέμους ή ανέμους βαρύτητας με μεγάλες ταχύτητες, που παρασύρουν το παγωμένο χιόνι και σχηματίζουν θίνες χιονιού. Οι άνεμοι αυτοί είναι πολύ ισχυροί στα κρσπεδα των πολικών περιοχών. Η μεγαλύτερη ταχύτητα ανέμου που έχει καταγραφεί στην επιφάνεια της Γης ίση με 320 Km/h, μετρήθηκε στο ακρωτήριο Denison της Ανταρκτικής.

## **Κλίματα που ελέγχονται κυρίως από το υψόμετρο**

### **V.3.11 Τα ορεινά κλίματα**

Η μεταβολή των κλιματικών παραμέτρων είναι πολύ ταχύτερη κατά την κατακόρυφη έννοια παρά κατά την οριζόντια, έτσι για παράδειγμα μια η μεταβολή της θερμοκρασίας που παρατηρείται αν κινηθεί κανείς κατακόρυφα κατά 1000 μέτρα μέσα στην ατμόσφαιρα αντιστοιχεί με αυτή που σημειώνεται σε μια οριζόντια μετακίνηση κατά 1000 χιλιόμετρα κατά μήκος ενός μεσημβρινού. Από το παράδειγμα αυτό είναι εύκολο να φανταστεί κανείς πόσο σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση του κλίματος διαδραματίζει το υψόμετρο.

Σε κάθε τύπο κλίματος οι οροσειρές που υπάρχουν στην περιοχή μπορούν να διαμορφώσουν και έναν ιδιαίτερο ορεινό τύπο κλίματος. Με τον τρόπο αυτό τα ορεινά κλίματα των πολικών περιοχών θα παρουσιάζουν εντονότερα τα πολικά χαρακτηριστικά, ενώ στις τροπικές ερημικές περιοχές τα βουνά θα παρουσιάζουν ποικιλίες τροπικού ερημικού κλίματος. . Οι χαμηλές θερμοκρασίες που επικρατούν δεν μπορούν από μόνες

τους να χαρακτηρίσουν τον ορεινό τύπο του κλίματος, αλλά στην διαμόρφωση του διαδραματίζει σημαντικό ρόλο το γεωγραφικό πλάτος, το μήκος του φωτεινού τμήματος της ημέρας για κάθε εποχή του έτους, το ίδιο το υψόμετρο, η βλάστηση, ο προσανατολισμός και η μορφολογία του τόπου. Έτσι π.χ. σε μια περιοχή όπου στα πεδινά επικρατεί ένας ορισμένος τύπος κλίματος π.χ. Csa δεν είναι δυνατόν στις οροσειρές όπου τα θερμοκρασιακά και βροχομετρικά χαρακτηριστικά έχουν μεταβληθεί να αναζητηθεί ένας ψυχρότερος τύπος π.χ. Dfa. Ο τύπος αυτός θα έχει ιδιαίτερα χαρακτηριστικά σχετικά με το Csa, αλλά δεν μπορεί να χαρακτηριστεί απόλυτα και γι' αυτό θα χαρακτηριστεί σαν ορεινός τύπος.

Οι περιοχές που κυριαρχούνται από ορεινούς τύπους κλιμάτων βρίσκονται σε υψόμετρα μεγαλύτερα των 1500 μέτρων και οι κυριότερες από αυτές είναι οι Ευρωπαϊκές Άλπεις, τα Ιμαλάια, το Θιβέτ, τα Βραχώδη όρη και οι Άνδεις στην Αμερικανική ήπειρο.

Τα ποσά της βροχής επηρεάζονται σημαντικά από το υψόμετρο, ενώ τα προσήνεμα δέχονται πολύ μεγαλύτερα ποσά από τα υπήνεμα. Η γραμμή των αιώνιων χιονιών καθορίζεται από τον προσανατολισμό, από την κλίση του εδάφους και από το χρόνο έκθεσης στις ηλιακές ακτίνες και τους ανέμους. Η γραμμή των αιώνιων χιονών βρίσκεται ψηλότερα στις βορινές κλιτύες και χαμηλότερα στις μεσημβρινές.

Οι ορεινοί φραγμοί αποκόπτουν τη ροή των αερίων μαζών και δημιουργούν μέσα στις κοιλάδες τους τοπικά συστήματα ανέμων με διαφορετικές διευθύνσεις από αυτές που επιβάλλει η βαροβαθμίδα. Στα μέσα και χαμηλά γεωγραφικά πλάτη το ορεινό κλίμα είναι υγιεινό και επιζητείται κυρίως κατά το καλοκαίρι, ενώ σε μεγαλύτερα υψόμετρα ή μεγαλύτερα πλάτη ευνοεί την ανάπτυξη του χειμερινού τουρισμού.

## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΕΒΔΟΜΟ**

### **VII. ΤΟ ΚΛΙΜΑΤΑ ΤΗΣ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ**

Οι χώρες οι οποίες περιβάλλουν τη Μεσόγειο θάλασσα, παρουσιάζουν ένα προνομιούχο κλιματικό τύπο, το Μεσογειακό Τύπο, με θερμά, ξηρά καλοκαίρια και ήπιους σχετικά υγρούς χειμώνες. Ο τύπος αυτός εκτός από τη λεκάνη της Μεσογείου, όπου κυριαρχεί, εμφανίζεται και σε μερικές άλλες περιοχές του πλανήτη. Οι ζώνες του Μεσογειακού τύπου δεν είναι σαφώς καθορισμένες, παρατηρούνται όμως στα δυτικά των ηπείρων ανάμεσα στους παραλλήλους των 28° και 40° βορείου και νοτίου γεωγραφικού πλάτους. Έτσι, εκτός από τη Μεσόγειο, ο τύπος αυτός εμφανίζεται σε τμήματα της Χιλής, της νότιας Αυστραλίας, στη νοτιοδυτική Αφρική και στη νότια Καλιφόρνια των ΗΠΑ. Στις προαναφερθείσες περιοχές παρουσιάζει πολύ μικρή γεωγραφική εξάπλωση και ως εκ τούτου το ενδιαφέρον μας θα επικεντρωθεί μόνο στη μεσογειακή λεκάνη, η οποία καλύπτει μια έκταση μήκους περισσότερο από 3700 χιλιόμετρα. Επίσης η Μεσόγειος αποτελεί την περιοχή στην οποία έχουν αναπτυχθεί κατά το παρελθόν διάφοροι πολιτισμοί και επιπλέον είναι ο χώρος στον οποίο ανήκει και η χώρα μας, γεγονός που μας ενδιαφέρει άμεσα, αφού το κλίμα της Ελλάδος ελέγχεται από τις συνθήκες που επικρατούν στη Μεσόγειο.

Ως γνωστό, το κύριο χαρακτηριστικό του Μεσογειακού κλίματος είναι η θερινή ξηρασία, ενώ η βροχερή περίοδος είναι ταυτόσημη της ψυχρής περιόδου.

Βέβαια όλες οι Μεσογειακές χώρες δεν παρουσιάζουν τον ίδιο ακριβώς τύπο κλίματος. Οι διαφορές αυτές οδήγησαν τους κλιματολόγους να υποδιαιρέσουν κλιματικά την περιοχή σε τέσσερις κλιματικές ενότητες, τις οποίες αναλύσαμε στο κεφάλαιο Vί, και τις οποίες περιληπτικά αναφέρουμε εκ νέου για σκοπούς εμπέδωσης:

- 1. Ο Πορτογαλικός ή Ωκεάνιος τύπος**
- 2. Ο Ελληνικός ηπειρωτικός τύπος**, ο οποίος χαρακτηρίζεται έτσι εξαιτίας της μεγάλης διακύμανσης των θερμοκρασιών κατά τη διάρκεια του θέρους, οι οποίες μπορεί να υπερβούν και τους 45°C σε πολλές περιοχές της χώρας (Λάρισα, Ελευσίνα, Τρίκαλα), ενώ κατά το χειμώνα, εξαιτίας των ψυχρών πολικών ή αρκτικών εισβολών, κατεβαίνουν χαμηλότερα και από τους -25°C (Πτολεμαΐδα, Καβάλα, Κρύα Βρύση), συντελώντας πολύ μεγάλου θερμομετρικού δρόμου.
- 3. Ο τύπος των Ετησίων ανέμων (τύπος των μελτεμιών)**
- 4. Ο Συριακός τύπος**

Η λεπτομερής περιγραφή και κατανομή των κλιματικών παραμέτρων, που είναι υπεύθυνες για τη γεωγραφική διανομή των κλιματικών τύπων της Μεσογείου θα αναλυθεί στις παραγράφους που ακολουθούν.

## VII.1 Η ΜΕΣΟΓΕΙΟΣ ΘΑΛΑΣΣΑ

Η Μεσόγειος αποτελεί μια εσωτερική θάλασσα, η οποία τοποθετείται μεταξύ Ευρώπης, Ασίας και Αφρικής. Η επικοινωνία αυτής με τους ωκεανούς γίνεται με τον Ατλαντικό δια μέσου του πορθμού του Γιβραλτάρ και με τον Ινδικό δια μέσου της διώρυγας του Σουέζ και της Ερυθράς θάλασσας. Επίσης η Μεσόγειος επικοινωνεί με τον Εύξεινο πόντο δια μέσου της Προποντίδας και του Ελλησπόντου (Σχήμα VII.1). Η παρουσία των παραπάνω διαύλων επικοινωνίας διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στο κλιματικό καθεστώς της περιοχής.

Τα γεωγραφικά όρια της περιοχής ορίζονται δυτικά από τον μεσημβρινό των  $5^{\circ}21'$  W και ανατολικά από τον μεσημβρινό των  $36^{\circ} 10'$  E, παρουσιάζοντας ένα μήκος περίπου 3700 χιλιομέτρων. Προς βορρά εκτείνεται μέχρι τον παράλληλο των  $45^{\circ} 10'$  N, ενώ το νοτιότερο σημείο της βρίσκεται περίπου  $31^{\circ}$ N. Το μέγιστο πλάτος της υπερβαίνει τα 1700 χιλιόμετρα, ενώ το εμβαδόν της φθάνει τα 2.500.000 τετραγωνικά χιλιόμετρα. Προκειμένου να μελετηθεί το κλίμα της Μεσογείου χρησιμοποιήθηκαν τα κλιματικά δεδομένα 150 μετεωρολογικών σταθμών για την κανονική τριακονταετία της περιόδου 1961-1990. Οι σταθμοί αυτοί ευρίσκονται μέσα στην περιοχή που ορίζεται από τις συντεταγμένες  $10^{\circ}$  W μέχρι  $40^{\circ}$  E γεωγραφικού μήκους και  $30^{\circ}$  εως  $50^{\circ}$  N γεωγραφικού πλάτους.

Η Μεσόγειος θάλασσα δεν αποτελεί έναν ενιαίο εκτεταμένο θαλάσσιο χώρο, αλλά υποδιαιρείται σε δύο διακριτά τμήματα, το δυτικό και το ανατολικό, τα οποία διαχωρίζονται μεταξύ τους από την ανύψωση του πυθμένα της θάλασσας ανάμεσα στη χερσόνησο των Απεννίνων και την Τυνησία, μαζί με τα νησιά της Σικελίας και της Μάλτας. Τα δύο αυτά μεγάλα τμήματα υποδιαιρούνται σε μικρότερα τμήματα εξαιτίας της Ιταλικής χερσονήσου, της Ελλάδας και των μεγάλων νησιών. Με τον τρόπο αυτό σχηματίζεται κατά πρώτον η Τυρρηνική θάλασσα που βρίσκεται ανάμεσα στην Ιταλία, την Κορσική, τη Σαρδηνία και τη Σικελία. Στη συνέχεια έχουμε το Ιόνιο πέλαγος μεταξύ Ελλάδας και Ιταλίας, την Αδριατική μεταξύ Ιταλίας και Βαλκανίων και το Αιγαίο πέλαγος μεταξύ Ελλάδας, Μικράς Ασίας και Κρήτης.

Η Μεσόγειος δεν χαρακτηρίζεται από την παρουσία έντονων παλιρροϊκών φαινομένων, αφού στην ακραία περίπτωση φτάνουν το ύψος των 2 μέτρων και αυτό στις ακτές της Αφρικής.

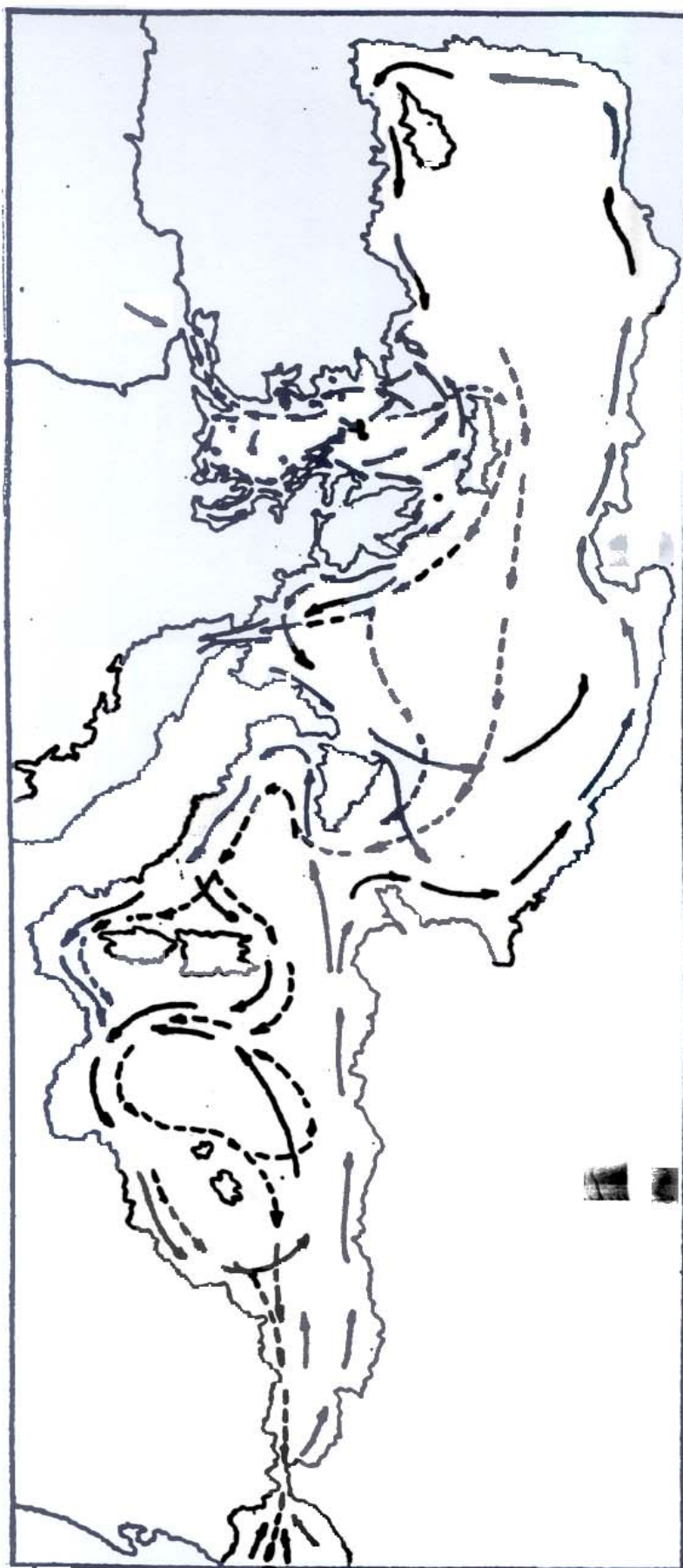
## **VII.2 ΤΟ ΜΕΣΟΓΕΙΑΚΟ ΘΑΛΑΣΣΙΟ ΡΕΥΜΑ**

Όπως και στον υπόλοιπο πλανήτη, έτσι και στη Μεσόγειο έχουμε την εμφάνιση επιφανειακών θαλάσσιων ρευμάτων. Στη Μεσόγειο τα σταθερά ρεύματα της επιφάνειας κινούνται κατά μήκος των ακτών και παρουσιάζουν χαρακτηριστική κυκλωνική ροή (αριστερόστροφη κίνηση), σε αντίθεση με τα ρεύματα των ωκεανών τα οποία ακολουθούν αντικυκλωνική ροή, αφού το Μεσογειακό ρεύμα είναι αποτέλεσμα διαφοράς στάθμης-όπως θα αναλυθεί παρακάτω-, ενώ τα ρεύματα των ωκεανών οφείλονται στη δράση των ανέμων, που προκαλούνται από τα μόνιμα αντικυκλωνικά κέντρα δράσης. Εξαιτίας αυτών των λόγων το επιφανειακό νερό, σε συμφωνία με την εκτροπτική δύναμη coriolis, εκτρέπεται προς τα δεξιά της φοράς κίνησης του.

Οι βροχοπτώσεις και οι παροχές των ποταμών που εκβάλουν στη Μεσόγειο (Νείλος, Πάδος, Ροδανός, Εύρος και άλλοι, δεν επαρκούν να καλύψουν τις απώλειες ύδατος που προκαλούνται από την έντονη εξάτμιση, με αποτέλεσμα η στάθμη του ύδατος στη δυτική Μεσόγειο να είναι κατά 768 mm χαμηλότερα από τη στάθμη του γειτονικού Ατλαντικού, ενώ στην ανατολική Μεσόγειο η διαφορά είναι ακόμη μεγαλύτερη αφού εκτιμάται στα 765 mm.

Επομένως το κύριο αίτιο της επιφανειακής κυκλοφορίας των υδάτων της Μεσογείου αποτελεί ο μεγάλος ρυθμός της εξάτμισης, η οποία προκαλεί ταπείνωση της ελεύθερης στάθμης των υδάτων και η οποία μερικά αναπληρώνεται από την εισροή υδάτων τόσο από τον Ατλαντικό, όσο και από τα ύδατα που προέρχονται από τους μεγάλους ποταμούς και από τον Εύξεινο πόντο, δια μέσου του Ελλησπόντου.

Στην κυκλοφορία των επιφανειακών υδάτων της Μεσογείου σημαντικό ρόλο και ο προσανατολισμός των ακτών σε συνδυασμό με την περιστροφή της γης.



Σχήμα VII.1. Το Μεσογειακό θαλάσσιο ρεύμα κυκλοφορίας (→ επιφανειακό ρεύμα, ρεύμα βάθους). Κατά Schmidt κ.ά.

Παρά τον έντονο ρυθμό εξάτμισης των υδάτων της Μεσογείου δεν παρατηρείται αύξηση της αλμυρότητας της, καθώς τα αλμυρότερα και κατά συνέπεια πυκνότερα ύδατα βυθίζονται και εξέρχονται με τη μορφή ρευμάτων βάθους στον Ατλαντικό δια μέσου του πορθμού του Γιβραλτάρ.

Κάτι παρόμοιο, αλλά σε πολύ μικρότερη κλίμακα συμβαίνει και στα στενά του Ελλησπόντου.

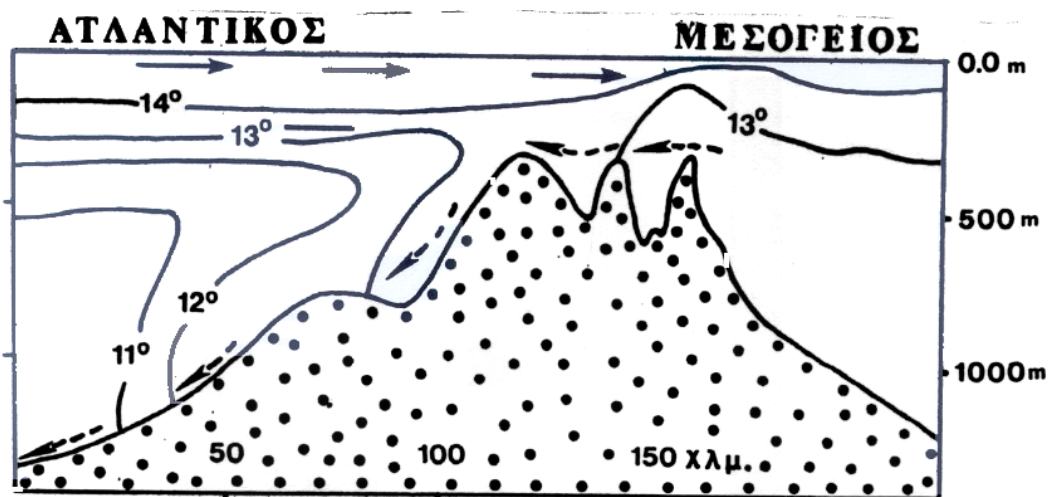
Στο Σχήμα VII.1, παρουσιάζεται η πορεία του κύριου κλάδου του επιφανειακού ρεύματος και των διακλαδώσεων αυτού στη Μεσόγειο (συνεχής γραμμή), καθώς και τα υπόγεια ρεύματα (στικτή γραμμή). Ο κύριος κλάδος του επιφανειακού ρεύματος εισερχόμενος από το Γιβραλτάρ, εκτρέπόμενος προς τα δεξιά, παραπλέει τις βόρειο-αφρικανικές ακτές και κινείται προς ανατολάς μέχρι τις ακτές του Ισραήλ. Εκεί εκτρέπεται προς τα βόρεια, παραπλέει τις ακτές του Λιβάνου και στη συνέχεια επιστρέφει προς δυσμάς, κατά μήκος των ακτών της Μικράς Ασίας, ακολουθώντας την ακτογραφία της ανατολικής Μεσογείου. Στο Αιγαίο παρουσιάζεται μια ασάφεια στη ροή του επιφανειακού ρεύματος, η οποία επίσης παρατηρείται και στην Ιταλική χερσόνησο. Στη δυτική μεσόγειο δημιουργούνται δευτερεύοντες κλάδοι, οι οποίοι περιπλέουν τη Σαρδηνία, την Κορσική και τις Βαlearίδες. Τελικά το επιφανειακό ρεύμα, στις ακτές της Ισπανίας, στρέφεται πάλι ανατολικά, παρασυρόμενο από τα εισερχόμενα από τον Ατλαντικό ύδατα και κλείνει το κύκλωμα του επιφανειακού ρεύματος. Τα υπόγεια ρεύματα γίνονται εμφανή κατά πρώτο νότια της Κρήτης, από όπου και συνεχίζουν μια δυτική πορεία με διάφορους κλάδους, οι οποίοι εντοπίζονται κατά κύριο λόγο στο βορειότερο τμήμα της λεκάνης πριν τελικά εξέλθουν στον Ατλαντικό ως ρεύματα βάθους.

### **VII.3 Η ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΥΔΑΤΩΝ**

Η θερμοκρασία των επιφανειακών υδάτων στη Μεσόγειο διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση του ιδιαίτερου κλίματος της περιοχής αυτής. Η θερμοκρασία των υδάτων στη Μεσόγειο είναι πολύ υψηλότερη αν συγκριθεί με τις αντίστοιχες θερμοκρασίες που επικρατούν στον Ατλαντικό, ακριβώς έξω από το Γιβραλτάρ, η τη Μαύρη θάλασσα.

Η θερμοκρασιακή αυτή υπεροχή συντελεί κατά κύριο λόγο στην προσέλκυση υφέσεων από τον Ατλαντικό, αλλά και στη γένεση υφέσεων μέσα στη Μεσογειακή λεκάνη.

Η θερμοκρασιακή ιδιαιτερότητα της Μεσογείου αποδίδεται στην τοπογραφική ιδιομορφία που παρουσιάζει ο πυθμένας του πορθμού του Γιβραλτάρ. Πράγματι, όπως δείχνει το Σχήμα VII.2, τα στενά του Γιβραλτάρ παρουσιάζουν μια ανύψωση του πυθμένα τους, που το βάθος του εντοπίζεται μόλις στα 400 μέτρα από την επιφάνεια. Και από τις δύο πλευρές της ανύψωσης αυτής οι πυθμένες του Ατλαντικού και της Μεσογείου αποκτούν σημαντικά βάθη, που σε μικρή σχετικά απόσταση από το Γιβραλτάρ φθάνουν και τα 4000 μέτρα.



*Σχήμα VII.2. Εγκάρσια τομή του πορθμού του Γιβραλτάρ*

Το ανώτερο θαλάσσιο στρώμα των υδάτων των στενών με μέσο πάχους περίπου 100 μέτρων κυριαρχείται από ένα επιφανειακό ρεύμα εισόδου με σχετικά θερμά ύδατα από τον Ατλαντικό προς τη Μεσόγειο. Το κατώτερο στρώμα, πάχους περίπου 300 μέτρων, διακρίνεται από την παρουσία ενός ρεύματος πυκνών υδάτων, τα οποία κινούνται από τη Μεσόγειο προς τον Ατλαντικό.

Η παρουσία αυτού του ρεύματος εξόδου, σε συνδυασμό με τον υπερυψωμένο πυθμένα, αποτρέπει την είσοδο ψυχρών υδάτων βάθους από τον Ατλαντικό προς τη Μεσόγειο. Η τοπογραφική αυτή ιδιομορφία, μαζί με τους μηχανισμούς καθίζησης των επιφανειακών υδάτων, που προκαλούνται από την έντονη εξάτμιση, συντελεί στη δημιουργία μιας θερμοκρασιακής ομοιομορφίας στα διάφορα βάθη των υδάτων της Μεσογείου. Οι θερμοκρασίες στα μεγαλύτερα βάθη είναι μεγαλύτερες από τους 10 °C, ενώ στα αντίστοιχα βάθη του Ατλαντικού αυτές κυμαίνονται από 2-4 °C. Στο Σχήμα VII.2 φαίνεται χαρακτηριστικά ότι τα θερμά υπόγεια νερά που βγαίνουν στον Ατλαντικό, διατηρούν για αρκετή απόσταση υψηλές θερμοκρασίες στον πυθμένα.

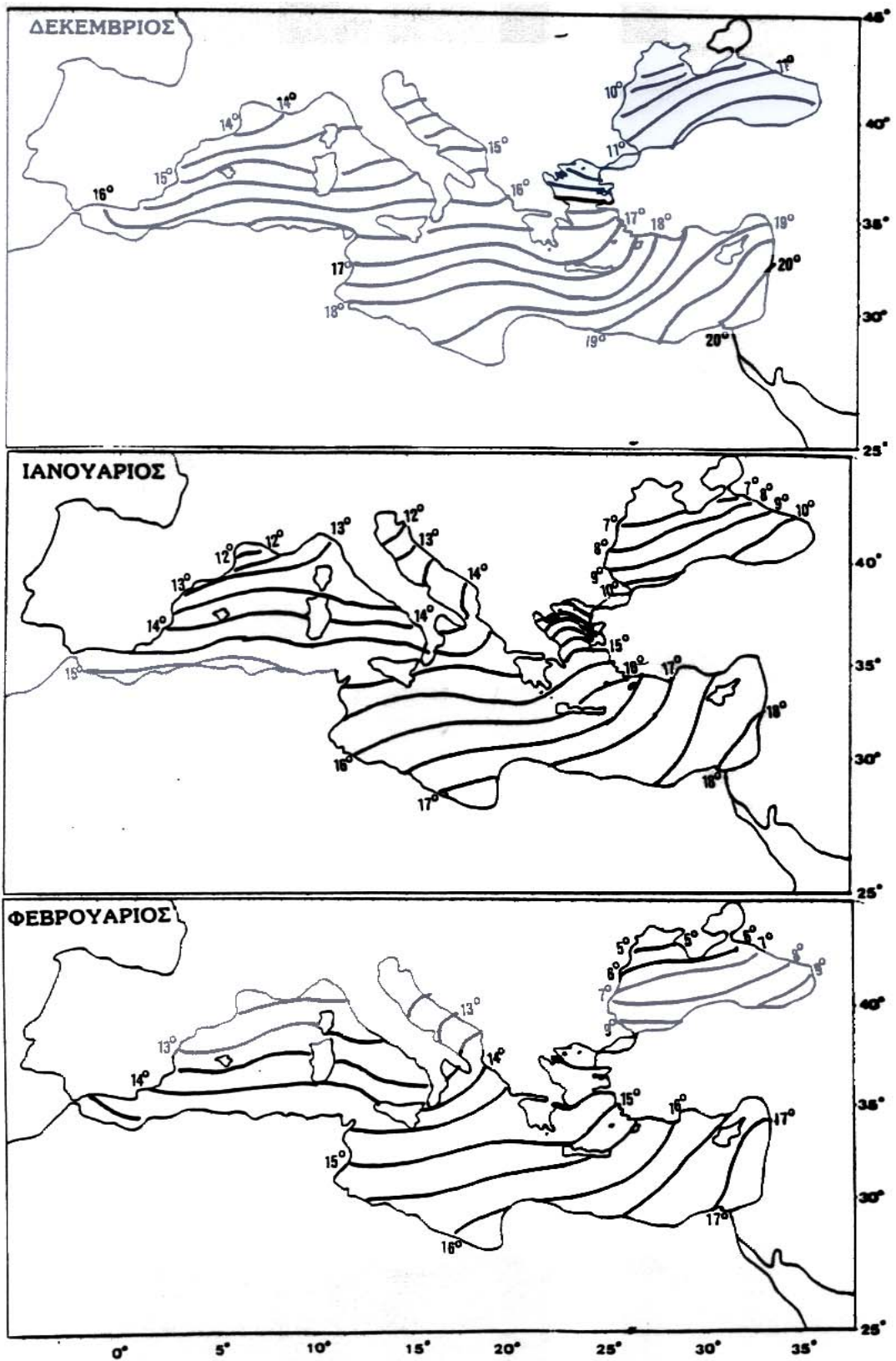
Η θερμοκρασιακή υπεροχή καθιστά τη Μεσόγειο μια τεράστια αποθήκη θερμότητας, που διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση του κλίματος όλης της λεκάνης.

Είναι γνωστό ότι ο ρυθμός της εξάτμισης είναι συνάρτηση της επιφανειακής θερμοκρασίας των υδάτων. Από την άποψη αυτή η Μεσόγειος, εξαιτίας των υψηλών θερμοκρασιών, αποτελεί έναν άριστο τροφοδότη υδρατμών για την ατμόσφαιρα, ενώ οι μεγάλοι ρυθμοί εξάτμισης συντελούν στη δημιουργία πυκνών- θερμών επιφανειακών υδάτων τα οποία και καθιζάνουν, λόγω βάρους, μεταφέροντας θερμότητα σε μεγαλύτερα βάθη. Ακόμη, επειδή η Μεσόγειος είναι μια πολύ βαθιά υδροσυλλογή, έχει μεγάλη θερμοχωρητικότητα.

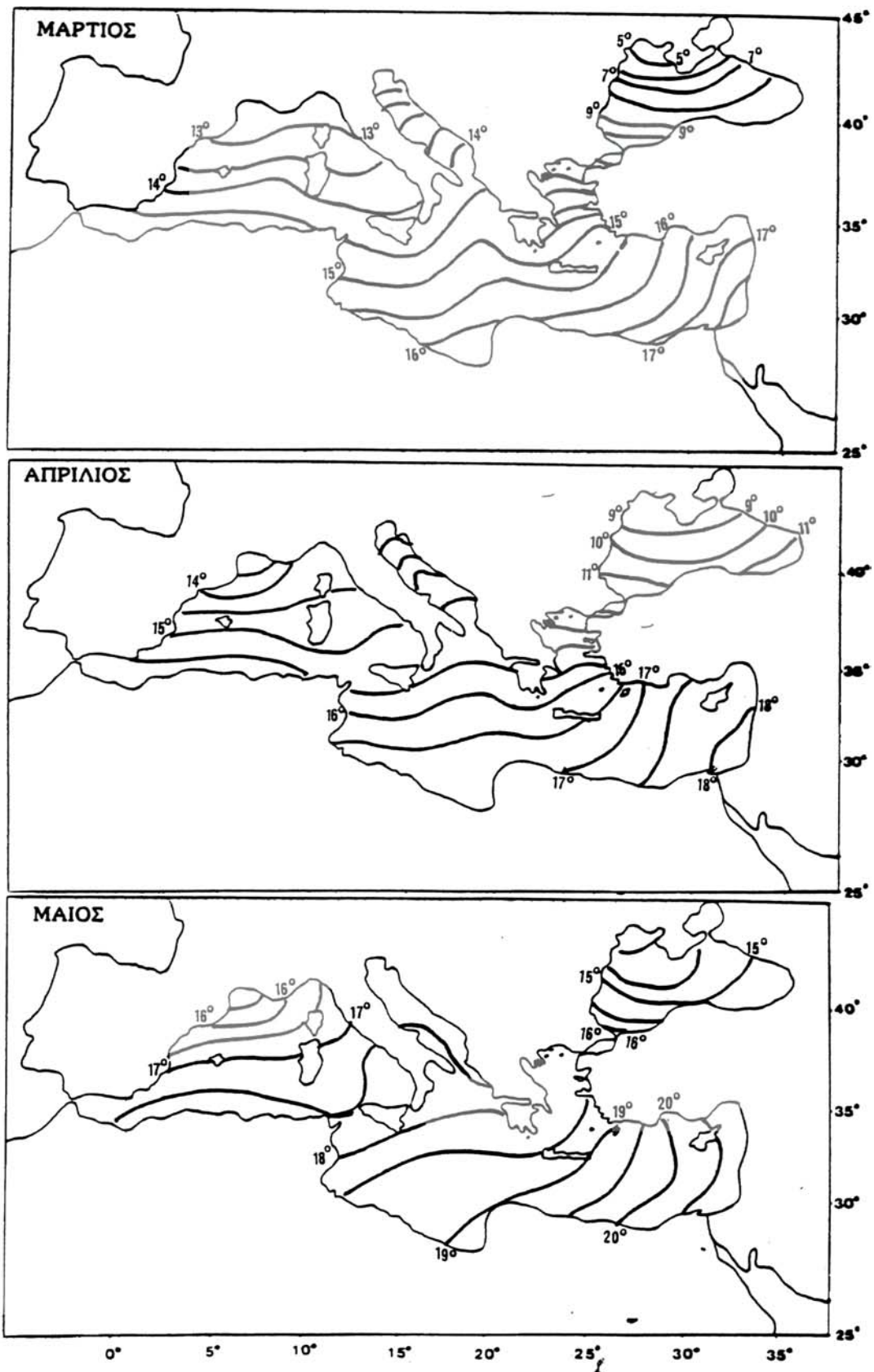
Κατά το θέρος υπάρχει έντονη θέρμανση των επιφανειακών υδάτων, με αποτέλεσμα να επιτυγχάνονται πολύ υψηλές θερμοκρασίες, οι οποίες μπορεί να φτάσουν στους 20°C, κατά τον Αύγουστο (Σχήμα VII.5). Την περίοδο αυτή οι θερμαινόμενες και εξατμίζουσες επιφανειακές μάζες αποκτούν σημαντική πυκνότητα, αφού αυξάνει η περιεκτικότητα σε άλας, και καθιζάνουν μεταφέροντας σημαντικά ποσά θερμότητας σε μεγαλύτερα βάθη, συντελώντας στη διατήρηση υψηλών θερμοκρασιών στα βάθη αυτά.

Κατά την ψυχρή περίοδο, οι επιφανειακές μάζες του νερού ψύχονται από τους από τους επικρατούντες ψυχρότερους ανέμους, με αποτέλεσμα την αύξηση της πυκνότητας τους. Τα πυκνά αυτά στρώματα βυθίζονται και αντικαθίστανται από άλλα θερμότερα που ανέρχονται από μεγαλύτερα βάθη. Η όλη διαδικασία οδηγεί σε μια βραδεία αποδέσμευση της θερμότητας που είχε αποθηκευθεί στα μεγάλα βάθη, συντελώντας τελικά στη διατήρηση υψηλών σχετικά θερμοκρασιών και κατά την ψυχρή περίοδο, αφού η μικρότερη τιμή που παρουσιάζεται είναι της τάξης των 11°C και σημειώνεται κατά το Μάρτιο στη βόρεια Αδριατική όπου εκβάλλει ο ποταμός Πάδος, μεταφέροντας ψυχρά ύδατα από τη βόρεια Ιταλία (Σχήμα VII.4).

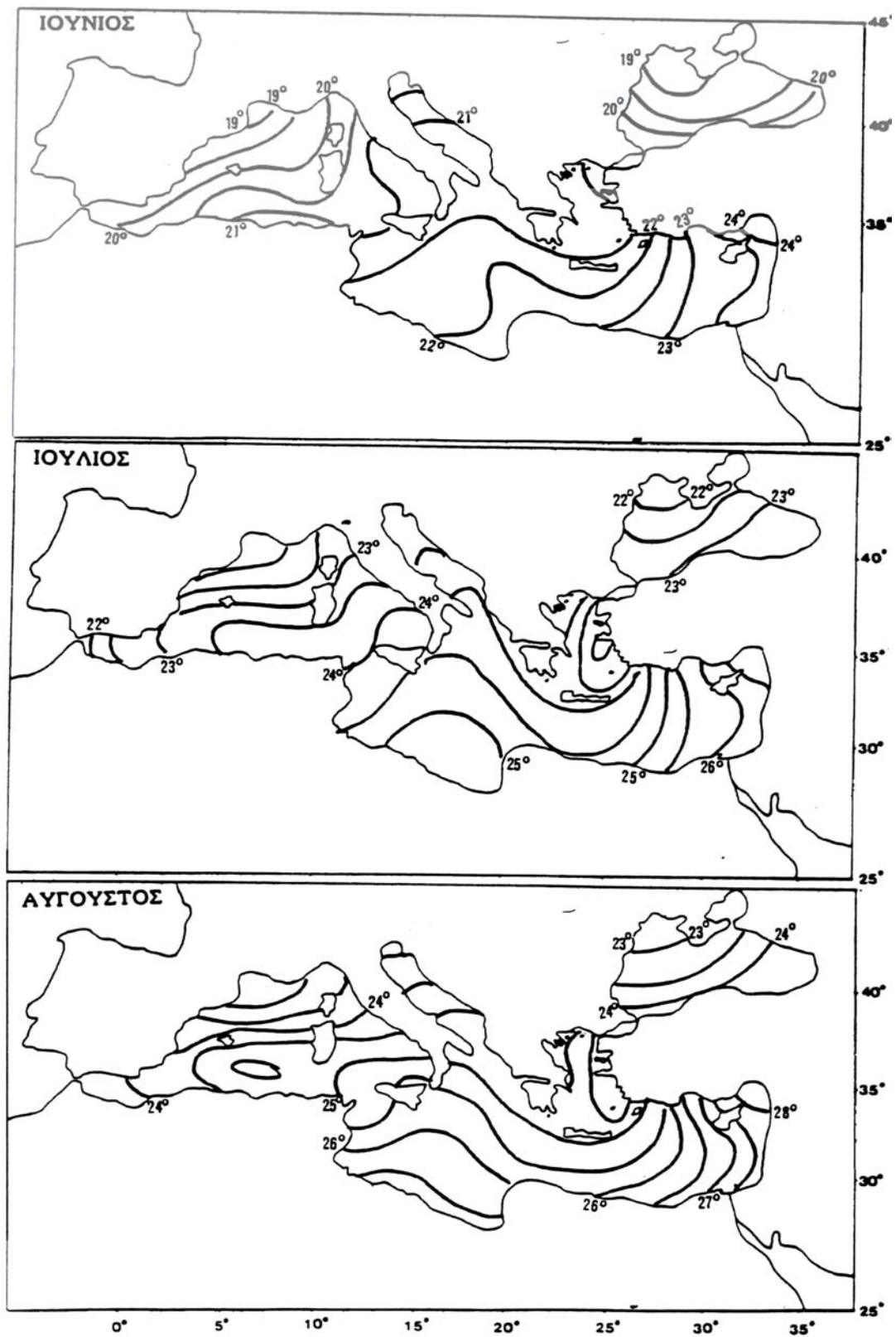
Η κατανομή της επιφανειακής θερμοκρασίας, ανά εποχή, για όλους τους μήνες παρουσιάζεται στους χάρτες των Σχημάτων VII.3, 4, 5 και 6. Μελετώντας και αναλύοντας τους χάρτες αυτούς οδηγούμεθα στις ακόλουθες παρατηρήσεις. Γενικά παρατηρείται μια αύξηση των θερμοκρασιών καθώς κινούμεθα από βορρά προς νότο και ιδιαίτερα από τα δυτικά προς τα ανατολικά.



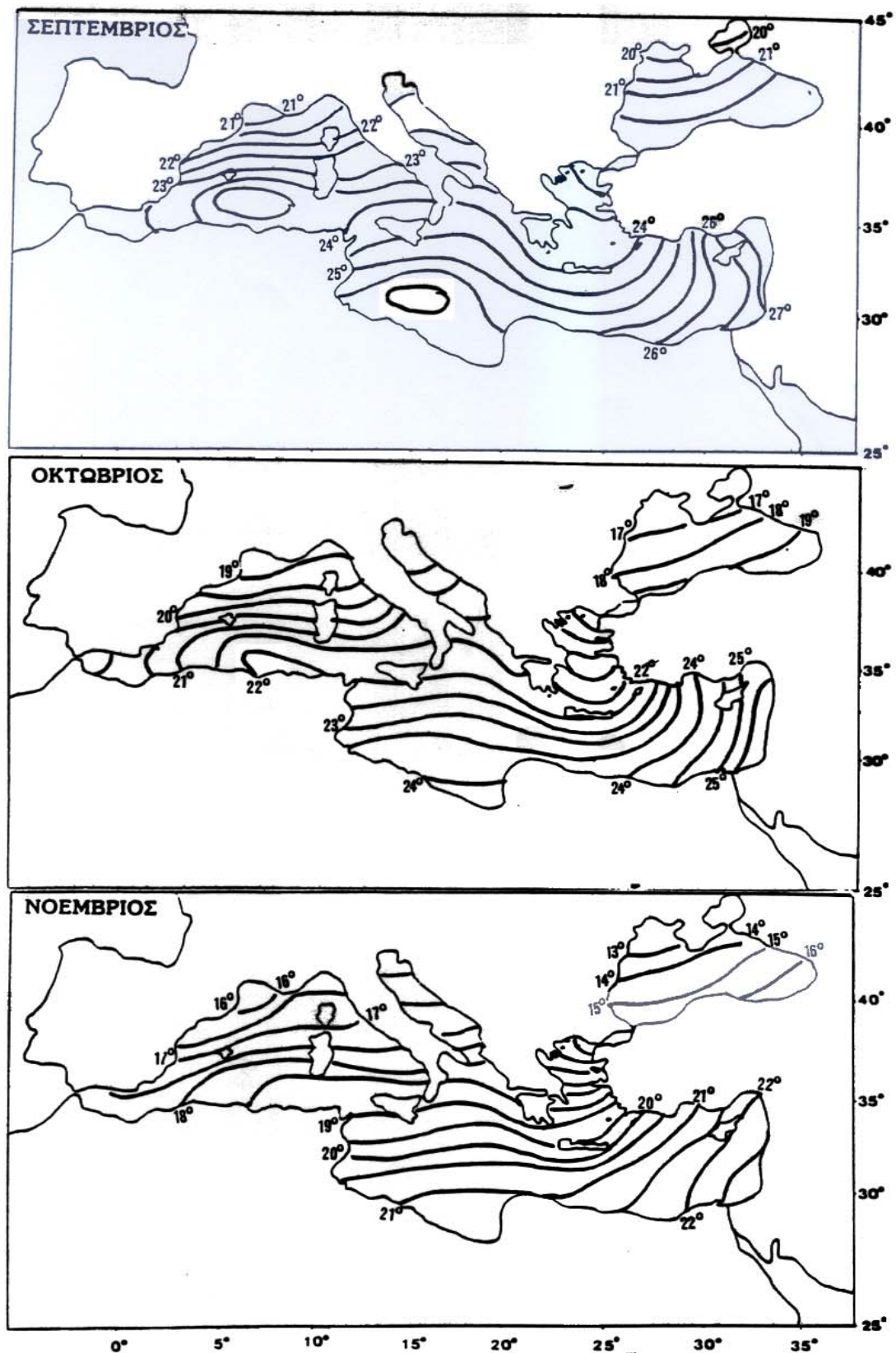
Σχήμα VII.3 Κατανομή των επιφανειακών θερμοκρασιών της Μεσογείου το Χειμώνα (από Μεταξιά – Μπαρτζώκα)



Σχήμα VII.4 Κατανομή των επιφανειακών θερμοκρασιών της Μεσογείου την Άνοιξη (από Μεταξά – Μπαρτζώκα)



Σχήμα VII.5 Κατανομή των επιφανειακών θερμοκρασιών της Μεσογείου το Θέρος (από Μεταξά – Μπαρτζώκα)



Σχήμα VII.6. Κατανομή των επιφανειακών θερμοκρασιών της Μεσογείου το Φθινόπωρο (από Μεταξά - Μπαρτζώκα)

Στην ανατολική Μεσόγειο σε όλους τους μήνες του έτους οι ισόθερμες καμπύλες έχουν μεσημβρινή διάταξη, με αποτέλεσμα οι θερμοκρασίες να είναι ίδιες από τις ακτές της Μικράς Ασίας μέχρι τις ακτές της Αιγύπτου.

Στη δυτική και κεντρική Μεσόγειο, στην Αδριατική και το Αιγαίο, οι ισόθερμες καμπύλες, κατά την ψυχρή περίοδο, παρουσιάζουν μια ζωνική διάταξη ( σχεδόν παράλληλες προς τον Ισημερινό) με αποτέλεσμα η θερμοκρασία να αυξάνεται από βορρά προς νότο.

Από το Μάιο, η μεσημβρινή διάταξη εξαπλώνεται δυτικότερα, καλύπτοντας το Αιγαίο, ενώ παρατηρείται και στον κόλπο της Γένουας. Η κατάσταση αυτή διατηρείται μέχρι τα τέλη Αύγουστο, ενώ από το Σεπτέμβριο η μεσημβρινή διάταξη εντοπίζεται και πάλι στο ανατολικότερο τμήμα της Μεσογείου.

Πιο αναλυτικά, η κατανομή της θερμοκρασίας κατά το χειμώνα και την άνοιξη (Σχήματα VV.3 και VII.4) οι ελάχιστες τιμές της επιφανειακής θερμοκρασίας της τάξης των 11 και 12 °C παρατηρούνται στις ακτές της βόρειας Αδριατικής και της Γαλλίας, όπου εκβάλλουν ποταμοί που μεταφέρουν ψυχρά ύδατα, ή σε περιοχές όπου εισρέουν ψυχρά ύδατα από γειτονικές θάλασσες, όπως συμβαίνει στο Αιγαίο. Οι χαμηλές αυτές τιμές παρατηρούνται κατά το ψυχρότερο τρίμηνο Ιανουαρίου-Μαρτίου.

Στις ακτές του Ισραήλ η μικρότερη θερμοκρασία των 17 °C, σημειώνεται το Φεβρουάριο. Γενικά το τετράμηνο Ιανουαρίου- Απριλίου, με θερμοκρασίες που δεν υπερβαίνουν τους 18 °C, δεν παρουσιάζει σημαντικές θερμοκρασιακές μεταβολές, ενώ το Δεκέμβριο και Μάιο οι θερμοκρασίες φτάνουν και τους 20 °C.

Το καλοκαίρι και το φθινόπωρο (Σχήματα VII.5 και VII.6), οι χαμηλότερες θερμοκρασίες ίσες με 16 ° C, σημειώνονται κατά το Νοέμβριο στις ίδιες τοποθεσίες με αυτές της ψυχρής περιόδου. Οι ίδιες περιοχές παραμένουν οι ψυχρότερες και κατά τους υπόλοιπους θερμούς μήνες. Οι μεγαλύτερες θερμοκρασίες παρατηρούνται στον κόλπο της Αλεξανδρέττας, όπου εγγίζουν τους 28°C κατά τον Αύγουστο. Γενικότερα στις ανατολικές ακτές της Μεσογείου οι θερμοκρασίες πουθενά δεν είναι μικρότερες από τους 22°C, γεγονός που σημειώνεται αργά το Νοέμβριο.

#### **VII.4 Η ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗ ΠΙΕΣΗ**

Η ανάλυση της επιφανειακής κατανομής της ατμοσφαιρικής πίεσης, ή του βαρομετρικού πεδίου, είναι πολύ σημαντική για να μελετήσουμε και να κατανοήσουμε το κλίμα μιας περιοχής, αφού αυτή δίνει την εικόνα των μέσων βαρομετρικών συνθηκών οι

οποίες ευθύνονται για εμφάνιση και τη φύση της ροής του αέρα, της βροχόπτωσης και της ανομβρίας.

Όπως είναι γνωστό, η γεωγραφική κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης στη Μεσόγειο είναι αποτέλεσμα της παρουσίας και της δράσης ενός αριθμού βασικών συνοπτικών συστημάτων τα οποία και διαμορφώνουν το κλιματικό βαρομετρικό πεδίο της Μεσογειακής λεκάνης. Τα συστήματα αυτά είναι:

α) Η εξάπλωση προς ανατολάς του μόνιμου υποτροπικού αντικυκλώνα υψηλών πιέσεων των Αζορών, ιδιαίτερα κατά το θέρος. Το κέντρο του αντικυκλώνα αυτού μετατοπίζεται νοτιότερα το χειμώνα ακολουθώντας την κατ' απόκλιση κίνηση του ήλιου.

β) Η προς δυσμάς εξάπλωση του Σιβηρικού αντικυκλώνα κατά τη διάρκεια του χειμώνα, που με τη μορφή συνήθως ψυχρών γλωσσών πυκνού αέρα.

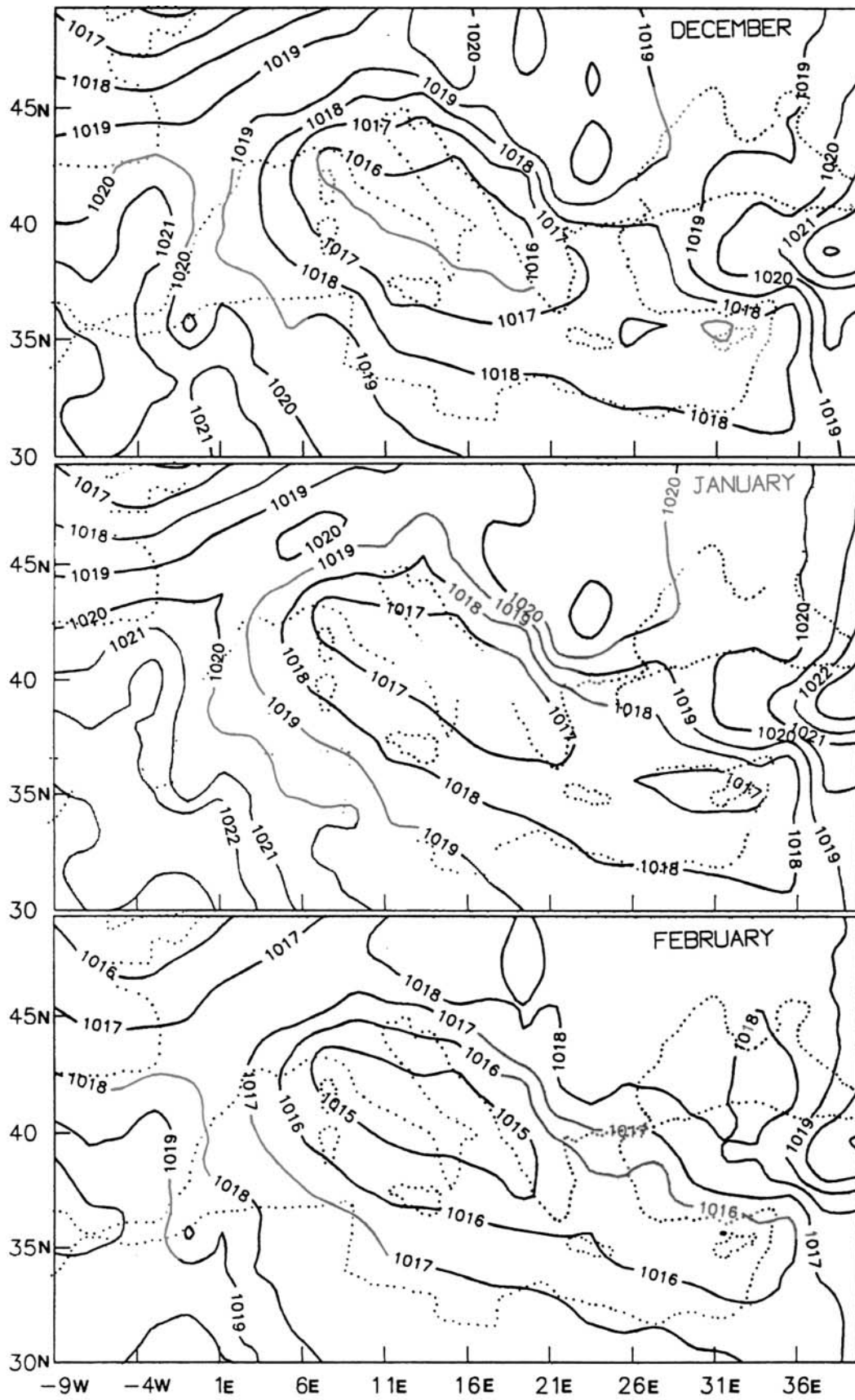
γ) Η προς δυσμάς εξάπλωση του εποχικού θερμικού συστήματος χαμηλών πιέσεων της ΝΔ Ασίας (γνωστού και ως χαμηλού του Πακιστάν ή της Ινδίας) κατά το θέρος, και

δ) Οι κινητοί Ευρωπαϊκοί αντικυκλώνες και οι υφέσεις, συστήματα τα οποία διασχίζουν την περιοχή κατά τις διάφορες εποχές του έτους.

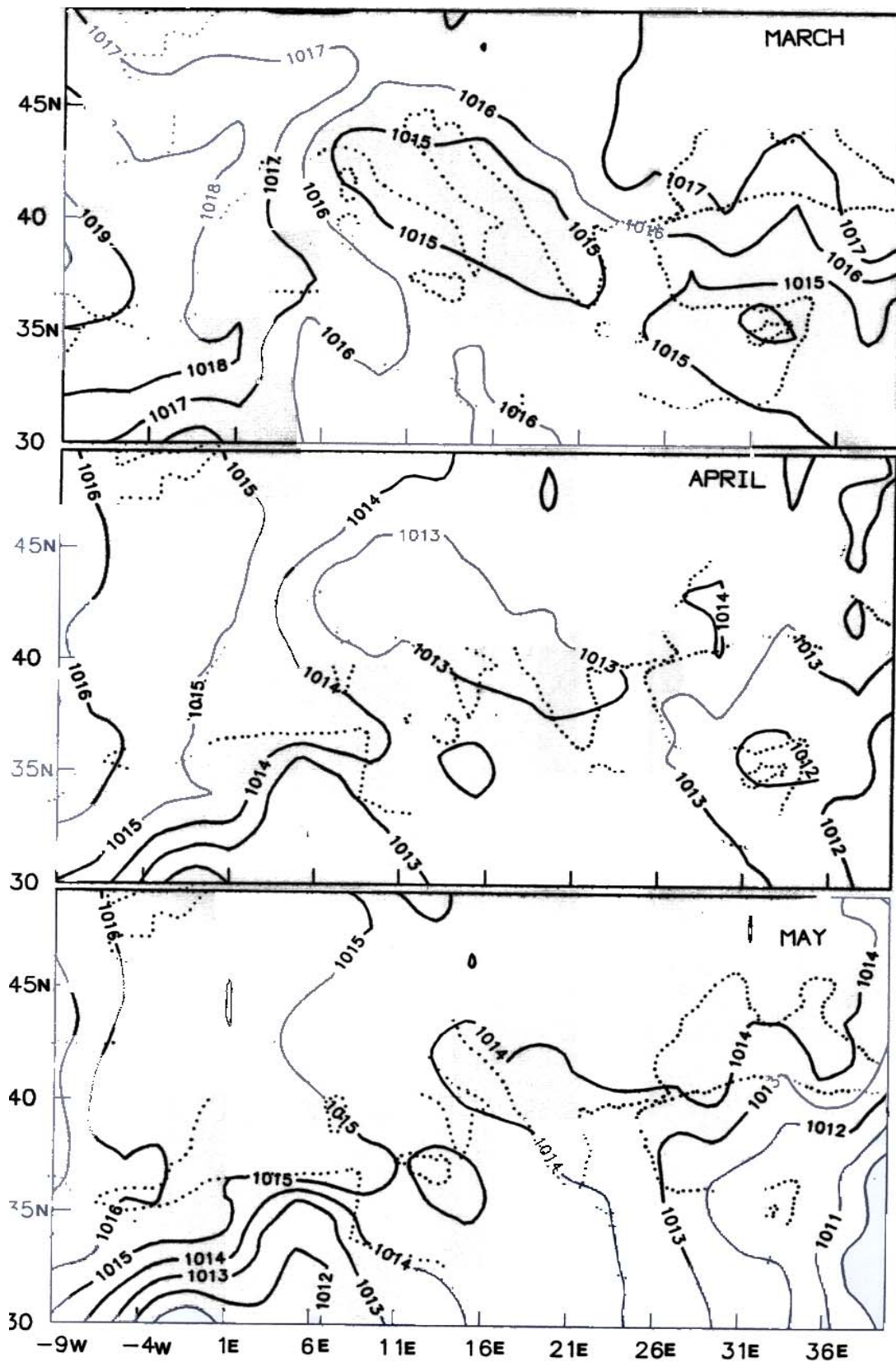
Στη Μεσόγειο παρατηρούνται έντονες εποχικές αντιθέσεις στην οριζόντια κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης οι οποίες σχετίζονται τόσο με τα παραπάνω συνοπτικά συστήματα, καθώς και με τη θερμή θάλασσα και τη χέρσο που περιβάλλει τη Μεσογειακή λεκάνη.

Την ενδοετήσια κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης στη Μεσόγειο θα προσπαθήσουμε να αναλύσουμε ευθύς αμέσως αναλύοντας τους χάρτες των Σχημάτων VII.7 έως VII.1, όπου με τη βοήθεια των ισοβαρών απεικονίζεται η επιφανειακή κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης στη Μεσόγειο.

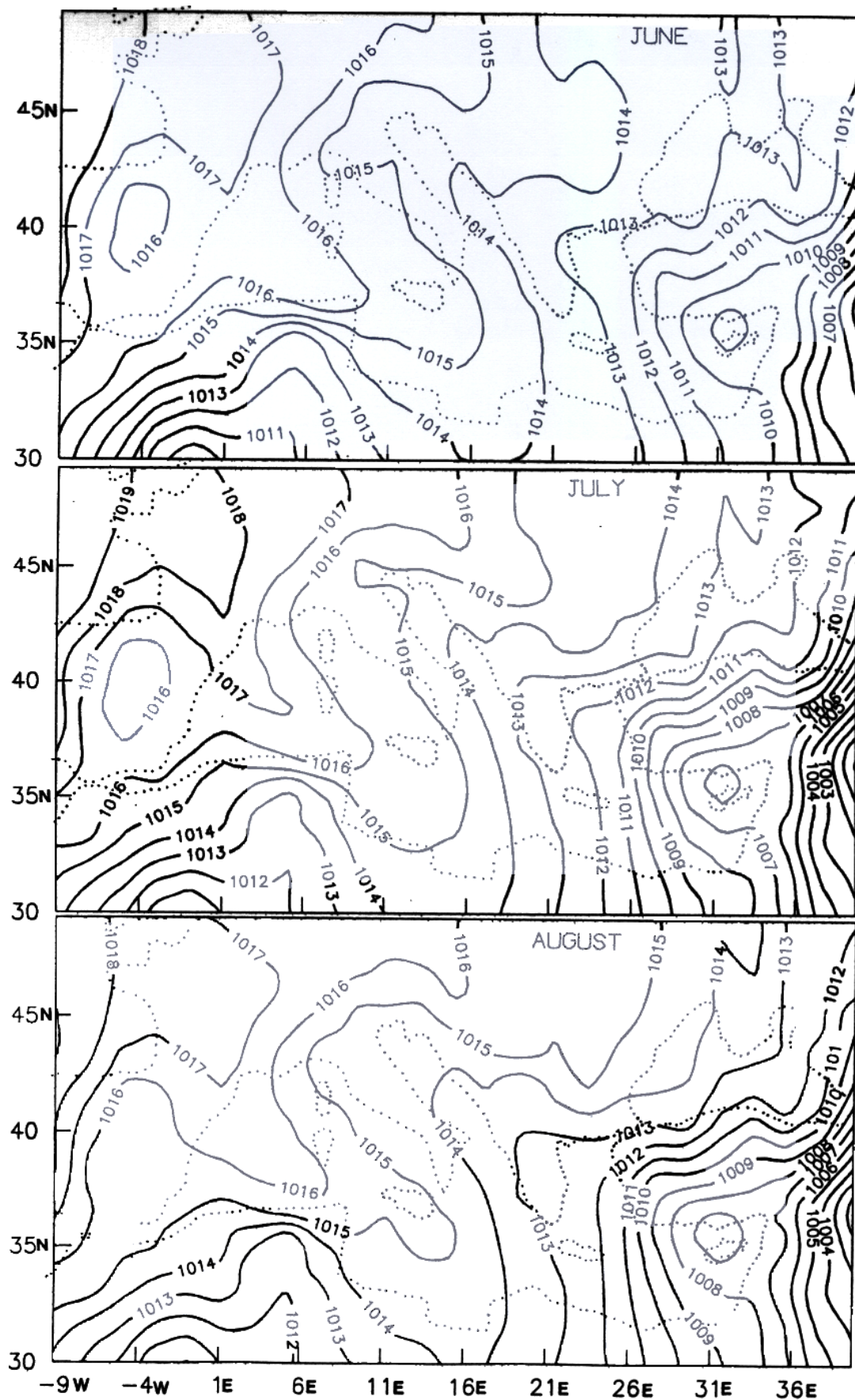
Στο πρώτο από τα σχήματα, στο VII.7 δίνεται η κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης στη στάθμη της θάλασσας για τη χειμερινή περίοδο Δεκεμβρίου-Φεβρουαρίου. Από τη μελέτη των τριών χειμερινών χαρτών, διαπιστώνουμε ότι η ατμοσφαιρική πίεση παρουσιάζει σχεδόν την ίδια εικόνα όλο το χειμώνα. Και στους τρεις χάρτες είναι πολύ χαρακτηριστική η κλειστή περιοχή χαμηλών πιέσεων, με διάταξη ΒΔ-ΝΑ, που εκτείνεται από τις ακτές της Γαλλίας μέχρι τις ακτές του Ισραήλ.



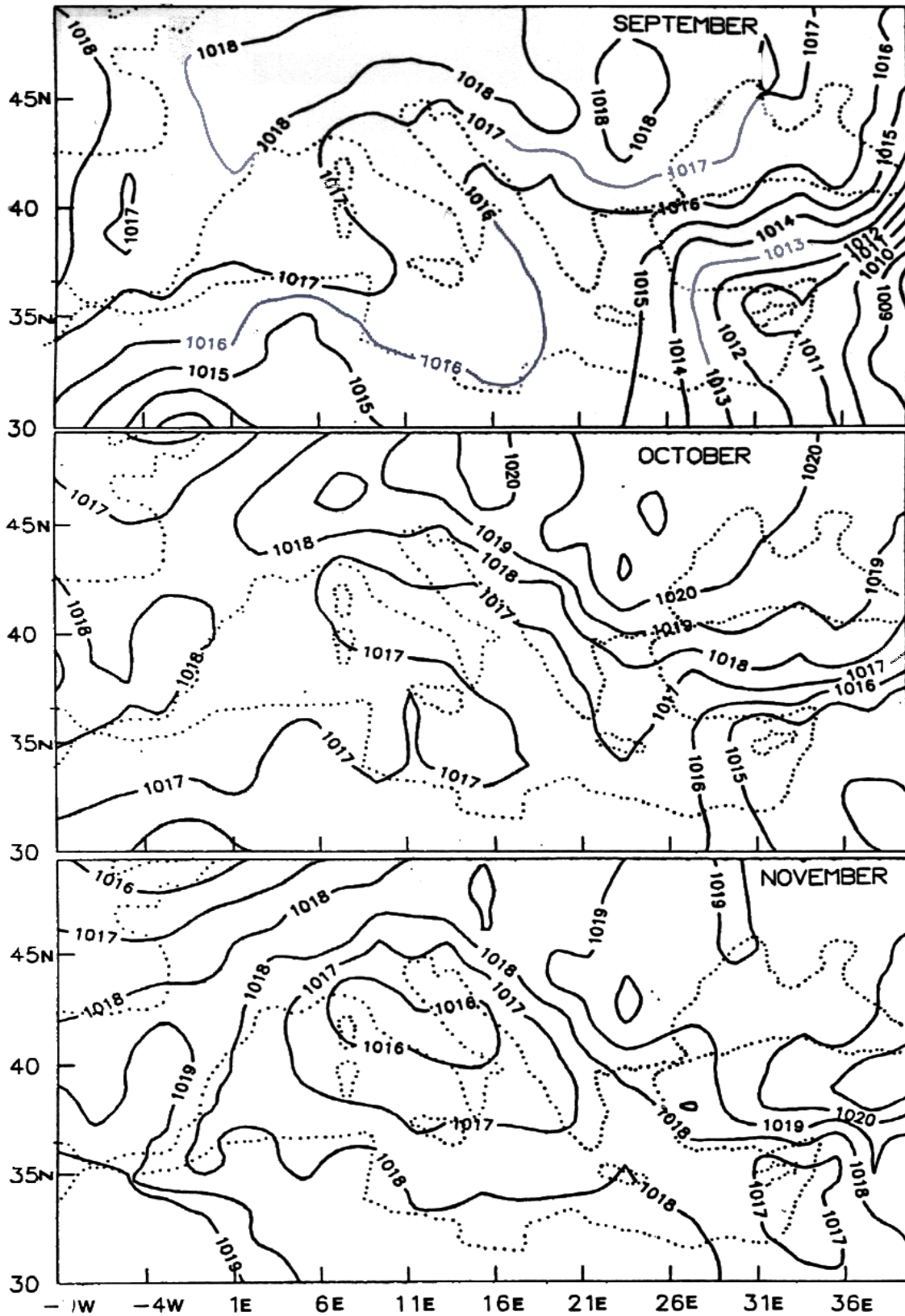
Σχήμα VII.7. Κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης (σε hPa) το Χειμώνα



Σχήμα VII.8. Κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης (σε hPa) την Άνοιξη



Σχήμα VII.9. Κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης (σε hPa) το Θέρος



Σχήμα VII.10. Κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης (σε hPa) το Ξθινόπωρο

Η περιοχή αυτή είναι η ζώνη της έντονης δράσης των υφειακών συστημάτων τα οποία δημιουργούνται κυρίως στον κόλπο της Γένουας ή προέρχονται από τον Ατλαντικό.

Στο νοτιοδυτικό τμήμα της μεσογειακής λεκάνης επικρατούν υψηλές πιέσεις που οφείλονται στην παρουσία του αντικυκλώνα των Αζορών, ο οποίος την περίοδο αυτή μετατοπίζεται αρκετά νότια.

Στα ΒΔ της περιοχής εμφανίζονται επίσης χαμηλές πιέσεις που προκαλούνται από τις υφέσεις του βορείου Ατλαντικού, και κυρίως από το χαμηλό της Ισλανδίας.

Βόρεια και ανατολικά επικρατούν υψηλές πιέσεις που προκαλούνται από την εξάπλωση του Σιβηρικού αντικυκλώνα προς τα δυτικά και από τους κινητούς αντικυκλώνες της ΒΔ Ευρώπης.

Οι μικρότερες μέσες τιμές της ατμοσφαιρικής πίεσης, ίσες με 1015 hPa, σημειώνονται το Φεβρουάριο, επάνω από την Ιταλία, με μορφή κλειστής ισοβαρούς καμπύλης και εντάσσονται μέσα στο όλο σύστημα των χαμηλών πιέσεων που υπάρχουν στη Μεσόγειο. Αντίστοιχα οι μεγαλύτερες τιμές της πίεσης εντοπίζονται ανατολικά και συνδέονται με την εξάπλωση του Σιβηρικού αντικυκλώνα. Η μεγαλύτερη μέση μηνιαία τιμή, ίση με 1023 hPa, εμφανίζεται κατά τον Ιανουάριο στην περιοχή αυτή.

Στο Σχήμα VII.8, έχουμε την απεικόνιση της ατμοσφαιρικής πίεσης κατά την Άνοιξη, δηλαδή κατά το τρίμηνο Μαρτίου-Μαΐου. Την εποχή αυτή το κύριο χαρακτηριστικό αποτελεί η ασθενής οριζόντια βαροβαθμίδα η παρατηρείται σε όλη την περιοχή. Κατά το δίμηνο Μαρτίου-Απριλίου, συνεχίζει να υφίσταται το κλειστό κέντρο των χαμηλών πιέσεων του χειμώνα, αλλά περιορίζεται μεταξύ Ελλάδας και Ιταλίας και κατά πάσα πιθανότητα φέρει την ευθύνη των εαρινών βροχοπτώσεων στην περιοχή. Γενικά κατά την άνοιξη οι τιμές της πίεσης είναι χαμηλότερες αν συγκριθούν με αυτές του χειμώνα. Η μικρότερη τιμή ίση με 1010 hPa παρατηρείται το Μάιο ανατολικά της Μεσογείου (Ιορδανία). Οι υψηλές πιέσεις εμφανίζονται στο δυτικό τμήμα της περιοχής και δηλώνουν την έναρξη της προς ανατολάς εξάπλωσης του αντικυκλώνα του Ατλαντικού, ο οποίος μετατοπίζεται ταυτόχρονα πιο βόρεια.

Κατά το Μάρτιο, ο οποίος παρουσιάζει περισσότερο χειμερινά χαρακτηριστικά, παρατηρούνται υψηλές πιέσεις στα ΒΑ, ως αποτέλεσμα της παρουσίας του Σιβηρικού αντικυκλώνα. Επάνω από την Αφρική παρατηρούνται χαμηλές πιέσεις, οι οποίες οφείλονται στη συχνή εμφάνιση των Σαχαριανών υφέσεων κατά την εποχή αυτή. Γενικότερα στα ανατολικά αρχίζουν να εμφανίζονται χαμηλές πιέσεις δηλώνοντας την προς δυσμιάς εξάπλωση του χαμηλού των Ινδιών. Το χαμηλό αυτό σύστημα γίνεται

εμφανέστερο κατά το Μάιο, οπότε και εξαφανίζεται η κλειστή περιοχή των χαμηλών πιέσεων της Ιταλίας. Επίσης το Μάιο εμφανίζονται και χαμηλές πιέσεις επάνω από τη ΒΔ Αφρική, δείχνοντας την προς βορρά μετατόπιση του Ατλαντικού αντικυκλώνα.

Κατά τη διάρκεια του θέρους, Σχήμα VII.9, η κατανομή της επιφανειακής πίεσης παρουσιάζει σχεδόν την ίδια εικόνα και για τους τρεις μήνες της περιόδου. Η κατανομή της πίεσης παρουσιάζει τελείως διαφορετική εικόνα αν συγκριθεί με αυτή του χειμώνα.

Η γενική μέση κατανομή παρουσιάζει μια προς ανατολάς εξάπλωση του αντικυκλώνα του Ατλαντικού, ο οποίος καλύπτει σημαντικό τμήμα της Ευρώπης, ενώ μια εκτεταμένη σκάφη χαμηλών πιέσεων, που προέρχεται από το χαμηλό των Ινδιών φθάνει δυτικά μέχρι την Ελληνική περιοχή. Παράλληλα επάνω από τη ΒΔ Αφρική εμφανίζονται χαμηλές πιέσεις.

Η οριζόντια βαροβαθμίδα είναι ισχυρότερη, αν συγκριθεί με αυτή της άνοιξης και είναι περισσότερο έντονη στην ανατολική Μεσόγειο. Το ιδιαίτερο χαρακτηριστικό της θερινής βαροβαθμίδας αποτελεί η μεσημβρινή διάταξη των ισοβαρών στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου και ιδιαίτερα στο Αιγαίο πέλαγος. Η μεσημβρινή διάταξη των ισοβαρών προκαλείται από τη συνδυασμένη δράση των δύο προαναφερθέντων συστημάτων, ή μόνο στις έντονη παρουσία του χαμηλού των Ινδιών. Η μεσημβρινή κυκλοφορία που προκαλείται από τη διάταξη αυτή οδηγεί στη δημιουργία βορείου ρεύματος ανέμων, οι οποίοι είναι ιδιαίτερα ισχυροί στο Αιγαίο και είναι γνωστοί από την αρχαιότητα με το όνομα ετησίες άνεμοι. Σήμερα είναι περισσότερο γνωστοί με το τουρκικής προέλευσης όνομα μελτέμι. Οι ετησίες παρουσιάζουν μια σταθερότητα πνοής και εμφανίζονται κατά τις ημέρες εκείνες κατά τις οποίες το χαμηλό των Ινδιών παρουσιάζει μια χαρακτηριστική εξάπλωση προς τα δυτικά. Ο ετησίας γίνεται ακόμη ισχυρότερος αν το χαμηλό των Ινδιών συνδυαστεί με την παρουσία αντικυκλώνα που να εδράζεται επάνω από τα Βαλκάνια. Επειδή η εμφάνιση του χαμηλού των Ινδιών γίνεται αισθητή από το Μάιο (Σχήμα VII.8) η πνοή τους πολλές φορές αρχίζει νωρίς και είναι γνωστοί ως πρόδρομοι ετησίες ή μελτέμια του κερασιού.

Κατά το φθινοπωρινό τρίμηνο (Σχήμα VII.10) η κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης δεν είναι ομοιόμορφη. Ο Σεπτέμβριος παρουσιάζει χαρακτηριστικά θερινού μηνός με την παρουσία τόσο του αντικυκλώνα των Αζόρων όσο και του χαμηλού των Ινδιών, αλλά η βαροβαθμίδα είναι πιο εξασθετισμένη. Το βόρειο ρεύμα εξακολουθεί να κάνει την παρουσία του στην ανατολική Μεσόγειο και το μήνα αυτό. Έτσι, οι ετησίες συνεχίζουν να πνέουν στο Αιγαίο, αλλά με μικρότερη ένταση.

Τον Οκτώβριο, κυριαρχούν υψηλές πιέσεις που προκαλούνται από αντικυκλωνικά κινητά κέντρα της Ευρώπης και από τον αντικυκλώνα των Αζόρων. Οι ετησίες συνεχίζουν να κάνουν την εμφάνιση τους στο Αιγαίο πέλαγος, αλλά με μικρότερη συχνότητα και ένταση.

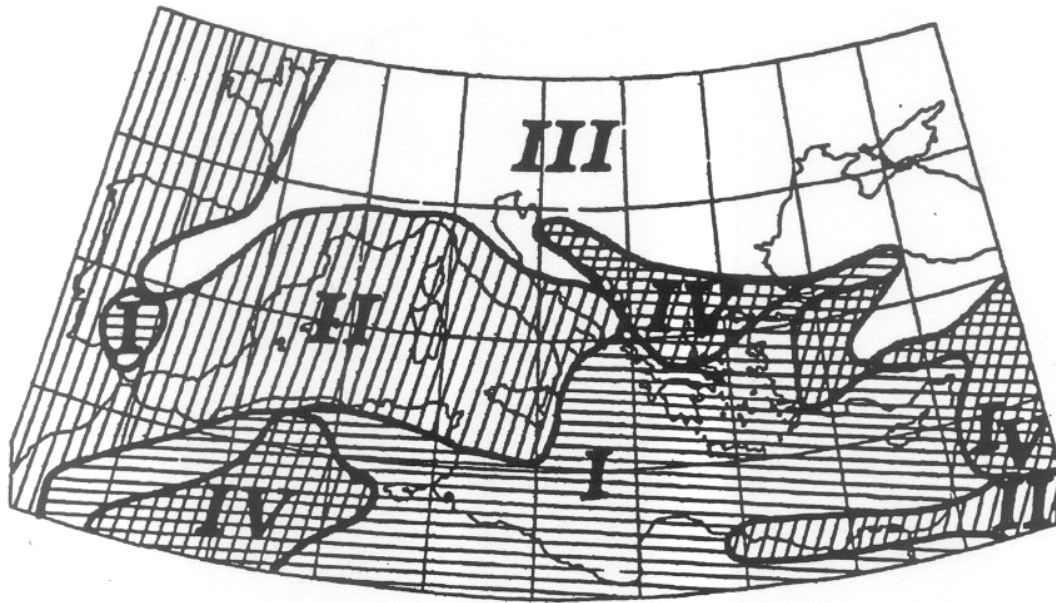
Το Νοέμβριο, η διάταξη των ισοβαρών αποκτά χαρακτηριστικά χειμερινών μηνών και διαφέρει τελείως από τους δύο προηγούμενους μήνες. Το μήνα αυτό επανεμφανίζεται η κλειστή περιοχή των χαμηλών πιέσεων στον άξονα Γαλλίας – Ισραήλ. Ο αντικυκλώνας των Αζόρων μετατοπίζεται προς τα ΝΔ της περιοχής, ενώ γίνεται πλέον αισθητή και η προς δυσμάς μετατόπιση του Σιβηρικού αντικυκλώνα στα ΒΑ της περιοχής. Τελικά τα βαρομετρικά χαρακτηριστικά του Νοεμβρίου μοιάζουν αρκετά με τα αντίστοιχα των χειμερινών μηνών.

Συνοψίζοντας, από την ανάλυση της μηνιαίας κατανομής της ατμοσφαιρικής πίεσης στη Μεσόγειο, προκύπτει ότι κατά το ψυχρότερο πεντάμηνο Νοεμβρίου-Απριλίου, κυρίαρχο στοιχείο αποτελεί το σύστημα των κλειστών ισοβαρών χαμηλής πίεσης, που εκτείνεται από τη Γαλλία μέχρι το Ισραήλ, με μια ΒΔ-ΝΑ διάταξη. Αυτό είναι υπεύθυνο για τις έντονες βροχοπτώσεις στην περιοχή κατά την περίοδο αυτή. Αντίθετα κατά του υπόλοιπων μήνες είναι πολύ χαρακτηριστική η παρουσία της σκάφης των χαμηλών πιέσεων που εκτείνεται από το χαμηλό των Ινδιών προς τη Μεσόγειο, η οποία σε συνδυασμό με την προς ανατολάς εξάπλωση του αντικυκλώνα των Αζόρων, είτε με τους κινητούς αντικυκλώνες της Ευρώπης συντελεί στη δημιουργία και τη διατήρηση του βορείου ρεύματος στην ανατολική λεκάνη της Μεσογείου, το οποίο και εκδηλώνει τη μεγαλύτερη σταθερότητα στο αιγαίο πέλαγος.

## **VII.5 Η ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΤΟΥ ΑΕΡΑ**

Η κατανομή της θερμοκρασίας στη Μεσόγειο είναι το σύνθετο αποτέλεσμα πρώτον της συνδυασμένης δράσης των τριών ηπειρών που την περιβάλλουν και δεύτερον της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας που ελέγχει την περιοχή.

Η μελέτη της κατανομής της θερμοκρασίας έδειξε ότι η μεσογειακή λεκάνη θερμοκρασιακά μπορεί να χωριστεί σε τέσσερις διακριτές περιοχές (Σχήμα VII.11) με εντελώς διαφορετική θερμοκρασιακή συμπεριφορά, που οφείλονται σε παράγοντες ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας, ανάγλυφου και τοπογραφίας, υψομέτρου, ηπειρωτικότητας, της θέσης του υποτροπικού αεροχειμάρρου και άλλων.

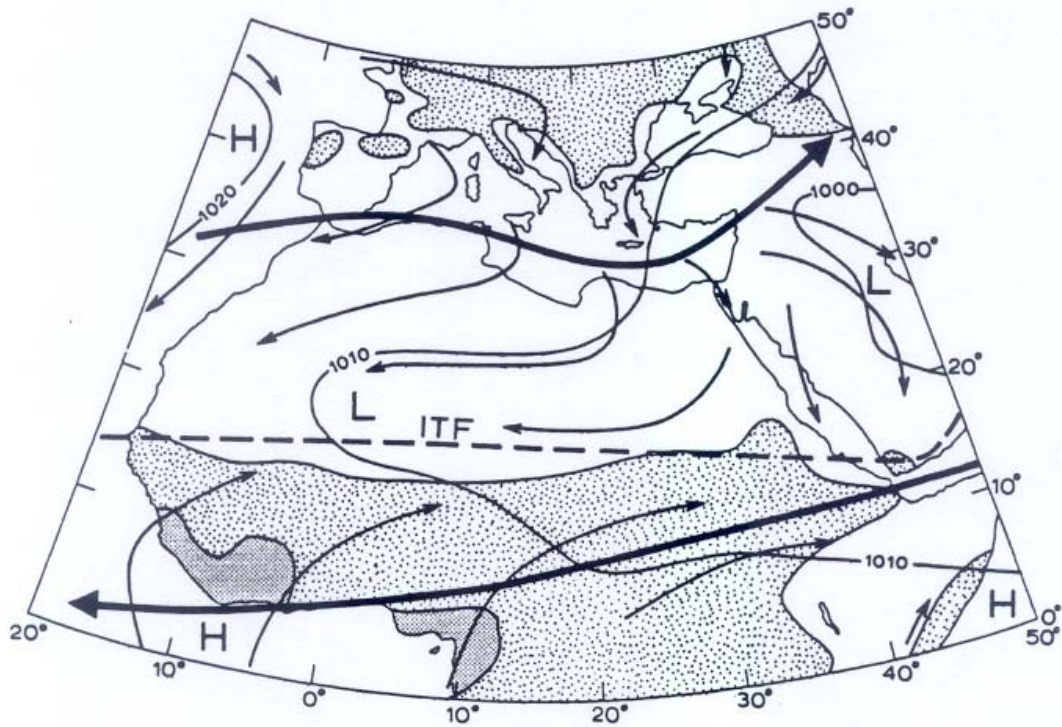


**Σχήμα VII. 11. Οι τέσσερις θερμοκρασιακές περιοχές της Μεσογείου**

Η πρώτη περιοχή κυριαρχεί επάνω από το ανατολικό τμήμα της Μεσογείου, με μοναδική εξαίρεση τις ακτές της Αιγύπτου. Η ίδια κλιματική κατηγορία συναντιέται και σε μια στενή παράκτια ζώνη της ΒΔ Αφρικής, καθώς και σε τμήμα της Ισπανίας, βόρεια του Γιβραλτάρ. Η περιοχή αυτή χαρακτηρίζεται συνήθως από χαμηλά υψόμετρα και κατά τη διάρκεια του θέρους υφίσταται έμμεσα την επίδραση της Αφρικανικής ηπείρου με τη μορφή εισβολής θερμών και ξηρών τροπικών αερίων μαζών, αφού ο υποτροπικός αεροχειμάρρος, βρίσκεται επάνω ακριβώς από την περιοχή αυτή κατά το θέρος, όπως χαρακτηριστικά φαίνεται και στο Σχήμα VII.12, όπου δίδεται η μέση θέση του υποτροπικού αεροχειμάρρου κατά το θέρος.

Κατά τη διάρκεια του χειμώνα, το δυτικό τμήμα της ζώνης αυτής επηρεάζεται από τον Ατλαντικό ωκεανό, ενώ το ανατολικό ελέγχεται από τη θερμή θάλασσα και από το Μεσογειακό Μέτωπο, το οποίο εκτείνεται μεταξύ Λιβύης και Λιβάνου (Σχήμα VII.16). Το ετήσιο θερμομετρικό εύρος εδώ είναι μικρό, τονίζοντας την ηπιότητα του κλίματος.

Η δεύτερη ομάδα κυριαρχεί επάνω από το δυτικό τμήμα της Μεσογείου, καλύπτοντας τις νότιες ακτές της δυτικής Ευρώπης και τις βόρειες ακτές της ΒΔ Αφρικής (Σχήμα VII.11). Ακόμη μια απομονωμένη νησίδα εντοπίζεται στις ακτές της Αιγύπτου και στο νότιο Ισραήλ.



**Σχήμα VII.12. Η θέση του υποτροπικού αεροχειμάρρου κατά το θέρος στη Μεσόγειο**

Το καθεστώς της θερμοκρασίας χαρακτηρίζεται από χαμηλό ετήσιο θερμομετρικό εύρος, ενώ ο θερμότερος μήνας στην περιοχή είναι ο Αύγουστος, δηλαδή εδώ παρατηρείται θερμοκρασιακή υστέρηση, που χαρακτηρίζει ωκεάνια επίδραση, τονίζοντας με τον τρόπο αυτό τον καθοριστικό ρόλο της θάλασσας στη διαμόρφωση της θερμοκρασίας.

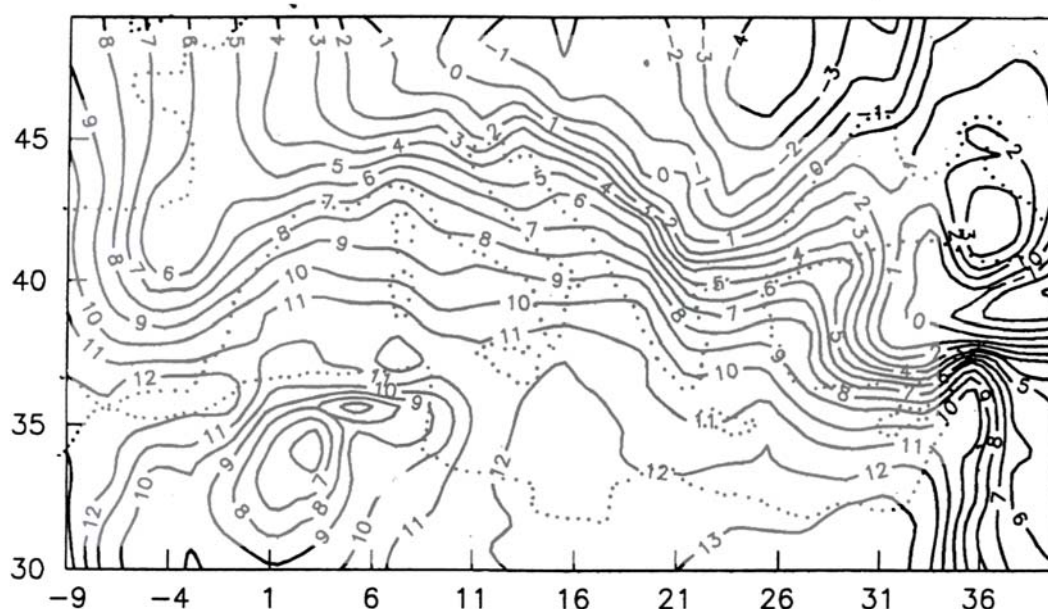
Η τρίτη ζώνη περιλαμβάνει περιοχές στα βόρεια της Μεσογειακής λεκάνης που είτε βρίσκονται μακριά από τη θάλασσα, είτε έχουν σημαντικό υψόμετρο. Οι περιοχές αυτές παρουσιάζουν καθαρά ηπειρωτικά χαρακτηριστικά με μεγάλο θερμομετρικό εύρος. Τα νότια κράσπεδα της ζώνης αυτής εμφανίζονται στην κεντρική Ισπανία, στη βόρεια Ιταλία και την Αδριατική, καθώς και στην Τουρκική ενδοχώρα (Σχήμα VII.11)

Κατά το χειμώνα η μέση μηνιαία θερμοκρασία είναι αρκετά χαμηλή, καθώς οι περιοχές αυτές δέχονται πολύ συχνά την εισβολή ψυχρών αερίων μαζών απλό τη βόρεια και ΒΑ Ευρώπη.

Τέλος, η τέταρτη ζώνη περιλαμβάνει μεμονωμένες περιοχές μέσα στον ευρύτερο μεσογειακό χώρο, που καλύπτουν τμήμα των νοτιότερων Βαλκανίων και της βορειότερης Ελλάδας, εκτεταμένες περιοχές της οροσειράς του Άτλαντα, καθώς και τμήματα της Μικράς Ασίας και της Μέσης Ανατολής. Στις περιοχές αυτές εμφανίζεται το μεγαλύτερο

μέσο ετήσιο θερμομετρικό εύρος, που οφείλεται στο υψόμετρο και την ηπειρωτικότητα. Το ανατολικό τμήμα της ζώνης αυτής υφίσταται κατά το θέρος την προς δυσμάς εξάπλωση του χαμηλού των Ινδιών. Κατά το χειμώνα η περιοχή χαρακτηρίζεται από χαμηλές θερμοκρασίες εξαιτίας της επίδρασης της κεντρικής και ανατολικής Ευρώπης. Η περιοχή του Άτλαντα, αποτελεί ξεχωριστή υπό-ομάδα μέσα στη ζώνη αυτή, και τα κύρια αίτια της δημιουργίας της είναι το μεγάλο υψόμετρο, η απόσταση από τη θάλασσα και ο υπήνεμος χαρακτήρας των ανατολικών πλαγιών, αφού η δυτική πλευρά αποκόπτει την ροή του αέρα που έρχεται από τον Ατλαντικό.

Προκειμένου να γίνει περισσότερο αντιληπτή η διαφορετική θερμοκρασιακή συμπεριφορά, θα ακολουθήσει μια ανάλυση της γεωγραφικής κατανομής της θερμοκρασίας για το χειμώνα και το καλοκαίρι, με τιμές που αναφέρονται στις πραγματικές θέσεις των σταθμών, δηλαδή σε πραγματικά υψόμετρα.



**Σχήμα VII.13 Η κατανομή της θερμοκρασίας στη Μεσόγειο, τον Ιανουάριο**

Για τη μελέτη των χειμερινών θερμοκρασιακών συνθηκών θα χρησιμοποιηθεί η κατανομή της θερμοκρασίας τον Ιανουάριο, Αφού συνήθως ο μήνας αυτός θεωρείται ως ο αντιπροσωπευτικός μήνας του χειμώνα. Όπως προκύπτει από την ανάλυση του Σχήματος VII.13, παρατηρείται μια κάμψη των ισόθερμων, προς τον Ισημερινό, από τα δυτικά προς τα ανατολικά, που σημαίνει ότι στο ίδιο γεωγραφικό πλάτος η δυτική Μεσόγειος είναι θερμότερη από την ανατολική. Η κάμψη των ισόθερμων είναι πιο χαρακτηριστική στα

Βαλκάνια, ενώ ανατολικότερα οι ισόθερμες αποκτούν μια σχεδόν μεσημβρινή διάταξη. Χαρακτηριστική ακόμη στην ίδια περιοχή είναι και η αυξημένη τιμή της οριζόντιας θερμοβαθμίδας, όπου η έντονη πύκνωση των ισόθερμων είναι αποτέλεσμα της ηπειρωτικότητας και των ψυχρών εισβολών.

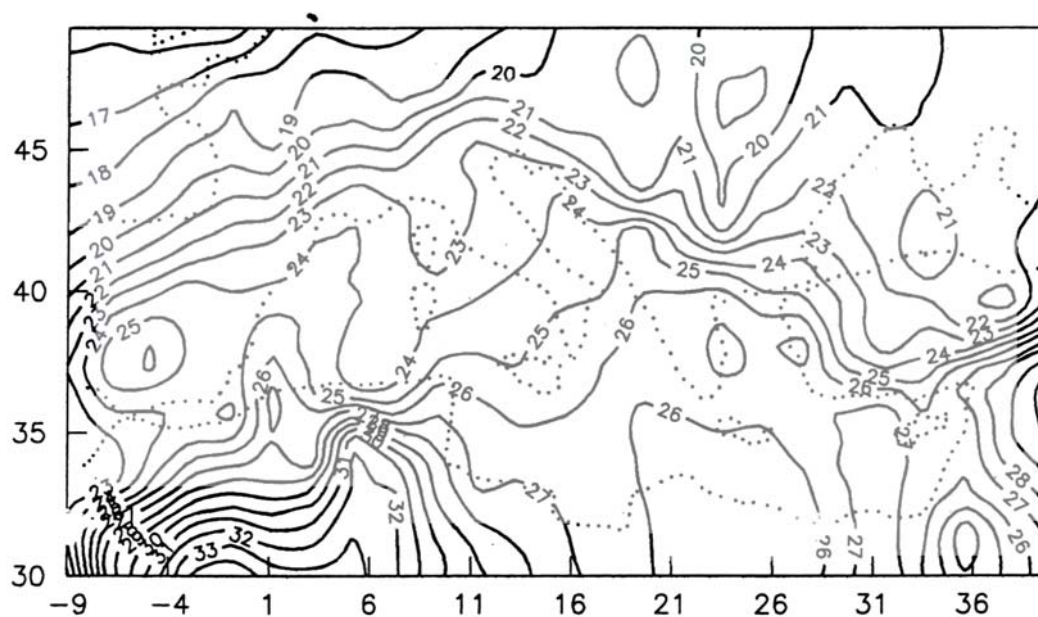
Μια παρόμοια μεσημβρινή διάταξη των ισόθερμων παρατηρείται στις δυτικές ακτές της Ευρώπης, που οφείλεται στην ευεργετική δράση του ρεύματος του Κόλπου.

Στον Άτλαντα, παρατηρούνται κλειστές ισόθερμες, που ακολουθούν ικανοποιητικά την ορειογραφία της περιοχής.

Η θερμοκρασία του αέρα στη Μεσογειακή περιοχή κυμαίνεται από 13°C στο χαμηλότερο νοτιοανατολικό άκρο της μέχρι περίπου 3°C στο ύψος της Τεργέστης.

Σε ότι αφορά στις ελάχιστες θερμοκρασίες του χειμώνα, αυτές συχνά γίνονται αρνητικές επάνω από τους βόρειους παράκτιους ή χερσαίους σταθμούς, όπου σημειώνονται πολύ χαμηλές θερμοκρασίες, που στην ενδοχώρα εγγίζουν και τους -30° C (για παράδειγμα αναφέρουμε την Πτολεμαίδα με -28°C, την Καβάλα με -25° C, ή τη Θεσσαλονίκη με -12.8 °C). Οι αρνητικές θερμοκρασίες εκδηλώνονται συχνά και κατά την Άνοιξη προκαλώντας σημαντικές ζημιές στις καλλιέργειες.

Αντίστοιχα, για τη μελέτη των θερμοκρασιών του καλοκαιριού χρησιμοποιούνται σαν αντιπροσωπευτικές τιμές οι θερμοκρασίες του Ιουλίου, αφού κατά κανόνα είναι και ο θερμότερος μήνας.

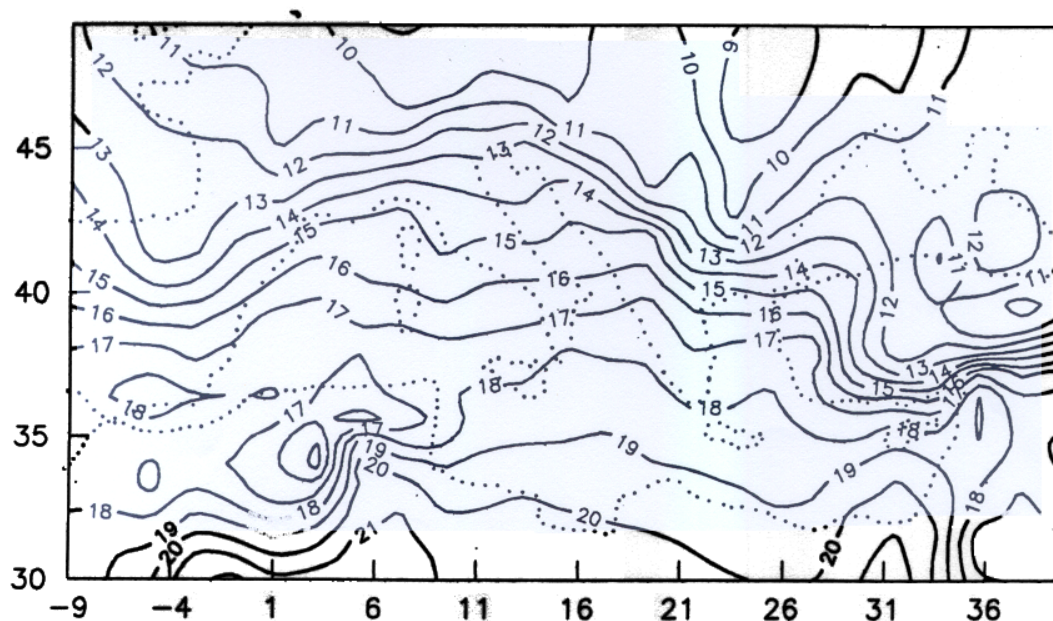


**Σχήμα VII.14. Η κατανομή της θερμοκρασίας του αέρα στη Μεσόγειο, τον Ιούλιο**

Η διάταξη των ισόθερμων κατά τον Ιούλιο διαφέρει σημαντικά από εκείνη του Ιανουαρίου, τονίζοντας την μεταβολή των αιτίων τα οποία διαμορφώνουν τη θερμοκρασία κατά το θέρος. Όπως φαίνεται στο Σχήμα VII.14, οι ισόθερμες καμπύλες παρουσιάζουν ένα κλειστό σύστημα πολύ υψηλών θερμοκρασιών στην περιοχή του Άτλαντα, με θερμοκρασίες που φτάνουν τους 33 °C, και χαρακτηρίζουν το θερμότερο μεσογειακό τμήμα. Επίσης, κλειστές ισόθερμες καμπύλες παρατηρούνται σε όλη τη βόρεια αφρικανική ακτή, στην Ισπανία, την Ελλάδα και τα βόρεια Βαλκάνια, όπου σημειώνεται η μικρότερη ισόθερμη των 20° C.

Επάνω από την υδάτινη Μεσογειακή μάζα, η βαροβαθμίδα είναι πολύ χαλαρή και οι θερμοκρασίες κυμαίνονται από 24°C στα δυτικά μέχρι 27° C στα ανατολικά, δείχνοντας ότι στην ανατολική Μεσόγειο η θερμοκρασία του αέρα είναι υψηλότερη την εποχή αυτή.

Ένα ακόμη χαρακτηριστικό στοιχείο αποτελεί η έντονη μεταβολή της θερμοκρασίας επάνω από την Τουρκία, που οφείλεται στη συνδυασμένη δράση της ψυχρής Μαύρης Θάλασσας από τα βόρεια και της θερμής ανατολικής Μεσογείου, στα νότια σε συνδυασμό με την τοπογραφία της περιοχής.



**Σχήμα VII.5. Η ετήσια κατανομή της θερμοκρασίας του αέρα στη Μεσόγειο.**

Σε ότι αφορά στις μέγιστες θερμοκρασίες, αυτές είναι υψηλές τόσο στη βόρεια περιοχή (Ισπανία, Ελλάδα, Τουρκία), όσο και στη νότια (Λιβύη, Αίγυπτος και αλλού), αρκεί να μνημονευτεί ότι στα Τρίκαλα Θεσσαλίας έχει καταγραφεί μέγιστη θερμοκρασία ίση με 47.2 °C ενώ όπως είναι γνωστό η μεγαλύτερη θερμοκρασία στον πλανήτη έχει

καταγραφεί στη Λιβύη (Αζίζια = 48.0 °C). Υψηλές θερμοκρασίες αυτής της τάξης μεγέθους προκαλούν σημαντικά προβλήματα τόσο στη φυτική παραγωγή όσο και στους κατοίκους, αφού οδηγούν σε σημαντική αύξηση του αισθήματος δυσφορίας ή να προκαλέσουν ισχυρούς καύσωνες. Τέτοιοι καύσωνες είναι γνωστοί τα τελευταία χρόνια στην Ισπανία, τη Γαλλία, την Ελλάδα και την Τουρκία, με χαρακτηριστικές περιπτώσεις τον καύσωνα που έπληξε την Ελλάδα τον Ιούλιο του 1987 με 1500 και πλέον νεκρούς, και τον καύσωνα που έπληξε τη Γαλλία το θέρος του 2003 με πάνω από 15.000 νεκρούς.

Τέλος η γεωγραφική κατανομή της ετήσιας θερμοκρασίας του αέρα, που παρουσιάζεται στο Σχήμα VII.15, δείχνει ότι αυτή κυμαίνεται μεταξύ των 21° C στα νότια μέχρι 13 C στα βορειότερα όρια της Μεσογείου.

Η διάταξη των ισόθερων ακολουθεί ζωνική πορεία, όπως συμβαίνει και κατά τον Ιανουάριο, με τις υψηλότερες θερμοκρασίες να εμφανίζονται στα νότια και τις μικρότερες στα βόρεια.

Η πύκνωση των ισόθερων είναι χαρακτηριστική επάνω από τα Βαλκάνια και την Τουρκία, ενώ επάνω από την υδάτινη μάζα η θερμοκρασία του αέρα κυμαίνεται μεταξύ 15 και 19 °C.

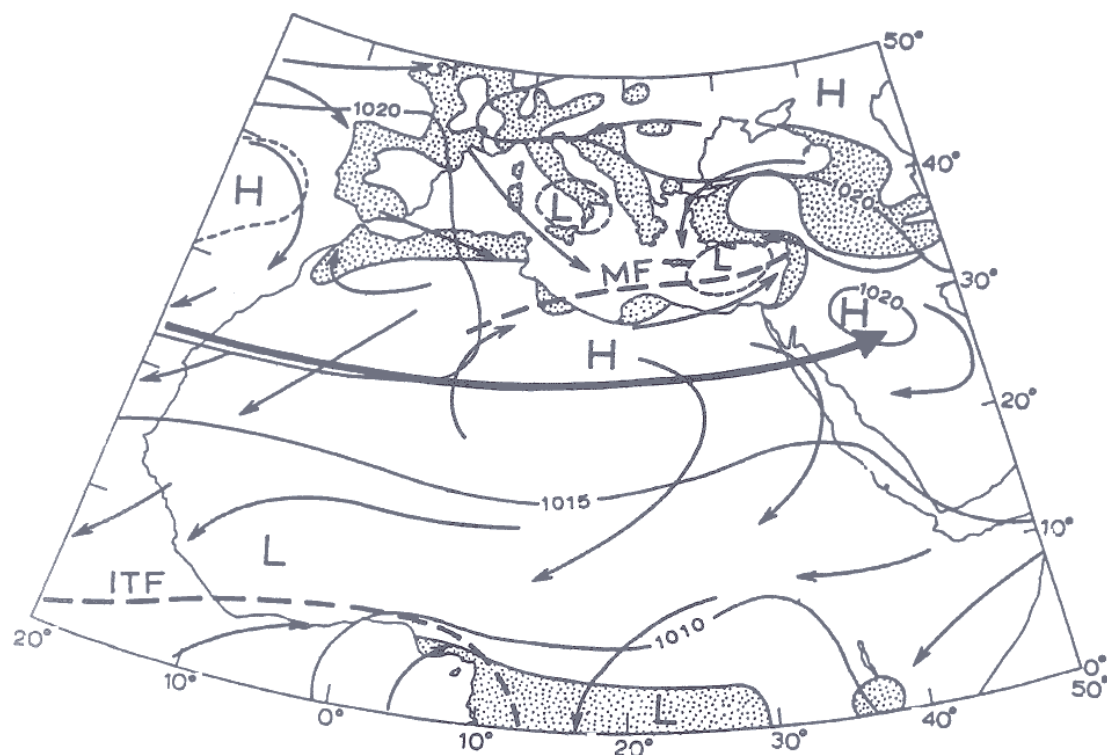
## VII.6 ΟΙ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΕΙΣ

Γενικά το κλίμα που κυριαρχεί στις δυτικές υποτροπικές ακτές χαρακτηρίζεται σαν Μεσογειακό με θερμά καλοκαίρια και σχετικά ήπιους και υγρούς χειμώνες. Αυτός ο τύπος παρεμβάλλεται ανάμεσα στο εύκρατο θαλάσσιο και στο ξηρό υποτροπικό υγρό κλίμα., αλλά στη Μεσογειακή λεκάνη το κλιματικό καθεστώς έχει ιδιαίτερο μεταβατικό χαρακτήρα καθώς αυτό ελέγχεται από τους Δυτικούς ανέμους (Westerlies) κατά το χειμώνα και από τον υποτροπικό αντικυκλώνα κατά το θέρος (Αζόρες). Η θέση του υποτροπικού υψηλού το χειμώνα, καθώς και η θέση του υποτροπικού αεροχειμάρρου δίνονται στο Σχήμα VII.16. Οι αντίστοιχες θέσεις των μεγεθών αυτών για το θέρος έχουν αναλυθεί ήδη με το Σχήμα VII.12.

Συγκρίνοντας τα δύο αυτά σχήματα γίνεται αντιληπτή η έντονη εποχική μετατόπιση της γεωγραφικής θέσης αυτών και της παλινδρόμησης της ζώνης δράσης τους. Έχει βρεθεί ότι ο θερινός υποτροπικός αεροχειμάρρος συνδέεται άμεσα με την παρουσία των καυσώνων στην ελληνική περιοχή. Το θέρος μερικές φορές ο αεροχειμάρρος παρουσιάζει μια έντονη προς βορρά μετατόπιση με μια κύρτωση επάνω από τα Βαλκάνια με τα κοίλα προς τη Μεσόγειο. Η μετατόπιση αυτή μεταφέρει επάνω

από τα Βαλκάνια τη ζώνη καθίζησης του δακτυλίου του Hadley, με ανεμπόδιστη μεταφορά θερμών αφρικανικών αερίων μαζών στην Ελλάδα και την έντονη δυναμική θέρμανση εξαιτίας των μηχανισμών της καθίζησης.

Αναφέρθηκε ήδη η ιδιαιτερότητα της περιοχής, η οποία εκτείνεται 3000 χιλιόμετρα βαθιά μέσα στην Ευρασία, καθώς και η πολύπλοκη μορφή των ακτών και των χερσονήσων που συντελούν σε μια μεγάλη ποικιλία βροχοπτώσεων.



**Σχήμα VII.16. Η θέση του Μεσογειακού μετώπου (MF) και του υποτροπικού αεροχειμάρρου τον Ιανουάριο.**

Η έναρξη των βροχοπτώσεων είναι αρκετά ξαφνική και σχετίζεται άμεσα με τη συρρίκνωση της προς ανατολάς επέκτασης του αντικυκλώνα των Αζόρων. Το φαινόμενο αυτό γίνεται από τις καταγραφές των βαρογράφων, ιδιαίτερα στη δυτική Μεσόγειο, όπου παρατηρείται μια απότομη μείωση της πίεσης, που κατά μέσο όρο, τοποθετείται γύρω στις 20 Οκτωβρίου και συνδέεται άμεσα με την αύξηση της πιθανότητας εμφάνισης των βροχοπτώσεων. Η πιθανότητα για βροχές από 50-60% στις αρχές Οκτωβρίου αυξάνεται στο 90% στα τέλη του μήνα. Αυτή η αλλαγή συνδέεται με τις πρώτες εισβολές ψυχρών μετώπων, μολονότι καταιγίδες και όμβροι εμφανίζονται αρκετά πιο νωρίς. Χαρακτηριστικό αυτής της αλλαγής αποτελεί η έντονη θύελλα με βροχές και ανέμους που έπληξε ολόκληρη την Ελλάδα στις 8-10 Οκτωβρίου 1999, με χαρακτηριστικές πλημμύρες

στη νότια κυρίως Ελλάδα. Η κατάσταση αυτή εμφανίστηκε τελειώς ξαφνικά μετά από ένα παρατεταμένο θερμό και ξηρό Φθινόπωρο. Παρόμοια πλημμύρα και ανεμοθύελλα σημειώθηκε στην Κέρκυρα τις ίδιες περίπου ημερομηνίες του 2003.

Η χαρακτηριστική χειμερινή βροχόπτωση στη Μεσόγειο οφείλεται κατά ένα σημαντικό ποσοστό στις σχετικά υψηλές θερμοκρασίες της θάλασσα κατά την εποχή αυτή. Τον Ιανουάριο η θερμοκρασία των επιφανειακών υδάτων είναι περίπου 3°C υψηλότερη αυτής του υπερκείμενου αέρα. Αυτό μπορεί να συναχθεί αν συγκριθούν οι ισόθερμες στα σχήματα VII.3 και VII.13.

Εισβολές ψυχρού αέρα στην περιοχή οδηγούν σε ανοδικές κινήσεις που εκδηλώνονται κατά μήκος των ψυχρών μετώπων, εξαιτίας της αστάθειας που δημιουργείται από τη θέρμανση των κατώτερων ψυχρών ατμοσφαιρικών στρωμάτων (convective instability) και προκαλούν μετωπικές και ορογραφικές βροχοπτώσεις.

Η εισβολή θαλάσσιων πολικών αερίων μαζών (mP) που καθίστανται ασταθείς καθώς θερμαίνονται από κάτω, είναι αρκετά συχνή αν συγκριθεί με τις Αρκτικές αέριες μάζες (mA), που είναι σπάνιες (5-8περιπτώσεις ετησίως). Η εισβολή των πολικών αερίων μαζών δημιουργεί σωρειτόμορφα νέφη έντονης κατακόρυφης ανάπτυξης και είναι ουσιαστική για το σχηματισμό των μεσογειακών υφέσεων. Η δημιουργία των υφέσεων αυτών συνδέεται με ένα κλάδο του πολικού αεροχειμάρρου, το πολικό μέτωπο, που εδράζεται γύρω στις 35° βόρειο γεωγραφικό πλάτος.

Ο αεροχειμάρρος αυτός εμφανίζεται σε φάσεις χαμηλού δείκτη κυκλοφορίας, οπότε οι δυτικοί άνεμοι επάνω από τον ανατολικό Ατλαντικό εκτρέπονται προς τα βόρεια από ένα σύστημα εμποδισμού, που δεν είναι τίποτε άλλο από έναν θερμό αντικυκλώνα, που συνήθως τοποθετείται στις 20° δυτικού πλάτους. Η εκτροπή αυτή μεταφέρει τον αέρα του ατλαντικού μέσα στην αρκτική περιοχή και ανατολικά αυτού εμποδισμού παρατηρείται μια έντονη ροή ψυχρού αρκτικού αέρα, που κινείται νότια- νοτιανατολικά προς τη νότια Ευρώπη. Ο μεγάλος παγετός που κυριάρχησε στην Ελλάδα του Ιανουάριο του 1963, είχε σαν αιτία ένα τέτοιο σύστημα εμποδισμού.

Υφέσεις που γεννιούνται στον ατλαντικό ωκεανό εισέρχονται σαν επιφανειακά χαμηλά στη δυτική Μεσόγειο., αλλά αυτές αποτελούν μόνο ένα 9% του συνόλου των υφέσεων που δρουν στη Μεσόγειο. Ένα 17% περίπου των υφέσεων σχηματίζονται στα ανατολικά υπήνεμα της οροσειράς του Άτλαντα – καλούμενες και Σαχαριανές υφέσεις- οι οποίες αποτελούν σημαντικές πηγές βροχόπτωσης στο τέλος του χειμώνα και κατά την άνοιξη. Το μεγαλύτερο ποσοστό των υφέσεων (74%) δημιουργείται στη δυτική Μεσόγειο,

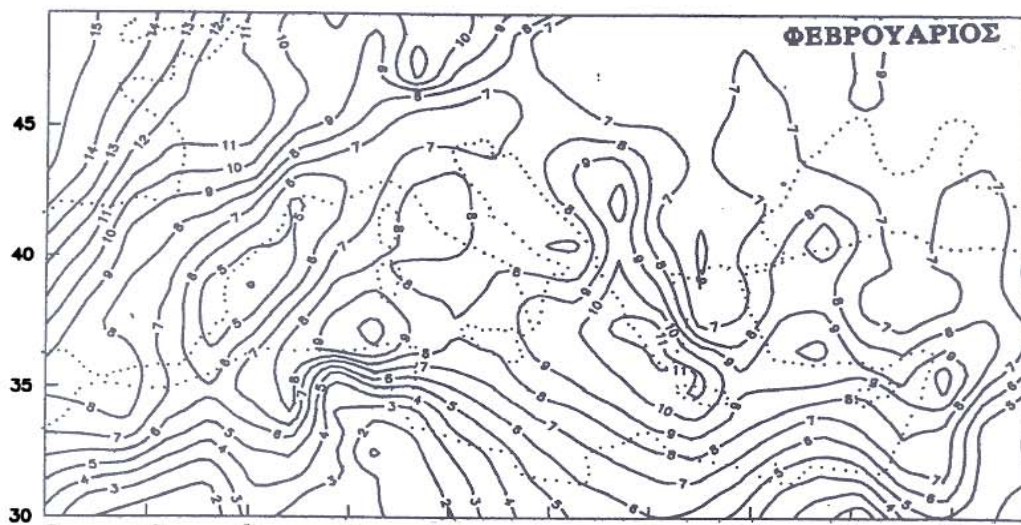
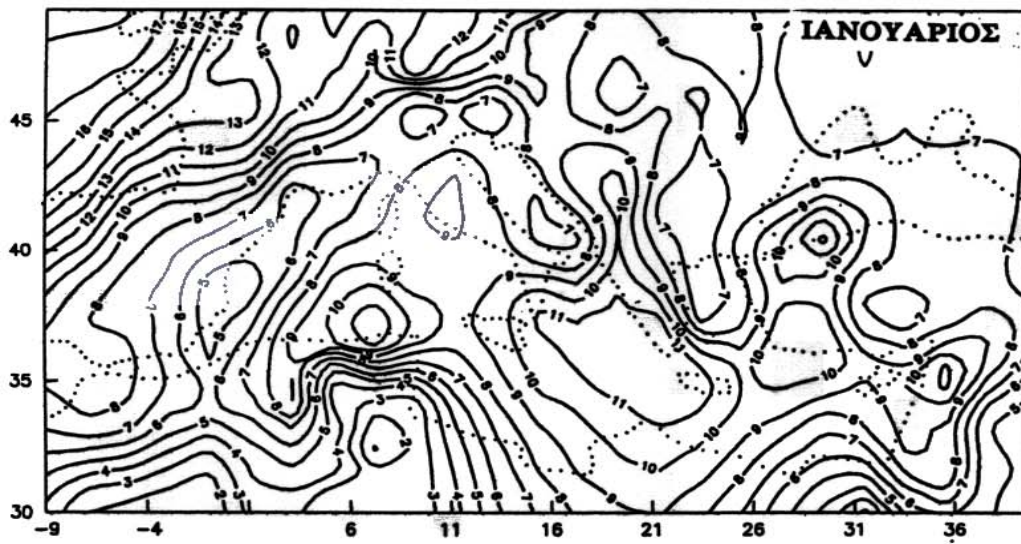
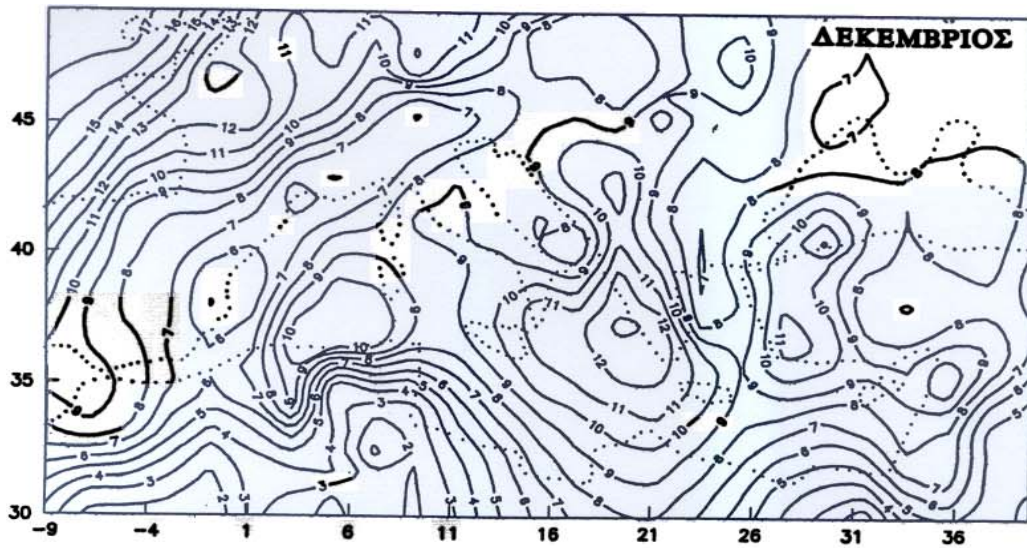
στις υπήνεμες πλευρές (ανατολικές) των Πυρηναίων και των Άλπεων. Ο συνδυασμός του υπήνεμου χαρακτήρα και του ασταθούς επιφανειακού αέρα στη μεσόγειο εξηγεί το συχνό σχηματισμό των γνωστών υφέσεων στον κόλπο της Γένουας, όταν κατά συνθήκη ασταθής θαλάσσιος πολικός αέρα (mP) επισκέπτεται την περιοχή.

Οι υφέσεις αυτές χαρακτηρίζονται από το γεγονός ότι ο ασταθής τοπικός αέρας του θερμού τομέα δίνει ασυνήθιστα έντονη βροχόπτωση κατά μήκος του θερμού μετώπου, ενώ ο ασταθής πολικός προκαλεί ισχυρούς όμβρους και καταιγίδες στα μετόπισθεν του ψυχρού μετώπου, ιδιαίτερα δε στην περιοχή που ορίζεται από τους μεσημβρινούς 5 και 25° ανατολικά.

Η θέρμανση του θαλάσσιου πολικού ή αρκτικού αέρα είναι τόσο χαρακτηριστική που δημιουργεί μετασχηματισμένη αέρια μάζα, η οποία είναι γνωστή ως Μεσογειακή. Η μέση θέση του ορίου μεταξύ της Μεσογειακής μάζας και του ηπειρωτικού τροπικού αέρα (cT), που προέρχεται από τη Σαχάρα χαρακτηρίζεται σαν Μεσογειακό Μέτωπο, που φαίνεται χαρακτηριστικά στο Σχήμα VII.16.

Στην περιοχή αυτή μερικές φορές η ασυνέχεια της θερμοκρασίας στα τέλη του χειμώνα φτάνει και τους 15°C. Οι Σαχαριανές υφέσεις, αλλά και εκείνες που σχηματίζονται στη δυτική Μεσόγειο κινούνται ανατολικά σχηματίζοντας μια ζώνη χαμηλών πιέσεων, η θέση της οποίας φαίνεται καθαρά στο Σχήμα VII.7, μεταφέροντας συχνά ηπειρωτικό τροπικό (cT) αέρα προς τα βόρεια.

Η κίνηση των Μεσογειακών υφέσεων περιπλέκεται εξαιτίας των επιδράσεων του ανάγλυφου και της αναγέννησης αυτών στην ανατολική Μεσόγειο, με την παρουσία ηπειρωτικού Πολικού (cP) αέρα που προέρχεται από τη ΝΑ Ευρώπη και τη Ρωσία. Μολονότι πολλές από τις υφέσεις κινούνται ανατολικά προς την Ασία, υπάρχει μια ισχυρή τάση τα κέντρα των χαμηλών πιέσεων να κινούνται ΒΑ προς τα Βαλκάνια και τη Μαύρη θάλασσα, ιδιαίτερα όταν πλησιάζει η Άνοιξη.



Σχήμα VII.17. Ημέρες βροχόπτωσης στη Μεσόγειο το Χειμώνα.

Το χειμώνα, ο καιρός στη Μεσόγειο παρουσιάζει σημαντικές μεταβολές καθώς ο υποτροπικός αεροχείμαρρος, με την ευκινησία που τον διακρίνει, μπορεί να συνενωθεί ακόμη και με τον πολικό αεροχείμαρρο που μετατοπίζεται αρκετά νότια.

Κατά τη διάρκεια κυκλοφορίας Υψηλού Ζωνικού Δείκτη, στον Ατλαντικό και την Ευρώπη, οι τροχιές των υφέσεων βρίσκονται αρκετά βόρεια και ο ψυχρός τομέας τους δε φτάνει στη Μεσόγειο και ο χειμερινός καιρός είναι γενικά σταθερός και καλός.

Το διάστημα Οκτωβρίου – Απριλίου, οι αντικυκλώνες κυριαρχούν περίπου στο 25% της περιόδου στη Μεσόγειο. Το ποσοστό αυτό στη δυτική Μεσόγειο ανέρχεται στο 48% του συνόλου των ημερών. Η κατάσταση αυτή αντανακλάται στις υψηλές πιέσεις που επικρατούν στην περιοχή αυτή το Χειμώνα (Σχήμα VII.7).

Επομένως, μολονότι η ψυχρή περίοδος, αντιπροσωπεύει τη βροχερή περίοδο, συνολικά παρατηρείται περιορισμένος αριθμός ημερών βροχής (Σχήμα VII.17). Κατά μέσο όρο οι ημέρες βροχής για κάθε χειμερινό μήνα είναι αρκετά περιορισμένες. Στις αφρικανικές ακτές οι ημέρες βροχής ανέρχονται σε 2-7/μήνα, στο Ιόνιο πέλαγος 10-12/μήνα και στο Βισκαϊκό κόλπο φτάνουν τις 15 ημέρες/μήνα.

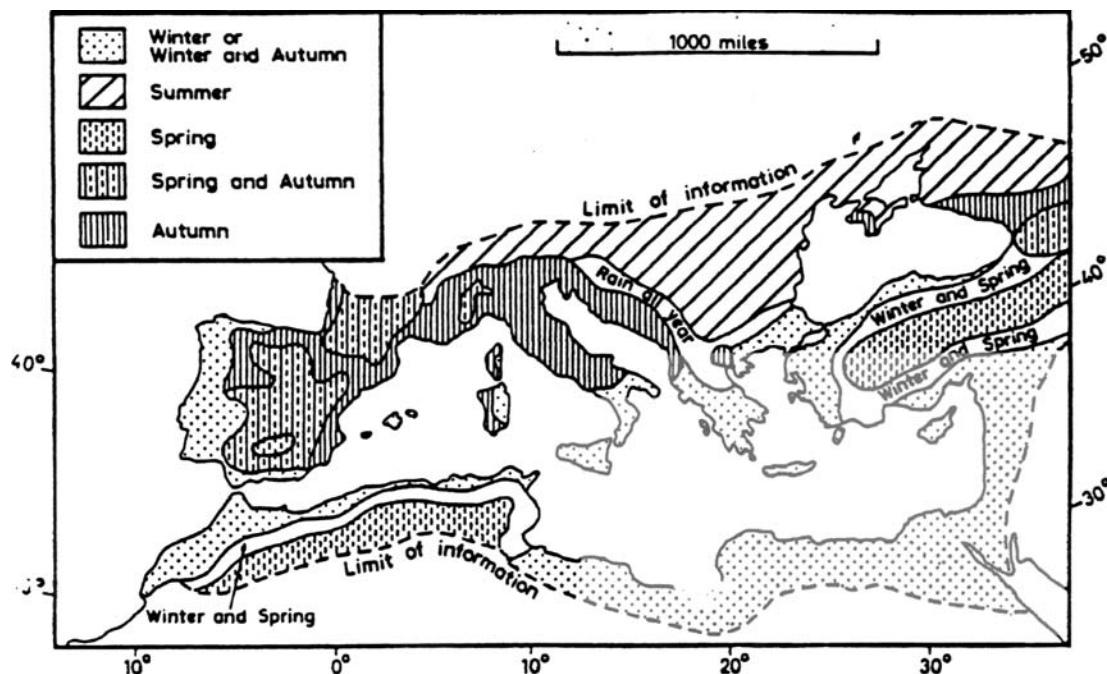
Η υγρή γενικά χειμερινή περίοδος ακολουθείται από μια εαρινή περίοδο δύο μηνών (Απριλίου-Μαΐου), η οποία δεν είναι απόλυτα σαφής, καθώς παρουσιάζει πολλές ψευδοθερινές και πολλές ψευδοχειμερινές ημέρες.

Η γρήγορη συρρίκνωση του υψηλού της Ευρασίας (Σιβηρίας) μέσα στον Απρίλιο και η ταυτόχρονη ενδυνάμωση του αντικυκλώνα των Αζόρων, οδηγεί στην προς βορρά μετατόπιση των τροχιών των υφέσεων, και στις περιπτώσεις ακόμη που αέρας από τα μεγαλύτερα πλάτη εισβάλει στη Μεσόγειο, η επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας είναι σχετικά χαμηλότερη και ο αέρας παραμένει σταθερός αν συγκριθεί με αυτόν του χειμώνα.

Βέβαια, οι υφέσεις δεν απουσιάζουν παντελώς κατά τη θερμή περίοδο, αλλά συνήθως αυτές είναι πολύ ασθενείς, αφού ο αντικυκλωνικός χαρακτήρας της κυκλοφορίας στην ανώτερη ατμόσφαιρα ευνοεί τις καθοδικές κινήσεις και οι αντιθέσεις των αερίων μαζών μειώνονται σημαντικά..

Θερμικά χαμηλά σχηματίζονται τη θερμότερη περίοδο επάνω από την Ιβηρική χερσόνησο, τη Β. Ιταλία, τα Βαλκάνια, τη Β. Ελλάδα και την Ανατολία, όπου και εκδηλώνεται συχνή δράση καταιγίδων. Η ένταση όμως των όμβρων δεν είναι ανάλογη εξαιτίας της χαμηλής ατμοσφαιρικής υγρασίας.

Πολλοί σταθμοί στη Μεσόγειο δέχονται μόνο λίγα χιλιοστά βροχής σε ένα ή περισσότερους μήνες, ενώ άλλοι δέχονται πολύ περισσότερα. Θα πρέπει βέβαια να τονιστεί ότι η κατανομή της βροχής στη Μεσόγειο δεν ακολουθεί συνολικά το μοντέλο της απλής ετήσιας κύμανσης, με χειμερινό μέγιστο και θερινό ελάχιστο.

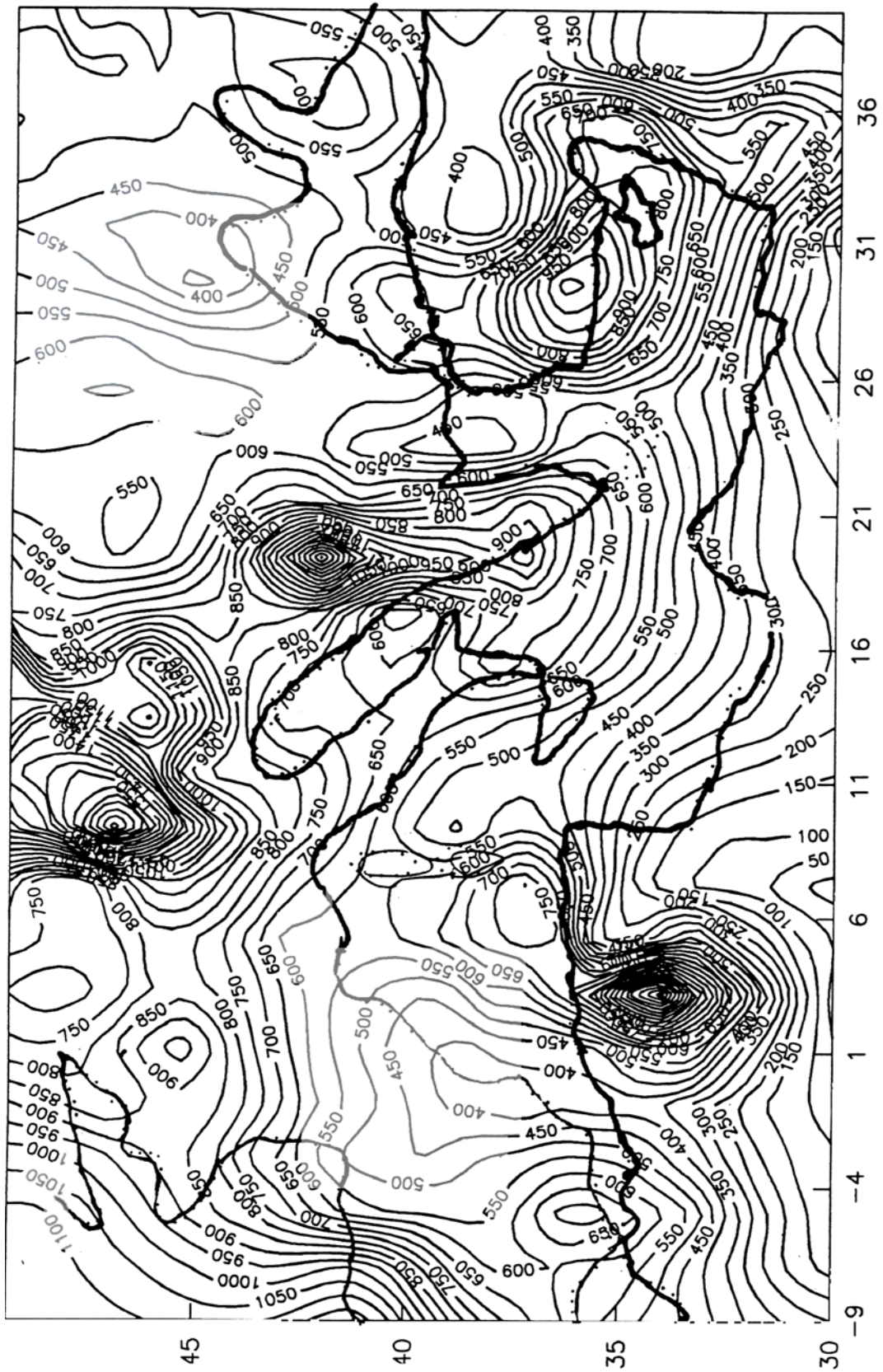


**Σχήμα VII.18. Το βροχομετρικό καθεστώς στη Μεσόγειο**

Στο Σχήμα VII.18, φαίνεται ότι το καθεστώς της βροχής δεν είναι ομοιόμορφο σε όλη της Μεσόγειο. Οι βροχές στην ανατολική και κεντρική Μεσόγειο, στη ζώνη του Γιβραλτάρ- Μαρόκου και την Πορτογαλία εμφανίζονται το χειμώνα ή φθινόπωρο και χειμώνα. Η κεντρική Ισπανία και μεγάλο τμήμα της Γαλλίας έχουν βροχές την άνοιξη και το Φθινόπωρο, δηλαδή διπλή κύμανση μέσα στο χρόνο. Οι ακτές της Ισπανίας, της νότιας Γαλλίας, ολόκληρη σχεδόν η Ιταλία και τα ΒΔ Βαλκάνια παρουσιάζουν τα μέγιστα της βροχής το Φθινόπωρο. Τα βόρεια Βαλκάνια παρουσιάζουν θερινές βροχοπτώσεις, ενώ λίγο νοτιότερα στην ίδια περιοχή υπάρχουν βροχές όλο το χρόνο. Χαρακτηριστική είναι η κατανομή της βροχής στη Θεσσαλονίκη που μοιάζει με της Ιταλίας.

Στο Σχήμα VII.19, παρουσιάζεται ο μέσος ετήσιος βροχομετρικός χάρτης, με δεδομένα της περιόδου 1961-1990.

Όπως φαίνεται από το χάρτη αυτό η κατανομή των ετήσιων ποσών της βροχής είναι αρκετά πολύπλοκη. Σε ορισμένες περιοχές σημειώνονται άφθονες βροχοπτώσεις, ενώ σε άλλες αυτές είναι περιορισμένες.



Σχήμα VII.18. Το βροχομετρικό καθεστώς της Μεσογείου

Σε τέσσερις περιοχές της Μεσογείου οι βροχοπτώσεις είναι αρκετά υψηλές. Έτσι:

Στις δυτικές και βορειοδυτικές ακτές της Ιβηρικής χερσονήσου και της Γαλλίας σημειώνονται άφθονες βροχοπτώσεις που υπερβαίνουν τα 1000 χιλιοστά κατά μέσο όρο. Οι βροχές αυτές προκαλούνται από τις υφέσεις που έρχονται από τον Ατλαντικό και τη χέρσο στις προαναφερθείσες περιοχές. Με το μηχανισμό της σύγκλισης που δημιουργείται εξαιτίας της μεταβολής της τριβής, καθώς η αέρια μάζα εγκαταλείπει τη θάλασσα και συναντά την ξηρά, οδηγεί στην επιβράδυνση του αέρα και στην εξαναγκασμένη ανύψωση με αποτέλεσμα την αύξηση της βροχόπτωσης. Στη συνέχεια ο αφυδατωμένος αέρας κινείται ανατολικότερα δίνοντας πολύ πιο περιορισμένες βροχοπτώσεις στα ανατολικά της Ισπανίας και της Γαλλίας, που είναι περίπου στο μισό ύψος αυτών που παρατηρούνται στις δυτικές ακτές και ανέρχονται στα 400 – 600 χιλιοστά.

Η δεύτερη περιοχή υψηλών βροχοπτώσεων εντοπίζεται στη ΒΔ Αφρική, στην οροσειρά του Άτλαντα, όπου υπάρχει η συνδυασμένη δράση της ορεογραφίας και της κυκλωνογένεσης προκαλεί αύξηση της βροχής.

Η βροχοβαθμίδα είναι πολύ ισχυρή και από 150 χιλιοστά στην επιφάνεια αυτή φτάνει τα 1500 χιλιοστά στα 1500 μέτρα ύψους.

Η τρίτη περιοχή υψηλών βροχοπτώσεων εμφανίζεται στη Βαλκανική και ιδιαίτερα στις δυτικές πλαγιές των Δειναρικών Άλπεων και της Πίνδου. Η ορεογραφική επίδραση είναι πολύ έντονη και η περιοχή αυτή αποτελεί τη βροχερότερη της Ευρώπης. Οι βροχοπτώσεις μπορεί να ξεκινούν από τα 650 χιλιοστά χαμηλά, για να φτάσουν στα 1800 χιλιοστά ψηλότερα κατά μέσο όρο. Σε ορισμένα έτη έχουν σημειωθεί βροχές που υπερέβησαν τα 3000 χιλιοστά σε πολλά μέρη και έφτασαν μέχρι τα 5000 χιλιοστά στην Κροατία. Σημαντικά επίσης ποσά βροχής σημειώνονται και στους παράκτιους σταθμούς της Αδριατικής και του Ιονίου, από την Τεργέστη μέχρι την Πύλο, που πλησιάζουν τα 1000 χιλιοστά.

Η τετάρτη περιοχή όπου σημειώνονται υψηλές βροχοπτώσεις περιλαμβάνει τη ΝΔ Τουρκία και τα γειτονικά προς αυτήν ελληνικά νησιά, καθώς και την Κύπρο. Η περιοχή βρίσκεται στον άξονα διαδρομής πολλών υφέσεων και η χέρσος προκαλεί εξαναγκασμένη ανύψωση του αέρα που έρχεται από τη θάλασσα. Τα μέσα βροχομετρικά ύψη φτάνουν και τα 1000 χιλιοστά.

Στην Κύπρο, σημαντικό επίσης ρόλο διαδραματίζει και η αναγέννηση των υφέσεων που φτάνουν στην περιοχή.

Η Ιταλική χερσόνησος δέχεται 500-900 χιλιοστά ετησίως, κατά μέσο όρο.

Οι ανατολικές ακτές του κορμού της Ελλάδας και τα νησιά του κεντρικού Αιγαίου είναι σημαντικά ξηρότερες και δέχονται 400-650 χιλιοστά.

Στις ακτές της Λιβύης και της Αιγύπτου οι βροχές κυμαίνονται από 150-350 χιλιοστά, ενώ στο Ισραήλ και τον Λίβανο οι βροχοπτώσεις είναι σημαντικές και σε πολλές θέσεις, σε μέση ετήσια βάση υπερβαίνουν τα 750 χιλιοστά.