

Χ. Σ. Σαχσαμάνογλου

Καθηγητής

Τ. Ι. Μακρογιάννης

Καθηγητής

ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ
ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΓΕΝΙΚΗ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑ



Με βάση τα παραπάνω η κλίση (σχίσση 7.8.2) θα δίνεται από τη σχέση:

$$\alpha \approx \frac{dx}{dz} = - \frac{1}{\gamma} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}$$

Επειδή στην ύψωση ισχύει η σχέση:

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} = \frac{\partial z}{\partial z} > 0$$

συνεπάγεται ότι η μετατόπιση που κέρ...

ΕΚΔΟΣΕΙΣ
ΖΗΤΗ
ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

Κάθε γνήσιο αντίτυπο φέρει την υπογραφή των συγγραφέων

ISBN 960-431-443-2

© COPYRIGHT 1998 Χ. Σ. Σαχσαμάνογλου, Τ. Ι. Μακρογιάννης

Απαγορεύεται η με κάθε τρόπο αντιγραφή ή αναπαραγωγή μέρους ή όλου του βιβλίου χωρίς την έγγραφη άδεια του συγγραφέα και του εκδότη.



Εξώφυλλο

Χαράλαμπος Κιμίκογλου

**Φωτοστοιχειοθεσία
Εκτύπωση**

Π. ΖΗΤΗ & Σια ΟΕ
18^ο χλμ Θεσσαλονίκης - Περαιάς
ΤΘ 17057 • 542 10 Θεσσαλονίκη
Τηλ.-Fax: 0392 - 72.222 (3 γραμμές)
e-mail: ziti@hyper.gr

Βιβλιοπωλείο

ΕΚΔΟΣΕΙΣ ΖΗΤΗ
Αρμενοπούλου 27 • 546 35 Θεσσαλονίκη
Τηλ: (031) 203.720, Fax: 211.305

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Το βιβλίο αυτό γράφηκε για να καλύψει τις διδακτικές ανάγκες του μαθήματος της "Γενικής Μετεωρολογίας". Γράφηκε για να αποτελέσει το υπόβαθρο γνώσεων, για όλους εκείνους τους φοιτητές που έχουν ένα ιδιαίτερο ενδιαφέρον για την επιστήμη της Μετεωρολογίας. Ειδικά το περιεχόμενο της νέας αυτής εκδόσεως (δεύτερη) θα βοηθήσει αποφασιστικά και όλους εκείνους που μελλοντικά θα θελήσουν να εισαχθούν σε κάποιο πρόγραμμα μεταπτυχιακών σπουδών που σχετίζεται με το ατμοσφαιρικό περιβάλλον, τόσο στην Ελλάδα, όσο και στο εξωτερικό.

Η νέα αυτή έκδοση, όπως είναι φυσικό, στηρίχθηκε κυρίως στο περιεχόμενο της προηγούμενης έκδοσης. Διαμορφώθηκε όμως και συμπληρώθηκε σε σημαντικό βαθμό, με βάση την εμπειρία της διδασκαλίας των θεμάτων που περιελάμβανε η προηγούμενη έκδοση, από το ευχάριστο ενδιαφέρον που έδειξαν οι φοιτητές μας για τα θέματα αυτά αλλά και άλλα που δεν περιλαμβάνονταν σ' αυτήν.

Επίσης στην διαμόρφωση της ύλης, της νέας εκδόσεως, λάβαμε υπόψιν και τις απαιτήσεις του μεταπτυχιακού προγράμματος σπουδών, του Τομέα της Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας, από τους νεοεισερχομένους σ' αυτό σπουδαστές.

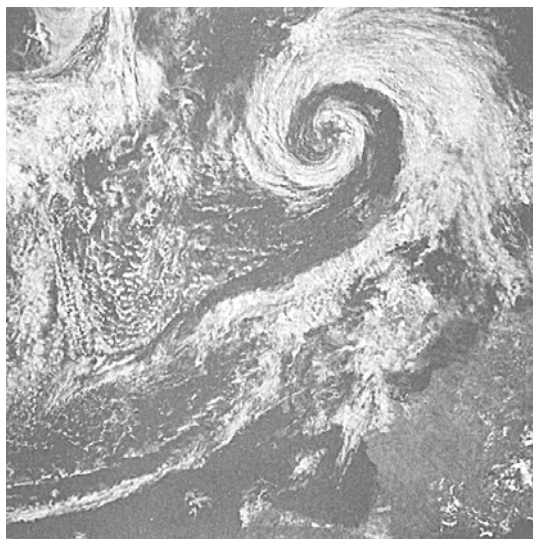
Στο τέλος του βιβλίου, με τη μορφή παραρτήματος, προτείνονται προς λύση, θέματα της καθημερινής μετεωρολογικής πρακτικής, με τη μορφή προβλημάτων για την καλύτερη κατανόηση των θεμάτων που περιλαμβάνονται σ' αυτό το βιβλίο.

Τέλος, ευχαριστούμε τον συνάδελφο κ. Αντώνιο Μπλούτσο, για την κάθε είδους βοήθεια που μας προσέφερε.

Θεσσαλονίκη, Φεβρουάριος 1998

Οι συγγραφείς

Χ.Σ. Σαχσαμάνογλου - Τ.Ι. Μακρογιάννης



Η φωτογραφία του εξωφύλλου προέρχεται από το περιοδικό *Weather* (No 8, Vol. 36). Το βαρομετρικό σύστημα που εικονίζεται, φωτογραφήθηκε από τον δορυφόρο NOOA, για λογαριασμό του Τμήματος Ηλεκτρονικών του Πανεπιστημίου του Dundee της Σκωτίας.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Είναι γνωστό ότι μέσα στη γήινη ατμόσφαιρα, άλλοτε κάτω από απλές και άλλοτε κάτω από πολύπλοκες διεργασίες, συμβαίνουν μετατροπές της ηλιακής και γήινης ακτινοβολίας σ' άλλες μορφές ενέργειας. Επομένως η ατμόσφαιρα είναι, κατά κύριο λόγο, το κέντρο θερμοδυναμικών και μηχανικών λειτουργιών που είναι υπεύθυνες των περισσότερων φαινομένων (φυσικών, χημικών και φυσικοχημικών) που παρατηρούνται μέσα σ' αυτήν.

Η Μετεωρολογία είναι ο κλάδος της Φυσικής που ασχολείται με το σύνολο των φαινομένων που συμβαίνουν στο κατώτερο τμήμα της γήινης ατμόσφαιρας, δηλαδή στην Τροπόσφαιρα (μετεωρολογικά φαινόμενα).

Όπως η Φυσική, έτσι και η Μετεωρολογία, διακρίνεται για τη μέθοδο που ακολουθεί, προκειμένου να βρει τα αίτια ώστε να περιγράψει τα φαινόμενα που προκαλούνται από αυτά. Η μέθοδος αυτή για τις Φυσικές επιστήμες είναι η "παρατήρηση" και το "πείραμα". Δηλαδή η ακριβής περιγραφή και η ελεγχόμενη επανάληψη του φαινομένου. Στη Μετεωρολογία, σπάνια χρησιμοποιείται το πείραμα, επειδή αυτό δεν εξυπηρετεί τη μετεωρολογική έρευνα, στις ελάχιστες περιπτώσεις που μπορεί να λειτουργήσει. Έτσι στη Μετεωρολογία, με την παρατήρηση των φαινομένων, επιτυγχάνουμε την ποιοτική περιγραφή τους, ενώ με τις ακριβείς και καλά οργανωμένες μετρήσεις που την συνοδεύουν, δίνεται η δυνατότητα της ποσοτικής περιγραφής τους. Στη συνέχεια η επιτυχής πρόβλεψη των φαινομένων αυτών δικαιώνει την ορθότητα της μετεωρολογικής παρατήρησης και της εις βάθος ανάλυσής της. Η πολυπλοκότητα ορισμένων μετεωρολογικών φαινομένων έχει ως αποτέλεσμα, οι μαθηματικές εξισώσεις που τα περιγράφουν (μοντέλα), να παρουσιάζουν δυσκολίες στη λύση τους, ακόμα και όταν αυτές επιζητούνται μέσω των Ηλεκτρονικών Υπολογιστών.

Στο επίπεδο που έχει φθάσει σήμερα η Μετεωρολογία είναι σε θέση να περιγράψει και τα πλέον πολυσύνθετα μετεωρολογικά φαινόμενα, άλλοτε με μεγαλύτερη και άλλοτε με μικρότερη ακρίβεια. Το γεγονός αυτό μας δίνει πλέον την δυνατότητα της παρέμβασης, σε ορισμένα από αυτά προς το παρόν, με τελικό αποτέλεσμα τον έλεγχο και την πηδαλιούχησή τους (τροποποίησή τους).

Η Μετεωρολογία λόγω της μεγάλης επιστημονικής της έκτασης διαιρείται σε επιμέρους κλάδους, με ασαφή πολλές φορές όρια.

Ορισμένοι από αυτούς, με σημαντική προϊστορία, είναι:

- I. Γενική Μετεωρολογία:** Ασχολείται με τη μελέτη όλων των μετεωρολογικών φαινομένων και διερευνά τις σχέσεις που υπάρχουν μεταξύ τους, χρησιμοποιώντας κάθε νόμο ή αρχή της Φυσικής.
- II. Δυναμική Μετεωρολογία:** Μελετά μόνον τις λειτουργίες της ατμόσφαιρας

που σχετίζονται με τις ενεργειακές μεταβολές και που συμβαίνουν μέσα σ' αυτή, με τη βοήθεια της ρευστομηχανικής και της θερμοδυναμικής των αερίων. Σκοπός της είναι η δημιουργία θεωρητικών προτύπων (μοντέλων) που περιγράφουν την κίνηση της ατμόσφαιρας. Τα μοντέλα αυτά υποβάλλονται σε δοκιμασία κάτω από πραγματικές συνθήκες, με αποτέλεσμα τη συνεχή βελτίωσή τους.

III. Συνοπτική Μετεωρολογία: Ασχολείται αποκλειστικά με την "πρόγνωση" του καιρού, αναλύοντας τα αποτελέσματα που δίνουν τα μοντέλα που δημιουργεί η Δυναμική Μετεωρολογία.

IV. Πρακτική Μετεωρολογία: Ασχολείται με την εγκατάσταση και τη λειτουργία των μετεωρολογικών οργάνων καθώς και τη δημιουργία νέων. Ασχολείται με την καταγραφή των μετρήσιμων και μη μετρήσιμων τιμών των μετεωρολογικών παραμέτρων. Οι τιμές αυτές αποτελούν τις αρχικές συνθήκες των μοντέλων που δημιουργεί η Δυναμική Μετεωρολογία. Επίσης αναπτύσσει μεθόδους επεξεργασίας και αποθήκευσης των τιμών αυτών με σκοπό να χρησιμοποιηθούν στο μέλλον από την Κλιματολογία.

Τα τελευταία χρόνια, εκτός από τους αμιγείς κλάδους της Μετεωρολογίας, αναπτύχθηκαν και κλάδοι με κοινό ενδιαφέρον, ανάμεσα στη Μετεωρολογία και άλλες επιστήμες. Έτσι αναπτύχθηκαν κλάδοι όπως είναι η Γεωργική Μετεωρολογία, η Βιομετεωρολογία, η Ναυτική Μετεωρολογία, η Ραδιομετεωρολογία κ.ά.

Η **Κλιματολογία** είναι συγγενής κλάδος της Μετεωρολογίας που ασχολείται με την τοπική και χρονική κατανομή των τιμών διαφόρων μετεωρολογικών μεγεθών.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΠΡΩΤΟ

Η ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ ΤΗΣ ΓΗΣ

1.1	Γενικά	15
1.2	Το μέγεθος της ατμόσφαιρας <i>Το ύψος της ατμόσφαιρας - Η μάζα της ατμόσφαιρας</i>	16
1.3	Η σύσταση της κατώτερης ατμόσφαιρας <i>Άζωτο - Οξυγόνο - Όζον - Διοξείδιο του άνθρακα - Αιωρήματα - Ρύπανση της ατμόσφαιρας</i>	18
1.4	Η θερμοκρασία της ατμόσφαιρας	27
1.5	Η διαίρεση της ατμόσφαιρας με κριτήριο την κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας <i>Γενικά - Τροπόσφαιρα - Στρατόσφαιρα - Μεσόσφαιρα - Θερμόσφαιρα - Εξώσφαιρα</i>	31
1.6	Η πίεση που ασκεί η ατμόσφαιρα <i>Γενικά - Το δυναμικό του βαρυντικού πεδίου (γεωδυναμικό) - Απλά ατμοσφαιρικά μοντέλα</i>	38
1.7	Οι υδρατμοί της ατμόσφαιρας <i>Γενικά - Απόλυτη υγρασία - Σχετική υγρασία - ειδική υγρασία - αναλογία μίγματος - Έλλειμμα κόρου - Θερμοκρασία του σημείου δρόσου - Θερμοκρασία του υγρού θερμομέτρου - Υετίσιμο ύδωρ - Η κατακόρυφη κατανομή των υδρατμών</i>	49

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΔΕΥΤΕΡΟ

Η ΗΛΙΑΚΗ ΚΑΙ ΓΗΙΝΗ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ

2.1	Γενικά	59
2.2	Οι νόμοι της ακτινοβολίας του μέλανος σώματος <i>Νόμος του Kirchhoff - Νόμος του Planck - Νόμος των Stefan - Boltzmann Πρώτος νόμος του Wien - Δεύτερος νόμος του Wien</i>	61

2.3	Η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας <i>Το φάσμα εκπομπής του ηλίου - Η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας Ηλιακή σταθερά - Η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας σε επικλινή επιφάνεια - Το ημερήσιο ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει σε οριζόντια επιφάνεια.....</i>	66
2.4	Η αλληλοεπίδραση μεταξύ ατμόσφαιρας και ηλιακής ακτινοβολίας <i>Γενικά - Σκέδαση της ηλιακής ακτινοβολίας - Απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας - Η απορρόφηση του υπεριώδους τιμήματος - Ο ιονισμός της ατμόσφαιρας - Ιονόσφαιρα - Η απορρόφηση του υπερύθρου τιμήματος - Η απορρόφηση του ορατού τιμήματος</i>	75
2.5	Η εξασθένηση της ηλιακής ακτινοβολίας <i>Γενικά - Η οπτική μάζα και το οπτικό βάθος της ατμόσφαιρας - Η διαφάνεια και η θόλωση της ατμόσφαιρας - Ολικός παράγων θολώσεως του Linke - Συντελεστής θολώσεως του Angstrom - Αυτοκαθαρισμός της ατμόσφαιρας</i>	92
2.6	Η γήινη ακτινοβολία <i>Γενικά - Το φάσμα εκπομπής του εδάφους - Το φάσμα εκπομπής της ατμόσφαιρας - Το φάσμα απορρόφησης της ατμόσφαιρας - Η θέρμανση και η ψύξη της ατμόσφαιρας με ακτινοβολία - Το φαινόμενο του θερμοκηπίου.....</i>	104

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΤΡΙΤΟ

Η ΘΕΡΜΟΔΥΝΑΜΙΚΗ ΤΟΥ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΟΥ ΑΕΡΑ

3.1	Γενικά	119
3.2	Η καταστατική εξίσωση <i>Ξηρός ατμοσφαιρικός αέρας - Υγρός ατμοσφαιρικός αέρας</i>	120
3.3	Το πρώτο θερμοδυναμικό αξίωμα <i>Ξηρός ατμοσφαιρικός αέρας - υγρός ατμοσφαιρικός αέρας.....</i>	122
3.4	Εντροπία - ενθαλπία ξηρού ατμοσφαιρικού αέρα	125

3.5	Οι σημαντικότερες θερμοδυναμικές μεταβολές που συμβαίνουν στην ατμόσφαιρα <i>Ισοβαρής ψύξη χωρίς συμπίκνωση - Ισοβαρής ψύξη με συμπίκνωση</i> <i>Αδιαβατική εκτόνωση χωρίς συμπίκνωση - αδιαβατική εκτόνωση</i> <i>συνοδευόμενη από συμπίκνωση - Ισενθαλπική συμπίκνωση -</i> <i>Ισενθαλπική εξάτμιση νερού - Ισενθαλπική μίξη αερίων μαζών χωρίς</i> <i>συμπύκνωση - Ισενθαλπική μίξη αερίων μαζών με συμπίκνωση -</i> <i>Κατακόρυφη ανάμιξη - Πολυτροπικές μεταβολές</i>	127
------------	--	-----

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΤΕΤΑΡΤΟ

ΦΥΣΙΚΗ ΤΩΝ ΝΕΦΩΝ

4.1	Γενικά	145
4.2	Η συμπίκνωση των υδρατμών στην ατμόσφαιρα <i>Ο ρόλος των στερεών αερολυμάτων στο σχηματισμό νεφοσταγόνων -</i> <i>Οι παράγοντες που διαμορφώνουν το μέγεθος</i> <i>των νεφοσταγόνων</i>	146
4.3	Θεωρίες για τον σχηματισμό της βροχής <i>Η θεωρία των Bowen - Ludlam - Η θεωρία των Bergeron - Finteisen</i>	158
4.4	Ταξινόμηση των νεφών <i>Ανώτερα νέφη - μέσα νέφη - κατώτερα νέφη</i>	162
4.5	Συμπυκνώσεις μικρής κλίμακας <i>Δρόσος - Πάχνη - Ομίχλη</i>	168
4.6	Διαδικασίες που ευνοούν τη συμπίκνωση των υδρατμών <i>Φυσικές διαδικασίες - Τεχνητές διαδικασίες</i>	170

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΠΕΜΠΤΟ

ΣΤΑΤΙΚΗ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ

5.1	Γενικά	175
5.2	Η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα της ατμόσφαιρας, μέτρο της αστά- θειάς της. <i>Μέθοδος του δείγματος - Μέθοδος του στρώματος - Η διείδυση</i>	177

5.3	Κατακόρυφη ταλάντωση σε ευσταθές ατμοσφαιρικό στρώμα	187
5.4	Η δυναμική θερμοκρασία, μέτρο της αστάθειας της ατμόσφαιρας.....	189
5.5	Η ενέργεια της ατμόσφαιρας, μέτρο της αστάθειας	190

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΕΚΤΟ

Η ΚΙΝΗΣΗ ΤΩΝ ΑΕΡΙΩΝ ΜΑΖΩΝ

6.1	Οι δυνάμεις που καθορίζουν την κίνηση <i>Η δύναμη της βαροβαθμίδας - Η δύναμη της βαρύτητας - Η δύναμη της τριβής - Η φυγόκεντρη δύναμη - Η δύναμη Coriolis</i>	195
6.2	Οι εξισώσεις της κίνησης	203
6.3	Εφαρμογή των εξισώσεων της κίνησης <i>Γεωστροφικός άνεμος - Άνεμος βαθμίδας - Άνεμος τριβής - Αύρα - Κυκλοστροφικός άνεμος - θερμικός άνεμος.....</i>	206
6.4	Η κίνηση του ανέμου στο οριακό στρώμα <i>Η οριζόντια ταχύτητα - Η κατακόρυφη ταχύτητα.....</i>	220
6.5	Βασικά μεγέθη της κινητικής των αερίων μαζών <i>Τροχιά - ρευματογραμμές - Απόκλιση και στροβιλισμός - Η εξίσωση της συνέχειας της μάζας - Κυκλοφορία - Πρακτικοί τρόποι υπολογισμού του στροβιλισμού και της απόκλισης του ανέμου.....</i>	223

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΕΒΔΟΜΟ

ΑΕΡΙΕΣ ΜΑΖΕΣ - ΜΕΤΩΠΑ - ΒΑΡΟΜΕΤΡΙΚΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ

7.1	Γενικά	231
7.2	Χαρακτηριστικά και ταξινόμηση των αερίων μαζών.....	232
7.3	Μετωπικές επιφάνειες - Μέτωπα.....	235
7.4	Είδη μετώπων <i>Ψυχρό μέτωπο - θερμό μέτωπο</i>	237
7.5	Μόνιμες μετωπικές επιφάνειες του πλανήτη	242

7.6	Υφέσεις	
	<i>Γενικά - μετωπικές υφέσεις - Θερμικές υφέσεις - Ορογραφικές υφέσεις - Τροπικοί κυκλώνες - Σίφωνες</i>	244
7.7	Αντικυκλώνες	
	<i>Γενικά - είδη αντικυκλώνων</i>	262
7.8	Η θέση του κέντρου ενός βαρομετρικού συστήματος σε συνάρτηση με το ύψος.....	265

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΟΓΔΩΟ

Η ΓΕΝΙΚΗ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ

8.1	Γενικά	269
8.2	Οι άνεμοι στην επιφάνεια του πλανήτη.....	270
8.3	Οι άνεμοι μέσα στην Τροπόσφαιρα	
	<i>Η ζωνική κίνηση - Η μεσημβρινή και κατακόρυφη κίνηση</i>	275
8.4	Τα μακρά κύματα στην Τροπόσφαιρα.....	280
8.5	Αεροχείμαρροι.....	285

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΕΝΑΤΟ

ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ ΜΕ ΙΔΙΑΙΤΕΡΟ ΕΝΔΙΑΦΕΡΟΝ

9.1	Καταιγίδα	
	<i>Γενικά - Η εξέλιξη μιας τοπικής καταιγίδας - Η δημιουργία μιας καταιγίδας - Η ραγδαιότητα της βροχόπτωσης σε καταιγιδόφορο νέφος - Τύποι καταιγίδων - Οι ηλεκτρικές εκκενώσεις στα καταιγιδόφορα νέφη</i>	289
9.2	Φαινόμενα που σχετίζονται με την διάδοση της ηλιακής ακτινοβολίας στην Τροπόσφαιρα	
	<i>Γενικά - Το ουράνιο τόξο - Ο αντικατοπτρισμός - Η άλως - Το στέμμα</i>	300

9.3	Φαινόμενα που σχετίζονται με την διάδοση των ραδιοκυμάτων στην Τροπόσφαιρα	
	<i>Γενικά - Ο ατμοσφαιρικός δείκτης διαθλάσεως των ραδιοκυμάτων - Η μεταβολή της διαθλαστικότητας με το ύψος - Η ακτίνα καμπυλότητας των ραδιοκυμάτων - Τύποι ατμοσφαιρικής διαθλάσεως</i>	
	<i>Η εξασθένηση των ραδιοκυμάτων από την ατμόσφαιρα.....</i>	<i>312</i>

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΔΕΚΑΤΟ

Η ΕΝΕΡΓΕΙΑ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ

10.1	Γενικά	323
10.2	Οι χρονικές μεταβολές της ενέργειας της ατμόσφαιρας.....	325
10.3	Αριθμητικές εκτιμήσεις της ενέργειας της ατμόσφαιρας.....	329
10.4	Εξισώσεις της ενέργειας.....	332
ΑΣΚΗΣΕΙΣ	335
ΜΟΝΑΔΕΣ - ΣΤΑΘΕΡΕΣ	361
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	365

1.



Η ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ ΤΗΣ ΓΗΣ

1.1 ΓΕΝΙΚΑ

Ατμόσφαιρα ονομάζουμε το αεριώδες τμήμα του πλανήτη που τον περιβάλλει και τον ακολουθεί στο σύνολο των κινήσεών του. Επομένως η ατμόσφαιρα, εκτός των άλλων κινήσεών της, περιστρέφεται γύρω από τον άξονα της γης, από τα δυτικά προς τα ανατολικά, με ταχύτητα περιστροφής η οποία γενικά δεν ταυτίζεται με αυτήν του στερεού τμήματος.

Είναι δυνατόν, η ατμόσφαιρα ή ένα τμήμα της να απορροφήσει επί πλέον ποσόν ενέργειας (ηλιακή ή γήινη ακτινοβολία), με αποτέλεσμα την αύξηση της κινητικής της ενέργειας. Το στερεό τμήμα του πλανήτη, με κάποια χρονική καθυστέρηση, αναιρεί την αύξηση αυτή, λόγω της τριβής που αναπτύσσεται στο παρεδάφιο τμήμα της ατμοσφαιρικής μάζας. Η κάθε μεταβολή της κινητικής ενέργειας της ατμόσφαιρας συνεπάγεται και μεταβολή της στροφορμής της. Η ροπή που αναπτύσσεται στο στερεό τμήμα του πλανήτη, εξαιτίας της μεταβολής αυτής και της μεταβολής της κατανομής της ατμοσφαιρικής πίεσης, έχει σαν αποτέλεσμα, τη μετατόπιση φορτίου και στη συνέχεια τη μικρή κλόνηση του άξονα περιστροφής της γης. Έτσι στην διάρκεια του έτους, λόγω της ετήσιας μεταβολής της κινητικής ενέργειας της ατμοσφαιρικής μάζας των δύο ημισφαιρίων και λόγω της ετήσιας μεταβολής που παρουσιάζει η γεωγραφική κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης, η θέση των γεωγραφικών πόλων αλλάζει, διαγράφοντας κύκλο ακτίνας ολίγων μέτρων.

Η ατμοσφαιρική μάζα, ως συμπιεστό ρευστό, παρουσιάζει μια χαρακτηριστι-

κή στρωμάτωση, με αποτέλεσμα η πυκνότητά της να μειώνεται εκθετικά με το ύψος

1.2 ΤΟ ΜΕΓΕΘΟΣ ΤΗΣ ΓΗΙΝΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ

Το ύψος της ατμόσφαιρας

Το ύψος μέχρι του οποίου εκτείνεται η ατμόσφαιρα της γης δεν είναι ακριβώς γνωστό, αλλά και δεν είναι εύκολο να υπολογισθεί. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι τα ανώτερα τμήματα της ατμόσφαιρας είναι τόσο πολύ αραιά, ώστε είναι δύσκολο να καθοριστούν τα όρια ανάμεσα στην γήινη ατμόσφαιρα και στον ενδοπλανητικό χώρο, ο οποίος σημειωτέον δεν είναι απόλυτα κενός από υλικά σωματίδια.

Σαν **ανώτερο όριο** της ατμόσφαιρας θα πρέπει να θεωρήσουμε την επιφάνεια εκείνη, στην οποία ο αριθμός των σωματιδίων που διαφεύγουν από αυτήν είναι ίσος με αυτόν που επιστρέφουν, σε κοσμική κλίμακα χρόνου. Για να αποσπασθεί ένα σωματίδιο από την ατμοσφαιρική μάζα πρέπει να αποκτήσει κινητική ενέργεια ίση ή μεγαλύτερη της δυναμικής ενέργειας (λόγω βαρυτικού πεδίου) στο σημείο διαφυγής:

$$\frac{1}{2} \Delta m \Delta u_z^2 \geq \int_z^\infty m \Delta g \Delta z \quad 1.2.1$$

όπου $g = g_0 \left(\frac{R}{R+z} \right)^2$ και R_r η ακτίνα της γης.

Από τη σχέση αυτή προκύπτει ότι κάθε συστατικό της ατμόσφαιρας διαφεύγει από το ίδιο ύψος, αφού η ταχύτητα διαφυγής είναι συνάρτηση μόνο του ύψους.

Το πρόβλημα του προσδιορισμού του ανώτερου ορίου της ατμόσφαιρας γίνεται περισσότερο πολύπλοκο από την έντονη παρουσία ιονισμένων σωματιδίων μέσα στην γήινη ατμόσφαιρα, τα οποία στα μεγάλα ύψη κυριαρχούν σε σχέση με τα υπόλοιπα συστατικά της ατμόσφαιρας. Τα ιονισμένα σωματίδια, όπως είναι γνωστό, ακολουθούν άλλους νόμους κινήσεως, εξαιτίας του μαγνητικού πεδίου που υπάρχει γύρω από την γη. Αποτέλεσμα του γεγονότος αυτού είναι τα ιονισμένα σωματίδια από ένα ορισμένο ύψος και πέρα, να μην ακολουθούν την γη σ' όλες της τις κινήσεις. Και το ερώτημα που δημιουργείται είναι: οι περιοχές αυτές είναι ή δεν είναι τμήματα της γήινης ατμόσφαιρας;

Οι θεωρητικοί υπολογισμοί δείχνουν ότι η ατμόσφαιρα της γης, πάνω από τους πόλους πρέπει να φθάνει στο ύψος των 28.000 Km και πάνω από τον ιση-

μερινό στο ύψος των 42.000 Km. Διάφορα φαινόμενα (το πολικό σέλας, η πυράκτωση των διαττόντων και των μετεωριτών) που έχουν σχέση με την παρουσία της ατμόσφαιρας, δεν μας επιτρέπουν να ορίσουμε το όριο της γήινης ατμόσφαιρας σε ύψος μεγαλύτερο των 3.000 Km.

Η μάζα της ατμόσφαιρας

Παρ' όλο που δεν είναι γνωστό το ύψος της ατμόσφαιρας, είναι όμως δυνατό να εκτιμήσουμε τη μάζα της με τον παρακάτω συλλογισμό:

Θεωρούμε την γη σφαιρική με ακτίνα $R_{\Gamma} = 6.360$ Km, την επιφάνειά της ομαλή χωρίς εξάρσεις και τη μέση ατμοσφαιρική πίεση που επικρατεί στην επιφάνεια του εδάφους, ίση με $p_0 = 1000$ hPa.

Με βάση τον κλασικό ορισμό της μηχανικής πίεσης, ο προσδιορισμός της ατμοσφαιρικής πίεσης που δημιουργείται στην επιφάνεια του εδάφους εξαιτίας της υπερκείμενης ατμοσφαιρικής μάζας, μπορεί να γίνει από τη σχέση:

$$p_0 = \frac{M_a g}{4 \diamond \mathbb{R}^2} \quad 1.2.2$$

Μετά την αντικατάσταση των δεδομένων στη σχέση αυτή προκύπτει το μέσο μέγεθος της μάζας της ατμόσφαιρας:

$$M_a = \frac{4 \diamond \mathbb{R}^2}{g} \diamond p_0 = \frac{4 \diamond (6.36 \cdot 10^6)^2}{9.81} \diamond 10^5 = 5.18 \cdot 10^{18} \text{ Kgr}$$

Αξίζει να σημειωθεί στο σημείο αυτό ότι η συνολική μάζα των ωκεανών υπολογίζεται ότι είναι $M_{\Omega} \approx 1.35 \cdot 10^{21}$ Kgr, ενώ η μάζα της γης, στο σύνολό της, είναι $M_{\Gamma} \approx 5.98 \cdot 10^{24}$ Kgr.

Από αυτά τα συγκριτικά στοιχεία φαίνεται ότι η στροφορμή του στερεού τμήματος του πλανήτη είναι 10^6 φορές μεγαλύτερη εκείνης της ατμόσφαιρας και επομένως οι μεταβολές της στροφορμής της ατμόσφαιρας μικρή αλλαγή στην κινητική κατάσταση του στερεού τμήματος της γης μπορούν να προκαλέσουν.

Από τη σχέση 1.2.2 προκύπτει ότι η ατμοσφαιρική μάζα που περιέχεται μεταξύ της επιφάνειας του εδάφους (p_0) και της ισοβαρικής επιφάνειας p θα δίνεται από τη σχέση:

$$M = \frac{p_0 - p}{p_0} \diamond M_a$$

Με βάση τη σχέση αυτή, προκύπτει ότι η ατμοσφαιρική μάζα που περιλαμβάνεται μέχρι το ύψος των 5 Km ($p=550$ hPa) αντιπροσωπεύει το 45% της συνολικής ατμοσφαιρικής μάζας. Ομοίως μέχρι το ύψος των 10 Km ($p=270$ hPa) το

ποσοστό είναι 73%, ενώ μέχρι το ύψος των 30 Km ($p=10hPa$) το ποσοστό αυτό είναι 99%.

Από τα παραπάνω γίνεται φανερό ότι μικρή αξία έχει η γνώση του ύψους του ανώτερου ορίου της ατμόσφαιρας, αφού σχεδόν το σύνολο της μάζας της βρίσκεται στα πρώτα 30 Km από την επιφάνεια του εδάφους.

1.3 Η ΣΥΣΤΑΣΗ ΤΗΣ ΚΑΤΩΤΕΡΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ

Η ατμόσφαιρα της γης, στα κατώτερα στρώματά της, αποτελείται από:

- 1) μίγμα αερίων που αποτελούν αυτό που ονομάζουμε **ξηρό αέρα**
- 2) νερό με τη μορφή στερεού, υγρού ή αερίου και
- 3) διάφορα στερεά ή υγρά σωματίδια που δεν περιλαμβάνονται στον ορισμό της ατμόσφαιρας.

Η σημερινή σταθερή σύσταση της κατώτερης ατμόσφαιρας, δηλαδή μέχρι το ύψος των 80 Km, φαίνεται στον πίνακα 1.3.1. Στον πίνακα αυτό δεν περιλαμβάνονται οι υδρατμοί διότι η παρουσία τους περιορίζεται μόνο στο κατώτερο τμήμα της ατμόσφαιρας (Τροπόσφαιρα). Υπολογίζεται ότι η ποσότητα των υδρατμών στην Τροπόσφαιρα αποτελεί το 1.5% - 2.5% της ατμοσφαιρικής μάζας της.

ΠΙΝΑΚΑΣ 1.3.1

Μέση σύσταση της γηίνης ατμόσφαιρας (ξηρός αέρας), από το έδαφος μέχρι το ύψος των 80 χιλιομέτρων.

Συστατικά	Συγκέντρωση	
Αζωτο	N ₂	78.08 %
Οξυγόνο	O ₂	20.95 %
Αργό	Ar	0.93 %
Διοξ. του ανθρακα	CO ₂	330 ppm
Νέο	Ne	18 ppm
Ηλιο	He	5 ppm
Κρυπτό	Kr	1 ppm
Υδρογόνο	H ₂	0.5 ppm
Ξένο	Xe	0.1 ppm
Οζον	O ₃	0-12 ppm

Τα σπουδαιότερα από τα αέρια που συνθέτουν τον ξηρό ατμοσφαιρικό αέρα δηλαδή αυτόν στον οποίο δεν υπάρχουν υδρατμοί, είναι:

Άζωτο

Αποτελεί το, σε μεγαλύτερη αναλογία, συστατικό του ξηρού ατμοσφαιρικού αέρα σε ποσοστό 78,08% κ.ο. Είναι αδρανές και εξαιτίας αυτής της συμπεριφοράς η ποσότητά του παραμένει σταθερή και ελάχιστα ανανεώσιμη.

Οξυγόνο

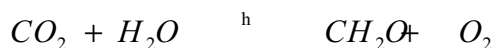
Αποτελεί το δεύτερο σε αναλογία, μετά το άζωτο, συστατικό του ξηρού ατμοσφαιρικού αέρα, σε ποσοστό 20,95% κ.ο. Το οξυγόνο της ατμόσφαιρας καταναλώνεται και ανανεώνεται συνεχώς, με τις χημικές αντιδράσεις της λιθόσφαιρας, βιόσφαιρας και των υδρατμών. Παρ' όλα αυτά η ποσότητα του οξυγόνου μέσα στην κατώτερη ατμόσφαιρα είναι σταθερή, μέσα στα όρια των σφαλμάτων μετρήσεως.

Πηγή οξυγόνου για την ατμόσφαιρα αποτελεί η φωτοδιάσπαση του νερού:

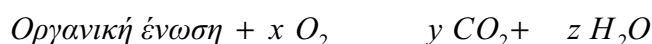


Η διάσπαση αυτή αποτελεί πηγή οξυγόνου επειδή το H_2 που ελευθερώνεται με αυτή την διαδικασία, φεύγει από την ατμόσφαιρα προς το κοσμικό διάστημα και επομένως δεν υπάρχει η δυνατότητα στο νεοπαραχθέν άτομο του οξυγόνου να επανενωθεί με υδρογόνο.

Η βιόσφαιρα παρέχει στην ατμόσφαιρα οξυγόνο κατά τις αντιδράσεις σύνθεσης των υδατανθράκων με τη βοήθεια της χλωροφύλλης και της ηλιακής ακτινοβολίας, όπως σχηματικά φαίνεται στην αντίδραση:



Είναι φυσικό ότι μια ορισμένη ποσότητα του οξυγόνου της ατμόσφαιρας δεσμεύεται από τη βιόσφαιρα με τις καύσεις των οργανικών ενώσεων:

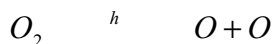


Η λιθόσφαιρα παρέχει έμμεσα οξυγόνο στην ατμόσφαιρα από τους ατελώς καμένους οργανισμούς. Και αυτό διότι οι οργανισμοί αυτοί έχουν προσφέρει στην ατμόσφαιρα οξυγόνο περισσότερο από εκείνο που ξόδεψαν κατά την ατελή καύση τους.

Πιστεύεται ότι το οξυγόνο που υπάρχει σήμερα στην ατμόσφαιρα είναι βιολογικής προελεύσεως διότι από τη μία πλευρά το οξυγόνο που παράγεται από τη φωτοδιάσπαση του νερού είναι μικρό και από την άλλη, η αρχική ποσότητα του οξυγόνου, αν δεν υπήρχε η βιολογική προέλευση, θα ξοδεύονταν σε σχετικά μικρό χρονικό διάστημα, κατά την διάβρωση των πετρωμάτων.

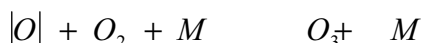
Όζον

Πηγή του όζοντος στην ατμόσφαιρα είναι η φωτοδιάσπαση του ατμοσφαιρικού μοριακού οξυγόνου. Για την διάσπαση αυτή απορροφάται ηλιακή ακτινοβολία της περιοχής 100 - 200 nm.



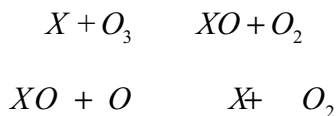
όπου: $6.14 \text{ eV} < 12.28 \text{ eV}$ (ζώνες Schumann - Runge - Herzberg)

Η φωτοδιάσπαση του μοριακού οξυγόνου γίνεται κυρίως στο ατμοσφαιρικό στρώμα που εκτείνεται πάνω από το ύψος των 20 Km με το μέγιστο της φωτοδιάσπασης στο ύψος των 50 Km. Το παραγόμενο ατομικό οξυγόνο, κατά ένα ποσοστό, μετατρέπεται σε όζον σύμφωνα με την εξίσωση:



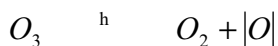
όπου M ένα τρίτο μόριο του οποίου η παρουσία είναι απαραίτητη προκειμένου να διατηρηθεί η ενέργεια και η ορμή κατά την εξώθερμη αυτή αντίδραση. Αν δεν υπάρχει το τρίτο αυτό μόριο τότε το μόριο του παραγόμενου όζοντος επαναδιασπάται. Η αντίδραση αυτή πραγματοποιείται στο ύψος εκείνο όπου η πιθανότητα τριπλής κρούσης είναι αρκετά μεγάλη (20-30 Km).

Επειδή το όζον της ατμόσφαιρας δεν παρουσιάζει σημαντική ποσοτική μεταβολή πρέπει να υποθέσουμε ότι υπάρχει και ισόρροπη αντίδραση διάσπασής του. Έχουν διαπιστωθεί δύο τέτοιες αντιδράσεις διάσπασης του όζοντος. Η μια από αυτές πραγματοποιείται με τη βοήθεια μορίων X του τύπου των χλωροφθορανθράκων (CCl_3 και CCl_2F) σε πολύ χαμηλές θερμοκρασίες επί παγοκρυστάλλων, σε δύο στάδια, σύμφωνα με τις παρακάτω αντιδράσεις:



Όπως προκύπτει από τις αντιδράσεις αυτές το τελικό αποτέλεσμα είναι ο επανασηματισμός του μορίου του οξυγόνου και η απελευθέρωση του μορίου που προκάλεσε την διάσπαση του όζοντος, για νέες διασπάσεις.

Η άλλη αντίδραση, που πραγματοποιείται σε όλα τα σημεία της ατμοσφαιρικής μάζας στα οποία μπορούν να διεισδύσουν φωτόνια της φασματικής ζώνης με μήκη κύματος μικρότερα των 1170 nm είναι:



όπου: $1.14 \text{ eV} < h\nu < 2.22 \text{ eV}$

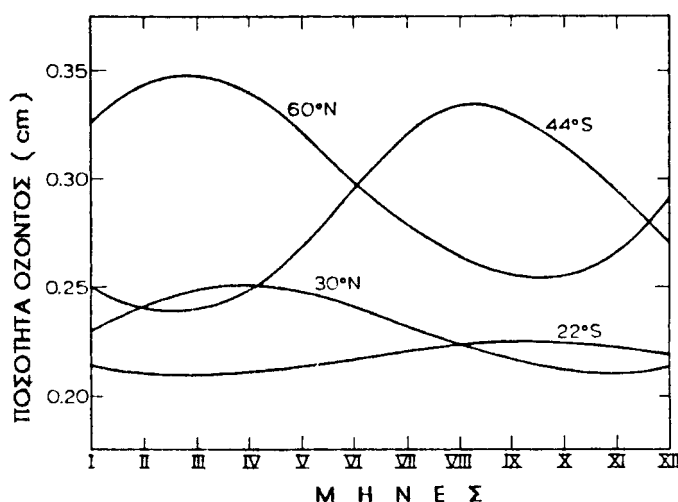
Από τα παραπάνω μπορούμε να δικαιολογήσουμε γιατί η συγκέντρωση του

όζοντος είναι μικρή, τόσο στα μεγάλα, όσο και στα μικρά ύψη της ατμόσφαιρας. Στα μεγάλα ύψη υπάρχει σε αφθονία το ατομικό οξυγόνο αλλά σε ανεπάρκεια το ουδέτερο μόριο που παραλαμβάνει την ενέργεια και την ορμή της εξώθερμης αντίδρασης. Το αντίθετο συμβαίνει στα μικρά ύψη της ατμόσφαιρας. Στα μικρά ύψη δεν υπάρχει ατομικό οξυγόνο επειδή τα φωτόνια (100-200 nm) που διασπών το μοριακό οξυγόνο δεν μπορούν να φθάσουν στα ύψη αυτά.

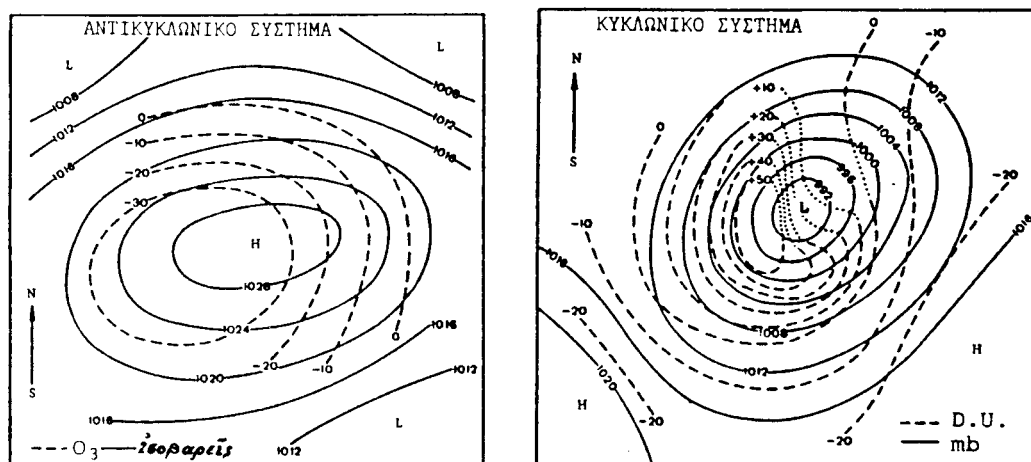
Στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας το όζον δεσμεύεται πολύ εύκολα από τα αιωρήματα σκόνης και ακόμη από το έδαφος.

Σε κανονικές συνθήκες (ΣΚΣ), η συνολική ποσότητα του όζοντος που υπάρχει στην ατμόσφαιρα, θα σχημάτιζε στην επιφάνεια του εδάφους, στρώμα πάχους 2 - 4 mm. Το πάχος αυτό αναφέρεται συνήθως με τον όρο **ισοδύναμο πάχος** του όζοντος.

Επειδή οι παράγοντες που διαμορφώνουν το ισοδύναμο πάχος του όζοντος δεν παραμένουν σταθεροί, αλλά αλλάζουν τόσο από τόπο σε τόπο όσο και από εποχή σε εποχή, γι' αυτό η τιμή του διαρκώς αλλάζει. Η μέση εικόνα της ετήσιας μεταβολής του όζοντος φαίνεται στο σχήμα 1.3.1



Σχήμα 1.3.1 Η μέση ετήσια κύμανση του ισοδυνάμου πάχους του όζοντος που υπάρχει σε μια κατακόρυφη στήλη, σε διάφορα γεωγραφικά πλάτη (Robinson, Solar Radiation)



Σχήμα 1.3.2 Η μεταβολή της ποσότητας του ισοδυνάμου πάχους του όζοντος σε Dobson Units ($1DU = 0.001\text{cm}$) εξαιτίας της παρουσίας αντικυκλωνικού ή κυκλωνικού συστήματος (X. Ζερεφός “Φυσική της Ατμόσφαιρας”)

Χαρακτηριστική είναι επίσης και η προσωρινή επίδραση που ασκούν τα βαρομετρικά συστήματα στην διαμόρφωση της τιμής του ισοδυνάμου πάχους του όζοντος. Από μετρήσεις που έγιναν προέκυψε ότι η παρουσία κυκλωνικού συστήματος στην Τροπόσφαιρα, συμβάλλει στην αύξησή του, ενώ η παρουσία αντικυκλωνικού συστήματος συμβάλλει στη μείωσή του (Σχήμα 1.3.2).

Από τη μελέτη των τιμών του ισοδυνάμου πάχους του όζοντος προκύπτουν τα παρακάτω γενικά συμπεράσματα:

- I.** Οι μέγιστες τιμές του ισοδυνάμου πάχους του όζοντος παρατηρούνται στις πολικές περιοχές του Βορείου Ημισφαιρίου και στα μέσα πλάτη του Νοτίου Ημισφαιρίου, ενώ οι ελάχιστες στην ισημερινή ζώνη.
- II.** Στην διάρκεια το έτους, οι τιμές του ισοδυνάμου πάχους παρουσιάζουν κύμανση με το μέγιστο την άνοιξη (Βόρειο Ημισφαίριο) και το ελάχιστο έξι μήνες αργότερα. Η μέση ετήσια κύμανση του ισοδυνάμου πάχους, στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, πραγματοποιείται μεταξύ των τιμών 0.3cm (ελάχιστο) και 0.4cm (μέγιστο), ενώ στα μικρά πλάτη γύρω από την τιμή 0.22cm με σχεδόν ασήμαντη διακύμανση.
- III.** Στο Νότιο Ημισφαίριο η ετήσια αυτή κύμανση παρουσιάζει μία φυσιολογική καθυστέρηση περίπου έξι μηνών (μέγιστο το φθινόπωρο, ελάχιστο την άνοιξη).
- IV.** Το εύρος της κύμανσης αυτής μειώνεται από τους πόλους προς τον ισημερινό.
- V.** Το μέγιστο της κατακόρυφης κατανομής του όζοντος πάνω από τις πολικές

περιοχές παρατηρείται σε ύψη που είναι περίπου 10 Km χαμηλότερα από τα ύψη στα οποία παρατηρείται το μέγιστο του όζοντος πάνω από τις ισημερινές περιοχές. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα την παρουσία ισχυρής βαθμίδας όζοντος, που είναι και η αιτία μεταφοράς του από την ισημερινή περιοχή της Στρατόσφαιρας προς τους πόλους.

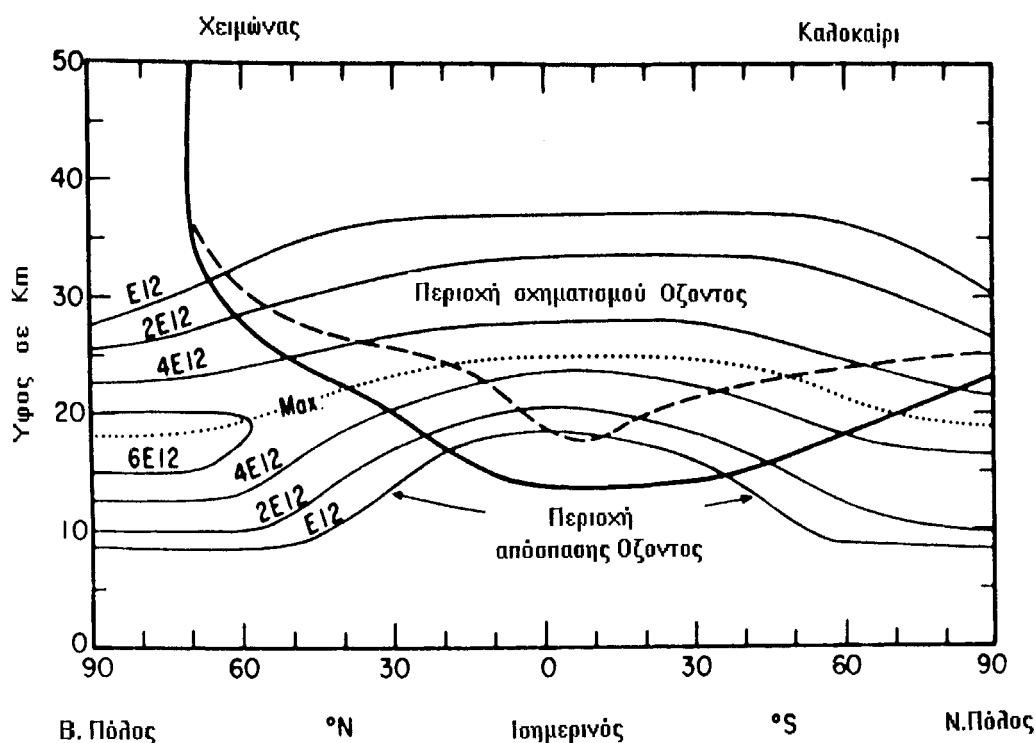
Εκτός το όζοντος που δημιουργείται με τους παραπάνω τρόπους, μικρές ποσότητες όζοντος δημιουργούνται στο κατώτατο ατμοσφαιρικό στρώμα από διάφορες ανθρώπινες δραστηριότητες, είτε άμεσα είτε έμμεσα. Το **τροποσφαιρικό** αυτό όζον καταστρέφεται σε μικρό χρονικό διάστημα, από τη μεγάλη ποσότητα σκόνης που αιωρείται στο παρεδάφιο τμήμα της Τροπόσφαιρας. Παρά το γεγονός ότι η ποσότητα του όζοντος αυτού είναι μικρή, θεωρείται όμως επικίνδυνη, λόγω της βιολογικής του δράσης, αφού περιέχεται στον ατμοσφαιρικό αέρα που εισπνέεται από τους ανθρώπους.

Η συγκέντρωση του όζοντος παρουσιάζει έντονες χρονικές και τοπικές μεταβολές. Οι μεταβολές του όζοντος δεν οφείλονται μόνο στις **πηγές και καταβόθρες** του, αλλά και στην οριζόντια και κατακόρυφη **μεταφορά** του, με όλα τα είδη των κινήσεων της ατμόσφαιρας. Η εξάρτηση της συγκέντρωσης του όζοντος από τις ατμοσφαιρικές κινήσεις φαίνεται στο σχήμα 1.3.3 και 1.5.2.

Όπως φαίνεται στο σχήμα 1.3.3, το όζον δημιουργείται κυρίως στα μικρά γεωγραφικά πλάτη και σε ύψη μεγαλύτερα των 25Km. Διαιρώντας την τοπική συγκέντρωση του όζοντος με τον ρυθμό δημιουργίας του σε κάθε ύψος και σε κάθε γεωγραφικό πλάτος, μπορεί να υπολογισθεί ο **χρόνος αντικατάστασής** του.

Η παχιά διακεκομμένη και η συνεχής γραμμή (Σχήμα 1.3.3) δείχνουν τον τετράμηνο και δεκαετή χρόνο αντικατάστασής του αντίστοιχα. Από την καμπύλη του δεκαετή χρόνου αντικατάστασης του όζοντος, αλλά και από την γεωγραφική κατανομή της συγκέντρωσης, προκύπτει ότι με τη βοήθεια της γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας μεταφέρονται σημαντικά ποσά όζοντος από τη ζώνη σχηματισμού (ζώνη απόσπασης) προς τον ψυχρότερο πόλο (χειμώνα).

Μια πλήρη γνώση του ισοζυγίου του όζοντος απαιτεί όχι μόνο την καλή γνώση της κατανομής των **πηγών** του και της οριζόντιας μεταφοράς του, αλλά και καλή γνώση της κατανομής των **καταβοθρών** του. Τα τελευταία χρόνια υπήρξε μεγάλη πρόοδος τόσο στις γνώσεις μας σχετικά με την φωτοχημεία της στοιβάδας του όζοντος όσο και στους μηχανισμούς ανταλλαγής μάζας μεταξύ Τροπόσφαιρας και Στρατόσφαιρας με αποτέλεσμα την καλή περιγραφή και των καταβοθρών του όζοντος.



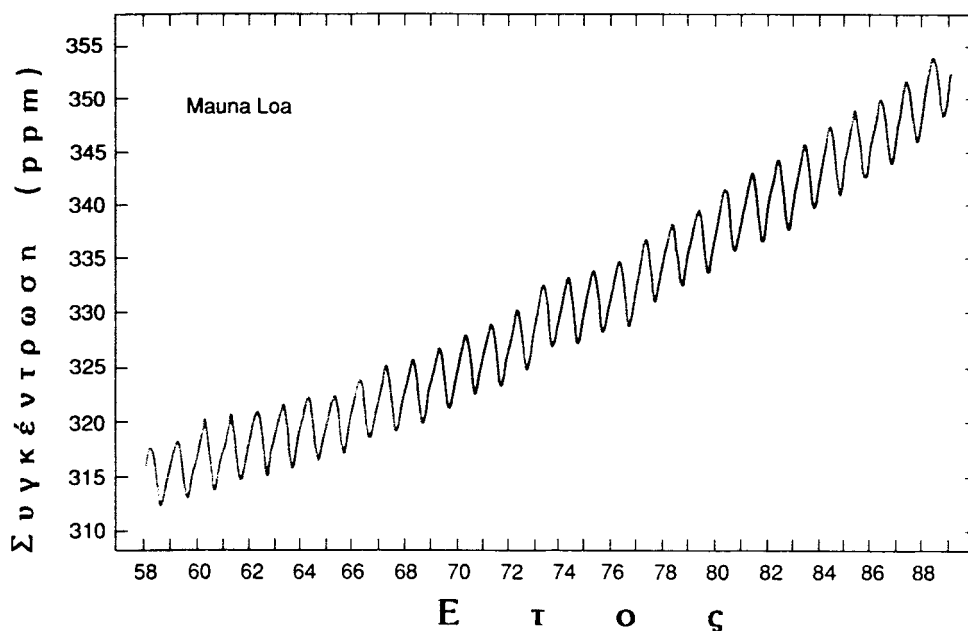
Σχήμα 1.3.3 Η κατά γεωγραφικό πλάτος κατανομή της μέσης συγκέντρωσης ($E12=10^{12}$ μόρια/cm³) του όζοντος καθώς και ο χρόνος αντικατάστασής του. (J.R. Holton, An Introduction to Dynamic Meteorology)

Διοξείδιο του άνθρακα

Η περιεκτικότητα της ατμόσφαιρας σε διοξείδιο του άνθρακα, τουλάχιστον μέχρι του ύψους εκείνου που η σύσταση της ατμόσφαιρας είναι σταθερή, μεταβάλλεται από 0,02% έως 0,04% (200 - 400 ppm).

Φυσικές δεξαμενές του είναι οι ωκεανοί, τα ιζηματογενή ανθρακικά πετρώματα, η βιόσφαιρα και φυσικά η ατμόσφαιρα. Ανάμεσα στις τέσσερις αυτές πηγές υπάρχουν κύκλοι **σχηματισμού** και **καταστροφής** του διοξειδίου του άνθρακα με τελικό αποτέλεσμα η ποσότητά του, που υπάρχει στην ατμόσφαιρα, να παραμένει σταθερή, σε κοσμική κλίμακα χρόνου.

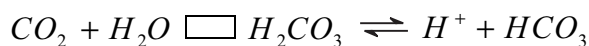
Τα τελευταία χρόνια λεπτομερείς μετρήσεις της περιεκτικότητας της ατμόσφαιρας σε διοξείδιο του άνθρακα έδειξαν ότι υπάρχει μια αύξηση με ρυθμό 0.9 ppm / έτος, όπως φαίνεται στο διάγραμμα του σχήματος 1.3.4 που θεωρείται αντιπροσωπευτικό για το Βόρειο Ημισφαίριο της γης. Η αύξηση αυτή του διοξειδίου του άνθρακα θεωρείται σαν αποτέλεσμα της αύξησης των καύσεων των υδρογονανθράκων.



Σχήμα 1.3.4 Μηνιαίες τιμές συγκέντρωσης το CO_2 στη νήσο Mauna Loa (Ειρηνικός ωκεανός) (J.V.Iribarne and H.-R.Cho, Atmospheric Physics)

Οι σπουδαιότεροι μηχανισμοί **άντλησης**, ανάμεσα στις παραπάνω πηγές, του διοξειδίου του άνθρακα είναι:

1. Η διάλυση του διοξειδίου του άνθρακα στο νερό με σχηματισμό δισσανθρακικών ιόντων και αντίστροφα:



Το γεγονός ότι τα ανθρακικά άλατα είναι ευδιάλυτα στο νερό και το γεγονός ότι η μάζα των ωκεανών είναι μεγάλη, δίνει στους ωκεανούς, τον ρόλο μιας τεράστιας αποθήκης η οποία, όταν η θερμοκρασία της ατμόσφαιρας ελαττωθεί να αποδίδει στην ατμόσφαιρα ποσότητες αδιάλυτων ανθρακικών αλάτων, δηλαδή διοξειδίου του άνθρακα, ενώ όταν η θερμοκρασία της ατμόσφαιρας αυξηθεί, να αποθηκεύει τις επιπλέον ποσότητές του, με τη μορφή αλάτων, που προκάλεσαν την αύξηση αυτή της θερμοκρασίας.

Βέβαια μέσα στη μάζα των ωκεανών υπάρχει διαλυμένη και μικρή ποσότητα αερίου διοξειδίου του άνθρακα. Μέρος της ποσότητας αυτής ακολουθεί αντίθετη διαδικασία από εκείνη των ανθρακικών αλάτων. Έτσι μία αύξηση της θερμοκρασίας του νερού θα προκαλέσει αφ' ενός αύξηση της διαλυτότητας των στερεών και αφ' ετέρου μείωση εκείνης των αερίων. Στο σημείο αυτό πρέπει να τονισθεί ότι οι ωκεανοί δεν αντιδρούν αμέσως αλλά μετά από παρέλευση αρκετών ετών. Επίσης πρέπει να τονισθεί ότι και η άντληση του διοξειδίου του άνθρακα είναι

μία μακροχρόνια διαδικασία.

2. Η σύνθεση και η αποσύνθεση των υδατανθράκων

Η ταφή των οργανικών ενώσεων αποτελεί απώλεια διοξειδίου του άνθρακα για την ατμόσφαιρα επειδή σταματά η διαδικασία της καύσης. Στο σημείο αυτό πρέπει να τονίσουμε ότι αύξηση της ποσότητας του διοξειδίου του άνθρακα προκαλεί αύξηση της ταχύτητας ανάπτυξης των φυτών.

3. Η ηφαιστειακή δράση και η οξείδωση των πετρωμάτων.

Αιωρήματα - Ρύπανση της ατμόσφαιρας

Μέσα στην ατμόσφαιρα με τη μορφή των αιωρημάτων (αερολύματα) μπορούμε να διακρίνουμε στερεά σωματίδια καθώς και χημικές ουσίες σε υγρή ή αέρια κατάσταση.

Τα ατμοσφαιρικά αυτά αιωρήματα, ανάλογα με την προέλευσή τους μπορούν να χωριστούν σε δύο κατηγορίες:

- I. Γήινης προελεύσεως και
- II. Κοσμικής προελεύσεως

Τα γήινης προελεύσεως αιωρήματα μπορεί να είναι:

- α. Αιωρήματα προερχόμενα από την αποσάθρωση των πετρωμάτων. Πηγή είναι κάθε ακάλυπτος χώρος.
- β. Αιωρήματα NaCl. Πηγή είναι οι κορυφές των κυμάτων της θάλασσας.
- γ. Αιωρήματα αιθάλης και στάχτης. Πηγή τα βιομηχανικά πάρκα.
- δ. Αιωρήματα ηφαιστειακής ύλης.
- ε. Αιωρήματα οργανικής προελεύσεως (γύρις, μικρόβια κ.λ.π.)
- στ. Αιωρήματα βιομηχανικά

Τα κοσμικής προελεύσεως αιωρήματα μπορεί να είναι:

- α. Αιωρήματα κοσμικής ύλης (καιόμενοι μετεωρίτες: 1000 tn/day)
- β. Αιωρήματα κοσμικής ύλης ηλεκτρικά φορτισμένα.

Τα ατμοσφαιρικά αιωρήματα ανάλογα με το μέγεθός τους ταξινομούνται συνήθως σε τρεις κατηγορίες:

- α. Πυρήνες Aitken (διάμετρος < 0.1 μm)
- β. Μεγάλοι πυρήνες (διάμετρος 0.1 μm - 1.0 μm)
- γ. Γιγάντιοι πυρήνες (διάμετρος > 1.0 μm)

Η σημασία των ατμοσφαιρικών αιωρημάτων είναι μεγάλη:

- α. Είναι απαραίτητα για τη συμπύκνωση των υδρατμών. Χωρίς αυτά η συμπύκνωση των υδρατμών είναι σχεδόν αδύνατη με τις συνθήκες που επικρατούν

στην ατμόσφαιρα.

- β. Συμμετέχουν σε χημικά και ηλεκτρικά φαινόμενα
- γ. Επηρεάζουν την ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας
- δ. Ορισμένα από αυτά είναι επικίνδυνα για την υγεία των οργανισμών.

Ρύπανση της ατμόσφαιρας ονομάζουμε την κάθε είδους επιβάρυνσή της με στοιχεία, ξένα προς τον ορισμό της.

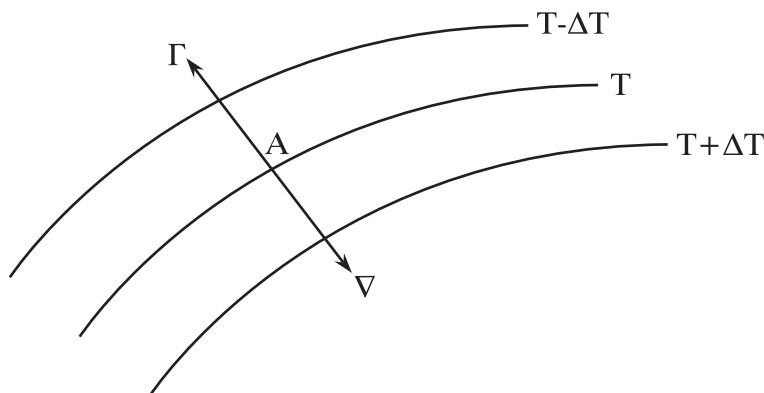
Η άμυνα της ατμόσφαιρας, στην ρύπανσή της από στερεά αιωρήματα εκδηλώνεται καμιά φορά με ραγδαίες βροχές. Σήμερα παραδεχόμαστε ότι ισχυρές ρυπάνσεις της ατμόσφαιρας από κονιορτό κοσμικής κυρίως προελεύσεως είχαν σαν αποτέλεσμα κατακλυσμούς. Όχι φυσικά τους κατακλυσμούς που έγιναν από εισροή υδάτων σε χαμηλές περιοχές του πλανήτη.

Από μετρήσεις που έγιναν προκύπτει ότι η περιεκτικότητα του παρεδάφιου στρώματος σε στερεά αιωρήματα είναι συνάρτηση τόσο των καιρικών συνθηκών που επικράτησαν, στο πρόσφατο παρελθόν, όσο και των καιρικών συνθηκών που επικρατούν στη θέση των μετρήσεων. Επίσης μεγάλη σχέση έχει το αν η θέση των μετρήσεων βρίσκεται μέσα σε πόλη ή στο ύπαιθρο. Στενά συνδεδεμένες με τη ρύπανση της ατμόσφαιρας είναι ορισμένες αέριες χημικές ουσίες οι οποίες αποτελούν γενικά τα ανεκμετάλλευτα προϊόντα καύσεων ή οξειδώσεων. Οι σπουδαιότερες απ' αυτές είναι, το διοξείδιο του θείου, το μονοξείδιο του άνθρακα και το διοξείδιο του αζώτου.

Για τη ρύπανση της ατμόσφαιρας σε περιοχές που βρίσκονται μεγάλες βιομηχανικές πόλεις αναφέρουμε ενδεικτικά τα αποτελέσματα μετρήσεων που έγιναν στη Θεσσαλονίκη. Είναι δυνατόν η συγκέντρωση σκόνης στην περιοχή της Θεσσαλονίκης, να φτάσει την τιμή των 100.000 μεριδίων/cm³ και σε ορισμένες περιπτώσεις (άπνοια) την τιμή των 150.000 μεριδίων/cm³. Μετά από βροχή, στην ίδια περιοχή, η συγκέντρωση αυτή μειώνεται και φθάνει την τιμή των 500-1000 μεριδίων/cm³.

1.4 Η ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ

Όπως είναι φυσικό η θερμοκρασία της ατμοσφαιρικής μάζας δεν παρουσιάζει ομοιόμορφη κατανομή. Η στιγμιαία κατανομή της, λόγω διαφόρων παραγόντων, μεταβάλλεται διαρκώς. Ορισμένες από τις μεταβολές αυτές είναι περιοδικές, ενώ άλλες τυχαίες.



Σχήμα 1.4.1 Η θέση της κλίσης των ισοθερμών και της θερμοβαθμίδας

Η οριζόντια κατανομή της θερμοκρασίας περιγράφεται με τη βοήθεια των ισοθερμών καμπύλων είτε στο επίπεδο της θάλασσας, είτε σε οποιοδήποτε άλλο επίπεδο μέσα στην ατμόσφαιρα. Επομένως σε κάθε σημείο του πεδίου της θερμοκρασίας θα υπάρχει και η αντίστοιχη **κλίση** της, που περιγράφεται από τη σχέση:

$$\vec{T} = \frac{\partial T}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial T}{\partial y} \hat{j} + \frac{\partial T}{\partial z} \hat{k} \quad 1.4.1$$

Το αντίθετο της κλίσης διάνυσμα, στη Μετεωρολογία, ονομάζεται **θερμοβαθμίδα** (Σχήμα 1.4.1)

$$\vec{=} \quad \vec{T} \quad 1.4.2$$

Ενδιαφέρον παρουσιάζει τόσο η οριζόντια συνιστώσα της θερμοβαθμίδας, όσο και η κατακόρυφη, που περιγράφονται από τις σχέσεις:

οριζόντια συνιστώσα $\vec{=} = \frac{\partial T}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial T}{\partial y} \hat{j} \quad 1.4.3$

κατακόρυφη συνιστώσα $\vec{=}_k = \frac{\partial T}{\partial z} \hat{k} \quad 1.4.4$

Ειδικά η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα αποτελεί στοιχείο όχι μόνο περιγραφής της κατακόρυφης κατανομής της θερμοκρασίας μέσα στην ατμόσφαιρα, αλλά σε ορισμένες περιπτώσεις και σημαντικό διαγνωστικό μέγεθος για το είδος της ισορροπίας που επικρατεί μέσα σ' αυτήν.

Επειδή οι παρατηρούμενες θερμοβαθμίδες είναι μικρές τόσο οι οριζόντιες όσο και οι κατακόρυφες, γι' αυτό τον λόγο, οι μονάδες που χρησιμοποιούνται συ-

νήθως είναι $^{\circ}\text{C}/100 \text{ Km}$ για τις οριζόντιες και $^{\circ}\text{C} / \text{ Km}$ για τις κατακόρυφες Στο ατμοσφαιρικό στρώμα που εφάπτεται του εδάφους, οι παρατηρούμενες κατακόρυφες θερμοβαθμίδες είναι πολύ μεγάλες. Πολλές φορές είναι της τάξης μερικών βαθμών ανά μερικά εκατοστά. Συνήθης τιμή το καλοκαίρι με άπνοια είναι αυτή των $2^{\circ}\text{C}/10 \text{ cm}$.

Η αλλαγή της θερμοκρασίας σε ένα σημείο του χώρου της ατμόσφαιρας διαμορφώνεται τόσο από την **διαβατική** θέρμανση (ψύξη) και την **οριζόντια μεταφορά** της θερμοκρασίας, όσο και από την **αδιαβατική** θέρμανση (ψύξη). Σε ορισμένες μόνο περιπτώσεις η αδιαβατική θέρμανση (ψύξη) αποτελεί σημαντικό παράγοντα διαμόρφωσης της θερμοκρασίας σ' ένα σημείο του χώρου.

Η μεταβολή της θερμοκρασίας σ' ένα σημείο της ατμόσφαιρας, σαν αποτέλεσμα και των τριών προαναφερθέντων παραγόντων εκφράζεται από τη σχέση:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{C_{pa}} \left(\frac{dQ}{dt} - (\vec{V} \cdot \nabla T) \right) \quad (1.4.5)$$

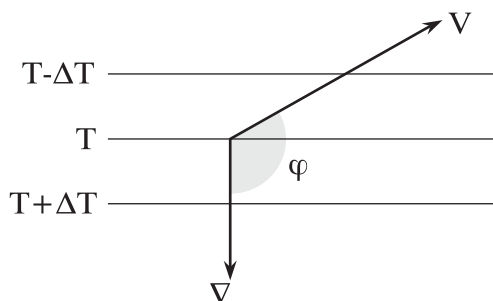
Ο πρώτος όρος του δευτέρου μέλους εκφράζει τον ρυθμό μεταβολής της θερμοκρασίας σ' ένα τόπο, λόγω διαβατικής θερμάνσεως (ψύξεως). Διαβατική θέρμανση έχουμε στην περίπτωση απορροφήσεως ακτινοβολίας μικρού ή μεγάλου μήκους κύματος από την ατμόσφαιρα, καθώς και στην περίπτωση μεταφοράς αισθητής θερμότητας από τη ξηρά ή τη θάλασσα στην ατμοσφαιρική μάζα. Αντίθετα διαβατική ψύξη έχουμε στην περίπτωση εκπομπής, από την ατμόσφαιρα, ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος ή μεταφοράς αισθητής θερμότητας από αυτήν προς το έδαφος ή τη θάλασσα.

Για την περίπτωση της εκπομπής ή της απορροφήσεως ακτινοβολίας από την ατμοσφαιρική μάζα γίνεται λεπτομερειακή αναφορά στο δεύτερο κεφάλαιο του βιβλίου αυτού.

Για την περίπτωση της ανταλλαγής ποσοτήτων θερμότητας μεταξύ της γης και της ατμόσφαιρας, δεχόμαστε ότι η ροή αυτή της θερμότητας είναι ανάλογη προς την διαφορά θερμοκρασίας γης - αέρα καθώς επίσης και της οριζόντιας ταχύτητας του αέρα. Για την εκτίμηση της κατακόρυφης αυτής ροής μπορούμε να χρησιμοποιήσουμε την εμπειρική σχέση:

$$\frac{dQ}{dt} = A V_o \left(T_s - T \right) \left(\frac{P}{P_o} \right)^2 \quad (1.4.6)$$

όπου dQ/dt το ποσό της θερμότητας (J/Kgr-sec) που ανταλλάσσεται
 A σταθερά με τιμή περίπου 10^3
 V_o η ταχύτητα του ανέμου κοντά στην επιφάνεια του εδάφους



Σχήμα 1.4.2 Τα στοιχεία που απαιτούνται για τον προσδιορισμό της οριζόντιας μεταφοράς της θερμοκρασίας.

$T_s - T_a$ η διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ εδάφους (θάλασσας) και αέρα

p η πίεση, στη στάθμη που προσδιορίζεται η ροή και

p_0 η πίεση στην επιφάνεια του εδάφους.

Από τη σχέση αυτή προκύπτει ο ρόλος των σχετικά θερμών θαλασσών, στην περιοχή μας κατά την διάρκεια του χειμώνα, σε ό,τι αφορά στην τροφοδοσία της ατμόσφαιρας με μεγάλα ποσά αισθητής θερμότητας.

Ο δεύτερος όρος της σχέσης 1.4.5 εκφράζει τον ρυθμό μεταβολής της θερμοκρασίας, λόγω οριζόντιας μεταφοράς της θερμοκρασίας. Το μέτρο του παράγοντα αυτού προσδιορίζεται εύκολα εφόσον είναι γνωστό το πεδίο της θερμοκρασίας και του ανέμου (Σχήμα 1.4.2)

Η σχέση που προσδιορίζει το μέτρο της μεταφοράς αυτής είναι:

$$A = \left| \vec{V} \right| \diamond \frac{T}{n} \diamond \quad 1.4.7$$

Όταν η γωνία φ είναι μεγαλύτερη των 90° τότε η τιμή της οριζόντιας μεταφοράς είναι θετική (θερμή μεταφορά), ενώ όταν η γωνία είναι μικρότερη των 90° , η οριζόντια μεταφορά είναι αρνητική με αποτέλεσμα τη μείωση της θερμοκρασίας (ψυχρή μεταφορά).

Για την εκτίμηση της οριζόντιας μεταφοράς της θερμοκρασίας, που αναφέρεται σε ατμοσφαιρικό στρώμα, που ορίζεται από τις ισοβαρικές επιφάνειες p_1 και p_2 , χρησιμοποιούμε τον όρο της μέσης οριζόντιας μεταφοράς και προκύπτει σαν ο ολοκληρωτικός μέσος:

$$\bar{A} = \frac{1}{p_2 - p_1} \int_{p_1}^{p_2} \vec{V} \diamond T \diamond \ln p \quad 1.4.8$$

Ο τρίτος όρος της σχέσης 1.4.5 προσδιορίζει τον ρυθμό μεταβολής της θερμοκρασίας στην περίπτωση που αυτή αναγκάζεται να εκτονωθεί ή να συμπιεσθεί

αδιαβατικά.

Επειδή συνήθως, μεταξύ της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας γ της αέριας μάζας που υφίσταται την αλλαγή και της ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας γ_d , ισχύει η σχέση:

$$d > 0$$

προκύπτει ότι κατά τις ανοδικές κινήσεις: $w > 0$ ο τρίτος όρος της σχέσης 1.4.5 συμβάλλει στη μείωση της θερμοκρασίας. Το αντίθετο συμβαίνει συνήθως στις καθοδικές κινήσεις.

Αν αντίθετα η διαφορά:

$$d < 0$$

τότε, κατά την άνοδο, η αέρια μάζα θερμαίνεται και κατά την κάθοδο ψύχεται.

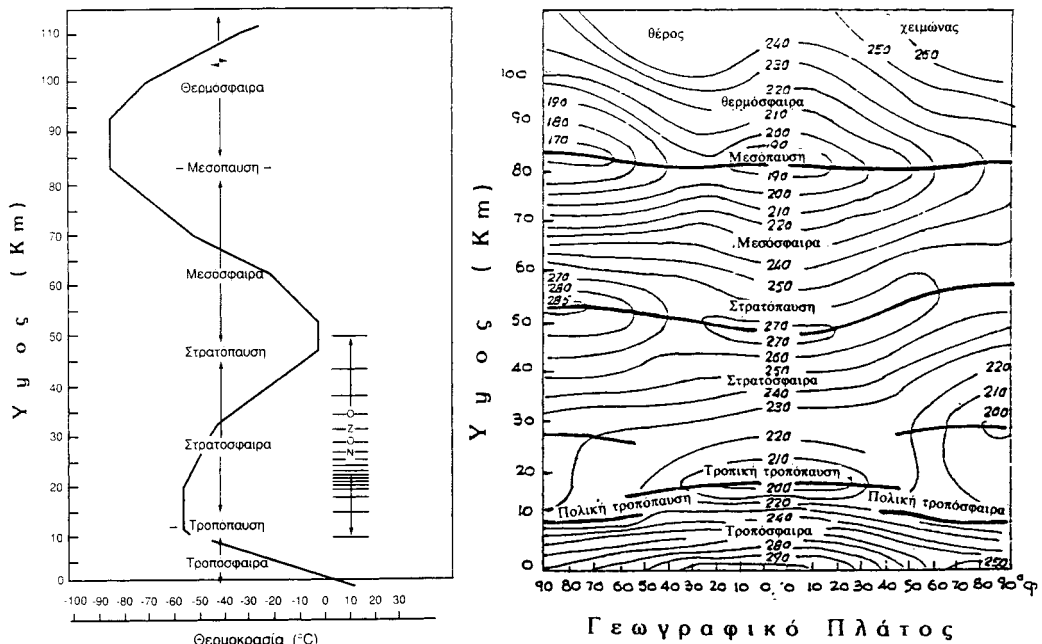
1.5 Η ΔΙΑΙΡΕΣΗ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ ΜΕ ΚΡΙΤΗΡΙΟ ΤΗΝ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΗΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ

Γενικά

Οι μετρήσεις έδειξαν ότι η κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας της ατμόσφαιρας δεν ακολουθεί τον ίδιο νόμο μεταβολής σε όλο της το ύψος. Σε ορισμένα ατμοσφαιρικά στρώματα η θερμοκρασία αυξάνει με το ύψος, ενώ σε άλλα μειώνεται. Το ένα ή το άλλο είδος της κατακόρυφης μεταβολής της θερμοκρασίας είναι οπωσδήποτε αποτέλεσμα του ενεργειακού ισοζυγίου που διαμορφώνεται σε κάθε ατμοσφαιρικό στρώμα.

Με βάση τη μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος μπορούμε να διακρίνουμε στην ατμόσφαιρα πέντε χαρακτηριστικές περιοχές (στρώματα). Οι περιοχές αυτές είναι γνωστές με τα ονόματα **Τροπόσφαιρα**, **Στρατόσφαιρα**, **Μεσόσφαιρα**, **Θερμόσφαιρα** και **Εξώσφαιρα**. Η σειρά με την οποία αναφέρθηκαν είναι και η σειρά με την οποία διατάσσονται τα στρώματα αυτά πάνω από την επιφάνεια του εδάφους (Σχήμα 1.5.1). Οι επιφάνειες που διαχωρίζουν τις περιοχές αυτές είναι στην πραγματικότητα μεταβατικές ζώνες αρκετού πάχους. Οι μεταβατικές αυτές ζώνες είναι:

- I. Τροπόπαυση** (διαχωρίζει την Τροπόσφαιρα από τη Στρατόσφαιρα)
- II. Στρατόπαυση** (διαχωρίζει τη Στρατόσφαιρα από τη Μεσόσφαιρα)
- III. Μεσόπαυση** (διαχωρίζει τη Μεσόσφαιρα από τη Θερμόσφαιρα)
- IV. Θερμόπαυση** (διαχωρίζει τη Θερμόσφαιρα από την Εξώσφαιρα).



Σχήμα 1.5.1 Η κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας της ατμόσφαιρας

Τροπόσφαιρα

Στην περιοχή αυτή της ατμόσφαιρας παρατηρείται γενικά μία συνεχής μείωση της θερμοκρασίας με το ύψος, με ένα μέσο ρυθμό, της τάξης των $6.5^{\circ}\text{C}/\text{Km}$. Η μείωση αυτή είναι αποτέλεσμα του ενεργειακού ελλείμματος που παρουσιάζει η Τροπόσφαιρα. Η ακτινοβολία που εκπέμπει η ατμόσφαιρα στο στρώμα αυτό είναι μεγαλύτερη από την ενέργεια που απορροφάται ή μεταφέρεται στα διάφορα σημεία της. Αποτέλεσμα αυτού είναι το ενεργειακό έλλειμμα να αυξάνει με το ύψος. Από όσα έχουν εκτεθεί σε προηγούμενη ενότητα, προκύπτει, ότι η μείωση αυτή δεν είναι σταθερή και ανεξάρτητη του τόπου και του χρόνου. Σε ορισμένες μάλιστα περιπτώσεις υπάρχουν λεπτά ατμοσφαιρικά στρώματα στα οποία η θερμοκρασία όχι μόνο δεν μειώνεται με το ύψος αλλά αντίθετα αυξάνει με αυτό. Ένα τέτοιο ατμοσφαιρικό στρώμα ονομάζεται στρώμα **θερμοκρασιακής αναστροφής**.

Οι λόγοι που δημιουργούν την ιδιαίτερη αυτή κατανομή της θερμοκρασίας και τις ιδιαίτερες ιδιότητες που αποκτά ένα τέτοιο στρώμα θα αναλυθούν σε άλλο σημείο.

Στην Τροπόσφαιρα μπορούμε να πούμε ότι συμβαίνει σχεδόν το σύνολο των μετεωρολογικών φαινομένων. Επίσης το σύνολο της μάζας του νερού που υπάρχει στην ατμόσφαιρα βρίσκεται και μετασχηματίζεται μέσα στην Τροπόσφαιρα. Επειδή κατά τους μετασχηματισμούς του νερού ανταλλάσσονται με το περιβάλλον, μεγάλα ποσά λανθάνουσας θερμότητας, αυτό συνεπάγεται και την δημιουρ-

γία, μέσα στην Τροπόσφαιρα, θερμοδυναμικών φαινομένων εξαιρετικού ενδιαφέροντος.

Το ύψος μέχρι το οποίο εκτείνεται η Τροπόσφαιρα δεν είναι σταθερό και εξαρτάται από το γεωγραφικό πλάτος. Στις τροπικές περιοχές, το ύψος αυτό κυμαίνεται μεταξύ 16 και 17 Km, στις εύκρατες περιοχές μεταξύ 11 και 12 Km, ενώ στις πολικές περιοχές μεταξύ 7 και 8 Km (Σχήμα 1.5.1). Οι διακυμάνσεις αυτές οφείλονται σε φαινόμενα που σχετίζονται με τις εποχές καθώς και στην παρουσία βαρομετρικών συστημάτων. Το ύψος της Τροπόσφαιρας φαίνεται γενικά αυξημένο στις θέσεις των Αντικυκλώνων, ενώ φαίνεται ελαττωμένο στις θέσεις των Υφέσεων. Με βάση τα ύψη αυτά προκύπτει ότι το 85% τουλάχιστον της ατμοσφαιρικής μάζας βρίσκεται στο κατώτερο τμήμα της ατμόσφαιρας, δηλαδή στην Τροπόσφαιρα.

Το κατώτατο τμήμα της Τροπόσφαιρας, αυτό δηλαδή που εκτείνεται από την επιφάνεια του εδάφους μέχρι του ύψους των 1500m περίπου, αποτελεί αυτό που ονομάζουμε **οριακό στρώμα**. Στο στρώμα αυτό η τριβή (εσωτερική και ολίσθησης) παίζει σημαντικό ρόλο στις κινήσεις των αερίων μαζών. Αποτέλεσμα της δράσης της τριβής αποτελεί και ο λογαριθμικός νόμος της αύξησης της ταχύτητας του ανέμου με το ύψος. Στο ανώτερο όριο του στρώματος αυτού η ταχύτητα του ανέμου αποκτά τη μέγιστη τιμή. Μέσα στο οριακό στρώμα συμβαίνουν οι ημερήσιες μεταβολές σημαντικών παραμέτρων της ατμόσφαιρας όπως π.χ. της θερμοκρασίας.

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον για τη Μετεωρολογία παρουσιάζει η Τροπόπαυση. Κύριο χαρακτηριστικό της αποτελεί το γεγονός ότι μέσα σ' αυτήν δεν υπάρχει κατακόρυφη μεταβολή της θερμοκρασίας. Αυτό αποτελεί και το κριτήριο για τον προσδιορισμό του ύψους της Τροπόπαυσης και κατά συνέπεια του πάχους της. Όπως αποδεικνύεται από τις παρατηρήσεις, η Τροπόπαυση δεν είναι μία ζώνη συνεχής αλλά και δεν παρουσιάζει παντού το ίδιο ύψος. Το ύψος της μεταβάλλεται καθημερινά χωρίς συγκεκριμένο κανόνα. Η μείωση όμως του ύψους της με την αύξηση του γεωγραφικού πλάτους είναι κανόνας.

Οι παρατηρήσεις έδειξαν ότι η Τροπόπαυση, στα μέσα γεωγραφικά πλάτη παρουσιάζει μία χαρακτηριστική ασυνέχεια, με αποτέλεσμα το μεταβατικό αυτό στρώμα να διαιρείται στην Τροπική και Πολική Τροπόπαυση. Η Τροπική Τροπόπαυση εκτείνεται μεταξύ των γεωγραφικών παραλλήλων 40°N και 40°S. Στο υπόλοιπο τμήμα μέχρι τους πόλους εκτείνεται η Πολική Τροπόπαυση. Παρατηρήθηκε επίσης ότι πολλές φορές η Τροπική Τροπόπαυση επεκτείνεται και πέρα των 40° με αποτέλεσμα τα δύο αυτά τμήματά της να επικαλύπτονται σ' ένα πλάτος 5°- 10°. Επομένως στα μέσα γεωγραφικά πλάτη μπορεί να παρουσιασθούν κάποια στιγμή δύο Τροποπαύσεις, η μια πάνω από την άλλη και σε μια κατακόρυφη απόσταση 2.5 - 5 Km. Η απόσταση αυτή μεγιστοποιείται στην διάρκεια του ψυχρού τριμήνου και ελαχιστοποιείται κατά το θερμό τρίμηνο.

Έχει παρατηρηθεί ότι στο μεταξύ των δύο αυτών τροποπαύσεων διάστημα υπάρχει ένα στενό αλλά ισχυρό τμήμα ατμοσφαιρικής μάζας που κινείται με εξαιρετικά μεγάλες ταχύτητες, γνωστό ως **αεροχειμαρρος** (Jet Stream).

Ορισμένοι ερευνητές δέχονται ότι στα μέσα γεωγραφικά πλάτη μπορεί να διακρίνει κανείς και την Τροπόπαυση των μέσων γεωγραφικών πλατών, με πολύπλοκη δομή, και με πολλές ασυνέχειες και αναδιπλώσεις.

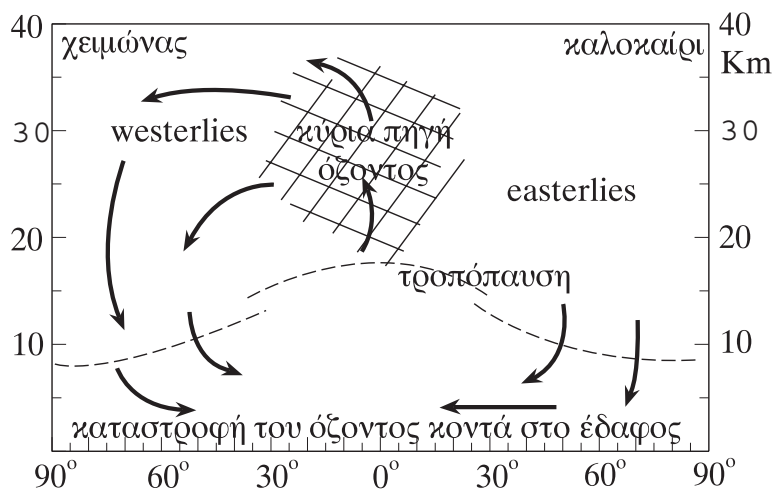
Οι τιμές της θερμοκρασίας που παρατηρούνται στην Τροπόπαυση κυμαίνονται μεταξύ -70°C και -80°C πάνω από τον ισημερινό και μεταξύ -55°C και -60°C στα μέσα και μεγάλα γεωγραφικά πλάτη. Επομένως το ψυχρότερο μέρος της Τροπόπαυσης βρίσκεται πάνω από το θερμότερο τμήμα της επιφάνειας του πλανήτη.

Στρατόσφαιρα

Όπως προαναφέραμε, πάνω από την Τροπόσφαιρα βρίσκεται η Στρατόσφαιρα, μέσα στην οποία η θερμοκρασία από την Τροπόπαυση και μέχρι το ύψος των 35 Km παρουσιάζει μία πολύ μικρή αύξηση, με το ύψος (Σχήμα 1.5.1). Πάνω όμως από το ύψος αυτό, η θερμοκρασία αρχίζει και αυξάνει σημαντικά, αποκτώντας τη μέγιστη τιμή στο ύψος των 50-55 Km. Στο ύψος αυτό η θερμοκρασία της ατμοσφαιρικής μάζας φθάνει περίπου την τιμή των 0°C . Σε ορισμένες εποχές του έτους (χειμώνα και άνοιξη), σε τοπικό επίπεδο είναι δυνατόν να παρατηρηθούν έντονες αλλαγές σ' αυτή την κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας. Η αύξηση αυτή της θερμοκρασίας οφείλεται στο γεγονός ότι το ενεργειακό ισοζύγιο της ατμοσφαιρικής μάζας παρουσιάζει θετικό υπόλοιπο.

Στο ενεργειακό ισοζύγιο του στρώματος αυτού, σημαντικό ρόλο παίζει η απορρόφηση τμήματος της υπεριώδους ακτινοβολίας από το όζον, του οποίου η συγκέντρωση στο ύψος αυτό είναι μέγιστη. Αυτός είναι και ο λόγος που καθιστά τη μείωση της πυκνότητας του όζοντος επικίνδυνη για τα έμβια όντα του πλανήτη. Λόγω της αυξημένης συγκέντρωσης που παρουσιάζει το όζον στο ατμοσφαιρικό στρώμα που εκτείνεται από το ύψος των 25 Km - 50 Km, το στρώμα αυτό είναι γνωστό με τον όρο **Οζονόσφαιρα**.

Το τμήμα της Στρατόσφαιρας μέχρι το ύψος των 35 Km καλείται Κατώτερη Στρατόσφαιρα, ενώ το υπόλοιπο τμήμα της Ανώτερη Στρατόσφαιρα. Ένα άλλο χαρακτηριστικό γνώρισμα της Κατώτερης Στρατόσφαιρας είναι η μεγάλη ξηρασία που επικρατεί σ' αυτήν. Οι χαμηλές θερμοκρασίες που



Σχήμα 1.5.2 Σχηματική παράσταση της μεσημβρινής κυκλοφορίας στη Στρατόσφαιρα με τις πηγές και καταβόθρες του όζοντος (J.R.Holton, *An Introduction to Dynamic Meteorology*)

επικρατούν στο τμήμα αυτό της Στρατόσφαιρας δεν επιτρέπουν την παρουσία του υδρατμού σε μετρήσιμες ποσότητες, παρά μόνο σε ίχνη.

Λόγω αυτής της κατακόρυφης κατανομής της θερμοκρασίας στη Στρατόσφαιρα, παρατηρείται γενικά ευστάθεια η οποία δεν ευνοεί τις κατακόρυφες κινήσεις. Αν και οι κατακόρυφες κινήσεις είναι περιορισμένες στη Στρατόσφαιρα, το ίδιο δεν ισχύει για τις οριζόντιες κινήσεις της ατμοσφαιρικής μάζας του στρώματος αυτού. Οι οριζόντιες αυτές κινήσεις παρουσιάζουν υψηλές ταχύτητες με μεγάλη διανυσματική σταθερότητα και εμμονή και οπωσδήποτε επηρεάζονται από την παρουσία βαρομετρικών συστημάτων στην Τροπόσφαιρα.

Η συνολική ανταλλαγή μάζας μεταξύ της Τροπόσφαιρας και της Στρατόσφαιρας φαίνεται σχηματοποιημένη στο σχήμα 1.5.2. Η κατακόρυφη μεταφορά μάζας, που παρατηρείται στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, σχετίζεται με τη μετωπική δραστηριότητα των περιοχών αυτών καθώς και με τον αεροχείμαρρο των μέσων πλατών.

Η μελέτη διαφόρων δυναμικών παραμέτρων δείχνει ότι υπάρχει σημαντική μεταφορά αέριας μάζας από τη Στρατόσφαιρα προς την Τροπόσφαιρα που προκαλείται από **μετωπογεννήσεις** που παρατηρούνται στην Ανώτερη Τροπόσφαιρα. Αυτές οι διεισδύσεις είναι λεπτά στρώματα αέρα, κατακόρυφου πάχους περίπου 1 Km και οριζόντιου πάχους της τάξης των 100Km. Οι διεισδύσεις αυτές γρήγορα καταστρέφονται από τα έντονα ρεύματα της ανώτερης Τροπόσφαιρας. Κάθε χρόνο, ένα σημαντικό τμήμα της μάζας της Στρατόσφαιρας διεισδύει με αυτό τον τρόπο στην Τροπόσφαιρα.

Επίσης με τη βοήθεια της **μεσημβρινής κυκλοφορίας** της Τροπόσφαιρας, σημαντική ποσότητα τροποσφαιρικής μάζας διέρχεται στον χώρο της Στρατό-

σφαιρας με το άνω τμήμα του δακτυλίου του Hadley.

Όταν η μάζα αυτή εισέλθει στη Στρατόσφαιρα, μέσα από την ισημερινή Τροπόπαυση, ψύχεται σε θερμοκρασίες μικρότερες των 200°K, με πρακτικό αποτέλεσμα την πλήρη απομάκρυνση των υδρατμών.

Από την εικόνα (σχήμα 1.5.2) της μέσης ροής της Στρατόσφαιρας προκύπτει ότι μία σημαντική συνιστώσα κατευθύνεται προς τους πόλους και στη συνέχεια βυθίζεται προς τα κάτω, σχεδόν μέχρι τη βάση της Τροπόσφαιρας. Από το σημείο αυτό και μετά, η ροή αυτή ακολουθεί τη γενική κυκλοφορία της Τροπόσφαιρας. Η υψηλή συγκέντρωση όζοντος στον πόλο εκείνο, στον οποίο επικρατεί χειμώνας (σχήμα 1.3.3), συμφωνεί με την κυκλοφορία αυτή.

Όπως προκύπτει από το σχήμα 1.5.1, οι μέγιστες θερμοκρασίες στη Στρατόσφαιρα εμφανίζονται το θέρος στην περιοχή της πολικής Στρατόπαυσης. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι η περιοχή αυτή, στην διάρκεια του θέρους φωτίζεται σχεδόν όλο το 24ωρο. Αντίθετα οι ελάχιστες θερμοκρασίες παρατηρούνται στις ίδιες περιοχές, στην διάρκεια του χειμώνα, όταν δηλαδή φωτίζεται ελάχιστα.

Μεσόσφαιρα

Στο στρώμα αυτό της ατμόσφαιρας, η θερμοκρασία ελαττώνεται συνεχώς μέχρι το ύψος των 80 Km περίπου. Στο ύψος αυτό η θερμοκρασία φτάνει τους -100°C και είναι το ψυχρότερο σημείο της γήινης ατμόσφαιρας.

Η κατακόρυφη ελάττωση της θερμοκρασίας στη Μεσόσφαιρα οφείλεται σε αίτια παρόμοια με αυτά στα οποία οφείλεται και η αντίστοιχη ελάττωση της θερμοκρασίας στην Τροπόσφαιρα.

Αντίθετα με ό,τι συμβαίνει στη Στρατόσφαιρα, η εποχιακή μεταβολή της θερμοκρασίας στη Μεσόσφαιρα δεν σχετίζεται με την διάρκεια φωτισμού της, αλλά σχετίζεται με την γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας. Ενώ στην ανώτερη Τροπόσφαιρα και στην κατώτερη Στρατόσφαιρα μεταφέρεται ενέργεια από την ισημερινή περιοχή προς τις πολικές περιοχές, στη Μεσόσφαιρα με βάση την ατμοσφαιρική κυκλοφορία, αυτό συμβαίνει μόνο στην περίοδο των ισημεριών. Στην περίοδο των ηλιοστασίων, η ενέργεια μεταφέρεται από τα μεγάλα πλάτη του θερμού ημισφαιρίου προς τα μεγάλα πλάτη του ψυχρού ημισφαιρίου.

Το ανώτερο όριο της Μεσόσφαιρας, η Μεσόπαυση, αποτελεί ταυτόχρονα και το ανώτερο όριο της **ομοιόσφαιρας**.

Ομοιόσφαιρα ονομάζουμε το τμήμα εκείνο της ατμόσφαιρας στο οποίο η ικανοποιητική κατακόρυφη ανάμιξη δεν επιτρέπει τη στρωμάτωση των συστατικών της με βάση το μοριακό βάρος, αλλά εξασφαλίζει σταθερή σύνθεση στην ατμόσφαιρα, με εξαίρεση το O₃ και το H₂O. Στο σημείο αυτό πρέπει να τονίσουμε ότι η πυκνότητα του αέρα, στα ύψη αυτά, είναι πάρα πολύ μικρή αφού το σύνολο σχεδόν της ατμοσφαιρικής μάζας εξαντλείται στα δύο πρώτα ατμοσφαιρικά στρώματα.

Στη Μεσόπαιση, και ιδιαίτερα στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, παρατηρούνται τα γνωστά **φωσφορίζοντα νέφη** όταν ο ήλιος βρίσκεται 5° - 10° κάτω από τον ορίζοντα. Τα νέφη αυτά αποτελούνται από τεμάχια σκόνης καλυμμένα από πάγο.

Θερμόσφαιρα

Στο στρώμα αυτό, τα πρώτα 10 Km μπορούν πρακτικά να χαρακτηρισθούν ως ισόθερμα, αφού η κατακόρυφη μεταβολή της θερμοκρασίας είναι σχεδόν ασήμαντη. Στη συνέχεια η θερμοκρασία αυξάνεται συνεχώς μέχρι το ύψος των 400 Km ή ακόμη και μέχρι το ύψος των 500 Km, όταν ο ήλιος βρίσκεται σε δράση. Οι τιμές της θερμοκρασίας στο στρώμα αυτό παρουσιάζουν μεγάλες μεταβολές οι οποίες είναι συνάρτηση του γεωγραφικού πλάτους, της ώρας της ημέρας και της ηλιακής δραστηριότητας. Στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, στο ελάχιστο των κηλίδων, η μέση θερμοκρασία της είναι περίπου 750°C , ενώ διπλασιάζεται στο μέγιστο των ηλιακών κηλίδων.

Στο στρώμα αυτό παρατηρείται μεγάλη αλλαγή στη σύσταση της ατμόσφαιρας. Εξαιτίας της φωτοδιασπάσεως των μορίων και της απουσίας μηχανισμών ανάμιξης τα πιο βαριά στοιχεία αντικαθίστανται από ελαφρότερα, έτσι ώστε στα μεγάλα αυτά ύψη να επικρατεί το υδρογόνο. Οι υψηλές τιμές της θερμοκρασίας που παρατηρούνται στη Θερμόσφαιρα οφείλονται αφ' ενός στην δέσμευση σημαντικού τμήματος της άκρως υπεριώδους περιοχής του ηλιακού φάσματος και αφ' ετέρου στο γεγονός ότι η απώλεια ενέργειας του στρώματος αυτού είναι πολύ μικρή επειδή γίνεται με αγωγή προς τα κάτω από ένα αέριο πάρα πολύ αραιό. Ανώτερο όριο για τη Θερμόσφαιρα αποτελεί η Θερμόπαιση.

Εξώσφαιρα

Εξώσφαιρα θεωρούμε το τμήμα εκείνο της ατμόσφαιρας που βρίσκεται πέρα από τη Θερμόσφαιρα και χάνεται στο κοσμικό διάστημα. Η περιοχή αυτή της ατμόσφαιρας είναι ισόθερμη.

Η μέση ελεύθερη διαδρομή των μορίων στην Εξώσφαιρα είναι πολύ μεγάλη (περίπου 1.6 Km). Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα από την περιοχή αυτή να μπορούν να διαφύγουν στο διάστημα και τα ουδέτερα άτομα των μορίων, εφ' όσον οι ταχύτητές τους ξεπερνούν εκείνη της διαφυγής.

Στο σημείο αυτό πρέπει να τονίσουμε ότι οι τιμές των θερμοκρασιών που αναφέρονται στα διάφορα στρώματα της ατμόσφαιρας είτε στο κείμενο είτε στα διαγράμματα, προκειμένου να είναι συγκρίσιμες, είναι ενδεικτικές της κινητικής ενέργειας που κατέχουν τα μόρια ή τα άτομα ή ακόμη και τα ιόντα της ατμόσφαιρας.

Είναι γνωστό από την κινητική θεωρία των αερίων ότι η μέση θερμοκρασία \bar{T} ενός σωματιδίου και η μέση κινητική ενέργεια \bar{E}_k συνδέονται με τη σχέση:

$$\bar{T} = \frac{2 \overline{\Delta E}_k}{f \Delta K}$$

όπου f οι βαθμοί ελευθερίας του σωματιδίου και k η σταθερά Boltzmann.

Οι τιμές αυτές της θερμοκρασίας δεν έχουν μετρηθεί και ούτε μπορούν να μετρηθούν με κοινά θερμομέτρα, αφού η λειτουργία τους απαιτεί συνθήκες πυκνότητας ατμοσφαιρικού αέρα σαν αυτές που επικρατούν στο επίπεδο της θάλασσας. Επομένως περιοχές με υψηλές θερμοκρασίες (Θερμόσφαιρα) συνεπάγεται περιοχές με σωματίδια υψηλής κινητικής ενέργειας και κατά συνέπεια μεταφορά ορμής, λόγω κρούσεων (με αγωγή), προς περιοχές με σωματίδια χαμηλότερης κινητικής ενέργειας (Μεσόσφαιρα).

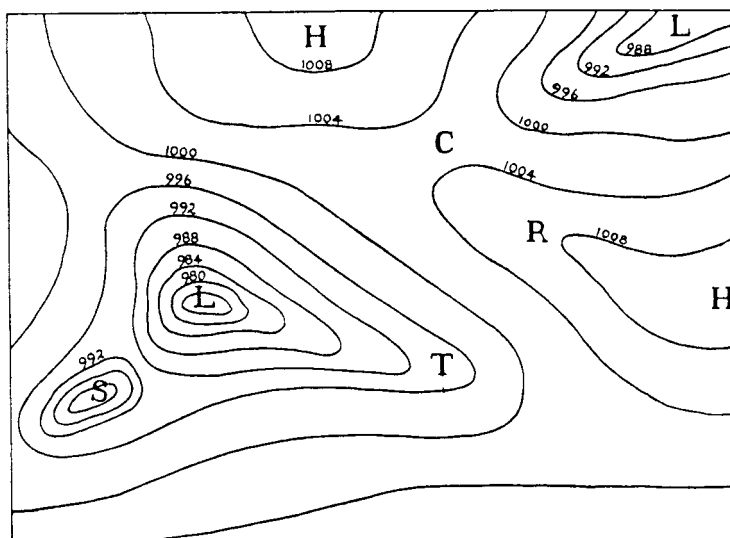
1.6 Η ΠΙΕΣΗ ΠΟΥ ΑΣΚΕΙ Η ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ

Γενικά

Το βάρος της ατμοσφαιρικής μάζας δημιουργεί, κατά το μέγιστο ποσοστό, την πίεση που καταγράφεται στην επιφάνεια του εδάφους ως **στατική πίεση**. Στην πίεση αυτή προστίθεται και εκείνη που δημιουργείται από τις κρούσεις των μορίων, ως **δυναμική πίεση**. Το άθροισμα των δύο αυτών πιέσεων ονομάζεται **ατμοσφαιρική πίεση**.

Η ατμοσφαιρική πίεση σε κάθε τόπο, δεν παραμένει σταθερή αλλά διαρκώς μεταβάλλεται. Οι μεταβολές της ατμοσφαιρικής πίεσης σ' ένα τόπο διακρίνονται σε τυχαίες και σε περιοδικές. Οι τυχαίες μεταβολές είναι οι σπουδαιότερες γιατί σχετίζονται άμεσα με τις καιρικές μεταβολές και οπωσδήποτε είναι μεγαλύτερες, από απόψεως αριθμητικής τιμής, σε σχέση με τις περιοδικές. Οι περιοδικές μεταβολές της είναι γενικά ανεπαίσθητες και η παρουσία τους διαπιστώνεται με τη βοήθεια στατιστικών μεθόδων μέσα από τα αρχεία μακροχρόνιων μετρήσεων.

Όλα τα σημεία της ατμόσφαιρας τα οποία έχουν την ίδια ατμοσφαιρική πίεση συγκροτούν μία επιφάνεια (γενικά πολύπλοκης μορφής) την οποία

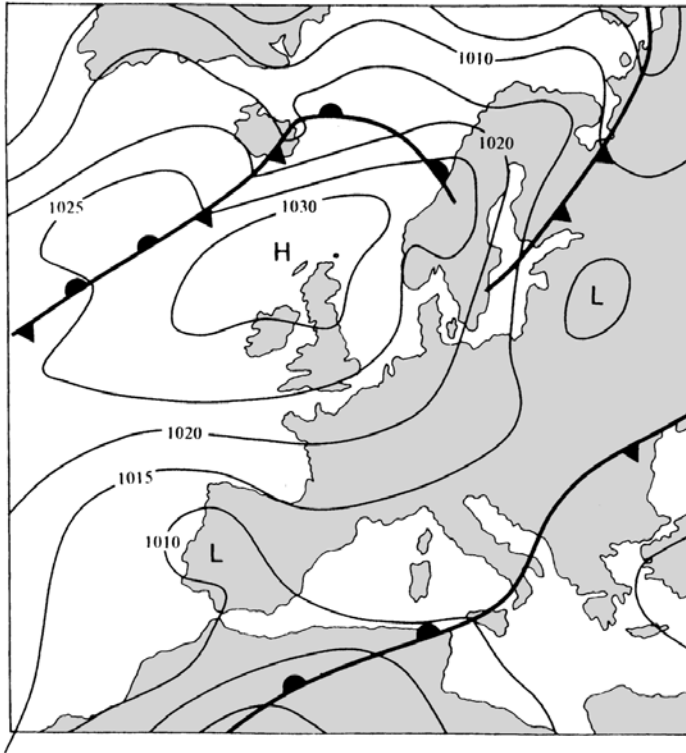


Σχήμα 1.6.1 Σκίτσο που παρουσιάζει τους συνήθεις τύπους των ισοβαρών καμπύλων Υφέση (L), Αντικυκλώνας (H), Δευτερεύουσα Υφέση (S), Σφήνας υψηλών πιέσεων (R), Σκάφη χαμηλών πιέσεων (T), Βαρομετρικός λαιμός (C).

ονομάζουμε **ισοβαρική επιφάνεια**. Η τομή της με ένα επίπεδο ή με το έδαφος είναι επίσης μια πολύπλοκη κλειστή καμπύλη την οποία ονομάζουμε **ισοβαρή καμπύλη**. Με άλλα λόγια ισοβαρής καμπύλη είναι ο γεωμετρικός τόπος των σημείων μιας γεωγραφικής περιοχής στα οποία την ίδια χρονική στιγμή καταγράφεται η ίδια ατμοσφαιρική πίεση.

Με βάση τη μορφή που παρουσιάζουν οι καμπύλες αυτές πάνω στην επιφάνεια του εδάφους ή σε οποιαδήποτε άλλη οριζόντια επιφάνεια, διακρίνονται στις παρακάτω κατηγορίες (Σχ. 1.6.1, Σχ. 1.6.2):

- α. Κυκλών** (ύφεση ή χαμηλό) (Low): είναι μία οικογένεια ισοβαρών καμπύλων με μορφή κυκλική ή ελλειπτική, που έχουν το ίδιο περίπου κέντρο και στις οποίες η πίεση ελαττώνεται από την εξωτερική προς την εσωτερική ισοβαρή (οι βαροβαθμίδες συγκλίνουν στο κέντρο).
- β. Αντικυκλών** (υψηλό) (High): είναι μία οικογένεια ισοβαρών καμπύλων με μορφή επίσης κυκλική ή ελλειπτική, που έχουν το ίδιο περίπου κέντρο και στις οποίες η πίεση αυξάνει από την εξωτερική προς την εσωτερική ισοβαρή (οι βαροβαθμίδες αποκλίνουν του κέντρου).
- γ. Δευτερεύουσα ύφεση**: κλειστές ισοβαρείς καμπύλες που περιέχονται στις ισοβαρείς καμπύλες μεγαλύτερης ύφεσης, συνήθως στη νοτιοδυτική πλευρά της κύριας ύφεσης (για το Βόρειο Ημισφαίριο).
- δ. Σφήνας υψηλών πιέσεων** (Ridge): οξεία προεκβολή τμήματος αντικυκλώνα σε περιοχή χαμηλών πιέσεων.



Σχήμα 1.6.2 Συνοπτικός χάρτης επιφάνειας (MSL) στον οποίο φαίνονται οι ισοβαρείς καθώς και ορισμένοι χαρακτηριστικοί τύποι ισοβαρών.

- ε. **Σκάφη χαμηλών πιέσεων** (Trough): οξεία προεκβολή τμήματος κυκλώνα σε περιοχή υψηλών πιέσεων.
- στ. **Βαρομετρικός λαιμός** (Col): τμήματα ισοβαρών που βρίσκονται μεταξύ δύο υφέσεων και δύο αντικυκλώνων που έχουν διαταχθεί σταυρωτά.
- ζ. **Ευθύγραμμοι ισοβαρείς**: τμήματα ισοβαρών, μεγάλου σχετικά μήκους, που είναι ευθείες και μεταξύ τους παράλληλοι.

Όπως στην περίπτωση της θερμοκρασίας, έτσι και στην περίπτωση της ατμοσφαιρικής πίεσης, η γεωγραφική κατανομή της περιγράφεται και με τη βοήθεια της **κλίση** της, σε κάθε σημείο του χώρου:

$$\vec{p} = \frac{\partial p}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial p}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial p}{\partial z} \vec{k} \quad 1.6.1$$

Το αντίθετο, προς την κλίση, διάνυσμα, ονομάζεται στη Μετεωρολογία **βαροβαθμίδα** και δίνεται από τη σχέση:

$$\vec{G} = -\vec{p} \quad 1.6.2$$

Έτσι στο πεδίο της πίεσης διακρίνουμε

$$\text{την οριζόντια βαροβαθμίδα} \quad \vec{G}_o = \frac{\partial p}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial p}{\partial y} \vec{j} \quad 1.6.3$$

$$\text{καθώς και την κατακόρυφη} \quad \vec{G}_k = \frac{\partial p}{\partial z} \vec{k} \quad 1.6.4$$

Η οριζόντια βαροβαθμίδα δημιουργεί την γνωστή **δύναμη της βαροβαθμίδας**.

$$\vec{F}_p = -\rho \left(\frac{\partial p}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial p}{\partial y} \vec{j} \right) \quad 1.6.5$$

όπου ρ η πυκνότητα του ατμοσφαιρικού αέρα.

Η δύναμη αυτή είναι υπεύθυνη για την έναρξη της κίνησης των αερίων μαζών, αλλά και την διατήρηση της κίνησης σε συνδυασμό με την παρουσία και άλλων δυνάμεων.

Η κατακόρυφη βαροβαθμίδα δημιουργεί στην ουσία την δύναμη που είναι γνωστή στα ρευστά σαν άνωση:

$$\vec{F}_a = -\rho \frac{\partial p}{\partial z} \vec{k} \quad 1.6.6$$

Όταν στην ατμόσφαιρα υπάρχει υδροστατική ισορροπία, τότε η δύναμη αυτή και το βάρος, δημιουργούν συνισταμένη μηδέν:

$$\rho \left(\frac{\partial p}{\partial z} \vec{k} - g \vec{k} \right) = 0 \quad 1.6.7$$

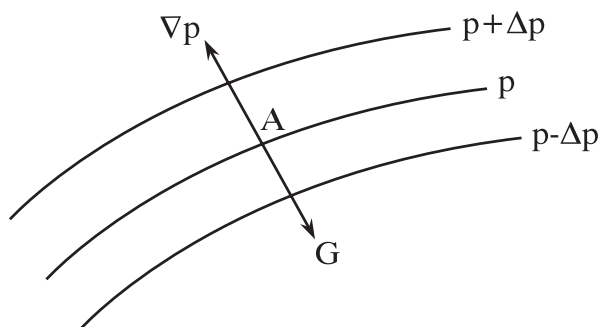
Η σχέση αυτή είναι γνωστή και ως **υδροστατική εξίσωση**

Από τη σχέση αυτή, με ολοκλήρωση, προκύπτει η τιμή της ατμοσφαιρικής πίεσης σε κάθε σημείο της ατμόσφαιρας που απέχει από το έδαφος απόσταση z .

$$p_z = p_0 - \rho g z \quad 1.6.8$$

Η χρονική μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης dp/dt σ' ένα σημείο της αέριας μάζας που κινείται και $\partial p/\partial t$ σ' ένα ακίνητο σημείο (τοπική μεταβολή), συνδέονται με τη γνωστή σχέση:

$$\frac{dp}{dt} = \frac{\partial p}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla p \quad 1.6.9$$



Σχήμα 1.6.3 Η κλίση και η βαροβαθμίδα στο σημείο A , μιας οικογένειας ισοβαρών

Σημαντικό επίσης είναι το γεγονός ότι σ' ένα τόπο η ατμοσφαιρική πίεση είναι δυνατό να μεταβληθεί σημαντικά και λόγω αλλαγής της θερμοκρασίας.

Είναι γνωστό ότι όταν η θερμοκρασία της ατμοσφαιρικής μάζας μειωθεί, τότε αυξάνει η πυκνότητά της. Αυτό προκύπτει εύκολα με βάση τον παρακάτω συλλογισμό. Η καταστατική εξίσωση του ατμοσφαιρικού αέρα μπορεί να γραφεί με τη μορφή:

$$pV = \frac{m}{M} RT \quad \text{ή} \quad p = \frac{R}{M} \rho T$$

Λογαριθμίζοντάς την προκύπτει:

$$\ln p = \ln \rho + \ln \frac{R}{M} + \ln T$$

Από τη σχέση αυτή με πράξη ανάλογη προς την παραγώγιση προκύπτει:

$$\frac{dp}{p} = \frac{d\rho}{\rho} + \frac{dT}{T}$$

Από τις καθημερινές παρατηρήσεις είναι γνωστό ότι όταν η σχετική μεταβολή της θερμοκρασίας είναι της τάξης του 25% τότε η σχετική μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης είναι της τάξης του 0.3%. Επομένως με σημαντική προσέγγιση προκύπτει η σχέση:

$$\frac{dp}{p} \approx \frac{dT}{T} \quad 1.6.10$$

Δηλαδή η σχετική μείωση της θερμοκρασίας προκαλεί ίση σχετική αύξηση της πυκνότητας του αέρα ή η σχετική αύξηση της θερμοκρασίας προκαλεί ίση σχετική μείωση της πυκνότητας. Η τοπική αύξηση ή μείωση της πυκνότητας του αέρα δημιουργεί τοπικά, κέντρο υψηλής πίεσης ή κέντρο χαμηλής πίεσης. Η δη-

μιουργία του θερμού κέντρου στη θαλάσσια αύρα ή του Σιβηρικού αντικυκλώνα είναι κλασικά παραδείγματα της λογικής αυτής.

Το δυναμικό του βαρυτικού πεδίου (γεωδυναμικό)

Σαν γεωδυναμικό $\Phi(z)$ σημείου που βρίσκεται σε ύψος z , ορίζουμε το έργο που απαιτείται για να μεταφερθεί η μονάδα της μάζας από τη μέση στάθμη της θάλασσας μέχρι το ύψος z , ανεξάρτητα από την διαδρομή που θ' ακολουθήσει:

$$\Phi(z) = \int_0^z g \, dz \quad 1.6.11$$

Το γεωδυναμικό $\Phi(0)$ στη μέση στάθμη της θάλασσας ($z=0$) θεωρείται ίσο με μηδέν.

Πολλές φορές στη Μετεωρολογία χρησιμοποιούμε τον όρο **γεωδυναμικό ύψος** για την εκτίμηση της θέσης ενός σημείου μέσα στην ατμόσφαιρα. Σαν γεωδυναμικό ύψος ορίζουμε το πηλίκο:

$$H = \frac{\Phi(z)}{g_c} \quad 1.6.12$$

όπου $g_c=9.81$ είναι ένας καθαρός αριθμός (συντελεστής μετατροπής).

Μονάδα γεωδυναμικού ύψους είναι το γεωδυναμικό μέτρο (gpm) το οποίο εκφράζει σημείο της ατμόσφαιρας με δυναμική ενέργεια 9.81 J/Kgr.

Δηλαδή $1 \text{ gpm} = 9.81 \text{ J/Kgr}$

Η πρακτική αξία του προσδιορισμού της θέσης ενός σημείου της ατμόσφαιρας με τη βοήθεια του γεωδυναμικού ύψους έγκειται στο γεγονός ότι σημεία τα οποία έχουν το ίδιο γεωδυναμικό ύψος, ανεξάρτητα του γεωγραφικού τους πλάτους, βρίσκονται πάνω στην ίδια ισοδυναμική επιφάνεια, δηλαδή δεν παρουσιάζουν διαφορά δυναμικού. Το γεγονός αυτό δεν ισχύει για σημεία που έχουν το ίδιο γεωμετρικό ύψος από την επιφάνεια της θάλασσας.

Στην Τροπόσφαιρα και στην Κατώτερη Στρατόσφαιρα το γεωδυναμικό ύψος H ενός τμήματος ατμοσφαιρικής μάζας, είναι αριθμητικά περίπου το ίδιο με το γεωμετρικό του ύψος z .

Από τον ορισμό του γεωδυναμικού μιας μάζας ατμοσφαιρικού αέρα (1.6.11) και από την υδροστατική εξίσωση (1.6.7) προκύπτει:

$$d\Phi(z) = -dp \quad 1.6.13$$

Η σχέση αυτή με βάση την καταστατική εξίσωση, δίνει τη σχέση:

$$d(z) = R_a \Phi \frac{dp}{p} \quad \text{ή} \quad d(z) = R_a \Phi d \ln p$$

όπου $R_a = R/M$

Με τη βοήθεια αυτής της σχέσης μπορούμε να μεταπηδήσουμε σε μία άλλη έκφραση προσδιορισμού του γεωδυναμικού ύψους, μιας ισοβαρικής επιφάνειας p , που να περιέχει παραμέτρους που εκτιμώνται ή μετρώνται εύκολα:

$$H = \frac{R_a}{g_c} \int_{p_0}^{p_1} T \Delta d \ln p \quad (\text{gpm}) \quad 1.6.14$$

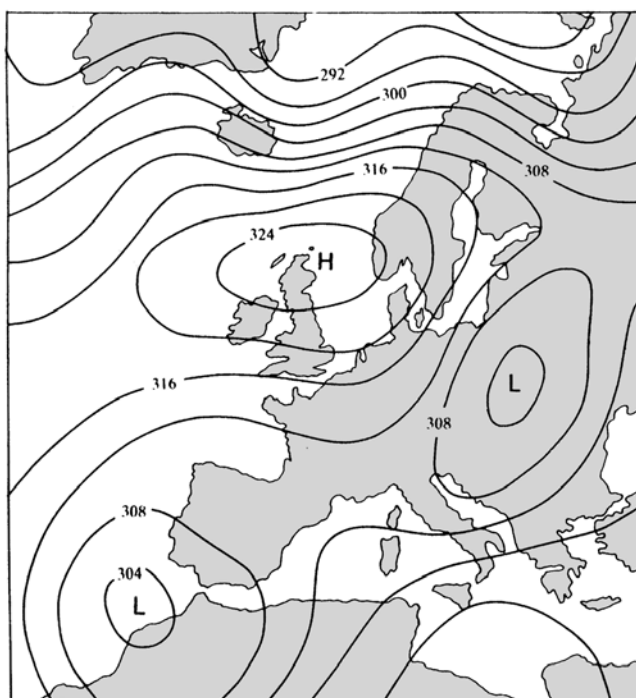
Από τη σχέση αυτή προκύπτει ότι το γεωδυναμικό ύψος της ισοβαρικής επιφάνειας p , από τη μέση στάθμη της θάλασσας εξαρτάται τόσο από τη θερμοκρασία του ατμοσφαιρικού στρώματος που εκτείνεται από τη μέση στάθμη της θάλασσας μέχρι την ισοβαρική επιφάνεια p , όσο και από την τιμή της ατμοσφαιρικής πίεσης p_0 της μέσης στάθμης της θάλασσας.

Με βάση τα παραπάνω μπορούμε να εκτιμήσουμε μεταξύ δύο ισοβαρικών επιφανειών τόσο την διαφορά γεωδυναμικού όσο και την διαφορά του γεωδυναμικού τους ύψους, δηλαδή το πάχος του ατμοσφαιρικού στρώματος (thickness), από τις σχέσεις:

$$= R_a \int_{p_2}^{p_1} T \Delta d \ln p \quad 1.6.15$$

$$H = \frac{R_a}{g_c} \int_{p_2}^{p_1} T \Delta d \ln p \quad 1.6.16$$

Από τις σχέσεις αυτές προκύπτει ότι τόσο η διαφορά του γεωδυναμικού, όσο και η διαφορά του γεωδυναμικού ύψους μεταξύ δύο ισοβαρικών επιφανειών εξαρτάται μόνο από τη θερμοκρασία του στρώματος. Αν είναι γνωστή η συνάρτηση της θερμοκρασίας με το ύψος, εύκολα μπορεί να γίνει η ολοκλήρωση ώστε να προκύψει η αριθμητική τους τιμή.



Σχήμα 1.6.4 Συνοπτικός χάρτης των ισοϋψών της στάθμης των 700 hPa.
Οι ισοϋψείς είναι χαραγμένες ανά 4 dgrm.

Πολλές φορές τα ατμοσφαιρικά στρώματα που μελετούμε δεν είναι ισόθερμα. Για να διευκολύνουμε τη λύση των προβλημάτων εισάγουμε την έννοια της μέσης θερμοκρασίας του στρώματος που δίνεται από τη σχέση:

$$\bar{T} = \frac{\int_{p_2}^{p_1} T \, d \ln p}{\int_{p_2}^{p_1} d \ln p} \quad 1.6.17$$

Επομένως η σχέση προσδιορισμού του πάχους ενός ατμοσφαιρικού στρώματος μπορεί να γραφεί με τη μορφή:

$$H = \frac{R_a \bar{T}}{g_c} \int_{p_2}^{p_1} d \ln p = \frac{R_a \bar{T}}{g_c} \ln \frac{p_1}{p_2} \quad 1.6.18$$

Αντικαθιστώντας τις τιμές των σταθερών στη σχέση αυτή προκύπτει:

$$H = 29.3 \bar{T} \ln \frac{p_1}{p_2} \quad 1.6.19$$