

Δημήτριος Στάθης

ΜΑΘΗΜΑΤΑ ΔΑΣΙΚΗΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ



Ελληνικά Ακαδημαϊκά Ηλεκτρονικά
Συγγράμματα και Βοηθήματα
www.kallipos.gr

HEALLINK
Σύνδεσμος Ελληνικών Ακαδημαϊκών Βιβλιοθηκών



Ευρωπαϊκή Ένωση
Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο



ΕΠΙΧΕΙΡΗΣΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ
ΕΚΠΑΙΔΕΥΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑ ΒΙΟΥ ΜΑΘΗΣΗ
επένδυση στην κοινωνία της γνώσης
ΥΠΟΥΡΓΕΙΟ ΠΑΙΔΕΙΑΣ ΚΑΙ ΘΡΗΣΚΕΥΜΑΤΩΝ
ΕΙΔΙΚΗ ΥΠΗΡΕΣΙΑ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗΣ
Με τη συγχρηματοδότηση της Ελλάδας και της Ευρωπαϊκής Ένωσης



ΕΣΠΑ
2007-2013
Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο



ΔΗΜΗΤΡΙΟΣ ΣΤΑΘΗΣ

Αναπληρωτής καθηγητής Σχολής Δασολογίας και Φυσικού Περιβάλλοντος
Α.Π.Θ.

Μαθήματα Δασικής Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας



**Ελληνικά Ακαδημαϊκά Ηλεκτρονικά
Συγγράμματα και Βοηθήματα**
www.kallipos.gr

Μαθήματα Δασικής Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας

Συγγραφή
Δημήτριος Στάθης

Κριτικός αναγνώστης
Ανδρέας Παπαδόπουλος

Συντελεστές έκδοσης
Γλωσσική Επιμέλεια: Χριστίνα Παπαντώνη
Τεχνική Επεξεργασία: Ευθυμία Στάθη

ISBN: 978-960-603-179-3

Copyright © ΣΕΑΒ, 2015



Το παρόν έργο αδειοδοτείται υπό τους όρους της άδειας Creative Commons Αναφορά Δημιουργού - Μη Εμπορική Χρήση - Όχι Παράγωγα Έργα 3.0. Για να δείτε ένα αντίγραφο της άδειας αυτής επισκεφτείτε τον ιστότοπο

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/3.0/gr/>

Σύνδεσμος Ελληνικών Ακαδημαϊκών Βιβλιοθηκών
Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο
Ηρώων Πολυτεχνείου 9, 15780 Ζωγράφου
www.kallipos.gr

Στη μνήμη των γονιών μου και των αδελφών μου

Περιεχόμενα

Πίνακας συμβόλων-ακρωνύμια	11
Πρόλογος	13
1. Εισαγωγή	15
1.1 Γενικά – ορισμοί	15
1.2 Κλάδοι.....	16
1.3 Σκοποί της Δασικής Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας	18
1.4 Ο καιρός και το κλίμα στη ζωή του ανθρώπου.....	19
1.5 Μετεωρολογικά και κλιματικά στοιχεία	20
1.6 Οι μετεωρολογικοί και κλιματικοί χάρτες	24
BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	25
2. Η ατμόσφαιρα της Γης.....	27
2.1 Γενικά	27
2.2 Προέλευση και σύσταση της ατμόσφαιρας	27
2.2.1 Άζωτο.....	28
2.2.2 Οξυγόνο	29
2.2.3 Διοξείδιο του άνθρακα.....	29
2.2.4 Υδρατμοί.....	30
2.2.5 Όζον	30
2.2.6 Ατμοσφαιρικά αιωρήματα	31
2.3 Κατακόρυφη δομή της ατμόσφαιρας.....	31
2.4 Η ατμοσφαιρική πίεση	34
2.5 Η ατμόσφαιρα από οικολογική άποψη	35
BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	36
3. Η ηλιακή ακτινοβολία.....	37
3.1 Γενικά	37
3.2 Η περιφορά της Γης γύρω από τον Ήλιο	38
3.3 Η ηλιακή ενέργεια.....	39
3.4 Η κατανομή της ηλιακής ενέργειας στη Γη σε περίπτωση απουσίας της ατμόσφαιρας.....	41
3.5 Η απόσταση της Γης από τον Ήλιο	42
3.6 Το ύψος του Ηλίου.....	43
3.7 Το μήκος της ημέρας	44
3.8 Ο ρόλος της ατμόσφαιρας στην κατανομή της ηλιακής ακτινοβολίας.....	44
3.9 Η επίδραση της γήινης επιφάνειας.....	47

3.10 Η κατανομή της τελικής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της Γης.....	50
3.11 Η ηλιοφάνεια	51
3.12 Όργανα μέτρησης της ηλιακής ακτινοβολίας.....	52
3.13 Ηλιακή ακτινοβολία και φυτικοί οργανισμοί	54
3.14 Ηλιακή ακτινοβολία και φωτοσύνθεση	55
3.15 Φωτισμός και ανάπτυξη φυτών	56
3.16 Φωτοτροπισμός και φωτοπεριοδισμός	56
BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	57
4. Η θερμοκρασία του αέρα.....	59
4.1 Γενικά	59
4.2 Οι διαδικασίες θέρμανσης και ψύξης ξηράς και θάλασσας.....	61
4.3 Θερμοκρασιακές παράμετροι	63
4.4 Η ημερήσια κύμανση μεταβολή της θερμοκρασίας του αέρα	64
4.5 Το ημερήσιο θερμομετρικό εύρος	67
4.6 Η εποχική μεταβολή της θερμοκρασίας του αέρα.....	68
4.7 Το Ετήσιο Θερμομετρικό Εύρος	69
4.8 Η κατανομή της θερμοκρασίας στην επιφάνεια του πλανήτη	70
4.9 Γεωγραφική κατανομή της θερμοκρασίας αέρα στον ελληνικό χώρο	72
4.10 Η κατακόρυφη μεταβολή της θερμοκρασίας.....	74
4.11 Η διαχρονική μεταβολή της θερμοκρασίας	78
4.12 Θερμοκρασία και φυτικοί οργανισμοί.....	81
4.13 Επίδραση της θερμοκρασίας στις βιολογικές δραστηριότητες των φυτών	82
4.14 Επίδραση του δάσους στη θερμοκρασία του αέρα.....	83
4.15 Ακραίες συνθήκες θερμοκρασίας του αέρα και επιπτώσεις στους φυτικούς οργανισμούς.....	84
BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	85
5. Η ατμοσφαιρική υγρασία.....	87
5.1 Γενικά	87
5.2 Οι φάσεις του νερού στην ατμόσφαιρα	87
5.3 Οι μηχανισμοί της εξάτμισης.....	88
5.4 Οι υγρομετρικές παράμετροι	90
5.4.1 Η πραγματική τάση των ατμών	92
5.4.2 Η απόλυτη υγρασία του αέρα (p).....	92
5.4.3 Η ειδική υγρασία (q).....	93
5.4.4 Η αναλογία μίξης (r)	93

5.4.5 Η θερμοκρασία του σημείου δρόσου (Td).....	93
5.4.6 Η σχετική υγρασία του αέρα (RH)	94
5.5 Συμπυκνώσεις των υδρατμών	96
5.6 Συμπυκνώσεις μικρής κλίμακας	98
BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	103
6. Τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα	105
6.1 Γενικά	105
6.2 Οι πυρήνες συμπύκνωσης.....	105
6.3 Οι τύποι των νεφών.....	105
6.4 Τα χαρακτηριστικά των βασικών τύπων νεφών (γενών).....	107
6.4.1 Τα ανώτερα νέφη	107
6.4.2 Τα μέσα νέφη	107
6.4.3 Τα κατώτερα νέφη	107
6.4.4 Τα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης	108
6.5 Σχηματισμός των κατακρημνισμάτων	108
6.6 Η κατανομή της βροχόπτωσης με το υψόμετρο	110
6.7 Μορφές των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων	110
6.7.1 Η βροχή.....	110
6.7.2 Το χιόνι	111
6.7.3 Το χαλάζι	114
6.7.4 Οι ψεκάδες.....	114
6.8 Η γεωγραφική κατανομή των βροχοπτώσεων	115
6.8.1 Στον πλανήτη	115
6.8.2 Στην ελληνική περιοχή	117
6.9 Τα βροχομετρικά συστήματα.....	119
6.10 Ξηρασίες και πλημμύρες.....	121
6.11 Μέτρηση των κατακρημνισμάτων	123
6.11.1 Μέτρηση της βροχής.....	123
6.11.2 Μέτρηση του χιονιού	127
6.12 Δάσος και βροχές.....	127
6.13 Επίδραση του δάσους πάνω στις βροχές	128
BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	130
7. Η ατμόσφαιρα σε κίνηση	133
7.1 Η ατμοσφαιρική πίεση	133

7.2 Χαρακτηριστικά της κίνησης του αέρα	135
7.3 Η οριζόντια βαροβαθμίδα	140
7.4 Η δύναμη Coriolis	140
7.5 Η επιφανειακή τριβή	141
7.6 Τοπικά συστήματα ανέμων	141
7.6.1 Θαλάσσια και απόγεια αύρα	141
7.6.2 Άνεμοι των βουνών και των κοιλάδων	143
7.7 Χαρακτηριστικοί άνεμοι	145
7.7.1 Οι καταβατοί άνεμοι	145
7.7.2 Άνεμοι προκαλούμενοι από ορεινούς φραγμούς	145
7.8 Εποχικά μεταβαλλόμενοι άνεμοι	147
7.9 Άνεμος και φυτικοί οργανισμοί	149
7.10 Ανεμοπροστασία εδάφους και φυτών	151
BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	151
8. Η γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας	153
8.1 Γενικά	153
8.2 Οι θεωρίες της γενικής κυκλοφορίας	153
8.2.1 Το μοντέλο του ενός κυττάρου	153
8.2.2 Το μοντέλο των τριών κυττάρων	154
8.3 Οριζόντια κατανομή της πίεσης και των ανέμων στην επιφάνεια	156
8.4 Θαλάσσια ρεύματα και το φαινόμενο Ελ Νίνιο	159
8.5 Επίδραση των θαλάσσιων ρευμάτων στο κλίμα	162
8.6 Το φαινόμενο Ελ Νίνιο	163
BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	164
9. Ατμοσφαιρικές διαταράξεις	165
9.1 Γενικά	165
9.2 Αέριες μάζες	165
9.3 Γένεση των αέριων μαζών	166
9.4 Ταξινόμηση των αέριων μαζών	166
9.5 Μετασχηματισμοί των αέριων μαζών	167
9.6 Μέτωπα	167
9.6.1 Γενικά χαρακτηριστικά των μετώπων	168
9.6.2 Θερμοκρασία	169
9.6.3 Πίεση	169

9.6.4 Άνεμος	169
9.6.5 Νέφη και βροχή	169
9.6.6 Σχηματισμός των μετώπων	169
9.6.7 Τύποι των μετώπων	169
9.6.8 Στάσιμα μέτωπα	170
9.6.9 Μετωπικές ζώνες της Γης	170
9.6.10 Αρκτικά μέτωπα	170
9.6.11 Πολικά μέτωπα	170
9.6.12 Ενδοτροπικά μέτωπα	171
BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	171
10. Κατάταξη και περιγραφή των κλιμάτων της Γης	173
10.1 Γενικά	173
10.2 Η κλιματική ταξινόμηση του Köppen	175
10.3 Η τεχνική προσδιορισμού των κλιματικών τύπων του Köppen	177
10.4 Κλιματική ταξινόμηση κατά Thornthwaite	180
10.5 Βιοκλιματικοί δείκτες	183
10.5.1 Δείκτες ηπειρωτικότητας-ωκεανικότητας	183
10.5.2 Δείκτης ξηροθερμικότητας Gaussen	184
10.5.3 Ομβροθερμικό πηλίκιο του Emberger	184
10.6 Κλιματικές συνθήκες και τύπος βλάστησης περιοχών της Γης	186
10.6.1 Βροχερά τροπικά κλίματα	187
10.6.2 Μουσωνικά τροπικά κλίματα (Am)	187
10.6.3 Υγρά και ξηρά τροπικά κλίματα (Aw)	187
10.6.4 Ερημικά (BW) και στεπικά (BS) κλίματα	188
10.6.5 Κλίματα ξηρού θέρους, υποτροπικά ή μεσογειακά (Cs)	189
10.6.6 Θαλάσσια ή ωκεάνια κλίματα	190
10.6.7 Υγρά ηπειρωτικά κλίματα	191
10.6.8 Κλίματα τάιγκας (Dfc)	192
10.6.9 Κλίματα τούντρας (Dfd, Dwd)	192
10.6.10 Πολικά κλίματα (E)	193
10.6.11 Τα ορεινά κλίματα	194
BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	195
11. Ατμοσφαιρικό περιβάλλον και άνθρωπος	197
11.1 Κλίμα και διαχείριση υδατικών πόρων	197

11.1.1 Ο υδρολογικός κύκλος.....	198
11.1.2 Το υδατικό ισοζύγιο.....	200
11.1.3 Εξατμισοδιαπνοή	200
11.1.4 Υγρασία του εδάφους και υπόγεια ύδατα	202
11.2 Κλίμα και φυτά	203
11.3 Κατανομή της βλάστησης και κλίμα	206
BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	207
12. Κλιματική αλλαγή.....	209
12.1 Η έννοια της κλιματικής αλλαγής.....	209
12.2 Προσδιορισμός του κλίματος κατά το παρελθόν.....	210
12.3 Κλιματική ιστορία της Γης	211
12.4 Αιτίες της κλιματικής αλλαγής.....	213
12.4.1 Μεταβολές της γήινης τροχιάς.....	214
12.4.2 Διακυμάνσεις του διοξειδίου του άνθρακα και ηφαιστειακές εκρήξεις	214
12.4.3 Παραλλαγές στην ηλιακή ακτινοβολία.....	216
12.4.4 Η θέρμανση του πλανήτη.....	216
BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	216
Γλωσσάριο επιστημονικών όρων.....	219
Ευρετήριο όρων	231
Διαδραστικά στοιχεία	237
Επιπλέον υλικό	239

Πίνακας συμβόλων-ακρωνύμια

AE	Πραγματική εξατμισοδιαπνοή
Am	Μουσωνικά τροπικά κλίματα
Ar	Αργό
Aw	Υγρά και ξηρά τροπικά κλίματα
BS	Στεπικό κλίμα
BSh	Ημίξηρο τροπικό κλίμα
BSk	Ημίξηρο κλίμα μέσω γεωγραφικών πλατών
BW	Ερημικό κλίμα
BWh	Ξηρό τροπικό κλίμα
BWk	Ξηρό κλίμα μέσω γεωγραφικών πλατών
cA	Ηπειρωτική αρκτική
Cc	Θυσανοσωρείτες
CFC	Χλωροφθοράνθρακας
Ci	Θύσανοι
cP	Ηπειρωτική πολική
Cs	Κλίμα με ξηρό θέρος
Cs	Θυσανοστρώματα
cT	Ηπειρωτική τροπική
Cw	Κλίματα με ξηρό χειμώνα
Δ	Έλλειμμα
Dfa	Ηπειρωτικά υγρά κλίματα με θερμό θέρος
Dfb	Ηπειρωτικό υγρό κλίμα με δροσερό θέρος
Dfc	Κλίμα τάιγκας
Dfd, Dwd	Κλίματα τούντρας
dST	Κέρδος ή η ζημιά από την αποθήκευση στο έδαφος
Dw	Κλίματα με ξηρό χειμώνα
E	Πολικά κλίματα
ΕΘΕ	Ετήσιο Θερμομετρικό Εύρος
ET	Απώλειες από εξατμισοδιαπνοή
ΗΘΕ	Ημερήσιο Θερμομετρικό Εύρος
H₂	Υδρογόνο
He	Ήλιο

I_a	Δείκτης ξηρότητας
I_h	Δείκτης υγρότητας
I_m	Δείκτης υγρασίας
ITCZ	Ενδοτροπική ζώνη σύγκλισης
K	Βαθμός ηπειρωτικότητας
M	Μέση τιμή των μέγιστων θερμοκρασιών του θερμότερου μήνα του έτους
m	Μέση τιμή των ελάχιστων θερμοκρασιών του ψυχρότερου μήνα του έτους
mA	Θαλάσσια αρκτική
MBBM	Μέση βροχόπτωση του βροχερότερου μήνα
MBEM	Μέση βροχόπτωση του ξηρότερου μήνα
ΜΘΘΜ	Μέση θερμοκρασία του θερμότερου μήνα
ΜΘΨΜ	Μέση θερμοκρασία του ψυχρότερου μήνα
mP	Θαλάσσια πολική
mT	Θαλάσσια τροπική
N₂	Άζωτο
N₂O	Οξείδιο του αζώτου
Ne	Νέον
O₂	Οξυγόνο
P	Εισροές από κατακρημνίσματα/ετήσια βροχόπτωση σε mm
PE	Δυνητική εξατμισοδιαπνοή
R	Ετήσια βροχόπτωση σε εκατοστά (cm)
S	Πλεόνασμα
T	Μέση ετήσια θερμοκρασία σε βαθμούς Κελσίου (°C)
UV-A	Υπεριώδης ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος
UV-B	Υπεριώδης ακτινοβολία μέσου μήκους κύματος
UV-C	Υπεριώδης ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος
φ	Γεωγραφικό πλάτος του σταθμού
Xe	Ξένο

Πρόλογος

Το βιβλίο απευθύνεται σε προπτυχιακούς και μεταπτυχιακούς φοιτητές οι οποίοι διδάσκονται το γνωστικό αντικείμενο του ατμοσφαιρικού περιβάλλοντος. Στόχος του συγγραφέα είναι να παρέχει γενικές γνώσεις για την κατανόηση του ρόλου και της σημασίας της ατμόσφαιρας στη διαμόρφωση του φυσικού περιβάλλοντος, στο οποίο αναπτύσσονται τα δασικά οικοσυστήματα. Στα επιμέρους κεφάλαια περιγράφονται τα κύρια μετεωρολογικά φαινόμενα (ακτινοβολία, κατακρημνίσματα, άνεμος κ.ά.) καθώς και η επίδρασή τους στην ανάπτυξη των φυτικών οργανισμών και στο δάσος. Η επίδραση του κλίματος στον άνθρωπο και στο περιβάλλον είναι έντονη και επιπλέον η ατμόσφαιρα παίζει καθοριστικό ρόλο στη διαχείριση των φυσικών πόρων. Τα δάση και γενικότερα τα δασικά οικοσυστήματα αποτελούν ανανεώσιμο φυσικό πόρο με τεράστια οικονομική σημασία, καθώς τα δάση καλύπτουν περίπου το 30 τοις εκατό της επιφάνειας της Γης, παράγουν πολύτιμα προϊόντα και προσφέρουν σημαντικές υπηρεσίες στον άνθρωπο. Η αλληλεπίδραση του δάσους με το ατμοσφαιρικό περιβάλλον τοποθετεί τα δάση σε κυρίαρχη θέση στην επιφάνεια της Γης. Ο καθοριστικός ρόλος που θα παίξουν τα δάση στην αντιμετώπιση της υπερθέρμανσης του πλανήτη αναδεικνύεται από τη δέσμευση CO₂ και την παραγωγή οξυγόνου καθώς και την απορρόφηση διάφορων αέριων ρυπαντών της ατμόσφαιρας, όπως διοξείδιο του άνθρακα, διοξείδιο του θείου, οξείδια του αζώτου κ.λπ., που προέρχονται από τη βιομηχανία, τα μέσα συγκοινωνίας κι από άλλες ανθρώπινες δραστηριότητες. Άλλωστε, η επίδραση του κλίματος στον τομέα της Δασολογίας αγγίζει σχεδόν όλες τις γνωστικές περιοχές και διαδικασίες από την εδαφογένεση και την ανάπτυξη των φυτών έως και τα φαινόμενα φυσικών καταστροφών, όπως είναι οι πλημμύρες και οι δασικές πυρκαγιές.

1. Εισαγωγή

Στο πρώτο εισαγωγικό κεφάλαιο περιγράφονται οι έννοιες του καιρού και του κλίματος και το αντικείμενο της Δασικής Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας. Επίσης, εξετάζεται με ποιον τρόπο ο καιρός και το κλίμα επηρεάζουν τον άνθρωπο και το φυσικό περιβάλλον. Τέλος, γίνεται μια περιγραφή των εργαλείων, των καταγραφών και των δεδομένων που αντιστοιχούν στους μετεωρολογικούς και κλιματικούς χάρτες, τα μετεωρολογικά και κλιματικά στοιχεία.

1.1 Γενικά – ορισμοί

Η Γη περιβάλλεται από ένα στρώμα αέρα το οποίο ονομάζεται ατμόσφαιρα και συγκρατείται λόγω της βαρύτητάς της. Η ατμόσφαιρα ακολουθεί τη Γη στις κινήσεις της. Είναι αόρατη, άοσμη, άχρωμη, αποτελείται από μείγμα αέριων χημικών στοιχείων και ενώσεων και επιτελεί σημαντικές λειτουργίες, καθοριστικές για το σύνολο των διεργασιών που συμβαίνουν στον πλανήτη και ιδιαίτερα για τη διατήρηση της ζωής στη Γη. Πολύπλοκες θερμοδυναμικές διεργασίες συμβαίνουν μέσα στην ατμόσφαιρα, που έχουν ως αποτέλεσμα την εκδήλωση διαφόρων φαινομένων. Τα φαινόμενα που συμβαίνουν μέσα στην ατμόσφαιρα και γίνονται αντιληπτά από τον άνθρωπο, είτε άμεσα είτε έμμεσα με τη μεσολάβηση ειδικών οργάνων, λέγονται μετεωρολογικά φαινόμενα.

Η Μετεωρολογία είναι η επιστήμη που μελετά την ατμόσφαιρα και τα (μετεωρολογικά) φαινόμενα τα οποία συμβαίνουν μέσα σε αυτή. Ο όρος προέρχεται από τον μεγάλο φιλόσοφο της αρχαίας Ελλάδας Αριστοτέλη, ο οποίος το 340 π.Χ. έγραψε το βιβλίο με τίτλο *Μετεωρολογικά*.

Σύμφωνα με τη σύγχρονη Μετεωρολογία, ως καιρός νοείται η κατάσταση και η εξέλιξη των ατμοσφαιρικών φαινομένων που επικρατούν στην ατμόσφαιρα σε δεδομένη χρονική στιγμή και σε έναν τόπο, όπως καθορίζεται από τη θερμοκρασία, την πίεση, την υγρασία, τη νέφωση, τα κατακρημνίσματα, την ένταση και την κατεύθυνση του ανέμου (Σπυροπούλου-Κατσάνη, 2000). Οι τιμές των στοιχείων αυτών για μια σχετικά μικρή περιοχή και ο τρόπος με τον οποίο συνδυάζονται σε μια χρονική στιγμή διαμορφώνουν τον καιρό ενός τόπου, ο οποίος εκδηλώνεται με ηλιοφάνεια, σύννεφα, βροχές, ανέμους, χιόνι κ.ά. Χαρακτηριστικό του καιρού είναι ότι μεταβάλλεται διαρκώς. Με την έννοια αυτή στη διάρκεια μιας ημέρας είναι δυνατόν το πρωί να υπάρχει ηλιοφάνεια και άπνοια και στη συνέχεια να επικρατήσουν άνεμος, νεφώσεις και έντονη βροχόπτωση.

Το κλίμα είναι η σύνθεση (συνδυασμός όλων των στοιχείων) του καιρού σε ένα συγκεκριμένο τόπο. Με άλλα λόγια, και το κλίμα αναφέρεται στη θερμοκρασία, στην πίεση, στην υγρασία και στα ατμοσφαιρικά φαινόμενα σε έναν τόπο, αλλά τα αποτελέσματα προκύπτουν μετά από πολυετείς παρατηρήσεις των παραμέτρων αυτών. Κατά κάποια έννοια το κλίμα αποτελεί τον μέσο καιρό ενός τόπου. Επομένως, το κλίμα διαφέρει από τον καιρό, που χαρακτηρίζεται ως μια φυσική κατάσταση της ατμόσφαιρας κατά τη διάρκεια μιας μικρής χρονικής περιόδου.

Από τα παραπάνω προκύπτει ότι

- ο καιρός μπορεί να παρατηρηθεί, να μετρηθεί και να καταγραφεί με σχετική ευκολία,
- το κλίμα δεν μπορεί να εκτιμηθεί με ακρίβεια, γιατί αντιπροσωπεύει μια πολυσύνθετη και δυσνόητη ιδέα που δεν έχει ξεκάθαρη παρουσία σε μια δεδομένη στιγμή.

Οι παράγοντες που συντελούν στη μεταβολή του κλίματος από τόπο σε τόπο είναι οι εξής:

- γεωγραφικό πλάτος και υψόμετρο
- φύση της επιφάνειας (ξηρά, θάλασσα)
- ανάγλυφο και προσανατολισμός
- φυτοκάλυψη του εδάφους
- κέντρα υψηλής και χαμηλής πίεσης
- θαλάσσια κυκλοφορία (Ελ Νίνιο)
- γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας
- κύκλος του νερού
- ο άνθρωπος.

Η επιστήμη η οποία μελετά το κλίμα ονομάζεται Κλιματολογία και έχει ως αντικείμενικό 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.

Για την επίτευξη των σκοπών της η Κλιματολογία χρησιμοποιεί τα ίδια βασικά δεδομένα που χρησιμοποιεί και η Μετεωρολογία και ένα πλήθος από τα αποτελέσματά 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 δασοπονίας, της βιολογίας, της αρχιτεκτονικής, των μεταφορών, της υδρολογίας, της ιατρικής κ.λπ. (Critchfield, 1974· Μαχαίρας & Μπαλαφούτης, 1985).

1.2 Κλάδοι

Η Μετεωρολογία, προκειμένου να αντιμετωπίσει το πλήθος των προβλημάτων που δημιουργούν οι συνεχώς μεταβαλλόμενες ατμοσφαιρικές συνθήκες και ταυτόχρονα να ερμηνεύσει με έννοιες της φυσικής και των μαθηματικών την ατμοσφαιρική συμπεριφορά, διαιρείται σε διάφορους κλάδους και ο καθένας περιγράφει, μελετά και αναλύει τις ατμοσφαιρικές διεργασίες.

Οι παραδοσιακοί κλάδοι της Μετεωρολογίας συνοψίζονται στους παρακάτω:

- Εφαρμοσμένη Μετεωρολογία: στοχεύει στην εφαρμογή των μετεωρολογικών γνώσεων σε επιστημονικές δραστηριότητες που σχετίζονται με τη γεωργία, τη δασολογία, την ατμοσφαιρική ρύπανση, την οικολογία, την αρχιτεκτονική, την αλιεία, καθώς και τις χερσαίες, τις θαλάσσιες και τις εναέριες μεταφορές.
- Δυναμική Μετεωρολογία: αποτελεί τον κλάδο της θεωρητικής μελέτης των ατμοσφαιρικών κινήσεων με δύο τουλάχιστον σημαντικούς στόχους, α) να συνεισφέρει στην κατανόηση του πλήθους των παραμέτρων που σχετίζονται και καθοδηγούν την κίνηση της ατμόσφαιρας και β) να δημιουργήσει μια λογική βάση για την πρόβλεψη των μελλοντικών ατμοσφαιρικών γεγονότων.
- Φυσική Μετεωρολογία: μελετά τις σχέσεις μεταξύ των ατμοσφαιρικών φαινομένων και της φύσης της ύλης όπως εκφράζονται σε αρχές και νόμους της φυσικής που σχετίζονται με την ηλιακή και γήινη ακτινοβολία, την ατμοσφαιρική οπτική, τον ατμοσφαιρικό ηλεκτρισμό, τις διεργασίες του σχηματισμού των νεφών και της βροχής, το οριακό πλανητικό στρώμα και τις διεργασίες της μεταφοράς της μάζας και ενέργειας μέσα σε αυτό και τέλος την τηλεπισκόπηση (μετεωρολογικά ραντάρ, δορυφόροι κ.λπ.).

- **Συνοπτική Μετεωρολογία:** το αντικείμενό της εντοπίζεται κυρίως στη μελέτη της δομής και της εξέλιξης των ατμοσφαιρικών συστημάτων. Δηλαδή στοχεύει στην ανάλυση των ατμοσφαιρικών διαταραχών, στη σύνθεση των δυναμικών και φυσικών καταστάσεων και των επιδράσεων αυτών στον καθημερινό καιρό, στη μελέτη των κυκλώνων και των αντικυκλώνων, στην ανάλυση των μετώπων και των αερίων μαζών, των αεροχειμάρρων, των καταιγίδων, των θυελλών, των τυφώνων και στην πρόγνωση του καιρού.
- **Γεωργική Μετεωρολογία:** αποτελεί εφαρμοσμένο κλάδο της Μετεωρολογίας ο οποίος ασχολείται με τα φαινόμενα και τις διαδικασίες της κατώτερης ατμόσφαιρας που συνδέονται με την ανάπτυξη των φυτικών και ζωικών οργανισμών και ενδιαφέρουν την αγροτική παραγωγή.
- **Δασική Μετεωρολογία:** αποτελεί εφαρμοσμένο κλάδο της Μετεωρολογίας ο οποίος μελετά τις επιδράσεις των μετεωρολογικών παραμέτρων που αφορούν την επιβίωση, την ανάπτυξη και τη διαχείριση των δασικών οικοσυστημάτων.

Στο σημείο αυτό θα πρέπει να τονιστεί ότι ανάλογα με τους στόχους της έρευνας ή της μελέτης οι κλίμακες της ατμοσφαιρικής κίνησης μπορεί να είναι πολύ μικρές έως και πλανητικές. Έτσι, σε σχέση με τον στόχο η κλίμακα που θα χρησιμοποιηθεί μπορεί να ανήκει σε μια από τις παρακάτω κατηγορίες:

- Η μικροκλίμακα αφορά κινήσεις μικρής χωρικής και χρονικής κλίμακας με διαστάσεις $< 1 \text{ km}$ και $< 1 \text{ ώρα}$
- Η μεσοκλίμακα αφορά κινήσεις μέσης κλίμακας $< 1000 \text{ km}$ και $< 1 \text{ ημέρα}$
- Η συνοπτική κλίμακα αφορά κινήσεις της κλίμακας που χαρακτηρίζει έναν χάρτη καιρού, δηλαδή $< 10.000 \text{ km}$ που διαρκούν μερικές ημέρες, και τέλος
- Η πλανητική κλίμακα που χαρακτηρίζεται από πολύ μεγάλης κλίμακας κινήσεις ($> 10.000 \text{ km}$, που διαρκούν πάνω από μια εβδομάδα).

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 προκαθορισμένους στόχους. Έτσι, ανάλογα με τον επιδιωκόμενο σκοπό, υπάρχουν οι εξής κλάδοι:

- **Περιγραφική Κλιματολογία:** στόχος της είναι η περιγραφή της κατανομής των κλιμάτων στην επιφάνεια του πλανήτη, σε συνδυασμό με το τοπογραφικό ανάγλυφο και τους άλλους φυσικογεωγραφικούς παράγοντες της κάθε περιοχής, χωρίς ουσιαστική εμβάθυνση στην ανάλυση των αιτίων της δημιουργίας αυτών. Ανάλογα με την έκταση της υπό εξέταση περιοχής, ο εν λόγω κλάδος υποδιαιρείται σε επιμέρους κλάδους που είναι γνωστοί ως α) μακροκλιματολογία, β) μεσοκλιματολογία και γ) μικροκλιματολογία.
- **Φυσική Κλιματολογία:** μελετά το ισοζύγιο της ενέργειας και της μάζας στο περιβάλλον με έμφαση στο οριακό στρώμα της Γης, καθώς και τις επιπτώσεις που προκαλεί το ισοζύγιο αυτό σε διάφορα σημεία του πλανήτη.
- **Δυναμική Κλιματολογία:** μελετά τις διεργασίες και τον χαρακτήρα της κίνησης του ατμοσφαιρικού αέρα και στην ουσία αυτή αποτελεί τη μαθηματική έκφραση των κλιματικών διεργασιών στο σύστημα Γης-ατμόσφαιρας.
- **Συνοπτική Κλιματολογία:** κύριος στόχος της είναι η μελέτη της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας και οι σχέσεις αυτής με το επιφανειακό περιβάλλον, προκειμένου να αντιμετωπιστούν προβλήματα μακράς πρόγνωσης του καιρού ή διάφορα περιβαλλοντικά προβλήματα και οι

επιπτώσεις αυτών, π.χ. η ατμοσφαιρική ρύπανση, η μεταφορά και διάχυση των ρύπων, οι καλλιέργειες.

- Δορυφορική Κλιματολογία: είναι ο πλέον σύγχρονος κλάδος, ο οποίος στοχεύει στην αξιοποίηση των δορυφορικών πληροφοριών για την επίλυση των κλιματικών προβλημάτων.
- Εφαρμοσμένη Κλιματολογία: έχει ως αντικείμενο την επίλυση των προβλημάτων της ανθρωπότητας που συνδέονται με το κλίμα στους τομείς της τεχνολογίας, της βιομηχανίας, της γεωπονίας, της δασολογίας, της ιατρικής κ.λπ.
- Γεωργική Κλιματολογία: εξετάζει το κλίμα σε σχέση με τη γεωργική παραγωγή και δραστηριότητα.
- Δασική Κλιματολογία: είναι ο εφαρμοσμένος κλάδος της Κλιματολογίας για τις ανάγκες και τα προβλήματα στην προστασία και διαχείριση των δασικών οικοσυστημάτων.

1.3 Σκοποί της Δασικής Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας

Η ατμόσφαιρα της Γης αποτελεί τον χώρο στον οποίο συμβαίνουν θερμοδυναμικές λειτουργίες και διεργασίες κατά τις οποίες παρατηρείται μετατροπή της ηλιακής ενέργειας σε άλλες μορφές. Η εναλλαγή θερμότητας και υγρασίας μεταξύ ατμόσφαιρας και επιφάνειας της Γης έχει ως αποτέλεσμα την εκδήλωση των μετεωρολογικών φαινομένων, όπως τη δημιουργία των ανέμων και της βροχής, τη μεταβολή της θερμοκρασίας κ.λπ.

Η μελέτη του ατμοσφαιρικού περιβάλλοντος για την κατανόηση και την ερμηνεία, αλλά και την πρόβλεψη των καιρικών καταστάσεων αποτελούν αντικείμενο της Μετεωρολογίας και της Κλιματολογίας. Η Δασική Μετεωρολογία και Κλιματολογία αποτελούν εφαρμοσμένο κλάδο των ατμοσφαιρικών επιστημών, ο οποίος μελετά τις επιδράσεις των μετεωρολογικών παραμέτρων και τον συνδυασμό αυτών στην επιβίωση και στην ανάπτυξη των φυτικών οργανισμών και του δάσους. Η ατμόσφαιρα διαδραματίζει έναν κρίσιμο ρόλο στη διαχείριση των φυσικών πόρων (Goldberg et al., 2012). Τα δάση –και γενικότερα τα δασικά οικοσυστήματα– καλύπτουν περίπου το 30 τοις εκατό της επιφάνειας του πλανήτη και αποτελούν ανανεώσιμο φυσικό πόρο με τεράστια οικολογική και οικονομική σημασία, καθώς παράγουν πολύτιμα προϊόντα και προσφέρουν σημαντικές υπηρεσίες στον άνθρωπο. Η σχέση αλληλεπίδρασης που αναπτύσσεται ανάμεσα στο δάσος και το ατμοσφαιρικό περιβάλλον περιγράφεται από μια δυναμική ισορροπία, που έχει εξαιρετική σημασία. Η δέσμευση διοξειδίου του άνθρακα και η παραγωγή οξυγόνου, ο κύκλος του αζώτου, η απορρόφηση διαφόρων αέριων ρυπαντών από την ατμόσφαιρα (διοξείδιο του θείου, οξείδια του αζώτου κ.λπ.) που προέρχονται από τη βιομηχανία, τα μέσα συγκοινωνίας κι άλλες ανθρώπινες δραστηριότητες, η συμβολή στην αντιμετώπιση της υπερθέρμανσης του πλανήτη, ο ιδιαίτερος ρόλος για τη διατήρηση ισορροπίας των υδάτων, αποτελούν κάποιες μόνο από τις πτυχές που αναδεικνύουν τον κρίσιμο ρόλο των δασικών οικοσυστημάτων για την ισορροπία στο φυσικό περιβάλλον. Η επίδραση του κλίματος στον τομέα της εφαρμοσμένης επιστήμης της Δασολογίας αγγίζει σχεδόν όλες τις γνωστικές περιοχές. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί ο προσδιορισμός του κινδύνου πυρκαγιάς που ουσιαστικά περιλαμβάνει την πρόβλεψη των γενικών μετεωρολογικών συνθηκών. Ο κλιματικός παράγοντας καθορίζει την εξέλιξη διαδικασιών όπως είναι η εδαφογένεση και η ανάπτυξη των φυτών, η πρόληψη και αντιμετώπιση φαινομένων φυσικών καταστροφών (πλημμύρες), η διαχείριση υδατικών πόρων, οι δασικές κατασκευές κ.ά.

1.4 Ο καιρός και το κλίμα στη ζωή του ανθρώπου

Ο καιρός και το κλίμα παίζουν σπουδαιότατο ρόλο για το περιβάλλον και τη ζωή του ανθρώπου. Ο καιρός, για παράδειγμα, καθορίζει τον τύπο της ένδυσης που φοράμε, ενώ το κλίμα επηρεάζει το είδος ένδυσης που αγοράζουμε. Το κλίμα καθορίζει τις ζώνες της βλάστησης, καθώς και η κατανομή των ζώων και των ανθρώπων πάνω στη Γη (Ντάφης, 1986).

Ο καιρός και το κλίμα επηρεάζουν τη ζωή μας με πολλούς τρόπους, αλλά το πιο άμεσο αποτέλεσμα είναι στην άμεση αίσθηση των μεταβολών της θερμοκρασίας (Ahrens, 2003). Για την προστασία από το κρύο κατά τη διάρκεια του χειμώνα και από τη ζέστη του καλοκαιριού κατασκευάζουμε σπίτια με θέρμανση, κλιματισμό, μόνωση για να ανακαλύψουμε ότι όταν εγκαταλείψουμε το άσυλό μας, είμαστε τελείως απροστάτευτοι από τις καιρικές συνθήκες.

Ακόμα και όταν είμαστε ντυμένοι κατάλληλα για τον καιρό, ο αέρας, η υγρασία και η βροχή μπορούν να αλλάξουν την αίσθηση του κρύου ή της ζέστης. Σε μια κρύα μέρα η μεγαλύτερη αίσθηση ψύχους εξηγείται από τον άνεμο. Αν δεν είμαστε κατάλληλα ντυμένοι, διατρέχουμε τον κίνδυνο ψύξης ή ακόμα και υποθερμίας. Σε μια ζεστή μέρα με υγρασία αισθανόμαστε ζέστη με δυσφορία που οφείλεται στην υγρασία. Αν ζεσταθούμε πάρα πολύ, τα σώματά μας υπερθερμαίνονται και επέρχεται εξάντληση εξαιτίας της ζέστης ή ακόμα και θερμοπληξία. Οι πιο επιρρεπείς σε αυτές τις παθήσεις είναι τα ηλικιωμένα άτομα με προβλήματα στο κυκλοφορικό σύστημα και τα νήπια των οποίων οι μηχανισμοί ρύθμισης της θερμοκρασίας δεν έχουν αναπτυχθεί πλήρως.

Ο καιρός επηρεάζει επίσης τον τρόπο που αισθανόμαστε και με άλλους τρόπους, όπως πόνος από αρθρίτιδα, και είναι περισσότερο πιθανό να συμβεί όταν η υψηλή υγρασία συνοδεύεται από χαμηλές πιέσεις. Με τρόπους που δεν είναι απόλυτα κατανοητοί το κλίμα επηρεάζει την υγεία μας. Η επίπτωση των καρδιακών εμφραγμάτων δείχνει μια στατιστική αύξηση μετά το πέραςμα θερμών μετώπων, όταν η βροχή και ο αέρας συμπιέτουν, όπως επίσης και μετά το πέραςμα ψυχρών μετώπων, όταν απότομες καιρικές αλλαγές συμβαίνουν με θεαματικό τρόπο και συνοδεύονται από ψυχρούς θυελλώδεις ανέμους. Οι πονοκέφαλοι πολύ συχνά συμβαίνουν σε μέρες που είμαστε αναγκασμένοι να μεταβάλουμε τη διαθλαστική ικανότητα του ματιού μας εξαιτίας του υπέρλαμπρου ουρανού ή μιας μικρής συσκότισης από πυκνά σύννεφα.

Για ορισμένους ανθρώπους μια ζεστή, ξερή με άνεμο ημέρα επηρεάζει ραγδαία τη συμπεριφορά τους (συχνά γίνονται καταθλιπτικοί και ενοχλητικοί). Το πώς και γιατί αυτοί οι άνεμοι ρυθμίζουν την ανθρώπινη φυσιολογία δεν είναι απολύτως κατανοητό.

Όταν ο καιρός γίνεται πιο κρύος ή πιο ζεστός από τα φυσιολογικά επίπεδα, αυτό επηρεάζει τη ζωή και τον προγραμματισμό πολλών ανθρώπων. Για παράδειγμα, ένα δροσερό καλοκαίρι έχει ως αποτέλεσμα την εξοικονόμηση μεγάλων χρηματικών ποσών από το κόστος κλιματισμού. Αντίθετα, ένας ψυχρός χειμώνας αυξάνει κατά πολύ το κόστος θέρμανσης.

Έντονα καιρικά φαινόμενα, όπως οι χιονοπτώσεις, δημιουργούν μεγάλα προβλήματα στις αεροπορικές συγκοινωνίες, κλείνουν τα σχολεία, κόβουν τις γραμμές μεταφοράς του ρεύματος και στερούν το ηλεκτρικό από χιλιάδες καταναλωτές. Χαμηλές θερμοκρασίες προκαλούν την καταστροφή των καλλιεργειών. Αντίστοιχα προβλήματα δημιουργούνται εξαιτίας της ξηρασίας και των υψηλών θερμοκρασιών.

Μεγάλες ανομβρίες επίσης έχουν αποτέλεσμα στα αποθέματα του νερού, περιορίζοντας τη χρήση του. Κατά τη διάρκεια περιόδων ανομβρίας η βλάστηση γίνεται εξαιρετικά ξερή και ευαίσθητη από φωτιά. Κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού του 2007 εκατοντάδες χιλιάδες στρέμματα σε ξερές περιοχές στην Ελλάδα καταστραφήκαν από πυρκαγιές. Επίσης, οι πυρκαγιές προκάλεσαν και πολλά ανθρώπινα θύματα.

Άλλη αιτία που οδηγεί σε ανθρώπινα θύματα το καλοκαίρι είναι οι υψηλές θερμοκρασίες. Κάθε χρόνο η βίαιη πλευρά του καιρού επηρεάζει τις ζωές εκατομμυρίων ανθρώπων. Περιοχές της Γης δέχονται τα καταστροφικά αποτελέσματα από το πέρασμα ενός τυφώνα. Οι τυφώνες όχι μόνο έχουν στοιχίσει πολλές ζωές, αλλά ετησίως προκαλούν την καταστροφή κτιρίων και περιουσιών και ένας τυφώνας μπορεί ακόμα και να ισοπεδώσει μια ολόκληρη περιοχή ή μια πόλη.

Ξαφνικές καταιγίδες μπορούν να δώσουν μεγάλη ποσότητα βροχής, δημιουργώντας ξαφνικές πλημμύρες. Μικρά ρέματα γίνονται τεράστια ποτάμια που συντίθενται από λάσπη και άμμο ανακατεμένη με ξεριζωμένα φυτά και δέντρα. Επιπλέον, περισσότεροι άνθρωποι πεθαίνουν στον κόσμο από πλημμύρες από οποιαδήποτε άλλη φυσική καταστροφή. Δυνατά ρεύματα αέρα δημιουργούν εσωτερικά ένα σφοδρό τυφώνα που δημιουργεί καταστροφικούς ανέμους, οι οποίοι είναι ικανοί να καταστρέψουν σοδειές και επιφανειακές κατασκευές. Ορισμένα αεροπορικά ατυχήματα έχουν συμβεί εξαιτίας καταστροφικών ανεμοθύελλων. Ετησίως κατεστραμμένες σοδειές κοστίζουν εκατομμύρια δολάρια και οι κεραυνοί αφαιρούν τη ζωή περίπου 80 ανθρώπων στις ΗΠΑ και ξεκινούν φωτιές που καταστρέφουν χιλιάδες στρέμματα πολύτιμης ξυλείας.

Άλλα φαινόμενα, όπως η ομίχλη, μπορεί να καθορίσουν την ορατότητα των αεροδρομίων, προκαλώντας καθυστερήσεις πτήσεων και ακυρώσεις. Κάθε χειμώνα πυκνή ομίχλη συνδέεται με αυτοκινητιστικά δυστυχήματα που συμβαίνουν πολύ συχνά στους αυτοκινητοδρόμους.

Ο καιρός και το κλίμα αποτελούν πλέον τόσο σημαντικό μέρος της ζωής μας που το πρώτο πράγμα που πολλοί κάνουν το πρωί είναι να ακούν το τοπικό δελτίο καιρού. Γι' αυτόν τον λόγο πολλοί ραδιοφωνικοί και τηλεοπτικοί σταθμοί έχουν τον δικό τους μετεωρολόγο να παρουσιάζει δελτίο καιρού και να δίνει καθημερινά οδηγίες.

Η πρόγνωση του καιρού για την επόμενη μέρα είναι απαραίτητη για τον καθένα από εμάς για διαφορετικό λόγο. Ιδιαίτερα για τις εργασίες και τις δραστηριότητες που λαμβάνουν χώρα στον ανοιχτό χώρο, όπως οι αγροτικές και δασικές εργασίες, αλλά και για πολλούς άλλους τομείς της ανθρώπινης δραστηριότητας έχει σημασία να γνωρίζει κανείς τον καιρό.

1.5 Μετεωρολογικά και κλιματικά στοιχεία

Η Μετεωρολογία και η Κλιματολογία ουσιαστικά χρησιμοποιούν τα ίδια μέσα για την επίτευξη των στόχων τους, που είναι τα μετεωρολογικά στοιχεία (Φλόκας & Χρονοπούλου, 2010).

Η αριθμητική έκφραση του καιρού σε έναν τόπο απεικονίζεται μέσα από έναν συνδυασμό μετεωρολογικών παραμέτρων, που ανταποκρίνονται στις συνθήκες της ατμοσφαιρικής πίεσης, της θερμοκρασίας και της υγρασίας του αέρα, της νέφωσης, της βροχόπτωσης, των ανέμων, της ορατότητας κ.λπ., οι οποίες έχουν μετρηθεί σε μια συγκεκριμένη ώρα της ημέρας σε έναν τόπο και τελικά εκφράζουν τις καιρικές συνθήκες που επικρατούν. Τα μεγέθη 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, σε κάθε μετεωρολογικό στοιχείο αντιστοιχεί ένα κλιματικό στοιχείο. Το αντίθετο όμως δεν είναι αληθές. Έτσι, υπάρχουν κλιματικά στοιχεία, όπως είναι για παράδειγμα το ημερήσιο θερμομετρικό εύρος ή ο βαθμός της ηπειρωτικότητας ενός τόπου για τα οποία δεν υπάρχει αντίστοιχο μετεωρολογικό στοιχείο.

Οι μετρήσεις των μετεωρολογικών φαινομένων γίνονται στους μετεωρολογικούς σταθμούς. Ο μετεωρολογικός σταθμός ([Εικόνα 1.1](#), [Εικόνα 1.2](#)) είναι ένα σύνολο εγκαταστάσεων και οργάνων, που λειτουργούν σε κάποια θέση, με τα οποία παρατηρούνται και καταγράφονται τα μετεωρολογικά φαινόμενα.

Τα μετεωρολογικά όργανα είναι απλές ή σύνθετες συσκευές εκτίμησης ή μέτρησης του μεγέθους ή της έντασης των διαφόρων μετεωρολογικών φαινομένων. Τα μετεωρολογικά όργανα πρέπει να παρουσιάζουν ακρίβεια και ευαισθησία ανάλογη του στοιχείου το οποίο προορίζονται να μετρήσουν.

Τα μετεωρολογικά όργανα ανάλογα με τον τρόπο μέτρησης των μετεωρολογικών φαινομένων διακρίνονται σε τρεις κατηγορίες:

- Όργανα απλής ένδειξης (θερμόμετρα, βροχόμετρο).
- Ακροβάθμια όργανα τα οποία μας δίνουν τη μέγιστη ή ελάχιστη τιμή μετεωρολογικού στοιχείου στη διάρκεια ορισμένου χρονικού διαστήματος. Στην κατηγορία αυτή ανήκουν το μεγιστοβάθμιο και ελαχιστοβάθμιο θερμόμετρο.
- Καταγραφικά (αυτογραφικά) όργανα στα οποία η καταγραφή των τιμών σε ένα μετεωρολογικό στοιχείο είναι συνεχής. Για τον λόγο αυτό τα καταγραφικά όργανα είναι ταυτόχρονα και ακροβάθμια, επειδή γίνεται καταγραφή της μέγιστης και της ελάχιστης τιμής καθώς επίσης και της χρονικής στιγμής που παρατηρείται. Καταγραφικά όργανα είναι ο θερμογράφος, ο υγραγράφος, ο βροχογράφος κ.ά.



Εικόνα 1.1 Ο μετεωρολογικός σταθμός στο Πανεπιστημιακό Δάσος Περτουλίου.



Εικόνα 1.2 Ο μετεωρολογικός σταθμός του τομέα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.

Η επιλογή της θέσης του μετεωρολογικού σταθμού πρέπει να γίνεται με προσοχή και κατάλληλες θέσεις αποτελούν οι ανοιχτοί χώροι, μακριά από μεγάλα κτίρια, ψηλά δένδρα και αρδευόμενα χωράφια, μακριά δηλαδή από καθετί που μπορεί να επηρεάσει τις ενδείξεις των οργάνων του σταθμού. Τα όργανα μέτρησης θερμοκρασίας, υγρασίας και κάποια άλλα όργανα τοποθετούνται μέσα σε ειδικά στέγαστρα, τους μετεωρολογικούς κλωβούς. Η τοποθέτηση αυτή προστατεύει τα όργανα από τη βροχή, το χιόνι, τον ισχυρό άνεμο και την έκθεση στην άμεση ηλιακή ακτινοβολία. Ο μετεωρολογικός κλωβός χρωματίζεται εξωτερικά άσπρος για να αντανακλά το ηλιακό φως.

Η σύγχρονη τεχνολογία έχει οδηγήσει σε καταπληκτικές βελτιώσεις στην καταγραφή των μετεωρολογικών φαινομένων (Κυριαζόπουλος & Λιβαδάς, 1975· Μπαλτάς, 2006). Οι κλασικοί μετεωρολογικοί σταθμοί έχουν τροποποιηθεί, καθώς νέες συσκευές έχουν αναπτυχθεί και εγκαταστάθηκαν οι αυτόματοι μετεωρολογικοί σταθμοί ([Εικόνα 1.3](#)). Σε αυτούς η καταχώρηση και αποθήκευση των μετρήσεων γίνεται με ηλεκτρονικό τρόπο. Τα μετεωρολογικά στοιχεία μέσω αισθητήρων μετεωρολογικών οργάνων μεταφέρονται και καταχωρούνται σε καταχωρητή δεδομένων (data logger) ο οποίος είναι δυνατόν να συνοδεύεται και από σύγχρονη τηλεμετάδοση σε κεντρικούς ηλεκτρονικούς υπολογιστές. Οι κύριες βελτιώσεις των διαφόρων μετρήσεων με σήματα καταγραφής σε μαγνητικές ταινίες προωθούνται από ένα ψηφιακό υπολογιστή. Με τον τρόπο αυτό τα θερμόμετρα, οι αισθητήρες υγρασίας και το ανεμόμετρο μπορούν να συνδεθούν με καλώδιο σε έναν καταγραφέα. Όπου

είναι αναγκαίο, τα δεδομένα μπορούν να τηλεμεταδοθούν σε γραφεία τα οποία βρίσκονται σε μεγάλες αποστάσεις από τους καταγραφείς.



Εικόνα 1.3 Ο αυτόματος μετεωρολογικός σταθμός στο Πανεπιστημιακό Δάσος Περτουλίου.

Η χρονική διάρκεια των καταγραφών, η οποία απαιτείται για να χαρακτηριστούν τα κλιματικά στοιχεία αντιπροσωπευτικά του κλίματος μιας περιοχής, ποικίλλει ανάλογα με το είδος του στοιχείου και το ανάγλυφο της υπό εξέταση περιοχής. Προκειμένου να υπάρχει μια κοινή κατά το δυνατόν αντιμετώπιση του προβλήματος από την κοινότητα των κλιματολόγων, ο Παγκόσμιος Οργανισμός Μετεωρολογίας έχει καθορίσει την τριακονταετία ως την ενδεδειγμένη περίοδο καταγραφών. Οι καταγραφές 30 συνεχών ετών αντιπροσωπεύουν αυτό που είναι γνωστό ως κανονική κλιματική περίοδος. Σήμερα η κανονική κλιματική περίοδος όλων των κλιματικών παραμέτρων αναφέρεται στην τριακονταετία 1961-1990 και με τις μέσες τιμές αυτής της περιόδου συγκρίνεται η κάθε μεταβολή οποιουδήποτε κλιματικού στοιχείου. Ταυτόχρονα η ίδια τριακονταετία χρησιμοποιείται για την κατασκευή των κλιματικών χαρτών που ενδιαφέρουν τους ερευνητές.

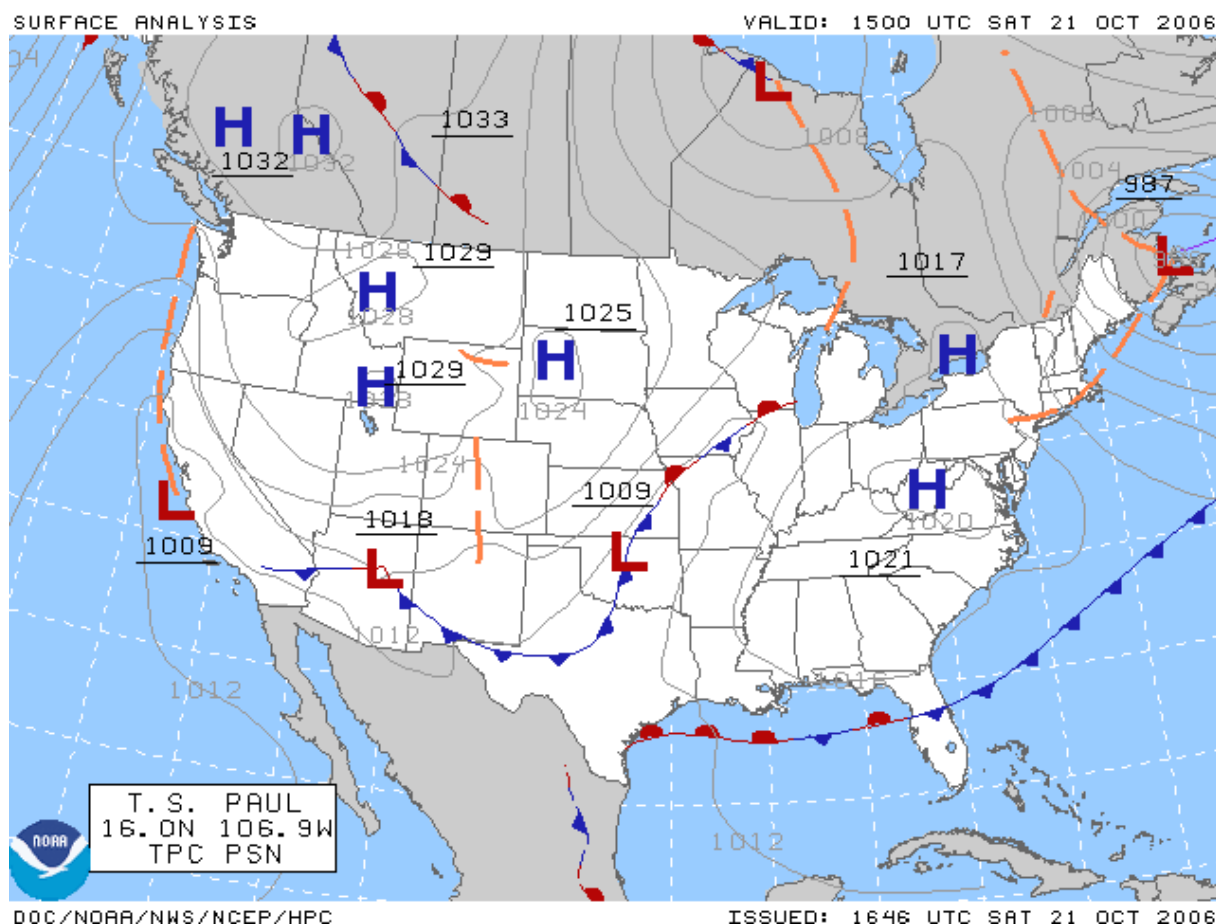
1.6 Οι μετεωρολογικοί και κλιματικοί χάρτες

Το σπουδαιότερο και χρησιμότερο εργαλείο για έναν προγνώστη μετεωρολόγο αποτελεί ο συνοπτικός επιφανειακός χάρτης καιρού (Σχήμα 1.1). 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.

Οι χάρτες αυτοί παρουσιάζουν γραφικά την κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης και τη μορφή των βαρομετρικών συστημάτων που επικρατούν στην περιοχή την οποία περικλείει ο χάρτης. Διαδοχικοί χάρτες θα δείξουν την κίνηση των βαρομετρικών συστημάτων επάνω από την περιοχή, καθώς και την πορεία των καιρικών φαινομένων στην ίδια περιοχή.

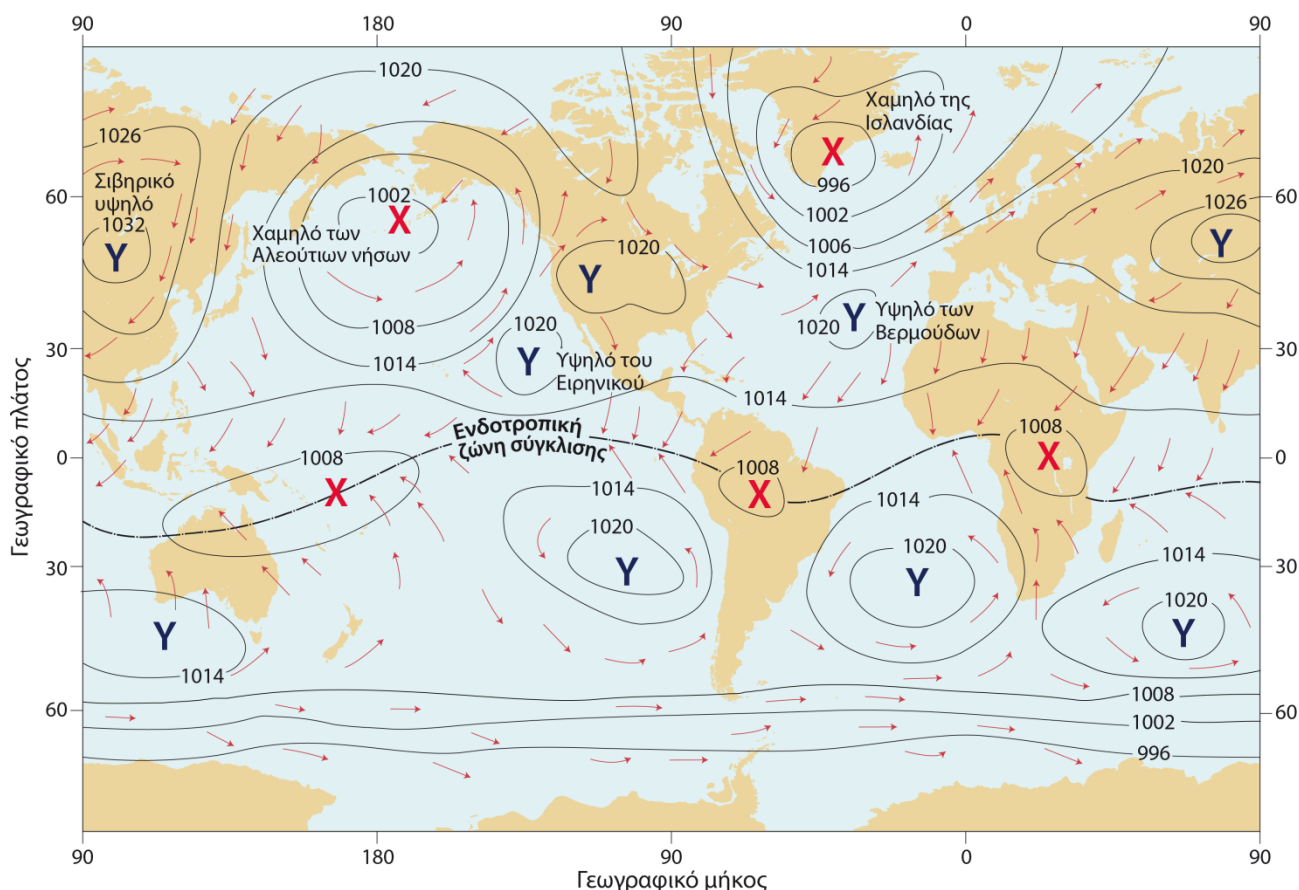
Βέβαια, η ανάλυση των καιρικών καταστάσεων δεν περιορίζεται μόνο στην επιφάνεια της Γης. Οι πλέον πολύτιμες πληροφορίες προέρχονται από τη σύνταξη χαρτών που αναφέρονται σε διάφορα ύψη μέσα στην ατμόσφαιρα. Οι χάρτες αυτοί, που είναι γνωστοί ως χάρτες ανώτερης ατμόσφαιρας, είναι οι σημαντικότεροι για τη μελέτη, την ανάλυση και την πρόβλεψη του καιρού.

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



Σχήμα 1.1 Συνοπτικός χάρτης επιφάνειας της 21ης Οκτωβρίου 2008. Το παρόν έργο αποτελεί κοινό κτήμα (public domain).

Πηγή: [URL](#)



Σχήμα 1.2 Κλιματικός χάρτης (κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης).

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 ([Σχήμα 1.2](#)) 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.

Μετεωρολογικός σταθμός

Ανακεφαλαίωση μαθήματος

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ahrens, D.C. (2003). *Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment*. Pacific Grove: Brooks Cole.
- Critchfield, H. J. (1974³). *General Climatology*. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall.
- Goldberg, V., Mayer, H., Schindler, D., Söhl, D. & Bernhofer, C. (2012). Entwicklungen in der forstlichen Meteorologie. *Agrar- und Forstmeteorologie*. Jahrgang 38, Heft 1/2, pp. 69-79.
- Κυριαζόπουλος, Β. & Λιβαδάς, Γ. (1975⁶). *Πρακτική Μετεωρολογία*. Θεσσαλονίκη: Α.Π.Θ.
- Μαχαίρας, Π. & Μπαλαφούτης, Χ. (1985). *Μαθήματα Γενικής Κλιματολογίας με στοιχεία Βιοκλιματολογίας*. Θεσσαλονίκη: Γιαχούδη-Γιαπούλη.
- Μπαλτάς, Ε.Α. (2006). *Εφαρμοσμένη Μετεωρολογία*. Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις Ζήτη.

- Ντάφης, Σ. (1986). *Δασική Οικολογία*. Θεσσαλονίκη: Γιαχούδη-Γιαπούλη.
- Σπυροπούλου-Κατσάνη, Δ. (2000). *Ο καιρός, το κλίμα και η σχέση τους με το περιβάλλον*. Αθήνα: Σαββάλας.
- Φλόκας, Α. & Χρονοπούλου, Α. (2010). *Μαθήματα Γεωργικής Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας*. Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις Ζήτη.

2. Η ατμόσφαιρα της Γης

Στο δεύτερο κεφάλαιο καταρχήν αναφέρονται τα γενικά στοιχεία για τις λειτουργίες της ατμόσφαιρας και τις θεωρίες προέλευσης. Στη συνέχεια παρέχονται πληροφορίες σχετικά με τη σύσταση της ατμόσφαιρας, τη σημασία του κάθε αερίου και τον τρόπο με τον οποίο τα αέρια εισέρχονται και απομακρύνονται από την ατμόσφαιρα. Τέλος, περιγράφεται η κατακόρυφη δομή της ατμόσφαιρας, η έννοια της ατμοσφαιρικής πίεσης και ο ρόλος της από οικολογική άποψη.

2.1 Γενικά

Ατμόσφαιρα καλείται το λεπτό αεριώδες τμήμα που περιβάλλει τη Γη, το οποίο συγκρατείται λόγω της βαρύτητας και ακολουθεί τις κινήσεις της Γης. Η ατμόσφαιρα επιτελεί σημαντικές λειτουργίες για όλες τις διεργασίες του πλανήτη και ιδιαίτερα για τη ζωή πάνω στη Γη. Αποτελεί ασπίδα της Γης, προστατεύοντάς την από την εισβολή αστρικών σωμάτων, τα οποία εισερχόμενα στην ατμόσφαιρα καίγονται σε υψηλές θερμοκρασίες, αλλά φιλτράρουν επίσης την επιβλαβή ακτινοβολία, αστρική και ηλιακή (υπεριώδης). Δίνει τροφή στα φυτά (και έμμεσα στα ζώα), παρέχοντας το διοξείδιο του άνθρακα, το οποίο με τη διαδικασία της φωτοσύνθεσης μετατρέπεται σε οργανική ύλη. Δίνει το απαραίτητο για την αναπνοή οξυγόνο στα (αερόβια) έμβια όντα. Αποτελεί τον κύριο θερμοστάτη του πλανήτη (δεύτερος είναι το νερό, κυρίως της θάλασσας) ρυθμίζοντας τη θερμοκρασία σε επίπεδα που κάνουν τη Γη φιλόξενη στη ζωή. Είναι το μέσο στο οποίο συμβαίνουν σημαντικές διεργασίες ανταλλαγής ενέργειας και μάζας (Μαχαίρας & Μπαλαφούτης, 1985). Μια από τις σημαντικότερες συνέπειες αυτών των ανταλλαγών είναι ο κύκλος του νερού που παρέχει το καθαρό νερό που χρειάζονται τα έμβια όντα τα οποία ζουν στη στεριά. Η ατμόσφαιρα προκαλεί τους χρωματισμούς του ουρανού και των νεφών, ενώ συγχρόνως αποτελεί το μέσο διάδοσης του ήχου και της διάχυσης του φωτός.

2.2 Προέλευση και σύσταση της ατμόσφαιρας

Η σύσταση της ατμόσφαιρας κατά τον σχηματισμό της Γης πριν 4,5 δισεκατομμύρια χρόνια διέφερε σημαντικά από τη σημερινή ατμόσφαιρα. Στην πορεία εξέλιξης της η ατμόσφαιρα πέρασε από διαφορετικές καταστάσεις και τελικά έφτασε στη σημερινή της μορφή. Οι επιστήμονες δεν είναι σίγουροι για την προέλευση της ατμόσφαιρας της Γης και για το θέμα έχουν προταθεί διάφορες θεωρίες. Η επικρατούσα άποψη θεωρεί ότι η Γη σχηματίστηκε διαμέσου διεργασιών κατά τις οποίες δεν πήραν μέρος αέρια αλλά στερεά υλικά και μετεωρίτες. Τα αέρια που ήταν παρόντα χάθηκαν σύντομα μετά τον σχηματισμό της Γης. Σύμφωνα με τη θεωρία αυτή, εφόσον δεν υπήρχε ατμόσφαιρα με τον σχηματισμό της Γης, πιστεύεται ότι η ατμόσφαιρα σχηματίστηκε από συστατικά που προήλθαν από το εσωτερικό της, κυρίως από εκρήξεις ηφαιστείων. Τα αέρια που εκλύονται από τα ηφαίστεια αποτελούνται από υδρατμούς (85%), διοξείδιο του άνθρακα (10%) και άλλα αέρια, όπως το άζωτο και ο φωσφόρος (5%). Για να γίνει κατανοητό πώς προέκυψε η σημερινή ατμόσφαιρα είναι απαραίτητο να εξετάσουμε την ατμόσφαιρα ως ενότητα σε ένα ολοκληρωμένο σύστημα με τα ακόλουθα στοιχεία:

1. ατμόσφαιρα (ο χώρος πάνω από την επιφάνεια της Γης),

2. λιθόσφαιρα (το στερεό επιφανειακό στρώμα της Γης),
3. υδρόσφαιρα (το συνολικό νερό στο σύστημα),
4. βιόσφαιρα (το σύνολο των φυτικών και ζωικών οργανισμών της Γης).

Η ατμόσφαιρα αποτελείται κυρίως από άζωτο και οξυγόνο με μικρές ποσότητες άλλων αερίων, όπως υδρατμούς και διοξείδιο του άνθρακα. Στην ατμόσφαιρα υπάρχουν σύννεφα υγρού νερού και κρυστάλλων πάγου. Αν και η ατμόσφαιρα εκτείνεται προς τα πάνω για πολλές εκατοντάδες χιλιόμετρα, σχεδόν το 99% της ατμόσφαιρας περιέχεται εντός 80 km πάνω από την επιφάνεια της Γης. Δεν υπάρχει πεπερασμένο ανώτερο όριο στην ατμόσφαιρα, αλλά γίνεται ολοένα αραιότερη και τελικά συγχωνεύεται με το κενό διάστημα που περιβάλλει όλους τους πλανήτες.

Ο [Πίνακας 2.1](#) δείχνει την αναλογία κατ' όγκο των διαφόρων αερίων του αέρα κοντά στην επιφάνεια της Γης. Όπως παρατηρούμε, το άζωτο καταλαμβάνει περίπου το 78% και το οξυγόνο περίπου το 21% του συνολικού όγκου. Εάν αφαιρεθούν όλα τα υπόλοιπα αέρια, οι εν λόγω αναλογίες αζώτου και οξυγόνου διατηρούνται σχεδόν σταθερές σε ύψος περίπου 80 km. Κοντά στην επιφάνεια της Γης, παρατηρείται ένα ισοζύγιο στη συγκέντρωση των αερίων, δηλαδή όσα μόρια ενός αερίου καταστρέφονται σε μια χρονική στιγμή, αλλά τόσα μόρια του αερίου αυτού δημιουργούνται στον ίδιο χρόνο.

1. Μόνιμα αέρια

Αέριο	Σύμβολο	% ξηρού αέρα (σε όγκο)
Άζωτο	N ₂	78.08
Οξυγόνο	O ₂	20.95
Αργό	Ar	0.93
Νέον	Ne	0.0018
Ήλιο	He	0.0005
Υδρογόνο	H ₂	0.00006
Ξένο	Xe	0.000009

2. Μεταβλητά αέρια (και σωματίδια)

Αέριο	Σύμβολο	% ξηρού αέρα (σε όγκο)
Υδρατμοί	H ₂ O	0 έως 4
Διοξείδιο του Άνθρακα	CO ₂	0.035 (335)*
Μεθάνιο	CH ₄	0.00017 (1.7)*
Οξείδιο του Αζώτου	N ₂ O	0.00003 (0.3)*
Όζον	O ₃	0.000004 (0.04)*
Σωματίδια (σκόνη, αιθάλη, κ.λπ.)		0.000001 (0.01)*
Χλωροφθοράνθρακες	CFC	0.00000001 (0.001)*

*Σημείωση: Για τα αέρια με πολύ μικρές συγκεντρώσεις, αντί της εκατοστιαίας αναλογίας χρησιμοποιούνται σχέσεις που συνδέουν όγκους ή μάζα. Συνήθως αυτές εκφράζουν συγκεντρώσεις σε μέρη ανά εκατομμύριο ή πολλαπλάσια αυτού. Διεθνώς αυτά τα μεγέθη εκφράζονται σε ppm, ppmm, ppb. Έτσι, για το διοξείδιο του άνθρακα, τα 335 ppm δηλώνουν ότι σε ένα εκατομμύριο μόρια αέρα τα 335 είναι μόρια CO₂.

Πίνακας 2.1 Σύσταση του ατμοσφαιρικού αέρα κοντά στην επιφάνεια της Γης.

2.2.1 Άζωτο

Είναι το αφθονότερο ατμοσφαιρικό αέριο και αποτελεί το 78% του όγκου της ατμόσφαιρας. Αποτελεί απαραίτητο συστατικό όλων των ζωντανών οργανισμών και χρησιμοποιείται από αυτούς για την

παραγωγή ενός αριθμού συνθέτων οργανικών μορίων, όπως είναι τα αμινοξέα, οι πρωτεΐνες και τα νουκλεϊκά οξέα (DNA, RNA). Σχεδόν στο σύνολό του, το άζωτο βρίσκεται στην ατμόσφαιρα με μικρές μόνο ποσότητες στη βιόσφαιρα και σε μικρές αποθέσεις βιολογικής προέλευσης. Το άζωτο είναι αδρανές και χρησιμεύει στην ατμόσφαιρα κυρίως στην αραίωση του οξυγόνου, μειώνοντας έτσι τη δραστηριότητά του, με αποτέλεσμα όλες οι οξειδώσεις στη φύση, η καύση και η σήψη, να προχωρούν με τη γνωστή μικρή φυσική τους ταχύτητα. Ο κύκλος του αζώτου αντιπροσωπεύει έναν από τους πλέον σημαντικούς κύκλους θρεπτικών που συναντάμε στα γήινα οικοσυστήματα. Το άζωτο απομακρύνεται από την ατμόσφαιρα με φυσικές και βιολογικές διεργασίες που ονομάζονται αζωτοδέσμευση. Κατά τη φυσική αζωτοδέσμευση το άζωτο της ατμόσφαιρας με την απορρόφηση ενέργειας των κεραυνών ενώνεται με το οξυγόνο ή το υδρογόνο, σχηματίζοντας νιτρικά ιόντα ή αμμωνία που μεταφέρονται στο έδαφος με τη βροχή. Η βιολογική αζωτοδέσμευση συμβαίνει με τη δράση των βακτηριδίων του εδάφους, τα βακτήρια μετατρέπουν το ατμοσφαιρικό άζωτο σε νιτρικά ιόντα, μέρος των οποίων μεταφέρεται στα φυτά. Το άζωτο επιστρέφει στην ατμόσφαιρα με τη σήψη φυτικού και ζωικού υλικού. Ο κύκλος του αζώτου αντιπροσωπεύει έναν από τους πλέον σημαντικούς κύκλους θρεπτικών που συναντάμε στα γήινα οικοσυστήματα.

2.2.2 Οξυγόνο

Το σπουδαιότερο αέριο για τη ζωή στη Γη είναι το οξυγόνο και δεν υπήρχε στην πρώτη ατμόσφαιρα. Τα μόρια των υδρατμών και του διοξειδίου του άνθρακα περιέχουν οξυγόνο που έχει απελευθερωθεί με τις ηφαιστειακές εκρήξεις διαμέσου της λιθόσφαιρας και της υδρόσφαιρας. Η σημερινή αφθονία του στην ατμόσφαιρα σχετίζεται με τη φωτοσύνθεση, τη διεργασία των φυτών με την οποία είναι ικανά να παρασκευάζουν την «τροφή» τους με πρώτες ύλες διοξειδίου του άνθρακα, νερό και φως, εκλύοντας οξυγόνο ως παράγωγο αυτής της διεργασίας. Η εμφάνιση του οξυγόνου στην ατμόσφαιρα (περίπου 2 δισεκατομμύρια χρόνια μετά τον σχηματισμό της Γης) ήταν αποτέλεσμα της φωτοσύνθεσης θαλάσσιων οργανισμών και σήμανε την αρχή μιας μεγάλης ατμοσφαιρικής, γεωλογικής και βιολογικής εξέλιξης που έχει οδηγήσει στη σημερινή ατμόσφαιρα και γεωλογική εικόνα της Γης και στην ποικιλία των μορφών ζωής που εξαρτώνται από το οξυγόνο. Το ατμοσφαιρικό οξυγόνο καταναλώνεται με την αναπνοή οργανισμών, την αποσύνθεση νεκρών οργανισμών κάτω από την επίδραση βακτηριδίων, την καύση οργανικών ουσιών (π.χ. πυρκαγιές δασών, καύση πετρελαίου) και διάφορες οξειδωτικές αντιδράσεις. Κατά συνέπεια, αν δεν ανανεωνόταν με τον ίδιο ρυθμό, η συγκέντρωση του στην ατμόσφαιρα θα μειωνόταν. Νέες ποσότητες οξυγόνου δημιουργούνται από τις φωτοσυνθετικές αντιδράσεις των φυκών στη θάλασσα και των φυτών στη στεριά.

2.2.3 Διοξείδιο του άνθρακα

Το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2) στη γήινη ατμόσφαιρα θεωρείται ιχνοστοιχείο και αντιπροσωπεύει μόλις το 0,035%. Εισέρχεται στην ατμόσφαιρα κυρίως από τη σήψη των φυτών, αλλά προέρχεται επίσης από τις εκρήξεις των ηφαιστείων, την εκπονή των ζώων, την καύση ορυκτών καυσίμων (άνθρακας, πετρέλαιο, φυσικό αέριο) και την αποψίλωση των δασών. Η απομάκρυνσή του από την ατμόσφαιρα γίνεται με τη διαδικασία της φωτοσύνθεσης εκ μέρους των φυτών, ενώ επίσης τεράστιες ποσότητες CO_2 διαλύονται άμεσα στα νερά των ωκεανών ή δεσμεύονται από το φυτοπλαγκτόν. Η συγκέντρωση κυμαίνεται εποχικά αλλά και τοπικά. Η διακύμανση αυτή οφείλεται κατά κύριο λόγο στην εποχική ανάπτυξη των φυτών στο βόρειο ημισφαίριο. Οι συγκεντρώσεις του διοξειδίου του άνθρακα στον βορρά μειώνονται κατά τη διάρκεια της άνοιξης και του καλοκαιριού, καθώς το καταναλώνουν τα φυτά, και αυξάνονται το φθινόπωρο και τον χειμώνα με την αποσύνθεση των φυτών. Στις αστικές περιοχές οι συγκεντρώσεις είναι γενικά υψηλότερες. Πεντακόσια εκατομμύρια χρόνια πριν, το διοξείδιο του

άνθρακα ήταν 20 φορές περισσότερο από ό,τι σήμερα. Κατά τη διάρκεια της Ιουράσιας Περιόδου, μειώθηκε κατά 4 έως 5 φορές, στη συνέχεια παρατηρήθηκε αργή μείωση και περίπου πριν 49 εκατομμύρια χρόνια ταχεία μείωση. Οι ανθρώπινες δραστηριότητες, όπως η καύση ορυκτών καυσίμων και η αποψίλωση των δασών, έχουν προκαλέσει αύξηση της ατμοσφαιρικής συγκέντρωσης του διοξειδίου του άνθρακα κατά περίπου 35% από την αρχή της εποχής της εκβιομηχάνισης. Έως και το 40% των αερίων που εκπέμπονται από ορισμένες ηφαιστειακές δραστηριότητες είναι διοξείδιο του άνθρακα. Οι εκπομπές του CO₂ από τις ανθρώπινες δραστηριότητες ανέρχονται σήμερα περίπου σε 27 δισεκατομμύρια τόνους ετησίως και είναι πολύ περισσότερες από τις ποσότητες που εκλύονται από τα ηφαίστεια. Εκτιμήσεις δείχνουν ότι οι ωκεανοί δεσμεύουν 50 φορές περισσότερο CO₂ σε σχέση με την ατμόσφαιρα. Παρά τη διαλυτική ικανότητα των ωκεανών, το CO₂ παρουσιάζει μια συνεχή αύξηση της συγκέντρωσης αυτού στην ατμόσφαιρα της Γης, η οποία υπερβαίνει το 10% κατά τα τελευταία πενήντα έτη (Ahrens, 2003).

Το CO₂ είναι ισχυρό θερμοκηπικό αέριο, διότι έχει την ικανότητα να παγιδεύει μεγάλο μέρος της υπέρυθρης ακτινοβολίας. Εκτός από το CO₂, θερμοκηπική συμπεριφορά παρουσιάζουν επίσης οι υδρατμοί, το μεθάνιο, τα οξείδια του αζώτου (N₂O) και οι χλωροφθοράνθρακες.

Οι χλωροφθοράνθρακες (CFC) αποτελούν μια ομάδα θερμοκηπικών αερίων που έχουν παρουσιάσει επίσης σημαντική αύξηση. Εκτός από τη θερμοκηπική τους δράση (αύξηση της θερμοκρασίας), επιδρούν σημαντικά στην καταστροφή του ατμοσφαιρικού όζοντος.

2.2.4 Υδρατμοί

Οι υδρατμοί που περιέχει η ατμόσφαιρα προέρχονται κυρίως από την εξάτμιση των υδάτινων επιφανειών και τη διαπνοή των φυτών. Η ποσότητά τους μεταβάλλεται με τον τόπο και τον χρόνο. Στην τροπική περιοχή μπορεί να πλησιάζουν και το 4% του όγκου της ατμόσφαιρας, ενώ στις πολικές περιοχές αγγίζουν σχεδόν το 0%. Οι λειτουργίες της εξάτμισης και συμπύκνωσης καθορίζουν κυρίως τις διάφορες ατμοσφαιρικές λειτουργίες και αποτελούν μαζί με τις θερμικές μεταβολές τους βασικούς παράγοντες της δημιουργίας των σπουδαιότερων ατμοσφαιρικών διαταράξεων. Οι υδρατμοί διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στη λειτουργία απορρόφησης και εκπομπής της ακτινοβολούσας ενέργειας στην ατμόσφαιρα. Οι διεργασίες των μεταβολών των μορφών του νερού και των μεταβολών της περιεκτικότητας των διαφόρων περιοχών της ατμόσφαιρας σε υδρατμούς αποτελούν σημαντικές πηγές θερμότητας στην ατμόσφαιρα. Γενικά οι υδρατμοί είναι ένα από τα σπουδαιότερα, αν όχι το σπουδαιότερο αέριο της ατμόσφαιρας.

2.2.5 Όζον

Το ατμοσφαιρικό όζον (97% της συνολικής πλανητικής ποσότητας) εντοπίζεται στην ανώτερη ατμόσφαιρα, όπου και σχηματίζεται από διάσπαση μορίων οξυγόνου, απελευθερώνοντας έτσι ατομικό οξυγόνο, το οποίο στη συνέχεια ενώνεται με άλλα μόρια οξυγόνου σχηματίζοντας το όζον (O₃) υπό την επίδραση των ισχυρών υπεριώδων ακτινών που υπάρχουν στο ηλιακό φως. Οι αντιδράσεις φωτοδιάσπασης απορροφούν ένα σημαντικό μέρος της υπεριώδους ακτινοβολίας, το οποίο διαφορετικά θα έφτανε στην επιφάνεια της Γης. Είναι γνωστό ότι οι υψηλής ενέργειας υπεριώδεις ακτίνες προκαλούν βλάβες στο DNA των ζώντων οργανισμών. Επομένως, συμπεραίνουμε ότι το όζον της ατμόσφαιρας αποτελεί την απαραίτητη ασπίδα για την ανάπτυξη και διατήρηση της ζωής στην επιφάνεια της Γης.

Τα τελευταία χρόνια οι ανθρώπινες δραστηριότητες έχουν επιδράσει αρνητικά στην ύπαρξη του στρατοσφαιρικού όζοντος. Το όζον μπορεί να καταστραφεί από οξείδια του αζώτου και ρίζες χλωρίου. Τα πρώτα προέρχονται από τις καύσεις των μηχανών υπερηχητικών αεροσκαφών και τα δεύτερα από τους χλωροφθοράνθρακες. Οι ρίζες χλωρίου είναι χημικές ενώσεις που δεν υπήρχαν στην ατμόσφαιρα

πριν το 1930. Έχουν χρησιμοποιηθεί ως ψυκτικές ουσίες στα ψυγεία και τα κλιματιστικά και ως προωθητικά στα σπρέι. Όταν διαφύγουν στην ατμόσφαιρα και ανεβούν ψηλά στη στρατόσφαιρα, φωτοδιασπώνται δίνοντας χλώριο, το οποίο στη συνέχεια αντιδρά με το όζον, αλλά και με το ατομικό οξυγόνο, μειώνοντας τη συγκέντρωσή τους. Έτσι, η χρήση των χλωροφθορανθράκων θεωρείται κυρίως υπεύθυνη για τη δραστική μείωση της συγκέντρωσης όζοντος την άνοιξη πάνω από την Ανταρκτική, φαινόμενο που ονομάζεται «τρύπα του όζοντος». Οι κίνδυνοι που προκαλούνται από τους χλωροφθορανθράκες έγιναν γνωστοί τη δεκαετία του 1980 και το 1989 υπογράφηκε μια διεθνής συμφωνία, γνωστή ως Πρωτόκολλο του Μόντρεαλ, για τη μείωση της χρήσης και των εκπομπών χλωροφθορανθράκων. Φαίνεται ότι ήδη η συμφωνία έχει αποδώσει καρπούς, αφού παρατηρήθηκαν σημεία ανάκαμψης στη συγκέντρωση του στρατοσφαιρικού όζοντος πάνω από την Ανταρκτική.

Στο επιφανειακό στρώμα της ατμόσφαιρας το όζον αποτελεί στοιχείο του φωτοχημικού νέφους που αποτελεί ρυπογόνο αέριο. Προκαλεί ερεθισμό στα μάτια και στον λαιμό και ζημιές στα φυτά.

Τα επίπεδα του μεθανίου έχουν αυξηθεί κατά τις τελευταίες δεκαετίες με ρυθμούς μέχρι 1% ετησίως. Η φυσική του προέλευση είναι τα έλη και η σήψη των φυτών, ενώ η παρατηρούμενη αύξηση οφείλεται στις μεγάλες μονάδες εκτροφής βοοειδών και στις εκτεταμένες καλλιέργειες ρυζιού.

2.2.6 Ατμοσφαιρικά αιωρήματα

Στην ατμόσφαιρα αιωρούνται στερεά σωματίδια σε συγκεντρώσεις που ποικίλλουν και προέρχονται από φυσικές ή ανθρωπογενείς πηγές. Οι άνεμοι παρασύρουν και μεταφέρουν σωματίδια εδάφους, κονιορτό και μόρια χλωριούχου νατρίου, στάχτη και αιθάλη από δασικές πυρκαγιές, στάχτη από ηφαίστεια (Φλόκας & Χρονοπούλου, 2010).

Κάποια από τα αιωρούμενα σωματίδια έχουν ευεργετικά αποτελέσματα. Αυτά λειτουργούν ως πυρήνες συμπύκνωσης των υδρατμών και οδηγούν στον σχηματισμό των νεφών. Τα σωματίδια ανθρωπογενούς προέλευσης (και ορισμένα φυσικής προέλευσης) είναι ρύποι. Στην κατηγορία αυτή ανήκουν το διοξείδιο του αζώτου, το μονοξείδιο του άνθρακα και οι υδρογονάνθρακες.

Με τη δράση της ηλιακής ενέργειας και τη χημική αντίδραση των παραπάνω αερίων παράγεται το όζον. Η χρήση θειούχων καυσίμων, όπως είναι το κάρβουνο και τα υγρά καύσιμα που περιέχουν θείο, απελευθερώνουν με την καύση τους διοξείδιο του θείου και δημιουργείται θειικό οξύ το οποίο με τη βροχή αποτίθεται στην επιφάνεια του εδάφους και στη βλάστηση σαν όξινη βροχή. Η όξινη βροχή αποτελεί σοβαρό περιβαλλοντικό πρόβλημα στις βιομηχανικές περιοχές που προξενεί βρογχίτιδα και αναπνευστικά προβλήματα αλλά και ξήρανση δένδρων στα δασικά οικοσυστήματα.

2.3 Κατακόρυφη δομή της ατμόσφαιρας

Το κατακόρυφο προφίλ της ατμόσφαιρας μάς δείχνει ότι αυτή μπορεί να διαιρεθεί σε διάφορα στρώματα. Η ατμόσφαιρα αποτελείται από αλληπάλληλα στρώματα, των οποίων όμως τα ακριβή όρια εξαρτώνται από τον τρόπο με τον οποίο ορίζεται κάθε στρώμα, αφού ο προσδιορισμός τους μπορεί να γίνει είτε με τον τρόπο με τον οποίο μεταβάλλεται η θερμοκρασία μέσα σε αυτά είτε με τα αέρια τα οποία συνιστούν το στρώμα είτε τέλος με βάση τα ηλεκτρικά χαρακτηριστικά της ατμόσφαιρας.

Στη Μετεωρολογία ακολουθείται η ταξινόμηση που χρησιμοποιεί η Διεθνής Ένωση Γεωδαισίας και Γεωφυσικής, η οποία διαιρεί την ατμόσφαιρα σε διάφορα στρώματα με βάση τα θερμικά τους χαρακτηριστικά. Το σύστημα αυτό αποτελείται από τα ακόλουθα στρώματα, ξεκινώντας από την επιφάνεια της Γης ([Σχήμα 2.1](#)):

- Τροπόσφαιρα ($0 \leq H \leq 11 \text{ km}$)
- Στρατόσφαιρα ($11 \leq H \leq 47 \text{ km}$)

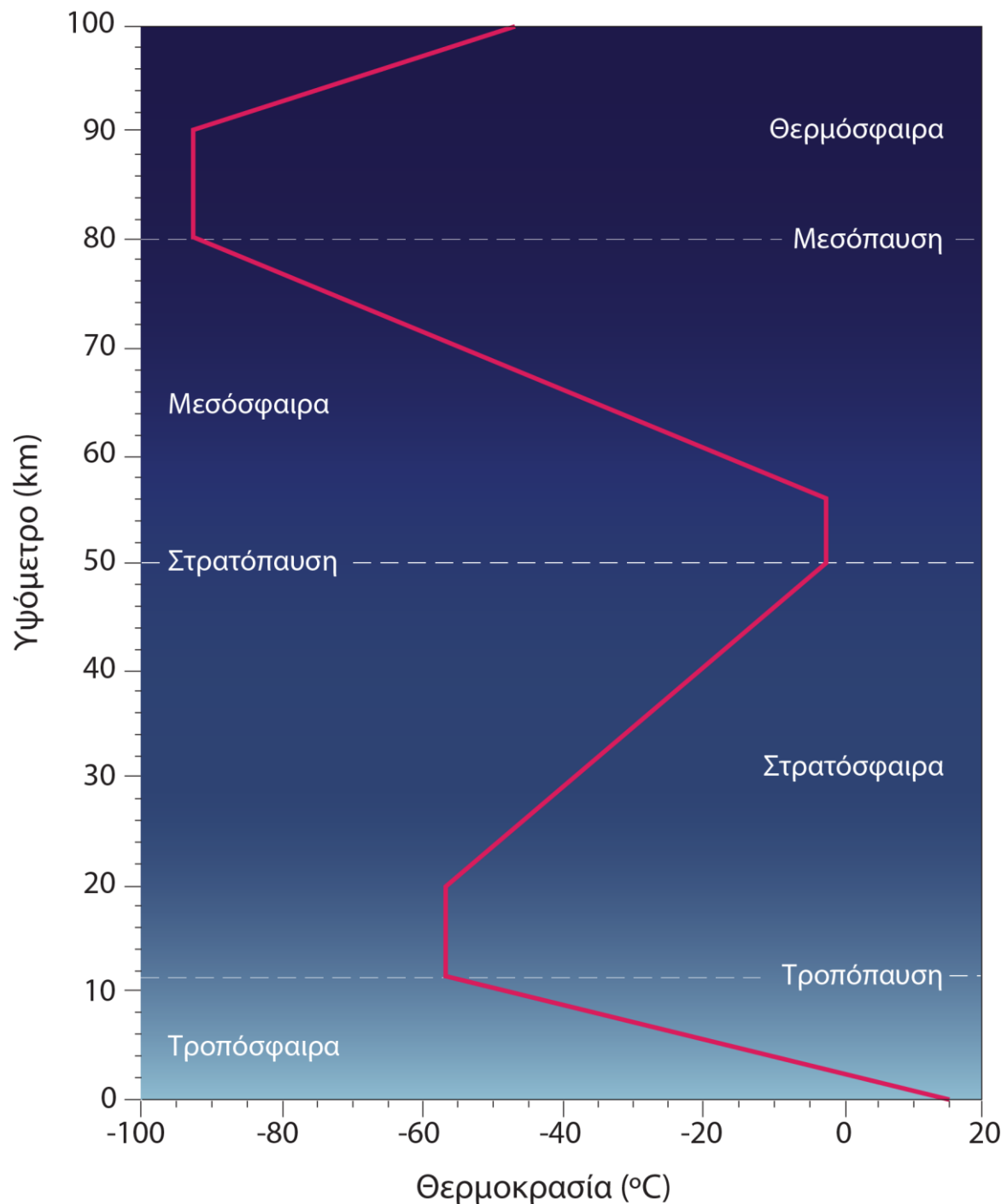
- Μεσόσφαιρα ($47 \leq H \leq 84.9$ km)
- Θερμόσφαιρα ($84.9 \leq H$ km)

Μεταξύ των στρωμάτων αυτών παρεμβάλλονται τρεις μεταβατικές ζώνες οι οποίες φέρουν τα ονόματα:

- Τροπόπαυση ($H = 11$ km)
- Στρατόπαυση ($H = 47$ km)
- Μεσόπαυση ($H = 84.9$ km)

Η θερμοκρασία παρουσιάζει μια συνεχή ελάττωση από την επιφάνεια της Γης μέχρι ένα ύψος περίπου 11 km. Η εν λόγω ελάττωση της θερμοκρασίας με την αύξηση του ύψους οφείλεται στο γεγονός ότι ο Ήλιος θερμαίνει την επιφάνεια της Γης, η οποία με τη σειρά της θερμαίνει τον υπερκείμενο αέρα. Ο ρυθμός με τον οποίο ελαττώνεται η θερμοκρασία του αέρα με το ύψος ονομάζεται κατακόρυφη θερμοβαθμίδα. Η μέση ή η κανονική θερμοβαθμίδα στο κατώτερο αυτό ατμοσφαιρικό στρώμα ισούται με $6,5^{\circ}\text{C}$ για κάθε 1000 m ύψους. Το τμήμα αυτό της ατμόσφαιρας, η τροπόσφαιρα, περικλείει όλα τα γνωστά καιρικά φαινόμενα τα οποία συμβαίνουν στη Γη. Στη ζώνη αυτή εκδηλώνονται όλα τα ανοδικά και καθοδικά ρεύματα του αέρα και τα μόρια των αερίων μπορούν να κυκλοφορούν μέσα στο πάχος των 10 km μέσα σε λίγες μόνο ημέρες.

Επάνω από τα 11 km η θερμοκρασία παύει να ελαττώνεται σε σχέση με το ύψος. Εδώ η θερμοβαθμίδα είναι μηδενική. Αυτή η περιοχή όπου η θερμοκρασία παραμένει σταθερή σε σχέση με το ύψος χαρακτηρίζεται ως ισοθερμική ζώνη. Η βάση αυτής της ζώνης οριοθετεί την κορυφή της τροπόσφαιρας και η κορυφή της την αρχή του επόμενου στρώματος, της στρατόσφαιρας.



Σχήμα 2.1 Τα στρώματα της ατμόσφαιρας σύμφωνα με το μέσο προφίλ της θερμοκρασίας του αέρα.

Το ισόθερμο στρώμα που χωρίζει την τροπόσφαιρα από την στρατόσφαιρα ονομάζεται τροπόπαυση. Το ύψος της τροπόπαυσης ποικίλλει ανάλογα με το γεωγραφικό πλάτος και την εποχή. Αυτή κανονικά βρίσκεται υψηλότερα από την Ισημερινή περιοχή και μειώνει το ύψος της καθώς κινούμαστε προς τους πόλους. Γενικά η τροπόπαυση βρίσκεται υψηλότερα το καλοκαίρι και χαμηλότερα το χειμώνα σε όλα τα γεωγραφικά πλάτη. Σε μερικές περιοχές η τροπόπαυση παρουσιάζει ασυνέχεια και έχει παρατηρηθεί ότι στις θέσεις αυτές γίνεται μια ανάμιξη τροποσφαιρικού και στρατοσφαιρικού αέρα. Οι ασυνέχειες αυτές οριοθετούν τις θέσεις των αεροχειμάρρων (jet streams), δηλαδή των πολύ ισχυρών ανέμων, που δρουν σε περιορισμένο χώρο και που υπερβαίνουν σε ένταση και τους 100 κόμβους (1 κόμβος = 1,9 km/h).

Σε ύψος περίπου 20 km μέσα στην στρατόσφαιρα, η θερμοκρασία του αέρα αρχίζει να αυξάνεται με το ύψος. Η αύξηση της θερμοκρασίας ονομάζεται αναστροφή της θερμοκρασίας. Το στρώμα της αναστροφής μαζί με το υποκείμενο ισοθερμικό στρώμα της τροπόπαυσης δεν επιτρέπουν στα ανοδικά ρεύματα της τροπόσφαιρας να διεισδύσουν στη στρατόσφαιρα. Επίσης, η αναστροφή αποτρέπει τις ανοδικές κινήσεις μέσα στη στρατόσφαιρα, καθιστώντας την ένα σχεδόν αδιατάρακτο στρώμα.

Μολονότι η θερμοκρασία αυξάνεται με το ύψος, θα πρέπει να γίνει κατανοητό ότι σε τέτοια υψόμετρα οι θερμοκρασίες παραμένουν αρκετά κάτω του μηδενός. Για παράδειγμα, σε ύψος 30 km οι θερμοκρασίες κατά μέσο όρο κυμαίνονται γύρω στους -36°C .

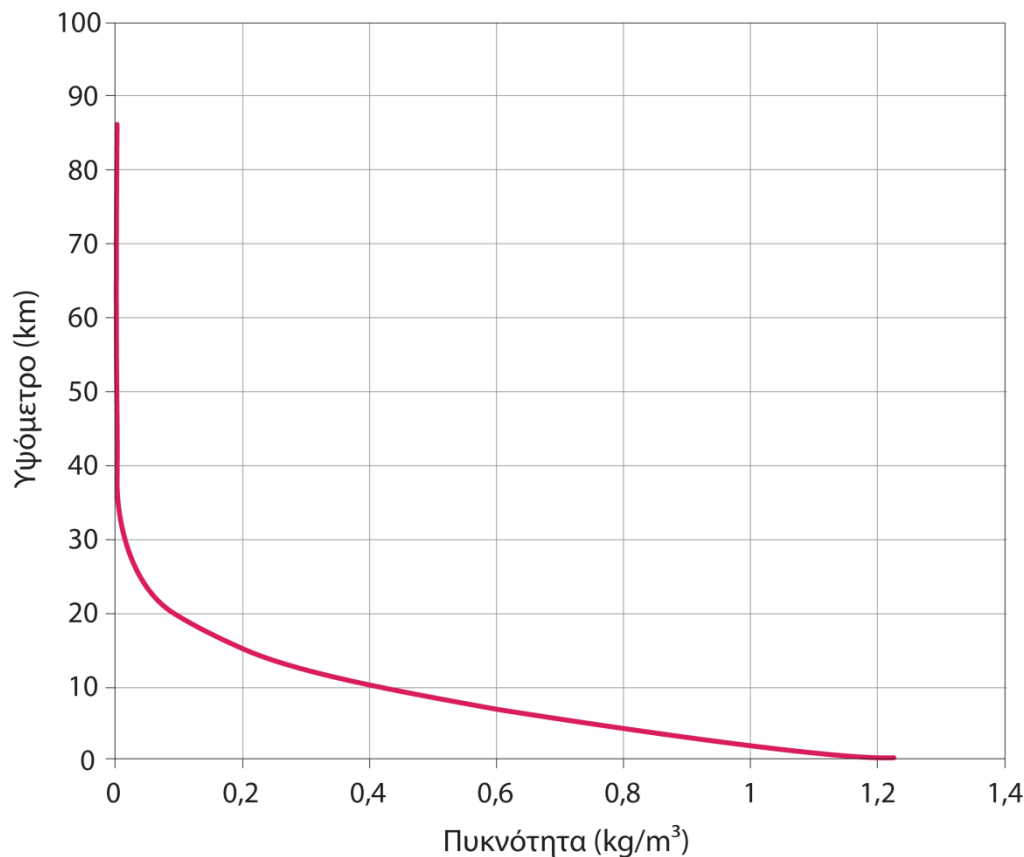
Το αίτιο της δημιουργίας της αναστροφής στη στρατόσφαιρα είναι η συγκέντρωση μεγάλων ποσοτήτων O_3 στα ύψη αυτά. Το O_3 απορροφά μέρος της υπεριώδους ακτινοβολίας θερμαίνοντας την ατμόσφαιρα και δημιουργώντας την αναστροφή της θερμοκρασίας. Βέβαια, οι μεγαλύτερες ποσότητες O_3 συναντώνται στο ύψος των 25 km και σχηματίζουν την οζονόσφαιρα, αλλά το μέγιστο όριο της θερμοκρασίας συναντάται σε ύψος 50 km. Ο λόγος είναι ότι στο ύψος αυτό η ατμόσφαιρα είναι πολύ αραιότερη σε σχέση με τα 25 km και έτσι η απορρόφηση της έντονης ηλιακής ακτινοβολίας αυξάνει πολύ περισσότερο τη θερμοκρασία του αραιού αέρα. Εξαιτίας δε της αραιότητας του αέρα δεν είναι δυνατή η μεταφορά θερμότητας προς τα χαμηλότερα ύψη.

Επάνω από τη στρατόσφαιρα υπάρχει η μεσόσφαιρα. Η ενδιάμεση ισόθερμη επιφάνεια, σε ύψος περίπου 50 km, που χωρίζει τα δύο αυτά στρώματα ονομάζεται στρατόπαυση. Ο αέρας εδώ είναι εξαιρετικά αραιός και η ατμοσφαιρική πίεση πολύ χαμηλή, μόλις 1 hPa ([Σχήμα 2.1](#)), που σημαίνει ότι το 99,9% της ατμοσφαιρικής μάζας βρίσκεται κάτω από τη στάθμη αυτή. Η θερμοκρασία του αέρα στη μεσόσφαιρα ελαττώνεται με το ύψος. Αυτό οφείλεται εν μέρει στην απουσία όζοντος στην περιοχή και στο γεγονός ότι τα ελάχιστα μόρια του αέρα χάνουν περισσότερη ενέργεια από αυτή που δεσμεύουν. Η ψύξη του αέρα συνεχίζεται σχεδόν έως το ύψος 90 km, όπου η θερμοκρασία του αέρα απόκτα τη μικρότερη κατά μέσο όρο τιμή των -90°C .

Το αμέσως επόμενο υπερκείμενο στρώμα ονομάζεται θερμόσφαιρα. Το όριο που ξεχωρίζει το κατώτερο ψυχρό στρώμα της μεσόσφαιρας από τη θερμή θερμόσφαιρα ονομάζεται μεσόπαυση. Στη θερμόσφαιρα τα μόρια του οξυγόνου απορροφούν ηλιακή ενέργεια και θερμαίνουν τον αέρα. Επειδή όμως είναι πολύ λίγα, η απορρόφηση μικρής ποσότητας ενέργειας μπορεί να προκαλέσει μεγάλη αύξηση της θερμοκρασίας.

2.4 Η ατμοσφαιρική πίεση

Ο αέρας είναι ευκίνητος, διασταλτός και άκρως συμπιεστός. Τα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας είναι πάρα πολύ πυκνότερα σε σχέση με τα ανώτερα. Το 50% σχεδόν της ολικής μάζας του αέρα βρίσκεται στα πρώτα πέντε περίπου χιλιόμετρα της ατμόσφαιρας. Και η μέση πυκνότητα μεταβάλλεται από περίπου $1,25 \text{ kg/m}^3$ στην επιφάνεια της Γης στα $0,7 \text{ kg/m}^3$ σε ύψος 5000 m ([Σχήμα 2.2](#)).



Σχήμα 2.2 Η ελάττωση της πυκνότητας της ατμόσφαιρας σε σχέση με το ύψος.

Η ατμοσφαιρική πίεση εκφράζει τη δύναμη που ασκεί η μάζα του αέρα στη μονάδα της επιφάνειας. Στο διεθνές σύστημα μονάδων (MKS), ως μονάδα δύναμης ορίζεται το Newton και ως μονάδα επιφάνειας το τετραγωνικό μέτρο. Έτσι, ως μονάδα πίεσης ορίζεται το N/m^2 . Το 1 Pascal ισοδυναμεί με την πίεση που ασκεί το 1 N/m^2 . Η ατμοσφαιρική πίεση εκφράζεται σε μονάδες Pascal, hectopascals (hPa). Η ατμοσφαιρική πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας ισούται με 1013,25 hPa. Αντίστοιχη μονάδα πίεσης που χρησιμοποιείται πολύ συχνά ακόμα και σήμερα είναι το mb, το οποίο αριθμητικά ισούται με 1 hPa. Άλλες μονάδες πίεσης είναι το mmHg ή Torr, το οποίο ισούται με 0,75 hPa.

2.5 Η ατμόσφαιρα από οικολογική άποψη

Το ατμοσφαιρικό περιβάλλον κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, επηρεάζει καθοριστικά τις συνθήκες διαβίωσης φυτικών και ζωικών οργανισμών. Φως, θερμότητα, υγρασία, σύνθεση και κίνηση του ατμοσφαιρικού αέρα συνεπιδρούν σε συνδυασμό με άλλους παράγοντες του περιβάλλοντος (Crichtfield, 1974). Η επίδραση ενός παράγοντα γίνεται τότε μόνο αισθητή, όταν αυτός βρίσκεται στην περιοχή της ελάχιστης τιμής του. Οι φυτικοί και ζωικοί οργανισμοί διαθέτουν μηχανισμούς προσαρμογής στην αντιμετώπιση των δυσμενών επιδράσεων του ατμοσφαιρικού περιβάλλοντος (Goldberg et al., 2012). Με τον τρόπο αυτό οι οργανισμοί μπορούν να επιβιώσουν σε ένα εύρος τιμών περιβαλλοντικών παραμέτρων πέραν των οποίων η ζωή τους είναι επισφαλής. Το εύρος αυτό διαφοροποιείται έντονα, ανάλογα με το είδος και την ποικιλία των φυτών ή το είδος και τις φυλές των ζώων. Αποτέλεσμα αυτού είναι η χωροταξική κατανομή των διαφορετικών φυτών και ζώων στον πλανήτη, η οποία καθορίζεται από τις κλιματικές συνθήκες που επικρατούν κατά τη διάρκεια του έτους σε κάθε περιοχή. Οι μετεωρολογικές συνθήκες, που διαμορφώνονται κοντά στην επιφάνεια του εδάφους,

παίζουν καθοριστικό ρόλο στην ανάπτυξη των φυτών (Φλόκας & Χρονοπούλου, 2010). Πολλές φορές οι ατμοσφαιρικές παράμετροι που προσδιορίζονται από ένα μετεωρολογικό σταθμό που βρίσκεται στην ευρύτερη περιοχή δεν εκφράζουν τις μικρομετεωρολογικές συνθήκες που διαμορφώνονται στο περιβάλλον ενός δάσους. Οι μικρομετεωρολογικές συνθήκες στο δασικό περιβάλλον και στις γειτονικές περιοχές απαιτεί μετρήσεις και σύγκριση των αποτελεσμάτων.

Ο ρόλος των περιαστικών δασικών εκτάσεων, όπως και του αστικού πράσινου, είναι σημαντικός στη διαμόρφωση των κλιματικών συνθηκών και ασκεί ευνοϊκή επίδραση στην αντιμετώπιση της θερμικής και χημικής ρύπανσης του ατμοσφαιρικού περιβάλλοντος των πόλεων.

Το ατμοσφαιρικό περιβάλλον, στο οποίο αναπτύσσονται οι φυτικοί και ζωικοί οργανισμοί, εκφράζεται ως συνδυασμός των επιμέρους μετεωρολογικών παραμέτρων. Αυτές όμως ασκούν μεμονωμένα ιδιαίτερες επιδράσεις στους έμβιους οργανισμούς και η βαρύτητά τους, ως προς τον ρόλο τους στην ανάπτυξη των φυτών και των ζώων, είναι διαφορετική. Ως παράδειγμα αναφέρεται η ηλιακή ακτινοβολία, που θεωρείται ότι είναι από τις θεμελιώδεις μετεωρολογικές παραμέτρους για την επιβίωση των έμβιων οργανισμών. Η ηλιακή ακτινοβολία δημιουργεί το κατάλληλο περιβάλλον από άποψη θερμοκρασίας για τη διατήρηση των βιολογικών διεργασιών τους και δημιουργεί τις προϋποθέσεις για τη φωτοσύνθεση των φυτών και ασκεί σημαντικό ρόλο στην υδατική οικονομία της ατμόσφαιρας.

Από τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα η βροχή παίζει σημαντικό ρόλο στη δασική παραγωγή, διότι εφοδιάζει το έδαφος με νερό που είναι απαραίτητο για την επιβίωση και ανάπτυξη των δασικών δένδρων (Ντάφης, 1986). Αντίθετα, ζημιές προκαλούν οι ισχυροί άνεμοι.

Ανακεφαλαίωση μαθήματος

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ahrens, D.C. (2003). *Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment*. Pacific Grove: Brooks Cole.
- Critchfield, H.J. (1974³). *General Climatology*. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall.
- Goldberg, V., Mayer, H., Schindler, D., Söhl, D. & Bernhofer, C. (2012). Entwicklungen in der forstlichen Meteorologie. *Agrar- und Forstmeteorologie*. Jahrgang 38, Heft 1/2, pp. 69-79.
- Μαχαίρας, Π. & Μπαλαφούτης, Χ. (1985). *Μαθήματα Γενικής Κλιματολογίας με στοιχεία Βιοκλιματολογίας*. Θεσσαλονίκη: Γιαχούδη-Γιαπούλη.
- Ντάφης, Σ. (1986). *Δασική Οικολογία*. Θεσσαλονίκη: Γιαχούδη-Γιαπούλη.
- Φλόκας, Α. & Χρονοπούλου, Α. (2010). *Μαθήματα Γεωργικής Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας*. Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις Ζήτη.

3. Η ηλιακή ακτινοβολία

Στο τρίτο κεφάλαιο αναλύεται η ηλιακή ακτινοβολία και η σημασία της στη διαμόρφωση του καιρού και του κλίματος. Περιγράφονται οι μορφές και οι νόμοι της ακτινοβολίας και τα όργανα μέτρησης της ηλιακής ενέργειας και του φωτισμού. Επίσης, αναλύονται οι παράγοντες που καθορίζουν την ποσότητα της ηλιακής ενέργειας και τη γεωγραφική κατανομή της στην επιφάνεια της Γης. Τέλος, περιγράφεται η συμπεριφορά της ατμόσφαιρας και της επιφάνειας της Γης ως προς την απορρόφηση και εκπομπή ακτινοβολίας και ο ρόλος της ηλιακής ακτινοβολίας στη φωτοσύνθεση των φυτικών οργανισμών.

3.1 Γενικά

Ο Ήλιος είναι η μόνη κύρια και σημαντική πηγή ενέργειας που είναι διαθέσιμη στα επιφανειακά στρώματα της Γης και της ατμόσφαιράς της, σε ποσοστό που αντιπροσωπεύει μόλις τα δύο δισεκατομμυριοστά της συνολικής ενέργειας που εκπέμπει ο Ήλιος στο πλανητικό διάστημα.

Η ενέργεια από τον Ήλιο φτάνει σε εμάς με τη μορφή ακτινοβολίας. Όλα τα υλικά, όπως είναι γνωστό από τη Φυσική, εκπέμπουν ηλεκτρομαγνητικά κύματα όταν βρίσκονται σε θερμοκρασίες μεγαλύτερες του απολύτου μηδενός (-273°C). Ο τρόπος διάδοσης της ηλιακής ενέργειας, καθώς και η ίδια η ηλιακή ενέργεια ορίζονται σαν ακτινοβολία. Η ακτινοβολία διακρίνεται εύκολα από τις άλλες μορφές διάδοσης της 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 διάδοσή της.

Η ηλιακή ακτινοβολία είναι ένα από τα κυριότερα στοιχεία που είναι υπεύθυνα για τον σχηματισμό και τη διαμόρφωση των κλιμάτων στη Γη. Η μεγάλη ποικιλία των κλιμάτων, από τα μόνιμα χιόνια και τις αρνητικές θερμοκρασίες των πόλων της Γης έως τις φλεγόμενες τροπικές έρημους της Αφρικής και της Ασίας, οφείλεται στο γεγονός ότι τα ποσά της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνουν στην επιφάνεια της Γης ποικίλλουν σημαντικά σε σχέση με το γεωγραφικό πλάτος (Kondratyev, 1969).

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 κ.λπ. (Ahrens, 2003).

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 (Morgan & Morgan, 1991).

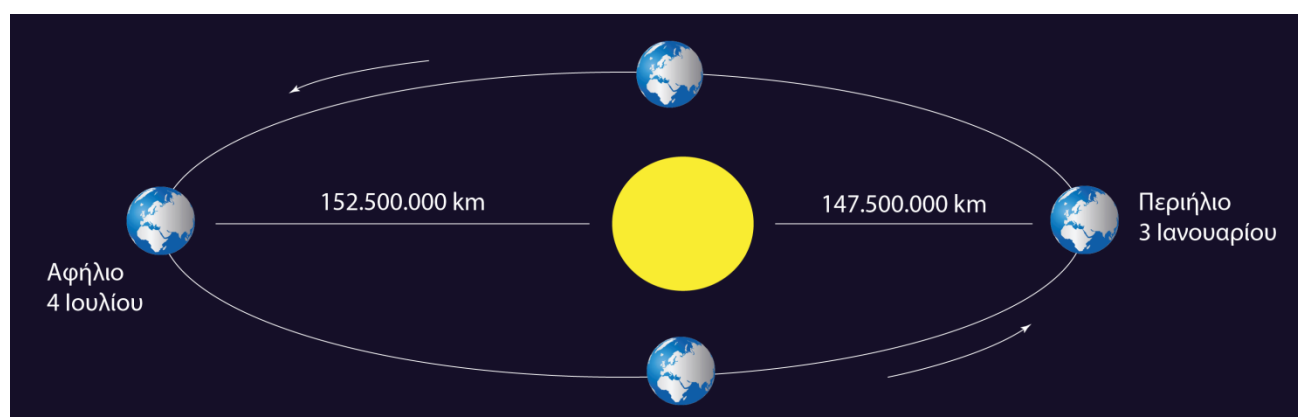
Ένα άλλο σημαντικό παράδειγμα της δράσης της ηλιακής ακτινοβολίας είναι η εξάτμιση τεράστιων μαζών νερού που οδηγεί στη δημιουργία των νεφών, της βροχόπτωσης και των ποταμών. Οι ποταμοί, όπως και ο άνεμος, αποτελούν δευτερεύουσες καθαρές πηγές ενέργειας.

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.

3.2 Η περιφορά της Γης γύρω από τον Ήλιο

Προκειμένου να γίνει αντιληπτή η κατανομή της ηλιακής ακτινοβολίας στη Γη θα πρέπει να εξετάσουμε τις κινήσεις της Γης γύρω από τον Ήλιο και τη θέση αυτής κατά τις διάφορες εποχές του έτους. Η Γη κάνει μια πλήρη περιστροφή γύρω από τον Ήλιο σε χρονικό διάστημα 365,255 ημερών (ένα έτος), κινούμενη σε ελλειπτική τροχιά (Σχήμα 3.1). Καθώς η Γη κινείται γύρω από τον Ήλιο, ταυτόχρονα κινείται και γύρω από τον άξονά της, πραγματοποιώντας μια πλήρη περιστροφή σε 24 ώρες (μία ημέρα). Η μέση απόσταση της Γης από τον Ήλιο είναι 150.000.000 km. Επειδή όμως η περιφορά της Γης ακολουθεί έλλειψη και όχι κύκλο, η πραγματική απόσταση Γης-Ηλίου μεταβάλλεται συνεχώς κατά τη διάρκεια του έτους.



Σχήμα 3.1 Οι φάσεις της περιφοράς της Γης γύρω από τον Ήλιο.

Η Γη βρίσκεται πλησιέστερα προς τον Ήλιο στις 3 Ιανουαρίου (περιήλιο) σε απόσταση 147.500.000 km και στη μεγαλύτερη απόσταση των 152.500.000 km στις 4 Ιουλίου (αφήλιο). Επειδή ο άξονας της Γης τέμνει το επίπεδο της εκλειπτικής με γωνία κλίσης $23^{\circ}27'$ υπάρχει από τόπο σε τόπο μια συνεχής μεταβολή του μήκους της ημέρας. Την 21η Ιουνίου το μεσημέρι οι ηλιακές ακτίνες προσπίπτουν με μεγαλύτερη γωνία στο βόρειο ημισφαίριο σε σχέση με οποιαδήποτε άλλη ημέρα του χρόνου. Ο Ήλιος την ημέρα αυτή βρίσκεται στο υψηλότερο σημείο του βορείου ημισφαιρίου, στον τροπικό του Καρκίνου ($23^{\circ}27'$). Αυτή η ημέρα ονομάζεται θερινό ηλιοστάσιο. Στη συνέχεια καθώς η Γη συνεχίζει την περιστροφή της γύρω από τον Ήλιο, στις 23 Σεπτεμβρίου ο Ήλιος βρίσκεται ακριβώς επάνω από τον Ισημερινό. Οι ημέρες και οι νύχτες επάνω στη Γη έχουν το ίδιο μήκος (12 ώρες). Η ημέρα αυτή ονομάζεται φθινοπωρινή ισημερία.

Την 22α Δεκεμβρίου στο βόρειο ημισφαίριο ο Ήλιος βρίσκεται στο χαμηλότερο σημείο του ορίζοντα και σημειώνεται η μικρότερη ημέρα του έτους. Ο Ήλιος βρίσκεται στο νοτιότερο σημείο, $23^{\circ}27'$ νοτίως του Ισημερινού, στον τροπικό του Αιγόκερω. Η ημέρα αυτή ονομάζεται χειμερινό ηλιοστάσιο.

Η 21η Μαρτίου, που οριοθετεί την έναρξη της αστρονομικής άνοιξης, ονομάζεται ημέρα της εαρινής ισημερίας, αφού ο Ήλιος βρίσκεται και πάλι επάνω από τον Ισημερινό και η διάρκεια της ημέρας και της νύχτας είναι ίση.

3.3 Η ηλιακή ενέργεια

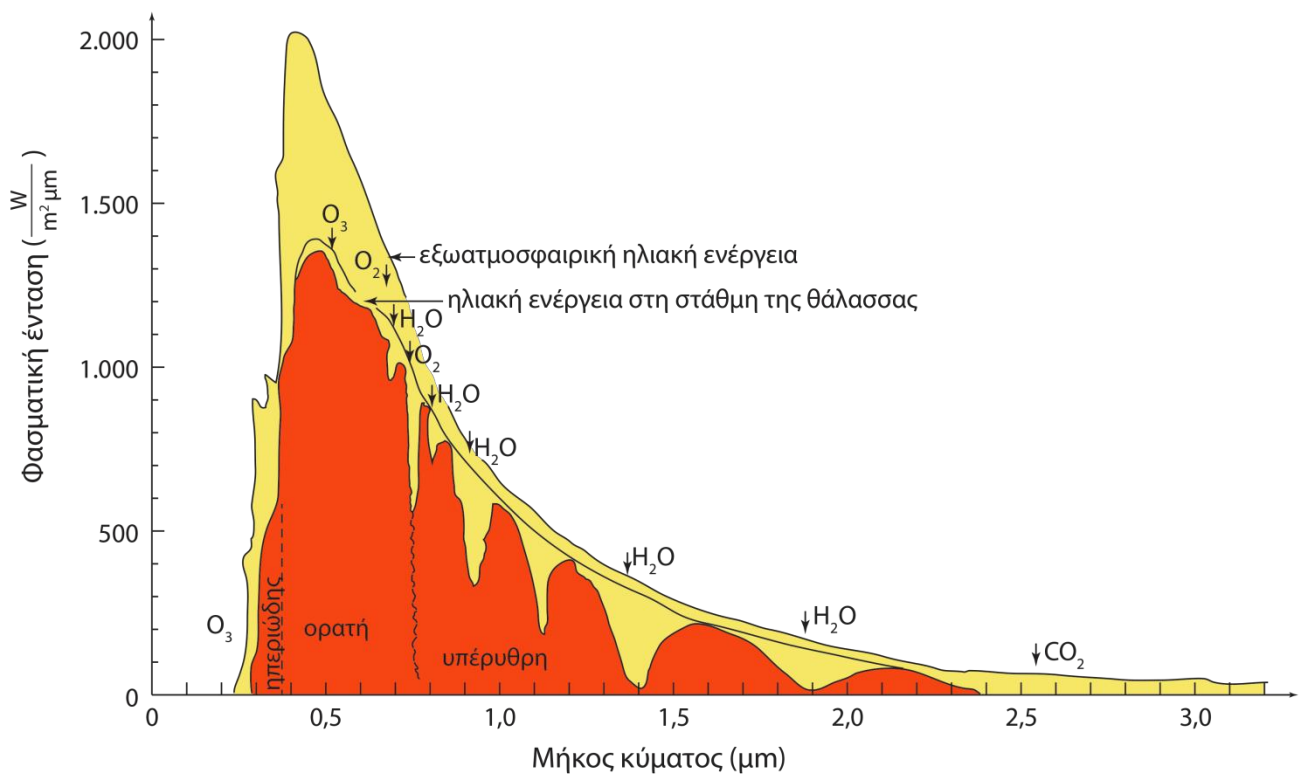
Η ακτινοβολία η οποία εκπέμπεται από τον Ήλιο, φθάνει στην ατμόσφαιρα της Γης και αποτελεί στην ουσία τη μοναδική πηγή ενέργειας για κάθε είδους και μορφή ζωής στον πλανήτη. Ο Ήλιος εκπέμπει ηλεκτρομαγνητικά κύματα, τα οποία μεταδίδονται με την ταχύτητα του φωτός, σε ένα μικρό τμήμα του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος. Τα μικρού μήκους κύματα χαρακτηρίζονται από μεγάλη συχνότητα και τα μεγάλου μήκους κύματα από χαμηλή συχνότητα, επομένως οι ακτίνες X έχουν μήκη κύματος της τάξης των 10^{-9} m, ενώ το τυπικό μήκος του τηλεοπτικού κύματος είναι 1 m. Όσο μικρότερο το μήκος κύματος τόσο περισσότερη ενέργεια μεταφέρεται.

Τα μήκη κύματος μπορούν να μετρηθούν σε εκατοστά του μέτρου (cm), σε εκατομμυριοστά του μέτρου (microns, μ), με ένα μm να ισούται με 10^{-6} m, 10^{-4} cm, ή σε μονάδες Angstrom ($\text{\AA}$), όπου ένα $\text{\AA}$ ισούται με 10^{-8} cm.

Η ηλιακή ακτινοβολία, δηλαδή το ηλιακό φάσμα, είναι πολύ έντονη και αποτελείται κυρίως από μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίες που κυμαίνονται από 0,15 έως 4,0 μm . Από το σύνολο της ηλιακής ακτινοβολίας περίπου το 7% αντιστοιχεί στην υπεριώδη ακτινοβολία, το 44% στο ορατό φως και το 49% στην υπέρυθη ακτινοβολία. Η υπεριώδης ζώνη περιλαμβάνει τις υπεριώδεις ακτίνες με μήκη κύματος από 0,15 έως 0,38 μm . 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:

1. UV-C (υπεριώδης μικρού κύματος: 0,15–0,28 μ)
2. UV-B (υπεριώδης μέσου κύματος: 0,29–0,315 μ)
3. UV-A (υπεριώδης μεγάλου κύματος: 0,315–0,38 μ)

Αυτά τα φασματικά μήκη προσδιορίστηκαν κατά κύριο λόγο με βάση τις βιολογικές επιπτώσεις. Η υπεριώδης μικρού κύματος ακτινοβολία 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 του δέρματος, κατά την έκθεση του ανθρώπου στον Ήλιο, παρουσιάζει τη μεγαλύτερη δράση του σε ακτινοβολίες που κυμαίνονται από 0,29 έως 0,315 μ , τονίζοντας πολύ χαρακτηριστικά τα όρια της UV-B ακτινοβολίας. Η δεύτερη περιοχή του ηλιακού φάσματος περιλαμβάνει το τμήμα εκείνο το οποίο ορίζεται από 0,39 έως 0,77 μ και θεωρείται ορατό φάσμα. Η ζώνη αυτή είναι η γνωστή ζώνη των φωτεινών κυμάτων, η οποία τελικά δίνει τον φωτισμό. Η ζώνη αυτή περιλαμβάνει όλα τα χρώματα της ίριδας, από το εγγύς υπεριώδες μέχρι το εγγύς υπέρυθρο.



Σχήμα 3.2 Φασματική κατανομή της εξωατμοσφαιρικής ηλιακής ακτινοβολίας και της απορρόφησης που υφίσταται αυτή καθώς διασχίζει την ατμόσφαιρα.

Η τρίτη περιοχή του ηλιακού φάσματος αποτελείται ουσιαστικά από τις υπέρυθρες ακτίνες οι οποίες έχουν μήκη κύματος μεγαλύτερα από 0,77 μ. Οι ακτίνες αυτές είναι επίσης αόρατες από τον άνθρωπο και είναι η κατηγορία εκείνη των ακτίνων η οποία δημιουργεί το αίσθημα της θερμότητας.

Χαρακτηριστικές επιπτώσεις της υπέρυθρης ακτινοβολίας στον ανθρώπινο οργανισμό δεν έχουν καταγραφεί, καθώς 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 στον άνθρωπο ένα ερύθημα το οποίο είναι γνωστό ως «θερμικό ερύθημα» (Μαχαίρας & Μπαλαφούτης, 1984). Αυτό εμφανίζεται σχεδόν μαζί με την ακτινοβολία και εξαφανίζεται μόλις παύσει αυτή.

Η κατανομή της ηλιακής ενέργειας μέσα στα όρια αυτά αντιστοιχεί κατά προσέγγιση σε εκείνη του μέλανος σώματος. Ο Ήλιος στην πράξη συμπεριφέρεται ως μέλαν σώμα, που σημαίνει ότι εκπέμπει ακτινοβολία με τον μέγιστο ρυθμό που επιτρέπει η θερμοκρασία του. Ο ρυθμός εκπομπής (F) είναι ανάλογος με την τέταρτη δύναμη της απόλυτης θερμοκρασίας του σώματος:

$$F = \sigma \cdot T^4 \text{ (νόμος του Stefan)}$$

Όπου $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$ (συντελεστής Stefan-Boltzmann)

Με τον όρο ροή της ακτινοβολίας εννοούμε το ποσό της ενέργειας το οποίο διαπερνά μια δεδομένη επιφάνεια σε ορισμένο χρόνο. Στην περίπτωση του Ηλίου, η ηλιακή ακτινοβολία η οποία καταφθάνει στα εξωτερικά όρια της ατμόσφαιρας της Γης, σε μια επιφάνεια κάθετη προς τις ηλιακές ακτίνες, στη μέση απόσταση της Γης από τον Ήλιο ($100 \cdot 10^6 \text{ km}$) αντιπροσωπεύει την ποσότητα ηλιακής ενέργειας που αντιστοιχεί περίπου σε $1,96 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$, που ισοδυναμεί περίπου σε $1365 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Η ποσότητα αυτή εκφράζει την ηλιακή σταθερά. Στο [Σχήμα 3.2](#) δίνεται σε αναλυτική μορφή η φασματική ανάλυση του ηλιακού φάσματος, τόσο έξω από την ατμόσφαιρα της Γης όσο και στην επιφάνεια αυτής. Η

εξωτερική καμπύλη 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 Α και τον οριζόντιο άξονα του [Σχήματος 3.2](#) αντιπροσωπεύει το ποσό της ηλιακής ενέργειας που ορίζει η ηλιακή σταθερά.

Το μεγαλύτερο μέρος της ηλιακής ακτινοβολίας εκπέμπεται από την επιφάνεια του Ηλίου, όπου η θερμοκρασία του είναι περίπου 6000°K. Η Γη από την άλλη πλευρά έχει μια μέση επιφανειακή θερμοκρασία 288°K. Η έντονη διαφορά που παρατηρείται στις επιφανειακές θερμοκρασίες των δύο σωμάτων εκφράζεται τόσο με την τεράστια διαφορά των ενεργειακών ποσών όσο και με τα διαφορετικά μήκη κύματος που εκπέμπουν τα δύο σώματα.

Ένα μέλαν σώμα σε θερμοκρασία 6000°K θα δημιουργήσει αυτήν τη ροή της ακτινοβολίας, η οποία είναι γνωστή ως η αποτελεσματική θερμοκρασία του Ηλίου. Το μήκος κύματος της μέγιστης έντασης της ηλιακής ακτινοβολίας είναι 0,475 μm στη ζώνη του κυανού-πράσινου του φάσματος και υπολογίζεται από το νόμο του Wien:

$$\lambda_{\max} = 2897 \mu\text{m}/\text{T}^{\circ}\text{K}$$

Περίπου το ήμισυ της ηλιακής ενέργειας βρίσκεται στα ορατά μήκη κύματος, που σημαίνει περίπου από 0,38 έως 0,77 μ.

Επίσης θα πρέπει να τονιστεί ότι ένα μέλαν σώμα που έχει τη θερμοκρασία της επιφάνειας της Γης, δηλαδή περίπου 288°K, εκπέμπει ακτινοβολία σε εύρος από 5 έως 40 μ και πέρα. Η Γη εκπέμπει τόση ακτινοβολία, όση προσλαμβάνει, αλλά σε μεγαλύτερα μήκη κύματος.

Στο σημείο αυτό θεωρείται σκόπιμο να αναφερθούν οι μονάδες που χρησιμοποιούνται για τη μέτρηση της ηλιακής ενέργειας και οι σχέσεις που συνδέονται μεταξύ τους.

Η βασική μονάδα είναι η $\text{gmc}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$ ή $\text{langley}\cdot\text{min}^{-1}$ και το $\text{mw}\cdot\text{cm}^{-2}$.

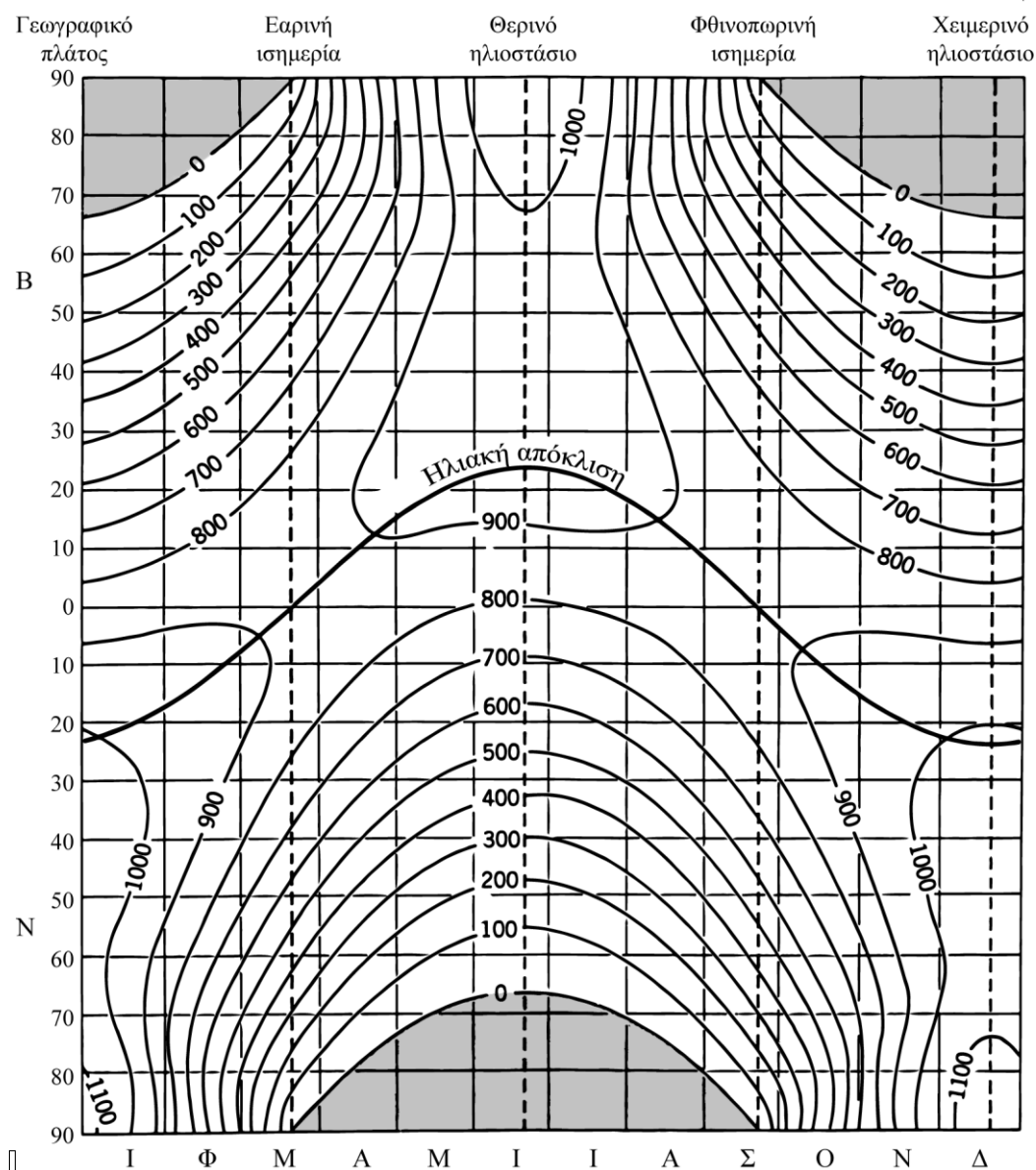
Οι σχέσεις μεταξύ τους είναι: $1 \text{ gm}\cdot\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1} = 1 \text{ langley}\cdot\text{min}^{-1} = 69,7 \text{ mw}\cdot\text{cm}^{-2}$.

3.4 Η κατανομή της ηλιακής ενέργειας στη Γη σε περίπτωση απουσίας της ατμόσφαιρας

Το ολικό ποσό της ενέργειας το οποίο λαμβάνεται κατά τη διάρκεια μιας ημέρας στην επιφάνεια του ενός τετραγωνικού εκατοστού και ανάλογα με την εποχή του έτους προσδιορίζεται με βάση τις γνωστές σχέσεις της σφαιρικής γεωμετρίας, όπου ως δεδομένα χρησιμοποιούνται η ηλιακή σταθερά, το γεωγραφικό πλάτος και η ακτίνα της Γης.

Αυτό το ποσό δίνεται παραστατικά στο [Σχήμα 3.3](#), από την ανάλυση του οποίου φαίνεται πώς ακριβώς κυμαίνεται η ηλιακή ακτινοβολία σε θερμίδες ανά τετραγωνικό εκατοστό επιφάνειας και ανά ημέρα, ανάλογα με την εποχή και το γεωγραφικό πλάτος. Φαίνεται ότι οι πολικές περιοχές είναι οι χώροι οι οποίοι δέχονται το μεγαλύτερο ποσό της ενέργειας κατά τη διάρκεια των θερινών τους ηλιοστασίων, που αποτελούν την περίοδο της συνεχούς ημέρας. Το ποσό της ακτινοβολίας κατά τη διάρκεια του ηλιοστασίου του Δεκεμβρίου στο νότιο ημισφαίριο θεωρητικά είναι μεγαλύτερο από αυτό που δέχεται το βόρειο ημισφαίριο κατά τη διάρκεια του ηλιοστασίου του Ιουνίου, εξαιτίας της ελλειπτικής τροχιάς της Γης γύρω από τον Ήλιο (Notaridou & Lalas, 1979).

Τα γεωγραφικά πλάτη πέραν των 65° δεν δέχονται καθόλου ηλιακή ακτινοβολία κατά τη διάρκεια των χειμερινών ηλιοστασίων των δύο ημισφαιρίων.



Σχήμα 3.3 Κατανομή της ηλιακής ακτινοβολίας στα ανώτερα όρια της ατμόσφαιρας (Ζαμπάκας, 1981).

Η ποσότητα της ηλιακής ενέργειας η οποία φτάνει στη Γη (χωρίς ακόμη να ληφθεί υπόψη ο ουσιαστικός ρόλος τον οποίο 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 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 αναλύονται αμέσως παρακάτω.

3.5 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 προς το τετράγωνο της απόστασης. 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 μεταβάλλεται εποχικά και σύμφωνα με τη μεταβολή της απόστασης μεταξύ Γης και Ηλίου.

Η Γη βρίσκεται στο πλησιέστερο σημείο προς τον Ήλιο γύρω στις 3 Ιανουαρίου, ενώ η μεγαλύτερη απόσταση Γης-Ηλίου σημειώνεται στις αρχές του Ιουλίου.

Με τις παρατηρούμενες μέσα στον χρόνο μεταβολές της απόστασης Γης-Ηλίου, οι πραγματικές τιμές της ροής της ηλιακής ενέργειας που φτάνουν 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. Επομένως, η ηλιακή ενέργεια που πέφτει στη Γη στις 3 Ιανουαρίου (περιήλιο) είναι κατά 7% μεγαλύτερη από εκείνη που καταγράφεται στις 4 Ιουλίου (αφήλιο).

Θεωρητικά, 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.

3.6 Το ύψος του Ηλίου

Η σχετική θέση του Ηλίου σε σχέση με τον ορίζοντα επηρεάζει το ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας που προσπίπτει στην επιφάνεια της Γης. Το ύψος του Ηλίου, δηλαδή η γωνία μεταξύ μιας δέσμης ηλιακών ακτίνων και της οριζόντιας επιφάνειας, καθορίζει το ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας που δέχεται η συγκεκριμένη επιφάνεια. Όσο μεγαλύτερο είναι το ύψος του Ηλίου τόσο περισσότερο 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 (ϕ), 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. Αν οι ηλιακές ακτίνες φτάσουν σε μια επιφάνεια με ορισμένη κλίση, σχηματίζοντας μια γωνία γ , με την κατακόρυφο ενός τόπου, που είναι συνήθως γνωστή ως ζενίθια απόσταση, δίνουν λιγότερη ηλιακή ενέργεια σε κάθε μονάδα οριζόντιας επιφάνειας. Ας υποθέσουμε ότι έχουμε δύο φωτιζόμενες επιφάνειες Α και Β, όπου η Α θεωρείται μοναδιαία επιφάνεια, στην οποία οι ηλιακές ακτίνες πέφτουν κάθετα.

Στην περίπτωση αυτή, η επιφάνεια Α θα δεχτεί ενέργεια $I_0 = 1,96 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$. Στη συνέχεια οι ηλιακές ακτίνες συνεχίζοντας την πορεία τους προσπίπτουν λοξά στη μεγαλύτερη οριζόντια επιφάνεια Β. Η ενέργεια που φτάνει στην επιφάνεια αυτή (η οποία συμβολίζεται με το I) θα είναι μικρότερη από την I_0 , αφού η κατανομή της συγκεκριμένης ενέργειας γίνεται σε μεγαλύτερη επιφάνεια. Η κατανομή αυτή εκφράζεται από τη μαθηματική σχέση:

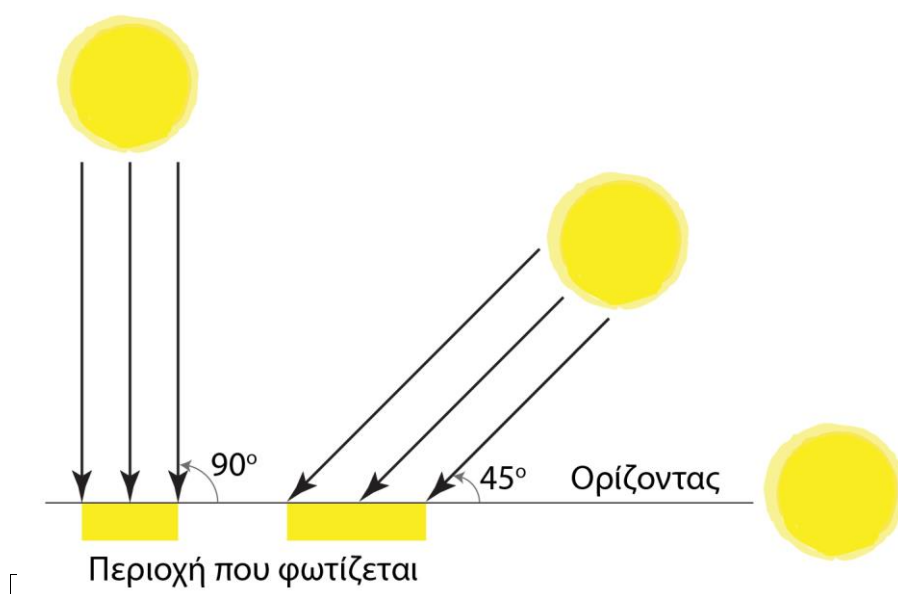
$$I = I_0 \cdot \sin \gamma \text{ (νόμος του Lambert)}$$

Αντί της ζενίθιας απόστασης γ , συχνά χρησιμοποιείται το ύψος του Ηλίου, δηλαδή η γωνία α 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, εάν η ηλιακή ακτινοβολία που προσπίπτει στον Ισημερινό κατά τη διάρκεια των ισημεριών θεωρηθεί ίση με 100%, τότε κατά τη διάρκεια των ηλιοστασίων αυτή θα μειωθεί περίπου

κατά ένα ποσοστό 8%, αφού στις περιπτώσεις αυτές η ζενίθια απόσταση είναι $23^{\circ}27'$ και, επομένως, τα μεγαλύτερα ποσά θα καταγραφούν κατά τη μεσημβρία στον τροπικό του Καρκίνου.



Σχήμα 3.4 Ο νόμος του Lambert.

3.7 Το μήκος της ημέρας

Το μήκος του φωτεινού τμήματος καθορίζει επίσης το ποσό της ακτινοβολίας σε έναν τόπο. Προφανώς όσο μεγαλύτερος είναι ο χρόνος που ο Ήλιος ακτινοβολεί τόσο μεγαλύτερα τα ποσά της ακτινοβολίας που μπορεί να δεχτεί ένα τμήμα της Γης. Στον Ισημερινό, για παράδειγμα, το μήκος της ημέρας είναι 12 ώρες σε όλους τους μήνες, ενώ στους πόλους αυτό ποικίλλει από 0 έως 24 ώρες καθώς μεταβαίνουμε από τον χειμώνα προς το καλοκαίρι.

3.8 Ο ρόλος της ατμόσφαιρας στην κατανομή της ηλιακής ακτινοβολίας

Η παρουσία της ατμόσφαιρας αλλοιώνει την ηλιακή ακτινοβολία που διέρχεται μέσα από αυτήν, με αποτέλεσμα τα πραγματικά ποσά της ηλιακής ενέργειας να είναι διαφορετικά από τα θεωρητικά.

Η ατμόσφαιρα δεν είναι απόλυτα διαφανές μέσο για τη διάδοση της ηλιακής ακτινοβολίας. Μόλις η ηλιακή ακτινοβολία αρχίζει να διαπερνά την ατμόσφαιρα της Γης παρατηρείται μια σειρά αλληλοεπιδράσεων μεταξύ ακτινοβολίας και ατμόσφαιρας που αλλοιώνουν τον ποιοτικό και ποσοτικό χαρακτήρα της ηλιακής ακτινοβολίας. Ένα σημαντικό μέρος της ηλιακής ακτινοβολίας που διασχίζει την ατμόσφαιρα απορροφάται ή σκεδάζεται (διαχέεται) προς όλες τις κατευθύνσεις 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 κ.λπ.

Η διαδρομή των ηλιακών ακτίνων από την κορυφή της ατμόσφαιρας έως την επιφάνεια της Γης έχει ως αποτέλεσμα, όπως αναφέρθηκε, την ποιοτική και ποσοτική μεταβολή του ηλιακού φάσματος το οποίο φτάνει στην επιφάνεια της Γης (Σχήμα 3.2).

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 (οζονόσφαιρα) και το οξυγόνο. Η απορροφητική δράση του όζοντος προκαλεί μια μείωση της ηλιακής ενέργειας της τάξης του 5% στην ολική ενέργεια που θα υπήρχε 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, επομένως, αποτελούν έναν ισχυρό απορροφητή της ηλιακής ενέργειας.

Το οξυγόνο εκτός από την ισχυρή απορροφητική του δράση στα μικρότερα μήκη κύματος (υπεριώδες, ιώδες, κυανό) απορροφά επίσης και στην ερυθρή περιοχή του ορατού φάσματος (0,69 - 0,76 μ).

Πέρα από αυτήν την απώλεια εξαιτίας της απορρόφησης, η ενέργεια της ηλιακής δέσμης 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 σκεδαζόμενο φως από τον ουρανό επικρατεί το μικρού μήκους κύματος μέρος του φάσματος, όπως δείχνει και το γαλάζιο χρώμα του ουρανού. Από την άλλη πλευρά, στη δέση της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας το τμήμα εκείνο των βραχύτερων κυμάτων εξασθενεί πολύ περισσότερο, καθώς ο Ήλιος βρίσκεται σε χαμηλό ύψος στον ουρανό και η ηλιακή δέση διασχίζει πολύ μεγαλύτερη ατμοσφαιρική μάζα. 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 της τέταρτης δύναμης του μήκους κύματος. Όταν τα σωματίδια είναι αρκετά μεγάλα, η εξασθένιση καθίσταται ανεξάρτητη του μήκους κύματος και ο μηχανισμός του σκεδασμού αντικαθίσταται από εκείνον της διάχυτης ανάκλασης. Επειδή η διάχυτη ανάκλαση είναι 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 παγοκρυστάλλια.

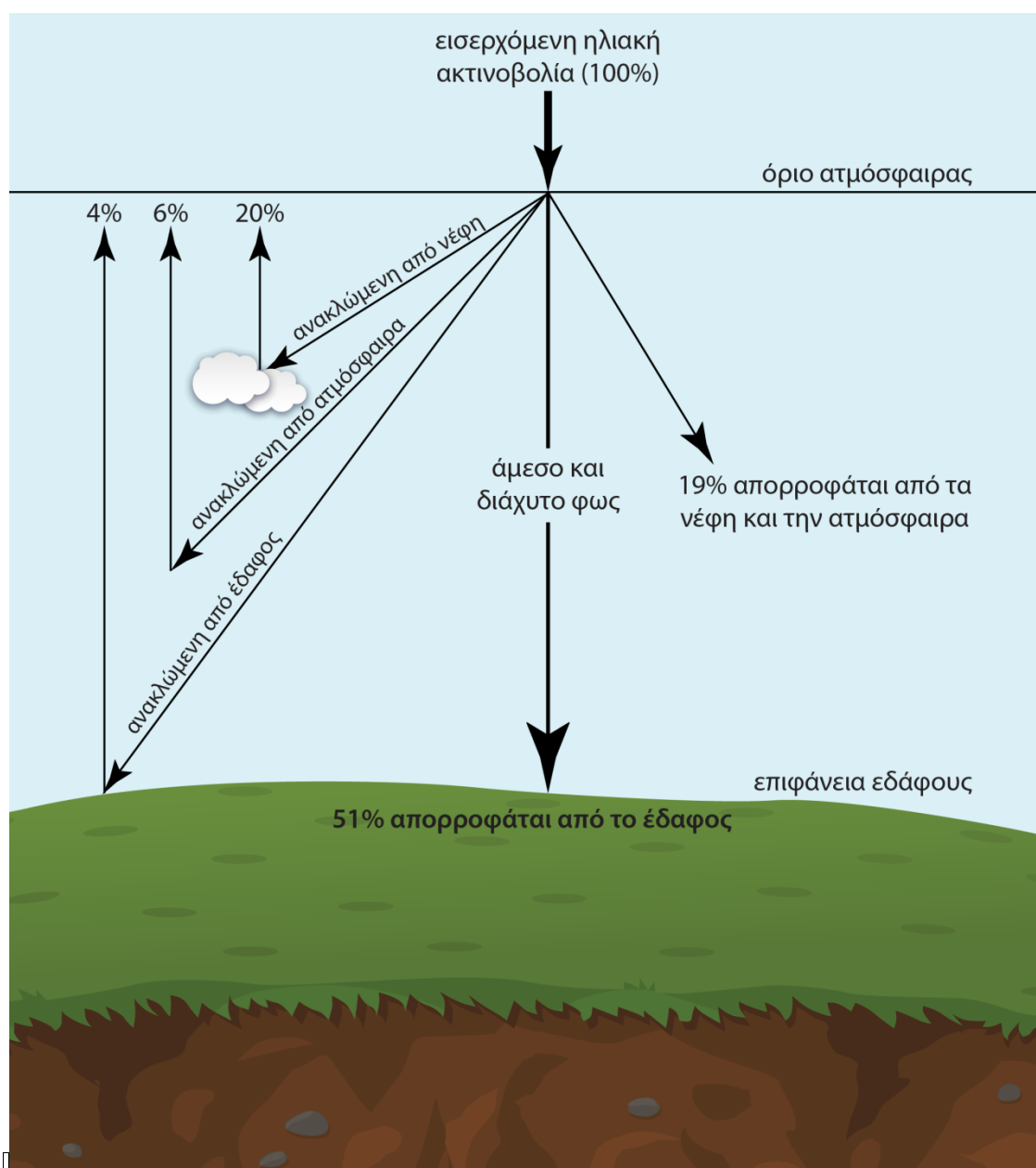
Το εξασθενημένο από τις παραπάνω διαδικασίες ηλιακό φως φτάνει στην επιφάνεια της Γης με τη μορφή ακτινοβολίας και αναφέρεται ως άμεση ηλιακή ακτινοβολία. Παράλληλα όμως η Γη δέχεται και έμμεσο ηλιακό φως, το οποίο αποτελεί προϊόν της διάχυσης και της ανάκλασης των ηλιακών ακτινών από τα ατμοσφαιρικά συστατικά. Η ακτινοβολία αυτή ονομάζεται διάχυτη ή έμμεση ηλιακή ακτινοβολία ή ουράνιο φως.

Από το σύνολο της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στο σύστημα που ορίζουν η Γη και η ατμόσφαιρα της Γης, μόνο ένα ποσοστό μεταξύ 65 και 70% χρησιμοποιείται για τις ενεργειακές διαδικασίες που συνθέτουν τον καιρό και το κλίμα στη Γη. Το υπόλοιπο ποσό επιστρέφει ανακλώμενο από την ατμόσφαιρα, τα νέφη και το έδαφος πίσω στο διάστημα. 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 ποσοστό 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 νέφη ανακλούν προς το διάστημα περίπου το 20-25% της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας ([Σχήμα 3.5](#)).

Η συμπεριφορά της επιφάνειας της Γης στην ανάκλαση των ηλιακών ακτινών ποικίλλει ανάλογα με τη δομή και σύσταση του εδάφους, τη φυτοκάλυψη, τη χιονοκάλυψη και την κλίση των ηλιακών ακτίνων, συντελώντας σε μια ανακλαστικότητα της τάξης του 14-15% της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας. Έτσι, τελικά ένα ποσοστό 30-35% της ηλιακής ακτινοβολίας επιστρέφει στο διάστημα χωρίς να συνεισφέρει ουσιαστικά στις διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στη Γη.

Η εναπομείνουσα ηλιακή ενέργεια διασχίζει την ατμόσφαιρα, όπου ένα ποσοστό αυτής θερμαίνει τον ατμοσφαιρικό αέρα, αλλά το μεγαλύτερο ποσοστό θερμαίνει την επιφάνεια της Γης, η οποία με τη σειρά της, δευτερογενώς, θερμαίνει την ατμόσφαιρα και κατά κύριο λόγο τον αέρα που βρίσκεται κοντά στην επιφάνειά της. Όλη αυτή η διαδικασία δίνεται παραστατικά στο [Σχήμα 3.5](#).

Η ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στην επιφάνεια της Γης και αντιπροσωπεύει προσεγγιστικά τη ζώνη των κυμάτων 0,3 έως 4,0 μm χαρακτηρίζεται ως ηλιακή ακτινοβολία ή ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος.



Σχήμα 3.5 Η κατανομή της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας.

Από την περιγραφή που προηγήθηκε είναι φανερό ότι η συνεχής προσθήκη μικρού μήκους κύματος ηλιακής ακτινοβολίας (άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας) θα έπρεπε αθροιζόμενη από μέρα σε μέρα να οδηγεί σε συνεχή θέρμανση του πλανήτη μας. Στην πράξη είναι γνωστό ότι η θερμοκρασία της Γης είναι σχεδόν σταθερή και, επομένως, υφίσταται κάποιος μηχανισμός ενεργειακής εξισορρόπησης, ο οποίος εκπορεύεται από την επιφάνεια της Γης.

3.9 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 κατά τη διάρκεια της ημέρας την επιφάνεια της Γης. Όπως είναι γνωστό από τη Φυσική, κάθε σώμα το οποίο βρίσκεται σε θερμοκρασία πάνω από την θερμοκρασία του απολύτου μηδενός εκπέμπει ακτινοβολία που το μήκος κύματος εξαρτάται από τη 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 επιφανειακή θερμοκρασία του αέρα $\sim 288^\circ\text{K}$, εκπέμπει σε πολύ μεγαλύτερα μήκη κύματος σε σχέση με τον Ήλιο που έχει θερμοκρασίες $\sim 6.000^\circ\text{K}$. Η Γη, λοιπόν, κάτω από αυτές τις θερμοκρασιακές συνθήκες εκπέμπει προς το διάστημα, ολόκληρο το 24ωρο, ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος που κυμαίνεται από 4,0 έως 100 μm , η οποία βρίσκεται στο υπέρυθρο μέρος του φάσματος, και είναι γνωστή ως γήινη ή δευτερογενής ακτινοβολία ή ακτινοβολία μεγάλου μήκους ή υπέρυθρη ακτινοβολία. Η ακτινοβολία αυτή σε μεγάλο ποσοστό, όπως θα δούμε παρακάτω, δεσμεύεται από τα αέρια της ατμόσφαιρας, ενώ ένα ποσοστό 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 την επιφάνεια της Γης. Επομένως, η κατακράτηση της θερμότητας της Γης από την ατμόσφαιρά της είναι πολύ μεγάλης σπουδαιότητας, γιατί αν δεν συνέβαινε αυτό το γεγονός, η μέση θερμοκρασία του πλανήτη θα ήταν μικρότερη κατά $30\text{-}40^\circ\text{C}$, συνθήκη η οποία θα απέτρεπε την εμφάνιση της ζωής στη Γη, τουλάχιστο με τη σημερινή μορφή.

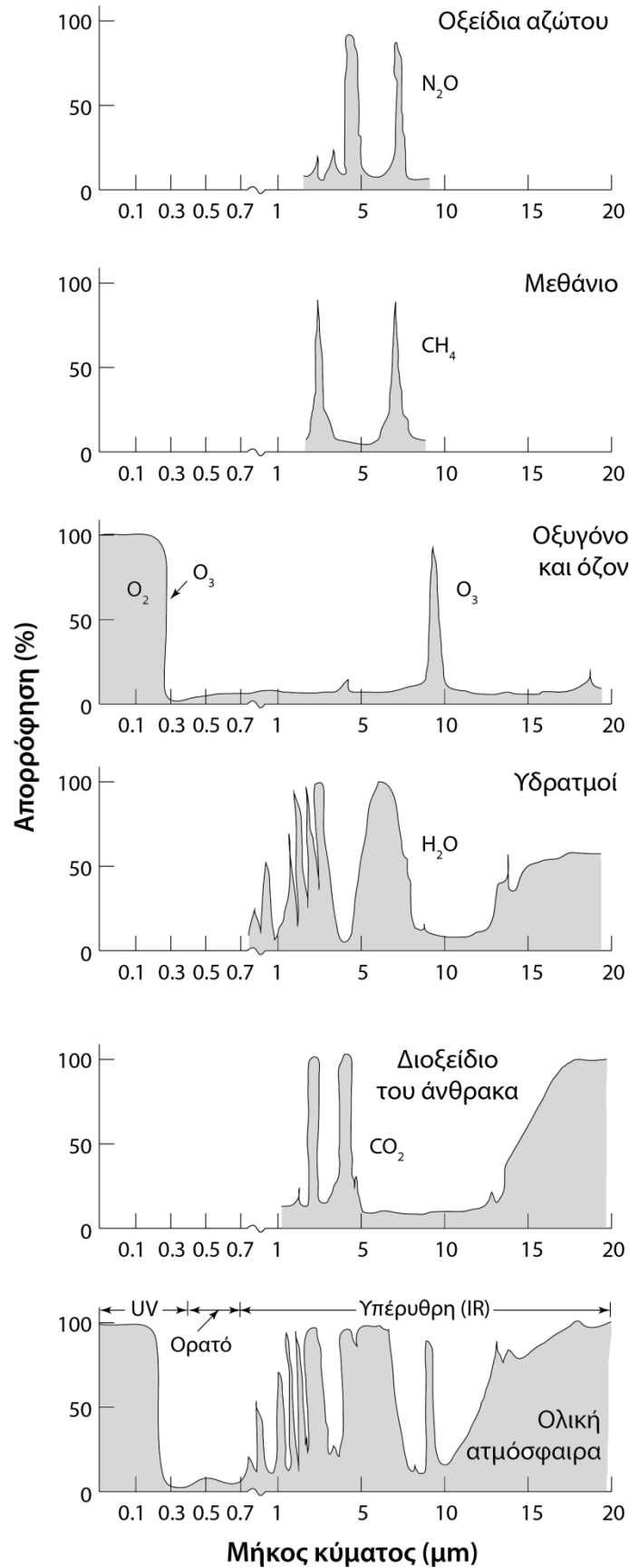
Επομένως, κατά τη διάρκεια της ημέρας η ενέργεια η οποία εκπέμπεται από τη Γη προς το διάστημα σε μεγάλα μήκη κύματος αναπληρώνεται από την αφικνούμενη ηλιακή ακτινοβολία.

Κατά τη νύχτα η υπέρυθρη γήινη ακτινοβολία αποτελεί την αιτία της ψύξης του εδάφους και του παρακείμενου ατμοσφαιρικού αέρα. Το μεγαλύτερο ποσοστό της γήινης ακτινοβολίας, που εγκαταλείπει την επιφάνειά της, απορροφάται επιλεκτικά από ορισμένα αέρια της ατμόσφαιρας. Τα αέρια αυτά, ενώ επιτρέπουν την ορατή ηλιακή ακτινοβολία να φτάσει στο έδαφος, απορροφούν ένα μεγάλο τμήμα της γήινης υπεριώδους ακτινοβολίας, αποτρέποντας αυτήν να διαφύγει στο διάστημα. Ισχυροί επιλεκτικοί απορροφητές είναι οι υδρατμοί και το διοξείδιο του άνθρακα. Ακόμη υπάρχουν και άλλα αέρια που απορροφούν επιλεκτικά τη γήινη ακτινοβολία, μεταξύ αυτών αναφέρουμε τα οξείδια του αζώτου, το μεθάνιο και το όζον της τροπόσφαιρας. Τα αέρια αυτά λόγω της απορροφητικής ιδιότητάς τους αποτελούν τους ρυθμιστές της θερμοοικονομίας του πλανήτη και επειδή παρουσιάζουν την ίδια χαρακτηριστική συμπεριφορά που διαδραματίζει το περίβλημα ενός θερμοκηπίου, έχει καθιερωθεί να ονομάζονται θερμοκηπικά αέρια, το δε φαινόμενο που προκαλούν είναι το γνωστό και πολυσυζητημένο φαινόμενο του θερμοκηπίου. Βέβαια, η υπέρυθρη ακτινοβολία του εδάφους της Γης δεν κατακρατείται στο σύνολό της από τα αέρια της ατμόσφαιρας. Ένα ποσοστό της ακτινοβολίας αυτής, περίπου 10%, διαφεύγει κατευθείαν προς το εξωτερικό διάστημα. Το υπόλοιπο 90% περίπου 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 ποσοστό προς την επιφάνεια της

Γης. Το τελευταίο ακολουθεί και πάλι τις ήδη περιγραφείσες διαδικασίες, αλλά με πολύ μεγαλύτερα μήκη κύματος, δηλαδή σε χαμηλότερες θερμοκρασίες.

Κατά τη νύχτα τα υπάρχοντα νέφη μπορεί να ενισχύουν το φαινόμενο του θερμοκηπίου, αφού τα νεφοσταγονίδια είναι καλοί απορροφητές της υπέρυθρης και φτωχοί απορροφητές της ορατής ακτινοβολίας. Τα νέφη μπορούν να απορροφήσουν ενέργεια στα μήκη κύματος 8-12 μm , η οποία «διαπερνά» τους υδρατμούς και το CO₂.

Ένας καθαρός και ανέφελος ουρανός είναι οπωσδήποτε περισσότερο διαπερατός στη μεγάλου μήκους κύματος υπέρυθρη ακτινοβολία. 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.



Σχήμα 3.6 Η απορρόφηση της υπέρυθρης ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα της Γης από την παρουσία των θερμοκηπικών αερίων.

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 συγκεκριμένη 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 υπέρυθρη ακτινοβολία και απορροφούν μόνο υπεριώδη.

Στα ένθετα διαγράμματα του [Σχήματος 3.6](#) φαίνεται ότι οι υδρατμοί της ατμόσφαιρας απορροφούν πολύ ισχυρά στην περιοχή των 6 μm , καθώς και πέρα από τα 15 μm , συλλαμβάνοντας τη γήινη ακτινοβολία που κατευθύνεται προς το διάστημα. Το διοξείδιο του άνθρακα διαδραματίζει έναν όμοιο ρόλο, συλλαμβάνοντας την ενέργεια στην περιοχή πέρα των 14 μm , καθώς και στη ζώνη των 4 μm . Τέλος, το όζον απορροφά περίπου στα 9 μm . Ακόμη το N_2O απορροφά στα 4 και 8 μm , ενώ το μεθάνιο στα 3 και 7 μm .

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

1. Στις ενεργειακές ροές οι οποίες αποτελούν την εισερχόμενη στη Γη ακτινοβολία, δηλαδή την άμεση ηλιακή ακτινοβολία, το διάχυτο ουράνιο φως, την ακτινοβολία που δέχεται η επιφάνεια της Γης από την ανάκλαση των δύο προηγούμενων μορφών, καθώς και τμήμα της ατμοσφαιρικής δευτερογενούς ακτινοβολίας.
2. Στις ενεργειακές ροές οι οποίες αποτελούν την εξερχόμενη ακτινοβολία, η οποία κατευθύνεται από την επιφάνεια της Γης και από την ατμόσφαιρα της προς το εξωτερικό διάστημα. Εδώ ανήκουν η ανακλώμενη ηλιακή και η ουράνια ακτινοβολία, η ανακλώμενη ακτινοβολία στην ατμόσφαιρα και η μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία του εδάφους.

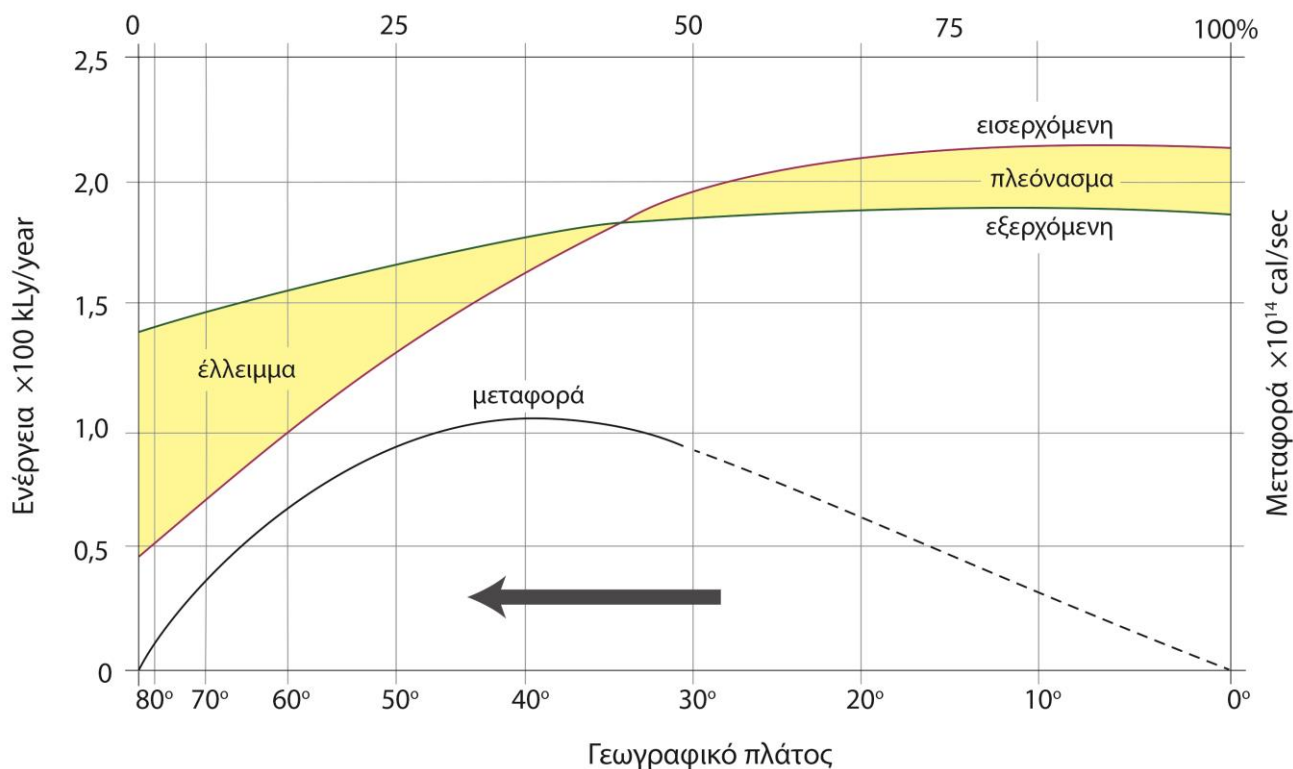
Οι δύο αυτές κύριες ομάδες ακτινοβολιών οδηγούν τελικά σε μια διαφορά μεταξύ της εισερχόμενης και εξερχόμενης ακτινοβολίας, η οποία ονομάζεται ισοζύγιο της ακτινοβολίας. Αυτή είναι μια παράμετρος η οποία μπορεί να μετρηθεί και η οποία διαδραματίζει ένα ουσιαστικό γεωφυσικό και βιοκλιματικό ρόλο από άποψη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

Κατά τη διάρκεια της ημέρας η διαφορά μεταξύ της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας και αυτής που εκπέμπεται προς το διάστημα 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 διατηρεί σταθερή τη θερμοκρασία της Γης, όπως ήδη αναφέραμε.

3.10 Η κατανομή της τελικής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της Γης

Τα ποσά της μικρού μήκους κύματος εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας είναι μεγαλύτερα στα μικρότερα γεωγραφικά πλάτη, γεγονός που οφείλεται σε αστρονομικούς παράγοντες. 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 τη μικρού μήκους ακτινοβολία. Ένα παράδειγμα αυτής της σχέσης δίνεται στο [Σχήμα 3.7](#), όπου παρουσιάζεται η μέση ετήσια κατανομή των δύο αυτών ακτινοβολιών, στον άξονα Ισημερινού-πόλων.



Σχήμα 3.7 Η κατανομή του ισοζυγίου των ακτινοβολιών στη Γη.

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 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.

Στους ωκεανούς η μεταφορά αυτή πραγματοποιείται με την κίνηση τεράστιων υδάτινων όγκων, των θαλάσσιων ρευμάτων, που μεταφέρουν θερμά ύδατα προς τους πόλους και ψυχρά προς τον Ισημερινό. Στην ατμόσφαιρα η μεταφορά της ενέργειας από τις θερμότερες προς τις ψυχρότερες περιοχές γίνεται με τους ανέμους, οι οποίοι μεταφέρουν αισθητή και λανθάνουσα θερμότητα (υδρατμούς), ιδίως στις ζώνες δράσης των κινουμένων καιρικών συστημάτων. Στη συνολική διαδικασία εξισορρόπησης του ενεργειακού καθεστώτος παρατηρείται μια μεταφορά λανθάνουσας ενέργειας από τους τροπικούς προς τον Ισημερινό. Η διαδικασία αυτή είναι αποτέλεσμα της δράσης των αληγών ανέμων (άνεμοι οι οποίοι πνέουν από τους τροπικούς προς τον Ισημερινό) που πνέουν στην περιοχή. Τελικά η ενέργεια αυτή δαπανάται στην εκδήλωση των ισημερινών καταιγίδων στη ζώνη σύγκλισης των αληγών ανέμων (ενδοτροπικό μέτωπο).

3.11 Η ηλιοφάνεια

Η κλίση που παρουσιάζει ο άξονας της Γης με το επίπεδο της ελλειπτικής έχει ως 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

αυξάνεται σε έναν τόπο, καθώς μεταβαίνουμε από τον χειμώνα προς το καλοκαίρι. Επίσης, το μήκος της ημέρας αυξάνεται κατά το καλοκαίρι καθώς κινούμαστε από τον Ισημερινό προς τον θερινό πόλο, όπου η ημέρα διαρκεί έως και έξι μήνες.

Αν δεν παρεμβάλλονται φυσικά εμπόδια (ορεινοί όγκοι) στη διαδρομή των ηλιακών ακτινών 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 προκειμένη περίπτωση μιλάμε για θεωρητική ηλιοφάνεια στον τόπο αυτό, την οποία μετρούμε σε ώρες, και η οποία έχει διαφορετική τιμή για κάθε ημέρα του χρόνου σε κάθε τόπο.

Στην πράξη ο Ήλιος δεν λάμπει ανεμπόδιστα σε έναν τόπο, διότι, αφενός είναι πιθανόν η ανατολή του Ηλίου 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 στον τόπο αυτό.

Ο πραγματικός χρόνος που τελικά ο Ήλιος θα είναι ορατός σε έναν τόπο εκφράζεται με τον όρο της πραγματικής ηλιοφάνειας, η οποία είναι μικρότερη από την αντίστοιχη θεωρητική. Επειδή τα μεγέθη αυτά ποικίλλουν ανάλογα 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 τον λόγο της πραγματικής προς τη θεωρητική ηλιοφάνεια και είναι πάντοτε μικρότερος της μονάδας.

Οι παράμετροι της ηλιοφάνειας, της οποίας η διάρκεια εκφράζεται σε ώρες και εκατοστά της ώρας, έχουν ευρεία εφαρμογή στην Κλιματολογία (γεωργία, αρχιτεκτονική, τουρισμός, εναλλακτικές μορφές ενέργειας και αλλού).

3.12 Όργανα μέτρησης της ηλιακής ακτινοβολίας

Τα όργανα που χρησιμοποιούνται για μέτρηση της ηλιακής ακτινοβολίας είναι το πυρανόμετρο και το πυρηλιόμετρο (Κυριαζόπουλος & Λιβαδάς, 1975). Συγκεκριμένα, το πυρανόμετρο ([Εικόνα 3.1](#)) χρησιμοποιείται για τη μέτρηση της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας που προσπίπτει σε μια οριζόντια επιφάνεια. Ο αισθητήρας του πυρανόμετρου είναι μια επίπεδη θερμοηλεκτρική στήλη που είναι καλυμμένη από ειδικό μαύρο επίχρισμα με απορροφητική ικανότητα ανεξάρτητη του μήκους κύματος. Η απόκριση του οργάνου είναι ανεξάρτητη της θερμοκρασίας του περιβάλλοντος. Η επιχρισμένη πλευρά του αισθητήρα καλύπτεται από δύο ομόκεντρες διαφανείς ημισφαιρικές επιφάνειες, οι οποίες θα πρέπει να καθαρίζονται συχνά.

Το πυρηλιόμετρο μετρά την ακτινοβολία επίσης με θερμοηλεκτρική στήλη, που είναι τοποθετημένη στο κάτω μέρος ενός κυλίνδρου, του οποίου ο άξονας διατηρείται παράλληλος με τις ηλιακές ακτίνες με τη βοήθεια κατάλληλου μηχανισμού. Με το όργανο αυτό μπορεί να μετρηθεί και η φασματική κατανομή της ακτινοβολίας. Το πυρηλιόμετρο ([Εικόνα 3.2](#)) είναι πολύ ακριβέστερο από το πυρανόμετρο.

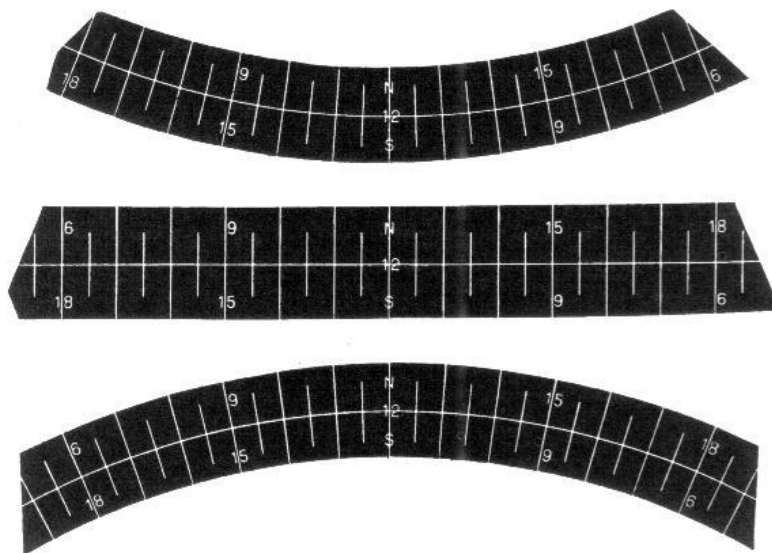
Η πραγματική ηλιοφάνεια μετράται με ειδικά όργανα, τους ηλιογράφους. Στην [Εικόνα 3.3](#) απεικονίζεται ο ηλιογράφος τύπου Campbell-Stokes. Ο ηλιογράφος φέρει ειδική χάρτινη ταινία, η οποία καίγεται όταν η ηλιακή ενέργεια προσπίπτει στη γυάλινη σφαίρα του. Το άθροισμα των καμένων τμημάτων αυτής της ταινίας, αφού προηγουμένως μετατραπούν σε χρονικά διαστήματα, προσδιορίζει την πραγματική ηλιοφάνεια της συγκεκριμένης ημέρας σε ώρες.



Εικόνα 3.1 Πυρανόμετρο που χρησιμοποιείται για την μέτρηση της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας.



Εικόνα 3.2 Το πυρηλιόμετρο.



Εικόνα 3.3 Ο ηλιογράφος Campbell-Stokes και οι τύποι των ταινιών του.

3.13 Ηλιακή ακτινοβολία και φυτικοί οργανισμοί

Από τις μετεωρολογικές παραμέτρους, η ηλιακή ακτινοβολία παίζει σπουδαιότατο ρόλο στη διατήρηση της ζωής στον πλανήτη μας, διότι δημιουργεί τις προϋποθέσεις για τη συντήρηση του υδρολογικού κύκλου και για τη δημιουργία της οργανικής ύλης (φωτοσύνθεση φυτών). Αποτελεί την κύρια πηγή ενέργειας για την ανάπτυξη των χλωροφυλλούχων φυτών. Επίσης, διαμορφώνει το θερμικό περιβάλλον για τη διατήρηση των βιολογικών δραστηριοτήτων των έμβιων όντων της βιόσφαιρας.

Το ποσοστό της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει σε κάποια περιοχή της επιφάνειας της Γης καθορίζεται από τη νέφωση, το γεωγραφικό πλάτος, τον προσανατολισμό της πλαγιάς και άλλους παράγοντες.

Τα διάφορα μήκη κύματος τα οποία συνθέτουν την ηλιακή ακτινοβολία προκαλούν διαφορετικές επιδράσεις στις βιολογικές δραστηριότητες των φυτών. Η φασματική περιοχή, με μήκος κύματος από 380 έως 710 nm, χαρακτηρίζεται ως φωτοσυνθετικά ενεργός ακτινοβολία και διαιρείται σε τρεις υποπεριοχές. Η πρώτη, που φτάνει έως τα 510 nm, είναι η περιοχή του μπλε-ιώδους χρώματος και απορροφάται σε μεγάλο ποσοστό από τη χλωροφύλλη των φυτών, συμβάλλοντας έτσι στην έντονη φωτοσυνθετική δραστηριότητα και στη δημιουργία σημαντικών ποσοτήτων βιομάζας. Η δεύτερη, που φτάνει έως τα 610 nm, είναι η περιοχή του φάσματος με πράσινο και κίτρινο χρώμα και χαρακτηρίζεται από χαμηλή φωτοσυνθετική αποτελεσματικότητα, ενώ η τρίτη υποπεριοχή φτάνει έως τα 700 nm και αντιστοιχεί στο ερυθρό τμήμα του φάσματος, που εκφράζει ακτινοβολίες με ισχυρή απορρόφηση από τη χλωροφύλλη και έντονη φωτοσυνθετική δραστηριότητα. Η φασματική περιοχή, με μήκος κύματος από 750 έως 4.000 nm, εκφράζει την υπέρυθη ακτινοβολία, η οποία θεωρείται ότι έχει σημαντικές φωτομορφογενετικές επιδράσεις στα φυτά, ενώ η μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία ($4 \cdot 10^3$ έως 10^5) έχει μόνο θερμικές επιδράσεις. Η φωτοσυνθετικά ενεργός ακτινοβολία εκφράζει το 46% περίπου της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας. Η ακτινοβολία αυτή αντιπροσωπεύει την εισερχόμενη ενέργεια στην περιοχή του ορατού φάσματος ανά μονάδα επιφάνειας και χρόνου. Η προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία, σε μια φυτοκοινωνία κατανέμεται με διαφορετικό τρόπο ανάλογα με το είδος της καλλιέργειας. Γενικά, όμως, ένα ποσοστό (%) από την προσπίπτουσα ακτινοβολία σε ένα φύλλο, ανεξάρτητα αν αυτό ανήκει σε πλατύφυλλο φυτό ή κωνοφόρο, ανακλάται στην επιφάνειά του, ένα άλλο

διέρχεται και το υπόλοιπο απορροφάται από αυτό και έτσι, συντελεί στην αύξηση της θερμοκρασίας του φύλλου. Η ανάκλαση λαμβάνει διάφορες τιμές, ανάλογα με τον τύπο της βλάστησης, που κυμαίνονται για τους αγρούς και τα λιβάδια μεταξύ 12 και 30% και για τα δάση μεταξύ 5 και 20%. Όταν, όμως, τα φυτά παρουσιάζουν αποχρωματισμένα φύλλα, αυτή μπορεί να φτάσει και το 60%. Η τιμή της διαπερατότητας κυμαίνεται σε ευρέα όρια ανάλογα με το φυτικό είδος και το μήκος κύματος.

Το ανακλόμενο ποσοστό ακτινοβολίας απορροφάται ή διέρχεται από το φύλλο ενός φυτού και προσδιορίζει τις οπτικές ιδιότητές του. Τα ποσοστά αυτά μεταβάλλονται στις διαφορετικές φασματικές περιοχές και καθορίζονται από τη δομή και το πάχος του φύλλου έως και τη γωνία πρόσπτωσης της ηλιακής ακτινοβολίας.

Η ηλιακή ακτινοβολία παίζει αποφασιστικό ρόλο στην ανάπτυξη των φυτών, διότι επηρεάζει σε σημαντικό βαθμό τις φυσιολογικές λειτουργίες τους (Ντάφης, 1986). Μεγάλα ποσοστά ηλιακής ακτινοβολίας απορροφώνται από τα φύλλα των φυτών, στις περιοχές του φάσματος της υπεριώδους και ορατής ακτινοβολίας έως και στην περιοχή μεγάλου μήκους κύματος. Έχει διαπιστωθεί ότι στην περιοχή του υπέρυθρου και έως 2 nm η απορρόφηση είναι μικρή, ενώ στην περιοχή άνω των 7 nm είναι σχεδόν πλήρης (97%). Στην περιοχή του υπέρυθρου, που παρατηρούνται οι μικρότερες τιμές απορρόφησης, εντοπίζονται οι μέγιστες τιμές του ποσοστού διέλευσης και ανάκλασης. Έτσι, τα φύλλα των φυτών ανακλούν το 70% της κάθετα προσπίπτουσας ακτινοβολίας στην υπέρυθρη περιοχή του φάσματος, ενώ στην ορατή περιοχή μόνο το 6-12%. Η υπεριώδης ακτινοβολία ανακλάται ελάχιστα από τη φυλλική επιφάνεια (έως 3%).

Ο βαθμός ανάκλασης εξαρτάται από την υφή της επιφάνειας του φύλλου. Διπλάσιο ή ακόμη και τριπλάσιο είναι το ποσό της ανακλόμενης ακτινοβολίας, όταν η φυλλική επιφάνεια καλύπτεται από τριχίδια, δηλαδή αυξάνεται η ανάκλαση της ορατής ακτινοβολίας και αυτής που βρίσκεται κοντά στο υπέρυθρο (0,75-1,35 nm).

Γενικά, η απορρόφηση, η διέλευση και η ανάκλαση της ηλιακής ακτινοβολίας διαφοροποιούνται έντονα από την υφή, το χρώμα, το πάχος και την ηλικία του φυτικού ιστού.

Οι επιδράσεις της ηλιακής ακτινοβολίας στους φυτικούς οργανισμούς μπορούν να διακριθούν σε δύο κατηγορίες. Η πρώτη αναφέρεται στις φωτοχημικές επιδράσεις υψηλής ενέργειας, η σημαντικότερη των οποίων είναι η φωτοσύνθεση, ενώ η δεύτερη κατηγορία περιλαμβάνει επιδράσεις χαμηλής ενέργειας και στην κατηγορία αυτή εντάσσονται κυρίως οι φωτομορφογενετικές επιδράσεις, η ανταπόκριση των φυτών στη φωτοπερίοδο και ο φωτοτροπισμός.

3.14 Ηλιακή ακτινοβολία και φωτοσύνθεση

Οι φυτικοί οργανισμοί αντλούν τα απαραίτητα στοιχεία για τη διατροφή τους από το έδαφος. Αυτά όμως δεν είναι ικανά να ανταποκριθούν πλήρως στις ενεργειακές ανάγκες τους, με αποτέλεσμα αυτοί οι αυτότροφοι οργανισμοί να έχουν αναπτύξει την ικανότητα δέσμευσης της φωτεινής ενέργειας και τη μετατροπή τους σε χημική. Η σημαντικότερη φωτοχημική επίδραση της ηλιακής ακτινοβολίας στα φυτά είναι η φωτοσύνθεση. Αυτή πραγματοποιείται στην περιοχή του φάσματος με μήκος κύματος από 400 έως 700 nm, δηλαδή στο φάσμα της φωτοσυνθετικά ενεργού ακτινοβολίας. Η φωτοσύνθεση αποτελείται από επιμέρους διαδικασίες. Η πρώτη είναι φωτοεξαρτώμενη (φωτεινές αντιδράσεις), ενώ η δεύτερη δεν επηρεάζεται από τη φωτεινή ακτινοβολία και από το βιοσυνθετικό τμήμα της φωτοσύνθεσης (σκοτεινές αντιδράσεις). Οι δύο διαδικασίες είναι στενά συνδεδεμένες.

Η δέσμευση της φωτεινής ενέργειας στους φυτικούς οργανισμούς και η μετατροπή της σε χημική συντελείται από τη χλωροφύλλη. Αυτή δεσμεύει τα μήκη κύματος που αντιστοιχούν στο ιώδες, κυανό

και ερυθρό τμήμα του φάσματος του φωτός, ενώ αντανακλά τα μήκη κύματος που αντιστοιχούν στο πράσινο.

Τα φυτά, ως αερόβιοι οργανισμοί, παράλληλα με τη φωτοσύνθεση, επιτελούν και τη διαδικασία της αναπνοής. Η αναπνοή αποτελεί την αντίστροφη της φωτοσύνθεσης χημική αντίδραση, στην οποία γίνεται αποδόμηση της οργανικής ύλης (υδατάνθρακες). Η διαδικασία αυτή πραγματοποιείται σε συνθήκες φωτός και σκότους.

Έχει διαπιστωθεί ότι σε συνθήκες υψηλού φωτισμού η ποσότητα CO₂ που καταναλώνεται είναι μεγάλη λόγω έντονης φωτοσύνθεσης (Φλόκας & Χρονοπούλου, 2010). Τα σκιοφιλά φυτικά είδη είναι αποδοτικότερα από τα ηλιοφιλά σε συνθήκες μειωμένου φωτισμού.

3.15 Φωτισμός και ανάπτυξη φυτών

Η φωτεινή ακτινοβολία επηρεάζει καθοριστικά την πορεία ανάπτυξης και διαφοροποίησης των φυτικών οργανισμών μέσω μιας πολύπλοκης διαδικασίας η οποία ονομάζεται φωτομορφογένεση. Στην περίπτωση αυτή, η ηλιακή ακτινοβολία δεν αξιοποιείται από το φυτό ως μορφή ενέργειας (όπως στη φωτοσύνθεση) αλλά ως πληροφορία που αφορά το φωτεινό περιβάλλον ανάπτυξης των φυτών. Το φως διαδραματίζει καθοριστικό ρόλο στον σχηματισμό των οφθαλμών κατά τη διάρκεια της βλαστικής περιόδου.

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η επίδραση του φωτός στην άνθηση των ανθοκομικών φυτών. Οι παραγωγοί ανθοκομικών φυτών εκμεταλλεύονται τις ιδιαίτερες απαιτήσεις των διαφόρων φυτικών ειδών σε φως και αυξάνουν ή μειώνουν αναλόγως τη διάρκεια του παρερχομένου φωτισμού, με στόχο να βελτιώσουν την ποιότητα των προϊόντων.

3.16 Φωτοτροπισμός και φωτοπεριοδισμός

Τα φυτά έχουν την ικανότητα να μεταβάλλουν τη θέση και τον προσανατολισμό ορισμένων τμημάτων τους ανάλογα με τις συνθήκες φωτισμού που επικρατούν στο περιβάλλον τους. Με άλλα λόγια, στρέφονται προς τη διεύθυνση του φωτός όταν δεν καλύπτονται οι απαιτήσεις τους σε φως ή απομακρύνονται όταν δέχονται περίσσεια φωτισμού. Η κίνηση κατά την οποία η ανάπτυξη του φυτού γίνεται προς μια συγκεκριμένη κατεύθυνση, που καθορίζεται από την ύπαρξη φωτισμού, ονομάζεται φωτοτροπισμός. Έχει διαπιστωθεί ότι στην περιοχή του φάσματος με μήκος κύματος 400-470 nm τα φυτά παρουσιάζουν τον μέγιστο φωτοτροπισμό. Αντιπροσωπευτικό παράδειγμα φωτοτροπισμού αποτελούν τα φυτά του ηλίανθου, τα οποία προσανατολίζουν το άνθος τους προς τη φωτεινή πηγή. Ο φωτοτροπισμός έχει ιδιαίτερη σημασία στην επιβίωση των φυτών κατά το κρίσιμο στάδιο της βλάστησης και εγκατάστασης των νεαρών σπορόφυτων. Τα νεαρά όργανα του φυτού με τον φωτοτροπισμό αποκτούν τον κατάλληλο προσανατολισμό, κατά τρόπο ώστε να εκμεταλλεύονται αποδοτικότερα την ηλιακή ακτινοβολία. Έτσι, οι νεαροί βλαστοί στρέφονται προς τη φωτεινή πηγή (θετικός φωτοτροπισμός), ενώ οι ρίζες απομακρύνονται από αυτή (αρνητικός φωτοτροπισμός).

Η ρύθμιση ορισμένων λειτουργιών των φυτών, σε συνάρτηση με τις εποχιακές μεταβολές της διάρκειας της ημέρας και της νύχτας, καλείται φωτοπεριοδισμός. Η διάρκεια ημέρας-νύχτας επηρεάζει τη βλάστηση των σπόρων, την ανάπτυξη των φυτών, την άνθιση κ.ο.κ.

Η διάρκεια ημέρας και νύχτας στις διάφορες εποχές του έτους αποτελεί συνάρτηση του γεωγραφικού πλάτους και επιδρά στην ανάπτυξη των φυτών. Είναι γνωστό ότι στον Ισημερινό επικρατεί ισημερία καθ' όλη τη διάρκεια του έτους και με την αύξηση του γεωγραφικού πλάτους αλλάζει το ποσοστό των ωρών ημέρας και νύχτας στη διάρκεια του εικοσιτετράωρου. Έτσι, φυτά βραχείας ημέρας ευδοκούν κοντά στον Ισημερινό και φυτά μακράς ημέρας σε μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, διότι εκεί εξασφαλίζονται

οι απαιτούμενες γι' αυτά προϋποθέσεις φωτισμού. Σε ενδιάμεσα γεωγραφικά πλάτη, με διάρκεια ημέρας από 9 έως 15 ώρες, μπορούν να ανθίσουν φυτά μακράς και βραχείας ημέρας.

Ανακεφαλαίωση μαθήματος

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ahrens, D.C. (2003). *Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment*. Pacific Grove: Brooks Cole.
- Ζαμπάκας, Ι. (1981). *Γενική Κλιματολογία*. Αθήνα.
- Kondratyev, K. (1969). *Radiation in the Atmosphere*. New York: Academic Press.
- Κυριαζόπουλος, Β. & Λιβαδάς, Γ. (1975⁶). *Πρακτική Μετεωρολογία*. Θεσσαλονίκη: Α.Π.Θ.
- Μαχαίρας, Π. & Μπαλαφούτης, Χ. (1984). *Γενική Κλιματολογία με στοιχεία Μετεωρολογίας*. Θεσσαλονίκη: University Studio Press.
- Morgan, J.M. & Morgan, M.D. (1991³). *Meteorology*. New York: McMillan.
- Notaridou, V.A. & Lalas, D.P. (1979). The distribution of global and net radiation over Greece. *Solar Energy*, 22(6), pp. 505-514. doi: 10.1016/0038-092X(79)90022-7.
- Ντάφης, Σ. (1986). *Δασική Οικολογία*. Θεσσαλονίκη: Γιαχούδη-Γιαπούλη.
- Φλόκας, Α. & Χρονοπούλου, Α. (2010). *Μαθήματα Γεωργικής Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας*. Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις Ζήτη.

4. Η θερμοκρασία του αέρα

Στο τέταρτο κεφάλαιο αναλύεται η θερμοκρασία του ατμοσφαιρικού αέρα ως βασική παράμετρος του καιρού και του κλίματος. Στη συνέχεια περιγράφονται οι διαδικασίες θέρμανσης και ψύξης της ατμόσφαιρας και οι θερμοκρασιακές παράμετροι, οι εποχιακές διακυμάνσεις της θερμοκρασίας, η κατακόρυφη μεταβολή, η γεωγραφική κατανομή καθώς και η διαχρονική μεταβολή της θερμοκρασίας του αέρα. Το κεφάλαιο κλείνει με την περιγραφή του ρόλου της θερμοκρασίας του αέρα στις βιολογικές δραστηριότητες των φυτών.

4.1 Γενικά

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

Η θερμοκρασία του ατμοσφαιρικού αέρα είναι ένα εξαιρετικά σημαντικό μέγεθος για την επιστήμη της Μετεωρολογίας και της Κλιματολογίας. Η σπουδαιότητά της έγκειται στο γεγονός ότι διέπει τη φυσική εξάτμιση του νερού και τη διαπνοή των φυτών, καθορίζοντας με τον τρόπο αυτό το υδατικό ισοζύγιο του πλανήτη, ενώ η άνιση κατανομή της στην επιφάνεια της Γης αφενός ελέγχει την εξάπλωση των φυτικών και ζωικών οργανισμών στη Γη, αφετέρου καθορίζει τελικά την κίνηση του αέρα στην ατμόσφαιρα της Γης (Ντάφης, 1986).

Η μέτρηση της θερμοκρασίας του αέρα γίνεται με ειδικά όργανα, τα θερμόμετρα, και η συνεχής καταγραφή της θερμοκρασίας γίνεται με ειδικά καταγραφικά όργανα, τους θερμογράφους (Κυριαζόπουλος & Λιβαδάς, 1975). Τα θερμόμετρα με υγρό είναι τα πιο κοινά όργανα μέτρησης της θερμοκρασίας στην επιφάνεια της Γης, καθώς παρουσιάζουν τα πλεονεκτήματα της ευκολίας στην ανάγνωση και της προσιτής τιμής. Τα θερμόμετρα ([Εικόνα 4.1](#)) αποτελούνται από μια βάση (βολβό) που καταλήγει σε γυάλινο σωλήνα μήκους 25 cm ο οποίος φέρει επάνω του την κλίμακα των θερμοκρασιών. Το υγρό στον βολβό συνήθως είναι υδράργυρος ή οινόπνευμα με κόκκινο χρώμα και μπορεί να κινείται ελεύθερα από τον βολβό στον τριχοειδή επιμήκη σωλήνα, όταν η θερμοκρασία αυξάνεται. Έτσι, το μήκος του υγρού στο σωλήνα αντιπροσωπεύει την άνοδο της θερμοκρασίας. Αντίστροφα, όταν η θερμοκρασία μειώνεται, το υγρό κινείται προς τον βολβό. Το μεγιστοβάθμιο και ελαχιστοβάθμιο θερμόμετρο είναι επίσης γυάλινα θερμόμετρα με υγρό και χρησιμοποιούνται αποκλειστικά για τη μέτρηση της μέγιστης και της ελάχιστης ημερήσιας θερμοκρασίας του αέρα αντίστοιχα. Το μεγιστοβάθμιο θερμόμετρο είναι παρόμοιο με κάθε άλλο θερμόμετρο υγρού, με τη μόνη διαφορά ότι μια μικρή στένωση στον σωλήνα ακριβώς πάνω από τον βολβό περιέχει το υγρό. Καθώς η θερμοκρασία αυξάνεται, ο υδράργυρος διαστέλλεται και κινείται στον σωλήνα διαμέσου της στένωσης έως τη μέγιστη θερμοκρασία.



Εικόνα 4.1 Μετεωρολογικά θερμόμετρα.

Όταν όμως η θερμοκρασία αρχίζει την πτωτική πορεία, η στένωση εμποδίζει την επιστροφή του υδραργύρου. Έτσι, η ένδειξη του οργάνου παραμένει στη θέση της μέγιστης θερμοκρασίας της ημέρας έως την επαναφορά από τον παρατηρητή στην αρχική θέση με ελαφρό τίναγμα, όπως ακριβώς στα κοινά θερμόμετρα με τα οποία μετράμε τη θερμοκρασία του σώματος. Το ελαχιστοβάθμιο θερμόμετρο μετράει τη χαμηλότερη θερμοκρασία στη διάρκεια μιας ημέρας. Συνήθως περιέχει οινόπνευμα επειδή ο υδράργυρος παγώνει σε πολύ μικρές θερμοκρασίες (σημείο πήξης υδραργύρου -38°C). Έχει την ίδια μορφή με τα παραπάνω με τη διαφορά ότι υπάρχει ένας μεταλλικός δείκτης που βρίσκεται μέσα στο οινόπνευμα και μπορεί να κινείται ελεύθερα μέσα στο υγρό. Δεν είναι δυνατή η μετακίνησή του έξω από αυτό.

Προκειμένου όμως να είναι συγκρίσιμες οι μετρήσεις και οι καταγραφές των θερμοκρασιών που σημειώνονται σε διάφορους τόπους την ίδια χρονική στιγμή, πρέπει να πραγματοποιούνται με τον ίδιο τρόπο και κάτω από τις ίδιες συνθήκες (Ahrens, 2003). Για τους λόγους αυτούς, τα όργανα της θερμοκρασίας τοποθετούνται μέσα σε ειδικά κατασκευασμένο χώρο, τον μετεωρολογικό κλωβό ([Εικόνα 4.2](#)), όπου προστατεύονται από τις επιδράσεις της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας ή της βροχής. Επίσης, 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 τοποθετείται ακόμη ψηλότερα.



Εικόνα 4.2 Μετεωρολογικός κλωβός.

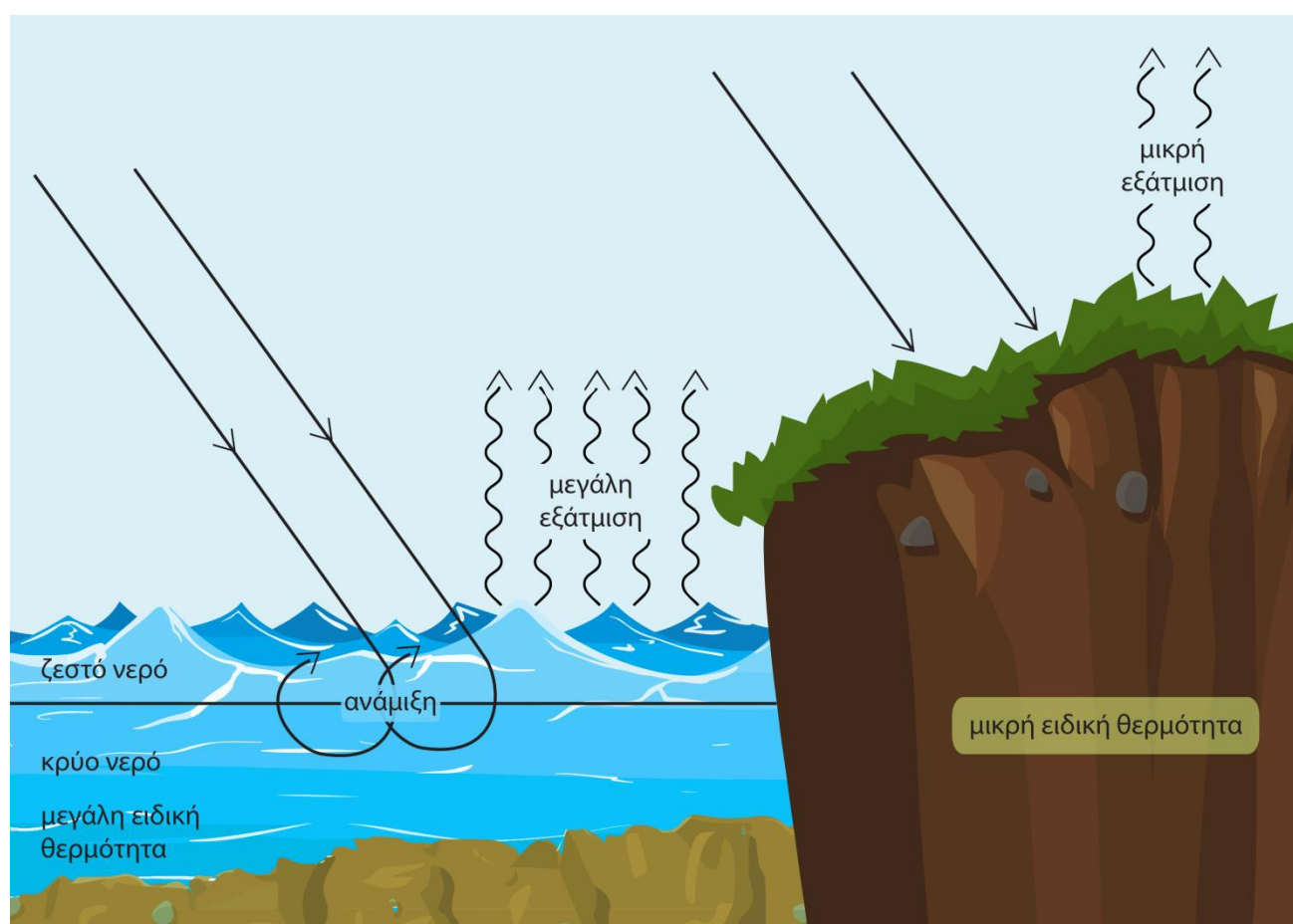
Οι διαφορές της θερμοκρασίας από ένα σημείο σε άλλο ή από τη μια στιγμή στην άλλη είναι αρκετά μεγάλες. Αυτές οι διαφορές γίνονται ακόμη μεγαλύτερες όσο πλησιάζουμε την επιφάνεια ανταλλαγής ενέργειας, που ορίζουν δύο διαφορετικά μέσα (π.χ. αέρας-έδαφος ή αέρας-θάλασσα) (Critchfield, 1974). Κοντά στην επιφάνεια ανταλλαγής δεν είναι σπάνιο να διαπιστώνονται διαφορές θερμοκρασίας πολλών βαθμών Κελσίου ανάμεσα στη θερμοκρασία π.χ. του εδάφους και ενός σημείου που βρίσκεται μερικά εκατοστά επάνω από το έδαφος, 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 και της κατανομής της φυτικής κάλυψης (Μαχαίρας & Μπαλαφούτης, 1984).

4.2 Οι διαδικασίες θέρμανσης και ψύξης ξηράς και θάλασσας

Ένα στοιχείο μεγάλης σημασίας για τη Μετεωρολογία είναι ότι η ξηρά και οι υδάτινες επιφάνειες παρουσιάζουν πολύ διαφορετική συμπεριφορά στην απορρόφηση και την επανακτινοβολία της θερμότητας που προέρχεται από τον Ήλιο. Η γενική διαπίστωση είναι ότι οι επιφάνειες της ξηράς θερμαίνονται εντονότερα και γρηγορότερα υπό την επίδραση των ηλιακών ακτίνων. Αντίθετα, στις υδάτινες επιφάνειες οι διαδικασίες αυτές γίνονται με πολύ βραδύτερους ρυθμούς, με αποτέλεσμα 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 από την παρουσία των νεφών, η επιφάνεια της ξηράς ψύχεται πολύ γρηγορότερα και αποκτά πολύ χαμηλότερες θερμοκρασίες σε σχέση με τις 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 του έτους 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. Εξάλλου, είναι αυτονόητο ότι όσο μεγαλύτερη έκταση καταλαμβάνει η ξηρά τόσο μεγαλύτερες θα είναι και οι εποχικές αντιθέσεις στη θερμοκρασία του αέρα.



Σχήμα 4.1 Σχέσεις φύσης της επιφάνειας και ηλιακής ακτινοβολίας.

Για την κατανόηση των θερμοκρασιακών αντιθέσεων και συμπεριφορών δίνεται αμέσως παρακάτω μια ερμηνεία αυτών με παράθεση ορισμένων βασικών κανόνων της Φυσικής, όπως απεικονίζονται στο [Σχήμα 4.1](#).

Πρώτον, το νερό είναι διαφανές και διαπερατό από τις ηλιακές ακτίνες και επιτρέπει σε αυτές να διεισδύσουν σε αρκετό βάθος μέσα στην υδάτινη μάζα. Με τον τρόπο αυτό ορισμένη ποσότητα ηλιακής ενέργειας κατανέμεται σε ένα αρκετά παχύ στρώμα νερού. Αντίθετα, οι αδιαφανείς επιφάνειες της ξηράς απορροφούν τη θερμότητα μόνο στο επιφανειακό τους 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.

Δεύτερον, οι υδάτινες επιφάνειες αναμειγνύονται τόσο με τη δράση των στροβιλισμών όσο και με ρεύματα μεγάλης κλίμακας κίνησης του νερού. Οι διαδικασίες αυτές οδηγούν στην ανάμειξη τεράστιων ποσοτήτων νερού και την κατανομή ορισμένης ποσότητας θερμότητας σε πολύ μεγαλύτερη μάζα ύδατος. Στην ξηρά δεν υπάρχουν τέτοιου είδους κινήσεις που επιτρέπουν την 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 που χαρακτηρίζει κατά κανόνα τις υδάτινες επιφάνειες. Στην ξηρά η εξάτμιση λαμβάνει χώρα μόνο εφόσον το έδαφος είναι υγρό ή καλύπτεται από βλάστηση. Έτσι, 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.

Τέταρτον, σημαντικό ρόλο στη μεταβολή της θερμοκρασίας σε μια μάζα ενός υλικού διαδραματίζει και η θερμοχωρητικότητα του κάθε υλικού. Έτσι, μια ορισμένη μάζα νερού με μεγάλη ειδική θερμότητα (1 cal/gr/deg) σε σχέση με το έδαφος του οποίου η ειδική θερμότητα είναι πολύ μικρότερη (περίπου $0,2 \text{ cal/gr/deg}$) θα πρέπει να απορροφήσει πενταπλάσια ποσότητα θερμότητας για να αποκτήσει την ίδια θερμοκρασία με ίση μάζα εδάφους.

Οι διαφορές αυτές γίνονται πολύ αισθητές στον άνθρωπο κατά την καλοκαιρινή περίοδο στις ακτές της θάλασσας, όπου η άμμος της παραλίας έχει πάρα πολύ υψηλές θερμοκρασίες και η παρακείμενη θάλασσα είναι δροσερή.

4.3 Θερμοκρασιακές παράμετροι

Στις επιστήμες της Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας είναι χρήσιμα και επιθυμητά πολλά είδη θερμοκρασιακών παραμέτρων, οι οποίες καταγράφονται σε τακτά χρονικά διαστήματα της ημέρας ταυτόχρονα σε όλα τα σημεία της Γης και αποτελούν είτε τη βάση για την πρόγνωση της θερμοκρασίας είτε καταχωρούνται στα αρχεία των μετρήσεων κάθε σταθμού για μελλοντικές μελέτες. Οι μετρήσεις της θερμοκρασίας (αλλά και όλων των άλλων μετεωρολογικών παραμέτρων) στους σταθμούς των αεροδρομίων γίνονται σε διαστήματα μιας ώρας. Από τα επίσημα αρχεία που τηρούνται στην Ελλάδα προκύπτει ότι η καταγραφή της θερμοκρασίας ξεκίνησε το έτος 1858 στο Αστεροσκοπείο Αθηνών. Σε άλλες περιοχές της χώρας οι καταγραφές άρχισαν πολύ αργότερα. Στον ευρωπαϊκό χώρο, και ειδικότερα στο Ηνωμένο Βασίλειο, τη Γαλλία και τη Γερμανία, υπάρχουν αρχεία από τις αρχές του 18ου αιώνα (με τις πρώτες παρατηρήσεις να καταγράφονται στο Βερολίνο το 1701). Χρονοσειρές αυτής της διάρκειας καθιστούν δυνατή τη μελέτη των κλιματικών μεταβολών μιας περιοχής.

Από τις παρατηρήσεις που καλύπτουν μια συνεχή τριακονταετία προκύπτουν μέσες τιμές οι οποίες χρησιμοποιούνται για να εκφράσουν τις κανονικές κλιματικές συνθήκες ενός τόπου. Σήμερα από τον Παγκόσμιο Οργανισμό Μετεωρολογίας (World Meteorological Organization) ορίζεται ως κανονική κλιματική περίοδος ο μέσος όρος των τιμών της θερμοκρασίας της τριακονταετίας 1961–1990, με τον οποίο συγκρίνονται οι θερμοκρασίες των προηγούμενων ή των πρόσφατων ετών για να διαπιστωθεί η πλανητική θέρμανση ή ψύξη. Η θερμοκρασία του αέρα μετράται κυρίως σε δύο κλίμακες: στην κλίμακα Celsius (0–100 βαθμοί) και στην κλίμακα Fahrenheit (32–212 βαθμοί). Η μετατροπή από τη μια κλίμακα στην άλλη γίνεται με βάση τις σχέσεις: $^{\circ}\text{C} = 5/9(^{\circ}\text{F} - 32)$ και $^{\circ}\text{F} = 9/5^{\circ}\text{C} + 32$, ενώ για επιστημονικούς σκοπούς εξακολουθεί να χρησιμοποιείται και η απόλυτη κλίμακα Kelvin, όπου 0°C αντιστοιχούν σε 273°K .

Η τιμή της θερμοκρασίας η οποία χρησιμοποιείται πολύ συχνά εκφράζει τη θερμοκρασία της μιας ημέρας, η οποία ονομάζεται ημερήσια θερμοκρασία ενός τόπου. Αυτή προσδιορίζεται με το ξηρό θερμόμετρο και υπολογίζεται με τους εξής τρόπους:

1. Αποτελεί τον μέσο όρο της μεγαλύτερης (μέγιστης) και της μικρότερης (ελάχιστης) θερμοκρασίας του 24ώρου ($M\Theta A = (M+E)/2$).
2. Από τις ωριαίες μετρήσεις κάθε 24ώρου. Οι 24 ξεχωριστές τιμές της θερμοκρασίας του αέρα, που καταγράφονται ανά ώρα, αθροίζονται και διαιρούνται με το 24, δίνοντας έτσι την πιο αξιόπιστη τιμή ημερήσιας θερμοκρασίας.
3. Από διαφόρους συνδυασμούς μετρήσεων συγκεκριμένων ωρών της ημέρας. Για παράδειγμα, στον ελληνικό χώρο τον συνηθέστερο τρόπο υπολογισμού της ημερήσιας θερμοκρασίας αποτελεί ο προσδιορισμός του μέσου όρου των παρατηρήσεων των ωρών 08.00, 14.00 και 20.00 τοπικής ώρας ($M\Theta A = (T_8 + T_{14} + T_{20})/3$).

Άλλη πολύ χρήσιμη κλιματική παράμετρος της θερμοκρασίας είναι η μηνιαία θερμοκρασία, η οποία εκφράζει τον μέσο όρο των ημερήσιων θερμοκρασιών κάθε μήνα. Ακόμα χρησιμότερη είναι η μέση μηνιαία θερμοκρασία, η οποία είναι το προϊόν του μέσου όρου των μηνιαίων θερμοκρασιών κάθε μήνα για μεγάλη χρονική περίοδο. Τέλος, αντίστοιχες παράμετροι για τη 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 που μετράται με τα λεγόμενα ακροβάθμια θερμόμετρα, υπάρχουν και οι αντίστοιχες παράμετροι και εκφράσεις για τις άκρες αυτές τιμές. Έτσι, έχουμε τις έννοιες μέση ημερήσια ή μηνιαία μέγιστη ή ελάχιστη θερμοκρασία κ.λπ.

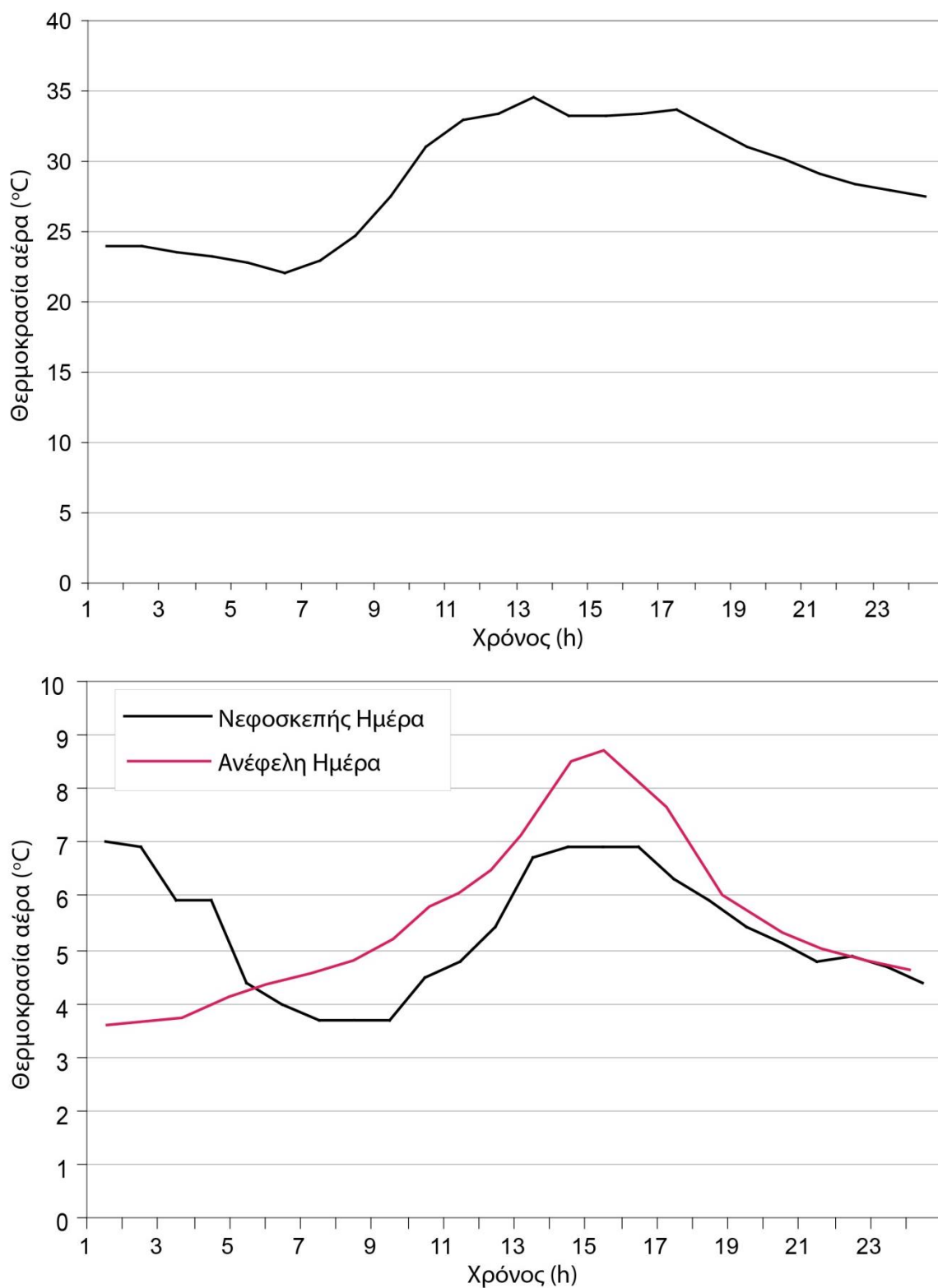
Στον πλανήτη μας η διακύμανση της θερμοκρασίας μέσα στο 24ωρο και μέσα στο έτος, όπως θα δούμε και στο κεφάλαιο των κλιματικών κατατάξεων, σε άλλα σημεία της Γης είναι πάντοτε θετική, σε άλλα πάντοτε αρνητική και, τέλος, σε άλλες περιοχές παρουσιάζεται άλλες ημέρες θετική και άλλες ημέρες αρνητική.

Η ημέρα κατά τη διάρκεια της οποίας η ελάχιστη θερμοκρασία γίνεται αρνητική ονομάζεται ημέρα μερικού παγετού, ενώ η ημέρα κατά την οποία και η μέγιστη θερμοκρασία παραμένει αρνητική ονομάζεται ημέρα ολικού παγετού. Στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, όπου ανήκει και η χώρα μας, μια αξιόλογη καταγραφή αποτελεί η μελέτη της περιόδου μέσα στην οποία δεν σημειώνονται αρνητικές θερμοκρασίες. Η περίοδος ελεύθερη παγετού εκφράζει το σύνολο των διαδοχικών ημερών, κατά τις οποίες η θερμοκρασία του αέρα βρίσκεται συνεχώς πάνω από 0°C. Όπως είναι φυσικό, η περίοδος αυτή αρχίζει περίπου την άνοιξη και τελειώνει περίπου το φθινόπωρο. 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 (Φλόκας & Χρονοπούλου, 2010).

4.4 Η ημερήσια κύμανση μεταβολή της θερμοκρασίας του αέρα

Από την καταγραφή των ωριαίων τιμών της θερμοκρασίας του αέρα και τη σχηματική απεικόνιση αυτών διαπιστώνεται ότι υπάρχει μια απλή και ρυθμική μεταβολή της θερμοκρασίας του αέρα μέσα σε ένα τυπικό 24ωρο. Το [Σχήμα 4.2](#) που παρατίθεται παρουσιάζει ακριβώς αυτή την τυπική πορεία της θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια ενός τέτοιου 24ώρου. Οι τιμές της θερμοκρασίας, που παρατίθενται στο σχήμα αυτό, αποτελούν πραγματικές συνθήκες της θερμοκρασίας του αέρα σε ύψος 1,5 m πάνω από την επιφάνεια του εδάφους στην πόλη της Θεσσαλονίκης για μια ανέφελη θερινή ημέρα (Αύγουστος 1997) και για δύο χειμερινές ημέρες, μια ανέφελη και μια νεφοσκεπή (Δεκέμβριος 1997). Όπως φαίνεται στο [Σχήμα 4.2](#), η ελάχιστη θερμοκρασία του αέρα σημειώνεται λίγο μετά την ανατολή του Ηλίου, ενώ η

μέγιστη 2-3 ώρες μετά την μεσουράνηση του Ηλίου. Αποκλίσεις από τη συνθήκη αυτή εμφανίζονται λόγω τοπικών καιρικών συνθηκών, όπως η νέφωση, η βροχόπτωση, η αγωγιμότητα του εδάφους, η θαλάσσια αύρα.

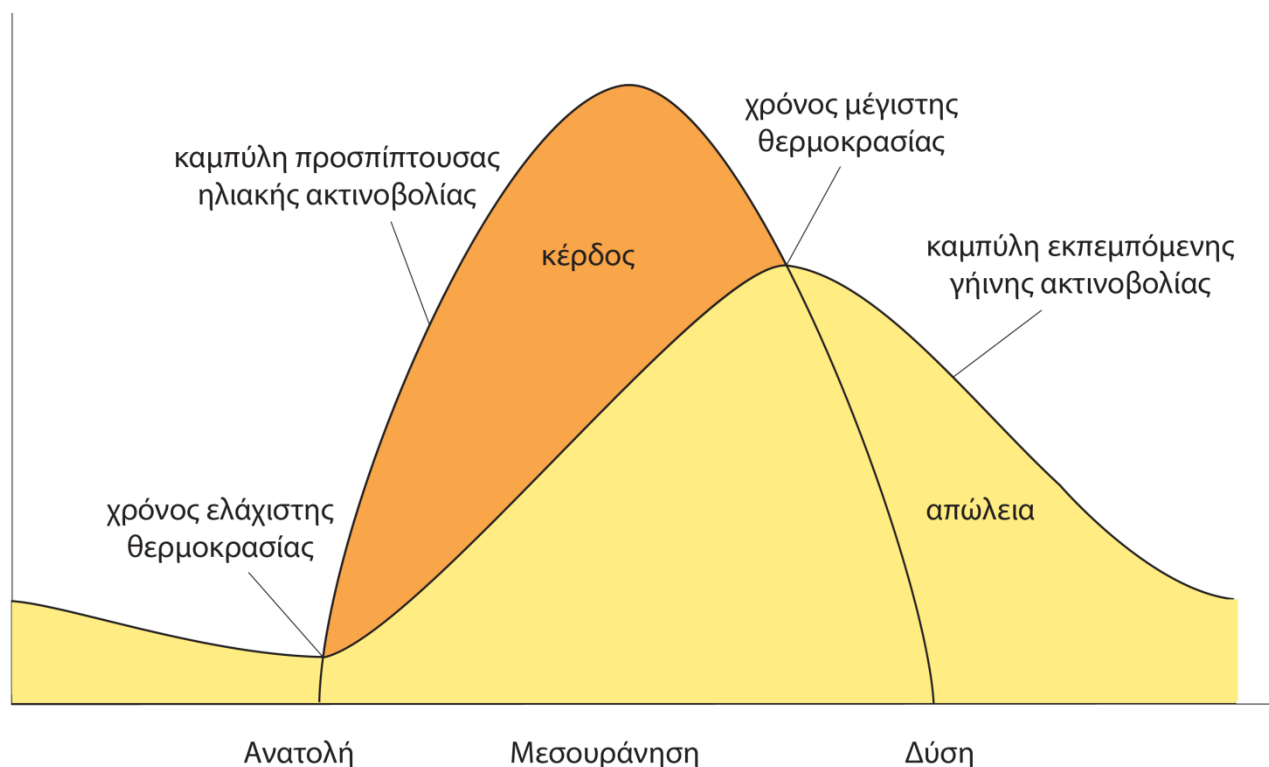


Σχήμα 4.2 Η ημερήσια πορεία της θερμοκρασίας του αέρα στη Θεσσαλονίκη για μια θερινή (Αύγουστος, επάνω σχήμα) και δύο χειμερινές (Δεκέμβριος, κάτω σχήμα) ημέρες.

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, όπως παραστατικά φαίνεται στο [Σχήμα 4.3](#).

Ακόμα και μετά τη δύση του Ηλίου, η Γη συνεχίζει να ακτινοβολεί προς την ατμόσφαιρα και το διάστημα υπέρυθρη ακτινοβολία (κάτω καμπύλη του [Σχήματος 4.3](#)), η οποία τελικά ψύχει την επιφάνειά της, προκαλώντας ταπείνωση της θερμοκρασίας της επιφάνειας της Γης αλλά και του στρώματος του ατμοσφαιρικού αέρα που βρίσκεται σε επαφή με αυτήν. 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 (άνω καμπύλη του σχήματος). Με την ανατολή του Ηλίου η προσπίπτουσα ηλιακή ενέργεια αρχίζει να θερμαίνει το έδαφος και να αναπληρώνει σταδιακά τις νυχτερινές θερμικές απώλειες της Γης. Τη στιγμή που επέρχεται ισορροπία μεταξύ της εξερχόμενης γήινης και της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας σημειώνεται η ελάχιστη θερμοκρασία της ημέρας.

Στη συνέχεια, καθώς ο Ήλιος ανεβαίνει στον ορίζοντα, αυξάνεται η ποσότητα της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας, της οποίας το μέγιστο σημειώνεται κατά τη στιγμή της μεσουράνησης του Ηλίου. Βέβαια, η Γη συνεχίζει να εκπέμπει θερμότητα προς το διάστημα ακολουθώντας τους σχετικούς νόμους της Φυσικής που αναφέρονται στη θερμική εκπομπή των σωμάτων. Μετά τη μεσουράνηση του Ηλίου έχουμε μια συνεχή μείωση της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στη Γη, η οποία μηδενίζεται κατά τη στιγμή της δύσης. Τη στιγμή κατά την οποία η γήινη ακτινοβολία αρχίζει να υπερέχει της ηλιακής ακτινοβολίας, σημειώνεται η μέγιστη τιμή της θερμοκρασίας της ημέρας.



Σχήμα 4.3 Η ημερήσια πορεία της θερμοκρασίας σε σχέση με την εισερχόμενη και εξερχόμενη ακτινοβολία.

4.5 Το ημερήσιο θερμομετρικό εύρος

Η διαφορά μεταξύ της μέγιστης και της ελάχιστης θερμοκρασίας που παρατηρείται την ίδια ημέρα ονομάζεται Ημερήσιο Θερμομετρικό Εύρος (ΗΘΕ). Λαμβάνει τη μεγαλύτερη τιμή του σε μετρήσεις που γίνονται στην επιφάνεια ενεργειακών ανταλλαγών, ενώ γίνεται συνεχώς μικρότερο όσο 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 βάθος περίπου 50 cm το ΗΘΕ λαμβάνει πρακτικά μηδενική τιμή. Για τον λόγο αυτό, σε βάθος μεγαλύτερο του μισού μέτρου δεν είναι χρήσιμο να μιλάμε για ημερήσια μεταβολή της θερμοκρασίας, αλλά μάλλον για εποχική.

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

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

1. Το ΗΘΕ μειώνεται καθώς αυξάνεται το γεωγραφικό πλάτος. Δηλαδή το ΗΘΕ είναι μεγάλο στην ισημερινή και τροπική ζώνη και ελαττώνεται καθώς κινούμαστε προς τους πόλους. Το αίτιο αυτής της διαφοροποίησης οφείλεται στο ότι κοντά στον Ισημερινό το μήκος της ημέρας και της νύχτας είναι σχεδόν ίδιο καθ' 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 φτάνει στην επιφάνεια της Γης με τη μέγιστη τιμή που καθορίζεται κυρίως από αστρονομικούς παράγοντες, με αποτέλεσμα τη μεγάλη αύξηση της θερμοκρασίας του αέρα. Κατά την ανέφελη νύχτα, 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 άκρων 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 κατά συνέπεια οι θερμοκρασιακές αντιθέσεις μεταξύ ημέρας και νύχτας αμβλύνονται σημαντικά, δηλαδή παρατηρείται μικρό ΗΘΕ. Η χαρακτηριστική αυτή διαφορά στο ΗΘΕ ανάμεσα σε μια ηλιοφεγγή (μεγάλο) και μια νεφοσκεπή ημέρα (μικρό) παρουσιάζεται στο Σχήμα 4.2, όπου δίνεται η 24ωρη πορεία της θερμοκρασίας για δύο αντίστοιχες ημέρες τον 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 δεν επιτρέπει 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 υγρομετρική κατάσταση αυτού. Εδάφη με πολύ μικρή θερμική αγωγιμότητα (π.χ. η άμμος) εμφανίζουν μεγάλο ΗΘΕ. Αντίθετα, τα υγρά εδάφη διαμορφώνουν μικρό ΗΘΕ.
5. Οι περιοχές με εκτεταμένη βλάστηση διαμορφώνουν μικρό ΗΘΕ, σε σύγκριση με την εκτεταμένη γυμνή χέρσο, γεγονός που οφείλεται κυρίως στους μηχανισμούς της εξατμοδιαπνοής και της φωτοσύνθεσης.

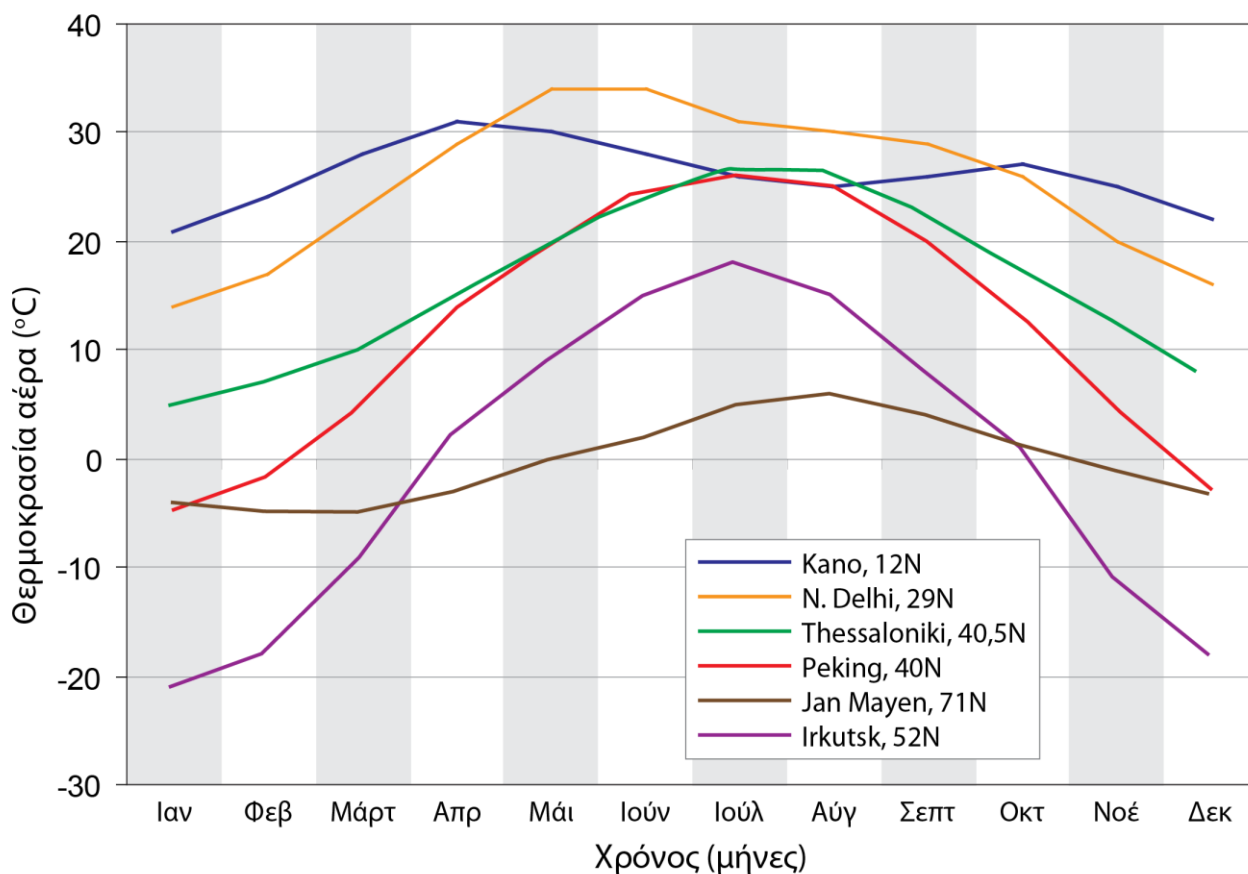
4.6 Η εποχική μεταβολή της θερμοκρασίας του αέρα

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 στο Σχήμα 4.4, που έχουν σημειωθεί σε διάφορους παράκτιους ή σε χερσαίους σταθμούς της ενδοχώρας του βόρειου ημισφαιρίου, που βρίσκονται σε διαφορετική απόσταση από τον Ισημερινό, καθώς και σε έναν απομακρυσμένο θαλάσσιο σταθμό του βόρειου ημισφαιρίου, δείχνουν τη διαφορετική ετήσια μεταβολή της θερμοκρασίας του αέρα στις θέσεις αυτές.

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 και οι ελάχιστες 1-2 μήνες μετά το χειμερινό ηλιοστάσιο του κάθε ημισφαιρίου ([Σχήμα 4.4](#)).

Στις ηπείρους του βόρειου ημισφαιρίου, ο θερμότερος μήνας είναι ο Ιούλιος (Ιανουάριος στο νότιο) και ψυχρότερος ο Ιανουάριος (Ιούλιος στο νότιο). Στους ωκεανούς (όπως για παράδειγμα ο σταθμός του Jan Mayen, $\phi=71^\circ\text{B}$) παρατηρείται μεγαλύτερη υστέρηση στο θερμικό ισοζύγιο και οι μεγαλύτερες θερμοκρασίες σημειώνονται τον Αύγουστο (Φεβρουάριο στο νότιο) ενώ οι μικρότερες τον Φεβρουάριο (Αύγουστο στο νότιο ημισφαίριο).

Η πορεία της θερμοκρασίας στις ζώνες δράσης των μουσώνων, όπως παρατηρείται στο Ν. Δελχί, απέχει αρκετά από την περιγραφείσα γενική συνθήκη, αφού εδώ η μεγαλύτερη θερμοκρασία εμφανίζεται ακριβώς πριν την περίοδο έναρξης των ισχυρών βροχών των μουσώνων.



Σχήμα 4.4 Ετήσια πορεία της μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας.

Ομοίως, στην ισημερινή ζώνη, όπου ο ήλιος διέρχεται δυο φορές το χρόνο από τον Ισημερινό (Kano), παρατηρείται διπλή κύμανση με μέγιστη κατά τις ισημερίες και ελάχιστη κατά τα ηλιοστάσια.

Όπως παρατηρούμε, για τους γνωστούς λόγους θερμικής συμπεριφοράς, η μεταβολή της θερμοκρασίας από μήνα σε μήνα είναι πολύ μικρότερη στον ωκεάνιο σταθμό του Jan Mayen, σε σχέση με τους υπόλοιπους χερσαίους σταθμούς, αν και ο θαλάσσιος αυτός σταθμός βρίσκεται σε πολύ μεγάλο γεωγραφικό πλάτος ($\varphi = 71^\circ\text{N}$).

4.7 Το Ετήσιο Θερμομετρικό Εύρος

Η διαφορά ανάμεσα στη μέση θερμοκρασία του θερμότερου και του ψυχρότερου μήνα του έτους ονομάζεται Ετήσιο Θερμομετρικό Εύρος (ΕΘΕ). Από τη σύγκριση της πορείας της θερμοκρασίας στους διάφορους σταθμούς 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 δείχνει η σχετική καμπύλη του Ιρκούτσκ.

Η Θεσσαλονίκη και το Πεκίνο (Σχήμα 4.4) βρίσκονται στο ίδιο σχεδόν γεωγραφικό πλάτος, αλλά το ΕΘΕ στο Πεκίνο είναι μεγαλύτερο από αυτό της Θεσσαλονίκης εξαιτίας του χερσαίου χαρακτήρα του Πεκίνου. Όμως και στη Θεσσαλονίκη, μια παράκτια πόλη, το ΕΘΕ 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 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 μέσα στο έτος.

Η γεωγραφική κατανομή του ΕΘΕ σε πλανητική κλίμακα αυξάνεται σημαντικά καθώς κινούμαστε 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, από την οποία προκύπτει ο βαθμός ηπειρωτικότητας κάθε θέσης:

$$K = \frac{1,7 \cdot (\text{ΕΘΕ})}{\eta\mu(\varphi + 10)} - 14 \text{ } ^\circ\text{C}$$

Όπου K είναι ο βαθμός ηπειρωτικότητας που κυμαίνεται από 0 (άκρα ωκεανικότητα) μέχρι 100 (άκρα ηπειρωτικότητα), και φ το γεωγραφικό πλάτος του τόπου. Ο βαθμός ηπειρωτικότητας μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως κριτήριο ταξινόμησης του κλιματικού χαρακτήρα ενός τόπου, αφού όσο πιο κοντά στο μηδέν βρίσκεται η τιμή αυτού τόσο περισσότερο θαλάσσια χαρακτηριστικά θα παρουσιάζει ο τόπος αυτός. Αντίθετα, πολύ μεγάλες τιμές του K, δηλώνουν ηπειρωτική συμπεριφορά του τόπου. Το K μπορεί επίσης να αποτελέσει κριτήριο σύγκρισης μεταξύ δύο θέσεων και να προσδιοριστεί ο βαθμός της σχετικής δριμύτητας του κλίματος ανάμεσα στις δύο θέσεις.

4.8 Η κατανομή της θερμοκρασίας στην επιφάνεια του πλανήτη

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 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.

Η εντονότερη μεταβολή της θερμοκρασίας κατά την οριζόντια έννοια είναι αυτή που παρατηρείται κατά το μήκος ενός μεσημβρινού, καθώς δηλαδή 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. Δηλαδή 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 καμπύλες χονδρικά διατηρούν μια σχετική παραλληλία με τον ισημερινό κύκλο, η οποία όμως 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 4.5 και 4.6, όπου δίνεται η πλανητική κατανομή της θερμοκρασίας του αέρα για τους μήνες Ιανουάριο και Ιούλιο, αντίστοιχα, δηλαδή για τον ψυχρότερο και τον θερμότερο μήνα του χρόνου.

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

Κατά τον 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 ακτίνων, που οδηγεί στις μεγάλες διαφορές ηλιακής ακτινοβολίας καθώς κινούμαστε από τον Ισημερινό προς την πολική ζώνη. Το αποτέλεσμα αυτό είναι εμφανέστερο στο βόρειο ημισφαίριο, όπου κυριαρχεί η ξηρά σε σχέση με τους ωκεανούς.

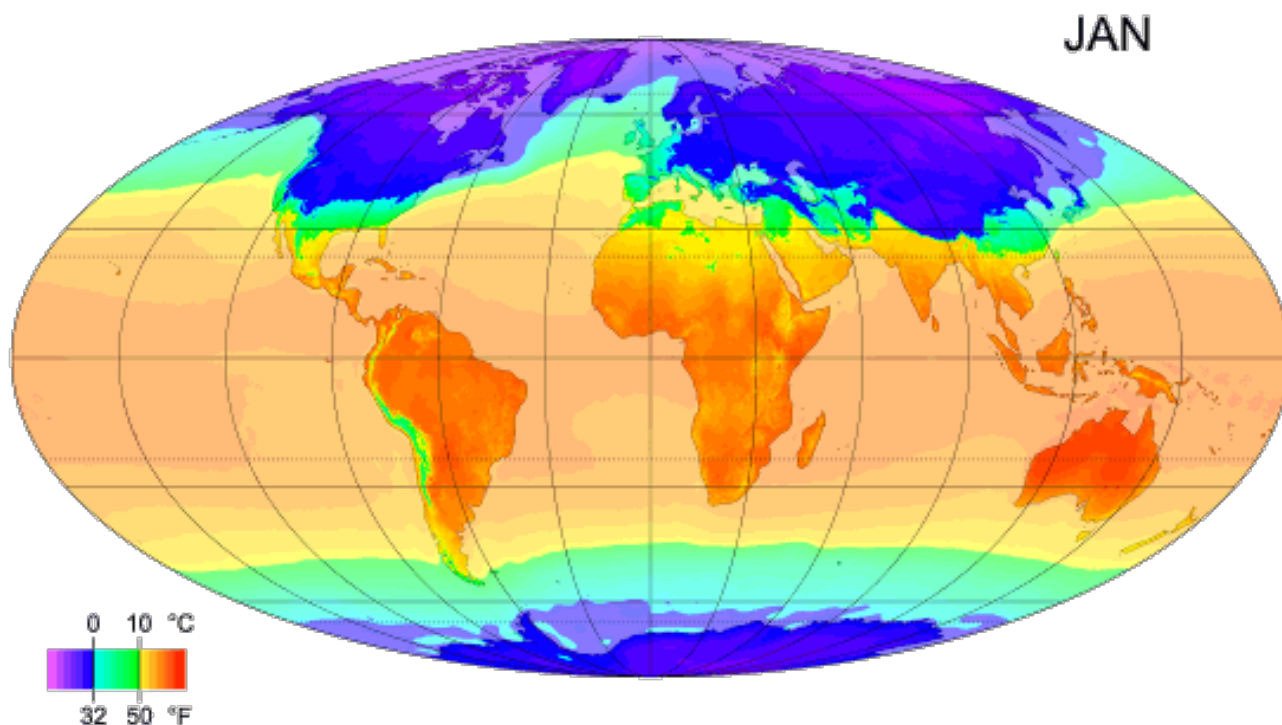
Κατά τη μετάβαση από τον χειμώνα προς το καλοκαίρι παρατηρείται σημαντική παλινδρομική μετατόπιση των ισόθερμων η οποία αντικατοπτρίζει την εποχική μεταβολή της ηλιακής θέρμανσης. Η μετατόπιση αυτή είναι μεγαλύτερη επάνω από τις ηπείρους και μικρότερη επάνω από τους ωκεανούς, γεγονός που βρίσκεται σε συμφωνία με τη διαφορετική συμπεριφορά της ξηράς και της θάλασσας.

Κατά τη διάρκεια του χειμώνα οι ισόθερμες κάμπτονται προς τον Ισημερινό επάνω από τη χέρσο και προς τους πόλους επάνω από τους ωκεανούς, δείχνοντας ότι στο ίδιο γεωγραφικό πλάτος η ξηρά είναι ψυχρότερη από τη θάλασσα 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 την ξηρά και προς τον Ισημερινό επάνω από τους ωκεανούς.

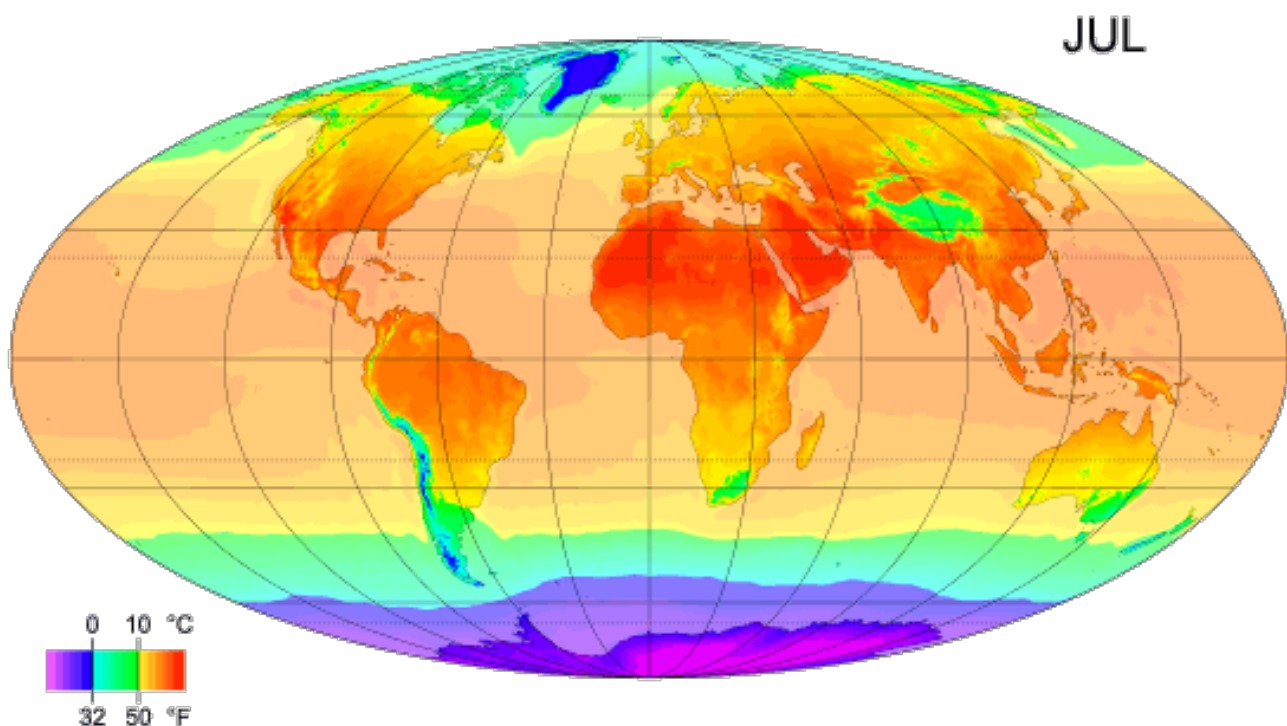
Οι κάμψεις γενικά είναι πιο χαρακτηριστικές στο βόρειο ημισφαίριο, όπου κυριαρχεί η ξηρά, ενώ στο νότιο ημισφαίριο αυτές παρουσιάζουν μια χαρακτηριστική παραλληλία προς τον Ισημερινό.

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



Σχήμα 4.5 Μέση θερμοκρασία αέρα Ιανουαρίου. Το παρόν έργο αδειοδοτείται υπό τους όρους της άδειας CC BY-SA 3.0.

Πηγή: [URL](#)



Σχήμα 4.6 Μέση θερμοκρασία αέρα Ιουλίου. Το παρόν έργο αδειοδοτείται υπό τους όρους της άδειας CC BY-SA 3.0.

Πηγή: [URL](#)

Η δράση των ψυχρών ρευμάτων εξαναγκάζει τις ισόθερμες να κάμπτονται προς τον Ισημερινό, όπως συμβαίνει στις δυτικές ακτές της Βόρειας και Νότιας Αμερικής.

Εξαίρεση αυτής της εικόνας αποτελεί η διάταξη των ισόθερμων στις δυτικές ακτές της Ευρώπης, όπου αυτές κάμπτονται προς τους πόλους τόσο έντονα που τις καθιστά σχεδόν παράλληλες προς τους μεσημβρινούς και τις ακτές της Δυτικής Ευρώπης, εξαιτίας της χαρακτηριστικής δράσης του θερμού ρεύματος του Βόρειου Ατλαντικού που γεννιέται στον κόλπο του Μεξικού. Επίσης, κατά τον χειμώνα του βόρειου 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 ανατολικές ακτές εξαιτίας της δράσης των δυτικών ανέμων σε αυτά τα γεωγραφικά πλάτη.

Τέλος, για να ολοκληρωθεί η περιγραφή της πλανητικής κατανομής της θερμοκρασίας αναφέρουμε ενδεικτικά ότι η μεγαλύτερη θερμοκρασία που έχει καταγραφεί στον πλανήτη μέχρι τη στιγμή της συγγραφής ανέρχεται στους 58°C (Λιβύη), ενώ η μικρότερη έχει καταγραφεί στην Ανταρκτική με τιμή -94,5°C.

4.9 Γεωγραφική κατανομή της θερμοκρασίας αέρα στον ελληνικό χώρο

Οι αντιθέσεις της θερμοκρασίας των αέριων μαζών που επικρατούν στη χώρα μας είναι μεγάλες, ανεξάρτητα από την επίδραση των εποχών και του ανάγλυφου. Οι αντιθέσεις αυτές που σημειώνονται στον ελληνικό χώρο απαντώνται σε λίγα μέρη της Γης (συνήθως στις περιοχές των μετωπικών ζωνών) (Μπαλτάς, 2010). Ο γεωγραφικός παράγοντας και η διάταξη των οροσειρών, παράλληλα και πολύ κοντά στις ακτές του Ιονίου και του Αιγαίου Πελάγους, παίζουν βασικό ρόλο στη θερμοκρασιακή κατάσταση που επικρατεί. Οι στενές περιοχές των ακτών του Ιονίου προστατεύονται από τις ψυχρές εισβολές των

πολικών και, ορισμένες φορές, αρκτικών αερίων μαζών τον χειμώνα από τη διάταξη των ορεινών όγκων της Πίνδου. Οι ακτές του Αιγαίου προστατεύονται ασθενέστερα από τον βορειότερο ορεινό όγκο της Ροδόπης. Κατά τη θερμή εποχή, από τον Μάιο μέχρι τον Οκτώβριο, οι μεγάλες αντιθέσεις εξομαλύνονται και επικρατεί στη χώρα ο χαρακτήρας του μεσογειακού κλίματος (Ζαμπάκας, 1981).

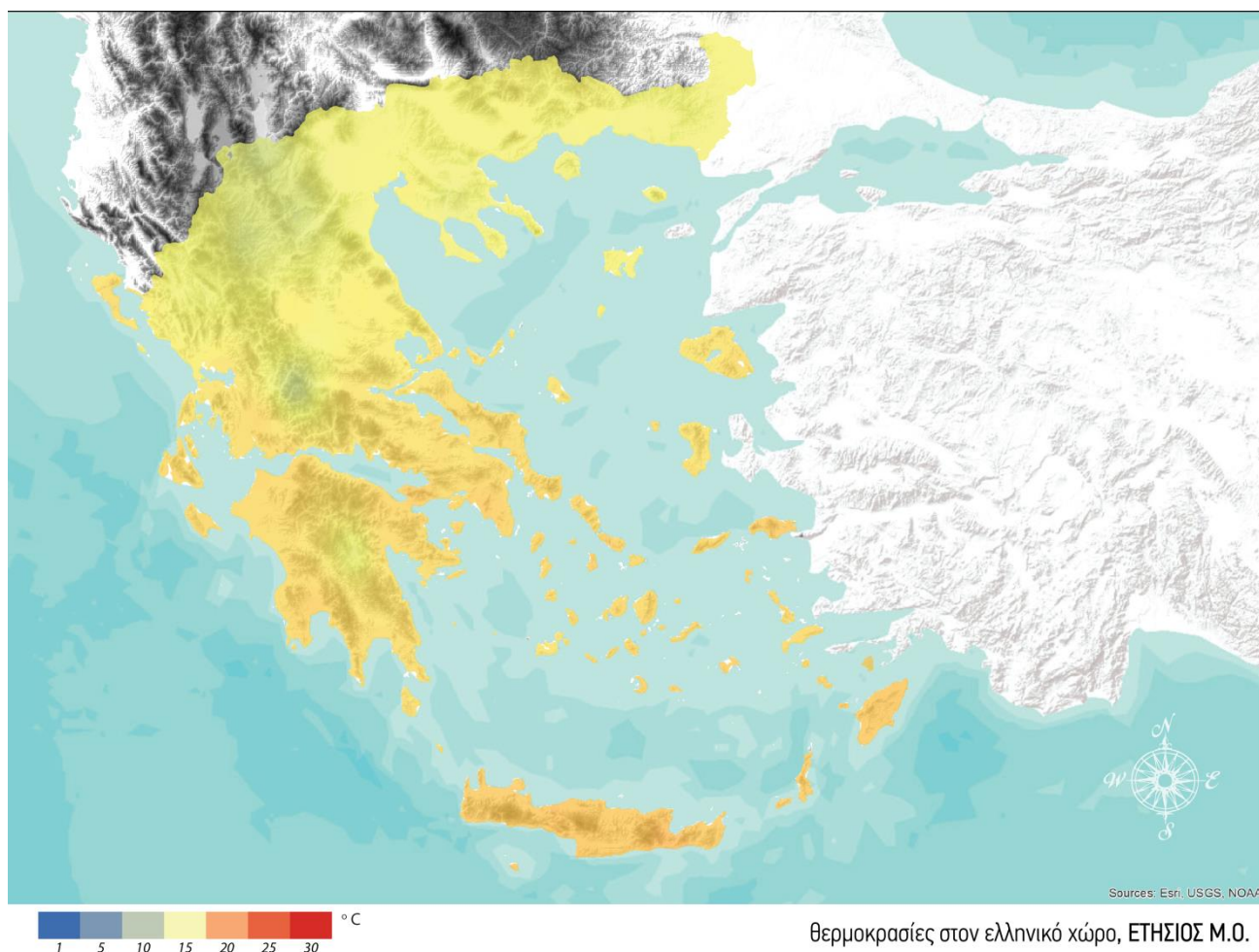
Η Ελλάδα βρίσκεται μεταξύ των ετήσιων ισόθερμων των 19,5°C και 14,5°C. Κατά την ψυχρή εποχή, η γενική τάση της θερμοκρασίας είναι να ελαττώνεται με την αύξηση του γεωγραφικού πλάτους και από τα παράλια προς το εσωτερικό της χώρας. Τη θερμή περίοδο, ενώ θα έπρεπε να αυξάνεται η θερμοκρασία από τα παράλια προς το εσωτερικό, ιδιαίτερα την ημέρα, σε πολλά μέρη επεμβαίνει το ανάγλυφο και αντιστρέφει την κατανομή της μέσης θερμοκρασίας. Η ετήσια πορεία της θερμοκρασίας είναι απλή με θερινό μέγιστο και χειμερινό ελάχιστο. Οι απολύτως ελάχιστες θερμοκρασίες στα ορεινά και βόρεια διαμερίσματα της χώρας μπορεί να προσεγγίσουν τους -25°C. Οι θερινοί καύσωνες μπορεί να δημιουργήσουν στο εσωτερικό της χώρας απολύτως μέγιστες θερμοκρασίες αέρα πάνω από 45°C. Οι μέγιστες όμως θερμοκρασίες των ορεινών περιοχών (π.χ. πάνω από 1500 m) είναι μικρές. Τον Ιανουάριο την ψυχρότερη περιοχή της χώρας αποτελούν τα γεωγραφικά διαμερίσματα της Δυτικής Μακεδονίας και της Ηπείρου, ενώ τα θερμότερα αποτελούν τα νησιά του ΝΑ Αιγαίου και οι νότιες και ανατολικές ακτές της Κρήτης. Ψυχρές νησίδες παρατηρούνται και κατά μήκος του κεντρικού κορμού της Ελλάδας, στα ορεινά της Πελοποννήσου και της Κρήτης.

Η κάμψη των ισόθερμων καμπυλών προς νότο στον κεντρικό ηπειρωτικό κορμό και προς βορρά στο Αιγαίο συνδέεται με τον έντονο οριζόντιο και κατακόρυφο διαμελισμό της χώρας και στην ταχύτερη ψύξη της χέρσου σε σχέση με τη θάλασσα κατά τον χειμώνα.

Τον Ιούλιο, που είναι το μέσο περίπου της θερμής περιόδου, η διανομή της μέσης θερμοκρασίας αέρα επηρεάζεται περισσότερο από το υψόμετρο. Θερμότερες περιοχές την περίοδο αυτή είναι η κλειστή θεσσαλική πεδιάδα, η περιοχή της νότιας Πελοποννήσου, οι ακτές του Σαρωνικού κόλπου και οι νότιες και ανατολικές ακτές της Κρήτης. Κατά το θέρος, το Αιγαίο και Ιόνιο πέλαγος είναι σχετικά ψυχρότερες περιοχές κατά 2°C. Η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα της ατμόσφαιρας την εποχή αυτή είναι μεγάλη, 8°C/km περίπου, και η θερμοκρασία ελαττώνεται από τις πεδινές και παραλιακές προς τις ορεινές περιοχές της χώρας. Η πτώση της θερμοκρασίας με την αύξηση του γεωγραφικού πλάτους είναι μικρή (περίπου 0,6–0,7°C/γεωγρ. πλάτος). Η ηπειρωτικότητα εξαφανίζεται εντελώς την εποχή αυτή.

Η γεωγραφική κατανομή της μέσης ετήσιας θερμοκρασίας αέρα στον ελληνικό χώρο, για χρονικό διάστημα τριάντα ετών (1965–1995), απεικονίζεται στο [Σχήμα 4.7](#). Άλλοι παράγοντες που επηρεάζουν τη χωρική κατανομή της θερμοκρασίας είναι η διεύθυνση του ανέμου, τοπικές συνθήκες, όπως η αστικοποίηση μιας περιοχής που δημιουργεί ειδικό μικροκλίμα, και η απόσταση του τόπου από την ακτογραμμή.

Στο [Σχήμα 1](#) του κεφαλαίου με το διαδραστικό υλικό παρουσιάζεται η ετήσια μεταβολή της θερμοκρασίας στον ελληνικό χώρο.



Σχήμα 4.7 Γεωγραφική κατανομή της μέσης ετήσιας θερμοκρασίας αέρα (1965–1995).

4.10 Η κατακόρυφη μεταβολή της θερμοκρασίας

Εκτός από την ελάττωση που υφίσταται η θερμοκρασία του αέρα καθώς μεταβαίνουμε από τον Ισημερινό προς τους πόλους, μια εξίσου σημαντική ελάττωση της θερμοκρασίας παρατηρείται και μέσα στην ελεύθερη ατμόσφαιρα, καθώς απομακρυνόμαστε από την επιφάνεια της Γης. Το γεγονός αυτό επιβεβαιώνεται κυρίως μακροσκοπικά από την παρουσία του χιονιού στα βουνά, ακόμη και σε αυτά του Ισημερινού. Οι λόγοι που 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 επιφάνειά της.
2. Η συγκέντρωση των υδρατμών, οι οποίοι παγιδεύουν τη θερμική ενέργεια (φαινόμενο θερμοκηπίου), μειώνεται με το ύψος με συνακόλουθο την εξασθένηση της κατακράτησης της θερμικής ενέργειας.
3. Η αραιώση του αέρα που παρατηρείται με το ύψος μειώνει την ικανότητα αυτού να δεσμεύει μεγάλα ποσά θερμότητας.

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 προκαλείται και από τη διαστολή του αέρα, ο οποίος εξαναγκάζεται να ανυψωθεί για διάφορους λόγους.

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 κ.λπ.). Η μέτρηση σε μια συγκεκριμένη ώρα σε έναν τόπο δίνει την κατακόρυφη θερμοκρασιακή εικόνα καθ' ύψος. Η μεταβολή της τιμής της θερμοκρασίας κατά την κατακόρυφη έννοια, στην περίπτωση αυτή, εκφράζει την πραγματική κατακόρυφη θερμοβαθμίδα ή τη θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος. Η εικόνα της κατανομής της θερμοκρασίας καθ' ύψος, από ημέρα σε ημέρα μπορεί να είναι αρκετά διαφορετική, δείχνοντας ότι η θερμοκρασία διαφέρει από ημέρα σε ημέρα και δεν παρουσιάζει σταθερή μεταβολή με το ύψος. 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, κατά μέσο όρο, ρυθμό της τάξεως των $6,5^{\circ}\text{C}$ ανά 1.000 μέτρα ύψους. Αυτή η μέση κατακόρυφη μεταβολή της θερμοκρασίας του αέρα ονομάζεται κανονική κατακόρυφη θερμοβαθμίδα και αποτελεί το ένα από τα τρία βασικά μετεωρολογικά στοιχεία της ατμόσφαιρας. Τα άλλα δύο στοιχεία είναι η ατμοσφαιρική πίεση και η υγρασία του αέρα σε διάφορα ύψη της ατμόσφαιρας. Η τιμή αυτή, των $6,5^{\circ}\text{C}/1.000\text{ m}$, δεν παραμένει σταθερή ούτε με το ύψος ούτε με την εποχή ούτε με την τοποθεσία. Μετρήσεις που έγιναν σε πλανητική κλίμακα για τον Ιούλιο έδειξαν μια αύξηση της τιμής της θερμοβαθμίδας με το ύψος: με $5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ στα κατώτερα 2 km, $6^{\circ}\text{C}/\text{km}$ μεταξύ 4 και 6 km, και $7^{\circ}\text{C}/\text{km}$ μεταξύ 6 και 8 km.

Οι χειμερινές τιμές είναι γενικά μικρότερες και σε ηπειρωτικές περιοχές, όπως στη Σιβηρία, μπορεί να είναι ακόμη και αρνητικές, γεγονός που οφείλεται στην έντονη ακτινοβολία του χιονοσκεπούς εδάφους. Μια παρόμοια συνθήκη παρατηρείται όταν ψυχρός, πυκνός αέρας συγκεντρώνεται στις ορεινές κοιλάδες, όταν επικρατούν άπνοιες, κατά τη διάρκεια ανέφελων νυχτών. Στις περιπτώσεις αυτές, οι κορυφές των βουνών μπορεί να είναι κατά πολλούς βαθμούς θερμότερες από τη βάση της κοιλάδας. Γι' αυτό τον λόγο, αναγωγές της θερμοκρασίας στη μέση στάθμη της θάλασσας μπορεί να δώσουν σημαντικά λάθη. Αυτές οι τοπογραφικές θερμοβαθμίδες θα πρέπει να αντιμετωπίζονται με προσοχή, αφού δεν έχουν καμιά σχέση με τις θερμοβαθμίδες της ελεύθερης ατμόσφαιρας, ιδιαίτερα κατά τη νύχτα.

Στον [Πίνακα 4.1](#) δίνονται οι εποχικές χαρακτηριστικές θερμοβαθμίδες για έξι μεγάλες κλιματικές ζώνες, όπου διαπιστώνεται τόσο η μεταβολή αυτών από εποχή σε εποχή, όσο και η μεταβολή από τόπο σε τόπο.

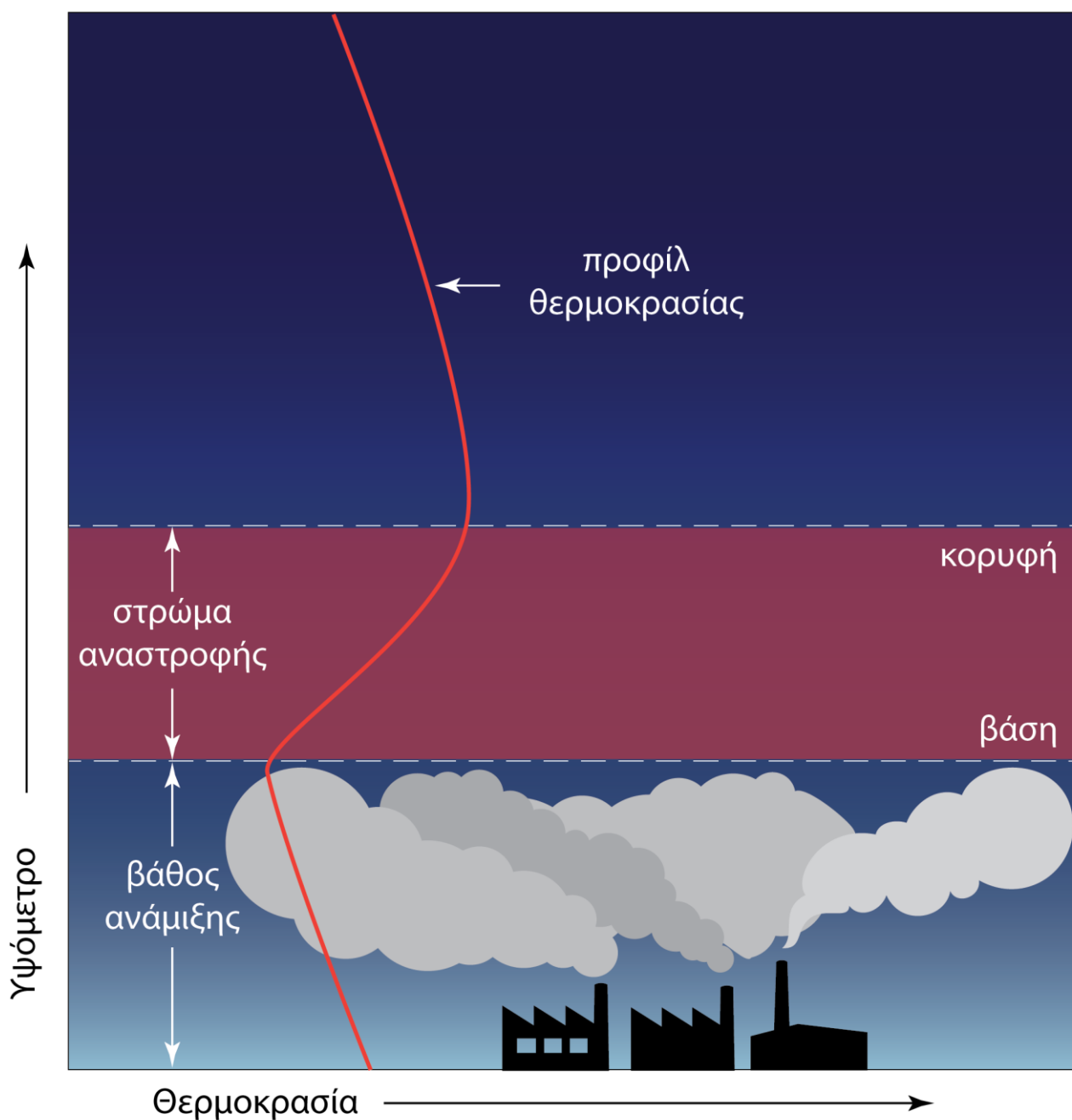
Τύπος Κλίματος	Εποχή μεγίστου	Μεταβολή $^{\circ}\text{C}/\text{km}$	Εποχή ελαχίστου	Μεταβολή $^{\circ}\text{C}/\text{km}$
Τροπικού δάσους (Τογο)	Ξηρή περίοδος	>5	Βροχερή περίοδος	$>4,5$
Ερημικός Υποτροπικός–Αριζόνα	Θέρος	>8	Χειμώνας	>5
Μεσογειακός (Σικελία)	Χειμώνας	>5	Θέρος	<5
Μέσων πλατών–ψυχρός χειμώνας (Β. Γερμανία)	Θέρος	>6	Χειμώνας	0-5
Μεγάλων πλατών	Θέρος	>5	Χειμώνας	<0
Υπαρκτικός(Σιβηρία)	Θέρος	≤ 0	Χειμώνας	<0

Πίνακας 4.1 Τιμές της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας στα πρώτα 1.500 μέτρα ύψους.

Όταν η ατμόσφαιρα παρουσιάζει κανονική θερμοκρασιακή στρωμάτωση, τότε η θερμοκρασία είναι φυσιολογικό να μειώνεται συνεχώς όσο απομακρυνόμαστε από την επιφάνεια της Γης. Μερικές φορές, όταν επικρατούν ειδικές ατμοσφαιρικές συνθήκες, η θερμοκρασία πάνω από ένα ορισμένο ύψος αρχίζει να αυξάνεται αντί να συνεχίζει τον ρυθμό της ελάττωσής της. Αυτό το φαινόμενο της αντιστροφής της θερμοβαθμίδας είναι γνωστό ως αναστροφή της θερμοκρασίας ή θερμοκρασιακή αναστροφή και το στρώμα του αέρα μέσα στο οποίο εκδηλώνεται αυτή ονομάζεται στρώμα αναστροφής ([Σχήμα 4.8](#)).

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 και ήρεμος είναι ο αέρας και όσο περισσότερο διαρκεί η νύχτα. Η αναστροφή αυτού του είδους ονομάζεται αναστροφή ακτινοβολίας κι εμφανίζεται τόσο κατά τις ανέφελες χειμερινές ή εαρινές νύχτες των μέσων γεωγραφικών πλατών όσο και κατά τον συνεχή 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 τον λόγο αυτό ονομάζονται και αναστροφές επιφάνειας. Οι αναστροφές αυτές δεν έχουν μεγάλη διάρκεια και διαλύονται μόλις αρχίσει η θέρμανση του εδάφους από τον Ήλιο.
2. Ο σχηματισμός αναστροφών ακτινοβολίας 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 (Χρονοπούλου κ.ά., 1996). 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 ως θύλακες παγετού. Αυτοί οι παγετοί είναι συχνοί κατά την άνοιξη στα μέσα γεωγραφικά πλάτη και προκαλούν σημαντικές ζημιές στις ευπαθείς καλλιέργειες. Βέβαια, ο σχηματισμός τους συνδέεται άμεσα με την παρουσία των αναστροφών ακτινοβολίας που συνοδεύονται από κατολισθήσεις ψυχρού αέρα από τις κορυφές των βουνών και τις πλαγιές, με τις οποίες έχουν τα ίδια γενεσιουργά αίτια, αλλά η τοπογραφία επιτείνει την έντασή τους και τις καθιστά πολύ πιο επικίνδυνες.
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 παραπάνω, με τη διαφορά ότι μπορεί να διαρκέσει πολύ περισσότερο. Αναστροφές αυτού του είδους παρατηρούνται όταν θερμοί άνεμοι που κινούνται επάνω από τη θάλασσα συναντούν ψυχρά εδάφη, όπως συμβαίνει π.χ. με την κίνηση νοτίων θερμών ανέμων που κινούνται από το Αιγαίο προς τη χέρσο της Β. Ελλάδας ή γενικότερα από την Αφρική προς τα Βαλκάνια.
4. Στα μεγάλα αντικυκλωνικά κέντρα 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 4.8 Αναστροφή της θερμοκρασίας.

Επειδή αυτή αναπτύσσεται αρκετά υψηλότερα από την επιφάνεια της Γης είναι ανεξάρτητη από τον ημερήσιο κύκλο θέρμανσης και μπορεί να διατηρείται για μεγάλο διάστημα. Η αναστροφή αυτή είναι γνωστή ως αναστροφή καθίζησης και η εμφάνισή της συνδέεται με τον πωματισμό της ατμόσφαιρας και την επικράτηση ασθενών ανέμων ή απνοιών, όπως συμβαίνει με τους μεγάλους αντικυκλώνες και ιδιαίτερα με τον αντικυκλώνα του Β. Ειρηνικού, ο οποίος διαμορφώνει τον 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, καθώς και από έντονη ηλιοφάνεια. Η ξηρότητα της αέριας μάζας που καθιζάνει φαίνεται και από τη μεγάλη διαφορά ανάμεσα στην καμπύλη της θερμοκρασίας του αέρα

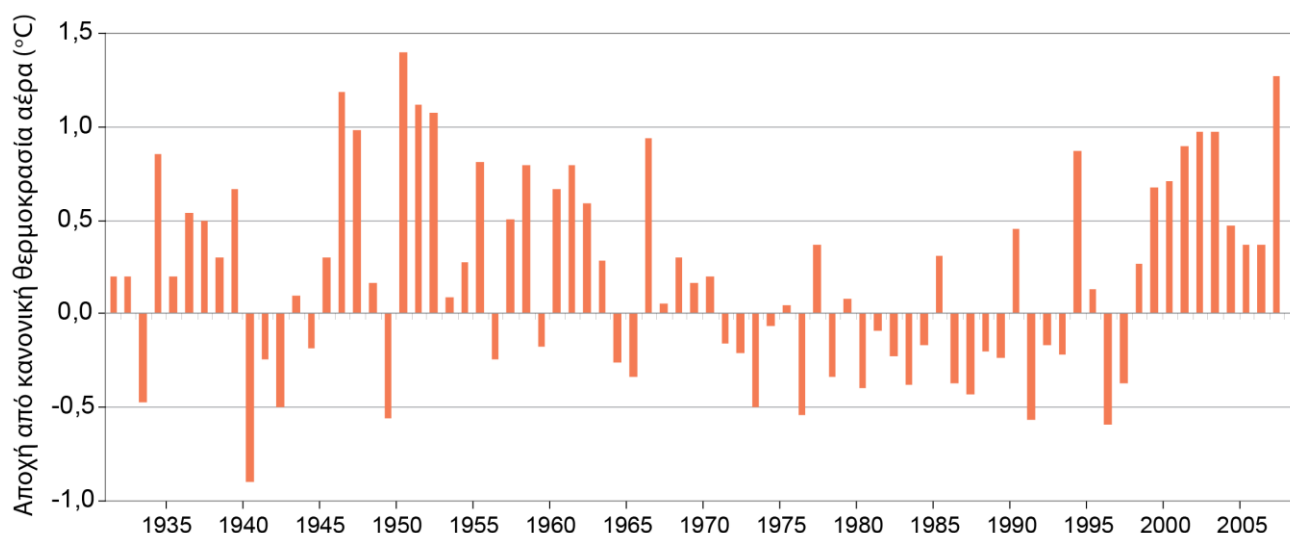
(δεξιά γραμμή) και της θερμοκρασίας του σημείου δρόσου (αριστερή γραμμή). Όσο περισσότερο απέχουν μεταξύ τους οι δύο αυτές γραμμές τόσο ξηρότερος είναι ο αέρας.

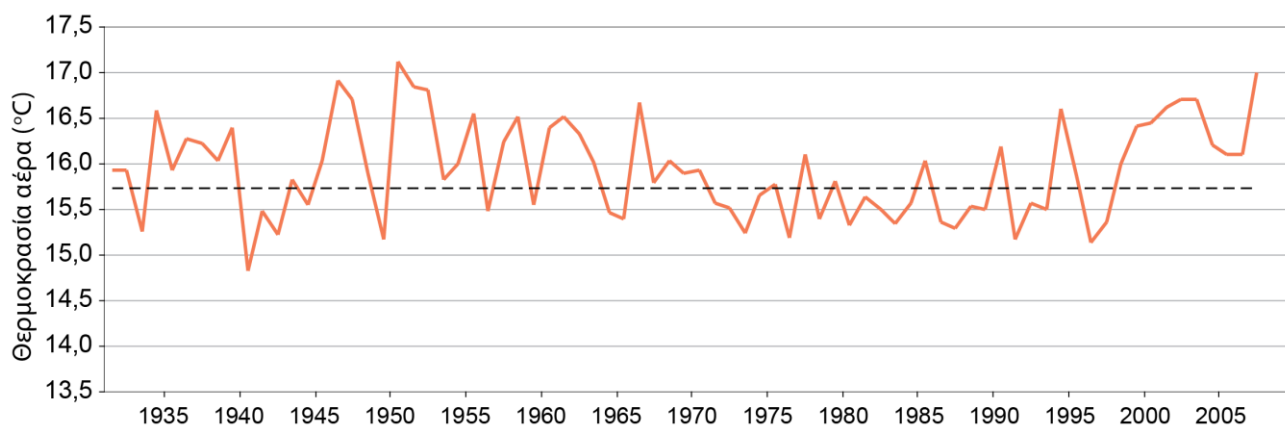
5. Τέλος, μια ακόμη κατηγορία αναστροφών είναι οι καλούμενες μετωπικές αναστροφές, οι οποίες δημιουργούνται όταν συναντηθούν δύο αέριες μάζες με διαφορετικά θερμοκρασιακά χαρακτηριστικά. Τότε ο ψυχρότερος αέρας σφηνώνεται κάτω από τον θερμότερο αέρα και δημιουργείται η αναστροφή αυτή, η οποία χαρακτηρίζεται από μεγάλη ατμοσφαιρική υγρασία στα υψηλότερα θερμά στρώματα, όπως φαίνεται και από τις γραμμές θερμοκρασίας και σημείου δρόσου που βρίσκονται η μία κοντά στην άλλη επάνω από το στρώμα αναστροφής. Η διαφορετική κατανομή της υγρασίας είναι αυτή που κάνει να ξεχωρίζουν μεταξύ τους οι δύο τελευταίες κατηγορίες αναστροφών.

Ο ρόλος των αναστροφών της θερμοκρασίας και ιδιαίτερα αυτών της καθίζησης και της οριζόντιας μεταφοράς συμβάλλει στη δημιουργία και τη διατήρηση της ατμοσφαιρικής ρύπανσης σε πολλά σημεία του πλανήτη. Επίσης, ευθύνονται για τη δημιουργία ανέφελων ουρανών και την εκδήλωση παγετών κατά τις ψυχρότερες περιόδους του έτους, ιδιαίτερα στα μέσα γεωγραφικά πλάτη.

4.11 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, κατά τα οποία η ετήσια θερμοκρασία εμφανίζεται σχετικά υψηλή (θερμά έτη), όπως και έτη που η ετήσια θερμοκρασία είναι αρκετά χαμηλή (ψυχρά έτη).





Σχήμα 4.9 Η διαχρονική πορεία της ετήσιας θερμοκρασίας στη Θεσσαλονίκη (κάτω) και οι αποχές αυτής από την κανονική τιμή (επάνω).

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.

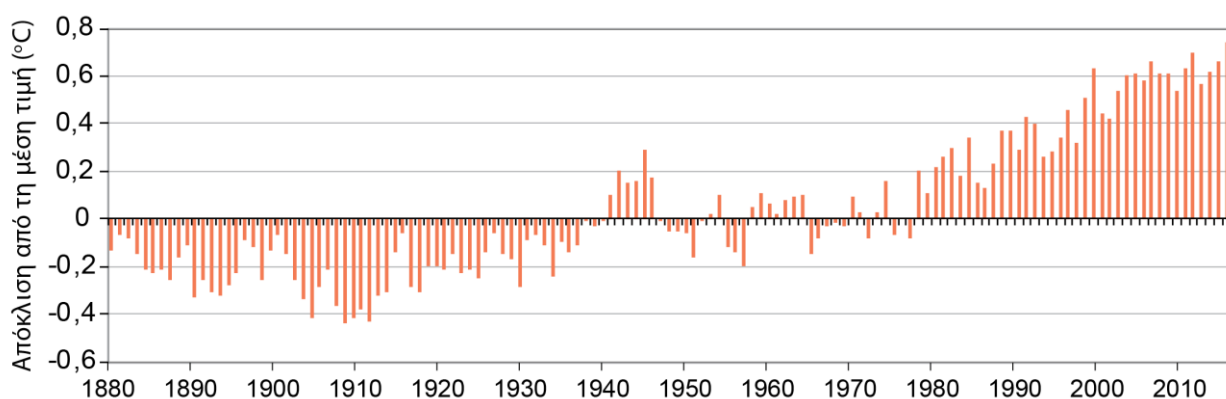
Πέρα όμως από τα ατμοσφαιρικά αίτια, ανθρωπογενείς παράγοντες (αύξηση του CO₂, μείωση του O₃, αστική θέρμανση και άλλα) αποτελούν σήμερα σημαντικές αιτίες για τη διαμόρφωση της τιμής της ετήσιας θερμοκρασίας (Mavromatis & Stathis, 2010).

Μια χαρακτηριστική περίπτωση της από έτος σε έτος διακύμανσης της θερμοκρασίας παρουσιάζεται στο [Σχήμα 4.9](#), όπου καταγράφεται η διαχρονική πορεία της ετήσιας θερμοκρασίας του αέρα στη Θεσσαλονίκη για την περίοδο 1931–2007. Η μελέτη του σχήματος αυτού μας οδηγεί σε αξιόλογα συμπεράσματα τα οποία μπορούν να συνοψιστούν στα παρακάτω. Η διαχρονική πορεία που παριστάνεται από την τεθλασμένη γραμμή (κάτω) δείχνει την πορεία της θερμοκρασίας με χαρακτηριστικά ανοδικά και καθοδικά διαστήματα.

1. Αν συγκριθεί η διαχρονική αυτή πορεία με τη μέση τιμή της συνολικής περιόδου η οποία δίνεται από την ευθεία οριζόντια γραμμή, μπορεί κανείς να παρατηρήσει ότι υπάρχουν ομάδες θερμών ετών (όπως 1933–1938, 1944–1947, 1959–1963 κ.λπ.) καθώς και ομάδες σχετικά ψυχρών ετών (όπως 1939–1942, 1998–2007) με πολύ χαρακτηριστική την ακολουθία 1970–1997, όπου τα περισσότερα έτη παρουσιάζουν τιμές κάτω από τον μέσο όρο, με κάποιες παρεμβολές θερμότερων ετών.
2. Αν αντί της μέσης τιμής της συνολικής 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 μια σειρά αποχών από την κανονική τιμή οι οποίες ονομάζονται ανωμαλίες της ετήσιας θερμοκρασίας ([Σχήμα 4.9](#) επάνω). 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 (Feidas et al., 2004). Κατά τα προηγούμενα έτη, οι αποχές είναι θετικές, δηλαδή τα έτη ήταν θερμότερα. Επίσης, είναι σαφές 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 αυξητικές τάσεις της θερμοκρασίας που παρατηρούνται στον πλανήτη, όπως αναλύονται λίγο παρακάτω.

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

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 μελέτης. Η περιοχή αυτή μπορεί να είναι μικρή ή να καλύπτει μια ολόκληρη ήπειρο, ολόκληρο το βόρειο ημισφαίριο ή ολόκληρο τον πλανήτη.



Σχήμα 4.10 Πορεία της πλανητικής μέσης ετήσιας θερμοκρασίας (1880–2014).

Στις περιπτώσεις αυτές δεν παρουσιάζονται οι πραγματικές τιμές, αλλά οι αποχές αυτών είτε από τον μέσο όρο της περιόδου που αντιπροσωπεύουν τα δεδομένα είτε από την κανονική τιμή της περιόδου 1961–1990. Στο [Σχήμα 4.10](#) δίνεται η πορεία της πλανητικής ετήσιας μέσης θερμοκρασιακής ανωμαλίας στην επιφάνεια του πλανήτη για την περίοδο 1858–2001 σε σχέση με την κανονική τιμή της περιόδου 1880–2013.

Όπως φαίνεται με σαφήνεια στο σχήμα, τα τελευταία χρόνια καταγράφεται συνεχής αύξηση της πλανητικής θερμοκρασίας. Για τη χρονική περίοδο 1880–2014 το έτος 2014 εμφάνισε τις υψηλότερες πλανητικές θερμοκρασίες των τελευταίων 135 χρόνων, δηλαδή από τότε που άρχισαν να υπάρχουν αξιόπιστες παρατηρήσεις. Οι προηγούμενες υψηλότερες τιμές καταγράφηκαν τα έτη 2010 και 2005. Η πλανητική μέση θερμοκρασία το 2010 υπερβαίνει κατά $0,77^{\circ}\text{C}$ τον μέσο όρο της συνολικής περιόδου ($13,8^{\circ}\text{C}$). Αυτή η τιμή αντιπροσωπεύει το 38ο συναπτό έτος με ετήσια θερμοκρασία κοντά στην επιφάνεια που υπερβαίνει τη μέση τιμή της συνολικής περιόδου, με δεύτερο θερμότερο το 2010 ($+0,70^{\circ}\text{C}$) και τρίτο θερμότερο το 2013 ($+0,66^{\circ}\text{C}$). Επίσης, παρατηρούμε ότι τα τελευταία 20 χρόνια ήταν τα θερμότερα που έχουν καταγραφεί. Οι θερμοκρασίες υπερέβησαν τον μέσο όρο τόσο στην ξηρά όσο και τη θάλασσα. Η θερμοκρασία στην επιφάνεια της θάλασσας υπερέβη τον μέσο όρο κατά $0,51^{\circ}\text{C}$, ενώ ο μέσος όρος θερμοκρασίας της ξηράς ήταν $+1,02^{\circ}\text{C}$.

Επανερχόμενοι στο [Σχήμα 4.10](#), παρατηρούμε ότι τουλάχιστον στο επιφανειακό ατμοσφαιρικό περιβάλλον η περίοδος 1880–1940 περίπου ήταν αρκετά ψυχρή, αφού οι αποχές της θερμοκρασίας από τον μέσο όρο είναι αρνητικές. Μετά το 1940 αρχίζει η θέρμανση του πλανήτη με κάποιες μικρές διακυμάνσεις μέχρι το 1977 και από αυτό το χρονικό σημείο και στο εξής καταγράφεται συνεχής θέρμανση.

Από κλιματική άποψη οι μεταβολές αυτές είναι πάρα πολύ ουσιαστικές, διότι προειδοποιούν για πιθανά σημαντικά δυσμενή κλιματικά και περιβαλλοντικά προβλήματα στο εγγύς μέλλον. Η παρουσία

μάλιστα των θερμότερων τριών ετών στην τελευταία πενταετία στέλνει σήμα ανησυχίας και προβληματισμού, αφού, αν συνεχιστεί αυτή η αύξηση, θα υπάρξουν σημαντικές μεταβολές στην εμφάνιση ακραίων καιρικών φαινομένων και στη μείωση της μάζας των πολικών πάγων, με συνέπεια την αύξηση της στάθμης της θάλασσας. Πέραν αυτού, οι επιπτώσεις μπορεί να είναι πολύ πιο δραματικές, αν οι θερμοκρασιακές μεταβολές οδηγήσουν σε πιθανή μεταβολή της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας και της ανακατανομής της ζώνης των βροχοπτώσεων.

Επειδή με τα μέχρι σήμερα αποτελέσματα ερευνών φαίνεται, χωρίς όμως να είναι απόλυτα επιβεβαιωμένο, ότι τα αίτια της αύξησης της θερμοκρασίας είναι η αύξηση των θερμοκηπικών αερίων και η μείωση του τροποσφαιρικού όζοντος, 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).

4.12 Θερμοκρασία και φυτικοί οργανισμοί

Η θερμοκρασία είναι ένας από τους σημαντικότερους κλιματικούς παράγοντες που καθορίζουν την εξάπλωση και ευδοκίμηση των διάφορων οργανισμών και, κατά συνέπεια, και των δασοπονικών ειδών (Ντάφης, 1986). Το θερμικό περιβάλλον, μέσα στο οποίο ζουν και αναπτύσσονται οι φυτικοί οργανισμοί, επηρεάζει τη θερμοκρασία τους. Η ανταλλαγή θερμότητας μεταξύ φυτομάζας και ατμοσφαιρικού περιβάλλοντος, η δυνατότητα συσσώρευσης θερμικής ενέργειας και οι φυσιολογικές λειτουργίες της φυτοσύνθεσης και της διαπνοής διαμορφώνουν τη θερμική κατάσταση των φυτών, η οποία ακολουθεί τις διακυμάνσεις της θερμοκρασίας του αέρα με κλιμακούμενες αποκλίσεις που είναι συνάρτηση κυρίως του φυτικού είδους.

Η θερμοκρασία του αέρα, στο περιβάλλον της οποίας αναπτύσσεται κάθε φυτικός οργανισμός, πρέπει να καλύπτει ένα εύρος τιμών που είναι συνάρτηση του φυτικού είδους, ώστε η ανάπτυξή του να φτάνει στο μέγιστο σύμφωνα με τον γενότυπό του. Στο εύρος των τιμών περιλαμβάνονται οι άριστες και οι ακραίες τιμές της θερμοκρασίας του αέρα για τα διαφορετικά φαινολογικά στάδια του κάθε φυτικού είδους (Χρονοπούλου-Σερέλη, 1996).

Η θερμοκρασία του αέρα αποτελεί έναν από τους σπουδαιότερους παράγοντες, από τους οποίους εξαρτάται η οριζόντια και η κατακόρυφη εξάπλωση των δασοπονικών ειδών και του δάσους. Οι συνθήκες θερμοκρασίας εκδηλώνονται κατά τρόπο εντυπωσιακό στη διαμόρφωση των οριζόντιων και κατακόρυφων δασικών ζωνών της γης.

Με βάση τις απαιτήσεις σε θερμοκρασία, τα δασοπονικά είδη κατατάσσονται σε μια πλήρη κλίμακα από τα θερμοβιότερα μέχρι τα ψυχροβιότερα. Η διάκριση αυτή γίνεται με βάση την οριζόντια και κυρίως την κατακόρυφη εξάπλωση των ειδών. Μολονότι η θερμοκρασία είναι ο σημαντικότερος παράγοντας, ο οποίος ρυθμίζει σε μεγάλο βαθμό την οριζόντια και κατακόρυφη εξάπλωση των διάφορων δασοπονικών ειδών, η εξάπλωση αυτή εξαρτάται επίσης και από το κλίμα στο σύνολό του. Για την ευδοκίμηση ενός είδους υπεισέρχονται και άλλοι παράγοντες, όπως η διάρκεια της βλαστικής περιόδου, η αντοχή στο ψύχος και τους παγετούς, ο ανταγωνισμός των ειδών κ.λπ.

Η κατακόρυφη εξάπλωση των δασοπονικών ειδών πάνω στα βουνά δεν εκδηλώνει μόνο τις διαφορετικές ανάγκες σε θερμοκρασία αλλά και τη διαφορετική επίδραση της θερμοκρασίας στις βιολογικές λειτουργίες. Έκπτυξη των φύλλων, άνθηση, καρποφορία, ωρίμανση των καρπών, μεταβολή του χρώματος και πτώση των φύλλων το φθινόπωρο λαμβάνουν χώρα κάτω από διαφορετικές θερμοκρασίες.

Η μέση θερμοκρασία παίζει μικρότερο ρόλο από το άθροισμα των θερμοκρασιών πάνω από μια ορισμένη ελάχιστη τιμή. Από καθαρά δασοκομική πλευρά, μας ενδιαφέρει να γνωρίζουμε την περίοδο, κατά την οποία η μέση θερμοκρασία παραμένει σταθερά μεγαλύτερη από την απαιτούμενη για τη βιολογική δραστηριότητα των δένδρων ελάχιστη θερμοκρασία, η οποία καθορίζει και την έναρξη της βλαστητικής περιόδου στην εύκρατη ζώνη της Γης.

4.13 Επίδραση της θερμοκρασίας στις βιολογικές δραστηριότητες των φυτών

Η θερμική κατάσταση του ατμοσφαιρικού περιβάλλοντος, μέσα στο οποίο αναπτύσσεται ένα φυτό, πρέπει να υπερβαίνει μια κατώτερη τιμή, η οποία χαρακτηρίζεται ως σημείο μηδενικής ανάπτυξης (Καράταγλης, 1995). Η μείωση της θερμοκρασίας του αέρα κάτω από το όριο αυτό έχει ως αποτέλεσμα την αναστολή της βιολογικής δραστηριότητας του φυτού, η οποία είναι διαφορετική για κάθε φυτικό είδος και φαινολογικό στάδιο. Αντίθετα, όταν η θερμοκρασία του αέρα ξεπεράσει τη θερμοκρασία μηδενικής ανάπτυξης του φυτού, τότε η αύξηση της φυτομάζας είναι ανάλογη της θερμοκρασίας, εφόσον οι άλλοι περιβαλλοντικοί παράγοντες (υγρασία κ.ά.) βρίσκονται σε ικανοποιητικό επίπεδο. Η αύξηση του φυτού μπορεί να φτάσει σε ένα ανώτατο όριο που διαφοροποιείται ανάλογα με το φυτικό είδος, την ποικιλία και το βλαστικό του στάδιο. Περαιτέρω αύξηση της θερμοκρασίας δεν επιφέρει ανάλογη αύξηση της φυτομάζας, αλλά ταχεία μείωση του ρυθμού αύξησης του φυτού μέχρι και μηδενισμό του. Στο σημείο αυτό, που αποτελεί το δεύτερο σημείο μηδενικής ανάπτυξης, αναστέλλεται η βιολογική δραστηριότητά του και η συνεχιζόμενη αύξηση της θερμοκρασίας του αέρα μπορεί να επιφέρει παροδικές ή μόνιμες βλάβες στο φυτό. Αυτές εξαρτώνται από τον ρυθμό αύξησης της θερμοκρασίας του αέρα, από το όριο αντοχής του φυτού που είναι συνάρτηση και του φαινολογικού του σταδίου και από τη διάρκεια παραμονής του στις ιδιαίτερα υψηλές-καταστροφικές γι' αυτό θερμοκρασίες. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η διακοπή της ανάπτυξης αρκετών μεσογειακών φυτικών ειδών κατά τη θερινή ξηροθερμική περίοδο, η οποία οφείλεται στην προσπάθεια προσαρμογή τους στις νέες συνθήκες.

Γενικά, οι φυτικοί οργανισμοί μπορούν να επιβιώσουν σε μεγάλο εύρος θερμοκρασιών, που μπορεί να κυμαίνεται από $-89,0$ έως και $+58,0^{\circ}\text{C}$. Η ανάπτυξη, όμως, των περισσότερων φυτικών ειδών πραγματοποιείται σε τιμές θερμοκρασίας του αέρα μεταξύ $5,0$ και $40,0^{\circ}\text{C}$.

Η φωτοσύνθεση, γενικά, πραγματοποιείται εντός ευρέων ορίων θερμοκρασίας του αέρα. Έτσι, ξυλώδη φυτικά είδη της εύκρατης ζώνης φωτοσυνθέτουν σε εύρος θερμοκρασιών από $0,0$ έως και $40,0^{\circ}\text{C}$, ορισμένα είδη κωνοφόρων και ποικιλίες σίτου στην αρκτική περιοχή μπορούν να φωτοσυνθέσουν και σε αρνητικές τιμές θερμοκρασίας ($-2,0$ έως $-6,0^{\circ}\text{C}$), ενώ ορισμένα φύκη θερμών πηγών είναι σε θέση να φωτοσυνθέσουν και σε θερμοκρασία που φτάνει τους $75,0^{\circ}\text{C}$. Επομένως, η άριστη θερμοκρασία φωτοσύνθεσης παρουσιάζει ευρεία διακύμανση και εξαρτάται τόσο από το είδος του φυτού και τη γεωγραφική του εξάπλωση όσο και από τις ιδιαίτερες συνθήκες, στις οποίες έχει προσαρμοστεί. Μεταξύ ευρέων ορίων ($15,0$ έως $30,0^{\circ}\text{C}$) κυμαίνεται η άριστη θερμοκρασία φωτοσύνθεσης στα περισσότερα φυτά. Έτσι, σε σκιάφυτα φυτικά είδη η άριστη θερμοκρασία κυμαίνεται από $10,0$ έως $20,0^{\circ}\text{C}$. Το ίδιο ισχύει και για τα ετήσια ανοιξιάτικα καθώς και για τα φυτά ορεινών περιοχών, που αναπτύσσονται σε συνθήκες σχετικά χαμηλών θερμοκρασιών. Ποώδη φυτά ως και δένδρα θερμότερων περιοχών φωτοσυνθέτουν με μέγιστη απόδοση σε εύρος θερμοκρασιών $25,0$ έως $30,0^{\circ}\text{C}$, ενώ θαμνώδη φυτά ερημικών περιοχών σε θερμοκρασία $40,0^{\circ}\text{C}$ και άνω.

Πρέπει να τονιστεί ότι η επίδραση της θερμοκρασίας εξαρτάται από τη συνεπίδραση και άλλων παραγόντων του περιβάλλοντος και ποικίλλει από είδος σε είδος και από οικότυπο σε οικότυπο. Επίσης, είναι διαφορετική στις διάφορες λειτουργίες του φυτού. Η αύξηση σε ύψος επηρεάζεται κυρίως από τις ανοιξιάτικες θερμοκρασίες και η άριστη θερμοκρασία προσδιορίζεται στους 30°C , με την προϋπόθεση

ότι θα υπάρχει αρκετή υγρασία. Το τέλος της άνοιξης-καλοκαίρι είναι η περίοδος που σχηματίζεται το ξύλο στα περισσότερα είδη στην εύκρατη ζώνη. Επειδή η παραγωγή ξύλου προκύπτει από το ισοζύγιο αφομοίωση-αναπνοή, θερμές ημέρες και σχετικά ψυχρές νύκτες ασκούν την ευνοϊκότερη επίδραση. Στην ωρίμανση των καρπών επιδρούν ευνοϊκά εξισορροπημένες μέτριες θερμοκρασίες της ημέρας και νύχτας.

Επίσης, αξίζει να επισημανθεί ο ρόλος της θερμοκρασίας του αέρα στη βλάστηση των σπόρων, στην επικονίαση και γονιμοποίηση των φυτών έως και στην ανάπτυξη των παραγόμενων καρπών. Όλες αυτές οι φυσιολογικές διεργασίες απαιτούν διαφορετικό εύρος θερμοκρασιών που μεταβάλλεται ανάλογα με το φυτικό είδος. Το εύρος αυτό χαρακτηρίζεται από κάποιες κατώτερες, άριστες και ανώτερες τιμές, η υπέρβαση των οποίων υποβαθμίζει σημαντικά ή και αναστέλλει τη βιολογική δραστηριότητα των φυτών.

4.14 Επίδραση του δάσους στη θερμοκρασία του αέρα

Το δάσος με την κομοστέγη του συγκρατεί ένα μεγάλο μέρος από την ηλιακή ακτινοβολία, ενώ ταυτόχρονα παρεμποδίζει τη διαφυγή γήινης ακτινοβολίας (Goldberg et al., 2012). Με αυτόν τον τρόπο το δάσος ασκεί μια εξισωτική επίδραση πάνω στις ακραίες θερμοκρασίες με τη μείωση των μέγιστων και την αύξηση των ελάχιστων θερμοκρασιών. Στις θερμές ημέρες του καλοκαιριού η θερμοκρασία μέσα στο δάσος μπορεί να είναι μικρότερη κατά 8-10 βαθμούς Κελσίου και άνω έναντι της αντίστοιχης θερμοκρασίας στο υπαίθριο. Κατακόρυφα η μεταβολή της θερμοκρασίας διαφέρει από την αντίστοιχη του υπαίθριου περιβάλλοντος. Ενώ στο υπαίθριο περιβάλλον η θερμοκρασία μειώνεται προοδευτικά με το ύψος, στο δάσος αντίθετα έχουμε μια αναστροφή των θερμοκρασιών. Το καλοκαίρι και το μεσημέρι, η θερμοκρασία αυξάνει από το έδαφος μέχρι τα μισά μεταξύ της κόμης και του εδάφους, μειώνεται μέσα στην κόμη, για να αυξηθεί και πάλι έξω από αυτήν.

Μεγάλη σημασία αποκτούν επίσης οι τοπικές συνθήκες θερμοκρασίας που δημιουργούνται σε μικρές επιφάνειες. Σε κοιλάματα και σε διάκενα του δάσους μπορούν να συσσωρευτούν κάτω από ορισμένες προϋποθέσεις –όπως ισχυρή νυχτερινή ακτινοβολία– ψυχρές μάζες αέρα που προκαλούν τοπικές ζημιές από παγετούς. Η επίδραση των διάκενων πάνω στη συσσώρευση ψυχρών μαζών αέρα εξαρτάται από το μέγεθός τους. Σε μικρά διάκενα με διάμετρο μέχρι 1,25 του ύψους των δένδρων δεν εμφανίζεται κίνδυνος από παγετούς. Οι κίνδυνοι αυτοί εμφανίζονται σε διάκενα με διάμετρο ίση προς 1,5 h και εντείνεται όταν η διάμετρος του διακένου ξεπεράσει τα 2,0 h, όπου το h ισοδυναμεί με το ύψος των κρασπεδικών δένδρων.

Γενικά, όπως ήδη αναφέρθηκε, αμβλύνονται οι ακραίες θερμοκρασίες του δάσους, με αποτέλεσμα το εύρος διακύμανσης να γίνεται μικρότερο από το αντίστοιχο υπαίθριο κλίμα. Ωστόσο, σε μικρές επιφάνειες εμφανίζονται, ορισμένες φορές και κάτω από συγκεκριμένες συνθήκες, διαφορές μεγαλύτερες από ό,τι στο υπαίθριο περιβάλλον.

Χαρακτηριστικό γνώρισμα του ενδοδασικού κλίματος, σε σχέση με τη θερμοαπόλαυση των φυτών, είναι η δημιουργία πάνω σε μικρές επιφάνειες ενός εναλλασσόμενου και χρονικά μεταβαλλόμενου μωσαϊκού συνθηκών. Φωτοκηλίδες και θερμοκηλίδες μετακινούνται μέσα σε μικρό χρονικό διάστημα, μεταβάλλοντας πρόσκαιρα και σε μικρές επιφάνειες το φωτοκλίμα και το θερμοκλίμα στο εσωτερικό των συστάδων. Έτσι, οι κλιματικές συνθήκες μέσα στο δάσος δεν χαρακτηρίζονται μόνο από ηπιότερες ακραίες τιμές, αλλά και από διάφορες μεταβολές σε ελάχιστη απόσταση. Οι μικροδιαφορές αυτές και οι εναλλαγές παίζουν αποφασιστικό ρόλο στην αναγέννηση του δάσους. Ανάλογα με τις απαιτήσεις σε φως, υγρασία και την ευπάθεια στους παγετούς, αναγεννιούνται τα διάφορα δασοπονικά είδη. Με την κατάλληλη διαμόρφωση του ενδοσυσταδικού μικροκλίματος μπορεί ο δασοκόμος, ακόμη και από τη φάση της αναγέννησης, να επηρεάσει σημαντικά τη σύνθεση της μελλοντικής συστάδας.

4.15 Ακραίες συνθήκες θερμοκρασίας του αέρα και επιπτώσεις στους φυτικούς οργανισμούς

Τα φυτικά είδη αντιδρούν με διαφορετικό τρόπο στις ημερήσιες ή εποχιακές μεταβολές της θερμοκρασίας του αέρα, οι οποίες επιδρούν και σε ορισμένες περιπτώσεις καθοριστικά στις φυσιολογικές τους λειτουργίες. Τα θερμόβια φυτά είναι ευαίσθητα φυτά στις χαμηλές τιμές θερμοκρασίας του αέρα, με αποτέλεσμα να παρουσιάζουν σοβαρές βλάβες σε ημέρες μερικού ή ολικού παγετού. Τα φυτά αυτά καλλιεργούνται σε θερμές περιοχές ή σε ψυχρότερες, αλλά σε εποχές του έτους ελεύθερες παγετών (άνοιξη-καλοκαίρι), ώστε να μπορούν να ολοκληρώσουν επιτυχώς τον βιολογικό τους κύκλο. Αντίθετα, τα ψυχρόβια φυτά βλάπτονται από τις υψηλές θερμοκρασίες, ενώ παρουσιάζουν ικανοποιητική ανάπτυξη και αντοχή σε θερμοκρασίες μικρότερες του μηδενός. Επομένως, τα φυτικά είδη, ανάλογα με τις θερμικές τους απαιτήσεις, μπορούν να ολοκληρώσουν επιτυχώς τον βιολογικό τους κύκλο ή να υποστούν σημαντικές βλάβες από τις ακραίες θερμικές συνθήκες που διαμορφώνονται στον χώρο διαβίωσής τους.

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η καταπόνηση (stress) των φυτών από τις υψηλές ή χαμηλές θερμοκρασίες του αέρα και τα μέτρα που πρέπει να λαμβάνονται για την αντιμετώπισή τους. Συγκεκριμένα, οι υψηλές θερμοκρασίες μπορούν να προκαλέσουν αφυδάτωση των φυτικών ιστών, διότι συμβάλλουν καθοριστικά στην αύξηση της διαφοράς της τάσης των υδρατμών μεταξύ των φύλλων και του περιβάλλοντος ατμοσφαιρικού αέρα. Επίσης, αύξηση της θερμοκρασίας πέραν των ορίων αντοχής των φυτών μπορεί να προκαλέσει βιοφυσικές και βιοχημικές αλλαγές των φυτικών κυττάρων έως και εγκαύματα των φυτικών ιστών, με αποτέλεσμα τη μερική ή ολική ξήρανση του φυτού.

Στη χώρα μας θερμοκρασίες ίσες ή μεγαλύτερες των 40,0°C (καύσωνας) έχουν προκαλέσει βλάβες στη βλάστηση και στους καρπούς πολλών κηπευτικών καλλιεργειών και δενδρώδων και θαμνωδών φυτών. Το μέγεθος των ζημιών, που προκαλούνται στους φυτικούς οργανισμούς από τις υψηλές θερμοκρασίες του αέρα, είναι συνάρτηση της έντασης και διάρκειας του φαινομένου (καύσωνας) και της ηλικίας του φαινολογικού σταδίου, της θρεπτικής, υδατικής και υγιεινής κατάστασης του φυτού και άλλων επιμέρους παραγόντων που καθιστούν τις καλλιέργειες περισσότερο ή λιγότερο ευάλωτες στις υψηλές θερμοκρασίες του αέρα. Ωστόσο, εκτός από τις υψηλές θερμοκρασίες, σημαντικές ζημιές στα φυτά μπορούν να προκληθούν, όπως έχει ήδη αναφερθεί, και από τις χαμηλές τιμές θερμοκρασίας του αέρα. Η ικανότητα ορισμένων φυτών να αντέχουν στις χαμηλές θερμοκρασίες, πολλές φορές και κάτω του μηδενός, ποικίλλει και εξαρτάται κυρίως από το είδος και την ποικιλία του φυτού.

Η πτώση της θερμοκρασίας του αέρα κάτω από 0,0°C (συνθήκες παγετού) προκαλεί βλάβες στους φυτικούς ιστούς, που πολλές φορές είναι μόνιμες, και οδηγεί στη μερική ή ολική καταστροφή τους. Οι βλάβες αυτές οφείλονται στον σχηματισμό παγοκρυστάλλων, οι οποίοι μπορούν να δημιουργηθούν εντός των κυττάρων (απότομη μείωση της θερμοκρασίας) ή εντός των μεσοκυττάρων χώρων (βαθμιαία μείωση θερμοκρασίας) των φυτικών ιστών. Μεγάλη σημασία για τα φυτά έχει η διάρκεια των χαμηλών θερμοκρασιών. Για παράδειγμα, πολλά δασικά είδη στη χαμηλή ζώνη μπορούν να αντέξουν παροδικά χαμηλές θερμοκρασίες, που ξεπερνούν και τους -15°C, με την προϋπόθεση ότι αυτές δεν έχουν μεγάλη διάρκεια.

Εκτός από τις δυνατότητες αντοχής στον παγετό των διαφόρων ειδών και ποικιλιών των φυτών βάσει των γονοτυπικών χαρακτηριστικών τους, σημαντικό ρόλο παίζει η ηλικία τους (τα νεαρά φυτά είναι ευπαθέστερα από τα αντίστοιχα μεγαλύτερης ηλικίας), η βλαστητική φάση που διέρχονται κατά τη χρονική στιγμή δημιουργίας του παγετού (το στάδιο δεσίματος καρπού είναι το πλέον ευαίσθητο και ακολουθεί η άνθηση), η θρεπτική κατάσταση (εύρωστα φυτά παρουσιάζουν μεγαλύτερη αντοχή από τα

αντίστοιχα καχεκτικά) και το στάδιο καρποφορίας που βρίσκονται (δένδρα σε πλήρη καρποφορία υφίστανται μεγαλύτερη προσβολή από άλλα στα οποία είχαν ήδη συλλεγεί οι καρποί).

Αξίζει να επισημανθεί ότι για την ίδια βλαστητική φάση υπάρχει ένα εύρος θερμοκρασιών μέσα στο οποίο το ίδιο όργανο (άνθος, καρπός, βλαστός κ.λπ.) μπορεί να υποστεί διαφορετικού βαθμού ζημιές ανάλογα με την πτώση της θερμοκρασίας. Εκτός από την ένταση και διάρκεια του παγετού, σημαντικό ρόλο στην έκταση των ζημιών μιας καλλιέργειας παίζουν και οι ατμοσφαιρικές συνθήκες που διαμορφώνονται κατά τη σταδιακή υποχώρηση του. Πιο συγκεκριμένα, η ύπαρξη στρώματος χιονιού που καλύπτει το έδαφος και τα φυτά δημιουργεί συνθήκες προστασίας τους από τον παγετό. Έτσι, ενώ η θερμοκρασία του αέρα πάνω από το στρώμα χιονιού μπορεί να φτάνει τους $-10,0$ έως $-15,0^{\circ}\text{C}$, η θερμοκρασία κοντά στο έδαφος (κάτω του στρώματος χιονιού) διαμορφώνεται στους $-2,0$ έως $-3,0^{\circ}\text{C}$. Η σταδιακή τήξη του χιονιού και η προοδευτική αύξηση της θερμοκρασίας του αέρα με παράλληλη επικράτηση νεφοσκεπών ημερών δημιουργεί συνθήκες προστασίας των φυτών σε αντίθεση με την επικράτηση ανέμων, οι οποίες συνοδεύονται επίσης από αυξημένες ταχύτητες ανέμου.

Ανακεφαλαίωση μαθήματος

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ahrens, D.C. (2003). *Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment*. Pacific Grove: Brooks Cole.
- Critchfield, H.J. (1974³). *General Climatology*. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall.
- Feidas, H., Makrogianis, T., Bora-Senta, E. (2004). Trend analysis of air temperature time series in Greece and their relationship with circulation using surface and satellite data. *Theoretical Applied Climatology*, 79, pp. 185-208. doi:10.1007/s00704-004-0064-5.
- Ζαμπάκας, Ι. (1981). *Γενική Κλιματολογία*. Αθήνα.
- Goldberg, V., Mayer, H., Schindler, D., Söhl, D. & Bernhofer, C. (2012). Entwicklungen in der forstlichen Meteorologie. *Agrar- und Forstmeteorologie*. Jahrgang 38, Heft 1/2, pp. 69-79.
- Καράταγλης, Σ. (1995). *Φυσιολογία Φυτών*. Θεσσαλονίκη: Art of Text.
- Κυριαζόπουλος, Β. & Λιβαδάς, Γ. (1975⁶). *Πρακτική Μετεωρολογία*. Θεσσαλονίκη: Α.Π.Θ.
- Mavromatis, T. & Stathis, D. (2010). Response of the water balance in Greece to temperature and precipitation trends. *Theoretical Applied Climatology*, 104, pp.13-24. doi:10.1007/s00704-010-0320-9.
- Μαχαίρας, Π. & Μπαλαφούτης, Χ. (1984). *Γενική Κλιματολογία με στοιχεία Μετεωρολογίας*. Θεσσαλονίκη: University Studio Press.
- Μπαλτάς, Ε.Α. (2010). *Εφαρμοσμένη Μετεωρολογία*. Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις Ζήτη.
- Ντάφης, Σ. (1986). *Δασική Οικολογία*. Θεσσαλονίκη: Γιαχούδη-Γιαπούλη.
- Φλόκας, Α. & Χρονοπούλου, Α. (2010). *Μαθήματα Γεωργικής Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας*. Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις Ζήτη.
- Χρονοπούλου-Σερέλη, Α. (1996). *Μαθήματα Γεωργικής Μετεωρολογίας*. Αθήνα: Γεωπονικό Πανεπιστήμιο Αθηνών, σ. 189.
- Χρονοπούλου-Σερέλη, Α., Γκούμα, Β. & Τσίρος, Ι. (1996). Τοποκλιματική Έρευνα Προσδιορισμού Θέσεων Παγετού Ακτινοβολίας. *3ο Πανελλήνιο Επιστημονικό Συνέδριο Μετεωρολογίας-Κλιματολογίας Φυσικής της Ατμόσφαιρας*, 25-27 Σεπτεμβρίου 1996 (135-140). Αθήνα.

5. Η ατμοσφαιρική υγρασία

Στο πέμπτο κεφάλαιο αναπτύσσεται η σημασία της υγρασίας της ατμόσφαιρας και περιγράφεται ο υδρολογικός κύκλος ως παράγοντας μεταφοράς ύλης και ενέργειας και, κατά συνέπεια, ως παράγοντας επίδρασης στο κλίμα πολλών περιοχών. Γίνεται μνεία στις υγρομετρικές παραμέτρους και περιγράφονται τα όργανα μέτρησης της υγρασίας. Τέλος, περιγράφονται οι συμπεκνώσεις μικρής κλίμακας.

5.1 Γενικά

Το νερό αποτελεί ένα από τα κύρια συστατικά για την ύπαρξη της ζωής στη Γη. Η συγκέντρωση των υδρατμών στην ατμόσφαιρα δεν είναι σταθερή, αλλά παρουσιάζει μεγάλες διακυμάνσεις, μεταβαλλόμενη από 0,2% στα ψυχρά ξηρά κλίματα έως και 5% στους υγρούς τροπικούς. Τα μεγέθη αυτά από πρώτη άποψη φαίνονται πολύ μικρά, αλλά για κάθε πρώτο λεπτό της ώρας σχεδόν 10^9 τόνοι νερού διοχετεύονται μέσα στην ατμόσφαιρα. Ωστόσο, το μεγαλύτερο ποσοστό του νερού αυτού προέρχεται από την εξάτμιση που συμβαίνει στους ωκεανούς (Critchfield, 1974· Morgan & Morgan, 1991). 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.

Ένα μόριο νερού, που βρίσκεται στην επιφάνεια ενός ωκεανού ή στο ριζικό σύστημα ενός φυτού, ακολουθεί έναν κύκλο ο οποίος είναι γνωστός ως υδρολογικός κύκλος. Ο υδρολογικός κύκλος συνοψίζει τις διεργασίες της εξάτμισης (ωκεανοί, λίμνες, ποταμοί) ή της διαπνοής (φυτά), που εφοδιάζουν την ατμόσφαιρα με υδρατμούς, τις διεργασίες της συμπύκνωσης, που οδηγεί στον σχηματισμό νεφών, της βροχόπτωσης, που επαναφέρει τα μόρια του νερού στην επιφάνεια της Γης, της απορροής και της κατείσδυσης, που τελικά οδηγούν το νερό στις χερσαίες υδροσυλλογές, στο υπέδαφος και στους ωκεανούς και έτσι ολοκληρώνεται ο υδρολογικός κύκλος.

5.2 Οι φάσεις του νερού στην ατμόσφαιρα

Μολονότι το νερό αντιπροσωπεύει ένα πολύ μικρό ποσοστό του συνόλου της ατμόσφαιρας, αποτελεί ένα από τα πλέον δυναμικά συστατικά της ατμόσφαιρας. Αυτό οφείλεται κυρίως στο ότι το νερό μπορεί να υπάρχει και στις τρεις φάσεις, στις συνήθεις θερμοκρασιακές συνθήκες της ατμόσφαιρας. Επιπλέον, το νερό είναι η μόνη γνωστή ουσία στο σύστημα Γης-ατμόσφαιρας που 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 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 ολόκληρο τον χώρο που τους προσφέρεται.

Για τη μετατροπή του νερού από τη μια φάση στην άλλη απαιτούνται κάποιες διεργασίες που συνδέονται άμεσα με ανταλλαγές ενέργειας, οι οποίες περιγράφονται αμέσως παρακάτω.

5.3 Οι μηχανισμοί της εξάτμισης

Τη βάση όλου του μηχανισμού του υδρολογικού κύκλου του ύδατος αποτελεί η διαδικασία της εξάτμισης. Ως εξάτμιση ορίζεται η φυσική εκείνη διεργασία κατά την οποία το νερό μετατρέπεται σε υδρατμούς. Η εξάτμιση του νερού και η είσοδός του στην ατμόσφαιρα, που παρουσιάζει πολύ μεγάλο ατμοσφαιρικό 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 την εξάτμιση του νερού απαιτείται:

1. να υπάρχει διαθέσιμο νερό. Το 88% του εξατμιζόμενου νερού προέρχεται από τους ωκεανούς και μάλιστα από τη ζώνη ανάμεσα στους παράλληλους κύκλους με γεωγραφικό πλάτος από 60°B έως 60°N.
2. να υπάρχει διαθέσιμη ενέργεια. Μεγαλύτεροι ρυθμός εξάτμισης εμφανίζεται όπου υπάρχει άφθονη ενέργεια (τροπικοί ωκεανοί), δηλαδή τελικά όπου η θερμοκρασία της εξατμιζουσας επιφάνειας είναι υψηλή.
3. ο ατμοσφαιρικός αέρας να είναι ακόρεστος, δηλαδή να υφίσταται κατακόρυφη υγραυθμίδα.
4. να πνέει άνεμος. Η παρουσία του ανέμου δεν είναι τόσο απαραίτητη, καθώς αυτός δεν αποτελεί άμεσο 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 υψηλοί ρυθμοί εξάτμισης.
5. να επικρατούν υψηλές θερμοκρασίες ατμοσφαιρικού αέρα. Όσο υψηλότερη είναι αυτή η θερμοκρασία τόσο μεγαλύτερη ικανότητα κατακράτησης των υδρατμών παρουσιάζει ο ατμοσφαιρικός αέρας.
6. να υπάρχει ισχυρός παράγοντας εξάτμισης ($e_s - e_a$). Όσο μεγαλύτερη είναι η διαφορά του παράγοντα εξάτμισης, δηλαδή η διαφορά ανάμεσα στη μέγιστη τάση των ατμών της εξατμιζουσας επιφάνειας (e_s) και στη μερική τάση των ατμών του αέρα (e_a), τόσο μεγαλύτεροι ρυθμοί εξάτμισης παρατηρούνται. Επομένως, η αύξηση της θερμοκρασίας του νερού δικαιολογεί την αύξηση του ρυθμού της εξάτμισης (βλ. παρακάτω στην παράγραφο για τις υδρομετρικές παραμέτρους). Ομοίως, αν η θερμοκρασία του νερού είναι μεγαλύτερη από εκείνη του ατμοσφαιρικού αέρα, τότε ευννοείται σημαντικά η εξάτμιση.

Εκτός από τις υδάτινες επιφάνειες, μεγάλες ποσότητες νερού εξατμίζονται 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 (Φλόκας & Χρονοπούλου, 2010). Ο ρυθμός της διαπνοής εξαρτάται από τη διαθέσιμη ενέργεια και από το διαθέσιμο νερό. Η διαπνοή αποτελεί τη διαδικασία ψύξης των φυτών. Τα ποσά νερού που διαπνέονται από τα φυτά είναι πολύ σημαντικά.

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

Όπως αναφέρθηκε, η Γη είναι ο μόνος πλανήτης του ηλιακού συστήματος, όπου το νερό παρουσιάζεται και στις τρεις φάσεις του, με κυρίαρχη, φυσικά, την υγρή φάση. Η αέρια κατάσταση είναι αόρατη, όπως και ο αέρας, και αναμειγνύεται πολύ καλά με τον αέρα. Η υγρή φάση του νερού εμφανίζεται στην ατμόσφαιρα με τη μορφή της βροχής, των νεφών και της ομίχλης, ενώ, τέλος, η στερεή χαρακτηρίζεται από το χιόνι, το χαλάζι και τον 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 δεσμεύει είτε ελευθερώνει ενέργεια στην ατμόσφαιρα. Αυτού του είδους η ενέργεια ονομάζεται λανθάνουσα θερμότητα και εμφανίζεται στις παρακάτω τυπικές βασικές μορφές:

1. λανθάνουσα θερμότητα συμύκνωσης: πρόκειται για τη θερμότητα που προστίθεται (αποδεσμεύεται) στον ατμοσφαιρικό αέρα, όταν οι υδρατμοί μεταβαίνουν από την αέρια στην υγρή φάση. Αυτή η ενέργεια ανέρχεται στις 600 cal/gr ή στα 2.500 Joules/gr ύδατος στην ίδια θερμοκρασία.
2. λανθάνουσα θερμότητα εξαέρωσης: αναφέρεται στη θερμότητα που δαπανάται από τον ατμοσφαιρικό αέρα, όταν το νερό των διάφορων υδροσυλλογών μετατρέπεται σε υδρατμούς. Αυτή, συνήθως, είναι γνωστή ως λανθάνουσα θερμότητα ατμοποίησης και ισούται με -600 cal/gr ή -2.500 Joules/gr ύδατος.
3. λανθάνουσα θερμότητα εξάχνωσης: είναι η θερμότητα που κερδίζεται ή χάνεται από έναν όγκο αέρα, όταν ο πάγος μετατρέπεται απευθείας σε υδρατμούς ή το αντίστροφο. Ισούται με ± 680 cal/gr ή ± 2.833 Joules/gr ύδατος.
4. λανθάνουσα θερμότητα τήξης ή πήξης: αναφέρεται στην απώλεια ή πρόσληψη θερμότητας από τον αέρα, όταν ο πάγος μετατρέπεται σε νερό της ίδιας θερμοκρασίας ή αντίθετα. Ισούται με ± 80 cal/gr ή ± 333 Joules/gr ύδατος.

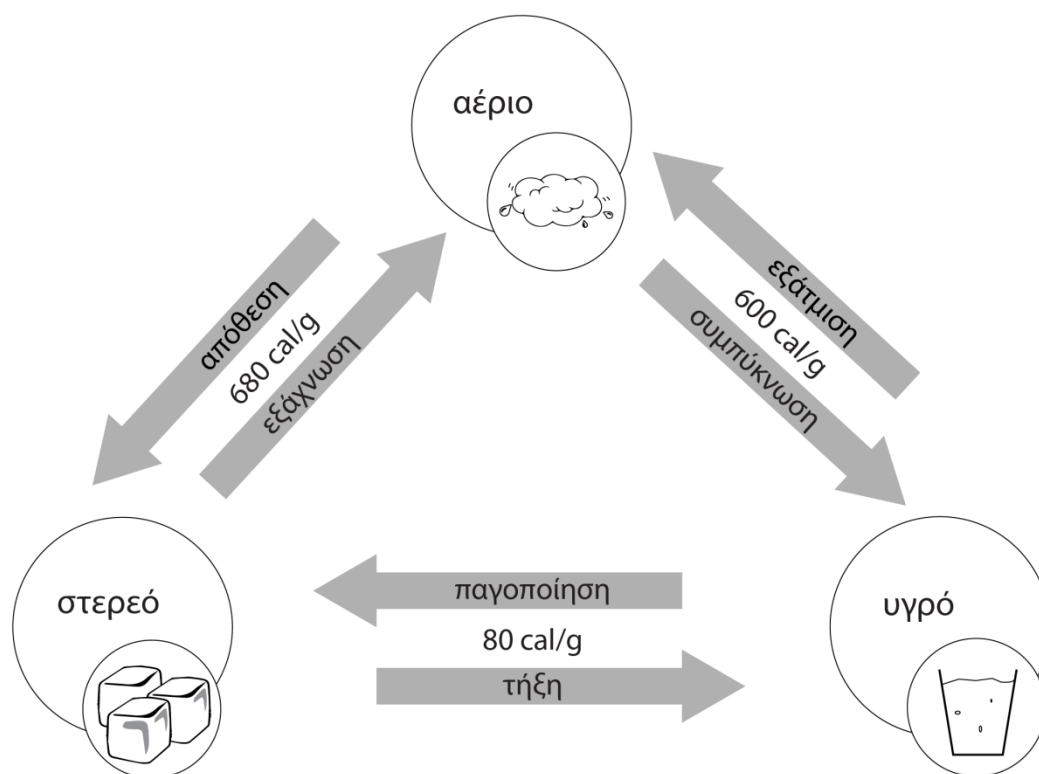
Στο [Σχήμα 5.1](#) απεικονίζονται σχηματικά οι μεταβολές του νερού στις τρεις φάσεις του μέσα στην ατμόσφαιρα και τα αντίστοιχα ενεργειακά ποσά που δεσμεύονται ή απελευθερώνονται σε κάθε αλλαγή φάσης αντιστοιχούν σε ένα γραμμάριο νερού για κάθε βαθμό Κελσίου.

Η παρουσία των υδρατμών μέσα στην ατμόσφαιρα συντελεί καθοριστικά στη διαμόρφωση του καιρού και του κλίματος ενός τόπου, μέσα από τις παρακάτω διεργασίες (Μαχαίρας & Μπαλαφούτης, 1985):

1. Με τις διαδικασίες της εξάτμισης που λαμβάνει χώρα στις υδάτινες επιφάνειες και της διαπνοής των φυτών, τεράστια ποσά υδρατμών, αλλά και ενέργειας, με τη μορφή της λανθάνουσας θερμότητας, μεταφέρονται μέσα στην ατμόσφαιρα με αποτέλεσμα να δημιουργείται ένας τεράστιος μηχανισμός ανταλλαγών ενέργειας και μάζας μεταξύ Γης και ατμόσφαιρας, ο οποίος τελικά οδηγεί στην ανακατανομή της υγρασίας και της θερμότητας από μια περιοχή σε μια άλλη. Αυτό γίνεται μέσα από τους μηχανισμούς της ψύξης και της συμύκνωσης, που τελικά οδηγούν στη δημιουργία των βροχοπτώσεων και στην απελευθέρωση της θερμότητας που περιέχουν οι υδρατμοί.
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 γήινης ακτινοβολίας.

Από τα παραπάνω φαίνεται ότι οι υδρατμοί αποτελούν σπουδαίο δυναμικό χαρακτηριστικό της ατμόσφαιρας, γιατί μέσα στο 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 5.1 Οι μεταβολές των φάσεων του νερού και οι ενεργειακές ανταλλαγές.

Επειδή οι ποσότητες του ύδατος που εξατμίζονται από την επιφάνεια της Γης ανέρχονται ετησίως σε δισεκατομμύρια τόνους, τα ποσά της λανθάνουσας θερμότητας που δεσμεύονται στη διαδικασία αυτή είναι τεράστια. Μπορεί κανείς να σχηματίσει μια εικόνα αυτής της ενεργειακής δύναμης, αν παρακολουθήσει τη γένεση και τη δράση των θερινών καταιγίδων που συμβαίνουν, για παράδειγμα, στον βορειοελλαδικό χώρο κατά το θέρος ή ακόμη καλύτερα τη δράση ενός τροπικού κυκλώνα (Μαχαίρας & Μπαλαφούτης, 1984). Στην τελευταία περίπτωση, τεράστιες ποσότητες υδρατμών αντλούνται από τη θερμή θάλασσα, οι οποίες στη συνέχεια μεταφέρονται ψηλότερα, ψύχονται, συμπυκνώνονται και αποδεσμεύουν τη λανθάνουσα θερμότητα συμπύκνωσης η οποία καθοδηγεί τελικά τον κυκλώνα με τρομακτική καταστρεπτική δύναμη επάνω από τις περιοχές δράσης (Ahrens, 2003).

5.4 Οι υγρομετρικές παράμετροι

Η υγρασία, δηλαδή η ποσότητα των υδρατμών, που περιέχεται στην ατμόσφαιρα θα πρέπει να εκφραστεί ποσοτικά. Αυτό είναι αρκετά δύσκολο, αφού επιχειρείται να γίνει χειροπιαστό ένα μέγεθος το οποίο στην πράξη είναι αόρατο.

Υπάρχουν δύο κατηγορίες υγρομετρικών παραμέτρων: αυτές που ορίζονται μόνο από την απόλυτη ποσότητα των υδρατμών στην ατμόσφαιρα και αποτελούν τα απόλυτα υγρομετρικά μεγέθη αυτής και εκείνες που σχετίζουν τους υδρατμούς με την επικρατούσα θερμοκρασία του ατμοσφαιρικού αέρα και χαρακτηρίζουν τα σχετικά μεγέθη της ατμοσφαιρικής υγρασίας.

Στον χώρο των ατμοσφαιρικών επιστημών η εκτίμηση της ατμοσφαιρικής υγρασίας γίνεται υπολογιστικά με διάφορες τεχνικές, με σχέσεις και συνήθως με ειδικούς πίνακες που έχουν συνταχθεί για

τους σκοπούς αυτούς, αφού βέβαια έχουν μετρηθεί δύο βασικά μεγέθη της ατμόσφαιρας, που είναι η θερμοκρασία του αέρα (T) και η θερμοκρασία του υγρού θερμομέτρου (T_w) (Μπαλτάς, 2010).

Τα μεγέθη αυτά μετρούνται ταυτόχρονα στον μετεωρολογικό κλωβό, με τη βοήθεια του ψυχρομέτρου του August (Εικόνα 5.1), το οποίο φέρει ζεύγος θερμομέτρων (το ξηρό και το υγρό). Από το ξηρό θερμομέτρο προσδιορίζεται η θερμοκρασία του αέρα και από το υγρό προσδιορίζεται η θερμοκρασία του υγρού θερμομέτρου, το οποίο δείχνει τη χαμηλότερη θερμοκρασία στην οποία μπορεί να ψυχθεί ένα δείγμα ατμοσφαιρικού αέρα με τη διεργασία της εξάτμισης, η οποία 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.

Οι σχετικές και οι απόλυτες τιμές των υγρομετρικών παραμέτρων μπορούν να εκφραστούν με διάφορους τρόπους, ανάλογα με τους σκοπούς και τους στόχους του ερευνητή, συνήθως όμως δεν χρησιμοποιούνται ογκομετρικές μετρήσεις, αλλά οι σχέσεις που εκφράζουν μάζα. Μερικές από τις συνήθεις εκφράσεις της ατμοσφαιρικής υγρασίας (S) περιγράφονται στις παρακάτω παραγράφους:



Εικόνα 5.1 Το ψυχρόμετρο του August.

5.4.1 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 ως μερική πίεση των αερίων. Επομένως:

$$N_2=48\%, O_2=21\%, H_2O=10\%$$

$$P_{\text{total}} = P_{N_2} + P_{O_2} + P_{H_2O}$$

$$1000 \text{ mb} = 780 (N_2) + 210 (O_2) + 10 (H_2O)$$

Το πλέον άφθονο άζωτο ασκεί στη στάθμη της θάλασσας μερική πίεση η οποία φτάνει τα 780 hPa, το οξυγόνο 210 hPa και οι υδρατμοί, οι οποίοι παρουσιάζουν μεταβλητές συγκεντρώσεις, εμφανίζουν μερικές πιέσεις από 4 έως και 32 hPa. Η μερική αυτή πίεση των υδρατμών ονομάζεται πραγματική τάση των ατμών και συμβολίζεται διεθνώς με το e και υπολογίζεται σε μονάδες πίεσης, hPa, mb ή mmHg. Το μέγεθος αυτό μεταβάλλεται, μόνο εφόσον μεταβληθεί η συγκέντρωση των υδρατμών στην ατμόσφαιρα και γι' αυτό αποτελεί απόλυτο μέγεθος εκτίμησης των υδρατμών.

Αν υπάρχει αφθονία υδρατμών που τροφοδοτούν συνέχεια 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 (e_s) 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.

5.4.2 Η απόλυτη υγρασία του αέρα (ρ)

Η απόλυτη υγρασία εκφράζει την ποσότητα των υδρατμών που περιέχονται σε ορισμένο όγκο αέρα, συνήθως εκφράζεται σε γραμμάρια υδρατμών που είναι συγκεντρωμένοι σε ένα κυβικό μέτρο αέρα (gr/m^3), και υπολογίζεται από τη σχέση: $\rho = 217 e/T$, όπου το T εκφράζεται σε τιμές απόλυτης θερμοκρασίας. Η απόλυτη υγρασία εκφράζεται αριθμητικά σχεδόν με τον ίδιο αριθμό με την τάση των ατμών, όταν η τελευταία εκφράζεται σε μονάδες mmHg. Η σχέση που συνδέει τα δύο αυτά μεγέθη είναι η εξής:

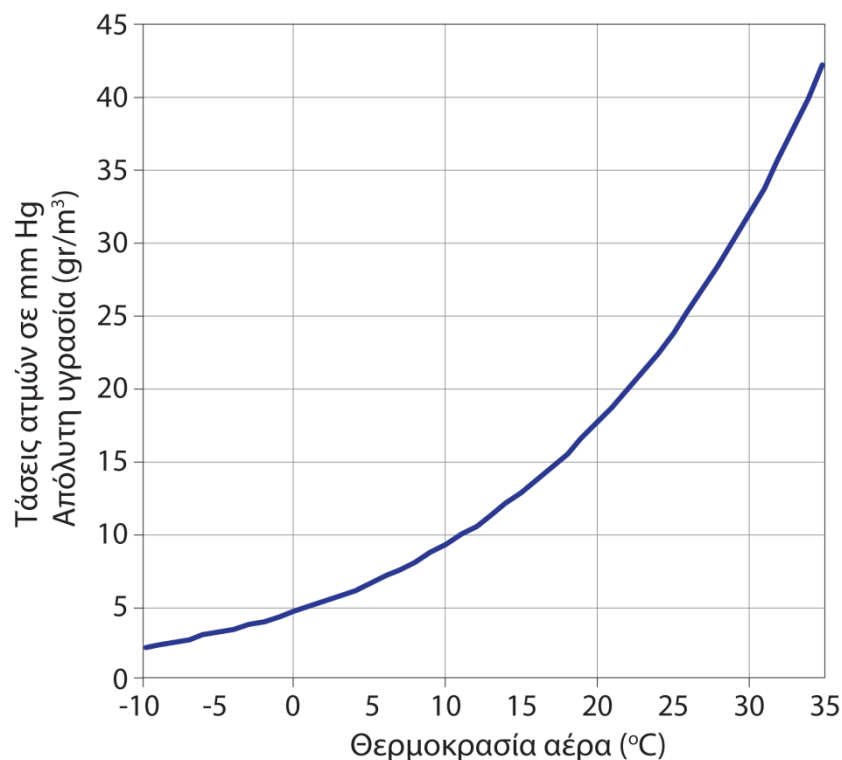
$$\rho = (1,06e)/(1+0,0037t)$$

όπου t : η θερμοκρασία του αέρα σε $^{\circ}\text{C}$, με $t \geq 7^{\circ}\text{C}$

Η απόλυτη υγρασία δεν αποτελεί ενδεδειγμένο μέτρο έκφρασης της υγρασίας, διότι ο όγκος του αέρα αλλάζει σύμφωνα με την ατμοσφαιρική πίεση. Επομένως, κάτω από διαφορετικές συνθήκες πίεσης δίνει διαφορετικό μέγεθος.

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

Στο [Σχήμα 5.2](#) παρουσιάζεται ακριβώς η πορεία της μέγιστης απόλυτης υγρασίας σε σχέση με τη θερμοκρασία του αέρα, αφού πρόκειται για σχετικό μέγεθος. Το σχήμα αυτό δείχνει χαρακτηριστικά τον ρόλο της θερμοκρασίας στη συγκράτηση των υδρατμών από έναν όγκο αέρα. Όσο υψηλότερη είναι η θερμοκρασία του αέρα τόσο μεγαλύτερες είναι και οι ποσότητες των υδρατμών που μπορούν να δεσμευθούν από αυτόν. Έτσι, στους 0°C συγκρατούνται μόνο 4,8 γραμμάρια, ενώ στους 35°C , η ποσότητα αυτή υπερβαίνει τα 40 γραμμάρια σε κάθε κυβικό μέτρο αέρα.



Σχήμα 5.2 Σχέσεις θερμοκρασίας και μέγιστης απόλυτης υγρασίας του αέρα.

5.4.3 Η ειδική υγρασία (q)

Αυτό το μέγεθος εκφράζει τον λόγο της μάζας των υδρατμών (σε gr/kg) που περιέχεται σε ένα δείγμα υγρού ατμοσφαιρικού αέρα προς την ολική μάζα του δείγματος. Η ειδική υγρασία συνδέεται με την τάση των υδρατμών με τη σχέση:

$$q = 0,622e/(p - 0,378e), \text{ ή χονδρικά } 0,622e/p$$

όπου p : ατμοσφαιρική πίεση και e : τάση των ατμών σε mmHg.

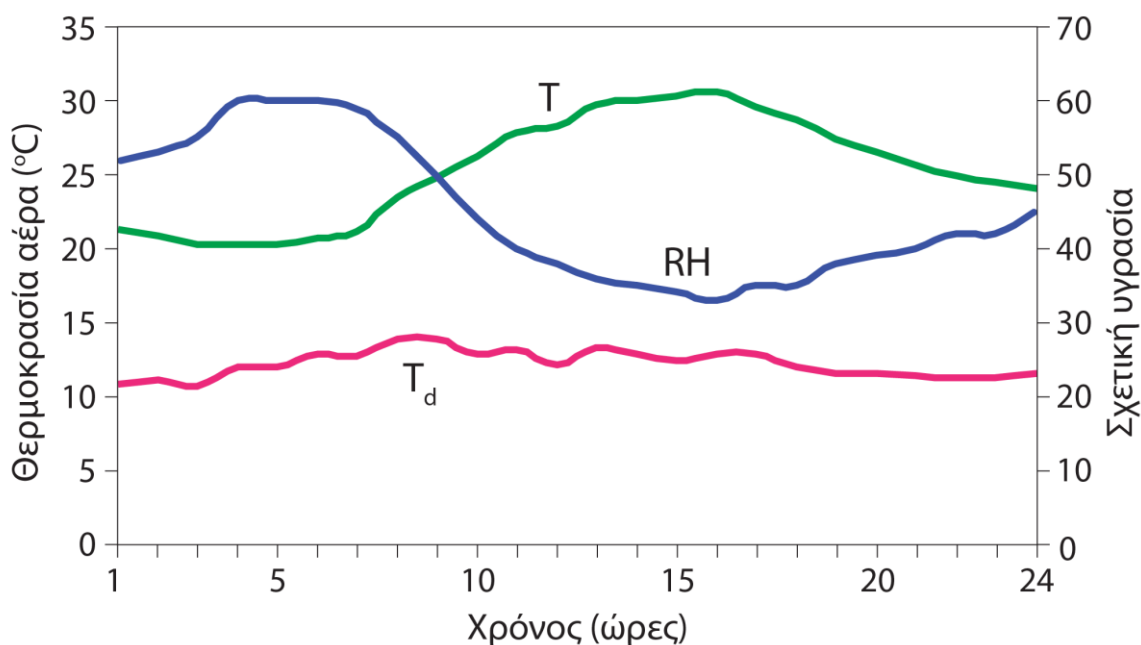
5.4.4 Η αναλογία μίξης (r)

Ο λόγος της μάζας των υδρατμών (σε gr) ως προς τη μάζα του ξηρού αέρα (σε kg), ονομάζεται αναλογία μίξης και δίνεται από τη σχέση:

$$r = 622e/(p - e) \text{ (gr/kg)}$$

5.4.5 Η θερμοκρασία του σημείου δρόσου (T_d)

Το μέγεθος αυτό είναι μια παράμετρος με ευρύτατη χρήση στη Μετεωρολογία και αποδίδει 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 δεδομένη 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 τη συγκράτηση περισσότερων υδρατμών στη μονάδα του όγκου του αέρα.



Σχήμα 5.3 Ημερήσια πορεία της Σχετικής Υγρασίας (RH), της Θερμοκρασίας (T) και της Θερμοκρασίας του Σημείου Δρόσου (Td) στη Θεσσαλονίκη (1-9-97).

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 τον προσδιορισμό του ποσού της βροχόπτωσης. Η σταθερότητα των τιμών της θερμοκρασίας του σημείου δρόσου σε σχέση με τη θερμοκρασία του αέρα, αλλά και με τη σχετική υγρασία φαίνεται πολύ καλά στο [Σχήμα 5.3](#). Η διαφορά μεταξύ T και T_d (T-T_d) είναι αντιστρόφως ανάλογη με τη σχετική υγρασία.

5.4.6 Η σχετική υγρασία του αέρα (RH)

Η σχετική υγρασία του αέρα 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, προς τη μέγιστη ποσότητα αυτών που θα μπορούσε να κατακρατήσει η ίδια αέρια μάζα υπό τις ίδιες συνθήκες. Η σχετική υγρασία εκφράζεται σε εκατοστιαία αναλογία και υπολογίζεται με διάφορους τρόπους. Ένας τρόπος είναι να διαιρέσει κανείς τις απόλυτες τιμές με τις σχετικές τιμές της ίδιας παραμέτρου, πολλαπλασιάζοντας με 100 σύμφωνα με τις σχέσεις:

$$RH = (e/e_s \text{ ή } q/q_s \text{ ή } r/r_s \text{ ή } \rho/\rho_s) \cdot 100$$

Αν ο αέρας περιέχει 10 gr υδρατμών και στην ίδια θερμοκρασία μπορεί να συγκρατήσει ως μέγιστη ποσότητα 40 gr, τότε η σχετική υγρασία θα είναι 25% (10·100/40).

Η μεταβολή της σχετικής υγρασίας κατά τη διάρκεια ενός 24ώρου παρουσιάζεται στο [Σχήμα 5.3](#), 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 τις διάφορες τιμές της θερμοκρασίας του

αέρα, αφού το μέγεθος αυτό αποτελεί τον παρονομαστή του κλάσματος υπολογισμού της σχετικής υγρασίας.

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 τον χειμώνα και οι ελάχιστες το θέρος. Στη θάλασσα συμβαίνει ακριβώς το αντίθετο, αλλά με μικρότερες διαφορές μεταξύ χειμώνα και θέρους, εντούτοις, η ποσότητα των υδρατμών στην ατμόσφαιρα είναι μεγαλύτερη το θέρος παρά τον χειμώνα.

Η σχετική υγρασία στην πράξη υπολογίζεται με τη βοήθεια ειδικών πινάκων ([Πίνακας 5.1](#)). Όταν γνωρίζουμε τη θερμοκρασία του ξηρού θερμομέτρου T , και του υγρού T_w , μπορούμε με τη βοήθεια του πίνακα αυτού να προσδιορίσουμε τη σχετική υγρασία του αέρα. Για τον σκοπό αυτό, αφαιρούμε τις τιμές της θερμοκρασίας $T - T_w$, η τιμή που προκύπτει και που ονομάζεται υγρομετρικό έλλειμμα (wet-bulb depression) συνδυάζεται στον πίνακα με τη θερμοκρασία του ξηρού θερμομέτρου (για παράδειγμα: αν $T = 30^\circ\text{C}$ και $T_w = 18^\circ\text{C}$, τότε $T - T_w = 12$ και από τον πίνακα προκύπτει ότι η σχετική υγρασία είναι 29%).

		Διαφορά ένδειξης ξηρού και υγρού θερμομέτρου ($T_d - T_w$)																					
Θερμοκρασία ξηρού θερμομέτρου °C		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
	-20	28																					
	-18	40																					
	-16	48	0																				
	-14	55	11																				
	-12	61	23																				
	-10	66	33	0																			
	-8	71	41	13																			
	-6	73	48	20	0																		
	-4	77	54	32	11																		
	-2	79	58	37	20	1																	
	0	81	63	45	28	11																	
	2	83	67	51	36	20	6																
	4	85	70	56	42	27	14																
	6	86	72	59	46	35	22	10	0														
	8	87	74	62	51	39	28	17	6														
	10	88	76	65	54	43	33	24	13	4													
	12	88	78	67	57	48	38	28	19	10	2												
	14	89	79	69	60	50	41	33	25	16	8	1											
	16	90	80	71	62	54	45	37	29	21	14	7	1										
	18	91	81	72	64	56	48	40	33	26	19	12	6	0									
	20	91	82	74	66	58	51	44	36	30	23	17	11	5	0								
	22	92	83	75	68	60	53	46	40	33	27	21	15	10	4	0							
	24	92	84	76	69	62	55	49	42	36	30	25	20	14	9	4	0						
	26	92	85	77	70	64	57	51	45	39	34	28	23	18	13	9	5						
	28	93	86	78	71	65	59	53	47	42	36	31	26	21	17	12	8	4					
	30	93	86	79	72	66	61	55	49	44	39	34	29	25	20	16	12	8	4				
	32	93	86	80	73	68	62	56	55	46	41	36	32	27	22	19	14	11	8	4			
	34	93	86	81	74	69	63	58	52	48	43	38	34	30	26	22	18	14	11	8	5		
	36	94	87	81	75	69	64	59	54	50	44	40	36	32	28	24	21	17	13	10	7	4	
	38	94	87	82	76	70	66	60	55	51	46	42	38	34	30	26	23	20	16	13	10	7	5
	40	94	89	82	76	71	67	61	57	52	48	44	40	36	33	29	25	22	19	16	13	10	7

Πίνακας 5.1 Εκτίμηση της σχετικής υγρασίας στη στάθμη της θάλασσας.

5.5 Συμπυκνώσεις των υδρατμών

Από τη συνολική ποσότητα του πλανητικού ύδατος, που κυμαίνεται στο 70% του πλανήτη, μόνο ένα πολύ μικρό ποσοστό, που αγγίζει μόλις το 0,5%, είναι διαθέσιμο για τη διατήρηση της ζωής. Αυτή η σχετικά πολύ μικρή ποσότητα του νερού ανακυκλώνεται συνέχεια μεταξύ των ωκεανών, της χέρσου και της ατμόσφαιρας.

Όπως φαίνεται στο [Σχήμα 5.1](#), ο επόμενος βασικός μηχανισμός του υδρολογικού κύκλου μετά την εξάτμιση είναι η συμπύκνωση των υδρατμών, δηλαδή η μετατροπή της αέριας φάσης σε υγρή, με

ταυτόχρονη αποδέσμευση θερμότητας (600 cal/gr). Για να πραγματοποιηθεί συμπύκνωση των υδρατμών θα πρέπει ο ατμοσφαιρικός αέρας να υποστεί μια από τις ακόλουθες διεργασίες: (i) να αρχίσει να ψύχεται μέχρι τη θερμοκρασία του σημείου δρόσου, αλλά ο όγκος του να διατηρείται σταθερός, (ii) ο όγκος του να αρχίσει να αυξάνεται (διαστέλλεται) χωρίς προσθήκη θερμότητας και συνθήκη ψύξης η οποία πραγματοποιείται με την αδιαβατική διαστολή, προκαλώντας τη δαπάνη ενέργειας από τον ίδιο τον αέρα, (iii) μια συνδυασμένη μεταβολή όγκου και θερμοκρασίας να μειώνει την ικανότητα κατακράτησης υγρασίας του αέρα κάτω από τα όρια της υπάρχουσας υγρασίας, και (iv) να υπάρχει προσθήκη υδρατμών σε όγκο αέρα, με τη διαδικασία της εξάτμισης. Το κλειδί για την κατανόηση της συμπύκνωσης βρίσκεται στη λεπτή ισορροπία που υπάρχει μεταξύ αυτών των μεταβλητών. Όταν το ισοζύγιο μεταξύ αυτών διαταράσσεται πέραν ενός ορίου, τότε μπορεί να προκληθεί συμπύκνωση των υδρατμών, η οποία θα συνοδεύεται από τον σχηματισμό νεφών, όπου το νερό δεν βρίσκεται πλέον στην αέρια, αλλά στην υγρή φάση με τη μορφή μικρών νεφοσταγονιδίων ή στη στερεή φάση με τη μορφή παγοκρυσταλλίων που αιωρούνται μέσα στην ατμόσφαιρα.

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

1. Η ψύξη επαφής, δηλαδή όταν ο θερμός αέρας κινείται επάνω από ψυχρή επιφάνεια ή όταν κατά τις ανέφελες νύχτες ψύχεται το κατώτερο στρώμα του που βρίσκεται σε επαφή με το έδαφος (ομίχλες, πάχνες).
2. Η ανάμειξη δύο διαφορετικών αερίων μαζών ή δύο στρωμάτων αέρα της ίδιας μάζας μπορεί να οδηγήσει στη συμπύκνωση.
3. Η πλέον αποτελεσματική αιτία της συμπύκνωσης είναι, βέβαια, η ψύξη εξαιτίας της διαστολής του αέρα. Αυτή προκαλείται με την ανύψωση του αέρα και είναι γνωστή ως αδιαβατική ψύξη. Η μετακίνηση ενός όγκου αέρα σε ένα περιβάλλον χαμηλότερης ατμοσφαιρικής πίεσης –χωρίς θερμικές ανταλλαγές με τον περιβάλλοντα αέρα– προκαλεί αύξηση του όγκου του αέρα με ταυτόχρονη μείωση της θερμοκρασίας αυτού. Η αύξηση του όγκου καταναλώνει έργο που οδηγεί στη μείωση της θερμοκρασίας. Η διαδικασία αυτή της μεταβολής της θερμοκρασίας χωρίς προσθήκη ή αφαίρεση ενέργειας ονομάζεται αδιαβατική μεταβολή, ενώ το αντίθετο ονομάζεται διαβατική μεταβολή. Η τελευταία συμβαίνει συνήθως κοντά στην επιφάνεια της Γης.

Όταν ένας όγκος αέρα κινείται κατακόρυφα, οι μεταβολές που θα εμφανιστούν θα είναι κατά κανόνα αδιαβατικές. Οι διαδικασίες που προκαλούν την αδιαβατική ψύξη του ατμοσφαιρικού αέρα συνοψίζονται στις εξής:

1. 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.
2. Θερμική ανύψωση. Η θέρμανση του αέρα που βρίσκεται σε επαφή με μια θερμή εδαφική επιφάνεια οδηγεί στην ελάττωση της πυκνότητας αυτού και στη θερμική του ανύψωση. Καθώς ο αέρας ανυψώνεται, διαστέλλεται και ψύχεται.
3. Μετωπική ανύψωση. Αυτή πραγματοποιείται κατά μήκος των μετώπων κακοκαιρίας που σχηματίζονται, όταν συναντηθούν δύο διαφορετικές αέριες μάζες. Ο αναρριχόμενος θερμός αέρας διαστέλλεται και ψύχεται.

4. Ανύψωση σύγκλισης. Όταν ο αέρας συγκλίνει προς μια περιοχή χαμηλής πίεσης, τότε παρατηρείται ανύψωση αυτού στην περιοχή της σύγκλισης, όπως συμβαίνει στα κυκλωνικά συστήματα ή στον Ισημερινό.

Ο ρυθμός με τον οποίο ελαττώνεται η θερμοκρασία ενός ανυψούμενου όγκου αέρα ονομάζεται αδιαβατική θερμοβαθμίδα. Εάν η κατακόρυφη κίνηση του αέρα δεν προκαλεί συμπύκνωση υδρατμών, τότε αυτή ονομάζεται ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα και παρουσιάζει μια σταθερή τιμή μείωσης της τάξης των $9,8^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ($\sim 10^{\circ}\text{C}/\text{km}$). Ωστόσο, η συνεχής ελάττωση της θερμοκρασίας τελικά θα οδηγήσει στην εμφάνιση υδρατμών και όταν αυτό συμβεί, θα αποδεσμευτεί λανθάνουσα θερμότητα η οποία και θα αμβλύνει τους ρυθμούς μείωσης της θερμοκρασίας. Επομένως, υπάρχει ένα ιδιαίτερο χαρακτηριστικό του ανερχόμενου κορεσμένου αέρα, ότι αυτός ψύχεται με βραδύτερους ρυθμούς από τον ακόρεστο. Η μεταβολή αυτή ονομάζεται υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα. Τα δύο αυτά είδη της θερμοβαθμίδας διαφέρουν στο ότι η πρώτη είναι σταθερή και η δεύτερη μεταβάλλεται ανάλογα με την ποσότητα των υδρατμών που περιέχει ο αέρας. Για υψηλές θερμοκρασίες (και, επομένως, μεγάλες ποσότητες υδρατμών στον αέρα) η υγρή αδιαβατική μπορεί να είναι πολύ μικρή, γύρω στους $4^{\circ}\text{C}/\text{km}$, αλλά αυτός ο ρυθμός μπορεί να αυξηθεί στους $9^{\circ}\text{C}/\text{km}$ σε ψυχρές αέριες μάζες.

Συνοψίζοντας, από όσα έχουν αναφερθεί έως τώρα προκύπτουν τρία είδη θερμοβαθμίδων: μια στατική, η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος, την οποία εκτιμούμε με τη ραδιοβολίδα και μας δείχνει την πραγματική θερμοκρασία του περιβάλλοντος για μια ορισμένη χρονική στιγμή, και δύο δυναμικές, η ξηρή και η υγρή θερμοβαθμίδα, οι οποίες εφαρμόζονται στη μελέτη της συμπεριφοράς ανύψωσης ενός όγκου αέρα.

Η δράση των ανυψωτικών μηχανισμών οδηγεί στη συμπύκνωση των υδρατμών του ατμοσφαιρικού αέρα. Η συμπύκνωση εκδηλώνεται σε ορισμένο ύψος επάνω από το έδαφος, όπου ο ανυψούμενος όγκος αέρα καθίσταται κορεσμένος σε υδρατμούς, δηλ. ($T=T_d$). Αυτό το επίπεδο είναι γνωστό ως επίπεδο συμπύκνωσης λόγω ανύψωσης και υπολογίζεται από τη σχέση:

$$h(m) = 120 \cdot (T - T_d)$$

όπου T : η θερμοκρασία του αέρα και T_d : η θερμοκρασία του σημείου δρόσου στο ύψος του κλωβού.

Το ύψος του επιπέδου συμπύκνωσης ανέρχεται, όταν αυξάνεται η θερμοκρασία επιφάνειας εδάφους. Αυτό είναι συχνό νωρίς τα απογεύματα, όταν η βάση των σωρειτόμορφων νεφών ανεβαίνει ψηλότερα. Οι συμπυκνώσεις που δημιουργούνται με τις διαδικασίες ανύψωσης ονομάζονται μεγάλης κλίμακας συμπυκνώσεις και συμβαίνουν μέσα στην ατμόσφαιρα, μακριά από την επιφάνεια της Γης. Υπάρχουν, όμως, και ορισμένες συμπυκνώσεις που συμβαίνουν στην επιφάνειά της, οι οποίες θεωρούνται προϊόντα μικρής κλίμακας με τις οποίες και θα ασχοληθούμε παρακάτω.

5.6 Συμπυκνώσεις μικρής κλίμακας

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

i. Δρόσος

Η δροσιά ή δρόσος ([Εικ. 5.2](#)) σχηματίζεται κατά τις νύχτες της ψυχρότερης περιόδου του έτους (άνοιξης, φθινοπώρου, χειμώνα), κατά τις οποίες οι επικρατούσες ατμοσφαιρικές συνθήκες διατηρούν ανέφελους ουρανούς. Υπό αυτές τις συνθήκες το έδαφος ακτινοβολεί πολύ έντονα και χάνει μεγάλα ποσά θερμότητας, ψυχόμενο συνεχώς. Ο ατμοσφαιρικός αέρας, που βρίσκεται σε επαφή με το ψυχρό έδαφος,

ψύχεται επίσης και πλησιάζει τη θερμοκρασία του σημείου δρόσου, η οποία στην περίπτωση αυτή θα πρέπει να διατηρείται πάνω από 0°C. Ακόμα μια σημαντική συνθήκη είναι η άπνοια στην περιοχή, ή αν πνέουν άνεμοι, η ταχύτητά τους, που μετράται σε ύψος 2 m από το έδαφος, πρέπει να είναι μικρότερη από 10 km/h. Αυτές οι ατμοσφαιρικές συνθήκες συνδέονται με επικράτηση υψηλών πιέσεων και καλό καιρό.

Η δρόσος σχηματίζεται κυρίως στα φύλλα των φυτών και της χλόης, δηλαδή σε επιφάνειες που παρουσιάζουν μεγάλη θερμική αγωγιμότητα και γενικά σε κάθε επιφάνεια που παρουσιάζει αιχμηρό σχήμα, γιατί στα σημεία αυτά η απώλεια θερμότητας είναι πιο έντονη.



Εικόνα 5.2 Σχηματισμός δρόσου.

Η δρόσος είναι ωφέλιμη για το δάσος και τη βλάστηση, γιατί αυξάνει την υγρασία του εδάφους και συμβάλλει στην πρόσληψη νερού από τα υπέργεια όργανα του φυτού και κυρίως από τα φύλλα. Πέρα από αυτό, όταν εξατμίζεται αυξάνει την υγρασία του αέρα που περιβάλλει τα φυτά, μειώνοντας συγχρόνως τη θερμοκρασία των βλαστητικών οργάνων λόγω της ενέργειας που καταναλώνεται για την εξάτμιση. Έτσι, επιδρά έμμεσα πάνω στη διαπνοή και συμβάλλει στην οικονομία νερού. Ο σχηματισμός δρόσου έχει ιδιαίτερη σημασία για τα φυτά στα ξηρά περιβάλλοντα. Η ποσότητα του νερού που σχηματίζεται σε μορφή δρόσου κυμαίνεται κατά μέσο όρο σε 10-30 χιλιοστά βροχής ετησίως.

Στο δάσος σχηματίζεται δρόσος κυρίως πάνω στην κόμη των δένδρων, ενώ στο εσωτερικό των συστάδων παρεμποδίζεται ο σχηματισμός της, επειδή η ελάχιστη θερμοκρασία είναι υψηλότερη μέσα στο δάσος λόγω της μικρότερης άμεσης ακτινοβολίας.

ii. 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 πρέπει να είναι αρνητική, δηλαδή να είναι μικρότερη από 0°C. Κατά τη συμπύκνωσή τους, οι υδρατμοί του αέρα παίρνουν κατευθείαν τη στερεά μορφή και σχηματίζουν ένα λευκό πυκνό στρώμα που καλύπτει συνήθως τα χαμηλά φυτά, αλλά πολλές φορές και ολόκληρα δέντρα. Είναι δυνατό να σχηματιστεί στρώμα πάχνης και στο έδαφος σε συνθήκες έντονης νυχτερινής ακτινοβολίας (Λιβαδάς, 1962).

Ο σχηματισμός πάχνης στους φυτικούς ιστούς κατά τη διάρκεια του χειμώνα συνήθως δεν προκαλεί βλάβες, διότι τα φυτά είναι προετοιμασμένα να αντιμετωπίσουν τις χαμηλές θερμοκρασίες. Προβλήματα δημιουργούνται από τον σχηματισμό πάχνης κατά την άνοιξη, όταν τα φυτά βρίσκονται στο ευαίσθητο στάδιο της άνθισης.

iii. Ομίχλες

Οι ομίχλες σχηματίζονται κοντά στο έδαφος, όταν οι υδρατμοί συμπυκνώνονται σε μικροσκοπικά υδροσταγονίδια τα οποία αιωρούνται στην ατμόσφαιρα. Η ομίχλη μπορεί να περιγραφεί σαν ένα σύννεφο που εφάπτεται στο έδαφος.

Η ομίχλη ([Εικ. 5.3](#)) συνδέεται με καλό και ήπιο καιρό, αλλά η μειωμένη ορατότητα που προκαλεί (σε αποστάσεις μικρότερες από 1 km) αποτελεί αρνητικό στοιχείο στις αεροπορικές συγκοινωνίες, αφού τα αεροδρόμια μπορεί να παραμείνουν κλειστά για μικρό ή μεγάλο διάστημα (Κανελλοπούλου, 1979). Ομοίως, προβλήματα προκαλούν ακόμη και στις οδικές και ακτοπλοϊκές συγκοινωνίες με σωρεία ατυχημάτων, ιδιαίτερα στους αυτοκινητόδρομους ταχείας κυκλοφορίας.



Εικόνα 5.3 Ομίχλη.

Αντιθέτως, στα μέσα γεωγραφικά πλάτη η δράση της είναι θετική για τη γεωργία, γιατί με τον σχηματισμό της αποτρέπει τις επικίνδυνες πάχνες του φθινοπώρου και της άνοιξης, οι οποίες θα προκαλούσαν ζημιές στις καλλιέργειες.

Σε περιοχές με μικρό ετήσιο ύψος βροχής, η ομίχλη μπορεί να λειτουργήσει αποτελεσματικά στην τροφοδοσία της βλάστησης και του εδάφους με νερό. Αυτό επιτυγχάνεται με τη συμπύκνωση και υγροποίησή της πάνω στις ψυχρές επιφάνειες των φυτών και του εδάφους, βελτιώνοντας την υδατική τους κατάσταση. Όταν η συγκέντρωση υδροσταγονιδίων αυξηθεί, τότε αυτά πέφτουν στο έδαφος. Το φαινόμενο είναι γνωστό ως ομιχλοβροχή ή βρέχουσα ομίχλη και παίζει σημαντικό ρόλο στον εμπλουτισμό των δασών με υγρασία.

Πολλές διαφορετικές διεργασίες μπορούν να οδηγήσουν στον σχηματισμό ομίχλης, αλλά το κύριο κριτήριο για τον σχηματισμό ομίχλης είναι ο κορεσμένος αέρας. Οι δύο τρόποι κορεσμού του αέρα είναι η ψύξη του αέρα μέχρι τη θερμοκρασία του σημείου δρόσου ή η εξάτμιση νερού μέσα στον αέρα, που θα αυξήσει την περιεκτικότητα του αέρα σε υδρατμούς. Δηλαδή ο σχηματισμός των ομιχλών 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 που είναι οι εξής:

1) Ομίχλη ακτινοβολίας ή ομίχλη εδάφους

Είναι ένας από τους πιο κοινούς 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 κυριαρχείται 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. Επίσης, ψύχεται ο αέρας που βρίσκεται σε επαφή με την επιφάνεια, αφήνοντας θερμότερο τον αέρα που βρίσκεται λίγο ψηλότερα. Ο ψυχόμενος επιφανειακός αέρας αποκτά θερμοκρασίες ίσες με το σημείο δρόσου και αρχίζει η συμπύκνωση των υδρατμών. Πολύ σύντομα αρχίζει να σχηματίζεται ένα επιφανειακό σύννεφο. Η δομή της ομίχλης σχετίζεται με τη φύση του υποκείμενου εδάφους. Η πιο σκούρα επιφάνεια απορροφά σημαντικά ποσά ενέργειας κατά την ημέρα και θερμαίνει τον αέρα με τον οποίο έρχεται σε επαφή κατά τη νύχτα. Αυτή η θέρμανση ανυψώνει το στρώμα της ομίχλης και το διαλύει ευκολότερα. Η χλόη, επειδή διατηρείται ψυχρότερη από ένα γειτονικό στρώμα σκούρου γυμνού εδάφους, δημιουργεί ένα πιο ρηχό, αλλά πυκνότερο στρώμα ομίχλης σε επαφή με το έδαφος. Οι ομίχλες αυτού του είδους συνοδεύονται από αναστροφή της θερμοκρασίας.

Σε κλειστές πεδιάδες και κοιλάδες εμφανίζονται συχνότερα ομίχλες ακτινοβολίας, γιατί στις θέσεις αυτές ευνοούνται οι αναστροφές της θερμοκρασίας και η συγκέντρωση ψυχρού αέρα. Οι ομίχλες ακτινοβολίας έχουν συνήθως μικρό πάχος και εξαφανίζονται κατά τη διάρκεια της ημέρας εξαιτίας της ηλιακής θέρμανσης.



Εικόνα 5.4 Ομίχλη ακτινοβολίας σε κοιλάδα στη Μπάνια Λούκα (Βοσνία).

Στις μεγάλες βιομηχανικές πόλεις οι ομίχλες ακτινοβολίας είναι συχνότερες, γιατί εκεί αποδεσμεύονται στην ατμόσφαιρα σημαντικές ποσότητες υγροσκοπικών σωματιδίων, ως προϊόντα καύσεων, που διευκολύνουν τη συμπύκνωση των υδρατμών.

Επειδή οι διαδικασίες σχηματισμού δρόσου ή ομίχλης ακτινοβολίας είναι ίδιες, για να σχηματιστεί ομίχλη θα πρέπει να επικρατεί υποπνέων άνεμος ο οποίος και θα διατηρεί τα νεφοσταγονίδια σε αιώρηση, δηλαδή η ταχύτητα του πρέπει να υπερβαίνει τα 10 km/h.

2) Ομίχλες οριζόντιας μεταφοράς

Οι ομίχλες οριζόντιας μεταφοράς σχηματίζονται, όταν θερμός και υγρός αέρας, συνήθως από τη θάλασσα, μεταφέρεται κατά την οριζόντια έννοια επάνω από ψυχρές επιφάνειες της ξηράς. 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 ώστε να αποκόπτει τις ηλιακές ακτίνες. Αυτός ο τύπος ομίχλης είναι κοινός κατά τον χειμώνα και νωρίς την άνοιξη και σε περιοχές όπου δρουν ψυχρά θαλάσσια ρεύματα.

Με τη διαδικασία της μεταφοράς σχηματίζονται στις ακτές της Μακεδονίας και της Θράκης ομίχλες αυτού του τύπου, οι οποίες οφείλονται στη μεταφορά υγρών και θερμών νότιων αέριων μαζών από το Αιγαίο προς τις βόρειες ακτές του. Αυτό συνήθως συμβαίνει, όταν έχουν προηγηθεί ψυχρές ημέρες οι οποίες έχουν μειώσει σημαντικά τις θερμοκρασίες του εδάφους (ψυχρή εισβολή). Οι νότιοι θερμότεροι άνεμοι που μπορεί να πνεύσουν, μετά το πέρας μιας ψυχρής εισβολής, μεταφέρουν σημαντικές ποσότητες υδρατμών. 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, ώστε να καταστήσει την ορατότητα μηδενική.

3) Ομίχλες της βροχής

Αυτό το είδος της ομίχλης σχηματίζεται συχνά κάτω από βροχοφόρα σύννεφα, καθώς η βροχή διασχίζει τον ξηρότερο ατμοσφαιρικό 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 τον σχηματισμό ομίχλης.

Η ίδια διαδικασία εκδηλώνεται και στα μετωπικά συστήματα κακοκαιρίας (μετωπικές ομίχλες), όπου η θερμή αέρια 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 και ξηρή αέρια μάζα, όπου 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.

4) Ομίχλη αρκτικού καπνού

Οι ομίχλες αυτές σχηματίζονται κυρίως στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, όταν πολύ ψυχρός αέρας κινείται επάνω από θερμές θάλασσες. Τότε προκαλείται έντονη εξάτμιση που οδηγεί στον κορεσμό και στον σχηματισμό ομίχλης. Κατά κανόνα αυτή η ομίχλη έχει λεπτό πάχος και η ορατότητα εντός αυτής είναι ευμετάβλητη. Το φαινόμενο παρατηρείται επίσης σε λίμνες και ποτάμια, όταν στην περιοχή πνέει ψυχρός αέρας.

5) 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 ταυτόχρονα 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.

6) Ομίχλη κοιλάδας

Αυτή η πολύ πυκνή ομίχλη σχηματίζεται στις ορεινές κοιλάδες κατά τη διάρκεια του χειμώνα, και το πάχος της μπορεί να υπερβαίνει τα 500 μέτρα. Συχνά η ομίχλη δεν διαλύεται από τον χειμερινό ήλιο κατά τη διάρκεια της ημέρας. Όταν ο αέρας ψύχεται και πάλι κατά την επερχόμενη νύχτα, η ομίχλη γίνεται ακόμη πυκνότερη, καθιστώντας έτσι αδύνατη τη διάλυσή 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.

Ανακεφαλαίωση μαθήματος

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Ahrens, D.C. (2003). *Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment*. Pacific Grove: Brooks Cole.

- Critchfield, H.J. (1974³). *General Climatology*. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall.
- Κανελλοπούλου, Ε.Α. (1979). *Μελέτη της Ορατότητας στην Αθήνα* (Αδημοσίευτη Διδακτορική Διατριβή). Αθήνα.
- Λιβαδάς, Γ. (1962). *Ο καιρός της Πάχνης εν Ελλάδι* (Διατριβή επί Υφηγεσία). Θεσσαλονίκη: Α.Π.Θ.
- Μαχαίρας, Π. & Μπαλαφούτης, Χ. (1984). *Γενική Κλιματολογία με στοιχεία Μετεωρολογίας*. Θεσσαλονίκη: University Studio Press.
- Μαχαίρας, Π. & Μπαλαφούτης, Χ. (1985). *Μαθήματα Γενικής Κλιματολογίας με στοιχεία Βιοκλιματολογίας*. Θεσσαλονίκη: Γιαχούδη-Γιαπούλη.
- Morgan, J.M. & Morgan, M.D. (1991³). *Meteorology*. New York: McMillan.
- Μπαλτάς, Ε.Α. (2010). *Εφαρμοσμένη Μετεωρολογία*. Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις Ζήτη.
- Φλόκας, Α. & Χρονοπούλου, Α. (2010). *Μαθήματα Γεωργικής Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας*. Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις Ζήτη.

6. Τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα

Το έκτο κεφάλαιο αναφέρεται εκτενώς στα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα και παρατίθενται οι κατηγορίες των νεφών, οι μηχανισμοί σχηματισμού τους και οι μορφές κατακρημνισμάτων. Περιγράφονται τα όργανα μέτρησης των κατακρημνισμάτων, τα βροχομετρικά συστήματα, η γεωγραφική κατανομή των κατακρημνισμάτων στην επιφάνεια της Γης. Το κεφάλαιο κλείνει με την ανάλυση της μεταβλητότητας των βροχοπτώσεων και τα φαινόμενα της ξηρασίας και των πλημμυρών.

6.1 Γενικά

Τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα αποτελούν συμπυκνώσεις μεγάλης κλίμακας, είναι πιο ουσιαστικές για τη διαμόρφωση του καιρού και του κλίματος από τις συμπυκνώσεις μικρής κλίμακας, συμβαίνουν μακριά από την επιφάνεια της Γης, μέσα στον τρισδιάστατο ατμοσφαιρικό χώρο, και οδηγούν στον σχηματισμό των νεφών. Τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα είναι η βροχή, το χιόνι, το χαλάζι και οι ψεκάδες. Η διαδικασία σχηματισμού των νεφών εξαρτάται από την ατμοσφαιρική αστάθεια και από τις κατακόρυφες κινήσεις, αλλά ελέγχεται επίσης και από διεργασίες μικρής κλίμακας που συμβάλλουν σημαντικά στις διαδικασίες ανάπτυξης των διαφόρων τύπων νεφών.

6.2 Οι πυρήνες συμπύκνωσης

Είναι σημαντικό να τονιστεί ότι η συμπύκνωση των υδρατμών γίνεται με πολύ μεγάλη δυσκολία στον καθαρό αέρα. Οι υδρατμοί θα πρέπει να βρουν μια κατάλληλη επιφάνεια επάνω στην οποία θα συμπυκνωθούν (Ahrens, 2003). Αν ο καθαρός αέρας ψυχθεί σημαντικά και η θερμοκρασία του γίνει μικρότερη από τη θερμοκρασία του σημείου δρόσου, δεν θα προκληθεί συμπύκνωση και θα παραμείνει σε κατάσταση υπερκορεσμού, αφού η υγρασία του θα υπερβαίνει το 100% (Morgan & Morgan, 1991).

Συνήθως η συμπύκνωση στον ελεύθερο αέρα γίνεται γύρω από ουσίες οι οποίες ονομάζονται υγροσκοπικοί πυρήνες. Αυτά τα σωματίδια μπορεί να είναι σκόνη, καπνός, διοξείδιο του θείου, θαλάσσιο άλας ή παρόμοια μικροσκοπικά σωματίδια με διαμέτρους από 0,001 μm έως 10 μm . Με την παρουσία υγροσκοπικών πυρήνων η συμπύκνωση αρχίζει πολύ πριν ο αέρας καταστεί κορεσμένος. Για παράδειγμα, στην περίπτωση του NaCl ή θειικού οξέως, αυτή μπορεί να εκδηλωθεί με υγρασία της τάξης του 78%.

6.3 Οι τύποι των νεφών

Τα νέφη είναι ορατά αθροίσματα υδροσταγονιδίων, παγοκρυσταλλίων ή μείγμα και των δύο. Η δομή τους εξαρτάται από το ύψος σχηματισμού και από τις θερμοκρασίες που επικρατούν στο άμεσο περιβάλλον τους. Για τον σχηματισμό νεφών πρέπει να λειτουργήσουν οι μηχανισμοί που θα οδηγήσουν στην ανύψωση, στην ψύξη και στη συμπύκνωση των υδρατμών επάνω στα υγροσκοπικά σωματίδια της ατμόσφαιρας.

Ανάλογα με τις επικρατούσες συνθήκες αστάθειας της ατμόσφαιρας, θα οδηγηθούμε στον σχηματισμό νεφών, τα οποία παρουσιάζονται σε πολλές και ποικίλες μορφές οι οποίες μπορούν για λόγους ταξινόμησης να χωριστούν σε τέσσερις βασικές ομάδες με βάση το ύψος που εμφανίζονται μέσα στην ατμόσφαιρα:

1. Κατώτερα νέφη: εμφανίζονται στο ατμοσφαιρικό στρώμα ανάμεσα σε 0 και 2000 m.
2. Μέσα νέφη: εμφανίζονται στο στρώμα 2000-7000 m ή 2000-4000 m στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη.
3. Ανώτερα νέφη: συναντώνται πάνω από τα 6000 m στους τροπικούς, 5000 m στα μέσα πλάτη και 3000 m στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη.
4. Νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης: παρουσιάζουν πολύ μεγάλη κατακόρυφη διάσταση.

Με βάση τη μορφή και το σχήμα τους, τα νέφη των ομάδων αυτών διακρίνονται σε:

1. στρωματόμορφα (stratus), δηλαδή έχουν τη μορφή στρωμάτων,
2. θυσανόμορφα (cirrus), με τη χαρακτηριστική μορφή των θυσάνων,
3. σωρειτόμορφα (cumulus), με μεγαλύτερη κατακόρυφη ανάπτυξη και
4. μελανίες (nimbus), δηλαδή πυκνά, σκούρα νέφη που συνοδεύονται πάντοτε από βροχή.

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

Πίνακας 6.1 Ονοματολογία των 10 βασικών ομάδων των νεφών.

Επειδή τα νέφη βρίσκονται υπό συνεχή εξελικτικό μηχανισμό, παρουσιάζουν απεριόριστο πλήθος μορφών. Εντούτοις, κατέστη δυνατός ο καθορισμός ορισμένου αριθμού χαρακτηριστικών μορφών, στις οποίες μπορούν να ομαδοποιηθούν 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 6.1](#).

6.4 Τα χαρακτηριστικά των βασικών τύπων νεφών (γενών)

6.4.1 Τα ανώτερα νέφη

Στην κατηγορία αυτή ανήκουν τα θυσανόμορφα νέφη με τρία βασικά είδη: θύσανοι, θυσανοσωρείτες και θυσανοστρώματα. Πρόκειται για στρωματομόρφα νέφη και η περιγραφή των χαρακτηριστικών τους είναι η ακόλουθη:

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

Θυσανοσωρείτες (*cirrocumulus*): όπως και τα προηγούμενα νέφη, σχηματίζονται πάνω από τα 6000 m 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 θυσανοστρώματα. Αυτά σπάνια καλύπτουν όλο τον ουρανό. Τα συστατικά του νέφους ανακλούν το ερυθρό και κίτρινο μέρος του ηλιακού φάσματος και παρουσιάζουν καταπληκτική εικόνα.

Θυσανοστρώματα (*cirrostratus*): πρόκειται για πολύ λεπτά νέφη που παρουσιάζονται με τη μορφή ενός πέπλου μέσα από το οποίο είναι ορατά ο Ήλιος και η Σελήνη. Αυτά πολλές φορές είναι τόσο λεπτά, που η μόνη ένδειξη της παρουσίας τους είναι το χρωματικό φαινόμενο της άλω γύρω από τον Ήλιο και τη Σελήνη. Οι παγοκρυστάλλοι διαθλούν τις φωτεινές ακτίνες του Ήλιου ή της Σελήνης, καθώς αυτές διέρχονται μέσα από το νέφος και σχηματίζουν τη χαρακτηριστική πολύχρωμη άλω. Τα πυκνά θυσανοστρώματα 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.

6.4.2 Τα μέσα νέφη

Στην κατηγορία των μέσων νεφών κατατάσσονται δύο γένη νεφών, οι υψισωρείτες και τα υψιστρώματα.

Υψισωρείτες (*altocumulus*): σχηματίζονται ανάμεσα στα 2000 και 7000 m και εμφανίζονται σαν γκρι διογκωμένες άμορφες μάζες, με τη μορφή παράλληλων κυμάτων ή ζωνών. Ένα τμήμα του νέφους είναι συνήθως σκοτεινότερο από το υπόλοιπο, γεγονός που επιτρέπει την αναγνώρισή τους σε σχέση με τα θυσανοστρώματα. Οι υψισωρείτες όταν 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.

Υψιστρώματα (*altostratus*): αυτά τα γκριζωπά ή γκρι-μπλε νέφη σχηματίζονται στα ίδια ύψη με τα προηγούμενα. Τα υψιστρώματα 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 ατμοσφαιρική διαταραχή, η οποία προκαλεί εκτεταμένες και συνεχείς βροχοπτώσεις. Τα υψιστρώματα δεν παρουσιάζουν ανοίγματα που να επιτρέπουν τη διέλευση του ηλιακού φωτός, το οποίο θα δημιουργούσε σκιά στο έδαφος.

6.4.3 Τα κατώτερα νέφη

Στην κατηγορία αυτή υπάγονται οι στρωματομελανίες, οι στρωματοσωρείτες και τα στρώματα.

Στρωματομελανίες (*nimbostratus*): αυτά τα σκοτεινά γκριζωπά νέφη σχηματίζονται σε ύψος χαμηλότερο από 2000 m και σχεδόν πάντοτε συνοδεύονται από ασθενή ή μέτρια βροχοπτώση, η οποία

διαρκεί αρκετές ώρες ή υπερβαίνει 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 αυτό το νεφικό 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 αέρα που διασχίζεται από τη βροχή.

Στρωματοσωρείτες (*stratocumulus*): αυτά τα χαμηλά νέφη, με μορφή σφαιροειδών ή επιμηκών συμπλεγμάτων, διατάσσονται σε σειρές ή ομάδες από κυκλικές νεφικές μάζες μεταξύ των οποίων διακρίνεται το μπλε χρώμα του ουρανού. Το χρώμα των στρωματοσωρειτών κυμαίνεται από λευκό μέχρι σκοτεινό γκρι. Τα ξεχωριστά νεφικά τμήματα σχηματίζονται σε μέρη του ουρανού όπου ο αέρας ανυψώνεται, ενώ το γαλάζιο χρώμα του ουρανού μεταξύ των στοιχείων του νέφους δείχνει ότι ο αέρας καθιζάνει στις θέσεις αυτές.

Στρώματα (*stratus*): τα στρωματομορφα νέφη 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 παρουσιάζεται 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 στρώματα μοιάζουν με στρώμα ομίχλης, το οποίο ποτέ δεν φτάνει μέχρι το έδαφος. Στην πράξη, η ομίχλη η οποία απομακρύνεται από το έδαφος σχηματίζει ένα χαμηλό στρώμα. 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).

6.4.4 Τα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης

Σωρείτες (*cumulus*): τα σωρειτόμορφα νέφη σχηματίζονται καθώς οι υδρατμοί συμπυκνώνονται μέσα σε ανοδικά αέρια ρεύματα της ατμόσφαιρας. Τα νέφη αυτά συνήθως έχουν επίπεδες βάσεις και εξογκωμένες κορυφές. Οι σωρείτες εμφανίζονται ο ένας μακριά από τον άλλο, με μεγάλα τμήματα ανέφελου ουρανού να παρεμβάλλονται μεταξύ τους. Τα περισσότερα από αυτά σχηματίζονται σε ύψη μικρότερα των 2000 m είναι γενικά μικρού πάχους και συνδέονται με καλό καιρό. Μερικές φορές, όταν η ατμόσφαιρα καθίσταται ασταθής και εμφανίζονται πολύ ισχυρά ανοδικά ρεύματα, οι σωρείτες παρουσιάζουν πυργοειδή ανάπτυξη.

Σωρειτομελανίες (*cumulonimbus*): εάν η ατμόσφαιρα είναι πολύ ασταθής, σχηματίζονται νέφη έντονης κατακόρυφης ανάπτυξης, οι λεγόμενοι σωρειτομελανίες, που είναι γνωστοί και ως καταιγιδόφορα νέφη, δηλαδή προκαλούν τις ηλεκτρικές εκκενώσεις της αστραπής ή του κεραυνού. Οι σωρειτομελανίες μπορούν να αποκτήσουν τεράστιο ύψος και ενώ η βάση τους βρίσκεται γύρω στα 2000 m η κορυφή τους φτάνει και τα 17000 m.

6.5 Σχηματισμός των κατακρημνισμάτων

Τα κατακρημνίσματα αποτελούν την ποσότητα του νερού που μπορεί να πέσει από τα σύννεφα στη Γη σε υγρή (βροχή) ή σε στερεή (χιόνι, χαλάζι) μορφή. Η βροχή, το χιόνι και το χαλάζι μαζί ονομάζονται ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα, υδρομετέωρα ή υετός. Η βροχή και το χιόνι συνεισφέρουν σημαντικά στα ολικά ποσά της βροχής. Εκτός από τις τρεις παραπάνω βασικές μορφές, παρουσιάζουν και άλλες ποικίλες μορφές που υπερβαίνουν τις πενήντα (Sumner, 2000). Από αυτές περιγράφονται μόνο οι κοινότερες, με έμφαση σε αυτές που παρουσιάζονται στην περιοχή μας.

Οι διαδικασίες της ψύξης, που προαναφέρθηκαν στη σχετική παράγραφο του προηγούμενου κεφαλαίου της συμπίκνωσης, έχουν διαφορετική σπουδαιότητα στη δημιουργία και στη γεωγραφική κατανομή της βροχής. 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, προκαλούνται συμπτκνώσεις. Μερικές φορές τα αίτια είναι θερμοδυναμικά, καθώς σε μεγαλύτερα ύψη της ατμόσφαιρας υπάρχει αρκετά ψυχρός αέρας ο οποίος αυξάνει σημαντικά την ασταθή δομή της. Έτσι, όταν ο θερμαινόμενος από το έδαφος αέρας συναντήσει τον ψυχρό αέρα που βρίσκεται ψηλά, αποκτά μεγαλύτερη ανυψωτική δύναμη και ανέρχεται ακόμη ψηλότερα, δημιουργώντας έντονα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης και ισχυρές, μικρής συνήθως, διάρκειας βροχοπτώσεις, οι οποίες είναι γνωστές ως βροχές κατακόρυφης μεταφοράς ή αστάθειας.

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 (Μαχαίρας & Μπαλαφούτης, 1984). Στην τελευταία περίπτωση, ο αέρας, εξαιτίας της διαδρομής του, δεν έχει συνήθως πολλούς υδρατμούς και η δράση της διαταραχής εκδηλώνεται κυρίως με την πνοή πολύ ισχυρών ανέμων, με τη συνοδεία ασθενούς συνήθως βροχής (Μπαλαφούτης, 1977).

Η δράση της ορεογραφίας στη συμπίκνωση 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 άξονά τους, μπορούν να δώσουν σημαντικές βροχοπτώσεις στις προσήνεμες κλιτύς των βουνών, εφόσον φυσικά υπάρχει η διαθέσιμη υγρασία στον ανυψούμενο αέρα και οι σχετικές προϋποθέσεις συνθηκών αστάθειας. 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 ορεογραφίας (Μαριολόπουλος, 1938· Stathis & Myronidis, 2009). Όταν τα νέφη υπερπηδήσουν την οροσειρά, έχουν ήδη αποθέσει 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 και των δύο ημισφαιρίων, με ίδια θερμοκρασιακά χαρακτηριστικά συναντώνται και ανυψώνονται κατακόρυφα, προκαλώντας έναν πολύ έντονο μηχανισμό κατακόρυφης μεταφοράς, με αποτέλεσμα τις πολύ ισχυρές και συχνές βροχοπτώσεις στη ζώνη δράσης του ενδοτροπικού μετώπου.

Τελικά, οι διαδικασίες αυτές οδηγούν στον σχηματισμό διαφόρων τύπων βροχόπτωσης που, σύμφωνα με τους περιγραφέντες τρόπους σχηματισμού, μπορούν να διαιρεθούν σε τρεις κύριους τύπους βροχόπτωσης: τη βροχόπτωση σύγκλισης, την κυκλωνική και την ορεογραφική βροχόπτωση.

Βροχόπτωση σύγκλισης: Συνδέεται με νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης, πυργοειδείς σωρείτες και σωρειτομελανίες. Μπορούμε να διακρίνουμε τρεις υποκατηγορίες αυτού του τύπου:

1. Διάσπαρτα νεφικά κύτταρα κατακόρυφης ανάπτυξης αναπτύσσονται εξαιτίας της έντονης θέρμανσης της ξηράς κατά το θέρος, ιδιαίτερα όταν οι θερμοκρασίες στην ανώτερη ατμόσφαιρα είναι αρκετά χαμηλές για να δημιουργήσουν συνθήκες αστάθειας. Η βροχόπτωση, που συχνά συνοδεύεται από χαλάζι, έχει τη μορφή καταιγίδας χωρίς να είναι

πάντοτε απαραίτητη η παρουσία αστραπών ή βροντών. Επηρεάζουν μικρές περιοχές <50 km² και διαρκούν συνήθως από μισή έως μία ώρα.

2. Όμβροι με βροχή ή χιόνι ή μαλακοί χαλαζόκοκκοι μπορούν να σχηματιστούν σε ψυχρό, υγρό και ασταθή αέρα που διέρχεται πάνω από θερμή επιφάνεια. Κύτταρα σύγκλισης κινούμενα σύμφωνα με τον άνεμο εμφανίζονται για αρκετές ημέρες και παρατηρούνται μπροστά από τα θερμά μέτωπα ή τα ψυχρά μέτωπα ως γραμμές αέλλης.
3. Στους τροπικούς κυκλώνες τα κύτταρα των σωρειτομελανιών οργανώνονται σε σπειροειδή μορφή γύρω από το κέντρο. Η βροχόπτωση είναι ισχυρή και διαρκής και καλύπτει τεράστιες εκτάσεις.

Κυκλωνική βροχόπτωση: Τα χαρακτηριστικά της βροχής ποικίλλουν ανάλογα με τον τύπο του συστήματος και το στάδιο της ανάπτυξής του. Όμως, ο κύριος μηχανισμός είναι η ανύψωση του αέρα που οφείλεται στην οριζόντια σύγκλιση του αέρα προς ένα κέντρο χαμηλής πίεσης. Στις εξωτροπικές υφέσεις αυτή η διαδικασία ενισχύεται από την ανύψωση θερμού-αραιού αέρα κατά μήκος της επαφής δύο αερίων μαζών. Οι υφέσεις αυτές δίνουν συνεχείς βροχές σε μεγάλες περιοχές καθώς αυτές κινούνται προς τα ανατολικά στα γεωγραφικά πλάτη 40-60 μοιρών.

Ορεογραφική βροχόπτωση: Θεωρείται διαφορετικός τύπος, αλλά απαιτείται προσοχή στην ταξινόμηση. Τα βουνά δεν έχουν βέβαια από μόνα τους τη δυνατότητα να προκαλέσουν βροχόπτωση. Η ορεογραφία, εξαρτώμενη από τη διάταξη και το μέγεθος του ορεινού φραγμού μπορεί (α) να ενεργοποιήσει μια κατά συνθήκη αστάθεια, προκαλώντας εξαναγκασμένη ανοδική κίνηση ή να θερμάνει την αέρια μάζα, (β) να αυξήσει την κυκλωνική βροχόπτωση, επιβραδύνοντας την κίνηση του υφειακού συστήματος και (γ) να προκαλέσει σύγκλιση και ανύψωση μέσα από τον καναλισμό των κοιλάδων.

Στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, που η βροχή οφείλεται συνήθως στην κυκλωνική δράση, οι ορεογραφικές επιπτώσεις τείνουν να αυξήσουν και την ένταση και τη συχνότητα των χειμερινών βροχοπτώσεων, ενώ κατά το θέρος στα ηπειρωτικά κλίματα με επίπεδα συμύκνωσης σε μεγαλύτερα ύψη, η κύρια επίδραση του ανάγλυφου ενισχύει την ένταση των καταγλιδοφόρων τύπων.

6.6 Η κατανομή της βροχόπτωσης με το υψόμετρο

Η αύξηση της βροχόπτωσης με το υψόμετρο είναι ένα πλανητικό χαρακτηριστικό, μολονότι τα χαρακτηριστικά της μεταβολής διαφέρουν τόσο κατά τόπους όσο και ανά εποχή (Μπαλαφούτης, 1977). Στα μέσα γεωγραφικά πλάτη μπορεί να παρατηρηθεί συνεχής αύξηση της βροχόπτωσης μέχρι και τα 3000-4000 m. Στους τροπικούς και υποτροπικούς το μέγιστο της βροχής εμφανίζεται πολύ χαμηλότερα από τις κορυφές των βουνών (Ιάβα, Χαβάη ~ στα 1200 m). Βέβαια, δεν υπάρχει κάποιος κανόνας μεταβολής της βροχόπτωσης με βάση το ύψος και για τον λόγο αυτό μόνο πραγματικές μετρήσεις πεδίου μπορούν να δώσουν λύσεις σε προβλήματα αυτού του είδους.

6.7 Μορφές των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων

6.7.1 Η βροχή

Αυτή αποτελεί την πιο κοινή μορφή των υδρομετεώρων και αποτελείται από βροχοσταγόνες που φτάνουν 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 στερεή μορφή και στη συνέχεια λιώνουν κατά την κάθοδό τους, καθώς περνούν μέσα από θερμότερα στρώματα αέρα. Το μέγεθος των βροχοσταγόνων που φτάνουν στο έδαφος εξαρτάται από την αρχική διάσταση αυτών, από την εξάτμιση που λαμβάνει χώρα κατά την κάθοδό τους και από τα ρεύματα του αέρα που επικρατούν κάτω από τα

σύννεφα. Καθοδικά ρεύματα φέρνουν στο έδαφος μεγαλύτερες σταγόνες βροχής, όπως π.χ. 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. Η ένταση της βροχής (=ποσό προς διάρκεια) ενός επεισοδίου παρουσιάζει πολύ σημαντικό ενδιαφέρον για τους υδρολόγους και τους υδραυλικούς μηχανικούς, οι οποίοι ενδιαφέρονται για την πρόγνωση των πλημμυρών και την προστασία από αυτές, καθώς και για τους επιστήμονες που ασχολούνται με τη διάβρωση του εδάφους. Διαγράμματα του ρυθμού της βροχόπτωσης είναι απαραίτητα για τη μελέτη της έντασης, η οποία ποικίλλει σημαντικά με τα χρονικά διαστήματα για τα οποία μελετάται. Μέσες εντάσεις μικρών περιόδων είναι πολύ μεγαλύτερες από εκείνες μεγάλων περιόδων. Η ένταση της βροχής που καταγράφεται σε 10 λεπτά είναι τρεις περίπου φορές μεγαλύτερη εκείνης που καταγράφεται σε 100 λεπτά της ώρας. Οι μεγάλες εντάσεις της βροχής συνδέονται με την αύξηση του μεγέθους των βροχοσταγόνων και όχι με την αύξηση του αριθμού αυτών. Γενικά, οι βροχοπτώσεις διακρίνονται σε ασθενείς, μέτριες, ισχυρές, πολύ ισχυρές και πλημμυρικές. Τα όρια τους δεν είναι σταθερά αλλά εξαρτώνται από τις καιρικές συνθήκες που επικρατούν σε κάθε περιοχή.

6.7.2 Το χιόνι

Το χιόνι είναι στερεάς μορφής ατμοσφαιρικό κατακρήμνισμα και δεύτερο σε συχνότητα φαινόμενο μετά τη βροχή. Σχηματίζεται όταν οι υδρατμοί της ατμόσφαιρας συμπυκνώνονται σε θερμοκρασία χαμηλότερη των 0°C και μεταπίπτουν κατευθείαν σε στερεή κατάσταση και στη συνέχεια με μεγέθυνση των παγοκρυσταλλίων φτάνουν στην επιφάνεια του εδάφους. Για να φτάσουν οι νιφάδες στο έδαφος θα πρέπει η θερμοκρασία 0°C στην ατμόσφαιρα να απέχει από την επιφάνεια του εδάφους λιγότερο από 300 m, ώστε οι νιφάδες να μη προλάβουν να λιώσουν πριν φτάσουν 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, με αποτέλεσμα να φτάνει στη Γη ταυτόχρονα βροχή και χιόνι. Η κατάσταση αυτή είναι γνωστή ως χιονόνερο ή χιονόλυτος.

Οι παγοκρύσταλλοι του χιονιού παρουσιάζουν συνήθως εξαγωγική συμμετρία και έχουν κατά κανόνα διάμετρο 1-3mm. Συχνά, όμως, κάτω από συγκεκριμένες συνθήκες, οι παγοκρύσταλλοι προσκολλώνται μεταξύ τους και σχηματίζουν χαλαρά συσσωματώματα, διαφόρων τύπων και μεγεθών, τις γνωστές μας νιφάδες. Συχνά οι νιφάδες πέφτουν αργά, συγκολλούνται περαιτέρω και αποκτούν διάμετρο αρκετών εκατοστών. Σε πολύ χαμηλές θερμοκρασίες, όπως συμβαίνει στα πολύ μεγάλα υψόμετρα και ιδιαίτερα στις πολικές περιοχές, η επιφάνεια των χιονοκρυστάλλων είναι απόλυτα ξηρή με αποτέλεσμα να μην συγκολλούνται και έτσι να μην σχηματίζονται νιφάδες χιονιού. Στις περιπτώσεις αυτές το χιόνι πέφτει με μορφή λεπτών ξηρών κόκκων πάγου με διάμετρο $d < 1\text{mm}$, οπότε στο έδαφος σχηματίζονται στρώματα ξηρών και εύκολα μετακινούμενων από τον άνεμο παγοκρυστάλλων (Critchfield, 1974· Κωτούλας, 1982).

Η εποχιακή εμφάνιση του χιονιού είναι σημαντική και επηρεάζει το κλίμα της Γης. Τα σκεπασμένα με χιόνι και πάγο τμήματα του πλανήτη αποτελούν την κρυόσφαιρα. Περιλαμβάνει την Ανταρκτική, τον Αρκτικό Ωκεανό, τη Γροιλανδία, τον Βόρειο Καναδά, τη Βόρεια Σιβηρία και τις περισσότερες υψηλές οροσειρές στον κόσμο, όπου επικρατούν θερμοκρασίες κάτω από το μηδέν καθ' όλη τη διάρκεια του έτους. Το χιόνι απομονώνει τις επιφάνειες που καλύπτει από την υπερκείμενη ατμόσφαιρα, προκαλώντας σημαντικές μεταβολές και στα δύο υποσυστήματα. Χωρίς την κρυόσφαιρα περισσότερη ενέργεια θα απορροφούνταν από την επιφάνεια της Γης από ότι θα αντανakλούνταν και, κατά συνέπεια, η

θερμοκρασία της ατμόσφαιρας θα ήταν πολύ υψηλότερη. Με τον τρόπο αυτό η χιονοκάλυψη αποτελεί ρυθμιστή της θερμοκρασίας της επιφάνειας της Γης. Όσο αφορά την έκταση, το χιόνι είναι η μεγαλύτερη μεμονωμένη συνιστώσα της κρυόσφαιρας και καλύπτει κατά μέσο όρο περίπου 46 εκατομμύρια τετραγωνικά χιλιόμετρα της επιφάνειας της Γης κάθε χρόνο. Περίπου το 98 τοις εκατό της χιονοκάλυψης της Γης βρίσκεται στο βόρειο ημισφαίριο. Σε μια τέτοια μεγάλη κλίμακα, το χιόνι συμβάλλει στη ρύθμιση της ανταλλαγής θερμότητας ανάμεσα στην επιφάνεια της Γης και την ατμόσφαιρα ή το ενεργειακό ισοζύγιο της Γης.

Σημαντικός είναι ο ρόλος του χιονοστρώματος στον εμπλουτισμό του εδάφους με νερό (Κωτούλας, 2001). Η προσωρινή αποθήκευση του νερού με τη μορφή του χιονιού μειώνει τον ρυθμό απορροής και με τον τρόπο αυτό μειώνει τις πλημμυρικές αιχμές των λεκανών απορροής, ενώ σε κάποιες άλλες περιπτώσεις καταγίδων σε συνδυασμό με τήξη του χιονιού αυξάνεται ο πλημμυρικός κίνδυνος (Κωτούλας, 2001). Στα ορεινά διαμερίσματα της χώρας μας το χιονοκάλυμμα διατηρείται στην επιφάνεια του εδάφους μέχρι τα μέσα της άνοιξης ([Εικόνα 6.1](#)).

Χιόνι σχηματίζεται σε όλα τα γεωγραφικά πλάτη. Επειδή όμως στις θερμές περιοχές της Γης οι παγοκρύσταλλοι λιώνουν κατά την πτώση τους, χιόνι φτάνει στο έδαφος μόνο στα μεγάλα υπερθαλάσσια ύψη των ορεινών όγκων. Πάντως ακόμα και στις πεδινές περιοχές της Ευρώπης, της Μεσογείου, των Βορειοαφρικανικών ακτών, της Μ. Ασίας μέχρι την Ιερουσαλήμ και τη Βαγδάτη, δηλαδή στον περί την Ελλάδα κόσμο, το χιόνι δεν είναι άγνωστο. Η χιονοκάλυψη του εδάφους αυξάνεται γενικά με το γεωγραφικό πλάτος. Στις πολικές περιοχές τα χιονοστρώματα διατηρούνται κατά τη διάρκεια όλου του έτους. Στην περίπτωση που το χιόνι σε κάποια περιοχή δεν λιώνει στο σύνολό του, ακόμη και το καλοκαίρι η περιοχή ανήκει στη ζώνη των αιώνιων χιονιών. Από κλιματική άποψη, η γραμμή των αιώνιων χιονιών έχει μεγάλη σημασία, γιατί κάθε μετακίνησή της σημαίνει σημαντική κλιματική μεταβολή (Φλόκας & Χρονοπούλου, 2010). Ουσιαστικά, οι μετακινήσεις των συμπαγών αιώνιων χιονιών, των γνωστών μας παγετώνων, αποτυπώνουν καλύτερα από κάθε άλλο φυσικό φαινόμενο τις κλιματικές μεταβολές (φαινόμενο του θερμοκηπίου) του πλανήτη.

Στη χώρα μας η περίοδος που σημειώνεται χιόνι είναι η χειμερινή, ενώ περιοχές με αιώνια χιόνια δεν υπάρχουν.



Εικόνα. 6.1 Τοπίο με χιόνι στο πανεπιστημιακό δάσος Περτουλίου.

Το χιόνι έχει ιδιαίτερη οικολογική σημασία και υπό ορισμένες προϋποθέσεις παίζει σημαντικό ρόλο για το δάσος. Το χιόνι επιδρά τόσο με τρόπο ωφέλιμο όσο και με τρόπο επιζήμιο (Ντάφης, 1986). Προστατεύει τα νεαρά φυτάρια από τους παγετούς και τους ξηρούς ψυχρούς ανέμους. Η θερμοκρασία εδάφους που καλύπτεται από στρώμα χιονιού 20-30 cm μπορεί να είναι μεγαλύτερη κατά 15-20°C από την αντίστοιχη γυμνού εδάφους. Έτσι, στα ψηλά βουνά οι αναδασώσεις έχουν μεγαλύτερη επιτυχία στα κοιλάματα, όπου συγκεντρώνεται παχύ στρώμα χιονιού παρά στις λιγότερο χιονισμένες κορυφές και ράχες. Σε μικροκλίματα όπως της χώρας μας, στα οποία οι βροχές πέφτουν συγκεντρωμένες το φθινόπωρο και την άνοιξη, επειδή τα χιόνια λιώνουν βαθμιαία συμβάλλουν σημαντικά στον εμποτισμό του εδάφους με νερό. Εξίσου σημαντική είναι η επίδραση του χιονιού στη διασπορά των σπόρων που πέφτουν πάνω σ' αυτό.

Στις υλοτομικές εργασίες το χιόνι μπορεί να παίζει σημαντικό ρόλο, γιατί διευκολύνει τις εργασίες συγκομιδής (Ντάφης, 1986). Οι κορμοί που ρίχνονται πάνω στο χιόνι δεν σπάνε, η δε μετατόπιση τους είναι ευκολότερη. Πέρα από αυτά, τα νεόφυτα που είναι σκεπασμένα με χιόνι προστατεύονται από ζημιές κατά τη ρίψη των δένδρων και τη μετατόπιση του ξύλου. Για να αποφεύγονται ζημιές στα νεόφυτα οι αναγεννητικές υλοτομίες πρέπει να γίνονται κατά τη διάρκεια του χειμώνα.

Συχνότερες όμως και εμφανέστερες είναι οι ζημιές που προκαλούνται από τα χιόνια. Κάτω από την επίδραση ισχυρών ανέμων οι χιονοκρύσταλλοι σε μορφή χιονοκοκνιορτού κινούνται με μεγάλη ταχύτητα και προκαλούν εκφλοίωση του κορμού και των κλαδιών μεμονωμένων δένδρων, καθώς και την καταστροφή των οφθαλμών (Goldberg et al., 2012). Χιόνια που πέφτουν με μορφή χονδρών νιφάδων

προσκολλούνται πάνω στην κόμη των δένδρων και μ' αυτόν τον τρόπο προκαλούν ισχυρές φορτίσεις πάνω στον κορμό και τα κλαδιά. Αποτέλεσμα των φορτίσεων αυτών είναι το σπάσιμο και η αποκόλληση των κλαδιών, χιονοκάμψεις, χιονοθλασίες και χιονορριψίες. Ευπαθείς σε χιονοκάμψεις είναι οι δρύες και φυτείες της μαύρης πεύκης. Ευπαθή σε χιονοθλασίες είναι είδη όπως η οξιά, τα πεύκα και σχεδόν όλα τα είδη όταν η θερμοκρασία κατεβαίνει πολύ χαμηλά. Ευπαθή σε χιονορριψίες είναι τα επιπολαιόρριζα και καρδιόρριζα κωνοφόρα, όπως η ερυθρελάτη, η ελάτη κ.λπ.

6.7.3 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.



Εικόνα 6.2 Χαλαζόκοκκος μεγάλου μεγέθους (6cm). Το παρόν έργο αποτελεί κοινό κτήμα (public domain).

Πηγή: [URL](#)

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 ποικίλλει και το μέγεθος των χαλαζοκόκκων των οποίων η διάμετρος μπορεί να κυμαίνεται από 0,5 μέχρι και πάνω από 10 cm ([Εικόνα 6.2](#)).

Επειδή συνήθως το χαλάζι πέφτει την άνοιξη ή στην αρχή του καλοκαιριού, δηλαδή την εποχή που βγαίνουν τα φύλλα στα πλατύφυλλα και την εποχή της ανθοφορίας, προκαλεί σοβαρές ζημιές στο φύλλωμα των δένδρων και επίσης μπορεί να καταστρέψει ολοσχερώς την ανθοφορία και την καρποφορία (Καρακώστας, 1999).

6.7.4 Οι ψεκάδες

Οι ψεκάδες αποτελούν πολυάριθμες μικρές σταγόνες νερού με διάμετρο μικρότερη από 0,5 mm, οι οποίες πέφτουν με πολύ βραδύ ρυθμό προς την επιφάνεια της Γης ή μπορεί και να αιωρούνται μέσα στον ελαφρά κινούμενο αέρα. Προέρχονται συνήθως από χαμηλά στρωματόμορφα νέφη. Διακρίνονται σε ασθενείς ψεκάδες, όταν η ορατότητα είναι μεγαλύτερη από 1000 m, σε μέτριες ψεκάδες, όταν η

ορατότητα κυμαίνεται από 500-1000 m, και σε ισχυρές ψεκάδες, όταν η ορατότητα περιορίζεται σε λιγότερο από 500 m.

6.8 Η γεωγραφική κατανομή των βροχοπτώσεων

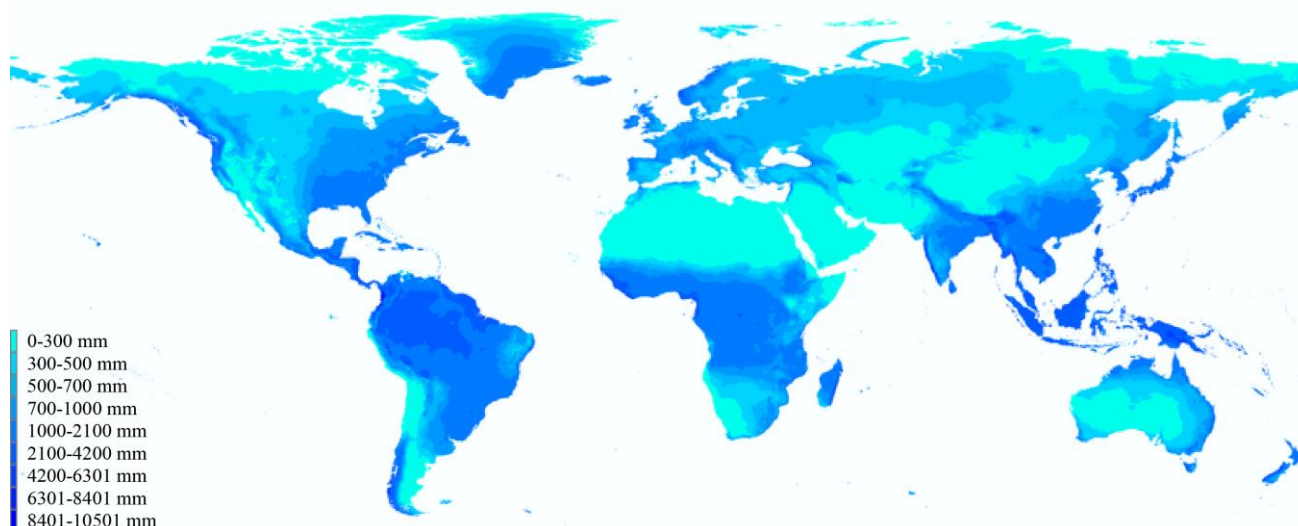
6.8.1 Στον πλανήτη

Η ποσότητα της βροχής που φτάνει στην επιφάνεια της Γης μετριέται σε χιλιοστά ύψους του υδάτινου στρώματος, το οποίο σχηματίζει αυτή την ποσότητα 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 ή άλλων εφαρμογών η βροχόπτωση εκφράζεται κατευθείαν σε l/m^2 . Σε ορισμένες χώρες όπου οι βροχοπτώσεις είναι άφθονες, τα ύψη της βροχής μετριοούνται σε εκατοστά του μέτρου ή σε ίντσες.

Η βροχόπτωση στην επιφάνεια της Γης είναι ένα ασυνεχές μέγεθος, δηλαδή δεν εκδηλώνεται ταυτόχρονα σε όλο τον πλανήτη και, φυσικά, δεν βρέχει κάθε μέρα. Η βροχόπτωση η οποία πέφτει σε διάστημα μίας ημέρας, ονομάζεται ημερήσια βροχόπτωση. Το άθροισμα των ημερήσιων βροχοπτώσεων κατά τη διάρκεια ενός μήνα αποτελεί το μηνιαίο ύψος της βροχής για τον μήνα αυτό. Το σύνολο της βροχής που πέφτει και στους 12 μήνες του χρόνου αποτελεί το ετήσιο ύψος της βροχής. 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 έναν τόπο από επεισόδιο σε επεισόδιο βροχής. Άλλοτε η βροχή είναι πολύ έντονη και άλλοτε πολύ ασθενής (Sumner, 2000). Για τη μελέτη της συμπεριφοράς της βροχής χρησιμοποιείται η έννοια της ραγδαιότητας ή της έντασης αυτής, η οποία εκφράζει το ύψος της βροχής σε χιλιοστά που φτάνει 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.λπ.) χρησιμοποιούνται εντάσεις μικρότερης διάρκειας, όπως βροχόπτωση/ημίωρο, ανά 15λεπτο, 10λεπτο ή και πεντάλεπτο της ώρας.

Τα ποσά της βροχής που φτάνουν σε όλη την επιφάνεια της Γης κατά τη διάρκεια ενός έτους είναι τεράστια, αφού σε κάθε δευτερόλεπτο της ώρας φτάνουν στην επιφάνεια της Γης περίπου 14.000.000 κυβικά μέτρα νερού. Σε ετήσια βάση το ποσό αυτό δίνει ένα μέσο πλανητικό βροχομετρικό ύψος της τάξης των 900 mm. Αλλά η κατανομή του νετού στην επιφάνεια της Γης είναι πολύ ακανόνιστη και πολύ διαφορετική σε κάθε περιοχή.



Σχήμα 6.1 Ετήσια κατανομή της βροχόπτωσης στη Γη. Το παρόν έργο αδειοδοτείται υπό τους όρους της άδειας Creative Commons Αναφορά-Παρόμοια Διανομή 3.0.

Πηγή: [URL](#)

Προς επιβεβαίωση αυτής της ανισοκατανομής, αρκεί να αναφέρουμε μερικές χαρακτηριστικές τιμές ετήσιας βροχόπτωσης σε διάφορα σημεία της Γης. Π.χ. στο Cherrapunji της Ινδίας και στη Χαβάη η βροχή έχει υπερβεί τα 11,5 m ύψους σε κάποιο έτος. Στο Καμερούν, στην τροπική ζώνη, αυτή έφτασε περίπου τα 9 m ύψους, ενώ στην Κροατία σημειώθηκε βροχόπτωση της τάξης των 4,6 m σε ένα έτος. Αντίθετα, οι μικρότερες βροχές έχουν σημειωθεί στο Wadi Wallo του Σουδάν με μόλις 1 mm βροχής μέσα σε 10 χρόνια.

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 ή σε πλωτήρες.

Η γεωγραφική κατανομή της μέσης ετήσιας πλανητικής βροχόπτωσης παρουσιάζεται στο [Σχήμα 6.1](#), στο οποίο έχουν χαραχτεί οι ετήσιες ισοπληθείς της βροχής, οι οποίες συνήθως αναφέρονται σαν ισοϋέτιες ή ισόβροχες καμπύλες και οι οποίες ενώνουν τόπους που παρουσιάζουν ίσα ύψη βροχόπτωσης (Peel et al., 2007).

Από τη μελέτη του χάρτη του [Σχήματος 6.1](#) διαπιστώνεται ότι ορισμένες περιοχές παρουσιάζουν βροχοπτώσεις που φτάνουν ή και υπερβαίνουν τα 3000 mm, ενώ σε άλλες περιοχές η βροχόπτωση δεν υπερβαίνει τα 50 mm σε ύψος. Η κατανομή αυτή του υετού δεν είναι τυχαία, αλλά ελέγχεται και ρυθμίζεται από τον συνδυασμό τοπογραφικών, θερμικών και δυναμικών παραγόντων, οι οποίοι και προσδίδουν την πολύπλοκη εικόνα κατανομής που απεικονίζεται στον χάρτη αυτό.

Σε γενικές γραμμές, μπορούμε να ερμηνεύσουμε την πολύπλοκη αυτή κατανομή αν τη συνδέσουμε, κατά περιοχές, με τους παράγοντες που είναι κυρίως υπεύθυνοι για την κατανομή της βροχόπτωσης και 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 Αλεούτιων νήσων 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 στις αντίστοιχες περιοχές του χάρτη όπου δρουν αυτού του είδους τα συστήματα. Ιδιαίτερα χαρακτηριστική είναι η παρουσία των υψηλών πιέσεων στην υποτροπική ζώνη, όπου η καθίζηση του ατμοσφαιρικού αέρα που προκαλείται και η αδιαβατική θέρμανση που συνοδεύει αυτή την καθίζηση οδηγούν σε ουσιαστικό περιορισμό των βροχοπτώσεων και στη δημιουργία των ερημικών ζωνών του πλανήτη.

2. Οι υψηλές ατμοσφαιρικές πιέσεις που κυριαρχούν στις δυτικές ακτές των ηπείρων, ως 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 εν λόγω θέσεις. Μια ματιά στις ακτές της Καλιφόρνιας ή του Περού μας πείθει για τη δράση των παραπάνω παραγόντων.
3. Στα σημεία εκείνα του πλανήτη όπου δρουν συστήματα ανέμων που αναστρέφουν εποχικά την πνοή τους, το ύψος του νετού ελέγχεται από τη φορά δράσης των συστημάτων αυτών. Ο χαρακτηριστικός μουσώνας της Ινδίας δίνει μεγάλα ποσά βροχοπτώσεων σε όλη την ευρύτερη περιοχή της ΝΑ Ασίας, κατά την περίοδο που αυτός πνέει από τη θάλασσα, και δίνει ελάχιστες ή ανύπαρκτες βροχοπτώσεις, όταν αυτός πνέει από την ασιατική ενδοχώρα. Η δράση των συστημάτων αυτών στη διαμόρφωση των βροχοπτώσεων φαίνεται χαρακτηριστικότερα μόνο στους μηνιαίους βροχομετρικούς χάρτες.
4. Μια ακόμα ζώνη με αυξημένες βροχοπτώσεις, διάσπαρτη όμως σε διάφορα σημεία του πλανήτη, αποτελούν 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 Βόρειας Αμερικής, οι νότιες Άνδεις, η Σκανδιναβική χερσόνησος, οι Δειναρικές Άλπεις, η Πίνδος κ.λπ.
6. Τα εσωτερικά των ηπείρων που βρίσκονται πολύ μακριά από τις θάλασσες δεν μπορούν να δεχτούν την επίδραση υγρών θαλάσσιων ανέμων, με αποτέλεσμα να παρουσιάζουν για αυτόν τον λόγο 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 περισσότερες στις θερμές περιοχές και λιγότερες στους πόλους.

6.8.2 Στην ελληνική περιοχή

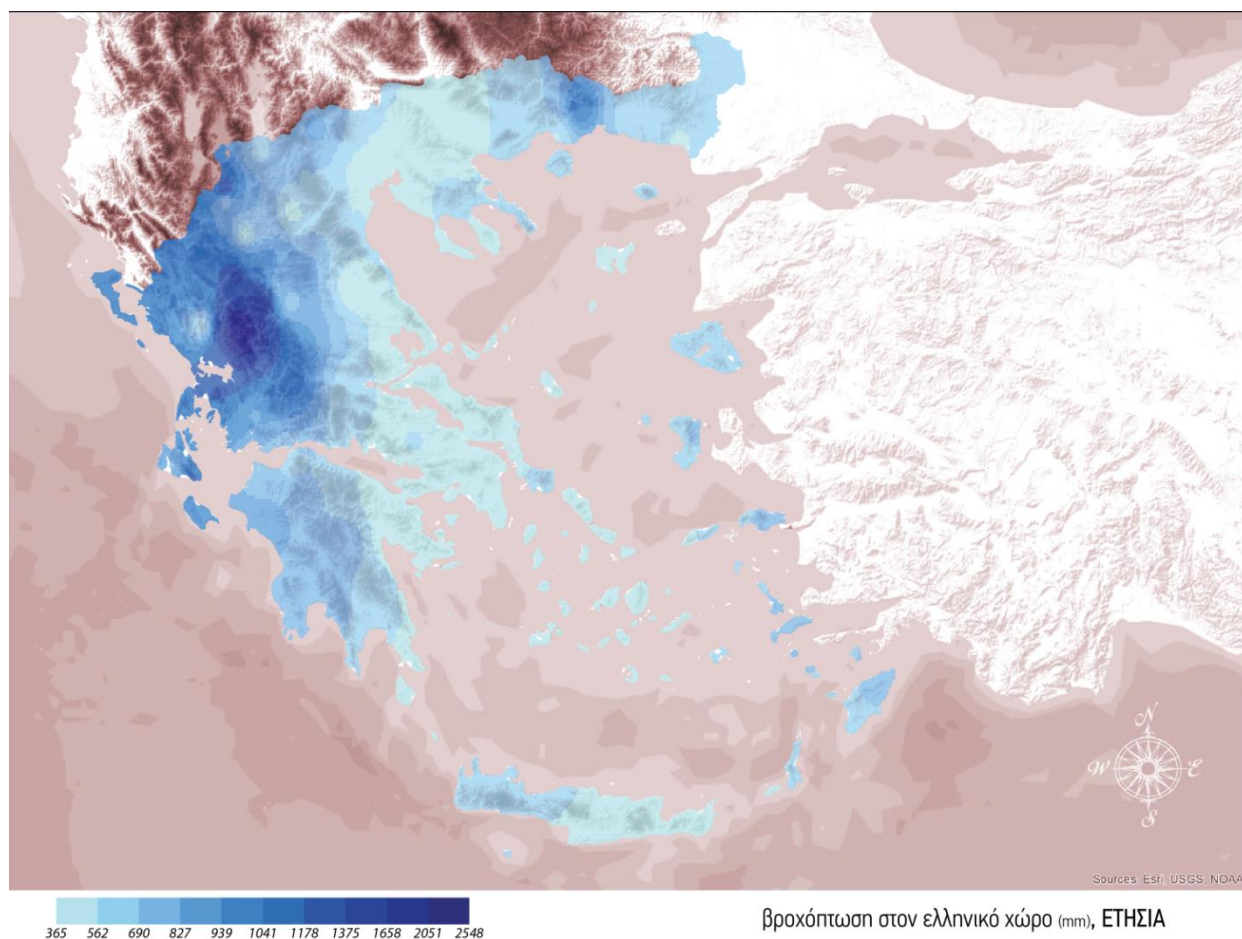
Στο [Σχήμα 6.2](#) δίνεται η γεωγραφική κατανομή της ετήσιας τιμής του ύψους βροχής πάνω από τον ελληνικό χώρο. Από τον βροχομετρικό χάρτη προκύπτουν τα παρακάτω συμπεράσματα:

1. Τα μεγαλύτερα ετήσια ύψη βροχής σημειώνονται πάνω από τις ορεινές και τις δυτικές περιοχές. Ο κανόνας αυτός ισχύει για ολόκληρη τη χώρα από το βορειοδυτικό άκρο της μέχρι την Κρήτη. Είναι φανερό ότι το ανάγλυφο παίζει σημαντικό ρόλο στην κατανομή της βροχής στη χώρα μας. Ένας δεύτερος σημαντικός παράγοντας των μεγαλύτερων βροχομετρικών υψών της δυτικής Ελλάδας αποδίδεται στα συστήματα χαμηλών πιέσεων της Μεσογείου και στις τροχιές των υγρών αερίων μαζών από τα δυτικά προς τα ανατολικά, οι οποίες συναντούν πρώτα τις περιοχές αυτές και αφήνουν εκεί τη μεγαλύτερη ποσότητα νερού που μεταφέρουν. Το ετήσιο βροχομετρικό ύψος στα νησιά του Ιονίου πελάγους είναι υψηλότερο από τα αντίστοιχα του Αιγαίου πελάγους. Η κατανομή αυτή των βροχών αποτυπώνεται με εντυπωσιακό τρόπο στην εξάπλωση των ζωνών βλάστησης.

2. Στις ανοιχτές από βορρά πεδιάδες της Θεσσαλονίκης και των Σερρών σημειώνονται μικρά σχετικά ύψη βροχής εξαιτίας της επίδρασης που δέχονται από τον ξηρό και καθοδικό άνεμο του Βαρδάρη και του Ρουπελιώτη (Μπαλαφούτης, 1977· Φλόκας, 1997· Stathis & Mavromatis, 2009).
3. Στη Θράκη και την ανατολική Μακεδονία η επίδραση του ανάγλυφου οδηγεί στην αύξηση του ύψους βροχής με την απομάκρυνση από τις ακτές προς τον ορεινό όγκο της Ροδόπης.
4. Στην ορεινή ζώνη Ηπείρου-Θεσσαλίας σημειώνονται τα μεγαλύτερα ετήσια ύψη βροχής, ξεπερνώντας σε κάποιες περιοχές τα 2200 mm (Στάθης, 1998· Stathis & Mavromatis, 2009). Η επίδραση της «ομβροσκιάς» της Πίνδου συνδέεται με τη σχετική ξηρότητα στη θεσσαλική πεδιάδα.
5. Οι περιοχές της ανατολικής Πελοποννήσου, της Αττικής και του Σαρωνικού κόλπου χαρακτηρίζονται από μικρές τιμές του ύψους βροχής.

Η οροσειρά της ελληνικής χερσονήσου που εκτείνεται σχεδόν κάθετα στην κίνηση των υγρών αέριων μαζών διαιρεί τη χώρα στην προσήνεμη και με πολλές βροχές δυτική και στην υπήνεμη ανατολικότερη. Τα βουνά της Εύβοιας, της Θεσσαλίας (Πήλιο, Όσσα) και βορειότερα ο Όλυμπος δημιουργούν μια δεύτερη εικόνα προσήνεμο-υπήνεμο με τις ανατολικές πλαγιές των βουνών να αποτελούν την ομβροπλευρά και τις δυτικές την ομβροσκιά. Το μέσο ετήσιο ύψος βροχής στον ελληνικό χώρο έχει υπολογιστεί ότι είναι ίσο με 823 mm.

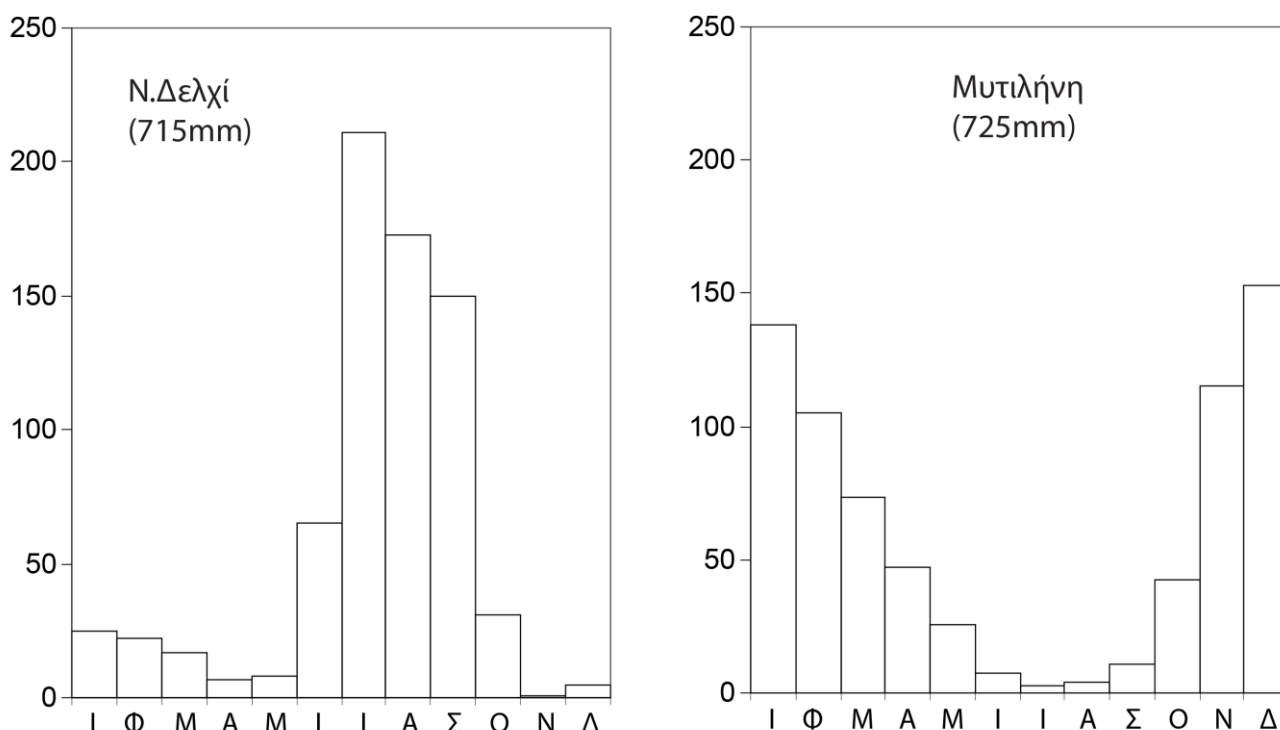
Στο [Σχήμα 2](#) του κεφαλαίου με το διαδραστικό υλικό παρουσιάζεται η ετήσια μεταβολή της βροχόπτωσης στον ελληνικό χώρο.



Σχήμα 6.2 Ετήσια κατανομή της βροχόπτωσης στη Ελλάδα.

6.9 Τα βροχομετρικά συστήματα

Η βροχόπτωση παρουσιάζει μεταβολές από μήνα σε μήνα και διαφέρει για κάθε περιοχή της Γης. Οι συνθήκες της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας που είναι υπεύθυνες για τις βροχές συνήθως δεν διατηρούνται αμετάβλητες ολόκληρο τον χρόνο. Όπου οι συνθήκες αυτές υπάρχουν όλο τον χρόνο θα εμφανίζονται και οι βροχοπτώσεις όλο τον χρόνο και τα ποσά του υετού δεν θα διαφέρουν σημαντικά από μήνα σε μήνα, όπως συμβαίνει π.χ. στον Ισημερινό. Σε άλλες περιοχές κυριαρχούν βροχερά καλοκαίρια, π.χ. στην Ινδία ή ξηρά καλοκαίρια, π.χ. στη Μεσογειακή λεκάνη.



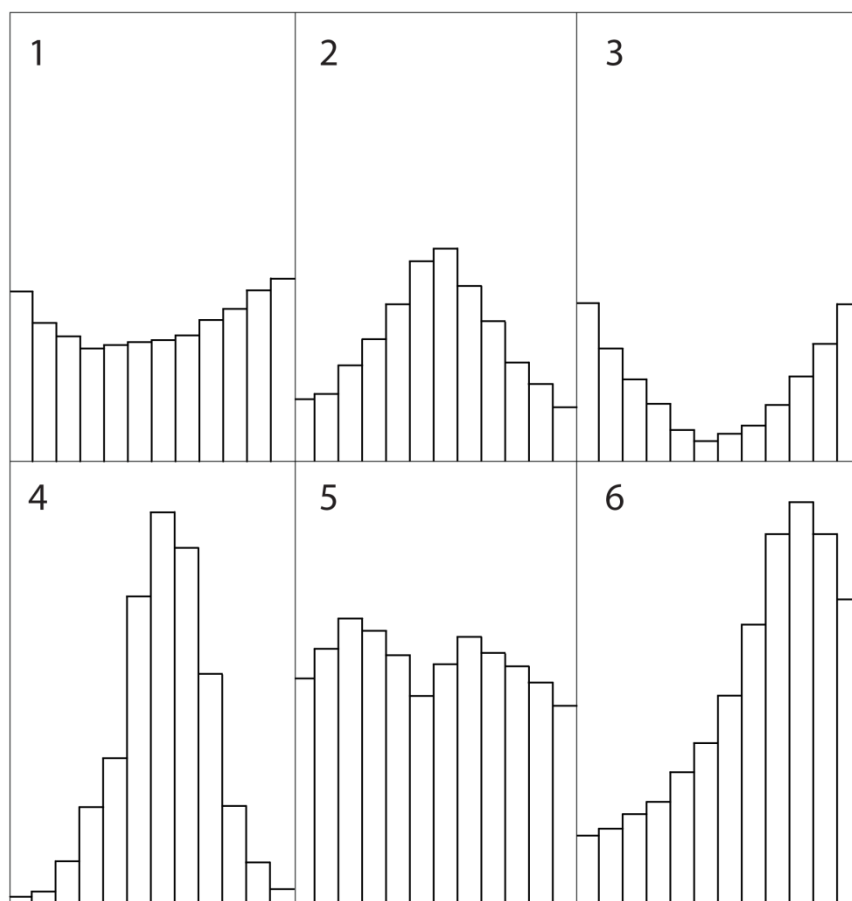
Σχήμα 6.3 Μέσο ετήσιο καθεστώς βροχής σε δύο σταθμούς με ίσα ετήσια ποσά βροχής.

Παρατηρείται δηλαδή ότι η περίοδος των βροχών διαφέρει από έναν τόπο σε άλλο. Επομένως, η ετήσια πορεία της βροχής μπορεί να χαρακτηρίζει και τον κλιματικό χαρακτήρα ενός τόπου. Για τον λόγο αυτό, η ετήσια πορεία της βροχής, δηλαδή το καλούμενο βροχομετρικό σύστημα, αποτελεί βασικό κλιματικό στοιχείο κάθε περιοχής. Είναι δυνατό δύο απομακρυσμένοι τόποι να έχουν τα ίδια ετήσια ύψη βροχής, αλλά το βροχομετρικό τους σύστημα να είναι τελείως διαφορετικό. Για παράδειγμα, μπορούμε να αναφέρουμε το Ν. Δελχί και τη Μυτιλήνη, όπου ενώ η μέση ετήσια βροχόπτωση είναι περίπου η ίδια (715 και 725 mm αντίστοιχα), η εποχική πορεία, δηλαδή το βροχομετρικό σύστημα, είναι τελείως διαφορετική, όπως φαίνεται στο [Σχήμα 6.3](#).

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

1. Θαλάσσιο βροχομετρικό σύστημα: επικρατεί επάνω από τους ωκεανούς και το μέγιστο των βροχών σημειώνεται κατά το φθινόπωρο και τον χειμώνα, αλλά τα ποσά της βροχής είναι σημαντικά και τους υπόλοιπους μήνες του έτους.
2. Ηπειρωτικό βροχομετρικό σύστημα: επικρατεί στα εσωτερικά των ηπείρων, με αυξημένες θερινές βροχές και χειμερινή συνήθως ξηρασία.

3. Μεσογειακό ή υποτροπικό βροχομετρικό σύστημα: απαντάται στις χώρες της Μεσογείου, την Καλιφόρνια, τη Νότια Αυστραλία και τη Νότια Αφρική. Χαρακτηρίζεται από θερινό ελάχιστο και χειμερινό μέγιστο της βροχόπτωσης.
4. Μουσωνικό βροχομετρικό σύστημα: χαρακτηρίζεται από άφθονες θερινές βροχοπτώσεις και χειμερινή ξηρασία. Απαντάται στις περιοχές όπου επικρατεί το σύστημα των μουσώνων, δηλαδή μια κατηγορία ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας, όπου οι άνεμοι παρουσιάζουν εποχική αντιστροφή, πνέοντας από τη θάλασσα προς την ξηρά κατά το θέρος και κατά την αντίθετη κατεύθυνση τον χειμώνα. Συναντάται στην Ινδία, Βιρμανία, Βιετνάμ κ.λπ.
5. Ισημερινό βροχομετρικό σύστημα: κυριαρχεί στην ισημερινή ζώνη που περικλείεται μεταξύ των παραλλήλων 10° βόρεια και νότια του Ισημερινού. Χαρακτηρίζεται από δύο μέγιστα βροχής, τα οποία σημειώνονται κατά τις ισημερίες.
6. Τροπικό σύστημα των ανατολικών ακτών: χαρακτηρίζει τις περιοχές των ανατολικών ακτών της τροπικής ζώνης, όπου κάνουν συχνή την εμφάνισή τους οι τροπικοί κυκλώνες. Επειδή η εποχή δράσης τους είναι το φθινόπωρο, οι βροχοπτώσεις έχουν τα μέγιστά τους κατά την εποχή αυτή.

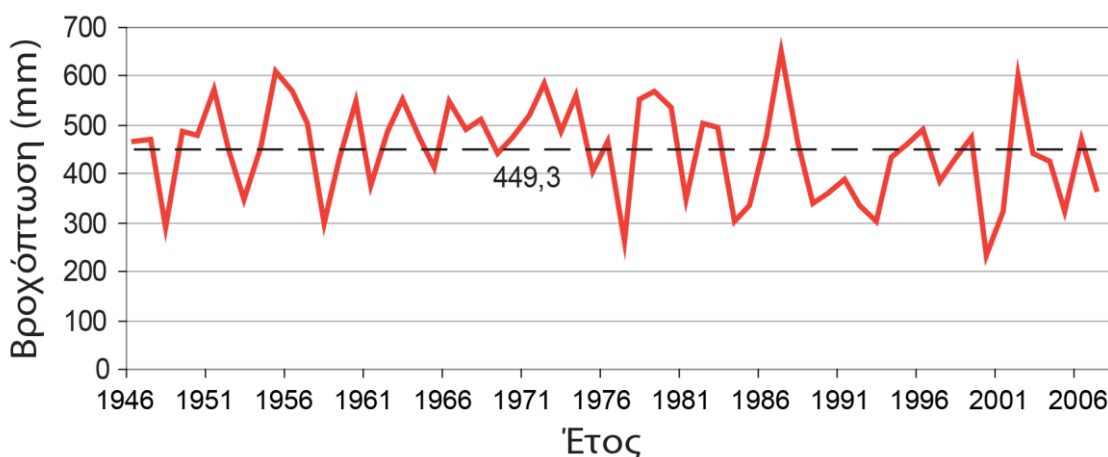


Σχήμα 6.4 Βροχομετρικά συστήματα της Γης: 1. Θαλάσσιο, 2. Ηπειρωτικό, 3. Μεσογειακό, 4. Μουσωνικό, 5. Ισημερινό και 6. Τροπικό ανατολικών ακτών.

6.10 Ξηρασίες και πλημμύρες

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

Στο [Σχήμα 6.5](#) δίνεται η διαχρονική πορεία των ετήσιων τιμών της βροχόπτωσης στη Θεσσαλονίκη για την περίοδο 1946-2008. Όπως δείχνει το σχήμα, οι ετήσιες τιμές είναι αρκετά μεγαλύτερες ή μικρότερες από τη μέση τιμή της περιόδου, που ανέρχεται στα 449,3 mm και απεικονίζεται στο σχήμα με την οριζόντια γραμμή. Το έτος 1977 είναι το ξηρότερο έτος, ενώ το 1987 είναι το βροχερότερο για την περίοδο των 52 ετών. Η διακύμανση της τιμής του νετού επάνω ή κάτω από τη μέση τιμή ονομάζεται μεταβλητότητα του νετού και αποτελεί σημαντική παράμετρο προκειμένου να προσδιοριστούν οι ξηρές ή οι υγρές εποχές σε έναν τόπο.



Σχήμα 6.5 Η διαχρονική πορεία της βροχής στη Θεσσαλονίκη.

Ο κίνδυνος ξηρασίας ή πλημμύρων σε μια περιοχή είναι τόσο μεγαλύτερος όσο μεγαλύτερη είναι η μεταβλητότητα της βροχής στην περιοχή αυτή. Για παράδειγμα, σε περιοχές όπου υπάρχουν βροχοπτώσεις όλο τον χρόνο (Ισημερινός) οι πλημμύρες είναι πολύ σπάνιες. Αντίθετα, όπου οι βροχές διαδέχονται ξηρές περιόδους, οι πλημμύρες είναι συχνές, π.χ. Ινδική χερσόνησος.

Προκειμένου να δοθεί μια ποσοτική έκφραση του συντελεστή μεταβλητότητας, έχει προσδιοριστεί μια σχέση η οποία συνδέει τις στατιστικές παραμέτρους του μέσου όρου $\bar{x}$ και του συντελεστή τυπικής απόκλισης σ , η οποία έχει τη μορφή:

$$V = 100 \cdot \left(\frac{\sigma}{\bar{x}} \right) \quad (1)$$

Όσο μεγαλύτερη είναι η τιμή του συντελεστή τόσο πιο επιρρεπής σε πλημμύρες είναι μια περιοχή. Το πρόβλημα της ξηρασίας ή της αφθονίας των βροχοπτώσεων είναι αρκετά πολυσύνθετο και αντιμετωπίζεται τόσο από μετεωρολογική όσο και από γεωργική άποψη. Για τον λόγο αυτό, υπάρχουν δύο έννοιες ξηρασιών: η μετεωρολογική και η γεωργική ξηρασία. Κατά τη μετεωρολογική ξηρασία, το πρόβλημα εντοπίζεται απλώς και μόνο στα ετήσια ή μηνιαία μεγέθη της βροχόπτωσης, τα οποία στην περίπτωση αυτή υπολείπονται της αντίστοιχης μέσης τιμής της βροχόπτωσης ([Σχήμα 6.5](#)).

Αν, για παράδειγμα, αναφερθούμε στη Μεσογειακή περιοχή, τότε η έλλειψη της βροχής σημειώνεται κατά την ψυχρή περίοδο, στην οποία κανονικά πρέπει να εμφανίζονται οι βροχοπτώσεις, ενώ παράλληλα μπορεί να παρουσιαστούν πολύ περισσότερες βροχοπτώσεις κατά τη 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, αν συμβαίνει το αντίθετο, μιλάμε για υγρό έτος. Αυτή η έλλειψη νερού μπορεί να μην προκαλεί προβλήματα στη γεωργία, δημιουργεί, όμως, προβλήματα σε άλλες δραστηριότητες του ανθρώπου, όπως ο τουρισμός, η ύδρευση κ.λπ. (Arnell, 1998). Αντίθετα, κατά τη γεωργική ξηρασία οι μειωμένες βροχοπτώσεις έχουν 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 (ο μήνας που αρχίζουν οι βροχοπτώσεις μετά από την εποχιακή περίοδο ξηρασίας) και καλύπτει το διάστημα των δώδεκα επόμενων συνεχών μηνών. Αυτή η διάκριση έχει το πλεονέκτημα ότι η υγρή περίοδος περιλαμβάνεται 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 της τρέχουσας καλλιεργητικής περιόδου. Στην Ελλάδα το υδρολογικό έτος αρχίζει συνήθως τον Οκτώβριο και τελειώνει τον Σεπτέμβριο του επόμενου έτους (Mavromatis & Stathis, 2010).

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. Στην περίπτωση αυτή μπορεί οι βροχοπτώσεις του πρώτου τριμήνου να είναι πολύ περιορισμένες, ενώ αυτές του τελευταίου τριμήνου να είναι πάρα πολύ άφθονες και να διαμορφώνουν τελικά ένα πολύ υγρό μετεωρολογικό έτος. Ωστόσο, στη γεωργία αυτές οι βροχές θα χρησιμοποιηθούν από τα φυτά που θα αναπτυχθούν κατά 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 στη βροχερή είτε στην ξηρή περίοδο. Η δημιουργία των πλημμυρών είναι το αποτέλεσμα ισχυρών ή πολύ ισχυρών βροχοπτώσεων. Βέβαια, δεν υπάρχουν απόλυτα ποσοτικά όρια της «υψηλής» ή «πολύ υψηλής» βροχόπτωσης ούτε της διάρκειας αυτών. Σε αδρές γραμμές μπορεί να θεωρηθεί ότι η πολύ ισχυρή βροχόπτωση ξεκινά από την τιμή των 25 mm/h και διαρκεί κατά μέσο όρο τουλάχιστον μία ώρα.

Ως γνωστό, η βροχή δημιουργείται με την ανύψωση και τη συμπύκνωση υγρού αέρα. Για την εκδήλωση ισχυρής βροχόπτωσης απαιτείται αφθονία ανυψούμενων υδρατμών, δηλαδή μεγάλη αναλογία μείξης στον ανυψούμενο αέρα και μεγάλη ταχύτητα ανύψωσης. Βεβαίως, όλοι οι υδρατμοί που δημιουργούν το νέφος δεν μετατρέπονται σε βροχή. Αυτή η διαπίστωση οδηγεί στον προσδιορισμό ενός συντελεστή αποτελεσματικότητας της βροχόπτωσης. Αυτός ο συντελεστής E συνδέει τη σχέση που υπάρχει ανάμεσα στον ρυθμό της βροχόπτωσης και στους εισερχόμενους υδρατμούς, σύμφωνα με τη σχέση (2):

$$R = E \cdot w \cdot q$$

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 ως ο λόγος της μάζας του νερού που πέφτει με τη βροχή (mp) προς τη μάζα των υδρατμών του νέφους (mi), δηλαδή $E = mp/mi$.

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 οι μηχανισμοί ελεύθερης μεταφοράς σύγκλισης και ανύψωσης 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 στα κατώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα, ώστε 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, κατά γενικό κανόνα ισχύει ότι οι ισχυρές βροχές συνδέονται με βραδέως κινούμενα βροχοφόρα συστήματα.

Μολονότι το σύνολο σχεδόν των πλημμυρών 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 ανυψούμενος υγρός αέρας συμπυκνώνεται και σχηματίζει βροχή στην ουσία κατά τον ίδιο τρόπο.

Η καταστροφική πλημμυρική δράση ενός ατμοσφαιρικού συστήματος συνδέεται κυρίως με την έντονη μεταβολή της θερμοκρασίας στην ανώτερη ατμόσφαιρα ανάμεσα στις στάθμες των 700 και 500 hPa. Μια διαφορά στη θερμοκρασία της τάξης των 25°C αποτελεί μια ουσιαστική ένδειξη επικείμενης πλημμύρας. Επίσης, μια σημαντική πτώση της κεντρικής επιφανειακής πίεσης των μετωπικών συστημάτων σε σχέση με τον χρόνο, που συνήθως ορίζεται στα 12 hPa/12ώρο, αποτελεί ένδειξη πλημμυρικής δράσης. Από την άποψη αυτή, είναι δυνατή η πρόβλεψη μιας επικείμενης πλημμύρας σε μια περιοχή.

Το θέμα των πλημμυρών, αλλά και των ξηρασιών παρουσιάζεται έντονο κατά τα τελευταία χρόνια σε διάφορα σημεία του πλανήτη. Η τρέχουσα περίοδος χαρακτηρίζεται γενικότερα από την εμφάνιση ακραίων καταστάσεων υψηλών βροχοπτώσεων, ξηρασίας, καύσωνα και θυελλών (Bosch et al., 2007). Τα αίτια αυτά θα πρέπει να αναζητηθούν σε κλιματικές διαδικασίες που μπορεί να σχετίζονται με φυσιολογικές βραδείας μεταβολής διακυμάνσεις του κλίματος ή να συνδέονται με τις ανθρώπινες δραστηριότητες και ιδιαίτερα με την 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.

6.11 Μέτρηση των κατακρημνισμάτων

6.11.1 Μέτρηση της βροχής

Η ποσότητα της βροχής που φτάνει στην επιφάνεια της Γης μετριέται σε χιλιοστά (mm) ύψους του υδάτινου στρώματος, το οποίο σχηματίζεται σε μια οριζόντια επιφάνεια. Η ποσοτική έκφραση του 1 χιλιοστού ύδατος σε επιφάνεια 1 τετραγωνικού μέτρου ισοδυναμεί με 1 λίτρο ύδατος ($1 \text{ mm} = 1 \text{ lt/m}^2$). Σήμερα για μελέτες αστικού κλίματος και άλλων εφαρμογών η βροχόπτωση εκφράζεται κατευθείαν σε

l/m^2 . Σε χώρες όπου οι βροχοπτώσεις είναι άφθονες, τα ύψη της βροχής μετριοούνται σε εκατοστά του μέτρου ή και σε ίντσες. Για τη μέτρηση των κατακρημνισμάτων χρησιμοποιούνται ειδικά όργανα με διαφορετικούς στόχους (Κυριαζόπουλος & Λιβαδάς, 1975· Φλόκας, 1997· Μπαλτάς, 2010):

- Απλή παρατήρηση (βροχόμετρα)
- Μηχανική αυτόματη καταγραφή (βροχογράφος)
- Ηλεκτρονική καταχώρηση (αισθητήρες-data loggers και λήψη στοιχείων σε μεγάλα χρονικά διαστήματα)
- Σύγχρονη καταχώρηση και τηλεμετάδοση (αισθητήρες και τηλεμετάδοση σε κεντρικούς Η/Υ).

Τα κύρια όργανα μέτρησης των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων είναι τα βροχόμετρα, οι βροχογράφοι, τα ραντάρ και οι δορυφόροι. Κάθε όργανο το οποίο μπορεί να συγκεντρώσει και να μετρήσει τη βροχή ονομάζεται βροχόμετρο ([Εικ. 6.3](#)). Οι πιο συνηθισμένοι τύποι βροχόμετρων είναι το ογκομετρικό και το δεκαπλασιαστικό. Το ογκομετρικό βροχόμετρο αποτελείται από μεταλλικό κυλινδρικό δοχείο με στόμιο στο επάνω μέρος για την είσοδο των κατακρημνισμάτων. Μέσα στο βροχόμετρο υπάρχει ειδικά κατασκευασμένο μικρότερο δοχείο συλλογής, όπου τα κατακρημνίσματα οδηγούνται διαμέσου χοάνης. Το όργανο τοποθετείται κατακόρυφα στην επιφάνεια του εδάφους και σε απόσταση συνήθως 1,5 m. Το νερό που συγκεντρώνεται μετριέται με ειδικό ογκομετρικό σωλήνα και το αποτέλεσμα της μέτρησης αποτελεί το ύψος της βροχής. Εμβαδά διατομής 200 έως 500 cm^2 θεωρούνται τα πλέον κατάλληλα. Στο δεκαπλασιαστικό βροχόμετρο η επιφάνεια του συλλέκτη είναι δεκαπλάσια του ογκομετρικού σωλήνα. Κατά συνέπεια, το ένα εκατοστόμετρο (cm) στον ογκομετρικό σωλήνα αντιστοιχεί σε ένα mm βροχής.



Εικόνα 6.3 Βροχόμετρο.

Οι βροχογράφοι ([Εικόνα 6.4](#)) είναι όργανα τα οποία, εκτός από τη μέτρηση του ύψους της βροχής, καταγράφουν και τη χρονική εξέλιξη του φαινομένου. Πρόκειται για όργανα ακριβέστερα σε σχέση με τα κοινά βροχόμετρα, που επιπλέον δεν απαιτούν συνεχή διεξαγωγή μετρήσεων. Διαθέτουν έναν περιστρεφόμενο κύλινδρο, ο οποίος λειτουργεί συνήθως με ωρολογιακό μηχανισμό ή με ηλεκτρικό ρεύμα. Σ' αυτόν περιτυλίσσεται χιλιοστομετρικό χαρτί με υποδιαίρεσεις. Ένας πλωτήρας, ο οποίος παρακολουθεί τις μεταβολές της στάθμης του όμβριου νερού στο δοχείο συλλογής, έχει στην άνω πλευρά του στέλεχος που καταλήγει σε γραφίδα. Με αυτή καταγράφεται η πορεία της στάθμης και, συνεπώς, το ύψος της βροχής στο ειδικό χαρτί που περιστρέφεται μαζί με τον κύλινδρο. Όταν το δοχείο γεμίσει, λειτουργεί μηχανισμός για την εκκένωσή του και επαναφορά της γραφίδας, οπότε στο διάγραμμα προκύπτει μια κατακόρυφη γραμμή. Για την εκκένωση του δοχείου χρησιμοποιούνται ειδικές

διατάξεις ανατροπής. Χρησιμοποιούνται τρεις τύποι καταγραφικών βροχογράφων: ο τύπος με πλωτήρα, ο τύπος με ανακλινόμενο κάδο και ο τύπος με ανατρεπτικό ζυγό.



Εικόνα 6.4 Βροχογράφοι διαφόρων τύπων.

Ο βροχογράφος με ανατρεπόμενους κάδους αποτελείται από δύο μικρούς κάδους που είναι τοποθετημένοι σε κοινό άξονα και μετακινούνται πάνω-κάτω, καθώς γεμίζουν με το νερό της βροχής που κατευθύνεται προς αυτούς απ' το χωνί του οργάνου. Για την ανατροπή ενός κάδου χρειάζεται βροχή ίση με το $1/4$ του χιλιοστού κι ο ελάχιστος χρόνος που απαιτείται για μια ανατροπή είναι $2/10$ του δευτερολέπτου. Οι ιδιότητες αυτές του οργάνου έχουν ως συνέπεια την εμφάνιση σφαλμάτων, όταν η βροχή είναι πολύ ελαφρά και χρειάζεται χρόνος για να γεμίσει ο κάδος, οπότε το νερό που συγκεντρώνεται σ' αυτόν υπόκειται σε εξάτμιση, καθώς και όταν η βροχή είναι πολύ ραγδαία κι ο κάδος γεμίζει σε χρόνο μικρότερο από $2/10$ sec. Οι ανατρεπόμενοι κάδοι συνδέονται με μηχανισμό καταγραφής που μεταφέρει τις παρατηρήσεις στο χαρτί καταγραφής.

Ο σταθμιστικός βροχογράφος αποτελείται από ένα δοχείο που είναι τοποθετημένο πάνω σε ένα ελατήριο. Καθώς το νερό της βροχής συγκεντρώνεται στο δοχείο, το ελατήριο συμπιέζεται προς τα κάτω και η συμπίεση αυτή μεταφέρεται από ένα μηχανισμό στο χαρτί καταγραφής. Η δυναμικότητα του οργάνου φτάνει να συγκεντρώσει μέχρι και 1000 mm βροχής. Μια παραλλαγή του οργάνου, αντί για χαρτί καταγραφής, χρησιμοποιεί διατρητική ταινία που μπορεί να εισαχθεί σε ηλεκτρονικό υπολογιστή. Στην περίπτωση αυτή χρειάζεται κάποια πηγή ενέργειας για τη λειτουργία του διατρητικού μηχανισμού.

Ο βροχογράφος με πλωτήρα αποτελείται από ένα δοχείο που συγκεντρώνει το νερό της βροχής και στο οποίο υπάρχει ένας πλωτήρας που μεταφέρει τις μεταβολές της στάθμης του νερού στο χαρτί καταγραφής με κατάλληλο μηχανισμό.

Για να αποφεύγονται χονδροειδή σφάλματα πρέπει σε κάθε αλλαγή ταινίας να μετριέται το συνολικό ύψος βροχής στον τελικό κύλινδρο συλλογής της βροχής και να συγκρίνεται με το αντίστοιχο συνολικό ύψος που καταγράφηκε στην ταινία.

Αντί του παραπάνω συμβατικού μηχανισμού καταγραφής, η σημερινή τεχνολογία μετρήσεων δίνει τη δυνατότητα μετατροπής της κίνησης του μηχανισμού αυτοματισμού της μέτρησης σε ψηφιακό σήμα. Το σήμα αυτό, αντί να καταγράφεται σε χαρτί, μπορεί να αποθηκεύεται σε ηλεκτρονικό καταχωρητή δεδομένων (data logger). Παράλληλα, υπάρχει η δυνατότητα της τηλεμετρίας, δηλαδή της μετάδοσης του σήματος αυτού (μετά από κατάλληλη διαμόρφωση) είτε ασύρματα (μέσω ραδιοπομπού ή και δορυφόρου) είτε ενσύρματα (μέσω τηλεφωνικής γραμμής) και της λήψης του την ίδια στιγμή σε άλλη απομακρυσμένη θέση.

Σήμερα υπάρχουν όργανα που αποτελούν συνδυασμό των τριών αυτών τύπων και είναι εφοδιασμένα με ηλεκτρονικά συστήματα τηλεμετρικής σύνδεσης, με τα οποία τα δεδομένα μεταφέρονται στην οθόνη ενός ηλεκτρονικού υπολογιστή.

6.11.2 Μέτρηση του χιονιού

Το χιόνι μπορεί να μετρηθεί είτε με όργανα ή με τη μέτρηση του ύψους του στο έδαφος. Η πιο συνηθισμένη μέθοδος είναι η μέτρηση με ειδικά όργανα που ονομάζονται χιονόμετρα. Αυτά διακρίνονται σε απλής ένδειξης ή καταγραφικά. Ο υπολογισμός του ύψους γίνεται είτε με τη ζύγιση του χιονιού είτε με τη μέτρηση του ύψους του νερού που προήλθε από την τήξη του χιονιού. Ορισμένοι τύποι χιονομέτρων μετρούν την πυκνότητα του χιονιού, ύστερα από διαίρεση του βάρους του διά του όγκου.

Το ύψος χιονόπτωσης μετριέται συνήθως σε χιονοτράπεζες. Αυτές είναι απλές οριζόντιες επιφάνειες όπου, αφού συσσωρευτεί το χιόνι, μετριέται το ύψος του με έναν κοινό πήχη. Μετά τη μέτρηση η τράπεζα καθαρίζεται από το χιόνι, ώστε να είναι έτοιμη για την επόμενη μέτρηση του ύψους χιονόπτωσης. Το ισοδύναμο ύψος νερού της χιονόπτωσης και η αντίστοιχη πυκνότητα μπορούν να μετρηθούν από τη χιονοτράπεζα, αν αυτή είναι εφοδιασμένη με ένα απλό σύστημα ζύγισης που μετρά το βάρος του χιονιού.

Το ύψος χιονοκάλυψης μετριέται εύκολα με την έμπηξη ενός κοινού πήχη ή την ανάγνωση σε μόνιμα εγκατεστημένη σταδία, της οποίας η μηδενική στάθμη συμπίπτει με την επιφάνεια του εδάφους. Το ισοδύναμο ύψος νερού της χιονοκάλυψης μετριέται με τη λήψη δείγματος χιονιού, μέσω της έμπηξης κατάλληλου κυλινδρικού δειγματολήπτη χιονιού και στη συνέχεια με τη ζύγιση του χιονιού που συλλέγεται. Για τη λήψη αντιπροσωπευτικών δειγμάτων ύψους χιονοκάλυψης και ισοδύναμου ύψους νερού αποφεύγεται η μέτρηση σε ένα 1 σημείο και προτιμάται η λήψη του μέσου όρου των μετρήσεων σε περίπου 6 σημεία κατά μήκος μιας προκαθορισμένης (μόνιμης) διαδρομής χιονομέτρησης με τυπικό μήκος 150-250 m. Τα τελευταία χρόνια αισθητήρες μέτρησης του ύψους της χιονόπτωσης με σύστημα τηλεμετάδοσης και αποθήκευσης των δεδομένων δίνουν τη δυνατότητα καταγραφής δεδομένων χιονιού σε δυσπρόσιτες περιοχές.

Μια άλλη κατηγορία μέτρησης του ύψους της χιονόπτωσης, οι οποίες δίνουν επιπλέον και την έκταση της χιονοκάλυψης, στηρίζονται στη φωτογραμμετρία (με αεροφωτογραφίες). Η έκταση της χιονοκάλυψης μπορεί να προσδιοριστεί και από δορυφορικές εικόνες.

Πρέπει να σημειωθεί ότι οι ακριβείς μετρήσεις του χιονιού είναι δύσκολο να γίνουν, γιατί πολλές φορές τμήματα των νιφάδων δεν πέφτουν μέσα στο χιονόμετρο αλλά παρασύρονται από τον άνεμο ή προσκολλώνται στο χείλος του χωρίς να εισέρχονται και να τήκονται σε αυτό.

6.12 Δάσος και βροχές

Ο ρόλος των βροχών για την ευδοκίμηση του δάσους είναι σημαντικός. Το δάσος καταναλώνει με τη διαπνοή σημαντική ποσότητα νερού που ανέρχεται, ανάλογα με το δασοπονικό είδος, σε 100-450 mm

βροχής ετησίως (Ντάφης, 1986). Η ποσότητα αυτή αντλείται από το έδαφος που με τη σειρά του εφοδιάζεται με νερό από τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα (βροχές και χιόνια).

Από οικολογική άποψη έχει σημασία το συνολικό ύψος της βροχής, η κατανομή των βροχοπτώσεων κατά τη διάρκεια του έτους, η ένταση και η διάρκεια των βροχών. Η σημασία του ετήσιου ύψους βροχής είναι, από οικολογική άποψη, μεγαλύτερη από εκείνη της μέσης θερμοκρασίας, γιατί ένα σημαντικό μέρος των βροχών που πέφτουν κατά τη διάρκεια της βλαστητικής ηρεμίας αποθηκεύεται στο έδαφος και χρησιμοποιείται από τα φυτά κατά την άνομβρη περίοδο, η οποία στη χώρα μας εμφανίζεται κατά τη διάρκεια της βλαστητικής δραστηριότητας.

Ακόμα μεγαλύτερη σημασία από το συνολικό ύψος βροχής παρουσιάζει για την οικολογία η κατανομή των βροχοπτώσεων κατά τη διάρκεια του έτους και ιδιαίτερα το νερό της βροχής που πέφτει κατά τη διάρκεια της βλαστητικής περιόδου. Στη χώρα μας με το μεσογειακό κλίμα οι βροχές εμφανίζονται το ψυχρό εξάμηνο (Οκτώβριο-Μάρτιο) με ένα ή δύο μέγιστα την άνοιξη και το φθινόπωρο ή αρχές χειμώνα και ένα ελάχιστο κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού. Στα ηπειρωτικά κλίματα οι βροχές πέφτουν κυρίως κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού και εμφανίζουν ένα ελάχιστο κατά τη διάρκεια του χειμώνα. Στα ωκεανικά κλίματα οι βροχές κατανέμονται σχεδόν ομοιόμορφα σ' όλη τη διάρκεια του έτους. Στη χώρα μας εμφανίζεται μια πολύ ξηρή, χωρίς βροχές, περίοδος που διαρκεί 1-5 μήνες. Η διάρκεια της ξηρής περιόδου λιγοστεύει από τον νότο προς τον βορρά και στο εσωτερικό της χώρας με το υπερθαλάσσιο ύψος. Η μεγαλύτερη ξηρή περίοδος εμφανίζεται στη ΝΑ Ελλάδα και τα νησιά του Ν. Αιγαίου, όπου διαρκεί 4-5 μήνες, και η μικρότερη 1-2 μήνες στη Βόρεια Ελλάδα και στις οροσειρές της Κεντρικής και Βόρειας Ελλάδας.

Κατά συνέπεια, οι οικολογικές συνθήκες από την άποψη του ύψους και της κατανομής των βροχοπτώσεων βελτιώνονται προοδευτικά από τον νότο προς τον βορρά και στο εσωτερικό της χώρας με μεγάλο υψόμετρο στις οροσειρές της Κεντρικής Πελοποννήσου, της Κεντρικής και Βόρειας Ελλάδας. Η βελτίωση αυτή αντικατοπτρίζεται με τρόπο εντυπωσιακό στην εξάπλωση των διαφόρων ζωνών βλάστησης. Σε αυτό συμβάλλει και η μεταβολή της θερμοκρασίας και υγρασίας του αέρα. Στις οροσειρές της Ανατολικής Ελλάδας (Πήλιο, Μαυροβούνι, Όσσα, Όλυμπος, Πιέρια, Βέρμιο, Χαλκιδική) οι ανατολικές πλαγιές που βρίσκονται προς τη θάλασσα δέχονται περισσότερες και καλύτερα κατανεμημένες βροχοπτώσεις με αποτέλεσμα μια ανάλογη επίδραση στην εμφάνιση της βλάστησης (Φλόκας & Χρονοπούλου, 2010). Η ένταση και η διάρκεια των βροχών ασκεί επίσης σημαντική επίδραση στο δάσος και τη βλάστηση γενικότερα. Βροχές με μέτρια ένταση και μεγάλη διάρκεια είναι πιο ευνοϊκές, γιατί τα νερά τους εισέρχονται στο δασικό έδαφος, αποθηκεύονται και αξιοποιούνται από τα φυτά κατά την ξηρή περίοδο. Ασθενείς, μικρής έντασης και μικρής διάρκειας βροχές συγκρατούνται από τις κόμες των δέντρων του δάσους, από όπου και εξατμίζονται, χωρίς να φτάσουν στο έδαφος. Βροχές μεγάλης έντασης, που πέφτουν με μορφή καταιγίδων συνήθως μικρής διάρκειας, ασκούν δυσμενή επίδραση, γιατί τα νερά τους απορρέουν επιφανειακά και προκαλούν ισχυρές διαβρώσεις. Οι περισσότερες ανοιξιότικες και σχεδόν όλες οι καλοκαιρινές βροχές της χώρας μας ανήκουν στην κατηγορία αυτή και αποτελούν την αιτία του έντονου προβλήματος διάβρωσης των ορεινών εδαφών των λεκανών απορροής, η οποία προήλθε από την καταστροφή των δασών. Βροχές που πέφτουν την άνοιξη (εαρινές) κατά τη διάρκεια της ανθοφορίας μπορούν να προκαλέσουν ζημιές στην καρποφορία, εμποδίζοντας την επικονίαση των διαφόρων φυτικών ειδών.

6.13 Επίδραση του δάσους πάνω στις βροχές

Τα δάση βρίσκονται συνήθως σε περιοχές με πολλές βροχοπτώσεις. Το γεγονός αυτό οδήγησε στη διατύπωση της θεωρίας ότι το δάσος προκαλεί αύξηση του ύψους βροχής. Οι έρευνες όμως δείχνουν ότι

κάτι τέτοιο δεν ισχύει. Σε περιοχές που δέχονται βροχές ανάγλυφου παρατηρείται μια μικρή αύξηση που ανέρχεται σε ποσοστό έως 6%. Κατά συνέπεια, το δάσος δεν είναι το αίτιο αλλά το αποτέλεσμα των βροχοπτώσεων. Σημαντική είναι η αύξηση της ομιχλοβροχής, ιδιαίτερα σε δάσος κωνοφόρων. Όταν η υγρασία του αέρα είναι πολύ μεγάλη ή έχει σχηματιστεί ομίχλη, επειδή η θερμοκρασία των βελονών και των φύλλων είναι συνήθως μικρότερη από εκείνη της ατμόσφαιρας, οι υδρατμοί που έρχονται σε επαφή μαζί τους υγροποιούνται. Με τον κορεσμό των βελονών ή των φύλλων αρχίζει η απόσπαση σταγόνων από αυτά και η πτώση τους στο έδαφος σαν βροχή. Το φαινόμενο αυτό καλείται ομιχλοβροχή. Το νερό που σχηματίζεται με αυτόν τον τρόπο μπορεί μερικές φορές να αποτελεί σημαντικό ποσοστό του ετήσιου ύψους βροχής. Οι ομιχλοβροχές έχουν μεγάλη σημασία για το υδατικό ισοζύγιο του δάσους, γιατί ένα μεγάλο μέρος των κατακρημνισμάτων που φτάνουν σαν βροχές ή χιόνια συγκρατούνται από την κομοστέγη και χάνονται.

Επειδή παρεμβάλλεται μεταξύ της ατμόσφαιρας και του εδάφους, το δάσος ασκεί σημαντική επίδραση στα νερά που πέφτουν πάνω σε αυτό και στην απορροή τους. Έτσι, ένα σημαντικό μέρος από τα νερά των βροχών που φτάνει στην κομοστέγη του δάσους συγκρατείται πάνω σ' αυτή και εξατμίζεται χωρίς να φτάσει ποτέ στο έδαφος. Το ποσοστό του νερού που συγκρατείται από την κομοστέγη εξαρτάται από το δασοπονικό είδος, την ηλικία, την πυκνότητα και τη δομή της συστάδας και από την ένταση και διάρκεια της βροχής. Με την ένταση και τη διάρκεια της βροχής το ποσοστό του νερού που συγκρατείται από την κομοστέγη μειώνεται σημαντικά. Επίσης, εξαρτάται και από την ταχύτητα του ανέμου. Ισχυροί άνεμοι ανακινούν τα κλαδιά της κόμης των δένδρων, με αποτέλεσμα το νερό που κρατήθηκε στην κόμη να απομακρύνεται και να φτάνει στο έδαφος. Σε ετήσια βάση και κατά μέσο όρο το ποσοστό του νερού των βροχών που συγκρατείται από την κομοστέγη του δάσους κυμαίνεται από 10-50%. Το ποσοστό αυτό εξαρτάται από το είδος (κωνοφόρο, πλατύφυλλο) από την πυκνότητα και δομή των συστάδων. Αυτή είναι μια αρνητική επίδραση του δάσους στην υδατική του οικονομία.

Από το νερό της βροχής που φτάνει μέχρι το έδαφος ένα μέρος (5-20%) εξατμίζεται από αυτό, ένα μικρό μέρος απορρέει επιφανειακά και το μεγαλύτερο μέρος διηθείται μέσα στο έδαφος. Από το νερό που διηθείται μέσα στο έδαφος ένα σημαντικό μέρος καταναλώνεται από τα δασικά δένδρα (15-30%), ένα μέρος συγκρατείται από το έδαφος και το υπόλοιπο απορρέει μέσα από το έδαφος και εμπλουτίζει τα φρεάτια ύδατα. Το ποσό του νερού που καταναλώνεται με τη διαπνοή από τα δασικά δένδρα φτάνει τα 100-450 mm βροχής. Αν σ' αυτό προσθέσουμε και το νερό που συγκρατείται από την κομοστέγη καθώς και το νερό που διαπνέεται από την υποβλάστηση ή εξατμίζεται από το έδαφος, έχουμε τη συνολική εξατμισοδιαπνοή του δάσους. Το ύψος της εξατμισοδιαπνοής του δάσους, όταν συγκρίνεται με το αντίστοιχο από άλλες φυτοκοινωνίες ή με το γυμνό εδάφος, είναι σχετικά μεγαλύτερο.

Γίνεται παραδεκτό ότι το δάσος μειώνει τη μέση ετήσια απορροή κατά 10-20%, επιδρά όμως ρυθμιστικά πάνω στα πλημμυρικά νερά και προκαλεί σοβαρή μείωση των πλημμυρικών αιχμών κατά 50-60%. Το φύλλωμα, ο χούμος, η παρεδαφιαία βλάστηση και οι κορμοί δένδρων και θάμνων παρεμποδίζουν και επιβραδύνουν την κίνηση του νερού, αναγκάζοντάς το να διηθηθεί μέσα στο έδαφος. Εδώ είναι που υπερτερεί το δάσος απέναντι σε όλα τα άλλα χερσαία οικοσυστήματα, γιατί το έδαφός του, που είναι διασωληνωμένο από τις ρίζες και τις στοές από σκουλήκια, έντομα, ποντίκια και άλλα ζώα, παρουσιάζει το μεγαλύτερο πορώδες και τη μεγαλύτερη ταχύτητα διήθησης.

Έτσι, το δασικό έδαφος μέχρι τον κορεσμό του με νερό μπορεί να συγκρατήσει τεράστιες ποσότητες νερού. Για παράδειγμα, το δασικό έδαφος βάθους 0,5 m είναι δυνατό να συγκρατήσει μέχρι 146 mm βροχής. Η ικανότητα συγκράτησης νερού από το δασικό έδαφος εξαρτάται από το βάθος του εδάφους, το πορώδες του, την κατάσταση υγρασίας του, τη σύνθεση και δομή της συστάδας, καθώς και από το είδος και τη διάρκεια της βροχής. Επίσης, εξαρτάται και από τον δασοκομικό χειρισμό ο οποίος επηρεάζει το πορώδες και τη διαπερατότητα του εδάφους.

Με τον τρόπο αυτό το δάσος δρα σαν μια τεράστια ρυθμιστική δεξαμενή, αποταμιεύοντας νερό κατά τη διάρκεια των βροχών, μειώνοντας ταυτόχρονα τις πλημμυρικές αιχμές μέχρι 50-70% και αποδίδοντας νερό κατά τη διάρκεια της ξηρής περιόδου. Η εν λόγω ιδιότητα έχει τεράστια σημασία τόσο για την υδατική οικονομία του ίδιου του δασικού οικοσυστήματος όσο και για τα γειτονικά επηρεαζόμενα από το δάσος οικοσυστήματα. Η συνολική, όμως, ετήσια απορροή είναι μικρότερη από τις δασωμένες λεκάνες απορροής σε σύγκριση με λεκάνες απορροής που καλύπτονται από άλλες μορφές βλάστησης.

Ανακεφαλαίωση μαθήματος

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ahrens, D.C. (2003). *Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment*. Pacific Grove: Brooks Cole.
- Arnell, N.W. (1998). Climate change and water resources in Britain. *Climatic Change*, vol. 39(1), pp. 83–110. doi: 10.1023/A:1005339412565.
- Bosch, P., Dave, R., Davidson, O., Metz, B. & Meyer L. (eds.) (2007). *Climate Change 2007. Mitigation of climate change*. Cambridge: University Press.
- Critchfield, H.J. (1974³). *General Climatology*. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall.
- Goldberg, V., Mayer, H., Schindler, D., Söhl, D. & Bernhofer, C. (2012). Entwicklungen in der forstlichen Meteorologie. *Agrar- und Forstmeteorologie*. Jahrgang 38, Heft 1/2, pp. 69-79.
- Καρακώστας, Θ. Σ. (1999). Το Εθνικό Πρόγραμμα Χαλαζικής Προστασίας των Καλλιεργειών: Παρελθόν-Παρόν-Μέλλον, Σκέψεις-Απόψεις. *Συνάντηση Διαμόρφωσης Πολιτικής (Cross Meeting) με θέμα: Συντονισμένο Πρόγραμμα Ενεργητικής Προστασίας*. Νάουσα: Οργανισμός Ελληνικών Γεωργικών Ασφαλίσεων (ΕΛ.Γ.Α.).
- Κυριαζόπουλος, Β. & Λιβαδάς, Γ. (1975⁶). *Πρακτική Μετεωρολογία*. Θεσσαλονίκη: Α.Π.Θ.
- Κωτούλας, Δ. (1982). *Το χιόνι, οι χιονολισθήσεις και η διευθέτησή τους*. Θεσσαλονίκη: Α.Π.Θ.
- Κωτούλας, Δ. (2001). *Υδρολογία και Υδραυλική Φυσικού Περιβάλλοντος*. Θεσσαλονίκη: Α.Π.Θ.
- Μαριολόπουλος, Η. Γ. (1938). *Το κλίμα της Ελλάδος*. Αθήναι: Ακαδημία Αθηνών.
- Mavromatis, T. & Stathis, D. (2010). Response of the water balance in Greece to temperature and precipitation trends. *Theoretical Applied Climatology*, 104, pp.13-24. doi:10.1007/s00704-010-0320-9.
- Μαχαίρας, Π. & Μπαλαφούτης, Χ. (1984). *Γενική Κλιματολογία με στοιχεία Μετεωρολογίας*. Θεσσαλονίκη: University Studio Press.
- Μαχαίρας, Π. & Μπαλαφούτης, Χ. (1985). *Μαθήματα Γενικής Κλιματολογίας με στοιχεία Βιοκλιματολογίας*. Θεσσαλονίκη: Γιαχούδη-Γιαπούλη.
- Morgan, J.M. & Morgan, M.D. (1991³). *Meteorology*. New York: McMillan.
- Μπαλαφούτης, Χ.Ι. (1977). *Συμβολή εις την Μελέτην του Κλίματος της Μακεδονίας και Δυτικής Θράκης (Διατριβή επί Δικτατορία)*. Θεσσαλονίκη.
- Μπαλτάς, Ε.Α. (2010). *Εφαρμοσμένη Μετεωρολογία*. Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις Ζήτη.
- Ντάφης, Σ. (1986). *Δασική Οικολογία*. Θεσσαλονίκη: Γιαχούδη-Γιαπούλη.
- Peel, M.C., Finlayson, B.L. & McMahon, T.A. (2007). *Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification*. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11: 1633-1644.
- Στάθης, Ι.Δ. (1998). *Τα μετεωρολογικά χαρακτηριστικά της Πίνδου από υδρολογική άποψη (Διδακτορική Διατριβή)*. Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη.
- Stathis, D. & Mavromatis, T. (2009). Characteristics of precipitation in Thessalonica area, north Greece. *Fresenius Environmental Bulletin*, 18(7b), pp. 1270-1275.

- Stathis, D. & Myronidis, D. (2009). Principal component analysis of precipitation in Thessaly region (Central Greece). *Global NEST Journal*, 11(4), pp. 467-476.
- Sumner, G.N. (2000). *Precipitation: Process and Analysis*. New York: Wiley.
- Φλόκας, Α.Α. (1997). *Μαθήματα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας*. Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις Ζήτη.
- Φλόκας, Α. & Χρονοπούλου, Α. (2010). *Μαθήματα Γεωργικής Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας*. Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις Ζήτη.

7. Η ατμόσφαιρα σε κίνηση

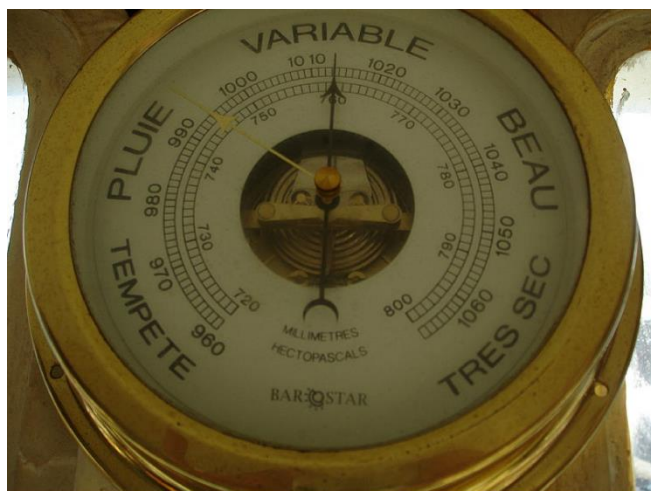
Στο έβδομο κεφάλαιο περιγράφεται η ατμοσφαιρική πίεση και τα χαρακτηριστικά της κίνησης του ατμοσφαιρικού αέρα. Περιγράφονται τα όργανα μέτρησης της ατμοσφαιρικής πίεσης και του ανέμου. Στη συνέχεια περιγράφονται τα συστήματα ανέμου θερμικής κυκλοφορίας και ο τρόπος που επηρεάζουν τον καιρό και το κλίμα. Τέλος, περιγράφονται οι σχέσεις ανέμου και φυτικών οργανισμών και τα μέτρα προστασίας των φυτών από τον άνεμο.

7.1 Η ατμοσφαιρική πίεση

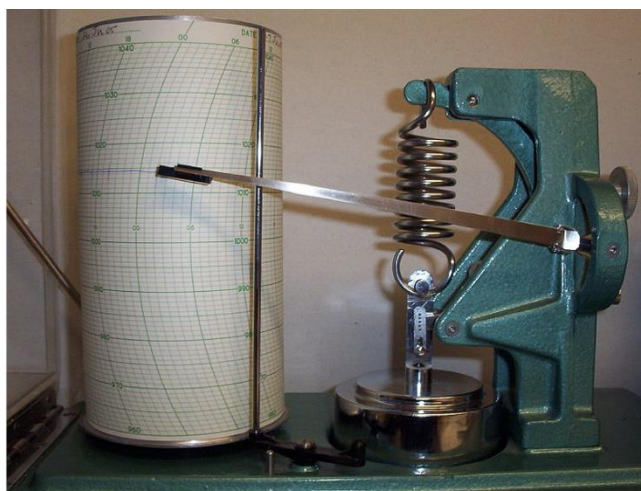
Η ατμόσφαιρα είναι ένα στρώμα αερίων με ύψος μεγαλύτερο από 1000 km που πιέζει τις επιφάνειες που βρίσκονται στο έδαφος ή σε ορισμένο ύψος από αυτό. Η πίεση που ασκείται στη μονάδα επιφάνειας οφείλεται στο βάρος της αέριας στήλης που βρίσκεται πάνω από αυτή και ονομάζεται ατμοσφαιρική ή βαρομετρική πίεση.

Η ατμοσφαιρική πίεση αποτελεί μια από τις πιο σημαντικές κλιματικές παραμέτρους, γιατί συνδέεται με τη θερμοκρασία που είναι το αίτιο των μεταβολών της και με τους ανέμους οι οποίοι είναι αποτέλεσμα των διαφορών της θερμοκρασίας ανάμεσα σε δύο τόπους.

Το όργανο μέτρησης της ατμοσφαιρικής πίεσης ονομάζεται βαρόμετρο ([Εικ. 7.1α](#)). Η λειτουργία του οργάνου αυτού στηρίζεται σε ένα υγρό ή στερεό στοιχείο που αντιδρά στη δύναμη η οποία εφαρμόζεται σε αεροστεγές υλικό το οποίο διαχωρίζει την ατμοσφαιρική πίεση από μια άλλη δύναμη αναφοράς. Τα βαρόμετρα διακρίνονται σε απλής ένδειξης και σε αυτογραφικά που ονομάζονται βαρογράφοι ([Εικ. 7.1β](#)) (Κυριαζόπουλος & Λιβαδάς, 1975· Φλόκας, 1997).



α



β

Εικόνα 7.1 Βαρόμετρο (α) και μεταλλικός βαρογράφος (β). Το παρόν έργο αποτελεί κοινό κτήμα (public domain).

Πηγή: [URL](#)

Η ατμοσφαιρική πίεση εκφράζει τη δύναμη που ασκεί η μάζα του αέρα στη μονάδα της επιφάνειας. Στο διεθνές σύστημα μονάδων (MKS), ως μονάδα δύναμης ορίζεται το Newton και ως μονάδα επιφάνειας το τετραγωνικό μέτρο. Έτσι, ως μονάδα πίεσης ορίζεται το $\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$. Το 1 Pascal ισοδυναμεί με την πίεση που ασκεί το $1\text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$. Η ατμοσφαιρική πίεση εκφράζεται σε μονάδες Pascal, τα hectopascals (hPa). Η ατμοσφαιρική πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας ισούται με 1013,25 hPa. Αντίστοιχη μονάδα πίεσης που χρησιμοποιείται πολύ συχνά ακόμη και σήμερα είναι το mb, το οποίο αριθμητικά ισούται με 1 hPa. Άλλες μονάδες πίεσης είναι το mmHg, ή Torr, το οποίο ισούται 0,75 hPa.

Προκειμένου να είναι δυνατή η σύγκριση των τιμών της ατμοσφαιρικής πίεσης που προσδιορίζεται σε διαφορετικές θέσεις απαιτούνται οι ακόλουθες διορθώσεις: α) αναγωγή όλων των μετρήσεων στη μέση στάθμη της θάλασσας ($h=0$ μέτρα), β) αναγωγή στο γεωγραφικό πλάτος των 45° , λόγω της διαφορετικής τιμής του συντελεστή βαρύτητας g , καθώς κινούμαστε από τον Ισημερινό προς τους πόλους και γ) αναγωγή στη θερμοκρασία των 0°C , προκειμένου να αποφευχθεί το σφάλμα διαστολής του υδραργύρου του οργάνου μέτρησης της πίεσης, που ονομάζεται βαρόμετρο.

Επομένως, η δεδομένη τιμή της πίεσης σε ένα συγκεκριμένο τόπο σε ορισμένη χρονική στιγμή καθορίζεται από την ποσότητα του αέρα που βρίσκεται επάνω από τον τόπο μέτρησης και εκτείνεται μέχρι το ανώτερο όριο της ατμόσφαιρας. Αν το ποσό του αέρα στη στήλη αυτή αλλάξει, τότε θα αλλάξει και η τιμή της πίεσης.

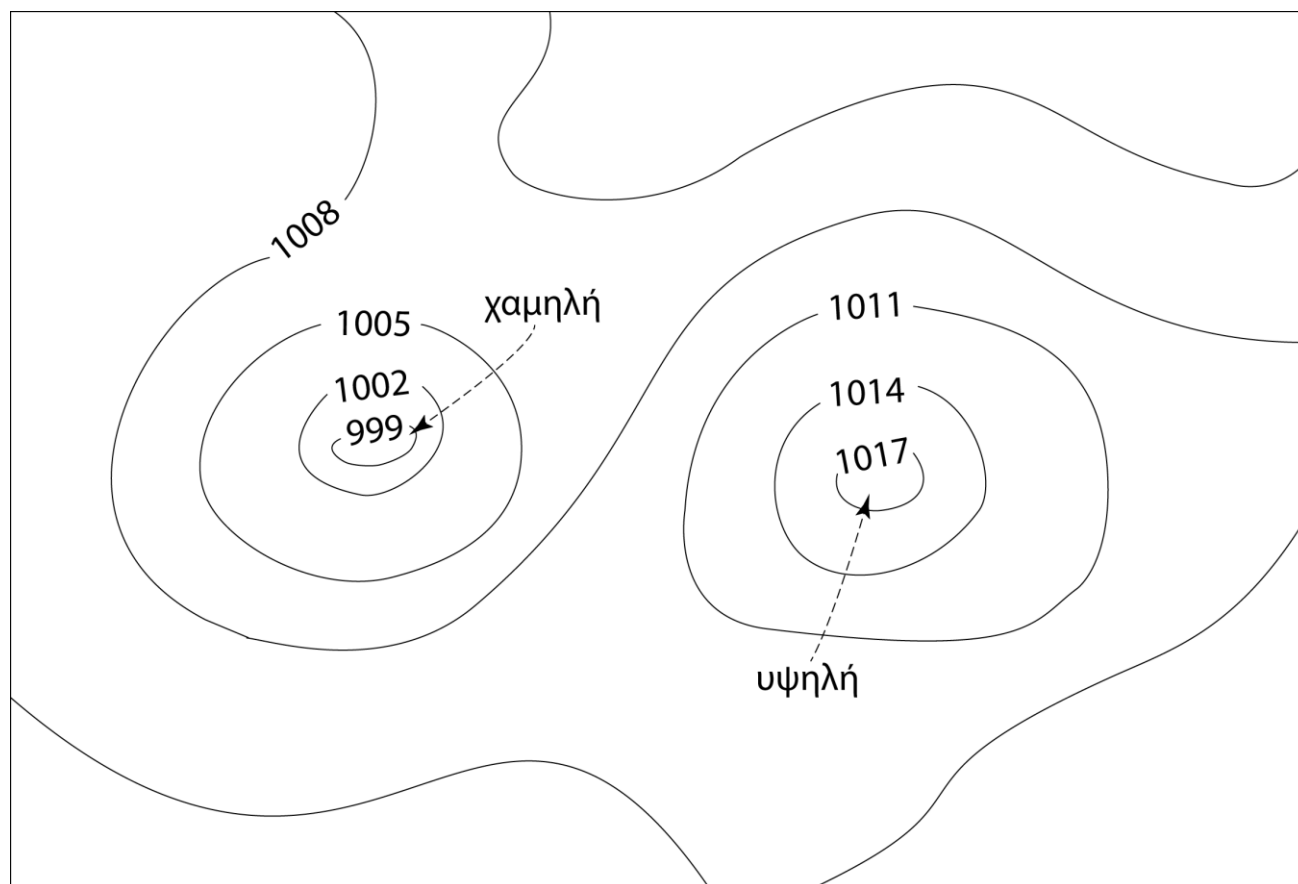
Η ατμοσφαιρική πίεση υφίσταται σημαντικές μεταβολές κατά την κατακόρυφη και την οριζόντια έννοια. Η κατακόρυφη μεταβολή οφείλεται στην χαρακτηριστική ιδιότητα του αέρα να είναι συμπιεστός. Τα υπερκείμενα στρώματα συμπιέζουν τα υποκείμενα, με αποτέλεσμα η πίεση να αυξάνεται όσο πλησιάζουμε προς την επιφάνεια της Γης. Η ανομοιόμορφη θέρμανση της Γης και, συνεπώς, και η ανομοιόμορφη κατανομή της αέρας μάζας οδηγεί σε μια ποικιλία τιμών ατμοσφαιρικής πίεσης στην επιφάνεια της Γης. Η οριζόντια κατανομή της πίεσης ή το πεδίο της πίεσης είναι πολύ ουσιαστικά για τη μελέτη της κίνησης των ανέμων. Για να αναλυθούν οι άνεμοι θα πρέπει κατά πρώτον να αναλυθεί η κατανομή της πίεσης. Αυτό γίνεται με δύο διαφορετικές διαδικασίες που σχετίζονται με τον χώρο μελέτης της πίεσης που μπορεί να αναφέρεται είτε στη στάθμη της θάλασσας είτε μακριά από την επιφάνεια της Γης, σε διάφορα ύψη μέσα στην ατμόσφαιρα. Για αναλύσεις στη στάθμη της θάλασσας σχεδιάζονται καμπύλες ίσης πίεσης, που ονομάζονται ισοβαρείς, ενώ για την ελεύθερη ατμόσφαιρα χαράσσονται ισοϋψείς καμπύλες επάνω σε επιφάνειες ίσης ή σταθερής πίεσης, που εκφράζουν το γεωδυναμικό ύψος.

Οι ισοβαρείς είναι γραμμές οι οποίες ενώνουν σημεία ίσης πίεσης. Είναι φανερό ότι δεν είναι δυνατόν να ενωθούν όλα τα σημεία του χάρτη που παρουσιάζουν την ίδια τιμή πίεσης, γιατί θα προκύψουν άπειρες ισοβαρείς. Για τον λόγο αυτό, οι ισοβαρείς χαράσσονται με βήματα 2, 4 ή 5 hPa. Αφού οι ισοβαρείς είναι γραμμές ίσης πίεσης, τότε οι γειτονικές ισοβαρείς θα παρουσιάζουν μια συνεχή μεταβολή της πίεσης (αύξηση ή ελάττωση). Η μεταβολή της πίεσης σε ορισμένη οριζόντια απόσταση είναι γνωστή ως βαροβαθμίδα. Όσο πιο κοντά βρίσκονται οι διαδοχικές ισοβαρείς τόσο πιο ισχυρή είναι η βαροβαθμίδα και όσο πιο αραιές είναι οι ισοβαρείς τόσο πιο ασθενή βαροβαθμίδα έχουμε.

Στα μέσα γεωγραφικά πλάτη η χάραξη των ισοβαρών στον χάρτη μιας μεγάλης περιοχής δίνει χαρακτηριστικά σχήματα κατανομής της πίεσης παρουσιάζοντας, διαδοχικά, εκτεταμένες περιοχές με μεγάλη ή μικρή πίεση (Μαχαίρας & Μπαλαφούτης, 1984). Οι περιοχές αυτές γενικά είναι κυκλικές ή ελλειψοειδείς και καλύπτουν χιλιάδες τετραγωνικά χιλιόμετρα.

Στο [Σχήμα 7.1](#) παρουσιάζεται ένα τυπικό μοντέλο πίεσης των μέσων πλατών, όπου οι ισοβαρείς εκφράζονται σε hPa. Η περιοχή με τις χαμηλότερες πιέσεις αποτελεί το κέντρο ενός βαρομετρικού χαμηλού ή απλά χαμηλού, ενώ η περιοχή με τις υψηλές πιέσεις χαρακτηρίζεται ως βαρομετρικό υψηλό ή απλά υψηλό. Δεν υπάρχουν σαφή όρια για το πού τελειώνει ένα χαμηλό και πού αρχίζει ένα υψηλό. Στο

χαμηλό η πίεση αυξάνεται από το κέντρο προς την περιφέρεια, ενώ στο υψηλό από την περιφέρεια προς το κέντρο. Η ισοβαρής των 1012 hPa, θεωρείται συνήθως το όριο μεταξύ των δύο συστημάτων.



Σχήμα 7.1 Ένα κοινό σύστημα κατανομής της πίεσης στα μέσα πλάτη με τις χαρακτηριστικές περιοχές υψηλής και χαμηλής πίεσης.

Για τη μελέτη της πίεσης στην ελεύθερη ατμόσφαιρα η ανάλυση γίνεται σε επιφάνειες σταθερής πίεσης, παρά σε επιφάνειες που απέχουν εξίσου από την επιφάνεια της Γης. Οι καμπύλες που χαράσσονται δηλώνουν την απόσταση από τη Γη στην οποία συναντάται η συγκεκριμένη τιμή πίεσης. Επομένως, οι καμπύλες αυτές είναι ισοϋψείς καμπύλες. Αν υπήρχε δυνατότητα τρισδιάστατης απεικόνισης, η τελική εικόνα θα παρουσίαζε στην ουσία «βουνά και κοιλάδες», όπου τα πρώτα θα δήλωναν τις υψηλές πιέσεις και οι «κοιλάδες» τα χαμηλά (Ahrens, 2003).

7.2 Χαρακτηριστικά της κίνησης του αέρα

Ο άνεμος είναι αέρας σε κίνηση. Οι κινήσεις αυτού του είδους τείνουν να εξισορροπήσουν τις αντιθέσεις στη θερμοκρασία, την υγρασία και την πίεση που υπάρχουν στην ατμόσφαιρα. Βέβαια, η εξισορρόπηση αυτή δεν μπορεί ποτέ να επιτευχθεί, αφού νέες αντιθέσεις εμφανίζονται στην ατμόσφαιρα, με συνέπεια ο άνεμος να είναι ένας πολύ σημαντικός ρυθμιστής στην ατμόσφαιρα.

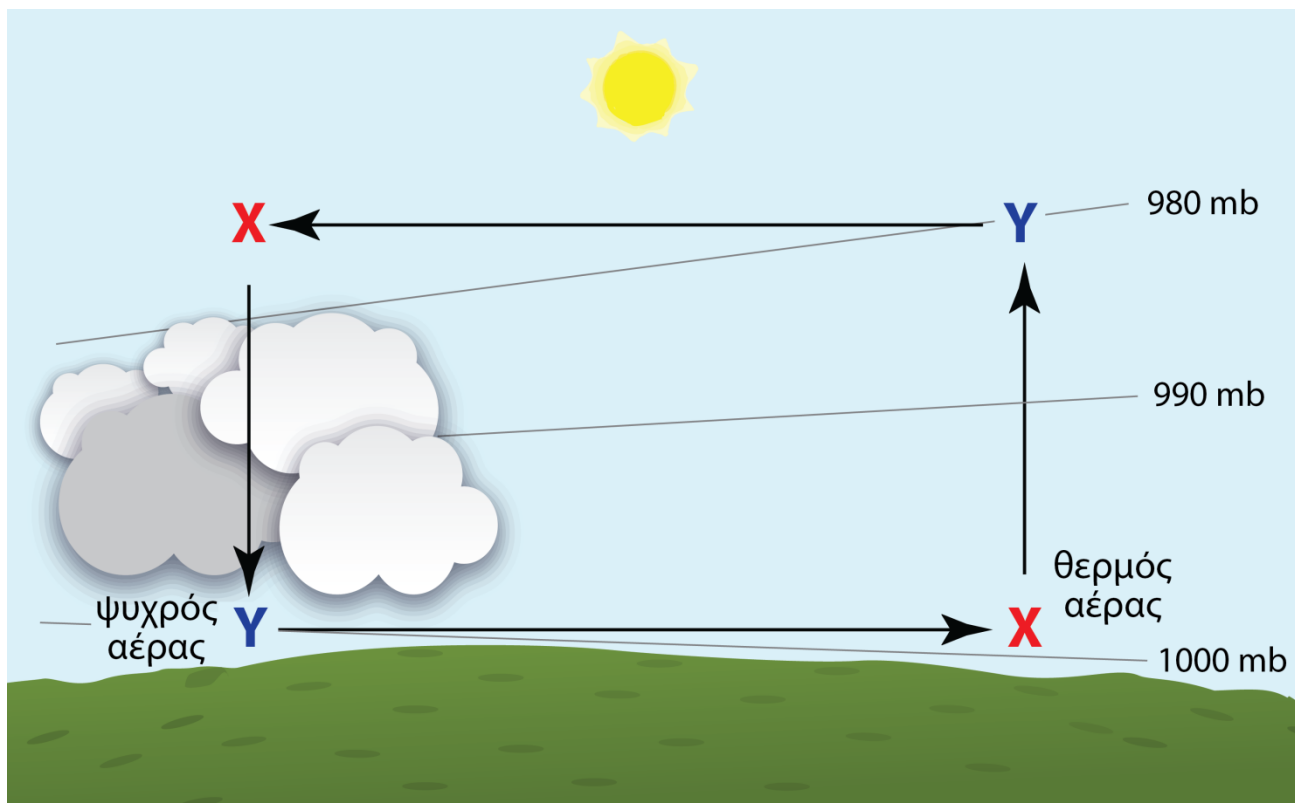
Ο άνεμος εκφράζει την κίνηση του αέρα κατά την οριζόντια ή σχεδόν οριζόντια έννοια. Οι κατακόρυφες κινήσεις ενός όγκου αέρα ονομάζονται κατακόρυφα ρεύματα. Μολονότι οι κατακόρυφες κινήσεις του αέρα είναι σημαντικές στον σχηματισμό των νεφών και της βροχόπτωσης, η ποσότητα του αέρα που κινείται κατακόρυφα είναι ασήμαντη, αν συγκριθεί με εκείνη που μεταφέρεται από τον άνεμο.

Γενεσιουργό αίτιο δημιουργίας του ανέμου είναι η χωρική διαφοροποίηση της ατμοσφαιρικής πίεσης που οφείλεται στην ανομοιόμορφη απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της Γης. Η ταχύτητα του ανέμου συνήθως παρουσιάζει μέγιστο κατά τη διάρκεια της ημέρας, όταν είναι εντονότερες οι διαφοροποιήσεις της ατμοσφαιρικής πίεσης και θερμοκρασίας. Ο άνεμος προσδιορίζεται από δύο χαρακτηριστικά κίνησης, από τη διεύθυνση και από την ταχύτητά του. Η διεύθυνση του ανέμου ορίζει το σημείο του ορίζοντα από το οποίο έρχεται ο αέρας και μετριέται σε μοίρες (από 0 έως 360 μοίρες), με ειδικά όργανα, τους ανεμοδείκτες ([Εικ. 7.2](#)) (Μπαλτάς, 2010). Στην πράξη, όμως, η διεύθυνση του ανέμου προσδιορίζεται με βάση τα 8 ή 16 κύρια σημεία του ορίζοντα: Βόρειος (0 ή 360 μοίρες), Ανατολικός (90°), Νότιος (180°), Δυτικός (270°), στη συνέχεια ορίζονται τα 4 ενδιάμεσα σημεία και, τέλος, τα επόμενα 8 ενδιάμεσα.

Η ταχύτητα του ανέμου προσδιορίζεται με μεγάλη ακρίβεια με ειδικά επίσης όργανα, τα ανεμόμετρα ([Εικ. 7.2](#)). Υπάρχουν αρκετοί τύποι οργάνων αυτής της κατηγορίας, που χρησιμοποιούνται ανάλογα με τους επιδιωκόμενους σκοπούς. Η ταχύτητα του ανέμου εκφράζεται σε διάφορες μονάδες. Οι πιο κοινές είναι το m/sec, το km/h, το mi/h, οι κόμβοι (knots, ναυτικά μίλια ανά ώρα), που χρησιμοποιούνται στη μέτρηση του αέρα στην ξηρά και ιδίως στην ελεύθερη ατμόσφαιρα, και η εμπειρική κλίμακα Beaufort, η οποία συνήθως χρησιμοποιείται στη ναυτιλία που δίνεται με διαβαθμίσεις της έντασης του ανέμου επίσης σε κόμβους.



Εικόνα 7.2 *Ανεμόμετρο με ανεμοδείκτη.*



Σχήμα 7.2 Σχηματισμός ανέμων λόγω θερμοκρασιακής διαφοροποίησης.

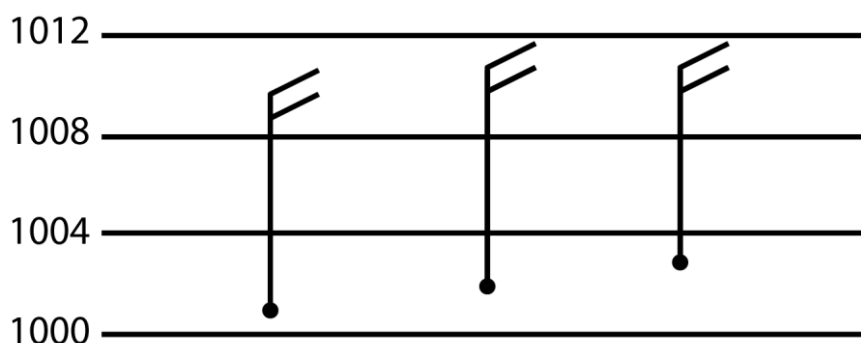
Βαθμίδα Beaufort	Ταχύτητα ανέμου km/h	Περιγραφή	Ύψος κύματος	Συνθήκες στη θάλασσα	Συνθήκες στην ξηρά
0	0	Άπνοια-νηνεμία	0	Θάλασσα κατοπτρική	Άπνοια, κατακόρυφη ανύψωση του καπνού
1	1-6	Υποπνέων άνεμος	0,1	Ρυτίδες στη θάλασσα χωρίς αφρούς	Η πνοή του αέρα είναι ορατή από τη φορά του καπνού
2	7-11	Ασθενής άνεμος	0,2	Πολύ μικρά κυματάκια, σαφώς σχηματισμένα με κορυφές, χωρίς να σπάζουν	Άνεμος αισθητός στο πρόσωπο, τα φύλλα των δέντρων θροϊζουν
3	12-19	Λεπτός άνεμος	0,6	Κυματάκια με κορυφές που αρχίζουν να σπάζουν, διάσπαρτα αφρώδη κυματάκια	Φύλλα και μικροί κλώνοι δέντρων σε κίνηση
4	20-29	Μέτριος άνεμος	1	Μικρά κύματα, σχετικά μακριά με λευκούς αφρούς	Ανύψωση κονιορτός και κομματιών χαρτιού, μικροί κλάδοι δένδρων σε κίνηση
5	30-39	Λαμπρός άνεμος	2	Μέτρια κύματα, μακρύτεροι κυματισμοί, αφροί και σπρέι	Μικρά δέντρα σε κίνηση
6	40-50	Ισχυρός άνεμος	3	Μεγάλα κύματα με κορυφές αφρού και σπρέι	Μεγάλοι κλάδοι δένδρων σε κίνηση, η χρήση της ομπρέλας γίνεται με δυσκολία.
7	51-62	Σφοδρός άνεμος	4	Η θάλασσα φουσκώνει, τα κύματα θραύονται και ο αφρός παρασύρεται από τον άνεμο	Τα δέντρα σείονται εξ ολοκλήρου, δύσκολο το περπάτημα αντίθετα με τον άνεμο
8	63-75	Θυελλώδης άνεμος	5,5	Μετρίως υψηλά κύματα με τις κορυφές τους να σπάζουν και οι αφροί να παρασύρονται με μορφή ραβδώσεων	Θραύονται κλαδιά δέντρων, τα αυτοκίνητα λοξοδρομούν στον δρόμο
9	76-87	Θύελλα	7	Ογκώδη κύματα	Ελαφριές ζημιές σε οικοδομές (καπνοδόχοι, κεραμίδια κ.λπ.)
10	88-102	Ισχυρή θύελλα	9	Λίαν ογκώδη κύματα	Εκρίζωση δέντρων, σοβαρές ζημιές σε κτίσματα
11	103-117	Σφοδρή θύελλα	11,5	Εξαιρετικά υψηλά κύματα.	Εκτεταμένου μεγέθους καταστροφές σε κατασκευές
12	>117	Τυφώνας	14+	Τεράστια κύματα, η θάλασσα ολόκληρη λευκή, ορατότητα περιορισμένη από τους αφρούς	Ανεπανόρθωτες και μεγάλης εκτάσεως καταστροφές σε υποδομές

Πίνακας 7.1 Η κλίμακα Beaufort.

Η γεωγραφική κλίμακα της κίνησης του αέρα είναι πολύ μεταβλητή, αφού περιλαμβάνει ανέμους με καθαρά τοπικό χαρακτήρα και με πολύ μικρή περιοχή δράσης μέχρι ανέμους που έχουν πλανητική δράση. Η κίνηση των ανέμων ελέγχεται από ορισμένους παράγοντες, τους οποίους θα αναλύσουμε αμέσως παρακάτω. Η κίνηση του αέρα στα κατώτερα επίπεδα της ατμόσφαιρας ελέγχεται από τη δύναμη της βαροβαθμίδας, την εκτροπτική δύναμη Coriolis, την κεντρομόλο επιτάχυνση και από τις δυνάμεις τριβής με τη γήινη επιφάνεια.

7.3 Η οριζόντια βαροβαθμίδα

Στην επιφάνεια της Γης ο άνεμος πνέει από περιοχές υψηλών πιέσεων σε περιοχές χαμηλών πιέσεων με ταχύτητα που καθορίζεται από την οριζόντια βαροβαθμίδα. Αυτή εκφράζει το μέτρο της διαφοράς της ατμοσφαιρικής πίεσης μεταξύ δύο σημείων της ίδιας επιφάνειας, που απέχουν μεταξύ τους ορισμένη απόσταση, αποτελεί τη δύναμη η οποία καθορίζει την ταχύτητα και την αρχική διεύθυνση της κίνησης του ανέμου. Όσο μεγαλύτερη είναι η διαφορά της πίεσης μεταξύ δύο σημείων, δηλαδή όσο πλησιέστερα βρίσκονται δυο διαδοχικές ισοβαρείς, τόσο πιο έντονη θα είναι η βαροβαθμίδα και τόσο πιο ισχυρός θα είναι ο άνεμος. Αντίθετα, όσο πιο μακριά βρίσκονται οι διαδοχικές ισοβαρείς τόσο μικρότερη θα είναι η βαροβαθμίδα και ο άνεμος θα έχει πολύ μικρή ένταση.



Σχήμα 7.3 Η δύναμη της βαροβαθμίδας.

Η βαροβαθμίδα, όπως και κάθε άλλη δύναμη, χαρακτηρίζεται από την έντασή της και από τη διεύθυνσή της. Η διεύθυνση της δύναμης αυτής, όπως φαίνεται και στο [Σχήμα 7.3](#), είναι πάντοτε από την υψηλότερη προς τη χαμηλότερη πίεση και κάθετη προς τις ισοβαρείς. Επομένως, η αρχική τάση του ανέμου θεωρείται ότι πνέει παράλληλα προς τη βαροβαθμίδα και κάθετα προς τις ισοβαρείς.

7.4 Η δύναμη Coriolis

Η εκτροπτική δύναμη, η οποία προκαλείται από την περιστροφή της Γης γύρω από τον άξονά της, αποτελεί τον βασικό λόγο αλλαγής της διεύθυνσης πνοής του αέρα. Η εν λόγω δύναμη εξαναγκάζει τον άνεμο, αλλά και οποιοδήποτε ελεύθερα κινούμενο αντικείμενο επάνω στη Γη να εκτρέπεται προς τα δεξιά της κίνησής του στο βόρειο ημισφαίριο και προς τα αριστερά στο νότιο. Στον Ισημερινό η επίδραση της δύναμης αυτής είναι μηδενική και αποκτά τη μέγιστη τιμή στους πόλους. Δρα με γωνία 90° στην οριζόντια διεύθυνση του ανέμου και είναι ευθέως ανάλογη με την οριζόντια ταχύτητα. Συνεπώς, όταν η βαροβαθμίδα θέτει σε κίνηση τα μόρια του αέρα, ο προκαλούμενος άνεμος εκτρέπεται ολοένα και περισσότερο προς τα δεξιά (βόρειο ημισφαίριο) μέχρι τελικά να γίνει παράλληλος προς τις ισοβαρείς, που σημαίνει ότι ο άνεμος γίνεται κάθετος προς τη διεύθυνση της βαροβαθμίδας και η δύναμη Coriolis

γίνεται ίση και αντίθετη προς τη βαροβαθμίδα. Στην περίπτωση αυτή, η δύναμη της βαροβαθμίδας εξουδετερώνει τη δύναμη Coriolis και, επομένως, δεν παρατηρείται άλλη εκτροπή.

7.5 Η επιφανειακή τριβή

Η τελευταία δύναμη που πρέπει επίσης να εξετάζουμε είναι η δύναμη τριβής. Κατά μήκος και κοντά στην επιφάνεια της Γης ο αέρας δεν κινείται ομαλά επάνω σε οριζόντιο επίπεδο. Οι ανωμαλίες εξαιτίας του ανάγλυφου αναπτύσσουν δυνάμεις τριβής, οι οποίες επιβραδύνουν την κίνηση του αέρα και τον αναγκάζουν να ακολουθεί ακανόνιστη κίνηση και να υφίσταται απότομες αλλαγές στη διεύθυνση και την ταχύτητά του (Ρεφενέ, 2002). Όσο μεγαλύτερη είναι η τραχύτητα του εδάφους τόσο μεγαλύτερη μείωση υφίσταται η ταχύτητα του ανέμου. Η δύναμη τριβής κοντά στην επιφάνεια της Γης ελαττώνει την ταχύτητα, που με τη σειρά της ελαττώνει τη δύναμη Coriolis. Οι δυνάμεις τριβής ασκούν επίδραση στο κατώτερο ατμοσφαιρικό στρώμα με πάχος κατά μέσο όρο 1000 μέτρων.

7.6 Τοπικά συστήματα ανέμων

Οι τοπικοί άνεμοι πνέουν με εκπληκτική κανονικότητα προερχόμενοι από μια ορισμένη διεύθυνση κατά το χρονικό διάστημα που αρχίζει αργά το πρωί και φτάνει μέχρι το απόγευμα και μετά από έναν εφησυχασμό, από μια σχεδόν αντίθετη διεύθυνση κατά τη διάρκεια της νύχτας και μέχρι τις πρώτες πρωινές ώρες.

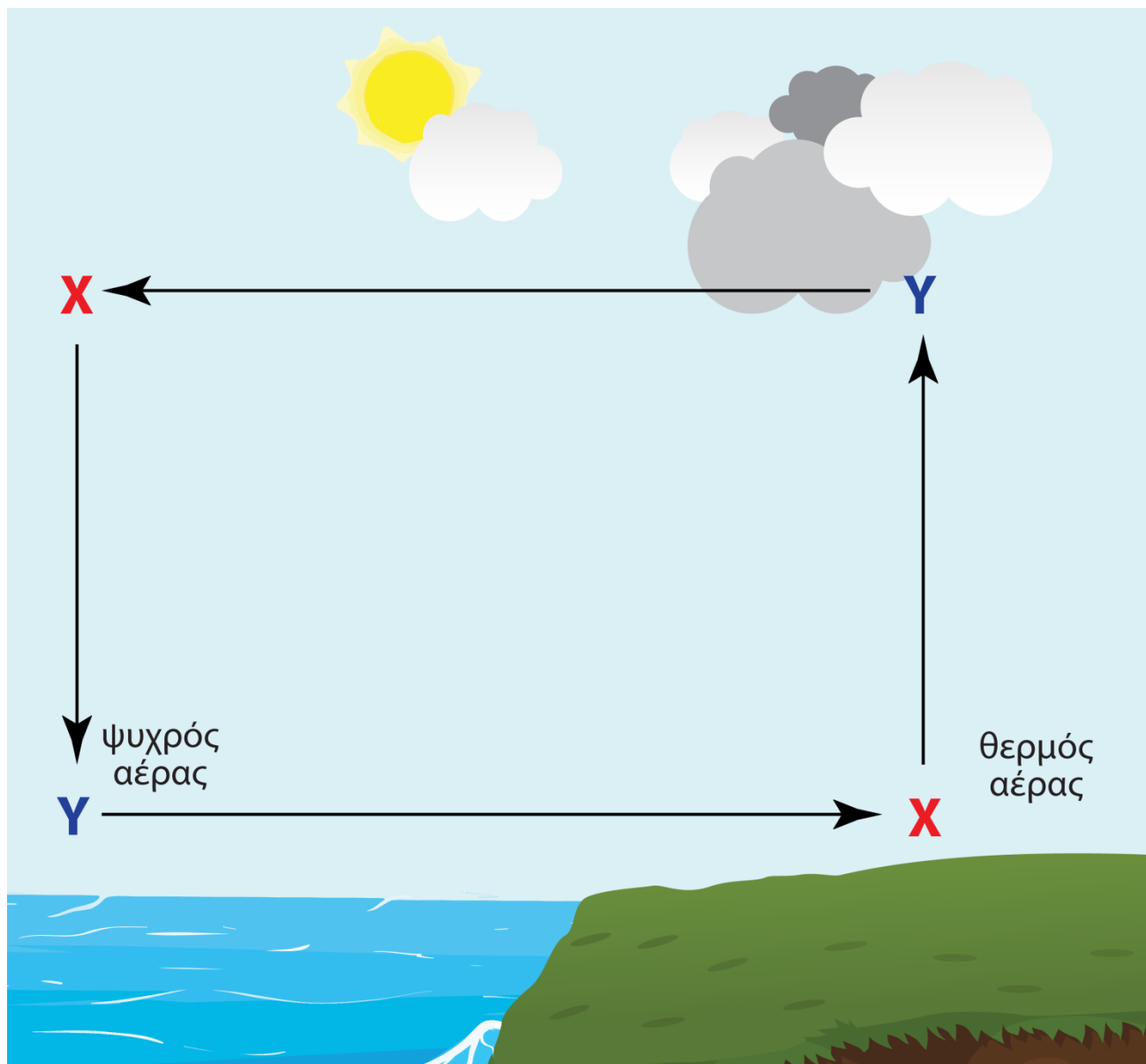
Ένας τέτοιος ημερήσιος κύκλος του ανέμου δείχνει την ύπαρξη μιας θερμικής ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας, η οποία δημιουργείται από βαροβαθμίδα που προκαλείται από τη διαφορετική θέρμανση του αέρα, εξαιτίας των γειτονικών ψυχρών και θερμών επιφανειών. Πολλά φαινόμενα μέσης κλίμακας είναι αποτέλεσμα της θερμής κυκλοφορίας. 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 της ατμόσφαιρας εξασθενεί και όταν τα καιρικά συστήματα που επικρατούν δεν είναι αξιόλογα. Παραδείγματα θερμικής κυκλοφορίας αποτελούν η θαλάσσια και απόγεια αύρα, οι άνεμοι βουνών και κοιλάδων, οι μουσώνες.

7.6.1 Θαλάσσια και απόγεια αύρα

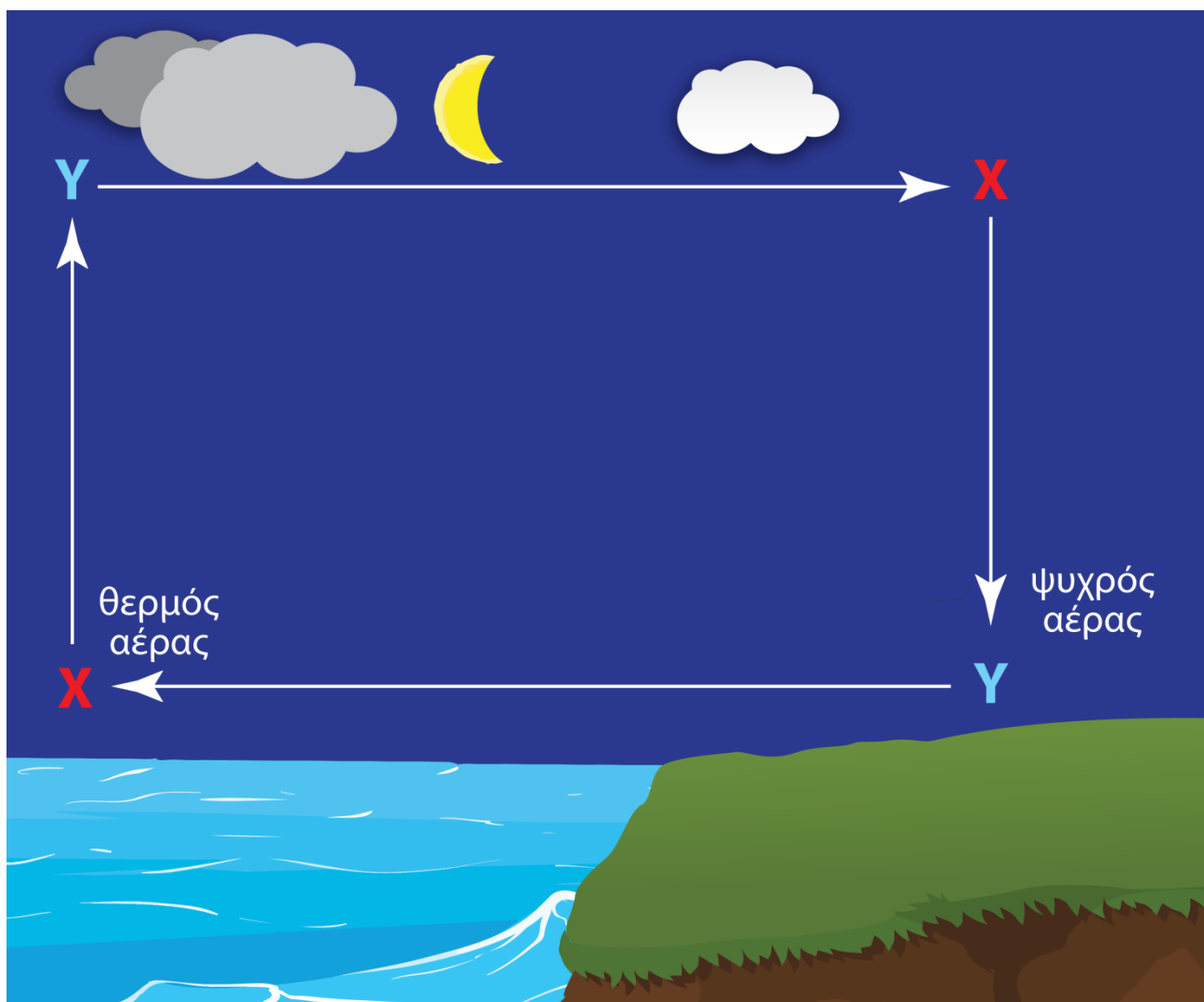
Σε όλες σχεδόν τις παράκτιες περιοχές, και ιδιαίτερα στις τροπικές και υποτροπικές κλιματικές ζώνες, αναπτύσσεται ένας κοινός τύπος κίνησης του αέρα που χαρακτηρίζεται από μια κανονική ημερήσια μεταβολή στη διεύθυνση του ανέμου. Κατά τη διάρκεια της νύχτας και κατά την αυγή παρατηρείται μια ασθενής σταθερή πνοή αέρα από την ξηρά προς τη θάλασσα, η απόγεια αύρα. Περίπου δύο ώρες μετά την ανατολή του Ηλίου αυτή η απόγεια αύρα σταματά και ο αέρας της ξηράς αρχίζει να θερμαίνεται αρκετά γρήγορα από τον Ήλιο. Τρεις ώρες μετά την ανατολή του Ηλίου 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, ενώ εντείνεται ολοένα και περισσότερο έως τις 14.00 (τοπική ώρα). Κατά την ώρα αυτή η ταχύτητά της φθάνει τα 3-6 m/s και είναι πολύ μεγαλύτερη από την ταχύτητα της απόγεια αύρας (1-2 m/s). Η θαλάσσια αύρα επεκτείνεται μέσα στη χέρσο συνήθως γύρω στα 50-60 km, ενώ το ύψος της φτάνει τα 1-2 km. Στους τροπικούς, όμως, έχουν καταγραφεί αύρες που επεκτείνονται σε βάθος έως και 150 km. Σχεδόν με τη δύση του Ηλίου, η θαλάσσια αύρα ηρεμεί, σταματά και αντικαθίσταται πάλι από την ασθενέστερη νυχτερινή απόγεια αύρα. Αυτοί οι άνεμοι που πνέουν σε δύο σχεδόν αντίθετες διευθύνσεις, όπου η μία έπεται της άλλης κατά τη διάρκεια ενός 24ώρου σε σταθερά χρονικά διαστήματα, είναι πολύ συνηθισμένοι. Σε

πολλές περιοχές των τροπικών ακτών ή των ηπειρωτικών λιμνών οι αλιείς κινούνται με τα ιστιοφόρα σκάφη τους αρκετά νωρίς το πρωί, εκμεταλλευόμενοι την απόγεια αύρα, ενώ παράλληλα εμπιστεύονται τη θαλάσσια αύρα για την επιστροφή τους.

Η εμφάνιση ενός τέτοιου συστήματος αυξάνεται με την ελάττωση της νέφωσης και της έντασης της μεγάλης κλίμακας κυκλοφορίας ή των διαταραχών συνοπτικής κλίμακας. Τις ημέρες που ουσιαστικά δεν υφίσταται κανένα αξιόλογο βαρομετρικό σύστημα στην παράκτια περιοχή, ο μηχανισμός της θαλάσσιας και απόγειας αύρας αναπτύσσεται ως εξής: με την ανατολή του Ηλίου η ξηρά θερμαίνεται γρηγορότερα από ότι η γειτονική θάλασσα.



Σχήμα 7.4 Ο μηχανισμός της θαλάσσιας αύρας.



Σχήμα 7.5 Ο μηχανισμός της απόγειας αύρας.

Αποτέλεσμα της διαφορετικής αυτής θέρμανσης είναι η διαστολή και ανύψωση του αέρα πάνω από την ξηρά, σχηματίζοντας ένα θερμικό χαμηλό. Ταυτόχρονα πάνω από τη θάλασσα σχηματίζονται υψηλότερες πιέσεις λόγω του πιο αργού ρυθμού θέρμανσης του νερού. Μόλις μεγαλώσει η διαφορά θερμοκρασίας και πίεσης, αρχίζει η ροή του αέρα. Η εμφάνιση της οριζόντιας βαροβαθμίδας οδηγεί την κίνηση του βαρύτερου και ψυχρότερου αέρα πάνω από τη θάλασσα προς την στεριά, αντικαθιστώντας τον αέρα που ανυψώνεται στο θερμικό χαμηλό. Οι άνεμοι αυτοί αντισταθμίζονται στα μεγαλύτερα ύψη από μια ροή αέρα από την ξηρά προς τη θάλασσα, προκειμένου να αναπληρωθούν οι προκαλούμενες απώλειες σε ατμοσφαιρικό αέρα. Κατά τη νύχτα η ξηρά ψύχεται γρηγορότερα από τη θάλασσα και αντιστρέφεται η ροή του αέρα, προκαλώντας την ασθενή απόγεια αύρα.

7.6.2 Άνεμοι των βουνών και των κοιλάδων

Τα συστήματα των ανέμων που παρουσιάζουν ημερήσια μεταβολή στις κοιλάδες και τις πλαγιές των βουνών είναι επίσης 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 (προσανατολισμό), από την κλίση τους, από τη φυτική κάλυψη και άλλες επιφανειακές συνθήκες, π.χ. τη χιονοκάλυψη. Επειδή στη Μετεωρολογία οι άνεμοι ορίζονται από την κατεύθυνση από την οποία πνέουν, ως αύρα κοιλάδας ορίζεται το ρεύμα του αέρα που ανεβαίνει την κοιλάδα κατά τη

διάρκεια της ημέρας και ως αύρα βουνών ορίζεται 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 τιμή κατά τη χειμερινή περίοδο, όταν τα βουνά είναι χιονοσκεπή. Η λεπτομερέστερη περιγραφή της αύρας των βουνών και των κοιλάδων θα μας δείξει τις επιμέρους ροές αέρα που συμμετέχουν στη δημιουργία τους.

Οι άνεμοι κλιτύος (πλαγιάς) συνιστούν την πιο απλή περίπτωση. Κατά τη διάρκεια της νύχτας, ο αέρας κοντά στην επιφάνεια ψύχεται από τη μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία του εδάφους. Ο εν λόγω ψυχρός αέρας, γνωστός ως καθοδικός άνεμος, κατέρχεται τις πλαγιές, κατευθυνόμενος προς περιοχές με θερμότερο αέρα, καθοδηγούμενος από τη βαρύτητα και από τη διαφορά της πυκνότητάς του. Αν συναντήσει φυσικά ή τεχνητά εμπόδια, όπως φράγματα, ανεμοφράκτες ή στένεμα της κοιλάδας, συγκεντρώνεται στα χαμηλότερα μέρη και σχηματίζει ψυχρές λίμνες αέρα. Στα μέσα και τα μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη το παραπάνω φαινόμενο 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 ανοδικός άνεμος (άνεμος κλιτύος).

Αυτά τα συστήματα μπορεί να γίνουν αντιληπτά οπτικά 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 ως άνεμοι κοιλάδας (κατά την ημέρα) και ως άνεμοι βουνών (κατά τη νύχτα).

Σε κάθε κοιλάδα, το άθροισμα όλων αυτών των ανοδικών κινήσεων κατά τη διάρκεια της ημέρας προκαλεί την εμφάνιση της αύρας κοιλάδας, που καταλαμβάνει ολόκληρη την κοιλάδα. Αφού οι ανοδικές κινήσεις και στις δυο πλευρές της κοιλάδας προκαλούν 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.

Ομοίως, τη νύχτα όλες οι καθοδικές κινήσεις από κοινού συνιστούν την αύρα των βουνών, 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.

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 διαφοράς ψύξης. Κάθε κοιλάδα ανάλογα με τα χαρακτηριστικά της (διαστάσεις, υψόμετρο, προσανατολισμός, γεωγραφικό πλάτος, βλάστηση, ύπαρξη υδάτινων όγκων κ.λπ.) παρουσιάζει ιδιαιτερότητες ως προς την 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.λπ., όταν φυσικά η μελέτη αποβλέπει σε χρήση για τουριστικούς ή παραγωγικούς σκοπούς. Εδώ θα πρέπει να τονιστεί ότι στα υψηλά βουνά της υποτροπικής και τροπικής ζώνης η ένταση της αύρας κοιλάδας μπορεί να φτάσει την ένταση μιας θύελλας.

7.7 Χαρακτηριστικοί άνεμοι

7.7.1 Οι καταβατοί άνεμοι

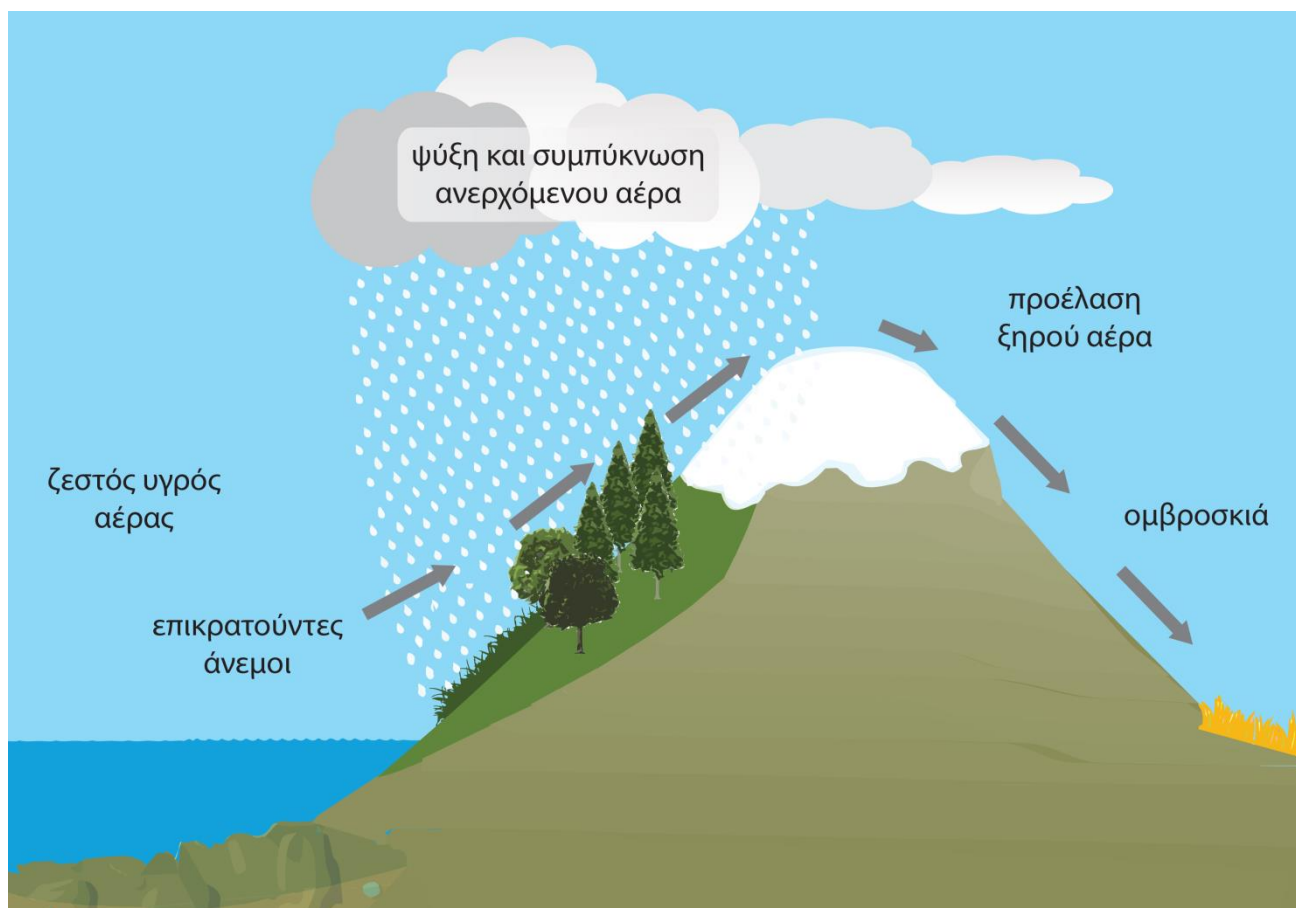
Όπως φαίνεται και από την ονομασία τους, οι καταβατοί άνεμοι κατέρχονται τις πλαγιές των βουνών, αλλά με πολύ μεγαλύτερες ταχύτητες από τους ανέμους πλαγιάς. Δημιουργούνται σε οροπέδια με χιονοσκεπείς επιφάνειες στα οποία επικρατούν υψηλές πιέσεις. Όταν στις γειτονικές πεδινές περιοχές επικρατούν χαμηλές πιέσεις, δημιουργείται δύναμη βαροβαθμίδας, η οποία οδηγεί τον ψυχρό και πυκνό αέρα προς τις πεδινές περιοχές με πολύ ισχυρές ταχύτητες που υπερβαίνουν τους 100 κόμβους. Οι αυξημένες ταχύτητες δημιουργούν «έλλειμμα» αέρα ο οποίος αναπληρώνεται με αέρα από τα ανώτερα στρώματα, δημιουργώντας μηχανισμό καθίζησης.

Οι καταβατοί άνεμοι είναι πολύ συχνοί στα όρια των μεγάλων παγετώνων της Ανταρκτικής και της Γροιλανδίας. Παρουσιάζουν ορμητική ένταση και αξιοσημείωτη εμμονή και η ταχύτητα των επεισοδίων μπορεί να υπερβαίνει τους 100 κόμβους. Αυτή η συνθήκη είναι μια από τις ισχυρότερες θερμικά καθοδηγούμενες κυκλοφορίες με σχεδόν σταθερή διεύθυνση, η οποία μπορεί να διακοπεί προσωρινά μόνο από ισχυρό κινούμενο κυκλώνα. Οι άνεμοι αυτού του είδους περιγράφονται ως καταρράκτες ψυχρού αέρα.

7.7.2 Άνεμοι προκαλούμενοι από ορεινούς φραγμούς

Πέρα από τα τοπικά συστήματα ανέμων που δημιουργούνται από θερμικά αίτια, συχνά παρατηρούνται αντίστοιχα κλιματολογικά χαρακτηριστικά ανέμων τα οποία δημιουργούνται από μηχανικά αίτια και οφείλονται στην παρουσία μεμονωμένων λόφων, οροσειρών, χαραδρών, γκρεμών κ.λπ. Τα συστήματα αυτά είναι πολυάριθμα και ορισμένα περιγράφονται στη συνέχεια.

Άνεμοι τύπου Foehn. Στην τροπόσφαιρα ο ανυψούμενος αέρας ψύχεται, όταν αναγκαστεί να υπερπηδήσει έναν ορεινό όγκο, συμπυκνώνεται και σχηματίζει νέφη ([Σχήμα 7.6](#)). Η απελευθέρωση της θερμότητας συμπύκνωσης μειώνει τον ρυθμό ψύξης στις τιμές της υγρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας. Αντίθετα, ο αέρας που έχει υπερπηδήσει τον ορεινό όγκο και καθιζάνει θερμαίνεται με τον συνήθη ρυθμό της ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας, δηλαδή $\sim 10^\circ/\text{km}$. 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 υγρασία του μειώνεται σημαντικά, λαμβάνοντας χαρακτηριστικές ερημικές τιμές. Αυτού του είδους οι θερμοί και ξηροί άνεμοι, που είναι γνωστοί ως άνεμοι τύπου Foehn, παρατηρούνται σε πολλές κοιλάδες των Άλπεων, όπου και για πρώτη φορά δόθηκε το όνομα αυτό, αλλά σήμερα χρησιμοποιείται σε παγκόσμια κλίμακα για να χαρακτηρίσει ανέμους αυτού του τύπου. Αυτοί οι ασυνήθιστα θερμοί και ξηροί άνεμοι χαρακτηρίζονται από εξαιρετική ορατότητα. Αναπτύσσονται σε σταθερό ατμοσφαιρικό αέρα, ιδιαίτερα όταν υπάρχει ισχυρό αέριο ρεύμα στις ορεινές περιοχές και η αέρια μάζα που πλησιάζει τις προσήνεμες πλευρές των βουνών έχει μεγάλη ποσότητα υδρατμών. Στην προσήνεμη πλευρά των βουνών ο ανερχόμενος αέρας ψύχεται σε ρυθμούς ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας ($\sim 10^\circ\text{C}/\text{km}$) μέχρι να φτάσει στο επίπεδο συμπύκνωσης, πάνω από το οποίο ψύχεται σε ρυθμούς υγρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας ($\sim 6^\circ\text{C}/\text{km}$).



Σχήμα 7.6 Σχηματισμός νεφών και θερμοκρασιακές μεταβολές σε συνθήκες ανέμου Foehn.

Υπό τις συνθήκες αυτές, συχνά παρατηρείται ισχυρή ορεογραφική βροχόπτωση που προκαλεί μια αξιοσημείωτη μείωση στην απόλυτη υγρασία του 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. Όταν η επικρατούσα αέρια ροή εξαναγκάζεται να υπερπηδήσει τις οροσειρές που παρεμβάλλονται, ο ανυψούμενος κλάδος του αέρα δημιουργεί μια ζώνη από ισχυρή βροχόπτωση στην προσήνεμη πλευρά, με αποτέλεσμα 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.

Κατά τη διάρκεια της ψυχρής περιόδου, η κύρια κλιματική επίδραση αυτού του ανέμου είναι η ταχεία αύξηση της θερμοκρασίας, η τήξη και η έντονη εξάτμιση της χιονοκάλυψης, η απώλεια υγρασίας και η μείωση της στάθμης των λιμνών. Αντίστοιχοι καθοδικοί θερμοί άνεμοι παρατηρούνται στις υπήνεμες πλευρές πολλών οροσειρών σε διάφορες περιοχές του πλανήτη. Στην Ελλάδα αντίστοιχος άνεμος είναι ο Λίβας ή Μέγας, ο οποίος την άνοιξη προκαλεί σημαντικές καταστροφές στη γεωργία εξαιτίας της έντονης ξηρότητάς του. Χαρακτηριστικός άνεμος τύπου Foehn είναι ο Chinook που πνέει στις ανατολικές πλευρές στα Βραχώδη όρη των ΗΠΑ.

Άνεμοι τύπου Bora. Οι συνθήκες είναι παρόμοιες με αυτές που επικρατούν κατά την εμφάνιση καταβατών ανέμων. Αποτελούν συχνό φαινόμενο για τις ακτές της βόρειας Κρήτης, όπου πνέουν σταθεροί νότιοι άνεμοι που αναγκάζονται να υπερπηδήσουν την μεγάλη κρητική οροσειρά η οποία παρεμβάλλεται εγκάρσια στη ροή τους. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί ο Οκτώβριος του 2003, όταν στο Ηράκλειο Κρήτης καταγράφηκε θερμοκρασία 34°C και σχετική υγρασία 15%. Εφόσον

προκληθεί καθοδική κίνηση σε πάρα πολύ ψυχρές αέριες μάζες, η αδιαβατική θέρμανση δεν είναι ικανή να μεταβάλει τον πολιτικό χαρακτήρα αυτού του αέρα σε ορισμένες περιοχές. Αυτή η κατάσταση είναι πολύ χαρακτηριστική στη βόρεια Αδριατική, όπου ο άνεμος Bora είναι ένα πολύ τυπικό βορειοανατολικό αέριο ρεύμα με εντάσεις θύελλας. Αυτός ο τύπος ανέμου, που 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 πάνω από θαλάσσιες υγρές επιφάνειες, η θέρμανση του αέρα από το θερμό νερό μαζί με την εξάτμιση λαμβάνουν πολύ υψηλές τιμές και προκαλούν ισχυρότατες θύελλες.

Άνεμοι τύπου Mistral. Όταν η μεγάλης κλίμακας ροή κινείται σχεδόν παράλληλα με τον διαμήκη άξονα μιας κοιλάδας ή ενός ορεινού ανοίγματος, οι χαμηλότεροι (επιφανειακοί) άνεμοι τοπικά ενισχύονται πολύ και καναλίζονται. Μερικές φορές η σταθερή διεύθυνση πνοής τέτοιων ορεογραφικά δημιουργούμενων αεροχειμάρρων με πολύ μεγάλες ταχύτητες απεικονίζεται στο σχήμα των δέντρων που υπάρχουν κατά μήκος της κοιλάδας.

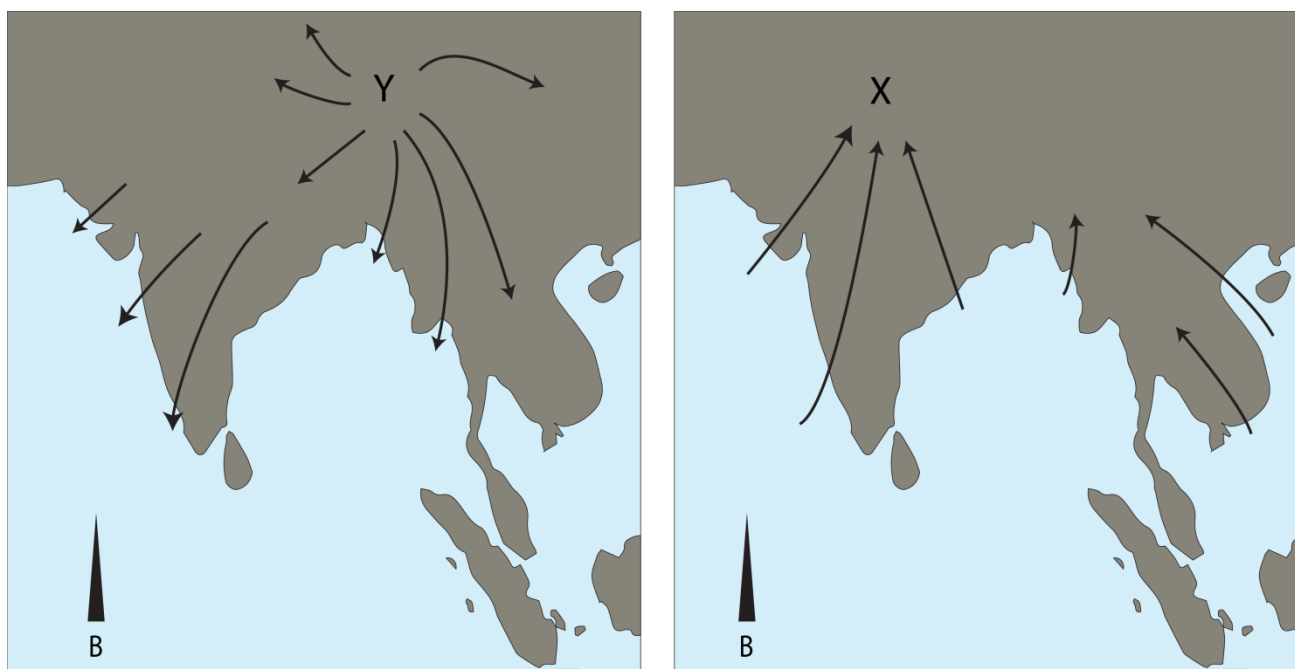
Στην Ελλάδα ένας αντίστοιχος βορειοδυτικός άνεμος είναι ο Βαρδάρης, ο οποίος δημιουργείται κατά μήκος του κυρίου άξονα της κοιλάδας του Αξιού ποταμού και γίνεται έντονα αισθητός στη Θεσσαλονίκη. Ο άνεμος αυτός παρουσιάζει μέση συχνότητα εμφάνισης που κυμαίνεται σε 35 ημέρες ετησίως με συχνότερη εμφάνιση την ψυχρή περίοδο. Τα κύρια χαρακτηριστικά του είναι η νεφοδιάλυση και η μείωση της υγρασίας στην περιοχή που ασκούν σημαντική απορρυπαντική επίδραση στην ατμόσφαιρα της Θεσσαλονίκης. Αντίστοιχος με τον Βαρδάρη, αλλά με πολύ μικρότερη ένταση, είναι ο τοπικός άνεμος που πνέει στην κοιλάδα του Στρυμόνα και φέρει το όνομα Ρουπελιώτης.

7.8 Εποχικά μεταβαλλόμενοι άνεμοι

Σε ορισμένες περιοχές της Γης πνέουν άνεμοι οι οποίοι παρουσιάζουν εποχική μεταβολή και είναι πολύ σημαντικοί στη διαμόρφωση του κλίματος μιας περιοχής. Ο πλέον σημαντικός από τους ανέμους αυτούς είναι ο μουσώνας (*monsoon*). Για την Ελλάδα σε πολύ μικρότερη κλίμακα είναι ο ετησίας (μελέμι).

Ο όρος μουσώνας προέρχεται από την αραβική λέξη *mausin* που σημαίνει εποχές και χρησιμοποιήθηκε για να περιγράψει επιφανειακούς ανέμους που πνέουν από συγκεκριμένη διεύθυνση το καλοκαίρι και από ακριβώς αντίθετη τον χειμώνα. Η αντιστροφή της πνοής των ανέμων παρουσιάζει πολύ καλή ανάπτυξη στη Νοτιοανατολική Ασία. Το μουσωνικό σύστημα κατά κάποιο τρόπο μοιάζει με μια τεράστια θαλάσσια αύρα, όπου η ημέρα έχει αντικατασταθεί με το θέρος και η νύχτα με τον χειμώνα. Κατά τη διάρκεια του χειμώνα ο αέρας πάνω από τη χέρσο γίνεται ψυχρότερος από τη γειτονική θάλασσα ([Σχήμα 7.7](#)). Ένα εκτεταμένο ρηχό σύστημα υψηλών πιέσεων αναπτύσσεται στη Σιβηρία, ο γνωστός σιβηρικός αντικυκλώνας, που δημιουργεί μια αντικυκλωνική ροή στον Ινδικό ωκεανό και τη νότια Κινεζική θάλασσα. Ο αέρας που κινείται από τα εσωτερικά υψίπεδα με τη μορφή βορειοανατολικών ανέμων καθιζάνει και συντελεί στην παρουσία ανέφελων ουρανών και ξηρασίας (χειμερινός μουσώνας).

Το μοντέλο ροής του αέρα αντιστρέφεται ριζικά το καλοκαίρι. Η ξηρά θερμαίνεται σημαντικά και ο υπερκείμενος αέρας είναι πολύ θερμός και αραιός σε σύγκριση με τον αέρα πάνω από τον ωκεανό. Ως συνέπεια, αναπτύσσεται ένα θερμικό χαμηλό στη χέρσο.



Σχήμα 7.7 Οι εποχικές μεταβολές στην πνοή του ανέμου που συνδέονται με τον χειμερινό (αριστερά) και θερινό (δεξιά) ασιατικό μουσώνα.

Ο θερμός αέρας ανυψώνεται και μια κυκλωνική σύγκλιση οδηγεί τον υγρό αέρα από τους ωκεανούς προς την ξηρά. Το αποτέλεσμα είναι ότι πολύ υγροί άνεμοι προερχόμενοι από τον ωκεανό εισχωρούν βαθιά μέσα στην ξηρά. Ο υγρός αέρας ενώνεται με ένα ξηρότερο δυτικό ρεύμα που πνέει στην περιοχή και ανυψώνεται. Η ανύψωση ενισχύεται επίσης από την παρουσία ορεινών όγκων. Η ανύψωση οδηγεί στη συμπύκνωση των υδρατμών και στη δημιουργία ισχυρών βροχοπτώσεων, όμβρων και καταιγίδων. Έτσι, ο καλοκαιρινός μουσώνας είναι υπεύθυνος για τον υγρό-βροχερό καιρό και τους θαλάσσιους ανέμους.

Πολλοί λόγοι οδηγούν στη δημιουργία του συστήματος των ανέμων στους μουσώνες. Η λανθάνουσα θερμότητα που ελευθερώνεται είναι τεράστια και συμμετέχει στη θέρμανση του αέρα στην ξηρά, ενισχύοντας με τον τρόπο αυτό τη θερινή κυκλοφορία του μουσώνα. Η βροχή ενισχύεται από την παρουσία κάποιων κέντρων χαμηλής πίεσης που κινούνται ελαφρώς προς τα δυτικά, τις γνωστές μουσωνικές υφέσεις. Ο σχηματισμός των υφέσεων αυτών ενισχύεται από την παρουσία του αεροχειμάρρου. Όταν αποκλίνουν οι άνεμοι στον αεροχειμάρρο, η επιφανειακή πίεση μειώνεται και οι επιφανειακοί άνεμοι γίνονται ισχυρότεροι. Η μεγαλύτερη εισροή υγρού αέρα εφοδιάζει με μεγαλύτερες ποσότητες λανθάνουσας θερμότητας, η οποία με τη σειρά της ενδυναμώνει την κυκλοφορία του θερινού μουσώνα. Στον θερινό μουσώνα έχουν καταγραφεί τα ρεκόρ των βροχοπτώσεων. Το Cherrapunji της Βορειοανατολικής Ινδίας δέχεται κατά μέσο όρο 10,8 m βροχής ετησίως στο διάστημα Απριλίου-Οκτωβρίου.

Ο ετησίας (μελτέμι) είναι τοπικός άνεμος της ελληνικής περιοχής και εκδηλώνει τη δράση του κυρίως στο Αιγαίο. Πνέει κατά τη θερμή περίοδο με μεγαλύτερη ένταση το δίμηνο Ιουλίου-Αυγούστου. Το αίτιο της δημιουργίας του συνδέεται άμεσα με τα μουσωνικά χαμηλά (χαμηλό της Ινδίας ή Πακιστάν) και από την άποψη αυτή μπορεί να θεωρηθεί ένα είδος μουσώνα. Το βαρομετρικό χαμηλό, καθώς βρίσκεται ανατολικά της Ελλάδας, προκαλεί ανέμους βόρειας συνιστώσας οι οποίοι γίνονται έντονα αισθητοί στο Αιγαίο. Πολλές φορές στα Βαλκάνια εμφανίζονται συστήματα υψηλών πιέσεων τα οποία συνδυάζουν τη δράση τους με το χαμηλό και τότε οι άνεμοι γίνονται πολύ ισχυροί και απαγορευτικοί για τη ναυσιπλοΐα (Λιβαδάς, 1973).

7.9 Άνεμος και φυτικοί οργανισμοί

Οι άνεμοι ασκούν φυσιολογική αλλά και μηχανική επίδραση στα δέντρα και το δάσος. Η επίδραση του ανέμου στα φυτά, ανάλογα με την έντασή του, μπορεί να χαρακτηριστεί ως ωφέλιμη ή επιβλαβής. Ωφέλιμη χαρακτηρίζεται η πνοή του ανέμου μικρής έντασης, επειδή εμπλουτίζει τις φυτείες με CO₂ και, έτσι, αυξάνεται η φωτοσυνθετική δραστηριότητα των φυτών. Όταν όμως πνέει θερμός και ξηρός άνεμος, τα φυτά διακόπτουν τη φωτοσύνθεση στην προσπάθειά τους να προστατευτούν και να αποφύγουν την αφυδάτωση και την ξήρανση. Επίσης, θετική θεωρείται η δράση του ανέμου κατά την επικονίαση των δασικών δέντρων με τη μεταφορά της γύρης (Ντάφης, 1986). Αντίθετα, όταν η ταχύτητα του ανέμου είναι πολύ μεγάλη, τότε προκαλούνται ζημιές στα δέντρα, οι λεγόμενες ανεμορριψίες και ανεμοθλασίες. Σε κάποιες περιπτώσεις η μόνιμη επίδραση του ανέμου στα δέντρα επιφέρει μόνιμη παραμόρφωση της κόμης τους (Εικ. 7.3).

Η διαμόρφωση σημαιοειδούς μορφής της κόμης οφείλεται, πέρα από τις μηχανικές, και σε καθαρά φυσιολογικές επιδράσεις των ισχυρών ανέμων. Τα φύλλα και τα κλαδιά που είναι εκτεθειμένα προς την προσήνεμη πλευρά διαπνέουν εντονότερα, με αποτέλεσμα να ξηραίνονται ή να αναπτύσσονται καχεκτικά. Το φαινόμενο αυτό παρατηρείται εντονότερα σε ξηρά εδάφη.



Εικόνα 7.3 Διαμόρφωση σημαιοειδούς μορφής της κόμης δέντρου.

Η ταχύτητα του ανέμου κοντά στο έδαφος λόγω της τραχύτητας παρουσιάζει μειωμένες τιμές σε σύγκριση με τις αντίστοιχες ταχύτητες σε μεγαλύτερα ύψη. Η βλάστηση, είτε ως μεμονωμένα φυτά είτε

υπό μορφή συστάδων, αποτελεί στοιχείο της τραχύτητας της επιφάνειας του εδάφους και συμβάλλει στην παρεμπόδιση της πνοής του ανέμου και στη μείωση της ταχύτητάς του.

Η ταχύτητα του ανέμου στην υπήνεμη πλευρά του φυτού και κοντά στην επιφάνεια του εδάφους μειώνεται κατά 75%, στο μέσο περίπου του ύψους του κατά 50% και στο άνω τμήμα του κατά 45%, με περαιτέρω μείωση του ποσοστού ελάττωσης της ταχύτητάς του έως ότου προσεγγίσει την ταχύτητα του πνέοντος ανέμου. Η ταχύτητα στο εσωτερικό τμήμα της κόμης των δέντρων και κοντά στην επιφάνεια του εδάφους σχεδόν μηδενίζεται.

Η επίδραση μεμονωμένων δέντρων δεν αποτελεί εμπόδιο στην πνοή του ανέμου. Έτσι, η ταχύτητα κοντά στο έδαφος τείνει να πλησιάζει την ταχύτητα σε επιφάνεια χωρίς εμπόδιο. Η παρουσία της φυτοκόμης προκαλεί σημαντική μείωση της ταχύτητας στην υπήνεμη πλευρά του δέντρου και ιδιαίτερα στο ύψος που αντιστοιχεί στη μεγαλύτερη πυκνότητα του φυλλώματος.

Επίσης, ο άνεμος προκαλεί σοβαρή ζημιά και στο έδαφος. Σε περιοχές χωρίς βλάστηση που πλήττονται περιστασιακά ή μόνιμα από ανέμους μεγάλης έντασης το πρόβλημα της αιολικής διάβρωσης του εδάφους είναι σοβαρό. Πολύ ισχυροί άνεμοι παρασύρουν το φύλλωμα, τον χούμο και τη λεπτή γη, υποβαθμίζοντας έτσι το έδαφος. Η διαδικασία της αιολικής διάβρωσης περιλαμβάνει δύο στάδια. Το πρώτο αναφέρεται στην απόσπαση των λεπτόκοκκων σωματιδίων από το έδαφος και το δεύτερο στην απομάκρυνση και μεταφορά τους με τον άνεμο σε άλλη περιοχή. Ο τρόπος μεταφοράς των τεμαχιδίων του εδάφους μπορεί να γίνει με διάφορους τρόπους που αποτελούν συνάρτηση του μεγέθους των τεμαχιδίων και της ταχύτητας του ανέμου.



Εικόνα 7.4 Αποκάλυψη των ριζών δέντρου από αιολική διάβρωση.

Τα μικρά τεμαχίδια του εδάφους, υπό την επίδραση του ανέμου, αποσπώνται και μπορεί να εξακολουθούν να αιωρούνται και να μετακινούνται σε ύψος έως 30 περίπου εκατοστών από την επιφάνεια του εδάφους. Σχετικά μεγάλου μεγέθους τεμαχίδια μετακινούνται κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, ενώ αντίθετα τα μικρής διαμέτρου ανυψώνονται και μεταφέρονται σε μεγάλες αποστάσεις. Τα εδαφικά τεμαχίδια με πολύ μικρό μέγεθος, όπως είναι η ψιλή άμμος και η σκόνη, ακολουθούν τις μετακινήσεις των αέριων μαζών. Εάν οι μετακινούμενες αέριες μάζες εμπλακούν σε ατμοσφαιρικές αναταράξεις, τότε τα εδαφικά αυτά τεμαχίδια μπορούν να μετακινηθούν σε ύψος μερικών χιλιομέτρων εντός της ατμόσφαιρας και να μεταφερθούν σε αποστάσεις εκατοντάδων χιλιομέτρων από την περιοχή προέλευσής τους.

7.10 Ανεμοπροστασία εδάφους και φυτών

Για την αντιμετώπιση των καταστροφικών δράσεων του ανέμου χρησιμοποιούνται διάφορα εμπόδια που ανακόπτουν την έντασή του. Τα εμπόδια αυτά είναι φυτικής προέλευσης, π.χ. εδαφικά αναχώματα, λιθόκτιστες κατασκευές, τα οποία είναι γνωστά ως ανεμοφράκτες. Αυτοί βρίσκουν εφαρμογή, κυρίως, σε ανεμόπληκτες περιοχές, σε παράκτιες θέσεις, σε πεδιάδες όπου η τραχύτητα του εδάφους είναι μικρή, σε περιοχές που πλήττονται από ψυχρούς καταβατικούς ανέμους κ.ά. Έχουν ιδιαίτερη χρησιμότητα στην προστασία ευαίσθητων γεωργικών καλλιεργειών, φυτωρίων, οικόσιτων ζώων, γεωργικών εγκαταστάσεων και κατοικιών, οδικών αξόνων και άλλων κατασκευών.

Οι συνηθέστεροι ανεμοφράκτες απαρτίζονται από ξυλώδη φυτά διαφόρου ύψους, όγκου και πυκνότητας φύτευσης (Φλόκας & Χρονοπούλου, 2010). Στην Ελλάδα και ιδιαίτερα στην Αττική και στις νησιωτικές περιοχές του Αιγαίου, που επικρατούν ισχυροί βόρειοι-βορειοανατολικοί άνεμοι χρησιμοποιούνται συστάδες από καλάμια για την προστασία καλλιεργούμενων φυτών μικρού ύψους.

Εκτός από τις ζημιογόνες άμεσες επιπτώσεις του ανέμου στα φυτά, σοβαρά προβλήματα μπορούν επίσης να προκληθούν στη βλάστηση και με έμμεσο τρόπο. Η μεταφορά μικροσκοπικών σταγονιδίων αλμυρού νερού από παραλιακές περιοχές και η εναπόθεσή τους στην επιφάνεια των φύλλων των δέντρων που βρίσκονται σε αρκετά μεγάλες αποστάσεις από τη θάλασσα μπορεί να δημιουργήσει τοπικές νεκρώσεις στα φύλλα, ξήρανση και φυλλόπτωση. Έχει διαπιστωθεί ότι η μεταφορά υδροσταγονιδίων μπορεί να γίνει πολλά χιλιόμετρα εσωτερικά της ακτογραμμής. Αυτό εξαρτάται από τη μορφή του αναγλύφου που βρίσκεται δίπλα στην ακτογραμμή, το οποίο μπορεί να ευνοεί ή να αποτρέπει τη μετακίνηση των αέριων μαζών. Άλλη έμμεση ζημιογόνα επίπτωση του ανέμου στις καλλιέργειες αφορά τη μεταφορά ασθενειών και επιβλαβών μικροοργανισμών. Σπόρια μυκήτων, βακτήρια και σπόροι μεγάλου αριθμού ανεπιθύμητων φυτών ή ζιζανίων μεταφέρονται σε μεγάλες αποστάσεις.

Ανακεφαλαίωση μαθήματος

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ahrens, D.C. (2003). *Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment*. Pacific Grove: Brooks Cole.
- Κυριαζόπουλος, Β. & Λιβαδάς, Γ. (1975⁶). *Πρακτική Μετεωρολογία*. Θεσσαλονίκη: Α.Π.Θ.
- Λιβαδάς, Γ.Κ. (1973). Οι Ετησίοι Άνεμοι Απόδειξις της Σταθερότητας του Κλίματος της Ελλάδος. *Πρακτ. Σεμιν. Φυσικής της Ατμόσφαιρας, 17-20/9/1973*. Αθήναι.
- Μαχαίρας, Π. & Μπαλαφούτης, Χ. (1984). *Γενική Κλιματολογία με στοιχεία Μετεωρολογίας*. Θεσσαλονίκη: University Studio Press.
- Μπαλτάς, Ε.Α. (2010). *Εφαρμοσμένη Μετεωρολογία*. Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις Ζήτη.

- Ντάφης, Σ. (1986). *Δασική Οικολογία*. Θεσσαλονίκη: Γιαχούδη-Γιαπούλη.
- Ρεφενέ, Μ. (2002). *Μελέτη της επίδρασης της ορεογραφίας στο πεδίο του ανέμου καθώς και στα πεδία άλλων μετεωρολογικών παραμέτρων στον ελληνικό χώρο (Διδακτορική Διατριβή)*. Θεσσαλονίκη: Α.Π.Θ.
- Φλόκας, Α.Α. (1997). *Μαθήματα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας*. Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις Ζήτη.
- Φλόκας, Α. & Χρονοπούλου, Α. (2010). *Μαθήματα Γεωργικής Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας*. Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις Ζήτη.

8. Η γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας

Το θέμα του όγδοου κεφαλαίου είναι η γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας ως παράγοντας διαμόρφωσης του κλίματος. Περιγράφονται οι επικρατούσες θεωρίες περί ερμηνείας της γενικής κυκλοφορίας. Τέλος, το κεφάλαιο κλείνει με την περιγραφή των κινήσεων των υδάτων των ωκεανών, οι οποίες είναι γνωστές ως θαλάσσια ρεύματα, ως παράγοντα διαμόρφωσης του κλίματος πολλών περιοχών του πλανήτη.

8.1 Γενικά

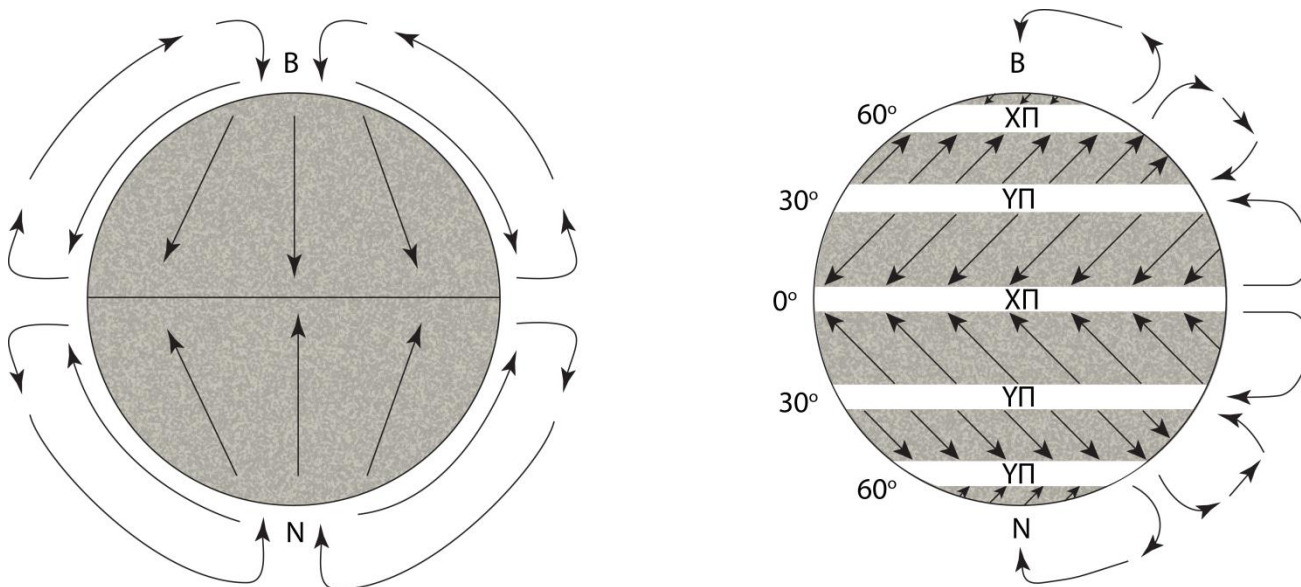
Η γενική κυκλοφορία παριστάνει μόνο τη μέση κίνηση του αέρα γύρω από τη Γη. Οι πραγματικοί άνεμοι σε οποιονδήποτε τόπο και οποιαδήποτε χρονική στιγμή μπορεί να διαφέρουν σημαντικά από τη μέση εικόνα. Οποσδήποτε, όμως, οι μέσες συνθήκες μπορούν να δώσουν απαντήσεις σε ερωτήσεις που σχετίζονται με την κίνηση των ανέμων και τις διευθύνσεις που ακολουθούν αυτοί σε διάφορα μέρη του πλανήτη και τους μηχανισμούς που βρίσκονται πίσω από τις κινήσεις αυτές (Μαχαίρας & Μπαλαφούτης, 1984).

Η βασική αιτία της γενικής ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας είναι η άνιση θέρμανση της γήινης επιφάνειας (Ahrens, 2003). Η εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία είναι ίση με την ακτινοβολία που εκπέμπεται από τη Γη, αλλά η συνθήκη αυτή δεν ισχύει σε κάθε γεωγραφικό πλάτος, αφού, όπως έχει αναφερθεί, οι τροπικοί δέχονται πολύ περισσότερη ενέργεια και οι πολικές περιοχές παρουσιάζουν ενεργειακό έλλειμμα. Για να εξισορροπηθούν αυτές οι ανισότητες η ατμόσφαιρα μεταφέρει θερμό αέρα προς τους πόλους και ψυχρό αέρα προς τον Ισημερινό. Μολονότι αυτή η διεργασία φαίνεται απλή, η πραγματική ροή του αέρα είναι περίπλοκη. Για καλύτερη κατανόηση του θέματος κατά πρώτον θα ανατρέξουμε σε κάποιες παραδοχές οι οποίες απλοποιούν μερικές από τις δυσκολίες της γενικής κυκλοφορίας.

8.2 Οι θεωρίες της γενικής κυκλοφορίας

8.2.1 Το μοντέλο του ενός κυττάρου

Στην περίπτωση αυτή συμφωνούμε με τις εξής παραδοχές: η συνολική επιφάνεια της Γης έχει ομοιόμορφη κάλυψη και, έτσι, αποκλείουμε τη διαφορετική θερμική συμπεριφορά ξηράς και θάλασσας. Επίσης, δεχόμαστε ότι ο Ήλιος βρίσκεται πάντοτε επάνω από τον Ισημερινό και, επομένως, δεν υπάρχει εποχική μετατόπιση των ανέμων βόρεια ή νότια. Τέλος, δεχόμαστε ότι η δύναμη Coriolis δεν υπάρχει, έτσι η μόνη υπό εξέταση δύναμη είναι η δύναμη της βαροβαθμίδας. Σύμφωνα με τις παραδοχές αυτές, η γενική κυκλοφορία θα έχει τη μορφή που παρουσιάζεται στο [Σχήμα 8.1](#) (αριστερά), το οποίο είναι το λεγόμενο κύτταρο του Hadley. Εδώ παρατηρείται μια ισχυρή θέρμανση στην ισημερινή ζώνη που δημιουργεί μια εκτεταμένη περιοχή χαμηλών πιέσεων και έντονη ψύξη στους πόλους η οποία με τη σειρά της δημιουργεί μια επιφάνεια υψηλών πιέσεων.



Σχήμα 8.1 Η γενική κυκλοφορία του αέρα σε μια ακίνητη Γη (αριστερά) και στην περιστρεφόμενη Γη (δεξιά) με ομοιόμορφη επιφάνεια.

Σε συμφωνία με την οριζόντια βαροβαθμίδα, ο ψυχρός επιφανειακός πολικός αέρας κινείται προς τον Ισημερινό, ενώ στα ανώτερα επίπεδα ο αέρας κινείται προς τους πόλους. Η συνολική κυκλοφορία αποτελείται από έναν κλειστό δακτύλιο με ανερχόμενο αέρα στον Ισημερινό, ο οποίος ψηλότερα από την επιφάνεια της Γης κινείται προς τους πόλους, με μια καθίζηση αέρα επάνω από τους πόλους, που τέλος ακολουθείται από μια επιφανειακή κίνηση του αέρα προς τον Ισημερινό.

Βέβαια αυτού του είδους η κυκλοφορία πρακτικά δεν υπάρχει στην επιφάνεια της Γης (Critchfield, 1974). Αυτό συμβαίνει για τον λόγο ότι η Γη περιστρέφεται και, επομένως, η δύναμη Coriolis θα προκαλέσει εκτροπή της κίνησης του αέρα. Και στα δύο ημισφαίρια οι επιφανειακοί βόρειοι άνεμοι θα μετατραπούν σε ανατολικούς ανέμους σε όλα τα πλάτη. Οι άνεμοι αυτοί, κινούμενοι σε μια διεύθυνση αντίθετη με την περιστροφή της Γης, λόγω της αναπτυσσόμενης τριβής θα προκαλούσαν μείωση της ταχύτητας περιστροφής της Γης, το οποίο όμως δεν συμβαίνει. Επομένως, ένα τέτοιο μοντέλο κυκλοφορίας δεν είναι αποδεκτό, αφού και η παρατήρηση δείχνει ότι στα μέσα γεωγραφικά πλάτη οι άνεμοι που πνέουν είναι δυτικοί. Συνεπώς, θα αναζητήσουμε την απάντηση υπό τις δύο προϋποθέσεις ότι η Γη είναι ομοιόμορφα καλυμμένη και ότι ο Ήλιος βρίσκεται στον Ισημερινό.

8.2.2 Το μοντέλο των τριών κυττάρων

Εάν η Γη αρχίσει να περιστρέφεται, τότε το απλό σύστημα διασπάται σε μια σειρά από κύτταρα, όπως φαίνονται στο [Σχήμα 8.1](#) (δεξιά). Στο σχήμα αυτό, όπως και σε άλλα, οι τροπικές περιοχές συνεχίζουν να δέχονται μεγάλα ποσά ενέργειας και οι πόλοι μικρά. Σε κάθε ημισφαίριο αναπτύσσονται τρία κύτταρα που αναλαμβάνουν να ανακαταναείμουν την ενέργεια. Μια περιοχή υψηλής επιφανειακής πίεσης παρατηρείται στους πόλους και μία ζώνη χαμηλών πιέσεων συνεχίζει να υπάρχει στον Ισημερινό. Από τον Ισημερινό έως το γεωγραφικό πλάτος των 30°, η κυκλοφορία θυμίζει ακριβώς τον δακτύλιο του Hadley που αναφέραμε παραπάνω. Στον Ισημερινό ο αέρας είναι θερμός και η βαροβαθμίδα ασθενής με ασθενείς ανέμους. Ο θερμός αέρας ανυψώνεται πολλές φορές συνοδευόμενος από συμπύκνωση υδρατμών και τον σχηματισμό νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης. Ο ανυψούμενος αέρας φτάνει στην τροπόπαυση και εκτρέπεται προς τους πόλους. Η δύναμη Coriolis εκτρέπει τον αέρα προς τα δεξιά στο βόρειο ημισφαίριο και προς τα αριστερά στο νότιο, δημιουργώντας δυτικούς ανέμους στην ανώτερη ατμόσφαιρα και στα δύο ημισφαίρια. Καθώς ο αέρας κινείται προς τους πόλους, ψύχεται και ταυτόχρονα

αρχίζει να συγκλίνει, ιδιαίτερα όταν φτάσει στα μέσα πλάτη. Η σύγκλιση αυτή οφείλεται σε αμιγώς γεωγραφικά αίτια. Είναι γνωστό ότι οι μεσημβρινοί κύκλοι πλησιάζουν συνεχώς ο ένας τον άλλο καθώς κινούμαστε προς τους πόλους, όπου ενώνονται. Επομένως, η μάζα του αέρα περιορίζεται σε μικρότερο χώρο καθώς απομακρύνεται από τον Ισημερινό. Δηλαδή η εν λόγω σύγκλιση δημιουργεί αύξηση της μάζας του αέρα και, επομένως, αύξηση της ατμοσφαιρικής πίεσης στην επιφάνεια, που γίνεται εμφανής σε πλάτη γύρω στις 30° . Η σύγκλιση αυτή στην ανώτερη ατμόσφαιρα δημιουργεί ζώνες υψηλής πίεσης που ονομάζονται υποτροπικά υψηλά ή αντικυκλώνες. Ο αέρας που συγκλίνει είναι σχετικά ξηρός, αρχίζει να καθιζάνει βραδέως στις ζώνες υψηλής πίεσης και θερμαίνεται εξαιτίας της συμπίεσης. Η καθίζηση του αέρα αποφέρει ανέφελους ουρανούς και πολύ υψηλές επιφανειακές θερμοκρασίες και ακριβώς αυτός είναι ο λόγος που στα πλάτη αυτά συναντάμε τις περισσότερες ερήμους του πλανήτη.

Στην επιφάνεια της περιοχής αυτής ένα τμήμα του αέρα κινείται πίσω προς τον Ισημερινό και, λόγω της εκτροπτικής δύναμης, ο αέρας αυτός γίνεται βορειοανατολικός στο βόρειο ημισφαίριο και νοτιοανατολικός στο νότιο ημισφαίριο. Αυτοί οι επιφανειακοί άνεμοι ονομάζονται αληγείς άνεμοι (δηλαδή άνεμοι σταθερής πνοής). Οι αληγείς άνεμοι του βορείου και του νοτίου ημισφαιρίου συγκλίνουν κοντά στον Ισημερινό σε μια ζώνη που ονομάζεται ενδοτροπική ζώνη σύγκλισης (Intertropical Convergence Zone, ITCZ). Στην εν λόγω επιφανειακή σύγκλιση ο αέρας ανέρχεται για να συνεχίσει την κυκλική πορεία του. Παράλληλα, στα πλάτη των 30° περίπου, ένα τμήμα του επιφανειακού αέρα που υφίσταται τη δράση της δύναμης Coriolis κινείται προς τους πόλους και μετατρέπεται σε δυτικό επιφανειακό άνεμο και στα δύο ημισφαίρια. Οι άνεμοι αυτοί είναι γνωστοί ως δυτικοί επιφανειακοί άνεμοι των μέσων πλατών.

Ενώ αυτός ο ήπιος αέρας κινείται προς τους πόλους, συναντάται με ψυχρό αέρα που κινείται από τους πόλους προς τον Ισημερινό. Οι δύο αυτές αέριες μάζες με τα αντίθετα θερμοκρασιακά χαρακτηριστικά δεν αναμειγνύονται. Διαχωρίζονται από μια οριακή ζώνη που ονομάζεται πολικό μέτωπο, μια ζώνη χαμηλής πίεσης –το υποπολικό χαμηλό– όπου ο επιφανειακός αέρας συγκλίνει και ανέρχεται, δημιουργώντας θύελλες. Η ζώνη αυτή τοποθετείται σε γεωγραφικό πλάτος περίπου 60° . Μέρος του αέρα στα υψηλότερα γυρίζει προς τον Ισημερινό και καθιζάνει στην υποτροπική ζώνη, δίνοντας ανατολικούς ανέμους στην ανώτερη ατμόσφαιρα. Ο δακτύλιος αυτός στα μέσα πλάτη είναι γνωστός ως δακτύλιος του Ferrel.

Βόρεια από το πολικό μέτωπο (στο βόρειο ημισφαίριο), ο ψυχρός πολικός αέρας που κινείται προς τον Ισημερινό εκτρέπεται από τη δύναμη Coriolis και γίνεται βορειοανατολικός. Τον χειμώνα το πολικό μέτωπο μπορεί να κινηθεί μέχρι τα μέσα ή υποτροπικά πλάτη και να δημιουργήσει ψυχρές πολικές εισβολές. Κατά μήκος του μετώπου ένα τμήμα του ανυψούμενου αέρα κινείται προς τους πόλους –όπου τελικά καθιζάνει– και γίνεται δυτικός στα μεγάλα ύψη εξαιτίας της δύναμης Coriolis.

Συνοψίζοντας, παρατηρούμε ότι στην επιφάνεια της Γης εμφανίζονται δύο κύριες περιοχές υψηλής πίεσης και δύο χαμηλής πίεσης. Οι υψηλές πιέσεις εντοπίζονται στις ζώνες γεωγραφικού πλάτους 30° και τους πόλους, ενώ οι χαμηλές στον Ισημερινό και στη ζώνη πλάτους 60° .

Το μοντέλο που παρουσιάστηκε συμφωνεί σε γενικές γραμμές με την κατανομή της πίεσης και των ανέμων κοντά στην επιφάνεια της Γης. Η εικόνα αυτή είναι περισσότερο σαφής με τους αληγείς ανέμους και με τους επιφανειακούς δυτικούς ανέμους του νοτίου ημισφαιρίου. Στο βόρειο ημισφαίριο οι μεγάλες μάζες της ξηράς και τα κινούμενα συστήματα υψηλών και χαμηλών πιέσεων αποδιοργανώνουν τους επιφανειακούς δυτικούς ανέμους των μέσων πλατών.

Στην ανώτερη ατμόσφαιρα, όμως, οι συνθήκες είναι τελείως διαφορετικές και το μοντέλο αυτό δεν συμφωνεί με τις παρατηρήσεις επί των πραγματικών συνθηκών. Εδώ οι κινήσεις του αέρα είναι εντελώς διαφορετικές. Για παράδειγμα, γνωρίζουμε ότι στα μέσα πλάτη οι ανώτεροι άνεμοι στην πραγματικότητα είναι δυτικοί, και όχι ανατολικοί, όπως εκτιμά ο δακτύλιος Ferrel. Επομένως, υπάρχουν ουσιαστικές

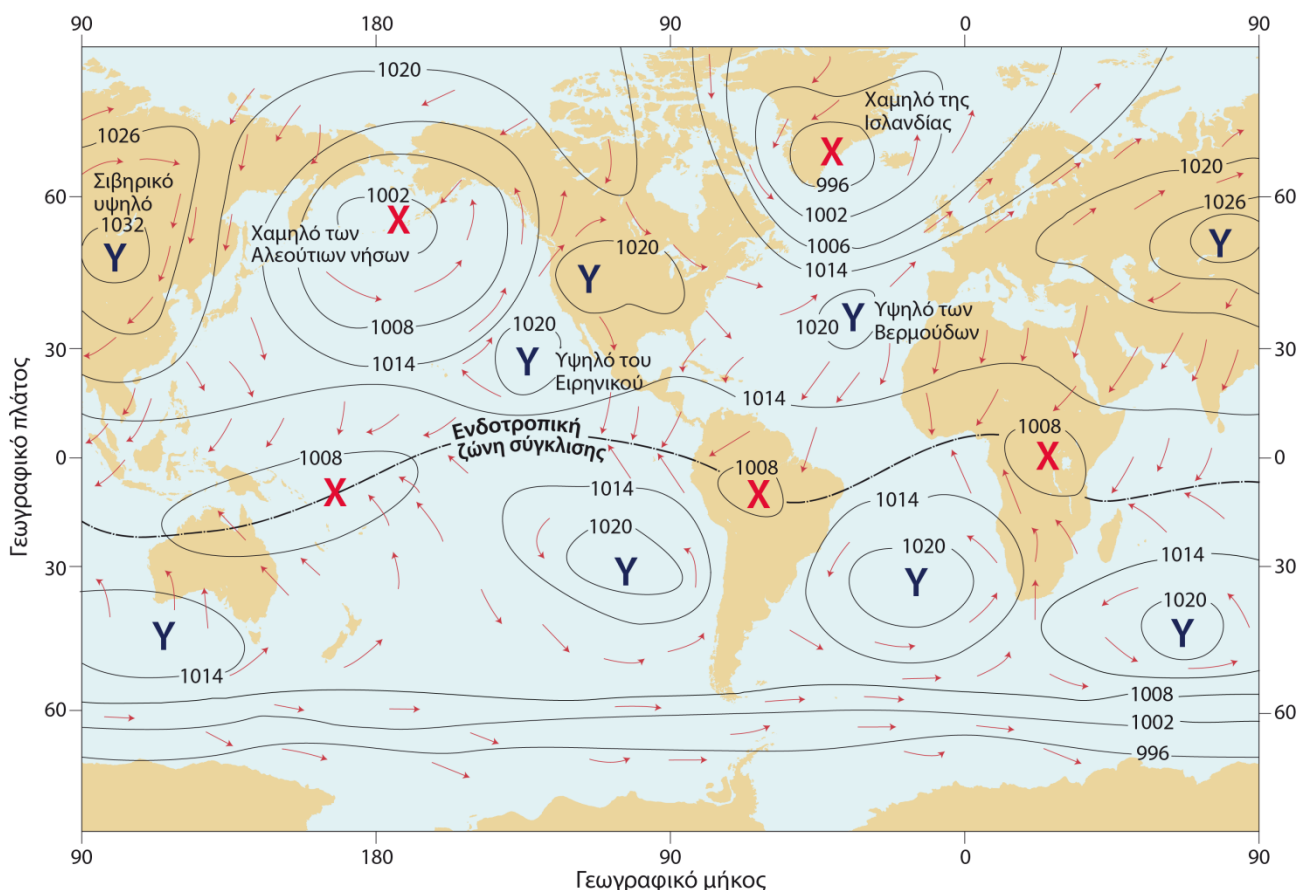
ασυμφωνίες μεταξύ του μοντέλου και των πραγματικών συνθηκών. Οι εκτιμήσεις της κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας έγιναν στο μοντέλο με ορισμένες παραδοχές και απλοποιήσεις που δεν συμφωνούν με την πραγματικότητα.

Τελικά, η συνθήκη της κυκλοφορίας στην ανώτερη ατμόσφαιρα είναι τελείως διαφορετική από αυτήν που περιγράφει το μοντέλο των τριών κυττάρων. Στην πραγματικότητα, στα μέσα γεωγραφικά πλάτη πέρα των 20 περίπου μοιρών, επικρατούν πολύ ισχυροί δυτικοί ανώτεροι άνεμοι, ενώ στην τροπική ζώνη υπάρχει ένα ισχυρό ανατολικό ρεύμα, όμως οι ταχύτητες του ρεύματος είναι πολύ μικρότερες από εκείνες των δυτικών ανέμων. Οι τεράστιες αυτές διαφορές στην πνοή των ανέμων έχουν ερμηνευτεί, αλλά το θέμα είναι τόσο περίπλοκο που δεν μπορεί να αναλυθεί στα πλαίσια ενός διδακτικού εγχειριδίου.

8.3 Οριζόντια κατανομή της πίεσης και των ανέμων στην επιφάνεια

Εάν μελετηθεί η πραγματική κατάσταση στον πλανήτη, με τις ηπείρους και τους ωκεανούς, με τα βουνά και τους παγετώνες, αποκαλύπτεται μια μέση κατανομή της ατμοσφαιρικής επιφανειακής πίεσης που διαφέρει λιγότερο ή περισσότερο από τις ιδανικές ζώνες που περιγράφηκαν. Στα σχήματα [8.2](#) και [8.3](#) παρουσιάζεται η μέση κατανομή της πίεσης στη στάθμη της θάλασσας για τους μήνες Ιανουάριο και Ιούλιο που αντιπροσωπεύουν τις χειμερινές και θερινές συνθήκες αντίστοιχα. Όπως φαίνεται από τους χάρτες, σε ορισμένες περιοχές υπάρχουν συστήματα τα οποία εμφανίζονται όλο τον χρόνο. Τα συστήματα αυτά χαρακτηρίζονται ως ημιμόνιμα κέντρα υψηλών και χαμηλών πιέσεων και παρουσιάζουν μόνο μια μικρή γεωγραφική μετατόπιση του κέντρου τους και αυξομείωση της έκτασής τους μέσα στον χρόνο. Στο [Σχήμα 8.2](#) παρατηρούμε ότι κατά τον Ιανουάριο υπάρχουν τέσσερα ημιμόνιμα κέντρα πίεσης στο βόρειο ημισφαίριο.

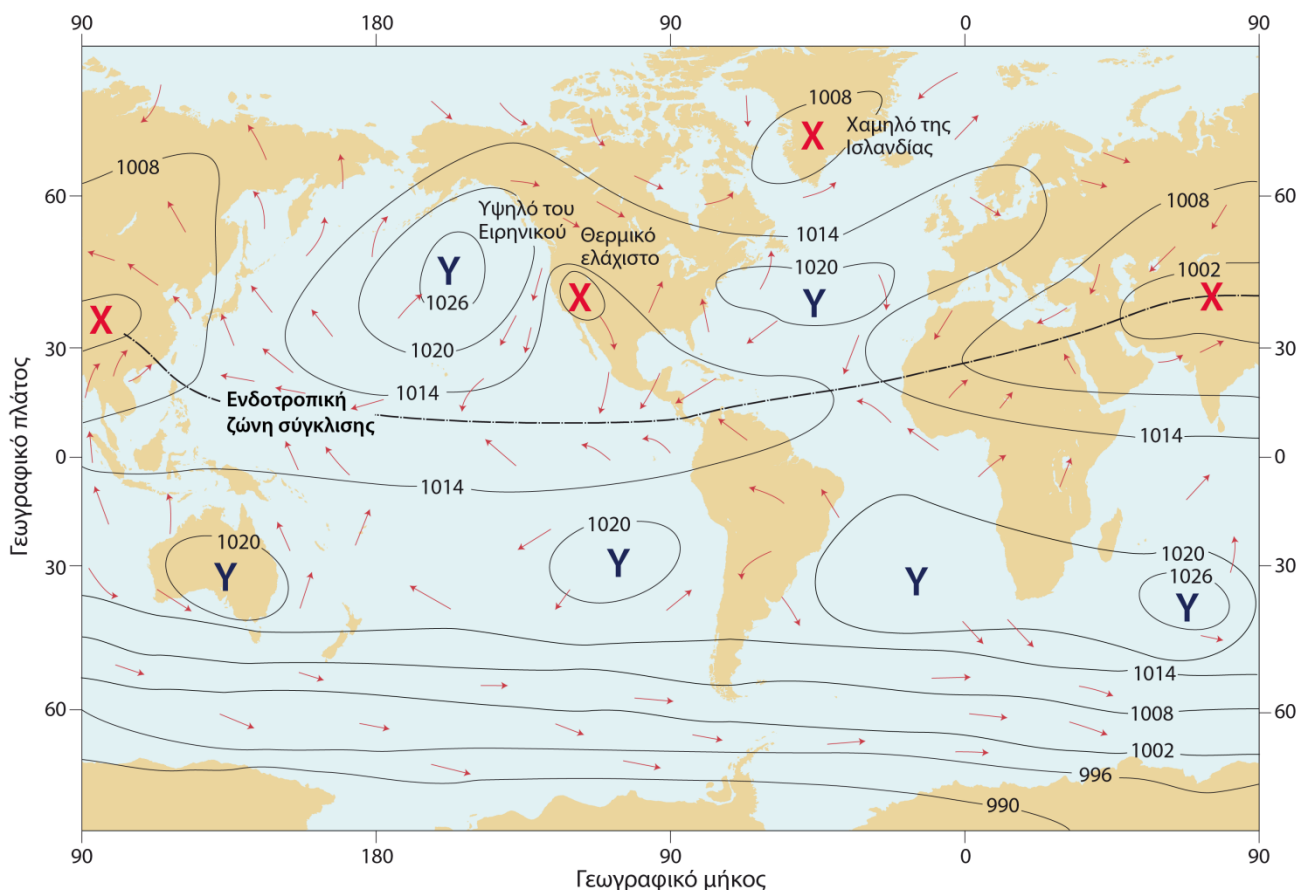
Έτσι, στα χαμηλά γεωγραφικά πλάτη του ανατολικού Ατλαντικού εμφανίζεται ένα σύστημα υψηλών πιέσεων, το υψηλό των Αζόρων, και στον βόρειο Ειρηνικό ωκεανό εμφανίζεται το υψηλό του Βόρειου Ειρηνικού. Και τα δύο συστήματα είναι υποτροπικοί αντικυκλώνες που βρίσκονται σε συμφωνία με τη ζώνη σύγκλισης των υποτροπικών. Επειδή οι επιφανειακοί άνεμοι στους αντικυκλώνες πνέουν κατά τη φορά των δεικτών του ρολογιού, θα εντοπίσουμε τους αληγείς ανέμους να εξέρχονται από τη νότια πλευρά και τους επιφανειακούς δυτικούς από τη βόρεια πλευρά.



Σχήμα 8.2 Κατανομή της μέσης ατμοσφαιρικής πίεσης και των ανέμων στη στάθμη της θάλασσας τον Ιανουάριο.

Στο νότιο ημισφαίριο όπου κυριαρχεί η θάλασσα και υπάρχει πολύ μικρότερη αντίθεση μεταξύ ξηράς και θάλασσας, τα υποτροπικά υψηλά παρουσιάζουν καλύτερη οργάνωση όλες τις εποχές. Στο νότιο ημισφαίριο διακρίνουμε τρεις αντικυκλώνες, του νοτίου Ειρηνικού, του νοτίου Ατλαντικού και του Ινδικού ωκεανού. Επίσης, εδώ οι άνεμοι παρουσιάζουν μια καλά οργανωμένη κυκλοφορία, με τους αληγείς στη βόρεια πλευρά και τους δυτικούς στη νότια.

Στην περιοχή του πολικού μετώπου, μεταξύ 40° και 65°, εμφανίζονται δύο ημιμόνιμα υποπολικά χαμηλά. Στον βόρειο Ατλαντικό εμφανίζεται το χαμηλό της Ισλανδίας, το οποίο καλύπτει την Ισλανδία και τη νότια Γροιλανδία, ενώ στον βόρειο Ειρηνικό, στα Αλεούτια νησιά, εμφανίζεται το χαμηλό των Αλεουτίων. Οι ζώνες με κυκλωνική δραστηριότητα χαρακτηρίζουν περιοχές, όπου εκδηλώνεται πλήθος καιρικών διαταραχών, που κινούνται συνήθως ανατολικά, ιδίως κατά τον χειμώνα.



Σχήμα 8.3 Κατανομή της μέσης ατμοσφαιρικής πίεσης και των ανέμων στη στάθμη της θάλασσας τον Ιούλιο.

Στο νότιο ημισφαίριο, το υποπολικό χαμηλό σχηματίζει μια συνεχή ζώνη (σκάφη) χαμηλών πιέσεων που περιβάλλει ολόκληρη τη Γη.

Στον χάρτη του Ιανουαρίου ([Σχήμα 8.2](#)), εμφανίζονται και άλλα συστήματα πίεσης, τα οποία δεν εμφανίζονται τον Ιούλιο, δηλαδή αυτά δεν είναι ημιμόνιμα. Έτσι, πάνω από την Ασία εμφανίζεται ένας εκτεταμένος, αλλά ρηχός αντικυκλώνας θερμικής προέλευσης που ονομάζεται Σιβηρικός Αντικυκλώνας και σχηματίζεται εξαιτίας της έντονης ψύξης της ξηράς. Νότια από το σύστημα αυτό, φαίνεται καθαρά η δράση του χειμερινού μουσώνα, καθώς ο αέρας εξέρχεται από τον αντικυκλώνα και κινείται προς τον ωκεανό.

Ένα αντίστοιχο θερμικό υψηλό, πολύ μικρότερης όμως έκτασης, εκδηλώνεται πάνω από τη Βόρεια Αμερική. Η ζώνη αυτή μετατοπίζεται βόρεια ή νότια, ακολουθώντας την κατάσταση κίνησης του Ήλιου.

Καθώς μεταβαίνουμε προς το θέρος ([Σχήμα 8.3](#)), η ξηρά αρχίζει να θερμαίνεται και τα ρηχά θερμικά βαρομετρικά υψηλά εξαφανίζονται. Σε ορισμένες περιοχές τα κέντρα χαμηλής πίεσης αντικαθιστούν τους αντικυκλώνες. Τα χαμηλά που εμφανίζονται πάνω από τη θερμή ξηρά ονομάζονται θερμικά χαμηλά. Τον Ιούλιο θερμικά χαμηλά εμφανίζονται κυρίως πάνω από την Ασία, το ονομαζόμενο χαμηλό του Πακιστάν ή Ινδίας ή Ιράν, και ένα μικρότερο πάνω από τις ΗΠΑ. Αυτά τα συστήματα εμφανίζονται στα ίδια γεωγραφικά πλάτη όπου δρουν και τα υποτροπικά υψηλά. Μπορούμε, επομένως, να κατανοήσουμε τον λόγο σχηματισμού τους. Κατά το θέρος, τα υποτροπικά κέντρα υψηλής πίεσης, εξαιτίας της κατά πλάτος κίνησης του Ήλιου, μετατοπίζονται βορειότερα κοντά στον παράλληλο των 30°, ενώ αποκτούν πολύ μεγαλύτερη διάσταση.

Μέσα στα συστήματα αυτά υπάρχει ισχυρή καθίζηση του αέρα η οποία προκαλεί ισχυρή θέρμανση του κατερχόμενου αέρα και ισχυρή νεφοδιάλυση που επιτρέπει την έντονη ηλιακή ακτινοβολία να φτάνει

στο έδαφος. Ο αέρας κοντά στο έδαφος θερμαίνεται πολύ γρήγορα, αλλά ανυψώνεται πολύ λίγο εξαιτίας των μηχανισμών καθίζησης. Στη συνέχεια ο αέρας κινείται οριζόντια πάνω από την επιφάνεια του εδάφους. Αυτή η κίνηση του αέρα ελαττώνει την επιφανειακή πίεση με αποτέλεσμα να δημιουργείται ένα ρηχό θερμικό χαμηλό. Το θερμικό χαμηλό του Πακιστάν, που μερικές φορές ονομάζεται και χαμηλό των μουσώνων, σχηματίζεται όταν θερμαίνεται η Ασιατική ήπειρος. Με την ενίσχυση του χαμηλού, θερμός και υγρός αέρας από τον ωκεανό κινείται προς αυτό, δημιουργώντας τον υγρό θερινό μουσώνα.

Αν συγκρίνουμε τους επιφανειακούς χάρτες Ιανουαρίου και Ιουλίου, θα παρατηρήσουμε σημαντικές μεταβολές στα ημιμόνιμα συστήματα πίεσης. Τα ισχυρά υποπολικά χαμηλά του Ιανουαρίου μετά δυσκολίας διακρίνονται τον Ιούλιο. Τα υποτροπικά υψηλά παραμένουν ισχυρά και στις δύο εποχές, αλλά κατά το θέρος κάθε ημισφαιρίου είναι πιο εκτεταμένα. Μεταξύ των υποτροπικών κέντρων πίεσης του βορείου και νοτίου ημισφαιρίου παρεμβάλλεται μια συνεχής ζώνη σύγκλισης, η ενδοτροπική ζώνη σύγκλισης (ITCZ) (διακεκομμένη γραμμή), η οποία στην ουσία διαχωρίζει τους αληγείς ανέμους του βόρειου ημισφαιρίου και αυτούς του νοτίου όπου εκδηλώνονται ανυψώσεις. Επειδή ο Ήλιος κατά τη διάρκεια του έτους παλινδρομεί μεταξύ των δύο τροπικών, η ζώνη της μέγιστης επιφανειακής θέρμανσης μετακινείται και αυτή εποχικά, μαζί με όλα τα βαρομετρικά συστήματα, ακολουθώντας της κίνηση του Ήλιου.

Η θέση των μεγάλων κέντρων πίεσης και η μετατόπιση αυτών επιδρά ουσιαστικά στην κατανομή των βροχοπτώσεων στις διάφορες περιοχές του πλανήτη. Σε πλανητική κλίμακα σημειώνεται άφθονη βροχή στις περιοχές όπου ο αέρας ανέρχεται και πολύ λίγη βροχή όπου ο αέρας καθιζάνει. Επομένως, αν λάβουμε υπόψη και τον χάρτη της βροχής (Κεφάλαιο 6), περιοχές με υψηλές βροχοπτώσεις παρατηρούνται στους τροπικούς, όπου υπάρχει η ενδοτροπική ζώνη σύγκλισης, και στα μέσα πλάτη σε θέσεις, όπου δρα το πολικό μέτωπο. Μικρές βροχοπτώσεις παρατηρούνται στις περιοχές των υποπολικών υψηλών και στην πολική περιοχή.

8.4 Θαλάσσια ρεύματα και το φαινόμενο Ελ Νίνιο

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, την οποία περικλείουν τα ύδατα σε πλανητική κλίμακα, καθώς και των βιολογικών και φυσικοχημικών χαρακτηριστικών των ωκεανών. Οι εν λόγω κινήσεις είναι επιφανειακές, βάθους ή κατακόρυφες ροές ανταλλαγής επιφανειακών και υποθαλάσσιων υδάτινων μαζών και είναι γνωστές ως θαλάσσια ρεύματα.

Η Μετεωρολογία και η Κλιματολογία ενδιαφέρονται 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. Επίσης, το επιφανειακό στρώμα της ατμόσφαιρας, το οποίο βρίσκεται σε επαφή με τα θερμά ή ψυχρά επιφανειακά ύδατα, θερμαίνεται ή ψύχεται μέσα από τις διαδικασίες ανταλλαγής της θερμότητας, συνθήκη πολύ σημαντική για τη διαμόρφωση και την πρόγνωση του καιρού.

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 βόρειο ημισφαίριο η συμμετοχή των ωκεανών στη θερμική εξισορρόπηση αυτού αγγίζει το 40%, ενώ το υπόλοιπο 60% οφείλεται στις κινήσεις της ατμόσφαιρας.

Ως θαλάσσιο ρεύμα ορίζουμε τη συνεχή οριζόντια μετακίνηση μεγάλων ποσοτήτων θαλάσσιου ύδατος μέσα στις εκτεταμένες υδάτινες μάζες των ωκεανών. Με άλλα λόγια, ως θαλάσσιο ρεύμα μπορεί

να χαρακτηριστεί ένας ωκεάνιος ποταμός που ρέει σε κοίτες οι οποίες αποτελούνται επίσης από θαλάσσιο νερό. Ανάλογα με τον χώρο όπου πραγματοποιείται η κίνηση αυτή, τα θαλάσσια ρεύματα διακρίνονται σε ρεύματα επιφάνειας και σε ρεύματα βάθους.

Η κίνηση των θαλασσίων ρευμάτων οφείλεται στη δράση διαφόρων αιτίων τα οποία και συνοψίζονται ως ακολούθως:

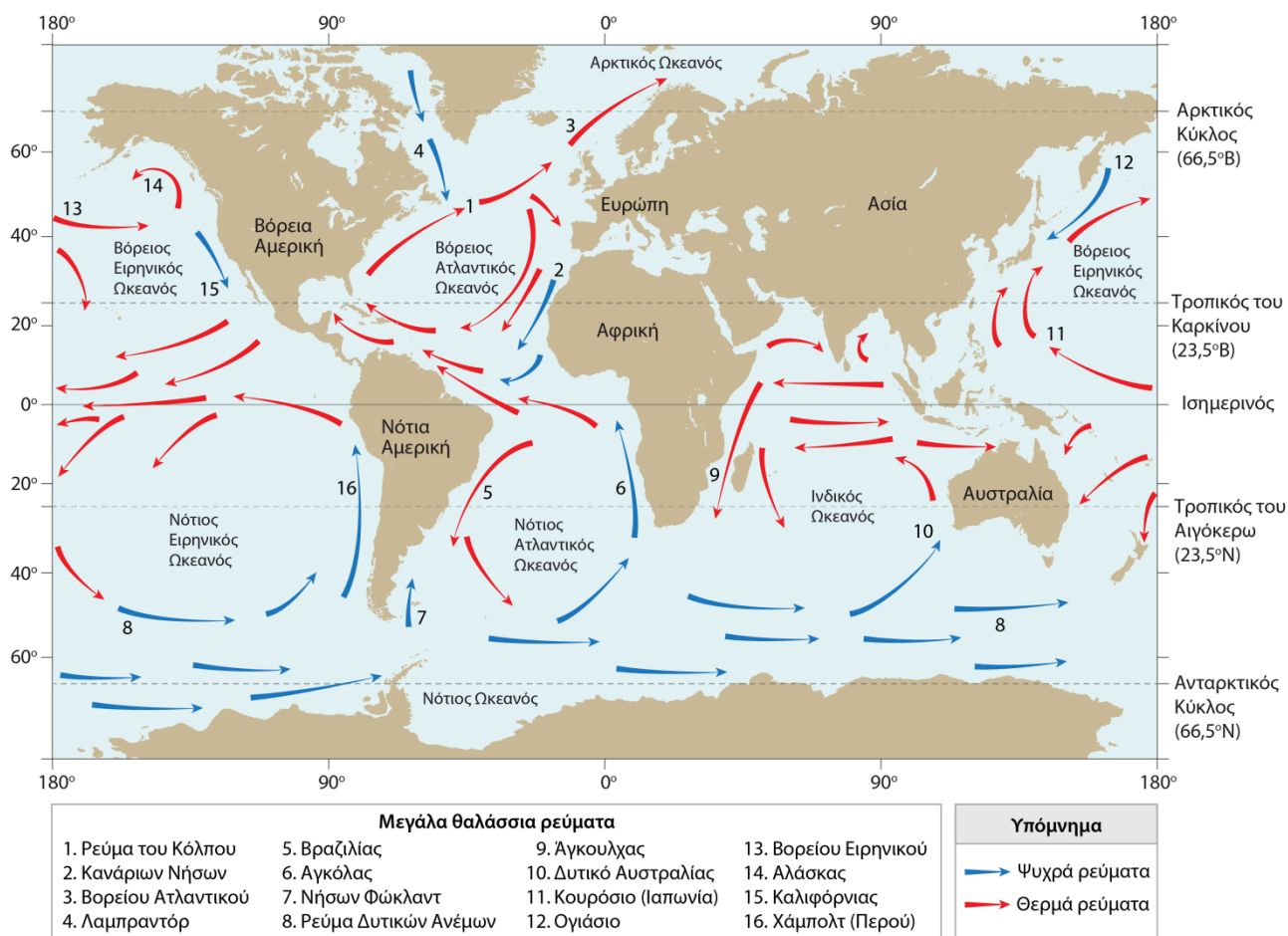
Μεταξύ των επιφανειακών ανέμων, οι οποίοι πνέουν με σταθερή διεύθυνση πάνω από τους ωκεανούς, και της επιφάνειας των ωκεανών αναπτύσσονται σημαντικές δυνάμεις τριβής, οι οποίες εξαναγκάζουν το ανώτερο στρώμα των υδάτων σε βάθος περίπου έως και 100 μέτρων να παρασύρεται με αργούς ρυθμούς, ακολουθώντας τη γενική διεύθυνση κίνησης των ανέμων. Το φαινόμενο αυτό είναι ιδιαίτερα χαρακτηριστικό στη ζώνη δράσης των υποτροπικών κέντρων υψηλής πίεσης.

Οι δημιουργούμενες αντιθέσεις στην πυκνότητα των υδάτων, που οφείλονται στην έντονη εξάτμιση και στην αλμυρότητα του ύδατος, είναι υπεύθυνες για τις αργές κινήσεις του νερού. Παρατηρείται δηλαδή κάτι ανάλογο με αυτό που συμβαίνει στην ατμόσφαιρα, όπου οι διαφορές πυκνότητας του αέρα δημιουργούν τους ανέμους.

Η ακτογραφία, η διαμόρφωση των πυθμένων, η θέση των μεγάλων ατμοσφαιρικών κέντρων κυκλοφορίας και η επίδραση της εκτροπτικής δύναμης Coriolis καθορίζουν τη διεύθυνση κίνησης και τις θέσεις των θαλασσίων ρευμάτων, και τελικά η πραγματική κατεύθυνση κίνησης των θαλάσσιων ρευμάτων οφείλεται στον συνδυασμό όλων των παραπάνω περιγραφέντων συντελεστών.

Είναι γνωστό ότι η εκτροπτική δύναμη Coriolis προκαλεί εκτροπή των κινουμένων σωμάτων προς τα δεξιά της φοράς κίνησης. Επομένως, και οι κινήσεις των θαλάσσιων ρευμάτων θα είναι δεξιόστροφες. Οι κινήσεις αυτές παρατηρούνται στην κίνηση του αέρα στους αντικυκλώνες του βόρειου ημισφαιρίου, γι' αυτό και οι κινήσεις αυτές χαρακτηρίζονται ως αντικυκλωνικές κινήσεις ή κινήσεις κατά τη φορά των δεικτών του ρολογιού. 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 8.4](#) αποτυπώνεται η κίνηση και η θέση των 16 κυριότερων θαλάσσιων ρευμάτων του πλανήτη. Γενικά, όπως φαίνεται από το παρακάτω σχήμα, 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 8.4 Τα μεγάλα θαλάσσια ρεύματα του πλανήτη.

Μια άλλη κατηγορία ρευμάτων είναι 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 θαλάσσιες περιοχές υπάρχουν στον Ειρηνικό ωκεανό όπου κατά μήκος του Ισημερινού ένα αντίρρευμα με κατεύθυνση από τα δυτικά προς τα ανατολικά αναπληρώνει τις απώλειες που προκαλούν τα δύο μεγάλα ρεύματα του βορείου και νοτίου Ειρηνικού στις δυτικές ακτές της Νότιας Αμερικής (Περου).

Η μελέτη της τροχιάς των θαλάσσιων ρευμάτων του [Σχήματος 8.4](#) 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 βόρειου Ημισφαιρίου η σχέση αυτή διαταράσσεται εξαιτίας της μεγάλης εξάπλωσης της ξηράς.

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

Ένα θαλάσσιο ρεύμα μπορεί να θερμάνει ή να ψύξει αντίστοιχα τους ανέμους που πνέουν πάνω από αυτό το ρεύμα. 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 Περου, της Αγκόλας κ.λπ. Από τα πιο σημαντικά θερμά ρεύματα για το κλίμα της

Ευρώπης είναι το ρεύμα του βορείου Ατλαντικού, γνωστό ως Ρεύμα του Κόλπου (Gulf Stream), γιατί δημιουργείται στον κόλπο του Μεξικού. Το ρεύμα αυτό εισχωρεί στον βόρειο Ατλαντικό, μεταφέροντας μεγάλα ποσά θερμότητας, κυρίως με τους υπερκείμενους ανέμους τους οποίους θερμαίνει, διατηρώντας τη ναυσιπλοΐα ελεύθερη και κατά τους ψυχρότερους μήνες σε περιοχές αρκετά βόρεια στον Αρκτικό. Επίσης, καθιστά πολύ ήπιο το κλίμα των δυτικών ακτών της Ευρώπης στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη.

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 ύδατα με μεγάλη ταχύτητα. Η απομάκρυνση των θερμών υδάτων από τις παράκτιες περιοχές αναπληρώνεται από ρεύματα βάθους 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. Επομένως, αποτελούν ιδανικούς τόπους αλιείας για τις γειτονικές χώρες. Η οικονομική σημασία αυτών των περιοχών είναι τεράστια και κατά καιρούς έχουν δημιουργηθεί συγκρούσεις ή ασκηθεί πιέσεις για τον έλεγχό τους.

Οι θερμοκρασίες που επικρατούν στις περιοχές αυτές είναι πολύ χαμηλότερες από τις γειτονικές και η επίδρασή τους φαίνεται καθαρά στους χάρτες των ισόθερμων που παρουσιάστηκαν στο σχετικό κεφάλαιο. Παράλληλα, μόλις ο αέρας που προέρχεται από τον ωκεανό συναντήσει τις ψυχρές παράκτιες υδάτινες επιφάνειες, ψύχεται και σχηματίζει ομίχλες οι οποίες αποτελούν σύνθετο φαινόμενο στις περιοχές αυτές. Αντίστοιχα ψυχρά ρεύματα με πολύ πυκνές ομίχλες υπάρχουν και στα μεγάλα πλάτη των ανατολικών ακτών, όπως συμβαίνει στην περιοχή Λαμπραντόρ του Καναδά, στη νότια Αργεντινή και Χιλή (Φόκλαντ) και στη Σιβηρία (Ογιά Σίβο), δηλαδή σε περιοχές που υπήρξαν το αντικείμενο οικονομικών συγκρούσεων μεταξύ διαφόρων χωρών (Καναδάς και Ηνωμένο Βασίλειο, Ηνωμένο Βασίλειο και Αργεντινή, Ρωσία και Ιαπωνία).

8.5 Επίδραση των θαλάσσιων ρευμάτων στο κλίμα

Δεν είναι εύκολος ο ακριβής προσδιορισμός της σημασίας του κάθε θαλάσσιου ρεύματος στη διαμόρφωση του κλίματος των γειτονικών προς αυτό ξηρών. Εντούτοις, ένας από τους κύριους λόγους έγκειται στη διαφορετική συμπεριφορά των ρευμάτων κατά τις διάφορες εποχές του έτους ή στο ότι τα ρεύματα δεν διατηρούν την ίδια ένταση από χρόνο σε χρόνο. Επιπλέον, οι συνθήκες που επικρατούν τον χειμώνα στις μεγάλες ηπείρους μπορούν να αλλοιώσουν τη δράση των ρευμάτων που δρουν στις ανατολικές ακτές τους. Παρά τις ιδιάζουσες συμπεριφορές, μπορεί να δοθεί μια γενική εικόνα των κλιματικών χαρακτηριστικών που διαμορφώνονται στις ακτές, στις οποίες παραπλέουν τα θαλάσσια ψυχρά ή θερμά ρεύματα (Morgan & Morgan, 1991):

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 του Ηνωμένου Βασιλείου.
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.
5. Τέλος, οι ανατολικές ακτές των μεγάλων πλατών βρέχονται από ψυχρά ρεύματα τα οποία διαμορφώνουν μακρούς ψυχρούς χειμώνες και δροσερά καλοκαίρια.

8.6 Το φαινόμενο Ελ Νίνιο

Η φράση «El Niño» αποτελεί ευλαβική προσφώνηση του Θείου Βρέφους στα ισπανικά. Ομοίως, η ίδια φράση 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 δυτικά προς την περιοχή των Φιλιππίνων. Αποτέλεσμα αυτής της μεταφοράς είναι η υψηλότερη στάθμη της θάλασσας στα νησιά αυτά κατά 60-65 cm. Επίσης, μια άλλη συνέπεια αυτής της σταθερής μεταφοράς του επιφανειακού ύδατος από τις ακτές της Νότιας Αμερικής προς τον δυτικό Ειρηνικό, είναι ότι σημειώνεται μια συνεχής «άντληση» ψυχρότερου νερού από τα κατώτερα στρώματα του ωκεανού. Το ψυχρό αυτό νερό είναι πλούσιο σε οξυγόνο και θρεπτικές ουσίες και συγκεντρώνει πλήθος θαλάσσιων οργανισμών που αλιεύονται σε αφθονία από τους αλιείς της περιοχής (Ahrens, 2003).

Ωστόσο, από τις παραπάνω διαδικασίες προκύπτει μια συσσώρευση θερμού νερού στον δυτικό τροπικό 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 αρκετά ψυχρότερος από τον δυτικό.

Καθώς η ατμοσφαιρική αλλά και η θαλάσσια κυκλοφορία ακολουθούν την εποχική κίνηση του Ήλιου, οι αληγείς άνεμοι μετατοπίζονται για μια μικρή περίοδο, γύρω από τα Χριστούγεννα, αρκετά νοτιότερα από την κανονική τους θέση. Αυτή η κίνηση αλλάζει δραματικά τον καιρό κατά μήκος της ακτής της νότιας Αμερικής, αφού μετατοπίζει τους ανέμους νοτιότερα και δυτικότερα, σταματά την άντληση του κρύου νερού, μειώνεται η παρουσία των θρεπτικών ουσιών και οξυγόνου στη θάλασσα και το ψάρεμα δεν είναι καθόλου αποδοτικό. Οι κάτοικοι της περιοχής, εκμεταλλευόμενοι τις ιδιάζουσες συνθήκες, απολαμβάνουν μια μεγάλη περίοδο διακοπών με διάφορες καλλιτεχνικές και κοινωνικές εκδηλώσεις. Αυτή ακριβώς η εποχική διακοπή της κανονικής πορείας των γεγονότων στην περιοχή συνηθίζεται να αποκαλείται Ελ Νίνιο.

Αλλά παρουσιάζεται μια μεγαλύτερης σπουδαιότητας μεταβολή, όταν το φαινόμενο αυτό, αντί λίγων ημερών, εγκαθίσταται στην περιοχή για ένα χρόνο ή και περισσότερο. Η κατάσταση αυτή σήμερα ονομάζεται από τους επιστήμονες φαινόμενο Ελ Νίνιο.

Η σημασία του φαινομένου Ελ Νίνιο δεν περιορίζεται στον τοπικό χαρακτήρα που του προσδίδουν 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, ιδιαίτερα δε στην τροπική ζώνη.

Ανακεφαλαίωση μαθήματος

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ahrens, D.C. (2003). *Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment*. Pacific Grove: Brooks Cole.
- Critchfield, H.J. (1974³). *General Climatology*. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall.
- Μαχαίρας, Π. & Μπαλαφούτης, Χ. (1984). *Γενική Κλιματολογία με στοιχεία Μετεωρολογίας*. Θεσσαλονίκη: University Studio Press.
- Morgan, J.M. & Morgan, M.D. (1991³). *Meteorology*. New York: McMillan.

9. Ατμοσφαιρικές διαταράξεις

Αναλύονται οι τρόποι με τους οποίους οι αέριες μάζες καθορίζουν τις ατμοσφαιρικές συνθήκες των διάφορων γεωγραφικών περιοχών και περιγράφεται η δημιουργία και η ταξινόμηση των ατμοσφαιρικών μαζών. Επιπλέον, περιγράφονται τα μέτωπα και οι υφέσεις.

9.1 Γενικά

Μέσα στα συστήματα γενικής κυκλοφορίας που παρουσιάζουν μεγάλης κλίμακας κινήσεις, οι αέριες μάζες κινούνται ως τμήματα αυτών των συστημάτων και τα μέτωπα κακοκαιρίας καθορίζουν τον ημερήσιο καιρό και αθροιστικά το κλίμα κάθε περιοχής. Οι κάτοικοι των μέσων γεωγραφικών πλατών έχουν την εμπειρία των απότομων καιρικών μεταβολών τόσο κατά τον χειμώνα όσο και κατά το θέρος. Οι εναλλαγές θερμών κυμάτων ή καυσώνων με καταιγίδες κατά το θέρος είναι αρκετά γνώριμα φαινόμενα. Ομοίως, κατά τον χειμώνα τις ήπιες και σχετικά θερμές ημέρες διαδέχονται ψυχρές πολικές εισβολές με αρνητικές θερμοκρασίες, χιόνια και παγετούς. Οι περισσότερες από τις μεταβολές αυτές προκαλούνται από τη μετακίνηση και την αλληλεπίδραση αέριων μαζών και από τις διεργασίες που συμβαίνουν μέσα στις ίδιες τις αέριες μάζες (Ahrens, 2003). Η μεταφορά της υγρασίας από τους ωκεανούς συντελεί στην εμφάνιση της βροχόπτωσης πάνω από τις ηπείρους, ενώ οι κινούμενες αέριες μάζες είναι υπεύθυνες για τη μεταφορά αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας από τη μια περιοχή στην άλλη. Η ανάλυση των ατμοσφαιρικών συνθηκών πάνω από μια περιοχή περιλαμβάνει τη μελέτη των αέριων μαζών, των μετώπων και των υφέσεων που διέρχονται από την περιοχή.

9.2 Αέριες μάζες

Ως αέρια μάζα ορίζεται ένα τεράστιο σώμα αέρα στην κατώτερη ατμόσφαιρα το οποίο χαρακτηρίζεται από τα ομοιογενή φυσικά χαρακτηριστικά της θερμοκρασίας, της υγρασίας και της πυκνότητας κατά την οριζόντια έννοια σε οποιοδήποτε γεωγραφικό πλάτος.

Όταν ο ατμοσφαιρικός αέρας παραμένει για αρκετές ημέρες πάνω από μια εκτεταμένη ομοιόμορφη γεωγραφική περιοχή, τότε αποκτά τα θερμοκρασιακά και υγρομετρικά χαρακτηριστικά της επιφάνειας, πάνω από την οποία είχε ακινητοποιηθεί (Critchfield, 1974). Τα χαρακτηριστικά αυτά διακρίνουν ολόκληρη την αέρια μάζα τόσο κατά την οριζόντια όσο και κατά την κατακόρυφη έννοια. Έτσι, σε κάθε επίπεδο πάνω από την επιφάνεια της Γης η αέρια μάζα παρουσιάζει μια ομοιομορφία κατά την οριζόντια έννοια. Οπωσδήποτε αυτή η ομοιομορφία δεν μπορεί πρακτικά να είναι απόλυτη, αφού μια τέτοια αέρια μάζα μπορεί να έχει διάμετρο της τάξης των 2.000 χιλιομέτρων και άνω (Μαχαίρας & Μπαλαφούτης, 1984). Επομένως, 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 (Morgan & Morgan, 1991).

9.3 Γένεση των αέριων μαζών

Οι αέριες μάζες γεννιούνται πάνω από ορισμένες περιοχές του πλανήτη οι οποίες ονομάζονται πηγές των αέριων μαζών. Επειδή, ως γνωστόν, η θέρμανση του αέρα αλλά και η τροφοδοσία σε υγρασία πραγματοποιούνται 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 και θα εξαναγκάζει τον αέρα να παραμείνει για αρκετό χρονικό διάστημα πάνω από την περιοχή αυτή, προκειμένου να αποκτήσει τα χαρακτηριστικά της.

Αυτές οι προϋποθέσεις πληρούνται μόνο στους ωκεανούς ή τις εκτενείς παγοσκεπείς ή πεδινές περιοχές, όπου υπάρχει κυριαρχία στάσιμων ή βραδώς κινουμένων αντικυκλώνων, όπως στις αρκτικές περιοχές και στις περιοχές των υποτροπικών ωκεανών και των ερήμων. Οι κυκλωνικές περιοχές δεν μπορούν να αποτελέσουν πηγή αέριων μαζών, γιατί οι θέσεις αυτές χαρακτηρίζονται από σύγκλιση των επιφανειακών ανέμων, η οποία απομακρύνει τον αέρα από την επιφάνεια και δεν επιτρέπει τη διαμόρφωση ομοιογενών χαρακτηριστικών. Τα μέσα γεωγραφικά πλάτη, όπου τα χαρακτηριστικά της θερμοκρασίας και της υγρασίας ποικίλλουν, δεν είναι κατάλληλες περιοχές για τον σχηματισμό αέριων μαζών. Αντίθετα, αυτή η περιοχή αποτελεί τη μεταβατική ζώνη, όπου οι αέριες μάζες με τα διαφορετικά φυσικά χαρακτηριστικά εισέρχονται, συναντιούνται και προκαλούν μια σειρά από καιρικά φαινόμενα (Φλόκας & Χρονοπούλου, 2010).

9.4 Ταξινόμηση των αέριων μαζών

Οι περιοχές, στις οποίες γεννιούνται οι αέριες μάζες πέρα από τη φύση της υποκείμενης επιφάνειας (ξηρά, θάλασσα), έχουν επίσης διαφορετικά θερμοκρασιακά χαρακτηριστικά ανάλογα με το γεωγραφικό πλάτος στο οποίο σχηματίζονται. Επομένως, οι αέριες μάζες, ανάλογα με τη γεωγραφική περιοχή όπου γεννιούνται και ανάλογα με τη φύση της επιφάνειας, διακρίνονται σε τέσσερις κατηγορίες: θερμές, ψυχρές, υγρές και ξηρές.

Οι υγρές αέριες μάζες ονομάζονται **θαλάσσιες** αέριες μάζες και συμβολίζονται με το γράμμα **m**, ενώ οι ξηρές αέριες μάζες χαρακτηρίζονται ως **ηπειρωτικές** αέριες μάζες και συμβολίζονται με το **c**. Επίσης, οι ψυχρές αέριες μάζες, που σχηματίζονται στα πολύ μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, διακρίνονται σε: α) **αρκτικές**, που συμβολίζονται με **A**, (ή **AA** για την Ανταρκτική) και β) **πολικές**, με σύμβολο το **P**.

Οι θερμές αέριες μάζες σχηματίζονται στα μικρά γεωγραφικά πλάτη και διακρίνονται σε α) **τροπικές**, με σύμβολο το **T** και β) **ισημερινές**, που συμβολίζονται με το **E**. Οι δύο πρώτες είναι ψυχρές και κινούνται από τα μεγαλύτερα προς τα μικρότερα πλάτη, μεταφέροντας ψύχος, ενώ οι δύο τελευταίες είναι θερμές και κινούμενες προς τα μεγάλα πλάτη μεταφέρουν θερμότητα.

Από τον συνδυασμό όλων των κατηγοριών αέριων μαζών προκύπτουν όλοι οι τύποι αέριων μαζών που εμφανίζονται στη Γη και είναι οι εξής:

cA = ηπειρωτική αρκτική

mA = θαλάσσια αρκτική

cP = ηπειρωτική πολική

mP = θαλάσσια πολική

cT = ηπειρωτική τροπική

mT = θαλάσσια τροπική

E = ισημερινή.

Στη Μεσόγειο συναντάται μια ακόμη αέρια μάζα η οποία δεν περιλαμβάνεται στη γενική ταξινόμηση. Πρόκειται για τη λεγόμενη μεσογειακή αέρια μάζα (M), η οποία δημιουργείται όταν οι αέριες μάζες που επισκέπτονται τη Μεσόγειο λιμνάσουν για αρκετό χρονικό διάστημα και αποκτήσουν μεσογειακά χαρακτηριστικά. Στην Ελλάδα περισσότερο συχνές είναι οι mP (4 ημέρες στις 10) και η cP (3 ημέρες στις 10). Τις υπόλοιπες ημέρες κυριαρχούν οι άλλες αέριες μάζες και η μεσογειακή.

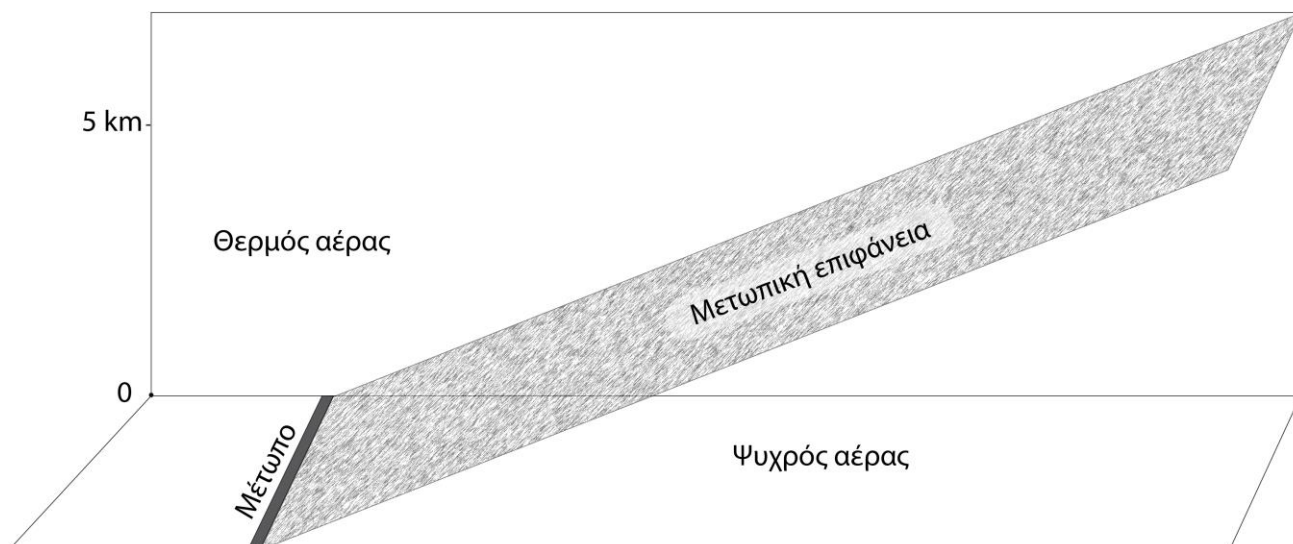
9.5 Μετασχηματισμοί των αέριων μαζών

Η αέρια μάζα εγκαταλείπει κάποια στιγμή την περιοχή γένεσής της και αρχίζει να κινείται σε συμφωνία με τους ανώτερους ανέμους. Κατά τη μετακίνησή της, η αέρια μάζα θα συναντήσει επιφάνειες οι οποίες μπορεί να είναι θερμότερες ή ψυχρότερες από αυτή. Η σχέση μεταξύ της αέριας μάζας και του νέου περιβάλλοντος, στο οποίο αυτή έχει βρεθεί, προκαλεί μετασχηματισμούς στην αέρια μάζα, οι οποίοι μπορούν να προσδώσουν ορισμένα νέα χαρακτηριστικά και, συνεπώς, να προκύψουν νέοι τύποι αέριων μαζών που θα συμβολίζονται με την προσθήκη νέων γραμμάτων τα οποία θα δηλώνουν την ευστάθεια ή αστάθεια της αέριας μάζας κατά τη μετακίνησή της. Εάν η αέρια μάζα κινηθεί προς θερμότερο περιβάλλον, τότε προστίθεται το γράμμα *k* (ψυχρή). Όταν η αέρια μάζα είναι θερμότερη από την υποκείμενη επιφάνεια, τότε προστίθεται το γράμμα *w* (θερμή). Επομένως, μια μάζα cPk θα χαρακτηρίζεται ως ηπειρωτική πολική αέρια μάζα που είναι ψυχρότερη από την υποκείμενη επιφάνεια.

Όταν, όμως, μια αέρια μάζα είναι ψυχρότερη από την υποκείμενη επιφάνεια, αυτή θερμαίνεται από κάτω, γεγονός που οδηγεί σε μια εντονότερη θερμοβαθμίδα και σε αστάθεια στα κατώτερα στρώματα. Επομένως, μια αέρια μάζα που χαρακτηρίζεται με το γράμμα *k* θα είναι ασταθής από κάτω (cPk, mPk). Αντίθετα, όταν η αέρια μάζα είναι θερμότερη από την υποκείμενη επιφάνεια, τα κατώτερα στρώματα ψύχονται εξαιτίας της επαφής με το ψυχρό έδαφος. Θερμός αέρας πάνω σε ψυχρότερο αέρα δημιουργεί μια σταθερή θερμοβαθμίδα η οποία περιορίζει σημαντικά την κατακόρυφη ανάμειξη. Επομένως, μια αέρια μάζα που χαρακτηρίζεται ως *w* θα είναι ευσταθής (για παράδειγμα mTw). Η ευστάθεια που χαρακτηρίζει τις μάζες αυτές συντελεί στην παγίδευση ρύπων, σκόνης, καπνού και άλλων, περιορίζοντας σημαντικά την ορατότητα κοντά στο έδαφος.

9.6 Μέτωπα

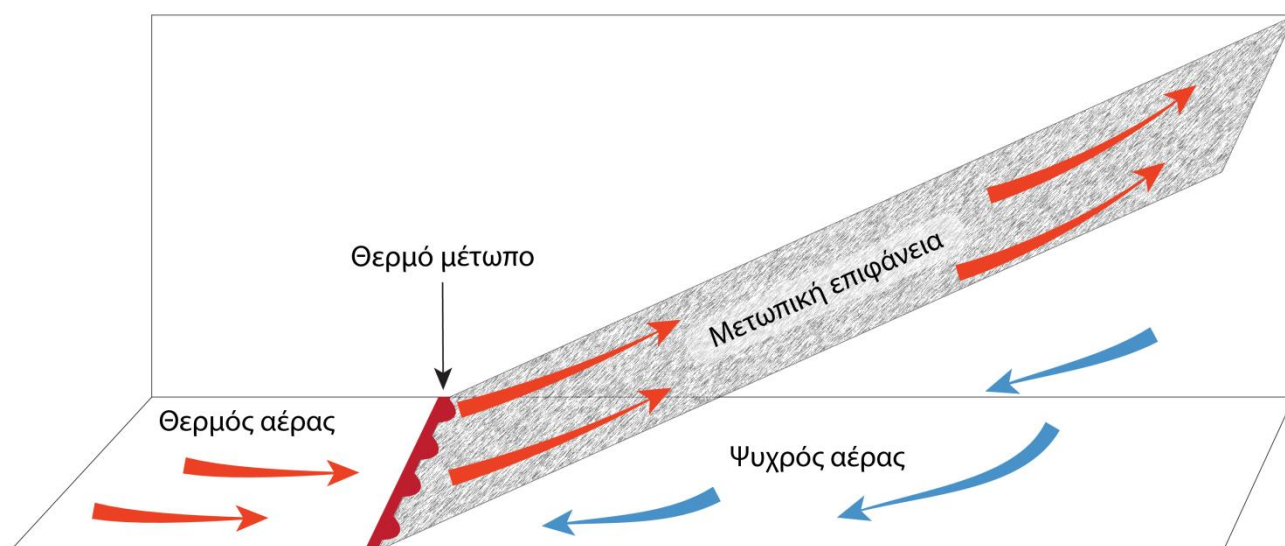
Όταν δύο αέριες μάζες με διαφορετική πυκνότητα βρεθούν η μία δίπλα στην άλλη, τότε δεν αναμειγνύονται, αλλά μεταξύ τους παρεμβάλλεται μια μεταβατική ζώνη βαθμιαίας μεταβολής των χαρακτηριστικών, εκατέρωθεν της οποίας παρατηρείται έντονη αντίθεση των χαρακτηριστικών των αέριων μαζών. Η ζώνη αυτή είναι γνωστή ως **μετωπική ζώνη** ή **μετωπική επιφάνεια** ή **επιφάνεια ασυνέχειας** και παρουσιάζει μια κλίση προς την ψυχρότερη αέρια μάζα. Υπενθυμίζεται ότι οι αέριες μάζες έχουν τεράστια οριζόντια και κατακόρυφη διάσταση και, κατά συνέπεια, η μετωπική επιφάνεια θα έχει πολύ μεγάλες διαστάσεις. Επειδή οι διαφορές στην πυκνότητα των αέριων μαζών συνήθως προκαλούνται από διαφορές της θερμοκρασίας, η μετωπική επιφάνεια συνήθως διαχωρίζει τις αέριες μάζες με θερμοκρασιακές αντιθέσεις. Συχνά η μετωπική επιφάνεια διαχωρίζει επίσης αέριες μάζες με διαφορετικά υγρομετρικά χαρακτηριστικά. Η τομή της μετωπικής επιφάνειας με το έδαφος ονομάζεται **μέτωπο** (Σχήμα 9.1). Κατά τη μελέτη αέριων μαζών και μετώπων, είναι απαραίτητο να γνωρίζουμε την τρισδιάστατη δομή. Οι χάρτες καιρού δείχνουν πάντοτε την οριζόντια κατανομή των αέριων μαζών, των μετώπων και των ισοβαρών. Όταν μελετούμε χάρτες αυτού του είδους, πρέπει να λαμβάνουμε υπόψη την κατακόρυφη διάσταση και κλίση των μετώπων.



Σχήμα 9.1 Η θέση του μετώπου και της μετωπικής επιφάνειας κατά τη συνάντηση δύο διαφορετικών αέριων μαζών.

9.6.1 Γενικά χαρακτηριστικά των μετώπων

Μολονότι υπάρχουν διάφοροι τύποι μετώπων, όπως θα δούμε παρακάτω, αυτά παρουσιάζουν πολλά κοινά καιρικά χαρακτηριστικά. Όπως τονίστηκε προηγουμένως, όταν οι ψυχρές και οι θερμές αέριες μάζες συναντηθούν, ο ψυχρός αέρας σφηνώνεται κάτω από τον θερμό αέρα, ο οποίος με τη σειρά του αναρριχάται πάνω στην κεκλιμένη επιφάνεια της ψυχρής αέριας μάζας. Το [Σχήμα 9.2](#) παρουσιάζει μια κατακόρυφη τομή της γειννίαςσης θερμής και ψυχρής αέριας μάζας, όπου και φαίνεται αυτή η συνθήκη.



Σχήμα 9.2 Κατακόρυφη τομή ενός μετώπου.

Η κλίση της επιφάνειας που διαχωρίζει τον ψυχρό από τον θερμό αέρα είναι στην πραγματικότητα πάρα πολύ μικρή και κυμαίνεται από 1:100 έως 1:500 στις διάφορες αέριες μάζες. Έτσι, η κλίση 1:100 σημαίνει ότι θα συναντήσουμε το κατακόρυφο ύψος του 1 km σε απόσταση 100 km από το σημείο του μετώπου.

Το πάχος της μεταβατικής ζώνης μπορεί να κυμαίνεται από μερικά μόλις μέτρα μέχρι μερικές δεκάδες μέτρων, εξαρτώμενο πάντοτε από τις αντιθέσεις των χαρακτηριστικών των αέριων μαζών. Όσο

μεγαλύτερη αντίθεση υπάρχει στις θερμοκρασίες και την υγρασία δύο αέριων μαζών τόσο μικρότερο πάχος θα έχει η μεταβατική ζώνη. Βέβαια, λόγω της μικρής κλίσης της μετωπικής επιφάνειας, η τομή της με το έδαφος, δηλαδή το μέτωπο, θα έχει ικανοποιητικό πλάτος.

9.6.2 Θερμοκρασία

Οι θερμοκρασιακές συνθήκες κατά μήκος του μετώπου διαφέρουν πολύ και η μεταβολή μπορεί να γίνεται είτε απότομα είτε βραδύτερα. Αέριες μάζες που παρουσιάζουν έντονες θερμοκρασιακές αντιθέσεις παρουσιάζουν πολύ έντονες μεταβολές κατά μήκος της μετωπικής ζώνης (θερμοκρασιακή ασυνέχεια), όχι μόνο στη θερμοκρασία, αλλά και στα εξαρτημένα καιρικά χαρακτηριστικά, τα οποία χρησιμοποιούνται για τον εντοπισμό της θέσης των μετώπων. Επίσης, επειδή η θερμή αέρια μάζα βρίσκεται πάνω από την ψυχρή, παρατηρείται μια αναστροφή της θερμοκρασίας (μετωπική αναστροφή).

9.6.3 Πίεση

Μια διακριτή μεταβολή παρατηρείται επίσης στην πίεση και στη βαροβαθμίδα στις δυο πλευρές του μετώπου. Τα περισσότερα μέτωπα βρίσκονται σε μία σκάφη χαμηλών πιέσεων η οποία ξεκινάει από το κέντρο μιας επιφάνειας χαμηλής πίεσης.

Το αποτέλεσμα της κατανομής της πίεσης προκαλεί στις ισοβαρείς μία οξεία κάμψη η οποία κατευθύνεται προς την πλευρά της υψηλής πίεσης, δηλαδή οι ισοβαρείς θα πρέπει να κάμπτονται προς την πλευρά του υψηλού και από τις δύο πλευρές του μετώπου.

9.6.4 Άνεμος

Νοείται ως ο άνεμος που σχετίζεται με τη βαροβαθμίδα και την εκτροπτική δύναμη και πνέει με ορισμένη γωνία σε σχέση με τις ισοβαρείς, από την υψηλότερη προς τη χαμηλότερη πίεση. Το χαρακτηριστικό στοιχείο στα μέτωπα είναι ότι ο άνεμος παρουσιάζει σημαντική αλλαγή στη διεύθυνση στις δύο πλευρές του μετώπου, όπως δείχνουν τα βέλη στο Σχήμα 9.3. Η αλλαγή αυτή χαρακτηρίζεται ως ασυνέχεια του ανέμου και χρησιμοποιείται για τον εντοπισμό της θέσης των μετώπων.

9.6.5 Νέφη και βροχή

Τα μέτωπα χαρακτηρίζονται από την παρουσία νεφών και βροχής. Αυτά είναι αποτέλεσμα της αδιαβατικής ψύξης που υφίσταται ο θερμός αέρας καθώς αναρριχάται στη μετωπική επιφάνεια. Η ακριβής φύση των νεφών και της βροχής εξαρτάται από την υγρασία που περιέχει ο αέρας και από την κλίση της μετωπικής επιφάνειας. Τα μετωπικά νέφη, επομένως, θα εκτείνονται σε εκατοντάδες χιλιόμετρα, καθώς ο θερμός αέρας εξαπλώνεται σε ολόκληρη τη μετωπική επιφάνεια. Επισημαίνεται ότι το κύριο νεφικό σώμα σχηματίζεται στον αέρα κοντά στο μέτωπο, το οποίο καθίσταται πιο εμφανές, όταν ο ψυχρός αέρας σφηνώνεται κάτω από τον θερμό.

9.6.6 Σχηματισμός των μετώπων

Τα μέτωπα σχηματίζονται κατά τη συνάντηση αέριων μαζών με διαφορετικά χαρακτηριστικά. Η διεργασία της δημιουργίας των μετώπων ονομάζεται μετωπογένεση, ενώ η διαδικασία διάλυσης των μετώπων ονομάζεται μετωπόλυση. Η δημιουργία ενός μετώπου προϋποθέτει έντονες αντιθέσεις ανάμεσα στις αέριες μάζες που βρίσκονται σε επαφή. Οι αντιθέσεις αυτές δεν περιορίζονται μόνο στα φυσικά χαρακτηριστικά των αέριων μαζών, αλλά περιλαμβάνουν και τα κινητικά χαρακτηριστικά τους.

9.6.7 Τύποι των μετώπων

Οι τύποι των μετώπων οι οποίοι δημιουργούνται κατά τη συνάντηση δύο διαφορετικών αέριων μαζών είναι το ψυχρό, το θερμό, το στάσιμο και το συσφιγμένο μέτωπο.

Ψυχρό μέτωπο (Σχήμα 9.3): δημιουργείται όταν ψυχρός, ξηρός και σταθερός πολικός αέρας εκτοπίζει θερμό, υγρό και ασταθή τροπικό αέρα. Στις περισσότερες περιπτώσεις ο ψυχρός και ξηρός αέρας κινείται ταχύτερα του υγρού και θερμού, με συνέπεια ο θερμός αέρας να υφίσταται κοντά στο μέτωπο βίαιες ανοδικές κινήσεις που οδηγούν στην ταχεία ψύξη του ανερχόμενου αέρα και στον σχηματισμό καταγλιδοφόρων νεφών (cb) που συγκεντρώνονται στη μετωπική ζώνη.



Σχήμα 9.3 Συμβολισμός ψυχρού μετώπου.

Θερμό μέτωπο (Σχήμα 9.4): σχηματίζεται όταν θερμός αέρας αναρριχάται σε ψυχρό αέρα που υποχωρεί. Η υποχώρηση αυτή σημαίνει ότι ο θερμός αέρας περνάει από περιοχές που προηγουμένως καλύπτονταν από ψυχρό αέρα. Επειδή η κλίση της μετωπικής επιφάνειας δεν είναι πολύ απότομη και οι ανοδικές κινήσεις δεν είναι βίαιες, η νεφική ζώνη καλύπτει μεγάλη έκταση μπροστά από το μέτωπο με διαδοχή νεφικών σχηματισμών που κατά σειρά, καθώς πλησιάζει το μέτωπο, είναι *cirrus*, *cirrostratus*, *altostratus*, *stratus* και τα συνδεδεμένα *nimbostratus*. Το σχετικά πυκνό στρώμα νεφών που καλύπτει τη μετωπική επιφάνεια φέρνει βροχές σε πολύ μεγάλη έκταση μπροστά από το μέτωπο.



Σχήμα 9.4 Συμβολισμός θερμού μετώπου.

9.6.8 Στάσιμα μέτωπα

Κατά τη συνάντηση δύο αέριων μαζών, τίθεται το ερώτημα τι είδους μέτωπο θα προκύψει. Εάν η μετωπική επιφάνεια μετατοπίζεται προς τον θερμό αέρα, σχηματίζεται ψυχρό μέτωπο. Εάν αυτή κινηθεί προς τον ψυχρό αέρα, σχηματίζεται θερμό μέτωπο. Εάν, όμως, οι αέριες μάζες δεν βρίσκονται σε κίνηση, τότε σχηματίζεται ένα μέτωπο το οποίο ονομάζεται στάσιμο μέτωπο. Αυτό συμβολίζεται με διαδοχικά τρίγωνα και ημικύκλια με αντίθετη φορά (Σχήμα 9.5).



Σχήμα 9.5 Συμβολισμός στάσιμου μετώπου.

9.6.9 Μετωπικές ζώνες της Γης

Στην επιφάνεια της Γης υπάρχουν μόνιμα πέντε μετωπικές ζώνες που περιβάλλουν τη Γη και σχετίζονται με τις θέσεις συνάντησης των διαφόρων αέριων μαζών που έχουμε ήδη περιγράψει. Αυτές οι ζώνες είναι το ενδοτροπικό μέτωπο, τα δύο πολικά μέτωπα των μέσων πλατών και τα αρκτικά μέτωπα.

9.6.10 Αρκτικά μέτωπα

Τα μέτωπα αυτά σχηματίζονται, όταν ο αρκτικός ή ανταρκτικός αέρας συναντά σχετικά θερμότερο θαλάσσιο αέρα. Δεν σχηματίζονται πολύ συχνά και οι επιδράσεις τους υπερβαίνουν το αντικείμενο μελέτης μας.

9.6.11 Πολικά μέτωπα

Τα πολικά μέτωπα αποτελούν τα όρια εισβολής των πολικών αέριων μαζών προς τον Ισημερινό, όπου συναντώνται με τις τροπικές αέριες μάζες. Τα προς νότο όρια του πολικού αέρα δεν παρουσιάζουν

κανονική εικόνα. Αυτός ο αέρας κινείται ακανόνιστα και βρίσκεται σε σταθερή κυματική κίνηση, ενώ άλλοτε πλησιάζει και άλλοτε απομακρύνεται από τον πόλο, καθοδηγούμενος από τον πολικό αεροχείμαρρο. Το όριο αυτό δεν αποτελεί ένα συνεχές μέσο γύρω από τη Γη, καθώς ο ψυχρός πολικός αέρας σχηματίζεται σε περισσότερο ή λιγότερο διακριτές περιοχές-πηγές γένεσης. Το πολικό μέτωπο, το οποίο αποτελεί τη μεταβατική ζώνη μεταξύ του πολικού αέρα και του τροπικού αέρα, κινείται ακολουθώντας την κίνηση του πολικού αέρα. Η κατανομή των αέριων μαζών και κυρίως των μετώπων στο Σχήμα 9.5 δείχνει ότι τα πολικά μέτωπα παρουσιάζουν **μη συνεχή** εικόνα με διάταξη βορειοανατολική-νοτιοδυτική κατά τη διάρκεια του χειμώνα, η οποία γίνεται περισσότερο δυτική-ανατολική κατά το θέρος. Τον χειμώνα τα πολικά μέτωπα κατεβαίνουν πολύ νοτιότερα στο βόρειο ημισφαίριο σε σχέση με το καλοκαίρι. Οι παλινδρομήσεις των πολικών μετώπων είναι χαρακτηριστικές στα μέσα γεωγραφικά πλάτη. Οι μετακινήσεις αυτές των πολικών μετώπων συντελούν στη μεγάλη μεταβλητότητα των καιρικών συνθηκών στη ζώνη αυτή, καθώς οι πολικές και οι τροπικές αέριες μάζες εναλλάσσονται.

Το πολικό μέτωπο μπορεί να έχει χαρακτηριστικά θερμού ή ψυχρού μετώπου, εξαρτώμενο από τη διεύθυνση της κίνησής του. Επάνω στο πολικό μέτωπο σχηματίζονται κύματα, των οποίων τα κοίλα στρέφονται προς τους πόλους, ακολουθώντας έναν κύκλο που ξεκινά από πολύ μικρά κύματα με αμελητέες διαταραχές, μέχρι τα κύματα μήκους εκατοντάδων χιλιομέτρων. Οι άνεμοι που σχετίζονται με τα μεγάλα αυτά κύματα και ο αντίστοιχος καιρός αποφέρουν τις υφέσεις των μέσων πλατών που θα αναλυθούν παρακάτω. Τα κύματα που αναπτύσσονται σε τέτοιο μέγεθος για να σχηματίσουν κυκλώνες ονομάζονται **ασταθή κύματα**, ενώ τα άλλα που παραμένουν μικρά και τελικά εξασθενούν χωρίς ενδιαφέρουσες καιρικές επιδράσεις ονομάζονται **σταθερά κύματα**. Κατά τη διάρκεια της δημιουργίας των ασταθών κυμάτων, τεράστιοι όγκοι πολικού και τροπικού αέρα απομακρύνονται από τις πηγές τους και διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στις καιρικές μεταβολές των μέσων πλατών.

9.6.12 Ενδοτροπικά μέτωπα

Το μέτωπο αυτό εμφανίζεται στην ισημερινή ζώνη, όπου συγκλίνουν οι αληγείς άνεμοι του βορείου και νοτίου ημισφαιρίου. Οι θέσεις αυτού του μετώπου αλλάζουν εποχικά και γεωγραφικά σύμφωνα με την κατ' απόκλιση κίνηση του Ήλιου. Ο αέρας που συγκλίνει έχει τροπικό χαρακτήρα, θαλάσσιο ή ηπειρωτικό. Η κίνηση των αληγών ανέμων που προέρχονται από τα υποτροπικά υψηλά συντελεί στην αύξηση της υγρασίας αυτών, με αποτέλεσμα να φτάνουν πολύ υγροί στην ισημερινή ζώνη, όπου ανυψώνονται για να δημιουργήσουν την ενδοτροπική ζώνη σύγκλισης (ITCZ) η οποία εκφράζει τη θέση του ενδοτροπικού μετώπου.

Το ενδοτροπικό μέτωπο στο μεγαλύτερο τμήμα του βρίσκεται βορειότερα του Ισημερινού. Οι θερμοκρασιακές αντιθέσεις ανάμεσα στις αέριες μάζες που συντελούν στη δημιουργία του μετώπου αυτού παρουσιάζουν κατά τη διάρκεια του έτους διαφορετικές εντάσεις. Κατά τις ισημερίες, οι θερμοκρασίες και στις δύο πλευρές του μετώπου είναι σχεδόν ίδιες. Στα μέσα και τα τέλη του χειμώνα, όπως και στο τέλος καλοκαιριού, οι θερμοκρασιακές διαφορές μεταξύ των δύο ημισφαιρίων είναι πολύ μεγάλες.

[Ανακεφαλαίωση μαθήματος](#)

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ahrens, D.C. (2003). *Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment*. Pacific Grove: Brooks Cole.
- Critchfield, H.J. (1974³). *General Climatology*. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall.

- Μαχαίρας, Π. & Μπαλαφούτης, Χ. (1984). *Γενική Κλιματολογία με στοιχεία Μετεωρολογίας*. Θεσσαλονίκη: University Studio Press.
- Morgan, J.M. & Morgan, M.D. (1991³). *Meteorology*. New York: McMillan.
- Φλόκας, Α. & Χρονοπούλου, Α. (2010). *Μαθήματα Γεωργικής Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας*. Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις Ζήτη.

10. Κατάταξη και περιγραφή των κλιμάτων της Γης

Στο δέκατο κεφάλαιο περιγράφονται οι κλιματικοί και βιοκλιματικοί δείκτες, οι κλιματικές και βιοκλιματικές ταξινομήσεις και οι κλιματικές ζώνες της Γης με βάση την επικρατούσα σε αυτές βλάστηση.

10.1 Γενικά

Η κατάταξη των κλιμάτων της Γης είναι αρκετά πολύπλοκη και δύσκολη υπόθεση. Ωστόσο, εξακολουθούν να καταβάλλονται προσπάθειες για τη λεπτομερή περιγραφή και γεωγραφική κατανομή των κλιμάτων, διότι έτσι εξυπηρετούνται οι επιστημονικοί και πρακτικοί στόχοι και σκοποί (Ahrens, 2003).

Παρόλο που πλέον υπάρχουν πλανητικές κλιματικές κατατάξεις για γενικές εφαρμογές, δεν υπάρχει καμία απόλυτα ικανοποιητική μεγάλη κλιματική κατάταξη που να αφορά ολόκληρο τον πλανήτη. Θα μπορούσε, βέβαια, με τη βοήθεια των ηλεκτρονικών υπολογιστών να υπάρξει μια τέτοια ταξινόμηση, αλλά θα ήταν πολύπλοκη, πολυσύνθετη και δυσνόητη και δεν θα είχε πρακτική εφαρμογή, γιατί θα περιέπλεκε στους υπολογισμούς της πάρα πολλές κλιματικές παραμέτρους (Morgan & Morgan, 1991).

Επομένως, επειδή οι κλιματικές κατατάξεις δεν χαρακτηρίζονται από απόλυτη αντικειμενικότητα, αφού ο κάθε ερευνητής δίνει βαρύτητα σε διαφορετικά κλιματικά στοιχεία ή χρησιμοποιεί επιλεκτικά μόνο ορισμένα από αυτά, είναι απαραίτητο να αναπτύσσονται κλιματικές κατατάξεις κατά περίπτωση, οι οποίες θα ικανοποιούν τις επιδιώξεις και τους στόχους κάθε ερευνητή ή ερευνητικής ομάδας.

Δεδομένου ότι το κλίμα εκφράζει το αθροιστικό αποτέλεσμα της σύνθεσης όλων των μετεωρολογικών στοιχείων και των μεταβολών τους, για να προσδιοριστεί όσο γίνεται αντικειμενικότερα θα πρέπει η σύνθεση των στοιχείων να θεωρείται ένα σύστημα που βρίσκεται σε ισορροπία σε μια μεγάλη γεωγραφική περιοχή μέσα σε ορισμένη κλίμακα χρόνου. Σύμφωνα με μελέτες, η κλίμακα χρόνου θα πρέπει να αντιπροσωπεύει μια μεγάλη χρονική περίοδο, συνήθως 30 έτη, είτε πρόκειται για τις μηνιαίες, τις εποχικές ή τις ετήσιες τιμές. Για μερικά στοιχεία τα οποία είναι συνεχή μέσα στον χρόνο, όπως η θερμοκρασία ή η υγρασία, η περίοδος αυτή μπορεί να είναι μικρότερη και να αρκούν ακόμη και τα 10 έτη συνεχούς καταγραφής. Για μη συνεχή στοιχεία, όπως η βροχή, η περίοδος πρέπει να είναι αρκετά μεγάλη και επίσης εξαρτάται από το ανάγλυφο της περιοχής.

Μια κλιματική ταξινόμηση είναι η προσπάθεια υποδιαίρεσης μιας προκαθορισμένης περιοχής σε ζώνες (μικρότερες περιοχές) με μια κατά το δυνατό ομοιογενή σειρά κλιματικών συνθηκών (Crichtfield, 1974). Με άλλα λόγια, μια ζώνη είναι η περιοχή στην οποία κυριαρχεί ένας κλιματικός τύπος και τα κύρια κλιματικά στοιχεία είναι σχεδόν τα ίδια. Όσο μεγαλύτερη ομοιομορφία των στοιχείων παρατηρείται σε μια κλιματική ζώνη τόσο πιο επιτυχής είναι η ταξινόμηση. Τα όρια μεταξύ των γειτονικών κλιματικών ζωνών δεν πρέπει να θεωρούνται διακριτές οριακές γραμμές, αλλά μάλλον μεταβατικές ζώνες, δηλαδή ζώνες στις οποίες το κλίμα μεταβάλλεται βαθμιαία από τον έναν τύπο στον άλλο. Επειδή τα όρια μεταξύ των διάφορων κλιματικών ζωνών δεν είναι σαφή, θα πρέπει να λαμβάνεται υπόψη η στατιστική μεταβλητότητα των μετεωρολογικών παραμέτρων σε σχέση με τον 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 την ταξινόμηση των κλιμάτων ο ερευνητής ή η ερευνητική ομάδα πρέπει να έχουν πλήρη και σαφή γνώση των αστρονομικών παραγόντων που ελέγχουν τον καιρό σε μια περιοχή, της γενικής ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας και της μορφής αυτής επάνω από την υπό εξέταση περιοχή, 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 συσχέτισης ή της πολυδιάστατης ανάλυσης εξετάζεται η στατιστική σχέση που συνδέει τις διάφορες κλιματικές παραμέτρους, οι οποίες υπάρχουν στη διάθεση του ερευνητή, και προσδιορίζονται οι ομοειδείς κλιματικές ομάδες. Από τις τελευταίες τεχνικές χρησιμοποιούνται ευρέως η ανάλυση σε κύριες συνιστώσες (Principal Component Analysis) και η σχετική τεχνική της ανάλυσης σε συστάδες (Cluster Analysis). Με τη βοήθεια των τεχνικών μελετούνται τα καθημερινά συνοπτικά συστήματα ή οι μετρήσεις στην ατμόσφαιρα ή την επιφάνεια προκειμένου να προσδιοριστούν οι συνοπτικοί τύποι καιρού ή οι τύποι θέσεως. Οι μεταβολές στις συχνότητες των τύπων αυτών καθορίζουν σε μεγάλη χρονική περίοδο τις επικρατούσες κλιματικές συνθήκες, οι οποίες 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 τον προσδιορισμό κλιματικών παραμέτρων 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 στη δημιουργία μιας εμπειρικής ταξινόμησης. Οι ταξινομήσεις αυτού του είδους είναι και οι πλέον διαδεδομένες στον χώρο της Κλιματολογίας.

Όπως φαίνεται από τα παραπάνω, η κλιματική κατάταξη δεν μπορεί να γίνει ομοιόμορφα για όλες τις περιοχές της Γης και παράλληλα να είναι 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 της κατάταξης και στη συνέχεια να αναζητηθούν τα διαθέσιμα κλιματικά στοιχεία. Έπειτα, πρέπει να αναζητηθεί η κατάλληλη μεθοδολογία η οποία θα αποτελεί συνάρτηση της γεωγραφίας της περιοχής προκειμένου να ερμηνευτούν ορισμένες αποκλίσεις του αποτελέσματος από θέση σε θέση.

Στόχος των μεγάλων ή πλανητικών κλιματικών ταξινομήσεων είναι να δώσουν μια γενική εποπτική εικόνα των κλιματικών τύπων στον πλανήτη και διακρίνονται στην πράξη σε δύο μεγάλες κατηγορίες, ανάλογα με την τεχνική που χρησιμοποιούν. Η πρώτη κατηγορία στηρίζεται στην ατμοσφαιρική κυκλοφορία ή στην κατανομή των αέριων μαζών. Τέτοιες κατατάξεις είναι π.χ. του Flöhn, του Alisson κ.λπ. Η δεύτερη κατηγορία βασίζεται στον συνδυασμό των κλιματικών παραμέτρων, όπως κάνουν στις ταξινομήσεις τους ο Köppen, ο Thornthwaite, ο de Martonne κ.ά (Φλόκας, 1997).

Επομένως, το πλήθος των κλιματικών κατατάξεων είναι μεγάλο. Εδώ θα περιγράψουμε μόνο δύο κλιματικές κατατάξεις, οι οποίες σήμερα, κατά την άποψη πολλών κλιματολόγων, είναι οι επικρατέστερες (Φλόκας & Χρονοπούλου, 2010).

10.2 Η κλιματική ταξινόμηση του Köppen

Η σπουδαιότητα της ανάπτυξης μιας κλιματικής ταξινόμησης έγινε αντιληπτή από τις αρχές του 20ού αιώνα. Το 1918 ο Vladimir Köppen (1846–1940) παρουσίασε την πιθανώς καλύτερη και ευρύτερα αναγνωρισμένη κλιματική ταξινόμηση στον κόσμο, η οποία παραμένει μια από τις πλέον δημοφιλείς και γνωστές κατατάξεις στη διεθνή βιβλιογραφία. Μετά την πρώτη παρουσίαση αυτής τόσο ο Köppen όσο και οι συνεργάτες του επιχείρησαν ορισμένες τροποποιήσεις, οι οποίες δεν αφορούσαν, ωστόσο, την ουσία της.

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

1. ισημερινό-τροπικό βροχερό δάσος,
2. σαβάνα και στέπα,
3. έρημος,
4. δάση των κωνοφόρων και των φυλλοβόλων,
5. τούντρα και
6. ορεινό κλίμα.

Η συσχέτιση ανάμεσα στις μεγάλες φυτικές διαπλάσεις και στο κλίμα του πλανήτη δεν μπορεί να είναι απόλυτη και λεπτομερής και φυσικά παρουσιάζει κάποιες αδυναμίες, ιδιαίτερα στα διαχωριστικά όρια των τύπων αυτών (Μαχαίρας & Μπαλαφούτης, 1984).

Για τη διατύπωση της κλιματικής κατάταξης ο Köppen καθόρισε ορισμένα καίρια όρια αναφορικά με την ανάπτυξη των φυτών. Έτσι, για την ανάπτυξη π.χ. των τροπικών φυτών απαιτείται η χαμηλότερη μέση μηνιαία θερμοκρασία να υπερβαίνει τους 18°C, ενώ για να υπάρξει δάσος θα πρέπει η μέση θερμοκρασία του θερμότερου 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.

Επομένως, κατά τον Köppen, τα κλιματικά στοιχεία τα οποία καθορίζουν τη γεωγραφική κατανομή των φυτών στη Γη είναι η **θερμοκρασία** και η **βροχόπτωση**. Στην κατάταξη αυτή χρησιμοποιούνται τρεις ομάδες γραμμάτων-συμβόλων. Η πρώτη και κύρια ομάδα χαρακτηρίζεται από τα πέντε πρώτα κεφαλαία γράμματα A, B, C, D και E του λατινικού αλφάβητου, τα οποία προσδιορίζουν τα γενικά θερμοκρασιακά και υγρομετρικά χαρακτηριστικά των κλιματικών τύπων. Με την πάροδο του χρόνου η αρχική κατάταξη του Köppen υπέστη μερικές τροποποιήσεις, και, ως αποτέλεσμα, προστέθηκε μια έκτη μεγάλη κατηγορία, η H.

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 > βροχόπτωση), ανεξάρτητα από τις θερμοκρασίες που επικρατούν.

Συνοψίζοντας τα έξι παραπάνω σύμβολα, μπορούμε καταρχήν να ορίσουμε τα γενικά χαρακτηριστικά τους:

- Το A εκφράζει τα κλίματα του τροπικού δάσους και όλες οι εποχές του έτους είναι θερμές.
- Το B αντιπροσωπεύει γενικά τα ξηρά κλίματα.
- 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 πολικά κλίματα.
- Το H αναφέρεται σε κλίματα μεγάλων υψομέτρων, ανεξάρτητα από το γεωγραφικό πλάτος τους.

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

Η τρίτη ομάδα συμβόλων που συμπληρώνει τον κλιματικό τύπο περιλαμβάνει τα γράμματα a, b, c, d, h και k, τα οποία αναφέρονται σε ειδικές θερμοκρασιακές συνθήκες. Αργότερα, νεότεροι ερευνητές, προκειμένου να περιγράψουν ειδικές κλιματικές συνθήκες που επικρατούν σε συγκεκριμένα σημεία του πλανήτη, π.χ. τις ομίχλες, εισήγαγαν μια τέταρτη ομάδα συμβόλων.

Αναλυτικά τα κριτήρια ταξινόμησης του Köppen είναι τα ακόλουθα:

- A: μέση θερμοκρασία του ψυχρότερου μήνα $\geq 18^{\circ}\text{C}$

f: βροχή του ξηρότερου μήνα, τουλάχιστον 60 mm

m: βροχή του ξηρότερου μήνα, < 60 mm, αλλά $\geq 10 - R/25$

w: βροχή του ξηρότερου μήνα, $< 10 - R/25$

- B: Για τον χαρακτηρισμό ενός τόπου ως B ισχύουν τα εξής κριτήρια:

- Αν το 70% και πλέον της ετήσιας βροχόπτωσης πέφτει στους 6 θερμότερους μήνες και ισχύει η σχέση $R < 2T + 28$.

- Αν το 70% και πλέον της ετήσιας βροχόπτωσης πέφτει τους 6 ψυχρότερους μήνες και ισχύει η $R < 2T$.

- Αν σε καμιά από τις παραπάνω δύο περιόδους το ποσό της βροχής δεν υπερβαίνει το 70% της ετήσιας βροχής και ισχύει η σχέση $R < 2T + 14$.

W: $R < 0,5$ των ανώτερων ορίων που ορίζουν τα κλίματα B (δηλαδή αντίστοιχα $R < T + 14$, $R < T$ και $R < T + 7$).

S: $R <$ από το ανώτερο όριο των B, αλλά $> 0,5$ αυτού, δηλαδή $2T + 28 > R > T + 14$, $2T > R > T$ και $2T + 14 > R > T + 7$.

h: $T \geq 18^{\circ}\text{C}$

w: $T < 18^{\circ}\text{C}$

- C: μέση θερμοκρασία θερμότερου μήνα $< 18^{\circ}\text{C}$, αλλά ο ψυχρότερος μήνας μεταξύ 18 και 0°C

s: η βροχή του ξηρότερου θερινού μήνα < 30 mm και του $1/3$ της βροχής του υγρότερου χειμερινού μήνα.

w: η βροχόπτωση του ξηρότερου χειμερινού μήνα είναι μικρότερη από $1/10$ του υγρότερου θερινού μήνα.

f: η βροχόπτωση δεν συμφωνεί ούτε με το s ούτε με το w.

a: μέση θερμοκρασία θερμότερου μήνα $> 22^{\circ}\text{C}$.

b: μέση θερμοκρασία θερμότερου μήνα $< 22^{\circ}\text{C}$, αλλά 4 τουλάχιστον μήνες με μέση θερμοκρασία μεγαλύτερη από 10°C .

c: μέση θερμοκρασία θερμότερου μήνα $< 22^{\circ}\text{C}$, αλλά 1-3 μήνες μέσες θερμοκρασίες μεγαλύτερες από 10°C .

- D: μέση θερμοκρασία θερμότερου μήνα 10°C και του ψυχρότερου μήνα μικρότερη από 0°C .

s: όπως και στα C.

w: όπως και στα C.

f: όπως και στα C.

a: όπως και στα C.

b: όπως και στα C.

c: όπως και στα C.

d: μέση θερμοκρασία του ψυχρότερου μήνα $< -38^{\circ}\text{C}$.

- E: θερμοκρασία του θερμότερου μήνα $\leq 10^{\circ}\text{C}$.
T: μέση θερμοκρασία θερμότερου μήνα μεταξύ 10°C και 0°C .
- F: μέση θερμοκρασία του θερμότερου μήνα μικρότερη από 0°C .
H: θερμοκρασίες όπως και στο E, αλλά σε σχέση με το υψόμετρο (γενικά πάνω από τα 1500 m).

Σημείωση: Ως T νοείται η μέση ετήσια θερμοκρασία σε $^{\circ}\text{C}$ και ως R νοείται η ετήσια βροχόπτωση σε cm.

10.3 Η τεχνική προσδιορισμού των κλιματικών τύπων του Köppen

Για τον προσδιορισμό του κλιματικού τύπου μιας περιοχής πρέπει να ακολουθήσει κανείς προσεκτικά τα παρακάτω βήματα με βάση τα διαθέσιμα κλιματικά στοιχεία της θερμοκρασίας και της βροχόπτωσης:

1. Να προσδιοριστεί αν το κλίμα είναι ξηρό ή υγρό, δηλαδή αν είναι τύπου B ή τύπου A, C, D, E ή H. Αυτό γίνεται με την εφαρμογή της σχέσης: $K=(2T+28)$, αν το 70% των βροχοπτώσεων εμφανίζεται στο θερμό εξάμηνο (Απρίλιος-Σεπτέμβριος) για το βόρειο ημισφαίριο. Ισχύει $K=(2T+14)$ εφόσον δεν υπάρχει διακριτή ξηρή περίοδος και $K=2T$ εάν 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 εκφρασμένη σε cm ύψους. Αν $R < K$, τότε το κλίμα είναι B (ξηρό), αν $R > K$, είναι ένα από τα υγρά κλίματα A, C, D, E ή H. Τέλος, η περίπτωση $R = K$ είναι πολύ σπάνια και δηλώνει μεταβατικό κλιματικό τύπο.
2. Αν από τους υπολογισμούς προκύψει η σχέση $R < K$, τότε το κλίμα είναι B, δηλαδή ξηρό κλίμα και η εξάτμιση υπερέχει της βροχόπτωσης. Ο τύπος B κατά βάση 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 διάκρισή τους γίνεται με διαίρεση των παραπάνω τριών σχέσεων με τον αριθμό 2. Τότε προκύπτουν αντίστοιχα οι σχέσεις $K=T+14$, $K=T+7$ και $K=T$. Στις περιπτώσεις αυτές, για $R > K$ έχουμε κλίμα BS, δηλαδή στεπικό, ενώ αν $R < K$, τότε έχουμε ερημικό κλίμα BW. Επειδή οι έρημοι και οι στέπες βρίσκονται μέσα ή έξω από την τροπική ζώνη, χρησιμοποιείται και ένα τρίτο σύμβολο που δηλώνει τις θερμοκρασίες. Έτσι, αν η μέση ετήσια θερμοκρασία του αέρα είναι μεγαλύτερη από 18°C , ο κλιματικός τύπος θα είναι BWh ή BSh (δηλαδή θερμά κλίματα της τροπικής περιοχής). Αν όμως η μέση ετήσια θερμοκρασία του αέρα είναι μικρότερη από 18°C , τότε τα κλίματα είναι δροσερά ή ψυχρά μέσων πλατών και κωδικοποιούνται ως BWk ή BSk.
3. Αν ισχύει η σχέση $R > K$, τα κλίματα θα είναι υγρά (A, C, D, E, H) και, επομένως, προέχει η διάκριση του τύπου και στη συνέχεια ο προσδιορισμός των διάφορων κλιματικών ομάδων. Συνεπώς, αν η μέση θερμοκρασία του ψυχρότερου μήνα (ΜΘΨΜ) είναι μεγαλύτερη από 18°C , τότε ο κλιματικός τύπος είναι A, δηλαδή τροπικό κλίμα. Αν η ΜΘΨΜ κυμαίνεται ανάμεσα στους 0 και 18°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

$M\Theta\Theta M > 10^{\circ}\text{C}$, αλλά $M\Theta\Psi M < 0^{\circ}\text{C}$, τότε το κλίμα είναι D, δηλαδή ψυχρό κλίμα με δριμείς χειμώνες. Τέλος, αν $M\Theta\Theta M < 10^{\circ}\text{C}$, το κλίμα χαρακτηρίζεται ως πολικό.

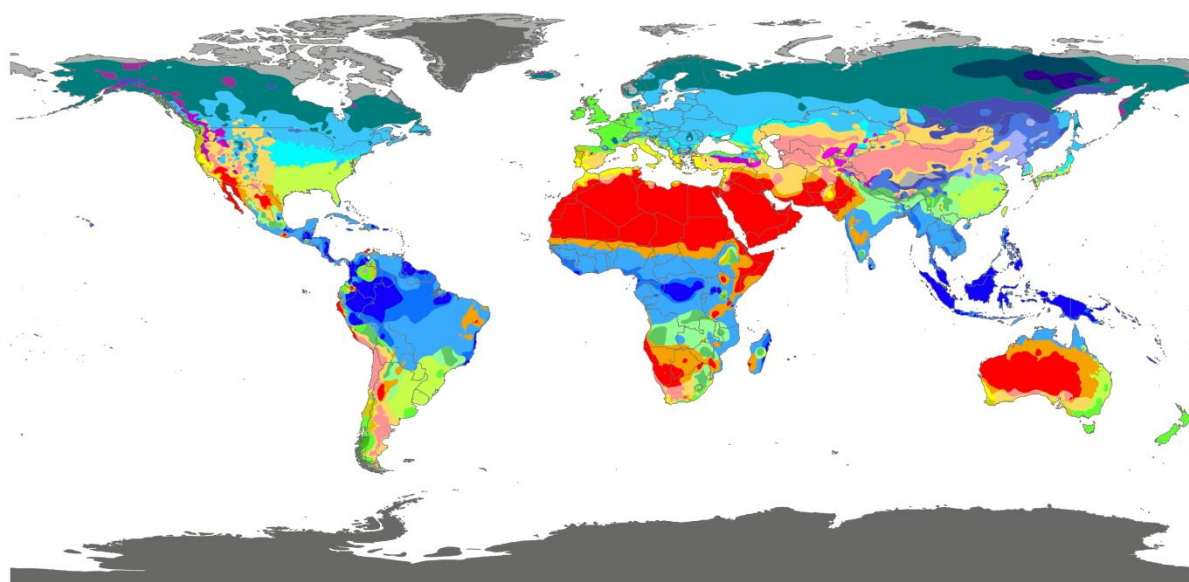
4. Οι κλιματικοί τύποι που συνθέτουν τα κλίματα A είναι οι ακόλουθοι: πρώτον, ο τύπος Af, του οποίου το διακριτικό χαρακτηριστικό είναι οι άφθονες βροχοπτώσεις όλους τους μήνες, με τις βροχές του ξηρότερου μήνα να υπερβαίνουν τα 60 mm και χαρακτηρίζεται ως κλίμα βροχερού δάσους χωρίς διακριτή ξηρή περίοδο. Αν η βροχή του ξηρότερου μήνα είναι μικρότερη από 60 mm, ο κλιματικός τύπος μπορεί να είναι ο τύπος Am, δηλαδή κλίματα μουσωνικά με υπερβολική εποχική βροχόπτωση, θερμά. Στα κλίματα αυτά η μέση βροχόπτωση του ξηρότερου μήνα είναι μικρότερη από 6 cm, αλλά μεγαλύτερη της διαφοράς $[10 - (R/25)]$, όπου R=ετήσια βροχόπτωση σε cm. Τέλος, αν πρόκειται για τον τύπο Aw, δηλαδή κλίματα σαβάνας με διακριτή ξηρή περίοδο, θερμά, όπου ο ξηρότερος μήνας θα έχει βροχή μικρότερη της διαφοράς $[10 - (R/25)]$.
5. Οι κλιματικοί τύποι που συνθέτουν τα κλίματα C περιγράφονται 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, ενώ η μέση βροχόπτωση του βροχερότερου μήνα (MBBM) θα πρέπει να είναι τουλάχιστον τριπλάσια από τη βροχόπτωση του ξηρότερου μήνα. Έτσι, αν η $M\Theta\Theta M$ είναι μεγαλύτερη από 22°C , τότε προστίθεται το γράμμα a, το οποίο δηλώνει αυτή ακριβώς τη συνθήκη. Στην περίπτωση αυτή ο τύπος είναι Csa, μεσογειακά κλίματα με θερμό θέρος (συνήθως ενδοχώρας). Αν όμως η $M\Theta\Theta M$ είναι μικρότερη από 22°C , αλλά τουλάχιστον για 4 μήνες τον χρόνο η μέση θερμοκρασία είναι μεγαλύτερη από 10°C , τότε ο κλιματικός τύπος είναι Csb, δηλαδή μεσογειακός με ξηρό και σχετικά βραχύ θέρος (συνήθως των παραλίων).
 - **Κλίματα με ξηρό χειμώνα Cw.** Εδώ η βροχή του ξηρότερου μήνα είναι μικρότερη από 1/10 της βροχής του υγρότερου καλοκαιρινού μήνα. Επομένως, αν η $M\Theta\Theta M$ είναι μεγαλύτερη από 22°C , τότε έχουμε τον τύπο Cwa, δηλαδή υποτροπικό μουσωνικό με θερμό θέρος. Αν η $M\Theta\Theta M$ είναι μικρότερη από 22°C και ισχύουν οι ίδιοι όροι όπως και για τον Csb, τότε ο τύπος είναι Cwb, δηλαδή τροπικό κλίμα με σχετικό υψόμετρο και βραχύ θερμό θέρος.
 - **Κλίματα με υγρές όλες τις εποχές Cf.** Στον τύπο αυτό οι βροχές είναι μεγαλύτερες από 30 mm όλους τους μήνες του έτους. Αν η $M\Theta\Theta M$ είναι μεγαλύτερη από 22°C , τότε ο τύπος είναι Cfa, δηλαδή υγρό υποτροπικό με εκτεταμένο θερμό θέρος. Αν η $M\Theta\Theta M$ είναι μικρότερη από 22°C και ισχύουν τα ίδια με τον Csb, τότε ο τύπος είναι Cfb, δηλαδή θαλάσσιο με θερμό θέρος. Τέλος, αν η $M\Theta\Theta M$ είναι μικρότερη από 22°C και μόνο για 1-3 μήνες, οι θερμοκρασίες είναι μεγαλύτερες από 10°C , τότε έχουμε τον κλιματικό τύπο Cfc, δηλαδή θαλάσσιο με βραχύ δροσερό θέρος.
6. Οι κλιματικοί τύποι που συνθέτουν τα κλίματα τύπου D, δηλαδή τα κλίματα με δριμείς χειμώνες είναι οι ακόλουθοι:
 - Τύποι Df, που έχουν υγρές όλες τις εποχές του έτους με βροχή του ξηρότερου μήνα μεγαλύτερη από 30 mm. Αν η $M\Theta\Theta M$ είναι μεγαλύτερη από 22°C , τότε έχουμε τον τύπο Dfa (υγρό, ηπειρωτικό με εκτεταμένο θερμό θέρος). Αν η $M\Theta\Theta M$ είναι μικρότερη από 22°C για τουλάχιστον 4 μήνες με θερμοκρασίες μεγαλύτερες από 10°C , έχουμε τον τύπο Dfb, δηλαδή ηπειρωτικά με βραχύ θερμό θέρος. Αν η

ΜΘΘΜ είναι μικρότερη από 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 από -38°C, έχουμε τον τύπο Dfd, δηλαδή υπαρκτικό με άκρως ψυχρούς χειμώνες και βραχύ δροσερό θέρος.

- Τύποι Dw, δηλαδή κλίματα με ξηρό χειμώνα, στους οποίους η βροχή του ξηρότερου μήνα είναι μικρότερη από 1/10 της βροχής του υγρότερου μήνα, και τότε τα κλίματα αυτά αποτελούνται από τους ακόλουθους υπότυπους:
 1. Dwa: υγρό ηπειρωτικό με μακρύ υγρό θέρος, όπου η ΜΘΘΜ είναι μεγαλύτερη από 22°C.
 2. Dwb: υγρό ηπειρωτικό με βραχύ θερμό θέρος, όπου η ΜΘΘΜ είναι μικρότερη από 22°C και τουλάχιστον 4 μήνες με θερμοκρασίες μεγαλύτερες από 10°C.
 3. Dwc: υπαρκτικό με βραχύ δροσερό θέρος, όπου η ΜΘΘΜ είναι μικρότερη από 22°C και 1-3 μήνες με θερμοκρασίες μεγαλύτερες από 10°C.
 4. Τέλος, υπάρχει ο τύπος Dwd, υπαρκτικό με άκρως ψυχρούς χειμώνες και βραχύ δροσερό θέρος, όπου η θερμοκρασία του ψυχρότερου μήνα είναι μικρότερη από -38°C.
 5. Κλιματικοί τύποι των κλιμάτων E είναι τα πολικά κλίματα όπου αν η ΜΘΘΜ κυμαίνεται μεταξύ 0 και 10°C, τότε ο τύπος είναι ET και χαρακτηρίζει τα κλίματα τούντρας. Αν η ΜΘΘΜ είναι μικρότερη από 0°C, τότε έχουμε τον τύπο EF, δηλαδή κλίματα αιώνιων πάγων και χιονιών.
 6. Τέλος, υπάρχει και η κατηγορία H, με ΜΘΘΜ<10°C που αναφέρεται σε κλίματα χαμηλών θερμοκρασιών μεγάλων υψομέτρων.

Στο [Σχήμα 10.1](#) παρουσιάζεται η γεωγραφική κατανομή στην επιφάνεια του πλανήτη των κλιματικών τύπων, σύμφωνα με την κατάταξη του Köppen (Peel et al., 2007).

World map of Köppen-Geiger climate classification



Af	BWh	Csa	Cwa	Cfa	Dsa	Dwa	Dfa	ET
Am	BWk	Csb	Cwb	Cfb	Dsb	Dwb	Dfb	EF
Aw	BSh	Cwc	Cfc	Dsc	Dwc	Dfc		
BSk				Dsd	Dwd	Dfd		

DATA SOURCE : GHCN v2.0 station data
Temperature (N = 4,844) and
Precipitation (N = 12,396)

PERIOD OF RECORD : All available

MIN LENGTH : ≥30 for each month.

RESOLUTION : 0.1 degree lat/long

Contact : Murray C. Peel (mpeel@unimelb.edu.au) for further information

Σχήμα 10.1 Η κατανομή των κλιματικών τύπων στον πλανήτη κατά Köppen. Το παρόν έργο αδειοδοτείται υπό τους όρους της άδειας Creative Commons Αναφορά-Παρόμοια Διανομή 3.0 (Attribution & Share Alike, BY-SA).

Πηγή: [URL](http://www.koeppen-geiger.org)

10.4 Κλιματική ταξινόμηση κατά Thornthwaite

Στη μέθοδο ταξινόμησης των κλιμάτων του αμερικανού κλιματολόγου Thornthwaite, εκτός από τις παραμέτρους της βροχής και της θερμοκρασίας, λαμβάνεται υπόψη και η εξάτμιση (Ζαμπάκας, 1981). Με τον τρόπο αυτό, η ταξινόμηση εξυπηρετεί καλύτερα σκοπούς τόσο γεωγραφικούς όσο και υδατικού ισοζυγίου (Μπαλτάς, 2010). Τέσσερα κλιματικά κριτήρια ή δείκτες αποτελούν τη βάση της ταξινόμησης και το κλίμα κάθε σταθμού παριστάνεται με τα 4 αντίστοιχα γράμματα.

1. Δείκτης υγρασίας I_m

Απαραίτητη προϋπόθεση για την κατανόηση αυτού του δείκτη αποτελεί η γνώση του υδατικού ισοζυγίου στην επιφάνεια του εδάφους. Η επάρκεια υγρασίας εδάφους για κάθε μήνα καθορίζεται από τον μηνιαίο δείκτη υγρασίας:

$$I_v = 100 \cdot \frac{(S-D)}{PE}$$

όπου S είναι το πλεόνασμα νερού και D το έλλειμμα νερού. Ο τύπος αυτός στην περίπτωση που το υδατικό περιεχόμενο σε υγρασία του εδάφους παραμένει σταθερό μετατρέπεται ως εξής:

$$I_v = 100 \cdot \frac{P}{PE} - 1$$

όπου P, PE η βροχόπτωση και η δυναμική εξατμισοδιαπνοή του μήνα. Για ολόκληρο το έτος η επάρκεια υγρασίας καθορίζεται από τον δείκτη:

$$I_m = \sum_{1}^{12} I_v$$

που είναι το άθροισμα των 12 μηνιαίων τιμών. Στον [Πίνακα 1](#) δίνονται τα όρια του ετήσιου δείκτη υγρασίας I_m για τους 9 τύπους κλίματος της ταξινόμησης κατά Thornthwaite και τα αντίστοιχα σύμβολα.

Τύπος	Δείκτης υγρασίας I_m
A Πολύ υγρό	πάνω από 100
B ₄ Υγρό	80 έως 100
B ₃ Υγρό	60 έως 80
B ₂ Υγρό	40 έως 60
B ₁ Υγρό	20 έως 40
C ₂ Ημίυγρο προς υγρό	0 έως 20
C ₁ Ημίυγρο προς ξηρό	-33,3 έως 0
D Ημίξηρο	-66,7 έως -33,3
E Ξηρό	-100 έως -66,7

Πίνακας 1 Τύποι κλίματος κατά Thornthwaite με βάση την υγρασία.

2. Δείκτες ξηρότητας I_a και υγρότητας I_h

Χρησιμοποιούνται για την περιγραφή των εποχιακών μεταβολών. Στα υγρά κλίματα, το ετήσιο έλλειμμα νερού D, που εκφράζεται ως ποσοστό % της ετήσιας εξατμισοδιαπνοής PE, αποτελεί τον δείκτη ξηρότητας I_a . Στα ξηρά κλίματα, το ετήσιο πλεόνασμα νερού S, που εκφράζεται ως ποσοστό % της ετήσιας εξατμισοδιαπνοής PE, αποτελεί τον δείκτη υγρότητας I_h . Τα σύμβολα και τα όρια των δεικτών δίνονται στον [Πίνακα 2](#).

Υγρά κλίματα (A, B, C ₂)	Δείκτης ξηρότητας I _a
r καθόλου ή μηδαμινό έλλειμμα νερού	0 έως 10
s μέτριο έλλειμμα νερού κατά το θέρος	10 έως 20
w μέτριο έλλειμμα νερού κατά τον χειμώνα	10 έως 20
s ₂ μεγάλο έλλειμμα νερού κατά το θέρος	πάνω από 20
w ₂ μεγάλο έλλειμμα νερού κατά τον χειμώνα	πάνω από 20
Ξηρά κλίματα (C ₁ , D, E)	Δείκτης υγρότητας I _b
d καθόλου ή μηδαμινό πλεόνασμα νερού	0 έως 16,7
s μέτριο πλεόνασμα νερού κατά τον χειμώνα	16,7 έως 33,3
w μεγάλο πλεόνασμα νερού κατά το θέρος	16,7 έως 33,3
s ₂ μεγάλο πλεόνασμα νερού κατά τον χειμώνα	πάνω από 33,3
w ₂ μεγάλο πλεόνασμα νερού κατά το θέρος	πάνω από 33,3

Πίνακας 2 Εποχική υγρομετρική κατάσταση της ταξινόμησης κατά Thornthwaite.

3. Δείκτης I_θ θερμικής αποτελεσματικότητας

Η θερμοκρασία ή θερμική επίδραση είναι ουσιαστικά η δυνατή εξατμισοδιαπνοή και ως κλιματικός δείκτης I_θ θερμικής αποτελεσματικότητας ([Πίνακας 3](#)) εκφράζεται σε cm. Ο ετήσιος δείκτης είναι το άθροισμα των μηνιαίων τιμών.

Δείκτης θερμικής αποτελεσματικότητας I _θ	
Τύποι	I _θ (cm)
A' Μεγάθερμα	114 και πάνω
B ₄ ' Μεσόθερμα	99,7 έως 114
B ₃ ' Μεσόθερμα	85,5 έως 99,7
B ₂ ' Μεσόθερμα	71,2 έως 85,5
B ₁ ' Μεσόθερμα	57 έως 71,2
C ₂ ' Μικρόθερμα	42,7 έως 57
C ₁ ' Μικρόθερμα	28,5 έως 42,7
D' Τούντρα	14,2 έως 28,5
E' Παγωμένα	κάτω από 14,2

Πίνακας 3 Θερμικός ενεργειακός δείκτης με τους αντίστοιχους κλιματικούς τύπους κατά Thornthwaite.

4. Δείκτης θερινής συγκέντρωσης C_0

Το ποσοστό % της μέσης ετήσιας ΡΕ, που συγκεντρώνουν οι 3 θερινοί μήνες εκφράζει τον λεγόμενο δείκτη θερινής συγκέντρωσης C_0 της ταξινόμησης ([Πίνακας 4](#)).

Δείκτης θερμικής συγκέντρωσης C_0	
Τύποι	C_0 (%)
a'	κάτω από 48
b'	48 έως 51,9
b ₃ '	51,9 έως 56,3
b ₂ '	56,3 έως 61,6
b ₁ '	61,6 έως 68
c ₂ '	68 έως 76,3
c ₁ '	76,3 έως 88
d'	πάνω από 88

Πίνακας 4 Δείκτης θερινής συγκέντρωσης με τους αντίστοιχους κλιματικούς τύπους κατά Thornthwaite.

10.5 Βιοκλιματικοί δείκτες

Κάθε κλιματικός τύπος ή και μόνο κάθε κλιματικό στοιχείο μπορεί να επηρεάζει άμεσα κάποιο βιολογικό φαινόμενο (Μαχαίρας & Μπαλαφούτης, 1985). Στις προηγούμενες κλιματικές κατατάξεις αναφέρθηκαν διάφοροι δείκτες, οι οποίοι αποτελούν μαθηματικές εκφράσεις ή αριθμούς που καθορίζουν τα όρια μεταξύ των διάφορων κλιματικών τύπων. Τέτοιες μαθηματικές εκφράσεις ή αριθμοί ονομάζονται κλιματικοί ή βιοκλιματικοί δείκτες (Goldberg et al., 2012). Οι κυριότεροι κλιματικοί δείκτες είναι γνωστοί από τις ταξινομήσεις του Köppen και Thornthwaite. Στη συνέχεια δίνονται μερικοί άλλοι δείκτες.

10.5.1 Δείκτες ηπειρωτικότητας-ωκεανικότητας

Ο δείκτης ηπειρωτικότητας του Johanson χρησιμοποιεί για την κλιματική ταξινόμηση της ηπειρωτικότητας ή της ωκεανικότητας μιας περιοχής την ακόλουθη σχέση:

$$K = \frac{1,7 \cdot (E\Theta E)}{\eta\mu(\varphi + 10)} - 14 \text{ } ^\circ\text{C}$$

όπου K είναι ο βαθμός ηπειρωτικότητας, EΘΕ το ετήσιο θερμομετρικό εύρος σε $^{\circ}\text{C}$ και φ το γεωγραφικό πλάτος του σταθμού.

Ο βαθμός ηπειρωτικότητας κυμαίνεται από 0 (άκρα ωκεανικότητα) μέχρι 100 (άκρα ηπειρωτικότητα). Το κλίμα χαρακτηρίζεται ως θαλάσσιο, όταν ο δείκτης κυμαίνεται μεταξύ 0 και 33, ως ηπειρωτικό όταν κυμαίνεται μεταξύ 34 και 66 και ως πολύ ηπειρωτικό μεταξύ 67 και 100.

Ο Kerner ανέπτυξε τον καλούμενο θερμοϊσοδυναμικό λόγο:

$$k_1 = \frac{100 \cdot (T_o - T_a)}{E_\theta}$$

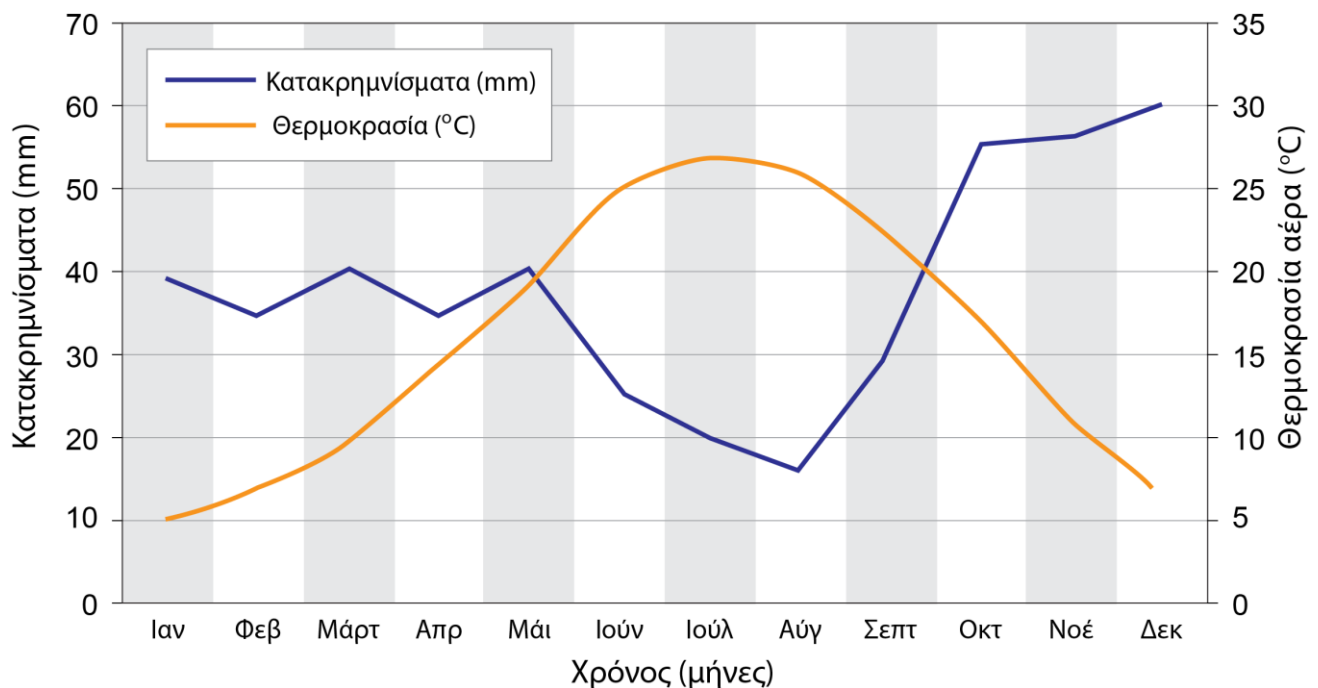
όπου T_o , T_a είναι οι μέσες μηνιαίες τιμές της θερμοκρασίας του αέρα του Οκτωβρίου και Απριλίου αντίστοιχα. Κατά τη διαμόρφωση αυτού του τύπου στηρίχτηκε στο γεγονός ότι οι εαρινοί μήνες είναι ψυχρότεροι από τους φθινοπωρινούς στα θαλάσσια κλίματα. Μικρές ή αρνητικές τιμές του k_1 δηλώνουν ηπειρωτικότητα και ωκεανικότητα αντίστοιχα.

10.5.2 Δείκτης ξηροθερμικότητας Gaussen

Ο Gaussen λαμβάνοντας υπόψη τη θερμοκρασία (T) σε $^{\circ}\text{C}$ και τη βροχόπτωση (P) σε mm ως ξηρό μήνα ορίζει τον μήνα με τιμή της μέσης μηνιαίας βροχόπτωσης μικρότερη από το διπλάσιο της θερμοκρασίας. Δηλαδή, ισχύει η σχέση:

$$P < 2T$$

Με βάση το κριτήριο αυτό, οι ξηροί μήνες και η διάρκεια της ξηροθερμικής περιόδου βρίσκονται εύκολα γραφικά. Σχεδιάζουμε σε διάγραμμα με δύο άξονες τις μέσες μηνιαίες θερμοκρασίες (T) σε $^{\circ}\text{C}$ ενός σταθμού και στον δεύτερο άξονα τις μέσες τιμές των κατακρημνισμάτων (P) σε mm. Η κλίμακα στον άξονα των θερμοκρασιών είναι διπλάσια της αντίστοιχης των κατακρημνισμάτων για να είναι εύκολη η σύγκριση της παραπάνω σχέσης ($P < 2T$). Το διάγραμμα που προκύπτει ονομάζεται κλιματικό διάγραμμα ή ομβροθερμικό διάγραμμα. Στο [Σχήμα 10.2](#) φαίνεται το ομβροθερμικό διάγραμμα του Μ.Σ. της Λάρισας. Οι ξηροί μήνες βρίσκονται εύκολα και είναι οι μήνες, των οποίων η καμπύλη της θερμοκρασίας βρίσκεται πάνω από την καμπύλη των κατακρημνισμάτων στο διάγραμμα, και συγκεκριμένα ο Ιούνιος, ο Ιούλιος, ο Αύγουστος και ο Σεπτέμβριος.



Σχήμα 10.2 Ομβροθερμικό διάγραμμα του Μ.Σ. της Λάρισας.

10.5.3 Ομβροθερμικό πηλίκο του Emberger

Για την περιοχή της Μεσογείου είναι κατάλληλος ο τύπος του ομβροθερμικού πηλίκου του Emberger:

$$Q = \frac{100 \cdot P}{2 \cdot \left(\frac{M+m}{2} \right) \cdot (M-m)}$$

ή

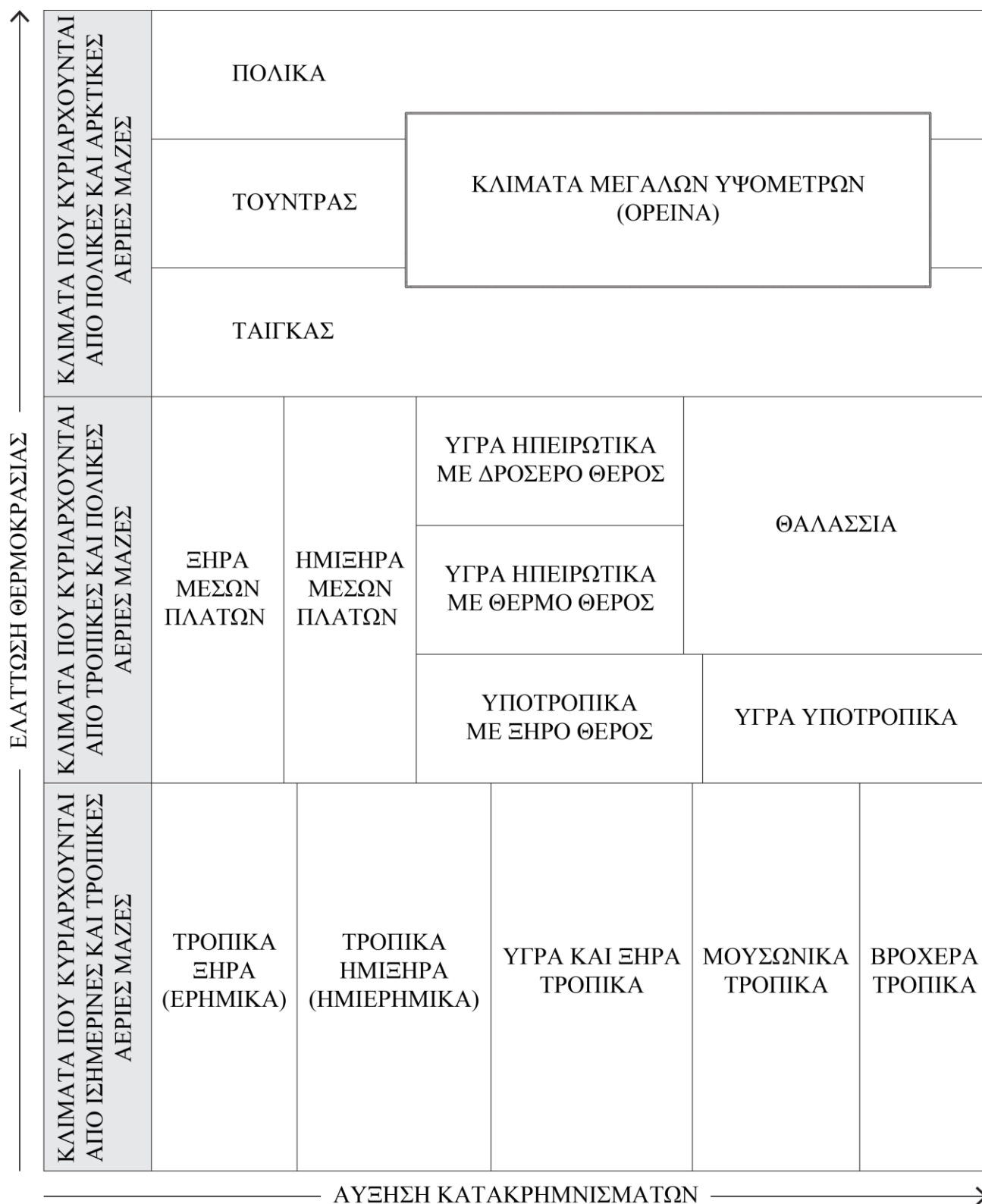
$$Q = \frac{100 \cdot P}{M^2 - m^2}$$

όπου P είναι η ετήσια βροχόπτωση σε mm, M είναι η μέση τιμή των μέγιστων θερμοκρασιών του θερμότερου μήνα και m η μέση τιμή των ελάχιστων θερμοκρασιών του έτους. Όσο μικρότερος είναι ο δείκτης Q τόσο ξηρότερο είναι το κλίμα. Στην Αθήνα ο δείκτης του Emburger ανέρχεται σε 47, ενώ στο Περτούλι σε υψόμετρο 1.180m φθάνει τα 230.

Κατά τον Emburger, η περιοχή της Μεσογείου διακρίνεται σε επτά βιοκλιματικές περιοχές (Ντάφης, 1986):

1. μεσογειακό πολύ ξηρό (ερημικό) κλίμα,
2. μεσογειακό ξηρό,
3. μεσογειακό ημίξηρο,
4. μεσογειακό ύφυγρο,
5. μεσογειακό υγρό,
6. μεσογειακό υπέρυγρο και
7. μεσογειακό κλίμα υψηλών ορέων.

10.6 Κλιματικές συνθήκες και τύπος βλάστησης περιοχών της Γης



Σχήμα 10.3 Σχηματική απεικόνιση της θέσης των κυριότερων κλιματικών ζωνών της Γης.

10.6.1 Βροχερά τροπικά κλίματα

Τα κλίματα αυτά επικρατούν στην τροπική ζώνη, όπου βρίσκεται η περιοχή της λεγόμενης ενδοτροπικής ζώνης σύγκλισης και συναντιούνται οι αέριες μάζες του βόρειου και νότιου ημισφαιρίου, οι γνωστοί αληγείς άνεμοι. Τα κλίματα αυτά εκδηλώνονται στην περιοχή του Αμαζονίου (Ν. Αμερική), Ισημερινή Αφρική, τμήμα της Ινδονησίας κ.λπ.

Η θερμοκρασία είναι αρκετά υψηλή όλους τους μήνες του έτους, κυμαίνεται από 25 έως 28°C και δεν παρουσιάζει μεγάλο ετήσιο και ημερήσιο θερμομετρικό εύρος (ΕΘΕ, ΗΘΕ), αφού το πρώτο είναι μικρότερο από 3°C και το δεύτερο κυμαίνεται μεταξύ 8 και 10°C.

Η ετήσια βροχόπτωση υπερβαίνει τα 1500 mm και δεν μεσολαβεί ξηρή περίοδος. Δεν υπάρχουν διακριτές 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 έως εκεί ψυχρές αέριες μάζες από μεγαλύτερα πλάτη.

Η έντονη ηλιακή ακτινοβολία και οι συγκλίνοντες αληγείς άνεμοι προκαλούν έντονες ανοδικές κινήσεις που οδηγούν στον σχηματισμό τεράστιων νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης, τα οποία εκδηλώνονται με ισχυρές καταιγίδες κατά τις απογευματινές ώρες, με αποτέλεσμα 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 εν λόγω ζώνης οι βροχοπτώσεις γίνονται αφθονότερες και από τη δράση των καταστρεπτικών τροπικών κυκλώνων.

10.6.2 Μουσωνικά τροπικά κλίματα (Am)

Το όνομα αυτού του κλιματικού τύπου οφείλεται στην πνοή των μουσώνων, δηλαδή ενός εκτεταμένου συστήματος ανέμων που το καλοκαίρι πνέει από τη θάλασσα προς την ξηρά και τον χειμώνα αντιστρέφει σχεδόν τη φορά του. Ο τύπος αυτός επικρατεί στην Ινδία, τη Βιρμανία, την Ινδονησία, το Βιετνάμ, τις Φιλιππίνες και σε ορισμένα ακόμα σημεία του πλανήτη.

Η βροχερή περίοδος εκδηλώνεται κατά την περίοδο της πνοής των ανέμων 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 ουσιαστική, αφού μπορεί να αυξήσει τόσο σημαντικά τις ετήσιες βροχοπτώσεις που αυτές μπορεί να φτάσουν σε ύψος έως και τα 15 μέτρα.

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

10.6.3 Υγρά και ξηρά τροπικά κλίματα (Aw)

Τα υγρά και ξηρά τροπικά κλίματα, γνωστά και ως κλίματα τροπικής σαβάνας, χαρακτηρίζονται από εκτεταμένη ξηρή περίοδο η οποία μπορεί να διαρκέσει έως και επτά μήνες. Τα ετήσια ποσά της βροχής παρουσιάζουν μεγάλη μεταβλητότητα από χρόνο σε χρόνο και είναι μικρότερα από τα αντίστοιχα ποσά

των βροχερών και μουσωνικών κλιμάτων, καθώς κυμαίνονται, σε μέσα ετήσια ύψη, μεταξύ 1000 και 1500 mm. Ο τύπος αυτός είναι ο μεταβατικός τύπος ανάμεσα στα τροπικά βροχερά και στα ξηρά ή ημίξηρα τροπικά κλίματα, τα οποία επικρατούν στις περιοχές που βρίσκονται ανάμεσα στην ισημερινή ζώνη και τα υποτροπικά υψηλά συστήματα πίεσης. Αυτά βρίσκονται στο δυτικό τμήμα της Κεντρικής Αμερικής, στο βορειοδυτικό τμήμα της Νότιας Αμερικής, στην ηπειρωτική Βραζιλία, Βολιβία και Παραγουάη καθώς επίσης στα νότια της Κεντρικής Αφρικής, στη δυτική Μαδαγασκάρη, σε τμήματα της Ινδίας, της Νοτιοανατολικής Ασίας και της Βόρειας Αυστραλίας.

Κατά τη χειμερινή περίοδο χαρακτηρίζονται από ξηρές τροπικές αέριες μάζες cT 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 το ενδοτροπικό μέτωπο. Οι βροχές είναι έντονες και συνοδεύονται από καταιγίδες.

Ο χαρακτηρισμός του κλίματος ως υγρού και ξηρού οφείλεται στο γεγονός ότι η 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.

10.6.4 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. Τα κλίματα αυτά χαρακτηρίζονται από πολύ μεγάλο ΗΘΕ και ΕΘΕ. Σε ορισμένες ερημικές εκτάσεις δεν υπάρχει καθόλου βλάστηση 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 έτος και οι βροχές 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 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 την περιοχή, διακρίνονται σε δύο κατηγορίες:

1. **Ξηρά (BWh) και ημίξηρα τροπικά κλίματα (BSh):** 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. Οι καθοδικές κινήσεις διαλύουν τα νέφη, ξηραίνουν την ατμόσφαιρα, αυξάνουν την ηλιοφάνεια, μειώνουν την ατμοσφαιρική υγρασία και ξηραίνουν το έδαφος. Οι κλιματικοί αυτοί τύποι επικρατούν σε μεγάλη έκταση στη Σαχάρα, τη νοτιοδυτική Αφρική, την Αυστραλία και επίσης στο βορειοδυτικό Μεξικό, τις νοτιοδυτικές ΗΠΑ, τις ακτές του Περού, την Αραβία και το Πακιστάν. Οι κύριοι ερημικοί τύποι BWh κυριαρχούν στις παραπάνω περιοχές και περιβάλλονται βόρεια και νότια από τις μεταβατικές ημιερημικές 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 μέσων γεωγραφικών πλατών:** οι θερμοκρασίες είναι μικρότερες από την προηγούμενη κατηγορία, αφού τα κλίματα 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 των περιοχών αυτών 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 εμφανίζονται ανατολικά των Βραχωδών ορέων των ΗΠΑ και του Καναδά, στη βόρεια Κίνα, στις νότιες περιοχές της πρώην Σοβιετικής Ένωσης και στη δυτική και νότια Αργεντινή. Στις περιοχές αυτές, παρά τις περιορισμένες βροχοπτώσεις (100-200 mm ετησίως), υπάρχει σχετική βλάστηση εξαιτίας της χαμηλότερης θερμοκρασίας και εξατμισοδιαπνοής. Οι βροχές παρουσιάζουν μεγάλη μεταβλητότητα, σημειώνονται κατά τον χειμώνα και οφείλονται κυρίως σε συσφίξεις υφέσεων που διαταράσσουν τα χειμερινά βαρομετρικά υψηλά.

10.6.5 Κλίματα ξηρού θέρους, υποτροπικά ή μεσογειακά (Cs)

Πρόκειται για μεταβατικά κλίματα που γεωγραφικά τοποθετούνται ανάμεσα στην τροπική και την εύκρατη ζώνη. Η γεωγραφική τους κατανομή περιορίζεται σε ορισμένα μικρά τμήματα των ηπείρων, όπως στη λεκάνη της Μεσογείου, από όπου έχουν πάρει και το όνομα τους (μεσογειακά), στην κεντρική Καλιφόρνια και κεντρική Χιλή, στο νότιο άκρο της Αφρικής, τη νοτιοδυτική Αυστραλία και τμήμα της νότιας Αυστραλίας.

Τα χαρακτηριστικά του μεσογειακού κλίματος είναι το ξηρό και θερμό θέρος και οι ήπιοι και βροχεροί χειμώνες, ενώ κάποιοι από αυτούς είναι αρκετά δριμείς. Το θερινό ξηρό κλίμα οφείλεται στη μετατόπιση προς τα βόρεια της υποτροπικής αντικυκλωνικής ράχης, που καλύπτει τη Μεσόγειο καθ' ύψος. Οι αέριες μάζες που ελέγχουν την περιοχή κατά το θέρος είναι πολικές και τροπικές και εναλλάσσονται διαδοχικά, προκαλώντας μεταβολές στον καιρό. Στην ανατολική Μεσόγειο επικρατεί 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 ελέγχουν το κλίμα του Αιγαίου κατά το θέρος. Τον χειμώνα με τη μετατόπιση της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας προς νότο, η περιοχή ελέγχεται από το **πολικό μέτωπο**. Υπάρχει έντονη υφειακή δράση και κυριαρχούν οι πολικές αέριες μάζες. Στη Μεσόγειο η ατμοσφαιρική κυκλοφορία κατά τον χειμώνα αλλάζει μεταξύ της ζωνικής (συνήθως καλοκαιρία) και της μεσημβρινής, που συνήθως προκαλεί βροχοπτώσεις.

Η άνοιξη είναι ασταθής και αποτελεί στην ουσία μια μεταβατική περίοδο, κατά την οποία 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 τον 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 του εδάφους και προκαλεί καταστροφές σε ευπαθείς καλλιέργειες, όπως τα εσπεριδοειδή. Μεγαλύτερες καταστροφές στις καλλιέργειες προκαλούνται από την εισβολή πολύ ψυχρών αέριων μαζών που προέρχονται από την πολική περιοχή.

Οι βροχοπτώσεις στα μεσογειακά κλίματα παρουσιάζουν μεγάλες διακυμάνσεις. Γενικά το ετήσιο βροχομετρικό ύψος κυμαίνεται από 350 έως 1000 mm. Υπάρχουν όμως περιοχές που δέχονται πολύ μικρότερα ποσά βροχής, όπως συμβαίνει στη Moulouya του Μαρόκου, όπου το ετήσιο ύψος είναι 200 mm, αλλά και περιοχές που δέχονται πολύ μεγάλα ποσά, όπως συμβαίνει στο Κότορ της Κροατίας, όπου

έχουμε 5000 mm. Η βροχόπτωση στη Μεσόγειο ελαττώνεται από τα βόρεια προς τα νότια, ενώ οι προσηνέμες πλευρές δέχονται πολύ μεγαλύτερα ποσά βροχής.

Στην Ελλάδα, όπου επικρατεί ο μεσογειακός τύπος κλίματος, η βροχή στις ορεινές περιοχές υπερβαίνει κατά πολύ τα 2000 mm (αν και δεν υπάρχουν ακριβή λεπτομερή στοιχεία), ενώ στις Κυκλάδες φθάνει μόλις τα 350 mm. Στα νοτιότερα σημεία 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 υφέσεις 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 σε 4 υπότυπους κατά De Martone:

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 του 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 τρίμηνο Νοεμβρίου-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 κλίμα. Τα χαρακτηριστικά του είναι παρατεταμένη θερινή ξηρασία, σχετικά μικρή χειμερινή βροχόπτωση και μεγάλα ΗΘΕ και ΕΘΕ. Εμφανίζεται στη Συρία, στον Λίβανο, στην Αλγερία και στο εσωτερικό της Μ. Ασίας.
4. **Ετησίων ανέμων.** Οι ετησίες άνεμοι, δηλαδή τα μελέτσια 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 βόρειου τομέα σε μεγάλη συχνότητα.

10.6.6 Θαλάσσια ή ωκεάνια κλίματα

Επικρατούν στις δυτικές κυρίως ακτές των ηπείρων και σε ορισμένα νησιά των μέσων και μεγαλύτερων σχετικά πλατών, όπως στις δυτικές ακτές της Βόρειας Αμερικής στα πλάτη 40-60°, τις ακτές της Δυτικής Ευρώπης, από τον 42ο μέχρι τον 65ο παράλληλο κύκλο, σε μεγάλο τμήμα των ακτών της Χιλής, τη νοτιοανατολική Αυστραλία και τη νότια Ζηλανδία. Σε όλες αυτές τις περιοχές εκτός της Ευρώπης, οι εν λόγω τύποι περιορίζονται σε στενές παράλιες ζώνες κατά μήκος των ακτών.

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

Οι άνεμοι είναι ισχυροί και συχνοί, ιδιαίτερα κατά τον χειμώνα, και διαρκούν πολλές συνεχείς ημέρες, προκαλώντας δυσανασχέτηση 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 φτάσουν και τους 38°C. Ο ψυχρότερος μήνας (Φεβρουάριος) παρουσιάζει μέσες θερμοκρασίες μεγαλύτερες από 0°C, ενώ ελάχιστες αρνητικές θερμοκρασίες δεν είναι συχνές. Τα ΗΘΕ είναι μικρά και η ετήσια θερμοκρασία είναι μικρότερη από 13°C.

Η βροχόπτωση στα μικρότερα γεωγραφικά πλάτη έχει τον χαρακτήρα των μεσογειακών βροχοπτώσεων, δηλαδή είναι σχετικά χαμηλή με θερινή ξηρασία. Ωστόσο, όσο αυξάνεται το πλάτος τόσο αυξάνεται και η βροχή και το θερινό ελάχιστο εξαφανίζεται. Το ποσό βροχής παρουσιάζει απλή ετήσια κύμανση και κυμαίνεται από 500 μέχρι 4500 mm κατά μέσο όρο ετησίως.

Τα κλίματα αυτά χαρακτηρίζονται από τον 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 τον χειμώνα είναι σπάνια.

Οι συχνές ομίχλες μεταφοράς αποτελούν ένα επιπλέον χαρακτηριστικό των κλιμάτων αυτών, δεν είναι σημαντικά πυκνές, αλλά μπορεί να επιμένουν για πολλές ημέρες, προκαλώντας δυσμενείς συνθήκες, ιδιαίτερα για τους κατοίκους 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 στην πεδινή ενδοχώρα, όπου θαλάσσιες θερμές μάζες μεταφέρουν τα χαρακτηριστικά του Ατλαντικού τα οποία αυτός ο τύπος αποκτά υπό την επίδραση του θερμού θαλάσσιου ρεύματος του Κόλπου του Μεξικού.

10.6.7 Υγρά ηπειρωτικά κλίματα

Χαρακτηρίζονται από μεγάλα ετήσια θερμομετρικά εύρη και από διακριτό θερινό μέγιστο βροχοπτώσεων. Επικρατούν στις κεντρικές περιοχές των μεγάλων ηπείρων του βόρειου ημισφαιρίου μεταξύ των πλατών 35 και 60°. Οι βροχές παρουσιάζουν θερινό μέγιστο που οφείλεται σε βροχές αστάθειας λόγω της υπερθέρμανσης των υγρών αέριων μαζών από το θερμό έδαφος και την ύπαρξη ψυχρού αέρα ψηλότερα. Ανάλογα με το γεωγραφικό πλάτος, τα υγρά ηπειρωτικά κλίματα διακρίνονται σε δύο κατηγορίες. Η πρώτη κατηγορία καταλαμβάνει τις βορειότερες περιοχές, έχει μεγάλα ΕΘΕ, ψυχρούς χειμώνες, δροσερά καλοκαίρια, μικρά σχετικά μέσα ετήσια βροχομετρικά ύψη και περίοδο ελεύθερη από παγετούς μικρότερη από 150 ημέρες. Η δεύτερη κατηγορία έχει θερμό θέρος και μεγαλύτερη περίοδο ανάπτυξης των φυτών.

1. **Ηπειρωτικά υγρά κλίματα με δροσερό θέρος (Dfb).** Εμφανίζεται σε περιοχές της Βόρειας Αμερικής, από την Αλμπέρτα έως τον Ατλαντικό, στην Ευρώπη περιλαμβάνει τη νότια Σκανδιναβία, την Πολωνία, την Τσεχία και Σλοβακία και προχωρά στην Ασία και τη Σιβηρία. Ο καιρός ελέγχεται από πολικές αέριες μάζες, κυρίως ηπειρωτικές, ενώ κατά το θέρος εισβάλλουν επίσης θαλάσσιες πολικές, πολύ σπάνια όμως εμφανίζονται θαλάσσιες τροπικές. Ο χειμώνας είναι πολύ ψυχρός και το καλοκαίρι δροσερό. Η Μόσχα, που ανήκει στον τύπο αυτόν, τον Ιανουάριο έχει μέση θερμοκρασία -9,9°C και τον Ιούλιο 19,0°C. Τα ετήσια θερμομετρικά εύρη είναι πολύ μεγάλα, ενώ οι απόλυτα ελάχιστες θερμοκρασίες είναι της τάξης των -50°C. Η μέση ετήσια βροχόπτωση είναι χαμηλή και κυμαίνεται από 370 έως 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).** 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, περιοχές της Ουγγαρίας, της πρώην

Γιουγκοσλαβίας, της Ρουμανίας και της Βουλγαρίας. Στην Ασία εμφανίζονται στη Μαντζουρία, τη βορειοανατολική Κίνα και την Κορέα. Το κλίμα κατά τον 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. Για παράδειγμα, στο Ζάγκρεμπ της Κροατίας ο θερμότερος μήνας έχει θερμοκρασία 22°C και ο ψυχρότερος 0,2°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 υφειακές και η ομίχλη, η μικρή ηλιοφάνεια και το χιονόνερο αποτελούν γνωρίσματα των κλιμάτων αυτών.

10.6.8 Κλίματα τσίγκας (*Dfc*)

Ο όρος τσίγκα αναφέρεται στη συνεχή ζώνη κωνοφόρων δέντρων που εκτείνεται στο βόρειο άκρο της Ευρώπης, της Ασίας και της Αμερικής, βόρεια των υγρών ηπειρωτικών κλιμάτων.

Το κλίμα της τσίγκας σχεδόν για όλο το έτος ελέγχεται από cP αέριες μάζες που διαμορφώνουν 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°C. Επικρατεί 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 φτάνουν τους -68°C στην ανατολική Σιβηρία, όπως και στη Βόρεια Αμερική (-63°C), ή και χαμηλότερα, γεγονός που αποτελεί ενδεικτικό στοιχείο της τραχύτητας του χειμώνα στα κλίματα τσίγκας.

Το θέρος είναι βραχύ με τις θερμοκρασίες του θερμότερου μήνα να υπερβαίνουν τους 10°C και σε μερικούς τόπους να φθάνουν και τους 20°C, γεγονός που συντελεί στην αύξηση του ΕΘΕ, το οποίο σε πολλούς ηπειρωτικούς σταθμούς υπερβαίνει τους 60°C. Η περίοδος που είναι ελεύθερη από παγετούς περιορίζεται σε 60 έως 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 κυμαίνονται σε περίπου 500 mm στα ηπειρωτικά με σαφές μέγιστο το θέρος. Στα παραθαλάσσια οι βροχοπτώσεις 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 οι ομίχλες χιονοσκεπούς εδάφους είναι συχνές.

10.6.9 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 τσίγκας. Η βλάστηση αποτελείται από βούρλα, βρύα, λειχήνες και χαμηλούς θάμνους. Το κλίμα που χαρακτηρίζει αυτή τη ζώνη είναι ταυτόσημο με την περιοχή.

Τα κλίματα της τούντρας διαμορφώνονται από cP και cA αέριες μάζες και καταλαμβάνουν τις αρκτικές ακτές της Βόρειας Αμερικής, της Ευρασίας και όλα τα νησιά της βόρειας αυτής περιοχής, τα παράλια της Γροιλανδίας (εκτός των βορείων) και τη Βόρεια Ισλανδία. 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. Για έξι έως δέκα μήνες η θερμοκρασία είναι μικρότερη του μηδενός, ενώ οι απόλυτες ελάχιστες κυμαίνονται ανάμεσα στους -50 και -60°C . Για δύο έως 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 .

Η μέση ετήσια τιμή των βροχοπτώσεων κυμαίνεται από 200 έως 400 mm, ενώ στις προσήνεμες θαλάσσιες περιοχές της Αλάσκας και της Γροιλανδίας αγγίζει και τα 1200 mm. Είναι ευνόητο ότι οι βροχοπτώσεις 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, όταν οι θερμοκρασιακές αντιθέσεις ξηράς-θάλασσας είναι πολύ μεγάλες. Γι' αυτό και πολλοί σταθμοί, κυρίως οι ξηροί, παρουσιάζουν τα μέγιστά τους στο τέλος καλοκαιριού προς αρχές του φθινοπώρου.

10.6.10 Πολικά κλίματα (Ε)

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 τελείως η βλάστηση, 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 εισβάλουν στην περιοχή και στην επιφάνεια και καθ' ύψος. Ακόμη και όταν, κατά τον 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 ελέγχεται 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 όπου επικρατούν πολικά κλίματα. Είναι αναμενόμενο να μη σημειώνονται οι χαμηλότερες θερμοκρασίες στο βόρειο ημισφαίριο, όπου η πολική περιοχή είναι ο Αρκτικός ωκεανός, αλλά λίγο νοτιότερα στις εκτεταμένες παγωμένες ξηρές. Η χαμηλότερη θερμοκρασία για το βόρειο ημισφαίριο έχει καταγραφεί στη Γροιλανδία και είναι ίση με -70°C , αλλά και τα απόλυτα ελάχιστα που καταγράφονται στην ανατολική Σιβηρία ελάχιστα διαφέρουν από τις τιμές αυτές. Οι εκτεταμένες περιοχές της βορειοανατολικής Σιβηρίας, η Αλάσκα και το αρχιπέλαγος του Καναδά αποτελούν τις ψυχρότερες περιοχές του βόρειου ημισφαιρίου, όπου οι μέσες θερμοκρασίες του ψυχρότερου μήνα (συνήθως του Φεβρουάριου) είναι μικρότερες από -33°C .

Οι θερμοκρασίες στο νότιο ημισφαίριο είναι πολύ χαμηλότερες. Οι μέσες θερμοκρασίες του ψυχρότερου μήνα, του Ιουλίου, στη δυτική Ανταρκτική κυμαίνονται από -30 έως -45°C , ενώ στην ανατολική, που είναι πιο ψυχρή, κυμαίνονται από -40 έως και -72°C . Οι χαμηλότερες θερμοκρασίες του πλανήτη καταγράφηκαν στην Ανταρκτική και η απόλυτα μικρότερη τιμή είναι -94°C που σημειώθηκε το 1965 στον σταθμό της νορβηγικής αποστολής. Ένα άλλο ρεκόρ ψύχους που έχει καταγραφεί στον σταθμό της αμερικανικής αποστολής είναι ότι για περισσότερες από 150 συνεχείς ημέρες η θερμοκρασία ήταν μικρότερη από -40°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 σχετικά θερμέςαέριες μάζες προς τις πολικές περιοχές και εμποδίζουν την ακόμα μεγαλύτερη πτώση της θερμοκρασίας. Προς το τέλος της πολικής νύχτας, η υφesiακή 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, οι οποίοι παρασύρουν το παγωμένο χιόνι και σχηματίζουν θίνες χιονιού. Οι άνεμοι αυτοί είναι πολύ ισχυροί στα κράσπεδα των πολικών περιοχών. Η μεγαλύτερη ταχύτητα ανέμου που έχει καταγραφεί στην επιφάνεια της Γης είναι 320 km/h στο ακρωτήριο Ντένισον της Ανταρκτικής.

10.6.11 Τα ορεινά κλίματα

Η μεταβολή των κλιματικών παραμέτρων είναι πολύ ταχύτερη κατά την κατακόρυφη έννοια παρά κατά την οριζόντια. Έτσι, για παράδειγμα, 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 διαδραματίζει το υψόμετρο στη διαμόρφωση του κλίματος.

Σε κάθε τύπο κλίματος οι οροσειρές που υπάρχουν στην περιοχή διαμορφώνουν και έναν ιδιαίτερο ορεινό τύπο κλίματος. Με τον τρόπο αυτό, τα ορεινά κλίματα των πολικών περιοχών παρουσιάζουν εντονότερα τα πολικά χαρακτηριστικά, ενώ στις τροπικές ερημικές περιοχές τα βουνά παρουσιάζουν ποικιλίες τροπικού ερημικού κλίματος. Οι χαμηλές θερμοκρασίες που επικρατούν δεν μπορούν από μόνες τους να χαρακτηρίσουν τον ορεινό τύπο του κλίματος, αλλά στη διαμόρφωσή του σημαντικό ρόλο διαδραματίζει 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, εάν στο πεδινό τμήμα μιας περιοχής 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 ως ορεινός τύπος.

Οι περιοχές στις οποίες επικρατούν ορεινοί τύποι κλιμάτων βρίσκονται σε υψόμετρα μεγαλύτερα από 1500 μέτρα 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 τον χρόνο έκθεσης στις ηλιακές ακτίνες και τους ανέμους. Η γραμμή των αιώνιων χιονών βρίσκεται ψηλότερα στις βορινές κλιτείες και χαμηλότερα στις μεσημβρινές.

Οι ορεινοί φραγμοί αποκόπτουν τη ροή των αέριων μαζών και μέσα στις κοιλάδες τους δημιουργούν 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.

Ανακεφαλαίωση μαθήματος

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ahrens, D.C. (2003). *Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment*. Pacific Grove: Brooks Cole.
- Critchfield, H.J. (1974³). *General Climatology*. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall.
- Ζαμπάκας, Ι. (1981). *Γενική Κλιματολογία*. Αθήνα.
- Goldberg, V., Mayer, H., Schindler, D., Söhl, D. & Bernhofer, C. (2012). Entwicklungen in der forstlichen Meteorologie. *Agrar- und Forstmeteorologie*. Jahrgang 38, Heft 1/2, pp. 69-79.
- Μαχαίρας, Π. & Μπαλαφούτης, Χ. (1984). *Γενική Κλιματολογία με στοιχεία Μετεωρολογίας*. Θεσσαλονίκη: University Studio Press.
- Μαχαίρας, Π. & Μπαλαφούτης, Χ. (1985). *Μαθήματα Γενικής Κλιματολογίας με στοιχεία Βιοκλιματολογίας*. Θεσσαλονίκη: Γιαχούδη-Γιαπούλη.
- Morgan, J.M. & Morgan, M.D. (1991³). *Meteorology*. New York: McMillan.
- Μπαλτάς, Ε.Α. (2010). *Εφαρμοσμένη Μετεωρολογία*. Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις Ζήτη.
- Ντάφης, Σ. (1986). *Δασική Οικολογία*. Θεσσαλονίκη: Γιαχούδη-Γιαπούλη.
- Peel, M.C., Finlayson, B.L. & McMahon, T.A. (2007). *Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification*. Hydrol. Earth Syst. Sci. 11: 1633-1644.
- Thorntwaite, C.W. (1948). An approach Toward A Rational Classification of Climate. *Geographical Review*, 38. pp. 55-94.
- Φλόκας, Α.Α. (1997). *Μαθήματα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας*. Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις Ζήτη.
- Φλόκας, Α. & Χρονοπούλου, Α. (2010). *Μαθήματα Γεωργικής Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας*. Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις Ζήτη.

11. Ατμοσφαιρικό περιβάλλον και άνθρωπος

Στο ενδέκατο κεφάλαιο περιγράφεται η επίδραση των ατμοσφαιρικών διεργασιών στο βιοτικό περιβάλλον και την ανθρώπινη δραστηριότητα. Στο πλαίσιο αυτό, περιγράφονται επίσης οι κυριότερες επιδράσεις του κλίματος στη διαχείριση των υδατικών πόρων καθώς και η σχέση μεταξύ κλίματος και ανάπτυξης των φυτών και η επίδραση του κλίματος στη γεωγραφική εξάπλωση των φυτών.

11.1 Κλίμα και διαχείριση υδατικών πόρων

Η εμφάνιση και η διατήρηση της ζωής στη Γη είναι απόλυτα συνυφασμένη με την ύπαρξη του νερού. Ο άνθρωπος, το πλέον εξελιγμένο ον στον πλανήτη, καταναλώνει τις μεγαλύτερες ποσότητες νερού, καθώς η ανάπτυξη της τεχνολογίας και ο σύγχρονος τρόπος ζωής έχουν προκαλέσει ραγδαία αύξηση των απαιτήσεων σε νερό. Οι υδροβόρες δραστηριότητες του ανθρώπου, και ιδίως η γεωργία, η βιομηχανία, η ύδρευση και η παραγωγή ενέργειας, σε συνδυασμό με τη μόλυνση του νερού (υπόγειου και επιφανειακού), καθιστούν αναγκαία την ορθολογική διαχείριση των υδατικών πόρων.

Τα αποθέματα γλυκού ύδατος σε υγρή μορφή αποτελούν μόλις το 0,6% της συνολικής ποσότητας νερού στη Γη, από τα οποία το μεγαλύτερο μέρος αποτελείται από υπόγεια νερά. Ο μόνος τρόπος ανανέωσης των υδάτων αυτών είναι μέσω της αέναης διαδικασίας του υδρολογικού κύκλου που τροφοδοτείται με ενέργεια από την ηλιακή ακτινοβολία. Βασικός παράγοντας του υδρολογικού κύκλου είναι τα μετεωρολογικά κατακρημνίσματα και, συνεπώς, το κλίμα μιας περιοχής (Critchfield, 1974).

Οι ιδιότητες του νερού το καθιστούν τον βασικότερο γήινο φυσικό πόρο. Το νερό είναι η πιο διαδεδομένη χημική ένωση στην επιφάνεια της Γης και καλύπτει το 70,9% του πλανήτη μας. Στη φύση το νερό υπάρχει στην αέρια, υγρή και στερεή κατάσταση. Είναι άγευστο και άοσμο, σχεδόν άχρωμο και διαυγές, αλλά στα βαθιά στρώματα εμφανίζει μια γαλάζια χροιά. Πολλές ουσίες διαλύονται στο νερό και για τον λόγο αυτό αποτελεί σημαντικό διαλύτη. Επίσης, εξαιτίας της διαλυτότητας, το νερό στη φύση σπάνια είναι καθαρό και πολλές από τις ιδιότητές του μπορεί να διαφέρουν από αμυδρά έως σημαντικά από τις ιδιότητες του χημικά καθαρού νερού. Ωστόσο, υπάρχουν και πολλές ουσίες που είναι σχεδόν, αν όχι τελείως, αδιάλυτες στο νερό. Το νερό είναι η μόνη ουσία (στη φύση του πλανήτη μας) που υπάρχει και στις τρεις κοινές καταστάσεις της ύλης και συνιστά ζωτικό στοιχείο για όλες τις γνωστές μορφές ζωής στη Γη. Άλλωστε, ακόμα και το ανθρώπινο σώμα αποτελείται κατά 55-78% από νερό.

Πρόκειται για μια πρώτη ύλη, πηγή ενέργειας, παράγοντα για τη διάθεση των αποβλήτων, διαλύτη, μέσο μεταφοράς θερμότητας ή ψυκτικό μέσο για τις ανάγκες της σύγχρονης τεχνολογίας. Η μεγάλη ειδική θερμότητα του νερού, η ικανότητά του να υπάρχει σε αέρια, υγρή ή στερεά μορφή, υπό φυσιολογικές συνθήκες, και η ικανότητά του για αποθήκευση και απελευθέρωση της λανθάνουσας θερμότητας με τις αλλαγές της φυσικής του κατάστασης το καθιστούν παράγοντα με τεράστια επίδραση στις ατμοσφαιρικές διεργασίες. Η διαθεσιμότητα του νερού σε διαφορετικούς χρόνους και τόπους συνδέεται στενά με τον καιρό και το κλίμα. Στην ατμόσφαιρα είναι ο πιο ενεργός παράγοντας στη συνεχή ανακατανομή του νερού στην επιφάνεια της Γης, γεγονός που γίνεται ακόμα πιο εντυπωσιακό, όταν συνειδητοποιήσουμε ότι μόνο ένα 1 τοις εκατό του νερού της Γης περιέχεται στην ατμόσφαιρα σε

κάθε στιγμή. Αν κατακρημνιζόταν η συνολική ατμοσφαιρική υγρασία με συμπύκνωση, θα δημιουργούσε ένα στρώμα κατά μέσο όρο περίπου 2,5 εκατοστών σε ολόκληρη την υδρόγειο. Οι θάλασσες και οι ωκεανοί περιέχουν περίπου 97 τοις εκατό του συνόλου του νερού της Γης, ενώ το 2 τοις εκατό είναι χιονοκάλυμμα και παγετώνες. Το γλυκό νερό και τα υπόγεια νερά αποτελούν σχεδόν το 1 τοις εκατό.

11.1.1 Ο υδρολογικός κύκλος

Ο άνθρωπος ικανοποιεί τις ανάγκες του σε νερό χρησιμοποιώντας σχεδόν αποκλειστικά τα γήινα αποθέματα γλυκού νερού σε υγρή μορφή. Κατά συνέπεια, τα αποθέματα αυτά θα είχαν εξαντληθεί από καιρό, αν δεν ανανεώνονταν συνεχώς. Η συνεχής κυκλοφορία του νερού από τους ωκεανούς στην ατμόσφαιρα και πάλι πίσω στους ωκεανούς δημιουργεί τον υδρολογικό κύκλο ή, αλλιώς, τον κύκλο του νερού. Κινητήρια δύναμη της εν λόγω διαδρομής είναι η ηλιακή ενέργεια η οποία φτάνει στη Γη με τη μορφή της ηλιακής ακτινοβολίας. Ο υδρολογικός κύκλος είναι ένας περίπλοκος συνδυασμός που περιλαμβάνει την εξάτμιση, τη διαπνοή, τις κινήσεις αέριων μαζών, τη συμπύκνωση, τα κατακρημνίσματα και τις κινήσεις του νερού στο έδαφος. Δεν έχει αρχή και τέλος και οι διάφορες φάσεις του κύκλου παρουσιάζονται στο [Σχήμα 11.1](#). Με τη βοήθεια της ηλιακής ακτινοβολίας προκαλείται εξάτμιση νερού στην επιφάνεια των ωκεανών, των λιμνών και των ποταμών. Οι υδρατμοί που σχηματίζονται κινούνται προς τα ψηλότερα στρώματα της ατμόσφαιρας, όπου συμπυκνώνονται λόγω των χαμηλότερων θερμοκρασιών και σχηματίζουν νέφη τα οποία μετακινούνται με την πνοή του ανέμου. Από τα νέφη δημιουργούνται τα κατακρημνίσματα, κυρίως με τη μορφή βροχής και χιονιού. Ένα μέρος του νερού των κατακρημνισμάτων εξατμίζεται κατά την πτώση και επιστρέφει απευθείας στην ατμόσφαιρα. Ένα άλλο σημαντικό μέρος διεισδύει στο έδαφος και διηθείται στα βαθύτερα στρώματα της Γης, τροφοδοτεί τα υπόγεια υδροφόρα στρώματα και τις πηγές και σχηματίζει την υγρασία του εδάφους. Αλλά το μεγαλύτερο μέρος του νερού των κατακρημνισμάτων στην επιφάνεια της Γης καταλήγει στις λίμνες και τους ωκεανούς. Ενώ το μεγαλύτερο μέρος της ατμοσφαιρικής υγρασίας, η οποία τελικά πέφτει με τη μορφή κατακρημνισμάτων, προέρχεται από τους ωκεανούς, μικρές ποσότητες νερού με κάποια συντόμευση στον κύκλο εισέρχονται στον αέρα κατευθείαν μέσω της εξάτμισης και της διαπνοής από το έδαφος και τη βλάστηση. Μόνο ένα μικρό μέρος των βροχοπτώσεων πάνω από την ξηρά μπορεί με εξατμισοδιαπνοή από την ίδια περιοχή να επιστρέψει στην ατμόσφαιρα. Το νερό της βροχής πάνω από τους ωκεανούς είναι μια άλλη μορφή συντόμευσης της διαδρομής του υδρολογικού κύκλου. Επιβράδυνση του κύκλου για ορισμένη χρονική περίοδο συμβαίνει με συγκεκριμένη ποσότητα νερού που χρησιμοποιείται από τα φυτά και τα ζώα για την κατασκευή των κυττάρων και τότε το νερό δεσμεύεται σε στερεή κατάσταση με τη μορφή πάγου και χιονιού, όπως και το δεσμευμένο νερό σε άλλες ενώσεις, το αποτέλεσμα χημικής δράσης ή το παγιδευμένο νερό στα υπόγεια υδροφόρα στρώματα. Εντούτοις, αργά ή γρήγορα, οι περισσότερες επίγειες μορφές νερού εμφανίζονται σε μια από τις φάσεις του υδρολογικού κύκλου.

για άμεση χρήση. Με την ευρύτερη έννοια, η διαχείριση του νερού έχει ως στόχο να επιβραδύνει και να χρησιμοποιήσει πιο αποτελεσματικά τη φάση της απορροής του κύκλου του νερού. Αυτό επιτυγχάνεται με την κατασκευή ταμιευτήρων νερού με σκοπό την προσφορά νερού για χρήση σε περίοδο που παρουσιάζει μεγαλύτερη ζήτηση για κατανάλωση.

11.1.2 Το υδατικό ισοζύγιο

Η έννοια του υδατικού ισοζυγίου καθιερώθηκε στην επιστημονική ορολογία από τους υδρολόγους για να αποδώσει το αποτέλεσμα του ισολογισμού των εισροών και εκροών νερού σε ένα υδρολογικό σύστημα (Μαχαίρας & Μπαλαφούτης, 1985). Στο σύστημα Γη-ατμόσφαιρα και ειδικότερα στη ζώνη της μέγιστης ανταλλαγής ενέργειας και υγρασίας μεταξύ της επιφάνειας της Γης και του αέρα μπορούμε να εξετάσουμε τα στοιχεία του υδρολογικού κύκλου, υπολογίζοντας το νερό στην επιφάνεια της Γης.

Η θεμελιώδης σχέση που εκφράζει το υδατικό ισοζύγιο για συγκεκριμένη περιοχή και χρονική περίοδο δίνεται από τη σχέση:

$$P = ET + dST + S$$

όπου το P είναι οι εισροές από κατακρημνίσματα, ET είναι οι απώλειες από εξατμισοδιαπνοή, dST είναι το κέρδος ή η ζημιά από την αποθήκευση στο έδαφος και S είναι το πλεόνασμα.

Έτσι, το σύνολο των εισροών (P) εξηγείται από τις απώλειες εξατμισοδιαπνοής (ET) και την αύξηση ή μείωση της αποταμίευσης στο έδαφος (dST) και ένα πιθανό πλεόνασμα (S) με τη σωστή διαχείριση μπορεί να καλύψει ποικίλες ανάγκες του ανθρώπου. Η μεταφορά της υγρασίας στον αέρα από εξατμισοδιαπνοή αποτελεί συνάρτηση του διαθέσιμου νερού και της διαθέσιμης ενέργειας. Η ποσότητα που θα μπορούσε να εξατμιστεί και να γίνει διαπνοή από τη διαθέσιμη ενέργεια είναι η δυνητική εξατμισοδιαπνοή (PE). Το ποσό που χάθηκε προς την ατμόσφαιρα από την επιφάνεια είναι η πραγματική εξατμισοδιαπνοή (AE), η οποία αποτελεί το ισοδύναμο με ET στην εξίσωση του ισοζυγίου του νερού και, ως εκ τούτου, περιορίζεται από τις βροχοπτώσεις και την αποθήκευση της υγρασίας του εδάφους. Όταν τα συνολικά κατακρημνίσματα υπερβαίνουν τη δυνητική εξατμισοδιαπνοή, μέρος του νερού αποκαθιστά την υγρασία του εδάφους. Το υπόλοιπο, εάν υπάρχει, είναι το πλεόνασμα που μπορεί να κινηθεί επιφανειακά, και αποτελεί την απορροή, να εισέλθει στο έδαφος ή να καταλήξει σε λίμνες. Αν η PE υπερβαίνει την AE, τότε υπάρχει έλλειμμα (Δ) και η εξίσωση είναι η εξής:

$$P = PE - dST - D$$

Κατά συνέπεια, προκύπτει ότι οι απώλειες δεν ανταποκρίνονται στις ανάγκες σε νερό. Όταν τα κατακρημνίσματα είναι ανεπαρκή, η λήψη μέτρων εξοικονόμησης νερού μπορεί να συμβάλει στην αντιμετώπιση της προσωρινής έλλειψης.

Η έννοια του ισοζυγίου του νερού μπορεί να εφαρμοστεί στην ανάλυση της ανταλλαγής υγρασίας σε οποιαδήποτε μικρή ή μεγάλη επιφάνεια. Είναι ένα αποτελεσματικό μέσο για την εκτίμηση των συνθηκών ξηρασίας και την ορθή χρήση του αρδευτικού νερού. Μια από τις πιο χρήσιμες εφαρμογές είναι η πρόβλεψη της απορροής (πλεόνασμα) από τις λεκάνες απορροής ποταμών σε μεταβαλλόμενες κλιματικές συνθήκες. Ομοίως, μπορούν να υπολογιστούν οι προμήθειες στα υπόγεια ύδατα (μια άλλη μορφή του πλεονάσματος). Κάθε στοιχείο στο ισοζύγιο μπορεί να καθοριστεί με ακρίβεια, εφόσον είναι γνωστά όλα τα υπόλοιπα στοιχεία.

11.1.3 Εξατμισοδιαπνοή

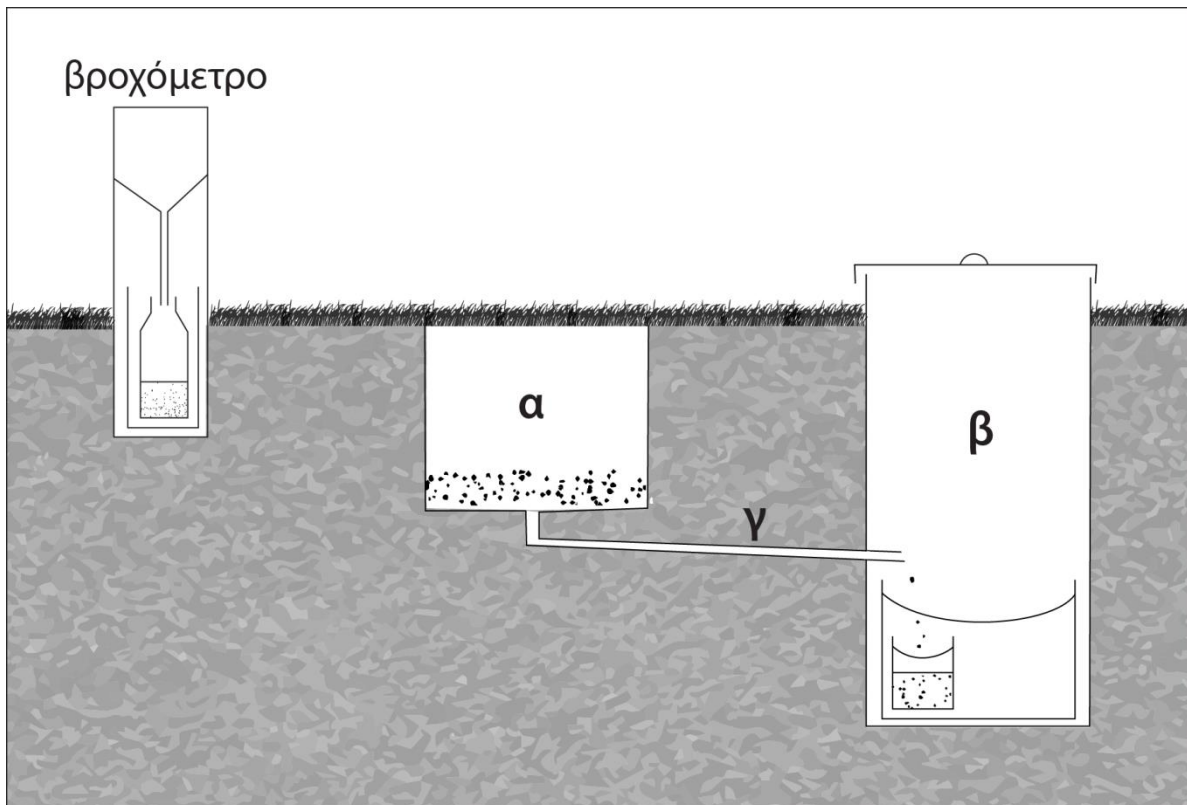
Η ακρίβεια στην εκτίμηση του ισοζυγίου του νερού εξαρτάται από την ακρίβεια των αντίστοιχων τιμών οι οποίες χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό του. Η μέτρηση των κατακρημνισμάτων πρέπει να

προκύπτει από αντιπροσωπευτικά σημεία δειγματοληψίας για μεγάλες περιοχές (π.χ. τη συνολική λεκάνη απορροής ποταμού). Το βασικό στοιχείο του ισοζυγίου νερού είναι η εξατμισοδιαπνοή, η οποία συνίσταται στη σχέση μεταξύ υγρασίας και ενεργειακών ανταλλαγών.

Η άμεση μέτρηση της εξατμίσης από εκτεταμένες επιφάνειες είναι πρακτικά ανέφικτη λόγω του μεγάλου αριθμού των υπεισερχομένων παραγόντων και της αλληλεξάρτησης αυτών (Κωτούλας, 2001). Για τον λόγο αυτό αναπτύχθηκαν διάφορες μέθοδοι έμμεσης μέτρησης ή εκτίμησης της εξατμίσης από εκτεταμένες υδάτινες επιφάνειες.

Μια έμμεση μέθοδος μέτρησης της εξατμισοδιαπνοής βασίζεται στην έννοια του ισοζυγίου του νερού και είναι η μέθοδος του λυσιμέτρου ([Σχήμα 11.2](#)). Τα βασικά χαρακτηριστικά αυτής της συσκευής είναι α) μια δεξαμενή βυθισμένη, γεμάτη με χώμα όπου καλλιεργούνται φυτά ίδια με αυτά της γύρω περιοχής, β) μια σκεπαστή δεξαμενή διήθησης βυθισμένη στο έδαφος, σε μικρή απόσταση από τη δεξαμενή για να συγκεντρώνει το πλεόνασμα νερού που στραγγίζει από αυτή και γ) ένας σωλήνας σύνδεσης. Η δεξαμενή δέχεται μόνο νερό από καθίζηση, με εξατμισοδιαπνοή ή άρδευση, και χάνει την από τα κάτω διήθηση. Για τον προσδιορισμό της δυνητικής εξατμισοδιαπνοής η δεξαμενή και η γύρω περιοχή αρδεύονται όποτε κρίνεται αναγκαίο για τη διατήρηση των βέλτιστων συνθηκών υγρασίας του εδάφους. Όταν είναι γνωστές οι ποσότητες του νερού που προστίθεται από τη βροχή και από το πότισμα, η δυνητική εξατμισοδιαπνοή προσδιορίζεται με αφαίρεση της απώλειας νερού από διήθηση, από το συνολικό ποσό που λαμβάνουν στη δεξαμενή του οργάνου. Η αποθήκευση υγρασίας στο έδαφος μπορεί να διαφέρει από ημέρα σε ημέρα και η ποσότητα του νερού που συλλέγεται στη δεξαμενή διήθησης ποικίλλει ανάλογα με την απόκλιση αυτή, αλλά σε μεγαλύτερες χρονικές περιόδους οι διακυμάνσεις δεν είναι μεγάλες.

Μεγαλύτερης ακρίβειας όργανα μέτρησης της εξατμισοδιαπνοής είναι τα λυσίμετρα ζυγού που παρέχουν μια συνεχή καταγραφή της μεταβαλλόμενης ποσότητας νερού, το οποίο περιέχει το έδαφος, και μετρήσεις της πραγματικής εξατμισοδιαπνοής για διάστημα λίγων λεπτών. Όπως και στην περίπτωση των βροχογράφων, προκύπτουν προβλήματα κατά την επιλογή αντιπροσωπευτικών θέσεων μέτρησης. Επίσης, δυσκολίες προκύπτουν με την τυποποίηση της φυτικής κάλυψης για την εκτίμηση των τιμών διαπνοής. Το τεχνητό πότισμα των θέσεων, ιδιαίτερα σε ξηρές περιοχές, με σκοπό να επιτευχθεί η μέγιστη (δυνητική) εξατμισοδιαπνοή δημιουργεί ένα μικροπεριβάλλον που είναι αρκετά διαφορετικό από το γενικότερο κλίμα της περιοχής. Διαφορετικές κλίσεις και προσανατολισμοί πλαγιάς εισάγουν περαιτέρω προβλήματα στην ερμηνεία των δεδομένων.



Σχήμα 11.2 Λυσίμετρο για τη μέτρηση της εξατμισοδιαπνοής.

Λόγω της πολυπλοκότητας του εξοπλισμού που είναι απαραίτητος για τη μέτρηση της δυνητικής εξατμισοδιαπνοής και τις δυσκολίες επιλογής των αντιπροσωπευτικών συνθηκών, οι εκτιμήσεις βασίζονται συχνά σε δεδομένα μέτρησης της πραγματικής εξάτμισης από ανοικτές λεκάνες εξάτμισης ή άλλα είδη εξατμισίμετρων. Μαθηματικές σχέσεις μεταξύ των παραγόντων της υγρασίας, της ενέργειας και της κίνησης του αέρα μπορούν επίσης να δώσουν χρήσιμες προσεγγίσεις για το ζήτημα. Η σχετική μέθοδος που αναπτύχθηκε από τον Thornthwaite χρησιμοποιεί τη θερμοκρασία και τη διάρκεια της ημέρας ως εκφράσεις της ενέργειας. Ο Penman έχει τελειοποιήσει την προσέγγιση του ισοζυγίου ενέργειας στη δυνητική εξατμισοδιαπνοή με την ενσωμάτωση της καθαρής ακτινοβολίας, καθώς και παραγόντων όπως η ταχύτητα του ανέμου και η υγρασία.

11.1.4 Υγρασία του εδάφους και υπόγεια ύδατα

Ο ρόλος της υγρασίας του εδάφους στο ισοζύγιο του νερού είναι ιδιαίτερα μεταβλητός, επειδή η υγρασία δεν εξαρτάται μόνο από τους υπόλοιπους παράγοντες του ισοζυγίου, αλλά και από την ικανότητα του εδάφους να συγκρατεί το νερό. Το ποσό του νερού σε κορεσμένο χώμα ποικίλλει κυρίως ανάλογα με την υφή του εδάφους, τη δομή, το περιεχόμενο της οργανικής ύλης και το βάθος του. Λεπτοί άργιλοι έχουν υψηλή ικανότητα συγκράτησης του νερού, ενώ τα αμμώδη εδάφη συγκρατούν πολύ λίγη υγρασία. Για γεωργικούς σκοπούς είναι χρήσιμο να γνωρίζουμε την ελάχιστη ποσότητα νερού του εδάφους που είναι απαραίτητη στο ριζικό σύστημα για την καλλιέργεια των φυτών. Αυτή η ελάχιστη ποσότητα εξαρτάται από τους ίδιους παράγοντες που καθορίζουν την ικανότητα συγκράτησης υγρασίας. Η περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό μπορεί να εκτιμηθεί με διάφορες μεθόδους. Μια απλή, αλλά χρονοβόρα διαδικασία είναι να ζυγιστούν δείγματα εδάφους πριν και μετά την ξήρανση σε φούρνο. Δυστυχώς, τα δείγματα δεν μπορούν να επαναχρησιμοποιηθούν. Με τη χρήση λυσιμέτρων με ζυγό μπορούμε να μετρήσουμε με ακρίβεια τις μεταβολές της υγρασίας του εδάφους σε συγκεκριμένο όγκο εδάφους. Επίσης, μια αντίστοιχη συσκευή μέτρησης είναι το τενσιόμετρο υγρασίας του εδάφους. Αυτή η συσκευή συνήθως

αποτελείται από μία πορώδη καλύπτρα από πορσελάνη, από ένα όργανο μέτρησης της πίεσης (μεταλλικό ή υδραργυρικό μανόμετρο) και από έναν πλαστικό σωλήνα, ο οποίος γεμίζει με νερό και απομονώνεται με πώμα.

Τα тенσιόμετρα τοποθετούνται κατά το μεγαλύτερο μέρος τους υπόγεια, με την καλύπτρα να βρίσκεται στο σημείο όπου υπάρχει αναπτυγμένο το ενεργό ριζικό σύστημα των φυτών σε πλήρη επαφή με το έδαφος. Στόχος είναι η μέτρηση της τάσης της εδαφικής υγρασίας, αφού προηγηθεί εξισορρόπηση της πίεσης με το δυναμικό πίεσης του νερού του тенσιόμετρου μετά την είσοδο ή έξοδο του από την καλύπτρα. Ανάλογα με το περιεχόμενο νερό στο έδαφος, αυτό μπορεί να εισέλθει ή να εξέλθει από την καλύπτρα του тенσιόμετρου μέχρι να επιτευχθεί εξισορρόπηση μεταξύ εδαφικού διαλύματος και νερού του οργάνου. Αν το έδαφος είναι ακόρεστο, τότε το νερό εξέρχεται από την καλύπτρα, δημιουργώντας στον σωλήνα μερικό κενό που καταγράφεται από το μανόμετρο. Στη συνέχεια, εάν υπάρξει αύξηση της εδαφικής υγρασίας, τότε το νερό εισέρχεται στον σωλήνα διαμέσου της καλύπτρας, με αποτέλεσμα να περιοριστεί το κενό και η αντίστοιχη αρνητική πίεση που καταγράφεται από το μανόμετρο να πλησιάσει το μηδέν.

Όταν το έδαφος έχει φτάσει σε κορεσμό από άποψη υγρασίας, η περίσσεια νερού του εδάφους κινείται από τη δύναμη της βαρύτητας στη ζώνη κορεσμού που είναι γνωστή ως υπόγεια ύδατα. Το βάθος στην άνω επιφάνεια των υπόγειων υδάτων, που είναι ο υδροφόρος ορίζοντας, μπορεί να μετρηθεί σε πηγάδια και χρησιμοποιείται για την εκτίμηση των υπόγειων υδάτων. Επίσης, το υπόγειο νερό μπορεί να θεωρηθεί μέρος του πλεονάσματος στο ισοζύγιο του νερού και εφόσον οι υπόλοιπες τιμές του ισοζυγίου (συμπεριλαμβανομένης της απορροής) είναι γνωστές, τότε είναι δυνατός ο υπολογισμός του ποσού που μεταφέρεται στα υπόγεια ύδατα.

11.2 Κλίμα και φυτά

Η εξάπλωση στην επιφάνεια του πλανήτη των τριών στοιχείων του φυσικού περιβάλλοντος, δηλαδή του κλίματος, της βλάστησης και του εδάφους, παρουσιάζει εκπληκτική σύμπτωση, επειδή το κλίμα είναι κυρίαρχος παράγοντας στον σχηματισμό της βλάστησης και του εδάφους. Με άλλα λόγια, το κλίμα τελικά καθορίζει όλες τις μορφές της ζωής. Όλα τα φυτά έχουν ορισμένες απαιτήσεις από το περιβάλλον για να ευδοκιμήσουν. Οι παράγοντες που καθορίζουν την αύξηση των φυτών είναι κλιματικοί, τοπογραφικοί, εδαφικοί και βιοτικοί (Ντάφης, 1986). Στους κλιματικούς παράγοντες περιλαμβάνονται, μεταξύ άλλων, η ηλιακή ακτινοβολία, η θερμοκρασία του αέρα, οι βροχοπτώσεις, η ατμοσφαιρική υγρασία, η ομίχλη, ο άνεμος και, επιπλέον, στην οικολογία πρέπει να λαμβάνονται υπόψη οι δράσεις άλλων παραγόντων και οι αλληλεπιδράσεις μεταξύ των φυτών και των φυτών με τα ζώα.

Το κλίμα ασκεί την επίδρασή του σε συνδυασμό με τους υπόλοιπους παράγοντες. Ο ρόλος του κλίματος είναι πάντοτε σημαντικός με άμεση επίδραση στην ανάπτυξη των φυτών και με έμμεση επίδραση στους εδαφικούς και βιοτικούς παράγοντες.

Η βασική άμεση επίδραση του κλίματος στα φυτά ασκείται από τις βροχοπτώσεις και την υγρασία του εδάφους, την ακτινοβολία, την υγρασία, τη θερμοκρασία, το φως του Ήλιου και τον άνεμο. Τυχόν μεταβολή σε έναν από αυτούς τους παράγοντες μπορεί να αλλάξει τη σημασία των υπόλοιπων παραγόντων σε διεργασίες όπως η εξατμισοδιαπνοή και η φωτοσύνθεση (Goldberg et al., 2012). Ο σημαντικότερος παράγοντας σε μεγάλες περιοχές της Γης είναι η υγρασία. Το νερό είναι βασικό στοιχείο στη σύνθεση των φυτικών κυττάρων. Επίσης, χρησιμεύει ως μέσο μεταφοράς θρεπτικών στοιχείων για την ανάπτυξη των κυττάρων και μέσω της εξατμισοδιαπνοής πετυχαίνει τον έλεγχο της θερμοκρασίας. Για τα περισσότερα φυτά της Γης η άμεση πηγή της υγρασίας είναι το έδαφος. Η ποσότητα και η διαθεσιμότητα της υγρασίας του εδάφους δεν είναι μόνο μια απλή συνάρτηση των βροχοπτώσεων, αλλά

επηρεάζεται από τις συνθήκες αποστράγγισης της επιφάνειας και από την ικανότητα του εδάφους να συγκρατεί υγρασία, καθώς και από τις απώλειες λόγω εξατμισοδιαπνοής. Έτσι, παρατηρείται ότι ελώδεις περιοχές στην έρημο και αμμώδη ή χαλικώδη εδάφη σε βροχερά κλίματα μπορεί να είναι εντελώς γυμνά από βλάστηση. Όπως ακριβώς η ανεπάρκεια υγρασίας περιορίζει την ανάπτυξη των φυτών έτσι και τα υπερβολικά μεγάλα ποσά υγρασίας μπορούν να περιορίσουν την ανάπτυξη ορισμένων φυτών, εμποδίζοντας τον αερισμό και την παροχή οξυγόνου στο έδαφος. Η υπερβολική υγρασία του εδάφους τείνει να δημιουργεί δυσμενή χαρακτηριστικά του εδάφους και να αυξάνει τις ζημιές από νόσους. Τα φυτά που ζουν στο νερό ή σε πολύ υγρό κλίμα είναι υγρόφυτα, ενώ τα προσαρμοσμένα στην ξηρασία ονομάζονται ξηρόφυτα. Η υγρασία του αέρα στην οποία αναπτύσσονται τα φυτά έχει διαφορετική σημασία ανάλογα με τον τύπο του φυτού, καθώς και από τη διαθέσιμη υγρασία του εδάφους. Πολλά φυτά μπορούν να αντέξουν σε χαμηλές τιμές υγρασίας, εφόσον οι ρίζες τους εφοδιάζονται με την κατάλληλη υγρασία. Τα ξηρόφυτα των ξηρών κλιμάτων είναι προσαρμοσμένα σε συνθήκες περιορισμένης υγρασίας με διάφορους τρόπους. Ο χοντρός κηρώδης φλοιός και τα σκληρά και μικρά φύλλα αναστέλλουν την απώλεια νερού από τη διαπνοή. Ορισμένα φυτά έχουν συστήματα ρίζας που εκτείνονται βαθιά μέσα στο έδαφος και σε μεγάλη ακτίνα προκειμένου να συγκεντρώσουν την υγρασία από μεγάλο όγκο του εδάφους. Μερικά φυτά της ερήμου, ιδίως ορισμένα είδη κάκτων, αποθηκεύουν νερό κατά τη διάρκεια των βροχών, το οποίο χρησιμοποιούν στην ξηρή περίοδο.

Κατά τη διαδικασία ανάπτυξης των φυτών, η ενέργεια παρέχεται από τη θερμότητα. Τα φυτά μπορούν να αναπτυχθούν μόνο εντός ορισμένων ορίων θερμοκρασίας, αν και τα όρια δεν είναι τα ίδια για όλα τα φυτά. Ορισμένα φύκια ζουν σε θερμές πηγές με θερμοκρασία πάνω από 90°C και οι λειχήνες στην έρημο αντέχουν στους 100°C, ενώ βρύα και λειχήνες στην αρκτική ζώνη μπορούν να επιβιώσουν σε θερμοκρασία - 70°C (Gates, 1971). Για κάθε είδος και για κάθε ποικιλία υπάρχει ένα ελάχιστο όριο, κάτω από το οποίο δεν είναι δυνατή η ανάπτυξη, ένα βέλτιστο όριο κατά το οποίο επιτυγχάνεται ιδανική ανάπτυξη και ένα μέγιστο όριο θερμοκρασίας πέρα από το οποίο σταματάει η ανάπτυξη. Τα περισσότερα φυτά σταματούν να αναπτύσσονται, όταν η θερμοκρασία εδάφους πέφτει κάτω από τους 5°C. Εάν η θερμοκρασία του εδάφους είναι χαμηλή, η πρόσληψη υγρασίας μέσω των ριζών μειώνεται και το φυτό ενδέχεται να μην είναι σε θέση να αντικαταστήσει το νερό που χάνεται από τη διαπνοή. Επομένως, οι ψυχρές συνθήκες μπορούν να βλάψουν και να ξηράνουν τα φυτικά κύτταρα. Τα είδη παρουσιάζουν μεγάλες διαφορές ως προς την προσαρμογή τους στις συνθήκες της θερμοκρασίας και πολλά φυτά μπορούν να αντέξουν μεγάλες περιόδους με αρνητικές θερμοκρασίες, παρόλο που δεν αναπτύσσονται. Η επίδραση των υψηλών θερμοκρασιών επιταχύνει τη διαδικασία ανάπτυξης. Οι φυσικές συνθήκες υψηλών θερμοκρασιών σπάνια αποτελούν την άμεση αιτία θανάτου στα φυτά. Συνήθως η αυξημένη εξατμισοδιαπνοή, που προξενείται από τη θερμότητα, προκαλεί αφυδάτωση των φυτικών κυττάρων. Έως κάποιο βαθμό η διεργασία αυτή δεν συντελείται, εφόσον η παροχή υγρασίας είναι επαρκής. Κατά συνέπεια, η σχέση θερμοκρασίας-υγρασίας είναι εξίσου σημαντική με την ίδια τη θερμοκρασία.

Οι απαιτήσεις των φυτών σε υγρασία μεγαλώνουν με την αύξηση της θερμοκρασίας. Μια δεδομένη ποσότητα βροχοπτώσεων μπορεί να σημαίνει έλλειμμα υγρασίας σε ένα ζεστό κλίμα, ενώ σε συνθήκες μικρότερων θερμοκρασιών το ίδιο ποσό μπορεί να υπερβαίνει τη δυναμική εξατμισοδιαπνοή και να δημιουργεί πλεόνασμα υγρασίας. Εάν δεν πληρούνται οι απαιτήσεις της εξάτμισης από το έδαφος και της διαπνοής των φυτών από τις επιφάνειες, τότε προκαλείται μόνιμος μαρασμός, δηλαδή νέκρωση του φυτού. Τόσο η εξάτμιση όσο και η διαπνοή είναι διαδικασίες ψύξης που τείνουν να αντισταθμίσουν τις επιπτώσεις των υψηλών θερμοκρασιών. Θερμοί άνεμοι αυξάνουν τις απώλειες νερού και προξενούν βλάβες σε ιστούς των φυτών, που πιθανόν να είναι καταστροφικές, ακόμη και όταν υπάρχει άφθονη υγρασία στο έδαφος. Σε συνθήκες ανάπτυξης μικρότερων θερμοκρασιών, όπως συμβαίνει με την αύξηση του υψομέτρου ή με το γεωγραφικό πλάτος, τα είδη των φυτών διαδοχικά περιορίζονται και τελικά η

επιβίωση των φυτών σταματάει, ανεξάρτητα από την ποσότητα υγρασίας που είναι διαθέσιμη με τη μορφή χιονιού ή πάγου.

Ο παράγοντας της ηλιοφάνειας στην ανάπτυξη των φυτών έχει πολλές πτυχές. Το φως του Ήλιου διαδραματίζει άμεσο ρόλο στη φωτοσύνθεση και την παραγωγή της χλωροφύλλης. Χωρίς το φως είναι αδύνατη η σωστή ανάπτυξη των περισσότερων φυτών, ενώ άλλα φυτά προσαρμόζονται σε σκοτεινές ή σκιερές συνθήκες. Το φως είναι επίσης καθοριστικός παράγοντας για την άνθιση ορισμένων φυτών και την παραγωγή σπόρων. Συνήθως η ποσότητα του φωτός που είναι διαθέσιμη για την καλλιέργεια ενδημικών φυτών επαρκεί για τη φυσιολογική ανάπτυξή τους, με αποτέλεσμα το φως να μην αποτελεί καθοριστικό παράγοντα που επηρεάζει τη γεωγραφική κατανομή της βλάστησης. Ωστόσο, οι συνθήκες φωτισμού μπορεί να είναι κρίσιμες για ένα φυτό σε συγκεκριμένο περιβάλλον. Η ηλιοφάνεια είναι επίσης στενά συνδεδεμένη με τον παράγοντα της θερμοκρασίας. Η άμεση ακτινοβολία σε συνδυασμό με την ατμοσφαιρική θερμότητα μπορεί να οδηγήσει τη θερμοκρασία πάνω από το ανώτατο όριο που επιτρέπει η διαθέσιμη υγρασία. Σε μέτρια ένταση μπορεί να τονώσει τα φυτά για τη βέλτιστη ανάπτυξή τους. Η ανακλαστικότητα των επιφανειών του φυτού συμβάλλει στον έλεγχο της θερμοκρασίας των φύλλων και των βλαστών.

Ο άνεμος επιδρά στη βλάστηση άμεσα με τη φυσική του δράση στα φυτά και έμμεσα επιταχύνοντας τις απώλειες υγρασίας (Φλόκας & Χρονοπούλου, 2010). Με τη μεταφορά θερμότητας επηρεάζει τις θερμοκρασίες των φυτών. Η θερμοκρασία των φύλλων των φυτών μεταβάλλεται με την αύξηση της δύναμης του ανέμου σε χαμηλές ταχύτητες. Η επίδραση δεν έχει αποτέλεσμα ανάλογο με την αύξηση της ταχύτητας. Η δράση των θυελλωδών ανέμων προξενεί σπάσιμο φύλλων και κλαδιών των δένδρων και των θάμνων. Η τριβή και οι εκδορές που προκαλούνται από τον άνεμο με τη μεταφορά άμμου, χαλίκων ή σωματιδίων πάγου επίσης μπορούν να βλάψουν τα φυτά. Αυτά είναι, ωστόσο, τοπικές επιδράσεις. Σε παγκόσμιο επίπεδο δεν υπάρχει άμεση συσχέτιση του ανέμου με ζώνες βλάστησης.

Αν και συνήθως η καταλληλότητα μιας περιοχής για την ανάπτυξη των φυτών κρίνεται από τις μέσες τιμές των κλιματικών στοιχείων, οι ακραίες τιμές συχνά είναι παράγοντες ζωτικής σημασίας. Εποχιακή ξηρασία, πλημμύρες, καύσωνες ή παγετοί μπορεί να αποβούν μοιραίοι για φυτά προσαρμοσμένα σε διαφορετικές συνθήκες. Τα διαδοχικά έτη δυσμενών συνθηκών είναι ιδιαίτερα καταστροφικά. Καταφέρνουν να επιβιώσουν μόνο τα φυτά που είναι σε θέση να αντέξουν. Για τον λόγο αυτό, οι κλιματικές ανωμαλίες διαδραματίζουν κυρίαρχο ρόλο στην προσαρμογή των φυτών και τη φυσική επιλογή αυτών.

Η διάρκεια των ελάχιστων προϋποθέσεων για την ανάπτυξη των φυτών είναι μια επιπλέον παράμετρος η οποία περιλαμβάνει την εποχιακή κατανομή των κλιματικών στοιχείων. Έτσι, το αποτέλεσμα στις φυτοκοινωνίες της περιοχής είναι διαφορετικό αν τα κατακρημνίσματα σε μια περιοχή είναι καλά κατανομημένα στη διάρκεια του έτους ή είναι συγκεντρωμένα σε μια σύντομη περίοδο του έτους. Συνεπώς, τα υγρόφυτα των τροπικών δεν επιβιώνουν στο ζεστό και ξηρό καλοκαίρι των υποτροπικών. Η διάρκεια των συνθηκών θερμοκρασίας είναι επίσης περιοριστικός παράγοντας. Ως μήκος της καλλιεργητικής περιόδου νοείται το χρονικό διάστημα μεταξύ του τελευταίου παγετού της άνοιξης και του πρώτου παγετού του φθινοπώρου και έχει ευρύτερη εφαρμογή στα καλλιεργούμενα φυτά. Το μικρό μήκος της καλλιεργητικής περιόδου θέτει περιορισμούς στην ανάπτυξη της φυσικής βλάστησης, ενώ η μεγαλύτερη διάρκεια ηλιοφάνειας το καλοκαίρι στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη επιτυγχάνει μεγαλύτερο ρυθμό ανάπτυξης, ώστε τα φυτά να αναπτύσσονται σε μικρότερο χρονικό διάστημα από ότι σε μικρότερα γεωγραφικά πλάτη. Επιπλέον, τα φυτά διαφέρουν ως προς την ευαισθησία τους στον παγετό και κάποια είναι ανθεκτικότερα από άλλα.

Όλα τα είδη της βλάστησης έχουν κλιματικό άριστο, σύμφωνα με το οποίο η ανάπτυξή τους είναι πιο αποτελεσματική. Το γεγονός ότι το κλιματικό άριστο καθώς και τα ακραία κλιματολογικά όρια είναι

διαφορετικά για κάθε φυτικό είδος αντανακλάται στην κατανομή των φυτικών διαπλάσεων στη Γη. Παρότι ορισμένοι περιβαλλοντικοί παράγοντες μπορεί να είναι ευνοϊκοί, η δράση τους πιθανόν να αναιρείται από δυσμενείς καιρικές συνθήκες ή να περιορίζεται από τη δράση ενός και μόνο παράγοντα. Τελικά η θερμότητα και η υγρασία είναι οι κύριοι παράγοντες που καθορίζουν την καταλληλότητα για τη φυσιολογική ανάπτυξη των φυτών και, κατά συνέπεια, καθορίζουν σε μεγάλο βαθμό τη γεωγραφική κατανομή των ζωνών της βλάστησης στον πλανήτη μας.

11.3 Κατανομή της βλάστησης και κλίμα

Η στενή σχέση μεταξύ του κλίματος και της βλάστησης είναι θεμελιώδης στο φυσικό περιβάλλον. Η σχέση αυτή είναι φανερή σε ανεπηρέαστη φυσική βλάστηση που έχει φτάσει σε μια κατά προσέγγιση ισορροπία με το φυσικό περιβάλλον. Στην επιφάνεια της Γης συναντάμε περιοχές με διάφορα είδη βλάστησης. Σε συνεχώς παγωμένες συνθήκες με μόνιμο κάλυμμα πάγου και χιονιού ή άγονα βράχια δεν αναπτύσσεται βλάστηση. Σε σταδιακά θερμότερα κλίματα επικρατούν η τούνδρα και η тайга και, δεδομένων των λιγοστών κατακρημνισμάτων και των χαμηλών θερμοκρασιών, η θερμοκρασία αποτελεί τον περιοριστικό παράγοντα. Στις θερμότερες περιοχές η επαρκής υγρασία γίνεται ο κυρίαρχος παράγοντας και διαμορφώνει τις φυτικές διαπλάσεις της ερήμου, της στέπας, των χορτολιβαδικών εκτάσεων, των δασών και των τροπικών δασών, αντανακλώντας τη διακύμανση της υγρασίας από ξηρές συνθήκες έως πολύ υγρά κλίματα. Κάθεμία από αυτές τις κατηγορίες βλάστησης αντιστοιχεί σε υποδιαιρέσεις ανάλογες των δροσερών ή θερμών συνθηκών θερμοκρασίας.

Σε κάθε κλιματολογική περιοχή υπάρχει ένας χαρακτηριστικός σχηματισμός βλάστησης που αποτελείται από είδη τα οποία διαμέσου των αιώνων έχουν προσαρμοστεί στην εν λόγω κλιματική περιοχή. Στις τροπικές περιοχές η φυσική εξέλιξη της βλάστησης καταλήγει στον σχηματισμό του τροπικού δάσους που χαρακτηρίζεται από πολλά είδη υψηλών πλατύφυλλων δέντρων. Σπανίως παρατηρούνται συστάδες αποτελούμενες από ένα είδος δένδρου. Η δομή των δασών εμφανίζεται πάντοτε πολυώροφη και έτσι καλύπτεται σχεδόν ολόκληρος ο χώρος του δάσους. Τα είδη των δασών αυτών δεν διαθέτουν μέσα ρύθμισης της διαπνοής και έχουν λεία φύλλα για τη γρήγορη απορροή του νερού των βροχών. Η ζωή φαίνεται να συγκεντρώνεται σε μεγάλο βαθμό στις κορυφές των δέντρων. Στα πυκνότερα τροπικά δάση αναστέλλεται η ανάπτυξη στα κατώτερα φυτά, αλλά αναρριχώμενα φυτά εμφανίζονται στις κορυφές των δέντρων προς αναζήτηση του φωτός. Επίσης, αναπτύσσονται επίφυτα και παρασιτικά φυτά. Φύλλα, κλαδιά και πεσμένα δέντρα γρήγορα αποσυντίθενται και επιστρέφουν στο έδαφος από τη δράση εντόμων, βακτηρίων και την έντονη χημική δράση λόγω των υψηλών θερμοκρασιών και της υγρασίας.

Τα δάση σε μέσο γεωγραφικό πλάτος περιοχών μπορούν να χωριστούν σε τρεις μεγάλες κατηγορίες: δάση από σκληρόφυλλα πλατύφυλλα, φυλλοβόλα πλατύφυλλα και κωνοφόρα δέντρα. Το μεσογειακό δάσος θαμνώνων αποτελείται από πλατύφυλλα είδη αειθαλών θάμνων που προσαρμόζονται στα ζεστά, ξηρά καλοκαίρια και στους ήπιους, υγρούς χειμώνες. Ονομάζεται σκληρόφυλλο δάσος λόγω των μικρών, παχίων, κέρινων φύλλων με παχύ φλοιό ο οποίος επιτρέπει στα φυτά να αντιστέκονται στο καλοκαίρι που μοιάζει με αυτό της ερήμου. Τα είδη ποικίλλουν στις διάφορες ηπείρους, αλλά το δάσος παρουσιάζει γενικά την ίδια εμφάνιση. Στη νότια Ευρώπη και την Καλιφόρνια οι βελανιδιές είναι κοινά δέντρα. Το μεσογειακό δάσος θαμνώνων συναντάται σε περιοχές με ξηρό καλοκαίρι του υποτροπικού κλίματος και, ως εκ τούτου, έχει την ίδια κατανομή σε ολόκληρο τον κόσμο.

Στις περιοχές της εύκρατης ζώνης, στις οποίες η θερμοκρασία του χειμώνα πέφτει κάτω από το όριο του παγετού, εμφανίζονται δάση από πλατύφυλλα είδη που φυλλοβολούν κατά τη διάρκεια της άνοιξης. Τα δάση αυτά έχουν είδη με χαρακτηριστικό γνώρισμα την έκπτυξη των φύλλων την άνοιξη, την

καλοκαιρινή αύξηση, την αλλαγή του χρώματος των φύλλων το φθινόπωρο και τη βλαστική ηρεμία κατά τη διάρκεια του χειμώνα. Γενικά ο ρυθμός της ζωής τους καθορίζεται από την ετήσια περιοδικότητα της θερμοκρασίας. Τα δάση αυτά ευδοκούν όπου υπάρχουν μέτριες θερμοκρασίες και άφθονες θερινές βροχοπτώσεις και είναι επίσης γνωστά ως εύκρατα δάση. Παρουσιάζουν μεγάλη ποικιλία, αλλά όχι τόσο μεγάλη όσο τα τροπικά δάση. Στη Βόρεια Αμερική βρίσκονται κυρίως στις ανατολικές Ηνωμένες Πολιτείες, όπου επικρατεί υγρό ηπειρωτικό κλίμα, αλλά επεκτείνονται και σε περιοχές του νότου με υγρό υποτροπικό κλίμα. Οι καστανιές, οι οξιές, οι φυλλοβόλες δρύες, οι σφένδαμοι είναι, μεταξύ άλλων, τα κυριότερα είδη αυτών των δασών.

Στα δάση των ψυχρόβιων κωνοφόρων οι συνθήκες διαβίωσης γίνονται πολύ δύσκολες λόγω του περιοριστικού παράγοντα της θερμοκρασίας. Αποτέλεσμα των δυσμενών κλιματικών συνθηκών στη ζώνη αυτή είναι η εμφάνιση λίγων ειδών κωνοφόρων και ακόμα λιγότερων πλατύφυλλων δέντρων. Ορισμένα από αυτά είναι η ερυθρελάτη, η δασική πεύκη, η λάρικα, η ελάτη. Σε θύλακες των φυλλοβόλων εμφανίζεται η σημύδα. Σε γενικές γραμμές, η πυκνότητα, το μέγεθος, ο ρυθμός ανάπτυξης και ο αριθμός των ειδών στο δάσος κωνοφόρων μειώνεται με το γεωγραφικό πλάτος.

Ανακεφαλαίωση μαθήματος

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Critchfield, H.J. (1974³). *General Climatology*. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall.
- Gates, D.M. (1971). *Man and his Environment: Climate*. New York: Harper and Row.
- Goldberg, V., Mayer, H., Schindler, D., Söhl, D. & Bernhofer, C. (2012). Entwicklungen in der forstlichen Meteorologie. *Agrar- und Forstmeteorologie*. Jahrgang 38, Heft 1/2, pp. 69-79.
- Κωτούλας, Δ. (2001). *Υδρολογία και Υδραυλική Φυσικού Περιβάλλοντος*. Θεσσαλονίκη: Α.Π.Θ.
- Μαχαίρας, Π. & Μπαλαφούτης, Χ. (1985). *Μαθήματα Γενικής Κλιματολογίας με στοιχεία Βιοκλιματολογίας*. Θεσσαλονίκη: Γιαχούδη-Γιαπούλη.
- Μπαλτάς, Ε.Α. (2010). *Εφαρμοσμένη Μετεωρολογία*. Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις Ζήτη.
- Ντάφης, Σ. (1986). *Δασική Οικολογία*. Θεσσαλονίκη: Γιαχούδη-Γιαπούλη.
- Oliver, J. (1973). *Climate and Man's Environment*. New York: John Wiley and Sons.
- Φλόκας, Α. & Χρονοπούλου, Α. (2010). *Μαθήματα Γεωργικής Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας*. Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις Ζήτη.

12. Κλιματική αλλαγή

Το δωδέκατο και τελευταίο κεφάλαιο πραγματεύεται το ζήτημα της κλιματικής αλλαγής. Ξεκινώντας από την περιγραφή μεθόδων προσδιορισμού του κλίματος του παρελθόντος, όπως τη δενδροχρονολόγηση και άλλες μεθόδους της Παλαιοκλιματολογίας, στη συνέχεια επεξηγείται η έννοια των κλιματικών μεταβολών στις γεωλογικές και πρόσφατες αλλαγές. Τέλος, εξετάζονται τα αίτια που οδηγούν στις αλλαγές και περιγράφονται οι πρόσφατες τάσεις και οι προβλέψεις για τις μελλοντικές κλιματικές αλλαγές.

12.1 Η έννοια της κλιματικής αλλαγής

Με τον όρο κλιματική αλλαγή αναφερόμαστε στη μεταβολή των μέσων όρων των μετεωρολογικών συνθηκών (αύξηση ή ελάττωση, κυρίως της θερμοκρασίας και της βροχόπτωσης) όπως προκύπτουν από μια σειρά συνεχών παρατηρήσεων με διάρκεια ίση ή μεγαλύτερη από 30 χρόνια (Ahrens, 2003). Η κλιματική αλλαγή μπορεί να αναφέρεται στο παγκόσμιο κλίμα ή μόνο στο κλίμα ορισμένων τόπων. Τέτοιου τύπου μεταβολές περιλαμβάνουν στατιστικά σημαντικές διακυμάνσεις ως προς τη μέση κατάσταση ή τη μεταβλητότητα του κλίματος. Οι κλιματικές αλλαγές οφείλονται σε φυσικές διαδικασίες, καθώς και στην ανθρώπινη δραστηριότητα (Karakostas et.al., 2002· Bosch et al., 2007). Όποια κι αν είναι τα πραγματικά αίτια για τις κλιματικές μεταβολές, οι βασικοί μηχανισμοί της δημιουργίας τους φαίνεται ότι έχουν σχέση με τις μεταβολές στο ενεργειακό ισοζύγιο στην επιφάνεια της Γης και στη γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας (Μαχαίρας & Μπαλαφούτης, 1984). Κατά τη διάρκεια της ιστορίας της Γης το κλίμα υπέστη πολλές μεταβολές και διακυμάνσεις (Μαχαίρας & Πιτσούλης, 1991). Οι κλιματικές συνθήκες μεταβάλλονταν μαζί με τις γεωλογικές μεταβολές που συνέβαιναν στον στερεό φλοιό της. Η ιστορική εξέλιξη των κλιμάτων και οι σχετικές αποδείξεις των κλιματικών μεταβολών μπορούν να ταξινομηθούν με βάση τα παρακάτω:

1. Γεωλογικές μεταβολές που παρουσιάζουν την εξέλιξη των κλιμάτων κατά τις διάφορες γεωλογικές περιόδους της Γης (χιλιάδες ή εκατομμύρια χρόνια). Ο κλάδος που μελετά το κλίμα για αυτές τις περιόδους είναι γνωστός ως Παλαιοκλιματολογία και ασχολείται με τον προσδιορισμό του κλίματος του παρελθόντος με βάση τις παρατηρήσεις πετρωμάτων και απολιθωμάτων διάφορων περιόδων (Schwarzbach, 1963).
2. Εξέλιξη του κλίματος κατά τη διάρκεια των τελευταίων χιλιετηρίδων για τις οποίες οι κλιματικές μεταβολές μπορούν να εξεταστούν βάσει της οργανικής ζωής των πρόσφατων γεωλογικών χρόνων. Για τη μελέτη αυτής της περιόδου χρησιμοποιείται ο όρος Γεωχρονολογία. Η κλιματική μελέτη της εν λόγω περιόδου αρχίζει με τη λήξη της τελευταίας παγετώδους περιόδου.
3. Πρόσφατες μεταβολές που συνιστούν την εξέλιξη του κλίματος κατά τα τελευταία 200 χρόνια. Για την περίοδο αυτή (η οποία ονομάζεται ενόργανη κλιματική περίοδος) εφαρμόζεται και η ενόργανη μετεωρολογική παρατήρηση.

12.2 Προσδιορισμός του κλίματος κατά το παρελθόν

Οι κλιματολόγοι έχουν χρησιμοποιήσει διάφορες τεχνικές και αποδεικτικά στοιχεία για να ανακατασκευάσουν το κλίμα της Γης κατά το παρελθόν. Αυτά τα στοιχεία μπορούν να ομαδοποιηθούν σε τρεις γενικές κατηγορίες.

Η πρώτη κατηγορία αποτελείται από στοιχεία μελέτης του κλίματος που βασίζονται σε δεδομένα μετεωρολογικών παρατηρήσεων. Παρατηρήσεις κλιματικών στοιχείων περιλαμβάνουν τη θερμοκρασία, τη βροχόπτωση, την ταχύτητα ανέμου, τη διεύθυνση του ανέμου και την ατμοσφαιρική πίεση.

Ωστόσο, η περίοδος των δεδομένων σε πολλές περιπτώσεις είναι χρονικά περιορισμένη και αφορά τη διάρκεια των τελευταίων αιώνων ή και δεκαετιών. Ένα άλλο πρόβλημα με τις ενόργανες καταγραφές του κλίματος είναι ότι σε μεγάλες περιοχές της Γης δεν γίνονται παρατηρήσεις. Τα περισσότερα από τα αρχεία δεδομένων παρατηρήσεων αφορούν θέσεις σε κατοικημένες περιοχές της Ευρώπης και της Βόρειας Αμερικής. Υπάρχουν πολύ λίγα στοιχεία για θέσεις σε λιγότερο αναπτυγμένες χώρες, σε ακατοίκητες περιοχές και τους ωκεανούς της Γης. Κατά τη διάρκεια του τελευταίου μισού αιώνα πολλοί μετεωρολογικοί σταθμοί έχουν προστεθεί σε χερσαίες περιοχές που δεν καλύπτονταν προηγουμένως. Μια άλλη σημαντική εξέλιξη στη μελέτη του παγκόσμιου κλίματος είναι η χρήση μετεωρολογικών δορυφορικών δεδομένων.

Οι γραπτές μαρτυρίες σε αρχεία που περιγράφουν τον καιρό αποτελούν τη δεύτερη γενική κατηγορία της μεθόδου προσδιορισμού της κλιματικής αλλαγής. Τα καιρικά φαινόμενα που συνήθως περιγράφονται σε αυτό το είδος των δεδομένων περιλαμβάνουν στοιχεία που επικρατούσαν σε κάποιες εποχές κατά το παρελθόν, όπως πλημμύρες, ξηρασίες, μεγάλοι παγετοί, περίοδοι με ιδιαίτερα χαμηλές θερμοκρασίες και έντονες χιονοπτώσεις. Υπάρχουν προβλήματα στην ερμηνεία των δεδομένων αυτών λόγω της υποκειμενικής φύσης τους.

Η μελέτη της διακύμανσης των καιρικών καταστάσεων του παρελθόντος του πλανήτη μας μπορεί να γίνει με βάση την ανάλυση βιολογικών δεδομένων, όπως είναι οι ετήσιοι δακτύλιοι των δέντρων. Η μελέτη των ετήσιων αυξητικών δακτυλίων δέντρων αποτελεί τη βάση για άντληση στοιχείων που αφορούν την κλιματική αλλαγή. Ο σχετικός επιστημονικός κλάδος ονομάζεται Δενδροχρονολογία. Η ανάλυση αυξητικών δακτυλίων σε ζωντανά δέντρα παρέχει ενδείξεις για στοιχεία του κλίματος πριν από 3.000 χρόνια, ενώ από απολιθώματα δέντρων μπορούν να προκύψουν πληροφορίες για πριν από 1.000 χρόνια. Η ετήσια κατά πλάτος αύξηση των κορμών των δέντρων πραγματοποιείται σε στρώματα που έχουν τη μορφή ενός δακτυλίου. Οι αλλαγές στο πλάτος των δακτυλίων και στην πυκνότητα δείχνουν τη μεταβολή του κλίματος που συμβαίνει από χρόνο σε χρόνο. Η πυκνότητα πρώιμου και όψιμου ξύλου, η παρουσία δακτυλίων με ζημιά από παγετό κατά τη διάρκεια μιας ψυχρής περιόδου και η σύσταση του ξύλου παρέχουν επιπλέον πληροφορίες για την αλλαγή του κλίματος. Οι ετήσιοι αυξητικοί δακτύλιοι είναι χρήσιμοι μόνο σε περιοχές που παρουσιάζουν τον ετήσιο κύκλο αλλαγής των εποχών και η θερμοκρασία ή η υγρασία αποτελούν περιοριστικό παράγοντα ανάπτυξης κατά την αυξητική περίοδο. Το πλάτος των αυξητικών δακτυλίων έχει συσχετιστεί με τις μεταβολές των κατακρημνισμάτων και της θερμοκρασίας κατά το παρελθόν για διάφορες περιοχές της Γης. Ο Α. Douglass διαπίστωσε ότι υπάρχει συσχέτιση των ετήσιων κατακρημνισμάτων και του πλάτους των αυξητικών δακτυλίων δέντρων σε περιβάλλον κλιματικού στρες (έλλειψη υγρασίας) στις νοτιοδυτικές ΗΠΑ. Η Δενδροχρονολογία έχει χρησιμοποιηθεί επίσης για τη μελέτη επέκτασης και υποχώρησης των παγετώνων.

Μια γενική εικόνα του κλίματος και των μεταβολών του κατά το παρελθόν παρέχεται με βάση τα γεωλογικά στοιχεία που αποτυπώνονται κατά την επέκταση και υποχώρηση των παγετώνων. Διακυμάνσεις στο κλίμα μπορούν να προσδιοριστούν με την ανάλυση των φυσαλίδων ατμοσφαιρικού αέρα που παγιδεύεται στον πάγο, οι οποίες παρέχουν ενδείξεις για την κατάσταση της ατμόσφαιρας. Η

ανάλυση δειγμάτων ιζημάτων ωκεανών που περιέχουν κελύφη οργανισμών που έζησαν σε παλαιότερες εποχές προσφέρουν τέτοιου είδους πληροφορίες.

Άλλες μέθοδοι για την ανακατασκευή του κλίματος του παρελθόντος έχουν ως βάση τις πληροφορίες απολιθωμάτων γύρης σε σπηλιές, τη χρονολόγηση των στρωμάτων ανθρακικού ασβεστίου στους σταλακτίτες των σπηλαίων, τη μελέτη της αναλογίας των ισοτόπων οξυγόνου σε κοράλλια κ.λπ.



Εικόνα 12.1 Ετήσιοι αυξητικοί δακτύλιοι σε τομή κορμού δέντρου.

12.3 Κλιματική ιστορία της Γης

Οι κλιματολόγοι έχουν χρησιμοποιήσει διάφορες τεχνικές και στοιχεία για να ανακατασκευάσουν το κλίμα της Γης κατά το παρελθόν. Από αυτά τα δεδομένα διαπιστώθηκε ότι κατά το μεγαλύτερο μέρος της ιστορίας της Γης η παγκόσμια θερμοκρασία ήταν πιθανώς 8 έως 15 βαθμούς Κελσίου υψηλότερη από σήμερα. Κατά τα τελευταία δισεκατομμύρια χρόνια της κλιματικής ιστορίας, οι περίοδοι με θερμότερες καιρικές συνθήκες που μεσολάβησαν από τις παγετώδεις περιόδους σημειώθηκαν πριν από 925, 800, 680, 450, 330 και 2 εκατομμύρια χρόνια από σήμερα.

Η περίοδος πριν από 2.000.000–14.000 χρόνια από σήμερα είναι γνωστή ως Πλειστόκαινο ή παγετώδης εποχή. Κατά τη διάρκεια της εν λόγω περιόδου, οι παγετώνες κάλυπταν μεγάλο μέρος της Βόρειας Αμερικής, της Ευρώπης και της Ασίας για μεγάλες χρονικές περιόδους. Η έκταση που κάλυπταν οι παγετώνες κατά τη διάρκεια του Πλειστοκαίνου δεν ήταν στατική. Το Πλειστόκαινο είχε περιόδους κατά τις οποίες υποχώρησαν οι παγετώνες, λόγω της αύξησης της θερμοκρασίας, και άλλες περιόδους με προώθησή τους λόγω της ψυχρότερης θερμοκρασίας. Κατά τη διάρκεια των ψυχρότερων περιόδων της εποχής των παγετώνων, η μέση παγκόσμια θερμοκρασία ήταν κατά πάσα πιθανότητα 4 έως 5 βαθμούς Κελσίου μικρότερη από σήμερα.

Η πιο πρόσφατη υποχώρηση παγετώνων βρίσκεται ακόμη σε εξέλιξη. Η περίοδος της υποχώρησης ονομάζεται εποχή του Ολοκαίνου. Αυτή η αύξηση της θερμοκρασίας της Γης και η επακόλουθη υποχώρηση παγετώνων άρχισε πριν περίπου 14.000 χρόνια (12.000 π.Χ.). Η σύντομη αύξηση της θερμοκρασίας διακόπτεται από μια ξαφνική ψύξη, γνωστή ως Νεότερη Δρυάς, περίπου το 10.000–8.500 π.Χ. Οι επιστήμονες υποθέτουν ότι αυτή η ψύξη πιθανόν να προκλήθηκε από την απελευθέρωση του γλυκού νερού που είχε παγιδευτεί πίσω από πάγο στη Βόρεια Αμερική στον Βόρειο Ατλαντικό Ωκεανό. Η απελευθέρωση αυτή άλλαξε την πορεία των θαλασσιών ρευμάτων και την ανταλλαγή θερμικής ενέργειας με την ατμόσφαιρα. Η θέρμανση συνεχίζεται (από το 5.000 έως το 3.000 π.Χ.) για να φτάσει η μέση παγκόσμια θερμοκρασία στο μέγιστο επίπεδο, κατά τη διάρκεια του Ολοκαίνου, που ήταν 1 έως 2 βαθμούς Κελσίου πάνω από τα σημερινά επίπεδα. Οι κλιματολόγοι ονομάζουν αυτό το χρονικό διάστημα Κλιματικό Βέλτιστο. Κατά τη διάρκεια της περιόδου αυτής άρχισαν να ακμάζουν πολλοί από τους σημαντικότερους αρχαίους πολιτισμούς της Γης. Ο ποταμός Νείλος στην Αφρική είχε τρεις φορές μεγαλύτερο όγκο, υποδηλώνοντας πολύ μεγαλύτερη περιοχή με τροπικό κλίμα.

Κατά τους ιστορικούς χρόνους συνέχισαν να εκδηλώνονται κλιματικές αλλαγές, αλλά με μικρότερη ένταση και διάρκεια. Οι χρονολογίες συγκομιδής ορισμένων καλλιεργειών, οι ιστορικές αφηγήσεις για πολύ ψυχρούς χειμώνες ή για πολύ θερμά καλοκαίρια, οι μεταβολές του πάχους των ετησίων δακτυλίων, μεταξύ άλλων, επιτρέπουν την περιγραφή με σχετική ακρίβεια των διακυμάνσεων του κλίματος. Η περίοδος 900–1200 μ.Χ. έχει ονομαστεί Μικρό Κλιματικό Βέλτιστο και αντιπροσωπεύει θερμότερο κλίμα στην Ευρώπη από τις σημερινές κλιματικές συνθήκες. Κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου, οι Βίκινγκς ίδρυσαν οικισμούς στη Γροιλανδία και την Ισλανδία. Αντίθετα, κατά τη διάρκεια του 13ου και 14ου αιώνα παρατηρήθηκε ελάττωση της θερμοκρασίας. Κατά τον 15ο και στις αρχές του 16ου αιώνα, οι συνθήκες βελτιώθηκαν εκ νέου. Μια μεγάλη ξηρασία στις νοτιοδυτικές πολιτείες της Αμερικής σημειώθηκε μεταξύ 1276 και 1299. Υπάρχουν αρχεία που έχουν καταγράψει πλημμύρες, ξηρασίες και άλλες ακραίες εποχιακές διακυμάνσεις του κλίματος έως το 1400.

Από το 1550 ξεκινάει μια καινούρια φάση ψύξης στην Ευρώπη και στην Αμερική. Οι επιστήμονες αποκαλούν αυτό το χρονικό διάστημα Μικρή Εποχή των Παγετώνων. Κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου, η μέση ετήσια θερμοκρασία στο βόρειο ημισφαίριο ήταν περίπου 1 βαθμό Κελσίου χαμηλότερη από σήμερα. Κατά την περίοδο 1580–1600, οι δυτικές Ηνωμένες Πολιτείες γνώρισαν μία από τις μεγαλύτερες και καταστροφικές ξηρασίες των τελευταίων 500 ετών. Στην Ευρώπη την ίδια περίοδο οι δυσμενείς καιρικές συνθήκες συντέλεσαν σε κακή συγκομιδή δημητριακών και οδήγησαν σε λιμό. Ο κρύος καιρός στην Ισλανδία από το 1753 και 1759 προκάλεσε τον θάνατο του 25% του πληθυσμού εξαιτίας της αποτυχίας των καλλιεργειών και της πείνας που ακολούθησε. Εφημερίδες της Νέας Αγγλίας αναφέρουν το 1816 ως τη χρονιά χωρίς καλοκαίρι.

Κατά τον 19ο αιώνα υπάρχουν μετρήσεις της θερμοκρασίας και της βροχής σε πολλές περιοχές της Γης. Από την ανάλυση αυτών των στοιχείων προκύπτει ότι η πορεία της θερμοκρασίας από το 1880 για τα πρώτα 60 έτη ήταν σταθερά μικρότερη από την τιμή της μέσης παγκόσμιας θερμοκρασίας της περιόδου 1951–1980.

Ωστόσο, αρχής γενομένης από το 1935, οι θερμές περίοδοι έγιναν πιο συχνές και την περίοδο 1980–2006 οι περισσότερες από τις αποκλίσεις στη θερμοκρασία κυμάνθηκαν μεταξύ 0,20 και 0,63 βαθμών Κελσίου πάνω από την αντίστοιχη μέση τιμή της περιόδου 1951–1980.

Τη δεκαετία του 1930 και του 1950 η περιοχή των κεντρικών Ηνωμένων Πολιτειών της Αμερικής έζησε δύο περιόδους ακραίας ξηρασίας. Κατά την περίοδο 1990–2006 παρατηρήθηκαν 10 από τα θερμότερα έτη των τελευταίων 100 ετών. Τα δεδομένα δείχνουν ότι το 2005 ήταν το θερμότερο έτος παγκοσμίως στα τελευταία 1200 χρόνια της ιστορίας της Γης. Πολλοί ειδικοί επιστήμονες θεωρούν ότι οι

θερμότερες συνθήκες του 20ού και του 21ου αιώνα προέρχονται από την ενίσχυση του φαινομένου του θερμοκηπίου.

Κατά την περίοδο 1990-2006 παρατηρήθηκαν 10 από τα θερμότερα έτη των τελευταίων 100 ετών και πιθανόν από την εποχή του Μικρού Κλιματικού Βέλτιστου. Το 2005, κατόπιν ανάλυσης ενδείξεων και δεδομένων παρατηρήσεων, ήταν το θερμότερο των τελευταίων 1.200 ετών.

Τα τελευταία 1.000 χρόνια ορισμένες περιοχές στο βόρειο ημισφαίριο ήταν θερμότερες από κάποιες άλλες. Κατά την περίοδο αυτή η αμπελοκαλλιέργεια και η παραγωγή κρασιού στην Αγγλία υποδηλώνουν θερμότερα καλοκαίρια.

Η παγκόσμια άνοδος της θερμοκρασίας δεν ήταν ομοιόμορφη. Η μεγαλύτερη θέρμανση παρατηρήθηκε στα μέσα γεωγραφικά πλάτη των ηπείρων την περίοδο του χειμώνα και της άνοιξης, ενώ σε κάποιες περιοχές δεν παρατηρείται άνοδος της θερμοκρασίας τα τελευταία χρόνια, όπως στους ωκεανούς στο νότιο ημισφαίριο και σε τμήμα της Ανταρκτικής. Επίσης, στις Ηνωμένες Πολιτείες η άνοδος της θερμοκρασίας ήταν μικρότερη σε σύγκριση με τον υπόλοιπο κόσμο.

Τα συμπεράσματα που βασίζονται σε δεδομένα παρουσιάζουν επίσης κάποιες αβεβαιότητες. Κατά την περίοδο των μετρήσεων ορισμένοι μετεωρολογικοί σταθμοί άλλαξαν θέση και πιθανόν να άλλαξαν οι τεχνικές μέτρησης. Επιπλέον, οι σταθμοί πάνω από ωκεανούς είναι πολύ λίγοι. Ένας άλλος λόγος αλλαγής των συνθηκών μέτρησης είναι η αστικοποίηση και το φαινόμενο της αστικής νησίδας. Η αύξηση της θερμοκρασίας κατά 0,6 βαθμούς Κελσίου που οφείλεται στην επίδραση της αστικής νησίδας πιθανόν να φαίνεται μικρή, αλλά αν λάβουμε υπόψη ότι η θερμοκρασία της Γης τα τελευταία 10.000 χρόνια δεν διακυμάνθηκε περισσότερο από 2 βαθμούς, συμπεραίνουμε ότι η παραπάνω αύξηση κατά 0,6 βαθμούς Κελσίου είναι σημαντική.

12.4 Αιτίες της κλιματικής αλλαγής

Οι λόγοι στους οποίους οφείλεται η κλιματική αλλαγή δεν είναι πλήρως ξεκάθαροι ακόμα και σήμερα. Πολλές θεωρίες έχουν προσπαθήσει να εξηγήσουν την εξέλιξη του κλίματος, αλλά καμία θεωρία από μόνη της δεν μπορεί να εξηγήσει όλες τις κλιματικές αλλαγές που συνέβησαν κατά το παρελθόν. Η δυσκολία έγκειται στο γεγονός ότι οι παράγοντες που επηρεάζουν την κατάσταση και εξέλιξη του κλίματος είναι πολλοί και αλληλεπιδρούν μεταξύ τους. Οι αλλαγές στην κατάσταση του συστήματος αυτού μπορεί να συμβούν από εξωτερικά αίτια (εξωγήινα συστήματα) ή εσωτερικά αίτια (ατμόσφαιρα-Γη). Για παράδειγμα, μια εξωτερική αλλαγή μπορεί να περιλαμβάνει αλλαγή της ηλιακής δραστηριότητας η οποία θα οδηγούσε στη διαφοροποίηση της ποσότητας της ηλιακής ακτινοβολίας που λαμβάνεται από την ατμόσφαιρα και την επιφάνεια της Γης. Εσωτερικές διακυμάνσεις στο κλιματικό σύστημα της Γης μπορεί να προκληθούν από τις αλλαγές στις συγκεντρώσεις των αερίων της ατμόσφαιρας, την ορογένεση, την ηφαιστειακή δραστηριότητα, καθώς και από τις αλλαγές στην επιφάνεια της Γης που επιδρούν στην αντανάκλαση της ηλιακής ακτινοβολίας.

Τα αποτελέσματα ερευνών δείχνουν ότι οι κύριοι παράγοντες για την αλλαγή του κλίματος στη Γη είναι οι εξής:

- μεταβολές της γήινης τροχιάς,
- αλλαγές στη συγκέντρωση του διοξειδίου του άνθρακα στην ατμόσφαιρα και ηφαιστειακές εκρήξεις και
- παραλλαγές στην ηλιακή ακτινοβολία.

12.4.1 Μεταβολές της γήινης τροχιάς

Σύμφωνα με την θεωρία του Μιλάνκοβιτς, οι μεταβολές της γήινης τροχιάς της κίνησης της Γης γύρω από τον Ήλιο είναι πιθανώς υπεύθυνες για ορισμένες κλιματικές αλλαγές κατά το παρελθόν. Η βασική ιδέα πίσω από τη θεωρία αυτή στηρίζεται στην υπόθεση της μεταβολής του ποσού της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια της Γης.

Η πρώτη μεταβολή αφορά το σχήμα της τροχιάς της περιστροφής της Γης γύρω από τον Ήλιο και είναι γνωστή ως εκκεντρότητα. Η τροχιά σταδιακά αλλάζει από ελλειπτικό σχήμα σε σχεδόν κυκλικό και στη συνέχεια ξανά στο ελλειπτικό σε μια περίοδο περίπου 100.000 ετών. Όσο μεγαλύτερη είναι η εκκεντρότητα της τροχιάς, τόσο μεγαλύτερη είναι η διαφορά της ηλιακής ενέργειας η οποία φτάνει στη Γη, όταν αυτή βρίσκεται στο πλησιέστερο σημείο (περιήλιο) και στο πιο απομακρυσμένο σημείο (αφήλιο) σε σχέση με τον Ήλιο. Σήμερα η Γη διανύει μια περίοδο χαμηλής εκκεντρότητας. Η διαφορά στην απόσταση της Γης από τον Ήλιο μεταξύ περιηλίου και αφήλιου (που είναι μόνο περίπου 3%) είναι υπεύθυνη για μία παραλλαγή της τάξης του 7% στην ποσότητα της ηλιακής ενέργειας που δέχεται η ανώτερη ατμόσφαιρα. Όταν η διαφορά στην απόσταση αυτή βρίσκεται στο μέγιστό της (9%), η διαφορά στην ηλιακή ενέργεια που λαμβάνεται είναι περίπου 20%.

Η δεύτερη κυκλική κίνηση αφορά τις ταλαντώσεις του άξονα περιστροφής της Γης που είναι γνωστή ως μετάπτωση των ισημεριών και συμβαίνει σε έναν κύκλο 26.000 ετών. Στις μέρες μας η Γη είναι πιο κοντά στον Ήλιο τον Ιανουάριο (περιήλιο) και πιο μακριά τον Ιούλιο (αφήλιο). Λόγω της μετάπτωσης, το αντίθετο θα συμβαίνει σε 13.000 χρόνια και η Γη θα είναι πιο κοντά στον Ήλιο τον Ιούλιο. Αυτό θα συμβεί αν όλοι οι υπόλοιποι παράγοντες που καθορίζουν το κλίμα παραμείνουν σταθεροί για 13.000 χρόνια από σήμερα και οι εποχιακές διακυμάνσεις στο βόρειο ημισφαίριο θα είναι μεγαλύτερες από σήμερα (ψυχρότεροι χειμώνες και θερμότερα καλοκαίρια).

Η τρίτη κυκλική μεταβολή σχετίζεται με τις αλλαγές στην κλίση (λοξότητα) του άξονα περιστροφής της Γης για μια περίοδο 41.000 χρόνων. Κατά τη διάρκεια του κύκλου 41.000 χρόνων η κλίση μπορεί να κυμαίνεται από 22,5° έως 24,5°. Προς το παρόν η κλίση του άξονα της Γης είναι 23,5°. Όσο μικρότερη είναι η κλίση, τόσο μικρότερες είναι οι εποχιακές διαφορές μεταξύ καλοκαιριού και χειμώνα στα μέσα και μεγάλα γεωγραφικά πλάτη. Οι χειμώνες τείνουν να είναι πιο ήπιοι και τα καλοκαίρια πιο δροσερά. Θερμότεροι χειμώνες επιτρέπουν περισσότερο χιόνι να πέφτει στις περιοχές με μεγάλα γεωγραφικά πλάτη. Η θερμότερη ατμόσφαιρα έχει μεγαλύτερη ικανότητα να συγκρατεί υδρατμούς με συνέπεια περισσότερο χιόνι σε κάποιες περιοχές. Δροσερότερα καλοκαίρια έχουν ως αποτέλεσμα το χιόνι και ο πάγος να συσσωρεύονται στην επιφάνεια της Γης. Έτσι, το τελικό αποτέλεσμα της μικρότερης κλίσης θα είναι μια επέκταση των παγετώνων στις πολικές περιοχές. Περίοδοι με μεγαλύτερη κλίση του άξονα της Γης έχουν ως αποτέλεσμα μεγαλύτερες εποχιακές κλιματικές διαφορές στα μέσα και μεγάλα γεωγραφικά πλάτη. Ως συμπέρασμα προκύπτει ότι η εξέλιξη των παγετώνων στις πολικές περιοχές θα πρέπει να συνδέεται και με άλλους παράγοντες. Επιπλέον, η θεωρία του Μιλάνκοβιτς ασχολείται με ασήμαντες κλιματικές μεταβολές, ενώ παρουσιάζει και μια ακόμα δυσκολία που αφορά την ερμηνεία των ταυτόχρονων κλιματικών μεταβολών σε ολόκληρη την επιφάνεια της Γης.

Υπολογιστικά μοντέλα και ιστορικά στοιχεία δείχνουν ότι οι κύκλοι Μιλάνκοβιτς ασκούν τη μέγιστη επιρροή τους στη μεταβλητότητα του κλίματος, όταν οι υφέσεις και οι κορυφές των τριών κύκλων συμπίπτουν μεταξύ τους.

12.4.2 Διακυμάνσεις του διοξειδίου του άνθρακα και ηφαιστειακές εκρήξεις

Πολλοί ερευνητές που ασχολούνται με την αλλαγή του κλίματος έχουν καταλήξει στο συμπέρασμα ότι υπάρχει σύνδεση μεταξύ της συγκέντρωσης του διοξειδίου του άνθρακα της ατμόσφαιρας και της μέσης θερμοκρασίας του πλανήτη. Το διοξείδιο του άνθρακα είναι ένα από τα πιο σημαντικά αέρια που

ευθύνονται για το φαινόμενο του θερμοκηπίου. Τα ατμοσφαιρικά αέρια, το διοξείδιο του άνθρακα, οι υδρατμοί και το μεθάνιο επηρεάζουν το ενεργειακό ισοζύγιο της Γης με την ικανότητά τους να απορροφούν την μεγάλη μήκος κύματος ακτινοβολία που εκπέμπεται από την επιφάνεια της Γης. Το καθαρό αποτέλεσμα από τη διαδικασία αυτή και την επανεκπομπή της πίσω στην επιφάνεια της Γης είναι η αύξηση της ποσότητας της θερμικής ενέργειας στο κλιματικό σύστημα της Γης. Χωρίς το φαινόμενο του θερμοκηπίου η μέση παγκόσμια θερμοκρασία της Γης θα ήταν μικρότερη κατά 18 βαθμούς Κελσίου σε σχέση με τη σημερινή μέση τιμή της θερμοκρασίας που είναι 15 βαθμοί Κελσίου.

Σήμερα γίνεται παραδεκτό ότι σε παλαιότερες γεωλογικές εποχές συνέβησαν σημαντικές μεταβολές (ελάττωση διοξειδίου του άνθρακα) που συνοδεύτηκαν από αντίστοιχες πτώσεις της θερμοκρασίας. Τον σχηματισμό των ασβεστολιθικών πετρωμάτων και την κατανάλωση διοξειδίου του άνθρακα για τον σχηματισμό λιθάνθρακα και γαιανθράκων ακολούθησε η εμφάνιση των παγετώνων. Σύγχρονες έρευνες σχετικές με τις διακυμάνσεις της θερμοκρασίας της Γης κατά τις τελευταίες εκατοντάδες χιλιάδες χρόνων της ιστορίας της Γης επιβεβαίωσαν τα ευρήματα αυτά και τις έχουν συνδέσει με τη συγκέντρωση του διοξειδίου του άνθρακα στην ατμόσφαιρα και παραλλαγές στην ηλιακή ακτινοβολία που λαμβάνεται από τον πλανήτη, όπως εξηγείται από τους κύκλους Μιλάνκοβιτς. Οι μετρήσεις έδειξαν ότι τα επίπεδα του διοξειδίου του άνθρακα της ατμόσφαιρας ήταν περίπου 30% χαμηλότερα κατά τις ψυχρότερες περιόδους των παγετώνων (Φλόκας & Χρονοπούλου, 2010). Οι ωκεανοί θεωρούνται σημαντική αποθήκη διοξειδίου του άνθρακα. Η ποσότητα του διοξειδίου του άνθρακα που μπορεί να αποθηκευτεί στους ωκεανούς αποτελεί συνάρτηση της θερμοκρασίας των ωκεανών (Hughes et al., 1999). Το διοξείδιο του άνθρακα απελευθερώνεται από τους ωκεανούς, όταν οι παγκόσμιες συνθήκες θερμοκρασίας γίνονται υψηλότερες, και παραμένει μέσα στους ωκεανούς, όταν οι θερμοκρασίες είναι χαμηλότερες. Οι αρχικές αλλαγές στην παγκόσμια θερμοκρασία προκλήθηκαν από τις αλλαγές στην ηλιακή ακτινοβολία που δέχεται η Γη και εξηγείται από τη θεωρία των κύκλων Μιλάνκοβιτς. Η αύξηση του διοξειδίου του άνθρακα στη συνέχεια ενίσχυσε την παγκόσμια αύξηση της θερμοκρασίας με την ενίσχυση του φαινομένου του θερμοκηπίου.

Κατά τη διάρκεια των τριών τελευταίων αιώνων, η συγκέντρωση του διοξειδίου του άνθρακα έχει αυξηθεί στην ατμόσφαιρα της Γης λόγω της ανθρώπινης δραστηριότητας, και συγκεκριμένα λόγω της καύσης ορυκτών καυσίμων, της αποψίλωσης των δασών και της μετατροπής των φυσικών λιβαδιών σε γεωργικές εκτάσεις (Goldberg et al., 2012). Από τις αρχές του 1700 το διοξείδιο του άνθρακα έχει αυξηθεί από 280 μέρη ανά εκατομμύριο σε 380 μέρη ανά εκατομμύριο το 2005. Πολλοί επιστήμονες υποστηρίζουν ότι οι υψηλότερες συγκεντρώσεις διοξειδίου του άνθρακα στην ατμόσφαιρα θα ενισχύσουν το φαινόμενο του θερμοκηπίου, καθιστώντας τον πλανήτη θερμότερο, και ότι η υπερθέρμανση του πλανήτη είναι γεγονός που οφείλεται στην ενίσχυση του φαινομένου του θερμοκηπίου. Τα περισσότερα κλιματικά μοντέλα υπολογιστών υποδηλώνουν ότι η θερμοκρασία της Γης θα αυξηθεί από 1 έως 4 βαθμούς Κελσίου, εάν το διοξείδιο του άνθρακα φτάσει το προβλεπόμενο επίπεδο των 600 μερών ανά εκατομμύριο το 2050.

Σχετικά με τις ηφαιστειακές εκρήξεις, οι κλιματολόγοι έχουν παρατηρήσει μια σύνδεση μεταξύ των μεγάλων εκρήξεων ηφαιστειών και των βραχυπρόθεσμων κλιματικών μεταβολών. Αρχικά οι επιστήμονες πίστευαν ότι η σκόνη που εκπέμπεται στην ατμόσφαιρα από μεγάλες ηφαιστειακές εκρήξεις ευθυνόταν για την ψύξη με μερική παρεμπόδιση της μετάδοσης της ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της Γης. Όμως, οι μετρήσεις δείχνουν ότι το μεγαλύτερο μέρος της σκόνης της ατμόσφαιρας επέστρεψε στην επιφάνεια της Γης μέσα σε έξι μήνες. Τα σωματίδια σκόνης, στάχτης και αερίων όπως το διοξείδιο του θείου αντιδρούν με τους υδρατμούς και σχηματίζουν ένα πυκνό οπτικά φωτεινό στρώμα θολούρας (καταχνιάς). Η θολούρα αυτή μπορεί να παραμείνει στη στρατόσφαιρα για πολλά χρόνια, απορροφώντας και ανακλώντας στο διάστημα μέρος της εισερχόμενης ηλιακής ενέργειας.

12.4.3 Παραλλαγές στην ηλιακή ακτινοβολία

Μέχρι πρόσφατα πολλοί επιστήμονες πίστευαν ότι η εξερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία μεταβάλλεται μόνο κατά ένα κλάσμα του ενός τοις εκατό κατά τη διάρκεια πολλών ετών. Ωστόσο, από μετρήσεις που έγιναν από δορυφόρους διαπιστώθηκε ότι η ηλιακή ενέργεια μπορεί να μεταβάλλεται περισσότερο. Αριθμητικά κλιματικά μοντέλα προβλέπουν ότι μια αλλαγή στην ηλιακή ακτινοβολία μόνο κατά 1 τοις εκατό ανά αιώνα θα άλλαζε τη μέση θερμοκρασία της Γης από 0,5 έως 1 βαθμό Κελσίου. Οι επιστήμονες έχουν από καιρό προσπαθήσει να συνδέσουν επίσης τις ηλιακές κηλίδες με την κλιματική αλλαγή. Οι ηλιακές κηλίδες είναι τεράστιες μαγνητικές καταιγίδες και ο αριθμός και το μέγεθός τους δείχνουν κυκλικές μεταβολές. Μερικοί επιστήμονες υποστηρίζουν ότι οι περιοδικές ξηρασίες στην περιοχή των Ηνωμένων Πολιτειών σχετίζονται με αυτόν τον κύκλο 22 χρόνων.

12.4.4 Η θέρμανση του πλανήτη

Το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2) αποτελεί αέριο του θερμοκηπίου το οποίο απορροφά την υπέρυθρη ακτινοβολία και παίζει καθοριστικό ρόλο στην άνοδο της θερμοκρασίας στη κατώτερη ατμόσφαιρα. Οι συγκεντρώσεις CO_2 στην ατμόσφαιρα έχουν αυξηθεί τα τελευταία χρόνια κυρίως εξαιτίας της καύσης ορυκτών καυσίμων και άλλων δραστηριοτήτων του ανθρώπου.

Επίσης, η καταστροφή των δασών με την αποψίλωση των τροπικών δασών και άλλες αιτίες, όπως οι δασικές πυρκαγιές, συντελούν στην αύξηση της συγκέντρωσης CO_2 στην ατμόσφαιρα. Το 2001 η μέση συγκέντρωση του CO_2 ήταν περίπου 374 ppm και σύμφωνα με πρόσφατες εκτιμήσεις, εάν αυτή η αύξηση συνεχιστεί με τον ίδιο ρυθμό, οι συγκεντρώσεις CO_2 στην ατμόσφαιρα θα φθάσουν τα 540 έως 970 ppm στο τέλος του αιώνα. Επίσης, τα τελευταία χρόνια αυξάνονται και άλλα θερμοκηπικά αέρια, όπως το μεθάνιο και το νιτρικό οξύ, τα οποία απορροφούν την υπέρυθρη ακτινοβολία. Η αύξηση αυτών των αερίων έχει επίδραση ίση περίπου με αυτή του CO_2 στην ενίσχυση του φαινομένου του θερμοκηπίου.

Τα κλιματικά μοντέλα προβλέπουν ότι οι αυξήσεις των συγκεντρώσεων των αερίων του θερμοκηπίου έως το τέλος του αιώνα θα έχουν επιπτώσεις στην αύξηση της τιμής της θερμοκρασίας στην επιφάνεια της Γης από 1,4° έως 5,8° Κελσίου, σε σχέση με τη μέση τιμή της θερμοκρασίας της περιόδου 1960–1990.

Σύμφωνα με νεότερα μοντέλα πρόβλεψης που λαμβάνουν υπόψη τις αλληλεπιδράσεις μεταξύ ωκεανών και ατμόσφαιρας, τις διαδικασίες με τις οποίες το διοξείδιο του άνθρακα απομακρύνεται από την ατμόσφαιρα και την ψύξη που προκαλείται από τα οξείδια του θείου στην κατώτερη ατμόσφαιρα, συμπεραίνεται ότι με τη θέρμανση του ατμοσφαιρικού αέρα θα προκληθεί αύξηση της εξάτμισης και τελικά μεγαλύτερη συγκέντρωση υδρατμών στην ατμόσφαιρα. Η αύξηση της συγκέντρωσης των υδρατμών, που επίσης είναι θερμοκηπικό αέριο, θα οδηγήσει σε περαιτέρω θέρμανση του πλανήτη. Χωρίς αυτή την επίδραση των υδρατμών τα κλιματικά μοντέλα προβλέπουν μικρότερη άνοδο της θερμοκρασίας της Γης.

[Ανακεφαλαίωση μαθήματος](#)

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ahrens, D.C. (2003). *Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment*. Pacific Grove: Brooks Cole.
- Bosch, P., Dave, R., Davidson, O., Metz, B. & Meyer L. (eds.) (2007). *Climate Change 2007: Mitigation. Contribution of Working Group III to the Fourth Assessment Report of the*

- Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge & New York: Cambridge University Press.
- Goldberg, V., Mayer, H., Schindler, D., Söhl, D. & Bernhofer, C. (2012). Entwicklungen in der forstlichen Meteorologie. *Agrar- und Forstmeteorologie*. Jahrgang 38, Heft 1/2, pp. 69-79.
- Hughes, G.B., Giegenganck, R. & Kritikos, H. (1999). Spectral indications of unexpected contributors to atmospheric CO₂ variability? *International Journal of Climatology*. 19(8), pp. 813-819.
- Karakostas, T., Pennas, P. & Zerva, G. (2002). Studying the Effects of Extreme Climatic Events on Wheat. *6ο Πανελλήνιο Επιστημονικό Συνέδριο Μετεωρολογίας-Κλιματολογίας και Φυσικής της Ατμόσφαιρας, 25-28 Σεπτεμβρίου 2002* (σσ. 621-629).
- Μαχαίρας, Π. & Μπαλαφούτης, Χ. (1984). *Γενική Κλιματολογία με στοιχεία Μετεωρολογίας*. Θεσσαλονίκη: University Studio Press.
- Μαχαίρας, Π. & Πιτσούλης, Ν. (1991). Ο άνθρωπος, το περιβάλλον και οι κλιματικές μεταβολές. *Πανελλήνιο Επιστημονικό Συνέδριο με θέμα Προστασία Περιβάλλοντος και Γεωργική Παραγωγή, 21-23 Μαρτίου 1989* (σσ. 335-351), Θεσσαλονίκη.
- Schwarzbach, M. (1963). *Climates of the Past. An Introduction to Paleoclimatology*. Translated and edited by R.O. Muir. London: D. Van Nostrand Company.
- Φλόκας, Α. & Χρονοπούλου, Α. (2010). *Μαθήματα Γεωργικής Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας*. Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις Ζήτη.

Γλωσσάριο επιστημονικών όρων

Αδιαβατικές μεταβολές: Οι μεταβολές της θερμοκρασίας του αέρα που οφείλονται στις κατακόρυφες κινήσεις του. Κατά την άνοδο ο αέρας ψύχεται, διότι διαστέλλεται (αδιαβατική ψύξη), ενώ κατά την κάθοδο θερμαίνεται, διότι συμπιέζεται (αδιαβατική θέρμανση).

Αδιαβατική ψύξη: Η μεταβολή της θερμοκρασίας του αέρα που οφείλεται στην κατακόρυφη άνοδο και τη διαστολή του ατμοσφαιρικού αέρα.

Αέρια μάζα: Ένα τμήμα ατμοσφαιρικής μάζας στην κατώτερη ατμόσφαιρα το οποίο χαρακτηρίζεται από ομοιογενή φυσικά χαρακτηριστικά θερμοκρασίας, υγρασίας και πυκνότητας και καλύπτει γεωγραφική έκταση πολλών εκατοντάδων χιλιάδων τετραγωνικών χιλιομέτρων.

Αεροχειμάρρος (jet stream): Είναι ένα ελικοειδές δυνατό και στενό ρεύμα ανέμου στην ανώτερη τροπόσφαιρα, κοντά στη τροπόπαυση. Συνήθως το μήκος του αεροχειμάρρου είναι χιλιάδες ναυτικά μίλια, το πλάτος του εκατοντάδες μίλια και το πάχος του μερικές χιλιάδες πόδια. Το κέντρο του, όπου πνέουν και οι ισχυρότεροι άνεμοι, ονομάζεται «πυρήνας του αεροχειμάρρου». Η ταχύτητα του ανέμου είναι τουλάχιστον 60 κόμβοι, η μέση ταχύτητα 120-160 κόμβοι και σε ακραίες περιπτώσεις έχουν παρατηρηθεί μέχρι και 350 κόμβοι. Οι αεροχειμάρροι αναπτύσσονται όπου υπάρχουν μεγάλες διαφορές στις θερμοκρασίες πάνω από μια σχετικά μικρή οριζόντια απόσταση και διαμέσου αρκετών χιλιάδων ποδιών στην κατακόρυφο, δηλαδή κυρίως μεταξύ θερμών και ψυχρών αέριων μαζών.

Αζωτοδέσμευση: Βιοχημική διαδικασία κατά την οποία το άζωτο της ατμόσφαιρας δεσμεύεται σε οργανική μορφή από τους ζωντανούς οργανισμούς.

Ακροβάθμιο όργανο: Μετεωρολογικό όργανο το οποίο υποδεικνύει τη μέγιστη ή ελάχιστη τιμή μετεωρολογικού στοιχείου στη διάρκεια ορισμένου χρονικού διαστήματος (ημέρα).

Ακτινοβολία: Η εκπομπή της ηλεκτρομαγνητικής και της σωματιακής ακτινοβολίας του Ήλιου.

Αληγείς άνεμοι: Άνεμοι που πνέουν από τις τροπικές ζώνες υψηλής πίεσης προς τις ισημερινές περιοχές χαμηλής πίεσης. Έχουν βορειοανατολική διεύθυνση στο βόρειο ημισφαίριο.

Άλως: Φωτεινός κύκλος με τα χρώματα της ίριδας γύρω από τον ήλιο ή το φεγγάρι που παράγεται από τη διάθλαση του φωτός, όταν προσπεράσει πάνω στους παγοκρυστάλλους των θυσανοστρωμάτων.

Άμεση ηλιακή ακτινοβολία: Η ηλιακή ακτινοβολία που λαμβάνεται από την ατμόσφαιρα ή την επιφάνεια της Γης, η οποία δεν έχει τροποποιηθεί από την ατμοσφαιρική σκέδαση.

Αμινοξέα: Ονομάζονται οι χημικές ενώσεις που περιέχουν τουλάχιστον μία καρβονική ομάδα και τουλάχιστον μία αμινομάδα. Τα αμινοξέα αποτελούν τα βασικά δομικά στοιχεία των πρωτεϊνών, οι οποίες καθορίζουν και τις χαρακτηριστικές ιδιότητές τους.

Ανακατασκευή του κλίματος του παρελθόντος: Η εκτίμηση του κλίματος περιοχών της Γης ή ολόκληρου του πλανήτη κατά την περίοδο που δεν υπάρχουν μετεωρολογικές παρατηρήσεις. Η εκτίμηση

στηρίζεται στη μελέτη απολιθωμάτων, του πλάτους των ετησίων δακτυλίων των δέντρων, παγιδευμένου αέρα στους πάγους στους πόλους κ.λπ.

Ανακλαστικότητα ή λευκαύγεια: Διαδικασία κατά την οποία η ηλιακή ακτινοβολία ανακατευθύνεται κατά 180° με την πρόπτωση σε ένα σώμα.

Αναλογία μείξης: Λόγος της μάζας των υδρατμών (σε gr) προς τη μάζα του ξηρού αέρα (σε kg).

Αναστροφή θερμοκρασίας: Το φαινόμενο κατά το οποίο η θερμοκρασία του αέρα αυξάνεται τοπικά με το ύψος αντί να μειώνεται, όπως κανονικά συμβαίνει.

Ανεμόμετρο: Όργανο που μετρά την ταχύτητα του ατμοσφαιρικού αέρα.

Άπνοια: Άπνοια ή νηνεμία χαρακτηρίζεται η παντελής έλλειψη πνοής ανέμου.

Απολιθώματα: Λείψανα φυτικών ή ζωικών οργανισμών που έζησαν πριν από τη σημερινή γεωλογική εποχή και κλείστηκαν σε ιζήματα.

Απόλυτη υγρασία: Η ποσότητα των υδρατμών οι οποίοι είναι συγκεντρωμένοι σε ένα κυβικό μέτρο αέρα και συνήθως εκφράζεται σε γραμμάρια υδρατμών.

Απορροή: Κίνηση του νερού της βροχής πάνω στην επιφάνεια της Γης από υψηλότερα προς χαμηλότερα σημεία εξαιτίας της βαρύτητας.

Αποσάθρωση πετρώματος: Φυσική, χημική ή βιολογική διάσπαση πετρωμάτων και ορυκτών σε σωματίδια μικρότερου μεγέθους.

Αποψύλωση: Η αφαίρεση ή καταστροφή της βλάστησης που καλύπτει μια έκταση.

Αστική θερμική νησίδα: Το φαινόμενο κατά το οποίο η θερμοκρασία στο κέντρο μιας πόλης είναι μεγαλύτερη από αυτή των προαστίων και της αγροτικής περιοχής που την περιβάλλει.

Ατμόσφαιρα: Το λεπτό, αεριώδες τμήμα που περιβάλλει τη Γη, το οποίο συγκρατείται λόγω της βαρύτητας και ακολουθεί τις κινήσεις της Γης. Η ατμόσφαιρα περιέχει αέρια στοιχεία, χημικές ενώσεις και αιωρούμενα σωματίδια που συμπεριφέρονται ως ρευστά. Πολλά από τα συστατικά της προέρχονται από τη Γη μέσω χημικών και βιοχημικών αντιδράσεων.

Αφήλιο: Το σημείο της τροχιάς της Γης, όταν είναι μακρύτερα από τον Ήλιο (152,5 εκατομμύρια km) και συμβαίνει την 3η ή 4η Ιουλίου.

Βαροβαθμίδα: Εκφράζει το μέτρο της διαφοράς της ατμοσφαιρικής πίεσης μεταξύ δύο σημείων της ίδιας επιφάνειας που απέχουν ορισμένη απόσταση.

Βαρογράφος: Καταγραφικό όργανο μέτρησης της ατμοσφαιρικής πίεσης.

Βαρομετρικό υψηλό: Περιοχή όπου επικρατούν υψηλότερες τιμές ατμοσφαιρικής πίεσης σε σχέση με τις γειτονικές περιοχές.

Βαρομετρικό χαμηλό: Η περιοχή της ατμόσφαιρας με τη χαμηλότερη τιμή της βαρομετρικής πίεσης σε σχέση με τις γειτονικές προς αυτή περιοχές της ατμόσφαιρας.

Βαρόμετρο: Όργανο μέτρησης της ατμοσφαιρικής πίεσης.

Βιόσφαιρα: Το σύνολο των φυτικών και ζωικών οργανισμών της Γης.

Βροχογράφος: Καταγραφικό όργανο μέτρησης του ύψους της βροχής που προσδιορίζει την ένταση καθώς και την έναρξη και λήξη της βροχής. Αποτελείται από μεταλλική κυλινδρική κατασκευή, όπως το βροχόμετρο, που συλλέγει το όμβριο νερό, με επιπρόσθετο εσωτερικό ωρολογιακό τύμπανο (κύλινδρο), όπου πάνω στη χάρτινη ταινία καταγράφεται τόσο η ποσότητα όσο και η διάρκεια.

Βροχόμετρο: Όργανο μέτρησης των κατακρημνισμάτων υγρής ή στερεής μορφής.

Γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας: Αναφέρεται στο πολυσύνθετο σύστημα των πλανητικών ανέμων και ιδιαίτερα στις κινήσεις αυτών μέσα από την κατώτατη ατμόσφαιρα. Η δύναμη που απαιτείται για τη μετακίνηση των ατμοσφαιρικών μαζών παρέχεται από τις μεγάλες ενεργειακές αντιθέσεις μεταξύ των τροπικών και των πολικών περιοχών.

Γεωγραφικό πλάτος: Το γεωγραφικό πλάτος είναι μια μέτρηση της θέσης πάνω στη Γη στη διεύθυνση βορρά-νότου. Ορίζεται από τη γωνία που μετριέται από ένα οριζόντιο επίπεδο το οποίο βρίσκεται στο κέντρο της Γης και είναι κάθετο προς τον πολικό άξονα. Η γραμμή που συνδέει όλα τα μέρη του ίδιου γεωγραφικού πλάτους ονομάζεται παράλληλος. Το γεωγραφικό πλάτος μετριέται σε μοίρες, λεπτά και δευτερόλεπτα. Μετρήσεις του γεωγραφικού πλάτους κυμαίνονται από τον Ισημερινό (0°) έως 90° βόρεια και νότια από αυτό το σημείο.

Γεωδυναμικό ύψος: Επιφάνειες ίσης ή σταθερής πίεσης σε κάποιο ύψος από την επιφάνεια της Γης.

Γεωχρονολογία: Η χρονολόγηση των γεωλογικών γεγονότων της ιστορίας της Γης και η μέτρηση της ηλικίας του φλοιού της από τότε που δημιουργήθηκε ο πλανήτης.

Δενδροχρονολόγηση: Η μελέτη των ετήσιων αυξητικών δακτυλίων δέντρων για άντληση στοιχείων του κλίματος κατά το παρελθόν.

Διαπνοή: Η διαδικασία της απώλειας νερού από τα φυτά μέσω των στομάτων (μικρά ανοίγματα που βρίσκονται στην κάτω πλευρά των φύλλων και συνδέονται με αγγειακούς φυτικούς ιστούς).

Διάχυση: Το φαινόμενο που παρατηρείται όταν η ηλιακή ακτινοβολία, μετά την πρόπτωσή της στα αιωρούμενα σωματίδια της ατμόσφαιρας, ανακλάται προς διάφορες κατευθύνσεις.

Διάχυτο φως: Το φως που προέρχεται κατά τη πρόσπτωση φωτός σε σώματα με ακανόνιστες επιφάνειες και κατόπιν ανακλάται προς διάφορες κατευθύνσεις.

Διήθηση: Η απορρόφηση και προς τα κάτω κίνηση του νερού μέσα στο έδαφος.

Δροσιά ή δρόσος: Σταγόνες νερού που σχηματίζονται στα φύλλα, τη χλόη και άλλα αντικείμενα του εδάφους, όταν η θερμοκρασία του αέρα που τα περιβάλλει σε αίθρια νύχτα και με άπνοια πέφτει κάτω από το σημείο κόρου ή το σημείο δρόσου.

Εδαφογένεση: Ονομάζεται ο τρόπος σχηματισμού και εξέλιξης των εδαφών. Η εδαφογένεση περιλαμβάνει μια σειρά από πολύπλοκες διεργασίες μεταξύ των οποίων τη φυσική, χημική και βιολογική αποσάθρωση των πετρωμάτων. Η αποσάθρωση μετατρέπει τα επιφανειακά πετρώματα σε τεμάχια μικρού μεγέθους, τα οποία αποτελούν το μητρικό υλικό του εδάφους.

Ειδική θερμότητα: Η ποσότητα θερμότητας που χρειάζεται για να αυξηθεί η θερμοκρασία ενός χιλιόγραμμου νερού κατά ένα βαθμό Κελσίου.

Ειδική υγρασία: Ο λόγος της μάζας των υδρατμών (σε gr/kg) που περιέχεται σε ένα δείγμα υγρού ατμοσφαιρικού αέρα προς την ολική μάζα του δείγματος.

Ελαχιστοβάθμιο θερμομέτρο: Όργανο για τον προσδιορισμό της ελάχιστης θερμοκρασίας του αέρα στη διάρκεια μιας ημέρας.

Έμμεση ηλιακή ακτινοβολία: Η ηλιακή ακτινοβολία που λαμβάνεται από την ατμόσφαιρα ή την επιφάνεια της Γης, η οποία έχει τροποποιηθεί από την ατμοσφαιρική σκέδαση.

Ενδοτροπική ζώνη σύγκλισης Intertropical Convergence Zone): Ζώνη χαμηλής ατμοσφαιρικής πίεσης και ανύψωσης του αέρα που βρίσκεται στον Ισημερινό ή κοντά σε αυτόν. Τα ανοδικά ρεύματα αέρα οφείλονται στην παγκόσμια σύγκλιση ατμοσφαιρικού αέρα και στη θερμική ανύψωση λόγω της θέρμανσης.

Εξάτμιση: Η μετατροπή ενός υγρού σε αέριο, δηλαδή η μετάβασή του από την υγρή στην αέρια κατάσταση.

Εξατμισοδιαπνοή: Η απελευθέρωση νερού στην ατμόσφαιρα με τη μορφή υδρατμών τόσο μέσω της φυσικής εξάτμισης όσο και μέσω της διαπνοής των φυτών.

Ετήσιο θερμομετρικό εύρος: Η διαφορά ανάμεσα στη μέση θερμοκρασία του θερμότερου και του ψυχρότερου μήνα του έτους.

Ετήσιοι αυξητικοί δακτύλιοι: Σειρά ομόκεντρων κύκλων που εμφανίζονται σε οριζόντια τομή κορμού δέντρων και αποτελούν ένδειξη καθορισμού της ηλικίας τους. Το πάχος των ετήσιων δακτυλίων εξαρτάται άμεσα από το περιβάλλον ανάπτυξης του δέντρου.

Ζενιθία απόσταση: Η γωνία που σχηματίζουν οι ηλιακές ακτίνες με το οριζόντιο επίπεδο της Γης σε έναν τόπο.

Ηλιογράφος: Όργανο που καταγράφει τη διάρκεια της ηλιοφάνειας.

Ημερήσια θερμοκρασία: Ο μέσος όρος των θερμοκρασιών ενός 24ωρου.

Ημερήσιο θερμομετρικό εύρος: Η διαφορά μεταξύ της μέγιστης και της ελάχιστης θερμοκρασίας που παρατηρείται την ίδια ημέρα.

Θαλάσσια αύρα: Τοπικός άνεμος των παραθαλάσσιων περιοχών που πνέει από τη θάλασσα προς την ξηρά κατά τη διάρκεια της ημέρας.

Θαλάσσια κυκλοφορία: Μεγάλης κλίμακας οριζόντια ροή του νερού των ωκεανών που οδηγείται από την ατμοσφαιρική κυκλοφορία.

Θαλάσσιο ρεύμα: Μικρής ή μεγάλης κλίμακας οριζόντιες ή κατακόρυφες μετακινήσεις μεγάλων ποσοτήτων νερού με σταθερή διεύθυνση μέσα στις θάλασσες και στους ωκεανούς, με τη βοήθεια των οποίων γίνεται ανακατανομή της θερμότητας στην επιφάνεια της Γης.

Θερινό ηλιοστάσιο: Ημέρες κατά τις οποίες η απόκλιση του Ήλιου είναι στις 23,5° βόρεια ή νότια του Ισημερινού. Για το βόρειο ημισφαίριο η ημερομηνία αυτή είναι η 21η ή η 22α Ιουνίου (θερινό ηλιοστάσιο). Στο νότιο ημισφαίριο η αντίστοιχη ημερομηνία είναι η 21η ή 22α Δεκεμβρίου (χειμερινό ηλιοστάσιο).

Θερμό μέτωπο: Η οριακή γραμμή μεταξύ του θερμού αέρα και μιας μάζας ψυχρού αέρα, πάνω από την οποία ανυψώνεται ο θερμός αέρας.

Θερμό ρεύμα: Το θαλάσσιο ρεύμα το οποίο κινείται από τον Ισημερινό προς τους πόλους και είναι θερμότερο από τα γειτονικά ύδατα.

Θερμοβαθμίδα: Ο ρυθμός μεταβολής της θερμοκρασίας σε σχέση με την απόσταση (κατακόρυφη και οριζόντια θερμοβαθμίδα).

Θερμογράφος: Καταγραφικό όργανο μέτρησης της θερμοκρασίας του ατμοσφαιρικού αέρα.

Θερμοκρασία του σημείου δρόσου: Εκφράζει την τιμή της θερμοκρασίας στην οποία θα παρουσιαστεί συμπύκνωση των υδρατμών, όταν η ατμόσφαιρα αρχίσει να ψύχεται υπό σταθερή πίεση.

Θερμοκρασία: Η θερμοκρασία ορίζεται ως το μέτρο της μέσης ταχύτητας των ατόμων και μορίων. Όσο υψηλότερη είναι η θερμοκρασία τόσο πιο γρήγορα κινούνται τα άτομα και τα μόρια.

Θερμόμετρο: Όργανο για τον προσδιορισμό της θερμοκρασίας του ατμοσφαιρικού αέρα.

Θερμοπληξία: Νοείται ως η υπερθέρμανση του σώματος, δηλαδή η αύξηση της θερμοκρασίας του, η οποία μπορεί να ανέβει σε υψηλά και επικίνδυνα επίπεδα.

Θερμόσφαιρα: Το στρώμα της ατμόσφαιρας το οποία αρχίζει από τη μεσόπανση και στο οποίο η θερμοκρασία συνεχώς αυξάνεται έως το ανώτατο όριο των 400-500 km περίπου.

Θερμότητα: Η ενέργεια που μεταφέρεται από το ένα αντικείμενο στο άλλο λόγω της διαφοράς θερμοκρασίας τους. Στην ατμόσφαιρα η θερμότητα συνήθως μεταφέρεται με αγωγή, μεταφορά και ακτινοβολία.

Θερμοχωρητικότητα: Το γινόμενο μάζας σώματος επί την ειδική θερμότητα του υλικού του, το οποίο δείχνει πόσο εύκολα θερμαίνεται ή ψύχεται ένα σώμα.

Θεωρητική ηλιοφάνεια: Οι ώρες της ημέρας κατά τις οποίες ο Ήλιος θα ήταν ορατός σε έναν τόπο από τη στιγμή της ανατολής μέχρι τη στιγμή της δύσης, εάν δεν παρεμβάλλονταν εμποδία (ορεινοί όγκοι και νέφη).

Θύσανοι: Λεπτά σύννεφα σε μορφές δέσμης, λευκών φτερών ή λεπτών λωρίδων, που συνήθως σχηματίζονται ψηλότερα από τα 6000 m και αποτελούνται από κρυστάλλους πάγου.

Ιουράσιος: Γεωλογική περίοδος πριν περίπου 144-208.000.000 χρόνια. Αυτή την περίοδο αλλάζει η μορφή της Γης και εμφανίζονται τα πρώτα πουλιά και θηλαστικά. Μεγάλες περιοχές των ηπείρων καλύπτονται από ρηχές θάλασσες.

Ισημερία: Δύο ημέρες κατά τη διάρκεια του έτους, όταν η απόκλιση του Ήλιου είναι στον Ισημερινό. Η ισημερία Σεπτεμβρίου παρουσιάζεται στις 22 ή 23 Σεπτεμβρίου. Η ισημερία Μαρτίου παρουσιάζεται στις 20 ή 21 Μαρτίου. Τις ημερομηνίες αυτές όλες οι θέσεις στον πλανήτη (εκτός από τους πόλους) έχουν ίση διάρκεια ημέρας και νύχτας (12 ώρες).

Ισοβαρής: Η γραμμή στον χάρτη που ενώνει σημεία ή θέσεις τα οποία έχουν την ίδια βαρομετρική πίεση την ίδια χρονική στιγμή και εκφράζεται σε χιλιοβαρίδες (millibar, mb).

Ισόθερμη: Η γραμμή στον χάρτη που ενώνει σημεία με την ίδια θερμοκρασία του αέρα κατά την ίδια χρονική στιγμή και εκφράζεται σε βαθμούς Κελσίου ή Φαρενάιτ.

Ισοϋψής: Η γραμμή που συνδέει σημεία με ίσα ύψη στον χάρτη, με καθορισμένα διαστήματα, π.χ. κάθε 60 m.

Καιρός: Η κατάσταση που επικρατεί στην ατμόσφαιρα σε δεδομένη χρονική στιγμή σε έναν τόπο.

Κανονική κλιματική περίοδος: Περίοδος 30 συνεχών ετών για την καταγραφή των ατμοσφαιρικών καταστάσεων και την εξαγωγή συμπερασμάτων για το κλίμα ενός τόπου.

Κανονική κλιματική τιμή: Ο μέσος όρος των τιμών μιας κλιματικής παραμέτρου σε περίοδο 30 ετών (π.χ. θερμοκρασία αέρα).

Καταβάτης άνεμος: Άνεμος θερμός και ξηρός που πνέει στις υπήνεμες πλαγιές των βουνών και σε κάθε χώρα έχει διαφορετική ονομασία.

Καταγραφικό όργανο: Μετεωρολογικό όργανο στο οποίο η καταγραφή των τιμών σε ένα μετεωρολογικό στοιχείο είναι συνεχής. Καταγραφικά όργανα είναι ο θερμογράφος, ο υγρογράφος, ο βροχογράφος κ.ά.

Καταιγίδα: Κάθε βίαιη ατμοσφαιρική διατάραξη. Κύρια χαρακτηριστικά των καταιγίδων είναι οι ραγδαίες διαλείπουσες βροχές που συνοδεύονται από χαλάζι, βίαιες ριπές ανέμων και αστραπές και βροντές.

Κατακόρυφη θερμοβαθμίδα: Ο ρυθμός ελάττωσης της θερμοκρασίας σε σχέση με το ύψος ($^{\circ}\text{C}/1000\text{ m}$).

Καύσωνας: Περίοδος πολύ ζεστού καιρού. Τα όρια των θερμοκρασιών διαφοροποιούνται ανάλογα με την περιοχή και το κλίμα της και εξετάζονται σε σχέση με τα φυσιολογικά για την εποχή επίπεδα.

Κλάσμα ηλιοφάνειας: Ο λόγος της πραγματικής προς τη θεωρητική ηλιοφάνεια. Είναι πάντοτε μικρότερος της μονάδας.

Κλίμα: Γενική κατάσταση των καιρικών συνθηκών που επικρατούν σε μια περιοχή για μεγάλη χρονική περίοδο (τουλάχιστον 30 χρόνια).

Κλιματική αλλαγή: Μεταβολή των μέσων όρων των μετεωρολογικών συνθηκών (αύξηση ή ελάττωση, κυρίως της θερμοκρασίας και της βροχόπτωσης) μιας συνεχούς σειράς παρατηρήσεων με διάρκεια ίση ή μεγαλύτερη από 30 χρόνια. Η κλιματική αλλαγή μπορεί να αναφέρεται στο παγκόσμιο κλίμα ή μόνο στο κλίμα συγκεκριμένων τόπων.

Κλιματική ζώνη: Περιοχή στην οποία επικρατεί ένα σχετικά ομοιόμορφο κλίμα, σύμφωνα με ειδικά κριτήρια.

Κλιματική ταξινόμηση: Διαίρεση των κλιμάτων της Γης σε ένα παγκόσμιο σύστημα συνεχόμενων περιοχών, καθεμιά από τις οποίες διέπεται από σχετική ομοιογένεια ως προς τα κλιματικά χαρακτηριστικά.

Κλιματικό Βέλτιστο: Θερμότερη περίοδος κατά τη διάρκεια της εποχής του Ολόκαινου. Η περίοδος αυτή χρονολογείται περίπου το 5.000 έως 3.000 π.Χ. Κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου η μέση παγκόσμια θερμοκρασία ήταν 1 έως 2 βαθμούς Κελσίου υψηλότερη από σήμερα.

Κύκλος του αζώτου: Η κυκλοφορία του αζώτου από την ατμόσφαιρα στη Γη και η επιστροφή του στην ατμόσφαιρα. Το άζωτο εισέρχεται στα οικοσυστήματα μέσω της διαδικασίας της αζωτοδέσμευσης και καταλήγει στο έδαφος ως νεκρή οργανική ύλη, κλείνοντας έτσι τον κύκλο του.

Κύτταρο Hadley: Σύστημα περιγραφής της γενικής κυκλοφορίας με κλειστό δακτύλιο κατά την οποία ο ψυχρός επιφανειακός πολικός αέρας κινείται προς τον Ισημερινό, όπου ανερχόμενος ο αέρας κινείται προς τους πόλους. Καθίζηση αέρα συμβαίνει πάνω από τους πόλους.

Λανθάνουσα θερμότητα εξάχνωσης: Η θερμότητα από έναν όγκο αέρα, όταν ο πάγος μετατρέπεται απευθείας σε υδρατμούς.

Λανθάνουσα θερμότητα συμπύκνωσης: Η θερμότητα που ελευθερώνεται στην ατμόσφαιρα κατά τη μετάβαση των υδρατμών από την αέρια στην υγρή φάση.

Λιθόσφαιρα: Το στερεό επιφανειακό στρώμα της Γης.

Λυκαυγές: Η χρονική περίοδος από την έναρξη της διάλυσης του σκότους μέχρι την ανατολή του Ήλιου.

Λυσίμετρο: Συσκευή μέτρησης της εξατμισοδιαπνοής.

Μεγιστοβάθμιο θερμομέτρο: Όργανο για τον προσδιορισμό της μέγιστης θερμοκρασίας του αέρα στη διάρκεια μιας ημέρας.

Μελανίες: Σκούρα, γκρι σύννεφα χαμηλού ύψους που συνοδεύονται πάντοτε από βροχή. Παρατηρούνται σε εύρος υψομέτρου από την επιφάνεια της Γης μέχρι 3.000 m.

Μερικός παγετός: Το φαινόμενο αρνητικής ελάχιστης θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια μιας ημέρας.

Μέση μηνιαία θερμοκρασία: Ο μέσος όρος των θερμοκρασιών του μήνα που προέρχεται από παρατηρήσεις πολλών ετών.

Μεσημβρινός: Ένα κυκλικό τόξο που ξεκινάει από τους πόλους και συνδέει όλα τα μέρη του ίδιου γεωγραφικού μήκους.

Μεσόπαυση: Είναι η διαχωριστική ζώνη μεταξύ μεσόσφαιρας και θερμόσφαιρας.

Μεσόσφαιρα: Είναι το στρώμα της ατμόσφαιρας του βρίσκεται πάνω από τη στρατόπαυση και φθάνει μέχρι το ύψος των 80-85 km. Η θερμοκρασία στη μεσόσφαιρα ελαττώνεται συνεχώς μέχρι τη μεσόπαυση και φθάνει έως -90°C και ακόμη χαμηλότερα.

Μετεωρολογικά φαινόμενα: Τα φαινόμενα που συμβαίνουν μέσα στην ατμόσφαιρα και γίνονται αντιληπτά από τον άνθρωπο είτε άμεσα είτε έμμεσα με τη μεσολάβηση ειδικών οργάνων.

Μετεωρολογικό όργανο: Τα μετεωρολογικά όργανα είναι απλές ή σύνθετες συσκευές εκτίμησης ή μέτρησης του μεγέθους ή της έντασης των διαφόρων μετεωρολογικών φαινομένων. Τα μετεωρολογικά όργανα πρέπει να παρουσιάζουν ακρίβεια και ευαισθησία ανάλογη του στοιχείου το οποίο προορίζονται να μετρήσουν.

Μετεωρολογικό στοιχείο: Η θερμοκρασία, η υγρασία του αέρα, η βροχόπτωση κ.λπ., τα οποία μετριοούνται σε συγκεκριμένη ώρα της ημέρας σε έναν τόπο για να περιγράψουν τον καιρό.

Μετεωρολογικός κλωβός: Αποτελείται από ξύλινο κιγκλιδωτό στέγαστρο και στηρίζεται σε ξύλινη βάση που απέχει 1,20 m από το έδαφος. Η κατασκευή του είναι τέτοια ώστε τα όργανα που βρίσκονται μέσα σε αυτόν να προφυλάσσονται από τη βροχή και να μην επηρεάζονται από τις ηλιακές ακτίνες. Ο ατμοσφαιρικός αέρας μέσα στον κλωβό κυκλοφορεί ελεύθερος. Η πόρτα του πρέπει να βλέπει προς τον βορρά.

Μετεωρολογικός σταθμός: Ένα σύνολο εγκαταστάσεων και οργάνων που λειτουργούν σε ορισμένη θέση, με τα οποία παρατηρούνται και καταγράφονται τα μετεωρολογικά φαινόμενα.

Μέτωπο: Μεταβατική ζώνη μεταξύ των αερίων μαζών με διαφορετικά χαρακτηριστικά του καιρού.

Μηνιαία θερμοκρασία: Ο μέσος όρος των θερμοκρασιών των ημερών του μήνα.

Νουκλεϊκό οξύ: Οργανική ένωση που αποτελείται κυρίως από διαφορετικούς συνδυασμούς από άνθρακα, υδρογόνο, άζωτο, οξυγόνο και φώσφορο. Είναι πολύ σύνθετη ένωση που δημιουργείται από την ατομική σύνδεση χιλιάδων μεμονωμένων ατόμων. Το DNA ή δε(σ)οξυριβο(ζο)νουκλεϊκό οξύ, το γενετικό σχεδιάγραμμα της ζωής, είναι ένα παράδειγμα νουκλεϊνικού οξέος.

Ξηρασία: Μια μακρά χρονική περίοδος κατά την οποία τα κατακρημνίσματα σε μια ορισμένη γεωγραφική περιοχή είναι σημαντικά μικρότερα σε σχέση με τις κανονικές κλιματικές συνθήκες.

Ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα: Ο ρυθμός ελάττωσης της θερμοκρασίας ακόρεστου ατμοσφαιρικού αέρα με το ύψος ($^{\circ}\text{C}/1000\text{ m}$).

Ξηρόφυτα: Φυτά που είναι προσαρμοσμένα για να επιβιώνουν σε παρατεταμένες περιόδους ξηρασίας του εδάφους.

Οζονόσφαιρα: Η συγκέντρωση του όζοντος στην ατμόσφαιρα βρίσκεται σε υψόμετρο από 10 έως 50 km πάνω από την επιφάνεια της Γης. Αυτό το στρώμα είναι σημαντικό για τη ζωή στη Γη, επειδή το όζον απορροφά την επιβλαβή υπεριώδη ακτινοβολία.

Οικότυπος: Όρος της οικολογίας για τον τύπο ζωντανών οργανισμών (φυτά, ζώα) που αναπτύσσονται σε ένα δεδομένο περιβάλλον και σε σύγκριση με όμοια είδη που ζουν υπό άλλες συνθήκες παρουσιάζουν μια διαφοροποίηση στα χαρακτηριστικά λόγω προσαρμογής σε συγκεκριμένες περιβαλλοντικές συνθήκες.

Ολικός παγετός: Το φαινόμενο αρνητικής μέγιστης θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια μιας ημέρας.

Ομβροσκιά ή βροχοσκιά: Οι βροχοπτώσεις από την πλευρά του προσήνεμου στα βουνά ή στην υπήνεμη πλευρά των βουνών.

Ομίχλη: Σύννεφο που βρίσκεται κοντά στην επιφάνεια της Γης. Αποτελείται από μικρότατα αιωρούμενα σταγονίδια νερού.

Ορεογραφική ανύψωση: Ανύψωση της μάζας του αέρα λόγω της τοπογραφίας (βουνό). Η ανύψωση προκαλεί επίσης την ψύξη της μάζας του αέρα.

Ορογένεση: Η διαδικασία σχηματισμού των ορέων με τη δράση των τεκτονικών δυνάμεων στις τεκτονικές πλάκες και την ηφαιστειακή δραστηριότητα.

Ουράνιο τόξο: Είναι ένα πολύχρωμο οπτικό και μετεωρολογικό φαινόμενο, κατά το οποίο εμφανίζεται το φάσμα των χρωμάτων που συνθέτουν το ορατό φως στον ουρανό.

Όψιμο ξύλο: Το ξύλο στους αυξητικούς ετήσιους δακτυλίους που σχηματίζεται κατά τη διάρκεια του φθινοπώρου και είναι κατά κανόνα πιο συμπαγές από το πρώιμο.

Παγετός: Το φαινόμενο αρνητικής θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια μιας ημέρας.

Παγετώδης περίοδος: Χρονική περίοδος κατά την οποία οι παγετώνες επικρατούν στη Γη. Η τελευταία μεγάλη εποχή των παγετώνων ήταν κατά τη διάρκεια της εποχής του Πλειστοκαίνου.

Παλαιοκλιματολογία: Η επιστημονική μελέτη του κλίματος της Γης κατά τη διάρκεια του παρελθόντος.

Πάχνη: Στερεάς μορφής συμπύκνωση υδρατμών που σχηματίζει ένα λευκό πυκνό στρώμα το οποίο καλύπτει συνήθως τα χαμηλά φυτά, αλλά πολλές φορές και ολόκληρα δέντρα. Σχηματίζεται πάνω σε διάφορα αντικείμενα στην ύπαιθρο, όταν η θερμοκρασία του αέρα είναι κάτω από το σημείο πήξης του νερού (κάτω από το μηδέν).

Περιήλιο: Το σημείο στην ελλειπτική τροχιά της Γης, όταν είναι πιο κοντά στον Ήλιο (147.500.000 km) και εμφανίζεται στις 3 ή 4 Ιανουαρίου.

Περίοδος ελεύθερη παγετού: Το σύνολο των διαδοχικών ημερών κατά τις οποίες η θερμοκρασία του αέρα βρίσκεται συνεχώς πάνω από 0°C.

Πηγή αέριας μάζας: Οι περιοχές του πλανήτη στις οποίες γεννιούνται οι αέριες μάζες. Πρόκειται για εκτεταμένες περιοχές των ωκεανών ή των ηπείρων από τις οποίες παίρνουν τα χαρακτηριστικά τους οι αέριες μάζες.

Πλειστόκαινο: Χρονικό διάστημα πριν περίπου 2 εκατομμύρια έως 10 χιλιάδες χρόνια. Κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου, εκτάσεις της Γης σε μεγαλύτερα και μέσα γεωγραφικά πλάτη καλύπτονταν με πάγους.

Πλημμύρα: Η προσωρινή κάλυψη από νερό του εδάφους το οποίο, υπό φυσιολογικές συνθήκες, δεν καλύπτεται από νερό. Οι πλημμύρες εμφανίζονται, όταν η ροή υπερβαίνει τη χωρητικότητα του καναλιού του ποταμού.

Πολικό μέτωπο: Ημιμόνιμο μέτωπο μεγάλης έκτασης των μέσων πλατών, το οποίο διαχωρίζει τις τροπικές από τις πολικές αέριες μάζες.

Πραγματική ηλιοφάνεια: Οι ώρες της ημέρας κατά τις οποίες ο Ήλιος παρατηρείται σε έναν τόπο από τη στιγμή της ανατολής μέχρι τη στιγμή της δύσης. Φυσικά εμπόδια (ορεινοί όγκοι) και νέφη που παρεμβάλλονται στη διαδρομή των ηλιακών ακτινών μειώνουν τον χρόνο που είναι ορατός ο Ήλιος.

Πρώιμο ξύλο: Το ξύλο στους αυξητικούς ετήσιους δακτυλίους που σχηματίζεται κυρίως την άνοιξη στην αρχή της βλαστικής περιόδου και έως την αρχή του καλοκαιριού.

Πρωτεΐνες: Οργανικές ουσίες που αποτελούνται από άνθρακα, υδρογόνο, άζωτο και μερικά άλλα δευτερεύοντα στοιχεία, τα οποία είναι διατεταγμένα σε περίπου 20 διαφορετικές ενώσεις, γνωστές ως αμινοξέα. Τα διάφορα αμινοξέα που βρίσκονται σε μια πρωτεΐνη συνδέονται μεταξύ τους με πεπτιδικούς δεσμούς.

Πυρανόμετρο: Όργανο για τη μέτρηση της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας.

Πυρηλιόμετρο: Όργανο καταγραφικό ή άμεσης παρατήρησης για τη μέτρηση της άμεσης ακτινοβολίας του Ήλιου.

Σκέδαση: Η ατμοσφαιρική διαδικασία κατά την οποία τα μικρά σωματίδια και τα μόρια του αέρα διαχέουν μέρος της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας σε τυχαίες κατευθύνσεις, χωρίς καμία μεταβολή στο μήκος κύματος της ηλεκτρομαγνητικής ενέργειας.

Σκληρόφυλλα: Φυτά ξηροφυτικής κατασκευής (με φύλλα σκληρά, δερματώδη, μετρίου ή μικρού μεγέθους) τα οποία αναπτύσσονται σε ξηρά, κυρίως μεσογειακά περιβάλλοντα, π.χ. χαρουπιά, αριά, πουρνάρι, φιλικί, κουμαριά, σχίνος, μυρτιά, αγριελιά.

Στέπα: Οικοσύστημα με κυρίαρχο είδος τη χλόη. Βρίσκεται σε περιοχές όπου η βροχόπτωση δεν είναι αρκετά μεγάλη για την ανάπτυξη θαμνώνων και δασών.

Στρατόπαυση: Είναι ένα σχετικά λεπτό στρώμα της ατμόσφαιρας και βρίσκεται ανάμεσα στη στρατόσφαιρα και τη μεσόσφαιρα. Το ύψος αυτού του στρώματος είναι περίπου 50 km πάνω από την επιφάνεια της Γης.

Στρατόσφαιρα: Ατμοσφαιρικό στρώμα που βρίσκεται σε μέσο υψόμετρο 11-50 km πάνω από την επιφάνεια της Γης. Στη στρατόσφαιρα υπάρχει το στρώμα του όζοντος, το οποίο απορροφά την υπεριώδη ακτινοβολία του Ήλιου και προκαλεί την αύξηση της θερμοκρασίας του αέρα στη στρατόσφαιρα με την αύξηση του υψομέτρου.

Στρώματα: Σύννεφο χαμηλού ύψους, χρώματος γκρι που αποτελείται από σταγονίδια νερού. Αυτό το σύννεφο έχει μια ενιαία βάση και καλύπτει κανονικά το σύνολο του ουρανού.

Συμπύκνωση: Η μεταβολή των υδρατμών από την αέρια στην υγρή φάση.

Σχετική υγρασία: Εκφράζεται με το μέγεθος που προκύπτει αν διαιρεθεί η ποσότητα των υδρατμών που πράγματι υπάρχουν στον αέρα, σε μια δεδομένη τιμή πίεσης και θερμοκρασίας, προς τη μέγιστη ποσότητα των υδρατμών που θα μπορούσε να κατακρατήσει η ίδια αέρια μάζα υπό τις ίδιες συνθήκες.

Σωρείτες: Σύννεφα χαμηλού ύψους με τη μορφή παράλληλων κυμάτων ή διογκωμένες άμορφες μάζες χρώματος γκρι με σχετικά επίπεδες βάσεις που καλύπτουν κανονικά το σύνολο του ουρανού.

Τάιγκα: Δάση κωνοφόρων στην περιοχή μεταξύ των μεγάλων και των μέσων γεωγραφικών πλατών με κυρίαρχη βλάστηση τα είδη: ερυθρελάτη, ελάτη, πεύκο και κέδρος.

Τενσιόμετρο: Όργανο μέτρησης της υγρασίας του εδάφους.

Τροπικός κυκλώνας: Η έντονη κυκλωνική καταιγίδα που αναπτύσσεται στις περιοχές της τροπικής ζώνης.

Τροπόπαυση: Είναι το διαχωριστικό όριο μεταξύ τροπόσφαιρας και στρατόσφαιρας. Παρουσιάζει κλίση από τον Ισημερινό προς τους πόλους. Χωρίζεται σε τρία κυρίως μέρη που βρίσκονται σε διαφορετικό ύψος και είναι τοποθετημένα το ένα πάνω στο άλλο, χωρίς να εφάπτονται. Η θερμοκρασία στην τροπόπαυση κυμαίνεται από -50°C έως -80°C .

Τροπόσφαιρα: Το κατώτερο στρώμα της ατμόσφαιρας που επεκτείνεται από την επιφάνεια της Γης μέχρι την τροπόπαυση. Έχει πάχος κατά μέσο όρο 10 km στους πόλους και 20 km στον Ισημερινό. Η θερμοκρασία στην τροπόσφαιρα συνήθως ελαττώνεται με το ύψος. Είναι το στρώμα όπου συμβαίνουν όλα τα καιρικά φαινόμενα.

Τυφώνας: Ένα σύστημα θύελλας με κλειστή περιστροφική (κυκλωνική) κυκλοφορία γύρω από ένα ήρεμο κέντρο χαμηλής βαρομετρικής πίεσης, γνωστό ως «μάτι του κυκλώνα».

Υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα: Ο ρυθμός ελάττωσης της θερμοκρασίας κορεσμένου ατμοσφαιρικού αέρα με το ύψος ($^{\circ}\text{C}/1000\text{ m}$).

Υγρογράφος: Καταγραφικό όργανο μέτρησης της υγρασίας του ατμοσφαιρικού αέρα.

Υδατικό ισοζύγιο: Αναφέρεται στην είσοδο και έξοδο του νερού σε μια περιοχή καθώς και στις μεταβολές στην αποθήκευση του επιφανειακού και του υπόγειου νερού.

Υδρολογικός κύκλος: Η συνεχής κυκλοφορία του νερού της Γης μέσα στην υδρόσφαιρα, την ατμόσφαιρα και τη λιθόσφαιρα.

Υετός ή υδρομετέωρα: Κάθε πτώση ή εναπόθεση στο έδαφος προϊόντων του ύδατος (σε υγρή ή στερεά μορφή) η οποία προέρχεται από συμπύκνωση των υδρατμών της ατμόσφαιρας. Κυριότερες μορφές του υετού είναι η βροχή, οι ψεκάδες, το χαλάζι και το χιόνι.

Υπερθέρμανση της Γης: Η άνοδος της μέσης παγκόσμιας θερμοκρασίας της Γης λόγω της αύξησης της συγκέντρωσης των αερίων του θερμοκηπίου.

Υπερκορεσμός: Ατμοσφαιρική κατάσταση κατά την οποία ο κορεσμός επέρχεται σε σχετική υγρασία μεγαλύτερη από 100% λόγω της έλλειψης των πυρήνων συμπύκνωσης.

Υποθερμία: Ορίζεται ως η ελάττωση της θερμοκρασίας του σώματος, η οποία προκαλείται από τη χαμηλή θερμοκρασία του περιβάλλοντος, τους υγρούς και ψυχρούς ανέμους ή από την πολύωρη παραμονή στο νερό.

Φαινόμενο Ελ Νίνιο: Ονομασία για την περιστασιακή ανάπτυξη θερμών επιφανειακών νερών κατά μήκος των ακτών του Ισημερινού και του Περού. Κατά την εμφάνιση αυτού του φαινομένου, εξασθενούν οι αληγείς τροπικοί άνεμοι του Ειρηνικού ωκεανού και είναι μειωμένη η συνήθης άνοδος ψυχρού, πλούσιου σε θρεπτικά συστατικά νερού από τα βάθη των ωκεανών ανοικτά των ακτών του Ισημερινού και του Περού. Το Ελ Νίνιο συνήθως συμβαίνει την περίοδο των Χριστουγέννων και διαρκεί από μερικές εβδομάδες έως μερικούς μήνες. Επίσης, μπορεί να αναπτυχθεί μια εξαιρετικά θερμή εκδήλωση η οποία διαρκεί για πολύ μεγαλύτερο χρονικό διάστημα. Στο φαινόμενο αποδίδονται ακραία καιρικά φαινόμενα σε όλο τον κόσμο, αλλά κυρίως στις περιοχές γύρω από τον Ειρηνικό.

Φυτοπλαγκτόν: Περιλαμβάνει όλους τους φωτοσυνθετικούς μικροοργανισμούς που αναπτύσσονται αιωρούμενοι σε επιφανειακά ύδατα λιμνών, ποταμών και ωκεανών.

Φωτοσύνθεση: Η διαδικασία κατά την οποία τα πράσινα φυτά και ορισμένοι άλλοι οργανισμοί μετασχηματίζουν τη φωτεινή ενέργεια σε χημική. Κατά τη φωτοσύνθεση των φυτών, η φωτεινή ενέργεια δεσμεύεται και χρησιμοποιείται για τη μετατροπή διοξειδίου του άνθρακα και νερού σε οξυγόνο και υδατάνθρακες.

Χλωροφθοράνθρακες: Είναι χημικές ενώσεις που δεν υπήρχαν στην ατμόσφαιρα πριν από το 1930. Έχουν χρησιμοποιηθεί ως ψυκτικές ουσίες στα ψυγεία και τα κλιματιστικά και ως προωθητικά στα σπρέι. Όταν διαφύγουν στην ατμόσφαιρα και ανεβούν στη στρατόσφαιρα, φωτοδιασπώνται, απελευθερώνοντας χλώριο το οποίο αντιδρά και καταστρέφει το όζον.

Ψεκάδα: Μικρές σταγόνες βροχής με διάμετρο μικρότερη από 0,5 mm.

Ψυχρό θαλάσσιο ρεύμα: Το θαλάσσιο ρεύμα το οποίο κινείται από τους πόλους προς τον Ισημερινό και είναι ψυχρότερο από τα γειτονικά ύδατα.

Ψυχρό μέτωπο: Το όριο μεταξύ ψυχρής και θερμής αέριας μάζας. Η ψυχρή αέρια μάζα σπρώχνει τη θερμή και την αναγκάζει να ανυψωθεί.

Ψυχρόμετρο του August: Μια μορφή υγρομέτρου που χρησιμοποιείται για τη μέτρηση της σχετικής υγρασίας του αέρα. Φέρει ζεύγος θερμομέτρων (το ξηρό και το υγρό) και τοποθετείται στον μετεωρολογικό κλωβό. Από τις ενδείξεις των δύο θερμομέτρων εκτιμάται η υγρασία του ατμοσφαιρικού αέρα.

Ευρετήριο όρων

Αδιαβατική μεταβολή (Κεφ. 5)
Αδιαβατική ψύξη (Κεφ. 5)
Αέρια μάζα (Κεφ. 9)
Αεροχείμαρρος (Κεφ. 2, 8)
Αζωτοδέσμευση (Κεφ. 2)
Ακροβάθμιο όργανο (Κεφ. 1)
Ακτινοβολία (Κεφ. 3)
Αληγείς άνεμοι (Κεφ. 3, 8)
Άλως (Κεφ. 3)
Άμεση ηλιακή ακτινοβολία (Κεφ. 3)
Αμινοξέα (Κεφ. 2)
Ανακατασκευή του κλίματος (Κεφ. 12)
Ανάκλαση (Κεφ. 3)
Ανακλαστικότητα (Κεφ. 3)
Αναλογία μείξης (Κεφ. 5)
Αναστροφή θερμοκρασίας (Κεφ. 4)
Ανεμόμετρο (Κεφ. 7)
Άπνοια (Κεφ. 4)
Απολιθώματα (Κεφ. 12)
Απόλυτη υγρασία (Κεφ. 5)
Απορροή (Κεφ. 11)
Αποσάθρωση πετρώματος (Κεφ. 4)
Αποψίλωση (Κεφ. 2)
Αστική νησίδα (Κεφ. 12)
Αυτογραφικό (Κεφ. 1)
Αφήλιο (Κεφ. 3, 12)
Βαθμός ηπειρωτικότητας (Κεφ. 1)
Βαροβαθμίδα (Κεφ. 7)
Βαρογράφος (Κεφ. 7)
Βαρομετρικό υψηλό (Κεφ. 2)
Βαρομετρικό χαμηλό (Κεφ. 2)
Βαρόμετρο (Κεφ. 7)
Βιόσφαιρα (Κεφ. 2)
Βροχογράφος (Κεφ. 1, 6)
Βροχόμετρο (Κεφ. 1, 6)
Γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας (Κεφ. 1, 8)
Γεωδυναμικό ύψος (Κεφ. 7)
Γεωχρονολογία (Κεφ. 12)

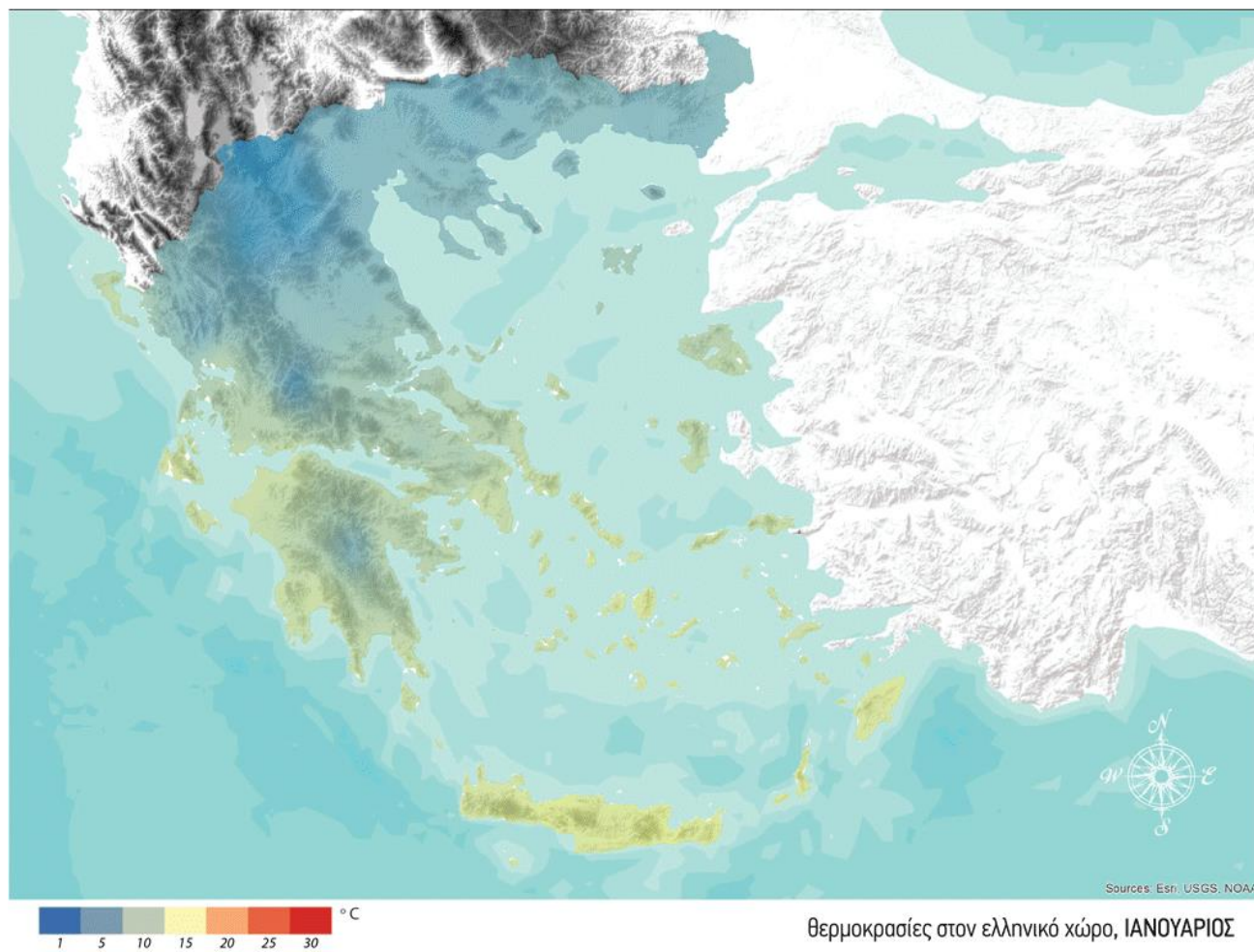
Δενδροχρονολόγηση (Κεφ. 12)
Διαπνοή (Κεφ. 4, 5, 11)
Διάχυση (Κεφ. 2, 3)
Διάχυτο φως (Κεφ. 3)
Διήθηση (Κεφ. 11)
Δροσιά ή δρόσος (Κεφ. 5)
Εδαφογένεση (Κεφ. 1)
Ειδική θερμότητα (Κεφ. 4)
Ειδική υγρασία (Κεφ. 5)
Ελαχιστοβάθμιο (Κεφ. 1)
Ελαχιστοβάθμιο θερμομέτρο (Κεφ. 4)
Έμμεση ηλιακή ακτινοβολία (Κεφ. 3)
Ενδοτροπική ζώνη σύγκλισης (Κεφ. 6, 8, 9, 10)
Ενδοτροπικό μέτωπο (Κεφ. 3)
Εξάτμιση (Κεφ. 4, 5, 11)
Εξατμισοδιαπνοή (Κεφ. 5, 6, 10, 11)
Εξάχνωση (Κεφ. 5)
Ετήσιο θερμομετρικό εύρος (Κεφ. 4, 10)
Ετήσιοι αυξητικοί δακτύλιοι (Κεφ. 12)
Ζενιθία απόσταση (Κεφ. 3)
Ηλιογράφος (Κεφ. 3)
Ημερήσια θερμοκρασία (Κεφ. 4)
Ημερήσιο θερμομετρικό εύρος (Κεφ. 1, 4, 10)
Θαλάσσια αύρα (Κεφ. 7)
Θαλάσσια κυκλοφορία (Κεφ. 1)
Θαλάσσιο ρεύμα (Κεφ. 8)
Θερινό ηλιοστάσιο (Κεφ. 3)
Θερμό μέτωπο (Κεφ. 1)
Θερμό ρεύμα (Κεφ. 4)
Θερμοβαθμίδα (Κεφ. 4)
Θερμογράφος (Κεφ. 1, 4)
Θερμοκρασία του σημείου δρόσου (Κεφ. 5)
Θερμόμετρο (Κεφ. 1, 4)
Θερμοπληξία (Κεφ. 1)
Θερμόσφαιρα (Κεφ. 2)
Θερμοχωρητικότητα (Κεφ. 4)
Θεωρητική ηλιοφάνεια (Κεφ. 3)
Θύσανοι (Κεφ. 6)
Ιουράσιος (Κεφ. 2)
Ισημερία (Κεφ. 3)
Ισοβαρείς (Κεφ. 7)
Ισοβαρής ισόθερμη (Κεφ. 2)
Ισόθερμη (Κεφ. 4)
Ισοϋψής (Κεφ. 2)
Κανονική κλιματική περίοδος (Κεφ. 1)

Κανονική κλιματική τιμή (Κεφ. 4)
Καταβάτης άνεμος (Κεφ. 7)
Καταιγίδα (Κεφ. 1)
Κατακόρυφη θερμοβαθμίδα (Κεφ. 2)
Καύσωνας (Κεφ. 4)
Κλάσμα ηλιοφάνειας (Κεφ. 3)
Κλιματική αλλαγή (Κεφ. 12)
Κλιματική ζώνη (Κεφ. 10)
Κλιματική ταξινόμηση (Κεφ. 10)
Κλιματικό Βέλτιστο (Κεφ. 12)
Κύκλος του αζώτου (Κεφ. 1)
Κύτταρο Hadley (Κεφ. 8)
Λανθάνουσα θερμότητα (Κεφ. 5)
Λευκαύγεια (Κεφ. 3)
Λιθόσφαιρα (Κεφ. 2)
Λυκαυγές (Κεφ. 3)
Λυσίμετρο (Κεφ. 11)
Μεγιστοβάθμιο (Κεφ. 1)
Μεγιστοβάθμιο θερμομέτρο (Κεφ. 4)
Μελανίες (Κεφ. 6)
Μερικός παγετού (Κεφ. 4)
Μέση μηνιαία θερμοκρασία (Κεφ. 4)
Μεσημβρινός (Κεφ. 4)
Μεσόπαυση (Κεφ. 2)
Μεσόσφαιρα (Κεφ. 2)
Μετεωρολογικό όργανο (Κεφ. 1)
Μετεωρολογικό στοιχείο (Κεφ. 1)
Μετεωρολογικό φαινόμενο (Κεφ. 1)
Μετεωρολογικός κλωβός (Κεφ. 4)
Μετεωρολογικός σταθμός (Κεφ. 1)
Μέτωπο (Κεφ. 9)
Μηνιαία θερμοκρασία (Κεφ. 4)
Νουκλεϊκά οξέα (Κεφ. 2)
Ξηρασία (Κεφ. 1, 6, 11)
Ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα (Κεφ. 5)
Ξηρόφυτα (Κεφ. 10, 11)
Οζονόσφαιρα (Κεφ. 3)
Οικότυπος (Κεφ. 4)
Ολικός παγετός (Κεφ. 4)
Ομβροσκιά ή βροχοσκιά (Κεφ. 6)
Ομίχλη (Κεφ. 1, 5)
Ορεογραφική ανύψωση (Κεφ. 5)
Ορογένεση (Κεφ. 12)
Ουράνιο τόξο (Κεφ. 3)
Όψιμο κλίμα (Κεφ. 12)

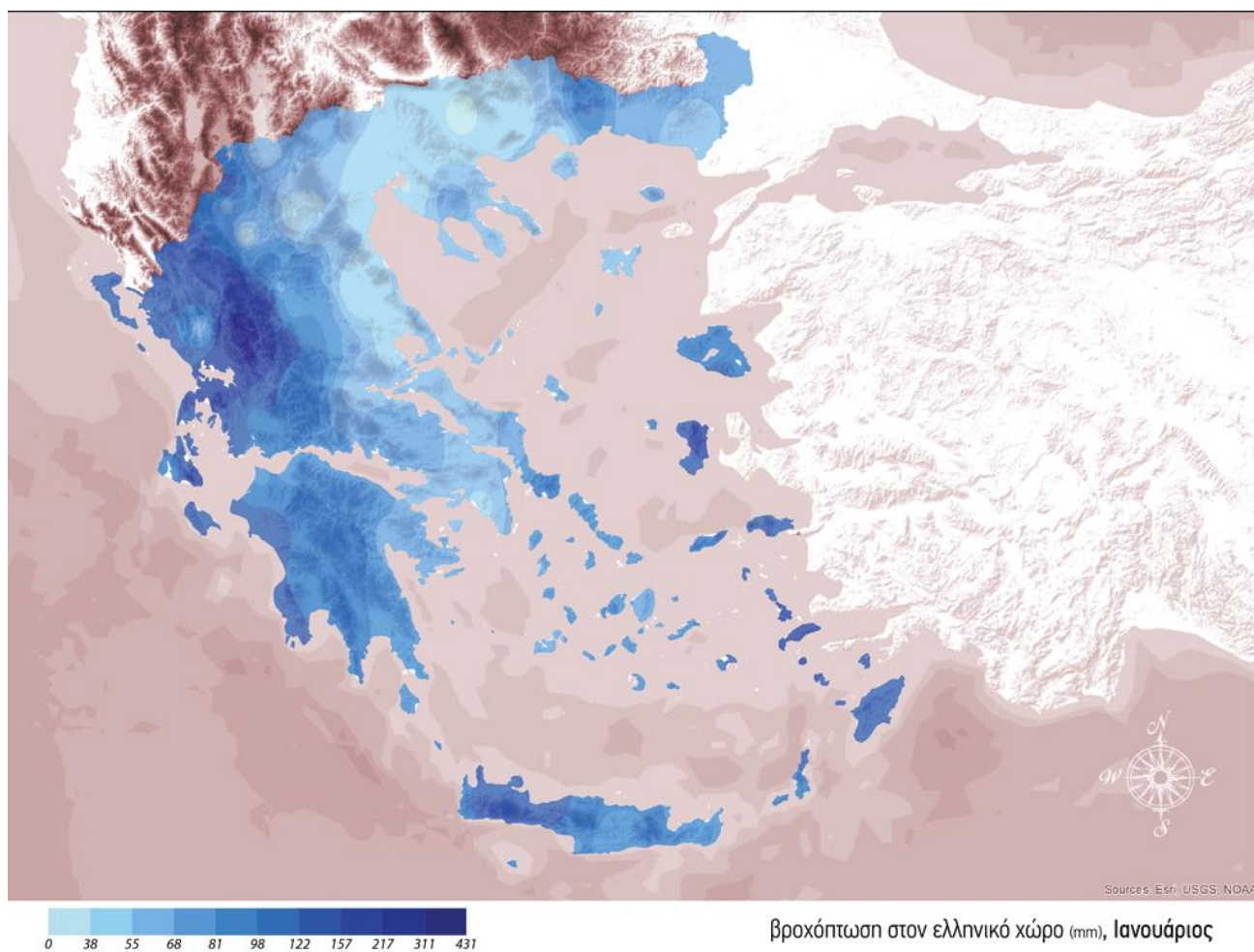
Παγετός (Κεφ. 4)
Παγετώδης περίοδος (Κεφ. 12)
Παλαιοκλιματολογία (Κεφ. 12)
Πάχνη (Κεφ. 5)
Περιήλιο (Κεφ. 3, 12)
Περίοδος ελεύθερη παγετού (Κεφ. 4)
Πηγή αέριας μάζας (Κεφ. 9)
Πλημμύρα (Κεφ. 1, 6)
Πολικό μέτωπο (Κεφ. 8)
Πραγματική ηλιοφάνεια (Κεφ. 3)
Πρώιμο ξύλο (Κεφ. 12)
Πρωτεΐνες (Κεφ. 2)
Πυρανόμετρο (Κεφ. 3)
Πυρηλιόμετρο (Κεφ. 3)
Σκέδαση (Κεφ. 3)
Σκληρόφυλλα (Κεφ. 11)
Στέπα (Κεφ. 10)
Στρατόπαυση (Κεφ. 2)
Στρατόσφαιρα (Κεφ. 2)
Στρώμα αναστροφής (Κεφ. 4)
Συμπύκνωση (Κεφ. 5)
Σχετική υγρασία (Κεφ. 5)
Σωρείτες (Κεφ. 6)
Σωρειτόμορφα (Κεφ. 5)
Τάιγκα (Κεφ. 10, 11)
Τενσιόμετρο (Κεφ. 11)
Τούνδρα (Κεφ. 11)
Τροπικός κυκλώνας (Κεφ. 5, 6)
Τροπόπαυση (Κεφ. 2, 8)
Τροπόσφαιρα (Κεφ. 2)
Τρύπα του όζοντος (Κεφ. 2, 3, 4)
Τυφώνας (Κεφ. 1)
Υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα (Κεφ. 5)
Υγρογράφος (Κεφ. 1)
Υδατικό ισοζύγιο (Κεφ. 4, 11)
Υδρολογικός κύκλος (Κεφ. 1, 2, 5, 11)
Υδρομετέωρα (Κεφ. 6)
Υετός (Κεφ. 6)
Υπερθέρμανση της Γης (Κεφ. 1)
Υπερκορεσμός (Κεφ. 6)
Υποθερμία (Κεφ. 1)
Φαινόμενο Ελ Νίνιο (Κεφ. 1, 4, 8)
Φυτοπλαγκτόν (Κεφ. 2)
Φυτοσύνθεση (Κεφ. 4)
Φωτοδιάσπαση (Κεφ. 2)

Φωτοσύνθεση (Κεφ. 2)
Χλωροφθοράνθρακες (Κεφ. 2)
Ψεκάδα (Κεφ. 6)
Ψυχρό μέτωπο (Κεφ. 1)
Ψυχρό ρεύμα (Κεφ. 4)
Ψυχρόμετρο του August (Κεφ. 5)

Διαδραστικά στοιχεία



Σχήμα 1 Ετήσια μεταβολή της θερμοκρασίας στον ελληνικό χώρο.



Σχήμα 2 Ετήσια μεταβολή της βροχόπτωσης στον ελληνικό χώρο.

Επιπλέον υλικό

Για περισσότερη ερευνητική αναζήτηση προτείνονται οι παρακάτω ηλεκτρονικοί σύνδεσμοι:

1. http://www.hnms.gr/hnms/greek/climatology/climatology_html
2. <http://www.greek-language.gr/>
3. <http://www.rmets.org/weather-and-climate/observing/cloud-identification>
4. <http://www.ipcc.ch/report/ar4/syr/>
5. http://glossary.ametsoc.org/wiki/Main_Page
6. <http://glossary.ametsoc.org/wiki/Pyrheliometer>
7. <http://ga.water.usgs.gov/edu/watercyclegreek.html>
8. <http://www.aviamet.gr/>
9. http://www.geo.auth.gr/318_lab/
10. http://oceanservice.noaa.gov/education/yos/resource/JetStream/synoptic/clouds_max.htm
11. <http://www.meteorologia.gr/>
12. <http://www.physicalgeography.net/fundamentals/chapter7.html>
13. <http://penteli.meteo.gr/meteosearch/>
14. <http://web.utk.edu/~grissino/principles.htm>
15. <http://lrr.arizona.edu/about/treerings>
16. <http://www7.ncdc.noaa.gov/CDO/cdoselect.cmd?datasetabbv=GSOD&countryabbv=&georegionabbv>
17. <http://www.metoffice.gov.uk/public/weather/surface-pressure>
18. http://geog.uoregon.edu/envchange/clim_animations/
19. http://www.ncdc.noaa.gov/cag/time-series/global/globe/land_ocean/ytd/12/1880-2015
20. <http://www.wetterzentrale.de>

Σύνδεσμοι εικόνων που χρησιμοποιήθηκαν:

1. https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/c/ca/Surface_analysis.gif
2. https://commons.wikimedia.org/wiki/Category:Maps_of_global_mean_temperature#/media/File:MonthlyMeanT.gif
3. <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Granizo.jpg>
4. https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Koppen_World_Map_%28retouched_version%29.png
5. <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Barometer1.JPG#mediaviewer/File:Barometer1.JPG>
6. https://en.wikipedia.org/wiki/K%C3%B6ppen_climate_classification
7. <http://water.usgs.gov/edu/watercyclegreek.html>