

2ο ΚΕΦΑΛΑΙΟ: Στοιχεία Μετεωρολογίας

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ 2^{ου} ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ

2ο ΚΕΦΑΛΑΙΟ:	1
2.1 Στοιχεία Μετεωρολογίας	1
2.2 Κατακόρυφη δομή θερμοκρασίας και Ευστάθεια	3
2.2.1 Ξηρή κατακόρυφη θερμοβαθμίδα	5
2.2.2 Υγρή κατακόρυφη θερμοβαθμίδα	9
2.2.3 Αναστροφή θερμοκρασίας	10
2.3 Ατμόσφαιρα και Καιρός	14
2.4 Ατμοσφαιρικές Διαταράξεις – Αέριες Μάζες – Μέτωπα	17
2.4.1 Αέριες Μάζες	18
2.4.2 Ταξινόμηση των Αερίων Μαζών	19
2.4.3. Μέτωπα	20
2.4.4. Μετωπικές Υφέσεις.....	26
2.5 Τύρβη – Εξισώσεις για τις μέσες τιμές.....	28
2.6 Στατιστικές ιδιότητες Τύρβης	29
2.7 Θερμοκρασία της Ατμόσφαιρας.....	35
2.7.1 Εποχιακές μεταβολές.....	35
2.7.2 Ημερήσιες μεταβολές.....	39
2.7.3 Θέρμανση της Γήινης Επιφάνειας και διάδοση της θερμότητας.....	43
2.8 Υγρασία στην Ατμόσφαιρα	47
2.8.2 Σημείο Δρόσου	53
2.9 Νέφη στην Ατμόσφαιρα	56
2.9.1 Είδη Νεφών	59
2.9.2 Μέγεθος και σχήμα νεφών.....	63
2.9.3 Υδατώδη Ατμοσφαιρικά Κατακρημνίσματα	64
2.10 Παραδείγματα και Εφαρμογές	71
Βιβλιογραφία 2 ^{ου} Κεφαλαίου.....	80

2.1 Στοιχεία Μετεωρολογίας

Η δυναμική της Ατμόσφαιρας εξετάζεται από τη μετεωρολογία. Η μεταφορά ρύπων μπορεί να εξομοιωθεί σε διάφορες χωρικές διαστάσεις που μπορούν να ποικίλουν από το μοριακό μέχρι το πλανητικό επίπεδο (Πίνακας 2-1).

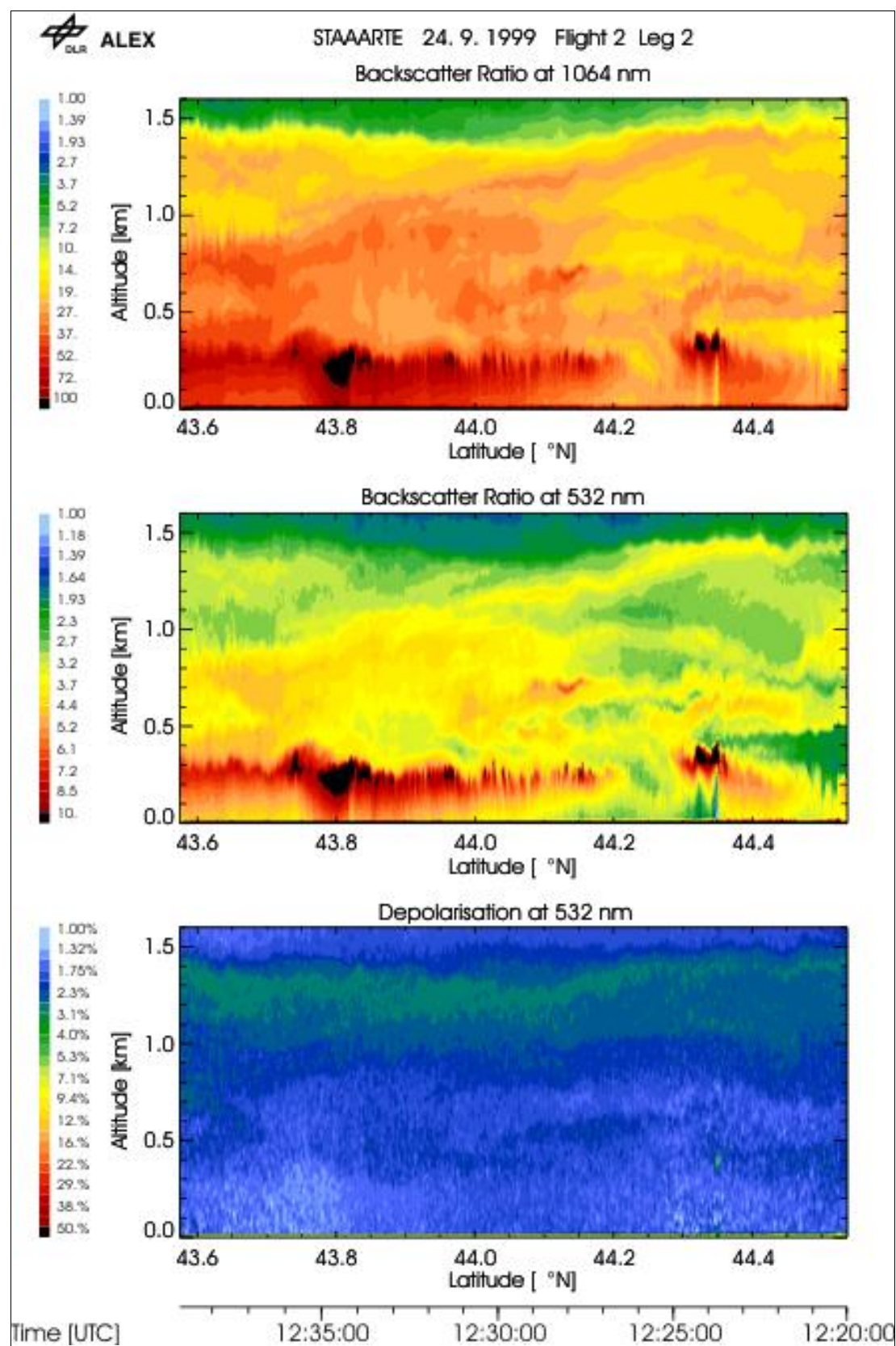
Πίνακας 2-1: Περιοχές ατμοσφαιρικής κίνησης.

Κλίμακες	Διάσταση	Παράδειγμα
Μοριακή Κλίμακα	$\ll 2 \text{ mm}$	Μοριακή διάχυση.
Μικροκλίμακα	2mm-2 Km	Εκπομπές από βιομηχανίες, σύννεφα.
Μεσαία κλίμακα	2 – 2000 Km	Συσσωμάτωση νεφών, καταιγίδες, μόλυνση σε αστικά κέντρα.
Συνοπτική κλίμακα	500 – 10000 Km	Χαμηλά και υψηλά συστήματα πίεσης, τρύπα όζοντος στην Ανταρκτική.
Πλανητική κλίμακα	$> 10000 \text{ Km}$	Μείωση του στρατοσφαιρικού όζοντος, πλανητικά συστήματα ανέμων.

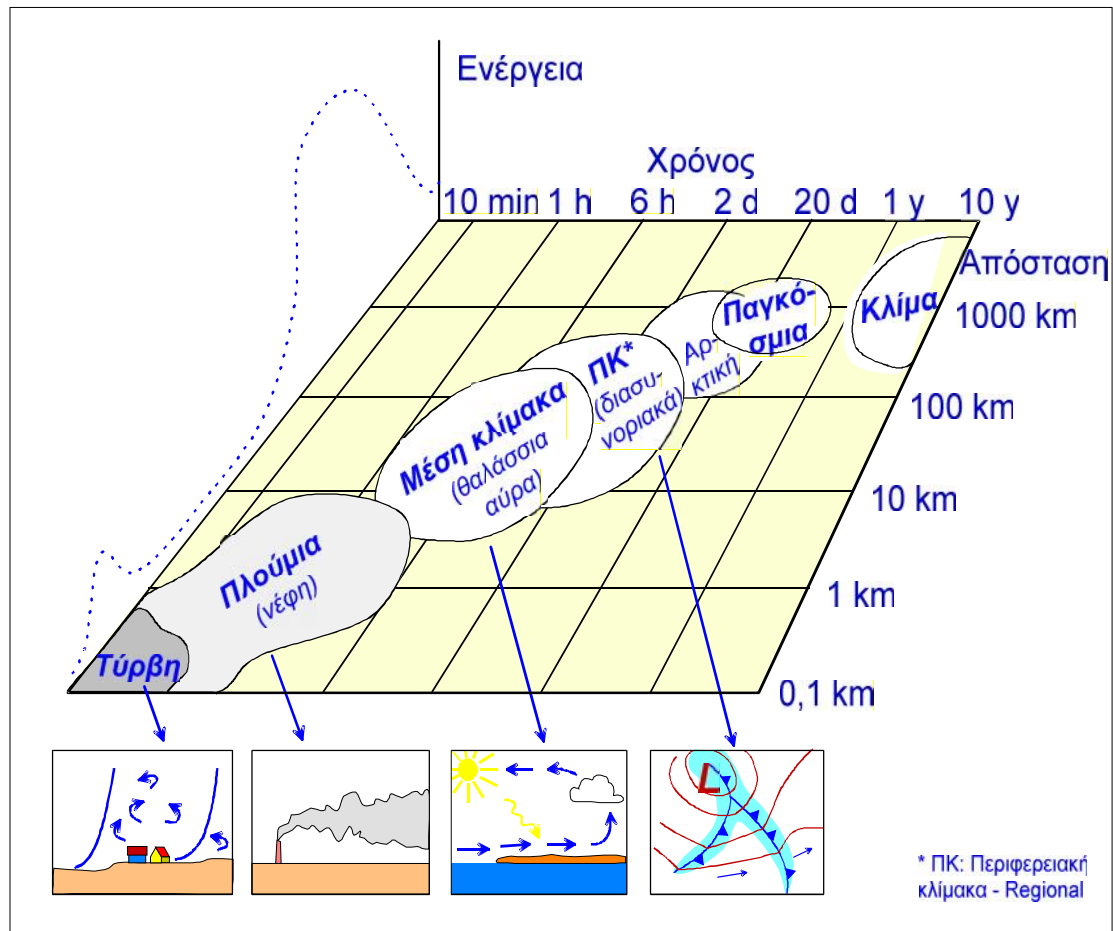
Πολλά φαινόμενα αέριας ρύπανσης εμφανίζονται σε περισσότερες από μια κλίμακες, όπως το πρόβλημα της όξινης βροχής που εκτείνεται από τη μεσαία μέχρι τη συνοπτική κλίμακα. Τα περισσότερα φαινόμενα αέριας ρύπανσης συμβαίνουν στο κατώτερο στρώμα της Ατμόσφαιρας, που ονομάζεται πλανητικό οριακό στρώμα όπως είδαμε στο Κεφάλαιο 1 (Σχήμα 2-1). Το στρώμα αυτό ορίζεται ως το κατώτερο τμήμα της τροπόσφαιρας που επηρεάζεται άμεσα από την επιφάνεια της Γης, από επιφανειακές δυνάμεις με χρονική κλίμακα μίας ώρας ή λιγότερο. Η δομή του οριακού στρώματος δεν είναι στατική αλλά πολύ δυναμική. Το οριακό στρώμα περιλαμβάνει τα πρώτα 1000 m περίπου από την επιφάνεια της Γης. Συνήθως η θερμοκρασία μειώνεται με το ύψος λόγω της μείωσης της ατμοσφαιρικής πίεσης με το ύψος.

Στο σχήμα 2-2 παρουσιάζουμε τους χαρακτηριστικούς χρόνους μεταφοράς στην Ατμόσφαιρα και τη σύνδεση τους με διάφορες χωρικές κλίμακες και μετεωρολογικές διεργασίες καθώς και με το χρόνο ζωής διάφορων χημικών στοιχείων. Το σχήμα 2-2 δείχνει τις χρονικές και χωρικές κλίμακες που σχετίζονται με παρουσία των αερίων και σωματιδιακών ρύπων, τύρβης, νεφών, καιρού και κλίματος.

Στην επόμενη παράγραφο θα μελετήσουμε την κατακόρυφη ευστάθεια της Ατμόσφαιρας με τη βοήθεια του πρώτου θερμοδυναμικού νόμου και της σχέσεως των τελείων αερίων.



Σχήμα 2-1 Δομή του πλανητικού οριακού στρώματος και των στρωμάτων πάνω από αυτό στη Βόρεια Αδριατική το μεσημέρι της 24/09/99.



Σχήμα 2-2: Χαρακτηριστικές κλίμακες ενέργειας, χρόνου σε σχέση με την απόσταση μεταφοράς στην Ατμόσφαιρα.

2.2 Κατακόρυφη δομή θερμοκρασίας και Ευστάθεια

Στην μετεωρολογία εξετάζουμε την συμπεριφορά των μορίων του ατμοσφαιρικού αέρα στην περίπτωση που ασκηθεί μία μικρή μετατόπιση σε αυτά. Αν οι δυνάμεις που επενεργούν πάνω στα μόρια μιας μάζας του ατμοσφαιρικού αέρα, τείνουν να τα επαναφέρουν στην αρχική τους θέση, τότε λέμε ότι έχουμε συνθήκες ευσταθούς ισορροπίας στην Ατμόσφαιρα. Αν, αντιθέτα, τείνουν να διευρύνουν την μετατόπιση τους, τότε έχουμε συνθήκες αστάθειας.

Η ισορροπία στην Ατμόσφαιρα εξαρτάται από την κατακόρυφη διανομή της θερμοκρασίας και της υγρασίας που περιέχει ο ατμοσφαιρικός αέρας. Έτσι ο ζεστός αέρας έχει μικρότερη πυκνότητα και επομένως είναι πιο ελαφρύς από τον ψυχρό αέρα. Κάτι ανάλογο συμβαίνει και με την υγρασία, όπου ο υγρός αέρας, ο οποίος έχει την μικρότερη πυκνότητα, είναι πιο ελαφρύς από τον ξηρό αέρα. Από αυτά συμπεραίνουμε ότι, αν έχουμε μία αέρια μάζα η οποία είναι πιο ζεστή ή πιο υγρή από τον περιβάλλοντα αέρα τότε αυτή χαρακτηρίζεται ασταθής και θα αρχίσει να ανέρχεται μέσα στην Ατμόσφαιρα. Αντίθετα, αν μία αέρια μάζα είναι πιο ψυχρή ή πιο ξηρή από τον περιβάλλοντα

αέρα τότε η μάζα αυτή χαρακτηρίζεται ευσταθής και θα αρχίσει να κατέρχεται μέσα στην Ατμόσφαιρα μέχρι να φθάσει σε κατάσταση ισορροπίας.

Οι συνθήκες ευστάθειας ή αστάθειας της Ατμόσφαιρας συνδέονται με την ικανότητα που έχει η Ατμόσφαιρα να ανακατεύει και να διασκορπίζει τους αέριους ρύπους που εισέρχονται σε αυτήν είτε από τον άνθρωπο είτε από την ίδια την φύση. Οι συνθήκες αυτές καθορίζουν επίσης και το μέγεθος ή την απουσία αναταρακτικών κινήσεων, δηλαδή τυρβώδους ροής στην Ατμόσφαιρα, καθώς και τη δημιουργία νεφών.

Στο προηγούμενο κεφάλαιο αναφέρθηκε, ότι ο ατμοσφαιρικός αέρας απορροφά πολύ μικρά ποσά θερμότητας από την ηλιακή ακτινοβολία που διέρχεται μέσα από αυτόν, επιτρέποντας έτσι στην επιφάνεια του εδάφους να θερμαίνεται πολύ περισσότερο. Τα επιφανειακά στρώματα του αέρα επομένως θερμαίνονται ισχυρότερα από τα ανώτερα τους. Λόγω της θέρμανσης τους διαστέλλονται, γίνονται ελαφρύτερα και ανέρχονται μέσα στην Ατμόσφαιρα.

Είναι γνωστό ότι, αν ένα αέριο θερμικά απομονωμένο από το περιβάλλον του υποστεί εκτόνωση, τότε αυτό ψύχεται, γιατί κατά τη διεργασία αυτή το αέριο παράγει έργο χωρίς την προσφορά σε αυτό θερμότητας. Αντίθετα, αν το αέριο συμπιεστεί, τότε αυτό θερμαίνεται. Τις καταστατικές αυτές μεταβολές, σύμφωνα με τις οποίες ούτε προσφέρεται ούτε αφαιρείται από το αέριο ποσότητα θερμότητας, τις ονομάζουμε αδιαβατικές μεταβολές.

Φυσικά μας είναι πολύ δύσκολο να αποδεχθούμε την ύπαρξη αδιαβατικών μεταβολών μέσα στην Ατμόσφαιρα, γιατί οι μετακινούμενες αέριες μάζες δεν είναι θερμικά απομονωμένες από το περιβάλλον τους. Αν λάβουμε όμως υπόψη, ότι μέσα στην Ατμόσφαιρα παρατηρούνται ταχείες μετακινήσεις αέριων μαζών, καθώς και το γεγονός ότι η θέρμανση και η ψύξη των αερίων μαζών με ακτινοβολία ή με μοριακή αγωγιμότητα είναι εξαιρετικά βραδείες, μπορούμε να δεχθούμε ότι συμβαίνουν αδιαβατικές μεταβολές λόγω ελάττωσης της ατμοσφαιρικής πίεσης με το ύψος. Επομένως, όταν μια αέρια μάζα ανέρχεται στην Ατμόσφαιρα ή γενικότερα μεταφέρεται σε περιοχή στην οποία η πίεση είναι μικρότερη, τότε διαστέλλεται, εκτονώνεται και ψύχεται. Αντίθετα όταν μια αέρια μάζα κατέρχεται στην Ατμόσφαιρα ή φθάνει σε περιοχή μεγαλύτερης ατμοσφαιρικής πίεσης, τότε συστέλλεται, συμπιέζεται και θερμαίνεται.

Πράγματι τόσο η θεωρία όσο και η παρατήρηση αποδεικνύουν την ύπαρξη ισχυρών αδιαβατικών μεταβολών δικαιολογώντας ταυτόχρονα τη δημιουργία και την εξέλιξη του καιρού μέσα στην Ατμόσφαιρα.

Στη Διεθνή Πρότυπη Ατμόσφαιρα (International Standard Atmosphere – ISA), που αποτελεί ένα θεωρητικό μοντέλο της Ατμόσφαιρας και χρησιμοποιείται σαν οδηγός μέτρησης, η θερμοκρασία ελαττώνεται με το ύψος κατά μέσο όρο $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, σε μια στάσιμη μάζα αέρα. Η μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος ονομάζεται κατακόρυφη θερμοβαθμίδα. Στη συνέχεια παρουσιάζεται ο υπολογισμός της κατακόρυφης ξηρής θερμοβαθμίδας με τη βοήθεια του πρώτου θερμοδυναμικού νόμου.

2.2.1 Ξηρή κατακόρυφη θερμοβαθμίδα

Χρησιμοποιούμε την έννοια του όγκου αέρα που μετακινείται κατακόρυφα αδιαβατικά χωρίς ανταλλαγή θερμότητας με το γύρω περιβάλλον. Ο πρώτος νόμος της θερμοδυναμικής μπορεί να γραφεί ως:

$$dU = dQ + dW \quad (2-1)$$

όπου U , Q , W είναι η εσωτερική ενέργεια, η θερμότητα και το παραγόμενο έργο αντίστοιχα. Η εσωτερική ενέργεια δίνεται από τη σχέση:

$$dU = C_3 dT \quad (2-2)$$

όπου C_3 είναι η θερμοχωρητικότητα του συστήματος σε σταθερό όγκο. Η σχέση που εκφράζει το παραγόμενο έργο είναι η εξής:

$$dW = -p dV \quad (2-3)$$

Από το νόμο των τελείων αερίων έχουμε:

$$pV = m R T / M_{air} \Rightarrow d(pV) = m R dT / M_{air} = p dV + V dp \quad (2-4)$$

όπου m είναι η μάζα του αέρα.

Μιά και έχουμε αδιαβατικές συνθήκες ισχύει: $dQ = 0$.

Οπότε:

$$\begin{aligned} C_3 dT &= V dp - \frac{m R dT}{M_{air}} = \frac{m R T}{M_{air}} \frac{dp}{p} - \frac{m R dT}{M_{air}} \\ \Rightarrow \frac{dT}{dp} &= \frac{m R T / M_{air}}{C_3 + m R / M_{air}} \quad (2-5) \end{aligned}$$

Επίσης, από το Κεφάλαιο 1 έχουμε τη σχέση που περιγράφει τη μεταβολή της

πίεσης με το ύψος (υδροστατική εξίσωση): $\frac{dp}{dz} = -\frac{M_{air} g p}{RT}$.

Με αντικατάσταση της υδροστατικής εξίσωσης στη Σχέση 2-5 έχουμε:

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{m g}{C_3 + m R / M_{air}} = -\frac{g}{\hat{C}_3 + R / M_{air}} \quad (2-6)$$

...όπου $\hat{C}_3$ είναι η θερμοχωρητικότητα σε σταθερό όγκο ανά μονάδα μάζας.

Τελικά έχουμε $\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{\hat{C}_p}$ λόγω του ότι $\hat{C}_p - \hat{C}_3 = \frac{R}{M_{air}}$.

Ο λόγος $\frac{g}{c_p}$ για τον ξηρό αέρα ισούται με 0.976 °C/100 m, συμβολίζεται με Γ και ονομάζεται κατακόρυφη θερμοβαθμίδα ξηρού αέρα.

Εάν Λ είναι η επικρατούσα θερμοβαθμίδα στην Ατμόσφαιρα τότε:

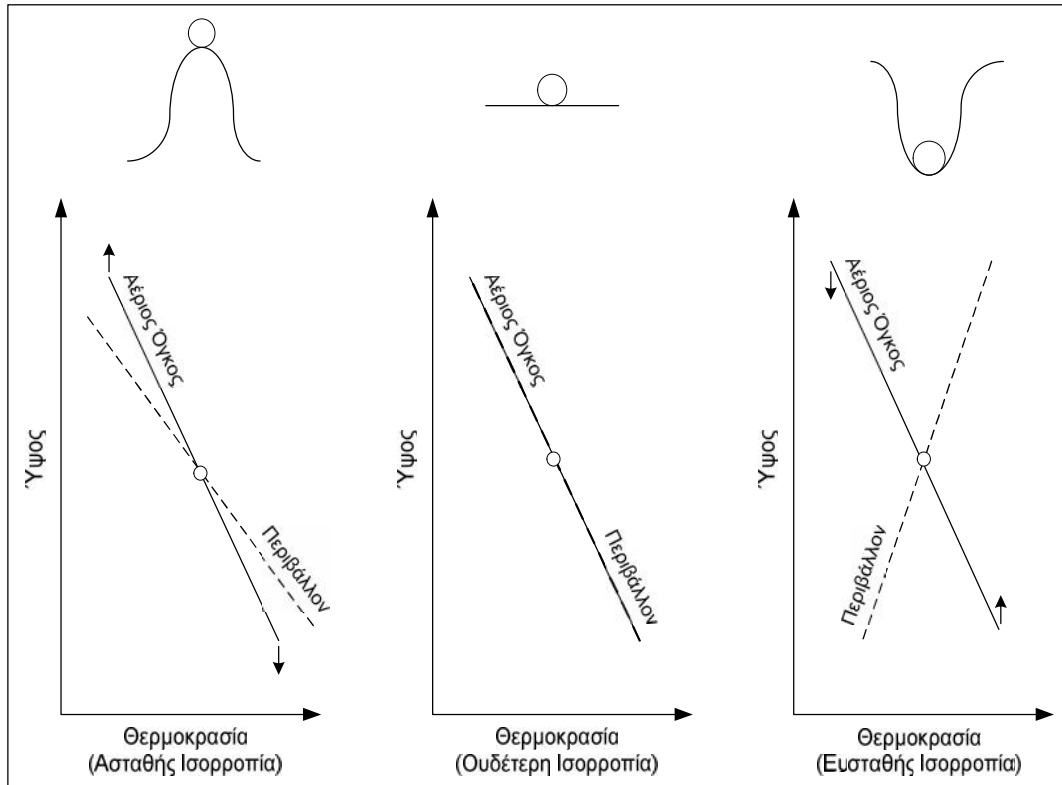
$\Lambda = \Gamma$, αδιάφορη ισορροπία

$\Lambda > \Gamma$, ασταθής ισορροπία

$\Lambda < \Gamma$, ευσταθής ισορροπία

Συνήθως ασταθής ισορροπία συμβαίνει στα πρώτα 100 μέτρα από την επιφάνεια μια ηλιόλουστη μέρα, αδιάφορη ισορροπία μια μέρα ή βράδυ με συννεφιά και αέρα και ευσταθή ισορροπία κοντά στην επιφάνεια του εδάφους το βράδυ.

Στο Σχήμα 2-3 παρουσιάζουμε τις συνθήκες κάτω από τις οποίες έχουμε τις διάφορες συνθήκες ευστάθειας. Σε κάθε παράδειγμα ο αέριος όγκος βρίσκεται στο ύψος που είναι ο κύκλος. Σε αυτό το ύψος η θερμοκρασία του όγκου του αέρα είναι η ίδια με αυτή του περιβάλλοντος. Ασταθή ισορροπία έχουμε στην Ατμόσφαιρα όταν η πυκνότητα του αέριου όγκου είναι μικρότερη από αυτή του γύρω αέρα ή όταν η θερμοκρασία του αερίου όγκου είναι μεγαλύτερη από τη θερμοκρασία του γύρω αέρα. Σε αυτή την περίπτωση ο όγκος του αέρα επιταχύνεται προς τα πάνω. Στην αντίθετη περίπτωση, όταν η πυκνότητα του αέριου όγκου είναι μεγαλύτερη από αυτή του γύρω αέρα τότε ο όγκος του αέρα επιταχύνεται προς τα κάτω. Αδιάφορη ισορροπία έχουμε όταν η πυκνότητα του αέριου όγκου είναι η ίδια με αυτή του αέρα και τότε ο αέριος όγκος συνεχίζει να κινείται με την αρχική του ταχύτητα. Ευσταθή ισορροπία έχουμε στην Ατμόσφαιρα όταν η θερμοκρασία του αερίου όγκου είναι τέτοια που τον επαναφέρει στην αρχική κατάσταση της ισορροπίας με τον ατμοσφαιρικό αέρα.



Σχήμα 2-3: Διάγραμμα σχέσης θερμοκρασίας ως προς το ύψος για ασταθή, ευσταθή και αδιάφορη ισορροπία (διακεκομμένες γραμμές). Ένας αέριος όγκος που μετακινείται κατακόρυφα ψύχεται αδιαβατικά (συνεχής γραμμή) (Πηγή: Hanna, Briggs and Hosker, 1981).

Τα σκίτσα που βρίσκονται στο πάνω μέρος των γραφημάτων του σχήματος 2-3 δείχνουν το βαρυτικό ανάλογο που παριστάνεται με μια μπάλα στην κορυφή ενός λόφου (ασταθής ισορροπία), σε επίπεδο εδάφους (ουδέτερη ισορροπία) και στη βάση μιάς κοιλάδας (ευσταθής ισορροπία). Στο Σχήμα 2-4 παρουσιάζουμε λεπτομερώς την κατακόρυφη θερμοκρασιακή δομή και την επίπτωση της στη μορφή του πλουμίου μιας σημειακής πηγής.

Μια διαδεδομένη μέθοδος υπολογισμού της ατμοσφαιρικής σταθερότητας (ευστάθειας) έχει δοθεί από τον Pasquill και βασίζεται στην ταχύτητα του ανέμου, την ηλιακή ακτινοβολία και τη νέφωση και παρουσιάζεται λεπτομερώς στον Πίνακα 2-2.

Πίνακας 2-2: Ευστάθεια της Ατμόσφαιρας με τη μέθοδο του Pasquill.

Ταχύτητα ανέμου σε ύψος 10 m (m/sec)	Ημέρα			Νύχτα	
	Εισερχόμενη Ηλιακή Ακτινοβολία			Νέφωση	
	Έντονη	Μέση	Ασθενής	>4/8	<3/8
<2	A	A-B	B	-	-
2-3	A-B	B	C	E	F
3-5	B	B-C	C	D	E
5-6	C	C-D	D	D	D
>6	C	D	D	D	D

A: εξαιρετικά ασταθής

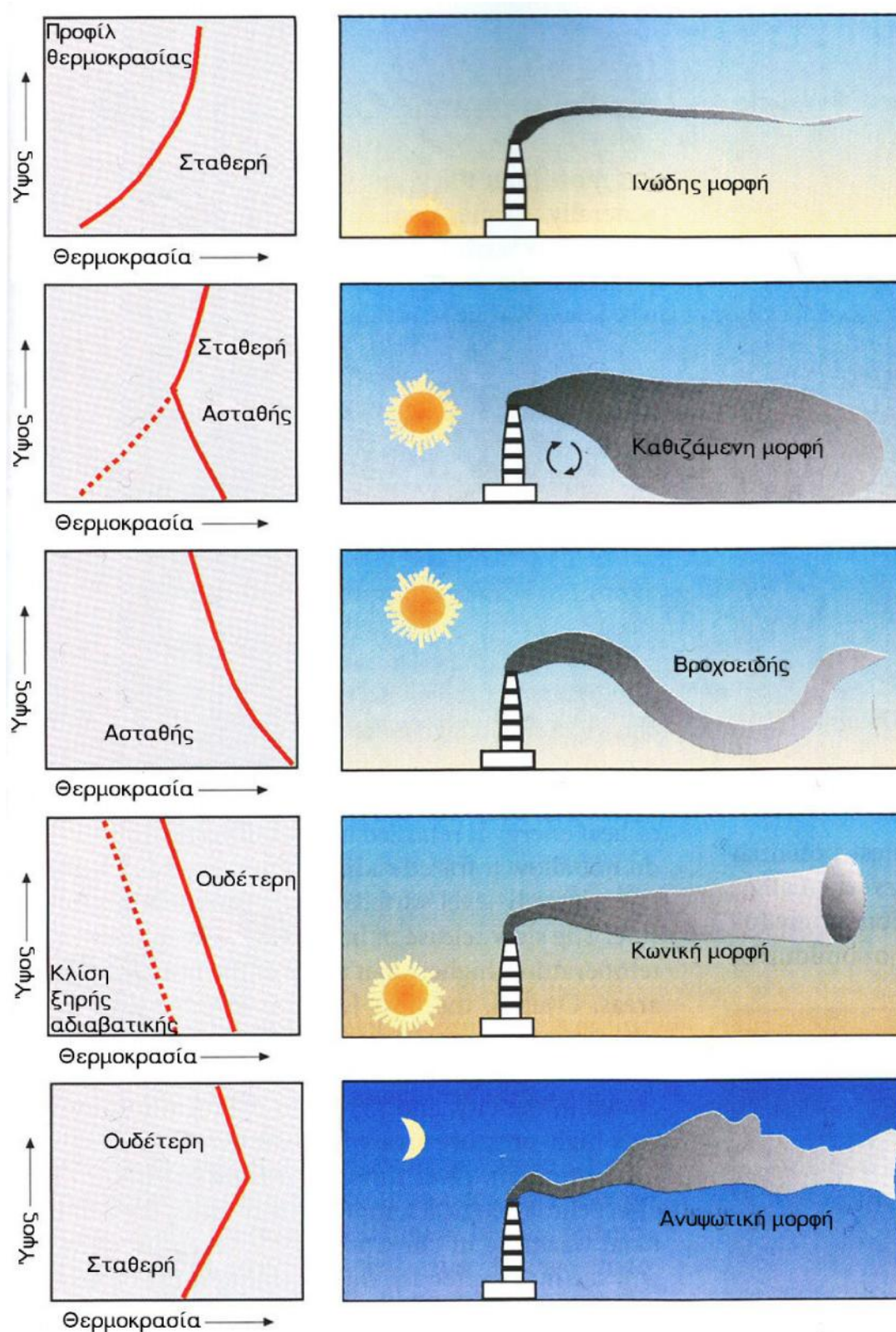
B: μέτρια ασταθής

C: ελαφρά ασταθής

D: ουδέτερη (εφαρμόζεται για συνθήκες πλήρους νεφοκάλυψης ημέρα και νύχτα)

E: ελαφρά ευσταθής

F: μέτρια ευσταθής



Σχήμα 2-4: Η μεταβολή της κατακόρυφης δομής της θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια της ημέρας έχει ως αποτέλεσμα να μεταβάλλεται η δομή του πλουμίου που εκπέμπεται από μια σημειακή πηγή (Πηγή: Ahrens, 1994).

2.2.2 Υγρή κατακόρυφη θερμοβαθμίδα

Όταν ο αέρας περιέχει υδρατμούς τότε η θερμοχωρητικότητα $\hat{c}_p$ του αέρα πρέπει να διορθωθεί. Εάν w_3 είναι ο λόγος της μάζας των υδρατμών προς τη μάζα του ξηρού αέρα σε συγκεκριμένο όγκο αέρα, ο καινούργιος συντελεστής $\hat{c}_p$ δίνεται από τη σχέση:

$$\hat{c}_p = (1 - w_3) \hat{c}_{pa} + w_3 \hat{c}_{p3} \quad (2-7)$$

όπου έχουμε $\hat{c}_{p3} > \hat{c}_{pa}$ και άρα $\hat{c}_p > \hat{c}_{pa}$. Το α αναφέρεται στον αέρα και το β στην υγρασία.

Επομένως ο ρυθμός ψύξης ενός ανυψωμένου υγρού όγκου μέσα σε ένα σύννεφο είναι μικρότερος από αυτόν του ξηρού αέρα. Όταν ο όγκος του αέρα που περιέχει τους υδρατμούς ανυψωθεί, τότε θα φτάσει ως το υψόμετρο όπου η μερική πίεση των υδρατμών ισούται με την πίεση ισορροπίας του νερού. Αυτό θα οδηγήσει σε συμπύκνωση των υδρατμών. Εάν ΔH_3 είναι η θερμότητα εξαέρωσης ανά γραμμάριο νερού τότε η απελευθέρωση θερμότητας λόγω συμπύκνωσης των υδρατμών δίνεται από τη σχέση:

$$dQ = -\Delta H_3 m dw_3 \quad (2-8)$$

Οπότε από τον πρώτο νόμο της θερμοδυναμικής σε αναλογία με την προηγούμενη ανάπτυξη για τον ξηρό αέρα έχουμε:

$$C_3 dT = -\Delta H_3 m dw_3 + \frac{m R T}{M_{air}} \frac{dp}{p} - \frac{m R dT}{M_{air}}$$

$$\Rightarrow \left(C_3 + \frac{mR}{M_{air}} \right) dT = -\Delta H_3 m dw_3 + \frac{m R T}{M_{air}} \frac{dp}{p}$$

με τελικό αποτέλεσμα να έχουμε:

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{\hat{c}_p} - \frac{\Delta H_3}{\hat{c}_p} \frac{dw_3}{dz} \quad (2-9)$$

Ο όρος $\frac{dw_3}{dz}$ έχει αρνητική τιμή για ανυψώμενο όγκο αέρα στον οποίο οι υδρατμοί συμπυκνώνονται. Άρα ο ρυθμός ψύξης ενός υγρού αέριου όγκου μέσα σε σύννεφα είναι μικρότερος από ότι του ξηρού αέρα. Ο λόγος είναι, ότι όταν αυξάνεται το ύψος το ποσοστό των υδρατμών μειώνεται λόγω της συμπύκνωσης τους σε σταγονίδια. Ο όρος $\frac{dw_3}{dz}$ εξαρτάται από τη θερμοκρασία μια και η πίεση ισορροπίας των ατμών του νερού αυξάνεται σημαντικά με τη θερμοκρασία.

2.2.3 Αναστροφή θερμοκρασίας

Όπως μελετήσαμε στο Κεφάλαιο 1 πολλές φορές η θερμοκρασία του αέρα αντί να ελαττώνεται με το ύψος, για διάφορους λόγους αυξάνεται μέσα σε ορισμένες περιοχές της Ατμόσφαιρας. Το φαινόμενο αυτό ονομάζεται αναστροφή θερμοκρασίας. Η Ατμόσφαιρα παρουσιάζει ευσταθή ισορροπία μέσα στο στρώμα της αναστροφής με αποτέλεσμα να μην ευνοούνται κατακόρυφες ανοδικές κινήσεις αερίων μαζών. Η θερμοκρασιακή αναστροφή μπορεί να έχει σαν αποτέλεσμα τον εγκλωβισμό αερίων όγκων επιβαρυμένων με ατμοσφαιρικούς ρύπους σε κατώτερα στρώματα της Ατμόσφαιρας. Το γεγονός αυτό μπορεί να αυξήσει τα επίπεδα ρύπανσης μιας περιοχής.

Τρεις είναι οι κυριότεροι παράγοντες που μπορούν να οδηγήσουν στην εμφάνιση μιας θερμοκρασιακής αναστροφής:

- Η ψύξη των κατώτερων ατμοσφαιρικών στρωμάτων (αναστροφή ακτινοβολίας).
- Η αδιαβατική θέρμανση κατερχόμενου αέρα (αναστροφή κατάπτωσης).
- Οριζόντια μεταφορά θερμού ή ψυχρού αέρα.

Κατά τη διάρκεια ανέφελων νυκτών, η Γη χάνει ένα μεγάλο μέρος της θερμότητας της εξαιτίας της γήινης ακτινοβολίας και ψύχεται. Τότε ο αέρας που έρχεται σε επαφή με το έδαφος ψύχεται επίσης λόγω αγωγιμότητας. Ο ψυχρότερος αυτός επιφανειακός αέρας σαν πιο βαρύς χαρακτηρίζεται από μία τάση βύθισης και δεν αναμιγνύεται με τον θερμότερο αέρα των υψηλότερων στρωμάτων. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα, ο αέρας κοντά στην επιφάνεια της Γης να είναι ψυχρότερος από τον αέρα στα μεγαλύτερα ύψη. Αυτός είναι και ο συχνότερος τύπος ανατροφής που ονομάζεται αναστροφή ακτινοβολίας και δημιουργείται ως ακολούθως.

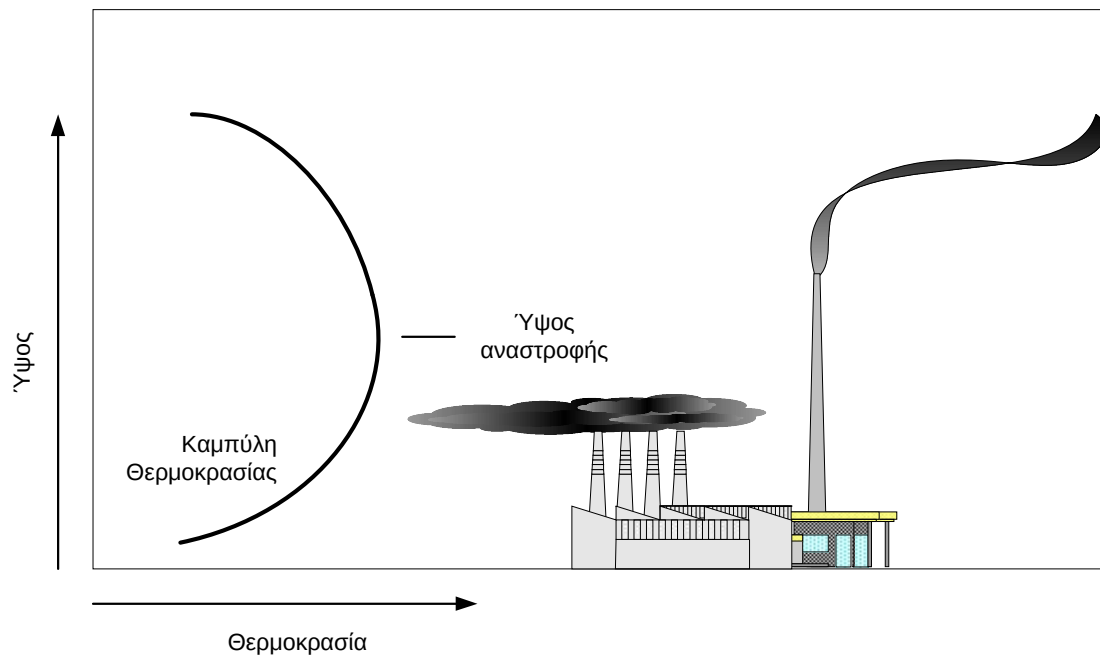
Με την ανατολή του ηλίου η επιφάνεια της Γης θερμαίνεται με αποτέλεσμα να θερμαίνεται και το κατώτατο στρώμα αέρα που βρίσκεται σε επαφή με αυτήν και να γίνεται ασταθές. Η βάση της αναστροφής ανυψώνεται και η Ατμόσφαιρα χαρακτηρίζεται από ένα ασταθές στρώμα αέρα που βρίσκεται κάτω από ένα ευσταθές στρώμα αέρα. Η αναστροφή εξασθενεί σταδιακά κατά τη διάρκεια της ημέρας και τελικά εξαφανίζεται πριν νυχτώσει. Το απόγευμα η Ατμόσφαιρα είναι αρκετά ασταθής έτσι, ώστε ακόμα και με την επίδραση ισχυρών ανέμων οι ρυπαντές να διασκορπίζονται κάθετα. Η μεταβαλλόμενη ατμοσφαιρική ευστάθεια, από σταθερή νωρίς το πρωί σε ασταθή το απόγευμα, έχει δυσμενείς επιπτώσεις στις ημερήσιες συγκεντρώσεις των ρύπων σε ορισμένες περιοχές. Για παράδειγμα, σε ένα σημείο αστικής οδού τα επίπεδα μονοξειδίου του άνθρακα δύναται να είναι πολύ υψηλότερα νωρίς το πρωί συγκριτικά με νωρίς το απόγευμα (με την ίδια κυκλοφοριακή ροή). Οι αλλαγές στην ατμοσφαιρική ευστάθεια προκαλούν επίσης αλλαγές στα πλούμια καπνού από καμινάδες κατά τη διάρκεια της ημέρας.

Η αναστροφή κατάπτωσης σχετίζεται με μία αέρια μάζα που καταλαμβάνει μεγάλη έκταση και αρχίζει να κινείται κατακόρυφα με μικρή ταχύτητα προς το έδαφος. Κατά την κίνηση του αυτή ο αέρας συμπιέζεται και θερμαίνεται αδιαβατικά με ταυτόχρονη μείωση της σχετικής του υγρασίας. Μετά την βύθιση της αέριας μάζας το ανώτερο τμήμα της είναι συνήθως θερμότερο από το κατώτερο. Σχηματίζεται με αυτό τον τρόπο μία ανυψωμένη αναστροφή

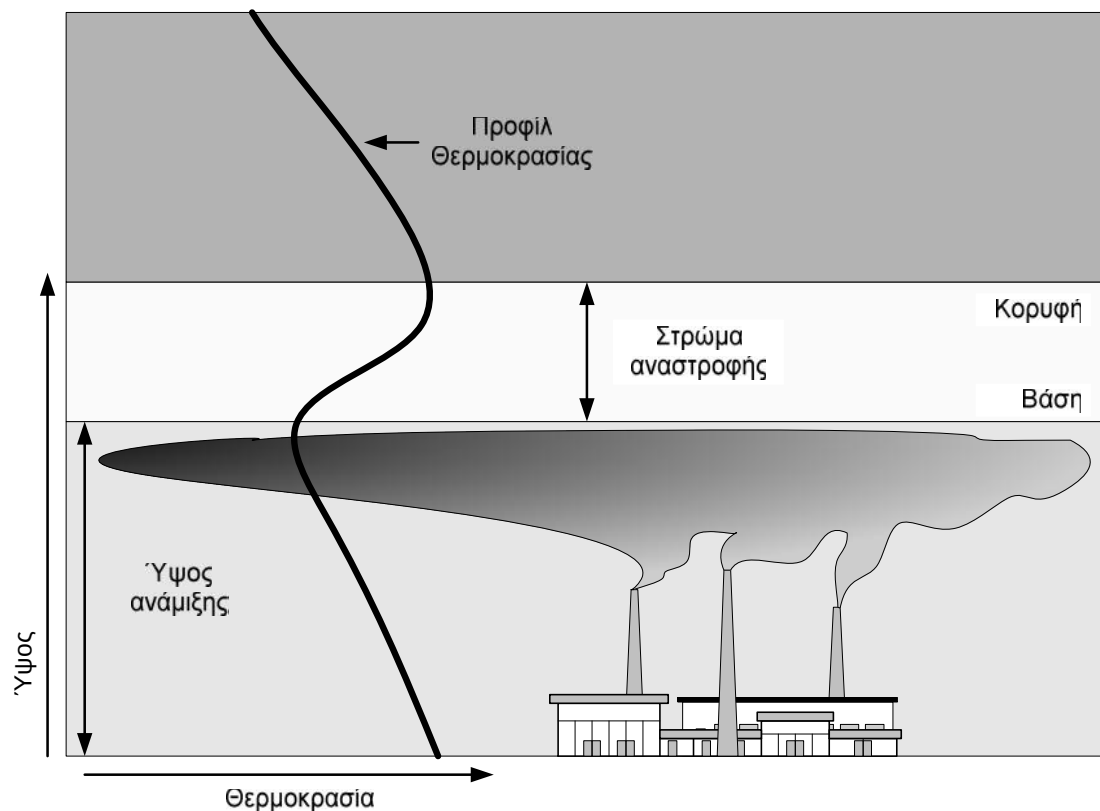
θερμοκρασίας που ονομάζεται αναστροφή κατάπτωσης. Σε αντίθεση με τις αναστροφές ακτινοβολίας που διαρκούν μόλις μερικές ώρες, οι αναστροφές κατάπτωσης διαρκούν μερικές μέρες ή ακόμα περισσότερο. Για τον λόγο αυτό οι αναστροφές κατάπτωσης σχετίζονται άμεσα με κύρια επεισόδια ατμοσφαιρικής ρύπανσης.

Αναστροφή θερμοκρασίας είναι δυνατό να δημιουργηθεί και κατά την οριζόντια μεταφορά του θερμού αέρα πάνω από ψυχρότερο αέρα (θερμό μέτωπο), όσο και ψυχρού κάτω από θερμότερο (ψυχρό μέτωπο) αλλά και θερμού αέρα πάνω από μία ψυχρή επιφάνεια. Η δημιουργούμενη ανατροφή έχει περιβαλλοντική αξία κυρίως στην περίπτωση του θερμού μετώπου, γιατί τα θερμά μέτωπα κινούνται αργά και εμφανίζουν μικρή κλίση αποτρέποντας έτσι την κατακόρυφη διάχυση των αέριων ρύπων.

Ένα τυπικό προφίλ θερμοκρασίας παρουσία αναστροφής κατάπτωσης παρουσιάζεται στο Σχήμα 2-5 ενώ παρουσία αναστροφής ακτινοβολίας στο Σχήμα 2-6. Παρατηρείστε ότι ο σχετικά ασταθής αέρας κάτω από την αναστροφή επιτρέπει την κάθετη ανάμιξη των ρυπαντών ως τη βάση του στρώματος αναστροφής. Ο σταθερός αέρας της αναστροφής περιστέλλει την κάθετη ανάμιξη στο στρώμα αναστροφής και δρα ως εμπόδιο στο υπερκείμενο στρώμα αέρα, αποτρέποντας την εισαγωγή των ρυπαντών στο στρώμα ανάμιξης. Στην περιοχή της σχετικά ασταθούς Ατμόσφαιρας (το στρώμα που εκτείνεται από την επιφάνεια έως τη βάση του στρώματος αναστροφής καλείται στρώμα ανάμιξης (mixing layer)). Το ύψος του στρώματος ανάμιξης ονομάζεται ύψος ανάμιξης. Παρατηρείστε ότι, εάν η αναστροφή ανέλθει το ύψος ανάμιξης αυξάνεται και οι ρυπαντές θα διασκορπιστούν εντός ενός μεγαλύτερου όγκου αέρα, ενώ εάν η αναστροφή κατέλθει το ύψος ανάμιξης θα ελαττωθεί και οι ρυπαντές θα είναι συγκεντρωμένοι σε μικρότερο όγκο αέρα (οι συγκεντρώσεις των ρυπαντών αυξάνονται) προσεγγίζοντας επικίνδυνα τα επίπεδα υγείας. Δεδομένου, ότι η Ατμόσφαιρα τείνει να είναι περισσότερο ασταθής κατά τις απογευματινές ώρες και περισσότερο σταθερή τα πρωινά, έχουμε τυπικά μέγιστο ύψος ανάμιξης το απόγευμα και ελάχιστο νωρίς το πρωί.



Σχήμα 2-5: Ο καπνός από τις χαμηλότερες καμινάδες παγιδεύτηκε εντός της αναστροφής, ενώ ο καπνός από την υψηλή καμινάδα που βρίσκεται πάνω από την αναστροφή, ανυψώνεται, αναμιγνύεται και διαχέεται.



Σχήμα 2-6: Το στρώμα αναστροφής περιστέλλει τη διαφυγή των αέριων ρύπων κάτω από αυτό. Εάν το στρώμα αναστροφής χαμηλώσει, τότε το ύψος ανάμιξης μειώνεται και οι ρυπαντές διαχέονται σε μικρότερη ακόμα απόσταση από το σημείο εκπομπής τους.

Τα στρώματα αναστροφής της θερμοκρασίας από δυναμικής άποψης είναι ευσταθή και εμποδίζουν τις ανοδικές κινήσεις ή με άλλα λόγια τον εξαερισμό των κατώτερων στρωμάτων της τροπόσφαιρας. Έτσι δημιουργούν συνθήκες εγκλωβισμού των αέριων μαζών κάτω από το στρώμα αναστροφής που είναι υπεύθυνες για την αύξηση της ρύπανσης ή μόλυνσης των κατώτερων στρωμάτων της Ατμόσφαιρας.

2.3 Ατμόσφαιρα και Καιρός

Μια λεπτομερής εικόνα των καιρικών φαινομένων μπορεί δοθεί με τη βοήθεια δορυφόρου. Στο Σχήμα 2-7 φαίνεται μέρος του Ατλαντικού Ωκεανού και της βόρειας Αμερικής. Η φωτογραφία έχει ληφθεί από γεωστατικό δορυφόρο που βρίσκεται σε απόσταση 36.000 χιλιομέτρων πάνω από τη Γη. Σε αυτό το ύψος ο δορυφόρος ταξιδεύει με τον ίδιο ρυθμό με τη Γη με αποτέλεσμα να παραμένει στο ίδιο σημείο στο διάστημα και να παρατηρεί σταθερά το ίδιο σημείο του εδάφους της Γης.

Οι διακεκομμένες γραμμές της εικόνας που πηγαίνουν από πόλο σε πόλο ονομάζονται μεσημβρινοί (meridians), ενώ οι γραμμές που είναι παράλληλες στον ισημερινό ονομάζονται παράλληλοι του γεωγραφικού πλάτους (parallels of latitude). Ο πρώτος μεσημβρινός περνάει από το Greenwich στην Αγγλία και το γεωγραφικό μήκος (longitude) δηλώνει απλώς πόσο μακριά σε μοίρες ανατολικά ή δυτικά από τον πρώτο μεσημβρινό βρίσκεται το υπό εξέταση μέρος. Ως παράδειγμα οι Ηνωμένες Πολιτείες Αμερικής έχουν γεωγραφικό μήκος μεταξύ 75° W και 125° W. Το γεωγραφικό πλάτος δηλώνει πόσο μακριά βρίσκεται κάποιο μέρος από τον ισημερινό. Το γεωγραφικό πλάτος του ισημερινού είναι 0° , ενώ το γεωγραφικό πλάτος του βόρειου και νότιου πόλου είναι 90° N και 90° S αντίστοιχα.

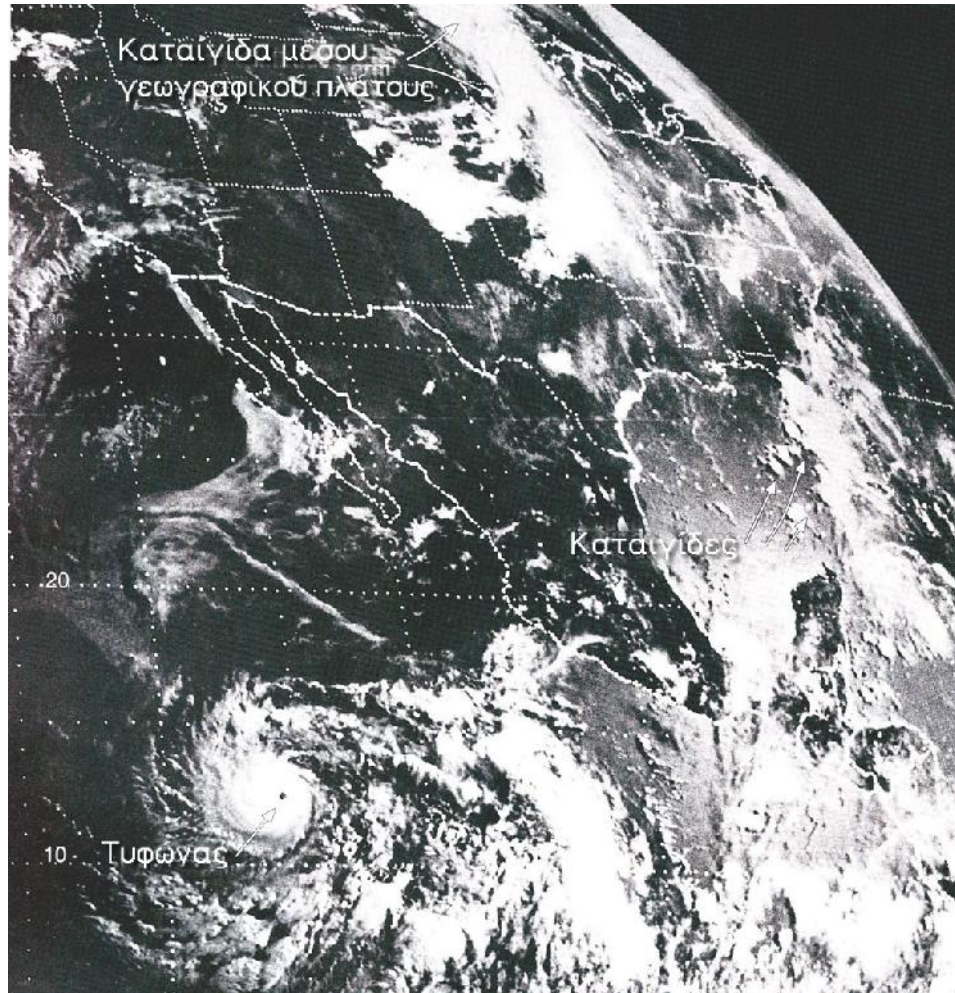
Οι έννοιες του γεωγραφικού πλάτους και μήκους στη μετεωρολογία ορίζονται ως εξής:

Γεωγραφικό πλάτος σε ένα σημείο στην επιφάνεια της Γης ονομάζεται η γωνία που σχηματίζει η ακτίνα της Γης σε αυτό το σημείο με το επίπεδο του Ισημερινού. Το γεωγραφικό πλάτος παίρνει τιμές από 0 έως 90° με τιμή στον ισημερινό μηδέν, θετικές τιμές στο βόρειο ημισφαίριο και αρνητικές τιμές στο νότιο ημισφαίριο.

Γεωγραφικό μήκος σε ένα σημείο στην επιφάνεια της Γης ονομάζεται η διέδρος γωνία που σχηματίζει το επίπεδο του μεσημβρινού του τόπου με τον μεσημβρινό του Greenwich που ονομάζεται και πρώτος μεσημβρινός. Το γεωγραφικό πλάτος παίρνει τιμές από 0 έως 180° ανατολικά ή δυτικά του πρώτου μεσημβρινού.

Το Σχήμα 2-7 παρουσιάζει μια δυναμική εικόνα της ατμοσφαιρικής κίνησης, όπου ένας αριθμός καταιγίδων έχει καταγραφεί ταυτόχρονα. Στο σχήμα αυτό παρουσιάζεται μια κυκλωνική καταιγίδα σε μεσαίο γεωγραφικό πλάτος που αναπτύχθηκε σε μεγάλη γεωγραφική κλίμακα. Μια αρκετά μικρότερη σε μέγεθος καταιγίδα φαίνεται στις νότιες περιοχές, ονομάζεται τυφώνας

(hurricane) και έχει διάμετρο περίπου 800 km. Στο κέντρο του τυφώνα, το οποίο ονομάζεται «μάτι» έχουμε ασθενείς ανέμους και καθαρό ουρανό. Γύρω από το μάτι του τυφώνα έχουμε πολύ ισχυρούς επιφανειακούς ανέμους και υψηλή βροχόπτωση. Στο Σχήμα 2-7 μπορούμε επίσης να δούμε την ανάπτυξη καταιγίδων (thunderstorms) από συσσωματώσεις σωρειτών νεφών.

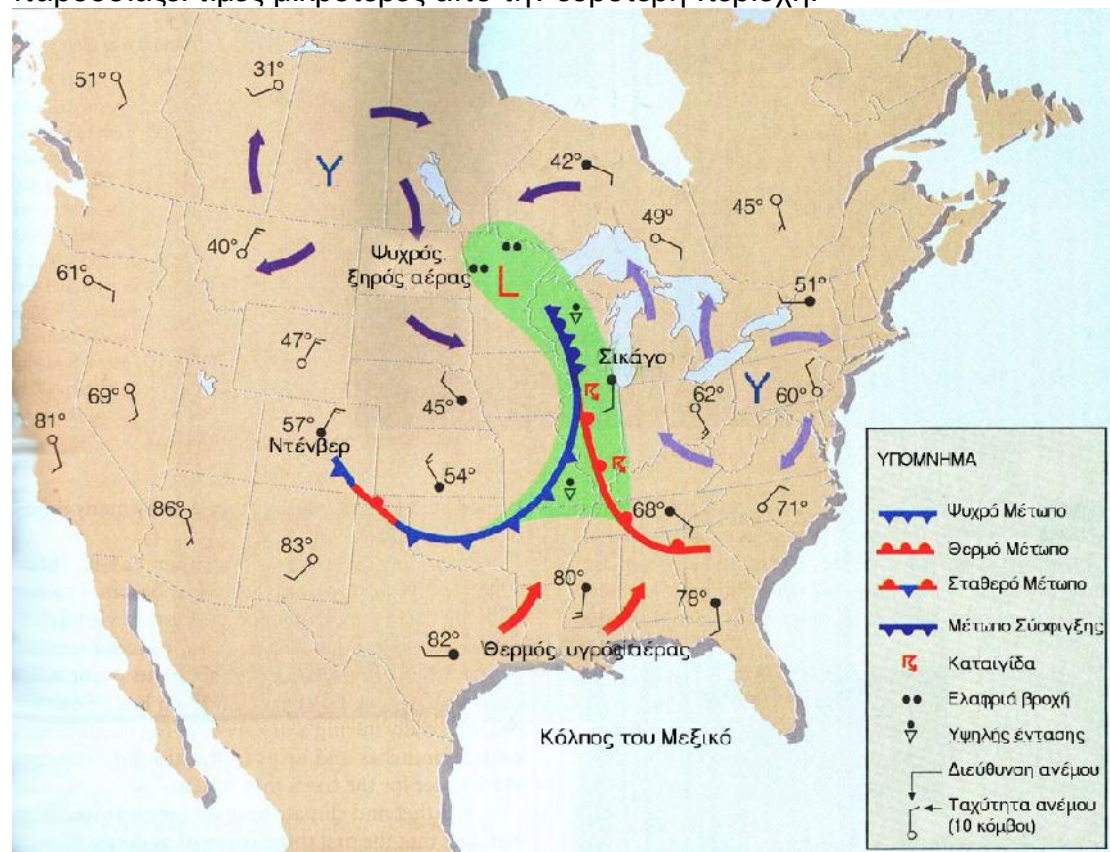


Σχήμα 2-7: Δορυφορική εικόνα που λήφθηκε στο ορατό ανακλούμενο φως και δείχνει τη δυναμική της Ατμόσφαιρας με διάφορα συστήματα κυκλοφορίας και σύννεφα.

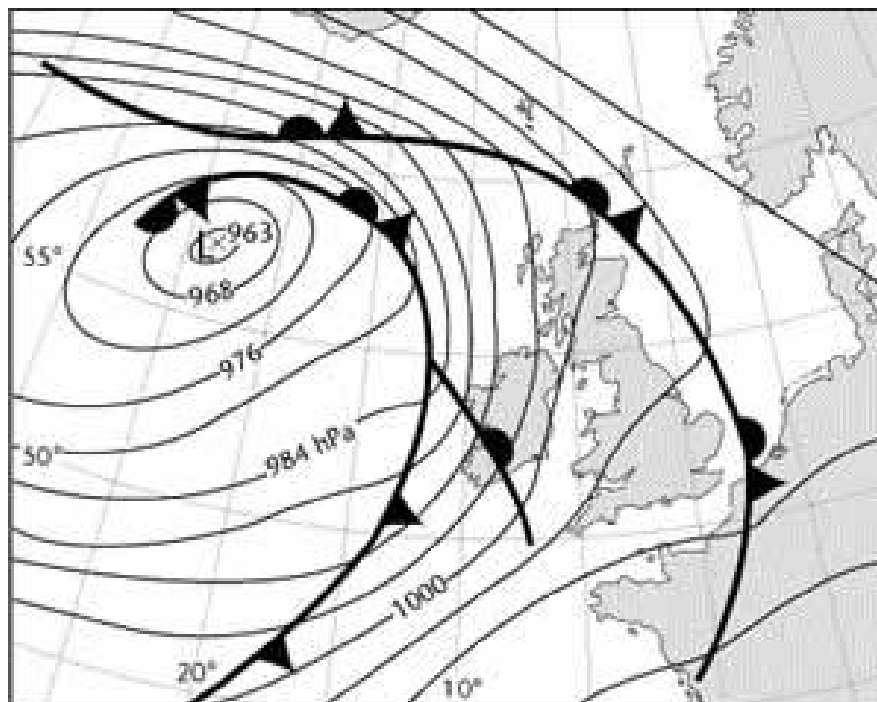
Στα Σχήματα 2-8 και 2-9 παρουσιάζουμε απλουστευμένες μορφές ενός επιφανειακού χάρτη καιρού, όπου τα γράμματα L και H αντιστοιχούν σε περιοχές με χαμηλή (low) και υψηλή (high) ατμοσφαιρική πίεση. Το κέντρο υψηλών πιέσεων ονομάζεται επίσης και βαρομετρικό υψηλό (αντικυκλώνας). Οι κύκλοι στο Σχήμα 2-8 παριστάνουν μετεωρολογικούς σταθμούς και η κατεύθυνση του ανέμου δίνεται με γραμμές παράλληλες προς τον αέρα που κατευθύνονται προς τα έξω από το μετεωρολογικό σταθμό. Η κατεύθυνση του ανέμου συμπίπτει με την κατεύθυνση από όπου φυσάει ο αέρας. Η ταχύτητα του ανέμου συμβολίζεται με γραμμές κάθετες στη διεύθυνση του αέρα.

Ως αντικυκλώνα ονομάζουμε το ατμοσφαιρικό σύστημα, στο οποίο η ατμοσφαιρική πίεση στο επίπεδο του εδάφους είναι αρκετά μεγαλύτερη από την ευρύτερη περιοχή. Αντίστοιχα στην περίπτωση ενός βαρομετρικού

χαμηλού ή ενός κυκλώνα έχουμε στην επιφάνεια του εδάφους πίεση που παρουσιάζει τιμές μικρότερες από την ευρύτερη περιοχή.



Σχήμα 2-8: Απλουστευμένος χάρτης καιρού που αντιστοιχεί στη δορυφορική εικόνα του σχήματος 2-7. Η γραμμοσκιασμένη περιοχή δηλώνει την περιοχή με την βροχοπτώση (Πηγή: Ahrens, 1994).



Σχήμα 2-9: Χάρτης καιρού πάνω από το δυτικό τμήμα της Ευρώπης, όπου φαίνονται οι ισοϋψείς πίεσης (ισοβαρείς καμπύλες) καθώς και τα μέτωπα κακοκαιρίας.

Ο άνεμος κινείται γύρω από τα συστήματα χαμηλών και υψηλών βαρομετρικών πιέσεων. Η διαφορά της οριζόντιας πίεσης δημιουργεί μια δύναμη που μετακινεί τον αέρα από τις υψηλές στις χαμηλές πιέσεις. Λόγω της περιστροφικής κίνησης της Γης έχουμε επίσης και μια μετακίνηση προς τα δεξιά στο βόρειο ημισφαίριο. Αυτή η μετακίνηση έχει ως αποτέλεσμα ο αέρας να πνέει ανάλογα με την κίνηση των δεικτών του ρολογιού και προς τα έξω από το κέντρο της περιοχής στην περίπτωση των βαρομετρικών υψηλών. Στην περίπτωση που έχουμε ένα βαρομετρικό χαμηλό, ο αέρας μετακινείται προς το κέντρο του βαρομετρικού χαμηλού, αντίθετα από την κίνηση των δεικτών του ρολογιού και ταυτόχρονα ανυψώνεται. Ο αέρας ψύχεται κατά την ανύψωση και αρχίζει να συμπυκνώνεται σε σύννεφα. Κατά την ανύψωση ο αέρας διαστέλλεται και ψύχεται αδιαβατικά, φθάνοντας έτσι στο σημείο κορεσμού, όπου αρχίζει η συμπύκνωση των υδρατμών και ο σχηματισμός των νεφών.

Στην περίπτωση ενός βαρομετρικού υψηλού ο επιφανειακός αέρας φεύγει έξω από το κέντρο και αέρας από ανώτερα ύψη αντικαθιστά τον αέρα που μετακινείται. Ο αέρας που εισέρχεται από τα ανώτερα ύψη συνήθως δεν έχει τη δυναμική να παράγει σύννεφα. Έτσι σε περιοχές υψηλής ατμοσφαιρικής πίεσης έχουμε καθαρό ουρανό και καλό καιρό.

Ο αέρας που μετακινείται γύρω από τις περιοχές με υψηλή και χαμηλή πίεση είναι η κύρια αιτία της μορφής του καιρού στο Σχήμα 2-7. Στο σχήμα αυτό φαίνεται ότι ζεστός και υγρός αέρας μετακινείται από τον κόλπο του Μεξικού προς τις βόρειες περιοχές ενώ στη δυτική πλευρά του μετώπου της καταιγίδας υπάρχει κρύος ξερός αέρας που μαζί με αέρα που προέρχεται από ανώτερα υψόμετρα παράγει καλό καιρό στις δυτικές περιοχές. Η περιοχή που βρίσκεται μεταξύ του θερμού και ψυχρού αέρα παρουσιάζεται σαν μια μαύρη γραμμή στο σχήμα αυτό και ονομάζεται μέτωπο και κατά μήκος της γραμμής του μετώπου συμβαίνουν μεγάλες αλλαγές στη θερμοκρασία, υγρασία και κατεύθυνση ανέμου. Το μέτωπο που προέρχεται από τον κόλπο του Μεξικού ονομάζεται θερμό μέτωπο ενώ αυτό που προέρχεται από το βορρά και περιέχει ψυχρό αέρα ονομάζεται ψυχρό μέτωπο. Κατά μήκος κάθε μετώπου υπάρχει θερμός αέρας που ανυψώνεται και παράγει σύννεφα και βροχή.

Οι θερμές αέριες μάζες που προέρχονται από τον κόλπο του Μεξικού είναι θερμότερες από την επιφάνεια του εδάφους και ψύχονται από κάτω. Οι ψυχρές μάζες που προέρχονται από τις δυτικές περιοχές της Αμερικής είναι ψυχρότερες από το έδαφος με αποτέλεσμα να θερμαίνονται από κάτω. Αυτό το γεγονός έχει ως αποτέλεσμα την πτώση της θερμοκρασίας με το ύψος και μια αστάθεια στις αέριες μάζες.

2.4 Ατμοσφαιρικές Διαταράξεις – Αέριες Μάζες – Μέτωπα

Οι μεγάλης κλίμακας καιρικές αλλαγές σχετίζονται με μεταβολές των πεδίων πιέσεων. Το πρώτο βήμα για την πρόγνωση του καιρού έγινε από την Σκανδιναβική Σχολή Μετεωρολογίας, που πρώτη αναγνώρισε τη σπουδαιότητα του σχηματισμού και της κίνησης των βαρομετρικών συστημάτων Υψηλών και Χαμηλών πιέσεων. Το επόμενο βήμα ήταν η

ανακάλυψη των χαρακτηριστικών των αέριων μαζών και των μετωπικών ζωνών, των περιοχών δηλαδή που συναντιούνται αέριες μάζες με διαφορετικά μετεωρολογικά χαρακτηριστικά. Αυτό οδήγησε στη μελέτη και την ταξινόμηση των αέριων μαζών, αφού αυτές αποτελούν τη βάση της δημιουργίας των καιρικών φαινομένων.

Γενικά οι μετεωρολογικές συνθήκες που επικρατούν σε μία περιοχή μία συγκεκριμένη χρονική στιγμή εξαρτώνται από τα χαρακτηριστικά της αέριας μάζας που περνά πάνω από την περιοχή αυτή ή από την αλληλεπίδραση δύο διαφορετικών μαζών, οι οποίες συναντήθηκαν στην περιοχή αυτή. Με τον τρόπο αυτό ο καιρός που επηρεάζει μία περιοχή είναι σχεδόν ομοιόμορφος με μικρές μόνο παραλλαγές, οι οποίες οφείλονται στα τοπικά μορφολογικά χαρακτηριστικά της περιοχής όπως είναι το ανάγλυφο της ξηράς, η βλάστηση και η κατανομή ξηράς και θάλασσας.

2.4.1 Αέριες Μάζες

Οι αέριες μάζες είναι τεράστιες μάζες ατμοσφαιρικού αέρα, οι οποίες είναι ομοιόμορφες από απόψεως οριζόντιας κυρίως κατανομής θερμοκρασίας και υγρασίας. Η διάμετρος μίας αέριας μάζας είναι δυνατό να υπερβαίνει τα 1.500 Km καλύπτοντας μεγάλες ηπειρωτικές περιοχές ή εκτεταμένα ωκεάνια τμήματα. Το πάχος της μπορεί να φθάσει και μέχρι την τροπόπαυση.

Με τις αέριες μάζες πραγματοποιείται η Γενική Κυκλοφορία της Ατμόσφαιρας της Γης και η μεταφορά τεράστιων ποσών θερμότητας από τον Ισημερινό προς τους πόλους. Σε μία αέρια μάζα μεγάλη σημασία παρουσιάζει τόσο το ποσό των υδρατμών που περιέχει όσο και η θερμοκρασία της αλλά και ιδιαίτερα η διανομή της θερμοκρασίας της με το ύψος. Από την ποσότητα των υδρατμών που περιέχει εξαρτάται το ποσό και το είδος των νεφώσεων καθώς και του υετού που είναι δυνατό να σχηματισθεί. Από την κατακόρυφη διανομή της θερμοκρασίας μέσα στην αέρια μάζα εξαρτάται ο βαθμός της ευστάθειας της.

Για να αποκτήσει μία αέρια μάζα ομοιογενή χαρακτηριστικά θερμοκρασίας και υγρασίας είναι ανάγκη να παραμείνει για αρκετές ημέρες στάσιμη πάνω από μία περιοχή, η οποία παρουσιάζει ομοιομορφία χαρακτηριστικών. Αυτή η περιοχή ονομάζεται πηγή της αέριας μάζας. Σε ποιο βαθμό μία αέρια μάζα θα υιοθετήσει τα χαρακτηριστικά του τόπου, πάνω στον οποίο λιμνάζει, εξαρτάται από το συνολικό χρόνο που θα μείνει στάσιμη και από τη διαφορά της αρχικής θερμοκρασίας του αέρα και της επιφάνειας που βρίσκεται κάτω από αυτήν. Η αέρια μάζα κατά την παραμονή της πάνω από την περιοχή – πηγή γίνεται κατά προσέγγιση ομοιογενής. Όταν πνεύσει άνεμος, η αέρια μάζα αρχίζει να κινείται και παρόλο που κατά την πορεία της τροποποιείται, διατηρεί σε μεγάλο βαθμό τα χαρακτηριστικά της πηγής προέλευσης της.

Αν εξεταστούν από θερμοδυναμική τους πλευρά οι αέριες μάζες χωρίζονται σε δύο μεγάλες κατηγορίες, στις θερμές και τις ψυχρές. Οι θερμές αέριες μάζες είναι θερμότερες από την επιφάνεια του εδάφους, πάνω από το οποίο κινούνται, και για το λόγο αυτό ψύχονται από κάτω και γίνονται περισσότερο ευσταθείς. Η ψύξη των μαζών είναι πιο δραστική στα στρώματα που

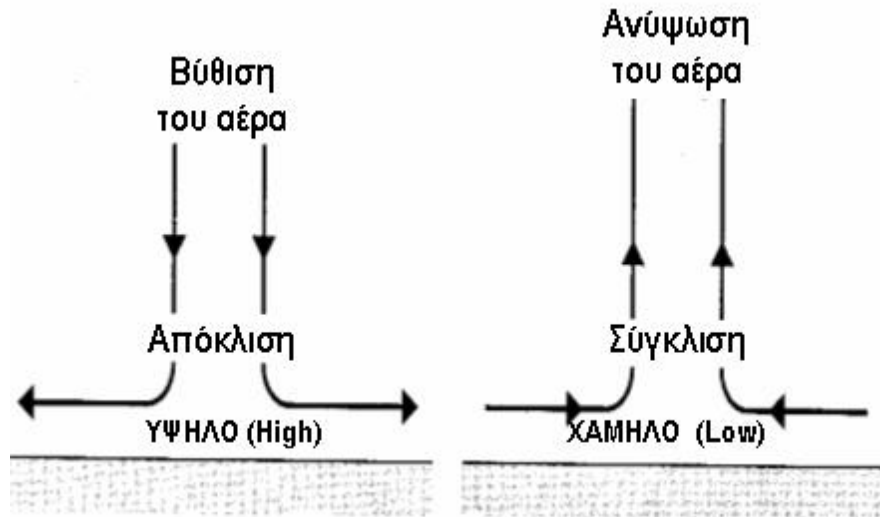
εφάπτονται στην επιφάνεια του εδάφους και εκτείνεται μόνο αργά προς τα πάνω, κυρίως από αναταρακτικές κινήσεις και όχι από μεταφορά θερμότητας. Αυτός είναι και ο λόγος της δημιουργίας αναστροφών θερμοκρασίας στην επιφάνεια του εδάφους. Όταν οι άνεμοι είναι ασθενείς, δημιουργείται ομίχλη και δρόσος, ενώ με ισχυρότερους ανέμους σχηματίζονται στρωματομόρφα χαμηλά νέφη (Stratus), ακριβώς κάτω από το ανώτερο όριο της αναστροφής της θερμοκρασίας.

Οι ψυχρές αέριες μάζες είναι ψυχρότερες από την επιφάνεια του εδάφους και γι' αυτό θερμαίνονται από κάτω. Η θέρμανση αυτή των μαζών στα στρώματα που βρίσκονται κοντά στην επιφάνεια του εδάφους δημιουργεί απότομη πτώση της θερμοκρασίας τους με το ύψος. Η πτώση αυτή προκαλεί μεγάλη κατακόρυφη θερμοβαθμίδα και επομένως αστάθεια και έντονες ανοδικές κινήσεις. Αν οι ψυχρές αυτές αέριες μάζες περιέχουν αρκετές ποσότητες υδρατμών ή αν τροφοδοτούνται με υδρατμούς από τις υπερκείμενες θερμότερες επιφάνειες, τότε σχηματίζονται νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης τα οποία συνοδεύονται από ισχυρές βροχοπτώσεις.

2.4.2 Ταξινόμηση των Αερίων Μαζών

Η ταξινόμηση των αερίων μαζών γίνεται με βάση τα παρακάτω κριτήρια:

- Την πηγή προέλευσης της αέριας μάζας. Θαλάσσιος αέρας κινούμενος πάνω από ένα ωκεανό απορροφά υγρασία και τείνει να γίνεται κορεσμένος στα κατώτερα επίπεδα του. Ηπειρωτικός αέρας που κινείται πάνω από μία ηπειρωτική περιοχή παραμένει σχετικά ξηρός, αφού δεν υπάρχει αρκετή ποσότητα νερού για εξάτμιση.
- Τη διαδρομή που ακολουθεί πάνω από την επιφάνεια της γης. Ο πολικός αέρας που κινείται προς χαμηλότερα γεωγραφικά πλάτη θερμαίνεται από κάτω και γίνεται ασταθής. Αντίθετα ο τροπικός αέρας που κινείται προς υψηλότερα γεωγραφικά πλάτη ψύχεται από κάτω και γίνεται περισσότερο ευσταθής.
- Αν ο αέρας χαρακτηρίζεται από απόκλιση (diverging) ή σύγκλιση (converging). Μια αέρια μάζα, η οποία επηρεάζεται από την απόκλιση του αέρα όταν αυτός απορρέει (αποκλίνει προς τα έξω) από ένα σύστημα Υψηλής βαρομετρικής πίεσης στην επιφάνεια της Γης, θα αρχίσει να βυθίζεται με αργό ρυθμό και να μετατρέπεται σε μια πιο θερμή, πιο ξηρή και με μεγαλύτερη ευστάθεια αέρια μάζα. Αντίθετα μία αέρια μάζα, η οποία επηρεάζεται από τη σύγκλιση του αέρα που εισρέει σε ένα σύστημα Χαμηλής βαρομετρικής πίεσης στην επιφάνεια της Γης, θα αναγκαστεί να κάνει ανοδική κίνηση και να μετατραπεί σε μια πιο ψυχρή και πιο ασταθή μάζα αέρα (Σχήμα 2-10).



Σχήμα 2-10: Ο βυθιζόμενος αέρας, ο οποίος έχει προέλθει από απόκλιση (στην επιφάνεια), χαρακτηρίζεται από ευστάθεια ενώ ο ανερχόμενος αέρας, ο οποίος έχει προέλθει από σύγκλιση (στην επιφάνεια), χαρακτηρίζεται από αστάθεια.

Με βάση τα παραπάνω κριτήρια διακρίνουμε δύο βασικούς τύπους αέριων μαζών:

- Πολικές αέριες μάζες μεγάλων γεωγραφικών πλατών και
- Τροπικές αέριες μάζες μικρών γεωγραφικών πλατών.

Οι δύο αυτές βασικές κατηγορίες υποδιαιρούνται σε ηπειρωτικές και θαλάσσιες μάζες ανάλογα με το αν η μάζα του αέρα κινείται πάνω από ξηρά ή από θάλασσα. Έτσι η ταξινόμηση των αέριων μαζών διαμορφώνεται ως ακολούθως:

- Πολική θαλάσσια αέρια μάζα – Polar Maritime air (Pm)
- Πολική ηπειρωτική αέρια μάζα – Polar Continental air (Pc)
- Τροπική θαλάσσια αέρια μάζα – Tropical Maritime air (Tm)
- Τροπική ηπειρωτική αέρια μάζα – Tropical Continental air (Tc)

2.4.3. Μέτωπα

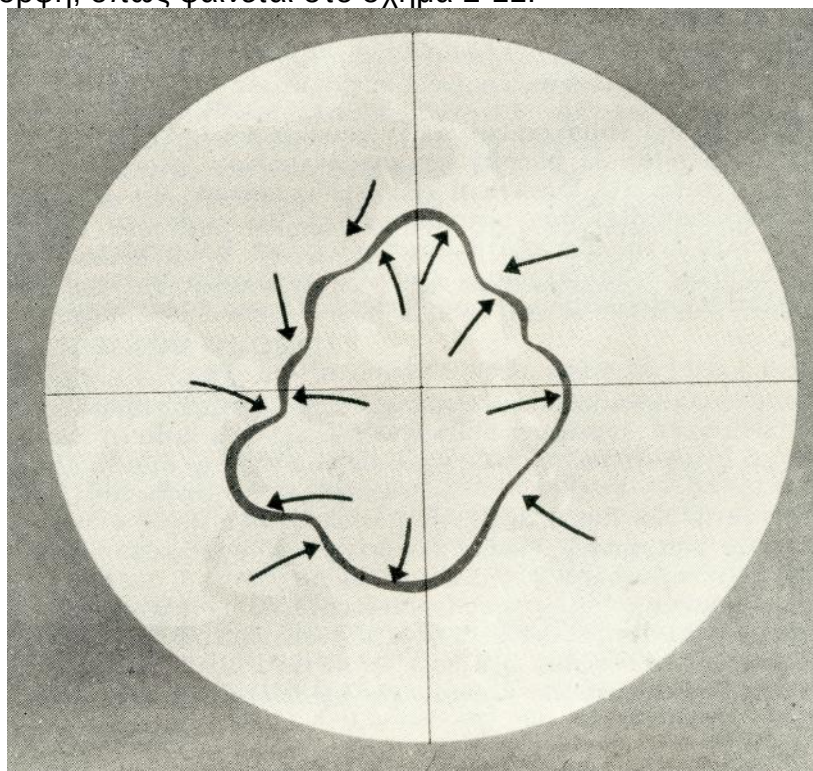
Αναφέραμε προηγούμενα ότι οι αέριες μάζες έχουν διαφορετικά χαρακτηριστικά ανάλογα με την προέλευση τους και τη μορφολογία των επιφανειών, πάνω από τις οποίες έχουν κινηθεί. Όταν δύο αέριες μάζες με διαφορετικά χαρακτηριστικά έλθουν σε επαφή, εξαιτίας του ότι η ανάμιξη τους γίνεται πάρα πολύ αργά, σχηματίζεται μεταξύ τους μία επιφάνεια ασυνέχειας, η οποία εξεταζόμενη κατακόρυφα ονομάζεται Μετωπική επιφάνεια (Frontal surface). Η τομή της επιφάνειας αυτής με την επιφάνεια του εδάφους ονομάζεται Μέτωπο (Front).

Οι μετωπικές επιφάνειες έχουν μικρό σχετικά πάχος και είναι κεκλιμένες ως προς τον ορίζοντα με την θερμότερη μάζα να βρίσκεται πάντοτε πάνω από την ψυχρότερη της.

Τα σπουδαιότερα είδη μετώπων είναι:

(α) Πολικό Μέτωπο

Τα μέσα πλάτη αποτελούν την ευνοϊκότερη περιοχή σύγκρουσης των πολικών ψυχρών αέριων μαζών με τις τροπικές θερμές αέριες μάζες. Η ζώνη διαχωρισμού αυτών των τροπικών και πολικών αέριων μαζών ονομάζεται “Πολικό Μέτωπο”. Το πολικό μέτωπο δεν είναι στάσιμο. Ο ισχυρός ψυχρός πολικός αέρας πιέζει και μετατοπίζει νοτιότερα τον θερμό τροπικό αέρα σε ορισμένες θέσεις. Αλλού όμως υποχωρεί βορειότερα λόγω της πίεσης που δέχεται από τον τροπικό αέρα που εισβάλλει δυναμικά. Αποτέλεσμα αυτών των εισβολών του ψυχρού και του θερμού αέρα είναι το πολικό μέτωπο να έχει κυματοειδή μορφή, όπως φαίνεται στο σχήμα 2-11.



Σχήμα 2-11: Ημισφαιρική άποψη του πολικού μετώπου

Πρέπει βέβαια να τονίσουμε, ότι το ημισταθερό πολικό μέτωπο σπάνια συναντάται σαν μία συνεχής ζώνη που περικλείει ολόκληρο το ημισφαίριο, όπως απεικονίζεται στο παραπάνω σχήμα. Υπάρχουν θέσεις κατά διαστήματα γύρω από το ημισφαίριο όπου η μεταβίβαση μεταξύ των πολικών και τροπικών αερίων μαζών είναι τόσο ομαλή, ώστε η διαχωριστική γραμμή να μην εμφανίζεται καθόλου. Έτσι λοιπόν το πολικό μέτωπο παρουσιάζει διακοπές, οι οποίες μάλιστα κατά τη περίοδο του θέρους στο Β. Ημισφαίριο αυξάνουν σημαντικά μετατοπίζοντας παράλληλα το μέτωπο βορειότερα του 60^{ου} παραλλήλου.

Το πολικό μέτωπο, το οποίο όπως προαναφέραμε εντοπίζεται στα μέσα πλάτη, την περίοδο του χειμώνα, όπου επικρατούν οι ψυχρές αέριες μάζες, κινείται νοτιότερα εισβάλλοντας στις τροπικές ζώνες.

Αν και το πολικό μέτωπο αποτελεί την κύρια ζώνη ασυνέχειας σε κάθε ημισφαίριο, μέτωπα μπορούν να σχηματισθούν και σε οποιαδήποτε περιοχή της Γης αν σημειωθεί σύγκρουση αερίων μαζών με διαφορετικά χαρακτηριστικά.

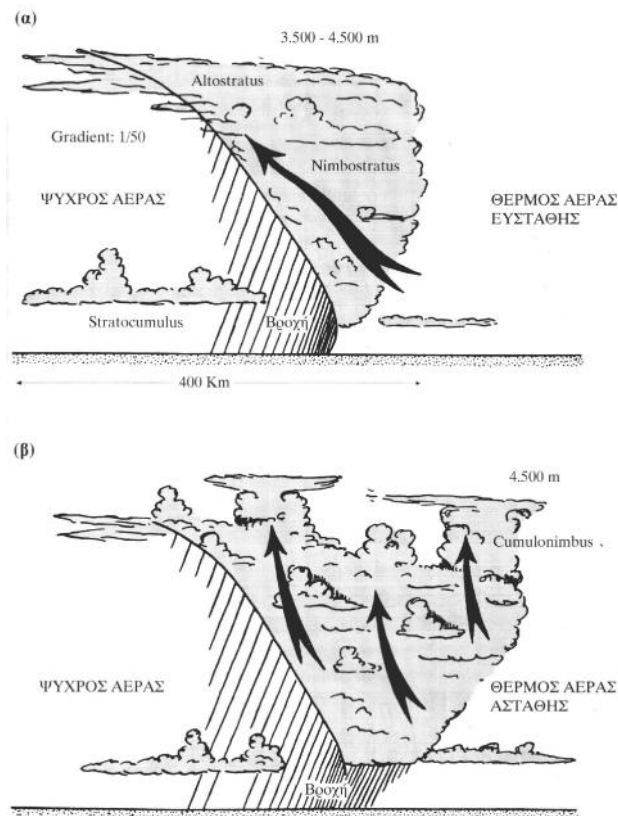
(β) Ψυχρό Μέτωπο

Παρουσιάζει ενδιαφέρον να αναφερθούμε λεπτομερώς στα χαρακτηριστικά των θερμών και ψυχρών μετώπων μια και η δυναμική τους καθορίζει τη ένταση των βροχοπτώσεων και του ανέμου. Ως θερμό μέτωπο ονομάζουμε την επιφάνεια που χωρίζει μια ψυχρή και μια θερμή αέρια μάζα στην περίπτωση που η θερμή μάζα ακολουθεί την ψυχρή (Φλόκας, 1990). Λόγω του ότι η θερμή αέρια μάζα είναι πιο ελαφριά, ανέρχεται πάνω από τον ψυχρό αέρα και ψύχεται αδιαβατικά προκαλώντας εκτεταμένες συμπυκνώσεις. Οι συμπυκνώσεις αυτές βρίσκονται σε ύψος μεταξύ 2 έως 6 χιλιομέτρων και έχουν πλάτος μεταξύ 180 έως 550 χιλιομέτρων και μήκος μεγαλύτερο από 1500 χιλιόμετρα. Τα παραπάνω μεγέθη εμφανίζονται κυρίως σε περιπτώσεις που οι αέριες μάζες είναι αρκετά πλούσιες σε υδρατμούς. Στην περίπτωση που η θερμή και η ψυχρή αέρια μάζα βρίσκονται σε επαφή και η ψυχρή ακολουθεί τη θερμή τότε το μέτωπο λέγεται ψυχρό μέτωπο. Η θερμή μάζα αέρα που βρίσκεται στα κατώτερα στρώματα κινείται πιο αργά από το ψυχρό μέτωπο και τότε ο ψυχρός αέρας εισχωρεί κάτω από τον θερμό αναγκάζοντας τον σε μια κατακόρυφη ανοδική κίνηση. Ο θερμός αέρας είναι εκείνος που ανέρχεται και δημιουργεί τα καιρικά φαινόμενα και στις δύο περιπτώσεις (ψυχρό ή θερμό μέτωπο).

Όπως έχουμε ήδη περιγράψει, η μεταφορά αερίων μαζών είναι υπεύθυνη για τη μεταφορά θερμότητας και υδρατμών στον πλανήτη μας μέσω της γενικής κυκλοφορίας από τον ισημερινό προς τους πόλους. Η κατακόρυφη δομή της θερμοκρασίας και η ποσότητα των υδρατμών σε μια αέρια μάζα καθορίζουν σε γενικές γραμμές τη δυναμική της. Η κατακόρυφη θερμοκρασιακή δομή καθορίζει τη σταθερότητα της αέριας μάζας, ενώ η ποσότητα των υδρατμών υποδηλώνει το είδος των συμπυκνώσεων και τη δημιουργία βροχής ή χιονιού.

Σαν παράδειγμα παρουσιάζουμε στα ακόλουθα σχήματα 2-12 και 2-13 την κατακόρυφη δομή του ψυχρού και του θερμού μετώπου και τη δημιουργία βροχής. Είναι ενδιαφέρον να παρατηρήσουμε την ευστάθεια και την δυναμική του θερμού αέρα στις διάφορες περιπτώσεις.

Όταν δύο αέριες μάζες (μία θερμή και μία ψυχρή) βρίσκονται σε επαφή και κινούνται έτσι, ώστε η ψυχρή να μετατοπίζει τη θερμή, τότε η επιφάνεια που τις χωρίζει ονομάζεται Ψυχρή Μετωπική Επιφάνεια. Η τομή της επιφάνειας αυτής με την επιφάνεια της Γης ονομάζεται Ψυχρό Μέτωπο (σχήμα 2-12).



Σχήμα 2-12: Κατακόρυφη δομή ψυχρού μετώπου με (α) ευσταθή θερμό αέρα και (β) ασταθή θερμό αέρα (Πηγή: Gates, 1972).

Η κλίση της ψυχρής μετωπικής επιφάνειας σε σχέση με το έδαφος είναι περίπου 1/50 και ο μετωπικός καιρός καταλαμβάνει μόνο μία στενή περιοχή από 30 έως 50 ναυτικά μίλια.

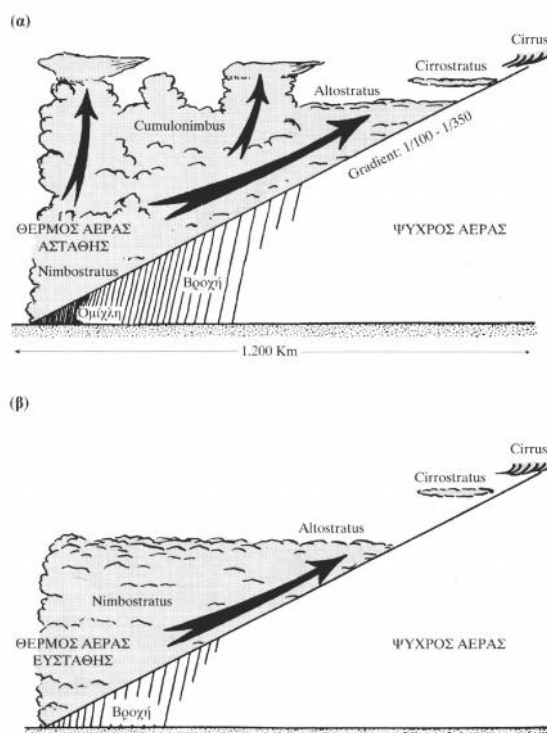
Η φυσική διαδικασία, η οποία λαμβάνει χώρα για την δημιουργία του ψυχρού μετώπου έχει ως ακολούθως: Ο ψυχρός αέρας κινείται ταχύτερα απ' ό,τι ο θερμός και ως βαρύτερος εισβάλλει υπό μορφή "σφήνας" κάτω από αυτόν. Έτσι ο θερμός αέρας, ως ελαφρύτερος, αναγκάζεται σε ταχεία ανοδική κίνηση κατά μήκος της μετωπικής επιφάνειας. Κατά τη διαδικασία της ανόδου του ψύχεται αδιαβατικά λόγω εκτόνωσης, φθάνει στο σημείο κορεσμού και στη συνέχεια ξεκινά η διεργασία της συμπύκνωσης δημιουργώντας νέφη. Επειδή, όπως προαναφέραμε, η ανοδική μεταφορά του θερμού αέρα είναι ταχεία, εκτός από στρωματομορφα νέφη (stratocumulus) σχηματίζονται και νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης (καταιγίδες). Επομένως τα καιρικά φαινόμενα, τα οποία θα επηρεάσουν μία περιοχή που διέρχεται ψυχρό μέτωπο, θα έχουν μεγάλη ένταση (ισχυρές βροχοπτώσεις, καταιγίδες, χαλάζι) και μικρή διάρκεια.

Η κατανομή των νεφών καθώς και της βροχής εξαρτώνται από τον βαθμό ευστάθειας ή αστάθειας της Ατμόσφαιρας καθώς και από τα ποσοστά υγρασίας του ανερχόμενου θερμού αέρα. Το όριο ανάμεσα στις δύο αέριες μάζες στην επιφάνεια της Γης απεικονίζεται στους μετεωρολογικούς χάρτες σαν μία γραμμή σε μπλε απόχρωση με συμπαγή τρίγωνα, τα οποία

στοχεύουν προς την κατεύθυνση που κινείται το μέτωπο. Το ψυχρό μέτωπο κινείται αρκετά γρήγορα. Ο ψυχρότερος μετωπικός αέρας είναι πίσω από τον αντίστοιχο αέρα στην επιφάνεια του εδάφους στα ανώτερα στρώματα.

(γ) Θερμό Μέτωπο

Όταν δύο αέριες μάζες (θερμή και ψυχρή) βρίσκονται σε επαφή και κινούνται έτσι ώστε η θερμή να αναγκάζει σε κίνηση την ψυχρή, τότε η επιφάνεια που τις χωρίζει λέγεται θερμή μετωπική επιφάνεια. Η τομή της επιφάνειας αυτής με την επιφάνεια της Γης ονομάζεται Θερμό μέτωπο (Σχήμα 2-13).



Σχήμα 2-13: Κατακόρυφη δομή θερμού μετώπου με (α) ασταθή θερμό αέρα και (β) ευσταθή θερμό αέρα (Πηγή: Gates, 1972).

Η κλίση της θερμής μετωπικής επιφάνειας, σε σχέση με το έδαφος είναι περίπου 1/100. Ο θερμός αέρας καθώς είναι ελαφρύτερος και κινείται ταχύτερα από τον ψυχρό, ανεβαίνει πάνω από αυτόν κατά μήκος της θερμής μετωπικής επιφάνειας. Κατά τη διαδικασία της ανόδου του ο θερμός αέρας ψύχεται αδιαβατικά και μετά το σημείο κορεσμού θα ξεκινήσει η διαδικασία της συμπύκνωσης σχηματίζοντας εκτεταμένα νεφικά στρώματα. Το πλάτος των νεφικών αυτών στρωμάτων κυμαίνεται από 100 έως 300 μίλια, ενώ το μήκος τους μπορεί να ξεπερνά τα 1000 μίλια.

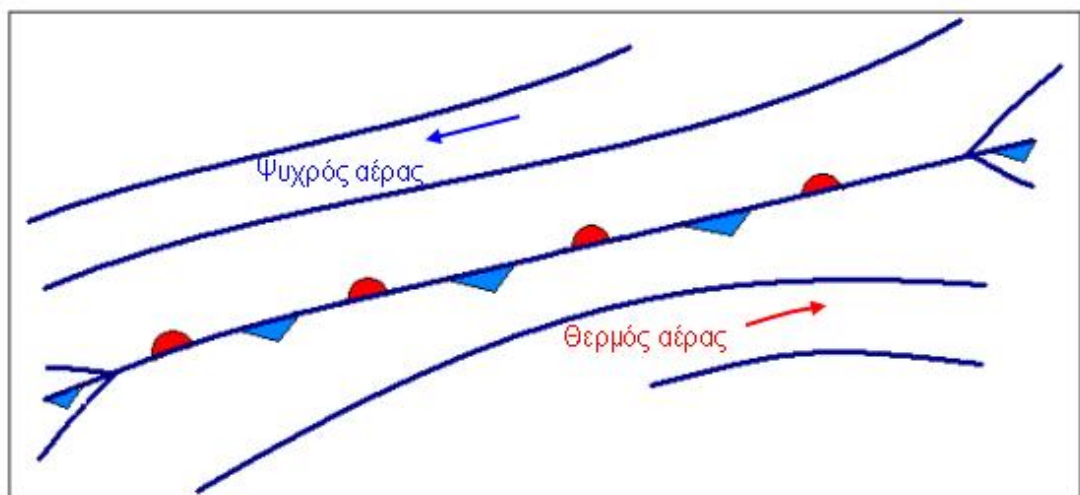
Επειδή η κλίση του θερμού μετώπου είναι μικρή, γεγονός που σημαίνει ότι η ανολίσθηση της θερμής αέρας μάζας γίνεται ομαλά, και λόγω του ότι η θερμή αέρας μάζα χαρακτηρίζεται συνήθως από ευστάθεια λόγω ομοιομορφίας των χαρακτηριστικών της θερμοκρασίας και υγρασίας μέσα σε αυτή τα νέφη που σχηματίζονται είναι συνήθως στρωματόμορφα. Τα στρωματόμορφα νέφη οποία όμως είναι εκτεταμένα και δίνουν μεγάλο τομέα βροχής (έως 200 μίλια),

η οποία μπορεί να έχει ασθενή έως μέτρια ένταση αλλά μεγάλη συνήθως διάρκεια. Σε εξαιρετικές περιπτώσεις μπορεί ο θερμός αέρας να είναι ασταθής οπότε υπάρχει πιθανότητα δημιουργίας νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης (καταιγίδες).

Το όριο στην επιφάνεια της Γης ανάμεσα στις δύο αέριες μάζες απεικονίζεται στους μετεωρολογικούς χάρτες σαν μία γραμμή, σε κόκκινη απόχρωση, με ημικύκλια, τα οποία δείχνουν την κατεύθυνση της κίνησης του θερμού μετώπου.

(δ) Στάσιμα Μέτωπα

Όταν μία θερμή και μία ψυχρή αέρια μάζα βρίσκονται σε επαφή μεταξύ τους, αλλά δεν μετακινούνται, δηλαδή καμιά από αυτές δεν τείνει να εκτοπίσει την άλλη, τότε η τομή της διαχωριστικής τους επιφάνειας με την επιφάνεια της Γης ονομάζεται στάσιμο μέτωπο (σχήμα 2-14).



Σχήμα 2-14: Απεικόνιση στάσιμου μετώπου σε χάρτη επιφανείας

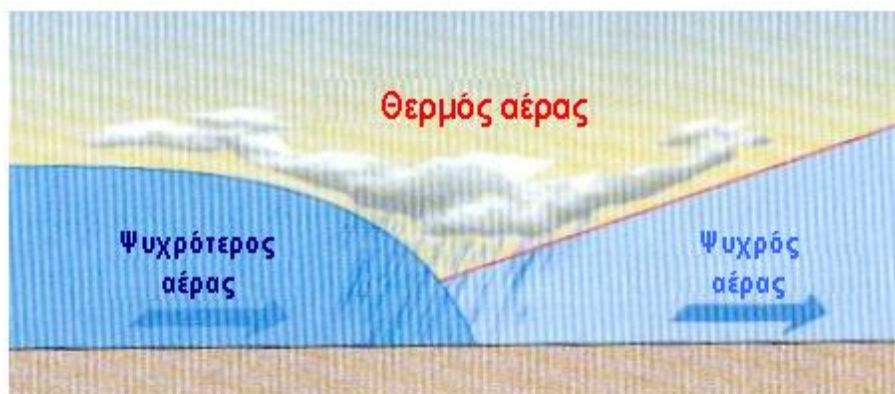
Ο άνεμος κινείται παράλληλα στο στάσιμο μέτωπο, αντί να απομακρύνεται ή να πλησιάζει σε αυτό. Τα καιρικά φαινόμενα που συνοδεύουν τα μέτωπα αυτά είναι παρόμοια με αυτά των θερμών μετώπων. Έχουν όμως ασθενέστερη ένταση και είναι δυνατό να καλύπτουν μεγαλύτερη έκταση.

Τα στάσιμα μέτωπα μπορεί να διατηρηθούν για αρκετές ημέρες ή και εβδομάδες και η ακριβής καιρική τους κατάσταση είναι πολύ δύσκολο να προβλεφθεί. Στους χάρτες επιφανείας απεικονίζονται με μία γραμμή, απόχρωσης μπλε και κόκκινου, με συμπαγή βέλη και ημικύκλια αντίστοιχα.

(ε) Συνεσφιγμένο Μέτωπο

Επειδή τα ψυχρά μέτωπα συνήθως κινούνται με μεγαλύτερη ταχύτητα από τα θερμά, ο θερμός τομέας (η περιοχή μεταξύ του ψυχρού και του θερμού μετώπου) συρρικνώνεται και τελικά το ψυχρό μέτωπο συναντά και συνενώνεται με το θερμό μέτωπο, δημιουργώντας μία Σύσφιξη (occlusion) ή αλλιώς ένα Συνεσφιγμένο μέτωπο (occluded front). Αυτό μπορεί να συμβεί στα τελικά στάδια μίας μετωπικής ύφεσης, η οποία αναλύεται παρακάτω. Στη

δημιουργία των συνεσφιγμένων μετώπων εμπλέκονται τρεις αέριες μάζες, και η διάταξη τους κατά την κατακόρυφη έννοια εξαρτάται από την σχετική θερμοκρασιακή διαφορά τους. (Σχήμα 2-15). Το συνεσφιγμένο μέτωπο, απεικονίζεται με μία γραμμή, στην οποία εναλλάσσονται τρίγωνα (μπλε) και ημικύκλια (κόκκινα), τα οποία φανερώνουν την κατεύθυνση προς την οποία κινείται το μέτωπο.



Σχήμα 2-15: Κατακόρυφη δομή συνεσφιγμένου μετώπου.

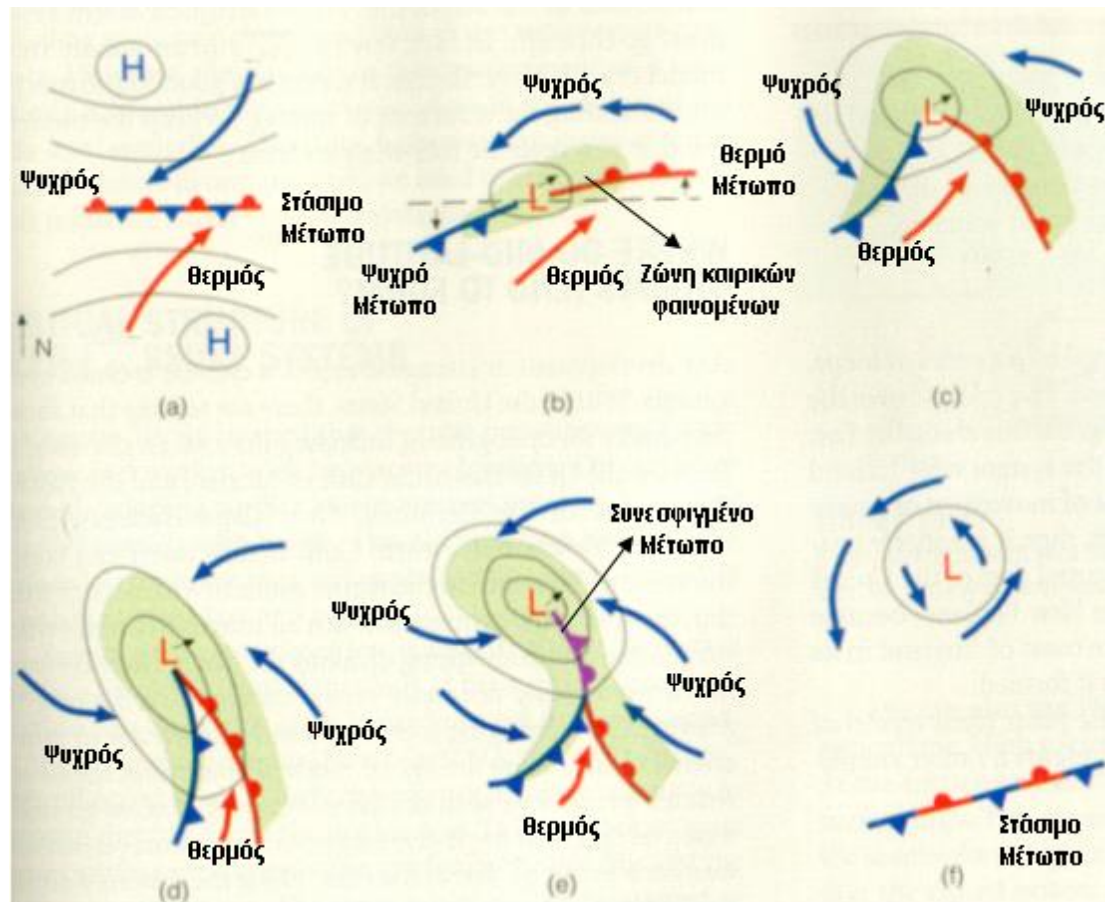
Τα νέφη που συνοδεύουν ένα συνεσφιγμένο μέτωπο, εξαρτώνται από τα νέφη που συνοδεύουν τόσο το ψυχρό όσο και το θερμό μέτωπο, μέτωπα από τα οποία αποτελείται το συνεσφιγμένο μέτωπο. Δεν είναι ασυνήθιστη η παρουσία νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης (καταιγιδοφόρα) στο ψυχρό μέτωπο, καθώς και στρωματόμορφων νεφών στο θερμό μέτωπο.

Πολύ έντονος καιρός μπορεί να υπάρξει στα αρχικά στάδια της δημιουργίας ενός συνεσφιγμένου μετώπου λόγω της ασταθούς αέριας μάζας που αναγκάζεται σε ανοδική κίνηση. Συνήθως η περίοδος αυτή είναι μικρής χρονικής διάρκειας.

2.4.4. Μετωπικές Υφέσεις

Τα βαρομετρικά χαμηλά των εύκρατων ζωνών αναπτύσσονται στις περιοχές που έχουμε την ύπαρξη των μετωπικών επιφανειών. Οι μετωπικές επιφάνειες δημιουργούνται λόγω της γενικής κυκλοφορίας της Ατμόσφαιρας στην επιφάνεια της Γης. Ο μηχανισμός δημιουργίας των βαρομετρικών χαμηλών περιγράφεται στη συνέχεια.

Όλα αρχίζουν με ένα στάσιμο μέτωπο (μία μετωπική επιφάνεια όπου βρίσκονται σε ισορροπία μία ψυχρή και μία θερμή αέρια μάζα), στο οποίο ο ψυχρός αέρας βρίσκεται βόρεια και ο θερμός νότια. Η μετωπική αυτή επιφάνεια υπόκειται στις ιδιότητες των κυμάτων. Λόγω της κλίσης της δημιουργείται μία αρχική ταλάντωση στην τομή μεταξύ της μετωπικής επιφάνειας και του εδάφους. Έτσι ο θερμός αέρας σχηματίζει ένα θύλακα μέσα στον ψυχρό αέρα. Η πίεση αρχίζει να πέφτει στην κορυφή του θύλακα και να δημιουργείται πλέον η κυκλωνική κυκλοφορία του ανέμου. Η μετωπική ύφεση έχει ολοκληρωθεί πλέον και αρχίζει να κινείται περνώντας διαδοχικά από τα στάδια που δείχνει το σχήμα 2-16.



Σχήμα 2-16: Κύκλος ζωής μιας μετωπικής ύφεσης.

Το αρχικό λοιπόν στάσιμο μέτωπο διαιρείται σε ένα θερμό και ένα ψυχρό και το χαμηλό που το συνοδεύει αρχίζει να βαθαίνει. Ο τομέας μεταξύ του θερμού και του ψυχρού μετώπου λέγεται θερμός τομέας. Το όλο σύστημα κινείται ανατολικά και η πίεση στο κέντρο του χαμηλού συνεχίζει να ελαττώνεται.

Η ταχύτητα μετακίνησης με μετωπικής ύφεσης είναι ίση με την ταχύτητα του γεωστροφικού ανέμου στον θερμό τομέα. Η συνεχιζόμενη πτώση της πίεσης προκαλεί σύγκλιση μέσα στο χαμηλό, άρα κατ' ανάγκη και ανοδικά ρεύματα. Τα ανοδικά αυτά ρεύματα δημιουργούν λόγω της αδιαβατικής ψύξης συμπυκνώσεις και διάφορα άλλα καιρικά φαινόμενα. Τα καιρικά φαινόμενα που δημιουργούνται είναι αυτά που αναλύσαμε στο ψυχρό και το θερμό μέτωπο.

Καθώς ο αέρας στο θερμό τομέα ανέρχεται και σε συνδυασμό με την ταχεία προσέγγιση του ψυχρού μετώπου, προκαλεί ένα στένεμα στη βάση του θερμού τομέα. Τότε το ψυχρό μέτωπο καταλαμβάνει το θερμό τομέα και τελικά τα μέτωπα συνενώνονται. Η συνένωση αυτή αρχίζει από την επιφάνεια της Γης. Η περικύκλωση και ο αποκλεισμός του βαρομετρικού χαμηλού από τον ψυχρό αέρα λέγεται διαδικασία σύσφιξης. Το "σύνθετο" μέτωπο που προκύπτει είναι το συνεσφιγμένο μέτωπο. Στη συνέχεια το βαρομετρικό χαμηλό εκφυλίζεται και διαλύεται.

2.5 Τύρβη – Εξισώσεις για τις μέσες τιμές

Η τύρβη είναι ένα χαρακτηριστικό του οριακού στρώματος που όμως λόγω της συνεχούς μεταβολής της είναι δύσκολο να περιγραφεί ντετερμινιστικά. Η περιγραφή της τύρβης γίνεται με τη χρήση των στατιστικών ιδιοτήτων της. Μια συνήθης μέθοδος είναι ο διαχωρισμός της ροής σε τυρβώδεις και μη ποσότητες. Ως παράδειγμα έχουμε τον υπολογισμό μεταβολών σε μικρές χωρικές και χρονικές μεταβολές, όπου αναπτύσσουμε τις εξισώσεις σε μέσες και στιγμιαίες τιμές. Αυτή η μεθοδολογία αναφέρεται στη βιβλιογραφία ως ανάλυση Reynolds επειδή αναπτύχθηκε από τον Osborne Reynolds. Ως παράδειγμα η αέρια συγκέντρωση μπορεί να χωριστεί ως άθροισμα της μέσης και στιγμιαίας τιμής:

$$N = \bar{N} + N' \quad (2-10)$$

όπου $\bar{N}$ είναι η μέση αέρια συγκέντρωση (μόρια/(m³ s)) και N' είναι η στιγμιαία τιμή της. Η μέση συγκέντρωση υπολογίζεται με ολοκλήρωση του χρόνου και όγκου:

$$\bar{N} = \frac{1}{\Delta t \Delta x \Delta y \Delta z} \int_t^{t+\Delta t} \left\{ \int_x^{x+\Delta x} \left[\int_y^{y+\Delta y} \left(\int_z^{z+\Delta z} N dz \right) dy \right] dx \right\} dt \quad (2-11)$$

Όπως γνωρίζουμε επίσης η ατμοσφαιρική ροή είναι τυρβώδης και όχι γραμμική. Ενώ είναι δύσκολο να ορίσουμε επακριβώς την έννοια της τύρβης, όπως έχουμε αναφέρει, αλλά μπορούμε να παραθέσουμε ορισμένα χαρακτηριστικά της. Η τυρβώδης ροή δεν έχει συγκεκριμένη χαρακτηριστική μορφή αλλά παρουσιάζει τυχαία (random) συμπεριφορά με το χρόνο. Αυτές οι τυχαίες μεταβολές στην ταχύτητα δίνουν αλλαγές στους ρυθμούς μεταβολής της ορμής, της θερμότητας και της μάζας που είναι πολλές τάξεις μεγέθους μεγαλύτερες από τις μεταβολές λόγω μοριακής διάχυσης. Στην τυρβώδη ροή έχουμε επίσης συνεχή μετατροπή της κινητικής ενέργειας σε εσωτερική ενέργεια. Πηγή ενέργειας στην τυρβώδη διάχυση είναι συνήθως η διατμητική ροή (shear) στο πεδίο ροής.

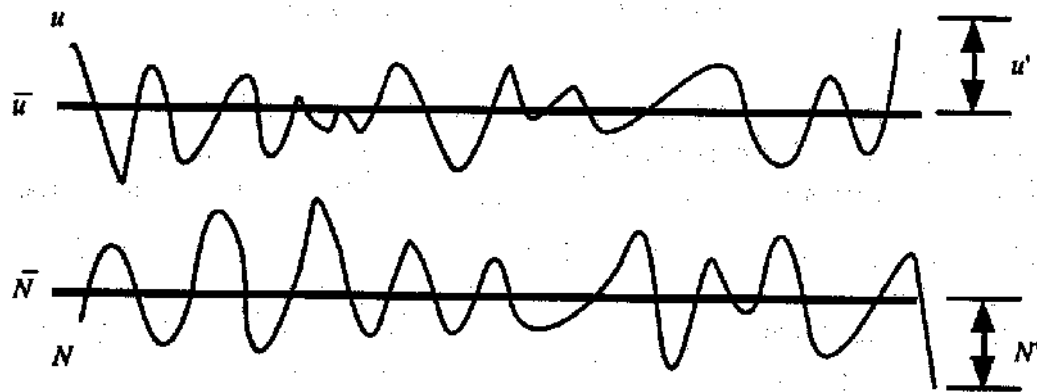
Αν $u_i(t)$ είναι η στιγμιαία τιμή της ταχύτητας ενός μορίου τότε η μέση τιμή της ταχύτητας ως προς το χρόνο δίνεται από τη σχέση:

$$\bar{u}_i = \lim_{t_2 \rightarrow \infty} \frac{1}{2} \int_{t_0}^{t_0+t_2} u_i(t) dt \quad (2-12)$$

Λόγω του ότι η ταχύτητα δεν είναι ακριβώς σταθερή με το χρόνο μπορούμε να εκφράσουμε τη μέση ταχύτητα ως εξής:

$$\bar{u}_i(t) = \frac{1}{2} \int_{t-t^2/2}^{t+t^2/2} u_i(t') dt' \quad (2-13)$$

Στο σχήμα 2-17 παρουσιάζουμε τις χρονοσειρές της ταχύτητας u και αέριας συγκέντρωσης N , όπου φαίνεται διαγραμματικά η διαφορά της μέσης από τη στιγμιαία τιμή.

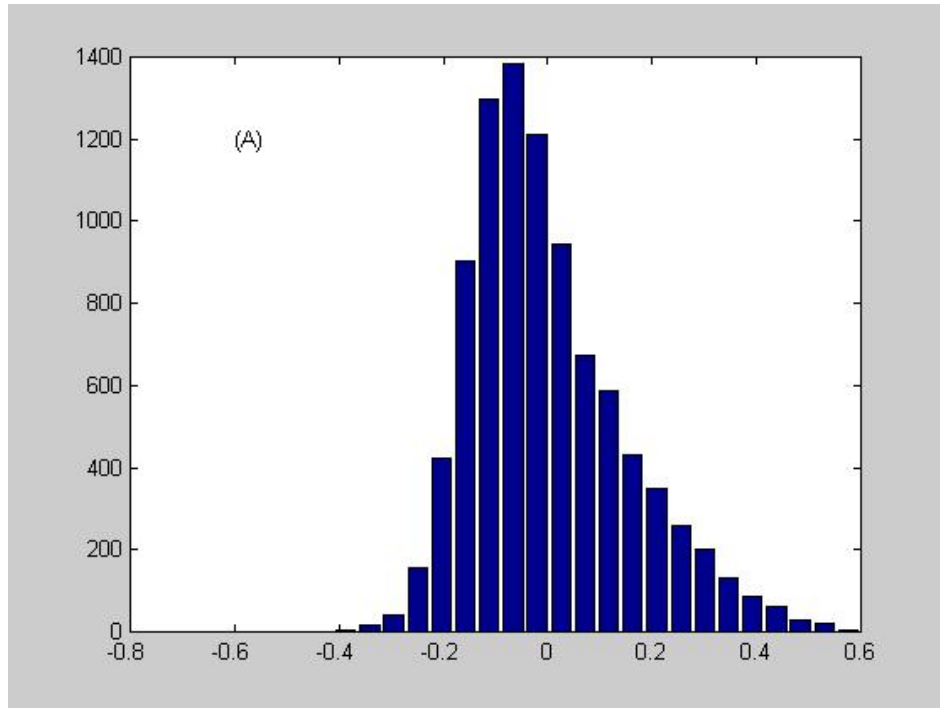


Σχήμα 2-17: Ακριβής, μέση και στιγμιαίες τιμές ταχύτητας και αέριας συγκέντρωσης. Κάθε σημείο στον οριζόντιο άξονα παρουσιάζουν τις μεταβολές σε συγκεκριμένο σημείο του χώρου και χρόνου.

2.6 Στατιστικές ιδιότητες Τύρβης

Όπως έχουμε αναφέρει, η τύρβη είναι ένα χαρακτηριστικό του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος και λόγω της μη ντετερμινιστικής της φύσεως η περιγραφή της γίνεται με τη βοήθεια της στατιστικής. Στο κεφάλαιο αυτό μελετούμε στατιστικές μεθόδους και τον τρόπο με τον οποίο μπορούμε να εξετάσουμε μετρήσεις για την τύρβη με τη βοήθεια στατιστικής επεξεργασίας.

Η τύρβη παρουσιάζει ένα φάσμα που είναι ανάλογο του φάσματος χρωμάτων του φωτός μετά από ανάλυση με πρίσμα. Παρόμοια ανάλυση που γίνεται για την περιγραφή του φάσματος του φωτός γίνεται και για την τύρβη; όπως η συνεισφορά των διαφόρων μεγεθών της ροής στην ολική τυρβώδη κινητική ενέργεια. Ως παράδειγμα παρουσιάζουμε στο Σχήμα 2-18 τη συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας για τη θερμοκρασία στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα. Είναι σημαντικό να καταλάβουμε ότι οι μεταβολές των διαφόρων μεγεθών στην Ατμόσφαιρα κάνουν αναγκαία τη στατιστική επεξεργασία τους.



Σχήμα 2-18: Τυπική μορφή της συνάρτησης της πυκνότητας της πιθανότητας και των μεταβολών της θερμοκρασίας στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα (Πηγή: Χουσιιάδας κ. α., 2003).

Η συνάρτηση της μέσης τιμής αποτελεί μια από τις κύριες συναρτήσεις που θα μας απασχολήσουν. Υπάρχουν διάφοροι τρόποι να εξετάσει κάποιος τη μέση τιμή ενός μεγέθους. Αυτοί περιλαμβάνουν τις μέσες τιμές του χρόνου $^t(-)$, του χώρου $^s(-)$, και του δείγματος (ensemble) $^e(-)$ (Stull, 1997). Έτσι έχουμε για τη μεταβλητή $A(t,s)$ που είναι συνάρτηση του χρόνου (t) και χώρου (s) τις παρακάτω εκφράσεις για ασυνεχή και συνεχή κατάσταση:

$$^t\bar{A}(s) = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} A(i,s) \quad \text{ή} \quad ^t\bar{A}(s) = \frac{1}{P} \int_{t=0}^P A(t,s) dt \quad (2-14)$$

$$^s\bar{A}(t) = \frac{1}{N} \sum_{j=0}^{N-1} A(t,j) \quad \text{ή} \quad ^s\bar{A}(t) = \frac{1}{S} \int_{s=0}^S A(t,s) ds \quad (2-15)$$

$$^e\bar{A}(t,s) = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} A_i(t,s) \quad \text{ή} \quad ^e\bar{A}(t) = \frac{1}{E} \int_{t=0}^E A(t,e) de \quad (2-16)$$

Ένα στατιστικό μέτρο της μεταβολής των δεδομένων γύρω από τη μέση τιμή είναι ο συντελεστής διασποράς που ορίζεται ως:

$$\pm^2_A = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} (A_i - \bar{A})^2 \quad (2-17)$$

Ο συντελεστής της μεταβολής αποτελεί ένα άλλο καλό μέτρο των μεταβολών μετρήσεων στο οριακό στρώμα. Ένας άλλος συντελεστής μεταβολής που χρησιμοποιείται πιο συχνά για ομάδες μετρήσεων ορίζεται ως:

$$\pm_A^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=0}^{N-1} (A_i - \bar{A})^2 \quad (2-18)$$

όπου οι στιγμιαίες μεταβολές γράφονται ως:

$$a'_i = A_i - \bar{A} \quad (2-19)$$

με αποτέλεσμα να έχουμε:

$$\pm_A^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} a_i'^2 = \overline{a'^2} \quad (2-20)$$

Μπορούμε επίσης να ορίσουμε το συντελεστή μεγέθους της τύρβης για την μέση ταχύτητα $\bar{U}$ ως:

$$I = \pm_U / \bar{U} \quad (2-21)$$

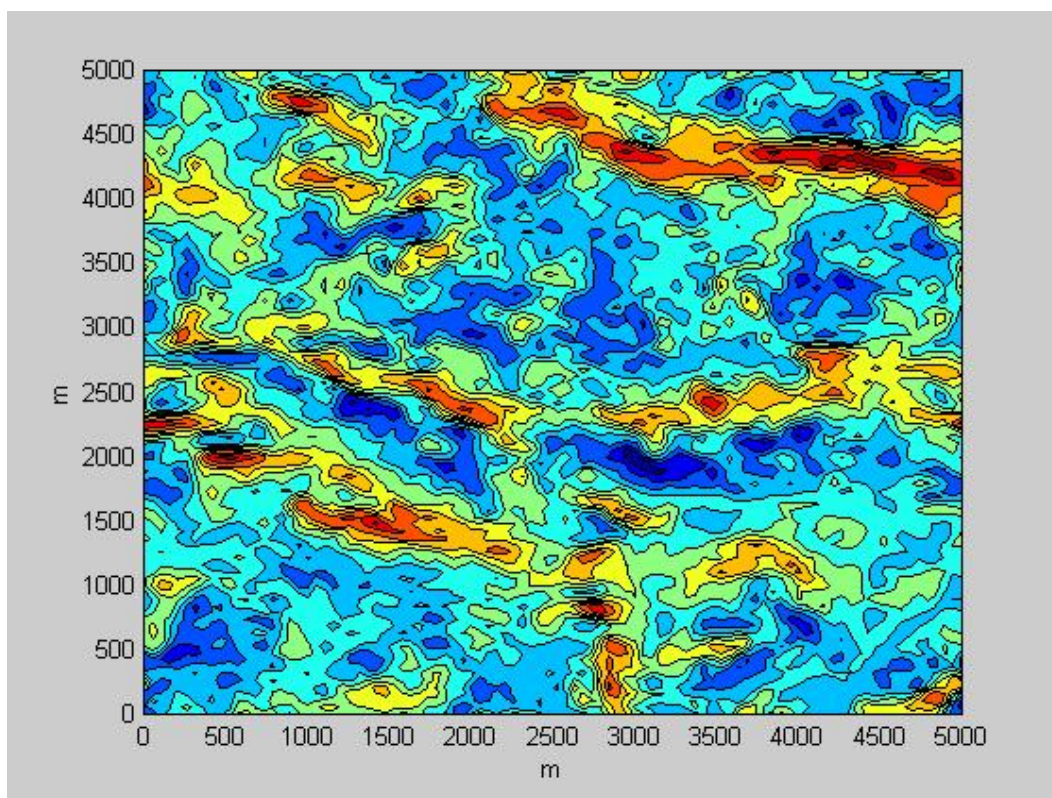
Ο συντελεστής συμμεταβλητότητας δηλώνει το βαθμό της σχέσεως μεταξύ των μεταβλητών A και B.

$$\text{cov ar}(A, B) \equiv \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} (A_i - \bar{A})(B_i - \bar{B}) \quad (2-22)$$

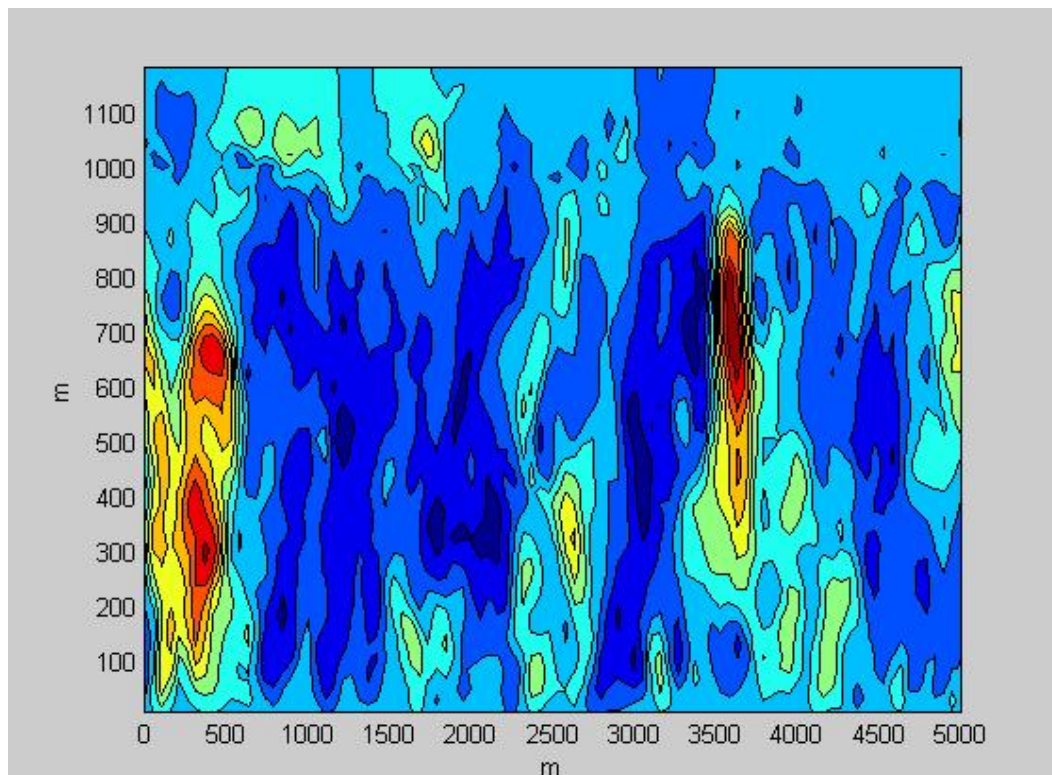
Χρησιμοποιώντας τη μέθοδο Reynolds ($\overline{(AB)} = \bar{A}\bar{B} + \overline{a'b'}$) για τη μέση τιμή έχουμε την παρακάτω σχέση για τη συμμεταβλητότητα ($\text{cov ar}(A, B)$):

$$\text{cov ar}(A, B) \equiv \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} a'_i b'_i \quad (2-23)$$

Σαν παράδειγμα για το συντελεστή συμμεταβλητότητας (covariance) θεωρούμε ότι ο συντελεστής A είναι η θερμοκρασία T και ο B η κατακόρυφη ταχύτητα w. Μια ζεστή ημέρα του καλοκαιριού έχουμε τον πιο ζεστό αέρα να ανυψώνεται (θετικό T' και w') και τον πιο κρύο αέρα να κατέρχεται (αρνητικό T' και w'). Αυτό δηλώνει, ότι το γινόμενο w' T' είναι θετικό και άρα η θερμοκρασία και η κατακόρυφη ταχύτητα μεταβάλλονται ταυτόχρονα. Στο Σχήμα 2-19 παρουσιάζουμε τις κατακόρυφες μεταβολές της ταχύτητας στο επίπεδο x-y για μια τυπική κατάσταση του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος, ενώ στο Σχήμα 2-20 παρουσιάζουμε τις κατακόρυφες μεταβολές της ταχύτητας στο επίπεδο y-z.



Σχήμα 2-19: Ακριβής, μέση και στιγμιαίες τιμές ταχύτητας και αέριας συγκέντρωσης. Κάθε σημείο δείχνει τις στιγμιαίες διακυμάνσεις της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας (w) στο x - y (εκφρασμένη σε μέτρα (m)) επίπεδο στο $z=190$ m (Πηγή: Χουσιάδας κ., α., 2003).



Σχήμα 2-20: Ακριβής, μέση και στιγμιαίες τιμές ταχύτητας και αέριας συγκέντρωσης. Κάθε σημείο δείχνει τις στιγμιαίες διακυμάνσεις της κατακόρυφης συνιστώσας (w) στο

y-z επίπεδο στο σημείο $x=2500$ m (εκφρασμένη σε μέτρα (m)) (μέσο του χώρου) (Πηγή: Χουσιάδας κ. α., 2003).

Ορίζουμε τώρα ως κανονικοποιημένη συμμεταβλητότητα τον συντελεστή r_{AB} που εκφράζεται ως:

$$r_{AB} = \frac{\overline{a'b'}}{\pm_A \pm_B} \quad (2-24)$$

Ο συντελεστής r_{AB} έχει τιμές που κυμαίνονται από +1 έως -1. Όταν δυο μεταβλητές μεταβάλλονται μαζί κατά τον ίδιο τρόπο, τότε $r_{AB} = 1$. Όταν οι μεταβλητές μεταβάλλονται κατά αντίθετο τρόπο, τότε $r_{AB} = -1$.

Ως γνωστό η κινητική ενέργεια μάζας m δίνεται απο τη σχέση $E_k = 1/2 m u^2$, όπου u η ταχύτητα της. Παίρνοντας την κινητική ενέργεια ανά μονάδα μάζας έχουμε $E_k/m = 1/2 u^2$. Μπορούμε να διαχωρίσουμε την κινητική ενέργεια της ροής σε ένα τμήμα που συνδέεται με τη μέση ταχύτητα και σε ένα τμήμα που συνδέεται με την τύρβη. Οπότε έχουμε την έκφραση για τη μέση κινητική ενέργεια (ΜΚΕ) ως:

$$\frac{MKE}{m} = \frac{1}{2} (\overline{U^2} + \overline{V^2} + \overline{W^2}) \quad (2-25)$$

όπου U, V, W είναι οι τρεις συνιστώσες της μέσης ταχύτητας. Ακόμη έχουμε και την έκφραση για την τυρβώδη κινητική ενέργεια (ΤΚΕ) που δίνεται από τη σχέση:

$$\frac{TKE}{m} = \frac{1}{2} (\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}) \quad (2-26)$$

όπου u', v', w' είναι οι τρεις συνιστώσες της στιγμιαίας ταχύτητας.

Μελετούμε στη συνέχεια την έννοια της ροής στην Ατμόσφαιρα. Ροή είναι η μεταφορά μιας ποσότητας ανά μονάδα επιφάνειας ανά μονάδα χρόνου. Στο οριακό στρώμα μελετούμε συνήθως ροή μάζας, θερμότητας, υγρασίας, ορμής και ρύπων. Σαν παράδειγμα για τη μάζα ορίζουμε την ροή (Flux) των ρύπων:

Η ροή (M) εκφράζεται σε μονάδες $\left[\frac{Kg_{air}}{m^2 s} \right]$ ενώ η κινηματική ροή (kinematic

flux) ορίζεται ως $M = \frac{M}{\circ_{air}}$ με μονάδες $\left[\frac{m}{s} \right]$. Επίσης η κατακόρυφη κινηματική ροή θερμότητας λόγω της τυρβώδους ροής (vertical kinematic eddy heat flux) ορίζεται ως $\overline{w'\theta'}$, όπου θ είναι η θερμοκρασία.

Ένα άλλο μέγεθος που μας ενδιαφέρει στη μελέτη της ατμοσφαιρικής ροής είναι η τάση (stress) που ονομάζεται η δύναμη που τείνει να προκαλέσει παραμόρφωση σε ένα σώμα. Η πίεση είναι ένα είδος τάσης που εφαρμόζεται σε ρευστά που βρίσκονται σε ισορροπία. Η τάση Reynolds εφαρμόζεται σε ένα ρευστό που βρίσκεται σε τυρβώδη κίνηση και δίνεται από τη σχέση:

$$\tau_{Reynolds} = - \rho \overline{u'w'} \quad (\text{Reynolds τάση}) \quad (2-27)$$

ή μπορεί να εκφραστεί και όπως δίνεται στη βιβλιογραφία σαν:

$$\tau_{ij} = \mu \left(\frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right) + \left(\mu_B - \frac{2}{3} \mu \right) \frac{\partial U_k}{\partial x_k} \delta_{ij} \quad (2-28)$$

όπου μ_B είναι ο συντελεστής ιξώδους και μ είναι ο συντελεστής δυναμικής κινηματικότητας του ιξώδους (dynamic viscosity coefficient).

Επίσης ο τανυστής της τάσης Reynolds είναι συμμετρικός και δίνεται ως:

$$\begin{bmatrix} \overline{u'u'} & \overline{u'v'} & \overline{u'w'} \\ \overline{u'v'} & \overline{v'v'} & \overline{v'w'} \\ \overline{u'w'} & \overline{v'w'} & \overline{w'w'} \end{bmatrix} \quad (2-29)$$

όπου u, v, w είναι οι ταχύτητες του αέρα στις τρεις διευθύνσεις. Ο κινηματικός συντελεστής της τάσης Reynolds έχει τυπική τιμή στο ατμοσφαιρικό επίπεδο της τάξεως του $0.05 \text{ m}^2/\text{s}^2$. Αυτό που θα πρέπει να τονιστεί είναι, ότι η τάση Reynolds είναι η χαρακτηριστική ιδιότητα της ροής και όχι του μέσου.

Μπορούμε τέλος να εκφράσουμε την τάση Reynolds στις κατευθύνσεις x και y και στο ύψος z ως:

$$\tau_{xz} = - \rho \overline{u'w'_s} \quad (\text{viscous stress}) \quad (2-30)$$

$$\tau_{yz} = - \rho \overline{v'w'_s} \quad (2-31)$$

με συνολική τάση Reynolds:

$$|\tau_{Reynolds}| = \left[\tau_{xz}^2 + \tau_{yz}^2 \right]^{1/2} \quad (2-32)$$

Τέλος ορίζουμε την ταχύτητα τριβής u_* που χρησιμοποιείται ευρέως στη βιβλιογραφία ως:

$$u_*^2 \equiv \left[\overline{u'w'_s}^2 + \overline{v'w'_s}^2 \right]^{1/2} = |\tau_{Reynolds}| / \rho \quad (\text{ταχύτητα τριβής}) \quad (2-33)$$

2.7 Θερμοκρασία της Ατμόσφαιρας

2.7.1 Εποχιακές μεταβολές

Ο ήλιος αποτελεί την μεγαλύτερη πηγή θερμότητας για το ηλιακό μας σύστημα και φυσικά για την Γη. Η θερμότητα είναι μια μορφή ενέργειας που εξαρτάται από τη σύσταση της ύλης που περιέχεται και είναι δυνατό να μεταδοθεί σε διάφορα συστήματα ή σώματα με διάφορους τρόπους ή να μετατραπεί σε άλλες μορφές ενέργειας.

Η Γη περιστρέφεται γύρω από τον άξονα της (με περίοδο μια μέρα) και ταυτόχρονα κινείται με ταχύτητα χιλιάδων χιλιομέτρων την ώρα γύρω από τον Ήλιο σε ελλειπτική τροχιά (με περίοδο λίγο μεγαλύτερη από 365 ημέρες) (Σχήμα 2-21). Η φορά περιστροφής της Γης είναι αντίθετη με τη φορά κίνησης του ρολογιού και άρα γίνεται με κατεύθυνση την ανατολή και με ταχύτητα εκατοντάδων χιλιομέτρων την ώρα. Αυτός είναι ο λόγος που ο Ήλιος, τα αστέρια και η σελήνη ανατέλλουν από την ανατολή και δύουν από τη δύση.

Λόγω του ότι η Γη κάνει μια ελλειψοειδή περιστροφή γύρω από τον Ήλιο η πραγματική απόσταση του Ήλιου από τη Γη μεταβάλλεται κατά τη διάρκεια του χρόνου. Η Γη είναι πιο κοντά στον Ήλιο τον Ιανουάριο (απόσταση 147 εκατομμυρίων χιλιομέτρων) από ότι τον Ιούλιο (απόσταση 152 εκατομμυρίων χιλιομέτρων). Φυσικά στο βόρειο ημισφαίριο τον Ιούλιο η θερμοκρασία είναι κατά μέσο όρο αρκετά μεγαλύτερη από ότι τον Ιανουάριο και αυτό οφείλεται στο ότι η θερμοκρασία στη Γη και η εναλλαγή των εποχών καθορίζονται από την ποσότητα της ηλιακής ακτινοβολίας που προσπίπτει στη Γη. Η ποσότητα της ακτινοβολίας που φτάνει στη Γη καθορίζεται κυρίως από τη γωνία, με την οποία ο ήλιος προσπίπτει στην επιφάνεια της Γης και από το χρόνο που ακτινοβολεί στο συγκεκριμένο γεωγραφικό πλάτος.



Σχήμα 2-21: Περιστροφή της Γης γύρω από τον Ήλιο. Καθώς η Γη περιστρέφεται ο άξονας περιστροφής σχηματίζει γωνία $23 \frac{1}{2}^\circ$ από τον κατακόρυφο άξονα της. Ο

άξονας περιστροφής πάντα δείχνει στο ίδιο σημείο στο διάστημα κατά τη διάρκεια του έτους. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα τον Ιούνιο όταν το βόρειο ημισφαίριο στρέφεται προς τον Ήλιο έχουμε περισσότερο άμεσο φως και μεγαλύτερη διάρκεια της ημέρας που έχουν σαν αποτέλεσμα θερμότερο καιρό από ότι το Δεκέμβριο, όπου το βόρειο ημισφαίριο στρέφεται μακριά από τον Ήλιο (Πηγή: Ahrens, 1998).

Θα πρέπει να αναφέρουμε ακόμη, ότι όταν η ηλιακή ακτινοβολία διαπερνάει την Ατμόσφαιρα ένα μέρος της απορροφάται ή διαχέεται από ατμοσφαιρικά αέρια ενώ ένα άλλο μέρος της ανακλάται από τα σύννεφα. Αυτό δηλώνει, ότι όσο μεγαλύτερο είναι το πάχος της Ατμόσφαιρας που πρέπει να διαπεράσει η ηλιακή ακτινοβολία τόσο μεγαλύτερη είναι και η πιθανότητα να απορροφηθεί, να διαχυθεί ή να ανακλαστεί. Αυτό μπορούμε να το κατανοήσουμε καλύτερα παίρνοντας σαν παράδειγμα το καλοκαίρι στα βόρεια γεωγραφικά πλάτη, όπως π.χ. στις Σκανδιναβικές χώρες. Ο Ήλιος σε αυτά τα γεωγραφικά πλάτη δεν είναι ποτέ ψηλά στον ορίζοντα, οπότε η ακτινοβολία πρέπει να διαπεράσει ένα αρκετά παχύ κομμάτι της Ατμόσφαιρας πριν φτάσει στην επιφάνεια της Γης. Ακόμη λόγω υψηλής νέφωσης ένα μεγάλο μέρος της ακτινοβολίας ανακλάται πριν καν φτάσει στο έδαφος.

Είναι εμφανές, ότι οι εποχές καθορίζονται από την ποσότητα της ηλιακής ακτινοβολίας που προσπίπτει στον πλανήτη, η οποία με τη σειρά της καθορίζεται από τη διάρκεια της ημέρας και τη γωνία πρόσπτωσης της ηλιακής ακτινοβολίας. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα τα μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη να χάνουν μεγαλύτερη ακτινοβολία από ότι δέχονται, ενώ στα χαμηλότερα γεωγραφικά πλάτη να έχουμε μεγαλύτερη ποσότητα ηλιακής ακτινοβολίας που προσπίπτει από ότι χάνεται. Λόγω της παγκόσμιας κυκλοφορίας των ανέμων που είναι αποτέλεσμα αυτής της θερμοκρασιακής διαφοράς έχουμε γενικά μεταφορά θερμότητας από τα χαμηλότερα γεωγραφικά πλάτη στα υψηλότερα.

Όπως φαίνεται στο Σχήμα 2-21, στις 21 Ιουνίου η ηλιακή ακτινοβολία έχει μέγιστο στην επιφάνεια του εδάφους κοντά στο γεωγραφικό πλάτος 30°N . Αυτή την ημέρα ο Ήλιος βρίσκεται ακριβώς πάνω από το γεωγραφικό πλάτος $23\frac{1}{2}^{\circ}\text{N}$ (τροπικός του Καρκίνου). Το ότι η μέγιστη προσπίπτουσα ενέργεια είναι στο γεωγραφικό πλάτος 30°N και όχι στο γεωγραφικό πλάτος $23\frac{1}{2}^{\circ}\text{N}$ οφείλεται σε δύο λόγους. Πρώτον η διάρκεια της μέρας στο σημείο 30°N είναι μεγαλύτερη από το σημείο $23\frac{1}{2}^{\circ}\text{N}$ στις 21 Ιουνίου. Δεύτερον η περιοχή κοντά στο σημείο 30°N χαρακτηρίζεται από ερημικές εκτάσεις, καθαρό ουρανό και ξερό αέρα ενώ στο σημείο $23\frac{1}{2}^{\circ}\text{N}$ το κλίμα είναι πιο υγρό με περισσότερα σύννεφα που αντανakλούν την ηλιακή ακτινοβολία.

Καθώς οι ημέρες περνούν (από την ημερομηνία 21 Ιουνίου) ο Ήλιος το μεσημέρι βρίσκεται λίγο χαμηλότερα στον ουρανό και οι καλοκαιρινές ημέρες αρχίζουν να μικραίνουν. Με τον ερχομό του Σεπτεμβρίου έχουμε την αρχή του Φθινοπώρου. Στις 22 Σεπτεμβρίου η Γη έχει μετακινηθεί έτσι ώστε ο Ήλιος να είναι ακριβώς πάνω από τον Ισημερινό. Σε αυτή την ημερομηνία εκτός από τους πόλους οι μέρες και οι νύχτες έχουν την ίδια διάρκεια και έχουμε ισημερία (autumnal equinox). Στο βόρειο πόλο ο Ήλιος εμφανίζεται στον ορίζοντα για 24 ώρες σε αυτή την ημερομηνία λόγω της μεταβολής της πρόσπτωσης της ακτινοβολίας από την Ατμόσφαιρα καις τη συνέχεια ο Ήλιος

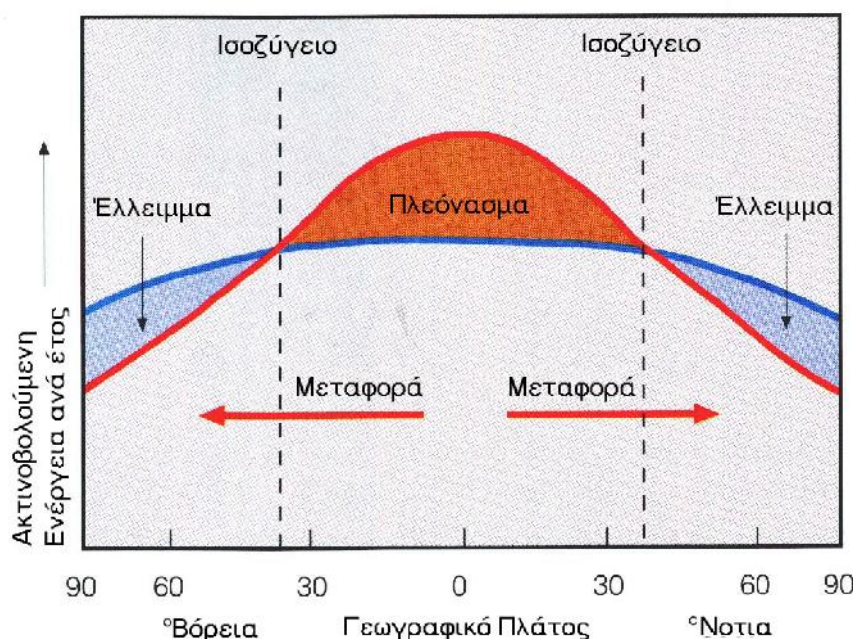
εξαφανίζεται από τον ορίζοντα για 6 μήνες. Στα υπόλοιπα μέρη του βόρειου ημισφαιρίου με την πάροδο των ημερών ο ήλιος το μεσημέρι βρίσκεται σταδιακά πιο χαμηλά και υπάρχουν λιγότερες ώρες με φως.

Στις 21 Δεκεμβρίου που είναι 3 μήνες μετά την φθινοπωρινή ισημερία έχουμε το βόρειο ημισφαίριο να στρέφεται πιο μακριά από τον Ήλιο από ότι σε όλη τη διάρκεια του έτους. Την περίοδο αυτή οι νύχτες έχουν μεγάλη διάρκεια σε αντίθεση με τη διάρκεια της ημέρας. Αυτή είναι η πιο σύντομη ημέρα του έτους (winter solstice) και η αστρονομική αρχή του χειμώνα. Αυτή την ημέρα ο Ήλιος ακτινοβολεί πάνω ακριβώς από το γεωγραφικό πλάτος $23 \frac{1}{2}^{\circ}\text{S}$ (Τροπικός του Αιγόκερου). Ο Ήλιος βρίσκεται στη χαμηλότερη του θέση στο μέσο της ημέρας και η ηλιακή ακτινοβολία περνάει από μεγάλο τμήμα της Ατμόσφαιρας και διαχέονται σε αρκετά μεγάλη επιφάνεια πάνω στη Γη.

Στις 20 Μαρτίου που είναι και η αστρονομική αρχή της άνοιξης έχουμε την εαρινή ισημερία. Αυτή την ημέρα ο Ήλιος στη μέση της ημέρας φωτίζει κατευθείαν τον ισημερινό, ενώ στο βόρειο πόλο ο Ήλιος εμφανίζεται στον ορίζοντα μετά από 6 μήνες απουσίας. Στο επόμενο διάστημα οι ημέρες αρχίζουν και διαρκούν περισσότερο και να έχουμε πιο ζεστό καιρό στο βόρειο ημισφαίριο.

Μετά από 3 μήνες έχουμε ξανά την 21 Ιουνίου, όπου η ηλιακή ακτινοβολία έχει το μέγιστο. Είναι εμφανές ότι παρόλο που η ηλιακή ακτινοβολία είναι πιο έντονη τον Ιούνιο, ο πιο ζεστός καιρός εμφανίζεται ορισμένες εβδομάδες αργότερα τον Ιούλιο ή Αύγουστο. Ο λόγος βρίσκεται στο ότι τον Ιούνιο η εξερχόμενη ακτινοβολία από τη Γη είναι μικρότερη από την εισερχόμενη, άρα δεν υπάρχει θερμική ισορροπία. Όταν αποκατασταθεί μια θερμική ισορροπία έχουμε τη μεγαλύτερη θερμοκρασία στην Ατμόσφαιρα και στην περίπτωση μας επιτυγχάνεται μερικές εβδομάδες αργότερα από τις 21 Ιουνίου. Η ίδια κατάσταση επικρατεί το χειμώνα, όταν η εξερχόμενη ενέργεια από την Ατμόσφαιρα είναι μεγαλύτερη από την εισερχόμενη και η θερμοκρασία μειώνεται. Λόγω του ότι η εξερχόμενη ακτινοβολία είναι μεγαλύτερη της εισερχόμενης και για ορισμένες εβδομάδες μετά την 21 Δεκεμβρίου έχουμε την ψυχρότερη περίοδο κατά τον Ιανουάριο ή Φεβρουάριο.

Ενώ σε όλο τον πλανήτη υπάρχει ενεργειακή ισορροπία μεταξύ απορρόφησης και εκπομπής της ηλιακής ακτινοβολίας δεν ισχύει το ίδιο και για κάθε γεωγραφικό πλάτος. Στο Σχήμα 2-22 παρουσιάζουμε την ενεργειακή ισορροπία σε διάφορα γεωγραφικά πλάτη.



Σχήμα 2-22: Μέση ετήσια απορροφούμενη ηλιακή ακτινοβολία (κόκκινη γραμμή) από τη Γη και την Ατμόσφαιρα και μέση ετήσια υπέρυθη ακτινοβολία (μπλέ γραμμή) που εκπέμπεται από τη Γη και την Ατμόσφαιρα (Πηγή: Ahrens, 1994).

Μελετήσαμε στο παρόν κεφάλαιο τις γεωγραφικές μεταβολές στην ποσότητα της ηλιακής ακτινοβολίας που προσπίπτει στη Γη και οι οποίες οδηγούν στη διαφορά της θερμότητας. Η θερμοκρασία είναι το μέτρο εκτίμησης της θερμότητας. Υποδηλώνει δηλαδή την θερμική κατάσταση ενός υλικού, με την οποία χαρακτηρίζουμε ποσοτικά κατά πόσο το υλικό αυτό είναι πιο θερμό από ένα άλλο. Η θερμοκρασία ενός υλικού είναι δυνατό να μετρηθεί με τη βοήθεια ειδικών οργάνων, τα οποία είναι γνωστά ως θερμόμετρα. Το πρώτο θερμόμετρο κατασκευάστηκε το 1585 χωρίς όμως να είναι απόλυτα γνωστός ο εφευρέτης του. Κάποιοι αποδίδουν την επινόηση του θερμομέτρου στον Γαλιλαίο, άλλοι στον Βάκωνα και άλλοι στον Ολλανδό Ντρέμπελ.

Η θερμοκρασία εκφράζεται με βαθμούς, οι οποίοι είναι υποδιαιρέσεις θερμομετρικών κλίμακων. Οι πιο γνωστές κλίμακες σε χρήση είναι η εκατοντάβαθμη του Κελσίου ($^{\circ}\text{C}$), ή κλίμακα του Φαρενάιτ ($^{\circ}\text{F}$), η οποία χρησιμοποιείται κυρίως στην Αμερική, ενώ για επιστημονικούς κυρίως σκοπούς χρησιμοποιείται η κλίμακα Κέλβιν ($^{\circ}\text{K}$).

Η θερμική ενέργεια γίνεται αντιληπτή στο σύστημα Γης – Ατμόσφαιρας στις παρακάτω μορφές:

- Ως αισθητή θερμότητα, η οποία δύναται να μετρηθεί με τη βοήθεια των θερμομέτρων και
- Ως λανθάνουσα θερμότητα, η οποία λαμβάνει χώρα κατά τη διάρκεια ορισμένων φυσικών διεργασιών που σχετίζονται με τις αλλαγές κατάστασης του νερού (εξάτμιση, συμπύκνωση, κ.α.)

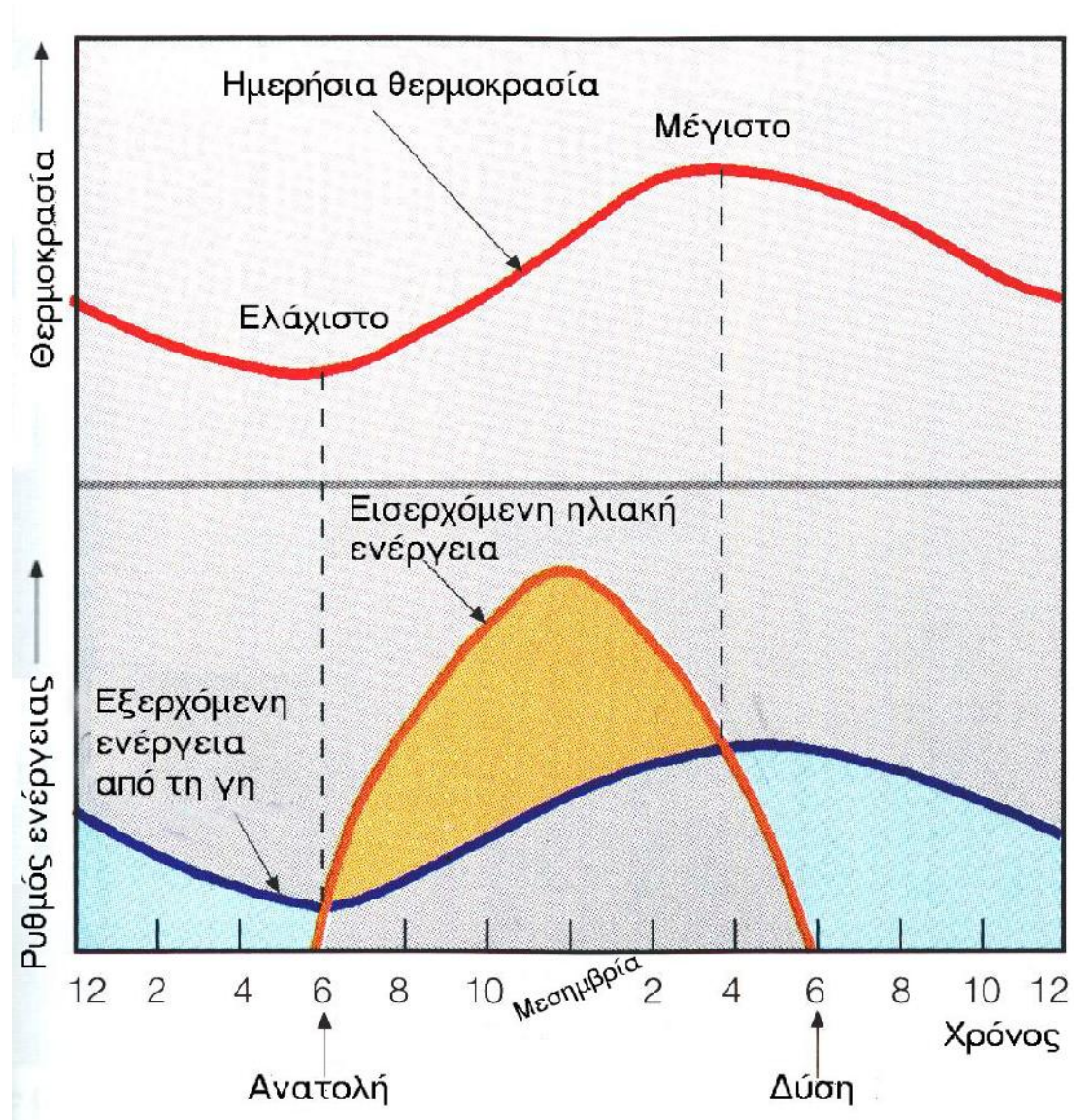
Όπως ήδη προαναφέρθηκε, η μοναδική και μεγαλύτερη πηγή θερμότητας για την Γη και την Ατμόσφαιρα της είναι ο Ήλιος, αφού η ενέργεια από το εσωτερικό της Γης και από τους απλανείς αστέρες θεωρείται αμελητέα. Έχει υπολογιστεί δε, ότι αν εξέλιπαν εντελώς τα ποσά θερμότητας που φθάνουν

από το εσωτερικό της Γης στην επιφάνεια της, η μέση θερμοκρασία θα ελαττωνόταν λιγότερο από $0,1^{\circ}\text{C}$. Επομένως μόνο η μικρού μήκους κύματος ηλιακή ακτινοβολία είναι αυτή που επιδρά άμεσα στον πλανήτη μας και ρυθμίζει άμεσα και έμμεσα (με την μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας) τη θερμοκρασία της Γήινης επιφάνειας και της ατμόσφαιράς της και ιδιαίτερα των κατώτερων στρωμάτων της όπως μελετήσαμε. Οι διεργασίες ανταλλαγής θερμότητας (μεταξύ θερμών και ψυχρών περιοχών) στα κατώτερα στρώματα της Ατμόσφαιρας λόγω της ανομοιόμορφης θέρμανσης τους από την γήινη επιφάνεια αποτελούν την κύρια αιτία δημιουργίας των καιρικών φαινομένων μέσα στην Ατμόσφαιρα.

2.7.2 Ημερήσιες μεταβολές

Επειδή η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας που δέχεται το έδαφος εξαρτάται από το ύψος του ήλιου, κατά τη διάρκεια μιας αίθριας ημέρας αυτή θα παρουσιάζει απλή κύμανση με μέγιστο κατά τη μεσουράνηση του ηλίου. Κατά τη διάρκεια μιας ημέρας χωρίς νέφωση και με ισχυρά τυρβώδεις κινήσεις η θερμοκρασία του αέρα παρουσιάζει μια απλή κυματική διακύμανση με ελάχιστο που παρατηρείται λίγα λεπτά μετά την ανατολή του Ήλιου και μέγιστο μια με δύο ώρες μετά τη μεσουράνηση του Ήλιου. Όπως φαίνεται από το Σχήμα 2-23 κατά τη διάρκεια μιας κανονικής ημέρας χωρίς σύννεφα το ανερχόμενο τμήμα της ημερήσιας μεταβολής της καμπύλης έχει μεγαλύτερη κλίση από το κατερχόμενο κομμάτι διότι κατά τη νύχτα δεν έχουμε μεγάλη απώλεια θερμικής ακτινοβολίας.

Στην ημερήσια θερμοκρασιακή μεταβολή του αέρα το ανώτερο στρώμα του εδάφους είναι αυτό που απορροφάει και εκπέμπει την ηλιακή ακτινοβολία και είναι άμεσα υπεύθυνο για τις θερμοκρασιακές μεταβολές. Κατά τη διάρκεια της νύχτας έχουμε συχνά θερμοκρασιακή αναστροφή με αύξηση της θερμοκρασίας με το ύψος, διότι έχουμε ψύξη του εδάφους με εκπομπή ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας.



Σχήμα 2-23: Ημερήσια μεταβολή της θερμοκρασίας καθώς και της προσπίπτουσας και εκπεμπόμενης ηλιακής ενέργειας. Όταν η προσπίπτουσα ηλιακή ενέργεια ξεπερνάει την εξερχόμενη ενέργεια, τότε η θερμοκρασία αυξάνεται. Όταν η εξερχόμενη ενέργεια ξεπερνάει την προσπίπτουσα ηλιακή ενέργεια τότε η θερμοκρασία του αέρα μειώνεται (Πηγή: Ahrens, 1994).

Η διαφορά της μέγιστης και ελάχιστης θερμοκρασίας μιας ημέρας καλείται ημερήσιο θερμομετρικό εύρος. Αυτό είναι μεγαλύτερο πάνω από ηπειρωτικές περιοχές και μικρότερο πάνω από θάλασσες λόγω της μεγαλύτερης θερμοχωρητικότητας του νερού. Ελαττώνεται σταδιακά από τον ισημερινό προς τους πόλους, όσο αυξάνει το γεωγραφικό πλάτος του τόπου.

Στο Βόρειο ημισφαίριο κατά τη διάρκεια του έτους η θερμοκρασία του αέρα στις εύκρατες περιοχές παρουσιάζει απλή κύμανση. Το μέγιστο παρατηρείται τις περισσότερες φορές πάνω από τις ηπειρωτικές εκτάσεις τον Ιούλιο και πάνω από τις θάλασσες τον Αύγουστο. Αντίθετα το ελάχιστο παρατηρείται τον Ιανουάριο πάνω από τη στεριά και το Φεβρουάριο ή και το Μάρτιο πάνω από τη θάλασσα.

Η διαφορά μεταξύ της μέσης θερμοκρασίας του πιο θερμού και του πιο ψυχρού μήνα του έτους λέγεται ετήσιο θερμομετρικό εύρος. Αυτό είναι μεγαλύτερο πάνω από τις ηπείρους και μικρότερο πάνω από τους ωκεανούς, ενώ παρατηρείται αυξανόμενο από τον ισημερινό προς τους πόλους.

Με βάση το ετήσιο θερμομετρικό εύρος έγινε η πρώτη ταξινόμηση των κλιμάτων σε:

- Θαλάσσια, όταν το ετήσιο εύρος είναι μικρότερο από 10°C.
- Εύκρατα, όταν κυμαίνεται μεταξύ 10°C και 20°C και
- Ηπειρωτικά, όταν είναι μεγαλύτερο από 20°C.

Για κλιματολογικούς κυρίως σκοπούς η θερμοκρασία του αέρα σ' ένα τόπο αποδίδεται με τις παρακάτω παραμέτρους.

- Μέση ημερήσια τιμή της θερμοκρασίας ($\bar{T}_{\text{day}}$) που ορίζεται από την

$$\text{σχέση } \bar{T}_d = \frac{1}{24} \sum_{i=1}^{24} T_{h(i)} \text{ όπου } T_{h(i)} \text{ είναι η ωριαία τιμή (} i=1, 2, 3, \dots, 24 \text{). Ο}$$

τύπος αυτός εφαρμόζεται, όταν ο μετεωρολογικός σταθμός έχει τη δυνατότητα καταγραφής των ωριαίων τιμών της θερμοκρασίας. Ο τύπος που εφαρμόζεται από την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία (ΕΜΥ) για τον υπολογισμό της T_d σε ολόκληρο δίκτυο των

Μετεωρολογικών σταθμών της είναι: $\bar{T}_d = \frac{1}{4}(T_{06} + T_{12} + 2T_{18})$, (όπου 06,

12 και 18 είναι οι κοινά αποδεκτές ώρες σε UTC – Universal Time Coordination). Η χρησιμοποίηση αυτού του τύπου συνίσταται σε περιπτώσεις, όπου θέλουμε να έχουμε άμεση σύγκριση των αποτελεσμάτων σε μια περιοχή με τα στοιχεία που λαμβάνονται και από το δίκτυο των μετεωρολογικών σταθμών της ΕΜΥ.

- Απόλυτα μέγιστη (T_{max}) και ελάχιστη (T_{min}) τιμή της θερμοκρασίας του αέρα που σημειώνεται στον τόπο αυτό κατά τη διάρκεια του 24ώρου.
- Μέση μηνιαία θερμοκρασία ($\bar{T}_{\text{mo}}$) που υπολογίζεται από τη σχέση

$$\bar{T}_{\text{mo}} = \frac{1}{v} \sum_{i=1}^v \bar{T}_{d(i)}, \text{ όπου } v \text{ είναι το πλήθος ημερών του θεωρούμενου}$$

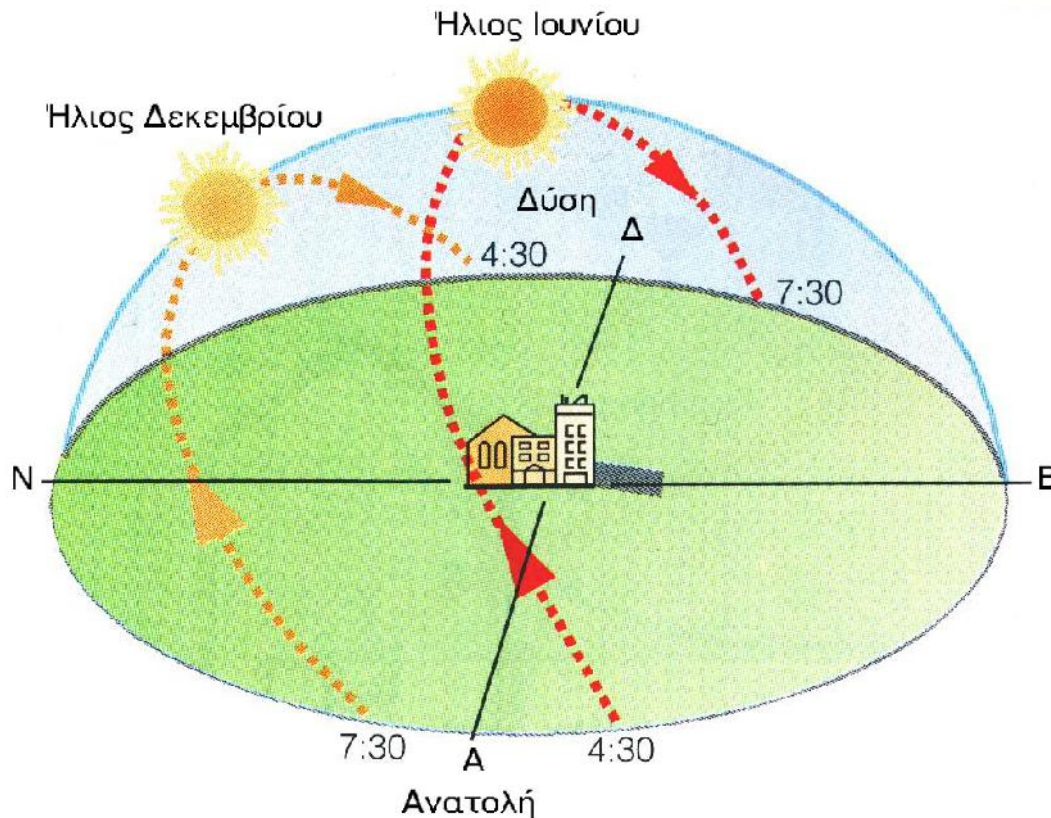
μήνα.

- Ημερήσιο Θερμομετρικό Εύρος (ΗΘΕ). Αυτό ορίζεται σαν η διαφορά ανάμεσα στην μέγιστη και στην ελάχιστη τιμή της θερμοκρασίας στο 24ώρο

$$\text{Η.Θ.Ε.} = T_{\text{max}} - T_{\text{min}}.$$

- Ετήσιο Θερμομετρικό Εύρος (ΕΘΕ). Αυτό ορίζεται σαν η διαφορά της μέσης θερμοκρασίας του αέρα του ψυχρότερου μήνα από τη μέση θερμοκρασία του θερμότερου μήνα, που σημειώνονται μέσα στο έτος.

$$\text{Ε.Θ.Ε.} = \bar{T}_{\text{mo(θερμού)}} - \bar{T}_{\text{mo(ψυχρού)}}$$



Σχήμα 2-24: Μεταβολή της θέσεως του Ήλιου σε μεσαία γεωγραφικά πλάτη στο βόρειο ημισφαίριο (Πηγή: Ahrens, 1994).

Στο Σχήμα 2-24 παρατηρούμε τον τρόπο με τον οποίο μεταβάλλεται η θέση του Ήλιου σε μεσαία γεωγραφικά πλάτη στο βόρειο ημισφαίριο κατά τη διάρκεια ενός έτους. Το χειμώνα ο Ήλιος ανατέλλει από τα νότιο ανατολικά και δύει στα νότιο δυτικά. Το καλοκαίρι ανατέλλει από τα βόρειο ανατολικά, φτάνει σε μεγαλύτερο υψόμετρο σε σχέση με το χειμώνα και δύει στα βόρειο δυτικά. Επομένως ένα σπίτι με παράθυρα προς το νότο δέχεται περισσότερο φως από ένα σπίτι με παράθυρα προς το βορρά. Ανάλογα αποτελέσματα υπάρχουν και για τη βλάστηση αγροτικών ή ορεινών περιοχών.

Περιοχές που προσανατολίζονται προς το νότο δέχονται περισσότερο φως με αποτέλεσμα να είναι πιο ζεστές και πιο ξηρές από περιοχές που προσανατολίζονται προς το βορρά. Αυτό έχει άμεση επίδραση στη χλωρίδα της περιοχής. Αμπέλια που βρίσκονται σε εδάφη με νότιο προσανατολισμό δίνουν καλύτερο κρασί. Φυτά που αντέχουν στο κρύο αναπτύσσονται σε εδάφη με προσανατολισμό στο βορρά. Η αρχιτεκτονική των σπιτιών επίσης έχει επηρεαστεί από την θέση του Ήλιου και σημαντικές ωφέλειες στην κατανάλωση ενέργειας γίνονται με τον κατάλληλο προσανατολισμό των σπιτιών και την ορθολογική χρήση των παραθύρων (βιοκλιματική αρχιτεκτονική). Ένα άλλο παράδειγμα αποτελεί η λειτουργία των χιονοδρομικών κέντρων που συνήθως έχουν βόρειο προσανατολισμό.

2.7.3 Θέρμανση της Γήινης Επιφάνειας και διάδοση της θερμότητας

Η ηλιακή ακτινοβολία αποτελεί την κύρια πηγή θερμότητας για το σύνολο της γήινης επιφάνειας. Η θέρμανση όμως των διαφόρων επιφανειών καθώς και η θερμοκρασία, την οποία αναπτύσσουν εξαρτάται από ένα αριθμό παραγόντων, όπως:

Την **ειδική θερμότητα (θερμοχωρητικότητα)** μιας επιφάνειας. Με τον όρο ειδική θερμότητα εννοούμε το απαιτούμενο ποσό θερμότητας που χρειάζεται ένα γραμμάριο ενός υλικού για να αυξήσει τη θερμοκρασία του κατά 1°C . Επειδή η ειδική θερμότητα του νερού είναι η διπλάσια από αυτή του εδάφους, θα απαιτείται περισσότερη θερμότητα για να αυξηθεί η θερμοκρασία μιας υδάτινης επιφάνειας κατά 1°C , από αυτή που χρειάζεται για αντίστοιχη αύξηση της θερμοκρασίας μιας εδαφικής επιφάνειας. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα η στεριά να θερμαίνεται (αλλά και να ψύχεται) με πιο γρήγορους ρυθμούς σε σχέση με τη θάλασσα. Συγκριτικά βέβαια με τη θάλασσα, η στεριά θα είναι πιο ζεστή κατά τη διάρκεια της ημέρας αλλά πιο ψυχρή κατά τη διάρκεια της νύχτας.

Την **απορροφητικότητα** μίας επιφάνειας. Οποιοδήποτε σώμα που δέχεται ποσό ακτινοβολίας απορροφά μέρος της ενέργειας της. Το μέγεθος της απορρόφησης εξαρτάται τόσο από τη φύση του σώματος όσο και από τη φύση της ακτινοβολίας.

Την **ανακλαστικότητα** μίας επιφάνειας. Εάν το σύνολο της ηλιακής ακτινοβολίας ανακλάται από την επιφάνεια, τότε δεν είναι δυνατόν να απορροφάται και να μετατρέπεται σε θερμική ενέργεια. Οι επιφάνειες του χιονιού και του νερού έχουν υψηλή ανακλαστικότητα και, όπως είναι φυσικό, δεν θερμαίνονται τόσο πολύ όσο περιοχές με μικρή ανακλαστικότητα (πυκνή ζούγκλα, καλλιεργημένα εδάφη, κ.α.).

Την **αγωγιμότητα** μίας επιφάνειας. Τα ρεύματα των ωκεανών μεταφέρουν μεγάλα ποσά θερμότητας (στο εσωτερικό των ωκεανών) μέσω της κίνησης του νερού. Με τον τρόπο αυτό η θάλασσα θερμαίνεται σε μεγαλύτερο βάθος απ' ότι η επιφάνεια της γης.

Την **νεφοκάλυψη** μίας επιφάνειας. Ένας τελευταίος παράγοντας, από τον οποίο εξαρτάται η θέρμανση των διαφόρων επιφανειών και σχετίζεται με την περιστασιακή καιρική κατάσταση της Ατμόσφαιρας είναι η νεφοκάλυψη, η οποία κατά τη διάρκεια της ημέρας εμποδίζει τη διείσδυση της ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της Γης (σχήμα 2-25). Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα την ελάττωση της θέρμανσης της γήινης επιφάνειας και την επικράτηση χαμηλότερων θερμοκρασιών. Έτσι ο αέρας που έρχεται σε επαφή με την επιφάνεια της Γης θα υπόκειται σε μικρότερη θέρμανση κατά τη διάρκεια της ημέρας. Κατά τη διάρκεια όμως της νύχτας η νεφοκάλυψη προκαλεί το αντίθετο φαινόμενο εμποδίζοντας μέρος της θερμικής ενέργειας να διαφύγει προς το διάστημα. Η Ατμόσφαιρα κάτω από τα νέφη υπόκειται σε μικρότερη ψύξη και έτσι επικρατούν μεγαλύτερες θερμοκρασίες.



Σχήμα 2-25: Η νέφωση ελαττώνει τη θέρμανση της γήινης επιφάνειας κατά τη διάρκεια της ημέρας και την ψύξη κατά τη διάρκεια της νύκτας.

Η θερμική ενέργεια όμως με τη σειρά της διαδίδεται από ένα σώμα στο άλλο ή και ανακατανέμεται σ' ένα σώμα με διάφορους τρόπους. Μερικοί από αυτούς είναι:

Η ακτινοβολία. Όλα τα σώματα εκπέμπουν ενέργεια με τη μορφή ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας. Από το πρώτο κεφάλαιο έχει γίνει σαφές, ότι όσο μεγαλύτερη είναι η θερμοκρασία του σώματος τόσο μικρότερο είναι το μήκος κύματος της ακτινοβολίας. Επομένως το μήκος κύματος της ηλιακής ακτινοβολίας είναι μικρότερο από αυτό της επανεκπεμπόμενης ακτινοβολίας της Γης, η οποία (Γη) είναι κατά πολύ ψυχρότερη από τον ήλιο.

Η αγωγιμότητα. Η θερμική ενέργεια μπορεί να διαδίδεται μέσα στο ίδιο το σώμα ή από ένα σώμα σε ένα άλλο με επαφή μέσω της αγωγιμότητας. Το σίδηρο για παράδειγμα είναι καλός αγωγός της θερμότητας, ενώ το ξύλο είναι κακός αγωγός της θερμότητας, όπως και ο αέρας. Ένα μόριο του αέρα που έρχεται σε επαφή με την επιφάνεια της Γης θερμαίνεται μέσω της αγωγιμότητας. Αυτός είναι ένας πολύ σημαντικός παράγοντας στη δημιουργία των καιρικών φαινομένων.

Η μεταφορά θερμότητας. Ένα κινούμενο σώμα μεταφέρει μαζί και την θερμική του ενέργεια. Η μεταφορά θερμότητας επιτυγχάνεται κατακόρυφα και οριζόντια μέσα στην Ατμόσφαιρα και αποτελεί για την μετεωρολογία το σπουδαιότερο μηχανισμό δημιουργίας του καιρού.

α. Κατακόρυφη μεταφορά θερμότητας: Μια αέρια μάζα που θερμαίνεται στην επιφάνεια της Γης αρχικά διαστέλλεται, στη συνέχεια γίνεται λιγότερο πυκνή και τελικά ανυψώνεται. Με την ανύψωση εκτονώνεται αδιαβατικά, μεταφέροντας έτσι τη θερμική της ενέργεια σε ψηλότερα στρώματα της Ατμόσφαιρας.

β. Οριζόντια μεταφορά θερμότητας. Μια μάζα αέρα κινείται σε οριζόντια κατεύθυνση για να συμπληρώσει το "κενό" του αέρα που έχει δημιουργηθεί από την κατακόρυφη ανύψωση μιας άλλης μάζας. Η αέρια αυτή μάζα, η οποία

κινείται οριζόντια μεταφέρει μαζί της τόσο την θερμική ενέργεια όσο και την υγρασία που περιέχει.

2.7.4. Διανομή της θερμοκρασίας του αέρα στη επιφάνεια της Γης

Η διανομή της θερμοκρασίας του αέρα πάνω από μια περιοχή, μικρή ή μεγάλη, ή και πάνω από ολόκληρη τη Γη, παριστάνεται με τις ισόθερμες καμπύλες, δηλαδή με τις γραμμές, οι οποίες διέρχονται από τους τόπους που έχουν την ίδια θερμοκρασία.

Οι σπουδαιότεροι από τους παράγοντες που ρυθμίζουν τη διανομή της θερμοκρασίας του αέρα είναι:

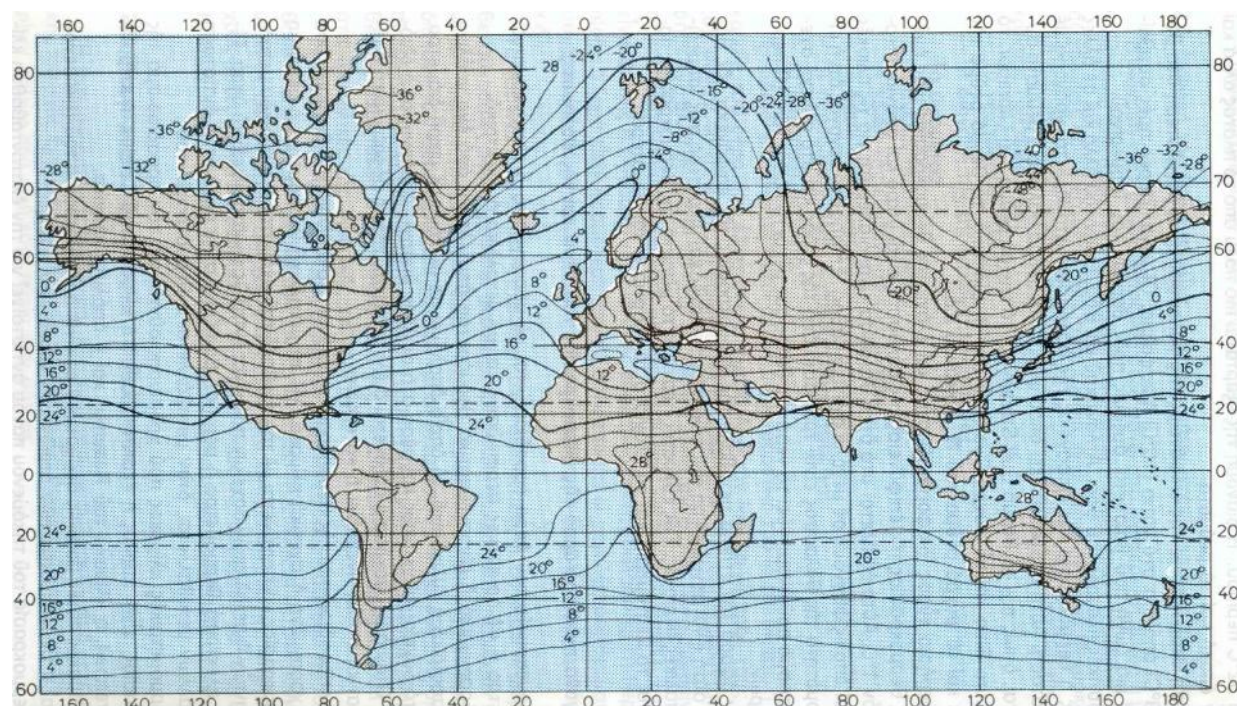
- Η εποχή και το γεωγραφικό πλάτος
- Η διανομή της ξηράς και της θάλασσας
- Η βλάστηση καθώς και γενικότερα η φύση του εδάφους
- Το υψόμετρο
- Η κλίση της επιφάνειας του εδάφους
- Η παρουσία χιονιού ή πάγου στο έδαφος
- Η νέφωση
- Οι άνεμοι που επικρατούν και
- Τα θαλάσσια ρεύματα.

Επειδή ο καθένας από τους παράγοντες αυτούς δρα με διαφορετικό τρόπο, η θερμοκρασία του αέρα δεν ελαττώνεται ομαλά από τον ισημερινό προς τους πόλους (σχήματα 2-26 και 2-27). Οι υψηλότερες θερμοκρασίες δεν παρατηρούνται στον ισημερινό αλλά σε πλάτη 10° – 20° βόρεια και νότια από αυτόν. Αυτό οφείλεται στο γεγονός, ότι στον ισημερινό παρατηρούνται μεγάλες νεφώσεις και ισχυρές βροχές.

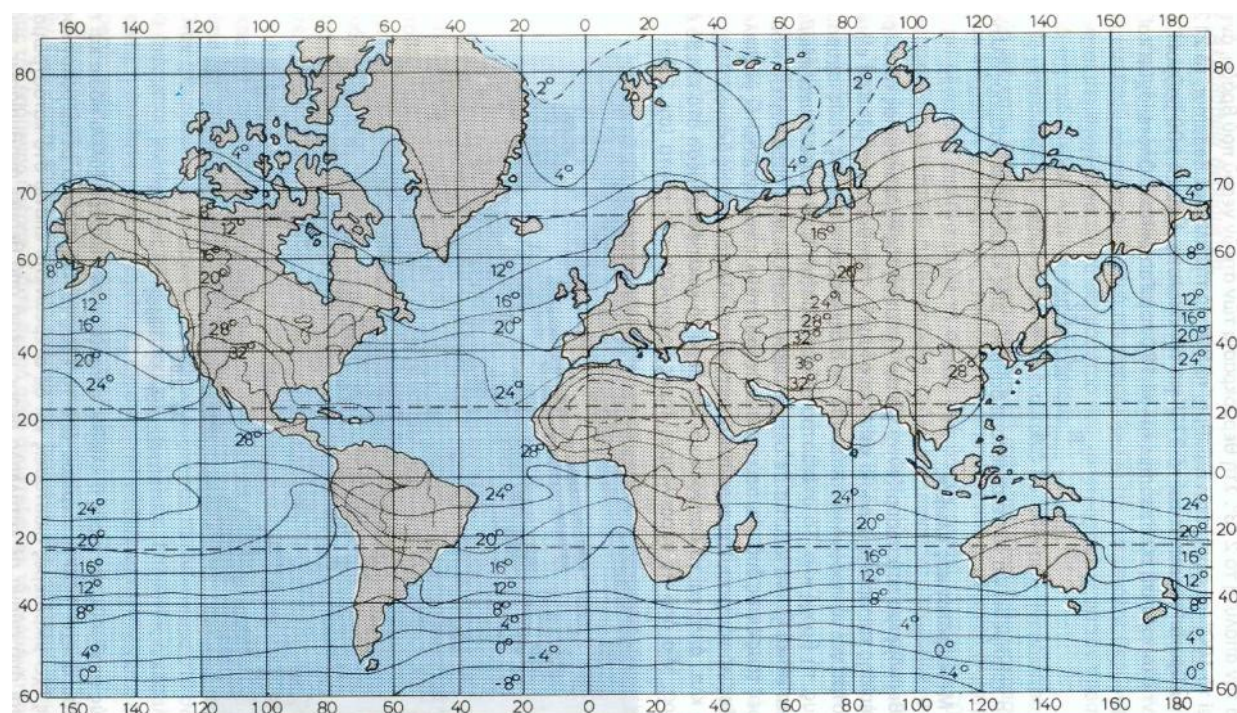
Σημαντική όμως είναι και η επίδραση της διανομής της ξηράς και της θάλασσας. Τη θερινή περίοδο η ξηρά είναι θερμότερη από τη θάλασσα. Οι μεγαλύτερες θερμοκρασίες συμβαίνουν στο εσωτερικό των ηπείρων (Σαχάρα, Ινδίες, Ν. Αφρική κ.α.).

Το χειμώνα η ξηρά είναι ψυχρότερη από τη θάλασσα, γι' αυτό και οι μικρότερες θερμοκρασίες παρατηρούνται στο εσωτερικό των ηπειρωτικών περιοχών των μεγάλων γεωγραφικών πλατών (ΒΑ Σιβηρία, Β. Καναδάς, Γροιλανδία). Μεγάλη επίδραση στη διανομή των θερμοκρασιών ασκούν και οι άνεμοι που επικρατούν στις διάφορες περιοχές. Έτσι οι Δυτικοί άνεμοι στην Βόρεια εύκρατη ζώνη μεταφέρουν θερμές θαλάσσιες μάζες αέρα στις δυτικές περιοχές της Ευρώπης και Αμερικής και ψυχρές στις ανατολικές περιοχές της Αμερικής και Ασίας.

Τέλος στη διανομή των θερμοκρασιών μεγάλη επίδραση ασκούν και τα μόνιμα θαλάσσια ρεύματα. Αυτά που κινούνται προς τους πόλους μεταφέρουν θερμά νερά σε ψυχρότερες περιοχές, ενώ εκείνα που κινούνται προς τον ισημερινό μεταφέρουν ψυχρές μάζες νερού σε θερμότερες περιοχές.



Σχήμα 2-26: Διανομή της θερμοκρασίας του αέρα τον Ιανουάριο.



Σχήμα 2-27: Διανομή της θερμοκρασίας του αέρα τον Ιούλιο.

2.8 Υγρασία στην Ατμόσφαιρα

Ο όρος υγρασία του αέρα αναφέρεται πάντοτε στην ποσότητα των υδρατμών που περιέχονται στην Ατμόσφαιρα σε μια δεδομένη χρονική στιγμή. Η υγρασία του αέρα είναι μια πολύ σημαντική παράμετρος καθώς αυτή καθορίζει το σχηματισμό των νεφών και τη δημιουργία της βροχής.

Η Ατμόσφαιρα, ιδιαίτερα στην τροπόσφαιρα, περιέχει υδρατμούς μεταβλητής ποσότητας, οι οποίοι προέρχονται κατά κύριο λόγο από την εξάτμιση του νερού. Το ποσό των υδρατμών που μπορεί να συγκρατήσει ο αέρας είναι συγκεκριμένο και εξαρτάται άμεσα από την τιμή της θερμοκρασίας του αέρα.

Όταν ο αέρας περιέχει το σύνολο των υδρατμών που μπορεί να συγκρατήσει σε μια συγκεκριμένη θερμοκρασία, τότε λέμε ότι είναι “κορεσμένος”. Αντίθετα όταν περιέχει ένα μέρος μόνο της ποσότητας των υδρατμών που μπορεί να συγκρατήσει, τότε λέμε, ότι είναι “ακόρεστος”. Πολλές φορές χρησιμοποιείται και ο όρος “υγρός” αέρας, ο οποίος υποδηλώνει την ύπαρξη αυξημένου ποσοστού υδρατμών στην Ατμόσφαιρα. Αντίθετα ο όρος “ξηρός” αέρας χρησιμοποιείται, όταν υπάρχει απουσία υδρατμών.

Το νερό στην Ατμόσφαιρα δεν βρίσκεται μόνο σε αέρια μορφή (φάση) όπως στην περίπτωση των υδρατμών, αλλά και σε άλλες μορφές, όπως στην υγρή (νέφος, βροχή) και στην στέρεη (χιόνι, χαλάζι).

Είναι γνωστό, ότι στην Ατμόσφαιρα λαμβάνει χώρα ο κύκλος του νερού. Το νερό εισέρχεται στον ατμοσφαιρικό αέρα μέσω της διεργασίας της εξάτμισης από όλες τις υδάτινες επιφάνειες της Γης και ιδιαίτερα από τους ωκεανούς. Έτσι τεράστιες ποσότητες νερού εξατμίζονται από την επιφάνεια της Γης, οι οποίες μεταφέρονται ψηλότερα στην Ατμόσφαιρα και συμπυκνώνονται σχηματίζοντας εκτεταμένα στρώματα νεφών, τα οποία με τη σειρά τους μεταφέρονται από τους ανέμους σε άλλες περιοχές, όπου με τη μορφή κατακρημνισμάτων το νερό επιστρέφει στο έδαφος.

Λαμβανομένου υπ’ όψη ότι τα $\frac{2}{3}$ του πλανήτη μας καλύπτονται από νερό, καθημερινά εκατομμύρια τόνοι νερού εξατμίζονται και ανεβαίνουν στα ύψη της τροπόσφαιρας με τη μορφή υδρατμών. Το 84% αυτών των υδρατμών προέρχεται από τους ωκεανούς και τις θάλασσες ενώ το 16% προέρχεται από τις λίμνες, τους ποταμούς, τα υγρά εδάφη, τη βλάστηση και από την εκπνοή των ανθρώπων και των ζώων.

Κάθε χρόνο ο πλανήτης μας δέχεται από τις βροχές, τα χιόνια και το χαλάζι 400 Km³ νερό. Ίση ποσότητα όμως επιστρέφει στο αέρα με την εξάτμιση. Από το νερό αυτό τα 100 Km³ πέφτουν στην στεριά και τα υπόλοιπα 300 Km³ στους ωκεανούς και στις θάλασσες. Αξίζει επίσης να αναφέρουμε, ότι για να εξατμισθούν τα 400 Km³ νερού στην Ατμόσφαιρα σε διάστημα ενός έτους, απαιτούνται 3×10^{29} θερμίδες. Η ενέργεια αυτή αντιστοιχεί στο 23% της ολικής ενέργειας που παίρνει η γη σ’ ένα χρόνο από τον ήλιο.

Το νερό στην Ατμόσφαιρα συναντάται και στις τρεις καταστάσεις του (φάσεις): την αέρια (υδρατμοί), την υγρή (νερό) και τη στερεή (πάγος). Το νερό δεν είναι ορατό στην αέρια μορφή του (υδρατμοί). Όταν όμως οι υδρατμοί συμπυκνώνονται και δημιουργούν σταγονίδια νερού, το αναγνωρίζουμε ως νέφος, ομίχλη, άχλη (αραιή ομίχλη), βροχή ή δρόσο. Το νερό στην στερεή μορφή του (παγοκρύσταλλοι) είναι επίσης ορατό σαν νέφος (στα ανώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας), χιόνι, χαλάζι, πάγο ή πάχνη.

Κάτω από συγκεκριμένες συνθήκες το νερό μπορεί να μετατρέπεται από τη μία κατάσταση σε άλλη. Κατά τη μετατροπή απορροφά θερμική ενέργεια, όταν μεταβαίνει σε ανώτερη ενεργειακή κατάσταση (από πάγο σε νερό ή υδρατμό και από νερό σε υδρατμό) και αποδίδει θερμική ενέργεια, όταν μεταβαίνει σε κατώτερη ενεργειακή κατάσταση (από υδρατμό σε νερό ή πάγο και από νερό σε πάγο). Αυτή η θερμική ενέργεια είναι γνωστή σαν λανθάνουσα θερμότητα (latent heat) και παίζει πολύ σημαντικό ρόλο αφ' ενός μεν στην αλλαγή ενεργειακής κατάστασης του νερού, αφ' ετέρου δε στη μεταφορά θερμικής ενέργειας από την επιφάνεια της Γης στην Ατμόσφαιρα, όπου και απελευθερώνεται.

Η λανθάνουσα θερμότητα λαμβάνει χώρα σε κάθε αλλαγή της κατάστασης του νερού. Τα ποσά της λανθάνουσας θερμότητας της εξάχνωσης – εναπόθεσης είναι πολύ μεγαλύτερα των υπολοίπων διεργασιών και λαμβάνουν χώρα σε πολύ μικρότερο ποσοστό μέσα στην Ατμόσφαιρα. Η λανθάνουσα θερμότητα, της επικρατέστερης διεργασίας στην Ατμόσφαιρα είναι αυτή της εξάτμισης – συμπύκνωσης και είναι πολύ μεγαλύτερη από τη λανθάνουσα θερμότητα της πήξεως – τήξεως.

Η αναγκαία θερμότητα για την αλλαγή της κατάστασης του νερού προέρχεται κάθε φορά από την κοντινότερη θερμική πηγή. Αντίστοιχα η συμπύκνωση (με ταυτόχρονη απελευθέρωση της λανθάνουσας θερμότητας στην Ατμόσφαιρα) γίνεται πάνω στην πλησιέστερη διαθέσιμη επιφάνεια. Οι διαθέσιμες αυτές επιφάνειες μέσα στην Ατμόσφαιρα ονομάζονται πυρήνες συμπύκνωσης. Πυρήνες συμπύκνωσης αποτελούν ένα πλήθος σωματιδίων, τα οποία αιωρούνται στην Ατμόσφαιρα και χωρίζονται σε:

- στερεά σωματίδια, όπως μόρια αιθάλης, καπνού και άμμου.
- υγροσκοπικά σωματίδια, δηλαδή χημικά συγγενή με το νερό, όπως μόρια αλατιού (υπάρχουν στην Ατμόσφαιρα από την εξάτμιση του νερού των θαλασσών), μόρια οξειδίων του θείου και φωσφόρου από αναθυμιάσεις εργοστασίων κ.α.

Για να υπάρξει συμπύκνωση θα πρέπει η Ατμόσφαιρα να είναι κορεσμένη, δηλαδή η σχετική υγρασία να είναι κοντά στο 100%. Παρ' όλα αυτά συμβαίνει μερικές φορές να μην έχουμε συμπύκνωση ακόμα και σε υγρασία μεγαλύτερη από 100%. Αυτό οφείλεται στην έλλειψη επαρκούς αριθμού πυρήνων συμπύκνωσης. Χωρίς τους πυρήνες αυτούς απαιτείται σχετική υγρασία 420% για να γίνει συμπύκνωση, κάτι που έχει μόνο θεωρητική αξία. Αντίθετα η ύπαρξη επαρκών πυρήνων κατεβάζει την απαιτούμενη για την συμπύκνωση

σχετική υγρασία κάτω από το 100%. Τα υγροσκοπικά σωματίδια ευνοούν προφανώς τη συμπύκνωση. Έτσι με την παρουσία π.χ. πυρήνων αλατιού αρχίζει η συμπύκνωση σε σχετική υγρασία 97%, ενώ με την παρουσία οξειδίων του θείου ή φωσφόρου η συμπύκνωση αρχίζει σε σχετική υγρασία 80%, όπως στην περίπτωση πυκνών ομιχλών σε βιομηχανικές περιοχές. Ο αριθμός των πυρήνων συμπύκνωσης μειώνεται όσο ανερχόμαστε μέσα στην Ατμόσφαιρα.

Καθώς οι υδρατμοί συμπυκνώνονται πάνω στους πυρήνες συμπύκνωσης, σχηματίζονται υδροσταγόνες ή παγοκρύσταλλοι που με τον χρόνο αρχίζει και μεγαλώνει το μέγεθος τους. Το αν είναι υδροσταγόνες ή παγοκρύσταλλοι δεν εξαρτάται αποκλειστικά από τη θερμοκρασία, αλλά και από την πίεση. Σε μεγάλα ύψη μέσα στην Ατμόσφαιρα, όπου η θερμοκρασία είναι πολύ κάτω από τους 0°C αλλά και η πίεση είναι χαμηλότερη, το νερό παραμένει σε υγρή κατάσταση. Αυτή είναι μια κατ' εξοχήν ασταθής κατάσταση και λέγεται υπέρτηξη. Μόλις αυτή η ασταθής κατάσταση του νερού διαταραχθεί από τη διέλευση ενός αεροσκάφους, επέρχεται άμεση παγοποίηση των υδροσταγονιδίων πάνω στην άτρακτο και στις πτέρυγες του με αποτέλεσμα να κινδυνεύει να διαταραχθεί η ομαλή πτήση του.

Νερό σε υπέρτηξη υπάρχει συνήθως σε θερμοκρασίες έως -15°C και σπανιότερα στους -40°C. Η επικρατέστερη όμως και η πλέον επικίνδυνη περιοχή είναι μεταξύ 0°C και -15°C.

Έχουμε δει, ότι η Ατμόσφαιρα περιέχει σημαντικές ποσότητες υδρατμών που όμως είναι σε πολύ μικρότερη συγκέντρωση από τη συγκέντρωση του αέρα. Η υγρασία του αέρα είναι πολύ σημαντική παράμετρος μια και αυτή καθορίζει το σχηματισμό των νεφών και τη δημιουργία της βροχής. Η Ατμόσφαιρα σε μια συγκεκριμένη θερμοκρασία έχει μια καθορισμένη ποσότητα υδρατμών και όταν περιέχει το σύνολο αυτής της ποσότητας λέμε, ότι ο αέρας είναι κορεσμένος σε υδρατμούς. Σε αντίθετη περίπτωση λέμε, ότι ο αέρας είναι ακόρεστος σε υδρατμούς.

Ο όρος υγρασία χρησιμοποιείται συνήθως για να περιγράψει την ποσότητα των υδρατμών στον αέρα. Στις παρακάτω παραγράφους θα μελετήσουμε την έννοια της υγρασίας και διάφορες μεθόδους για να εκφράσουμε αυτή την παράμετρο.

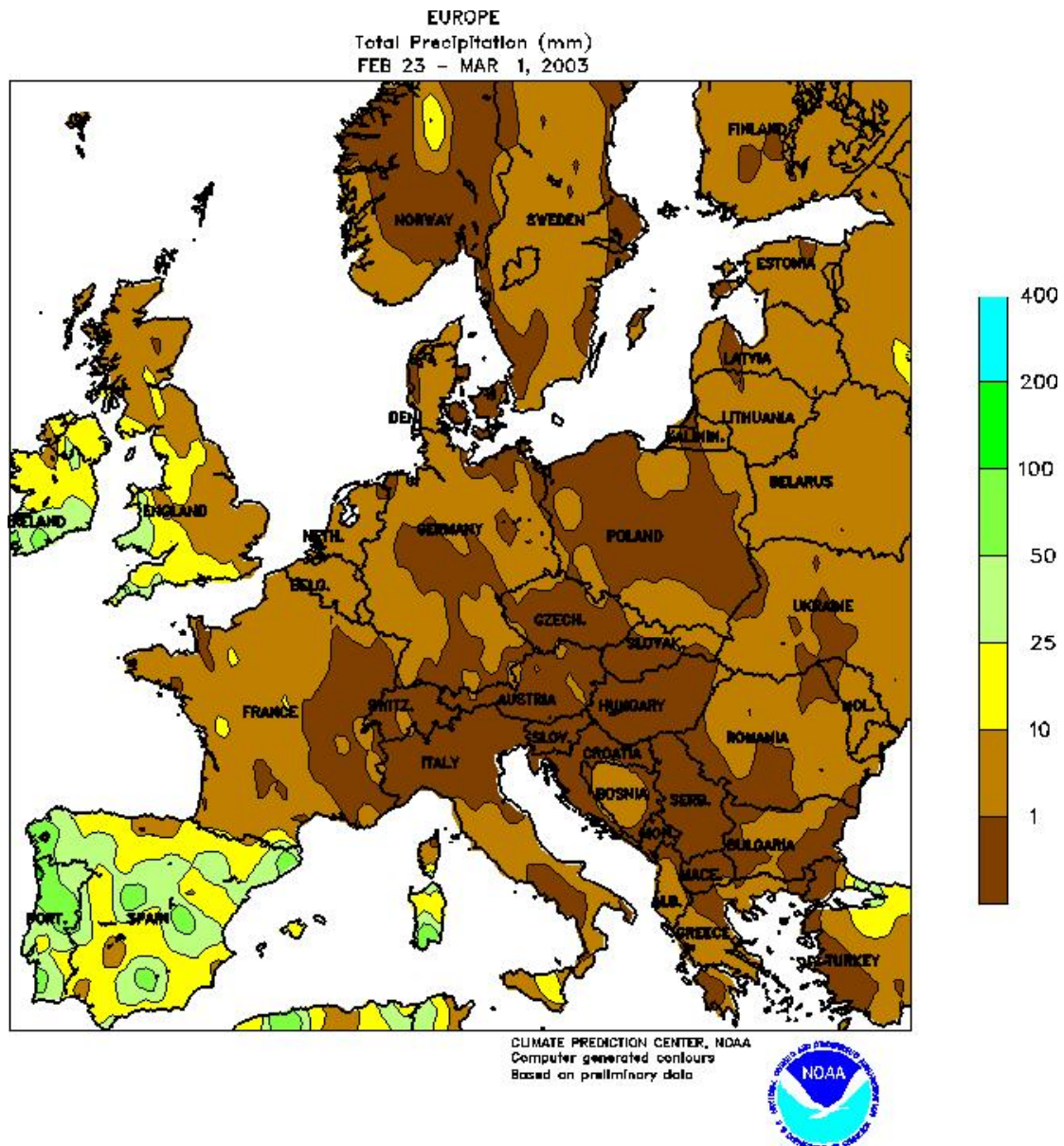
Το νερό στον αέρα δε βρίσκεται μόνο σε αέρια μορφή (φάση) όπως στην περίπτωση των υδρατμών αλλά και σε άλλες φάσεις, όπως στην υγρή (βροχή, σύννεφα από σταγονίδια βροχής) και στη στέρεη (χιόνι, χαλάζι).

Όπως αναφέραμε στην Ατμόσφαιρα λαμβάνει χώρα ο κύκλος του νερού. Το νερό έρχεται στον αέρα μετά από εξάτμιση από τη θάλασσα λόγω της ηλιακής ακτινοβολίας. Τεράστιες ποσότητες νερού εξατμίζονται από τη θάλασσα και με τον άνεμο μεταφέρονται σε άλλες περιοχές, όπου συμπυκνώνονται σε σύννεφα και ξαναέρχονται στο έδαφος με τη μορφή υδατικών κατακρημνισμάτων. Ο συνολικός κύκλος ονομάζεται υδρολογικός κύκλος. Ο υδρολογικός κύκλος παρουσιάζει αρκετές ιδιαιτερότητες μιας και οι διεργασίες που συμβαίνουν μέσα σε αυτόν δεν είναι ιδανικές. Ως παράδειγμα αναφέρεται

η εξάτμιση μέρους του νερού της βροχής πριν φτάσει στο έδαφος. Επίσης ο τρόπος που το έδαφος αντιδρά με το νερό εξαρτάται από πολλούς παράγοντες, όπως το πορώδες του εδάφους, η βλάστηση και η θερμοκρασία του εδάφους και του αέρα.

Γενικά όμως το ποσοστό του νερού στον αέρα που προέρχεται από εξάτμιση από το έδαφος είναι μόνο περίπου 15% από το ολικό νερό που βρίσκεται στον αέρα. Το υπόλοιπο 85% του νερού στον αέρα προέρχεται από εξάτμιση από τους ωκεανούς. Είναι χαρακτηριστικό, όπως αναφέρεται στο βιβλίο του Ahrens (1994), ότι εάν υπάρξει ταυτόχρονη εναπόθεση όλου του νερού της Ατμόσφαιρας στο έδαφος, θα έχουμε επικάλυψη όλου του πλανήτη από νερό ύψους 2.5 cm.

Στο χάρτη του Σχήματος 2-28 δίνεται η χωρική κατανομή της βροχόπτωσης στην Ευρώπη για την περίοδο 23 Φεβρουαρίου -3 Μαρτίου 2003. Παρατηρούμε, ότι υψηλότερες τιμές υπάρχουν στη Βόρεια, Κεντρική και Δυτική Ευρώπη και μικρότερες τιμές στη Νότια Ευρώπη.



Σχήμα 2-28: Χάρτης χωρικής κατανομής των υδατικών κατακρημνισμάτων (Πηγή: NASA, 2003). Στο πλάι φαίνεται η απόχρωση σε σχέση με το ύψος της βροχής (mm).

2.8.1 Έκφραση της υγρασίας στην Ατμόσφαιρα

Η έννοια της υγρασίας αναφέρεται στον τρόπο ποσοτικοποίησης του νερού στον αέρα. Υπάρχουν αρκετοί τρόποι με τους οποίους μπορεί να περιγραφεί η ποσότητα του νερού στον αέρα. Ορισμένοι από αυτούς είναι:

(α) Απόλυτη Υγρασία (β)

Ως απόλυτη υγρασία β ορίζουμε το λόγο της μάζας των υδρατμών προς τον όγκο του αέρα που βρίσκεται αυτή η μάζα. Η απόλυτη υγρασία υποδηλώνει την πυκνότητα του νερού σε ένα όγκο αέρα και συνήθως εκφράζεται ως γραμμάρια των υδρατμών σε ένα κυβικό μέτρο αέρα. Για παράδειγμα εάν οι υδρατμοί σε ένα κυβικό μέτρο αέρα ζυγίζουν 25 gr, τότε η απόλυτη υγρασία β του αέρα είναι 25 g/m^3 .

Γνωρίζουμε ακόμη, ότι ένας όγκος αέρα όταν αλλάζει υψόμετρο μεταβάλλονται οι διαστάσεις του λόγω της αλλαγής της εξωτερικής πίεσης. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα η απόλυτη υγρασία να μεταβάλλεται έστω και εάν η ποσότητα των υδρατμών μέσα στον όγκο παραμένει σταθερή. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να μη χρησιμοποιείται συχνά ο ορισμός της απόλυτης υγρασίας στις ατμοσφαιρικές επιστήμες.

(β) Ειδική Υγρασία (q)

Ειδική υγρασία q ονομάζεται ο λόγος των υδρατμών του μίγματος προς την ολική μάζα του αέρα και εκφράζεται σε γραμμάρια υδρατμών ανά γραμμάριο υγρού αέρα.

(γ) Αναλογία Μίγματος (r)

Αναλογία μίγματος ονομάζεται ο λόγος των υδρατμών του μίγματος προς τη μάζα του ξηρού αέρα

(δ) Σχετική Υγρασία (RH)

Σχετική υγρασία του ατμοσφαιρικού αέρα ονομάζεται ο λόγος της μάζας των υδρατμών που περιέχονται σε ένα καθορισμένο όγκο αέρα προς τη μάζα των υδρατμών που θα βρισκόταν στον όγκο αυτό εάν ήταν κορεσμένος από υδρατμούς κάτω από τις ίδιες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας. Η σχετική υγρασία ταυτίζεται με το λόγο της τάσης υδρατμών προς την τάση ισορροπίας στην ίδια θερμοκρασία. Επομένως μπορούμε να εκφράσουμε τη σχετική υγρασία ως:

$$RH = 100 \frac{p_{H_2O}}{p^{\circ}_{H_2O}} \quad (2-34)$$

όπου ο πολλαπλασιασμός με 100 γίνεται, γιατί συνήθως η RH εκφράζεται σε μέρη ανά εκατό.

Η σχετική υγρασία είναι μια σημαντική παράμετρος που έχει άμεση σχέση με την καθημερινή μας ζωή. Κρύος αρκτικός αέρας περιέχει πολύ μικρή ποσότητα υδρατμών. Κορεσμένος αέρας σε θερμοκρασία -25°C περικλείει μόνο 0.5 γραμμάρια υδρατμών σε κάθε κιλό αέρα. Όταν αυτός ο αέρας εισαχθεί σε ένα εσωτερικό χώρο σε θερμοκρασία 20°C , τότε η χωρητικότητα του σε υδρατμούς αυξάνεται κατά 29 φορές και φτάνει την τιμή των 14.7g/Kg. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να έχουμε:

$$RH = 100 \times \frac{0.5 \text{ g / Kg}}{14.7 \text{ g / Kg}} = 3\%$$

Αυτές οι πολύ μικρές τιμές της σχετικής υγρασίας έχουν άμεσα αποτελέσματα στην ποιότητα ζωής σε εσωτερικούς χώρους. Φυτά που υπάρχουν μέσα στο σπίτι, ξηραίνονται λόγω της γρήγορης εξάτμισης της υγρασίας από το χώμα. Επίσης το δέρμα των ανθρώπων ξηραίνεται, υπάρχει επίδραση στις υγρές μεμβράνες της μύτης και του λάρυγγα και λόγω αυτών των επιδράσεων βακτήρια μπορούν πιο εύκολα να περάσουν μέσα στο ανθρώπινο σώμα.

Από την άλλη πλευρά υψηλές τιμές της σχετικής υγρασίας σε ζεστές ημέρες του καλοκαιριού προκαλούν δυσφορία και αναπνευστικά προβλήματα ιδίως στις ευπαθείς ομάδες του πληθυσμού, οι οποίες είναι οι ηλικιωμένοι και τα

παιδιά. Όταν η θερμοκρασία είναι υψηλή, ο κυριότερος τρόπος μείωσης της θερμοκρασίας του σώματος είναι μέσω της εφίδρωσης. Όταν η υγρασία του αέρα είναι χαμηλή, τότε η εξάτμιση του ιδρώτα από το δέρμα γίνεται γρήγορα και έχουμε την αίσθηση, ότι η θερμοκρασία του αέρα είναι χαμηλότερη από την πραγματική της τιμή. Στην περίπτωση που η σχετική υγρασία του αέρα είναι υψηλή, τότε η εφίδρωση είναι δύσκολη και το σώμα δεν μπορεί να μειώσει εύκολα τη θερμοκρασία του.

Όπως έχουμε αναφέρει, η κύρια πηγή υδρατμών στην Ατμόσφαιρα είναι η επιφάνεια του πλανήτη και κυρίως η θάλασσα. Επομένως η ποσότητα των υδρατμών είναι μεγαλύτερη πάνω από τον ισημερινό και μικρότερη σε μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη (Φλόκα, 1990). Αυτό είναι άμεσο αποτέλεσμα της θερμοκρασίας του αέρα που με τη σειρά της καθορίζει την υδροχωρητικότητα του αέρα.

2.8.2 Σημείο Δρόσου

Το σημείο δρόσου δηλώνει τη θερμοκρασία, στην οποία ο αέρας πρέπει να ψυχθεί χωρίς αλλαγή της πίεσης και υγρασίας, ώστε να υπάρξει κορεσμός. Το σημείο δρόσου είναι μια σημαντική παράμετρος που χρησιμοποιείται για την πρόβλεψη δρόσου, πάγου ή ομίχλης. Το σημείο δρόσου ορίζεται σε σχέση με μια επίπεδη επιφάνεια νερού.

Στο έδαφος δεν υπάρχει σημαντική μεταβολή στην πίεση του αέρα με αποτέλεσμα το σημείο δρόσου να δηλώνει την ποσότητα υγρασίας που υπάρχει στον αέρα. Υψηλές τιμές του σημείου δρόσου δηλώνουν υψηλό ποσοστό υγρασίας ενώ χαμηλές τιμές του σημείου δρόσου δηλώνουν χαμηλό ποσοστό υγρασίας.

Η διαφορά μεταξύ της θερμοκρασίας του αέρα και του σημείου δρόσου δηλώνει, εάν η σχετική υγρασία είναι υψηλή ή χαμηλή. Όταν η θερμοκρασία του αέρα και το σημείο δρόσου είναι ίσα, η σχετική υγρασία είναι 100%. Ως παράδειγμα έχουμε την περίπτωση της χιονοθύελλας, όπου η θερμοκρασία και το σημείο δρόσου είναι ίδια και άρα η σχετική υγρασία είναι 100%. Στην περίπτωση του αέρα στην έρημο, όπου υπάρχει μεγάλη διαφορά μεταξύ θερμοκρασίας αέρα και σημείου δρόσου, έχουμε πολύ μικρότερη σχετική υγρασία. Αυτό που είναι όμως ενδιαφέρον να δούμε είναι, ότι ο αέρας της ερήμου με αρκετά μεγάλο σημείο δρόσου περιέχει πολύ περισσότερη υγρασία από ότι ο αέρας σε μια χιονοθύελλα.

Υπάρχουν διάφορες καταστάσεις εκτός του φαινομένου της δρόσου που παρουσιάζουν ενδιαφέρον και σχετίζονται άμεσα με τη συμπύκνωση των υδρατμών. Ως παράδειγμα είναι το φαινόμενο της ομίχλης. Λόγω της συμπύκνωσης των υδρατμών η σχετική υγρασία αυξάνεται και η ορατότητα μειώνεται. Με την περαιτέρω αύξηση της σχετικής υγρασίας το μέγεθος των σταγόνων της ομίχλης αυξάνεται μέχρι που γίνονται ορατές. Όταν η ορατότητα μειώνεται σε λιγότερο από ένα χιλιόμετρο, τότε έχουμε την παρουσία νέφους κοντά στο έδαφος που ονομάζεται ομίχλη.

Ο αέρας πάνω από τις πόλεις είναι συνήθως πιο μολυσμένος περιέχοντας μεγαλύτερες ποσότητες σωματιδίων, με αποτέλεσμα η ομίχλη πάνω από τις πόλεις να είναι πιο πυκνή από ότι πάνω από τη θάλασσα. Ως παράδειγμα αναφέρουμε την πυκνή ομίχλη που δημιουργούνταν συχνά στο Λονδίνο της Αγγλίας στη δεκαετία του πενήντα. Η ομίχλη ήταν τόσο πυκνή ώστε ο ήλιος να μην μπορεί να διαπεράσει το νέφος και η χρησιμοποίηση λαμπτήρων στους δρόμους κατά τη διάρκεια της ημέρας ήταν απαραίτητη. Η ομίχλη επίσης μπορεί να γίνει όξινη, όταν υπάρχουν αλληλεπιδράσεις με αέριους ρύπους όπως με τα οξείδια του θείου και του αζώτου. Η όξινη ομίχλη έχει επιπτώσεις στη δημόσια υγεία και ιδίως σε άτομα με αναπνευστικά προβλήματα.

Η ομίχλη δημιουργείται από εξάτμιση, όταν ψυχρός αέρας έρχεται σε επαφή με θερμές ποσότητες νερών. Τότε η μέγιστη τάση υδρατμών είναι μικρότερη στον αέρα από ότι στο έδαφος με αποτέλεσμα να έχουμε την εξάτμιση νερού και τη δημιουργία ομίχλης.

Η ομίχλη αποτελείται από πολύ λεπτά υδροσταγονίδια, τα οποία προέρχονται από την συμπύκνωση των υδρατμών στα στρώματα του αέρα που βρίσκονται κοντά στην επιφάνεια της Γης. Με άλλα λόγια η ομίχλη είναι ένα νέφος, το οποίο σχηματίζεται μέσα σε ευσταθή στρώματα αέρα και η βάση του ξεκινά συνήθως από την επιφάνεια του εδάφους ή της θάλασσας.

Απαραίτητες συνθήκες για τον σχηματισμό της ομίχλης είναι :

- μικρή διαφορά θερμοκρασίας – σημείου δρόσου (μεγάλη σχετική υγρασία)
- άφθονοι πυρήνες συμπύκνωσης
- ασθενείς επιφανειακοί άνεμοι
- Κρύα επιφάνεια εδάφους με ζεστό και υγρό αέρα από πάνω ή θερμή θάλασσα και κρύος αέρα από επάνω.

Συνήθως η ομίχλη σχηματίζεται σε παράκτιες περιοχές όπου η υγρασία είναι αυξημένη, αλλά και σε βιομηχανικές περιοχές, όπου υπάρχουν πολλά σωματίδια, τα οποία λειτουργούν ως πυρήνες συμπύκνωσης. Η ομίχλη είναι δυνατό να περιορίζει την ορατότητα της Ατμόσφαιρας σε απόσταση μικρότερη από 1.000 μέτρα.

Ο σχηματισμός της ομίχλης οφείλεται σε δύο κυρίως αίτια:

(α) Στην εξάτμιση του νερού σε ψυχρό αέρα.

Ονομάζεται **ομίχλη εξάτμισης** και εμφανίζεται κοντά στην επιφάνεια της θάλασσας (ή λιμνώδους περιοχής), όταν η θερμοκρασία του αέρα είναι πολύ χαμηλή και υπάρχει μεγάλη διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ θάλασσας και αέρα. Ο σχηματισμός της οφείλεται στη γρήγορη εξάτμιση του θαλάσσιου (ή λιμνάζοντος) νερού, του οποίου η επιφάνεια παρουσιάζει την όψη τεράστιου λέβητα που αναδίδει μεγάλες ποσότητες υδρατμών, οι οποίες συμπυκνώνονται πολύ γρήγορα μέσα στην ψυχρό αέρα.

Το πάχος της ομίχλης αυτής είναι μικρό, σπάνια φθάνει τα 30 μέτρα και η ορατότητα μεταβάλλεται πολύ εύκολα.

(β) Στην ψύξη του υγρού αέρα.

Η ομίχλη που δημιουργείται από την ψύξη του υγρού αέρα, ανάλογα με τα αίτια που τη δημιουργούν διακρίνεται σε (Φλόκας, 1990; Ahrens, 1994):

i Ομίχλη ακτινοβολίας (Radiation Fog)

Η ομίχλη ακτινοβολίας σχηματίζεται κατά τη διάρκεια της νύχτας σε συνθήκες ανέφελου ουρανού και με ελαφρό άνεμο, όταν ένα λεπτό στρώμα υγρού αέρα βρίσκεται κοντά στο έδαφος κάτω από ένα στρώμα ξηρού αέρα. Το λεπτό στρώμα του υγρού αέρα δεν απορροφά μεγάλο μέρος της εξερχόμενης υπέρυθρης ακτινοβολίας από το έδαφος με αποτέλεσμα να ψύχεται γρήγορα ψύχοντας παράλληλα και τον ξηρό αέρα που βρίσκεται πάνω από αυτό. Όταν η θερμοκρασία γίνει ίση με τη θερμοκρασία του σημείου δρόσου αρχίζει η συμπύκνωση των υδρατμών και ο σχηματισμός υδροσταγονιδίων, με τελικό αποτέλεσμα τη δημιουργία ομίχλης.

Όταν οι μετεωρολογικές συνθήκες είναι νήνεμες, το βράδυ το στρώμα της ομίχλης είναι λεπτό, αλλιώς με ελαφρύ άνεμο το πάχος μπορεί να φτάσει τα 300m. Σε περίπτωση επικράτησης ισχυρών ανέμων δεν έχουμε σχηματισμό ομίχλης.

Η ομίχλη ακτινοβολίας σχηματίζεται κυρίως πάνω από ηπειρωτικές περιοχές αφού η θερμοκρασία του αέρα πάνω από τις θάλασσες δεν έχει μεγάλες μεταβολές. Παρουσιάζεται αποκλειστικά κατά τη διάρκεια της νύκτας ή νωρίς το ξημέρωμα και συνήθως διαλύεται λίγες ώρες μετά την ανατολή του ήλιου. Όταν δεν πνέει καθόλου άνεμος έχει μικρό πάχος ενώ αν πνέει ένας ασθενής άνεμος με ένταση μικρότερη από 3 m/sec δημιουργεί μία μικρή ανάμιξη του αέρα η οποία τείνει να μεγαλώσει το πάχος της ομίχλης μεταφέροντας τον ψυχρό αέρα που εφάπτεται του έδαφος σε μεγαλύτερο ύψος με αποτέλεσμα το σχηματισμό νεφών stratus στην κορυφή του επιπέδου ανάμιξης.

Ομίχλη ακτινοβολίας σχηματίζεται συνήθως στις κεντρικές περιοχές στάσιμων αντικυκλώνων αφού εκεί έχουμε αίθριο καιρό και ασθενείς ανέμους.

ii Ομίχλη μεταφοράς (Advection Fog)

Η ομίχλη μεταφοράς σχηματίζεται, όταν θερμές και υγρές αέριες μάζες κινούνται πάνω από ψυχρές επιφάνειες. Οι αέριες αυτές μάζες ψύχονται, οπότε ένα μέρος των υδρατμών που περιέχουν συμπυκνώνονται.

Ομίχλες μεταφοράς σχηματίζονται πάνω από την ξηρά, συχνά κατά την ψυχρή εποχή, όταν αέριες θαλάσσιες μάζες μεταφέρονται πάνω από ψυχρές ηπειρωτικές περιοχές. Πάνω από τις θάλασσες σχηματίζεται ομίχλη μεταφοράς όταν θερμός και υγρός αέρας, προερχόμενος από ηπειρωτικές περιοχές, μετακινείται πάνω από ψυχρότερες θάλασσες ή όταν θερμός και υγρός αέρας μετακινούμενος από μία θερμή θαλάσσια περιοχή φθάσει πάνω από μια ψυχρή θάλασσα. Παρόμοιος τύπος ομίχλης παρατηρείται και πάνω από παγωμένες εκτάσεις, όπου η εμφάνισή της είναι συχνή.

Η ομίχλη μεταφοράς είναι δυνατό να συγχέεται και με την ομίχλη ακτινοβολίας, η οποία είναι δυνατό να μεταφέρεται στη γύρω περιοχή λόγω ασθενούς ανέμου. Γενικά όμως η ομίχλη που παρατηρείται στους ωκεανούς και στις θάλασσες είναι κυρίως ομίχλη μεταφοράς.

iii Ομίχλη λόγω υετού

Όταν σχετικά θερμή βροχή ή ψεκάδες πέφτει σε ψυχρό αέρα εξατμίζεται αυξάνοντας την υγρασία του αέρα με αποτέλεσμα να δημιουργείται ομίχλη στην περιοχή, όπου σημειώνεται η βροχή. Η ομίχλη λόγω βροχής είναι δυνατό να έχει μεγάλο πάχος και να εκτείνεται σε μεγάλη έκταση. Σχηματίζεται δε πολύ γρήγορα και διαρκεί για μία σχετικά μεγάλη χρονική περίοδο. Η μορφή αυτής της ομίχλης εμφανίζεται συνήθως στον ψυχρό τομέα του θερμού μετώπου.

iv Ομίχλη ορέων

Σχηματίζεται, όταν υγρός και ευσταθής αέρας καθώς ανέρχεται αναγκαστικά στις πλαγίες των βουνών ψύχεται και δημιουργείται ομίχλη. Η ομίχλη αυτή γίνεται αντιληπτή από αυτόν που βρίσκεται μέσα στην περιοχή σχηματισμού της, ενώ για έναν εξωτερικό παρατηρητή που βρίσκεται σε μακρινή απόσταση αναγνωρίζεται σαν νέφος stratus. Συνήθως έχει μεγάλο πάχος και εκτείνεται σε διάφορα ύψη.

V Ομίχλη Αναμίξεως (Mixing Fog).

Συναντάται σε περιοχές, όπου αναμιγνύονται ψυχρά και θερμά θαλάσσια ρεύματα. Λόγω της ανάμιξης ψυχρών και θερμών αερίων μαζών η θερμοκρασία γίνεται χαμηλότερη του σημείου δρόσου.

Vi Ομίχλη Εξατμίσεως ή Θαλάσσιος καπνός (Sea Smoke).

Η ομίχλη αυτή παρατηρείται κοντά στην επιφάνεια της θάλασσας και όταν υπάρχει μεγάλη θερμοκρασιακή διαφορά ανάμεσα στη θάλασσα και τον αέρα. Οφείλεται στη γρήγορη εξατμισμό του θαλάσσιου νερού και το πάχος της είναι μικρό (< 30m) με μεταβαλλόμενη ορατότητα.

Υπάρχουν επίσης και άλλες μορφές ομίχλης όπως η ομίχλη αναστροφής, η μετωπική ομίχλη και η ομίχλη κλιτύος που δε θα εξεταστούν στο παρόν βιβλίο.

2.9 Νέφη στην Ατμόσφαιρα

Αναφερθήκαμε σε προηγούμενες παραγράφους στις αδιαβατικές διεργασίες που περιλαμβάνουν την εκτόνωση και την ψύξη του αέρα καθώς ανέρχεται στην Ατμόσφαιρα. Η διεργασία αυτή ξεκινά από την επιφάνεια της Γης με τη θέρμανση της μάζας του αέρα και οδηγείται στην εκτόνωση της και στην ελάττωση της πυκνότητας της σε σχέση με τον περιβάλλοντα αέρα. Η μάζα αυτή, ως ελαφρύτερη πλέον, θα αρχίσει να ανέρχεται. Η ακόρεστη αρχικά αέρια μάζα θα ψύχεται αδιαβατικά (λόγω εκτόνωσης από την μεταβολή της πίεσης) με ρυθμό περίπου $1^{\circ}\text{C}/100$ μέτρα περίπου. Αυτός ο ρυθμός πτώσης της θερμοκρασίας με το ύψος είναι γνωστός και ως ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα.

Αναφέρθηκε επίσης, ότι όταν ο αέρας καθίσταται ψυχρότερος, έχει την ικανότητα να συγκρατεί λιγότερη ποσότητα υδρατμών. Έτσι, καθώς η μάζα του αέρα ανέρχεται και ψύχεται, η σχετική της υγρασία αυξάνει. Στο ύψος όπου η θερμοκρασία της αέριας μάζας θα εξισωθεί με την θερμοκρασία του σημείου δρόσου (όταν δηλαδή η σχετική υγρασία φθάσει στο 100%), οι

πλεονάζοντες πλέον υδρατμοί θα αρχίσουν να συμπυκνώνονται και να μετασχηματίζονται σε απειροελάχιστα μικρά υδροσταγονίδια. Τα σχηματισθέντα αυτά υδροσταγονίδια συγκρούονται μεταξύ τους και ενώνονται σχηματίζοντας μεγαλύτερα σταγονίδια. Αξίζει να αναφέρουμε, ότι μία μέση σταγόνα βροχής αποτελείται από περίπου 10^3 υδροσταγονίδια. Ένας τεράστιος αριθμός υδροσταγονιδίων (σε ποσότητα αλλά και σε μέγεθος σταγόνων) συνθέτουν το νέφος.

Ο σχηματισμός των νεφών (Σχήμα 2-29) γίνεται με: 1) ακτινοβολία ποσότητας θερμότητας από μια αέρια μάζα προς το περιβάλλον, 2) με τη μεταφορά αέρα σε ψυχρότερη περιοχή και 3) αδιαβατικά.

Όσο θα συνεχιστεί να ανέρχεται η κορεσμένη πλέον αέρια μάζα, θα ψύχεται αυξάνοντας ακόμη περισσότερο την ποσότητα των υδροσταγονιδίων και το μέγεθος του νέφους. Ο ρυθμός όμως ψύξης της αέριας μάζας δεν θα είναι πλέον αυτός της ξηρής κατακόρυφης αδιαβατικής θερμοβαθμίδας, αφού η αέρια μάζα θα προσλαμβάνει τη λανθάνουσα θερμότητα, η οποία θα απελευθερώνεται από τους υδρατμούς κατά τη διεργασία της συμπύκνωσης τους. Έτσι ο ρυθμός πτώσης της θερμοκρασίας της ανερχόμενης κορεσμένης μάζας θα είναι πλέον περίπου $0,5^{\circ}\text{C}/100$ μέτρα που είναι γνωστός και ως υγρή κατακόρυφη αδιαβατική θερμοβαθμίδα.

Είναι πλέον αποδεκτό, ότι τα περισσότερα νέφη δημιουργούνται με αδιαβατική ψύξη που λαμβάνει χώρα μέσα στις αέριες μάζας όταν αυτές ανέρχονται μέσα στην Ατμόσφαιρα. Η ανοδική κίνηση των αέριων μαζών οφείλεται :

- Στην κατακόρυφη μεταφορά του αέρα από έντονη επιφανειακή θέρμανση,
- Στην πρόσκρουση των αέριων μαζών επάνω σε μεγάλες εξάρσεις του εδάφους,
- Στην σύγκλιση των αέριων μαζών εξαιτίας των βαρομετρικών συστημάτων,
- Στις κινήσεις του αέρα στις θερμές και ψυχρές μετωπικές επιφάνειες.

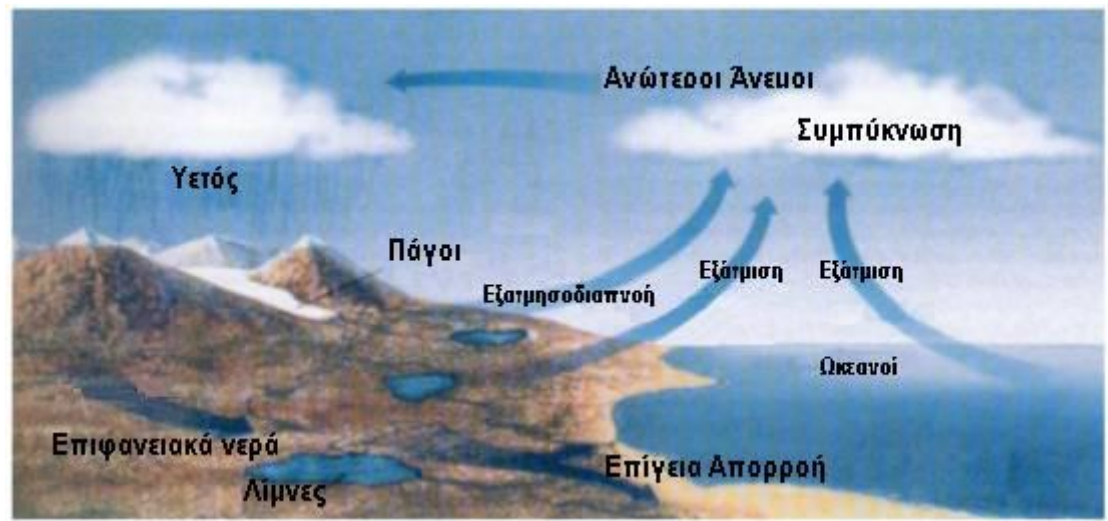
Αξίζει εδώ να επαναλάβουμε, ότι για να σχηματισθούν νέφη δεν είναι αρκετή μόνο η ψύξη του αέρα. Πρέπει απαραίτητως στην Ατμόσφαιρα να υπάρχουν και οι πυρήνες συμπύκνωσης.

Τα νέφη σχηματίζονται μέσα στην τροπόσφαιρα και γι' αυτό το ύψος τους μπορεί να φθάσει μέχρι τα 12.000 m. Όσον αφορά την όψη τους, αυτή εξαρτάται από πολλούς παράγοντες, όπως είναι η φύση τους, οι διαστάσεις τους, η συγκέντρωση των υδρατμών, ο φωτισμός τους, κλπ.



Σχήμα 2-29: Φωτογραφία της δημιουργίας νεφών και καταιγίδων πάνω από την επιφάνεια του ζεστού Ατλαντικού ωκεανού.

Όπως εξετάσαμε στο προηγούμενο κεφάλαιο, όταν η θερμοκρασία του αέρα φτάσει το σημείο δρόσου, έχουμε συμπύκνωση των υδρατμών που περιέχονται σε αυτόν τον όγκο. Οι υδρατμοί αυτοί μεταβαίνουν στην υγρή (σταγόνες) ή στερεή μορφή (παγοκρύσταλλοι). Κάθε ορατό συσσωμάτωμα (cluster) υδροσταγονιδίων ή παγοκρυστάλλων που αιωρείται στην ελεύθερη Ατμόσφαιρα, ονομάζεται νέφος. Φυσικά τα νέφη και οι υδρατμοί στην Ατμόσφαιρα βρίσκονται σε ισορροπία με το νερό των ποταμών, λιμνών και της θάλασσας. Η όλη δυναμική ονομάζεται, όπως έχουμε ήδη αναφέρει, υδρολογικός κύκλος (Σχήμα 2-30).



Σχήμα 2-30: Ο Υδρολογικός κύκλος (Πηγή: Ahrens, 1994).

Ο μεγαλύτερος αριθμός των νεφών δημιουργείται από αδιαβατική ψύξη λόγω της ανοδικής τους κίνησης. Η ανοδική αυτή κίνηση των αερίων μαζών οφείλεται σε 1) ισχυρές κινήσεις λόγω αναταράξεων που οφείλονται σε τριβή του αέρα με το έδαφος (νέφη διαταράξεων) 2) σε κατακόρυφη μεταφορά του αέρα μετά από θέρμανση (νέφη ανοδικών ρευμάτων) 3) στη σύγκρουση αερίων μαζών πάνω σε εξάρσεις του εδάφους (ορογραφικά νέφη) και 4) σε κινήσεις του αέρα σε θερμές και ψυχρές μετωπικές επιφάνειες (μετωπικά νέφη) (Φλόκα, 1990).

Η συμπύκνωση των υδρατμών γίνεται πάνω στην επιφάνεια σωματιδίων που είναι υδατοδιαλυτά (soluble), όπως του NaCl που προέρχεται από θαλάσσιες εκπομπές. Συμπύκνωση μπορεί επίσης να συμβεί πάνω σε ιόντα που βρίσκονται ήδη στην Ατμόσφαιρα.

2.9.1 Είδη Νεφών

Τα νέφη ανάλογα με τον τρόπο σχηματισμού τους χωρίζονται σε δύο κύριες κατηγορίες:

- **Στρωματόμορφα νέφη** (Stratoform – STF)
- **Σωρειτόμορφα νέφη** ή Ανοδικών ρευμάτων (Cumulusform – CuF)

Τα στρωματόμορφα νέφη, ανάλογα με το ύψος που παρουσιάζονται (σχήμα 2-31), ταξινομούνται σε ομάδες, στα ανώτερα, στα μέσα και κατώτερα νέφη.

(α) Ανώτερα Νέφη

Τα νέφη αυτά έχουν μέσο ελάχιστο ύψος 6.000 m και φθάνουν μέχρι την τροπόπαυση. Παρουσιάζονται ως πολύ λεπτά και αραχνοειδή, γιατί βρίσκονται σε μεγάλη απόσταση από τον παρατηρητή. Επειδή δε βρίσκονται σε μία αρκετά ψυχρή περιοχή της Ατμόσφαιρας, αποτελούνται από

παγοκρυστάλλους και όχι από μόρια νερού. Τα νέφη αυτά δεν προκαλούν ποτέ βροχή. Στην ομάδα αυτή ανήκουν τρία κυρίως είδη νεφών:

i. Θύσανοι (Cirrus, Ci)

Σύννεφα λεπτά, ινώδη συνήθως άσπρα, με μεταξώδη λάμψη. Παρουσιάζουν μεγάλη ποικιλία μορφών (σαν φτερά, λοφία, αγκίστρια κλπ.) και είναι διασπαρμένα, τις περισσότερες φορές, ακανόνιστα. Πριν από την ανατολή και μετά τη δύση του ηλίου οι θύσανοι παίρνουν χρώμα κόκκινο ή κίτρινο.

ii. Θυσανοστρώματα (Cirrostratus, Cs)

Τα σύννεφα αυτά αποτελούν ένα ινώδη πέπλο, λεπτό και άσπρο που σκεπάζει ένα μέρος ή και ολόκληρο τον ουρανό. Πολλές φορές το πέπλο αυτό είναι διάχυτο και δίνει στον ουράνιο θόλο μια γαλακτώδη όψη. Οι ηλιακές ή σεληνιακές ακτίνες όταν περνούν μέσα από αυτά τα νέφη, σχηματίζουν συνήθως το φαινόμενο της άλω.

iii. Θυσανωσώρειτες (Cirrocumulus, Cc)

Τα νέφη αυτά αποτελούνται από πολυάριθμες σφαίρες ή λευκές τουλίπες χωρίς σκιές. Οι τουλίπες ή σφαίρες εμφανίζονται σε ομάδες ή σειρές παρουσιάζοντας σχηματισμούς όμοιους με εκείνους που παρατηρούνται στη λεπτή άμμο του βυθού της θάλασσας ή των ερήμων.

(β) Μέσα Νέφη

Τα νέφη αυτά έχουν ελάχιστο ύψος 2000m και μέσο μέγιστο 6.000m. Τα νέφη αυτά προκαλούν υετό. Στην ομάδα αυτή ανήκουν δύο είδη νεφών:

i. Υψιστρώματα (Altostratus, As)

Πρόκειται για λεπτά νεφικά στρώματα με ινώδη ή ομοιογενή λεία μορφή, χρώματος γκριζωπού ή γαλάζιου. Καλύπτουν ολικά ή μερικά τον ουράνιο θόλο και ο ήλιος καθώς και η σελήνη φαίνονται πίσω από αυτά όπως μέσα από θαμπό γυαλί. Το νεφικό αυτό στρώμα μερικές φορές είναι τόσο πυκνό και σκοτεινό που ο ήλιος και η σελήνη δεν φαίνονται. Υετός με τη μορφή βροχής ή χιονιού μπορεί να συνοδεύει τα νέφη της κατηγορίας αυτής.

ii. Υψισωρείτες (Alto cumulus, Ac)

Πρόκειται για στρώματα από μπαλώματα νεφών που αποτελούνται από χωριστά φύλλα ή συμπιεσμένες σφαιροειδείς μάζες ή κυλίνδρους. Είναι διαταγμένα σε ομάδες, γραμμές ή κύματα, τα οποία μπορεί να ενώνονται σχηματίζοντας συνεχόμενα νεφικά στρώματα ή να είναι διασπαρμένα με μια λευκή ή γκριζωπή σκιά. Αποτελούνται κυρίως από υδροσταγόνες. Σε πολύ χαμηλές θερμοκρασίες υπάρχει δυνατότητα να σχηματισθούν και παγοκρύσταλλοι.

(γ) Κατώτερα Νέφη

Τα νέφη αυτά είναι δυνατό να ξεκινούν από την επιφάνεια του εδάφους. Το μέγιστο ύψος τους φθάνει στα 2.500m περίπου. Τα νέφη αυτά προκαλούν υετό και διακρίνονται σε τρία κυρίως είδη:

i. Στρώματα (Stratus, st)

Πρόκειται για γκριζωπά νεφικά στρώματα, με αρκετά ομοιόμορφη βάση, τα οποία όμως δεν εφάπτονται πάντοτε στην επιφάνεια του εδάφους. Τα νέφη

που παρατηρούνται μετά τη χειμερινή περίοδο στις πλαγίες των βουνών είναι τμήματα από τα στρώματα. Μπορεί να συνοδεύονται από υετό με τη μορφή ψεκάδων (ψιλοβρόχι).

ii. Στρωματοσωρείτες (*Stratocumulus, Sc*)

Τα νέφη αυτά παρουσιάζουν σφαιρικές ή κυλινδρικές μάζες γκρίζου ή υπόλευκου χρώματος έχοντας ταυτόχρονα και σκοτεινά τμήματα. Αποτελούνται κυρίως από υδροσταγόνες ή και παγοκρυστάλλους. Ο καιρός που συνοδεύει τα νέφη αυτά είναι ασθενής βροχή ή χιόνι.

iii. Στρωματομελανίες (*Nimbostratus, Ns*)

Χαμηλά νέφη (σπανίως εμφανίζονται και με υψηλότερη βάση) με σκοτεινό φαιό χρώμα, χωρίς μορφές ενώ συνήθως καλύπτουν ολόκληρο τον ουράνιο θόλο. Τα νέφη αυτά έχουν μεγάλο πάχος και αποτελούνται από υδροσταγόνες, παγοκρυστάλλους και νιφάδες χιονιού. Είναι τα πιο βροχοφόρα νέφη και η βροχή ή το χιόνι που προέρχεται από αυτά έχουν μικρή ένταση αλλά μεγάλη διάρκεια.

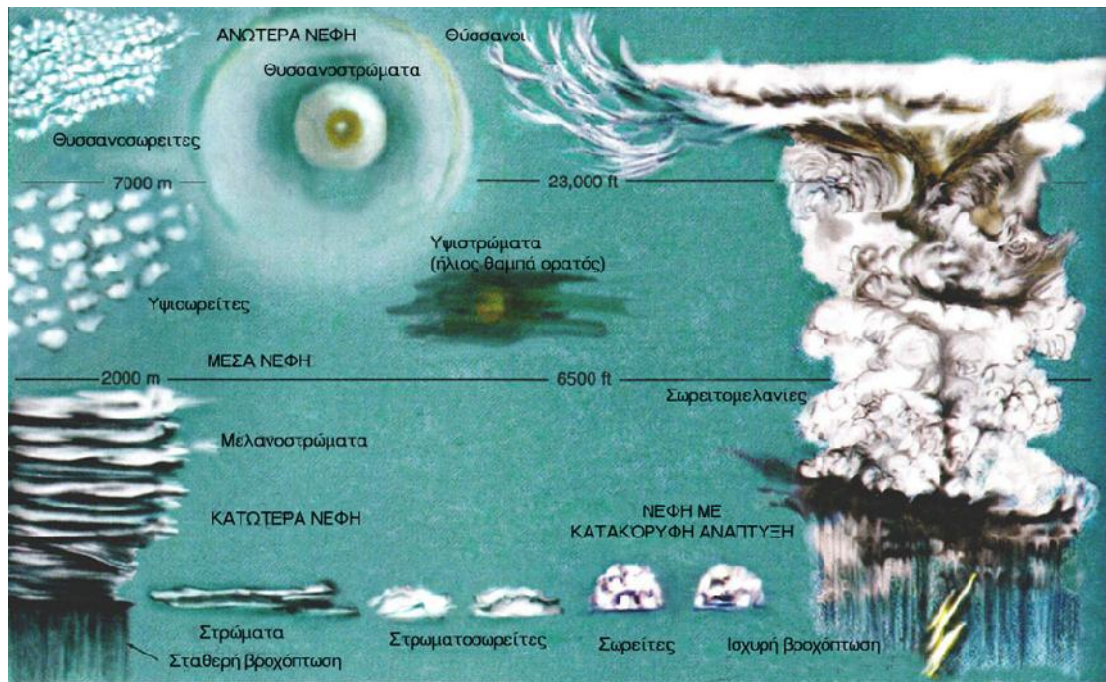
Τα σωρειτόμορφα νέφη ή νέφη ανοδικών ρευμάτων έχουν μέσο κατώτερο ύψος 500m περίπου και ανώτερο πολλές φορές πάνω από τα 5.000 m. Στη κατηγορία αυτή ανήκουν δύο κυρίως είδη:

i. Σωρείτες (*Cumulus, Cu*)

Πρόκειται για μεμονωμένα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης, συνήθως πυκνά και με έντονη ανάπτυξη. Αναπτύσσονται κατακόρυφα με τη μορφή πύργου ή θόλου, με το επάνω μέρος τους να μοιάζει συχνά με κουνουπίδι. Όταν φωτίζονται από τον ήλιο ανακλούν ισχυρά τις ηλιακές ακτίνες και λάμπουν ζωηρά. Αντίθετα η βάση τους είναι σχετικά σκοτεινή (αφού το φως του ήλιου δεν μπορεί να φθάσει μέχρι τη βάση τους) και είναι σχεδόν οριζόντια. Οι σωρείτες είναι δυνατό να δημιουργούνται και με αίθριο καιρό, όταν οι ανοδικές κινήσεις του αέρα είναι ισχυρές. Τα ογκώδη σωρειτόμορφα νέφη της κατηγορίας αυτής μπορεί να συνοδεύονται από όμβρους βροχής ή χαλάζι.

ii. Σωρειτομελανίες (*Cumulonimbus, Cb*)

Τα νέφη αυτά έχουν πολύ μεγάλο όγκο και μεγάλη κατακόρυφη ανάπτυξη. Οι σωρειτόμορφες διαστρώσεις τους παίρνουν τη μορφή βουνών ή πύργων και τα υψηλότερα τμήματά τους έχουν πολλές φορές ινώδη υφή σε μορφή αμονιού. Είναι τα πιο ογκώδη νέφη και τα πλέον επικίνδυνα από πλευράς καιρικής κατάστασης. Δίνουν βροχές ραγδαίες οι οποίες πολλές φορές συνοδεύονται από χαλάζι. Χαρακτηριστικό των καταιγιδοφόρων αυτών νεφών είναι οι ηλεκτρικές εκκενώσεις καθώς και οι βίαιες ανοδικές και καθοδικές κινήσεις στο εσωτερικό τους.



Σχήμα 2-31: Είδη νεφών (Πηγή: Ahrens, 1994).

Τα είδη των νεφών εξαρτώνται άμεσα από τον τύπο της ευστάθειας της Ατμόσφαιρας. Η ατμοσφαιρική ευστάθεια είναι δυνατόν να προκαλέσει στρωματομορφες νεφώσεις ή καθόλου νέφωση, ενώ η ατμοσφαιρική αστάθεια προκαλεί νέφη με έντονη κατακόρυφη ανάπτυξη (σωρειτόμορφα νέφη), τα οποία μπορεί να εξελιχθούν και σε καταιγίδες.

Οι καιρικές συνθήκες, οι οποίες είναι δυνατόν να συνοδεύουν τις διάφορες καταστάσεις ισορροπίας της Ατμόσφαιρας, εξαρτώνται άμεσα από τους παρακάτω παράγοντες :

- Τα βαρομετρικά συστήματα.
- Την υγρομετρική κατάσταση της ανερχόμενης αέριας μάζας.
- Την ένταση του ανέμου στην επιφάνεια και καθ' ύψος μέσα στην Ατμόσφαιρα.

Με βάση τους παράγοντες αυτούς μπορούμε να διαχωρίσουμε τα καιρικά χαρακτηριστικά ευστάθειας ή αστάθειας:

- Τα γενικά χαρακτηριστικά της ευστάθειας είναι:
 - Στρωματομορφες νεφώσεις ή χωρίς νέφη.
 - Υετός σταθερής έντασης αλλά σχετικά μεγάλης διάρκειας ή χωρίς υετό.
 - Χαμηλή ορατότητα ή ομίχλη.
 - Ασθενείς ή καθόλου αναταρακτικές κινήσεις στην Ατμόσφαιρα.
- Αντίθετα η ατμοσφαιρική αστάθεια χαρακτηρίζεται από:
 - Νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης.
 - Υετό, πολύ πιθανά, σύντομο αλλά μεγάλης έντασης.
 - Πολύ καλή ορατότητα (εκτός της διάρκειας βροχόπτωσης)

- Ισχυρές αναταρακτικές κινήσεις στην Ατμόσφαιρα.

2.9.2 Μέγεθος και σχήμα νεφών

Σύννεφα όπως οι σωρείτες και οι σωρειτομελανίες έχουν συχνά διάμετρο σχεδόν ίση με το βάθος τους. Στην καλοκαιρία ένας σωρείτης έχει μέγεθος 1km ενώ σε περιπτώσεις καταιγίδας το μέγεθος μπορεί να φτάσει τα 10km. Φυσικά τα σύννεφα δεν είναι ίδια σε διαστάσεις και σε κάθε χρονική στιγμή παρουσιάζουν ένα ολόκληρο φάσμα μεγεθών με λογαριθμική κατανομή (lognormal distribution) που δίνεται ως:

$$f(X) = \frac{\Delta X}{\sqrt{2\pi} X S_x} \exp \left[-0.5 \left(\frac{\ln(X/L_x)}{S_x} \right)^2 \right] \quad (2-35)$$

όπου X η διάμετρος του νέφους, ΔX ένα μικρό εύρος μεγεθών, $f(X)$ το φάσμα των νεφών με μεγέθη $X-0.5 \Delta X$ και $X+0.5 \Delta X$, L παράμετρος που δηλώνει θέση και S_x αδιάστατη παράμετρος διασποράς. Αυτοί οι παράμετροι μεταβάλλονται πολύ με το χρόνο και τη θέση.

Βλέποντας τη μορφή της κατανομής συμπεραίνουμε ότι υπάρχει μεγάλος αριθμός νεφών με περίπου το ίδιο μέγεθος αλλά και ορισμένα νέφη με πολύ μεγαλύτερο μέγεθος. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να γίνεται η κατανομή με μακριά «ουρά» προς τα δεξιά.

(α) Σύννεφα σε μορφή fractal

Τα Fractals είναι πατέντες που σχηματίζονται από τοποθέτηση μορφών, της μιας πάνω στην άλλη. Οι μορφές αυτές έχουν διάφορες κλίμακες μεγεθών. Ως παράδειγμα μπορούμε να θεωρήσουμε τη μορφή μιας νιφάδας χιονιού που τα άκρα της διακλαδίζονται συνεχώς από το κέντρο. Κάθε άκρο έχει μικρότερα άκρα και αυτά με τη σειρά τους ακόμη μικρότερα άκρα.

Η διάσταση Fractal είναι ένα μέτρο της ικανότητας να καλύπτεται ο χώρος. Ως παράδειγμα εάν έχουμε τη σκιά ενός συννέφους με περίπλοκη περιφέρεια μήκους L και επιφάνειας A τότε έχουμε ως διάσταση Fractal D το λόγο:

$$D = 2 \frac{\log(L)}{\log(A)} \quad (2-36)$$

Πολλές φορές η παραπάνω μέθοδος προσδιορισμού των διαστάσεων Fractal είναι δύσκολο να πραγματοποιηθεί και αντί αυτής της μεθόδου εφαρμόζουμε την πρακτική της μετρήσεως τετραγωνιδίων. Χωρίζουμε την επιφάνεια όπου υπάρχει η σκιά του νέφους σε σταγονίδια (M). N είναι ο αριθμός των τετραγωνιδίων που καλύπτει την επιφάνεια της σκιάς του νέφους. Επαναλαμβάνουμε το χωρισμό με μεγαλύτερο αριθμό τετραγωνιδίων αρκετές φορές και κάνουμε τη γραφική παράσταση του M ως προς N , οπότε υπολογίζουμε τη διάσταση D ως:

$$D = \frac{\log(N_1 / N_2)}{\log(M_1 / M_2)} \quad (2-37)$$

2.9.3 Υδατώδη Ατμοσφαιρικά Κατακρημνίσματα

Υετός, είναι ο γενικός όρος που περιλαμβάνει όλα τα προϊόντα συμπύκνωσης του νερού, τα οποία πέφτουν από την Ατμόσφαιρα με τη μορφή βροχής, χιονιού, χαλαζιού ή συνδυασμού αυτών. Ο σχηματισμός του υετού γίνεται μέσα στα νέφη και εξαρτάται πάρα πολύ από τη θερμοκρασία του αέρα καθώς και από το βαθμό ανατάραξης που έχουμε στην Ατμόσφαιρα. Επομένως ο υετός αναφέρεται στην πτώση νερού (υδροσταγονιδίων ή σωματιδίων πάγου) που τελικά φθάνει στο έδαφος και περιλαμβάνει :

Βροχή (Rain).

Όταν τα υδροσταγονίδια, από τα όποια αποτελούνται τα σύννεφα, ενωθούν μεταξύ τους σχηματίζουν υδροσταγόνες. Οι υδροσταγόνες εξαιτίας του βάρους τους πέφτουν με μεγάλη σχετικά ταχύτητα και όταν φθάσουν στην επιφάνεια της Γης, δημιουργούν το φαινόμενο της βροχής.

Ο τρόπος, με τον οποίο γίνεται ή συνένωση αυτή, δεν είναι εντελώς γνωστός. Από τις διάφορες θεωρίες που έχουν προταθεί, επικρατέστερες είναι δύο. Η μία υποστηρίζει, ότι ή συνένωση γίνεται όταν τα νέφη περιέχουν εκτός από υδροσταγονίδια και πολύ λεπτούς παγοκρυστάλλους. Η άλλη ότι οι υδροσταγόνες σχηματίζονται στα κατώτερα τμήματα του νέφους και ο σχηματισμός γίνεται από τη συνένωση υδροσταγονιδίων με διαφορετικές διαστάσεις.

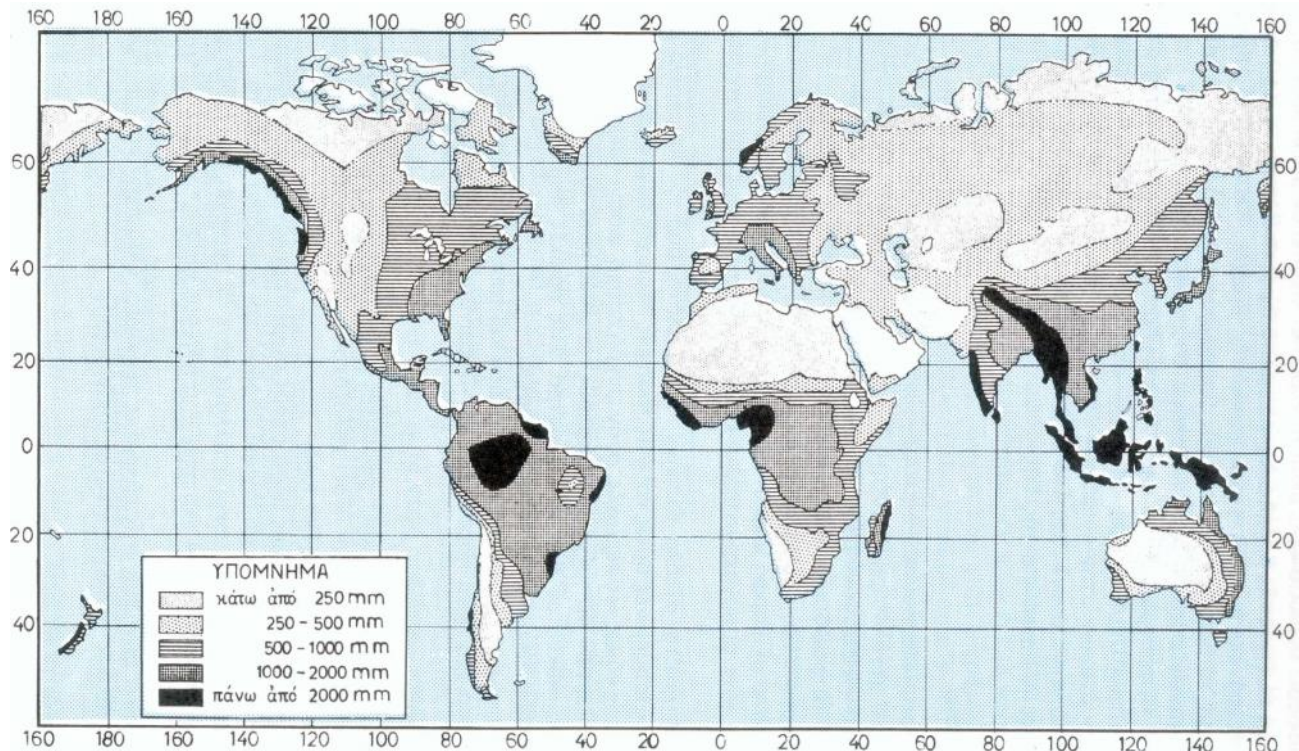
Οι βροχές ανάλογα με τον τρόπο που ψύχονται οι αέριες μάζες για να γίνει συμπύκνωση των υδρατμών και υστέρα σχηματισμός νεφών, διαίρουνται σε τρεις κατηγορίες:

- βροχές μεταφοράς.
- υφεσιακές ή κυκλωνικές βροχές και
- ορογραφικές ή βροχές ανάγλυφου.

Οι πρώτες σχηματίζονται από ισχυρές ανοδικές κινήσεις ή από μεταφορά θερμών και υγρών μαζών σε ψυχρότερες περιοχές. Οι υφεσιακές ή κυκλωνικές βροχές οφείλονται στην εξαναγκασμένη ανοδική κίνηση του αέρα λόγω σύγκλισης στα βαρομετρικά χαμηλά ενώ οι ορογραφικές από ανοδικές κινήσεις στις προσήνεμες πλευρές των βουνών.

Η βροχή είναι ένα από τα σπουδαιότερα μετεωρολογικά στοιχεία. Η μελέτη της παρουσιάζει όχι μόνο θεωρητικό αλλά και πρακτικό ενδιαφέρον. Στη βροχή, εκείνο που ενδιαφέρει περισσότερο, είναι το νερό που πέφτει σε μια επιφάνεια. Αυτό εκφράζεται με το ύψος της βροχής, δηλαδή με το ύψος στο οποίο θα έφθανε σε μια οριζόντια επιφάνεια ή στάθμη του νερού της βροχής. Το ύψος της βροχής προσδιορίζεται με τα βροχόμετρα και τους βροχογράφους.

Όσον αφορά τη γεωγραφική διανομή της βροχής, αυτή εξαρτάται από πολλούς παράγοντες. Οι σπουδαιότεροι είναι ή διανομή της ατμοσφαιρικής πίεσεως και των ανέμων στην επιφάνεια της Γης, η διανομή της θάλασσας και της ξηράς και το γήινο ανάγλυφο. Στο σχήμα 2-32 φαίνεται ή ετήσια διανομή της βροχής επάνω στην επιφάνεια της Γης.



Σχήμα 2-32: Γεωγραφική κατανομή της βροχής.

Χιόνι (Snow)

Όταν οι παγοκρύσταλλοι που δημιουργούνται σ' ένα σύννεφο μεγεθύνονται, τότε πέφτουν με μεγαλύτερη ταχύτητα και τελικά εγκαταλείπουν το σύννεφο. Όταν προλάβουν και φθάσουν στην επιφάνεια του εδάφους, πριν να λιώσουν, τότε δημιουργούν το φαινόμενο του χιονιού.

Αν η θερμοκρασία του αέρα είναι πολύ χαμηλή (8°C κάτω από το μηδέν), τότε το χιόνι πέφτει με μορφή μικρών παγοκρυστάλλων. Όταν η θερμοκρασία είναι μεγαλύτερη, τότε οι παγοκρύσταλλοι ενώνονται μεταξύ τους και σχηματίζουν νιφάδες.

Το χιόνι παρατηρείται σε όλα τα γεωγραφικά πλάτη, από τον ισημερινό μέχρι τους πόλους. Στις ισημερινές όμως και στις τροπικές περιοχές πέφτει μόνο στα ψηλά βουνά, ενώ στις εύκρατες περιοχές στην ψυχρή εποχή φθάνει μέχρι τη θάλασσα. Από το πλάτος των 40° μέχρι τους πόλους το χιόνι κατά τους ψυχρούς ιδιαίτερα μήνες, είναι πυκνό σε όλα τα υψόμετρα. Στις πολικές περιοχές σχηματίζει ένα πυκνό στρώμα που σκεπάζει μεγάλες εκτάσεις.

Όταν σε μια περιοχή το χιόνι δε λιώνει ακόμα και τους θερμούς μήνες, τότε λέμε ότι στην περιοχή αυτή παρουσιάζεται το φαινόμενο των αιωνίων χιονιών.

Χαλάζι (Hail)

Το χαλάζι αποτελείται από μικρές σφαιρικές μάζες πάγου με διάμετρο 5-50 mm ή και περισσότερο. Όμως έχουν πέσει χαλαζόκοκκοι με διάμετρο 150 mm περίπου και με βάρος μεγαλύτερο από ένα κιλό.

Το χαλάζι σχηματίζεται κυρίως μέσα στους σωρειτομελανίες, στους οποίους, όπως είναι γνωστό, παρατηρούνται ισχυρά ανοδικά και καθοδικά ρεύματα. Τα ρεύματα αυτά μεταφέρουν τους παγοκρυστάλλους πότε σε περιοχές που η θερμοκρασία είναι πιο μεγάλη και πότε σε περιοχές που η θερμοκρασία είναι μικρότερη από το μηδέν. Το χαλάζι πέφτει συνήθως στις εύκρατες περιοχές. Όσο προχωρούμε προς τις ισημερινές και πολικές περιοχές γίνεται σπανιότερο.

Χιονοχάλαζο (Soft hail)

Το χιονοχάλαζο αποτελείται από μικρά σφαιρίδια πάγου λευκού και μαλακού με διάμετρο 2-5 mm. Παρατηρείται κατά την ψυχρή εποχή, όταν η θερμοκρασία είναι χαμηλή. Προέρχεται συνήθως από νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης (σωρείτες ή σωρειτομελανίες).

2.9.4 Συμπυκνώσεις Υδρατμών στο έδαφος

Δρόσος (Dew).

Μετά από μία ανέφελη και νήνεμη νύκτα, κατά τις πρωινές ώρες η χλόη, τα φύλλα των δένδρων και γενικά οι επιφάνειες των διαφόρων σωμάτων καλύπτονται από λεπτά υδροσταγονίδια. Το φαινόμενο αυτό ονομάζεται δρόσος.

Η δρόσος σχηματίζεται, όταν η θερμοκρασία των σωμάτων που είναι εκτεθειμένα στη νυκτερινή ακτινοβολία κατέρχεται πολύ κάτω από τη θερμοκρασία του αέρα. Οπότε τα στρώματα του αέρα που βρίσκονται σε επαφή με το έδαφος ψύχονται, οι υδρατμοί φθάνουν στο σημείο κορεσμού και ένα μέρος από τους υδρατμούς συμπυκνώνεται σχηματίζοντας έτσι λεπτότατα υδροσταγονίδια, τα οποία καλύπτουν τα φύλλα των φυτών, των δένδρων και πολλών άλλων επιφανειών.

Πάχνη (Hoat frost).

Όταν η συμπύκνωση των υδρατμών κοντά στο έδαφος γίνεται με θερμοκρασία κάτω από το μηδέν, τότε οι υδρατμοί μεταβαίνουν απευθείας από την αέρια στη στερεή κατάσταση και σχηματίζουν παγοκρυστάλλους. Το φαινόμενο αυτό καλείται πάχνη.

2.9.5. Μελέτη υδατικών ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων

Μπορούμε να μελετήσουμε διάφορους τρόπους, με τους οποίους τα υδατώδη ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα πέφτουν στο έδαφος. Είδαμε σε προηγούμενη παράγραφο την περίπτωση της ομίχλης, με την οποία μπορούμε να έχουμε καθίζηση σταγονιδίων ομίχλης. Επίσης εναπόθεση σταγονιδίων μπορεί να γίνει και όταν νέφη έρθουν σε επαφή με την κορυφή των βουνών. Όμως οι πιο συχνοί τρόποι εναπόθεσης περιλαμβάνουν τη βροχόπτωση και τη χιονόπτωση. Ορίζουμε τη ροή των αερίων και των σωματιδίων από την Ατμόσφαιρα στο έδαφος ως:

$$W_{gas/rain}^i = \Lambda_{ig} C_{i,gas} \quad (2-38)$$

$$W_{aeros/rain}^i = \Lambda_{ip} C_{i,part} \quad (2-39)$$

όπου Λ_{ig} και Λ_{ip} είναι οι συντελεστές κατακρήμνισης (scavenging coefficients) για τα στοιχεία i στην αέρια και στη σωματιδιακή φάση αντίστοιχα. Η ολική κατακρήμνιση $F_{bc}(t)$ ($\text{Kg m}^{-2} \text{h}^{-1}$) κάτω από σύννεφα, όταν η συγκέντρωση των συστατικών που μας ενδιαφέρουν βρίσκονται σε μια οριζοντίως ομογενή Ατμόσφαιρα, είναι $C_g(z,t)$, τότε έχουμε:

$$F_{bc}(t) = \int_0^h \Lambda_g(z,t) C_g(z,t) dz \quad (2-40)$$

όπου h είναι το ύψος της βάσεως του νέφους και Λ_g είναι ο συντελεστής κατακρήμνισης που εξαρτάται από το χρόνο (s^{-1}). Η ολική κατακρήμνιση είναι το άθροισμα της κατακρήμνισης μέσα στο σύννεφο (washout) και κάτω από αυτό (rainout). Για ομογενή Ατμόσφαιρα κάτω από τα σύννεφα έχουμε:

$$F_{bc}(t) = C_g(t) \int_0^h \Lambda_g(z,t) dz = \bar{\Lambda}_g h C_g(t) \quad (2-41)$$

όπου $\bar{\Lambda}_g$ είναι η μέση τιμή του συντελεστή κατακρήμνισης.

Μπορούμε να ορίσουμε το λόγο έκπλυσης (washout ratio):

$$w_r = \frac{C_{i,precip}(x,y,0,t)}{C_{i,air}(x,y,0,t)} \quad (2-42)$$

όπου $C_{i,precip}(x,y,0,t)$ είναι η συγκέντρωση του στοιχείου i που περιέχεται στη βροχή στην επιφάνεια του εδάφους και $C_{i,air}(x,y,0,t)$ είναι η συγκέντρωση του στοιχείου i στον αέρα στην επιφάνεια του εδάφους. Επομένως η ροή F_w της υγρής εναπόθεσης μπορεί να εκφραστεί ως εξής:

$$F_w = C_{i,precip}(x,y,0,t) p_o \quad (2-43)$$

όπου p_o η πυκνότητα βροχόπτωσης (mm h^{-1}). Για ελαφριά βροχόπτωση έχουμε $p_o = 0.5 \text{mm h}^{-1}$ ενώ για ισχυρή βροχόπτωση $p_o = 25 \text{mm h}^{-1}$. Μπορούμε

επιπλέον να ορίσουμε την ταχύτητα υγρής καθίζησης ως $u_w = \frac{F_w}{C_{i,air}(x,y,0,t)}$.

Στην μετεωρολογία ορίζεται η βροχή, όταν τα σταγονίδια που πέφτουν έχουν διάμετρο μεγαλύτερη ή ίση με 0.5mm. Μετά από μια έντονη βροχόπτωση έχουμε συνήθως καλυτέρευση της ορατότητας επειδή η βροχή παρασύρει μεγάλο αριθμό αιωρούμενων σωματιδίων. Η βροχή επίσης έχει τη δυνατότητα να απορροφά υδατοδιαλυτά χημικά στοιχεία και επομένως να τα απομακρύνει από την Ατμόσφαιρα. Είναι ενδιαφέρον να υπολογίσουμε το ρυθμό απομάκρυνσης των αερίων στοιχείων από την Ατμόσφαιρα βασιζόμενοι σε μια γενική γνώση των χαρακτηριστικών της βροχής, όπως πυκνότητα και μέγεθος της βροχής καθώς και των φυσικοχημικών ιδιοτήτων των αερίων στοιχείων.

Ο ρυθμός μεταφοράς του αερίου στην επιφάνεια ενός σταγονιδίου που πέφτει ή μένει σταθερό μπορεί να υπολογιστεί από τη σχέση:

$$W_t(z,t) = K_c (C_g(z,t) - C_{eq}(z,t)) \quad (2-44)$$

όπου K_c ο συντελεστής μεταφοράς μάζας (cm s^{-1}), C_g η συγκέντρωση των στοιχείων στην αέρια φάση και C_{eq} η συγκέντρωση των στοιχείων στην επιφάνεια της σταγόνας που είναι σε ισορροπία με τη συγκέντρωση του αερίου στην υγρή φάση.

Χρησιμοποιώντας το νόμο του Henry:

$$C_{eq} = \left(\frac{1}{H} \right) C_{aq} \quad (2-45)$$

όπου: H είναι ο συντελεστής του νόμου του Henry και C_{aq} είναι η συγκέντρωση των στοιχείων στην υγρή φάση.

Κατά αυτόν τον τρόπο η εξίσωση (2-44) γράφεται ως εξής:

$$W_t(z,t) = K_c \left(C_g(z,t) - \frac{C_{aq}(z,t)}{H} \right) \quad (2-46)$$

Ο συντελεστής της μεταφοράς μάζας από μόρια στην αέρια φάση σε σφαίρα μπορεί να υπολογιστεί βάσει της παρακάτω σχέσεως (Seinfeld and Pandis, 1998):

$$K_c = \frac{D_g}{D_p} \left[2 + 0.6 \left(\frac{\rho_{air} U_t D_p}{\mu_{air}} \right)^{1/2} \left(\frac{\mu_{air}}{\rho_{air} D_g} \right)^{1/3} \right] \quad (2-47)$$

όπου D_p η διάμετρος της σταγόνας, D_g η διαχυτότητα στην αέρια φάση των στοιχείων, ρ_{air} η πυκνότητα του αέρα, μ_{air} ο συντελεστής ιξώδους του αέρα και U_t η ταχύτητα της σταγόνας.

Επίσης ο όρος $Sh = K_c D_p / D_g$ είναι ο αριθμός Sherwood, $Re = \rho_{air} U_t D_p / \mu_{air}$ είναι ο αριθμός Reynolds και $Sc = \mu_{air} / \rho_{air} D_p$ είναι ο αριθμός Schmidt.

Όπως είναι φανερό από την παραπάνω σχέση, οι συγκεντρώσεις C_{aq} και C_g είναι συναρτήσεις του υψόμετρου και του χρόνου. Για τη σωστή περιγραφή της δυναμικής των μεταβλητών αυτών χρειάζεται να υπολογιστεί η έκφραση τους στη γενική περίπτωση ως συνάρτηση του χρόνου και του υψόμετρου.

Εκτός από την κατακρήμνιση κάτω από σύννεφα έχουμε τη μεταφορά χημικών στοιχείων στα σταγονίδια της βροχής μέσα στα σύννεφα πριν αρχίσουν και πέφτουν από τη βάση του σύννεφου. Αέρια όπως το HNO_3 , NH_3 , και το SO_2 μπορούν να απορροφηθούν μέσα στις σταγόνες του σύννεφου. Έχοντας συγκέντρωση αιωρούμενων σταγονιδίων στο σύννεφο $N(D_p)$ τότε ο ρυθμός μεταφοράς ενός αερίου W_{ic} που έχει πολύ μεγαλύτερη συγκέντρωση στον αέρα από ότι στην υγρή φάση (π.χ. HNO_3) δίνεται από τη σχέση (Seinfeld and Pandis, 1998)

$$W_{ic} = C_g \int_0^\infty K_c \otimes D_p^2 N(D_p) dD_p = \Lambda C_g \quad (2-48)$$

όπου Λ είναι ο συντελεστής κατακρήμνισης. Από τη βιβλιογραφία μπορούμε να χρησιμοποιήσουμε μια τυπική συγκέντρωση σταγονιδίων ίση με $N(D_p) = a e^{-bD_p}$ όπου $a = 2.87 \text{ cm}^{-4}$, $b = 2.65 \text{ cm}^{-1}$ για $D_p = 5-40 \mu\text{m}$. Με αντικατάσταση στην εξίσωση (2-48) έχουμε $\Lambda = 0.2 \text{ s}^{-1}$ για σύννεφο που έχει $288 \text{ σταγόνες/cm}^3$. Τα παραπάνω δηλώνουν, ότι οι διεργασίες που μεταφέρουν χημικά στοιχεία στα σταγονίδια είναι πολύ γρήγορες, της τάξεως των λίγων δευτερολέπτων σε σχέση με τη μεταφορά των στοιχείων μέσα στο σύννεφο ή τη μεταβολή του λόγου συμπύκνωσης και εξάτμισης. Μερικά χημικά στοιχεία δεν απορροφούνται άμεσα από τα σταγονίδια όπως για παράδειγμα το SO_2 . Η απορρόφηση αυτών εξαρτάται και από άλλους παράγοντες, όπως είναι η παρουσία άλλων χημικών στοιχείων στα σταγονίδια όπως και από το pH του νερού. Εκτός από την απορρόφηση των αερίων έχουμε επίσης και την απορρόφηση των σωματιδίων μέσα στα σύννεφα. Ένας συνήθης τρόπος είναι διαμέσου της αύξησης του μεγέθους των σωματιδίων λόγω απορρόφησης υδρατμών και συσσωμάτωσης τους με άλλα σταγονίδια.

Λόγω της διαφοράς της θερμοκρασίας μεταξύ περιοχών του βόρειου και νότιου γεωγραφικού πλάτους έχουμε ζεστές αέριες μάζες να εισέρχονται μέσα σε ψυχρές. Αυτό οδηγεί στο βόρειο ημισφαίριο να μετακινείται η μεταβολή αυτή σε κατεύθυνση ανατολική. Αυτό το μέτωπο όπως έχουμε συζητήσει προηγούμενα μπορεί να αποτελείται από ένα ζεστό ή ψυχρό μέτωπο.

Σε ένα θερμό μέτωπο η παρουσία θερμού αέρα στα ανώτερα στρώματα εμποδίζει την ανάμιξη των αερίων μαζών κατακόρυφα. Η παρουσία του πλούσιου σε υγρασία, ζεστού αέρα που κινείται πάνω σε ψυχρές μάζες έχει ως αποτέλεσμα την αύξηση του όγκου της αέριας μάζας και τη δημιουργία νεφών και βροχής με την σταδιακή ψύξη του αέρα. Στα θερμά μέτωπα έχουμε τη δημιουργία εκτεταμένων νεφικών στρωμάτων και καταιγίδων και την κατακρήμνιση των χημικών στοιχείων που βρίσκονται μέσα σε αυτά.

Μεταφορά στοιχείων από το κατώτερο στρώμα που είναι ψυχρό δεν είναι τόσο εύκολη λόγω της απουσίας νεφών.

2.10 Παραδείγματα και Εφαρμογές

Παράδειγμα 1

Γνωρίζοντας ότι μια ποσότητα αέρα που υφίσταται αδιαβατική ανύψωση στην Ατμόσφαιρα από ύψος z_1 σε z_2 αποδείξτε, ότι η σχέση μεταξύ θερμοκρασίας και πίεσης σε δύο διαφορετικά ύψη στην

Ατμόσφαιρα είναι:
$$\frac{T(z_2)}{T(z_1)} = \left[\frac{p(z_2)}{p(z_1)} \right]^{(\gamma-1)/\gamma}$$

Γνωρίζουμε από τη θεωρία ότι:

$$\frac{dT}{dp} = \frac{m R T / M_{air} p}{C_p + m R / M_{air}}$$

όπου:

$$\hat{c}_p - \hat{c}_3 = \frac{R}{M_{air}} \text{ και } \gamma = \frac{\hat{c}_p}{\hat{c}_3}$$

Οπότε έχουμε
$$\frac{dT}{T} = \frac{mR}{M_{air}} \left(\hat{c}_3 + \frac{mR}{M_{air}} \right) \frac{dp}{p} \Rightarrow \frac{dT}{T} = \frac{R}{M_{air}} \left(\hat{c}_3 + \frac{R}{M_{air}} \right) \frac{dp}{p}$$

$$\Rightarrow \int_{T(z_1)}^{T(z_2)} \frac{dT}{T} = \int_{p(z_1)}^{p(z_2)} \left(\frac{\gamma-1}{\gamma} \right) \frac{dp}{p} \Rightarrow \ln \frac{T(z_2)}{T(z_1)} = \left(\frac{\gamma-1}{\gamma} \right) \ln \left(\frac{p(z_2)}{p(z_1)} \right)$$

Με τελικό αποτέλεσμα
$$\frac{T(z_2)}{T(z_1)} = \left[\frac{p(z_2)}{p(z_1)} \right]^{(\gamma-1)/\gamma}$$

Εάν z_1 είναι το υψόμετρο του εδάφους και ο ξηρός αέρας που βρίσκεται αρχικά στην κατάσταση T, p μεταφέρεται αδιαβατικά σε πίεση p_0 τότε η

θερμοκρασία θ που θα έχουμε στο p_0 δίνεται από τη σχέση $\theta = T \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{(\gamma-1)}{\gamma}}$ και

ονομάζεται δυναμική θερμοκρασία (potential temperature).

Παράδειγμα 2

Αποδείξτε, ότι εάν η Ατμόσφαιρα είναι ισόθερμη τότε η μεταβολή της θερμοκρασίας ενός όγκου αέρα που ανυψώνεται αδιαβατικά δίνεται από τη σχέση $T(z) = T_o e^{-\Gamma z/T_o}$ όπου T_o και T_o' είναι οι θερμοκρασίες του όγκου του αέρα και του ατμοσφαιρικού αέρα στην επιφάνεια αντίστοιχα.

$$\Gamma = \frac{g}{c_p}$$

Για τον όγκο του αέρα έχουμε (T' είναι η θερμοκρασία του αέρα και T η θερμοκρασία του όγκου του αέρα που εξετάζουμε):

$$\frac{dp}{dz} = -\frac{M_{air} g p}{RT'}$$

Για τον όγκο αέρα που ανυψώνεται έχουμε:

$$\frac{dT}{dp} = \frac{mRT/M_{air} p}{C_u + mR/M_{air}} \Rightarrow \frac{dT}{dp} = -mg \frac{\frac{dz}{dp} \frac{T}{T'}}{c_s + mR/M_{air}}$$

$$\text{Με αποτέλεσμα: } \frac{dT}{dz} = -\Gamma \frac{T}{T'}$$

Με ολοκλήρωση της παραπάνω σχέσης έχουμε:

$$\int_{T_o}^T \frac{dT}{T} = \int_0^z -\Gamma \frac{dz}{T'} \Rightarrow \ln \frac{T}{T_o} = -\frac{\Gamma}{T_o'} z \Rightarrow T(z) = T_o e^{\left(-\frac{\Gamma z}{T_o'}\right)}$$

Παράδειγμα 3

Δύο συγκεντρώσεις αερίων ($N_1=8$ και $N_2=4$) με ταχύτητες ($u_1=3$ και $u_2=-1$) μετρήθηκαν σε διαφορετικά σημεία μέσα σε μια κυψελίδα σε συγκεκριμένη χρονική στιγμή. Υπολογίστε τις παρακάτω μεταβλητές $\overline{N}, N'_1, N'_2, \overline{u}, u'_1, u'_2, \overline{u'N'}, \overline{u'N}, \overline{uN}$.

Αντικαθιστώντας στις σχέσεις που δίνουν τις μέσες και στιγμιαίες τιμές έχουμε:

$$\overline{N} = (N_1 + N_2)/2 = 6$$

$$N'_1 = N_1 - \overline{N} = 2$$

$$N'_2 = N_2 - \overline{N} = -2$$

$$\overline{u'N'} = (u'_1 N'_1 + u'_2 N'_2)/2 = 4$$

$$\overline{uN} = \overline{uN} + \overline{u'N'} = (u_1 N_1 + u_2 N_2)/2 = 10$$

$$\overline{u} = (u_1 + u_2)/2 = 1$$

$$u'_1 = u_1 - \overline{u} = 2$$

$$u'_2 = u_2 - \overline{u} = -2$$

$$\overline{u'N} = 6$$

Παράδειγμα 4

Μετεωρολογικός σταθμός με ανεμόμετρα μετράει τις συνιστώσες U και W του ανέμου. Μετρήσεις των ταχυτήτων του αέρα γίνονται ανά 6 δευτερόλεπτα και διαρκούν 1 λεπτό. Οι μετρήσεις δίνονται στα παρακάτω 10 ζευγάρια:

U (m/s) 5 6 5 4 7 5 3 5 4 6

W (m/s) 0 -1 1 0 -2 1 2 -1 1 -1

Υπολογίστε τη μέση τιμή και τη διασπορά για κάθε συνιστώσα της ταχύτητας όπως επίσης και τον συντελεστή συσχέτισης (correlation coefficient) μεταξύ U και W .

Εφαρμόζοντας τις εκφράσεις για τους συντελεστές που μας ενδιαφέρουν από τη θεωρία του παρόντος Κεφαλαίου έχουμε:

$$\overline{U} = 5 \text{ m s}^{-1}$$

$$\overline{W} = 0 \text{ m s}^{-1}$$

$$\pm_U^2 = 1.20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$$

$$\pm_U = 1.10 \text{ m s}^{-1}$$

$$\pm_W^2 = 1.40 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$$

$$\pm_W = 1.18 \text{ m s}^{-1}$$

$$\overline{u'w'} = -1.10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$$

$$r_{UW} = -0.85$$

Από τις παραπάνω σχέσεις προκύπτει, ότι η μεταβολή της τύρβης της συνιστώσας της ταχύτητας W είναι πιο έντονη από αυτή της συνιστώσας U , έστω και εάν η μέση ταχύτητα της W είναι μηδέν. Από τις αρνητικές τιμές του συντελεστή συσχέτισης r_{UW} προκύπτει, ότι τα U και W μεταβάλλονται σε αντίθετες κατευθύνσεις. Επειδή η τιμή του συντελεστή συσχέτισης είναι κοντά στη μονάδα, αυτό σημαίνει ότι υπάρχουν λίγες παρατηρήσεις όπου το U και W μεταβάλλονται στην ίδια κατεύθυνση και πολλές παρατηρήσεις όπου μεταβάλλονται σε αντίθετες κατευθύνσεις.

Παράδειγμα 5

Η συγκέντρωση του αερίου A είναι $10 \mu\text{g m}^{-3}$ κάτω από ένα σύννεφο. Υποθέστε, ότι έχουμε σταθερό συντελεστή κατακρήμνισης ίσο με 3.3 h^{-1} . Υπολογίστε τόσο τη συγκέντρωση του αερίου A στην Ατμόσφαιρα ύστερα από 30 min βροχής όσο και την ολική ροή υγρής εναπόθεσης. Υποθέστε ότι η βάση του σύννεφου είναι 2 km (Seinfeld and Pandis, 1998).

Μπορούμε να γράψουμε τη σχέση που δίνει τη μεταβολή της συγκέντρωσης ως:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -W_{\text{air/rain}} + R + E$$

όπου λόγω του ότι χημικές αντιδράσεις και εκπομπές δεν υπάρχουν ($R=0$, $E=0$) έχουμε:

$$R=0$$

$$E=0$$

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\Lambda C$$

όπου Λ ο συντελεστής κατακρήμνισης. Η επίλυση της παραπάνω εξίσωσης δίνει ότι:

$$C = C_0 e^{-\Lambda t}$$

Μετά από μισή ώρα έχουμε $C = C_0 \times 0.19 = 1.9 \mu\text{g m}^{-3}$, με αποτέλεσμα $C_0 - C = 8.1 \mu\text{g m}^{-3}$ οπότε η ολική ροή για στήλη δύο χιλιομέτρων είναι $8.1 \times 2000 = 16.2 \text{ mg m}^{-2}$.

Εφαρμογή 1: Επεξεργασία βροχομετρικών δεδομένων νομού Χανίων.

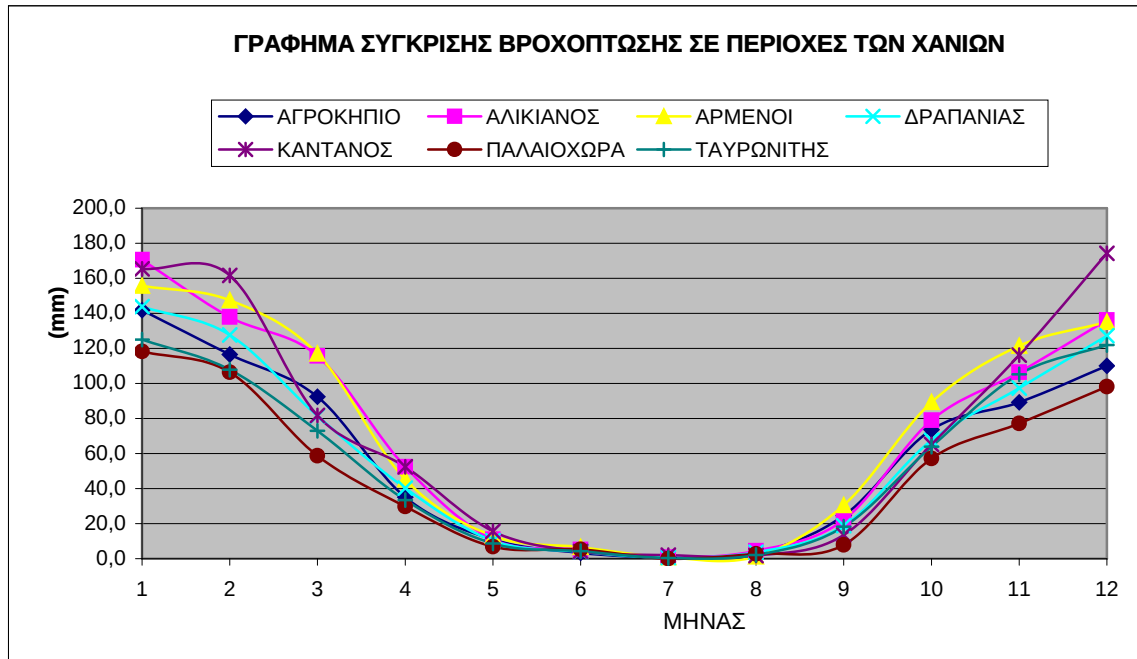
Το Ινστιτούτο Υποτροπικών και Ελιάς Χανίων (Υπηρεσία του Υπουργείου Γεωργίας) διαθέτει δίκτυο μετεωρολογικών σταθμών στο Ν. Χανίων. Τα στοιχεία των σταθμών αυτών χρησιμοποιήθηκαν εδώ για τον υπολογισμό του ποσοστού βροχόπτωσης στο Ν. Χανίων. Οι σταθμοί αν και έχουν μια καλή διασπορά στην έκταση του νομού, δεν υπάρχουν αρκετοί στα νότια του νομού για να γίνει έλεγχος του κατά πόσο η οροσειρά των Λευκών Ορέων επηρεάζει το καθεστώς βροχής στο νομό. Παρακάτω φαίνεται το Σχήμα 2-33 με την γεωγραφική θέση τους.



Σχήμα 2-33: Δίκτυο μετεωρολογικών σταθμών Νομού Χανίων.

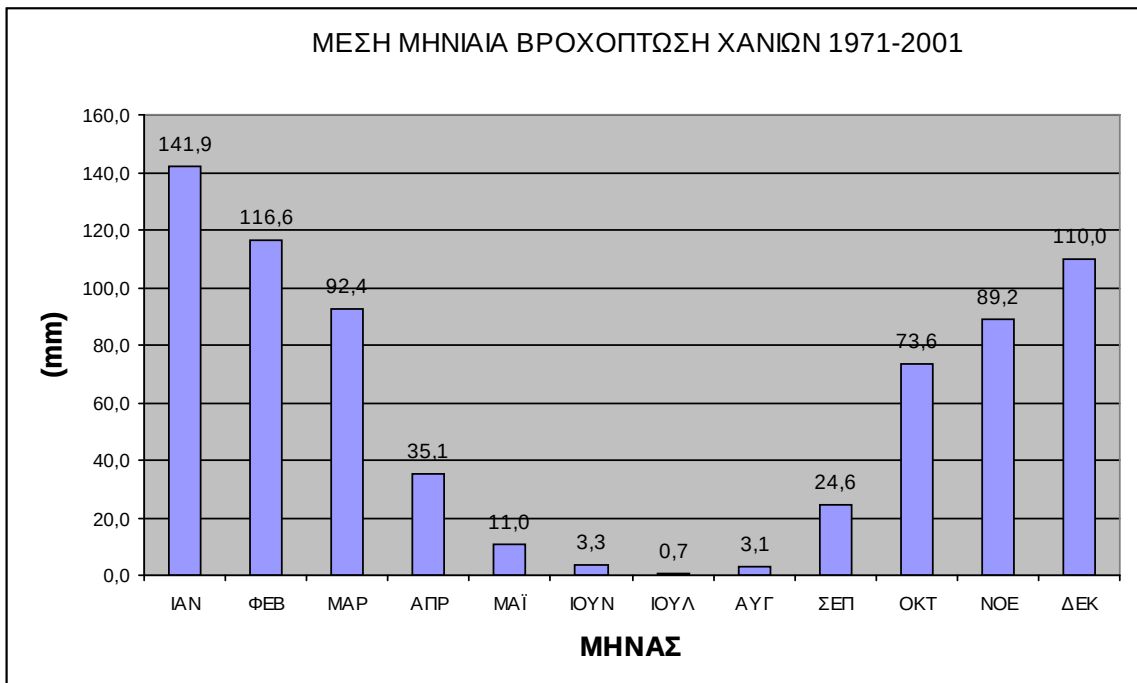
Μετά από επεξεργασία των στοιχείων βροχόπτωσης σε κάθε σταθμό παρουσιάζουμε τη μέση βροχόπτωση ανά μήνα (mm) στους βροχομετρικούς σταθμούς του νομού Χανίων.

Από τα Σχήματα 2-34 και 2-35 προκύπτει ότι η οροσειρά των Λευκών Ορέων επηρεάζει το κλίμα των Χανίων διαιρώντας το Νομό στις πολύομβρες βόρειες περιοχές και στις ξηρότερες νότιες. Χαρακτηριστικό είναι το παράδειγμα της Παλαιόχωρας, όπου η βροχόπτωση είναι ιδιαίτερα μειωμένη σε σχέση με τους βορειότερους σταθμούς τόσο σε ετήσια όσο και σε μηνιαία βάση. Η ποσότητα της βροχόπτωσης επηρεάζεται από το τοπικό υψόμετρο παρουσιάζοντας μεγαλύτερες τιμές στις ορεινές περιοχές, όπως παρατηρήθηκε από τις αυξημένες τιμές βροχόπτωσης του σταθμού στην Κάνδανο.



Σχήμα 2-34: Μέση βροχόπτωση (mm) ανά μήνα στους βροχομετρικούς σταθμούς Χανίων μεταξύ των ετών 1971 - 2001.

Η μηνιαία κατανομή της βροχόπτωσης στο Νομό Χανίων επιβεβαιώνει την κλιματική κατάταξη της περιοχής στον Μεσογειακό τύπο Ξηρού Θέρους. Όπως απεικονίζεται στο Σχήμα 2-35 ο κύριος όγκος των ετήσιων κατακρημνήσεων πραγματοποιείται τους χειμερινούς μήνες.



Σχήμα 2-35: Μέση μηνιαία βροχόπτωση στο νομό Χανίων μεταξύ των ετών 1971-2001.

Εφαρμογή 2: Μέσες τιμές ταχύτητας ανέμου, ολικού ύψους ιετού και μέσης θερμοκρασίας στην Αθήνα το 1997

Στον Πίνακα 2-3 παρουσιάζουμε τις μέσες μηνιαίες τιμές ταχύτητας ανέμου, ολικού ύψους ιετού και μέσης θερμοκρασίας, όπως δίνονται από την Εθνική Στατιστική Υπηρεσία για την περιοχή της Αθήνας για το έτος 1997.

Πίνακας 2-3: Μέσες μηνιαίες τιμές ταχύτητας ανέμου, ολικού ύψους ιετού και μέσης θερμοκρασίας, όπως δίνονται από την Εθνική Στατιστική Υπηρεσία για την περιοχή της Αθήνας και το έτος 1997 (Πηγή: Εθνική Στατιστική Υπηρεσία, Στατιστικές Περιβάλλοντος Έτους 1997).

Μήνας	Ταχύτητα ανέμου (m/sec)	Ολικό ύψος ιετού (mm)	Μέση θερμοκρασία (°C)
Ιανουάριος	3,5	86,2	10,9
Φεβρουάριος	3,9	5,8	10,2
Μάρτιος	5,1	7,7	11,2
Απρίλιος	3,7	43,4	12,7
Μάιος	3,0	6,4	22,1
Ιούνιος	2,7	4,5	26,2
Ιούλιος	3,3	0,0	28,6
Αύγουστος	3,5	18,5	26,5
Σεπτέμβριος	4,1	0,5	22,4
Οκτώβριος	3,7	37,3	17,6
Νοέμβριος	3,1	56,9	14,7
Δεκέμβριος	3,5	116,8	11,0

Ασκήσεις

Άσκηση 1

Έχει προταθεί, ότι η αέρια ρύπανση στο Λος Άντζελες μπορεί να καταπολεμηθεί ανοίγοντας σύρραγγες στα γύρω βουνά και αναρροφώντας τον αέρα έξω προς τις γύρω περιοχές, οι οποίες αποτελούνται κυρίως από ερημικές εκτασεις. Υπολογίστε την ενέργεια που θα χρειαστεί για τη μεταφορά του αέρα από την πόλη του Λος Άντζελες. Υποθέστε, ότι η περιοχή του Λος Άντζελες έχει έκταση 4000km^2 και ότι ο ρυπογόνος αέρας βρίσκεται κάτω από το οριακό στρώμα που έχει μέσο ύψος 400m . Ο συντελεστής ιξώδους του αέρα που μετακινείται πάνω από την περιοχή του Λος Άντζελες είναι $0,5$ και η ελάχιστη ενέργεια που απαιτείται για να διατηρηθεί η ροή του αέρα ισούται με την ενέργεια που καταναλώνεται από το ιξώδες του εδάφους. Υπολογίστε την ενέργεια που χρειάζεται για τη μεταφορά της μάζας του αέρα με ταχύτητα 7 km/h . Συγκρίνετε το αποτέλεσμα με τη δυνατότητα του Hoover Dam (σταθμός παραγωγής ηλεκτρικής ενέργειας) $1.25 \cdot 10^6 \text{KWh}$.

Άσκηση 2

Αν η τιμή της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας σε ένα τόπο είναι 5°C/Km , η τιμή της θερμοκρασίας του αέρα στην επιφάνεια είναι ίση με 20°C και ένα μεμονωμένο μπαλόνι είναι γεμάτο με ξηρό αέρα θερμοκρασίας 50°C , τότε να βρεθεί το ύψος που μπορεί να υψωθεί το μπαλόνι (δίνεται $\gamma_d = 10^\circ\text{C/Km}$).

Άσκηση 3

Οι ταυτόχρονες μετρήσεις της θερμοκρασίας του αέρα σε 4 σημεία Α, Β, Γ και Δ που βρίσκονται κατά μήκος της προσήνεμης πλευράς μιας οροσειράς είναι:

Θέσεις	Α	Β	Γ	Δ
Υψόμετρο (m)	1530	1396	690	378
Θερμοκρασία (T) σε ($^\circ\text{C}$)	6,3	6,9	11,9	14,4

Να υπολογίσετε την τιμή της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας ανάμεσα στις θέσεις α) Δ Γ, β) Γ Β, γ) Β Α και δ) Δ Α. Στη συνέχεια να γίνει σύγκριση της μέσης τιμής της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας πάνω στην οροσειρά με την αντίστοιχη κανονική τιμή της -6.5°C/Km και να υπολογισθεί η διαφορά.

Άσκηση 4

Κατανόηση της δυναμικής θερμοκρασίας Θ γίνεται με την υπόθεση αδιαβατικών διεργασιών. Μεταβολές στην εντροπία μπορούν να συνδεθούν με αυτές της θερμοκρασίας και της πίεσης με τη σχέση:

$$dS = \left(\frac{\partial S}{\partial T} \right)_p dT + \left(\frac{\partial S}{\partial P} \right)_T dP$$

α. Δείξτε, ότι:

$$dS = \left(\frac{c_p}{T} \right) dT - \left(\frac{R}{M_a} \right) \frac{dp}{p}$$

β. Από το παραπάνω αποτέλεσμα δείξτε ότι για αδιαβατική διεργασία ($dS=0$)

$$\text{ότι } d\Theta=0 \text{ και } \Theta = \pm 2 \sim \text{ } ^\circ\text{C} \times \frac{T}{p(\gamma - 1)}.$$

Άσκηση 5

Στην πόλη των Χανίων η θερμοκρασία του αέρα στις 07:00 ώρα μετά από μία ανέφελη και νήνεμη βραδιά του Ιανουαρίου ήταν ίση με 0°C . Το ύψος της θερμοκρασιακής αναστροφής ήταν $h=0$ και το βάθος της $d=100\text{m}$. Να βρεθεί σε ποιο ύψος από τη βάση αναστροφής (έδαφος) θα σημειωνόταν η ίδια θερμοκρασία του αέρα στα περιφερειακά υψώματα, αν η πραγματική τιμή της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας ήταν $-(\theta T/\theta z)=5^\circ\text{C}/\text{km}$ και η ένταση της αναστροφής ίση με $0,1^\circ\text{C}/10\text{m}$.

Άσκηση 6

Υπολογίστε τη συγκέντρωση (σε mole/cm^3) και το λόγο ανάμιξης (σε ppm) των υδρατμών στο επίπεδο του εδάφους σε $T=298\text{K}$ και RH 50%, 60%, 70%, 80%, 90%, 95%, 99%. Η πίεση των ατμών του καθαρού νερού ως συνάρτηση της θερμοκρασίας δίνεται από τη σχέση:

$$p_{\text{H}_2\text{O}}^\circ(T) = p_s \cdot \exp[13.3185 \sim -1.976 \sim^2 - 0.6445 \sim^3 - 0.1299 \sim^4]$$

$$\text{όπου: } p_s = 1013.25\text{mbar} \text{ και } \sim = 1 - \left(\frac{373.15}{T} \right).$$

Βιβλιογραφία 2^{ου} Κεφαλαίου

Ahrens, C.D. (1994). **Meteorology Today – An introduction to weather, climate and the environment**, Fifth Edition, West Publishing Company.

Φλόκα, Α. Α., (1990), **Μαθήματα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας**, Εκδόσεις Ζήτη.

European Union (2001). Air pollution research Report No 76, EU 2001.

Gates, E. (1972). Meteorology and Climatology. Harrap.

Hanna, S.R., G.A.Briggs, R.P.Hosker, (1981). **Handbook on Atmospheric Diffusion**, Technical Information Center, U.S. Department of Energy.

Χουσιαδάς Χ., Δροσινός Ι. και Λαζαρίδης Μ., (2003), **Effect of turbulent fluctuations on binary nucleation**, Journal of Aerosol Science, European Aerosol Conference, Madrid.

NASA (2003). Goddard Space Flight Centre. (<http://toms.gsfc.nasa.gov>).

Ναυτική Μετεωρολογία (2001). Λ.Ν. Καραπιπέρη, Ίδρυμα Ευγενίδου.

Stull, R.B. (1995). **Meteorology Today for Scientists and Engineers – A Technical Companion Book**, West Publishing Company, pp. 146-147.

Stull, R.B. (1997). **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**, Kluwer Academic Publishers, pp. 199, 202.

Seinfeld, J. H. and Pandis, S. N., (1998). **Atmospheric Chemistry and Physics**, John Wiley & Sons.