

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΕΙΣΑΓΩΓΗΣ ΣΤΗ ΦΥΣΙΚΗ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ

ΑΣΚΗΣΗ 1. ΜΙΚΡΟΥ ΚΑΙ ΜΕΓΑΛΟΥ ΜΗΚΟΥΣ
ΚΥΜΑΤΟΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ

ΑΣΚΗΣΗ 2. ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ - ΥΓΡΑΣΙΑ ΣΤΗΝ
ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ

ΑΣΚΗΣΗ 3. ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΟΣ ΑΝΕΜΟΣ

ΑΣΚΗΣΗ 4. ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗ
ΘΕΡΜΟΪΓΡΟΜΕΤΡΙΚΗ ΔΟΜΗ ΚΑΙ
ΣΤΑΤΙΚΗ ΤΗΣ ΤΡΟΠΟΣΦΑΙΡΑΣ -
ΘΕΡΜΟΔΥΝΑΜΙΚΑ ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ

Υπεύθυνος Εργαστηρίου: Νίκος Καλτσουνίδης

Για το φυλλάδιο αυτό εργάστηκαν πολλά από τα μέλη του τομέα Φυσικής
Περιβάλλοντος και στηρίχθηκε σε προηγούμενα φυλλάδια για τα οποία έχουν
συνεισφέρει όλα τα μέλη του τομέα μας.

1. ΑΣΚΗΣΗ 1. ΜΙΚΡΟΥ ΚΑΙ ΜΕΓΑΛΟΥ ΜΗΚΟΥΣ ΚΥΜΑΤΟΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ

1.1. ΣΚΟΠΟΣ ΑΣΚΗΣΗΣ

Σκοπός της άσκησης είναι η κατανόηση των βασικών παραμέτρων της ηλιακής και γήινης ακτινοβολίας και των μηχανισμών αλληλεπίδρασή τους με την ατμόσφαιρα. Ειδικότερα, οι φοιτητές εξοικειώνονται με μεθόδους απευθείας μέτρησης των παραμέτρων αυτών ή υπολογισμού τους από απλές μετεωρολογικές μετρήσεις.

1.2. ΠΡΟΑΠΑΙΤΟΥΜΕΝΕΣ ΘΕΩΡΗΤΙΚΕΣ ΓΝΩΣΕΙΣ

- **Μεγέθη ακτινοβολίας** (ειδική ένταση ακτινοβολίας, πυκνότητα ροής ακτινοβολίας). **Νόμοι ακτινοβολίας** (Planck, Wien, Stefan-Boltzmann). **Αλληλεπίδραση ακτινοβολίας και ύλης** (Ικανότητα εκπομπής, ικανότητα απορρόφησης, ανακλαστική ικανότητα και διαφάνεια σώματος).
- **Ηλιακή ακτινοβολία** (ηλιακή σταθερά, πυκνότητα ροής της ηλιακής ακτινοβολίας σε οριζόντια επιφάνεια στα όρια της ατμόσφαιρας, ζενιθιακή απόσταση, απόκλιση και ωριαία γωνία του ήλιου. **Επίδραση της ατμόσφαιρας στην ηλιακή ακτινοβολία** (απορρόφηση, σκέδαση Mie και Rayleigh). **Άμεση, διάχυτη και ολική ηλιακή ακτινοβολία.**
- **Γήινη ακτινοβολία και ατμόσφαιρα** (απορρόφηση της μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας από την ατμόσφαιρα, φαινόμενο θερμοκηπίου)

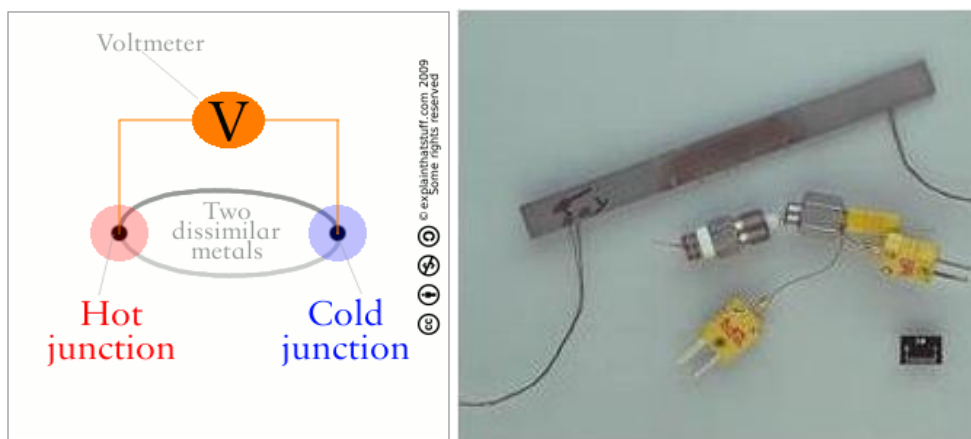
1.3. ΜΕΤΡΗΣΗ ΗΛΙΑΚΗΣ ΚΑΙ ΓΗΙΝΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ

1.3.1. ΜΕΤΡΗΣΗ ΤΗΣ ΗΛΙΑΚΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ

Για τη μέτρηση της ηλιακής ακτινοβολίας υπάρχουν όργανα που είναι σε θέση να μετρήσουν όλες τις συνιστώσες της σε όλο το εύρος του φάσματος. Τα συνηθέστερα χρησιμοποιούμενα όργανα είναι, για την ολική, την διάχυτη ή την ολική μεταξύ συγκεκριμένων μηκών κύματος τα πυρανόμετρα, (για την υπεριώδη τα ραδιόμετρα UV) και για την άμεση τα πυρηλιόμετρα. Εντούτοις η αρχή λειτουργίας όλων των οργάνων είναι σχετικά κοινή. Οι πλέον κλασσικοί αισθητήρες βασίζονται στο θερμοηλεκτρικό φαινόμενο και χρησιμοποιούν θερμοζεύγη, ενώ οι νεώτεροι εκμεταλλεύονται το φωτοηλεκτρικό φαινόμενο και χρησιμοποιούν φωτοδιόδους (φωτοβολταϊκά).

Το **θερμοζεύγος** είναι ένα σύστημα δύο αγωγών διαφορετικού υλικού, συνήθως κραμάτων μετάλλων, τα οποία κλείνουν ένα κύκλωμα με επαφή στα δύο άκρα τους. Το σύστημα αυτό έχει την ιδιότητα να εμφανίζει μία τάση, άρα να προκύπτει ένα ασθενές ηλεκτρικό ρεύμα, αν οι δύο επαφές βρεθούν σε διαφορετικές θερμοκρασίες. Η τάση, άρα και το ρεύμα, είναι ανάλογη της διαφοράς θερμοκρασίας μεταξύ των επαφών. Θεωρούμε λοιπόν δύο διαφορετικά μέταλλα που βρίσκονται σε επαφή, όπως φαίνεται στο Σχήμα 1. Σε μία τέτοια περίπτωση στα άκρα του κυκλώματος εμφανίζεται

μια διαφορά δυναμικού. Προφανώς πριν να χρησιμοποιηθεί το θερμοζεύγος πρέπει να βαθμονομηθεί, δηλαδή να προσδιορισθεί η καμπύλη που συνδέει την αναπτυσσόμενη διαφορά δυναμικού με την διαφορά θερμοκρασίας των επαφών. Η διαδικασία αυτή ονομάζεται βαθμονόμηση και είναι πολύ απλή. Συνήθως γίνεται διατηρώντας την θερμοκρασία της μιας επαφής σταθερή και εκθέτοντας την άλλη επαφή σε θερμοκρασίες που είναι γνωστές με ακρίβεια, π.χ. υλικών σε πήξη ή τήξη (λουτρό πάγου, κασσίτερο που τήκεται κλπ) ή χρησιμοποιώντας "φούρνους βαθμονόμησης" που ρυθμίζουν την θερμοκρασία με ακρίβεια σημαντική (π.χ. 0.01°C) όπως αναφέρθηκε νωρίτερα, μπορεί να γίνει ο υπολογισμός της ζητούμενης θερμοκρασίας.



Σχήμα 1. Η βασική ιδέα ενός θερμοζεύγους: δύο ανόμοια μέταλλα συνδεδεμένα στα άκρα τους. Αν το ένα άκρο του θερμοζεύγους τοποθετηθεί πάνω σε κάτι ζεστό (η θερμή επαφή) και το άλλο άκρο τοποθετηθεί πάνω σε κάτι κρύο (η ψυχρή επαφή), αναπτύσσεται μια διαφορά δυναμικού. Αυτή η τάση μπορεί να μετρηθεί αν στα άκρα των επαφών τοποθετηθεί ένα βολτόμετρο.

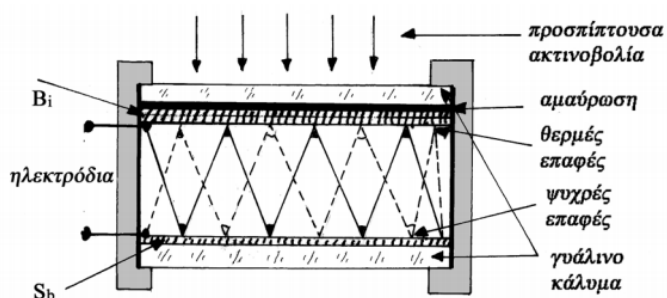
Αυτό το ζεύγος μετάλλων (αγωγών από διαφορετικά μέταλλα ή κράμματα μετάλλων) που συνδέονται για να γίνει ο προσδιορισμός της θερμοκρασίας, ονομάζεται θερμοζεύγος. Τα μέταλλα ή κράμματα που χρησιμοποιούνται για την κατασκευή ενός θερμοζεύγους πρέπει να είναι χημικά αδρανή, να έχουν σχετικά μεγάλο θερμικό συντελεστή αντίστασης, καλή μηχανική αντοχή και μεγάλη ειδική αντίσταση. Στον επόμενο πίνακα φαίνονται κάποια συνήθη θερμοζεύγη του εμπορίου με τον αντίστοιχο συντελεστή θερμοηλεκτρικής τάσης (συντελεστής Seebeck), ο οποίος καθορίζεται από τη φύση των μετάλλων και τη θερμοκρασία.

Τυποποιημένα θερμοζεύγη που υπάρχουν στο εμπόριο (αλφαβητική σειρά)			
Τύπος	Αποτελείται από	Θερμοκρασία λειτουργίας	Συντελεστής Seebeck / θερμοκρασία
B	(94%Pt / 6%Rh)(+) / (70%Pt / 30%Rh)(-)	0 - 1820 °C	6.0 $\mu\text{V}/^{\circ}\text{C}$ / 600 °C
C	(95%W / 5%Re)(+) / (74%W / 26%Re)(-)	0 - 2320 °C	19.5 $\mu\text{V}/^{\circ}\text{C}$ / 600 °C
D	(97%W / 3%Re)(+) / (75%W / 25%Re)(-)	0 - 2320 °C	19.5 $\mu\text{V}/^{\circ}\text{C}$ / 600 °C
E	Chromel(+) / Constantan(-)	270 - 1000 °C	58.5 $\mu\text{V}/^{\circ}\text{C}$ / 0 °C
G	W(+) / (74%W / 26%Re)(-)	0 - 2320 °C	19.5 $\mu\text{V}/^{\circ}\text{C}$ / 600 °C
J	Fe(+) / Consrantan(-)	210 - 760 °C	50.2 $\mu\text{V}/^{\circ}\text{C}$ / 0 °C
K	Chromel(+) / Alumel(-)	270 - 1370 °C	39.4 $\mu\text{V}/^{\circ}\text{C}$ / 0 °C

R	(87%Pt / 13%Rh)(+) / Pt(-)	50 - 1768 °C	11.5 $\mu\text{V}/^\circ\text{C}$ / 600 °C
S	(90%Pt / 10%Rh)(+) / Pt(-)	50 - 1768 °C	10.3 $\mu\text{V}/^\circ\text{C}$ / 600 °C
T	Cu(+)/ Constantan(-)	270 - 400 °C	38.0 $\mu\text{V}/^\circ\text{C}$ / 0 °C

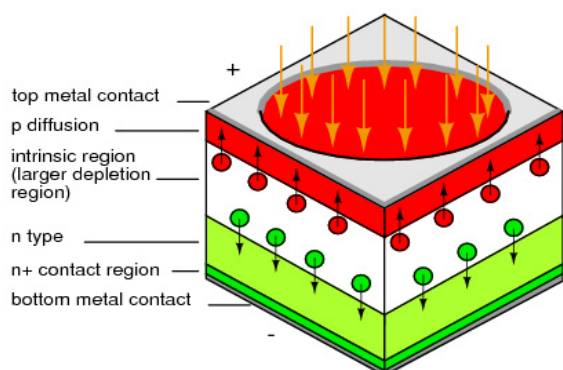
Αν συνδέσουμε κατά σειρά ένα μεγάλο αριθμό θερμοστοιχείων δημιουργούμε μια διάταξη που ονομάζεται *θερμοστήλη* (*thermopile*). Συνήθως οι θερμοστήλες δεν λειτουργούν αποκλειστικά σαν μια σειρά θερμοστοιχείων στο χώρο αλλά σε συνδυασμό με άλλα οπτικά στοιχεία σε κυκλική διάταξη. Το πάνω μέρος, το οποίο πρόκειται να δεχθεί τη ροή της ακτινοβολίας (θερμές επαφές), επικαλύπτεται από ένα λεπτό στρώμα μαύρου υλικού μικρής φασματικής επιλεκτικότητας που προστατεύεται από ένα γυάλινο κάλυμμα μεγάλης φασματικής διαπερατότητας μέσα από το οποίο θα μπορούν να περάσουν οι συνιστώσες της προς μέτρηση ακτινοβολίας, όπως έχει ήδη αναφερθεί.

Ο χώρος μεταξύ των επαφών είναι απομονωμένος έτσι ώστε οι κάτω επαφές (ψυχρές επαφές) να διατηρούνται σε μια σχετικά σταθερή θερμοκρασία η οποία δεν επηρεάζεται από τις μεταβολές που προκαλεί η προσπίπτουσα ακτινοβολία στο πάνω μέρος της θερμοστήλης. Το όλο σύστημα προστατεύεται από ειδικό αδιαφανές περίβλημα.



Σχήμα 2. Η σχηματική αναπαράσταση ενός αισθητήρα θερμοστήλης που προορίζεται για τη μέτρηση της ηλιακής ακτινοβολίας.

Όταν προσπίπτει στον αισθητήρα η ηλιακή ακτινοβολία, ο αισθητήρας της θερμοστήλης ανταποκρίνεται δίνοντας σήμα σε πολύ μικρό χρόνο, της τάξης του δευτερολέπτου. Όσο περισσότερη είναι η ηλιακή ακτινοβολία, τόσο περισσότερο θερμαίνεται ο αισθητήρας και τόσο μεγαλύτερη είναι η τιμή του ηλεκτρικού σήματος που προκύπτει. Η θερμοστήλη είναι σχεδιασμένη ώστε να λειτουργεί με τρόπο γραμμικό, δηλαδή, ο διπλασιασμός της ροής της ηλιακής ακτινοβολίας συνεπάγεται και τον διπλασιασμό του ηλεκτρικού ρεύματος. Η ποσότητα της ακτινοβολίας που προσπίπτει στον αισθητήρα, άρα και η απόκρισή του, είναι άμεσα συνδεδεμένη με τη διεύθυνση των ηλιακών ακτίνων, δηλαδή μέγιστες τιμές όταν ο Ήλιος βρίσκεται σε θέση κατακόρυφη (το μεσημέρι) και ελάχιστες όταν ο Ήλιος βρίσκεται κοντά στον ορίζοντα (το χάραμα και τη δύση). Αυτό ονομάζεται απόκριση συνημιτόνου, γιατί το ηλεκτρικό σήμα που προκύπτει από τον αισθητήρα μεταβάλλεται ανάλογα με το συνημίτονο της γωνίας που σχηματίζουν οι ακτίνες του Ήλιου με την κατακόρυφο.



Σχήμα 3. Σχηματική παράσταση μιας φωτοδιόδου. Με πράσινο οι δημιουργούμενες σπές και με κόκκινο χρώμα τα ελεύθερα ηλεκτρόνια.

Οι **φωτοδιόδοι** είναι ημιαγωγοί όπως και οι κοινές διόδοι με την διαφορά ότι έχουν το χαρακτηριστικό να είναι φωτοευαίσθητες, όταν δηλαδή προσπέσει επ' αυτών ακτινοβολία τότε απελευθερώνεται ένα ηλεκτρόνιο το οποίο καθίσταται ελεύθερο ηλεκτρόνιο, ενώ παράλληλα δημιουργείται και μια θετικά φορτισμένη "ηλεκτρονιακή σπή". Για να επιτευχθεί αυτό απαιτείται ενέργεια

μεγαλύτερη ενός κατωφλίου που εξαρτάται από το υλικό της φωτοδιόδου. Είναι αισθητήρες γρήγορης απόκρισης. Το βασικό τους μειονέκτημα είναι ότι δεν ανταποκρίνονται με τρόπο γραμμικό σε ένα ευρύ φάσμα της ηλιακής ακτινοβολίας, αλλά μόνο σε ένα περιορισμένο εύρος μηκών κύματος. Στον επόμενο πίνακα φαίνονται διάφορα υλικά φωτοδίοδων και οι αντίστοιχες περιοχές του φάσματος στις οποίες αποκρίνονται.

Υλικό	Περιοχή φάσματος (nm)
Πυρίτιο	190–1100
Γερμάνιο	400–1700
Ίνδιο - Γάλλιο - Αρσενικό	800–2600
Θειούχος Μόλυβδος	<1000–3500

Πυρανόμετρο (Πυρανόμετρο του Eppley)

Το πυρανόμετρο, χρησιμοποιείται για τη μέτρηση της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας σε οριζόντιο επίπεδο, καθώς και για την μέτρηση της διάχυτης ακτινοβολίας με κατάλληλη σκίαση. Ο αισθητήρας του πυρανομέτρου είναι ουσιαστικά είτε θερμοστήλης, δηλαδή ένα σύνολο από θερμοζεύγη (περίπου 50 με 100 στα καλύτερα όργανα), είτε φωτοδιόδου (φωτοβολταϊκών κυττάρων).

Τα πυρανόμετρα διαθέτουν ένα κάλυμμα, με τη μορφή θόλου, συχνά διπλού για καλύτερη θερμική μόνωση της θερμοστήλης, κατασκευασμένου συνήθως από οπτικό γυαλί, ώστε να προστατεύεται η θερμοστήλη από τον αέρα, τη βροχή και τη σκόνη, που θα μπορούσαν να επηρεάσουν τις μετρήσεις.



Σχήμα 4. Η Σχήμα ενός πυρανομέτρου. Είναι εμφανής ο διπλός θόλος από γυαλί που προστατεύει τους αισθητήρες, καθώς και το αδιάβροχο καλώδιο από την πλευρά που μεταφέρονται τα ηλεκτρικά σήματα που αντιστοιχούν στην προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία. (Steve Wilcox courtesy of US Department of Energy/National Renewable Energy Laboratory (US DOE/NREL).

Ένα μικρό ανταλλακτικό τσιπάκι σιλικόνης μέσα στο θόλο απορροφά την όποια υγρασία. Από τη στιγμή που το όργανο βρίσκεται διαρκώς εκτεθειμένο σε εξωτερικό χώρο, η θήκη του θα πρέπει να είναι κατασκευασμένη από κάποιο ανθεκτικό και αδιάβροχο υλικό, όπως είναι το αλουμίνιο.



Σχήμα 5. Σύστημα πυρηλιομέτρου με πυρανόμετρο προστατευμένο από την άμεση ακτινοβολία ώστε να μετρά μόνο τη διάχυτη.

πρέπει να είναι προσαρμοσμένα πάνω σε *αστροστάτη* δηλαδή σύστημα το οποίο τους δίνει την δυνατότητα να παρακολουθούν την κίνηση του ήλιου καθ' ύψος και αζιμούθιο.

Σε αυτά ο αισθητήρας βρίσκεται στο βάθος ενός κυλινδρικού σωλήνα, τοποθετημένος κάθετα στον κύριο άξονά του.

Για τη μέτρηση της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας προσανατολίζουμε το όργανο καθ' ύψος και αζιμούθιο (με τη βοήθεια στόχαστρου που υπάρχει πάνω σε αυτό), ώστε οι ηλιακές ακτίνες να μπαίνουν παράλληλα προς τον διαμήκη άξονα του οργάνου και να πέφτουν κάθετα πάνω στον αισθητήρα.

Φασματόμετρο (Σπεκτρόμετρο)

Το φασματόμετρο ή φασματοσκόπιο ή σπεκτρόμετρο είναι ένα όργανο που χρησιμοποιείται για τη μέτρηση ιδιοτήτων του φωτός σε συγκεκριμένες περιοχές του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος. Η μεταβλητή που μετράται είναι η ένταση της ακτινοβολίας σε συνάρτηση με το μήκος κύματος του φωτός και με διάφορες διακριτικές ικανότητες ως προς την ανάλυση κατά μήκος κύματος. Τα όργανα αυτού του τύπου λειτουργούν σε ένα μεγάλο εύρος μηκών κύματος, από τις ακτίνες γάμμα και τις ακτίνες χ , μέχρι το υπέρυθρο. Χρησιμοποιούν διάφραγμα με λεπτές σχισμές ή πρίσμα για την

Με κατάλληλο προστατευτικό δίσκο ή στεφάνη μετατρέπεται σε όργανο μέτρησης της διάχυτης ακτινοβολία και συνοδεύει πολύ συχνά συστήματα πυρηλιομέτρων όπως φαίνεται στο Σχήμα 5. Το πυρανόμετρο του Eppley συγκεκριμένα χρησιμοποιεί θερμοστήλη του Moll κατασκευασμένη από χαλκό-κονσταντάνη ως φωτοευαίσθητο στοιχείο και είναι από τα πλέον παραδοσιακά και αξιόπιστα όργανα.

Τέλος επιλέγοντας αισθητήρες που μετρούν σε συγκεκριμένες περιοχές του φάσματος, μπορούμε να κατασκευάσουμε ακτινόμετρα UV με τα οποία μετρούμε την υπεριώδη ακτινοβολία (μέχρι τα 300nm) ή ακτινόμετρα (πυρανόμετρα) που μετρούν στο φάσμα της φωτοσυνθετικής ακτινοβολίας (400nm-700nm)

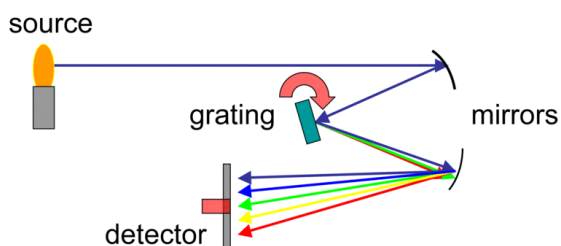
Πυρηλιόμετρο

Τα πυρηλιόμετρα είναι ακτινόμετρα με τα οποία μετράμε την άμεση ηλιακή ακτινοβολία. Επειδή η άμεση ηλιακή ακτινοβολία μετριέται επί επιπέδου κάθετα εκτεθειμένου στις ηλιακές ακτίνες, συνήθως περιοριζόμεθα σε ορισμένες μετρήσεις σε τακτά διαστήματα μέσα στην ημέρα. Τα όργανα αυτά για να γίνουν αυτογραφικά,



Σχήμα 6. Τυπικό σύγχρονο πυρηλιόμετρο.

ανάλυση του φωτός και αποτελούν ακριβιά και εξειδικευμένα όργανα που χρησιμοποιούνται σε ειδικές περιπτώσεις.



Σχήμα 7. Σχηματική παρουσίαση της λειτουργίας ενός φασματομέτρου.

Τα σπεκτρόμετρα που χρησιμοποιούνται πλέον είναι ηλεκτρονικά. Για την περίπτωση του ορατού φωτός συνήθως χρησιμοποιείται ένα κύτταρο CdS (μιας φωτοαντίστασης εκ θειούχου καδμίου), που είναι ένας τύπος ημιαγωγού ο οποίος έχει την ιδιότητα να μεταβάλλει την αντίστασή του ανάλογα με την ακτινοβολία που δέχεται, και ο οποίος χρησιμοποιείται ευρέως στα φωτόμετρα των φωτογραφικών μηχανών. Έτσι όταν προσπίπτει στην φωτοαντίσταση ακτινοβολία

μειώνεται η αντίστασή της και η διέλευση ρεύματος διευκολύνεται. Ένας μικρός υπολογιστής μετράει την ελάττωση της αντίστασης και χρησιμοποιεί αυτή την πληροφορία για τον υπολογισμό της έντασης της ακτινοβολίας που προσπίπτει στον αισθητήρα.

Ηλιογράφος Cambell-Stokes

Για την καταγραφή των πραγματικών ωρών ηλιοφάνειας χρησιμοποιείται ένα απλούστατο όργανο, ο ηλιογράφος των Cambell-Stokes, ο οποίος κυκλοφορεί σε παραλλαγές ανάλογα με το γεωγραφικό πλάτος για το οποίο προορίζεται.

Αποτελείται από μια γυάλινη σφαίρα, η οποία στερεώνεται σε ένα ημικυκλικό περιστρεφόμενο τόξο σχήματος (Σχήμα 8). Πάνω σε αυτό το μεταλλικό τόξο είναι στερεωμένη μια μεταλλική θήκη, σχήματος ημιδακτυλίου ομόκεντρου με την σφαίρα σε τέτοια απόσταση, ώστε η κύρια εστία της



Σχήμα 8. Ηλιογράφος Campell-Stokes. Διακρίνεται η καμένη ταινία.

γυάλινης σφαίρας να βρίσκεται στην εσωτερική επιφάνεια της θήκης για οποιοδήποτε κύριο άξονα της σφαίρας.

Στην εσωτερική όψη της θήκης υπάρχουν υποδοχές για την στερέωση χάρτινων ταινιών. Η σφαίρα πρέπει να είναι κατασκευασμένη από ομοιόμορφο σκληρό γυαλί, χωρίς επιφανειακές ραβδώσεις και να είναι άχρωμη ή υποκίτρινη. Σκοπός της σφαίρας είναι η χρησιμοποίησή της ως σφαιρικού φακού, ο οποίος εστιάζει την ηλιακή ακτινοβολία πάνω στην ταινία που βρίσκεται μέσα στη θήκη. Όταν ο ήλιος δεν καλύπτεται από σύννεφα, η θερμική ακτινοβολία του η

οποία συγκεντρώνεται από τη σφαίρα πάνω στην ταινία την καίει, σχηματίζοντας ένα ίχνος το οποίο και αντιστοιχεί στις ώρες της ηλιοφάνειας.

Ο ηλιογράφος Cambell-Stokes πρέπει να τοποθετείται έτσι ώστε: ο ήλιος να πέφτει πάνω στο όργανο από την ανατολή μέχρι τη δύση του όλο το χρόνο, η βάση στερέωσης του οργάνου να είναι οριζόντια, η θήκη να βρίσκεται προς βορρά της σφαίρας στο βόρειο ημισφαίριο, η σφαίρα και η θήκη

να είναι ομόκεντρες, η γωνία κλίσης της σφαίρας να είναι κατάλληλη ώστε η εστίαση να γίνεται επί της ταινίας και τέλος το επίπεδο που ορίζεται από το κέντρο της σφαίρας και την κεντρική κατακόρυφη γραμμή πάνω στη θήκη που αντιστοιχεί στην αληθή μεσημβρία να συμπίπτει με το μεσημβρινό επίπεδο του τόπου.

Ολοκληρώνοντας σημειώνουμε ότι για τις διάφορες εποχές, ανάλογα με τη διάρκεια της ημέρας, υπάρχουν και οι αντίστοιχες ταινίες που τοποθετούνται στις κατάλληλες υποδοχές της θήκης κατά τρόπο ώστε η ένδειξη της 12:00μμ να συμπίπτει με τη γραμμή του μεσημβρινού της θήκης.

1.3.2. ΜΕΤΡΗΣΗ ΤΗΣ ΜΕΓΑΛΟΥ ΜΗΚΟΥΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ

Άμεση μέτρηση - Πυργεόμετρο



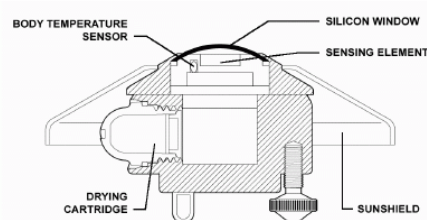
Σχήμα 9. Αριστερά Πυργεόμετρο Eppley, δεξιά πυργεόμετρο Kipp & Zonen

Για την άμεση μέτρηση της μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας κοντά στην επιφάνεια της γης χρησιμοποιείται το πυργεόμετρο. Όπως και στο πυρανόμετρο, το πυργεόμετρο έχει σαν ευαίσθητο μέρος θερμοηλεκτρικές στήλες. Η μια ομάδα επαφών των θερμοηλεκτρικών στοιχείων εφάπτεται σε μια επιφάνεια που καλύπτεται με μαύρο επίχρισμα με συντελεστή απορρόφησης 1.0.

Για την προστασία του οργάνου από τον άνεμο, τη σκόνη, και τη βροχή χρησιμοποιούνται θόλος, ο οποίος είναι συνήθως από πολυαιθυλένιο που είναι διαφανές στη μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία και αδιαφανές στην ηλιακή ακτινοβολία.

Μέτρηση με συνδυασμό οργάνων

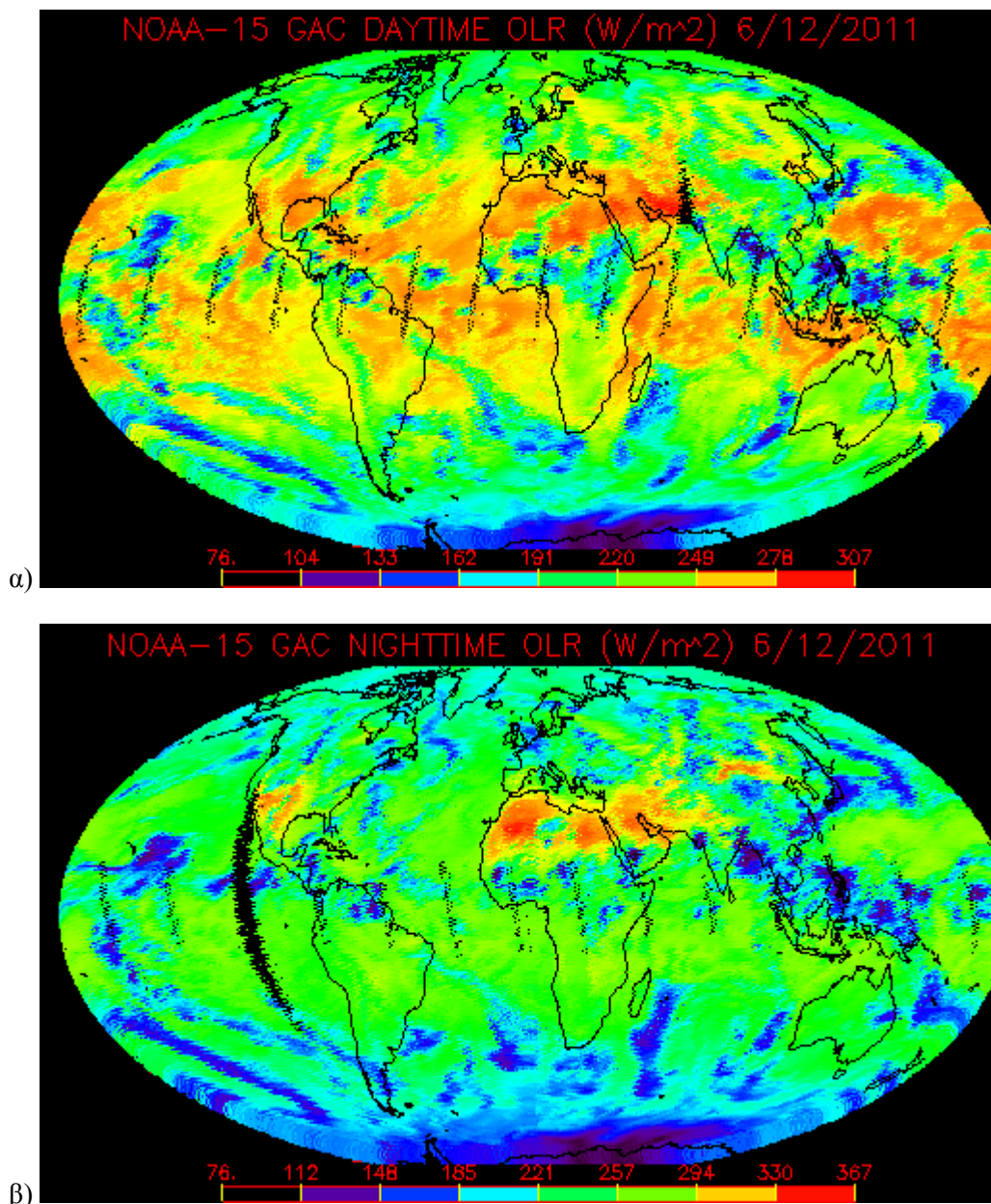
Η μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία είναι δυνατόν να μετρηθεί με συνδυασμό ενός πυρανόμετρου (που, όπως αναφέρθηκε, μετρά τη μικρού μήκους κύματος ηλιακή ακτινοβολία, στα $0.285\mu\text{m}-4\mu\text{m}$) και ενός πυρραδιόμετρου (που μετρά όλο το φάσμα των ακτινοβολιών, στα $0.285\mu\text{m}-100\mu\text{m}$). Η τιμή της μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας υπολογίζεται από τη διαφορά των ενδείξεων των δύο οργάνων. Σημειώνεται ότι τα δύο όργανα πρέπει να καταγράφουν τις τιμές των ακτινοβολιών ταυτόχρονα και ότι ο θόλος στα πυρραδιόμετρα είναι από πλαστικό, το οποίο είναι διαφανές τόσο στη μικρού μήκους κύματος ηλιακή ακτινοβολία όσο και στη μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία.



Σχήμα 10. Σχηματική παράσταση πυργεομέτρου

Δορυφορική μέτρηση

Για τη μέτρηση της γήινης ακτινοβολίας σε παγκόσμια κλίμακα χρησιμοποιούνται δορυφορικές παρατηρήσεις. Στο Σχήμα 11 δίνεται ένα παράδειγμα για μια καλοκαιρινή α) ημέρα και β) νύχτα (12 Ιουνίου 2011) από το όργανο Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR). Παρατηρούνται οι έντονες διακυμάνσεις της γήινης ακτινοβολίας σε διαφορετικές περιοχές του πλανήτη μέσα στο 24ωρο.



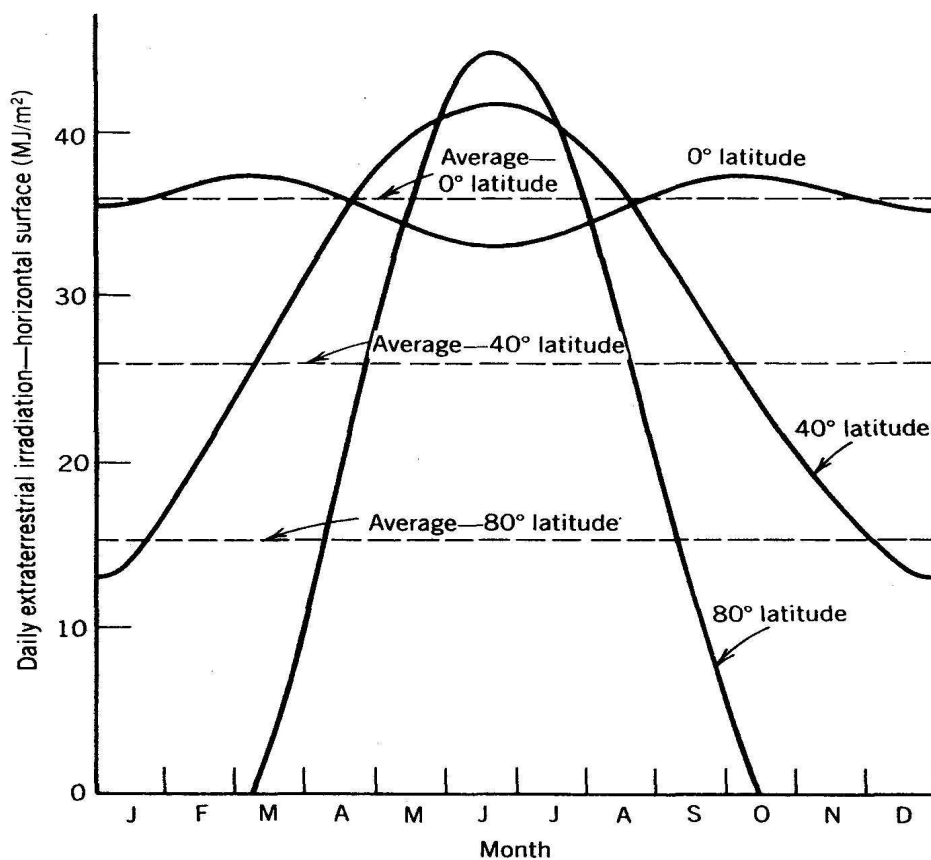
Σχήμα 11. Γήινη ακτινοβολία για μία καλοκαιρινή α) ημέρα και β) νύχτα όπως μετρήθηκε από το όργανο Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) (http://www.ospo.noaa.gov/Products/atmosphere/rad_budget.html).

1.4. ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΟΛΙΚΗΣ ΗΛΙΑΚΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΑΠΟ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΤΩΝ ΩΡΩΝ ΗΛΙΟΦΑΝΕΙΑΣ

1.4.1. ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΘΕΩΡΙΑΣ

Ηλιακή ακτινοβολία στο όριο της ατμόσφαιρας (R_a)

Η πυκνότητα ροής της ηλιακής ακτινοβολίας που προσπίπτει στην κορυφή της ατμόσφαιρας της γης σε επιφάνεια κάθετη στις ακτίνες του ήλιου όταν η γη βρίσκεται στη μέση απόσταση της από τον ήλιο, καλείται **ηλιακή σταθερά** και είναι ίση περίπου με $0.0820 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$ ($1367 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$). Κατ' ακρίβεια κυμαίνεται στη διάρκεια του έτους μεταξύ μιας ελαχίστης τιμής $1321 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ κατά τις αρχές Ιουλίου και μιας μεγίστης τιμής $1471 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ κατά τις αρχές Ιανουαρίου. Σε κάθε τόπο όμως, σε οριζόντιο επίπεδο η προσπίπτουσα ακτινοβολία εξαρτάται από την γωνία που σχηματίζεται μεταξύ της διεύθυνσης των ακτινών του ήλιου και της καθέτου στο οριζόντιο επίπεδο της ατμόσφαιρας. Αυτή η γωνία αλλάζει κατά την διάρκεια της ημέρας και είναι διαφορετική στα διάφορα γεωγραφικά πλάτη και στις διάφορες εποχές. Η ηλιακή ακτινοβολία που προσπίπτει στην κορυφή της ατμόσφαιρας της γης σε οριζόντια επιφάνεια καλείται **ακτινοβολία στο όριο της ατμόσφαιρας (R_a)**.



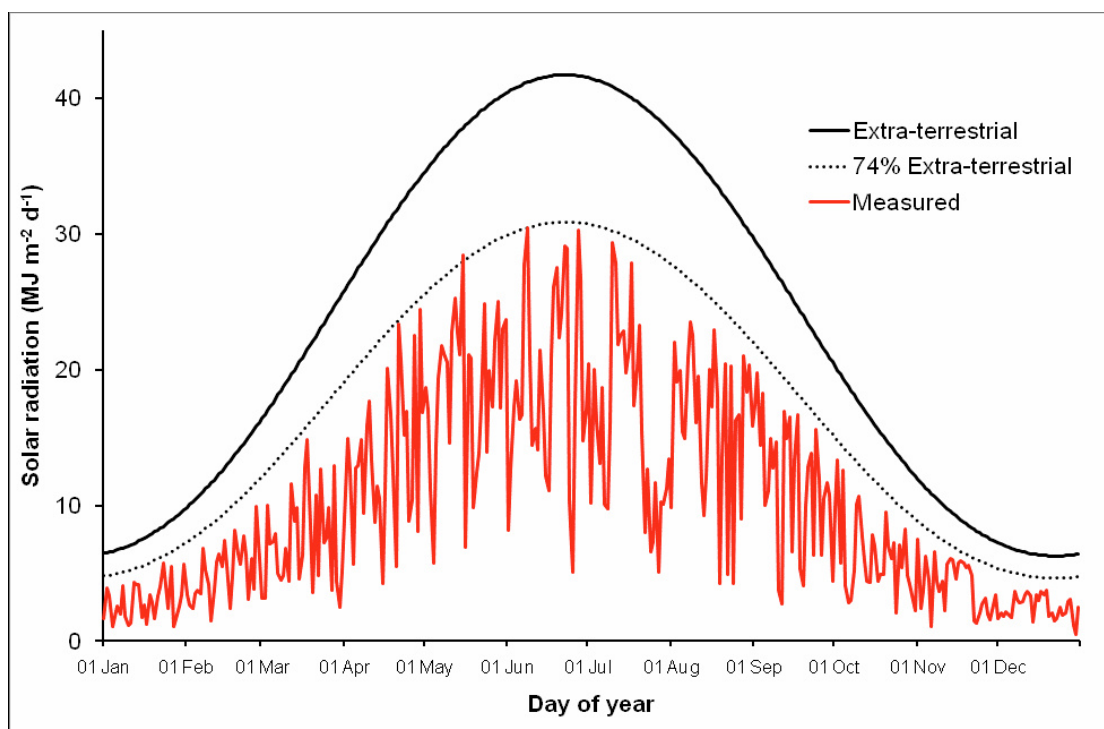
Σχήμα 12. Ετήσια πορεία της ηλιακής ακτινοβολίας στο όριο της ατμόσφαιρας (R_a), σε οριζόντιο επίπεδο, στον ισημερινό και σε διάφορα γεωγραφικά πλάτη.

Εάν ο ήλιος ευρίσκεται ακριβώς από πάνω η γωνία πρόσπτωσης είναι μηδέν και η ακτινοβολία στο όριο της ατμόσφαιρας είναι ίση με την ηλιακή σταθερά, $0.0820\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$. Με την αλλαγή των εποχών η θέση του ήλιου, η διάρκεια της ημέρας και ως εκ τούτου και η R_a αλλάζουν επίσης. Η ακτινοβολία στο όριο της ατμόσφαιρας κατά συνέπεια είναι συνάρτηση του γεωγραφικού πλάτους, της ημέρας του έτους και της ώρας της ημέρας. Ημερήσιες τιμές της R_a κατά την διάρκεια του έτους για διάφορα γεωγραφικά πλάτη αποτυπώνονται στο Σχήμα 12.

Ολική ηλιακή ακτινοβολία (R_s)

Κατά την διάδοση της ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα τμήματά της σκεδάζονται, ανακλώνται ή απορροφούνται από τα ατμοσφαιρικά αέρια, τα νέφη και τα αερολύματα. Η πυκνότητα ροής της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει σε οριζόντιο επίπεδο είναι γνωστή σαν **ολική ηλιακή ακτινοβολία (R_s)**. Αποτελεί το άθροισμα της προβολής της άμεσης (R_b) ηλιακής ακτινοβολίας στο οριζόντιο επίπεδο και της διάχυτης (R_d) ηλιακής ακτινοβολίας.

Εξ.(1) $(R_s) = (R_b)\text{συν}(\theta_z) + (R_d)$ όπου θ_z η ζενιθιακή γωνία του Ήλιου.



Σχήμα 13. Ετήσια πορεία της ημερήσιας ακτινοβολίας στο όριο της ατμόσφαιρας και της μετρηθείσας ολικής ηλιακής ακτινοβολίας στην περιοχή του Bedfordshire το 2005.

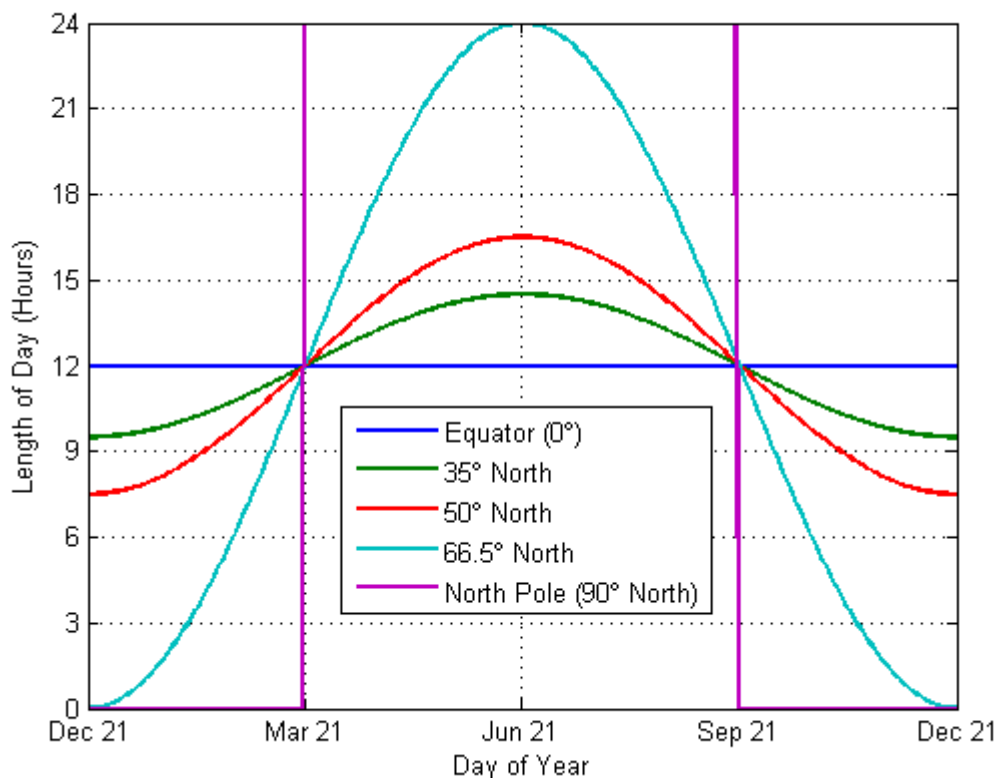
Ημερήσιες τιμές της R_s κατά την διάρκεια του έτους για την περιοχή του Bedfordshire αποτυπώνονται στο Σχήμα 13. Ταυτόχρονα αποτυπώνονται και οι ημερήσιες τιμές της αντίστοιχης R_a .

Ο λόγος R_s/R_a ορίζεται ως **δείκτης καθαρότητας (k_t)**. Σε μία ανέφελη ημέρα, η R_s είναι περίπου ίση με το 75% της ακτινοβολίας στο όριο της ατμόσφαιρας. Σε μία νεφοσκεπή ημέρα, ακόμη και όταν υπάρχει πολύ πυκνή νεφοκάλυψη, περίπου το 25% της ακτινοβολίας στο όριο της ατμόσφαιρας δύναται να φθάσει στην επιφάνεια της γης κυρίως ως **διάχυτη ακτινοβολία**.

Σχετική διάρκεια ηλιοφάνειας (n/N)

Η **σχετική διάρκεια ηλιοφάνειας** είναι ο λόγος της **πραγματικής διάρκειας ηλιοφάνειας (n)**, προς την **μέγιστη δυνατή διάρκεια ηλιοφάνειας (N)** και αποτελεί ένα λόγο που μπορεί να εκφράσει την νεφοκάλυψη της ατμόσφαιρας. Όταν δεν υπάρχουν νέφη η πραγματική διάρκεια ηλιοφάνειας είναι ίση με την μέγιστη δυνατή διάρκεια ηλιοφάνειας ($n=N$) και ο λόγος ισούται με 1, ενώ στις νεφοσκεπείς ημέρες το n και συνεπώς και ο λόγος είναι 0. Όταν απουσιάζουν απ' ευθείας μετρήσεις της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας, η σχετική διάρκεια ηλιοφάνειας n/N συχνά χρησιμοποιείται για την εκτίμηση της R_s από την ηλιακή ακτινοβολία στο όριο της ατμόσφαιρας (R_a).

Όπως η ηλιακή ακτινοβολία στο όριο της ατμόσφαιρας έτσι και η μέγιστη δυνατή διάρκεια ηλιοφάνειας N εξαρτάται από την θέση του ήλιου και κατά συνέπεια είναι συνάρτηση του γεωγραφικού πλάτους και της ημέρας. Ημερήσιες τιμές του N κατά την διάρκεια του έτους για διάφορα γεωγραφικά πλάτη αποτυπώνονται στην Σχήμα 14.



Σχήμα 14. Ετήσια πορεία της μέγιστης δυνατής διάρκειας ηλιοφάνειας (N) στον ισημερινό και σε διάφορα γεωγραφικά πλάτη.

1.4.2. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΕΣ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ

Ηλιακή ακτινοβολία στο όριο της ατμόσφαιρας (R_a) για περίοδο 1 ημέρας

Η ηλιακή ακτινοβολία στο όριο της ατμόσφαιρας, R_a , για κάθε ημέρα του έτους και για διάφορα γεωγραφικά πλάτη μπορεί να εκτιμηθεί από την ηλιακή σταθερά, την απόκλιση του ήλιου και τον χρόνο του έτους από την σχέση:

$$\text{Εξ. (2)} \quad R_a = \frac{24 \cdot 60}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \cdot \sin(\varphi) \cdot \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cdot \cos(\delta) \cdot \sin(\omega_s)]$$

όπου:

R_a η ηλιακή ακτινοβολία στο όριο της ατμόσφαιρας σε ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$)

G_{sc} η ηλιακή σταθερά, ίση με $0.0820 \text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$

d_r η αντίστροφη σχετική απόσταση Γης-Ήλιου (Εξ.(4))

ω_s η ωριαία γωνία δύσης του ήλιου σε ακτίνια (rad) (Εξίσωση 5 ή 6)

φ το γεωγραφικό πλάτος σε ακτίνια (rad) (Εξ.(3))

δ η απόκλιση του ήλιου σε ακτίνια (rad) (Εξ.(5))

Το γεωγραφικό πλάτος φ , εκφρασμένο σε radians, είναι θετικό για το βόρειο ημισφαίριο και αρνητικό για το νότιο ημισφαίριο. Η μετατροπή από δεκαδικούς βαθμούς (decimal degrees) σε radians δίνεται από:

$$\text{Εξ. (3)} \quad \varphi_{(rad)} = \frac{\pi}{180} \varphi_{(decimal \text{ deg})}$$

Η αντίστροφη σχετική απόσταση Γης-Ήλιου d_r , και η απόκλιση του ήλιου δ , δίνονται από:

$$\text{Εξ. (4)} \quad d_r = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right)$$

$$\text{Εξ. (5)} \quad \delta = 0.409 \sin\left(\frac{2\pi}{365} J - 1.39\right)$$

όπου J είναι ο αριθμός της ημέρας του έτους (Julian day) μεταξύ του 1 (1 Ιανουαρίου) και του 365 ή 366 (31 Δεκεμβρίου).

Η ωριαία γωνία Δύσης του ήλιου ω_s , δίνεται από:

$$\text{Εξ. (6)} \quad \omega_s = \arccos[-\tan(\varphi) \cdot \tan(\delta)]$$

Αντί της συνάρτησης \arccos μπορεί να χρησιμοποιηθεί η συνάρτηση \arctan :

$$\text{Εξ. (7)} \quad \omega_s = \frac{\pi}{2} - \arctan\left[-\frac{\tan(\varphi) \cdot \tan(\delta)}{X^{0.5}}\right]$$

όπου:

$$\text{Εξ.}(8) \quad X = -[\tan(\varphi)]^2 \cdot [\tan(\delta)]^2$$

και $X=0.00001$ εάν $X \leq 0$

Παράδειγμα 1: Υπολογισμός ηλιακής ακτινοβολίας στο όριο της ατμόσφαιρας

Υπολογίστε την ηλιακή ακτινοβολία στο όριο της ατμόσφαιρας (R_a) στις 3 Σεπτεμβρίου στο γεωγραφικό πλάτος των 20°S .

Εξ.(3): 20°S ή $\varphi = (\pi/180) \cdot (-20) = -0.35\text{rad}$ (η τιμή είναι αρνητική για το νότιο ημισφαίριο)

Ο αριθμός της ημέρας στο έτος $J=246\text{days}$

$$\text{Εξ.}(4): \quad d_r = 1 + 0.033 \cos(2\pi (246/365)) = 0.985\text{rad}$$

$$\text{Εξ.}(5): \quad \delta = 0.409 \sin(2\pi (246/365) - 1.39) = 0.120\text{rad}$$

$$\text{Εξ.}(6) \text{ ή } (\text{Εξ.}(7)): \quad \omega_s = \arccos[-\tan(-0.35)\tan(0.120)] = 1.527\text{rad}$$

$$\text{Τότε:} \quad \sin(\varphi)\sin(\delta) = -0.041$$

$$\text{και:} \quad \cos(\varphi)\cos(\delta) = 0.933$$

οπότε

$$\text{Εξ.}(2): \quad R_a = (24 \cdot 60 / \pi) \cdot (0.0820) \cdot (0.985) \cdot [1.527 \cdot (-0.041) + 0.933 \cdot \sin(1.527)] = 32.2\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$$

άρα

Η εκτιμώμενη ηλιακή ακτινοβολία στο όριο της ατμόσφαιρας είναι $32.2\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$

Μέγιστη δυνατή διάρκεια ηλιοφάνειας (N)

Η μέγιστη δυνατή διάρκεια ηλιοφάνειας N , δίνεται από την:

$$\text{Εξ.}(9) \quad N = \frac{24}{\pi} \omega_s$$

όπου N σε ώρες και ω_s είναι η ωριαία γωνία δύσης του ήλιου σε radians όπως δίνεται από την Εξ.(6) ή Εξ.(7).

Παράδειγμα 2: Υπολογισμός της μέγιστης δυνατής διάρκειας ηλιοφάνειας

Υπολογίστε την μέγιστη δυνατή διάρκεια ηλιοφάνειας (N) στις 3 Σεπτεμβρίου στο γεωγραφικό πλάτος των 20°S .

ως Παράδειγμα 1: $\omega_s = \arccos[-\tan(-0.35)\tan(0.120)] = 1.527 \text{ rad}$

Εξ.(9): $N = (24/\pi) \cdot 1.527 = 11.7 \text{ hours}$

Η μέγιστη δυνατή διάρκεια ηλιοφάνειας είναι 11.7 ώρες.

Ολική ηλιακή ακτινοβολία (R_s)

Εάν η ολική ηλιακή ακτινοβολία R_s δεν μετριέται σε κάποια περιοχή, μπορεί να υπολογισθεί με τον τύπο του Angstrom που συνδέει την ολική ηλιακή ακτινοβολία με την ηλιακή ακτινοβολία στο όριο της ατμόσφαιρας και τη σχετική διάρκεια ηλιοφάνειας:

Εξ.(10) $R_s = \left(a_s + b_s \frac{n}{N} \right) R_a$

όπου:

R_s η ολική ηλιακή ακτινοβολία ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$)

n η πραγματική διάρκεια ηλιοφάνειας (hour)

N η μέγιστη δυνατή διάρκεια ηλιοφάνειας (hour)

n/N η σχετική διάρκεια ηλιοφάνειας

R_a η ηλιακή ακτινοβολία στο όριο της ατμόσφαιρας ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$)

a_s σταθερά συσχέτισης που εκφράζει το ποσοστό της ηλιακής ακτινοβολίας στο όριο της ατμόσφαιρας που φθάνει στην επιφάνεια της γης τις νεφοσκεπείς ημέρες ($n=0$)

$a_s + b_s$ το ποσοστό της ηλιακής ακτινοβολίας στο όριο της ατμόσφαιρας που φθάνει στην επιφάνεια της γης τις αίθριες ημέρες ($n=N$).

Ανάλογα με τις ατμοσφαιρικές συνθήκες (π.χ την υγρασία, την σκόνη στην ατμόσφαιρα) και την απόκλιση του ήλιου (δηλαδή ανάλογα με το γεωγραφικό πλάτος, τον μήνα του έτους) οι τιμές των a_s και b_s στον τύπο του Angstrom θα μεταβάλλονται. Εάν δεν υπάρχουν πραγματικά δεδομένα της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας και δεν έχει υπάρξει βαθμονόμηση για βελτιωμένες τιμές των παραμέτρων a_s και b_s , οι τιμές $a_s=0.25$ και $b_s=0.50$ συνίσταται να χρησιμοποιούνται.

Η ηλιακή ακτινοβολία στο όριο της ατμόσφαιρας, R_a , και η μέγιστη δυνατή διάρκεια ηλιοφάνειας N , δίνονται από τις εξισώσεις Εξ.(2) και Εξ.(9). Η πραγματική διάρκεια ηλιοφάνειας n , καταγράφεται συνήθως με ένα ηλιογράφο Campbell Stokes.

Παράδειγμα 3: Υπολογισμός ολικής ηλιακής ακτινοβολίας από μετρήσεις πραγματικής διάρκειας ηλιοφάνειας

Στο Rio de Janeiro (Brazil) στο γεωγραφικό πλάτος των $22^{\circ}54'S$, τον μήνα Μάιο καταγράφηκαν 220 ώρες ηλιοφάνειας. Υπολογίστε την ολική ηλιακή ακτινοβολία.

$$\text{Εξ.}(3): \text{Γεωγραφικό πλάτος } \varphi = 22^{\circ}54'S = 22.90^{\circ}S = (\pi/180) \cdot (-22.90)\text{rad} = -0.40\text{rad}$$

Για τις 15 Μαΐου, η ημέρα στο έτος $J=135$

$$\text{Εξ.}(2): R_a = 25.1 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$$

$$\text{Εξ.}(9): N = 10.9 \text{ hours} \cdot \text{day}^{-1}$$

$$n = 220 \text{ hours} / 31 \text{ days} = 7.1 \text{ hours} \cdot \text{day}^{-1}$$

Εξ.(10):

$$R_s = [0.25 + 0.50 \cdot (7.1/10.9)] \cdot R_a = 0.58 \cdot R_a = 0.58 \cdot (25.1) = 14.5 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$$

Άρα

Η εκτιμώμενη ολική ηλιακή ακτινοβολία είναι $14.5 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$

Ολική ηλιακή ακτινοβολία αίθριου ουρανού (R_{so})

Ο υπολογισμός της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας αίθριου ουρανού R_{so} ($n=N$), είναι χρήσιμος σε διάφορες εφαρμογές όπως π.χ. στον υπολογισμό του ισοζυγίου ακτινοβολιών μεγάλων μηκών κύματος.

- Στο επίπεδο της θάλασσας ή όταν υπάρχουν βαθμονομημένες τιμές για τα a_s και b_s :

$$\text{Εξ.}(11) \quad R_{so} = (a_s + b_s) R_a$$

όπου

R_{so} η ολική ηλιακή ακτινοβολία αίθριου ουρανού ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$), $a_s + b_s$ το ποσοστό της ακτινοβολίας στο όριο της ατμόσφαιρας που φθάνει στην επιφάνεια της γης τις αίθριες ημέρες ($n=N$).

- Όταν δεν υπάρχουν βαθμονομημένες τιμές για τα a_s και b_s :

$$\text{Εξ.}(12) \quad R_{so} = (0.75 + 2 \cdot 10^{-5} z) R_a$$

όπου z το υψόμετρο του σταθμού πάνω από το επίπεδο της θάλασσας σε m.

Υπάρχουν και άλλες πιο πολύπλοκες εκτιμήσεις του R_{so} , οι οποίες περιλαμβάνουν τις επιδράσεις της θολερότητας και των υδρατμών.

1.5. ΕΚΤΕΛΕΣΗ ΑΣΚΗΣΗΣ

1.5.1. ΜΙΚΡΟΥ ΜΗΚΟΥΣ ΚΥΜΑΤΟΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ

A. ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΝΕΟΥ ΣΤΑΘΜΟΥ

1. Στις οδηγίες εκτέλεσης σας δίνονται οι ημερομηνίες τεσσάρων ημερών (αιθρίων κατά το δυνατόν), εκάστη αντιπροσωπευτική μιας εποχής. Σας παρέχονται μετρήσεις **δεκαλέπτου** και **ωριαίες** της **ολικής** ηλιακής ακτινοβολίας σε **οριζόντιο** επίπεδο και σε **κεκλιμένο** επίπεδο υπό συγκεκριμένη γωνία.
 - a. Σχεδιάστε από τις τιμές δεκαλέπτου την ημερήσια πορεία της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας σε οριζόντιο επίπεδο και σε κεκλιμένο επίπεδο για κάθε μία ημέρα. Σχολιάστε και αιτιολογήστε τις παρατηρούμενες διαφορές.
 - b. Υπολογίστε από τις τιμές δεκαλέπτου και τις ωριαίες τιμές την ημερήσια ολική ηλιακή ακτινοβολία (R_s) για κάθε μία ημέρα. Συγκρίνατε και σχολιάστε τις ευρεθείσες τιμές.
 - c. Υπολογίστε (από τους θεωρητικούς τύπους) τις αντίστοιχες τιμές της ημερήσιας ολικής ηλιακής ακτινοβολίας σε οριζόντιο επίπεδο στο όριο της ατμόσφαιρας (R_a), για τα γεωγραφικά πλάτη του σταθμού, των 45^0 και των 60^0 για κάθε ημέρα. Συγκρίνατε και σχολιάστε τις ευρεθείσες τιμές.
2. Στις οδηγίες εκτέλεσης ορίζεται συγκεκριμένη χρονική περίοδος 365 (ή 366) ημερών και σας παρέχονται για κάθε ημέρα της, **ωριαίες** μετρήσεις της **ολικής** ηλιακής ακτινοβολίας.
 - a. Υπολογίστε τις ημερήσιες τιμές της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας R_s για κάθε ημέρα.
 - b. Υπολογίστε (από τους θεωρητικούς τύπους) τις αντίστοιχες τιμές της ημερήσιας ολικής ηλιακής ακτινοβολίας σε οριζόντιο επίπεδο στο όριο της ατμόσφαιρας (R_a) για κάθε ημέρα.
 - c. Υπολογίστε τον δείκτη καθαρότητας (clearness index) $k_t = R_s / R_a$ για κάθε ημέρα.
 - d. Απεικονίστε γραφικά την πορεία των R_s , R_a και k_t για την δοθείσα χρονική περίοδο. Συγκρίνατε και σχολιάστε τις ομοιότητες ή διαφορές της διαχρονικής πορείας τους.

B. ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΕΘΝΙΚΟΥ ΑΣΤΕΡΟΣΚΟΠΕΙΟΥ ΑΘΗΝΩΝ (ΕΑΑ)

1. Στις οδηγίες εκτέλεσης ορίζεται συγκεκριμένη χρονική περίοδος 3 ετών και σας παρέχονται για κάθε ημέρα της, ημερήσιες μετρήσεις της **ολικής** ηλιακής ακτινοβολίας (R_s), των **ωρών ηλιοφάνειας** (n) και της **νεφοκάλυψης** (cl).
 - a. Υπολογίστε (από τους θεωρητικούς τύπους) τις ημερήσιες τιμές των θεωρητικά αναμενομένων ωρών ηλιοφάνειας (N) που αντιστοιχούν για κάθε ημέρα **ενός έτους** στο ΕΑΑ.
 - b. Υπολογίστε (από τους θεωρητικούς τύπους) τις αντίστοιχες τιμές της ημερήσιας ολικής ηλιακής ακτινοβολίας σε οριζόντιο επίπεδο στο όριο της ατμόσφαιρας R_a για κάθε ημέρα **ενός έτους** στο ΕΑΑ.
 - c. Υπολογίστε από τις μετρούμενες τιμές του n , το λόγο n/N για κάθε ημέρα της χρονικής περιόδου.
 - d. Διαχωρίστε τις ημέρες της χρονικής περιόδου σε αίθριες και πολύ νεφοσκεπείς με κριτήριο τα όρια για το cl που αναφέρονται στις οδηγίες εκτέλεσης. Βάσει της μεθοδολογίας που

αναγράφεται στη θεωρία, προσδιορίστε τους συντελεστές a_s και b_s της σχέσης:

$$R_s = \left(a_s + b_s \cdot \frac{n}{N} \right) \cdot R_a$$

Δηλαδή, αποτυπώστε την γραμμική συσχέτιση των R_s με τα R_a πρώτα στις πολύ νεφοσκεπείς και στη συνέχεια στις αίθριες ημέρες και προσδιορίστε τα a_s και b_s από τις κλήσεις των γραμμών αντίστοιχα. Χρησιμοποιείτε ως R_s τις ημερήσιες τιμές ολικής ηλιακής ακτινοβολίας στο οριζόντιο επίπεδο (που αντιστοιχούν στις νεφοσκεπείς για την πρώτη καμπύλη και στις αίθριες για την δεύτερη καμπύλη ημέρες) και τις αντίστοιχες υπολογιζόμενες ημερήσιες τιμές ολικής ηλιακής ακτινοβολίας στο όριο της ατμόσφαιρα (R_a).

- e. Χρησιμοποιείτε στον εμπειρικό τύπο $R_{so} = (0.75 + 2 \cdot 10^{-5}z)R_a$ το υψόμετρο του ΕΑΑ και υπολογίστε για τις αίθριες μόνον ημέρες τις μέσες ημερήσιες τιμές ολικής ηλιακής ακτινοβολίας. Συγκρίνετε τις εκτιμώμενες με τις μετρηθείσες τιμές. Σχολιάστε τα αποτελέσματα.

2. Στις οδηγίες εκτέλεσης ορίζεται συγκεκριμένη πρόσφατη χρονική περίοδος **1 έτους** και σας παρέχονται για κάθε ημέρα της, ημερήσιες μετρήσεις της **ολικής** ηλιακής ακτινοβολίας (R_s), της **διαχύτου** ηλιακής ακτινοβολίας (R_d), των **ωρών ηλιοφάνειας** (n) και της **νεφοκάλυψης** (cl).

- a. Χρησιμοποιώντας τις τιμές των a_s και b_s και των R_a που ευρέθησαν προηγουμένως (στα d και b του Β1, αντίστοιχα) υπολογίστε τις ημερήσιες τιμές της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας και συγκρίνετέ τις με τις μετρηθείσες την ίδια περίοδο απεικονίζοντας τη γραμμική συσχέτισή τους.
- b. Υπολογίστε την προβολή της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας στο οριζόντιο επίπεδο (R_{bhor}) για κάθε ημέρα.
- c. Αποτυπώστε σε ένα διάγραμμα την διαχρονική πορεία των R_s , R_d και R_{bhor} . Συγκρίνατε και σχολιάστε τις ομοιότητες η διαφορές της διαχρονικής πορείας τους.
- d. Θεωρείστε τις τέσσερις ημέρες που αναφέρονται στο Α1 (‘νέος σταθμός’). Χρησιμοποιώντας δεδομένα ωρών ηλιοφάνειας από το ΕΑΑ (ως γειτονικό σταθμό), τις τιμές των a_s και b_s που ευρέθησαν για το ΕΑΑ προηγουμένως (στο d του Β1) καθώς και τις τιμές της R_a που ευρέθησαν προηγουμένως για τον ‘νέο σταθμό’ (στο c του Α1), υπολογίστε την μέση ημερήσια ολική ηλιακή ακτινοβολία σε οριζόντιο επίπεδο για τις τέσσερις ημέρες και συγκρίνετε με τις αντίστοιχες τιμές που δίνονται από τις μετρήσεις. Σχολιάστε τα αίτια των διαφορών.

3. Στις οδηγίες εκτέλεσης σας δίνονται οι ημερομηνίες τεσσάρων ημερών (αιθρίων και μη) για τις οποίες σας παρέχονται **ωριαίες** μετρήσεις της **ολικής** ηλιακής ακτινοβολίας (R_s) και της **διαχύτου** ηλιακής ακτινοβολίας (R_d).

- a. Σχεδιάστε την ημερήσια πορεία της R_s , της R_d και της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας στο οριζόντιο επίπεδο (R_{bhor}) για κάθε μία ημέρα. Σχολιάστε και αιτιολογήστε τις παρατηρούμενες διαφορές.

ΜΕΓΑΛΟΥ ΜΗΚΟΥΣ ΚΥΜΑΤΟΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ ΚΑΙ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟ ΤΟΥ ΘΕΡΜΟΚΗΠΙΟΥ

ΠΟΙΟΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟΥ ΤΟΥ ΘΕΡΜΟΚΗΠΙΟΥ

1. Στις οδηγίες εκτέλεσης σας παρέχεται πειραματική διάταξη, με την οποία επιτυγχάνεται ποιοτική μελέτη του φαινομένου του θερμοκηπίου. Για την πραγματοποίηση του πειράματος, χρησιμοποιούνται δύο γυάλινα δοχεία, στις βάσεις των οποίων έχει τοποθετηθεί χώμα. Το περιβάλλον στα δύο δοχεία προσομοιώνει τη γη και την ατμόσφαιρα.

Σε κάθε δοχείο έχει τοποθετηθεί ως πηγή ακτινοβολίας μία λάμπα 100 W, η οποία, όταν είναι σε λειτουργία, προσομοιώνει την ηλιακή ακτινοβολία. Στο ένα δοχείο μόνο, υπάρχει η δυνατότητα να εκλυθεί CO₂. Με ψηφιακά θερμομέτρα μετράται η θερμοκρασία του αέρα σε κάθε δοχείο πριν και μετά τη διοχέτευση του CO₂, με ταυτόχρονη θέρμανση από τις λάμπες.

2. Να πραγματοποιηθούν τα εξής βήματα:

- a. Καταγραφή της θερμοκρασίας και στα δύο δοχεία πριν τη διοχέτευση του CO₂. Τι παρατηρείτε;
- b. Διοχέτευση CO₂ στο ένα δοχείο για 30 sec.
- c. Ενεργοποίηση της λάμπας και στα δύο δοχεία.
- d. Καταγραφή της θερμοκρασίας μετά τη διοχέτευση του CO₂ και στα δύο δοχεία για 5 min (ανά 30 sec). Τι παρατηρείτε;

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- 1) Βαρότσος Κ., Καρράς Γ.. Σημειώσεις εισαγωγής στη Φυσική της Ατμόσφαιρας, 2000
- 2) Βαρότσος Κ., Kondratyev K.. Φυσικοχημεία Περιβάλλοντος Τόμος Ι: Ακτινοβολία-Θερμική-Κλιματική αλλαγή, Εκδόσεις Τραυλός, 2000.
- 3) Duffie J. and Beckman, 1991. Solar engineering of thermal processes. Wiley-Interscience publication, ISBN 0-471-51056-4
- 4) Iqbal M., 1983. An introduction to solar radiation. Academic Press. ISBN 0-12-3737508
- 5) ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 1. Θεωρία για την μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία
(<http://eclass.uoa.gr/modules/document/file.php/PHYS206/%CE%9C%CE%B5%CF%84%CE%B5%CF%89%CF%81%CE%BF%CE%BB%CE%BF%CE%B3%CE%AF%CE%B1/SolRadParartima1.pdf>)
- 6) ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 2. Θεωρία για την μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία και το φαινόμενο θερμοκηπίου
(<http://eclass.uoa.gr/modules/document/file.php/PHYS206/%CE%9C%CE%B5%CF%84%CE%B5%CF%89%CF%81%CE%BF%CE%BB%CE%BF%CE%B3%CE%AF%CE%B1/SolRadParartima2.pdf>)

ΑΣΚΗΣΗ 2

ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ - ΥΓΡΑΣΙΑ ΣΤΗΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ

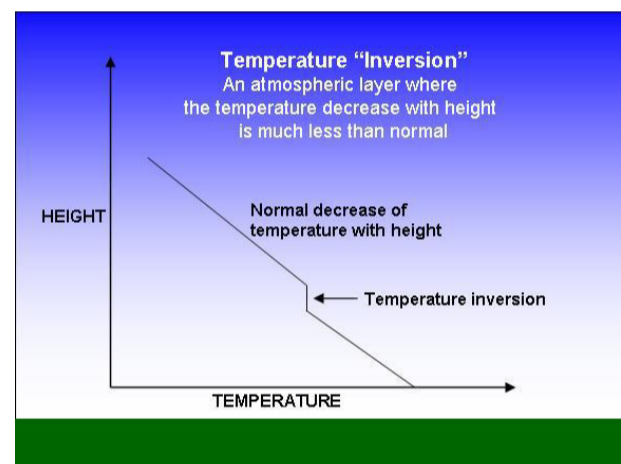
1. ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΤΟΥ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΟΥ ΑΕΡΑ

1.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Με τον όρο *θερμότητα* εννοούμε μια μορφή ενέργειας που εξαρτάται από τη δομή της ύλης και που είναι δυνατό να μεταδοθεί σε διάφορα συστήματα ή σώματα με διάφορους τρόπους ή να μετατραπεί σ' άλλες μορφές ενέργειας. *Θερμοκρασία* είναι το μέτρο με το οποίο προσδιορίζεται η "θερμική κατάσταση" των διαφόρων σωμάτων, είναι δηλαδή ένα φυσικό μέγεθος που συνδέεται με τη μέση κινητική ενέργεια των σωματιδίων ενός συστατικού, το οποίο και χαρακτηρίζει πόσο θερμό ή πόσο ψυχρό είναι αυτό.

Οι μηχανισμοί μετάδοσης της θερμότητας στην ατμόσφαιρα είναι: α) μετάδοση μέσω αγωγιμότητας (γίνεται σημαντική πολύ κοντά στην επιφάνεια του εδάφους καθώς ο αέρας είναι κακός αγωγός της θερμότητας), β) μετάδοση μέσω μεταφοράς (τα επιφανειακά στρώματα του αέρα, θερμαίνονται ισχυρότερα από τα ανώτερα τους, γίνονται ελαφρύτερα και ανέρχονται, μεταφέροντας θερμότητα σε ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας) και γ) μετάδοση μέσω ακτινοβολίας (η γη θερμαίνεται από την ηλιακή ακτινοβολία και ο αέρας από τη γήινη ακτινοβολία).

Υπό κανονικές συνθήκες, η θερμοκρασία του αέρα ελαττώνεται με το ύψος μέσα στην τροπόσφαιρα. Η μεταβολή αυτή εκφράζεται από την κατακόρυφη θερμοβαθμίδα σε °C/100m. Στην τροπόσφαιρα είναι συνήθως 0.6 °C/100m. Η μείωση της θερμοκρασίας με το ύψος στην τροπόσφαιρα, δεν ακολουθείται πάντοτε. Πολλές φορές παρατηρείται το φαινόμενο της αύξησης της θερμοκρασίας με το ύψος. Αυτό αναφέρεται ως θερμοκρασιακή αναστροφή (Σχήμα 1.1). Στη μετεωρολογία είναι απαραίτητες οι μετρήσεις θερμοκρασίας, συχνά μάλιστα συνεχείς: 1) κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, 2) σε διάφορα ύψη μέσα στην ατμόσφαιρα, 3) στην επιφάνεια του εδάφους και σε διάφορα βάθη και 4) στο νερό (λίμνες, ποταμούς, θάλασσες) και σε διάφορα βάθη.



Σχήμα 1.1: Μεταβολή της θερμοκρασίας καθ' ύψος μέσα στην τροπόσφαιρα

1.2 ΕΚΦΡΑΣΕΙΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ

Η θερμοκρασία του αέρα αποτελεί το σημαντικότερο κλιματικό στοιχείο και τη βασικότερη παράμετρο σ' όλες τις κλιματικές κατατάξεις. Με τον όρο θερμοκρασία του αέρα εννοούνται οι μεταβολές θερμότητας αυτού, οι οποίες καταγράφονται από τα θερμομέτρα. Η θερμοκρασία του αέρα σ' ένα τόπο αποδίδεται με τις παρακάτω παραμέτρους:

A. Απολύτως μέγιστη (T_{max}) και απολύτως ελάχιστη (T_{min}) τιμή της θερμοκρασίας του αέρα που σημειώνεται στον τόπο στη διάρκεια μιας χρονικής περιόδου (24ωρο, μήνας, έτος).

B. Μέση ημερήσια τιμή της θερμοκρασίας που ορίζεται από τη σχέση:

$$\bar{T} = \frac{1}{24} \sum_{i=1}^{24} T_{hi} \quad , \text{ όπου } T_{hi} = \text{ωριαία τιμή (i = 1, 2, \dots, 24)}. \quad (1.1)$$

Ο παραπάνω τύπος εφαρμόζεται μόνον, όταν ο μετεωρολογικός σταθμός έχει τη δυνατότητα καταγραφής των ωριαίων τιμών της θερμοκρασίας του αέρα. Στην περίπτωση που διαθέτει μόνο τις μετρήσεις των παρατηρήσεων που πραγματοποιούνται στις 08:00, 14:00 και 20:00 ώρες της ημέρας, τότε ο υπολογισμός της μέσης ημερήσιας θερμοκρασίας γίνεται με χρήση ενός από τους παρακάτω εμπειρικούς τύπους:

$$\bar{T} = \frac{1}{2}(T_{max} + T_{min}) \quad (1.2)$$

$$\bar{T} = \frac{1}{3}(T_8 + T_{14} + T_{20}) \quad (1.3)$$

$$\bar{T} = \frac{1}{4}(T_8 + T_{14} + 2T_{20}) \quad (1.4)$$

Ο τελευταίος τύπος εφαρμόζεται από την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία (Ε.Μ.Υ.) για τον υπολογισμό της μέσης ημερήσιας θερμοκρασίας σ' ολόκληρο το δίκτυο των μετεωρολογικών σταθμών της.

Γ. Μέση μηνιαία θερμοκρασία (\bar{T}_{mo}) που υπολογίζεται από τη σχέση:

$$\bar{T}_{mo} = \frac{1}{v} \sum_{i=1}^v \bar{T}^{(i)} \quad (1.5),$$

όπου v = πλήθος ημερών του θεωρούμενου μήνα.

Δ. Μέση ετήσια θερμοκρασία (\bar{T}_E), που υπολογίζεται από τη σχέση:

$$\bar{T}_E = \frac{1}{v} \sum_{i=1}^{12} \bar{T}^{mo(i)} \quad (1.6),$$

όπου v = πλήθος μηνών.

Ανάλογες στατιστικές παράμετροι της θερμοκρασίας του αέρα μ' αυτές που δίνονται από τους τύπους (1.5) - (1.6) ορίζονται και για τις μέγιστες και ελάχιστες τιμές (T_{max} , T_{min}) της θερμοκρασίας, δηλαδή έχουμε τη μέση μηνιαία μέγιστη, τη μέση μηνιαία ελάχιστη, κ.λπ.

1.3 ΠΕΡΙΟΔΙΚΕΣ ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ ΤΗΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ ΤΟΥ ΑΕΡΑ

Ημερήσια μεταβολή

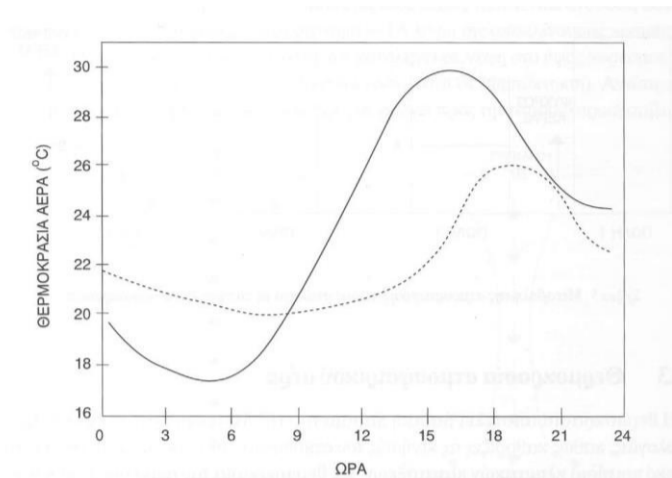
Στη διάρκεια μιας νήνεμης και ανέφελης ημέρας (κανονική ημέρα), η θερμοκρασία του αέρα παρουσιάζει, κατά κανόνα, απλή κύμανση γνωστή και σαν ημερήσια πορεία της θερμοκρασίας με ελάχιστο που παρατηρείται λίγα λεπτά μετά την ανατολή του ήλιου και μέγιστο που σημειώνεται 1-2 ώρες μετά τη μεσουράνηση του ήλιου (Σχήμα 1.2). Η ημερήσια πορεία της θερμοκρασίας του αέρα, σε σχέση με την ημερήσια πορεία της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας και της εξερχόμενης γήινης ακτινοβολίας παρουσιάζεται στο Σχήμα 1.3. Κατά τη διάρκεια της ημέρας, η προσλαμβανόμενη μέσω ηλιακής ακτινοβολίας θερμότητα είναι μεγαλύτερη από αυτήν που αποβάλλεται (μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία) με αποτέλεσμα ο αέρας να θερμαίνεται. Τη νύχτα, σταματάει η εισροή της ηλιακής ακτινοβολίας ενώ παράλληλα υπάρχει απώλεια θερμότητας λόγω της γήινης ακτινοβολίας. Η ψύξη συνεχίζεται μέχρι την ανατολή του ήλιου όπου και παρατηρείται το ελάχιστο της θερμοκρασίας. Η χρονική καθυστέρηση εμφάνισης του μέγιστου της θερμοκρασίας σε σχέση με το μέγιστο της ηλιακής ακτινοβολίας σχετίζεται με το γεγονός ότι ο αέρας θερμαίνεται πρωτίστως από την επιφάνεια της γης, καθώς δεν έχει την ικανότητα να απορροφά μεγάλα ποσά θερμότητας από την ηλιακή ακτινοβολία. Η χρονική καθυστέρηση αποδίδεται στο ότι ο ρυθμός με τον οποίο η επιφάνεια της γης προσφέρει θερμότητα στην ατμόσφαιρα (π.χ. μέσω ακτινοβολίας) δεν είναι ίδιος με το ρυθμό που η ατμόσφαιρα χάνει θερμότητα λόγω ακτινοβολίας προς το διάστημα. Στην περίπτωση που η ημέρα δεν είναι κανονική, η ώρα της μέγιστης και ελάχιστης τιμής της θερμοκρασίας σημειώνεται σε διαφορετικές από τις ώρες που αναφέρθηκαν παραπάνω, ανάλογα με τις καιρικές συνθήκες που επικρατούν (Σχήμα 1.2).

Η διαφορά ανάμεσα στη μέγιστη και ελάχιστη τιμή της θερμοκρασίας στο 24ωρο ορίζεται ως *Ημερήσιο Θερμομετρικό Εύρος* (*Η.Θ.Ε.*):

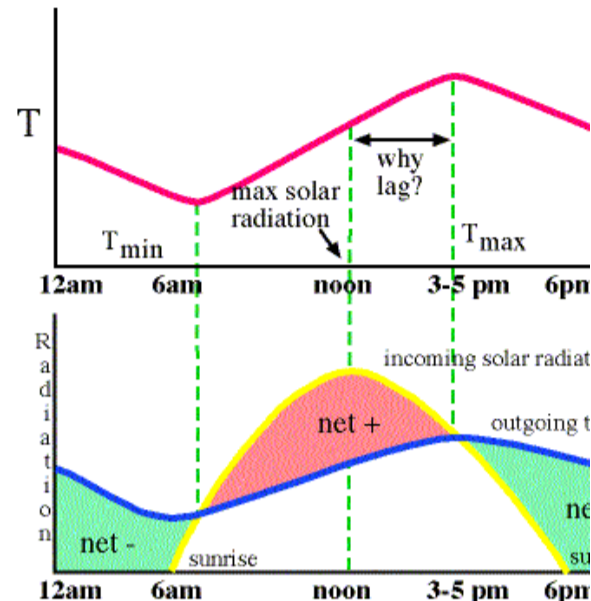
$$H.Θ.Ε. = T_{max} - T_{min}$$

Το *H.Θ.Ε.* είναι μια πολύ σημαντική κλιματική παράμετρος και εξαρτάται, κυρίως, από:

1. Το γεωγραφικό πλάτος και την εποχή. Το *H.Θ.Ε.* σε μια ομοιογενή και ομοιόμορφη γη ελαττώνεται, καθώς αυξάνει το γεωγραφικό πλάτος. Η μέγιστη τιμή του σημειώνεται στον Ισημερινό, καθώς οι μεταβολές του ύψους του ήλιου στη διάρκεια της ημέρας είναι μεγαλύτερες σε σχέση με μέσα και ανώτερα γεωγραφικά πλάτη. Στις πολικές περιοχές το *H.Θ.Ε.* ελαχιστοποιείται. Στα μέσα και ανώτερα γεωγραφικά πλάτη με διακριτές εποχές, το *H.Θ.Ε.* είναι μεγαλύτερο στη διάρκεια της θερινής περιόδου και μικρότερο κατά την ψυχρή περίοδο.



Σχήμα 1.2: Η ημερήσια πορεία της θερμοκρασίας του αέρα στη διάρκεια μιας κανονικής ημέρας και μιας μέρας με σύννεφα (διακεκομμένη).

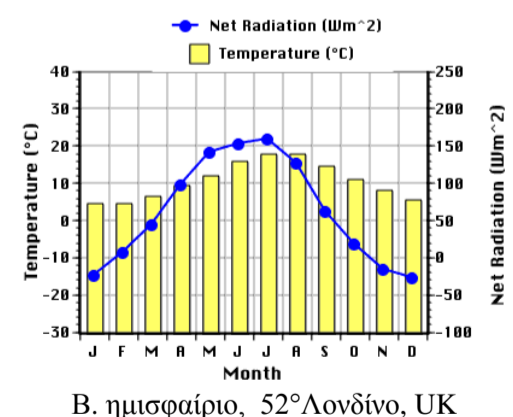
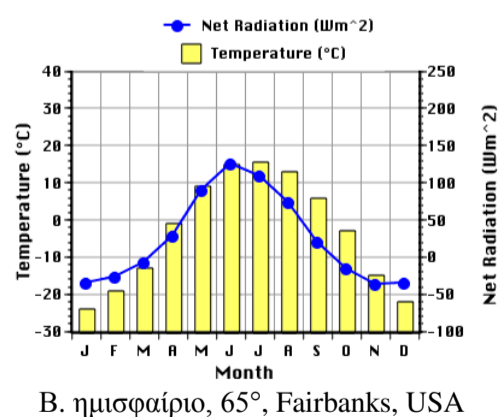


Σχήμα 1.3: Ημερήσια πορεία της θερμοκρασίας του αέρα, σε σχέση με την ημερήσια πορεία της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας και της εξερχόμενης γήινης ακτινοβολίας.

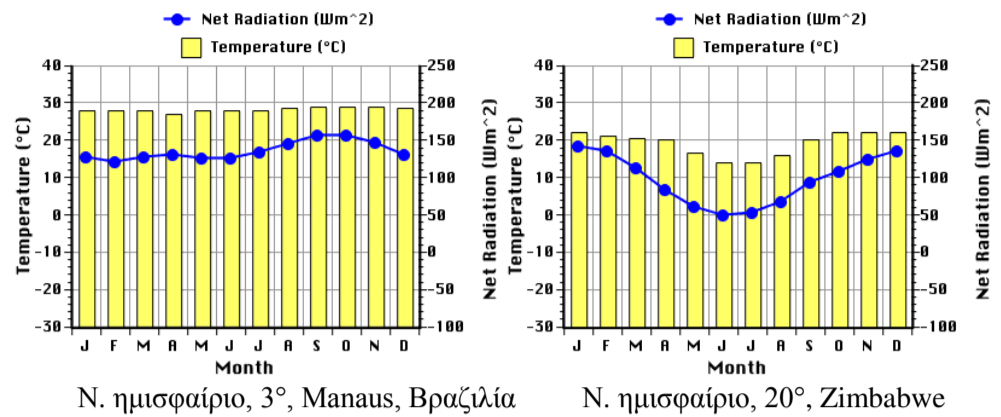
2. Από το αν και σε ποιο βαθμό είναι ηπειρωτική η περιοχή. Το *H.Θ.Ε.* είναι μικρότερο πάνω από τους ωκεανούς ή θάλασσες απ' ό,τι πάνω από τις ηπειρωτικές περιοχές. Συνήθως, πάνω από τη θάλασσα η τιμή του δεν υπερβαίνει τους 2-3 °C, ενώ πάνω από την ξηρά υπερβαίνει και τους 20 °C.
3. Τη νέφωση. Το *H.Θ.Ε.* είναι μικρότερο στη διάρκεια μιας νεφοσκεπούς ημέρας, σε σχέση με μια ημέρα με αίθριο ουρανό.
4. Τη βλάστηση και τη φύση του εδάφους. Το *H.Θ.Ε.* είναι μικρότερο πάνω από περιοχές με εκτεταμένη βλάστηση, σε σχέση με εκείνη πάνω από ερημικές περιοχές γιατί η θέρμανση και η ψύξη του εδάφους στην πρώτη περίπτωση είναι μικρότερες απ' ό,τι στη δεύτερη. Επίσης, είναι μεγαλύτερο πάνω από ξηρά παρά πάνω από υγρά εδάφη.
5. Το υψόμετρο. Επειδή ο αέρας θερμαίνεται και ψύχεται, κυρίως, από την επιφάνεια του εδάφους, η τιμή του *H.Θ.Ε.* ελαττώνεται με την αύξηση του υψόμετρου. Η ελάττωση αυτή οφείλεται και στην αύξηση της ταχύτητας του ανέμου.
6. Το ανάγλυφο. Επειδή ο αέρας παγιδεύεται πιο εύκολα στα κοίλα τμήματα ενός βουνού, θερμαίνεται και ψύχεται περισσότερο μέσα σε αυτά και ως εκ τούτου το *H.Θ.Ε.* είναι μεγαλύτερο στα κοίλα τμήματα απ' ό,τι στις πλαγιές.
7. Την ανατάραξη. Στην περίπτωση μιας νήνεμης κατάστασης, το *H.Θ.Ε.* είναι μεγαλύτερο παρά σε μια περίπτωση με ισχυρή ανατάραξη.

Ετήσια πορεία

Η ετήσια πορεία ή ο ετήσιος κύκλος της θερμοκρασίας του αέρα (Σχήμα 1.4) παρουσιάζει, συνήθως, απλή κύμανση με μέγιστο (Β ημισφαίριο) που σημειώνεται τον Ιούλιο/Αύγουστο (πάνω από τις ηπείρους/θάλασσες) και το ελάχιστο τον Ιανουάριο/Φεβρουάριο (πάνω από τις ηπείρους/θάλασσες). Οι μέγιστες/ελάχιστες τιμές σημειώνονται 1-2 μήνες μετά από τα αντίστοιχα



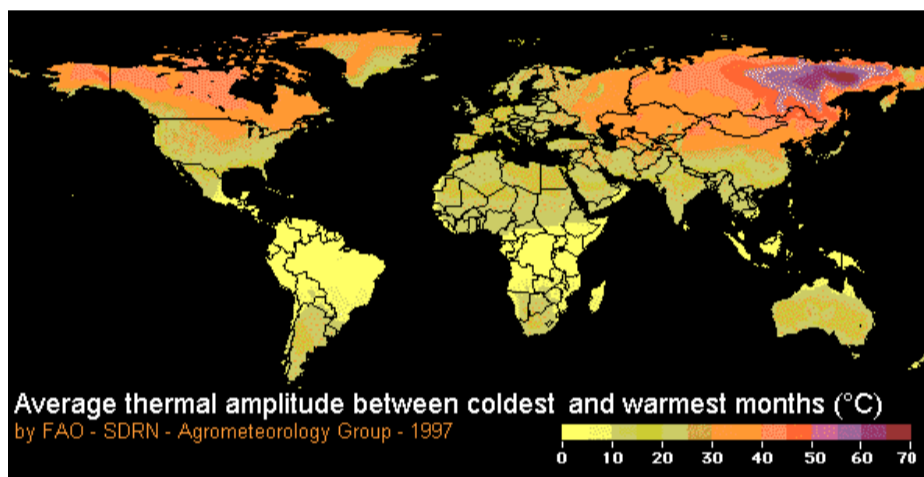
ηλιοστάσια και μάλιστα όταν τα ποσά θερμότητας, τα οποία παίρνει σε μια ημέρα το έδαφος και ο αέρας κοντά σε αυτόν, γίνουν ίσα με αυτά, τα οποία χάνει κατά τη διάρκεια της νύχτας. Το γεγονός ότι σε έναν τόπο οι ακραίες τιμές της θερμοκρασίας και της ηλιακής ακτινοβολίας δεν εμφανίζονται συγχρόνως οφείλεται στο ότι εκτός της ηλιακής ακτινοβολίας υπάρχουν και άλλοι παράγοντες που καθορίζουν τη θερμοκρασία στον τόπο αυτό.



Σχήμα 1.4: Μέσες μηνιαίες θερμοκρασίες και μηνιαία μεταβολή της ηλιακής ακτινοβολίας σε διάφορες περιοχές (πηγή Physical Geography.net)

Η διαφορά της μέσης θερμοκρασίας του αέρα του ψυχρότερου μήνα από τη μέση θερμοκρασία του θερμότερου μήνα που σημειώνονται μέσα στο έτος ορίζεται ως *Ετήσιο Θερμομετρικό Εύρος (Ε.Θ.Ε.)*:

$$E.Θ.Ε. = T_{mo(θερμoτ)} - T_{mo(ψυχροτ)}$$



Σχήμα 1.5: Χωρική κατανομή της διαφοράς της μέσης θερμοκρασίας του αέρα του ψυχρότερου μήνα από τη μέση θερμοκρασία του θερμότερου μήνα

Το *Ε.Θ.Ε.* είναι μια πολύ χρήσιμη κλιματική παράμετρος, γιατί η διαμόρφωση της τιμής του εξαρτάται απ' όλους εκείνους τους παράγοντες που αποτελούν τους θερμοκρασιακούς χαρακτήρες ενός τόπου. Κατά τη διάρκεια του έτους η θερμοκρασία του αέρα στους διάφορους τόπους παρουσιάζει σημαντική μεταβολή η οποία εξαρτάται από τα ποσά της θερμότητας τα οποία προσλαμβάνει κάθε ημέρα η επιφάνεια του εδάφους μέσω της ηλιακής ακτινοβολίας. Η τιμή του *Ε.Θ.Ε.* αυξάνει με την αύξηση του γεωγραφικού πλάτους (Σχήμα 1.5) ενώ η τιμή του *Η.Θ.Ε.* ελαττώνεται. Οι υπόλοιποι ρυθμιστικοί παράγοντες της τιμής του *Ε.Θ.Ε.* παραμένουν οι ίδιοι με εκείνους που ρυθμίζουν την τιμή του *Η.Θ.Ε.* και λειτουργούν ανάλογα.

1.4 ΟΡΓΑΝΑ ΜΕΤΡΗΣΗΣ ΤΗΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ ΤΟΥ ΑΕΡΑ

Τα θερμομέτρα τοποθετούνται μέσα σε ειδικό στέγαστρο (μετεωρολογικό κλωβό – Σχήμα 1.6) και σε ύψος 1.5-2 m από το έδαφος όπου σε αντίθεση με τα πρώτα εκατοστά πάνω από το έδαφος, η μεταβολή της θερμοκρασίας καθ' ύψος δεν είναι πολύ έντονη. Στο μετεωρολογικό κλωβό τα θερμομέτρα βρίσκονται σε σκιά και προφυλάσσονται από τη βροχή και συνεπώς από την ψύξη λόγω εξάτμισης, το χιόνι, την πάχνη, τη σκόνη. Δεν προσβάλλονται από την άμεση ηλιακή ακτινοβολία. Τα εξωτερικά τοιχώματα του κλωβού επιτρέπουν τον εσωτερικό εξαερισμό, ενώ το λευκό χρώμα τους δεν επιτρέπει την απορρόφηση μεγάλων ποσοτήτων ηλιακής ακτινοβολίας.

Τα θερμομέτρα είναι συσκευές που μετρούν τη θερμοκρασία. Με βάση την αρχή λειτουργίας τους, που στηρίζεται στο γεγονός ότι η μεταβολή της θερμοκρασίας προκαλεί μεταβολή κάποιας ιδιότητας των υλικών, που χρησιμοποιούνται ως αισθητήρες, διακρίνονται σε:

Α. Θερμόμετρα υγρών

Αυτά αποτελούνται από γυάλινο κυλινδρικό σωλήνα που καταλήγει σε ένα βολβό που περιέχει υγρό. Ο όγκος του υγρού στο θερμομέτρο είναι τέτοιος ώστε ο βολβός να είναι πλήρως γεμάτος αλλά ο σωλήνας είναι μόνο μερικώς γεμάτος σε όλες τις θερμοκρασίες

οι οποίες πρόκειται να μετρηθούν. Οι μεταβολές του όγκου του υγρού σε σχέση με τον σωλήνα γίνονται ορατές από τις μεταβολές της θέσης της κορυφής της στήλης του υγρού. Το υγρό που χρησιμοποιείται εξαρτάται από την τάξη των θερμοκρασιών που πρόκειται να μετρηθούν. Γενικά ο υδράργυρος χρησιμοποιείται για θερμοκρασίες πάνω από τους $-38.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ ενώ για χαμηλότερες θερμοκρασίες χρησιμοποιείται αιθυλική αλκοόλη ή άλλα οργανικά υγρά. Τα θερμοόμετρα υγρού χρησιμοποιούνται για τις μετρήσεις της άμεσης, της μέγιστης (μεγιστοβάθμια θερμοόμετρα) και της ελάχιστης (ελαχιστοβάθμια θερμοόμετρα) θερμοκρασίας. Για τη μέτρηση της άμεσης και της μέγιστης θερμοκρασίας χρησιμοποιούνται συνήθως υδραργυρικά θερμοόμετρα (Σχήμα 1.7). Τα θερμοόμετρα αιθυλικής αλκοόλης χρησιμοποιούνται κυρίως για τη μέτρηση χαμηλών θερμοκρασιών καθώς και της ελάχιστης θερμοκρασίας (Σχήμα 1.8). Η πιο συνηθισμένη συσκευή που δείχνει την ελάχιστη θερμοκρασία είναι ένα γυάλινο θερμοόμετρο γεμάτο με άχρωμο οινόπνευμα, μέσα στο οποίο υπάρχει ένας μικρός δείκτης. Μεταξύ των εσωτερικών τοιχωμάτων του σωλήνα και του δείκτη το οινόπνευμα κυκλοφορεί ελεύθερα. Όταν η θερμοκρασία πέφτει το οινόπνευμα συστέλλεται και ο δείκτης συμπαρασύρεται απ'αυτό κατά μήκος του σωλήνα και θα σταματήσει εκεί όπου θα σημειωθεί το ελάχιστο αυτής. Αν η θερμοκρασία ανέρχεται το οινόπνευμα διαστέλλεται και ο δείκτης παραμένει σταθερός. Το άκρο του που βρίσκεται μακρύτερα από το βολβό δείχνει τη χαμηλότερη θερμοκρασία που σημειώθηκε από τότε που το όργανο ήταν στην προηγούμενη θέση. Το θερμοόμετρο μπορεί να επανέλθει στην αρχή της κλίμακας γέροντας το όργανο έτσι ώστε ο δείκτης να μετακινηθεί στο τέλος της στήλης του οινόπνευματος.

Β. Διμεταλλικό θερμοόμετρο

Το διμεταλλικό θερμοόμετρο συνήθως αποτελείται από σπειροειδές έλασμα, το οποίο είναι κατασκευασμένο από δύο μεταλλικές ταινίες κολλημένες μεταξύ τους. Αυτές έχουν διαφορετικούς συντελεστές διαστολής. Όταν η θερμοκρασία του ελάσματος μεταβληθεί, τα δύο μέταλλα διαστέλλονται ή συστέλλονται με διαφορετικό τρόπο, με αποτέλεσμα η καμπυλότητα του ελάσματος να ποικίλει (Σχήμα 1.9). Το ένα άκρο του ελάσματος είναι σταθερά στερεωμένο ενώ το άλλο είναι ελεύθερο και με κατάλληλους πολλαπλασιαστικούς μοχλούς συνδέεται με δείκτη, ο οποίος κινείται μπροστά από κυκλικό τόξο που φέρει τη θερμομετρική κλίμακα. Όταν η θερμοκρασία αυξάνει, το ελεύθερο άκρο μετακινείται και ο δείκτης ανέρχεται ανάλογα με τη θερμοκρασία, ενώ όταν η θερμοκρασία ελαττώνεται ο δείκτης κινείται κατά την αντίθετη κατεύθυνση. Ο θερμογράφος είναι ένα καταγραφικό θερμοόμετρο που βασίζεται στην παραπάνω αρχή (Σχήμα 1.10).

Γ. Θερμοζεύγος

Η αρχή λειτουργίας των θερμοζευγών στηρίζεται στο φαινόμενο Seebeck. Σε ένα θερμοζεύγος δύο διαφορετικά μέταλλα (A, B, Σχήμα 1.11) συνδέονται μεταξύ τους ώστε να σχηματιστεί ένα συνεχές κύκλωμα. Αν η μία ένωση (T1) έχει διαφορετική θερμοκρασία από την άλλη (T2), το κύκλωμα διαρρέεται από ρεύμα, αναπτύσσεται δηλαδή μία ηλεκτρεγερτική δύναμη. Το μέγεθος της δύναμης αυτής ποικίλει με τη διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ των δύο ενώσεων. Έτσι αν μία ένωση διατηρείται σε μία καθορισμένη θερμοκρασία ή θερμοκρασία αναφοράς και η άλλη ένωση επιτρέπει την άνοδο της θερμοκρασίας ώστε να μπορεί αυτή να μετρηθεί, η ηλεκτρεγερτική δύναμη που αναπτύσσεται στο κύκλωμα δίνει ένα μέτρο της διαφοράς θερμοκρασίας μεταξύ της θερμής και της ψυχρής ένωσης και η ζητούμενη θερμοκρασία μπορεί να βρεθεί. Υπάρχουν διάφοροι συνδυασμοί μετάλλων οι οποίοι μπορούν να χρησιμοποιηθούν για το σχηματισμό του θερμοζεύγους. Η επιλογή του συνδυασμού εξαρτάται από τη διακύμανση της θερμοκρασίας, την ευαισθησία και την ακρίβεια που απαιτείται.

Δ. Ηλεκτρικά θερμοόμετρα αντίστασης

Τα θερμοόμετρα αυτά στηρίζονται στην αρχή της μεταβολής της αντίστασης ενός μετάλλου με τη θερμοκρασία. Συνεπώς, ένα συγκεκριμένο μήκος σύρματος ειδικά επιλεγμένου μετάλλου παρουσιάζει διαφορετική αντίσταση για ένα πλάτος θερμοκρασιών. Με τη βοήθεια απλών ηλεκτρονικών κυκλωμάτων μετατρέπεται η μεταβολή της ωμικής αντίστασης σε μεταβολή τάσης και αυτή η μεταβολή της τάσης συμβολίζει τη μεταβολή της θερμοκρασίας. Το μέταλλο που κυρίως χρησιμοποιείται είναι λευκόχρυσος, ο οποίος είναι αναλλοίωτος στον ατμοσφαιρικό αέρα, έχει μεγάλη ειδική αντίσταση, ικανοποιητική γραμμικότητα, χαμηλό κόστος, εύκολη βαθμονόμηση και υψηλή χρονική απόκριση. Άλλα μέταλλα που χρησιμοποιούνται είναι το νικέλιο και ο χαλκός. Ένας άλλος τύπος θερμομέτρου αντίστασης είναι το *θερμίστορ*. Στα θερμίστορ ο αισθητήρας δεν είναι σύρμα πλατίνας αλλά ημιαγωγοί από κεραμικά υλικά οι οποίοι είναι πολύ περισσότερο ευαίσθητοι στις μεταβολές θερμοκρασίας από τα μέταλλα. Τα ηλεκτρικά θερμοόμετρα είναι πολύ κατάλληλα για εξ' αποστάσεως μετρήσεις και καταγραφή της θερμοκρασίας.

E. Σφάλματα λόγω θερμικής αδράνειας

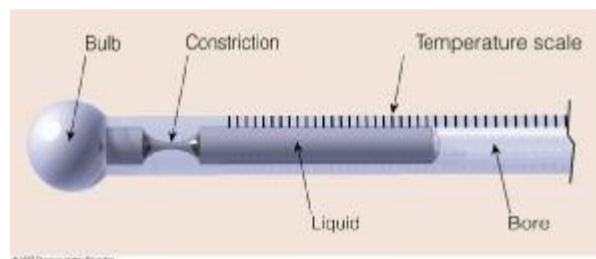
Κάθε όργανο μέτρησης περιέχει έναν αισθητήρα ο οποίος αντιδρά σε κάθε αλλαγή της ποσότητας που θα μετρηθεί. Η αντίδραση του αισθητήρα δεν είναι ποτέ ακαριαία, υπάρχει πάντα κάποια αδράνεια. Αυτή η αδράνεια είναι ιδιαίτερα σημαντική στη μετεωρολογία επειδή οι μετεωρολογικές ποσότητες μεταβάλλονται συνεχώς, τόσο στο χώρο όσο και στο χρόνο. Ο βαθμός της αδράνειας ενός αισθητήρα εκφράζεται συνήθως από τη χρονική σταθερά του, η οποία αντιπροσωπεύει τον αριθμό δευτερολέπτων που απαιτείται ώστε η αρχική θερμοκρασιακή διαφορά μεταξύ του θερμομετρικού στοιχείου και του σώματος του οποίου μετράται η θερμοκρασία, να μειωθεί στο $1/e$, δηλ. στο 37%. Στον πίνακα 1.1 παρουσιάζεται η χρονική σταθερά για διαφορετικούς αισθητήρες θερμότητας σε φυσιολογικές συνθήκες εξαερισμού. Όταν το θερμομέτρο χρησιμοποιείται για συνήθεις μετεωρολογικούς σκοπούς, αρκεί ένας αισθητήρας με χρονική σταθερά περίπου 30 δευτερολέπτων. Σε ειδικές περιπτώσεις, όταν ενδιαφέρουν οι γρήγορες μεταβολές της θερμοκρασίας θα πρέπει να επιλέγονται αισθητήρες με πολύ μικρή χρονική σταθερά.

Πίνακας 1.1: Η χρονική σταθερά για διαφορετικούς αισθητήρες

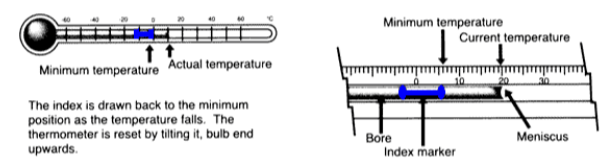
Αισθητήρας Θερμότητας	Χρονική σταθερά (s)
Θερμόμετρο οινόπνευματος	80-90
Θερμόμετρο υδράργυρου	50-60
Μεταλλικό θερμομέτρο	20-30
Θερμοστοιχείο	0.1-3



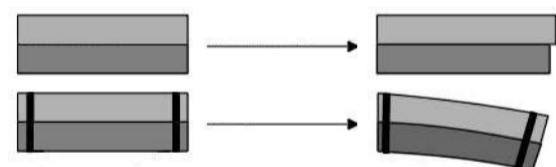
Σχήμα 1.6: Μετεωρολογικός κλωβός που φέρει εντός μετεωρολογικά όργανα



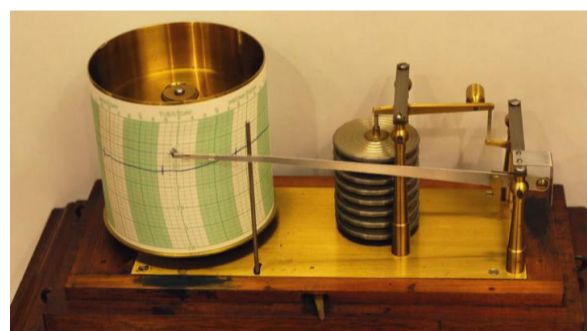
Σχήμα 1.7: Θερμόμετρο υδραργύρου



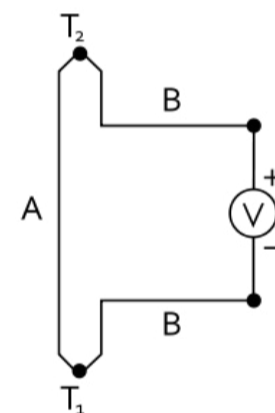
Σχήμα 1.8: Ελαχιστοβάθμιο θερμομέτρο



Σχήμα 1.9: Η μεταβολή της θερμοκρασίας προκαλεί διαφορετική διαστολή στα δύο μέταλλα και μεταβολή της καμπυλότητας του ελάσματος



Σχήμα 1.10: Θερμογράφος



Σχήμα 1.11: Θερμοζεύγος

2. ΥΓΡΑΣΙΑ ΤΟΥ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΟΥ ΑΕΡΑ

2.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

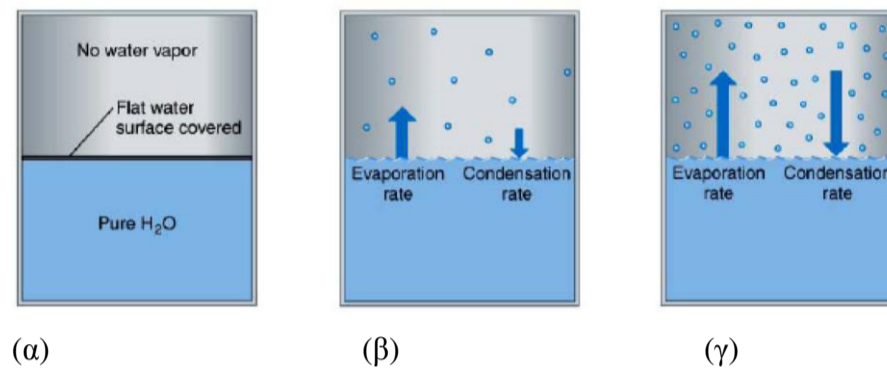
Η ατμόσφαιρα περιέχει μια μεταβλητή ποσότητα νερού που παρουσιάζεται σε αέρια κατάσταση (υδρατμοί), σε υγρή κατάσταση (βροχή, ομίχλη, σύννεφα από υδροσταγονίδια κλπ.) αλλά και σε στερεή κατάσταση (χιόνι, χαλάζι, σύννεφα από παγοκρυστάλλους κλπ.). Το 90% και πλέον της ποσότητας του νερού βρίσκεται μέχρι ύψους 8-10 km από την επιφάνεια του εδάφους (Πίνακας 2.1) και αποτελεί το 0.3 – 0.4% της μάζας του κατώτερου στρώματος της ατμόσφαιρας. Η περιεκτικότητα της ατμόσφαιρας σε υδρατμούς μειώνεται ανάλογα με το ύψος εξαιτίας της μείωσης της θερμοκρασίας και της συνεπαγόμενης μείωσης της ικανότητας του ατμοσφαιρικού αέρα να συγκρατήσει υδρατμούς. Οι υδρατμοί, αν και αποτελούν ελάχιστο μέρος της όλης ατμόσφαιρας (0-4% κατ' όγκο), διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στα καιρικά φαινόμενα, στο ενεργειακό ισοζύγιο αλλά και στην αλληλεπίδραση Γης – Ατμόσφαιρας. Από τη συνολική

ποσότητα νερού που υπάρχει στον πλανήτη μας, μόνο το 0.001% βρίσκεται στην ατμόσφαιρα και αντιπροσωπεύει ποσότητα ίση με 1.3×10^{13} τόνους. Από την ποσότητα αυτή, το 95% είναι σε μορφή υδρατμών και μόνο το 5% βρίσκεται σε μορφή υδροσταγονιδίων και παγοκρυστάλλων. Όλη η ποσότητα του διακινούμενου νερού εισέρχεται στην ατμόσφαιρα μέσω της εξάτμισης και της εξατμισοδιαπνοής. Γίνεται λοιπόν αντιληπτό, ότι τεράστιες ποσότητες ενέργειας μεταφέρονται και απελευθερώνονται στην ατμόσφαιρα μέσα σε αυτόν τον κύκλο του νερού.

Ο ατμοσφαιρικός αέρας μπορεί να συγκρατήσει ορισμένη ποσότητα υδρατμών σε δεδομένη θερμοκρασία. Αν την ξεπεράσει, συμπυκνώνει τους επιπλέον υδρατμούς. Στην περίπτωση που ο αέρας περιέχει μια τέτοια οριακή ποσότητα υδρατμών, χαρακτηρίζεται ως **κορεσμένος**. Στην περίπτωση που ο αέρας είναι κορεσμένος οι ροές της εξάτμισης (evaporation) και της συμπύκνωσης (condensation) βρίσκονται σε ισορροπία (Σχήμα 2.1.γ). Σε αντίθετη περίπτωση, χαρακτηρίζεται ως **ακόρεστος** (Σχήμα 2.1.β).

Πίνακας 2.1
Κατανομή υδρατμών καθ' ύψος

Υψόμετρο (km)	Περιεκτικότητα σε υδρατμούς (%)
0	1.3
1	1.0
2	0.69
3	0.49
4	0.37
	0.2
6	0.15
7	0.09
8	0.05



Σχήμα 2.1 (α) Αρχική κατάσταση, όταν δεν περιέχονται υδρατμοί στον όγκο αέρα πάνω από την ελεύθερη επίπεδη επιφάνεια νερού, (β) Μη κορεσμένος αέρας, (γ) Κορεσμένος αέρας.

2.2 ΕΚΦΡΑΣΕΙΣ ΥΓΡΑΣΙΑΣ

Η ποσότητα των υδρατμών που περιέχει ο ατμοσφαιρικός αέρας ονομάζεται υγρασία. Η υγρομετρική κατάσταση του αέρα, εκφράζεται με μια από τις παρακάτω υγρομετρικές παραμέτρους:

A. Τάση των υδρατμών (vapor pressure - e)

Οι υδρατμοί που δημιουργούνται κατά την εξάτμιση του νερού, διαχέονται στον περιβάλλοντα ατμοσφαιρικό αέρα και αναμιγνύονται μ' αυτόν, ασκούν τη δική τους μερική πίεση, που αποτελεί μέρος της ολικής ατμοσφαιρικής πίεσης. Η μερική αυτή πίεση των υδρατμών λέγεται τάση υδρατμών (e). Αν θεωρήσουμε ότι οι υδρατμοί συμπεριφέρονται σαν ιδανικό αέριο, από την καταστατική εξίσωση έχουμε

$$e = \rho_v R_v T \quad (2.1)$$

όπου: R_v , η ειδική σταθερά των υδρατμών ($R_v = 1000R^* / M_w = 461.51 \text{ JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$),

ρ_v , η πυκνότητα τους,

T , η θερμοκρασία του αέρα σε K,

$R^* = 8.3145 \text{ JK}^{-1}\text{mol}^{-1}$, η παγκόσμια σταθερά των αερίων, και

$M_w = 18.016 \text{ g}$, το μοριακό βάρος του νερού.

Στην περίπτωση, που ο αέρας είναι κορεσμένος με υδρατμούς, η τάση των υδρατμών λέγεται **μέγιστη τάση** (saturation vapor pressure) και συμβολίζεται με e_s . Η μέγιστη τάση των υδρατμών (e_s) μπορεί να υπολογιστεί από την εξίσωση των Clausius-Clapeyron. Γενικά η εξίσωση Clausius-Clapeyron περιγράφει πως η e_s πάνω από ένα υγρό μεταβάλλεται σε συνάρτηση της θερμοκρασίας T , όπως και τη μεταβολή του σημείου τήξης ενός στερεού σώματος με την πίεση. Ειδικά για την ατμόσφαιρα η εξίσωση Clausius-Clapeyron δίνεται από την:

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L}{T(a_{sv} - a_w)} \quad (2.2)$$

όπου: L = η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης του νερού = $2.500 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$, και

a_{sv} και a_w οι ειδικοί όγκοι του νερού στην υγρή και στην αέρια φάση αντίστοιχα.

Δεδομένου ότι, ο ειδικός όγκος των υδρατμών είναι πολύ μεγαλύτερος από αυτόν που καταλαμβάνει ο υγροποιημένος αέρας ($a_{sv} \gg a_w$)

η εξίσωση (2.2) δίνεται προσεγγιστικά:

$$\frac{de_s}{dT} \cong \frac{L}{Ta_{sv}} \quad (2.3)$$

Από την καταστατική εξίσωση για τους υδρατμούς ($a_{sv} = R_v T / e_s$) σε συνδυασμό με τη (2.2) και αντικαθιστώντας τη R_v συνεπάγεται,

$$\frac{1}{e_s} \frac{de_s}{dT} \cong \frac{Le_s}{R_v T^2} = \frac{LM_w}{1000R^* T^2} \quad (2.4)$$

Για τις σχετικά μικρές διακυμάνσεις της θερμοκρασίας στην ατμόσφαιρα, μπορούμε να θεωρήσουμε διαφορές, οπότε η εξίσωση (2.4) γίνεται:

$$\frac{1}{e_s} \frac{\Delta e_s}{\Delta T} \cong \frac{LM_w}{1000R^* T^2} \quad (2.4a)$$

Η λύση αυτής της εξίσωσης δίνει την εκθετική αύξηση της e_s με την αύξηση της θερμοκρασίας του ατμοσφαιρικού αέρα, όπως στο Σχήμα (2.2) και σε μεγαλύτερη ανάλυση στον Πίνακα (2.2).

Ολοκληρώνοντας στη συνέχεια από $T_o=273 \text{ K}$ σε T και λαμβάνοντας υπόψη ότι $e_{so}=6.11 \text{ hPa}$ για $T_o=273 \text{ K}$ (Πίνακας 2.2), η e_s (hPa) στη θερμοκρασία T (K), δίνεται από τη σχέση,

$$\ln \frac{e_s}{6.11} = \frac{L_v M_w}{1000R^*} \left(\frac{1}{273} - \frac{1}{T} \right) \cong 5.42 \times 10^3 \left(\frac{1}{273} - \frac{1}{T} \right) \quad (2.5)$$

Επίσης, στη βιβλιογραφία δίνονται εμπειρικές σχέσεις για τον υπολογισμό της μέγιστης τάσης των υδρατμών, όπως αυτή των Magnus-Tetens:

$$e_s = e_{so} \times 10^{\frac{\alpha T}{\beta + T}}$$

όπου: $\alpha = 7.5$ και $\beta = 237.3 \text{ }^\circ\text{C}$ (πάνω από το νερό)
 $\alpha = 9.7$ και $\beta = 265.5 \text{ }^\circ\text{C}$ (πάνω από τον πάγο)
 T = θερμοκρασία του αέρα σε $^\circ\text{C}$.

B. Αναλογία μίγματος (mixing ratio - r)

Ως αναλογία μίγματος r ορίζεται ο λόγος της μάζας m_v των υδρατμών προς τη μάζα m_d του ξηρού αέρα που περιέχονται στον όγκο V δείγματος υγρού αέρα ($m_a = m_v + m_d$). Με βάση τα παραπάνω ορίζεται:

$$r = \frac{m_v}{m_d} \quad \text{και για κορεσμένο αέρα} \quad r_s = \frac{m_{sv}}{m_d} \quad (2.6 \text{ α,β})$$

Η r εκφράζεται, συνήθως, σε γραμμάρια υδρατμών ανά χιλιόγραμμο ξηρού αέρα (g/kg). Προσοχή: στη λύση των ασκήσεων η r πρέπει να αντιστοιχεί σε αδιάστατο αριθμό.

Γ. Ειδική υγρασία (specific humidity - q)

Ειδική υγρασία (q) ενός δείγματος υγρού αέρα, ορίζεται ο λόγος της μάζας m_v των υδρατμών του προς τη μάζα του δείγματος m_a ($m_a = m_v + m_d$) και εκφράζεται σε γραμμάρια υδρατμών ανά χιλιόγραμμο υγρού αέρα.

$$q = \frac{m_v}{m_d + m_v} \quad (2.7)$$

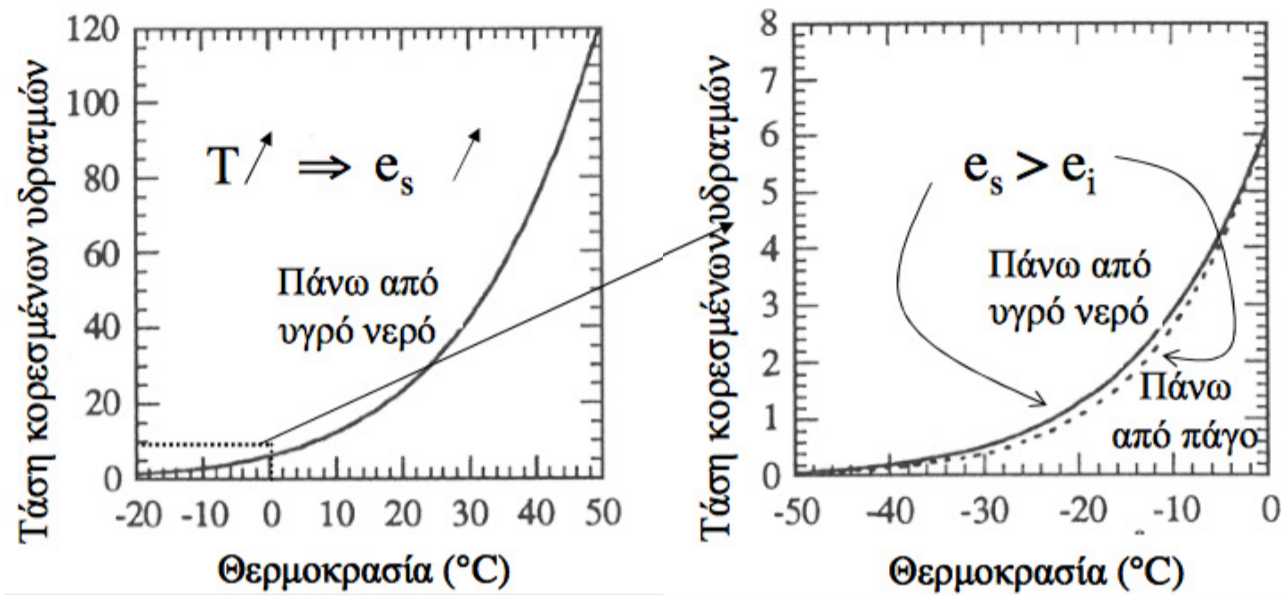
Εύκολα αποδεικνύεται ότι η ειδική υγρασία συνδέεται με την αναλογία μίγματος μέσω των σχέσεων:

$$q = \frac{r}{1+r} \quad (2.8 \alpha, \beta)$$

$$q_s = \frac{r_s}{1+r_s}$$

ή $q \approx r$ δεδομένου ότι $r \ll 1$ (2.9)

Μία τυπική τιμή για την ειδική υγρασία στην κατώτερη ατμόσφαιρα είναι 0.01 g/kg.



Σχήμα 2.2 Μέγιστη τάση των υδρατμών συναρτήσει της θερμοκρασίας του ατμοσφαιρικού αέρα

Πίνακας 2.2

Temperature (°C)	Vapour pressure (kPa)	Vapour pressure (mmHg)
0	0.6	4.5
3	0.8	6.0
5	0.9	6.8
8	1.1	8.3
10	1.2	9.0
12	1.4	10.5
14	1.6	12.0
16	1.8	13.5
18	2.1	15.8
19	2.2	16.5
20	2.3	17.5
21	2.5	18.7
22	2.6	19.8
23	2.8	21.1
24	3.0	22.4
25	3.2	23.8
26	3.4	25.2
27	3.6	26.7
28	3.8	28.4
29	4.0	30.0
30	4.2	31.5
32	4.8	36.0
35	5.6	42.0
40	7.4	55.5
50	12.3	92.3
60	19.9	149.3
70	31.2	234.1
80	47.3	354.9
90	70.1	525.9
100	101.3	760.0

Δ. Σχετική υγρασία (relative humidity - RH)

Σχετική υγρασία του ατμοσφαιρικού αέρα ονομάζεται ο λόγος της μάζας m_v των υδρατμών που περιέχονται σε έναν όγκο υγρού αέρα, προς τη μάζα των υδρατμών m_{sv} που θα περιείχε ο όγκος αυτός, αν ήταν κορεσμένος με υδρατμούς, υπό τις ίδιες συνθήκες πίεσης P και θερμοκρασίας T ,

$$RH = \frac{m_v}{m_{sv}} \quad (2.10)$$

Η σχετική υγρασία δίνει το μέτρο του κατά πόσο η ατμόσφαιρα απέχει από την κατάσταση κόρου. Αυτό έχει μεγάλη σημασία από κλιματολογική και βιολογική πλευρά, καθώς οι διάφοροι οργανισμοί επηρεάζονται από τη σχετική υγρασία και όχι από την απόλυτη υγρασία. Η RH μπορεί να οριστεί και ως ο λόγος της τάσης των υδρατμών e προς τη μέγιστη τάση αυτών e_s (στην ίδια τιμή θερμοκρασίας του δείγματος), αλλά και ως ο λόγος της αναλογίας μίγματος προς την αναλογία μίγματος κορεσμένου ατμοσφαιρικού αέρα που βρίσκεται στις ίδιες συνθήκες θερμοκρασίας και πίεσης, δηλαδή ισχύει:

$$RH = 100 \frac{r}{r_s} = 100 \frac{e}{e_s} \quad (2.11)$$

Όπως φαίνεται από τη σχέση (2.11), η τιμή της RH είναι μικρότερη της μονάδας και γι' αυτό συνήθως εκφράζεται σε εκατοστιαία (%) τιμή. Στην κατάσταση κόρου, η σχετική υγρασία είναι ίση με 100%. Πολλές φορές η ατμόσφαιρα γίνεται υπέρκορη με υδρατμούς

και τότε ισχύει $RH > 100\%$. Το φαινόμενο αυτό προκαλείται με την αδιαβατική εκτόνωση, με την ψύξη μέσω ακτινοβολίας και με την ανάμειξη κορεσμένων αερίων μαζών διαφορετικών θερμοκρασιών. Η σχετική υγρασία είναι μία εξαιρετικά μεταβλητή παράμετρος, καθώς επηρεάζεται από τις μεταβολές τόσο της θερμοκρασίας όσο και της ατμοσφαιρικής πίεσης.

Αν δεχτούμε ότι τόσο οι υδρατμοί όσο και ο ξηρός αέρας υπακούουν στην καταστατική εξίσωση, εύκολα αποδεικνύεται, ότι ανάμεσα στα μεγέθη r , e και ολική πίεση P ισχύει η σχέση:

$$r = \varepsilon \frac{e}{P - e} \quad (2.12)$$

και αντίστοιχα για την κατάσταση κόρου

$$r_s = \varepsilon \frac{e_s}{P - e_s} \quad (2.13)$$

όπου: $\varepsilon = MB_w / MB_a = 18 / 29 = 0.622$

Επειδή η τάση των υδρατμών e ή e_s είναι πολύ μικρότερη της ολικής πίεσης P ($P \gg e$, $P \gg e_s$), οι σχέσεις (2.12) και (2.13) γράφονται κατά προσέγγιση:

$$\begin{aligned} r &\approx 0.622 \frac{e}{P}, \\ r_s &\approx 0.622 \frac{e_s}{P} \end{aligned} \quad (2.14 \alpha - \beta)$$

E. Απόλυτη υγρασία (absolute humidity - β)

Η απόλυτη υγρασία ορίζεται ως ο λόγος της μάζας των υδρατμών m_v , προς τον όγκο V του αέρα στον οποίο περιέχονται. Η μαθηματική έκφραση της απόλυτης υγρασίας είναι:

$$\beta = \frac{m_v}{V} \quad (2.15)$$

Συνδυάζοντας την (2.15) με την καταστατική εξίσωση (2.1), καταλήγουμε στη σχέση που συνδέει την απόλυτη υγρασία με την αντίστοιχη τάση των υδρατμών (e),

$$\beta = \frac{e}{R_v T} = 21667 \frac{e}{(T + 273.16)} \quad (2.16)$$

όπου: e σε kPa και T σε °C.

Όταν η τάση e υπολογιστεί σε mmHg και η υγρασία β σε g/m^3 και επικρατούν συνηθισμένες μετεωρολογικές συνθήκες, η σχέση (2.16) γίνεται:

$$\beta \approx e \quad (2.17)$$

δηλαδή, για πρακτικές εφαρμογές, η απόλυτη υγρασία και η τάση των υδρατμών εκφράζονται με τον ίδιο αριθμό. Το ίδιο ισχύει και όταν η ατμόσφαιρα είναι κορεσμένη με υδρατμούς ($e \equiv e_s$).

Z. Έλλειμμα κόρου ή κοροπλήρωμα (saturation deficit - SD)

Έλλειμμα κόρου ή κοροπλήρωμα ονομάζεται η διαφορά ανάμεσα στην τάση των υδρατμών του ατμοσφαιρικού αέρα (e) και στη μέγιστη τάση των υδρατμών (e_s) στην ίδια θερμοκρασία:

$$SD = e_s - e \quad (2.18)$$

H. Θερμοκρασία του σημείου δρόσου (dew-point temperature - T_d)

Θερμοκρασία του σημείου δρόσου ή απλά θερμοκρασία δρόσου ονομάζεται η θερμοκρασία στην οποία πρέπει να ψυχθεί μία αέρια μάζα, υπό σταθερή πίεση και χωρίς προσθήκη ή αφαίρεση υδρατμών, ώστε να κορεστεί ($RH = 100\%$). Στην περίπτωση αυτή, η τάση e των υδρατμών που υπάρχουν, γίνεται ίση με τη μέγιστη τάση e_s των ιδίων υδρατμών στη θερμοκρασία του σημείου δρόσου (T_d),

$$e(T) = e_s(T_d) \quad (2.19)$$

οπότε γνωρίζοντας την T_d , η σχετική υγρασία μπορεί να υπολογιστεί από την:

$$RH = 100 \frac{e_s(T_d)}{e_s(T)} \quad (2.20)$$

Είναι φανερό ότι όταν η θερμοκρασία του αέρα και η θερμοκρασία δρόσου συμπίπτουν, τότε η σχετική υγρασία είναι 100%. Καθώς ο θερμός αέρας συγκρατεί περισσότερους υδρατμούς από τον ψυχρό αέρα, η θερμοκρασία (ή σημείο) δρόσου, κατά μέσο όρο, είναι μεγαλύτερη το καλοκαίρι παρά το χειμώνα, και γενικότερα αυξάνει με την αύξηση της θερμοκρασίας του αέρα.

Θ. Θερμοκρασία του υγρού θερμομέτρου (Wet-bulb temperature - T_w)

Θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου (T_w) ονομάζεται η θερμοκρασία που αποκτά ο ατμοσφαιρικός αέρας υπό σταθερή πίεση (ισοβαρικά), όταν μέσα σ' αυτόν γίνεται συνεχής εξάτμιση νερού μέχρι να γίνει κορεσμένος, χωρίς ανταλλαγή θερμότητας με το περιβάλλον (αδιαβατικά). Θεωρούμε δείγμα αέρα μάζας m το οποίο ψύχεται από την αρχική θερμοκρασία T στη θερμοκρασία T_w , με εξάτμιση μάζας νερού m_v . Εφόσον δεν υπάρχει άλλη πηγή/καταβόθρα θερμότητας, η λανθάνουσα θερμότητα που απαιτείται για την εξάτμιση δίνεται από τη σχέση:

$$Lm_v = mC_p(T - T_w) \quad \text{ή} \quad \frac{m_v}{m} = \frac{C_p}{L}(T - T_w) \quad (2.21)$$

όπου: C_p , η ειδική θερμοχωρητικότητα του αέρα = $1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$

Αν θεωρήσουμε ότι η μάζα m παραμένει σταθερή κατά τη διαδικασία, τότε ο λόγος m_v/m δίνει την αύξηση της ειδικής υγρασίας του αέρα όταν μεταβαίνει από την αρχική κατάσταση $q(T)$ στην τελική $q_s(T_w)$,

$$\frac{m_v}{m} = q_s(T_w) - q(T) \quad (2.22)$$

Από το συνδυασμό των σχέσεων (2.21) και (2.22) προκύπτει,

$$q(T) = q_s(T_w) - \frac{C_p}{L}(T - T_w) \quad (2.23)$$

Αντικαθιστώντας τις εκφράσεις q , λαμβάνοντας υπόψη τις εξισώσεις (2.11), (2.12) και (2.14), η τάση των υδρατμών (e) υπολογίζεται από την ψυχομετρική εξίσωση:

$$e = e_s(T_w) - \frac{C_{pa}}{0.622L_u}(T - T_w)P \quad (2.24)$$

Από τον ορισμό της θερμοκρασίας του υγρού θερμομέτρου προκύπτει ότι:

α. για τον ακόρεστο ατμοσφαιρικό αέρα ισχύει: $T > T_w > T_d$

β. για τον κορεσμένο ατμοσφαιρικό αέρα ισχύει: $T = T_w = T_d$

Η θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό της υγρασίας με τη βοήθεια των ψυχομέτρων (βλέπε παρακάτω).

2.3 ΗΜΕΡΗΣΙΑ ΚΑΙ ΕΤΗΣΙΑ ΠΟΡΕΙΑ ΤΗΣ ΥΓΡΑΣΙΑΣ

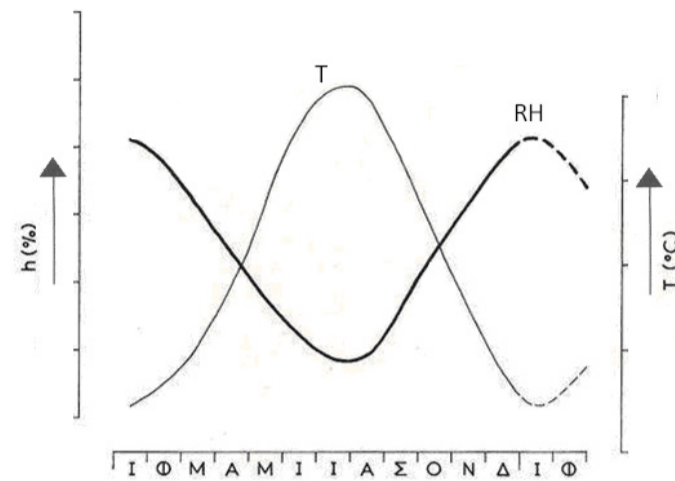
Η υγρασία του αέρα παρουσιάζει μεταβολές στη διάρκεια του 24ώρου όσο και του έτους. Συνήθως αναφερόμαστε στην ημερήσια πορεία της σχετικής υγρασίας η οποία είναι κανονική και ανταποκρίνεται στην ημερήσια πορεία της θερμοκρασίας, με μέγιστο περί την ώρα του ελαχίστου της θερμοκρασίας και ελάχιστο περί την ώρα του μεγίστου της θερμοκρασίας (Σχήμα 2.3). Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι αυξανόμενης της θερμοκρασίας του αέρα αυξάνεται περισσότερο η μέγιστη τάση απ' ότι η τάση των υδρατμών, και κατά συνέπεια μικραίνει η τιμή της σχετικής υγρασίας. Το ημερήσιο εύρος της σχετικής υγρασίας εξαρτάται επίσης από το ημερήσιο εύρος της θερμοκρασίας του αέρα, με μεγαλύτερες τιμές πάνω από τις ηπείρους από ότι πάνω από τους ωκεανούς. Με επικράτηση της θαλάσσιας αύρας, η ημερήσια πορεία της σχετικής υγρασίας γίνεται διπλή.

Η ετήσια πορεία της σχετικής υγρασίας του αέρα παρουσιάζει απλή κύμανση (Σχήμα 2.4), αντίθετη της ετήσιας πορείας της θερμοκρασίας του αέρα, με μέγιστο κατά το χειμώνα (Ιανουάριος) και ελάχιστο κατά το καλοκαίρι (Ιούλιος, Αύγουστος).

Το μέγιστο και ελάχιστο της απόλυτης υγρασίας (β) συνήθως σημειώνεται αντίστοιχα κοντά στο μέγιστο και ελάχιστο της θερμοκρασίας του αέρα. Η ημερήσια πορεία της ειδικής υγρασίας (q) παρουσιάζει ένα ελάχιστο γύρω στην ανατολή του ήλιου. Αυτό, γιατί, κατά τη διάρκεια της νύχτας, γίνεται συμπύκνωση των υδρατμών και σχηματισμός δρόσου ή πάχνης, πράγμα που σημαίνει αφαίρεση υδρατμών από την ατμόσφαιρα. Μετά την ανατολή του ήλιου, η δρόσος εξατμίζεται και οι υδρατμοί επιστρέφουν και πάλι στην ατμόσφαιρα. Μέγιστο παρατηρείται κατά τις απογευματινές ώρες όταν οι ανοδικές κινήσεις ελαττώνονται σε μεγάλο βαθμό, αλλά η τιμή της θερμοκρασίας του αέρα παραμένει υψηλή με αποτέλεσμα, η διαδικασία της εξάτμισης να συνεχίζεται.



Σχήμα 2.3 Ημερήσια πορεία της RH και T .



Σχήμα 2.4 Ετήσια πορεία της RH και T.

2.4 ΜΕΤΡΗΣΗ ΤΗΣ ΥΓΡΑΣΙΑΣ ΤΟΥ ΑΕΡΑ

Η υγρασία της ατμόσφαιρας μετρείται με ειδικά όργανα της Μετεωρολογίας που ονομάζονται υγρόμετρα. Υπάρχουν διάφοροι τύποι υγρομέτρων, όπως το ψυχρόμετρο, το υγρόμετρο τρίχας, το συμπυκνωτικό υγρόμετρο, το χημικό ή ηλεκτρικό υγρόμετρο. Η λειτουργία αυτών των οργάνων στηρίζεται:

1. σε μετρήσεις θερμοκρασιών (ψυχρόμετρο)
2. σε αλλαγή των φυσικών διαστάσεων υλικών λόγω απορρόφησης της υγρασίας (υγρόμετρο τρίχας)
3. σε συμπύκνωση ενός πολύ λεπτού στρώματος νερού (συμπυκνωτικό υγρόμετρο)
4. σε αλλαγές των χημικών ή ηλεκτρικών ιδιοτήτων λόγω απορρόφησης ή προσρόφησης υδρατμών (χημικό ή ηλεκτρικό υγρόμετρο)
5. σε φάσματα απορρόφησης υδρατμών.

A. Ψυχρόμετρο. Τόσο η απόλυτη υγρασία όσο και η σχετική υγρασία μετρούνται με το ψυχρόμετρο. Το ψυχρόμετρο αποτελείται από δύο όμοια θερμομέτρα (συνήθως δύο κοινά υδραργυρικά θερμομέτρα), τοποθετημένα παράλληλα σε κατακόρυφη θέση το ένα δίπλα στο άλλο. Το ένα μετρά τη θερμοκρασία του αέρα και δείχνει την καλούμενη θερμοκρασία ξηρού θερμομέτρου (T). Το δοχείο του άλλου θερμομέτρου καλύπτεται με ύφασμα που διατηρείται υγρό με αποσταγμένο νερό και έτσι, το θερμομέτρο αυτό δείχνει την καλούμενη θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου (T_w). Όταν το ψυχρόμετρο αερίζεται καλά, λαμβάνει χώρα εξάτμιση από την επιφάνεια του υγρού θερμομέτρου και η θερμοκρασία του πέφτει. Όταν επιτευχθεί ισορροπία, η T_w σταθεροποιείται. Η απόλυτη υγρασία (β), που εκφράζεται και με τη μερική πίεση των υδρατμών (e), υπολογίζεται από την ψυχομετρική εξίσωση (2.24). Το ψυχρόμετρο χρησιμοποιείται είτε με φυσικό αερισμό όπως μέσα σε μετεωρολογικό κλωβό (π.χ. ψυχρόμετρο τύπου August, Σχήμα 2.5α) ή με τεχνητό αερισμό (τύπου Assmann, Σχήμα 2.5β). Η ανάγνωση του ψυχρόμετρου Assmann πρέπει να γίνεται 3-5 λεπτά μετά την ύγρανση του θερμομέτρου.

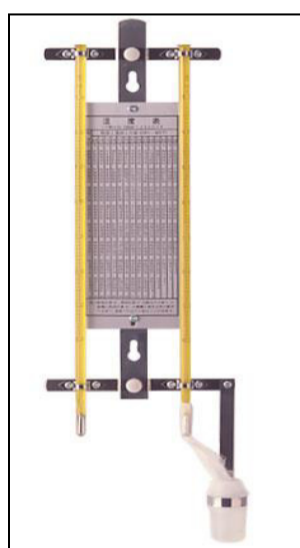
B. Υγρόμετρο τριχός. Το υγρόμετρο τριχός στηρίζεται στο φαινόμενο της μεταβολής του μήκους ανθρωπίνων ή ζωικών τριχών ανάλογα με την ποσότητα υδρατμών στην ατμόσφαιρα. Όταν η σχετική υγρασία αλλάζει από 0% σε 100%, η ανθρώπινη τρίχα υπόκειται σε αύξηση του μήκους της κατά 2.0-2.5%. Λόγω αυτής της ιδιότητας, η τρίχα χρησιμοποιείται σαν αισθητήριο στις περιπτώσεις που χρειάζεται συνεχής καταγραφή της υγρασίας. Οι υδρογράφοι έχουν συνήθως δέσμη ανθρωπίνων τριχών, η έκταση ή η συρρίκνωση των οποίων μεταφέρεται μέσω συστήματος μοχλών σε γραφίδα προσαρμοσμένη σε περιστρεφόμενη με ωρολογιακό μηχανισμό χάρτινη ταινία βαθμονομημένη με κλίμακα από 0 έως 100 (Σχήμα 2.6). Βασικά μειονεκτήματα αυτών των αισθητήρων είναι η σημαντική αλλαγή των φυσικών χαρακτηριστικών τους με το χρόνο, η μεγάλη υστέρηση και η μεγάλη χρονική καθυστέρηση στην απόκριση στις αλλαγές της υγρασίας.

Σε περιπτώσεις μετρήσεων ανώτερης ατμόσφαιρας χρησιμοποιούνται τα συμπυκνωτικά υγρόμετρα και τα χημικά ή ηλεκτρικά υγρόμετρα.

Γ. Συμπυκνωτικά υγρόμετρα. Τα υγρόμετρα αυτά μετρούν τις θερμοκρασίες στις οποίες συμβαίνει συμπύκνωση υδρατμών. Στην κατηγορία αυτή ανήκουν τα υγρόμετρα σημείου δρόσου τα οποία μετρούν απ' ευθείας τη θερμοκρασία στην οποία συμβαίνει συμπύκνωση υδρατμών πάνω σε στιλπνή επιφάνεια. Είναι όργανα ακρίβειας και χρησιμοποιούνται για τη βαθμονόμηση άλλων οργάνων.

Δ. Χημικά ή Ηλεκτρικά υγρόμετρα. Τα όργανα αυτά μετρούν ηλεκτρονικά, τη μεταβολή μίας ηλεκτρικής παραμέτρου (συνήθως αντίστασης ή χωρητικότητας) που οφείλεται σε μεταβολή της σχετικής υγρασίας. Το ευαίσθητο στοιχείο τους μπορεί να είναι μία αντίσταση από ηλεκτρολυτικό ή υγροσκοπικό υλικό είτε ένας πυκνωτής με υγροσκοπικό διηλεκτρικό. Τα στοιχεία αυτά είναι ευαίσθητα σε υψηλές υγρασίες και καταστρέφονται ή μεταβάλλονται ανεπανόρθωτα αν εκτεθούν σε υψηλά ποσοστά υγρασίας για αρκετά χρονικό διάστημα (ώρες). Είναι όργανα κατάλληλα για μετρήσεις από απόσταση, π.χ. ραδιοβολίσεις.

Ε. Μέτρηση υγρασίας από φάσματα απορρόφησης υδρατμών. Το φάσμα απορρόφησης των υδρατμών παρέχει το μηχανισμό με τον οποίο ένας αναλυτής αερίων υπέρυθρης ακτινοβολίας μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τη μέτρηση της περιεκτικότητας του αέρα σε υδρατμούς. Η αρχή λειτουργίας του στηρίζεται στο γεγονός ότι η απορρόφηση υπέρυθρης ακτινοβολίας από κυψελίδες αερίων είναι ανάλογη της συγκέντρωσης του αερίου που απορροφά (υδρατμούς στη συγκεκριμένη περίπτωση). Τα συστήματα αναλυτών υπέρυθρης ακτινοβολίας είναι πολύ ακριβή και μπορούν να είναι ταχείας απόκρισης.

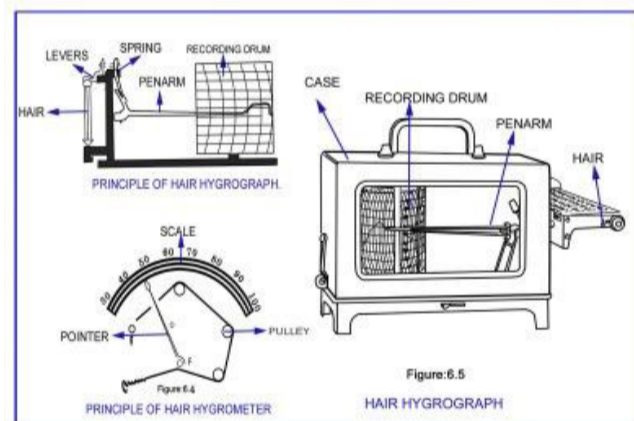


(α)



(β)

Σχήμα 2.5: Ψυγρόμετρο α) August, β) περιστρεπτό Assman



Σχήμα 2.6: Υγρογράφος

3. ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ ΚΑΙ ΥΓΡΑΣΙΑΣ – ΒΙΟΚΛΙΜΑΤΙΚΟΙ ΔΕΙΚΤΕΣ

Ορισμένα κλιματικά στοιχεία ή οι συνδυασμοί τους καθορίζουν τους βιοκλιματικούς δείκτες του άμεσου περιβάλλοντος του ανθρώπου και επηρεάζουν το βαθμό της βιολογικής του ευεξίας και ευδαιμονίας. Τα σημαντικότερα κλιματικά στοιχεία από πλευράς επίδρασης στον άνθρωπο είναι η θερμοκρασία, η υγρασία, η ηλιοφάνεια και ο άνεμος. Στη συνέχεια, αναφέρονται οι κυριότεροι βιοκλιματικοί δείκτες και οι τρόποι επίδρασής τους.

A. Αισθητή θερμοκρασία

Ο συνδυασμός της θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας σε μια εμπειρική μαθηματική σχέση δίνει μια παράμετρο, η οποία ονομάζεται αισθητή θερμοκρασία και εκφράζεται σε °C. Η μαθηματική σχέση για την αισθητή θερμοκρασία (T_e) είναι:

$$T_e = T - 0.4 \cdot (T - 10) \cdot (1 - 0.01 \cdot RH) \quad (3.1)$$

όπου T είναι η θερμοκρασία του ξηρού θερμομέτρου σε °C και RH είναι η σχετική υγρασία (%). Για παράδειγμα, θερμοκρασία 30°C και σχετική υγρασία 50 % θα δώσει αισθητή θερμοκρασία 26°C. Οι τιμές αισθητής θερμοκρασίας μεταξύ 18 και 22°C καθορίζουν τα όρια της ζώνης φυσιολογικής άνεσης και ευεξίας της πλειονότητας των υγιών και κανονικά ντυμένων ανθρώπων. Όταν η αισθητή θερμοκρασία ξεπερνά τους 22°C, ο ανθρώπινος οργανισμός αισθάνεται δυσφορία λόγω ζέστης, ενώ όταν αυτή είναι κάτω από τους 18°C ο οργανισμός αισθάνεται δυσφορία λόγω ψύχους.

B. Δείκτης θερμότητας (Heat Index)

Ο δείκτης θερμότητας αποτελεί ένα μέτρο του κατά πόσο η θερμοκρασία του αέρα σε συνδυασμό με τα ποσοστά σχετικής υγρασίας επηρεάζουν την αίσθηση άνεσης ή δυσφορίας του πληθυσμού, καθώς και τις συνέπειες που μπορεί να υποστεί ο ανθρώπινος οργανισμός. Το καλοκαίρι και γενικά σε οποιαδήποτε θερμή περίοδο, ο ανθρώπινος οργανισμός διατηρεί τη θερμοκρασία του εντός των φυσιολογικών ορίων με τη διαδικασία της εφίδρωσης. Ο ιδρώτας, που κατά κύριο λόγο αποτελείται από νερό, εξατμίζεται απομακρύνοντας θερμότητα από το σώμα με αποτέλεσμα να δροσίζεται το δέρμα. Ωστόσο, αν η σχετική υγρασία του αέρα κυμαίνεται σε υψηλά επίπεδα, τότε η παραπάνω διαδικασία ελαττώνεται, με αποτέλεσμα τον περιορισμό της εξάτμισης. Έτσι, το σώμα αδυνατεί να αποβάλλει το πλεόνασμα θερμότητας αισθανόμενο πλέον υψηλότερη θερμοκρασία από την πραγματική. Όσο αυξάνεται ο δείκτης θερμότητας, τόσο περιορίζεται το αίσθημα άνεσης και σταδιακά προκύπτει αίσθημα δυσφορίας. Πάνω από κάποια όρια του δείκτη, οι επιπτώσεις στην υγεία είναι αρκετά σοβαρές (Πίνακας 3.1). Οι επιπτώσεις αυτές αποτελούν θεωρητικές μέσες τιμές σχετικά με τον πληθυσμό, ενώ στην πραγματικότητα έχουν εξάρτηση και από άλλες παραμέτρους π.χ. ηλικία, φύλο, ένδυση, φυσική κατάσταση και υγεία.

Πίνακας 3.1 Δείκτης θερμότητας συναρτήσει της σχετικής υγρασίας σε % και της θερμοκρασίας του αέρα σε °C.

ΔΕΙΚΤΗΣ ΘΕΡΜΟΤΗΤΑΣ - HEAT INDEX (C)

	25%	30%	35%	40%	45%	50%	55%	60%	65%	70%	75%	80%	85%	90%	95%	100%
42°	48	50	52	55	57	59	62	64	66	68	71	73	75	77	80	83
41°	46	48	51	53	55	57	59	61	64	66	68	70	72	74	76	79
40°	45	47	49	51	53	55	57	59	61	63	65	67	69	71	73	75
39°	43	45	47	49	51	53	55	57	59	61	63	65	66	68	70	72
38°	42	44	45	47	49	51	53	55	56	58	60	62	64	66	67	69
37°	40	42	44	45	47	49	51	52	54	56	58	59	61	63	65	66
36°	39	40	42	44	45	47	49	50	52	54	55	57	59	60	62	63
35°	37	39	40	42	44	45	47	48	50	51	53	54	56	58	59	61
34°	36	37	39	40	42	43	45	46	48	49	51	52	54	55	57	58
33°	34	36	37	39	40	41	43	44	46	47	48	50	51	53	54	56
32°	33	34	36	37	38	40	41	42	44	45	46	48	49	50	52	53
31°	32	33	34	35	37	38	39	40	42	43	44	45	47	48	49	50
30°	30	32	33	34	35	36	37	39	40	41	42	43	45	46	47	48
29°	29	30	31	32	33	35	36	37	38	39	40	41	42	43	45	46
28°	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43
27°	27	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41
26°	26	26	27	28	29	30	31	32	33	34	34	35	36	37	38	39
25°	25	25	26	27	27	28	29	30	31	32	33	34	34	35	36	37
24°	24	24	24	25	26	27	28	28	29	30	31	32	33	33	34	35
23°	23	23	23	24	25	25	26	27	28	28	29	30	31	32	32	33
22°	22	22	22	22	23	24	25	25	26	27	27	28	29	30	30	31

< 29 C° Καθόλου δυσφορία
30 - 34 C° Ελαφρά αίσθηση δυσφορίας
35 - 39 C° Έντονη αίσθηση δυσφορίας : να αποφεύγεται η έντονη κόπωση
40 - 45 C° Υψηλή αίσθηση δυσφορίας : να αποφεύγεται η κόπωση
46 - 53 C° Σημαντικός κίνδυνος : να αποφεύγεται κάθε δραστηριότητα
≥ 54 C° Μεγάλος κίνδυνος για την υγεία: πιθανή καρδιακή προσβολή

Πίνακας 3.2. Οριακές τιμές του δείκτη δυσφορίας DI.

DI (°C)	Κατηγορίες δυσφορίας
<21	Δεν υπάρχει δυσφορία
21 < DI ≤ 24	Δυσφορεί ποσοστό < 50 % του πληθυσμού
24 < DI ≤ 27	Δυσφορεί ποσοστό > 50 % του πληθυσμού
27 < DI ≤ 29	Δυσφορεί το μεγαλύτερο μέρος του συνολικού πληθυσμού
29 < DI ≤ 32	Όλος ο πληθυσμός αισθάνεται δυσφορία
DI > 32	Κατάσταση αυξημένης ετοιμότητας, έντονη δυσφορία με κίνδυνο καρδιακών επεισοδίων

Γ. Δείκτης θερμικής δυσφορίας (Discomfort Index - DI)

Ο δείκτης δυσφορίας DI (Discomfort Index ή Temperature – Humidity index) του Thom εκφράζεται συναρτήσει της θερμοκρασίας του αέρα και της σχετικής υγρασίας από τη σχέση:

$$DI(^{\circ}C) = T_a - 0.55(1 - 0.01RH)(T_a - 14.5) \quad (3.2)$$

όπου T_a είναι η θερμοκρασία του αέρα σε βαθμούς Κελσίου και RH είναι η σχετική υγρασία (%). Ο Thom βρήκε μία κλίμακα οριακών τιμών του δείκτη, η οποία αντιπροσωπεύει διάφορα επίπεδα δυσφορίας (Πίνακας 3.2). Π.χ. για τιμές του δείκτη μικρότερες από 21°C, δεν υπάρχει αίσθημα δυσφορίας στον πληθυσμό, ενώ για τιμές DI μεγαλύτερες από 24°C, πάνω από το 50% του πληθυσμού αισθάνεται θερμική δυσφορία. Καθώς οι τιμές DI αυξάνονται, το αίσθημα δυσφορίας αυξάνει. Η κατάσταση αυξημένης ετοιμότητας καθορίστηκε για τιμές DI που ξεπερνούν τους 32°C.

4. ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΣΤΙΣ ΣΧΕΣΕΙΣ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΥΓΡΑΣΙΑΣ - ΥΠΟΔΕΙΓΜΑΤΑ ΑΣΚΗΣΕΩΝ

ΥΠΟΔΕΙΓΜΑ 1

Μία χρονική στιγμή, η θερμοκρασία T είναι 20°C , η θερμοκρασία του υγρού θερμομέτρου T_w είναι 15°C και η πίεση 1013 hPa . Αν είναι γνωστό ότι η μέγιστη τάση των υδρατμών στους 20 , 15 και 11.6°C είναι 23.3 , 17.0 και 13.7 hPa , μπορούν να υπολογιστούν όλα τα μεγέθη της υγρασίας. Δίνονται η $L=2.500 \times 10^6\text{ J kg}^{-1}$ και η $C_p=1004\text{ J kg}^{-1}\text{ K}^{-1}$.

Από την ψυχομετρική εξίσωση (2.23): $q(20) = q_s(15) - [1004/2.500 \times 10^6] (20-15)$ (α)

Θεωρώντας ότι ισχύει $q_s \approx r_s$ (εξίσωση 2.9) και σε συνδυασμό με την εξίσωση (2.14β) η ειδική υγρασία $q_s(15)$ υπολογίζεται:

$$q_s(15) = 0.622 e_s(15)/P = 0.622 \times (17.0/1013) = 0.0104$$

Οπότε από την εξίσωση (α) προκύπτει, $q(20) = 0.0104 - 0.0020 = 0.0084$. Άρα η ειδική υγρασία του αέρα είναι 8.4 g kg^{-1} .

Χρησιμοποιώντας τις ίδιες εξισώσεις (2.9 και 2.14α) υπολογίζεται η αντίστοιχη τάση των υδρατμών:

$$e = qP/0.622 = 0.0084 \times (1013/0.622) = 13.7\text{ hPa}.$$

Εφόσον η πίεση 13.7 hPa είναι η μέγιστη τάση για τη θερμοκρασία των 11.6°C , αυτή η θερμοκρασία αντιστοιχεί στη θερμοκρασία δρόσου T_d .

Γνωρίζοντας την T_d , η σχετική υγρασία μπορεί να υπολογιστεί από την εξίσωση (2.20): $RH = 100 \times 13.7/23.3 \approx 59\%$.

Άρα $q=8.4\text{ g kg}^{-1}$, $T_d = 11.6^\circ\text{C}$ και $RH \approx 59\%$. Παρατηρείστε ότι η T_w είναι σχεδόν στο ενδιάμεσο μεταξύ της T και T_d .

ΥΠΟΔΕΙΓΜΑ 2

Υπολογισμός της θερμοκρασίας δρόσου T_d από τη σχετική υγρασία RH και τη θερμοκρασία του αέρα T . Αν ένας σταθμός μετράει θερμοκρασία αέρα ίση με 15.6°C και σχετική υγρασία ίση με 47% , είναι δυνατόν να υπολογιστεί η θερμοκρασία δρόσου, χρησιμοποιώντας τις ακόλουθες εξισώσεις:

Αρχικά, υπολογίζεται η τάση κορεσμένων υδρατμών e_s από την εξίσωση (2.5) ή την εξίσωση Magnus-Tetens. Από την (2.5) προκύπτει:

$$\ln \frac{e_s}{6.11} \cong 5.42 \times 10^3 \left(\frac{1}{273} - \frac{1}{273 + 15.6} \right) = 1.073. \quad \text{Άρα } e_s \approx 17.86\text{ mb}.$$

Έπειτα, από την τάση κορεσμένων υδρατμών e_s και τη σχετική υγρασία RH υπολογίζεται η τάση των υδρατμών e του αέρα μέσω της εξίσωσης (2.11):

$$e = RH e_s / 100 = 8.39\text{ mb}.$$

Τέλος, για τη θερμοκρασία δρόσου T_d θεωρώντας ότι ισχύει η εξίσωση (2.19), δηλαδή ότι η τάση e των υδρατμών που υπάρχουν γίνεται ίση με τη μέγιστη τάση e_s των ιδίων υδρατμών στη θερμοκρασία του σημείου δρόσου T_d , $e(T) = e_s(T_d)$ και εφαρμόζοντας ξανά την εξίσωση (2.5) με πίεση κορεσμένων υδρατμών e , υπολογίζεται η T_d :

$$\ln \frac{8.39}{6.11} \cong 5.42 \times 10^3 \left(\frac{1}{273} - \frac{1}{T_d} \right) \Rightarrow \frac{1}{T_d} \cong 0.0036$$

Έτσι, η θερμοκρασία δρόσου T_d είναι ίση με 4.4°C .

5. ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΕΣ ΑΣΚΗΣΕΙΣ

Σημείωση: Ο διδάσκοντας μπορεί να προτείνει συνδυασμό των παρακάτω προτεινόμενων εργαστηριακών ασκήσεων

ΑΣΚΗΣΗ 1

Δίνονται 10λεπτες μετρήσεις της θερμοκρασίας του αέρα και της σχετικής υγρασίας για μία τυπική ανοιξιάτικη ημέρα από τον αυτόματο μετεωρολογικό σταθμό του Πανεπιστημίου Αθηνών.

A) Χαράξτε την ημερήσια πορεία της θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας του αέρα και σχολιάστε.

B) Εντοπίστε τις μέγιστες και ελάχιστες τιμές αυτών καθώς και την ώρα που σημειώνονται.

Γ) Υπολογίστε για κάθε παράμετρο τις μέσες ωριαίες τιμές και τυπικές αποκλίσεις από τις 10λεπτες μετρήσεις. Χαράξτε πάλι την ημερήσια πορεία της θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας του αέρα. Τι παρατηρείτε;

Δ) Από τις ωριαίες τιμές που έχετε υπολογίσει στο προηγούμενο βήμα, βρείτε την απόλυτη μέγιστη και την απόλυτη ελάχιστη τιμή της θερμοκρασίας του αέρα για την ημέρα παρατήρησης. Στη συνέχεια, υπολογίστε το Η.Θ.Ε.

Ε) Μετά από συνεννόηση με το διδάσκοντα, συγκρίνετε το Η.Θ.Ε. που υπολογίσατε με εκείνο που προκύπτει από αντίστοιχες μετρήσεις που έχουν καταγραφεί σε άλλο σταθμό της Ε.Μ.Υ. ή για άλλη ημερομηνία του σταθμού του Πανεπιστημίου Αθηνών (ημέρα καύσωνα, νεφοσκεπή ημέρα).

ΑΣΚΗΣΗ 2

Δίνονται μέσες ωριαίες μετρήσεις (Πανεπιστήμιο Αθηνών) ή 3-ωρες (Ε.Μ.Υ., δίνονται από το διδάσκοντα) μετρήσεις της θερμοκρασίας του αέρα για ένα έτος αναφοράς. Υπολογίστε:

A) το ετήσιο θερμοκρασιακό εύρος

B) τις μέσες μηνιαίες τιμές της θερμοκρασίας του αέρα και κατασκευάστε κατάλληλο διάγραμμα.

Γ) Συγκρίνετε τα αποτελέσματά σας με μέσες κλιματολογικές τιμές (Πίνακες 5.1, 5.2, 5.3)

ΑΣΚΗΣΗ 3

Δίνονται 10λεπτες μετρήσεις της θερμοκρασίας και σχετικής υγρασίας του αέρα για δύο ημέρες (μία τυπική καλοκαιρινή και μία ημέρα καύσωνα).

A) Υπολογίστε τις μέσες ωριαίες τιμές και τυπικές αποκλίσεις της θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας του αέρα για τις δύο ημέρες.

B) Με τη βοήθεια του Πίνακα 3.1, υπολογίστε τις ωριαίες τιμές του δείκτη θερμότητας (Heat Index) για τις δύο ημέρες και χαράξτε την ημερήσια πορεία αυτού. Σχολιάστε.

Γ) Υπολογίστε τις ωριαίες τιμές του δείκτη δυσφορίας DI κατά τις δύο ημέρες και χαράξτε την ημερήσια πορεία αυτού. Σχολιάστε.

ΑΣΚΗΣΗ 4

Δίνονται 10λεπτες μετρήσεις της θερμοκρασίας του αέρα και της σχετικής υγρασίας για δύο ημέρες (μία τυπική καλοκαιρινή και μία τυπική χειμερινή).

A) Υπολογίστε τις μέσες ωριαίες τιμές και τυπικές αποκλίσεις της θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας του αέρα για τις δύο ημέρες.

B) Από τα ωριαία αποτελέσματά σας, υπολογίστε τις ωριαίες τιμές της θερμοκρασίας δρόσου. Χαράξτε στο ίδιο διάγραμμα την ημερήσια πορεία των τριών μεγεθών (T, T_d, RH). Σχολιάστε.

Πίνακας 5.1: Κλιματικά στοιχεία από το σταθμό του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών

(γ.π. 37° 58', γ.μ. 23° 43', ύψος σταθμού 107 m)				
(1981-2010)				
	ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)			RH (%)
	Μέση	Μέση μέγιστη	Μέση ελάχιστη	Μέση
Ιανουάριος	9.5	13.3	6.9	73.0
Φεβρουάριος	9.6	13.7	6.6	70.1
Μάρτιος	11.9	16.6	8.5	67.3
Απρίλιος	15.7	20.9	11.8	62.0
Μάιος	20.7	26.3	16.3	56.5
Ιούνιος	25.5	31.2	20.9	51.2
Ιούλιος	28.0	33.9	23.4	48.3
Αύγουστος	27.7	33.8	23.4	49.4
Σεπτέμβριος	23.7	29.5	19.7	58.1
Οκτώβριος	19.0	24.0	15.6	66.7
Νοέμβριος	14.3	18.4	11.4	73.8
Δεκέμβριος	10.9	14.4	8.4	74.9

Πίνακας 5.2: Κλιματικά στοιχεία από το σταθμό της Ε.Μ.Υ. ΕΛΛΗΝΙΚΟ

(γ.π. 37° 54', γ.μ. 23° 45', ύψος σταθμού 10 m)				
(1955-1997)				
	ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)			RH (%)
	Μέση	Μέση μέγιστη	Μέση ελάχιστη	Μέση
Ιανουάριος	10.3	13.6	7.0	68.8
Φεβρουάριος	10.6	14.1	7.1	68.0
Μάρτιος	12.3	15.7	8.4	65.9
Απρίλιος	15.9	19.4	11.4	62.6
Μάιος	20.7	24.1	15.8	59.0
Ιούνιος	25.2	28.7	20.1	52.8
Ιούλιος	28.0	31.8	22.8	47.0
Αύγουστος	27.8	31.7	22.8	47.1
Σεπτέμβριος	24.2	28.2	19.6	53.4
Οκτώβριος	19.5	23.2	15.6	62.1
Νοέμβριος	15.4	18.8	12.0	68.7
Δεκέμβριος	12.0	15.2	8.8	70.2

Πίνακας 5.3: Κλιματικά στοιχεία από το σταθμό της Ε.Μ.Υ. ΙΕΡΑΠΕΤΡΑ

(γ.π. 35° 00', γ.μ. 25° 44', ύψος σταθμού 10 m)				
(1956-1997)				
	ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)			RH (%)
	Μέση	Μέση μέγιστη	Μέση ελάχιστη	Μέση
Ιανουάριος	12.9	16.1	8.9	74.0
Φεβρουάριος	12.9	16.2	8.7	73.7
Μάρτιος	14.2	17.6	9.7	72.2
Απρίλιος	17.0	20.4	11.8	68.4
Μάιος	20.9	24.5	15.2	64.1
Ιούνιος	25.4	29.2	19.4	56.8
Ιούλιος	27.8	31.8	22.7	49.4
Αύγουστος	27.7	31.8	22.9	52.5
Σεπτέμβριος	24.9	28.8	20.2	59.6
Οκτώβριος	21.0	24.9	16.7	69.1
Νοέμβριος	17.5	21.1	13.5	73.3
Δεκέμβριος	14.5	17.7	10.6	74.3

Αναφορές

McIlveen, R., 2010: Fundamentals of Weather and Climate , Oxford University press, 2nd edition, ISBN 978-0-19-921542-3

Wallace, J., Hobbs, P., 2006: Atmospheric Science, 2nd Edition, Elsevier. ISBN-9780127329512

Steadman, R.G., 1979: The assessment of sultriness. Part I: A temperature-humidity index based on human physiology and clothing science. J. Appl. Meteor., 18, 861-873.

The Heat Index Equation - Technical Attachment [http://www.srh.noaa.gov/images/ffc/pdf/ta_htindx.PDF]

Wet-Bulb Temperature and Relative Humidity from Air Temperature and Dew-point Temperature [source:

<http://www.wrh.noaa.gov/slc/projects/wxcalc/formulas/rhWetBulbFromTd.pdf>]

Φλόκας Α., 1992: Μαθήματα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας. Εκδόσεις Ζήτη.

Ζαμπάκας Ι., 1981: Γενική Κλιματολογία. Εκδόσεις Αθηνά.

Κατσαφάδος Π. και Η. Μαυροματίδης, 2008: Αρχές Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας. Πανεπιστημιακές Σημειώσεις, Τμήμα Γεωγραφίας, Χαροκόπειο Πανεπιστήμιο.

Θεοχαράτος, Γ., 1994. Μαθήματα Φυσικής Κλιματολογίας, Πανεπιστημιακές Εκδόσεις του Πανεπιστημίου Αθηνών, Αθήνα

ΑΣΚΗΣΗ 3

ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΟΣ ΑΝΕΜΟΣ

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Ο ατμοσφαιρικός αέρας, που περιβάλλει τη γη, βρίσκεται σε συνεχή κίνηση. Οι παράγοντες εκείνοι που δημιουργούν και διαμορφώνουν τις ατμοσφαιρικές κινήσεις είναι η ηλιακή ακτινοβολία, που προσλαμβάνει τόσο η ατμόσφαιρα όσο και η επιφάνεια του εδάφους, η ανομοιογένεια του ανάγλυφου του εδάφους και η περιστροφική κίνηση της γης. Από τις κινήσεις του ατμοσφαιρικού αέρα, εκείνες που παρουσιάζουν ιδιαίτερη σημασία είναι οι οριζόντιες μετακινήσεις του, οι οποίες και χαρακτηρίζονται ως άνεμος. Δηλαδή, **άνεμος** καλείται κάθε ρεύμα του ατμοσφαιρικού αέρα που έχει κάποια σχετική κίνηση ως προς το έδαφος. Επειδή στις ατμοσφαιρικές κινήσεις η κάθετη συνιστώσα, σε σύγκριση με την οριζόντια είναι πολύ μικρή, ο όρος “άνεμος” αναφέρεται συνήθως μόνο στην οριζόντια συνιστώσα της κίνησης. Η κίνηση του ατμοσφαιρικού αέρα έχει διάφορες χωρικές και χρονικές κλίμακες. Παρατηρούνται ατμοσφαιρικές κινήσεις που κυμαίνονται από πλανητικές κλίμακες -καλούμενες κύματα Rossby - σε μεγάλης κλίμακας τροπικούς κυκλώνες, υφέσεις ή χαμηλά και τέλος σε μέσης και μικρής κλίμακας κινήσεις και τύρβη. Ο άνεμος στα επιφανειακά στρώματα της ατμόσφαιρας παρουσιάζει πολλές μεταβολές, τόσο στη διεύθυνση όσο και στην έντασή του, εξαιτίας της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας, των στροβίλων και της τριβής με το ανάγλυφο του εδάφους (Χρονοπούλου-Σερέλη και Φλόκας, 2010).

Ο άνεμος αποτελεί μια πολύ βασική μετεωρολογική και κλιματική παράμετρο και η εκτίμηση των χαρακτηριστικών του στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα έχει πολλές εφαρμογές, όπως στη διασπορά των ρύπων, στην αιολική ενέργεια, στη ναυσιπλοΐα, κλπ.

2. ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΑΝΕΜΟΥ

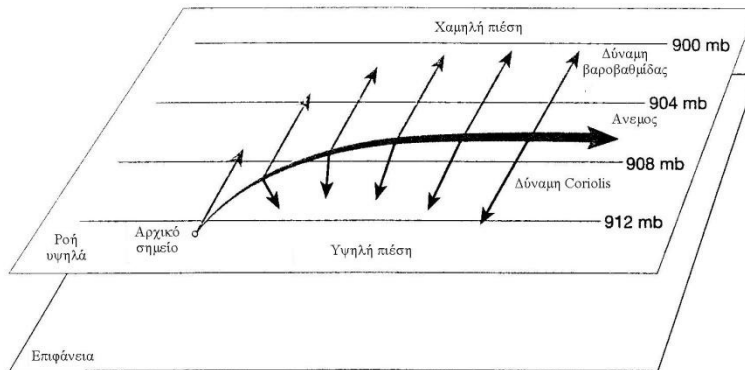
Η δημιουργία του ανέμου στηρίζεται στο δεύτερο νόμο του Νεύτωνα, που δηλώνει ότι ο ρυθμός μεταβολής της ορμής ενός αντικειμένου σε ένα αδρανειακό σύστημα συντεταγμένων ισούται με το άθροισμα όλων των δυνάμεων που ασκούνται σ' αυτό. Σε ένα τέτοιο σύστημα οι δυνάμεις για ατμοσφαιρικές κινήσεις που είναι ιδιαίτερης σημασίας είναι η δύναμη βαροβαθμίδας, η δύναμη βαρύτητας και η τριβή. Επειδή όμως οι ατμοσφαιρικές κινήσεις αναφέρονται σ' ένα σύστημα συντεταγμένων που περιστρέφεται με τη γη, θα πρέπει να ληφθούν υπόψη και η φυγόκεντρος δύναμη και η δύναμη Coriolis. Έτσι, ανάλογα με τις δυνάμεις που ασκούνται στα μόρια του αέρα υπάρχει και η αντίστοιχη κατάσταση ισορροπίας.

2.1 ΓΕΩΣΤΡΟΦΙΚΟΣ ΑΝΕΜΟΣ

Στην περίπτωση σταθερής ροής χωρίς τριβές, σε ευθείες παράλληλες, η ταχύτητα του ανέμου δίνεται από τη σχέση:

$$V_g = \frac{1}{f\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial n}$$

όπου ρ η πυκνότητα του αέρα, f η παράμετρος Coriolis, που είναι συνάρτηση του γεωγραφικού πλάτους φ και δίνεται από τη σχέση $f=2\cdot\Omega\cdot\sin\varphi$ με Ω τη γωνιακή ταχύτητα περιστροφής της γης και $\frac{\partial P}{\partial n}$ η βαροβαθμίδα, κάθετη στις ισοβαρείς. Ο άνεμος αυτός αναφέρεται ως “γεωστροφικός άνεμος” V_g και αντιπροσωπεύει ισορροπία μεταξύ της δύναμης βαροβαθμίδας και της δύναμης Coriolis. Η διεύθυνση του γεωστροφικού ανέμου είναι κατά μήκος των ισοβαρών έχοντας αριστερά του τις χαμηλές πιέσεις στο Βόρειο ημισφαίριο (Σχήμα 1). Στο Νότιο ημισφαίριο συμβαίνει το αντίθετο.



Σχήμα 1. Ισορροπία δυνάμεων και γεωστροφικός άνεμος.

Ο πραγματικός άνεμος προσεγγίζεται καλύτερα από τον γεωστροφικό άνεμο στην ελεύθερη ατμόσφαιρα σε σταθερά καιρικά συστήματα με μη καμπυλόγραμμη ροή, ενώ στα κατώτερα τυρβώδη στρώματα της ατμόσφαιρας και στους τροπικούς η διαφορά τους είναι σημαντική.

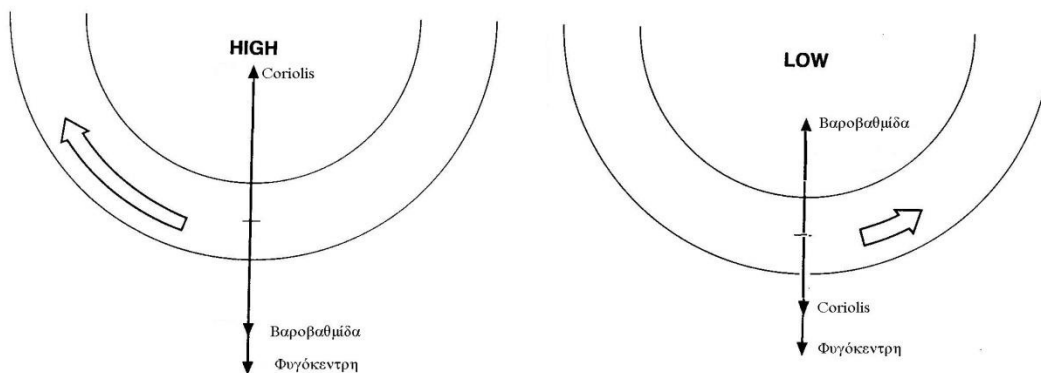
2.2 ΑΝΕΜΟΣ ΒΑΡΟΒΑΘΜΙΔΑΣ

Μία καλύτερη προσέγγιση στον πραγματικό άνεμο επιτυγχάνεται αν συμπεριληφθεί η καμπυλότητα της ροής που προκαλεί φυγόκεντρη επιτάχυνση. Τέτοιες περιπτώσεις συμβαίνουν στην πραγματικότητα σε όλα τα συστήματα κίνησης χαμηλών και υψηλών βαρομετρικών συστημάτων. Ο καλούμενος τότε “άνεμος βαροβαθμίδας” V_{gr} δίνεται από

$$K \cdot V_{gr}^2 = -fV_{gr} - \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial r}$$

όπου $K=1/R$ είναι η καμπυλότητα της τροχιάς των σωματιδίων του αέρα, θετική για κυκλωνική ροή, όπως γύρω από ένα κέντρο χαμηλής πίεσης και αρνητική για αντικυκλωνική ροή, όπως γύρω από ένα κέντρο υψηλής πίεσης. Ουσιαστικά, ο άνεμος βαροβαθμίδας είναι ο άνεμος όταν η τροχιά του σωματιδίου είναι κυκλική και υπάρχει

ισορροπία μεταξύ της δύναμης Coriolis, της φυγόκεντρης δύναμης και της δύναμης βαροβαθμίδας (Σχήμα 2). Ο άνεμος βαροβαθμίδας είναι παράλληλος στη διεύθυνση των ισοβαρών.

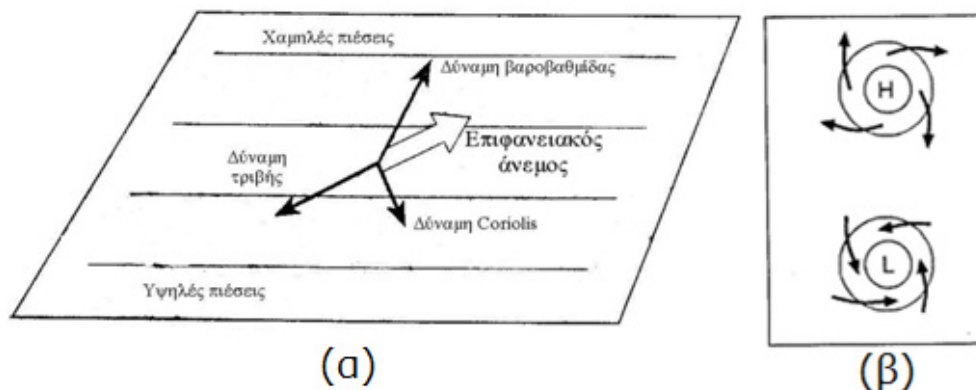


Σχήμα 2. Ισορροπία δυνάμεων και άνεμος βαροβαθμίδας.

3. Ο ΑΝΕΜΟΣ ΣΤΟ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΟ ΟΡΙΑΚΟ ΣΤΡΩΜΑ

Η ατμοσφαιρική ροή θα μπορούσε να θεωρηθεί ότι αποτελείται από δύο ξεχωριστά κομμάτια: το ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα και την εξωτερική ροή χωρίς τριβή. Ο άνεμος στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα έχει μια συνιστώσα που διευθύνεται προς τις χαμηλές πιέσεις. Αυτό είναι το άμεσο αποτέλεσμα της ισορροπίας μεταξύ των τριών δυνάμεων Coriolis, βαροβαθμίδας και τριβής. Αυτή η ισορροπία φαίνεται στο Σχήμα 3α. Ο άνεμος διευθύνεται προς τις χαμηλές πιέσεις (αριστερά του γεωστροφικού ανέμου στο βόρειο ημισφαίριο).

Στα βαρομετρικά υψηλά και χαμηλά, στο βόρειο ημισφαίριο, ο άνεμος τέμνει τις ισοβαρείς προς το μέσα αντίθετα της φοράς των δεικτών του ρολογιού στον κυκλώνα και προς τα έξω κατά τη φορά των δεικτών του ρολογιού σ' έναν αντικυκλώνα (Σχήμα 3β). Στο νότιο ημισφαίριο συμβαίνει το αντίθετο.

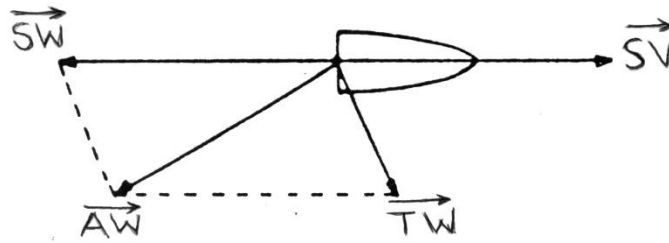


Σχήμα 3. Επιφανειακός άνεμος: (α) στην περίπτωση ευθύγραμμης ροής και (β) σε βαρομετρικά υψηλά και χαμηλά.

4. ΦΑΙΝΟΜΕΝΟΣ ΑΝΕΜΟΣ

Ο άνεμος που μετρείται από όργανα που είναι τοποθετημένα πάνω σε κινούμενα μέσα (πλοία κλπ) δεν αντιπροσωπεύει τον πραγματικό άνεμο αλλά είναι το αποτέλεσμα δύο μεταβλητών συνιστωσών: του πραγματικού ανέμου και του ανέμου που δημιουργείται από την κίνηση του κινούμενου μέσου (π.χ. 'άνεμος του πλοίου'). Όπως είναι γνωστό κατά την κίνηση του κινούμενου μέσου με ταχύτητα \vec{SV} (ship velocity) θα δημιουργείται άνεμος ίσου μέτρου και αντίθετης φοράς με την ταχύτητά του δηλ. \vec{SW} (ship wind - άνεμος πλοίου) (Σχήμα 4). Ο άνεμος που προκύπτει καλείται φαινόμενος άνεμος \vec{AW} (apparent wind) και είναι η συνισταμένη του πραγματικού ανέμου \vec{TW} (true wind) και του ανέμου που δημιουργείται από την κίνηση του κινούμενου μέσου \vec{SW} (ship wind - άνεμος πλοίου). Υπολογίζεται με εφαρμογή της διαγραμματικής μεθόδου του παραλληλογράμμου:

$$\vec{AW} = \vec{TW} + \vec{SW}$$



Σχήμα 4. Ορισμός φαινόμενου ανέμου.

Μόνο ο πραγματικός (και όχι ο φαινόμενος άνεμος) ενδιαφέρει σε μετεωρολογικές εφαρμογές. Ο πραγματικός άνεμος μπορεί να προσδιορισθεί αν είναι γνωστός ο φαινόμενος άνεμος και ο άνεμος του πλοίου.

5. ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΟΥ ΑΝΕΜΟΥ ΜΕ ΤΟ ΥΨΟΣ ΣΤΟ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΟ ΟΡΙΑΚΟ ΣΤΡΩΜΑ

Το ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα εκτείνεται 500-1500 μέτρα από την επιφάνεια του εδάφους. Όπως ειπώθηκε, η φύση της επιφάνειας του εδάφους είναι ένας από τους παράγοντες που καθορίζουν την κίνηση του ατμοσφαιρικού αέρα μέσα στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα.

Η αναλυτικότερη έκφραση του νόμου, που περιγράφει την κατατομή της οριζόντιας συνιστώσας του ανέμου μέσα στο ατμοσφαιρικό επιφανειακό στρώμα, είναι ο νόμος του λογαριθμικού προφίλ διορθωμένος ώστε να συμπεριλαμβάνει και την επίδραση της ευστάθειας. Σύμφωνα με το νόμο η ταχύτητα του ανέμου σε ύψος z δίνεται από τη σχέση:

$$V(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) - \psi((z-d)/L) \right] \quad (1)$$

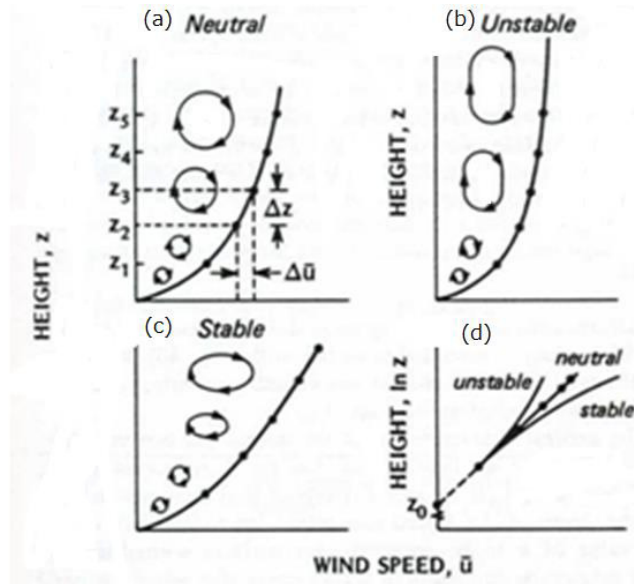
όπου $V(z)$ η ταχύτητα του ανέμου στο ύψος z , u_* η ταχύτητα τριβής, k η σταθερά von Karman ($k=0.4$), z_0 το μήκος τραχύτητας του εδάφους, d το επίπεδο μηδενικής μετατόπισης και ψ ο όρος ευστάθειας. Ο όρος ψ εξαρτάται από τον λόγο $(z-d)/L$, όπου L το μήκος Monin-Obukhov.

5.1 ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗΣ ΕΥΣΤΑΘΕΙΑΣ

Η επίδραση της ατμοσφαιρικής ευστάθειας στην κατατομή του ανέμου παρουσιάζεται στα σχήματα 5a-5c, ενώ στο Σχήμα 5d παρουσιάζεται η κατατομή του ανέμου σε λογαριθμική κλίμακα για διάφορες καταστάσεις ευστάθειας. Όπως παρατηρείται η επίδραση της ευστάθειας έχει ως αποτέλεσμα η κατατομή του ανέμου να αποκλίνει από τη λογαριθμική της μορφή, επίδραση που εκφράζεται στην εξίσωση (1) από τον όρο ψ . Όπως φαίνεται και στα σχήματα αυτά, όταν η ατμόσφαιρα γίνεται πιο ευσταθής, ή πιο ασταθής, η κατανομή παύει να είναι λογαριθμική. Στην ασταθή ροή έχουμε έντονη ανάμιξη με αποτέλεσμα τη μεταφορά αέρα με μεγάλη ορμή προς τα κατώτερα στρώματα. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα την εμφάνιση ασθενών διατμητικών τάσεων (μικρή μεταβολή της ταχύτητας με το ύψος). Αντίθετα, σε ευσταθείς καταστάσεις η διατμητική τάση είναι σημαντική που είναι αποτέλεσμα των εξασθενημένων εντάσεων του ανέμου λόγω τριβής κοντά στην επιφάνεια σε σχέση με αυτά σε υψηλότερα στρώματα (μεγάλες διαφορές της ταχύτητας με το ύψος). Όπως φαίνεται στο σχήμα 5e, η κατατομή της ταχύτητας του ανέμου δεν ξεκινάει από την αρχή του κατακόρυφου άξονα, αλλά από το ύψος z_0 .

Ο όρος $\psi(z-d)/L$ για ουδέτερες ατμοσφαιρικές συνθήκες ευστάθειας ισούται με μηδέν με αποτέλεσμα στη σχέση (1) να απαλείφεται ο όρος ψ και έτσι προκύπτει ο λογαριθμικός νόμος:

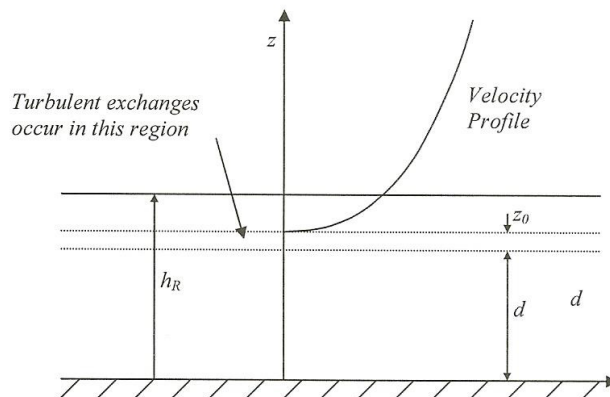
$$V(z) = \frac{u_*}{k} \ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) \quad (2)$$



Σχήμα 5. Κατατομές της ταχύτητας του ανέμου για διαφορετικές συνθήκες ευστάθειας (Oke, 1987).

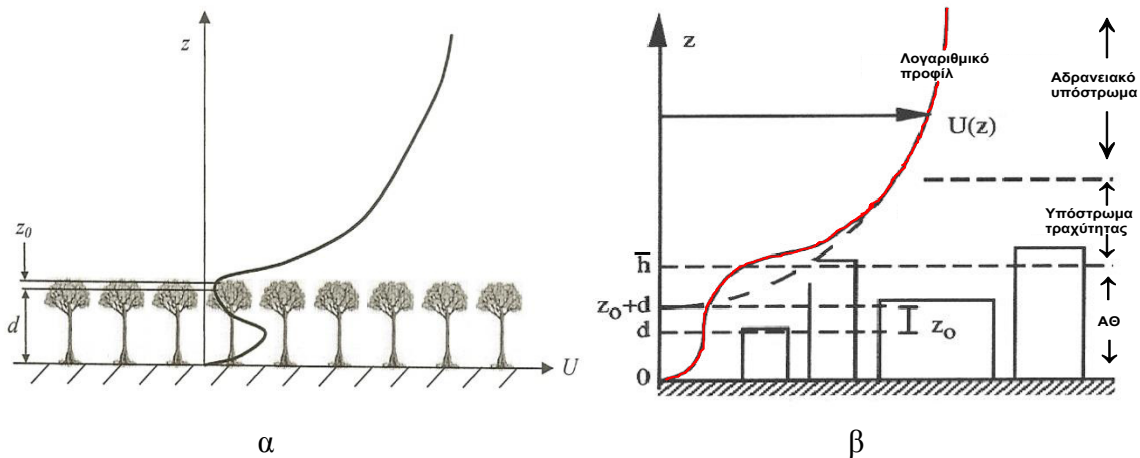
5.2 ΕΠΙΠΕΔΟ ΜΗΔΕΝΙΚΗΣ ΜΕΤΑΤΟΠΙΣΗΣ

Το “επίπεδο μηδενικής μετατόπισης” d (Σχήμα 6) ορίζεται ως το ύψος πάνω από την επιφάνεια του εδάφους, όπου η μέση ταχύτητα του ανέμου είναι μηδενική, εξ’ αιτίας της ύπαρξης εμποδίων στη ροή του ανέμου (π.χ. δέντρα, κτήρια κλπ). Γενικά εκτιμάται ότι φτάνει έως τα $2/3$ του μέσου ύψους των εμποδίων (Garratt, 1992). Σε περίπτωση όμως που η πυκνότητα των εμποδίων είναι μεγάλη, μπορεί να θεωρηθεί ότι $d=h$, όπου h το μέσο ύψος των εμποδίων. Η τιμή του d δεν επηρεάζει την κατακόρυφη κατανομή του ανέμου, απλώς τη μετατοπίζει υψηλότερα κατά d (Σχήμα 6).



Σχήμα 6. Λογαριθμική κατανομή του ανέμου με το ύψος, όπου d το επίπεδο μηδενικής μετατόπισης, z_0 το μήκος τραχύτητας και h_R το μέσο ύψος των εμποδίων (Stangroom, 2004).

Στο Σχήμα 7, παρουσιάζεται η κατατομή του ανέμου με το ύψος, πάνω και κάτω από το επίπεδο μηδενικής μετατόπισης, σε περιοχές με βλάστηση (Σχήμα 7α) και κτήρια (Σχήμα 7β).



Σχήμα 7. Λογαριθμική κατατομή του ανέμου με το ύψος σε ουδέτερες συνθήκες σε περιοχές με α) βλάστηση (Stangroom, 2004) και β) κτήρια (Fisher et al., 2005).

5.3. ΜΗΚΟΣ ΤΡΑΧΥΤΗΤΑΣ

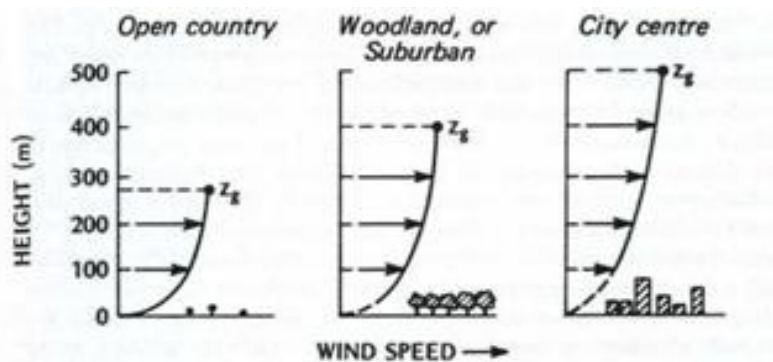
Το “μήκος τραχύτητας” z_0 (Σχήμα 8) είναι ένας διορθωτικός όρος, ο οποίος μετρά την επίδραση της τραχύτητας της επιφάνειας στη ροή του ανέμου και κυμαίνεται μεταξύ του 1/10 και 1/30 του μέσου ύψους των στοιχείων τραχύτητας του εδάφους. Το μήκος τραχύτητας υπολογίζεται πάνω από το επίπεδο μηδενικής μετατόπισης και είναι το ύψος όπου λαμβάνουν χώρα μερικές διεργασίες της ροής (ανταλλαγές τύρβης) αλλά η μέση ταχύτητα της ροής είναι μηδενική. Το μήκος τραχύτητας z_0 συσχετίζεται, αλλά δεν είναι ισοδύναμο, με το ύψος των στοιχείων τραχύτητας μιας περιοχής (δένδρα, κτήρια, κοκ). Συγκεκριμένα, εξαρτάται τόσο από το σχήμα, όσο και από την πυκνότητα κατανομής των στοιχείων τραχύτητας. Τυπικές τιμές του μήκους τραχύτητας z_0 παρουσιάζονται στον Πίνακα 1.

Πίνακας 1. Τυπικές τιμές τραχύτητας του εδάφους (Oke, 1987)

Περιοχή	Μήκος τραχύτητας z_0 (m)
Μη αστικές περιοχές (αγροτόσπιτα, χωριά, αγροτικές περιοχές)	0.2 – 0.6
<i>Ημιαστικές περιοχές</i>	
Χαμηλής πυκνότητας δόμησης περιοχές και κήποι	0.4 – 1.2
Πυκνοκατοικημένες περιοχές	0.8 – 1.8
<i>Αστικές περιοχές</i>	
Πυκνοκατοικημένες περιοχές	1.5 – 2.5

Η τραχύτητα του εδάφους, επιβραδύνει τη ροή κοντά στο έδαφος προκαλώντας μια απότομη μείωση της μέσης οριζόντιας ταχύτητας του ανέμου. Στην περίπτωση που

υπάρχουν και θερμικά φαινόμενα, το βάθος μέχρι το οποίο επιδρά η τριβή δεν εξαρτάται αποκλειστικά και μόνο από την τραχύτητα του εδάφους. Στο Σχήμα 8, ο άνεμος έχει θεωρηθεί ισχυρός και η κατακόρυφη βαθμίδα της μέσης ταχύτητας του ανέμου είναι μεγαλύτερη πάνω από λείο έδαφος και μικρότερη πάνω από τραχύ έδαφος. Το ύψος z_g αποτελεί το ανώτατο όριο του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος πάνω από το οποίο η μέση ταχύτητα του ανέμου είναι περίπου σταθερή με το ύψος. Το βάθος του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος αυξάνεται όσο αυξάνει η τραχύτητα της επιφάνειας. Στην περίπτωση που ο μετρούμενος άνεμος είναι μικρής ταχύτητας, το ύψος z_g εξαρτάται επίσης και από την επιφανειακή ροή θερμότητας, στην επιφάνεια του εδάφους. Στην περίπτωση ισχυρής θέρμανσης του εδάφους το ύψος z_g είναι μεγαλύτερο από ό,τι στην περίπτωση που το έδαφος είναι λιγότερο θερμό (Oke, 1987).



Σχήμα 8. Κατατομές της ταχύτητας του ανέμου για διαφορετική τραχύτητα εδάφους (Oke, 1987).

6. ΛΟΓΑΡΙΘΜΙΚΟΣ ΝΟΜΟΣ ΓΙΑ ΟΥΔΕΤΕΡΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ

Εάν είναι διαθέσιμα δεδομένα ταχύτητας του ανέμου σε διάφορα ύψη, κάνοντας τη γραφική παράσταση των δεδομένων του ανέμου σε φυσική λογαριθμική κλίμακα (y-άξονας) για το $z-d$ και σε γραμμική κλίμακα (x-άξονας) για την $V(z)$ προκύπτει από τη σχέση (2):

$$\ln(z-d) = \frac{V(z)}{2.5u_*} + \ln(z_0) \quad (3)$$

ή σε λογαριθμική κλίμακα με βάση το 10 :

$$\log_{10}(z-d) = \frac{V(z)}{5.7565u_*} + \log_{10}(z_0) \quad (4)$$

Έτσι η βέλτιστη προσαρμογή στο γραμμικό τμήμα μόνο της γραφικής παράστασης δίνει και την τιμή του μήκους τραχύτητας z_0 (η τομή με τον y-άξονα) και την τιμή του u_* (από το $2.5u_*$ ή από το $5.7565u_*$, που είναι η κλίση της καμπύλης). Η ταχύτητα τριβής u_* συνήθως εκφράζεται σε αδιάστατη μορφή $u_*/V(z=10)$, όπου $V(z=10)$ είναι η ταχύτητα του ανέμου στο επίπεδο αναφοράς των 10 m πάνω από την επιφάνεια της γης που συνήθως μετριέται ο άνεμος.

Στην περίπτωση που είναι γνωστό το μήκος τραχύτητας z_0 σε έναν τόπο καθώς και μετρήσεις της ταχύτητας του ανέμου σε ένα επίπεδο z_1 , μπορεί να χρησιμοποιηθεί το λογαριθμικό προφίλ για τον υπολογισμό της ταχύτητας του ανέμου σε ένα άλλο επίπεδο z_2 σύμφωνα με τη σχέση (θεωρώντας το επίπεδο μηδενικής μετατόπισης μηδέν):

$$V(z_2) = V(z_1) \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{z_1}{z_0}\right)} \quad (5)$$

όπου $V(z_1)$ και $V(z_2)$ οι ταχύτητες του ανέμου σε ύψη z_1 και z_2 αντίστοιχα, και z_0 η τραχύτητα του εδάφους.

7. ΕΚΘΕΤΙΚΟΣ ΝΟΜΟΣ ΓΙΑ ΟΥΔΕΤΕΡΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ

Σε περίπτωση όπου επικρατούν ουδέτερες συνθήκες και δεν είναι διαθέσιμη πληροφορία για την τραχύτητα του εδάφους, συχνά χρησιμοποιείται αντί του λογαριθμικού προφίλ, ο εκθετικός νόμος:

$$\frac{V(z_2)}{V(z_1)} = \left(\frac{z_2 - d}{z_1 - d}\right)^a \quad (6)$$

όπου $V(z_1)$ και $V(z_2)$ οι ταχύτητες του ανέμου σε ύψη z_1 και z_2 αντίστοιχα, d το επίπεδο μηδενικής μετατόπισης (που προσεγγιστικά λαμβάνεται μηδέν) και a εκθέτης που είναι συνάρτηση της ευστάθειας της ατμόσφαιρας και του μήκους τραχύτητας z_0 . Γενικά η τιμή του a , προσεγγιστικά, μπορεί να ληφθεί: 0.15m για αγροτικές περιοχές, 0.28m για προάστια και 0.45m στο κέντρο της πόλης.

Εάν είναι διαθέσιμα δεδομένα ταχύτητας του ανέμου σε διάφορα ύψη, τότε η γραφική παράσταση σε λογαριθμική κλίμακα δίνει την τιμή του εκθέτη στον εκθετικό νόμο:

$$\log V(z) = a \log(z - d) \quad \text{ή} \quad a = \frac{\log V(z)}{\log(z - d)} \quad (7)$$

που είναι η κλίση του γραμμικού τμήματος της καμπύλης.

Ακόμη, εάν η τιμή του a και η ταχύτητα σε δοθέν ύψος είναι γνωστές, τότε η ταχύτητα σε οποιοδήποτε άλλο ύψος μπορεί να υπολογισθεί.

Ο εκθετικός νόμος συχνά υιοθετείται για την κατακόρυφη κατατομή της μέσης μηνιαίας και μέσης ετήσιας ταχύτητας του ανέμου. Στην περίπτωση αυτή χρειάζεται μεγάλη προσοχή στην εξαγωγή συμπερασμάτων, δεδομένου ότι μέσα σε μεγάλο χρονικό διάστημα η διεύθυνση του ανέμου ποικίλλει με αποτέλεσμα η τιμή του a να διαφέρει σημαντικά ανά διεύθυνση. Ως εκ τούτου, για τον υπολογισμό της μέσης κατακόρυφης κατανομής της ταχύτητας του ανέμου για μεγάλο χρονικό διάστημα, θα πρέπει να ληφθεί υπόψη η συχνότητα εμφάνισης των διαφόρων διευθύνσεων όπως και των κατηγοριών ευστάθειας.

Όλα τα παραπάνω για τις κατατομές του ανέμου ισχύουν μόνο για σχετικά επίπεδο και ομογενές ανάγλυφο (δηλ. χωρίς μεταβολές στην επιφανειακή τραχύτητα ανά διεύθυνση). Πάνω από ανώμαλη τοπογραφία η κατανομή της ταχύτητας του ανέμου με το ύψος διαφοροποιείται σημαντικά ως προς αυτό πάνω από επίπεδη τοπογραφία. Μια περιοχή έχει επίπεδο ανάγλυφο εφόσον: α) οι υψομετρικές διαφορές μέσα σε μία ακτίνα 12 km δεν ξεπερνούν τα 60 m ή β) οι κλίσεις του εδάφους είναι ασήμαντες. Οποιοδήποτε ανάγλυφο δεν ικανοποιεί τα κριτήρια που χαρακτηρίζουν το επίπεδο ανάγλυφο, θεωρείται ανώμαλο (π.χ. βουνά, μεμονωμένοι λόφοι, ορεινές εξάρσεις, ανωφέρειες-κατωφέρειες κλπ). Πάνω από την κορυφή ορεινών εξάρσεων, έχουμε πύκνωση των ρευματογραμμών και άρα επιτάχυνση του ανέμου. Η επιτάχυνση αυτή είναι άμεση συνάρτηση του ύψους της έξαρσης (όσο μεγαλύτερο το ύψος τόσο μεγαλύτερη η επιτάχυνση) αλλά εξαρτάται και από τον προσανατολισμό του σε σχέση με τη διεύθυνση του ανέμου. Σε σχέση με τον προσανατολισμό της ορεινής έξαρσης ως προς τη διεύθυνση του ανέμου, μέγιστη επιτάχυνση έχουμε όταν η ορεινή έξαρση είναι τοποθετημένη κάθετα στη διεύθυνση του ανέμου.

Θα πρέπει εδώ να ειπωθεί ότι οι άνεμοι σε μια αστική περιοχή συνήθως είναι μικρότερης ταχύτητας από εκείνους που πνέουν στις αγροτικές περιοχές στο ίδιο ύψος. Ο κανόνας αυτός δεν ισχύει στις ακόλουθες περιπτώσεις που ο άνεμος, που κινείται με μεγάλη ταχύτητα σε μεγάλες αποστάσεις από την επιφάνεια του εδάφους συναντά στην πορεία του υψηλά κτήρια, με αποτέλεσμα να κινηθεί καθοδικά και επίσης, όταν συναντά σειρά κτηρίων τοποθετημένων παράλληλα με τη διεύθυνσή του, δημιουργείται φαινόμενο 'καναλιού', δηλαδή κινείται παράλληλα σε αυτά.

8. ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΕΙΣ ΤΗΣ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ ΤΟΥ ΑΝΕΜΟΥ

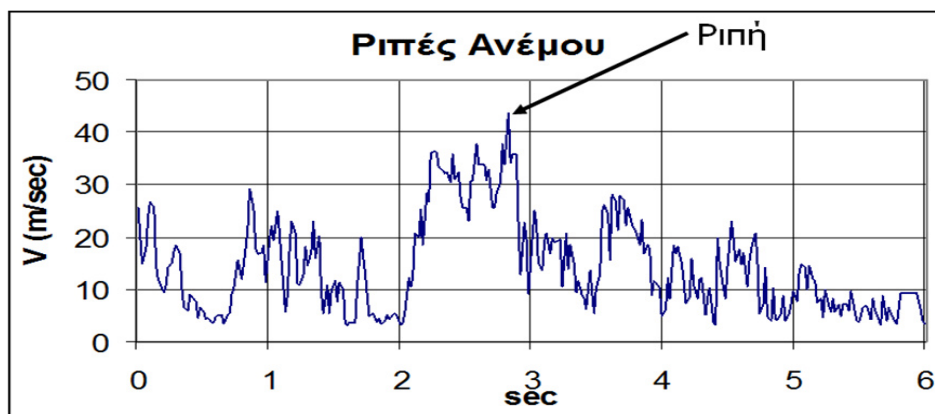
Η ημερήσια μεταβολή της ταχύτητας του ανέμου γενικά εξαρτάται από την εποχή, τις καιρικές καταστάσεις, τις επιφανειακές συνθήκες (θάλασσα ή ξηρά) και το ύψος. Ο ημερήσιος κύκλος της ταχύτητας του ανέμου είναι πολύ διαφορετικός σε επίπεδο ανάγλυφο και πάνω από έντονο ανάγλυφο. Σε επίπεδο ανάγλυφο συχνά παρατηρείται ότι οι άνεμοι κοντά στην επιφάνεια μεγιστοποιούνται νωρίς το απόγευμα (λίγο πριν μεγιστοποιηθεί και η θερμοκρασία του αέρα) ενώ ελαχιστοποιούνται κατά τη διάρκεια της νύχτας. Η νυχτερινή μεταβολή του ανέμου είναι πολύ μικρότερη της ημερήσιας. Αντίθετα, ο άνεμος πάνω από υψομετρικές εξάρσεις (μεγαλύτερες των 100m, όπως σε βουνά) οι άνεμοι μεγιστοποιούνται τις νυχτερινές ώρες και ελαχιστοποιούνται νωρίς το απόγευμα. Πάντως οι ημερήσιες διακυμάνσεις του ανέμου σε ορεινές περιοχές δεν ακολουθούν απλούς κανόνες, αλλά μεταβάλλονται ισχυρά από βουνό σε βουνό.

Έχουν ακόμη παρατηρηθεί και υπερετήσιες διακυμάνσεις του ανέμου. Αυτές εξαρτώνται από την κλιματική ζώνη στην οποία ανήκει η θεωρούμενη περιοχή αλλά και από τοπικούς παράγοντες, επομένως δεν είναι εύκολο να εξαχθούν απλοί κανόνες για αυτές.

9. ΡΙΠΗ ΑΝΕΜΟΥ

Ριπή ανέμου (wind gust) είναι μία ξαφνική μικρής διάρκειας αύξηση στην ένταση του ανέμου, η οποία στη συνέχεια επανέρχεται στα προηγούμενα επίπεδα (Σχήμα 9). Οι ριπές οφείλονται στην τυρβώδη κίνηση του ανέμου από την τριβή του στο έδαφος. Γενικά ο άνεμος είναι λιγότερο ριπαίος πάνω από εκτεταμένες υδάτινες επιφάνειες και περισσότερο πάνω από επιφάνειες με έντονο ανάγλυφο ή υψηλά κτήρια.

Σύμφωνα με την πρακτική των παρατηρήσεων καιρού των ΗΠΑ, ριπές ανέμου σημειώνονται όταν η έξαρση της έντασης φθάσει τουλάχιστον τα 9.3 m/s και διαφέρει από τη μέση προηγούμενη ένταση του ανέμου τουλάχιστον κατά 4.6 m/s. Η διάρκεια της ριπής είναι συνήθως μικρότερη από 20 s.



Σχήμα 9. Ριπή του ανέμου.

10. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΚΤΙΜΗΣΗΣ ΑΝΕΜΟΥ

Υπάρχουν πολλές μέθοδοι εκτίμησης του ανέμου, οι οποίες μπορεί να συνοψισθούν στις ακόλουθες είναι οι εξής:

α) Πειράματα πεδίου ή μετρήσεις

Οι κύριες πηγές δεδομένων της ταχύτητας του ανέμου είναι επιφανειακοί σταθμοί συνοπτικοί, κλιματολογικοί, αεροναυτικοί μετεωρολογικοί ή γεωργικοί μετεωρολογικοί. Ιδιαίτερης σημασίας στη μελέτη της εκτίμησης της δυναμικής ενέργειας του ανέμου είναι οι παρατηρήσεις του ανέμου πάνω σε ιστούς και πάνω σε “σταθμούς οριακού στρώματος” (δηλ. σταθμούς εξοπλισμένους να παρέχουν λεπτομερειακά μετεωρολογικά δεδομένα στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα). Ακριβώς λόγω των πολλών πηγών δεδομένων ανέμου θα πρέπει πρώτα αυτά να ομαδοποιηθούν σύμφωνα με την ποιότητά τους. Η ταξινόμηση κατά ποιότητα, αν και συχνά είναι υποκειμενική, βοηθά στην ανάλυση μόνο των δεδομένων υψηλής ποιότητας σε κάθε περιοχή. Τα χαμηλής ποιότητας δεδομένα είναι χρήσιμα στην περίπτωση που έχουμε αραιά δεδομένα ανέμου. Η ποιότητα των δεδομένων ανέμου εξαρτάται από διάφορους παράγοντες, μεταξύ των

οποίων το μέγεθος των τάξεων ταχύτητας και του δείγματος μέτρησης του ανέμου, τη συχνότητα δειγματοληψίας, την ακρίβεια του εξοπλισμού ή των τεχνικών μεθόδων, την τυποποίηση των δεδομένων που χρησιμοποιούνται, κ.ά.

Για να είναι αξιοποιήσιμα τα δεδομένα του ανέμου και να καταλήγουν σε ασφαλή αποτελέσματα απαιτούνται μακροχρόνιες μετρήσεις (τουλάχιστον 5 ετών). Για να είναι αξιόπιστες οι χρονοσειρές των μετρήσεων του ανέμου θα πρέπει να είναι κατά το δυνατόν ελάχιστες οι μεταβολές στην περιοχή γύρω από τη θέση του οργάνου. Η ανέγερση κτιρίων στη γύρω περιοχή μπορεί να καταστήσει ακατάλληλη πλέον τη θέση του οργάνου για τη λήψη αντιπροσωπευτικών μετρήσεων. Αντίθετα, αργές μεταβολές στο περιβάλλον, όπως η ανάπτυξη δένδρων, είναι πιο δύσκολα ανιχνεύσιμη στις λαμβανόμενες μετρήσεις, λόγω της φυσικής μεταβλητότητας του ανέμου. Γενικά, το κόστος των μετρήσεων και η αναπόφευκτη καθυστέρηση, σε συνδυασμό με τη συχνή έλλειψη μακροχρόνιων μετρήσεων στις περιοχές ενδιαφέροντος, οδηγούν συχνά στη χρήση αριθμητικών μοντέλων.

Σε περιοχές σποραδικών δεδομένων, μία παρεμβολή των μετρήσεων του ανέμου μπορεί να μην παρέχει αξιόπιστη ανάλυση ανέμου. Οι περιοχές σποραδικών δεδομένων είναι εκτάσεις πολύπλοκου ανάγλυφου, όπου αφενός έμμεσοι δείκτες της ενέργειας του ανέμου, όπως μετεωρολογικοί και τοπογραφικοί δείκτες, χαρακτηριστικά βλάστησης κλπ και αφετέρου αριθμητικά ή φυσικά μοντέλα προσομοίωσης χρησιμοποιούνται για την ανάλυση του ανέμου.

β) Προσομοιώσεις ανέμου σε αεροσήραγγα

Η αεροσήραγγα είναι μια διάταξη, με την οποία δημιουργείται ροή αέρα και επομένως μπορεί να ελεγχθούν συγκεκριμένα χαρακτηριστικά της ροής. Η αεροσήραγγα χρησιμοποιείται σε εργαστηριακές έρευνες με μεγάλο πλήθος εφαρμογών, όπως μελέτη της αεροδυναμικής συμπεριφοράς των οχημάτων, συμπεριφορά των κατασκευών ή των κτηρίων στη ροή του ανέμου και συμπεριφορά των αιολικών μηχανών. Μέσω της αεροσήραγγας μελετώνται φαινόμενα όπως της ατμοσφαιρικής ροής και της διάχυσης των αερίων ρύπων. Επίσης, η αεροσήραγγα χρησιμοποιείται για τη βαθμονόμηση ανεμομέτρων και ανεμοδεικτών.

γ) Αριθμητικές προσομοιώσεις με μοντέλα ροής

Τα αριθμητικά μοντέλα προσομοίωσης παρέχουν γνώσεις για το πεδίο του ανέμου σε περιοχές απουσίας ή σποραδικών μετρήσεων και επιπλέον έχουν τη δυνατότητα πρόγνωσης του πεδίου του ανέμου. Για την προσομοίωση της ροής του ανέμου, υπάρχουν τα αριθμητικά μοντέλα μέσης κλίμακας, τα οποία προσομοιώνουν τοπικές κυκλοφορίες (όπως, θαλάσσια/απόγεια αύρα, αναβάτες/καταβάτες ανέμους, αύρα κοιλάδας/ορέων) και χωρίζονται στις εξής κατηγορίες: 1) τα *διαγνωστικά (ή κινηματικά) μοντέλα*, τα οποία αναλύουν και παρεμβάλλουν μετρήσεις από συγκεκριμένα σημεία σε συγκεκριμένες χρονικές στιγμές, 2) τα *δυναμικά μοντέλα*, τα οποία περιλαμβάνουν μη γραμμικές υδροδυναμικές εξισώσεις κίνησης ή τις παραγώγους τους και 3) τα *μοντέλα*

τετραδιάστατης προσομοίωσης δεδομένων, που συνδυάζουν τα καλύτερα χαρακτηριστικά των διαγνωστικών και δυναμικών μοντέλων, με την ενσωμάτωση μετρήσεων σε όλη την περίοδο ολοκλήρωσης.

Επίσης, αναφέρονται ενδεικτικά και τα αριθμητικά μοντέλα CFD (Computational Fluid Dynamical), τα οποία χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό της ροής μέσα και γύρω από περίπλοκα κτήρια και μέσα σε στενούς δρόμους, τα μοντέλα άμεσης αριθμητικής προσομοίωσης DNS (Direct Numerical Simulation), τα μοντέλα προσομοίωσης μεγάλων στροβίλων LES (Large Eddy Simulation) και τα μοντέλα προσομοίωσης RANS (Reynolds Averaged Navier-Stokes).

11. ΟΡΓΑΝΑ ΚΑΤΑΓΡΑΦΗΣ ΑΝΕΜΟΥ

11.1 ΟΡΓΑΝΑ ΚΑΤΑΓΡΑΦΗΣ ΤΗΣ ΕΝΤΑΣΗΣ ΤΟΥ ΑΝΕΜΟΥ

Τα όργανα και τα καταγραφικά της έντασης του ανέμου επιγραμματικά ταξινομούνται στις ακόλουθες κατηγορίες: α) περιστρεφόμενοι ανεμογράφοι, β) ανεμογράφοι πίεσης, γ) ανεμογράφοι με thermistor, δ) ανεμογράφοι υπέρυθρου νήματος (hotwire), ε) ηχητικά ανεμόμετρα που εξαρτώνται από την ταχύτητα του ήχου και στ) τριαξονικοί ανεμογράφοι.

Κάποιοι από τους παραπάνω αισθητήρες είναι προορισμένοι να χρησιμοποιούνται για *συνοπτικής ή μεγάλης κλίμακας* μετρήσεις της έντασης του ανέμου και άλλοι για *μικρής κλίμακας* μετρήσεις. Η διακριτοποίηση των αισθητήρων βασίζεται στα τεχνικά χαρακτηριστικά τους, όπως το κατώφλι, η ακρίβεια των οργάνων και ο ρυθμός καταγραφής των πειραματικών μετρήσεων. Οι τριαξονικοί ανεμογράφοι και τα κυπελλοφόρα ανεμόμετρα είναι τα πλέον δόκιμα για τη μέτρηση της έντασης του ανέμου. Τα ηχητικά ανεμόμετρα, αν και σχετικά ακριβότερα και με απαίτηση γνώσης στα ηλεκτρονικά, έχουν τους καλύτερους διαθέσιμους αισθητήρες και θεωρούνται τα πλέον κατάλληλα για την αποτύπωση της ατμοσφαιρικής τύρβης.

Οι ανεμογράφοι βαθμονομούνται σε αεροσήραγγες, όπου η ροή του ανέμου είναι σταθερή. Κάτω από αυτές τις συνθήκες, παράγουν ένα σήμα με ακρίβεια $\pm 1\%$ της πραγματικής ταχύτητας του ανέμου. Σε θυελλώδεις ανέμους, οι ανεμογράφοι επιταχύνουν γρηγορότερα απ' ότι επιβραδύνουν με αποτέλεσμα να δείχνουν ταχύτητες ανέμου υψηλότερες.

11.2 ΟΡΓΑΝΑ ΚΑΤΑΓΡΑΦΗΣ ΤΗΣ ΔΙΕΥΘΥΝΣΗΣ ΤΟΥ ΑΝΕΜΟΥ

Η διεύθυνση του ανέμου προσδιορίζεται με τη χρήση ενός ανεμοδείκτη. Αυτός αποτελείται από έναν οριζόντιο άξονα με ένα ή δύο ελάσματα στο ένα άκρο του και ένα δείκτη στο άλλο άκρο του τοποθετημένο σε έναν κατακόρυφο άξονα, γύρω από τον οποίο περιστρέφεται. Όταν η πίεση που ασκεί ο άνεμος στα ελάσματα εξισορροπηθεί και από τις δύο πλευρές του ανεμοδείκτη, αυτός έχει στραφεί έτσι ώστε ο δείκτης να διευθύνεται προς το σημείο του ορίζοντα από το οποίο πνέει ο άνεμος. Υπάρχουν

διάφοροι τύποι και μεγέθη ανεμοδεικτών: με επίπεδο πτερύγιο, με μία σφήνα ή με διευρυμένο πτερύγιο, με αεροτομή, με διπλή καμπύλη σφήνα και με προπέλλα.

Γενικά ένας ανεμοδείκτης πρέπει:

- να γυρίζει γύρω από τον άξονα περιστροφής με την ελάχιστη δυνατή τριβή
- να είναι σωστά ισορροπημένος, ώστε να μην παρουσιάζει συστηματικό σφάλμα προς μία συγκεκριμένη διεύθυνση,
- να έχει σχεδιασθεί ώστε να παράγει τη μέγιστη ροπή, για δεδομένη μεταβολή στη διεύθυνση του ανέμου, σε σχέση με τη ροπή αδράνειας,
- να μην συντονίζεται με τις φυσικές ταλαντώσεις του ανέμου,
- να έχει γρήγορη απόκριση στις διακυμάνσεις της διεύθυνσης του ανέμου.

11.3 ΑΙΣΘΗΤΗΡΕΣ ΜΕΤΡΗΣΗΣ ΤΟΥ ΑΝΕΜΟΥ ΤΟΥ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΟΥ ΣΤΑΘΜΟΥ ΤΟΥ ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟΥ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ

11.3.1 Ανεμόμετρο



Ο αισθητήρας που χρησιμοποιείται στον Μετεωρολογικό Σταθμό του Εργαστηρίου είναι τύπου 1900 NRG #40C.

Το ύψος τοποθέτησης του αισθητήρα είναι 10.7 m από το οριζόντιο επίπεδο.

Η χαμηλή τους αδράνεια και το μοναδικό ρουλεμάν επιτρέπουν την πολύ γρήγορη ανταπόκριση σε ριπές ανέμου και νηνεμίες. Λόγω της γραμμικότητας της παραγωγής τους, οι αισθητήρες θεωρούνται ιδανικοί για χρήση με ποικίλα συστήματα ανάκτησης δεδομένων. Τα κυριότερα τεχνικά χαρακτηριστικά του ανεμομέτρου του εργαστηρίου, φαίνονται στον Πίνακα 2.

Πρέπει να σημειωθεί, ότι στο λογισμικό του εργαστηρίου, οι ριπές του ανέμου έχουν υπολογιστεί ως το μέγιστο 5 συνεχόμενων τιμών δευτερολέπτων κατά τη διάρκεια ενός λεπτού.

Πίνακας 2. Τα κυριότερα τεχνικά χαρακτηριστικά του ανεμομέτρου

Τεχνικά χαρακτηριστικά	Τιμές
Μέγιστη τιμή της ταχύτητας του ανέμου για την οποία λειτουργεί ο αισθητήρας	96 m/s
Ακρίβεια ανεμομέτρου	± 0.1 m/sec
Θερμοκρασιακό εύρος λειτουργίας	55 °C to 60 °C
Κατώφλι μετρήσεων	0.35 m/s
Συχνότητα λειτουργίας	0 Hz to 125 Hz
Ρυθμός καταγραφής ενδείξεων	1 min
Σήμα εξόδου	0-5V pulse
Συχνότητα αναλογική της ταχύτητας του ανέμου	$speed(m/s)=0.758*freq+0.35$
Ρυθμός επανάληψης	1 παλμός ανά περιστροφή

11.3.2 Ανεμοδείκτης



Ο αισθητήρας που χρησιμοποιείται στον Μετεωρολογικό Σταθμό του Εργαστηρίου είναι τύπου 1900 NRG #40C.

Η αρχή λειτουργίας του ανεμοδείκτη, που χρησιμοποιεί το Εργαστήριο Μετεωρολογίας, βασίζεται στο αγώγιμο πλαστικό ποτενσιόμετρο που βρίσκεται στο κύριο σώμα. Μια αναλογική τάση εξόδου ευθέως ανάλογη προς την κατεύθυνση του ανέμου παράγεται όταν μια σταθερή τάση διέγερσης DC εφαρμόζεται με το ποτενσιόμετρο. Τα κυριότερα τεχνικά χαρακτηριστικά του ανεμοδείκτη φαίνονται στον Πίνακα 3.

Πίνακας 3. Τα κυριότερα τεχνικά χαρακτηριστικά του ανεμοδείκτη

Τεχνικά χαρακτηριστικά	Τιμές
Σήμα εξόδου	αναλογική DC τάση 0-5V μέσω αγώγιμου ποτενσιόμετρου
Κατώφλι των μετρήσεων	1 m/sec
Ανάλυση σήματος	0 - 5V με 152μV
Ακρίβεια μετρήσεων	1% (ακρίβεια $\pm 3,6^0$)
Θερμοκρασιακό εύρος λειτουργίας	-55 °C to 60 °C
Χρόνος ζωής του οργάνου	2-6 χρόνια κανονικής λειτουργίας

11.4 ΥΨΟΣ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗΣ ΟΡΓΑΝΩΝ ΚΑΤΑΓΡΑΦΗΣ ΤΟΥ ΑΝΕΜΟΥ

Για μετρήσεις ταχύτητας ανέμου μεγάλης ή συνοπτικής κλίμακας, που είναι απαραίτητες για συνοπτικούς και κλιματολογικούς σκοπούς, είναι ανάγκη να ορισθεί αυστηρά το ύψος τοποθέτησης του ανεμομέτρου ή του ανεμογράφου για να λαμβάνονται αξιόπιστες μετρήσεις, ανεπηρέαστες από τοπικούς παράγοντες.

Για ανοικτό και επίπεδο ανάγλυφο το ύψος αυτό ορίζεται στα 10 m πάνω από το έδαφος. Σε όλες τις άλλες περιπτώσεις, χρειάζεται να γίνουν προσαρμογές του ύψους τοποθέτησης του οργάνου ώστε οι μετρούμενες εντάσεις και διευθύνσεις του ανέμου να είναι αντιπροσωπευτικές της ευρύτερης περιοχής και όχι των τοπικών συνθηκών.

Για παράδειγμα, σε μία θέση χωρίς σημαντικά εμπόδια δηλ. με εμπόδια που δεν είναι μεγάλα (έως 12m) και κατανέμονται σχεδόν ομοιόμορφα γύρω από το όργανο, τα κύπελλα του ανεμογράφου πρέπει να τοποθετηθούν σε ένα “ενεργό ύψος” $h + 10m$, όπου h είναι το μέσο ύψος των εμποδίων. Όταν τα κύπελλα των ανεμογράφων πρέπει να τοποθετηθούν σε ένα απομονωμένο κτήριο, το ίδιο το κτήριο διαταράσσει σημαντικά τη ροή του αέρα, ανάλογα με το μέγεθος και το σχήμα του. Προσεγγιστικά, ο ιστός ή ο πύργος που θα υψωθεί στην οροφή, πρέπει να έχει ύψος ίσο τουλάχιστον με το $\frac{1}{2}$ ή τα $\frac{3}{4}$ του ύψους του κτηρίου (θεωρώντας το κτήριο μεγάλο).

12. ΜΟΝΑΔΕΣ ΜΕΤΡΗΣΗΣ ΕΝΤΑΣΗΣ ΚΑΙ ΔΙΕΥΘΥΝΣΗΣ ΑΝΕΜΟΥ

Στον όρο *ανυσματική ταχύτητα του ανέμου* συμπεριλαμβάνονται τόσο η ένταση όσο και η διεύθυνση του ανέμου.

12.1 ΜΟΝΑΔΕΣ ΜΕΤΡΗΣΗΣ ΕΝΤΑΣΗΣ ΑΝΕΜΟΥ

Για την ένταση του ανέμου έχουν ορισθεί οι μονάδες που φαίνονται στον Πίνακα 4. Στον Πίνακα αυτό, δίνεται και η σχέση μεταξύ των διαφόρων μονάδων (σε κάθε οριζόντια γραμμή δίνεται το ίδιο μέτρο ταχύτητας στις διαφορετικές μονάδες).

Πίνακας 4. Μονάδες μέτρησης της έντασης του ανέμου

kn (κόμβοι)	ms ⁻¹	mileh ⁻¹ (Mph)	Kmh ⁻¹	fts ⁻¹
1	0.515	1.152	1.853	1.689
1.943	1	2.237	3.600	3.281
0.868	0.447	1	1.609	1.467
0.540	0.278	0.621	1	0.911
0.592	0.305	0.682	1.097	1

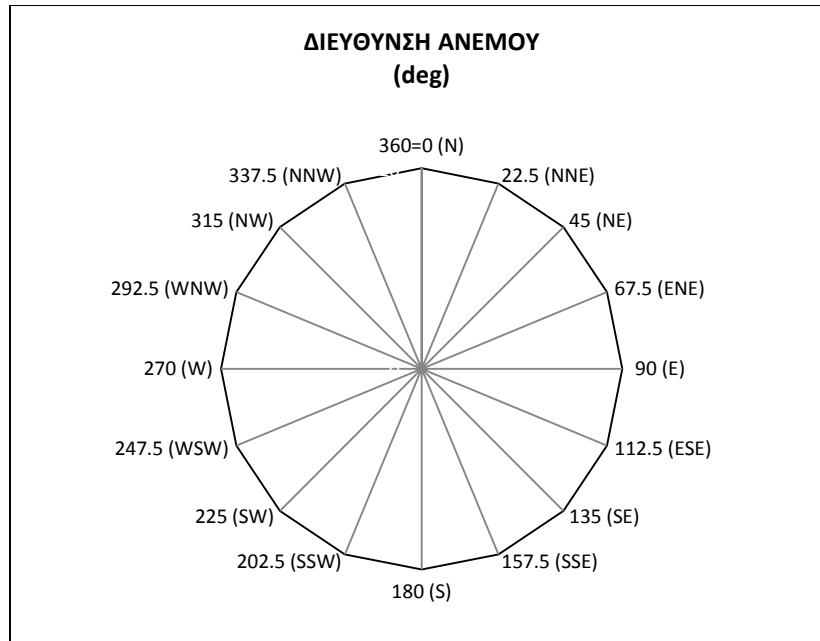
Όταν δεν υπάρχουν όργανα για τη μέτρηση της έντασης του ανέμου, ο προσδιορισμός της είναι δυνατόν να γίνει με προσωπική εκτίμηση του παρατηρητή, με βάση τα αποτελέσματα που φέρνει ο άνεμος πάνω στα επιφανειακά σώματα. Υπάρχουν ειδικές εμπειρικές τέτοιες κλίμακες, η πιο γνωστή από τις οποίες είναι η κλίμακα Beaufort, η οποία αναπτύχθηκε από τον κ. Francis Beaufort, το 1805. Η κλίμακα Beaufort αποτελείται από 12 υποδιαίρεσεις, συν το '0' για την περίπτωση της 'άπνοιας'. Η κλίμακα Beaufort συνδέεται με την πραγματική ένταση του ανέμου με τις εμπειρικές σχέσεις:

$$\boxed{V_{(m/s)} = 0.836 B^{3/2}}, \text{ ή } \boxed{V_{(km/h)} = 3.01 B^{3/2}}, \text{ ή } \boxed{V_{(kn)} = 1.625 B^{3/2}}$$

όπου B η υποδιαίρεση της κλίμακας Beaufort και V η ταχύτητα ανέμου.

12.2 ΜΟΝΑΔΕΣ ΜΕΤΡΗΣΗΣ ΔΙΕΥΘΥΝΣΗΣ ΑΝΕΜΟΥ

Η διεύθυνση του ανέμου ορίζεται ως προς τον αληθή Βορρά στον τόπο παρατήρησης και αφορά στη διεύθυνση από την οποία πνέει ο άνεμος. Εκφράζεται είτε σε μοίρες (deg), ως προς τον αληθή Βορρά (κατά την φορά των δεικτών του ρολογιού), είτε σε τομείς διευθύνσεων (που αντιστοιχούν σε 8 ή 16 ή 32 -ανάλογα με την απαιτούμενη ακρίβεια - θέσεις της πυξίδας σε έναν πλήρη κύκλο). Στο Σχήμα 10, δίνεται σχηματικά το ακριβές ισοδύναμο κάθε διεύθυνσης σε μοίρες, σε 16 τομείς ενός πλήρους κύκλου.



Σχήμα 10. Το ακριβές ισοδύναμο κάθε διεύθυνσης σε μοίρες (deg) σε 16 τομείς ενός πλήρους κύκλου.

13. ΣΥΝΘΕΣΗ, ΑΝΑΛΥΣΗ ΚΑΙ ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΤΩΝ ΑΝΕΜΟΛΟΓΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Σκοπός της ανάλυσης των ανεμολογικών δεδομένων είναι να παρέχει μία πλήρη όσο το δυνατόν περιγραφή των χωρικών και χρονικών διακυμάνσεων του ανέμου. Η πλήρης ανάλυση των ανεμολογικών δεδομένων περιλαμβάνει ανάλυση και σύνθεση των δεδομένων του ανέμου, πληροφορίες για τα χαρακτηριστικά της περιοχής εγκατάστασης των ανεμογράφων, τη μετεωρολογία και την τοπογραφία της περιοχής. Για συνοπτικούς σκοπούς, οι τυπικοί τρόποι που συνοψίζονται τα ανεμολογικά δεδομένα είναι οι στατιστικές παράμετροι, τα ροδογράμματα, οι απλές και οι συνδυασμένες κατανομές συχνοτήτων ταχύτητας και διεύθυνσης ανέμου, καθώς και οι θεωρητικές κατανομές προσαρμογής.

13.1 ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΗ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ

Η διεύθυνση του επιφανειακού ανέμου συνήθως μεταβάλλεται έντονα και γρήγορα με το χρόνο. Οι μεταβολές είναι ανώμαλες σε περίοδο και πλάτος, ιδιότητα γνωστή ως 'τυχειότητα' ή 'τύρβη'. Έτσι, συνήθως χρησιμοποιείται η μέση ταχύτητα του ανέμου για χρονικό διάστημα 10 λεπτών πριν από τη στιγμή της παρατήρησης. Σημαντική είναι η γνώση της μέσης ταχύτητας του ανέμου σε μία δεδομένη χρονική περίοδο και του τρόπου που αυτή κατανέμεται γύρω από τη μέση τιμή. Οπότε για την περιγραφή της χρησιμοποιούνται στατιστικές μέθοδοι. Τα πιο χρήσιμα αριθμητικά στατιστικά μέτρα είναι η μέση τιμή (mean), η διάμεσος (median) και η επικρατούσα τιμή, ενώ για τη

μεταβλητότητα της ταχύτητας είναι η τυπική απόκλιση (standard deviation), η διακύμανση (variance) και το εύρος.

13.1.1 Μέση τιμή της έντασης του ανέμου (βαθμωτό μέγεθος)

Η μέση τιμή της έντασης του ανέμου (\bar{u}), αν αυτή θεωρηθεί βαθμωτό μέγεθος, μπορεί να υπολογιστεί είτε από τη σχέση:

$$\bar{u} = \frac{1}{N} \sum_i u_i$$

όπου N το πλήθος των μετρούμενων u_i τιμών, είτε από τη σχέση:

$$\bar{u} = \frac{1}{N} \sum_i f_i u_i$$

αν τα δεδομένα u_i έχουν ομαδοποιηθεί βάσει των απόλυτων συχνοτήτων (f_i) εμφάνισης τους στο δείγμα. Η μέση τιμή επηρεάζεται από ακραίες τιμές (μεγάλες ή μικρές) και τιμές κάτω του ορίου ανίχνευσης.

13.1.2 Διάμεσος τιμή της έντασης του ανέμου

Η διάμεσος (\tilde{U}) της έντασης του ανέμου είναι το κέντρο των δεδομένων όταν οι μετρήσεις είναι ταξινομημένες από τη μικρότερη στη μεγαλύτερη. Η διάμεσος ουσιαστικά είναι η τιμή εκείνη με την ιδιότητα ότι το πολύ 50% των μετρήσεων είναι μικρότερες από την τιμή αυτή και το πολύ 50% των μετρήσεων είναι μεγαλύτερες από την τιμή αυτή. Η διάμεσος δεν επηρεάζεται από τις ακραίες τιμές.

Αν το πλήθος του δείγματος είναι περιττό, τότε διάμεσος είναι η μεσαία τιμή:

$$\tilde{U} = U_{((n+1)/2)}$$

Αν το πλήθος του δείγματος είναι άρτιο, τότε σαν διάμεσος ορίζεται το ημίαθροισμα των δύο μεσαίων τιμών:

$$\tilde{U} = \frac{U_{(n/2)} + U_{((n/2)+1)}}{2}$$

13.1.3 Επικρατούσα διεύθυνση ανέμου

Επικρατούσα διεύθυνση ανέμου είναι η διεύθυνση που εμφανίζει τη μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης μέσα στο δείγμα. Εφόσον αυτή η τιμή μπορεί να μην υπάρχει πάντα ή, αν υπάρχει, να μην είναι μοναδική (είναι πιθανό πάνω από μία τιμές του δείγματος να εμφανίζονται με την ίδια συχνότητα και αυτή να είναι η μεγαλύτερη), είναι εκείνη από τα αριθμητικά στατιστικά μέτρα που χρησιμοποιείται πιο σπάνια. Παρόλα αυτά, η επικρατούσα τιμή είναι χρήσιμη για ποιοτικά δεδομένα.

Για να βρεθεί βασικά, σημειώνεται πόσες φορές εμφανίζεται η κάθε τιμή. Εκείνη με τη μέγιστη συχνότητα είναι η ζητούμενη. Σε ομαδοποιημένες όμως παρατηρήσεις υπολογίζεται βάσει της σχέσης:

$$M_o = \chi(\lambda) + \frac{[f(\max) - f(\max-1)] * (\text{E.T.}\Delta.)}{\{[f(\max) - f(\max-1)] + [f(\max) - f(\max+1)]\}}$$

όπου E.T.Δ. ορίζεται το εύρος της τάξεως διαστήματος και $\chi(\lambda)$ είναι η κατώτερη τιμή της τάξεως της μέγιστης συχνότητας. Οι συχνότητες μία τάξη πριν, στην τάξη της μέγιστης συχνότητας, και μία τάξη μετά την τάξη της μέγιστης συχνότητας καλούνται $f(\max-1)$, $f(\max)$ και $f(\max+1)$.

13.1.4 Τυπική απόκλιση (standard deviation)

Η τυπική απόκλιση (standard deviation) υπολογίζει τη διασπορά των δεδομένων πλήθους N γύρω από την τιμή του αριθμητικού μέσου. Είναι προφανές ότι όσο μεγαλώνει η διασπορά των τιμών γύρω από τη μέση τιμή, τόσο ελαττώνεται η σημασία της μέσης τιμής. Υπολογίζεται από τη σχέση:

$$s = \left\{ \sum_i (u_i - \bar{u})^2 / N - 1 \right\}^{0.5}$$

όπου $u_i - \bar{u}$ οι αποκλίσεις από τη μέση τιμή της ταχύτητας.

Στην περίπτωση που τα δεδομένα έχουν ομαδοποιηθεί σε τάξεις διαστημάτων, η τυπική απόκλιση υπολογίζεται από τη σχέση:

$$s = \left\{ \left[\sum_i f_i u_i^2 - \left(\sum_i (f_i u_i)^2 / N \right) \right] / N - 1 \right\}^{0.5}$$

13.1.5 Διακύμανση ή δειγματική διασπορά (variance)

Η διακύμανση ή δειγματική διασπορά (variance) ενός δείγματος ορίζεται ως το τετράγωνο της τυπικής απόκλισης (s^2). Η διακύμανση εκτιμά τη διασπορά από τη μέση τιμή του συνόλου των δεδομένων. Μικρή διακύμανση υποδηλώνει ότι υπάρχει μικρή διασπορά μεταξύ των δεδομένων, άρα δεν εκτείνονται σε μεγάλη περιοχή γύρω από τη μέση τιμή. Για παράδειγμα, στην περίπτωση που τα δεδομένα είναι μετρήσεις της ταχύτητας του ανέμου, ένας σταθμός όπου ο άνεμος είναι περίπου σταθερός θα έχει σχετικά μικρή διακύμανση και ένας σταθμός με ευμετάβλητο καιρό θα έχει μεγάλη διακύμανση. Η διακύμανση επηρεάζεται από ακραίες τιμές και από ένα μεγάλο αριθμό τιμών μικρότερων του ορίου ανίχνευσης.

13.1.6 Εύρος

Το εύρος των μετρήσεων του δείγματος της ταχύτητας του ανέμου, δηλαδή η διαφορά ανάμεσα στη μεγαλύτερη και τη μικρότερη τιμή, είναι το απλούστερο μέτρο μεταβολής της ταχύτητας, το οποίο υπολογίζεται εύκολα. Σε ομαδοποιημένα δεδομένα ορίζεται σαν εύρος η διαφορά του άνω πέρατος του τελευταίου διαστήματος και του κάτω πέρατος του πρώτου. Για μικρά δείγματα, είναι εύκολο να εκτιμηθεί και μπορεί ικανοποιητικά να αντιπροσωπεύει τη διασπορά των δεδομένων. Το εύρος επηρεάζεται από τις ακραίες τιμές και γι' αυτό δεν δίνει ουσιαστικές πληροφορίες.

13.1.7 Παράδειγμα περιγραφικής στατιστικής ανάλυσης της χρονοσειράς της έντασης του ανέμου

Η ανάλυση μιας χρονοσειράς του ανέμου πραγματοποιείται ύστερα από ομαδοποίηση των δεδομένων του σταθμού (ή κάθε σταθμού από ένα πλήθος σταθμών) ανά έτος (εφόσον η χρονοσειρά αναφέρεται σε πολλά χρόνια), μήνα ή ανά ώρα. Αρχικά υπολογίζονται τα ποσοστά της άπνοιας και έπειτα οι παράμετροι της μέσης τιμής, της διασποράς και της διαμέσου (ενδεικτικά Πίνακες 5 και 6 για ετήσιες και μηνιαίες τιμές).

Πίνακας 5. Περιγραφική Στατιστική Ανάλυση ανά έτος του υπό μελέτη σταθμού.

	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012
Σταθμός 1									
Άπνοια (%)	3,95	5,96	7,37	5,63	5,19	6,30	3,95	4,78	2,92
Μέση Τιμή (m/s)	4,11	4,22	4,38	4,10	4,28	4,03	3,93	4,47	4,17
Διασπορά (m ² /s ²)	8,99	8,96	9,07	8,75	9,29	8,61	8,18	9,59	9,73
Διάμεσος (m/s)	3,58	3,58	4,02	3,58	3,58	3,58	3,58	4,02	3,58

Πίνακας 6. Περιγραφική Στατιστική Ανάλυση ανά μήνα του υπό μελέτη σταθμού.

	ΙΑΝ	ΦΕΒ	ΜΑΡ	ΑΠΡ	ΜΑΪ	ΙΟΥΝ	ΙΟΥΛ	ΑΥΓ	ΣΕΠ	ΟΚΤ	ΝΟΕ	ΔΕΚ
Σταθμός 1												
Άπνοια (%)	5,27	5,70	5,25	4,78	6,14	4,59	4,31	4,44	4,81	5,02	4,90	6,05
Μέση Τιμή (m/s)	4,12	4,28	4,21	4,03	3,59	4,03	5,04	4,86	4,42	4,05	3,88	3,72
Διασπορά (m ² /s ²)	9,64	9,68	9,16	7,61	6,80	8,40	10,79	10,25	9,26	8,50	8,95	7,58
Διάμεσος (m/s)	3,58	3,58	3,58	3,58	3,13	3,58	4,47	4,47	4,02	3,58	3,13	3,13

Από τις τιμές των παραμέτρων για τις ετήσιες και μηνιαίες χρονοσειρές του ανέμου που παρουσιάζονται αντίστοιχα στους Πίνακες 5 και 6 μπορεί να εξαχθούν και να αιτιολογηθούν συμπεράσματα για τη συχνότητα της άπνοιας, τη μέση ταχύτητα, την εποχιακή κύμανση (απλή, διπλή κλπ) καθώς και τη διασπορά.

13.2 ΠΙΝΑΚΕΣ ΚΑΙ ΓΡΑΦΙΚΕΣ ΠΑΡΑΣΤΑΣΕΙΣ

Οι στατιστικοί πίνακες και οι γραφικές παραστάσεις αποτελούν αποτελεσματικά εργαλεία για την παρουσίαση των δεδομένων του ανέμου συνοπτικά, με ευκρίνεια και σαφήνεια. Ακόμη μπορεί να αποκαλύψουν σημαντικά χαρακτηριστικά των χρονοσειρών, όπως είναι το εύρος, η ύπαρξη ακραίων τιμών και η συμμετρικότητα.

13.2.1 Πίνακες κατανομής συχνοτήτων

Τα δεδομένα μιας χρονοσειράς ανέμου μπορούν εύκολα να απεικονισθούν σ' ένα πίνακα κατανομής συχνοτήτων. Ο πίνακας κατανομής συχνοτήτων παρουσιάζει για κάθε τιμή u_i τη συχνότητα εμφάνισής της f_i , δηλαδή πόσες φορές εμφανίζεται η κάθε τιμή u_i στη χρονοσειρά. Ακόμη μπορεί να χρησιμοποιηθεί ο πίνακας με τη σχετική συχνότητα ή με την αθροιστική συχνότητα. Η σχετική συχνότητα υπολογίζεται ως το πηλίκο της απόλυτης συχνότητας εμφάνισης f_i μιας τιμής u_i προς το σύνολο n των αντίστοιχων δεδομένων. Η σχετική συχνότητα είναι πάντοτε μικρότερη της μονάδος και δίνεται με τη μορφή εκατοστιαίας αναλογίας (%). Το σύνολο των σχετικών συχνοτήτων μιας μεταβλητής έχει άθροισμα τη μονάδα. Η αθροιστική συχνότητα F_i μιας τιμής u_i ορίζεται ως το άθροισμα των συχνοτήτων όλων των τιμών που είναι μικρότερες ή ίσες της u_i .

Αρχικά, ταξινομούνται τα στοιχεία του δείγματος σε τάξεις διαστημάτων, όπου η αρχή του πρώτου και το τέλος του τελευταίου καθορίζονται από τις οριακές τιμές που λαμβάνουν η ταχύτητα και η διεύθυνση του ανέμου. Ο ορισμός του αριθμού των τάξεων διαστημάτων υπολογίζεται ως το πενταπλάσιο του λογαρίθμου του δείγματος, $A=5\log N$. Το εύρος της τάξης διαστήματος είναι κατά προτίμηση περιττός αριθμός, ώστε η μεσαία τιμή του να αντιστοιχεί στην αντιπροσωπευτική τιμή του διαστήματος. Οι τάξεις διαστημάτων δεν πρέπει να συμπίπτουν τμηματικά και θα πρέπει να επιλεγθούν έτσι ώστε να μην συγκεντρώνεται σε μια από αυτές το μεγαλύτερο μέρος των δεδομένων. Σημαντική είναι η επιλογή των οριακών τιμών των τάξεων διαστημάτων, έτσι ώστε εάν το τέλος μιας τάξεως διαστήματος είναι κλειστό, η αρχή της επόμενης πρέπει να είναι ανοιχτή. Για την παρουσίαση των δεδομένων της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου οι τάξεις διαστημάτων θα είναι ισομήκεις. Σε κάθε τάξη διαστήματος αντιστοιχεί ένας συγκεκριμένος αριθμός δεδομένων, ο οποίος καλείται απόλυτη συχνότητα.

Για να εξετασθεί – ελεγχθεί η σχέση μεταξύ της έντασης του ανέμου και της διεύθυνσης του ανέμου χρησιμοποιούνται οι πίνακες συνάφειας τάξεων διεύθυνσης ανέμου με τάξεις έντασης ανέμου. Οι πίνακες συνάφειας αποτελούνται από γραμμές και στήλες που ορίζονται από τις τάξεις των δύο μεταβλητών. Η ύπαρξη συστηματικής σχέσης ελέγχεται παραπέρα με το χ^2 τεστ.

Οι Πίνακες 7 και 8 είναι πίνακες συνάφειας διεύθυνσης και έντασης του ανέμου. Για παράδειγμα, στον Πίνακα 7 παρουσιάζεται η κατανομή των απόλυτων συχνοτήτων εμφάνισης των τάξεων διαστημάτων της ταχύτητας του ανέμου, καθώς και η μέση τιμή της ταχύτητας του ανέμου ανά διεύθυνση. Οι σχετικές συχνότητες της ταχύτητας του ανέμου αποτυπώνονται στον Πίνακα 8.

Τα συμπεράσματα που εξάγονται από την κατανομή συχνοτήτων της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου είναι: (α) εάν η μέση ταχύτητα ανέμου είναι μεγαλύτερη από την επικρατούσα, (β) οι ακραίες τιμές, (γ) η τυχόν συμμετρία γύρω από τη μέση τιμή και (δ) η μεταβλητότητα.

13.2.2 ΓΡΑΦΙΚΕΣ ΠΑΡΑΣΤΑΣΕΙΣ

α) Ιστογράμματα

Η γραφική απεικόνιση της κατανομής της σχετικής ή της απόλυτης συχνότητας μιας μεταβλητής μπορεί να γίνει μέσω ιστογράμματος. Για τη γραφική απεικόνιση μέσω ιστογράμματος στον κατακόρυφο άξονα (yy') δίνεται η συχνότητα (απόλυτη ή σχετική) και στον οριζόντιο άξονα (xx') έχουν θεωρηθεί ίσα διαστήματα που αντιστοιχούν στις τάξεις διαστημάτων. Συνεπώς, σε κάθε τάξη διαστήματος, αντιστοιχεί ένα ορθογώνιο παραλληλόγραμμο, το οποίο έχει ύψος ίσο με τη συχνότητα εμφάνισης τιμών μέσα σε αυτή την τάξη διαστήματος.

Η απεικόνιση της σχετικής συχνότητας της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου, μέσω ιστογραμμάτων, φαίνεται στα Σχήματα 11 και 12 αντίστοιχα, τα οποία βασίζονται στις τιμές που έχουν υπολογιστεί στον Πίνακα 8. Στο παράδειγμα του Πίνακα 8, η επικρατούσα διεύθυνση είναι 67.5 deg (ENE) με σχετική συχνότητα εμφάνισης 13.87%.

Πίνακας 7. Κατανομή απόλυτων συχνοτήτων της ταχύτητας του ανέμου ανά διεύθυνση, καθώς και η μέση τιμή της ταχύτητας του ανέμου ανά διεύθυνση

Διεύθυνση (deg)		Ταχύτητα (m/s)						Σύνολο	Μέση τιμή
Εύρος διαστήματος	Αντιπροσωπευτική τιμή	0.5-2.1	2.1-3.6	3.6-5.7	5.7-8.8	8.8-11.1	>=11.1		
		1.3	2.85	4.65	7.25	9.95	11.55		
348.75-11.25	0 N	3	2	1	2	0	0	8	3.59
11.25-33.75	22.5 NNE	2	1	3	0	0	0	6	3.23
33.75-56.25	45 NE	2	3	10	4	0	0	19	4.56
56.25-78.75	67.5 ENE	7	11	10	4	1	0	33	3.82
78.75-101.25	90 E	10	11	9	1	1	0	32	3.23
101.25-123.75	112.5 ESE	5	4	6	1	0	0	16	3.32
123.75-146.25	135 SE	6	6	5	4	0	0	21	3.67
146.25-168.75	157.5 SSE	5	4	3	2	0	0	14	3.31
168.75-191.25	180 S	8	8	2	1	0	0	19	2.62
191.25-213.75	202.5 SSW	5	3	2	0	0	0	10	2.44
213.75-236.25	225 SW	2	0	0	0	0	0	2	1.30
236.25-258.75	247.5 WSW	5	0	2	2	0	0	9	3.37
258.75-281.25	270 W	3	1	7	0	0	0	11	3.57
281.25-303.75	292.5 WNW	5	0	1	0	0	1	7	3.24
303.75-326.25	315 NW	2	4	3	1	0	0	10	3.52
326.25-348.75	337.5 NNW	2	7	5	4	0	0	18	4.16
Απόλυτη συχνότητα		72	65	69	26	2	1	235	
Άπνοια								3	
Σύνολο								238	

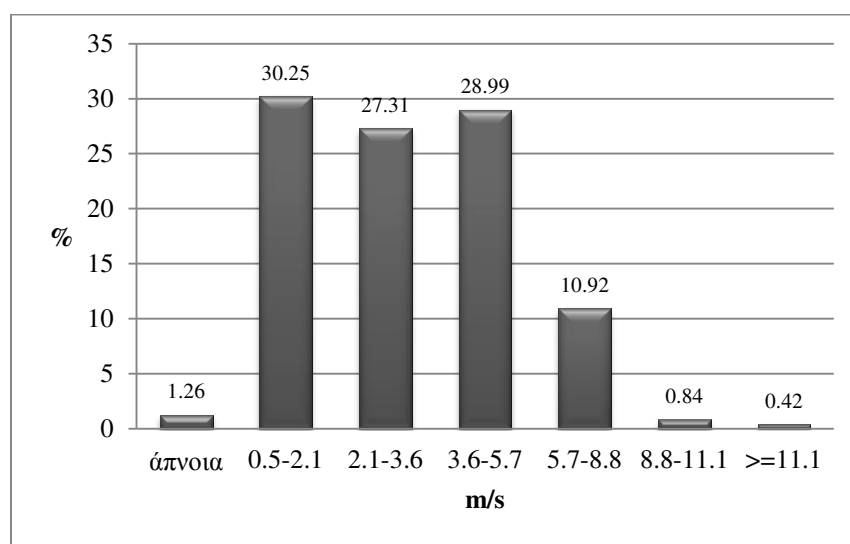
β) Πολικά διαγράμματα –Ροδόγραμμα

Η βέλτιστη απεικόνιση ενός διανυσματικού μεγέθους, όπως αυτό του ανέμου, γίνεται με χρήση πολικών συντεταγμένων. Σε ένα πολικό διάγραμμα, στο οποίο έχουν ορισθεί οι κυριότερες διευθύνσεις του ανέμου (π.χ. 16), χαράσσονται ανά διεύθυνση πρόσπτωσης του ανέμου για κάθε πεδίο ταχυτήτων ορθογώνια παραλληλόγραμμα (ή σφήνες) χρωματικής διαβάθμισης. Η χρωματική διαβάθμιση σχετίζεται με τη διαβάθμιση του μέτρου της ταχύτητας του ανέμου, ενώ η σχετική συχνότητα εμφάνισης του ανέμου ανά διεύθυνση, υποδηλώνεται από τους ομόκεντρους κύκλους που εμφανίζονται στο πολικό διάγραμμα.

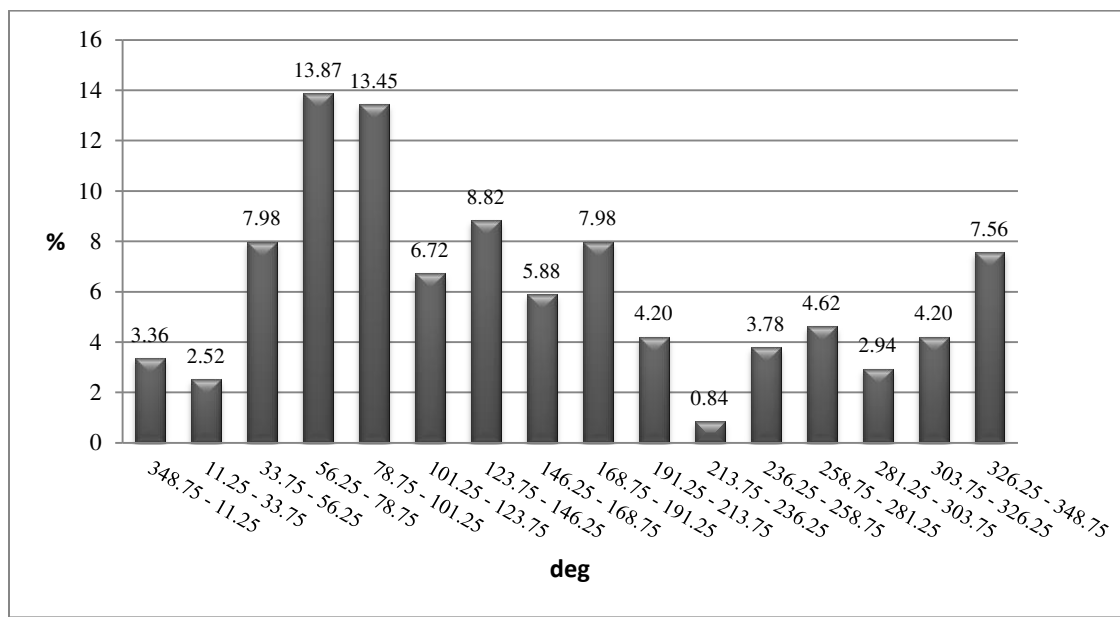
Στα Σχήματα 13 και 14 παρουσιάζονται τα πολικά διαγράμματα μόνο της κατανομής των σχετικών συχνοτήτων διεύθυνσης και της μέσης τιμής της ταχύτητας του ανέμου ανά διεύθυνση, αντίστοιχα, βάσει των τιμών που έχουν υπολογιστεί από τους Πίνακες 8 και 7, αντίστοιχα.

Πίνακας 8. Η κατανομή των σχετικών συχνοτήτων της ταχύτητας του ανέμου ανά διεύθυνση

Διεύθυνση (deg)		Ταχύτητα (m/s)						Σύνολο
Εύρος διαστήματος	Αντιπροσωπευτική τιμή	0.5-2.1	2.1-3.6	3.6-5.7	5.7-8.8	8.8-11.1	>=11.1	
		1.3	2.85	4.65	7.25	9.95	11.55	%
348.75-11.25	0 N	1.26	0.84	0.42	0.84	0.00	0.00	3.36
11.25-33.75	22.5 NNE	0.84	0.42	1.26	0.00	0.00	0.00	2.52
33.75-56.25	45 NE	0.84	1.26	4.20	1.68	0.00	0.00	7.98
56.25-78.75	67.5 ENE	2.94	4.62	4.20	1.68	0.42	0.00	13.87
78.75-101.25	90 E	4.20	4.62	3.78	0.42	0.42	0.00	13.45
101.25-123.75	112.5 ESE	2.10	1.68	2.52	0.42	0.00	0.00	6.72
123.75-146.25	135 SE	2.52	2.52	2.10	1.68	0.00	0.00	8.82
146.25-168.75	157.5 SSE	2.10	1.68	1.26	0.84	0.00	0.00	5.88
168.75-191.25	180 S	3.36	3.36	0.84	0.42	0.00	0.00	7.98
191.25-213.75	202.5 SSW	2.10	1.26	0.84	0.00	0.00	0.00	4.20
213.75-236.25	225 SW	0.84	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.84
236.25-258.75	247.5 WSW	2.10	0.00	0.84	0.84	0.00	0.00	3.78
258.75-281.25	270 W	1.26	0.42	2.94	0.00	0.00	0.00	4.62
281.25-303.75	292.5 WNW	2.10	0.00	0.42	0.00	0.00	0.42	2.94
303.75-326.25	315 NW	0.84	1.68	1.26	0.42	0.00	0.00	4.20
326.25-348.75	337.5 NNW	0.84	2.94	2.10	1.68	0.00	0.00	7.56
Σχετική συχνότητα (%)		30.25	27.31	28.99	10.92	0.84	0.42	98.74
Άπνοια								1.26
Σύνολο								100



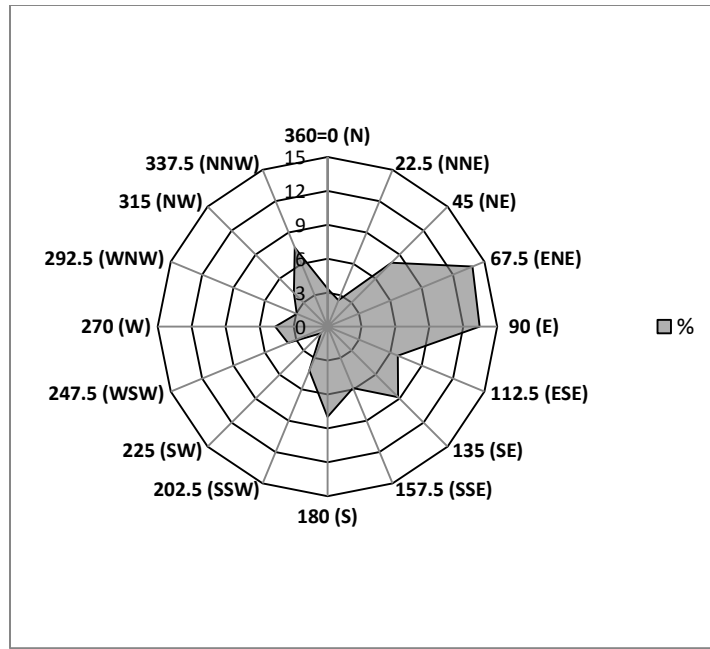
Σχήμα 11. Ιστόγραμμα κατανομής σχετικών συχνοτήτων ταχύτητας του ανέμου.



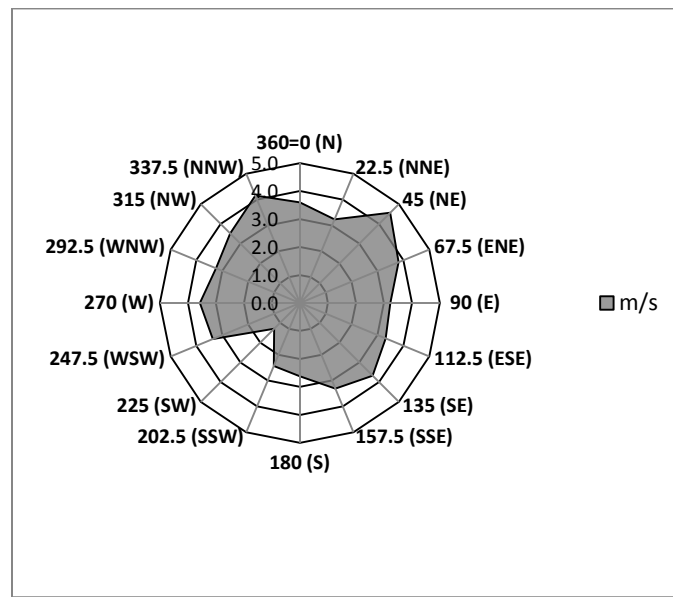
Σχήμα 12. Ιστόγραμμα κατανομής σχετικών συχνοτήτων διεύθυνσης ανέμου.

Πίνακας 5. Κατανομή σχετικών συχνοτήτων της ταχύτητας του ανέμου ανά διεύθυνση, θεωρώντας 100 % το άθροισμά τους ανά διεύθυνση

Διεύθυνση (deg)		Ταχύτητα (m/s)						Σύνολο (%)	Σχετ. Συχν %
Εύρος διαστήματος	Αντιπροσωπευτική τιμή	0.5-2.1	2.1-3.6	3.6-5.7	5.7-8.8	8.8-11.1	>=11.1		
		1.3	2.85	4.65	7.25	9.95	11.55		
348.75-11.25	0 N	37.50	25.00	12.50	25.00	0.00	0.00	100	3.36
11.25-33.75	22.5 NNE	33.33	16.67	50.00	0.00	0.00	0.00	100	2.52
33.75-56.25	45 NE	10.53	15.79	52.63	21.05	0.00	0.00	100	7.98
56.25-78.75	67.5 ENE	21.21	33.33	30.30	12.12	3.03	0.00	100	13.87
78.75-101.25	90 E	31.25	34.38	28.13	3.13	3.13	0.00	100	13.45
101.25-123.75	112.5 ESE	31.25	25.00	37.50	6.25	0.00	0.00	100	6.72
123.75-146.25	135 SE	28.57	28.57	23.81	19.05	0.00	0.00	100	8.82
146.25-168.75	157.5 SSE	35.71	28.57	21.43	14.29	0.00	0.00	100	5.88
168.75-191.25	180 S	42.11	42.11	10.53	5.26	0.00	0.00	100	7.98
191.25-213.75	202.5 SSW	50.00	30.00	20.00	0.00	0.00	0.00	100	4.20
213.75-236.25	225 SW	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100	0.84
236.25-258.75	247.5 WSW	55.56	0.00	22.22	22.22	0.00	0.00	100	3.78
258.75-281.25	270 W	27.27	9.09	63.64	0.00	0.00	0.00	100	4.62
281.25-303.75	292.5 WNW	71.43	0.00	14.29	0.00	0.00	14.29	100	2.94
303.75-326.25	315 NW	20.00	40.00	30.00	10.00	0.00	0.00	100	4.20
326.25-348.75	337.5 NNW	11.11	38.89	27.78	22.22	0.00	0.00	100	7.56
Άπνοια								1.26	



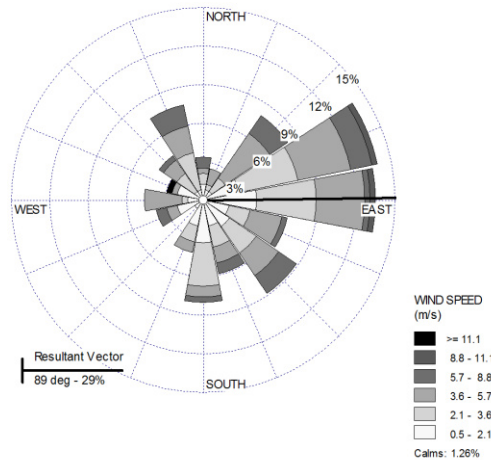
Σχήμα 13. Πολικό διάγραμμα κατανομής σχετικών συχνοτήτων διεύθυνσης.



Σχήμα 14. Πολικό διάγραμμα της μέσης τιμής της έντασης του ανέμου ανά διεύθυνση.

Το πιο συνηθισμένο παράδειγμα πολικού διαγράμματος στην περίπτωση του ανέμου είναι το *ροδόγραμμα* (Σχήμα 15). Είναι εύχρηστο γιατί απεικονίζει με απλό περιεκτικό τρόπο την κατανομή του ανέμου. Για τον υπολογισμό των τιμών του ροδογράμματος, κατατάσσονται τα δεδομένα σε πίνακα διπλής εισόδου, επιλέγοντας ίσα διαστήματα όσον αφορά τις τάξεις διαστημάτων της ταχύτητας του ανέμου και κατατάσσονται τα δεδομένα συγχρόνως και σε σχέση με τη διεύθυνση του ανέμου, όπως φαίνεται στον Πίνακα 8. Στον Πίνακα αυτό, έχει υπολογιστεί η κατανομή των ταχυτήτων ανά διεύθυνση θεωρώντας 100 % το άθροισμά τους ανά διεύθυνση. Όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, στο ροδόγραμμα, οι ομόκεντροι κύκλοι αντιστοιχούν στη σχετική συχνότητα

εμφάνισης της κάθε διεύθυνσης και η χρωματική διαβάθμιση σχετίζεται με την επί τοις εκατό (%) διαβάθμιση του μέτρου της ταχύτητας του ανέμου ανά διεύθυνση.



Σχήμα 15. Ροδόγραμμα ανέμου.

14. ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΑΝΕΜΟΥ ΔΥΟ ΠΕΡΙΟΧΩΝ

Για τη σύγκριση των δεδομένων ανέμου από διάφορες περιοχές χρησιμοποιείται το διάγραμμα διασποράς. Οι μετρήσεις βασικά πρέπει να αναφέρονται στο ίδιο ύψος μέτρησης, άλλως πρέπει να γίνει αναγωγή των δεδομένων ανέμου σε ένα ύψος αναφοράς πάνω από το έδαφος, που βασίζεται κύρια στο λογαριθμικό προφίλ του ανέμου, με την υπόθεση βέβαια ότι επικρατούν ομογενείς οριζόντιες επιφανειακές συνθήκες σε όλη την περιοχή. Το διάγραμμα διασποράς επιτρέπει την εύρεση της σχέσης του ανέμου μεταξύ των δύο περιοχών και ακόμη βρίσκει απλά τις “υπόπτες” τιμές, που πιθανόν οφείλονται στις διαδικασίες της μέτρησης και οι οποίες πρέπει να αγνοηθούν. Η συσχέτιση των δεδομένων μεταξύ των δύο σταθμών μπορεί να εκτιμηθεί και με το συντελεστή συσχέτισης r .

15. ΠΡΟΣΑΡΜΟΓΗ ΘΕΩΡΗΤΙΚΩΝ ΚΑΤΑΝΟΜΩΝ ΣΤΙΣ ΧΡΟΝΟΣΕΙΡΕΣ ΤΗΣ ΕΝΤΑΣΗΣ ΤΟΥ ΑΝΕΜΟΥ

Η προσομοίωση των πειραματικών κατανομών συχνοτήτων για χρονοσειρές ανεμολογικών δεδομένων έχει ιδιαίζουσα σημασία στην εκτίμηση του αιολικού δυναμικού σε μια περιοχή μελέτης. Έχει αποδειχθεί ότι οι θεωρητικές κατανομές που προσεγγίζουν ικανοποιητικά τα ανεμολογικά δεδομένα είναι μεταξύ άλλων η κατανομή Weibull και η κατανομή Lognormal, που επιλέγονται λόγω της συχνής χρήσης τους στη διεθνή βιβλιογραφία. Η χρησιμοποίηση μακροχρόνιων χρονοσειρών αποτελεί την αναγκαία συνθήκη για τον σωστό υπολογισμό των παραμέτρων της κατανομής.

15.1 ΔΙΠΑΡΑΜΕΤΡΙΚΗ ΘΕΩΡΗΤΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ WEIBULL

Η κατανομή Weibull χρησιμοποιείται ευρύτατα λόγω της καλής προσαρμογής της στις κατανομές συχνοτήτων της ταχύτητας του ανέμου. Η κατανομή της ταχύτητας του ανέμου, ακολουθεί την κατανομή Weibull όταν έχει συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας την:

$$f(u) = \frac{k}{c} \left(\frac{u}{c}\right)^{k-1} \exp\left[-\left(\frac{u}{c}\right)^k\right] \quad (k>0, u>0, c>0) \quad (8)$$

Στη διπαραμετρική κατανομή Weibull η παράμετρος c καλείται παράμετρος κλίμακας και έχει μονάδες ταχύτητας ενώ η παράμετρος k ονομάζεται παράμετρος σχήματος και είναι αδιάστατο μέγεθος. Μεγαλύτερες τιμές της παραμέτρου c αντιστοιχούν σε κατανομές με μεγαλύτερο εύρος αλλά και μικρότερες τιμές του μεγίστου της καμπύλης. Μεγαλύτερες τιμές της παραμέτρου k αντιστοιχούν σε κατανομές με μικρότερο εύρος αλλά και μεγαλύτερες τιμές του μεγίστου της καμπύλης.

Η αθροιστική συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας δίνεται από τη σχέση:

$$F(u) = 1 - \exp\left[-\left(\frac{u}{c}\right)^k\right] \quad (9)$$

Η αναμενόμενη μέση τιμή και η διασπορά της ταχύτητας του ανέμου υπολογίζονται με τη βοήθεια της Γ συνάρτησης, σύμφωνα με τις σχέσεις:

$$\bar{u} = c\Gamma\left(1 + \frac{1}{k}\right) \quad , \quad \sigma^2 = c^2\left[\Gamma\left(1 + \frac{2}{k}\right) - \Gamma^2\left(1 + \frac{1}{k}\right)\right] \quad (10)$$

Η κατανομή Weibull αδυνατεί να περιγράψει τις μηδενικές ταχύτητες του ανέμου δηλαδή τις άπνοιες. Για την επίλυση του παραπάνω προβλήματος προτείνεται μια υβριδική κατανομή, όπου η κατανομή Weibull προσαρμόζεται για τις μεγαλύτερες του μηδενός ταχύτητες του ανέμου, ενώ χωριστά εξετάζονται οι άπνοιες σύμφωνα με τις σχέσεις:

$$f(u) = \begin{cases} s/100 & u = 0 \\ \left(1 - \frac{s}{100}\right) \left(\frac{k}{c}\right) \left(\frac{u}{c}\right)^{k-1} \exp\left[-\left(\frac{u}{c}\right)^k\right] & u > 0 \end{cases} \quad (11)$$

Η μέση τιμή και η διασπορά της ταχύτητας του ανέμου μετασχηματίζονται αντίστοιχα στις:

$$\bar{u} = c\Gamma\left(1 + \frac{1}{k}\right) \left(1 - \frac{s}{100}\right) \quad , \quad \sigma^2 = c^2\left[\Gamma\left(1 + \frac{2}{k}\right) - \Gamma^2\left(1 + \frac{1}{k}\right)\right] \left(1 - \frac{s}{100}\right) \quad (12)$$

Για τον υπολογισμό των παραμέτρων κλίμακας και σχήματος της κατανομής Weibull, επιλέγεται συνήθως η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων. Η μέθοδος αυτή βασίζεται στη γραμμικοποίηση της αθροιστικής κατανομής κατά Weibull, σύμφωνα με τη σχέση:

$$\ln[-\ln(1-F(u))] = k \ln u - k \ln c \quad (13)$$

Βάσει της παραπάνω σχέσης οι τιμές των παραμέτρων k και c μπορεί να υπολογιστούν με τη χρήση της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων.

15.2 ΘΕΩΡΗΤΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ LOGNORMAL

Η λογαριθμοκανονική κατανομή είναι στενά συνδεδεμένη με την κανονική κατανομή, με την έννοια ότι, εάν η μεταβλητή u είναι λογαριθμικά κατανεμημένη με παράμετρο σχήματος σ και παράμετρο κλίμακας μ , τότε η $\log(u)$ είναι κανονικά κατανεμημένη με μέση τιμή μ και τυπική απόκλιση σ . Η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της λογαριθμοκανονικής κατανομής δίνεται από την ακόλουθη εξίσωση:

$$f(u) = \frac{1}{x \sqrt{2}} e^{-\frac{(\ln u)^2}{2 \sigma^2}} \quad (14)$$

Μεγαλύτερες τιμές της παραμέτρου σ αντιστοιχούν σε κατανομές με μεγαλύτερο εύρος αλλά και μικρότερες τιμές του μεγίστου της καμπύλης. Μεγαλύτερες τιμές της παραμέτρου μ αντιστοιχούν σε κατανομές με μεγαλύτερο εύρος αλλά και μικρότερες τιμές του μεγίστου της καμπύλης.

Η μέση τιμή και η διασπορά της ταχύτητας του ανέμου δίνονται αντίστοιχα από τις:

$$\bar{u} = \exp\left(\mu + \frac{\sigma^2}{2}\right), \quad \sigma = \left[e^{2\mu} e^{\sigma^2} (e^{\sigma^2} - 1)\right]^{\frac{1}{2}} \quad (15)$$

Για τον υπολογισμό των παραμέτρων της κατανομής χρησιμοποιείται η μέθοδος της μέγιστης πιθανοφάνειας (maximum likelihood estimation), σύμφωνα με τις σχέσεις:

$$\mu = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \ln u_i \quad \text{και} \quad \sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\ln u_i - \mu)^2 \quad (16)$$

15.3 ΕΛΕΓΧΟΣ ΚΑΛΗΣ ΠΡΟΣΑΡΜΟΓΗΣ ΚΑΙ ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΜΕΤΑΞΥ ΤΩΝ ΘΕΩΡΗΤΙΚΩΝ ΚΑΤΑΝΟΜΩΝ

Μια έμμεση απόδειξη ότι μια θεωρητική καμπύλη προσομοιάζει ικανοποιητικά τα πειραματικά δεδομένα, πραγματοποιείται με τη σύγκριση των κύριων στατιστικών παραμέτρων που προκύπτουν από τη θεωρητική καμπύλη και αυτών των παραμέτρων που προκύπτουν από την πειραματική χρονοσειρά. Ο έλεγχος της καλής προσαρμογής της θεωρητικής καμπύλης στα πειραματικά δεδομένα πραγματοποιείται αρχικά με τον υπολογισμό του συντελεστή R^2 και του σχετικού σφάλματος της μέσης τιμής και της διασποράς και στη συνέχεια μπορεί να γίνει με κατάλληλους στατιστικούς ελέγχους καλής προσαρμογής όπως το χ^2 τεστ και ο έλεγχος Kolmogorov - Smirnov. Ο

συντελεστής R^2 δείχνει το βαθμό προσαρμογής των πειραματικών δεδομένων και της κατανομής και χρησιμοποιείται για να εξετάσει τη γραμμική συσχέτιση μεταξύ των υπολογισμένων και των μετρούμενων συχνοτήτων ταχύτητας του ανέμου. Τα σχετικά σφάλματα της μέσης τιμής και της διασποράς προκύπτουν από την σύγκριση των κύριων στατιστικών παραμέτρων που προκύπτουν από την θεωρητική κατανομή με αυτών της πειραματικής χρονοσειράς.

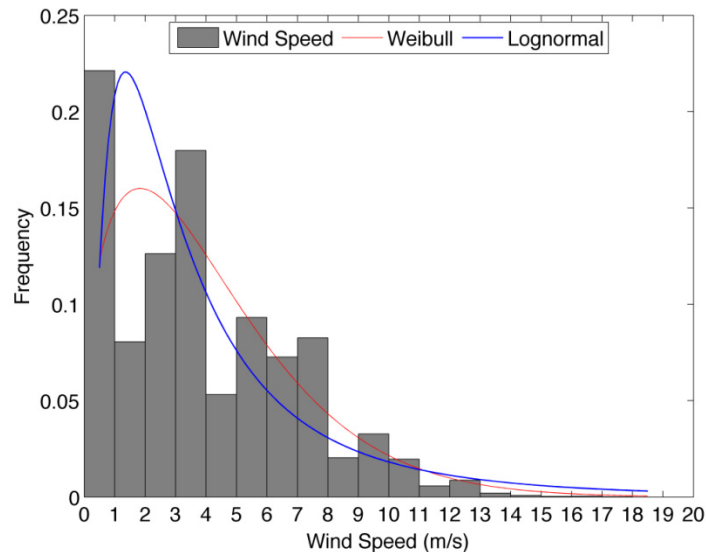
Εκτός των ανωτέρω, η οπτική εξέταση της προσαρμογής των θεωρητικών καμπυλών στις πειραματικές κατανομές αναδεικνύει κάποια γενικά χαρακτηριστικά σχετικά με την ικανότητα των επιλεγμένων κατανομών να προσομοιάζουν τις κατανομές της έντασης του ανέμου στη περιοχή μελέτης.

15.4 ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑ ΠΡΟΣΑΡΜΟΓΗΣ ΘΕΩΡΗΤΙΚΩΝ ΚΑΤΑΝΟΜΩΝ ΣΤΙΣ ΚΑΤΑΝΟΜΕΣ ΣΥΧΝΟΤΗΤΩΝ ΤΗΣ ΕΝΤΑΣΗΣ ΤΟΥ ΑΝΕΜΟΥ

Οι κατανομές Weibull και Lognormal προσαρμόζονται στις ετήσιες και στη συνέχεια στις μηνιαίες κατανομές των χρονοσειρών του/των υπό μελέτη σταθμού/σταθμών. Οι τιμές των παραμέτρων των κατανομών για τις μηνιαίες χρονοσειρές παρουσιάζονται στον Πίνακα 9 (τα δεδομένα αφορούν αυτά της παραγράφου 13.1.7), ενώ η πειραματική κατανομή συχνοτήτων των δεδομένων καθώς και η βέλτιστη θεωρητική κατανομή (Weibull και Lognormal) που προσομοιάζει τα δεδομένα για τη συνολική περίοδο παριστάνεται γραφικά στο Σχήμα 16.

Πίνακας 9. Τιμές των παραμέτρων k και c , μ και σ των κατανομών Weibull και Lognormal στις μηνιαίες χρονοσειρές του ανέμου και για τη συνολική περίοδο.

	ΙΑΝ	ΦΕΒ	ΜΑΡ	ΑΠΡ	ΜΑΪ	ΙΟΥ	ΙΟΥΛ	ΑΥΓ	ΣΕΠ	ΟΚΤ	ΝΟΕ	ΔΕΚ	ΣΥΝ
Σταθμός 1													
Weibull													
c	4,49	4,70	4,61	4,46	3,94	4,42	5,57	5,37	4,86	4,44	4,23	4,07	4,59
k	1,33	1,38	1,39	1,47	1,39	1,39	1,50	1,49	1,43	1,38	1,32	1,36	1,39
Lognormal													
μ	1,07	1,13	1,11	1,10	0,96	1,07	1,31	1,27	1,16	1,07	1,01	0,98	1,10
σ	0,91	0,89	0,89	0,85	0,87	0,89	0,89	0,89	0,90	0,90	0,90	0,89	0,89



Σχήμα 16. Προσαρμογή θεωρητικών κατανομών στην κατανομή συχνοτήτων της ταχύτητας του ανέμου.

Ο έλεγχος της καλής προσαρμογής των θεωρητικών καμπύλων στα πειραματικά δεδομένα πραγματοποιείται με τον υπολογισμό του συντελεστή R^2 και του σχετικού σφάλματος της μέσης τιμής και της διασποράς. Τα αποτελέσματα των παραπάνω στατιστικών μέτρων παρουσιάζονται ομαδοποιημένα για την κατανομή Weibull στον Πίνακα 10 και για την κατανομή Lognormal στον Πίνακα 11. Οι Πίνακες αναφέρονται ενδεικτικά στην προσαρμογή των κατανομών στις μηνιαίες κατανομές συχνοτήτων.

Πίνακας 10. Τιμές του συντελεστή R^2 και των σχετικών σφαλμάτων (%) κατά την προσαρμογή της κατανομής Weibull στις μηνιαίες χρονοσειρές του ανέμου.

	ΙΑΝ	ΦΕΒ	ΜΑΡ	ΑΠΡ	ΜΑΪ	ΙΟΥ	ΙΟΥΛ	ΑΥΓ	ΣΕΠ	ΟΚΤ	ΝΟΕ	ΔΕΚ
Σταθμός 1												
R^2	0.70	0.72	0.70	0.69	0.73	0.68	0.60	0.63	0.66	0.70	0.75	0.72
Σχ. Σφάλμα \bar{u}	0.13	0.09	0.06	0.05	0.16	0.08	0.26	0.24	0.11	0.05	0.22	0.17
Σχ. Σφάλμα σ^2	1.47	1.78	2.20	2.45	0.69	2.32	7.50	7.45	6.19	3.42	0.59	1.16

Πίνακας 11. Τιμές του συντελεστή R^2 και των σχετικών σφαλμάτων (%) κατά την προσαρμογή της κατανομής Lognormal στις μηνιαίες χρονοσειρές του ανέμου.

	ΙΑΝ	ΦΕΒ	ΜΑΡ	ΑΠΡ	ΜΑΪ	ΙΟΥ	ΙΟΥΛ	ΑΥΓ	ΣΕΠ	ΟΚΤ	ΝΟΕ	ΔΕΚ
Σταθμός 1												
R^2	0.55	0.55	0.53	0.51	0.60	0.53	0.41	0.44	0.49	0.55	0.62	0.59
Σχ. Σφάλμα \bar{u}	7.17	7.26	7.45	6.70	6.24	7.11	9.35	9.24	8.65	7.47	6.31	6.40
Σχ. Σφάλμα σ^2	162.4	164.6	169.7	159.3	143.8	164.7	236.2	232.6	211.2	175.6	140.7	148.6

Από τους Πίνακες 10 και 11 αναδεικνύεται η ικανότητα προσαρμογής των κατανομών στα πειραματικά δεδομένα. Περαιτέρω, η σύγκριση των παραπάνω μεγεθών υποδεικνύει την κατανομή που προσομοιάζει καλύτερα τα πειραματικά δεδομένα.

Εάν υπάρχουν δύο ή περισσότεροι σταθμοί πειραματικών μετρήσεων, τότε η παραπάνω ανάπτυξη μπορεί να δώσει στοιχεία για την επίδραση του αναγλύφου και της χρήσης γης

στη μορφή των κατανομών της έντασης του ανέμου. Π.χ. αστικοί σταθμοί παρουσιάζουν υψηλότερες συχνότητες χαμηλής έντασης του ανέμου και σχετικά μικρότερες ουρές στις κατανομές.

Αναφορές

1. Ahrens C. D., 1993: “Essentials of meteorology. An Invitation to the Atmosphere”, West Publishing Company.
2. Fisher B., J. Kukkonen, M. Piringer, M.W. Rotach and M. Schatzmann, 2005: ‘Meteorology applied to urban air pollution problems: concepts from COST 715’, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 5, 7903-7927.
3. Garratt J.R., 1992: ‘The Atmospheric Boundary-Layer’, Cambridge University Press.
4. Lutgens F.K. and Tarbuck E.J., 1995: “The Atmosphere. An introduction to meteorology”, Prentice Hall Inc.
5. Oke T. R., 1987: ‘Boundary-Layer Climates’, 2nd edition, Routledge, Taylor & Francis Group, London.
6. Stangroom P., 2004: ‘CFD Modelling of wind flow over terrain’, PhD thesis, University of Nottingham
7. Χρονοπούλου Α. και Φλόκας Α., 2010: ‘Μαθήματα Γεωργικής Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας’, Εκδόσεις ΖΗΤΗ.

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΕΣ ΑΣΚΗΣΕΙΣ

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΗ ΑΣΚΗΣΗ 1

- A. Θεωρώντας ότι έχετε πάρει ένα αντιπροσωπευτικό σύνολο τιμών της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου, η πρώτη επεξεργασία που καλείστε να πραγματοποιήσετε είναι ένας πίνακας συχνοτήτων (απόλυτων και σχετικών), στον οποίο πραγματοποιείται μια βέλτιστη απεικόνιση των στοιχείων του δείγματος.
- B. Στη συνέχεια, να γίνει παρουσίαση των γραφικών παραστάσεων (ιστογράμματα, πολικά διαγράμματα) για τα στοιχεία του δείγματός σας.
- Γ. Για τα στοιχεία του δείγματός σας να υπολογιστούν:
 - α) Η μέση τιμή της έντασης του ανέμου και η διασπορά της
 - β) Η επικρατούσα διεύθυνση

Να σχολιαστούν τα αποτελέσματα. Στον σχολιασμό να χρησιμοποιηθούν και οι αντίστοιχες τιμές της θερμοκρασίας του αέρα.

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΗ ΑΣΚΗΣΗ 2

- A. Σας δίνεται μια χρονοσειρά ταχύτητας του ανέμου. Επιλέξατε τα διαστήματα τάξης και παρουσιάσατε τα δεδομένα σε έναν πίνακα κατανομής απόλυτων και σχετικών συχνοτήτων. Τι συμπεράσματα εξάγεται από τον πίνακα. Εξηγήστε.
- B. Σχεδιάσατε ιστογράμματα για θερινή και χειμερινή περίοδο στην ίδια εικόνα. Τι σχέση υπάρχει μεταξύ του ανέμου της θερινής και χειμερινής περιόδου;

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΗ ΑΣΚΗΣΗ 3

- A. Σας δίνεται μια χρονοσειρά ταχύτητας του ανέμου. Επιλέξατε τα διαστήματα τάξης και παρουσιάσατε τα δεδομένα σε έναν πίνακα κατανομής απόλυτων και σχετικών συχνοτήτων. Τι συμπεράσματα εξάγεται από τον πίνακα. Εξηγήστε.
- B. Σχεδιάσατε ιστογράμματα για νυκτερινές (18:00 έως 06:00) και ημερήσιες (07:00 έως 17:00) στην ίδια εικόνα. Τι σχέση υπάρχει μεταξύ του ανέμου την ημέρα και τη νύκτα;

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΗ ΑΣΚΗΣΗ 4

Δίνεται χρονοσειρά έντασης ανέμου διάρκειας δύο (ή περισσότερων ετών). Υπολογίσατε τα ποσοστά της άπνοιας, τη μέση τιμή και τη διασπορά της χρονοσειράς του ανέμου που σας δίνετε, καθώς και τις τιμές των παραμέτρων για την κατανομή Weibull σε ετήσια και μηνιαία βάση. Απεικονίσατε γραφικά τόσο τις θεωρητικές καμπύλες (βασισμένες στις παραμέτρους που υπολογίστηκαν), όσο και τις πειραματικές σε ετήσια και μηνιαία βάση. Ακολουθώντας τα βήματα επεξεργασίας των μετρήσεων που αναφέρονται στο θεωρητικό σκέλος, κατασκευάσατε τους πίνακες που απαιτούνται, συγκρίνατε τα αποτελέσματα και αναπτύξατε τα συμπεράσματά σας.

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΗ ΑΣΚΗΣΗ 5

Δίνεται χρονοσειρά έντασης ανέμου διάρκειας δύο (ή περισσότερων) ετών. Υπολογίσατε τα ποσοστά της άπνοιας, τη μέση τιμή και τη διασπορά της χρονοσειράς του ανέμου που σας δίνετε, καθώς και τις τιμές των παραμέτρων για την κατανομή Lognormal σε ετήσια και μηνιαία βάση. Απεικονίσατε γραφικά τόσο τις θεωρητικές καμπύλες (βασισμένες στις παραμέτρους που υπολογίστηκαν), όσο και τις πειραματικές σε ετήσια και μηνιαία βάση. Ακολουθώντας τα βήματα επεξεργασίας των μετρήσεων που αναφέρονται στο θεωρητικό σκέλος, κατασκευάσατε τους πίνακες που απαιτούνται, συγκρίνατε τα αποτελέσματα και αναπτύξατε τα συμπεράσματά σας.

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΗ ΑΣΚΗΣΗ 6

Υπολογίσατε τα ποσοστά της άπνοιας, τη μέση τιμή και τη διασπορά της χρονοσειράς του ανέμου που σας δίνετε, καθώς και τις τιμές των παραμέτρων για τις κατανομές Weibull και Lognormal. Απεικονίσατε γραφικά τόσο τις θεωρητικές καμπύλες

(βασισμένες στις παραμέτρους που υπολογίστηκαν), όσο και τις πειραματικές. Ακολουθώντας τα βήματα επεξεργασίας των μετρήσεων που αναφέρονται στο θεωρητικό σκέλος, κατασκευάσατε τους πίνακες που απαιτούνται, συγκρίνατε τα αποτελέσματα και αναπτύξατε τα συμπεράσματά σας.

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΗ ΑΣΚΗΣΗ 7

Δίνεται χρονοσειρά έντασης ανέμου διάρκειας ενός έτους. Υπολογίσατε τα ποσοστά της άπνοιας, τη μέση τιμή και τη διασπορά της χρονοσειράς του ανέμου που σας δίνετε, καθώς και τις τιμές των παραμέτρων για τις κατανομές Weibull και Lognormal, σε μηνιαία και ετήσια βάση. Απεικονίσατε γραφικά τόσο τις θεωρητικές καμπύλες (βασισμένες στις παραμέτρους που υπολογίστηκαν), όσο και τις πειραματικές. Ακολουθώντας τα βήματα επεξεργασίας των μετρήσεων που αναφέρονται στο θεωρητικό σκέλος, κατασκευάσατε τους πίνακες που απαιτούνται, συγκρίνατε τα αποτελέσματα και αναπτύξατε τα συμπεράσματά σας.

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΗ ΑΣΚΗΣΗ 8

- A. Σας δίνεται μια χρονοσειρά ταχύτητας του ανέμου. Επιλέξατε τα διαστήματα τάξης και παρουσιάσατε τα δεδομένα σε έναν πίνακα κατανομής απόλυτων και σχετικών συχνοτήτων. Τι συμπεράσματα εξάγεται από τον πίνακα. Εξηγήστε.
- B. Συγκρίνατε τις κατανομές Weibull και Lognormal. Υπολογίσατε τις τιμές των παραμέτρων για τις κατανομές για όλα τα δεδομένα, για χειμώνα και καλοκαίρι ξεχωριστά.

ΠΙΘΑΝΕΣ ΣΥΜΠΛΗΡΩΜΑΤΙΚΕΣ ΕΡΩΤΗΣΕΙΣ - ΑΣΚΗΣΕΙΣ ΚΑΤΑΝΟΗΣΗΣ ΘΕΩΡΙΑΣ

ΑΣΚΗΣΗ 1

- (1) Γιατί ο λογαριθμικός νόμος αντιπροσωπεύει καλύτερα από τον εκθετικό νόμο την κατατομή του ανέμου στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα;
- (2) Ο εκθέτης στον εκθετικό νόμο είναι 0.17 και η ταχύτητα του ανέμου σε ύψος 10 m είναι 25 m/s. Ποια θα είναι η ταχύτητα του ανέμου σε ύψος 50 m;
- (3) Μετεωρολογικές μετρήσεις δίνουν τα ακόλουθα δεδομένα:

<u>Z - d (m)</u>	<u>U (m/s)</u>
1.01	7.470
10.00	11.214

Χρησιμοποιώντας αυτά τα δεδομένα υπολογίσατε τις τιμές της αδιάστατης ταχύτητας τριβής και το μήκος τραχύτητας. Ποια θα είναι η αναμενόμενη ταχύτητα του ανέμου σε ύψος 40m με αυτή την κατανομή του ανέμου;

- (4) Λεπτομερείς μετρήσεις σε ημιαστική περιοχή δίνουν την ακόλουθη κατανομή του ανέμου:

Z - d (m):	5	10	20	40	100	200	500	1000
Ταχύτητα (m/s):	16.9	20.8	25.2	29.1	34.8	40.6	50.4	63.9

Χρησιμοποιώντας γραφικές παραστάσεις προσδιορίσατε τις τιμές για a , z_0 and $u_* / V(z=10)$.

ΑΣΚΗΣΗ 2

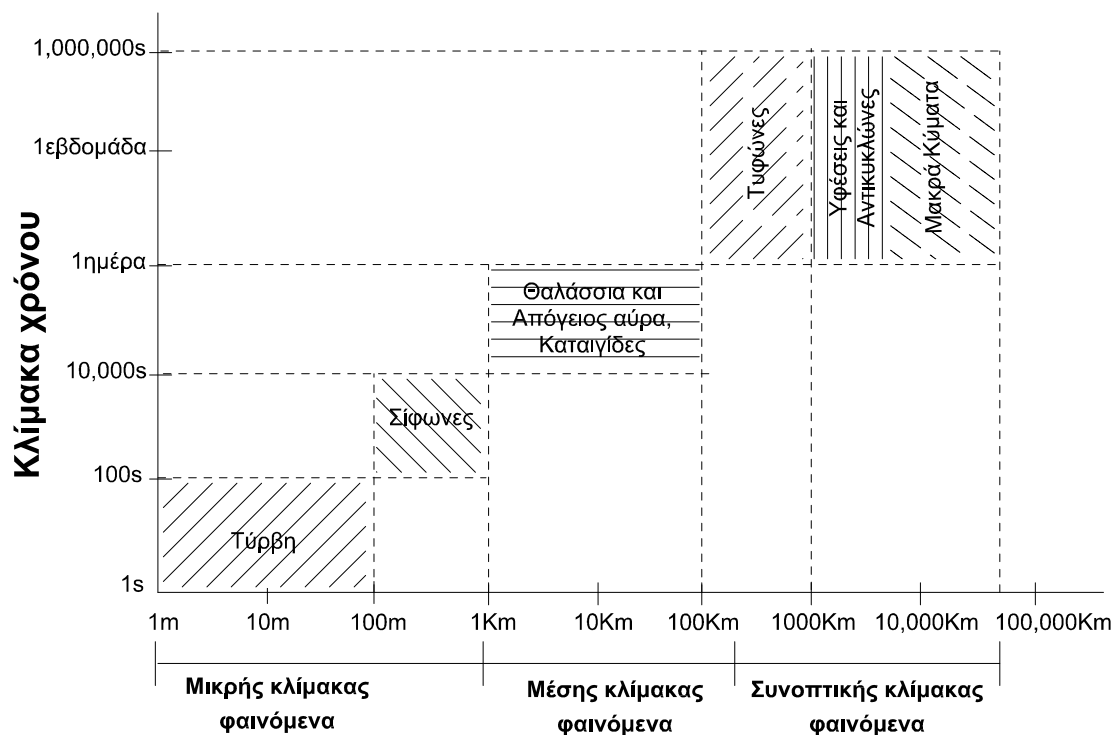
Άσκηση υπολογισμού φαινομένου ανέμου με δεδομένα/ερωτήματα που θα υποδειχθούν από τον επιβλέποντα της άσκησης.

ΑΣΚΗΣΗ 4

1. ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗ ΘΕΡΜΟΪΓΡΟΜΕΤΡΙΚΗ ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΣΤΑΤΙΚΗ ΤΗΣ ΤΡΟΠΟΣΦΑΙΡΑΣ - ΘΕΡΜΟΔΥΝΑΜΙΚΑ ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ

1.1. Εισαγωγή - Ραδιοβολίδες

Η γνώση και παρακολούθηση της κατακόρυφης θερμοϋγρομετρικής δομής της τροπόσφαιρας αποτελεί απαραίτητη προϋπόθεση για την ανάλυση και την πρόγνωση του καιρού τόσο σε συνοπτική (μεγάλη) όσο και σε μέση κλίμακα (Σχήμα 1.1)



Κλίμακα οριζόντιας διάστασης

Σχήμα 1.1 Σχηματική παράσταση των διαφόρων κλιμάκων των ατμοσφαιρικών φαινομένων.

Για το σκοπό αυτό απαιτείται η συγκέντρωση σημαντικού πλήθους συγχρονισμένων πληροφοριών σε διάφορα επίπεδα καθ' ύψος σε αρκετές γεωγραφικές θέσεις, κάτι ανάλογο δηλαδή με αυτό που γίνεται για την συγκέντρωση στοιχείων από τους επίγειους μετεωρολογικούς σταθμούς εδάφους, με τη διαφορά ότι στην περίπτωση της συγκέντρωσης πληροφοριών καθ' ύψος τα πράγματα είναι δυσκολότερα και πολύ πιο δαπανηρά, για τούτο οι σταθμοί που πραγματοποιούν τέτοιες μετρήσεις (Σταθμοί Ανώτερης Ατμόσφαιρας) είναι διεθνώς πολύ λιγότεροι από τους σταθμούς

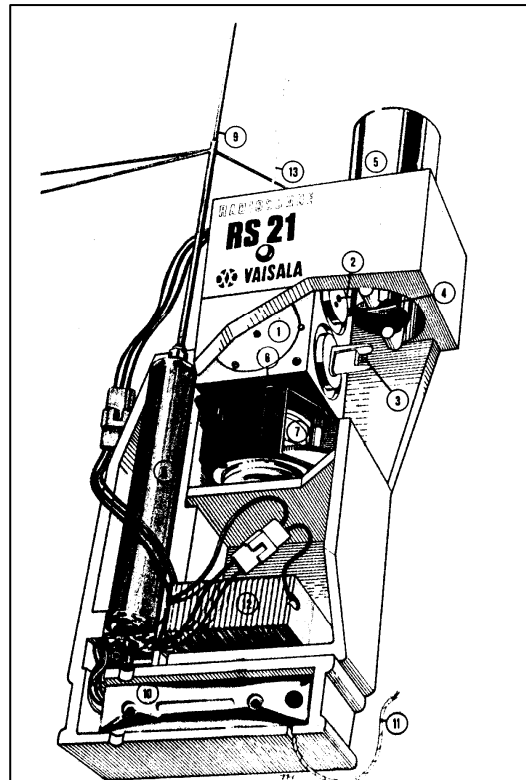
επιφάνειας. Τα βασικά στοιχεία που ενδιαφέρουν καθ' ύψος είναι η πίεση, η θερμοκρασία, η υγρασία και ο άνεμος.

Οι πρώτες μετρήσεις καθ' ύψος πραγματοποιούνταν με τα *δέσμια μετεωρολογικά αερόστατα* και τα *μετεωρολογικά αεροπλάνα*. Τα δέσμια μετεωρολογικά αερόστατα συγκρατούνται με συρματόσχοινο από το έδαφος και έχουν την δυνατότητα να ανέλθουν μέχρι ύψος το πολύ 1Km από την επιφάνεια. Έχουν την δυνατότητα συλλογής στοιχείων σε οποιοδήποτε ενδιάμεσο ύψος από το έδαφος μέχρι το 1Km και μπορούν να είναι άμεσα συνδεδεμένα με το σταθμό συγκέντρωσης των δεδομένων στο έδαφος. Σήμερα χρησιμοποιούνται κυρίως για μετρήσεις του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος. Τα μετεωρολογικά αεροπλάνα συγκεντρώνουν επι τόπου μετρήσεις, είναι όμως δαπανηρά και οι μετρήσεις τους καλύπτουν περιορισμένη χρονική έκταση.

Η εφεύρεση της ασύρματης επικοινωνίας και η ανάγκη διερεύνησης της ατμόσφαιρας σε μεγαλύτερα ύψη, μέχρι το ύψος της τροπόσφαιρας για τη πρόγνωση του καιρού, οδήγησε στην ανάπτυξη της *ραδιοβολίδας*.

Το βασικό μέρος της ραδιοβολίδας αποτελεί μία ηλεκτρονική συσκευή που φέρει αισθητήρες για τη μέτρηση της πίεσης, θερμοκρασίας και υγρασίας. Η συσκευή αυτή περιλαμβάνει ένα πομπό με τον οποίο οι μετρήσεις στέλνονται απ' ευθείας στο σταθμό εδάφους. Το όλο σύστημα συμπληρώνεται από ένα μετεωρολογικό αερόστατο (διαμέτρου 1m περίπου) που γεμίζει με υδρογόνο ή ήλιον. Η ραδιοβολίδα αφήνεται ελεύθερη να ανέβει από το σταθμό εδάφους. Η ταχύτητα ανόδου της μεταβάλλεται, ενώ παράλληλα παρασύρεται και οριζόντια από τον άνεμο.

Κατά την άνοδό της η ραδιοβολίδα μετρά συνεχώς την ατμοσφαιρική πίεση



Ραδιοβολίδα Vaisala RS21-12CN Βασικά τμήματα

1. Βαρόμετρα κανονικής πίεσης και πίεσης σε μεγάλα ύψη (στην αντίθετη πλευρά)
2. Θερμόμετρο
3. Υγρόμετρο HUMICAP
4. Ασπίδα προστασίας από την εσωτερική ακτινοβολία
5. Ασπίδα προστασίας από την εξωτερική ακτινοβολία
6. Περιστρεφόμενος διακόπτης
7. Περιστρεφόμενο τμήμα του διακόπτη
8. Πομπός 403MHz
9. Κεραία πομπού 403MHz
10. Δέκτης VLF συστήματος OMEGA
11. Κεραία δέκτη VLF
12. Μπαταρία
13. Θέση πρόσδεσης στο μπαλλόνι

Σχήμα 1.2 Τομή ραδιοβολίδας και τα βασικότερα τμήματά της

(συνήθως με μεταλλικό βαρόμετρο), τη θερμοκρασία (συνήθως με ηλεκτρικό θερμόμετρο ή θερμίστορ) και την υγρασία (συνήθως σχετική, με υγρόμετρο ηλεκτρολυτικού πυκνωτή). Οι τιμές των μετρούμενων παραμέτρων στέλνονται με τον πομπό στον επίγειο σταθμό παρακολούθησης. Είναι δυνατόν, επιπλέον των προαναφερθέντων παραμέτρων να λαμβάνονται δεδομένα διεύθυνσης και ταχύτητας του ανέμου καθ' ύψος. Για το σκοπό αυτό η ραδιοβολίδα πρέπει να είναι εφοδιασμένη με ένα σύστημα προσδιορισμού στίγματος και αξιοποιεί υπάρχοντα συστήματα ναυσιπλοΐας για τον προσδιορισμό της γεωγραφικής της θέσης, την οποία στη συνέχεια στέλνει στον σταθμό παρακολούθησης εδάφους. Από την τροχιά της ραδιοβολίδας και τις διαφορές φάσης των σημάτων που φθάνουν στο σταθμό εδάφους είναι δυνατό να υπολογισθεί η διεύθυνση και ταχύτητα του ανέμου (κάτι που στο σύστημα CORA γίνεται αυτόματα). Η ραδιοβολίδα ανεβαίνει συνήθως μέχρι του ύψους των 10Km περίπου (Τροπόπαυση), εκτός αν το αερόστατο εκραγεί πιο γρήγορα.

Με μέση ανυψωτική ταχύτητα 5m/sec η άνοδος αυτή διαρκεί 30 λεπτά περίπου. Επειδή ο άνεμος την μεταφέρει μακριά από το σταθμό εκκίνησης, ο πομπός της πρέπει να είναι ισχυρός ώστε να στέλνει σήματα σε απόσταση 150-200Km. Ραδιοβολίσεις εκτελούνται από τους Μετεωρολογικούς Σταθμούς Ανώτερης Ατμόσφαιρας τουλάχιστον 2 φορές την ημέρα (ταυτόχρονα σε όλους τους σταθμούς) στις 00:00GMT και 12:00GMT (ώρα Greenwich). Στην Ελλάδα τέτοιοι σταθμοί είναι το Ελληνικό στην Αθήνα, η Μίκρα στη Θεσσαλονίκη και το Ηράκλειο στη Κρήτη δίπλα στα ομώνυμα αεροδρόμια.

Σήμερα πλέον με την εξέλιξη των μέσων τηλεπισκόπησης είναι δυνατή η λήψη μετρήσεων από απόσταση ορισμένων ατμοσφαιρικών παραμέτρων από τους *μετεωρολογικούς δορυφόρους*. Για παράδειγμα μπορούμε να έχουμε πληροφορίες για την θερμοκρασία της επιφάνειας του εδάφους (ξηράς και θάλασσας), της θερμοκρασίας κορυφής των νεφών, εικόνες της κατανομής των νεφικών συστημάτων, την κατανομή της υγρασίας καθ' ύψος μέσα στην ατμόσφαιρα κλπ. Οι δυνατότητες των μετεωρολογικών δορυφόρων εξελίσσονται συνεχώς αλλά 'προς το παρόν δεν είναι σε θέση να καλύψουν όλες τις απαιτούμενες για την πρόγνωση μετρήσεις της κατακόρυφης θερμοϋγρομετρικής δομής της τροπόσφαιρας που παρέχουν οι ραδιοβολίδες

1.2. Θερμοδυναμικά Διαγράμματα - Τεφίγραμμα

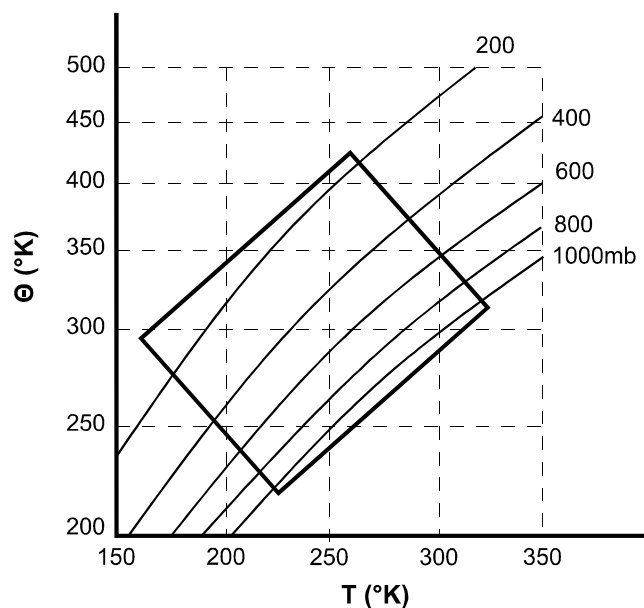
Οι μετρήσεις που παίρνουμε από τις ραδιοβολίσεις εξυπηρετούν δύο βασικούς σκοπούς:

1. Σε συνδυασμό με τις μετρήσεις και των άλλων Σταθμών Ανώτερης Ατμόσφαιρας, γίνεται η χάραξη των ισοϋψών καμπυλών στα διάφορα ύψη (ισοβαρικά επίπεδα) μέσα στην τροπόσφαιρα, βάσει των οποίων αναγνωρίζονται τα συνοπτικά συστήματα καιρού (βαρομετρικά χαμηλά, βαρομετρικά υψηλά, μέτωπα, κ.λ.π) και γίνεται η πρόγνωση. Με τον όρο συνοπτικά συστήματα εννοούμε τα συστήματα μεγάλης κλίμακας, με οριζόντια διάσταση της τάξης των 10^3Km (Σχήμα 1).
2. Συμβολή στην πρόγνωση μέσης κλίμακας φαινομένων, δηλαδή φαινομένων με οριζόντια διάσταση της τάξης των 10^2Km , όπως πρόγνωση θερμικών καταιγίδων, πρόγνωση έντονης ατμοσφαιρικής ευστάθειας που μπορεί να οδηγήσει σε αυξημένη ατμοσφαιρική ρύπανση στα αστικά και βιομηχανικά κέντρα, κλπ. Επίσης με τις μετρήσεις αυτές γίνεται ανάλυση των αερίων μαζών και παρακολούθηση του μετασχηματισμού που υφίστανται κατά τη κίνησή τους.

Η ανάλυση των μετεωρολογικών μετρήσεων που εξυπηρετούν τον δεύτερο σκοπό πραγματοποιείται καλύτερα με την χρήση των "Θερμοδυναμικών Διαγραμμάτων". Από τα διαγράμματα αυτά μπορούμε να έχουμε ακριβείς και ταχείες γραφικές λύσεις των

θερμοδυναμικών εξισώσεων που διέπουν τις σπουδαιότερες διεργασίες στις οποίες υπόκειται μία αέρια μάζα, όπως: ισοβαρικές, ισόθερμες, αδιαβατικές και ψευδοαδιαβατικές.

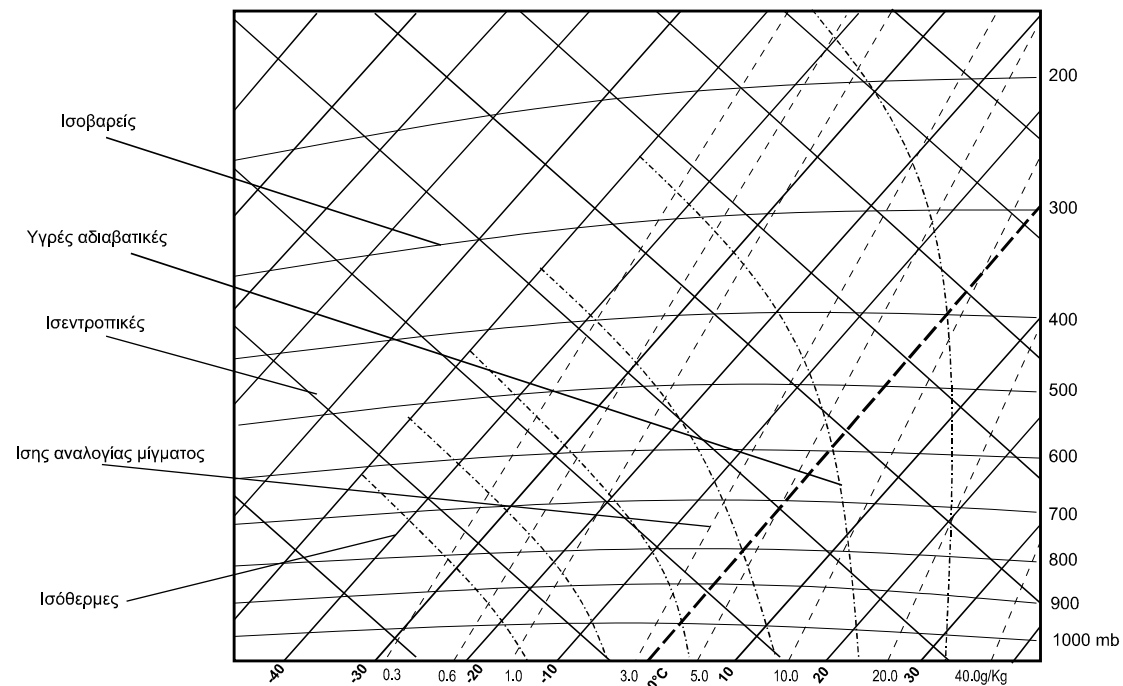
Το πλέον διαδεδομένο θερμοδυναμικό διάγραμμα είναι το *Τεφίγραμμα*, που πρότεινε το 1928 ο N. Shaw, χρησιμοποιείται δε μέχρι σήμερα από όλες τις Μετεωρολογικές Υπηρεσίες. Σαν βασικούς άξονες έχει την θερμοκρασία (T) και την εντροπία (S) (η οποία είναι



Σχήμα 1.3 Θερμοδυναμικό διάγραμμα με βασικούς άξονες την θερμοκρασία T και την εντροπία εκφρασμένη από την ανάλογη της δυναμική θερμοκρασία θ σε λογαριθμική κλίμακα, κατά τον τύπο $dS=c_p d\ln(\theta)$.

ανάλογη της δυναμικής θερμοκρασίας θ). Επειδή παλαιότερα η εντροπία συμβολιζόταν με το γράμμα Φ , το διάγραμμα έλαβε το όνομα Τεφίγραμμα.

Το Τεφιγράμμα παρουσιάζει αρκετά πλεονεκτήματα έναντι των υπολοίπων θερμοδυναμικών διαγραμμάτων που συνετέλεσαν στην καθιέρωσή του. Κατ' αρχήν πληρεί τις προϋποθέσεις που απαιτούνται για να είναι ένα αληθές θερμοδυναμικό



Σχήμα 1.4 Σχηματική παρουσίαση των ισοπληθών του Τεφιγράμματος

διάγραμμα, που σημαίνει ότι τα εμβαδά πάνω στο διάγραμμα αυτό εκφράζουν ενέργεια. Επιπλέον σε ένα διάγραμμα με άξονες την θερμοκρασία και την εντροπία οι ισοβαρείς γραμμές, δηλαδή οι γραμμές που ενώνουν τα σημεία που έχουν την ίδια πίεση, αποτελούν δέσμη καμπυλών όπως φαίνεται στο Σχήμα 1.3. Το τμήμα που περικλείεται στο ορθογώνιο πλαίσιο ορίζει την περιοχή θερμοκρασιών και δυνητικών θερμοκρασιών που απαντώνται στην Τροπόσφαιρα και κατά συνέπεια αυτό το τμήμα του τεφιγράμματος χρησιμοποιείται στην Μετεωρολογία. Στην περιοχή αυτή οι ισοβαρείς είναι σχεδόν παράλληλες και με πολύ μικρή καμπυλότητα. Το Τεφιγράμμα που χρησιμοποιείται στη Μετεωρολογία έχει στραφεί κατά τέτοιο τρόπο ώστε οι ισοβαρείς να λάβουν θέση σχεδόν οριζόντια δίνοντας την αίσθηση παραλλήλων προς το νοητό έδαφος γραμμών και την αντίληψη του ύψους (Σχήμα 1.4).

Για να είναι ευχερής η χρήση του Τεφιγράμματος, με βάση τους άξονές του και τις κατάλληλες θερμοδυναμικές εξισώσεις, έχουν χαραχθεί σε αυτό πέντε είδη ισοπληθών γραμμών και μάλιστα αρκετά πυκνές ώστε να καθίσταται εύκολος ο προσδιορισμός αριθμητικών τιμών. Συγκεκριμένα στο Τεφιγράμμα υπάρχουν (Σχήμα 1.4):

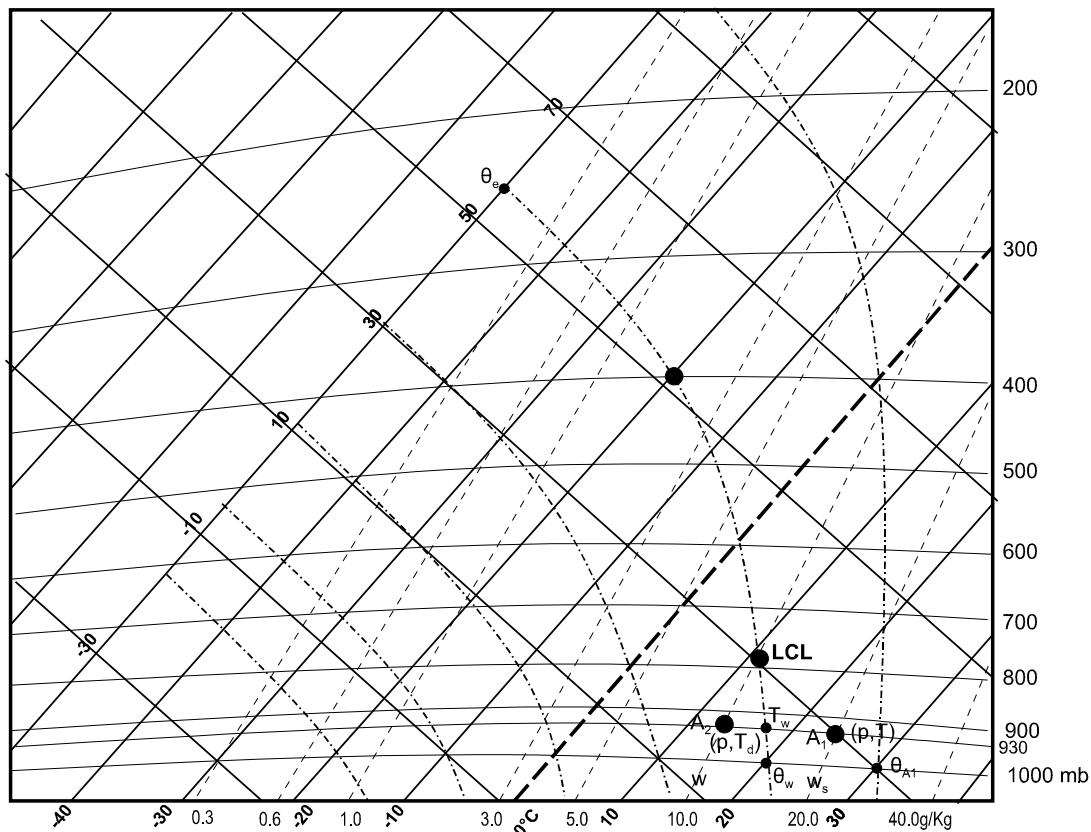
1. *Ισόθερμες*: Είναι γραμμές κάθετες στον άξονα των θερμοκρασιών. Στο πλήρες Τεφίγραμμα είναι χαραγμένες ανά 1°C, οι ισόθερμες των δεκάδων είναι κάπως εντονότερες και αναγράφουν τη τιμή τους στο επίπεδο των 1000mb, ενώ η ισόθερμη των 0°C είναι εντονότερη (διακεκομμένη) ώστε να διακρίνεται.
2. *Ισεντροπικές ή ξηρές αδιαβατικές*: Είναι κάθετες στις ισόθερμες και δεν φέρουν τιμές δεδομένου ότι δεν υπάρχουν απόλυτες τιμές εντροπίας. Κάθε αδιαβατική μεταβολή είναι και ισεντροπική. Επειδή οι θερμικές μεταβολές τις οποίες υφίσταται αέρια μάζα κατά τη κατακόρυφη κίνησή της, όσο σε αυτή δεν συμβαίνει αλλαγή φάσης του νερού που περιέχει, θεωρούνται αδιαβατικές (δηλαδή θεωρούμε αμελητέα την ανταλλαγή θερμότητας με το περιβάλλον), για τούτο οι γραμμές αυτές ονομάζονται και *ξηρές αδιαβατικές*. Για μια μάζα ακόρεστου αέρα κατά την άνοδο ή την κάθοδο της ο ρυθμός μεταβολής της θερμοκρασίας με το ύψος ονομάζεται *Ξηρή Αδιαβατική Θερμοβαθμίδα* (Γ_d) και ισούται με 1°C/100m ($\Gamma_d - \frac{dT}{dz} = -\frac{g}{C_p}$). Ξηρή ονομάζεται γιατί δεν έχει ληφθεί υπόψη η επίδραση της εξάτμισης ή της υγροποίησης. Η τιμή της ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας είναι σταθερή.
3. *Ισοβαρείς*: Είναι γραμμές με πολύ μικρή καμπυλότητα, σχεδόν παράλληλες μεταξύ τους και με καλή προσέγγιση οριζόντιες γραμμές. Στο πλήρες Τεφίγραμμα χαράσσονται ανά 10hPa (mb), ενώ ανά 50mb αναγράφεται η τιμή τους αμέσως από πάνω τους.
4. *Γραμμές σταθερής αναλογίας μίγματος κορεσμένων υδρατμών*: Είναι σχεδόν ευθείες γραμμές που σχηματίζουν μικρή γωνία με τις ισόθερμες, και παρέχουν την τιμή της αναλογίας μίγματος των κορεσμένων υδρατμών που αντιστοιχεί σε κάθε σημείο πίεσης και θερμοκρασίας. Είναι διακεκομμένες και η τιμή τους σε gr/Kgr αναγράφεται στο κάτω μέρος του Τεφίγραμματος.
5. *Υγρές αδιαβατικές (ψευδοαδιαβατικές)*: Είναι γραμμές καμπύλες που κλίνουν προς τα αριστερά καθ' ύψος. Περιγράφουν την θερμοδυναμική μεταβολή μιας κορεσμένης αέριας μάζας κατά τη κατακόρυφη κίνησή της όπου η συμπύκνωση των υδρατμών που περιέχονται σε αυτή εκλύει ένα ποσό θερμότητας (ή αντίστοιχα η εξάτμιση των υδροσταγόνων απορροφά ένα ποσό θερμότητας). Για το λόγο αυτό οι μεταβολές αυτές λέγονται και *ψευδοαδιαβατικές*. Ο ρυθμός με τον οποίο μεταβάλλεται η θερμοκρασία του κεκορεσμένου αέρα λέγεται *Υγρή Αδιαβατική Θερμοβαθμίδα* ή *ψευδοαδιαβατική*. Η τιμή της δεν είναι σταθερή όπως της ξηρής αδιαβατικής αλλά μεταβάλλεται με τη θερμοκρασία. Συγκεκριμένα εξαρτάται από την ποσότητα των υδρατμών που υγροποιούνται. Όσο

περισσότεροι υδρατμοί υγροποιούνται, τόσο περισσότερη θερμότητα αποδίδεται στην αέρια μάζα, άρα τόσο πιο μικρός είναι ο ρυθμός ψύξης της. Στην κατώτερη τροπόσφαιρα η υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα είναι περίπου 1.5°C ανά 300m (1000ft). Σε κάποιο ύψος οι υγρές αδιαβατικές γίνονται παράλληλες προς τις ξηρές αδιαβατικές. Αυτό συμβαίνει γιατί στο ύψος αυτό μία αέρια μάζα που τις ακολουθεί όπως θα εξηγήσουμε παρακάτω έχει χάσει πλέον όλους πρακτικά τους υδρατμούς της και θεωρείται ξηρή.

Στη συνέχεια εξηγείται αναλυτικά ο τρόπος χρήσης του Τεφιγράμματος.

1.3.Υπολογισμός θερμοδυναμικών παραμέτρων με το Τεφίγραμμα

Ενα δείγμα ακόρεστου αέρα με συγκεκριμένη θερμοκρασία T , πίεση p και θερμοκρασία δρόσου T_d περιγράφεται πλήρως στο Τεφίγραμμα από δύο σημεία.



Σχήμα 1.5 Υπολογισμός θερμοϋγρομετρικών παραμέτρων δείγματος αέρα με το Τεφίγραμμα

Ενα σημείο με συντεταγμένες (p, T) , τομή της ισοβαρούς και της ισοθέρμου που αντιστοιχούν στην πίεση και τη θερμοκρασία του δείγματος και ένα σημείο (p, T_d) το οποίο προσδιορίζεται από την τομή της ισοβαρούς p και της ισοθέρμου T_d . Για παράδειγμα ας θεωρήσουμε δείγμα αέρα σε πίεση 930mb και θερμοκρασία 24°C .

Έστω ότι η θερμοκρασία δρόσου του δείγματος είναι 13°C . Η θερμοϋγρομετρική κατάσταση του δείγματος πάνω στο Τεφίγραμμα ορίζεται από τα σημεία $A_1(p, T)$ και $A_2(p, T_d)$

Αφού προσδιορισθεί η θερμοϋγρομετρική κατάσταση του δείγματος αέρα πάνω στο Τεφίγραμμα, είναι δυνατόν στη συνέχεια να υπολογισθούν χρήσιμες θερμοϋγρομετρικές παράμετροι τόσο στη θέση που βρίσκεται όσο και κατά τη κατακόρυφη μετακίνησή του. Στη συνέχεια εξηγείται ο τρόπος υπολογισμού αυτών των παραμέτρων.

Η πραγματική αναλογία μίγματος του δείγματος w προσδιορίζεται από την γραμμή σταθερής αναλογίας μίγματος κορεσμένων υδρατμών που αντιστοιχεί στο σημείο A_2 (όπως είναι προφανές από τον ορισμό της θερμοκρασίας δρόσου) και είναι 10gr/Kgr . Προσοχή, η τιμή της αναλογίας μίγματος κορεσμένων υδρατμών που αντιστοιχεί στο σημείο A_1 αντιπροσωπεύει την μέγιστη ποσότητα υδρατμών που μπορεί να συγκρατήσει το δείγμα κάτω από τις συγκεκριμένες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας στις οποίες βρίσκεται, είναι δηλαδή η αναλογία μίγματος κόρου του δείγματος w_s και είναι 20gr/Kgr .

Η σχετική υγρασία του δείγματος υπολογίζεται εύκολα σύμφωνα με τον γνωστό τύπο:

$$1.1 \quad h = \frac{w}{w_s} = \frac{10 \text{ gr/Kgr}}{20 \text{ gr/Kgr}} = 0.5 = 50\%$$

Ανάλογη αντίστροφη διαδικασία ακολουθείται αν ως έκφραση της υγρασίας δίνεται η σχετική υγρασία και ζητείται η θερμοκρασία δρόσου. Γνωρίζοντας το h και w_s από τον τύπο (1.1) προσδιορίζουμε το w . Τότε το σημείο A_2 προσδιορίζεται σαν τομή της γραμμής σταθερής αναλογίας μίγματος κορεσμένων υδρατμών που αντιστοιχεί στην τιμή w με την ισοβαρή p .

Ας υποθέσουμε τώρα ότι το δείγμα μετατοπίζεται κατακόρυφα προς τα πάνω.

Κατά την άνοδο του δείγματος η θερμοκρασία του θα μειώνεται λόγω αδιαβατικής εκτόνωσης. Όσο το δείγμα παραμένει ακόρεστο η γραμμή που απεικονίζει στο Τεφίγραμμα τον ρυθμό ψύξης κατά την άνοδό του θα είναι η ξηρή αδιαβατική (ισεντροπική) που διέρχεται από το αρχικό σημείο (p, T) .

Με την πτώση της θερμοκρασίας ελαττώνεται η ικανότητα του δείγματος να συγκρατεί υδρατμούς, άρα η αντίστοιχη αναλογία μίγματος κόρου w_s , ενώ η πραγματική αναλογία μίγματός του δείγματος w παραμένει σταθερή. Σε κάποιο ύψος θα συμβεί να ισχύει η σχέση: $w=w_s$. Εκεί ακριβώς η σχετική υγρασία του δείγματος

θα γίνει $h=100\%$, και το δείγμα θα γίνει κορεσμένο. Το ύψος στο οποίο συμβαίνει αυτό καλείται *Στάθμη Συμπύκνωσης (LCL, Lifting Condensation Level)* και σε αυτό σχεδόν το ύψος βρίσκεται η βάση των νεφών.

Αν το δείγμα συνεχίσει να ανεβαίνει τότε θα συμπυκνώνονται υδρατμοί με αποτέλεσμα να εκλύεται ένα ποσό θερμότητας (η λανθάνουσα θερμότητα συμπύκνωσης). Στην περίπτωση αυτή ο ρυθμός ψύξης του δείγματος θα είναι μικρότερος από την ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα, θα μεταβάλλεται με το ύψος και θα εξαρτάται από την ποσότητα του νερού που αλλάζει φάση, ονομάζεται δε *υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα (Γ_s)* και μεταβάλλεται από $0.4^\circ\text{C}/100\text{m}$ περίπου κοντά στο έδαφος ως την τιμή της ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας στο ύψος όπου η ποσότητα του περιεχόμενου νερού έχει πλέον εξαντληθεί σχεδόν και οι υγρές αδιαβατικές γίνονται παράλληλες προς τις ξηρές.

Κατά την άνοδό του μέχρι τη στάθμη συμπύκνωσης (σημείο LCL στο Σχήμα 1.5) η περιεκτικότητα του δείγματος σε υδρατμούς παραμένει σταθερή, ίση στο παράδειγμά μας με $10\text{gr}/\text{Kgr}$. Όταν όμως το δείγμα περάσει πάνω από τη στάθμη συμπύκνωσης τότε πλέον η περιεκτικότητά του σε υδρατμούς ελαττώνεται όσο ανεβαίνει. Αν το δείγμα ανέβει μέχρι το σημείο B στην ισοβαρή των 400mb , τότε η αναλογία μίγματος του δείγματος στη νέα θέση του είναι $w_B=1.5\text{gr}/\text{Kgr}$ (περίπου). Η διαφορά των τιμών ($w-w_B$) δίνει τη ποσότητα των υδρατμών που μετατρέπονται σε υδροσταγονίδια, σε gr νερού ανά Kgr ξηρής αέριας μάζας του δείγματος. Το ποσό αυτό αποτελεί τη μέγιστη ποσότητα υετού (βροχή, χιόνι κλπ) που μπορεί να προκύψει από την άνοδο της θεωρούμενης μάζας αέρα και που στο παράδειγμά μας είναι:

Μέγιστη Δυνατή Ποσότητα Υετού = $(10-1.5)\text{gr}/\text{Kgr} = 8.5\text{gr}/\text{Kgr}$.

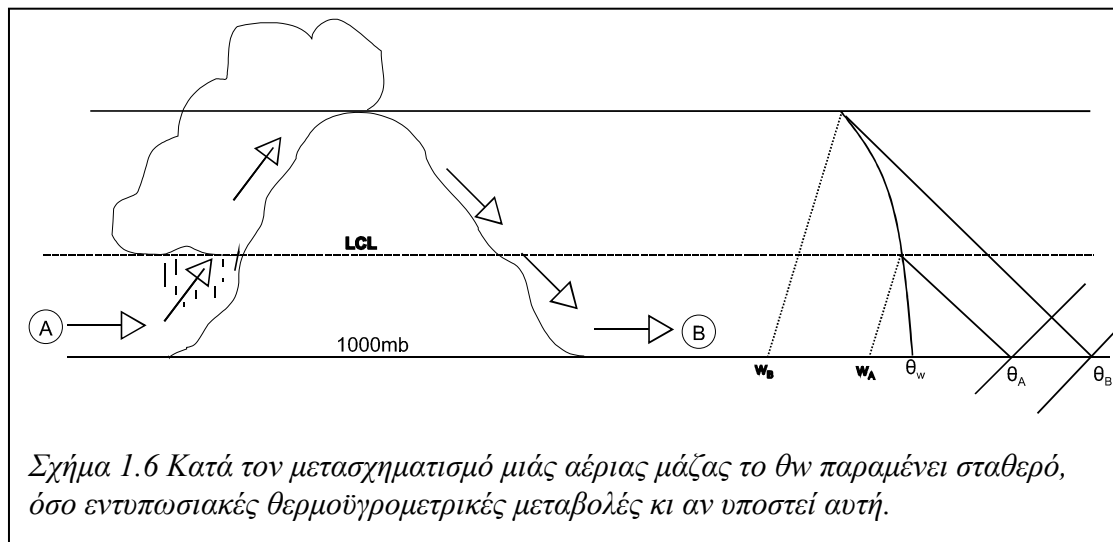
Εάν μετά το μέγιστο ύψος που έφθασε (Σημείο B) η μάζα του αέρα που αποτελεί το δείγμα μας κινηθεί καθοδικά, τότε η πορεία που θα ακολουθήσει εξαρτάται από την ποσότητα του νερού που έχει αποβάλλει σαν υετό. Τρεις είναι οι δυνατές εκδοχές. Σαν πρώτη ας θεωρήσουμε την εκδοχή ότι όλα τα υδροσταγονίδια που δημιουργήθηκαν κατά την άνοδο να έχουν εγκαταλείψει την αέρια μάζα. Τότε μη έχοντας διαθέσιμο νερό προς εξάτμιση η μάζα ως ακόρεστη θα ακολουθήσει κατά τη κάθοδό της την ξηρή αδιαβατική (Σχήμα 1.5), δηλαδή θα θερμαίνεται κατεβαίνοντας με το ρυθμό της ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας.

Αν ένα μέρος των υδροσταγονιδίων εγκατέλειψε την αέρια μάζα τότε η μάζα θα ακολουθήσει αντίστροφη πορεία (υγρή αδιαβατική) μέχρις ότου εξατμισθεί όλη η ποσότητα νερού που συμπαρασύρεται μαζί της. Από το σημείο αυτό και κάτω η μάζα θα ακολουθήσει τη ξηρή αδιαβατική.

Ας δούμε μερικές ακόμη χρήσιμες θερμοδυναμικές παραμέτρους.

Αν η μάζα συμπιεσθεί αδιαβατικά από το σημείο (p, T) μέχρι τη στάθμη των 1000mb τότε η θερμοκρασία που θα αποκτήσει ορίζεται σαν *Δυνητική θερμοκρασία* και συμβολίζεται με θ . Στο παράδειγμά μας $\theta_{A1}=\theta_{LCL}=30^{\circ}\text{C}$. Η παράμετρος αυτή παραμένει αμετάβλητη εφόσον στην αέρια μάζα δεν συμβαίνει αλλαγή φάσης ακόρεστη και επιτρέπει τη σύγκριση θερμοκρασιών αερίων μαζών που βρίσκονται σε διαφορετικά ύψη (διαφορετική πίεση).

Αν η μάζα συμπιεσθεί κατά την υγρή αδιαβατική από τη στάθμη συμπύκνωσης μέχρι την στάθμη των 1000mb τότε η θερμοκρασία που αντιστοιχεί εκεί ορίζεται σαν *Δυνητική Θερμοκρασία Υγρού Θερμομέτρου* και συμβολίζεται με θ_w . Στο παράδειγμά μας $\theta_w=20^{\circ}\text{C}$. Η παράμετρος αυτή παραμένει αμετάβλητη κατά τον μετασχηματισμό της αέριας μάζας από άποψης θερμοκρασίας και υγρασίας (**Error! Reference source not found.**) και επομένως χρησιμεύει για την εξακρίβωση της προέλευσης της μάζας και την παρακολούθησή της. Δηλαδή παρ' όλων που τα σημεία A και B στο **Error! Reference source not found.** έχουν διαφορετικές θερμοκρασίες και υγρασίες, εντούτοις χαρακτηρίζονται από την ίδια τιμή του θ_w . Αποτελεί δηλαδή κατά κάποιο τρόπο τη ταυτότητα της αέριας μάζας. Η θερμοκρασία που αντιστοιχεί σε οποιαδήποτε άλλη στάθμη είναι η θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου T_w της αέριας μάζας στη στάθμη αυτή.



Τέλος αν ακολουθήσουμε την υγρή αδιαβατική που περνά από το σημείο συμπύκνωσης μέχρις εκεί όπου γίνεται παράλληλη με τις ισεντροπικές και στη συνέχεια κατέβουμε κατά την αντίστοιχη ξηρή αδιαβατική μέχρι τα 1000mb, τότε η θερμοκρασία που αντιστοιχεί εκεί ορίζεται σαν *Ισοδύναμη Δυνητική Θερμοκρασία* και συμβολίζεται σαν θ_e . Εφόσον η τιμή οδηγεί εκτός τεφιγράμματος τότε διαβάζεται επί της ισοθέρμου των -40°C .

1.4. Στατική της ατμόσφαιρας

Ενώ η ατμόσφαιρα βρίσκεται σε υδροστατική ισορροπία η εκδήλωση κατακόρυφων κινήσεων αερίων μαζών μέσα σ' αυτήν είναι ένα πολύ σύνηθες φαινόμενο, εξ αιτίας μηχανικών, θερμικών ή δυναμικών αιτιών. Συχνά μάζες εκτοπίζονται κατακόρυφα από τη θέση ισορροπίας των και το ερώτημα που προκύπτει είναι αν και κάτω από ποιές συνθήκες οι μετατοπίσεις αυτές θα επιταθούν ή θα καταπνιγούν. Στην πρώτη περίπτωση πολύ πιθανόν να προκύψουν διάφορα φαινόμενα, σύννεφα, βροχές, καταιγίδες κλπ.

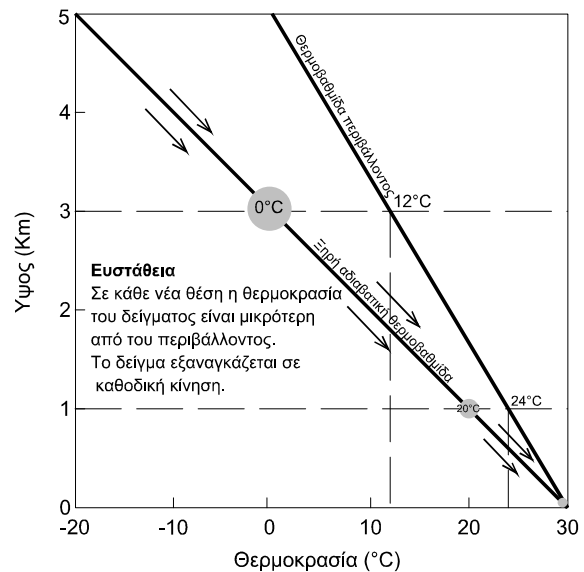
Έστω ένα δείγμα ατμοσφαιρικού αέρα θερμοκρασίας T_P και πυκνότητας ρ_P , το οποίο εξαναγκάζεται σε ανοδική κίνηση μέσα σε ένα περιβάλλον με θερμοκρασία T_E και πυκνότητας ρ_E . Θεωρούμε ότι σε κάθε επίπεδο η πίεση του ανερχόμενου δείγματος ισούται με την πίεση του περιβάλλοντος αυτήν αέρα και ότι το περιβάλλον βρίσκεται σε υδροστατική ισορροπία. Αν V ο όγκος του δείγματος, τότε απλή εφαρμογή του νόμου του Νεύτωνα στην κατακόρυφο δίνει:

$$1.2 \quad \rho_P V \frac{d^2 z}{dt^2} = \rho_E V g - \rho_P V g \Leftrightarrow \frac{d^2 z}{dt^2} = g \frac{\rho_E - \rho_P}{\rho_P}$$

Με την βοήθεια της καταστατικής εξίσωσης $p = \rho R T$, προκύπτει η εξίσωση της κατακόρυφης κίνησης του δείγματος:

$$1.3 \quad \frac{d^2 z}{dt^2} = g \left(\frac{T_P - T_E}{T_E} \right)$$

Από την τελευταία εξίσωση φαίνεται ότι η κατακόρυφη επιτάχυνση του δείγματος σε κάθε επίπεδο πίεσης εξαρτάται από τη διαφορά θερμοκρασίας (που οφείλεται στη διαφορά πυκνότητας) του δείγματος και του περιβάλλοντος.

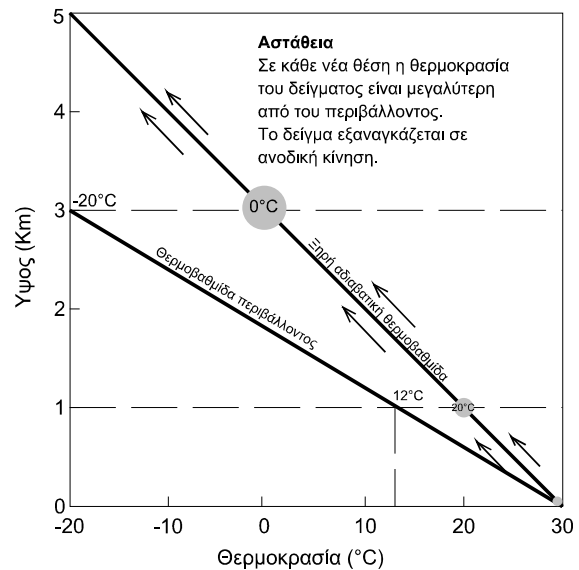


Σχήμα 1.7 Ευστάθεια. Δεν εννοούνται οι ανοδικές κινήσεις

Με τον όρο *στατική ευστάθεια της ατμόσφαιρας* αναφερόμαστε στις συνθήκες ευστάθειας, ή αστάθειας της ατμόσφαιρας, που βρίσκεται σε υδροστατική ισορροπία, σε σχέση με τις κατακόρυφες κινήσεις.

Όπως επίσης είπαμε στα προηγούμενα, μια στοιχειώδης μάζα υγρού ακόρεστου αέρα που εξαναγκάζεται σε ανοδική κίνηση έχει σταθερό ρυθμό ψύξης ίσο προς την ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα Γ_d , ενώ αν η μάζα είναι κορεσμένη τότε ο ρυθμός ψύξης της ταυτίζεται με την υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα Γ_s .

Αν λοιπόν μία στοιχειώδης μάζα αέρα εξαναγκασθεί σε κατακόρυφη μετατόπιση, θα επιταχύνεται (*αστάθεια*), αν η θερμοκρασία της (T_P) είναι μεγαλύτερη από την θερμοκρασία του



Σχήμα 1.8 Αστάθεια. Οι ανοδικές κινήσεις εννοούνται

περιβάλλοντος (T_E), ή θα επιβραδύνεται (*ευστάθεια*), αν η θερμοκρασία της είναι μικρότερη από την θερμοκρασία του περιβάλλοντος (Σχήμα 1.7 και Σχήμα 1.8). Το επίπεδο πάνω από το οποίο ένα δείγμα αέρα ανεβαίνει πλέον ελεύθερα (μεταπίπτει σε συνθήκες αστάθειας) ονομάζεται (αν υπάρχει) *Επίπεδο Ελεύθερης Κατακόρυφης Μεταφοράς (LFC, Level of Free Convection)*

Έτσι τα κριτήρια ευστάθειας ή αστάθειας ενός δείγματος αέρα που κινείται μέσα σε ένα ατμοσφαιρικό στρώμα σε σχέση με την θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος είναι (Σχήμα 1.9):

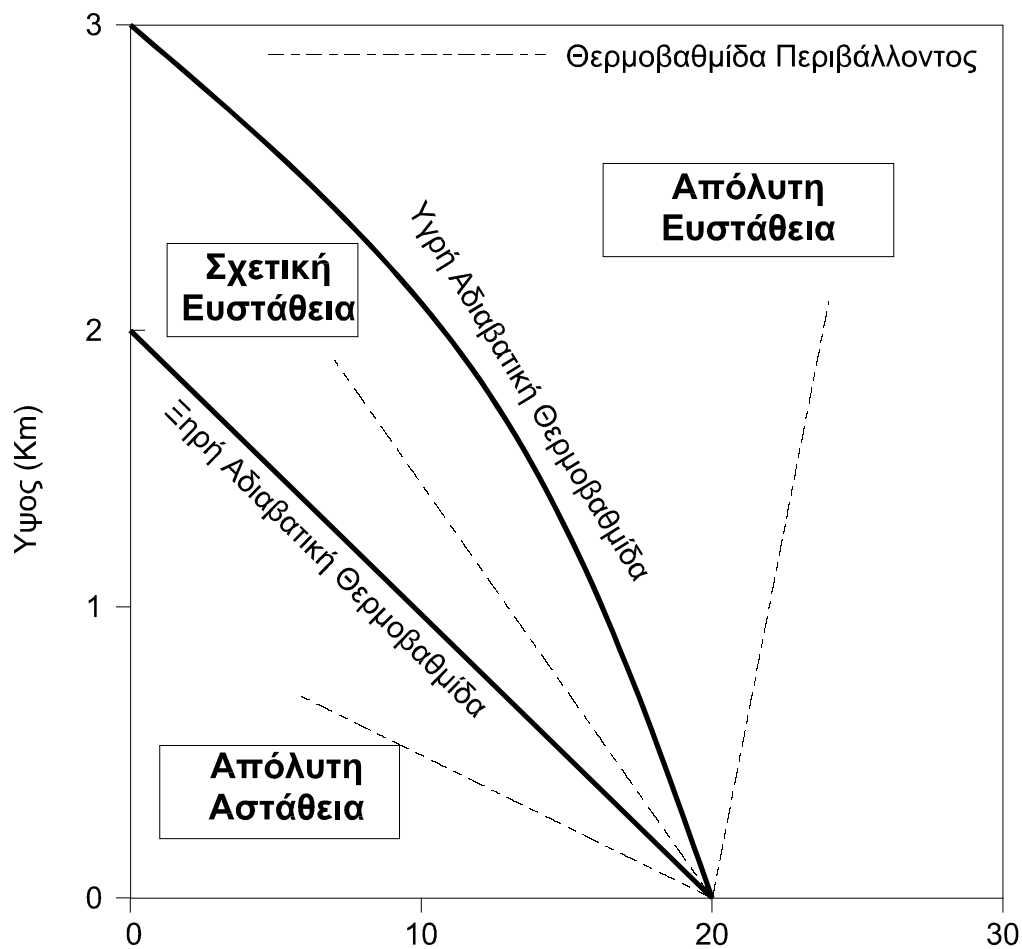
$\Gamma < \Gamma_s < \Gamma_d$ Απόλυτη Ευστάθεια

$\Gamma_s < \Gamma < \Gamma_d$ Σχετική Ευστάθεια (Ευστάθεια ως προς τον ακόρεστο αέρα, αστάθεια ως προς τον κορεσμένο)

$\Gamma > \Gamma_d > \Gamma_s$ Απόλυτη Αστάθεια. Στην περίπτωση αυτή η θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος καλείται υπεραδιαβατική.

$\Gamma = \Gamma_d$ ή $\Gamma = \Gamma_s$ Αδιάφορη ισορροπία ως προς τον ακόρεστο ή κορεσμένο αέρα αντίστοιχα

Είναι λοιπόν φανερό ότι η κατανομή της θερμοκρασίας με το ύψος σε ένα ατμοσφαιρικό στρώμα αποτελεί τη βάση για την διατύπωση των κριτηρίων Ευστάθειας ή Αστάθειας του στρώματος αυτού.



Σχήμα 1.9 Συνθήκες ισορροπίας στην ατμόσφαιρα

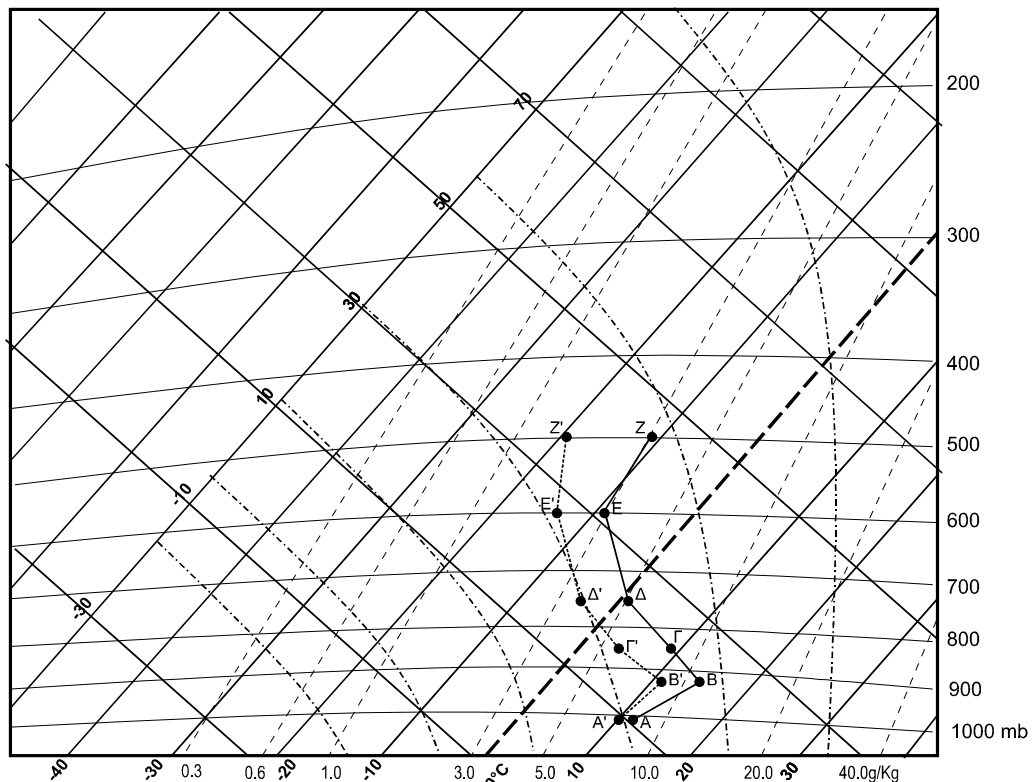
Αφού συγκεντρωθούν στο σταθμό εδάφους τα στοιχεία της ραδιοβόλισης, χαράζεται στο Τεφίγραμμα η κατακόρυφη θερμοϋγρομετρική δομή της ατμόσφαιρας. Η χάραξη της κατακόρυφης δομής γίνεται ενώνοντας τα προσδιοριζόμενα σημεία (p, T) στις διάφορες στάθμες πίεσης μεταξύ τους με ευθύγραμμα τμήματα. Η τεθλασμένη γραμμή που προκύπτει έτσι περιέχει τη μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος για τον χρόνο της ραδιοβόλισης στον θεωρούμενο σταθμό. Η τεθλασμένη που ενώνει τα αντίστοιχα σημεία (p, T_d) στα αντίστοιχα επίπεδα πίεσης, απεικονίζει την κατανομή της περιεκτικότητας της ατμόσφαιρας σε υδρατμούς. Έτσι οι δύο τεθλασμένες γραμμές μαζί απεικονίζουν την θερμοϋγρομετρική δομή της ατμόσφαιρας στην περιοχή του σταθμού για την δεδομένη ώρα. Η δομή αυτή μεταβάλλεται τόσο από τόπο σε τόπο όσο και κατά τη διάρκεια της ημέρας σε ένα τόπο. Η θερμοκρασία γενικά ελαττώνεται με το ύψος μέσα στην Τροπόσφαιρα. Ο ρυθμός ελάττωσης της θερμοκρασίας με το ύψος καλείται, όπως ήδη αναφέρθηκε, κατακόρυφη θερμοβαθμίδα $\Gamma = -(dT/dz)$ και προσδιορίζεται από μετρήσεις. Η θερμοβαθμίδα αυτή

του περιβάλλοντος, μεταβάλλεται από τόπο σε τόπο αλλά και για τον ίδιο τόπο τροποποιείται ακόμα και κατά την διάρκεια της ημέρας.

Στα Σχήμα 1.10 και Σχήμα 1.11 δίνονται παραδειγματικά η απεικόνιση στο Τεφίγραμμα της κατακόρυφης μεταβολής της θερμοκρασίας και της υγρασίας. για δύο διαφορετικές ραδιοβολίσεις των οποίων τα δεδομένα περιέχονται στους αντίστοιχους πίνακες

Πίνακας 1.1 Μετρήσεις ραδιοβόλισης των 00:00UTC (Σχήμα 1.10)

p (mb)	T (°C)	T _d (°C)
1010	11	10
930	14	11
850	9	4
750	1	-4
600	-9	-13
500	-11	-19

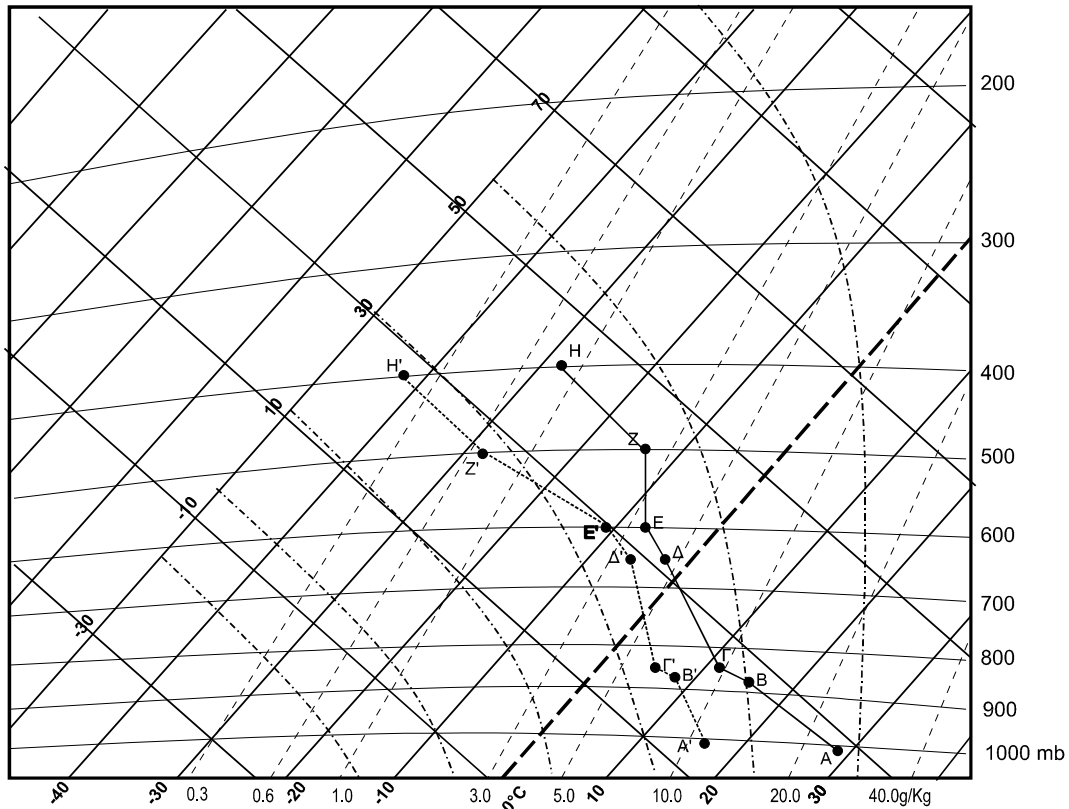


Σχήμα 1.10 Ραδιοβόλιση της 00:00UTC με συνθήκες νηνεμίας. Παρατηρείστε την αναστροφή επιφάνειας

Πίνακας 1.2 Μετρήσεις ραδιοβόλισης των 12:00UTC (Σχήμα 1.11)

p (mb)	T (°C)	T _d (°C)
1010	28	16
850	12	6
780	6	2

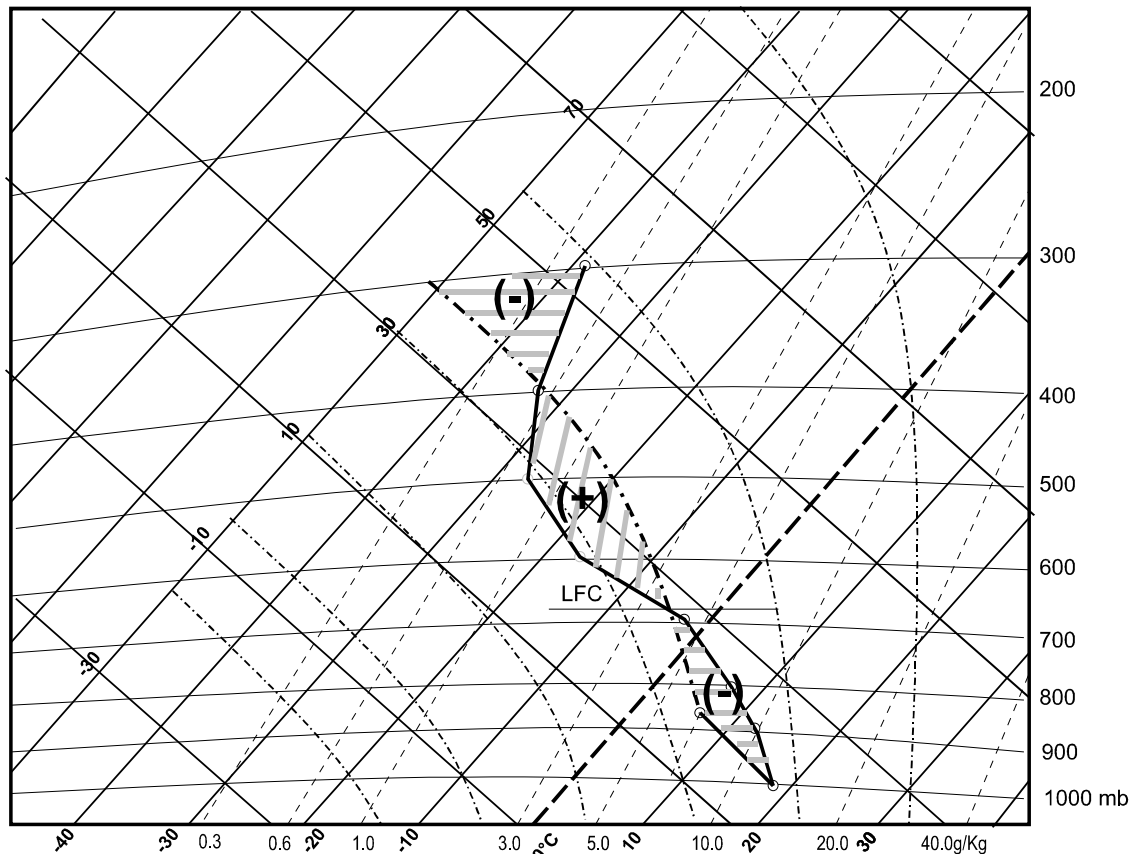
650	-3	-6.5
600	-7	-11
500	-14	-28
400	-28	-43



Σχήμα 1.11 Ραδιοβόλιση της 12:00UTC. Επικρατούν συνθήκες έντονης αστάθειας, κατάλληλες για τη δημιουργία καταιγίδας

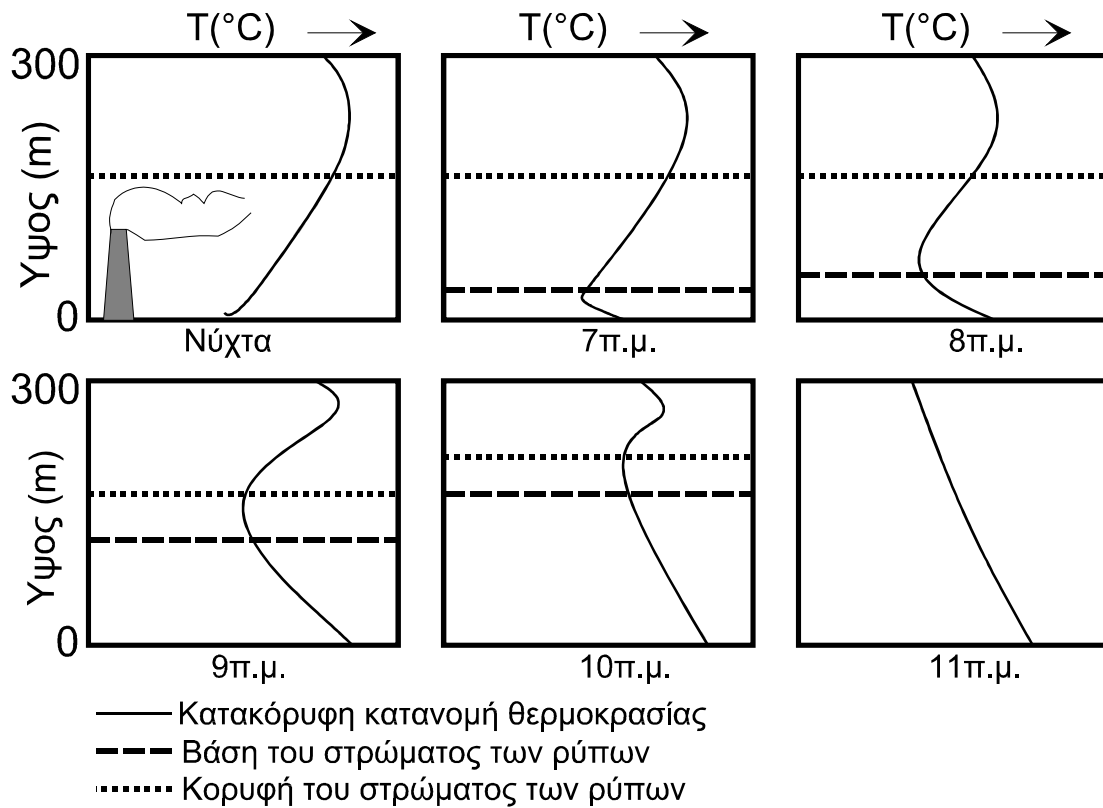
Τέλος επειδή, όπως είπαμε στην αρχή, το Τεφίγραμμα είναι αληθές θερμοδυναμικό διάγραμμα τα γραμμοσκιασμένα εμβαδά στο , στο οποίο φαίνεται η κατακόρυφη θερμοϋγρομετρική δομή της ατμόσφαιρας σε συνδυασμό με την κατακόρυφη μετατόπιση μιας μάζας αέρα που εξαναγκάζεται σε ανοδική κίνηση από το έδαφος, παριστάνουν ενέργεια. Οι περιοχές με (-) είναι ανάλογες του έργου που πρέπει να δαπανηθεί ώστε να επιτευχθεί η άνοδος της μάζας, ενώ οι περιοχές με (+) είναι ανάλογες του έργου που παράγεται (και μετατρέπεται σε κινητική ενέργεια της μάζας) κατά την ελεύθερη άνοδό της.

Είναι δυνατόν η θερμοκρασία του περιβάλλοντος μέσα σε ένα ατμοσφαιρικό στρώμα να αυξάνει με το ύψος.(δηλαδή $\Gamma < 0$). Το φαινόμενο αυτό λέγεται *αναστροφή θερμοκρασίας*. Οι αναστροφές θερμοκρασίας χωρίζονται σε δύο κατηγορίες ανάλογα με το ύψος στο οποίο δημιουργούνται, στις *αναστροφές επιφάνειας* (Σχήμα 1.13, στρώμα AB) και στις *αναστροφές ύψους*. Οι επιφανειακές αναστροφές είναι υπεύθυνες για την μεγάλη συγκέντρωση των ρύπων δεδομένου ότι στο λεπτό ατμοσφαιρικό στρώμα κοντά στην επιφάνεια του εδάφους επικρατεί απόλυτη



Σχήμα 1.12 Περιβάλλον και δείγμα. LFC=Level of Free Convection, πάνω από το σημείο αυτό η άνοδος του δείγματος συνεχίζεται αβίαστα λόγω της άνωσης

ευστάθεια. Τέτοιες συνθήκες επικρατούν κυρίως κατά τις πρωινές ώρες και με αίθριο καιρό, όπου το έδαφος έχει χαμηλότερη θερμοκρασία από τα υπερκείμενα στρώματα. Όσο προχωρεί η ημέρα και το έδαφος θερμαίνεται από τον ήλιο τότε η θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος τροποποιείται, ώστε να δημιουργηθεί αστάθεια και επομένως αρχίζει η διασπορά των ρύπων προς τα πάνω. Σχήμα 1.13 δίνεται ένα παράδειγμα της μεταβολής της θερμοβαθμίδας του περιβάλλοντος από τις πρώτες πρωινές ώρες έως τις πρώτες μεσημβρινές ώρες και συγχρόνως η μεταβολή της ευστάθειας του ατμοσφαιρικού στρώματος.



Σχήμα 1.13 Νυχτερινή επιφανειακή αναστροφή και η εξέλιξή της με την θέρμανση του εδάφους

Βιβλιογραφία

- 1) Βαρώτσος Κ. και Καρράς Γ., 2000. Σημειώσεις εισαγωγής στη Φυσική της Ατμόσφαιρας
- 2) Παράρτημα Άσκησης "Θερμοδυναμική της ατμόσφαιρας"
(http://eclass.uoa.gr/modules/document/file.php/PHYS206/%CE%9C%CE%B5%CF%84%CE%B5%CF%89%CF%81%CE%BF%CE%BB%CE%BF%CE%B3%CE%AF%CE%B1/Kormos1_M4_TherodynamikiParartima.pdf)
- 3) Τρικαλινός Χ., 2009. ΜΟΡΙΑΚΗ ΦΥΣΙΚΗ ΚΑΙ ΘΕΡΜΟΔΥΝΑΜΙΚΗ, ISBN: 960-220-218-1

1.5.Πρακτική εκτέλεση

- Οι φοιτητές εξοικειώνονται με το Τεφίγραμμα. Αναγνωρίζουν τις γραμμές του, και διαπιστώνουν τι εκφράζει κάθε μία από αυτές
- Δίδονται στους φοιτητές διάφορα σετ από συνθήκες πίεσης-θερμοκρασίας-υγρασίας (κάποια μορφή) και οι φοιτητές καλούνται να μελετήσουν και να υπολογίσουν τις παραμέτρους που ορίζει ο διδάσκων και τη μεταβολή αυτών για διάφορες διαδρομές κατακόρυφης μετατόπισης
- Επίσης οι φοιτητές καλούνται να συγκρίνουν την κατάσταση μαζών ευρισκομένων σε διαφορετικά ισοβαρικά επίπεδα.
- Δίνονται δομές θερμοκρασίας ή/και υγρασίας περιβάλλοντος και οι φοιτητές καλούνται να τις αναπαραστήσουν στο τεφίγραμμα.
- Στη συνέχεια καλούνται να εξετάσουν αέριες μάζες του περιβάλλοντος υπό συνθήκες κατακόρυφης μετατόπισης και να αποφανθούν για την κατάσταση που επικρατεί από πλευράς ισορροπίας καθώς και τις μεταβολές που θα επέλθουν κατά τις κινήσεις αυτές
- Τέλος καλούνται με παρόμοια δεδομένα να ολοκληρώσουν μια αντίστοιχη εργασία (κατά προτίμηση επιτόπου) και να την παραδώσουν στον διδάσκοντα

Σε κάθε περίπτωση οι φοιτητές οφείλουν να δικαιολογούν τις ενέργειές τους και τα συμπεράσματά τους οι δε απαιτούμενες γραμμές για την εύρεση κάποιας παραμέτρου να φαίνονται σαφώς στο Τεφίγραμμα

Τα παρουσιαζόμενα διαγράμματα πρέπει να είναι ευανάγνωστα και καλαίσθητα, γι' αυτό οι φοιτητές πρέπει να έρχονται εφοδιασμένοι με χάρακα και μολύβια/στυλό περισσότερων του ενός χρωμάτων για δική τους διευκόλυνση.