

Εισαγωγή στη Φυσική της Ατμόσφαιρας και την Κλιματική Αλλαγή

Πέτρος Κατσαφάδος
Ηλίας Μαυροματίδης



Ελληνικά Ακαδημαϊκά Ηλεκτρονικά
Συγγράμματα και Βοηθήματα
www.kallipos.gr

HEALLINK
Σύνδεσμος Ελληνικών Ακαδημαϊκών Βιβλιοθηκών



Ευρωπαϊκή Ένωση
Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο

ΕΠΙΧΕΙΡΗΣΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ
ΕΚΠΑΙΔΕΥΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑ ΒΙΟΥ ΜΑΘΗΣΗ
πλέοντας στην μανιανή της χώρας
ΥΠΟΥΡΓΕΙΟ ΠΛΙΣΕΙΩΝ ΚΑΙ ΘΡΗΣΚΕΥΜΑΤΩΝ
ΕΙΔΙΚΗ ΥΠΗΡΕΣΙΑ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗΣ
Με τη συγχρηματοδότηση της Ελλάδας και της Ευρωπαϊκής Ένωσης

ΕΣΠΑ
2007-2013
Εγγύηση για την ανάπτυξη
Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο

Εισαγωγή στη Φυσική της Ατμόσφαιρας και την Κλιματική Αλλαγή

Συγγραφή

Πέτρος Κατσαφάδος
Ηλίας Μαυροματίδης

Επικουρικό συγγραφικό έργο

Γεώργιος Βάρλας
Βέρα-Μαργαρίτα Νομικού
Κωνσταντίνος Τσαρπαλής

Κριτικός αναγνώστης

Αναστάσιος Παπαδόπουλος

Συντελεστές έκδοσης

ΓΛΩΣΣΙΚΗ ΕΠΙΜΕΛΕΙΑ: Ματίνα Λεονταρά
ΓΡΑΦΙΣΤΙΚΗ ΕΠΙΜΕΛΕΙΑ: Νικόλαος Σακελλαρίου
ΤΕΧΝΙΚΗ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ: Νικόλαος Σακελλαρίου
ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΕΞΩΦΥΛΛΟΥ: Χρυσούλα Χαντζή
ΦΩΤΟΓΡΑΦΙΑ ΕΞΩΦΥΛΛΟΥ: Σταύρος Ντάφης

Copyright © ΣΕΑΒ, 2015



Το παρόν έργο αδειοδοτείται υπό τους όρους της άδειας Creative Commons Αναφορά Δημιουργού - Μη Εμπορική Χρήση - Όχι Παράγωγα Έργα 3.0. Για να δείτε ένα αντίγραφο της άδειας αυτής επισκεφτείτε τον ιστότοπο <https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/3.0/gr/>

ΣΥΝΔΕΣΜΟΣ ΕΛΛΗΝΙΚΩΝ ΑΚΑΔΗΜΑΪΚΩΝ ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΩΝ
Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο

Ηρώων Πολυτεχνείου 9, 15780 Ζωγράφου

www.kallipos.gr

ISBN: 978-960-603-053-6

Πίνακας περιεχομένων

Πίνακας συντομεύσεων-ακρωνύμια	vii
Πρόλογος.....	1
Κεφάλαιο 1.....	4
1. Η Γη και η Ατμόσφαιρά της.....	4
1.1. Ιστορική Αναδρομή και Βασικοί Ορισμοί.....	5
1.2. Η Σύσταση της Γήινης Ατμόσφαιρας	6
1.3. Το Νερό στην Ατμόσφαιρα.....	8
1.4. Ατμοσφαιρική Πίεση και Θερμοκρασία.....	9
1.5. Υδροστατική Ισορροπία	12
1.6. Η Φυσική Στρωμάτωση της Ατμόσφαιρας	13
1.6.1. Τροπόσφαιρα	14
1.6.2. Τροπόπανση	14
1.6.3. Στρατόσφαιρα.....	14
1.6.4. Μεσόσφαιρα.....	15
1.6.5. Θερμόσφαιρα	15
1.7. Οι Κινήσεις της Γης	16
1.8. Εργαστηριακή Εφαρμογή	18
Κεφάλαιο 2.....	27
2. Θερμοδυναμική της Ατμόσφαιρας	27
2.1. Νόμοι των Αερίων.....	27
2.2. Υδροστατική Εξίσωση	29
2.3. Γεωδυναμικό	31
2.4. Υψομετρική Εξίσωση	32
2.5. Αναγωγή της Πίεσης στη Μέση Στάθμη Θάλασσας	33
2.6. 1 ^{ος} Νόμος Θερμοδυναμικής	33
2.7. Ειδική Θερμότητα	34
2.8. Ξηρή Αδιαβατική Θερμοβαθμίδα	35
2.9. Δυνητική Θερμοκρασία	36
2.10. Αναλογία Μίγματος και Ειδική Υγρασία	36
2.11. Τάση Κορεσμένων Υδρατμών	37
2.12. Αναλογία Μίγματος Κορεσμού.....	38
2.13. Σχετική Υγρασία και Σημείο Δρόσου	38
2.14. Ο κύκλος Carnot.....	39
2.15. Εξίσωση Clausius-Clapeyron.....	42
2.16. Επίπεδο Συμπύκνωσης λόγω Εξαναγκασμένης Ανόδου	43
2.17. Στατική της Ατμόσφαιρας.....	44
2.18. Εργαστηριακή Εφαρμογή (στατική της ατμόσφαιρας).....	47

Κεφάλαιο 3.....	69
3. Δυναμική της Ατμόσφαιρας	69
3.1. Δυναμική της Οριζόντιας Ροής	70
3.2. Φαινόμενες Δυνάμεις	70
3.3. Πραγματικές Δυνάμεις	72
3.3.1. Δύναμη Βαροβαθμίδας	72
3.3.2. Δύναμη Τριβής.....	74
3.4. Εξίσωση της Οριζόντιας Κίνησης.....	75
3.5. Γεωστροφικός Άνεμος	76
3.6. Η Επίδραση της Τριβής.....	78
3.7. Άνεμος Βαθμίδας	78
3.8. Θερμικός Άνεμος	80
3.9. Εξίσωση της Συνέχειας.....	82
3.10. Εργαστηριακή Εφαρμογή (Γεωστροφικός και Επιφανειακός άνεμος).....	84
Κεφάλαιο 4.....	99
4. Αέριες Μάζες και Μετωπικές Επιφάνειες	99
4.1.Ταξινόμηση των Αερίων Μαζών με Βάση την Πηγή τους	100
4.2. Είδη Μετώπων.....	101
4.2.1. Ψυχρό Μέτωπο	101
4.2.2. Θερμό Μέτωπο	103
4.2.3. Στάσιμο Μέτωπο	105
4.2.4. Συνεσφιγμένο Μέτωπο	106
4.3. Συστήματα Καιρού (Κυκλωνικά και Αντικυκλωνικά Συστήματα).....	109
4.3.1. Κυκλώνες ή Υφέσεις.....	109
4.3.2. Κυκλώνες των Μέσων Γεωγραφικών Πλατών.....	109
4.3.3. Αντικυκλώνες.....	111
4.3.4. Σφήνες Εξάρσεων και Σφήνες Υφέσεων.....	113
4.3.5. Ανάπτυξη και Διάλυση Κυκλώνων και Αντικυκλώνων	114
4.4. Μηχανισμός Δημιουργίας Νεφών και Καταιγίδων	116
4.4.1. Μικροφυσικές Διεργασίες στα Θερμά Νέφη	116
4.4.2. Μικροφυσικές Διεργασίες στα Ψυχρά Νέφη	119
4.4.3. Καταιγίδες των Μέσων Γεωγραφικών Πλατών (Δυναμικές Μετωπικές Καταιγίδες)	120
4.4.4. Επίδραση της Τοπογραφίας στην Ανάπτυξη Κατακρημνισμάτων (Δυναμικές Ορεογραφικές Καταιγίδες) 122	122
4.4.5. Καταιγίδες Αέριας Μάζας	123
4.4.6. Καταστροφικές Καταιγίδες.....	124
4.5. Εργαστηριακή Εφαρμογή (Μέτωπα και Θερμική Μεταφορά)	125
Κεφάλαιο 5.....	137
5. Η Ακτινοβολία στην Ατμόσφαιρα	137
5.1. Η Ήλιακή Ακτινοβολία και η Φύση της	137
5.2. Το Φάσμα της Ήλιακής (Ηλεκτρομαγνητικής) Ακτινοβολίας.....	139

5.3. Ποσοτική Περιγραφή της Ηλεκτρομαγνητικής Ακτινοβολίας	140
5.4. Εξασθένιση της Ηλιακής Ακτινοβολίας στην Ατμόσφαιρα	144
5.4.1. Απορρόφηση της Ηλιακής Ακτινοβολίας	144
5.4.2. Οζονόσφαιρα.....	146
5.4.3. Διάχυση και Ανάκλαση της Ηλιακής Ακτινοβολίας.....	147
5.5. Γήινη Ακτινοβολία.....	148
5.5.1. Εκπομπή και Απορρόφηση της Γήινης Ακτινοβολίας.....	148
5.5.2. Το Απλοποιημένο Μοντέλο Ισοζυγίου Ενέργειας Κοντά στην Επιφάνεια.....	150
5.6. Ισοζύγιο Ενέργειας Γης – Ατμόσφαιρας	156
Κεφάλαιο 6.....	163
6. Αριθμητική Πρόγνωση Καιρού	163
6.1. Το Σύστημα των Προγνωστικών Εξισώσεων.....	164
6.2. Μη Υδροστατική Προσέγγιση	169
6.3. Επίλυση των Προγνωστικών Εξισώσεων	170
6.4. Οριζόντια Διακριτοποίηση και Ανάλυση ενός Αριθμητικού Μοντέλου	174
6.5. Πεδίο Ολοκλήρωσης και Οριακές Συνθήκες.....	175
6.6. Κατακόρυφες Συντεταγμένες	177
6.7. Σχεδιασμός μίας Προσομοίωσης.....	178
6.8. Χαρακτηριστικά Αριθμητικών Μοντέλων Γενικής Κυκλοφορίας	180
6.9. Αφομοίωση Μετεωρολογικών Δεδομένων.....	184
Κεφάλαιο 7.....	191
7. Κλιματική Μεταβλητότητα και Κλιματικά Φαινόμενα.....	191
7.1. Νότια Ταλάντωση El Niño (ENSO)	196
7.1.1. Η επίδραση του El Niño στην Ευρώπη και τη Μεσόγειο	200
7.2. Ταλάντωση Βόρειου Ατλαντικού	200
7.3. Κλιματολογία των κυκλώνων στη Μεσόγειο.....	201
7.4. Στρατοσφαιρικό Όζον.....	203
7.5. Εργαστηριακή εφαρμογή	207
Κεφάλαιο 8.....	214
8. Φαινόμενο του Θερμοκηπίου	214
8.1. Φυσικό Φαινόμενο του Θερμοκηπίου	215
8.2. Ενισχυμένο Φαινόμενο του Θερμοκηπίου.....	220
8.3. Η Εννοια της Τροποποίησης του Ισοζυγίου της Ακτινοβολίας	222
8.3.1 Η Μεταβολή του Ισοζυγίου Ακτινοβολίας από τα Θερμοκηπιακά Αέρια	223
8.3.2 Η Μεταβολή του Ισοζυγίου Ακτινοβολίας από τα Αερολόματα	224
8.4. Βασικές Μονάδες και Μεγέθη Μέτρησης Αερίων στην Ατμόσφαιρα	225
8.5. Θερμοκηπιακά Αέρια	226
8.5.2 Αλογονούχα Αέρια	230
8.5.3 Μεθάνιο.....	230

8.5.4 Υποξείδιο του Αζώτου	230
8.5.5 Τροποσφαιρικό Όζον	231
8.6. Ο Ανθρακας και οι Υπόλοιποι Βιογεωχημικοί Κύκλοι	231
8.7. Η Επίδραση των Αλλαγών στη Χρήση Γης	233
Κεφάλαιο 9.....	237
9. Κλιματικά Σενάρια και Κλιματική Αλλαγή	237
9.1. Η Διακυβερνητική Επιτροπή για την Κλιματική Αλλαγή	237
9.2. Σενάρια Εκπομπών Θερμοκηπιακών Αερίων.....	239
9.3. Περιγραφή Σεναρίων.....	241
9.4. Ανοικτά Θέματα στην Κλιματική Αλλαγή.....	243
9.4.1. Οι Μελλοντικές Προβολές της Θερμοκρασίας και το Εύρος Διακύμανσής τους.....	243
9.4.2. Στοιχεία της Υπερθέρμανσης του Πλανήτη.....	244
9.4.3. Η Μεταβολή των Ακραίων Κλιματικών Τιμών	246
9.4.4. Η Υπερθέρμανση των Ωκεανών	247
9.4.5. Οι Αλλαγές στον Κύκλο του Νερού.....	249
9.4.6. Η Σχέση της Ανθρωπογενούς Οξίνισης των Ωκεανών με την Κλιματική Αλλαγή	251
9.4.7. Οι Μεταβολές των Θαλάσσιων Πάγων σε Αρκτικό και Ανταρκτικό Ωκεανό.....	253
9.4.8. Οι Μεταβολές των Παγετώνων των Ορεινών Περιοχών.....	254
9.4.9. Ο Ρόλος του Ήλιου στις Πρόσφατες Αλλαγές του Κλίματος.....	255
9.4.10. Ανάλυση του Ρυθμού Μεταβολής της Στάθμης Θάλασσας	257
9.4.11. Ο Ρόλος του Μεθανίου και του Διοξειδίου του Ανθρακα Κατά την Απελευθέρωσή τους από την Τήξη Μόνιμα Παγωμένων Εδαφών ή τη Θέρμανση των Ωκεανών	259
9.4.12. Οι Διεργασίες του Διοξειδίου Ανθρακα στην Ατμόσφαιρα	261
9.4.13. Η Επίδραση των Νεφών στο Κλίμα και την Κλιματική Αλλαγή	264
9.4.14. Πως Μπορεί να Εκτιμηθεί το Κλίμα της Επόμενης Δεκαετίας Παρά τις Πολλές Αβεβαιότητες στην Πρόγνωση του Καιρού;	266
9.4.15. Οι Επιπτώσεις των Εκπομπών Θερμοκηπιακών Αερίων στο Μελλοντικό Κλίμα	267
Κεφάλαιο 10.....	273
10. Μεταφορά και Εναπόθεση Σκόνης Φυσικής Προέλευσης.....	273
10.1.Φυσικές Διεργασίες της Σκόνης.....	274
10.2. Μέγεθος Σωματιδίων και Ταχύτητα Καθίζησης.....	277
10.3. Πηγές.....	279
10.3.1. Μαυρυτανία και Δυτική Σαχάρα.....	280
10.3.2. Μάλι, Μαυριτανία, Νίγηρας και Όρη Ahaggar.....	280
10.3.3. Λεκανοπέδιο λίμνης Chad και περιοχή Bodélé	280
10.3.4. Τυνησία και ΒΑ Αλγερία	281
10.3.5. Λιβυκή και Αιγυπτιακή έρημος	281
10.3.6. Σουδάν, υψίπεδα Αιθιοπίας και Κέρας της Αφρικής	281
10.3.7. Έρημοι της Μέσης Ανατολής	281
10.3.8. Έρημοι Δυτικής και ΝΔ Ασίας	281
10.3.9. Έρημοι Κεντρικής Ασίας	282

10.3.10. Αυστραλία	282
10.3.11. Νότια Αφρική.....	282
10.3.12. Δυτικές ΗΠΑ και Μεξικό	282
10.3.13. Λατινική Αμερική.....	282
10.4. Ανεμος και Τύρβη	283
10.5. Ταχύτητα Τριβής	283
10.6. Εξίσωση Διάχυσης.....	284
10.7. Διασπορά της Σκόνης	285
10.8. Σκόνη και Ακτινοβολία.....	286
10.9. Παραμετροποίηση του Κύκλου της Σκόνης	288
10.9.1. Ξηρή Εναπόθεση της Σκόνης	289
10.9.2. Υγρή Εναπόθεση της Σκόνης	289
10.10. Γεωγραφική Κατανομή Εποχιακών και Ετήσιων Ποσών Εναπόθεσης Σκόνης από τη Σαχάρα στη Μεσόγειο και την Ευρώπη	291
Λίστα μαθησιακών αντικειμένων	299

Πίνακας συντομεύσεων-ακρωνύμια

AR	Assessment Report
C4MIP	Coupled Climate Carbon Cycle Model Intercomparison Project
CCN	Cloud Condensation Nuclei
Ce	Centrifugal Force
CFC	Chlorofluorocarbon
CF	Coriolis Force
CMIP3	Coupled Model Intercomparison Project phase 3
DAE	Direct Aerosol Effect
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ENIAC	Electrical Numerical Integrator and Calculator
ENSO	El Niño Southern Oscillation
ERBE	Earth Radiation Budget Experiment
FFT	Fast Fourier Transformation
GCM	General Circulation Model
HS	Harmonized Scenarios
HadGHCND	Hadley center Global Historical Climatology Network-Daily
IA	Integrated Assessment
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
LAF	Lagged Averaged Forecast
LCL	Lifted Condensation Level
LFC	Level of Free Convection
MAGICC	Model for the Assessment of greenhouse Gas-Induced Climate Change
NAO	North Atlantic Oscillation
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NWS	National Weather Service
OI	Optimal Interpolation
OS	Other Scenarios
PGF	Pressure Gradient Force
PM	Particulate Matter
PSC	Polar Stratospheric Clouds
RF	Radiative Transfer
RH	Relative Humidity
SRES	Special Report on Emissions Scenarios

SSMI	Special Sensor Microwave Imager
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer
SHADE	SaHAran Dust Experiment
UK Met Office	United Kingdom Meteorological Office
UNEP	United Nations Environment Programme
VOC	Volatile Organic Compound
WG	Working Group
WMO	World Meteorological Organization
WRF-HUA	Weather Research and Forecasting model -Harokopion University of Athens
ΑΟΣ	Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα
ΕΘΘ	Επιφανειακή Θερμοκρασία Θάλασσας
ΕΑΚΕΘΕ	Ελληνικό Κέντρο Θαλάσσιων Ερευνών
EMY	Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία
ΗΠΑ	Ηνωμένες Πολιτείες Αμερικής
ΜΘ	Μεταφορά Θερμοκρασίας
ΜΣΘ	Μέση Στάθμη Θάλασσας
ΟΕΑ	Ολική Ένταση Ακτινοβολίας
ΥΤΙ	Υψος Γραμμής Ισορροπίας
ΧΠΑ	Χαροκόπειο Πανεπιστήμιο Αθηνών

Πρόλογος

Το συγκεκριμένο βιβλίο αποτελεί μία προσπάθεια για τη δημιουργία ενός ψηφιακού συγγράμματος στην ελληνική γλώσσα, το οποίο εισάγει φοιτητές της τριτοβάθμιας εκπαίδευσης στις επιστήμες Φυσικής της Ατμόσφαιρας και Κλιματικής Αλλαγής. Αναπτύχθηκε στο πλαίσιο της δράσης Κάλλιπος «Ελληνικά Ακαδημαϊκά Ηλεκτρονικά Συγγράμματα και Βοηθήματα» με σκοπό την εισαγωγή του ηλεκτρονικού, διαδραστικού, πολυμεσικού βιβλίου στην Ανώτατη Εκπαίδευση. Απευθύνεται, συνεπώς, σε προπτυχιακούς και μεταπτυχιακούς φοιτητές πανεπιστημιακών τμημάτων θετικής και τεχνολογικής κατεύθυνσης για υποστήριξή τους σε βασικές έννοιες μετεωρολογίας, ατμοσφαιρικής φυσικής, κλιματολογίας και κλιματικής αλλαγής. Μπορεί όμως να αποτελέσει έναν εισαγωγικό οδηγό για οποιονδήποτε ερευνά ή ασχολείται με τη μετεωρολογία και την κλιματολογία. Το βιβλίο αυτό αποτελεί την εξέλιξη πανεπιστημιακών σημειώσεων και εργαστηριακών ασκήσεων, που διανέμονταν από το έτος 2007 στο πλαίσιο του υποχρεωτικού μαθήματος Μετεωρολογία-Κλιματολογία του Τμήματος Γεωγραφίας του Χαροκόπειου Πανεπιστημίου. Ο σταδιακός εμπλουτισμός και η σύνθεσή τους με έννοιες μεγάλης κλίμακας ατμοσφαιρικών διεργασιών και κλιματικής αλλαγής στον πλανήτη δημιουργήσεις για την υλοποίησή του. Η ύλη του συγγράμματος βασίστηκε στα σημαντικά ξενόγλωσσα βιβλία Ahrens C. D., Meteorology Today, Holton J. R., An Introduction to Dynamic Meteorology και Wallace J.M., and P.V. Hobbs, Atmospheric Science. An Introductory Survey.

Η διάρθρωση της ύλης του συγγράμματος επιλέχθηκε με σκοπό την κάλυψη ενός ευρέως φάσματος σχετικών θεμάτων με τρόπο φιλικό για τον αναγνώστη και εκπαιδευτικά συνεκτικό για τον φοιτητή. Κάθε ένα από τα δέκα κεφάλαια αποτελείται από το θεωρητικό υπόβαθρο και τα κριτήρια αξιολόγησης, ενώ σε πέντε από αυτά υπάρχει η αντίστοιχη εργαστηριακή εφαρμογή. Η ψηφιακή υπόσταση του συγγράμματος έδωσε ιδιαίτερες δυνατότητες στη συγγραφική ομάδα να αναπτύξει πλήθος διαδραστικών και πολυμεσικών αντικειμένων για την καλύτερη κατανόηση των εννοιών και την ενεργό συμμετοχή του αναγνώστη στις εργαστηριακές εφαρμογές. Αξίζει να σημειωθεί πως διατίθεται σε τρεις ψηφιακές μορφοποιήσεις, pdf, epub και html5 με την τελευταία να περιλαμβάνει το σύνολο των πολυμεσικών αντικειμένων. Ακολουθεί σύντομη περιγραφή κάθε κεφαλαίου.

- Το πρώτο κεφάλαιο εισάγει τον αναγνώστη στο ατμοσφαιρικό περιβάλλον και παρουσιάζει τη σχέση της ατμόσφαιρας με τα υπόλοιπα στοιχεία του πλανήτη. Στην ιστορική αναδρομή αναφέρονται οι προσπάθειες μελέτης του καιρού και του κλίματος από την εποχή της αρχαιότητας μέχρι σήμερα. Το υπόλοιπο κεφάλαιο αφιερώνεται στη σύσταση της ατμόσφαιρας και στην παρουσίαση των βασικών χαρακτηριστικών της. Η εργαστηριακή εφαρμογή στο τέλος του κεφαλαίου περιλαμβάνει τα σύμβολα καιρού, τις μετρήσεις από μετεωρολογικούς σταθμούς και την τοποθέτηση των μετρήσεων πάνω σε γεωγραφικούς χάρτες.
- Στο δεύτερο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά της ατμόσφαιρας και οι θεμελιώδεις νόμοι των αερίων που τη διέπουν. Ιδιαίτερη έμφαση δίνεται στην κατακόρυφη ισορροπία των δυνάμεων και στη στατική της ατμόσφαιρας. Η εργαστηριακή άσκηση στο τέλος του κεφαλαίου βοηθά στην κατανόηση των συνθηκών αστάθειας και ευστάθειας στην ατμόσφαιρα, μέσα από πλήθος διαγραμμάτων και διαδραστικών αντικειμένων.
- Στο τρίτο κεφάλαιο περιγράφεται η δομή και εξέλιξη μεγάλης και συνοπτικής κλίμακας ατμοσφαιρικών κινήσεων. Αναλύονται, επίσης, οι φαινόμενες και πραγματικές δυνάμεις που επηρεάζουν την κίνηση των αερίων μάζων, καθώς και τα χαρακτηριστικά του γεωστροφικού ανέμου και του ανέμου βαθμίδας. Η εργαστηριακή εφαρμογή στο τέλος του κεφαλαίου περιλαμβάνει διαδραστικές εφαρμογές και μετεωρολογικούς χάρτες για την κατανόηση της ισορροπίας δυνάμεων και τη δημιουργία του επιφανειακού ανέμου.
- Στο τέταρτο κεφάλαιο παρουσιάζονται οι αέριες μάζες, τα χαρακτηριστικά τους και οι αλληλεπιδράσεις τους με την επιφάνεια. Αέριες μάζες με διαφορετικά θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά, που έρχονται σε επαφή μεταξύ τους, ορίζουν τις μετωπικές επιφάνειες. Τα είδη των μετώπων συνοδεύονται από πρότυπα καιρού, τα οποία χαρακτηρίζουν την τρέχουσα κατάσταση της ατμόσφαιρας. Η εργαστηριακή εφαρμογή περιλαμβάνει διαγράμματα και

διαδραστικά αντικείμενα για την πρακτική εξάσκηση και κατανόηση της κίνησης των μετώπων και της μεταφοράς θερμοκρασίας στην ατμόσφαιρα.

- Στο πέμπτο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα χαρακτηριστικά της ηλιακής και της γήινης ακτινοβολίας. Αναλύεται το φάσμα της ηλιακής ακτινοβολίας και παρουσιάζονται οι έννοιες της διάχυσης και της ανάκλασης, καθώς και θεμελιώδεις νόμοι για την απορρόφηση και εκπομπή ακτινοβολίας από μέλανα σώματα. Το κεφάλαιο περιλαμβάνει επίσης εισαγωγή στο φαινόμενο του θερμοκηπίου, το οποίο προσεγγίζεται ως ισοζύγιο ακτινοβολιών στο σύστημα Γη-ατμόσφαιρα και εκτιμώνται τα ισοζύγια ενέργειας στην ατμόσφαιρα και στην επιφάνεια της Γης.
- Το έκτο κεφάλαιο περιλαμβάνει την αριθμητική πρόγνωση του καιρού σε συνδυασμό με τις φυσικές και δυναμικές διεργασίες της ατμόσφαιρας, που αναλύονται σε μία προσομοίωση. Παρουσιάζεται, επίσης, το σύστημα των εξισώσεων που χρησιμοποιούν τα αριθμητικά μοντέλα για την περιγραφή της ατμοσφαιρικής κατάστασης. Τα βασικά χαρακτηριστικά ενός μοντέλου, όπως το πεδίο ολοκλήρωσης, η οριζόντια και κατακόρυφη διακριτοποίησή του, οι αρχικές και οριακές συνθήκες αναλύονται με παραδείγματα και διαδραστικά αντικείμενα. Το συγκεκριμένο κεφάλαιο περιλαμβάνει επίσης μία θεωρητική εισαγωγή στα φασματικά μοντέλα και την αφομοίωση μετεωρολογικών δεδομένων.
- Στο έβδομο κεφάλαιο παρουσιάζονται οι έννοιες της κλιματικής μεταβλητότητας και της κλιματικής αλλαγής, καθώς και σύγχρονες θεωρήσεις των δυναμικών αναδράσεων σε εξωγενείς του συστήματος παράγοντες. Αναλύονται επίσης τα βασικά χαρακτηριστικά σημαντικών κλιματικών φαινομένων, όπως η Νότια Κύμανση El Niño, η ταλάντωση του Βόρειου Ατλαντικού και η τρύπα του όζοντος. Η εργαστηριακή εφαρμογή στο τέλος του κεφαλαίου παρουσιάζει τη στατιστική προσέγγιση της συσχέτισης κλιματικών μεταβλητών και ανωμαλιών.
- Το όγδοο κεφάλαιο περιλαμβάνει τις βασικές αρχές που διέπουν το φαινόμενο του θερμοκηπίου. Δίνεται ο διαχωρισμός του φυσικού φαινομένου από το ενισχυμένο και παρουσιάζονται τα χαρακτηριστικά των θερμοκηπιακών αερίων. Για την καλύτερη κατανόηση των ενεργειακών μεταβολών του συστήματος Γης-ατμόσφαιρας αναπτύσσεται η έννοια της τροποποίησης του ισοζυγίου ακτινοβολίας και παρουσιάζονται οι επιδράσεις της στην κλιματική αλλαγή.
- Στο ένατο κεφάλαιο παρουσιάζεται η Διακυβερνητική Επιτροπή για την Κλιματική Αλλαγή, οι ομάδες εργασίας και οι εκθέσεις αξιολόγησής της. Αναφέρεται αναλυτικά η εξέλιξη των κλιματικών σεναρίων για τις εκπομπές των θερμοκηπιακών αερίων, καθώς και η δομή τους σε οικογένειες πλοκής. Στο πλαίσιο κατανόησης των διεργασιών του κλίματος περιλαμβάνεται εκτεταμένη συζήτηση ανοικτών θεμάτων, που σχετίζονται με τις αλληλεπιδράσεις των φυσικών συστημάτων και των ανθρωπογενών δραστηριοτήτων στην κλιματική αλλαγή.
- Τέλος, το δέκατο κεφάλαιο περιλαμβάνει τους μηχανισμούς μεταφοράς και εναπόθεσης σκόνης φυσικής προέλευσης στην ατμόσφαιρα. Αναπτύσσονται, επίσης, οι φυσικές διεργασίες που διέπουν την εκπομπή σωματιδίων και οι διαφοροποιήσεις τους ανά μέγεθος και κατάσταση ατμοσφαιρικής ευστάθειας. Ιδιαίτερη αναφορά δίνεται στη γεωγραφία των περιοχών παραγωγής σκόνης, καθώς και στην κατανομή τους σε παγκόσμιο επίπεδο. Ο άνεμος, η τύρβη και η τριβή διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στην παραμετροποίηση του κύκλου της σκόνης στην ατμόσφαιρα και επηρεάζουν τις συνθήκες ξηρής και υγρής εναπόθεσης στην επιφάνεια.

Θα θέλαμε να ευχαριστήσουμε τους υποψήφιους διδάκτορες Γεώργιο Βάρλα, Βέρα-Μαργαρίτα Νομικού και Κωνσταντίνο Τσαρπαλή, που υποστήριξαν και βοήθησαν ενεργά στο επίπονο έργο της συγγραφής. Θα θέλαμε να ευχαριστήσουμε ιδιαίτερα τον Δρ. Αναστάσιο Παπαδόπουλο, Ερευνητή Β' του Ελληνικού Κέντρου Θαλάσσιων Ερευνών (ΕΛΚΕΘΕ) για την πολύτιμη συνεισφορά του και συνεργασία ως κριτικού αναγνώστη του συγγράμματος. Ευχαριστούμε, επίσης, θερμά την Ματίνα Λεονταρά, Φιλόλογο, για την γλωσσική επιμέλεια της έκδοσης, καθώς και τον Νικόλαο Σακελλαρίου για την γραφιστική επιμέλεια και τεχνική επεξεργασία του συγγράμματος.

Τέλος, ευχαριστούμε τις οικογένειές μας για την στήριξη και την κατανόηση που επέδειξαν καθ' όλη τη διάρκεια της συγγραφής αυτού του επίπονου έργου.

Οι Συγγραφείς

Πέτρος Κατσαφάδος
Ηλίας Μαυροματίδης

Κεφάλαιο 1

Σύνοψη

Το συγκεκριμένο κεφάλαιο εισάγει τον αναγνώστη στο ατμόσφαιρικό περιβάλλον και παρουσιάζει τη σχέση της ατμόσφαιρας με τα υπόλοιπα στοιχεία του πλανήτη. Στην ιστορική αναδρομή αναφέρονται οι προσπάθειες μελέτης του καιρού και του κλίματος από την εποχή της αρχαιότητας μέχρι σήμερα. Το υπόλοιπο κεφάλαιο αφιερώνεται στη σύσταση της ατμόσφαιρας και στην παρουσίαση των βασικών χαρακτηριστικών της.

Προαπαιτούμενη γνώση

Δεν προαπαιτείται ιδιαίτερη γνώση για το συγκεκριμένο κεφάλαιο. Για καλύτερη κατανόηση των εννοιών και των μαθηματικών σχέσεων προτείνεται η αναδρομή σε βασικές έννοιες μαθηματικών (ολοκληρώματα, παράγωγοι, διαφορικές εξισώσεις) και φυσικής (θερμοδυναμική).

1. Η Γη και η Ατμόσφαιρά της

Η Γη περιβάλλεται από μία εκτεταμένη ζώνη αερίων, απαραίτητη για την ανάπτυξη της ζωής, η οποία ονομάζεται ατμόσφαιρα. Σε κάθε περίπτωση η ατμόσφαιρα επηρεάζει την οπτική και ακουστική επαφή, και συνεπώς είναι καθοριστική για τη ζωή μας. Αν και ο άνθρωπος μπορεί να μετακινηθεί μέσα στο ατμοσφαιρικό περιβάλλον για χιλιάδες χιλιόμετρα σε οριζόντια απόσταση, σε ύψη πάνω από 1500 m αρχίζει και παρουσιάζει αναπνευστικά προβλήματα. Επίσης μπορεί να επιζήσει χωρίς τροφή για μερικές εβδομάδες και χωρίς νερό για μερικές ημέρες, ενώ χωρίς αέρα μόνο για μερικά λεπτά της ώρας.

Η Γη χωρίς την ατμόσφαιρά της δεν θα είχε λίμνες ή ωκεανούς. Δεν θα είχε επίσης ήχους, σύννεφα ή πορφυρά ηλιοβασιλέματα. Οι νύχτες θα ήταν υπερβολικά ψυχρές, ενώ την ημέρα η θερμοκρασία θα ήταν πολύ υψηλότερη από ότι τώρα. Επιβιώνοντας για χιλιάδες χρόνια στην επιφάνεια της Γης το ανθρώπινο γένος έχει προσαρμοστεί με εκπληκτικό τρόπο στο περιβάλλον της και φυσικά στις ατμοσφαιρικές συνθήκες της. Αν και ο αέρας αποτελεί μείγμα αερίων άγευστο, άσυμο και τις περισσότερες φορές άχρωμο, προστατεύει τη ζωή μερικώς από την επικίνδυνη ηλιακή ακτινοβολία, καθώς επίσης και από συγκρούσεις με ύλη του διαστήματος (μετεωρίτες, αστεροειδείς κτλ). Επειδή η ατμόσφαιρα είναι ουσιαστικά αόρατη είναι δύσκολο να πιστέψει κανείς πως ανάμεσα στα μάτια του αναγνώστη και τις σελίδες των σημειώσεων υπάρχουν τρισεκατομμύρια μορίων αέρα. Κάποια από αυτά μπορεί να βρίσκονταν σε κάποιο σύννεφο την προηγούμενη ημέρα ή σε μία άλλη ήπειρο πριν μία εβδομάδα ή να προέρχονται από την αναπνοή ενός ανθρώπου που έζησε εκατοντάδες χρόνια πριν. Η ατμόσφαιρα της Γης αποτελείται κυρίως από άζωτο (N_2) και οξυγόνο (O_2) μαζί με νέφη, όπου συνυπάρχουν όλες οι μορφές νερού: αέρια υπό μορφή υδρατμών, υγρή υπό μορφή σταγονιδίων βροχής και στερεή υπό μορφή παγοκρυστάλλων. Περίπου το 99% της ατμοσφαιρικής μάζας εκτείνεται στα πρώτα 30 km από την επιφάνεια. Στην πραγματικότητα εάν η Γη συρρικνωθεί στο μέγεθος μίας μπάλας ποδοσφαίρου η ατμόσφαιρα της θα αντιστοιχεί σε πάχος ανάλογο με το πάχος ενός χαρτιού.

Από το διάστημα η Γη φαίνεται σφαιρική, με διάμετρο περίπου 12800 km. Ακριβέστερες μετρήσεις δείχνουν ελαφρά συμπίεση στους πόλους και επέκταση στον Ισημερινό. Το συγκεκριμένο γεωμετρικό σχήμα καλείται πεπλατυσμένο σφαιροειδές (oblate spheroid). Η απόκλιση από το κανονικό σφαιροειδές είναι μικρή, με την ισημερινή διάμετρο να είναι 43 km μεγαλύτερη από την αντίστοιχη πολική διάμετρο. Σε καθημερινή βάση η Γη εκτελεί μία πλήρη περιστροφή γύρω από τον άξονά της, ενώ περιστρέφεται ταυτόχρονα γύρω από τον Ήλιο συμπληρώνοντας πλήρη τροχιά σε λίγο περισσότερο από 365 ημέρες. Το νερό καλύπτει περίπου τα $\frac{3}{4}$ της επιφάνειας, καθιστώντας τη Γη μοναδικό πλανήτη του ηλιακού συστήματος με μπλε χρώμα. Φυσικά το χρώμα της θάλασσας προκύπτει από την ατμόσφαιρα, αφού το μπλε χρώμα από το ορατό φάσμα της ηλιακής ακτινοβολίας είναι αυτό που ερεθίζει το οπτικό νεύρο. Πως όμως συμβαίνει αυτό; Τα μόρια της ατμόσφαιρας είναι αρκετά μικρότερα τόσο από τις υδροσταγόνες στα νέφη, όσο και από το μήκος κύματος του φωτός. Κάθε μόριο οξυγόνου και αζώτου στον αέρα είναι ένας επιλεκτικός σκεδαστής των μικρότερων μηκών κύματος του ηλιακού φωτός. Καθώς το φως του Ήλιου εισέρχεται στη γήινη ατμόσφαιρα σκεδάζεται από τα μόρια του αέρα, με προτεραιότητα στα μικρότερα μήκη κύματος του ορατού (μωβ, μπλε πράσινο) σε σχέση με τα μεγαλύτερα μήκη κύματος (κίτρινο, πορτοκαλί και κόκκινο). Αξίζει να σημειωθεί πως το μωβ χρώμα σκεδάζεται 16 φορές περισσότερο από το κόκκινο. Σε συνδυασμό λοιπόν με την υπερευασθησία της ανθρώπινης όρασης στο μπλε χρώμα, δημιουργείται η αίσθηση, τελικά, πως η ατμόσφαιρα έχει μπλε χρώμα.

1.1. Ιστορική Αναδρομή και Βασικοί Ορισμοί

Μετεωρολογία είναι η επιστήμη που μελετά την ατμόσφαιρα και τα φαινόμενα που αναπτύσσονται σε αυτήν. Ο όρος είναι ελληνικός και αποδίδεται στον αρχαίο φιλόσοφο Αριστοτέλη, ο οποίος το 340 π.Χ. έγραψε ένα βιβλίο φυσικής φιλοσοφίας με τίτλο «Μετεωρολογικά». Στο συγκεκριμένο έργο παρουσιάζοταν το σύνολο της γνώσης για τον καιρό και το κλίμα μέχρι εκείνη την εποχή, καθώς και στοιχεία αστρονομίας, γεωγραφίας και χημείας ([Πίνακας 1.1](#)). Στη συνέχεια ο Θεόφραστος πρότεινε ένα μίγμα πρακτικής πρόβλεψης καιρού, βασιζόμενος στην επιστήμη και τη λαϊκή παράδοση. Επειδή εκείνη την εποχή η ύλη που έπεφτε από τον ουρανό ή φαινόταν μέσα στην ατμόσφαιρα λεγόταν μετέωρα, γι' αυτό προέκυψε και ο όρος μετεωρολογία. Η θεμελίωση της μετεωρολογίας ως φυσικής επιστήμης ήρθε πολύ αργότερα με την εφεύρεση των μετεωρολογικών οργάνων, όπως του θερμομέτρου στα τέλη του 16^{ου} αιώνα και του βαρομέτρου το 1643. Με τη διάθεση των μετρητικών δεδομένων και τη διανομή τους μέσω του τηλέγραφου ξεκίνησαν οι πρώτες προσπάθειες για την εξήγηση των ατμοσφαιρικών φαινομένων με χρήση επιστημονικών πειραμάτων και την ανάπτυξη φυσικών νόμων. Τον 19^ο αιώνα ξεκίνησε η χάραξη συνοπτικών χαρτών, ενώ το 1920 αναπτύχθηκε η θεωρία των αερίων μαζών και του πολικού μετώπου από τον Νορβηγό μετεωρολόγο Bjerknes. Το 1940 ξεκίνησε η καταγραφή της κατακόρυφης θερμοδυναμικής κατάστασης της ατμόσφαιρας με τη χρήση των μετεωρολογικών μπαλονιών, που συνεχίζεται μέχρι σήμερα με τη μορφή των ραδιοβολίδων.

ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΩΝ Α

[338a.20] Περὶ μὲν οὖν τῶν πρώτων αἰτίων τῆς φύσεως καὶ περὶ πάσης κινήσεως φυσικῆς, ἔτι δὲ περὶ τῶν κατὰ τὴν ἄνω φορὰν διακεκοσμημένων ἀστρων καὶ περὶ τῶν στοιχείων τῶν σωματικῶν, πόσα τε καὶ ποῖα, καὶ τῆς εἰς ἄλληλα μεταβολῆς, καὶ περὶ γενέσεως καὶ φθορᾶς τῆς κοινῆς εἴρηται πρότερον.

λοιπὸν δ' ἐστὶ μέρος τῆς μεθόδου ταύτης ἔτι θεωρητέον, ὃ πάντες οἱ πρότεροι μετεωρολογίαν ἐκάλουν·

ταῦτα [338b.20] δ' ἐστὶν ὅσα συμβαίνει κατὰ φύσιν μὲν, ἀτακτοτέραν μέντοι τῆς τοῦ πρώτου στοιχείου τῶν σωμάτων, περὶ τὸν γειτνιῶντα μάλιστα τόπον τῇ φορᾷ τῇ τῶν ἀστρων, οἷον περὶ τε γάλακτος καὶ κομητῶν καὶ τῶν ἐκπυρουμένων καὶ κινουμένων φασμάτων,

ὅσα τε θείμεν ἀν ἀέρος εἶναι κοινὰ πάθη καὶ ὕδατος, ἔτι δὲ γῆς ὅσα μέρη καὶ εἴδη καὶ πάθη τῶν μερῶν, ἐξ ὧν περὶ τε πνευμάτων καὶ σεισμῶν θεωρήσαιμεν ἀν τὰς αἰτίας [339a] καὶ περὶ πάντων τῶν γιγνομένων κατὰ τὰς κινήσεις τὰς τούτων

ἐν οἷς τὰ μὲν ἀποροῦμεν, τῶν δὲ ἐφαπτόμεθά τινα τρόπον· ἔτι δὲ περὶ κεραυνῶν πτώσεως καὶ τυφώνων καὶ πρηστήρων καὶ τῶν ἄλλων τῶν

[338a.20] Όσον αφορά λοιπόν στα αρχέγονα αίτια της δημιουργίας του σύμπαντος, αλλά και σε κάθε κίνηση που λαμβάνει χώρα στη φύση, και επιπλέον όσον αφορά στην κίνηση των αστέρων που κοσμούν τον ουρανό, όπως επίσης και σε ότι αφορά στα υλικά στοιχεία των ἀστρων, δηλαδή από πόσα και ποια στοιχεία αποτελούνται αυτά, αλλά και στον τρόπο που ἀλληλεπιδρούν μεταξύ τους και σχετικά με την κοινή τους γέννηση και φθορά, όλα αυτά έχουν εξεταστεί από πριν.

Τα δε υπόλοιπα (στα οποία δεν έχουμε αναφερθεί ακόμη), θα τα εξετάσουμε τώρα μια που αποτελούνται αυτά μέρος της ίδιας μεθόδου με την οποία εξετάσαμε τα προηγούμενα, και που όλοι οι προηγούμενοι (Φυσικοί Φιλόσοφοι) ονόμαζαν Μετεωρολογία.

Αυτά λοιπόν [338b.20] είναι όσα συμβαίνουν (στον ουρανό), αφ' ενός μεν όσον αφορά στη φύση τους, αν και είναι πιο πολύπλοκη (η φύση τους) από την υπόσταση του αρχικού στοιχείου από το οποίο προήλθαν, αφ' ετέρου δε όσον αφορά στην περιοχή που συνορεύει κατά κύριο λόγο (με τη Γη) και περιέχει τις τροχιές των ουράνιων σωμάτων, όπως ακριβώς συμβαίνει (για παράδειγμα) με τις τροχιές των αστέρων του γαλαξία (μας), αλλά και τις τροχιές των κομητών και των διαττόντων αστέρων (εκπυρουμένων και κινουμένων φασμάτων),

και όσα από αυτά θεωρούμε ότι αποτελούνται από αέρια στοιχεία και νερό, επιπλέον δε, σε ότι αφορά στη Γη μας, θα μπορούσαμε να εξετάσουμε τα στρώματα από τα οποία αποτελείται και τα στοιχεία από τα οποία αποτελούνται τα στρώματα αυτά, καθώς και τις επιμέρους λειτουργίες των φαινομένων αυτών και να συμπεράνουμε τις αιτίες και τον τρόπο που προκαλούνται από αυτές τις λειτουργίες τα φαινόμενα στον αέρα και οι σεισμοί, [339a] αλλά και οτιδήποτε άλλο συμβαίνει κατά τη διάρκεια των κινήσεων αυτών.

Για όλα τα (παραπάνω) φαινόμενα από τη μία αγνοούμε τον τρόπο της ανάπτυξής τους (έχουμε απορίες), ενώ από την άλλη είμαστε κατά κάποιο τρόπο μέρος τους (ζούμε μέσα στα

έγκυκλιών, όσα διὰ πῆξιν συμβαίνει πάθη τῶν αὐτῶν σωμάτων τούτων. διελθόντες δὲ περὶ τούτων, θεωρήσωμεν εἴ τι δυνάμεθα κατὰ τὸν ὑφηγημένον τρόπον ἀποδοῦναι περὶ ζώων καὶ φυτῶν, καθόλου τε καὶ χωρίς: σχεδὸν γὰρ τούτων ῥηθέντων τέλος ἀν εἴη γεγονὸς τῆς ἐξ ἀρχῆς ἡμῖν προαιρέσεως πάσης.

φαινόμενα). Ακόμη και σχετικά με την πτώση των κεραυνών και τη δημιουργία των τυφώνων και των καταιγίδων και των άλλων φυσικών φαινομένων με κυκλική συμπεριφορά, όπως για παράδειγμα οι ανεμοστρόβιλοι, και όσες μεταβολές συμβαίνουν σε αυτά τα ίδια τα σώματα λόγω συμπύκνωσης κάποιων στοιχείων, αφού τα εξετάσουμε διεξοδικά, θα διαπιστώσουμε εάν έχουμε τη δύναμη να αποδώσουμε τον ενδεδειγμένο τρόπο με τον οποίο επηρεάζονται τα ζώα και τα φυτά (από αυτά τα φαινόμενα) είτε συνολικά είτε μεμονωμένα το καθένα ξεχωριστά.
Εάν λοιπόν όλα αυτά εξηγηθούν, τότε θα μπορούσε το αποτέλεσμα αυτό να είναι η τελική κατάληξη των αναζητήσεών μας.

Πίνακας 1.1 Απόσπασμα και μετάφραση από τα «Μετεωρολογικά» του Αριστοτέλη.

Η μετεωρολογία αναπτύχθηκε κυρίως με την τεχνολογική ανάπτυξη των υπολογιστών. Το 1949 στο πλαίσιο ανάπτυξης του πρώτου υπολογιστικού συστήματος ENIAC (Electrical Numerical Integrator and Calculator) οι J. Charney, R. Fjortoft και J. Von Neumann πραγματοποίησαν την πρώτη 48-ωρη πρόγνωση καιρού. Το θεωρητικό υπόβαθρο υπήρχε από το 1911, όταν ο L. F. Richardson εισήγαγε τις 7 βασικές προγνωστικές εξισώσεις της κατάστασης της ατμόσφαιρας. Την 1^η Απριλίου 1960 ο πρώτος μετεωρολογικός δορυφόρος Ticos I τέθηκε σε τροχιά και ταυτόχρονα έθεσε τις βάσεις για την ανάπτυξη της δορυφορικής μετεωρολογίας. Οι δορυφόροι μέχρι σήμερα προσφέρουν πολύτιμα δεδομένα καταγραφής στοιχείων της ατμόσφαιρας, όπως φωτογραφίες στο ορατό και το υπέρυθρο φάσμα, μετρήσεις της διαθέσιμης υγρασίας στα νέφη, αποτύπωση των βροχοπτώσεων, της έντασης και της διεύθυνσης των ανέμων σε ολόκληρο τον πλανήτη. Το 1963 ο E. Lorenz ανέλυσε τη χαοτική φύση των ατμοσφαιρικών διεργασιών και πρότεινε τη στοχαστική προσέγγισή τους, αντί της επικρατούσας ντετερμινιστικής περιγραφής τους.

Με βάση τα παραπάνω ο καιρός είναι η κατάσταση της ατμόσφαιρας σε κάθε χρονική στιγμή και για κάθε σημείο του χώρου. Ο καιρός αποτελείται από βασικά στοιχεία, όπως:

- η θερμοκρασία του αέρα-πόσο θερμός ή ψυχρός είναι ο αέρας
- η ατμοσφαιρική πίεση-το βάρος του αέρα πάνω από μία περιοχή
- η υγρασία-η περιεκτικότητα του αέρα σε υδρατμούς (νερό σε αέρια φάση)
- τα νέφη-η ορατή μάζα μικροσκοπικών σταγόνων νερού ή/και παγοκρυστάλλων πάνω από την επιφάνεια της Γης
- η βροχόπτωση-οποιαδήποτε μορφή κατακρημνίσματος νερού σε υγρή ή στερεά μορφή που φτάνει στην επιφάνεια της Γης
- η ορατότητα-η μέγιστη απόσταση όπου ένα αντικείμενο είναι ευδιάκριτο
- ο άνεμος-η οριζόντια μεταφορά του αέρα

Η ανάλυση των συγκεκριμένων στοιχείων για μεγάλη χρονική περίοδο, 16 έτη τουλάχιστον, φανερώνει τον μέσο καιρό ή το κλίμα μιας περιοχής. Συνεπώς το κλίμα αντιπροσωπεύει τη στατιστική έκφραση των ημερήσιων, μηνιαίων ή εποχιακών καιρικών φαινομένων για μεγάλες χρονικές περιόδους. Η έννοια του κλίματος περιέχει και τις ακραίες εκφράσεις του καιρού, όπως οι καύσωνες το καλοκαίρι ή ο παγετός τον χειμώνα, που μπορεί να συμβιόνει σε μία συγκεκριμένη περιοχή.

1.2. Η Σύσταση της Γήινης Ατμόσφαιρας

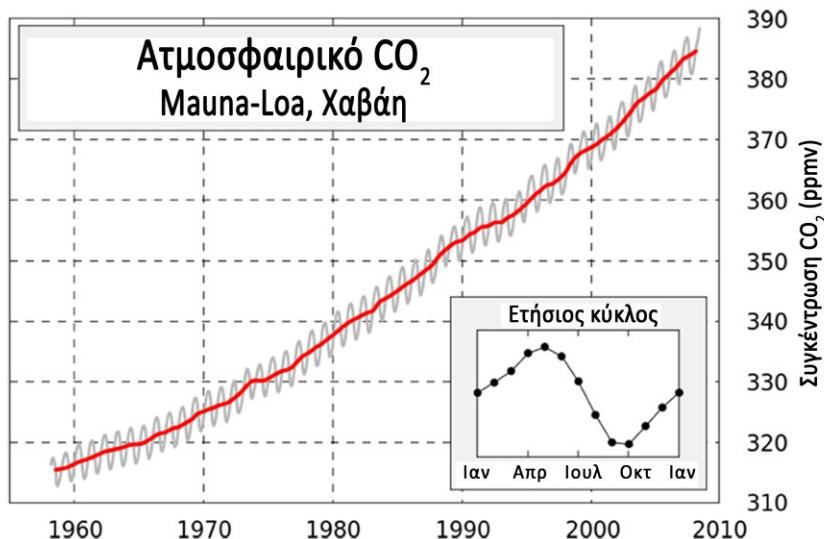
Η ατμόσφαιρα στην παρούσα μορφή της αποτελείται από άζωτο (N_2) σε ποσοστό 78% και από οξυγόνο (O_2) σε ποσοστό 21%. Στον [Πίνακα 1.2](#) παρουσιάζονται τα ποσοστά συγκέντρωσης ανά όγκο των σταθερών και των μεταβλητών αερίων της ατμόσφαιρας κοντά στην επιφάνεια της Γης. Η αναλογία αζώτου και οξυγόνου στην ατμόσφαιρα παραμένει σταθερή μέχρι το ύψος των 80 km περίπου.

Αέριο	Χημικός Τύπος	Ποσοστό (συγκέντρωση ανά όγκο)
Σταθερά αέρια		
Άζωτο	N ₂	78,08
Οξυγόνο	O ₂	20,95
Νέον	Ne	0,0018
Ήλιο	He	0,0005
Μεθάνιο	CH ₄	0,0001
Υδρογόνο	H ₂	0,00005
Ξένον	Xe	0,000009
Μεταβλητά αέρια		
Υδρατμοί	H ₂ O	0-4
Διοξείδιο του άνθρακα	CO ₂	0,034
Οζον	O ₃	0,000004
Μονοξείδιο του άνθρακα	CO	0,00002
Διοξείδιο του θείου	SO ₂	0,000001
Διοξείδιο του αζώτου	NO ₂	0,000001
Σωματίδια σκόνης, άλατος κτλ	PM _{2,5} , PM ₁₀	0,00001

Πίνακας 1.2 Ποσοστό συγκέντρωσης των σταθερών και μεταβλητών αερίων στην ατμόσφαιρα.

Κοντά στην επιφάνεια επικρατεί ισορροπία στην παραγωγή και καταστροφή αυτών των αερίων. Το άζωτο απομακρύνεται από την ατμόσφαιρα μέσω βιολογικών διεργασιών από βακτήρια στο έδαφος, ενώ επιστρέφει στην ατμόσφαιρα μέσω της αποσύνθεσης φυτών και ζώων. Το οξυγόνο απομακρύνεται από την ατμόσφαιρα κατά την αποσύνθεση οργανικής ύλης και στο πλαίσιο χημικών αντιδράσεων με άλλες ουσίες για την παραγωγή οξειδίων ($N_2 + O_2 \rightarrow 2NO$). Επίσης, κατά τη διαδικασία της αναπνοής οι πνεύμονες δεσμεύουν οξυγόνο και απελευθερώνουν διοξείδιο του άνθρακα (CO₂). Το οξυγόνο επανέρχεται στην ατμόσφαιρα μέσω της φωτοσύνθεσης, καθώς τα φυτά με την παρουσία της ηλιακής ακτινοβολίας συνδυάζουν το CO₂ και το νερό για την παραγωγή οξυγόνου και σακχάρων. Το CO₂ αποτελεί φυσικό συστατικό της ατμόσφαιρας και καταλαμβάνει μικρό, αλλά πολύ σημαντικό, ποσοστό όγκου του ατμοσφαιρικού αέρα (περίπου 0,034%). Δημιουργείται κατά την αποσύνθεση της βλάστησης, κατά τις εκρήξεις ηφαιστείων και από την καύση ορυκτών καυσίμων, όπως ο λιγνίτης, το πετρέλαιο και το φυσικό αέριο. Το CO₂ απομακρύνεται από την ατμόσφαιρα μέσω της διεργασίας της φωτοσύνθεσης, καθώς τα φυτά καταναλώνουν CO₂ για την παραγωγή χλωροφύλλης. Επίσης οι ωκεανοί αποτελούν μία τεράστια αποθήκη για το CO₂, καθώς το φυτοπλαγκτόν διατηρεί το CO₂ σε οργανικούς ιστούς. Υπολογίζεται πως οι ωκεανοί κατέχουν πάνω από 50 φορές τη συνολική ποσότητα του ατμοσφαιρικού διοξειδίου του άνθρακα.

Το [Σχήμα 1.1](#) δείχνει την αύξηση της συγκέντρωσης του ατμοσφαιρικού CO₂ από το δεύτερο μισό του 20^{ου} αιώνα, λόγω της καύσης ορυκτών καυσίμων και της αποψήλωσης των δασών. Αξίζει να σημειωθεί πως η μέση ετήσια συγκέντρωση του CO₂ ήταν περίπου 315 ppm κατ' όγκο (αναλογία μήγματος, μέρη ανά εκατομμύριο-particles per million) στα τέλη του 1950, ενώ το 1984 έφτασε τα 340 ppm. Επειδή το διοξείδιο του άνθρακα είναι καλός απορροφητής της γήινης υπέρυθρης ακτινοβολίας, δηλαδή της θερμότητας που εκλύει η επιφάνεια της Γης, η αύξηση της συγκέντρωσής του οδηγεί σε αντίστοιχη αύξηση της θερμοκρασίας του αέρα κοντά στην επιφάνεια. Τα περισσότερα μαθηματικά μοντέλα εκτιμούν πως διπλασιασμός της συγκέντρωσης του CO₂ στην ατμόσφαιρα θα οδηγήσει σε αύξηση της μέσης θερμοκρασίας σε παγκόσμιο επίπεδο από 1,5°C έως 4,5°C με απρόβλεπτες συνέπειες για τα γήινα οικοσυστήματα.



Σχήμα 1.1 Μέση μηνιαία συγκέντρωση (σε ppmv) του CO₂ στην περιοχή Mauna Loa, Χαβάη, ΗΠΑ.

1.3. Το Νερό στην Ατμόσφαιρα

Η αέρια φάση του νερού στην ατμόσφαιρα αποτελεί τους υδρατμούς. Οι υδρατμοί εμφανίζουν σημαντική χωροχρονική μεταβλητότητα της συγκέντρωσής τους. Στις τροπικές περιοχές και κοντά στην επιφάνεια του πλανήτη προσεγγίζουν το 4% των ατμοσφαιρικών αερίων, ενώ αντίστοιχα στις πολικές περιοχές είναι σχεδόν μη ανιχνεύσιμοι. Η περιεκτικότητα του αέρα σε υδρατμούς ονομάζεται υγρασία. Ειδικότερα, η σχετική υγρασία είναι το ποσό των υδρατμών που περιέχει ο αέρας σε σχέση με το μέγιστο ποσό υδρατμών, που μπορεί να συγκρατήσει σε σταθερές συνθήκες θερμοκρασίας και πίεσης. Οι υδρατμοί μπορεί να μετατραπούν σε υδροσταγόνες (υγρή φάση) ή παγοκρυστάλλους (στερεή φάση) μέσα στα νέφη, να αυξήσουν το μέγεθός τους και να απομακρυνθούν από την ατμόσφαιρα μέσω της διεργασίας της βροχόπτωσης. Κατά τη συγκεκριμένη αλλαγή φάσης απελευθερώνονται σημαντικά ποσά ενέργειας προς την ατμόσφαιρα με τη μορφή λανθάνουσας θερμότητας. Στην επιφάνεια του νερού, που βρίσκεται σε υγρή φάση, εξελίσσονται συνέχεια δυναμικές διεργασίες. Για παράδειγμα, στην περίπτωση που προσφερθεί ικανοποιητικό ποσό θερμότητας, κάποια μόρια του νερού αποκτούν αρκετή κινητική ενέργεια, σπάνε τους δεσμούς με τα γειτονικά τους και απελευθερώνονται προς την ατμόσφαιρα. Τα συγκεκριμένα μόρια μεταβαίνουν από την υγρή κατάσταση σε αέρια κατάσταση, μέσω της διεργασίας της εξάτμισης. Καθώς κάποια μόρια εγκαταλείπουν την επιφάνεια του υγρού, κάποια άλλα επιστρέφουν από την αέρια φάση στην υγρή. Η συγκεκριμένη διεργασία ονομάζεται συμπύκνωση και συνοδεύεται με απελευθέρωση θερμότητας προς το περιβάλλον. Στην περίπτωση που ο αέρας πάνω από το νερό φτάσει το μέγιστο ποσό υδρατμών που μπορεί να συγκρατήσει, τότε θεωρείται κορεσμένος, και για κάθε μόριο νερού που εξατμίζεται ένα άλλο συμπυκνώνεται και επιστρέφει από την αέρια στην υγρή φάση. Η διαδικασία μετάβασης του νερού από τη στερεή στην αέρια φάση, χωρίς να περάσει από την υγρή, ονομάζεται εξάχνωση και λαμβάνει χώρα με απορρόφηση ενέργειας από το περιβάλλον.

Η πυκνότητα του αέρα δίνεται από τη σχέση:

$$\rho = \frac{m}{V} \quad (1.1)$$

όπου m η μάζα του δείγματος αέρα σε g ή kg και V ο όγκος που καταλαμβάνει σε cm³ ή m³. Ο ατμοσφαιρικός αέρας κοντά στην επιφάνεια της θάλασσας έχει αρκετά μεγάλη πυκνότητα ίση με 1,2 kg m⁻³, η οποία εμφανίζει σημαντική μεταβλητότητα ανάλογα με την περιεκτικότητά του σε υδρατμούς. Σε αντίθεση με ότι

Θα αναμενόταν ο ξηρός αέρας είναι πιο βαρύς από τον υγρό, όταν έχουν την ίδια θερμοκρασία, και συνεπώς εμφανίζει μεγαλύτερη πυκνότητα λόγω του μεγαλύτερου μοριακού βάρους του ξηρού αέρα (~29) σε σχέση με το αντίστοιχο μοριακό βάρος των υδρατμών (18).

Στο ατμοσφαιρικό περιβάλλον επικρατεί συνεχής κυκλοφορία του νερού, η οποία ξεκινά από την εξάτμιση τεράστιων ποσοτήτων ύδατος από την επιφάνεια των ωκεανών, λόγω της προσφερόμενης ηλιακής ενέργειας. Οι υδρατμοί που εισέρχονται μέσω της εξάτμισης στην ατμόσφαιρα μεταφέρονται με τη βοήθεια των ανέμων σε άλλες περιοχές, όπου κάτω από κατάλληλες ατμοσφαιρικές συνθήκες μπορεί να συμπυκνωθούν δημιουργώντας νέφη ή υετό. Ο όρος υετός περιλαμβάνει όλα τα είδη των υδρομετεώρων (βροχής, χιονιού κτλ). Στην απλούστερη περίπτωση που ο υετός πέσει σε θαλάσσια περιοχή, τότε το νερό ετοιμάζεται να ξεκινήσει τον ίδιο κύκλο. Εάν ο υετός εναποτεθεί στην ξηρά, τότε ακολουθεί μία πολύπλοκη κυκλοφορία μέσω επίγειων και υπόγειων διαδρομών, ώστε να καταλήξει και πάλι στη θάλασσα. Ο κύκλος μεταφοράς και μετατροπής του νερού από την υγρή κατάσταση (αρχική) σε αέρια (ενδιάμεση) και πάλι σε υγρή (τελική) κατάσταση ονομάζεται υδρολογικός κύκλος του νερού.



Σχήμα 1.2 Αναπαράσταση των διεργασιών του υδρολογικού κύκλου (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Ο υδρολογικός κύκλος, αν και παρουσιάστηκε σχετικά απλός, στην πραγματικότητα είναι ιδιαίτερα πολύπλοκος. Όπως εμφανίζεται στο [Σχήμα 1.2](#), υπάρχουν πολλοί παράγοντες που αλληλεπιδρούν και επηρεάζουν τη λειτουργία στο σύνολό της. Ειδικότερα, κατά τη διάρκεια βροχόπτωσης ένα μέρος του υετού εξατμίζεται και επιστρέφει πάλι στην ατμόσφαιρα, πριν φτάσει στην επιφάνεια του εδάφους. Ο υετός που φτάνει στο έδαφος είτε αλληλεπιδρά με τη βλάστηση, είτε εισέρχεται στο υπέδαφος μέσω ανοιγμάτων και σχισμών στα πετρώματα, είτε απορρέει σε ποτάμια και λίμνες καταλήγοντας και πάλι στη θάλασσα. Εκτός από τους ωκεανούς, σημαντικά ποσά ύδατος εξατμίζονται πάνω από ηπειρωτικές περιοχές (ποτάμια, λίμνες) καταλήγοντας στην ατμόσφαιρα. Η βλάστηση, επίσης, μέσω της διαδικασίας της διαπνοής προσφέρει περίσσεια υγρασίας στο ατμοσφαιρικό περιβάλλον. Συνολικά, η προσφερόμενη υγρασία λόγω εξάτμισης από τις ηπειρωτικές περιοχές και τη διαπνοή των φυτών αποτελεί το 15% του συνόλου, ενώ το υπόλοιπο 85% προέρχεται από τους ωκεανούς.

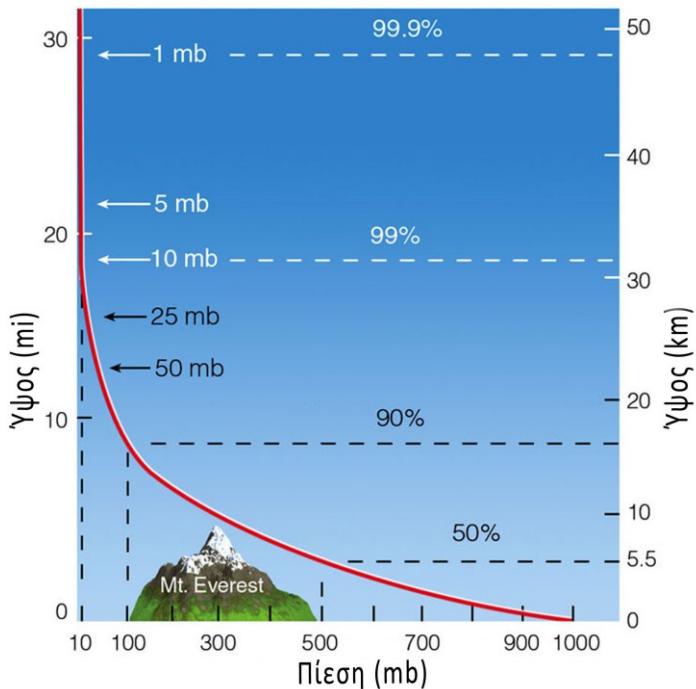
1.4. Ατμοσφαιρική Πίεση και Θερμοκρασία

Η ατμοσφαιρική πίεση (P) στην επιφάνεια της Γης ορίζεται ως το βάρος της υπερκείμενης στήλης αέρα που εφαρμόζεται στη μονάδα επιφανείας και δίνεται από τον τύπο:

$$P = \frac{B}{S} \quad (1.2)$$

όπου Β αντιστοιχεί στη δύναμη της βαρύτητας της υπερκείμενης στήλης αέρα (Newton-N) και S είναι η μονάδα επιφανείας (m^2). Στη μετεωρολογία χρησιμοποιείται ως μονάδα ατμοσφαιρικής πίεσης το bar, το οποίο αντιστοιχεί σε δύναμη 100000 N που επιδρούν σε επιφάνεια $1 m^2$. Επειδή το bar είναι αρκετά μεγάλη μονάδα μέτρησης και οι επιφανειακές μεταβολές της πίεσης μικρές έχει επικρατήσει το millibar, όπου $1 bar = 1000 mb$. Στο Διεθνές Σύστημα Μονάδων (SI) έχει επικρατήσει ως μονάδα μέτρησης το Pascal (Pa), το οποίο αντιστοιχεί στη δύναμη $1N$ που εφαρμόζεται σε επιφάνεια $1m^2$. Η αναλογία με το mb είναι $100 Pa$ προς $1 mb$, δηλαδή, $1 bar = 1000 mb = 100000 Pa = 1000 hPa$.

Η μονάδα hectopascal (hPa) είναι ίδια σε μέγεθος με το mb. Στην επιφάνεια της θάλασσας η μέση τυπική τιμή της ατμοσφαιρικής πίεσης είναι: $1013,25 mb = 1013,25 hPa = 101325 Pa$. Η πίεση σε μεγαλύτερα ύψη εξαρτάται από το βάρος της ατμοσφαιρικής στήλης από το συγκεκριμένο ύψος και πάνω. Όπως φαίνεται και στο [Σχήμα 1.3](#), η ατμοσφαιρική πίεση ελαττώνεται με το ύψος, όπως συμβαίνει και με την πυκνότητα του αέρα. Στην επιφάνεια της θάλασσας η ατμοσφαιρική πίεση είναι περίπου $1000 mb$, ενώ μειώνεται με ρυθμό περίπου $10 mb$ ανά $100 m$ ύψους. Σε ύψη πάνω από $15 km$ ο ρυθμός μείωσης της πίεσης ελαττώνεται. Για παράδειγμα, η ατμοσφαιρική πίεση μειώνεται περίπου $900 mb$ στα πρώτα $16 km$ από την επιφάνεια, ενώ μόνο κατά $90 mb$ στα επόμενα $16 km$. Σε υψόμετρο $9 km$, που αντιστοιχεί στην κορυφή Έβερεστ, η ατμοσφαιρική πίεση είναι περίπου $300 mb$ και μέχρι αυτό το ύψος συγκεντρώνεται το 70% της μάζας της ατμόσφαιρας.



Σχήμα 1.3 Κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης (mb) με το ύψος (km/mi).

Είναι γνωστό πως η θερμοκρασία ενός σώματος καθορίζεται από τη μέση κινητική ενέργεια των μορίων του. Τα μόρια του αέρα συγκρατούνται κοντά στην επιφάνεια της Γης λόγω της βαρυτικής δύναμης. Η συγκεκριμένη δύναμη συμπιέζει περισσότερο τα μόρια του αέρα κοντά στην επιφάνεια σε σχέση με μεγαλύτερα υψόμετρα, με αποτέλεσμα η πυκνότητα του αέρα να μειώνεται σημαντικά με το ύψος.

Η θερμοκρασία της ατμόσφαιρας μειώνεται από την επιφάνεια μέχρι το ύψος των $10 km$. Η συγκεκριμένη συμπεριφορά οφείλεται στο ότι η ηλιακή ακτινοβολία θερμαίνει αρχικά την επιφάνεια της Γης και η επιφάνεια με τη σειρά της θερμαίνει τα κατώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα. Η μέση μείωση της θερμοκρασίας με το ύψος ονομάζεται θερμοβαθμίδα και είναι περίπου $6,5 ^\circ C$ ανά $1000 m$ (ή $0,65 ^\circ C/100 m$). Συνεπώς, η θερμοκρασία του αέρα σε ύψος $2 km$ αναμένεται να είναι περίπου $13 ^\circ C$ μικρότερη από την αντίστοιχη θερμοκρασία επιφανείας. Στη μετεωρολογία, ως μονάδα μέτρησης της θερμοκρασίας έχουν

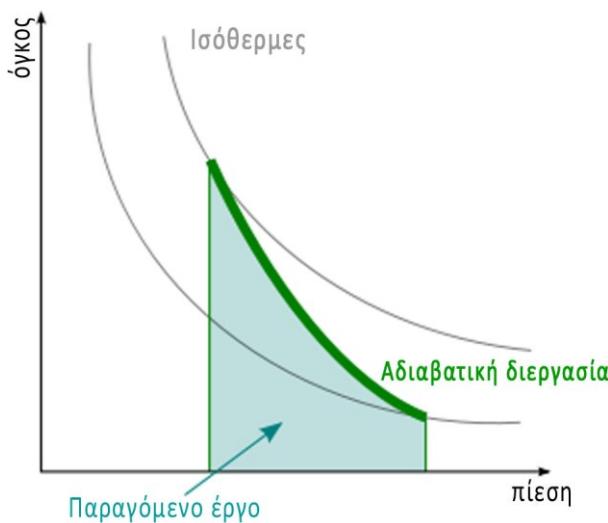
επικρατήσει η κλίμακα Celsius ($^{\circ}\text{C}$) και η απόλυτη θερμοκρασία ή κλίμακα Kelvin (K). Η κλίμακα C αντιστοιχεί το σημείο ψύξης του νερού στους 0° και το σημείο βρασμού στους 100° . Η κλίμακα K σχετίζεται με την κλίμακα C ως εξής:

$$K = C + 273,15 \quad (1.3)$$

όπου το απόλυτο μηδέν, όπου είναι το σημείο εκκίνησης της κλίμακας K, αντιστοιχεί σε $-273,15^{\circ}\text{C}$. Στις ΗΠΑ έχει επικρατήσει η μονάδα μέτρησης Fahrenheit (F), η οποία αντιστοιχεί το σημείο ψύξης του νερού στους 32°F και το σημείο βρασμού στους 212°F . Για τη μετατροπή μονάδων $^{\circ}\text{F}$ σε $^{\circ}\text{C}$ ισχύει:

$$C = \frac{5}{9}(F - 32) \quad (1.4)$$

Κατά συνέπεια η ελάττωση της ατμοσφαιρικής πίεσης με το ύψος έχει ως αποτέλεσμα την ψύξη κάθε αέριας μάζας που ανέρχεται σε μεγαλύτερα ύψη στην ατμόσφαιρα. Για τη φυσική εξήγηση του παραπάνω ισχυρισμού θεωρούμε την ύπαρξη μιας στοιχειώδους μονωμένης αέριας μάζας, στην οποία επιτρέπεται η διαστολή ή συστολή, αλλά όχι η ανταλλαγή μορίων αέρα ή θερμότητας με το περιβάλλον. Στην επιφάνεια της Γης η στοιχειώδης μάζα έχει τις ίδιες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας με τον περιβάλλοντα αέρα. Καθώς η μάζα ανυψώνεται, εισέρχεται σε περιβάλλον μειωμένης ατμοσφαιρικής πίεσης. Οι συνθήκες μειωμένης πίεσης επιτρέπουν στα μόρια της αέριας μάζας να εκτονωθούν καταλαμβάνοντας μεγαλύτερο όγκο. Για την εκτόνωση καταναλώνεται μέρος της εσωτερικής κινητικής ενέργειας των μορίων της μάζας, καθώς δεν υπάρχει άλλη πηγή ενέργειας (π.χ. από τον περιβάλλοντα αέρα). Με βάση τον ορισμό της θερμοκρασίας ενός σώματος, ελάττωση της κινητικής ενέργειας των μορίων του σημαίνει ελάττωση της θερμοκρασίας του. Συνεπώς, η άνοδος μίας αέριας μάζας στην ατμόσφαιρα συνδυάζεται με μείωση της θερμοκρασίας της λόγω εκτόνωσης, ενώ η κάθοδος μίας αέριας μάζας συνδυάζεται με αύξηση της θερμοκρασίας της λόγω συμπίεσης ([Σχήμα 1.4](#)).



Σχήμα 1.4 Διάγραμμα πίεσης-όγκου (P-V) για αδιαβατική μεταβολή αέριας μάζας σε σταθερή θερμοκρασία.

Οι συγκεκριμένες μεταβολές της θερμικής κατάστασης μίας μετακινούμενης μονωμένης αέριας μάζας καλούνται αδιαβατικές μεταβολές, καθώς η ψύξη ή η θέρμανσή της προέρχεται από την εκτόνωση ή τη συμπίεση της αντίστοιχα. Οι μεταβολές της θερμοκρασίας μέσω εναλλαγών θερμότητας με τον περιβάλλοντα

αέρα είναι στην πραγματικότητα σχεδόν αμελητέες, διότι η ψύξη ή η θέρμανση λόγω ακτινοβολίας και μοριακής αγωγμότητας στην ατμόσφαιρα είναι βραδείες. Καθώς ο ανερχόμενος αέρας ψύχεται μειώνεται ταυτόχρονα η δυνατότητά του να συγκρατεί υδρατμούς και συμπυκνώνει ευκολότερα την περιορισμένη ποσότητα των υδρατμών του. Συνεπώς, κατά την άνοδο αερίων μαζών ευνοείται ο σχηματισμός νεφών, ενώ η κάθοδος αερίων μαζών συνδυάζεται με θέρμανση, αυξημένη δυνατότητα συγκράτησης υδρατμών και νεφοδιάλυση.

Η ατμοσφαιρική πίεση, η πυκνότητα και η θερμοκρασία αποτελούν παραμέτρους που ολληλεπιδρούν και συσχετίζονται. Για παράδειγμα, μία αέρια μάζα η οποία ανέρχεται σε μεγαλύτερα ύψη στην ατμόσφαιρα εκτονώνεται και ψύχεται. Όμως το πλήθος των μορίων που περιέχει παραμένει το ίδιο, ενώ αυξάνεται ο όγκος που καταλαμβάνει με αποτέλεσμα να μειώνεται η πυκνότητά της. Επειδή κατά την εκτόνωση της αέριας μάζας μειώνεται και η κινητική ενέργεια των μορίων της, καθώς μέρος αυτής καταναλώνεται για την εκτόνωση, αυτό οδηγεί τελικά σε μείωση της θερμοκρασίας της. Επίσης, ο ίδιος αριθμός μορίων πλέον καταλαμβάνει μεγαλύτερο όγκο με αποτέλεσμα να μειώνεται και η πίεσή της. Η σχέση που συνδέει τις παραπάνω παραμέτρους αποτελεί την καταστατική εξίσωση των αερίων:

$$P = \rho RT \quad (1.5)$$

όπου ρ η πυκνότητα του αέρα (kg m^{-3}), R η ειδική σταθερά των αερίων, όπου για τον ξηρό αέρα είναι $287,05 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ και T η θερμοκρασία του αέρα (K). Η παραπάνω σχέση εκφράζει την αναλογία της πίεσης με την πυκνότητα του αέρα και τη θερμοκρασία. Επίσης, υπό σταθερή θερμοκρασία κάθε μεταβολή στην ατμοσφαιρική πίεση επιφέρει αντίστοιχη μεταβολή στην πυκνότητα και αντίστροφα.

1.5. Υδροστατική Ισορροπία

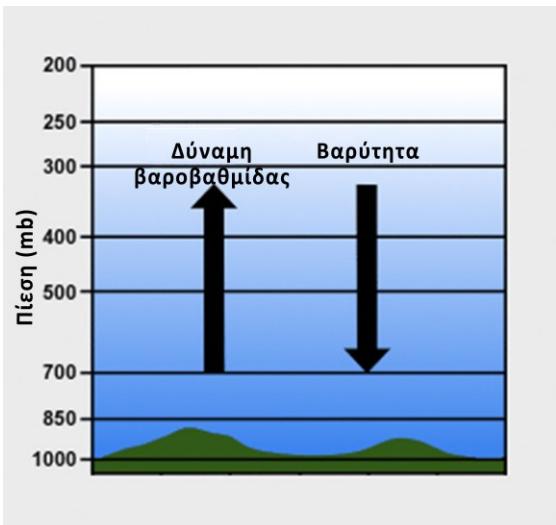
Για να γίνουν αντιληπτές οι διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στην ατμόσφαιρα και διαμορφώνουν τον καιρό, θα πρέπει να εξεταστεί η κατακόρυφη μεταβολή της πίεσης. Όπως έχει ήδη αναφερθεί η ατμοσφαιρική πίεση ελαττώνεται με το ύψος, για να μηδενιστεί σχεδόν στα 50 km. Γενικά, στην ατμόσφαιρα επικρατεί η υδροστατική ισορροπία. Δηλαδή, το σύνολο των κατακόρυφων δυνάμεων βρίσκεται σε ισορροπία και κατά συνέπεια δεν υπάρχει κατακόρυφη επιτάχυνση. Η συγκεκριμένη θεώρηση δεν ισχύει σε ισχυρά καταιγιδοφόρα συστήματα, καθώς αυτά έχουν σχετικά μικρή κατακόρυφη έκταση σε σχέση με το βάθος της ατμόσφαιρας. Στο πλαίσιο της υδροστατικής ισορροπίας το σύνολο των δυνάμεων που ασκούνται στο κατακόρυφο θα είναι μηδέν:

$$PGF_{vertical} + g = 0 \quad (1.6)$$

όπου PGF είναι η δύναμη βαροβαθμίδας (Pressure Gradient Force) και g η επιτάχυνση της βαρύτητας της Γης, αναφερόμενη σε μοναδιαία μάζα ([Σχήμα 1.5](#)). Η συγκεκριμένη σχέση αναλύεται στην:

$$\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz} + g = 0 \Rightarrow \frac{dp}{dz} = -\rho g \quad (1.7)$$

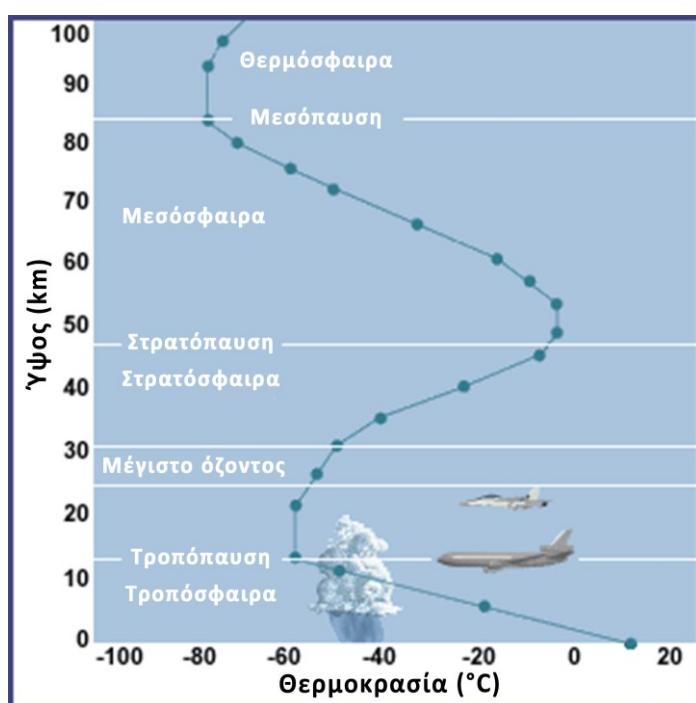
Η παραπάνω σχέση αποτελεί την υδροστατική εξίσωση, κατά την οποία ο ρυθμός μείωσης της πίεσης με το ύψος (dp/dz) είναι ανάλογος της πυκνότητας (ρ) και της βαρύτητας (g). Η απόδειξη του τύπου της υδροστατικής εξίσωσης δίνεται στο [Κεφάλαιο 2](#).



Σχήμα 1.5 Υδροστατική ισορροπία της δύναμης βαροβαθμίδας με τη βαρύτητα (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

1.6. Η Φυσική Στρωμάτωση της Ατμόσφαιρας

Η κατακόρυφη στρωμάτωση της ατμόσφαιρας βασίζεται στη μεταβολή της θερμοκρασίας καθ' ύψος. Η θερμοβαθμίδα της ατμόσφαιρας στα κατώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα ακολουθεί τον ρυθμό ελάττωσης με το ύψος που έχει αναφερθεί στην [Παράγραφο 1.4](#), δηλαδή $6,5^{\circ}\text{C}/1000\text{m}$ για τον ξηρό αέρα, μέχρι το ύψος των $12 \pm 4\text{km}$ από την επιφάνεια. Η ατμόσφαιρα διαιρείται σε 4 βασικά στρώματα: την τροπόσφαιρα, τη στρατόσφαιρα, τη μεσόσφαιρα και τη θερμόσφαιρα ([Σχήμα 1.6](#)).



Σχήμα 1.6 Κατανομή της θερμοκρασίας ($^{\circ}\text{C}$) με το ύψος (km) και παράσταση της βασικής στρωμάτωσης της ατμόσφαιρας (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

1.6.1. Τροπόσφαιρα

Τροπόσφαιρα ονομάζεται το κατώτερο τμήμα της ατμόσφαιρας της Γης, το οποίο εμφανίζει κατακόρυφη θερμοβαθμίδα $6,5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ή $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Στην τροπόσφαιρα καθορίζονται τα βασικά χαρακτηριστικά των ατμοσφαιρικών φαινομένων που επηρεάζουν τη διαμόρφωση του καιρού στην επιφάνεια. Το τμήμα της τροπόσφαιρας που εκτείνεται από την επιφάνεια μέχρι το ύψος των 1500 m περίπου αποτελεί το στρώμα τριβής, που ονομάζεται ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα (ΑΟΣ), μέσα στο οποίο λαμβάνουν χώρα οι περισσότερες ημερήσιες μεταβολές της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας. Η τροπόσφαιρα χωρίζεται, επιπλέον, σε 4 υποπεριοχές ανάλογα με τη μεταβολή της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας.

- Κατώτερη τροπόσφαιρα, η οποία εκτείνεται από την επιφάνεια έως 1,5 km και παρουσιάζει τιμή θερμοβαθμίδας $0,3\text{-}0,4^{\circ}\text{C}/100\text{m}$.
- Μέση τροπόσφαιρα, η οποία εκτείνεται από 1,5 έως 6 km και παρουσιάζει τιμή θερμοβαθμίδας $0,5\text{-}0,6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$.
- Ανώτερη τροπόσφαιρα, η οποία εκτείνεται από 6 έως 9 km και παρουσιάζει τιμή θερμοβαθμίδας $0,65\text{-}0,75^{\circ}\text{C}/100\text{m}$.
- Όρια τροπόπαυσης, τα οποία εκτείνονται από 9 km και άνω και παρουσιάζουν τιμή θερμοβαθμίδας $0,2\text{-}0,5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$.

Οι τιμές της θερμοβαθμίδας στην κατώτερη τροπόσφαιρα συχνά αποκλίνουν από τις αναφερόμενες τιμές σε περιπτώσεις έντονης αστάθειας ή αναστροφών θερμοκρασίας, οι οποίες αναλύονται στο [Κεφάλαιο 2](#). Στην τροπόσφαιρα οι οριζόντιες συνιστώσες της ταχύτητας του ανέμου αυξάνονται με το ύψος, λόγω μείωσης της δύναμης τριβής που αναπτύσσεται ανάμεσα στα μόρια του αέρα και την επιφάνεια του εδάφους. Επίσης, στην τροπόσφαιρα σημαντικές είναι και οι κατακόρυφες κινήσεις των αερίων μαζών, οι οποίες σε συνδυασμό με την παρουσία υδρατμών διαμορφώνουν τα καιρικά συστήματα. Το δε πάχος της τροπόσφαιρας είναι περίπου $12\pm4\text{km}$ από την επιφάνεια της Γης, ενώ το άνω όριό της αποτελεί την τροπόπαυση.

1.6.2. Τροπόπαυση

Η τροπόπαυση αποτελεί τη μεταβατική ζώνη ανάμεσα στην τροπόσφαιρα και το υπερκείμενο αυτής στρώμα, τη στρατόσφαιρα. Όπως φαίνεται στο [Σχήμα 1.6](#), η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα στην τροπόπαυση παραμένει μηδενική (θεωρείται σχεδόν ισόθερμο στρώμα), στοιχείο που αποτελεί και ένα από τα κριτήρια προσδιορισμού του ύψους εκκίνησής της και του πάχους της. Το ύψος στο οποίο βρίσκεται η τροπόπαυση μεταβάλλεται τόσο κατά γεωγραφικό πλάτος, όσο και εποχιακά, ενώ σε μέσα γεωγραφικά πλάτη ($30^{\circ}\text{-}40^{\circ}$) διακόπτεται. Η τροπική τροπόπαυση επικρατεί σε πλάτη $0^{\circ}\text{-}30^{\circ}$ και απαντάται σε ύψη 14-17 km από την επιφάνεια, ενώ η πολική τροπόπαυση σε πλάτη $40^{\circ}\text{-}90^{\circ}$ και σε ύψη 7-12 km αντίστοιχα. Στη ζώνη ασυνέχειας των δύο τροποπαύσεων αναπτύσσεται στενό ρεύμα αέρα με πολύ υψηλές ταχύτητες ($>35 \text{ m s}^{-1}$), που καλείται αεροχείμαρρος (jet-stream).

Το ύψος της τροπόπαυσης μεταβάλλεται με βάση την ύπαρξη συστημάτων καιρού. Συνεπώς η τροπόπαυση βρίσκεται σε ύψος μεγαλύτερο της μέσης τιμής, σε περιοχές που επικρατούν αντικυκλωνικά συστήματα (βαρομετρικά υψηλά), αλλά χαμηλότερα, σε περιοχές που επικρατούν υφέσεις (βαρομετρικά χαμηλά). Οι μέσες θερμοκρασίες της τροπικής τροπόπαυσης κυμαίνονται από -70° έως -80°C , ενώ στην πολική τροπόπαυση από -55° έως -60°C αντίστοιχα.

1.6.3. Στρατόσφαιρα

Το ατμοσφαιρικό στρώμα που ακολουθεί πάνω από την τροπόπαυση και μέχρι το ύψος των 50 km από την επιφάνεια της Γης καλείται στρατόσφαιρα. Από την τροπόπαυση μέχρι τα 35 km περίπου πάνω από την επιφάνεια εκτείνεται η κατώτερη στρατόσφαιρα, στην οποία η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα λαμβάνει σχεδόν μηδενικές τιμές και συνεπώς το στρώμα αυτό χαρακτηρίζεται από μεγάλη ευστάθεια και περιορισμένες κατακόρυφες κινήσεις αερίων μαζών ([Σχήμα 1.6](#)). Η οριζόντια κυκλοφορία στην κατώτερη στρατόσφαιρα

είναι ιδιαίτερα σημαντική, ενώ λόγω των πολύ χαμηλών θερμοκρασιών που επικρατούν ο στρατοσφαιρικός αέρας είναι ιδιαίτερα ξηρός.

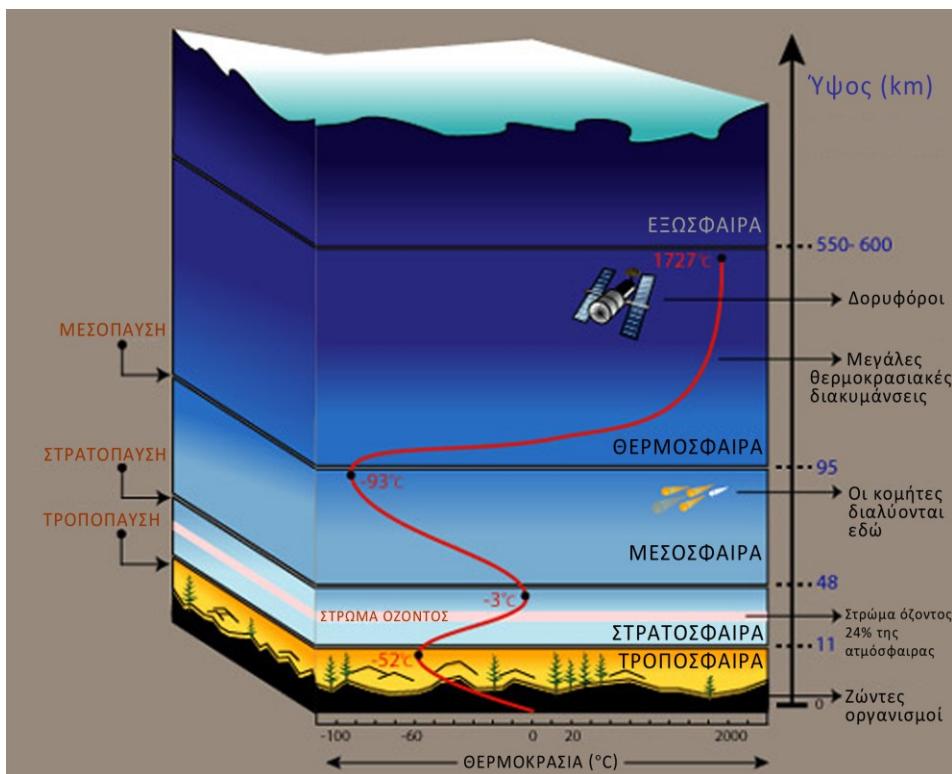
Η ανώτερη στρατόσφαιρα εκτείνεται από τα 35-50 km και βασικό χαρακτηριστικό της είναι η συνεχής αύξηση της θερμοκρασίας του αέρα, η οποία σε ύψη κοντά στα 50 km φτάνει τους 0 °C. Η σημαντική αυτή αύξηση οφείλεται στις υψηλές συγκεντρώσεις όζοντος (O_3) που παρατηρούνται σε αυτά τα ύψη (στρατοσφαιρικό όζον), το οποίο απορροφά το μεγαλύτερο μέρος της υπεριώδους ηλιακής ακτινοβολίας ($0,2 \mu m < \lambda < 0,3 \mu m$), αυξάνει την κινητική ενέργεια των μορίων του στρώματος με αποτέλεσμα τη θέρμανσή του. Η ανώτερη στρατόσφαιρα χαρακτηρίζεται επίσης ως ένα απόλυτα ευσταθές στρώμα, λόγω της αύξησης της θερμοκρασίας με το ύψος, γεγονός που δεν επιτρέπει την ανάπτυξη κατακόρυφων κινήσεων αερίων μαζών. Το άνω όριο της στρατόσφαιρας, στο οποίο η θερμοβαθμίδα λαμβάνει τη μέγιστη τιμή της και χαρακτηρίζεται από ισοθερμική συμπεριφορά, καλείται στρατόπαυση. Στο τμήμα της ατμόσφαιρας από την επιφάνεια της Γης μέχρι τη στρατόπαυση περιλαμβάνεται το 99,9% της συνολικής μάζας της ατμόσφαιρας.

1.6.4. Μεσόσφαιρα

Πάνω από τη στρατόπαυση η θερμοκρασία αρχίζει να μειώνεται σημαντικά με το ύψος. Το ατμοσφαιρικό στρώμα πάνω από τη στρατόπαυση και μέχρι το ύψος των 85 km από την επιφάνεια της Γης αποτελεί τη μεσόσφαιρα. Βασικό χαρακτηριστικό του συγκεκριμένου στρώματος είναι οι πολύ χαμηλές θερμοκρασίες (~-80 °C), οι οποίες οφείλονται κυρίως στην απουσία του όζοντος από την περιοχή. Η μεσόπαυση αποτελεί το διαχωριστικό στρώμα μεταξύ της μεσόσφαιρας και της θερμόσφαιρας και εντοπίζεται σε ύψος περίπου 85 km. Η μεσόπαυση θεωρείται ως το άνω όριο της ατμόσφαιρας, αλλά και το ψυχρότερο τμήμα αυτής με σταθερές θερμοκρασίες της τάξης των -90 °C.

1.6.5. Θερμόσφαιρα

Η ζώνη μεταξύ της μεσόπαυσης και του ύψους των 400 km περίπου από την επιφάνεια της Γης ονομάζεται θερμόσφαιρα ([Σχήμα 1.7](#)).



Σχήμα 1.7 Αναπαράσταση της βασικής στρωμάτωσης της ατμόσφαιρας.

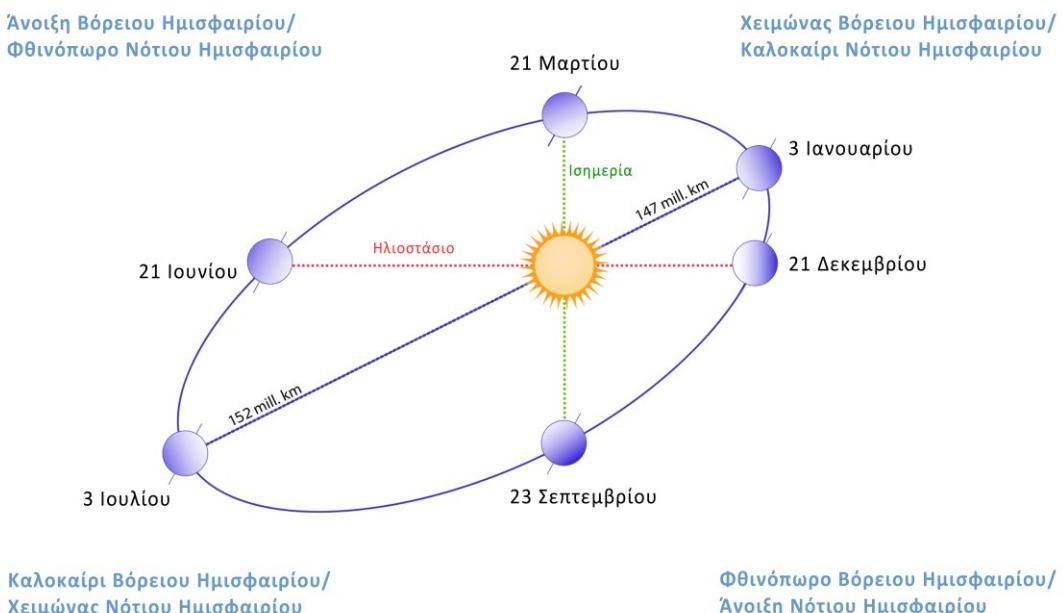
Στη βάση της επικρατεί σταθερή θερμοκρασιακή δομή, αυτή της μεσόπαυσης, ενώ στη συνέχεια αυξάνει προσεγγίζοντας στα ανώτατα όριά της τους 700°C . Στη θερμόσφαιρα απορροφάται το μεγαλύτερο μέρος της υπεριώδους ηλιακής ακτινοβολίας σε μήκη κύματος $\lambda < 0,2$ μμ κυρίως από το μοριακό οξυγόνο. Η ακτινοβολία αυτή παρέχει αρκετή ενέργεια για τη διάσπαση του μοριακού οξυγόνου σε δύο άτομα οξυγόνου.



Η ενέργεια που απελευθερώνεται από τη συγκεκριμένη διάσπαση αυξάνει την κινητική ενέργεια των ατόμων, και σε συνδυασμό με την ύπαρξη ελάχιστων ατόμων και μορίων έχει ως αποτέλεσμα τη μεγάλη αύξηση της θερμοκρασίας. Επίσης η θερμοκρασία της θερμόσφαιρας επηρεάζεται από την ηλιακή δραστηριότητα. Σε μέση ηλιακή δραστηριότητα η θερμοκρασία της θερμόσφαιρας φτάνει τους 700°C , ενώ σε ισχυρή ηλιακή δραστηριότητα προσεγγίζει τους 1700°C .

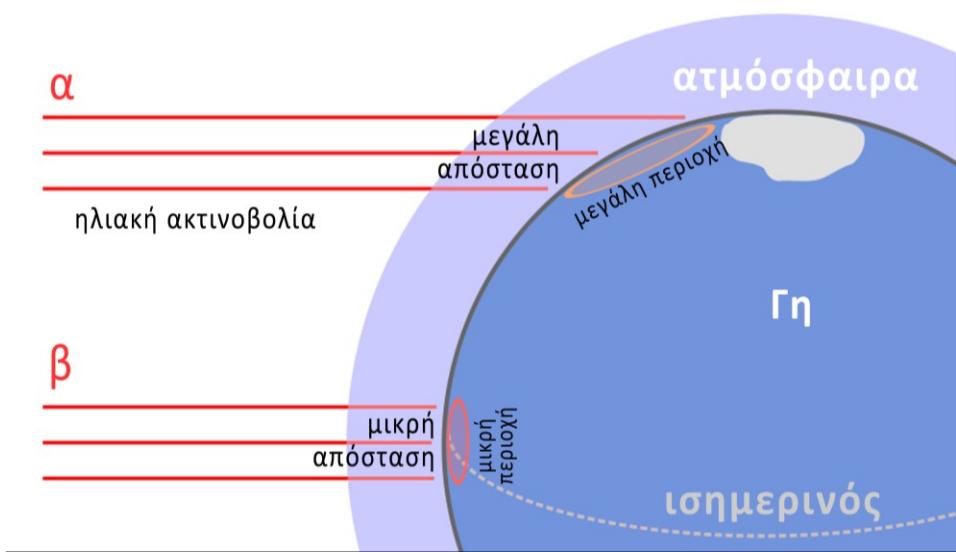
1.7. Οι Κινήσεις της Γης

Η Γη περιστρέφεται πλήρως γύρω από το μητρικό της άστρο, τον Ήλιο, σε ελλειπτική τροχιά με διάρκεια λίγο περισσότερη των 365 ημερών (ένα έτος). Ταυτόχρονα περιστρέφεται γύρω από τον εαυτό της με πλήρη περιστροφή σε 24 ώρες (1 ημέρα). Η μέση απόσταση Γης-Ηλίου είναι 150 εκατομμύρια km με ελάχιστη απόσταση 147 εκατομμύρια km στο περιήλιο τον Ιανουάριο και 152 εκατομμύρια km στο αφήλιο τον Ιούλιο ([Σχήμα 1.8](#)).



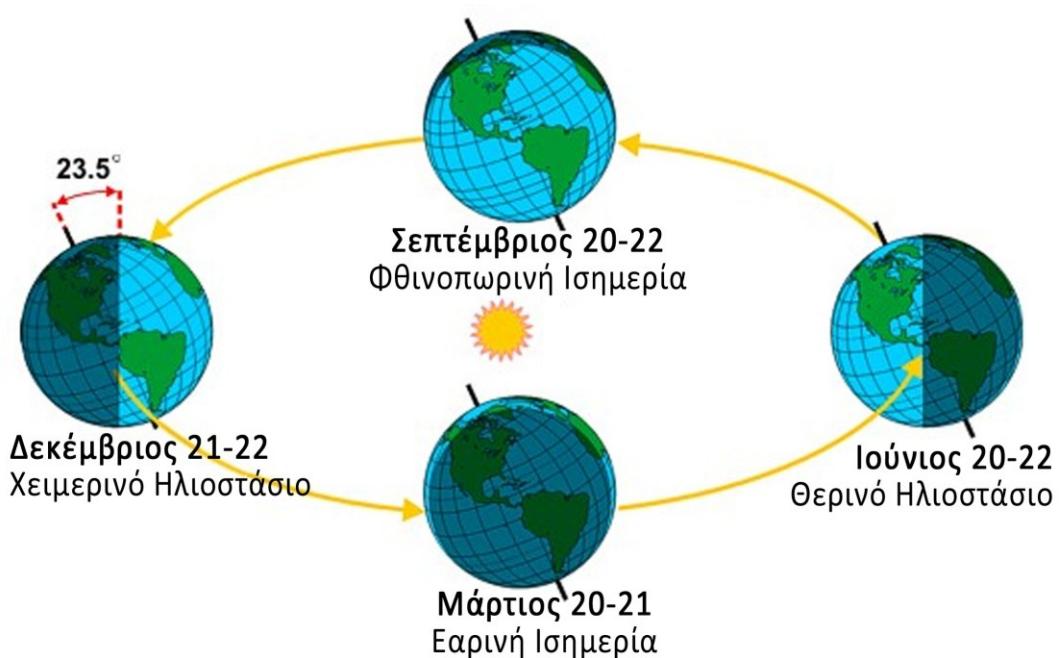
Σχήμα 1.8 Η ελλειπτική τροχιά της Γης γύρω από τον Ήλιο.

Από το ποσό της ηλιακής ενέργειας που δέχεται η επιφάνεια της Γης διαμορφώνονται οι εποχές στον πλανήτη. Το ποσό εξαρτάται κυρίως από τη γωνία πρόσπτωσης του ηλιακού φωτός και από τη διάρκεια της ημέρας σε κάθε γεωγραφικό πλάτος. Η ηλιακή ενέργεια που προσπίπτει κάθετα στην επιφάνεια της Γης προσδίδει αρκετά μεγαλύτερη ενέργεια από την αντίστοιχη υπό γωνία, καθώς το ίδιο ποσό ενέργειας κατανέμεται σε μεγαλύτερη επιφάνεια ([Σχήμα 1.9](#)). Επιπλέον, όσο μεγαλύτερη είναι η γωνία πρόσπτωσης, τόσο μεγαλύτερη η απορρόφηση και σκέδαση της, καθώς διατρέχει μεγαλύτερα ατμοσφαιρικά στρώματα. Συνεπώς, ο Ήλιος κοντά στον ορίζοντα μίας περιοχής προσφέρει σημαντικά μικρότερα ποσά ενέργειας σε σχέση με τα αντίστοιχα σε μεγάλα ύψη.



Σχήμα 1.9 Το ηλιακό φως καλύπτει μεγαλύτερη επιφάνεια υπό γωνία σε σχέση με την κάθετη ακτινοβόληση.

Η διάρκεια της ημέρας αποτελεί έναν εξίσου σημαντικό παράγοντα προσφοράς ενέργειας προς την επιφάνεια. Προφανώς, όσο μεγαλύτερη είναι η διάρκεια της ημέρας, τόσο μεγαλύτερη η προσφορά θερμότητας από τον Ήλιο. Είναι γνωστό επίσης πως κατά τη θερινή περίοδο ο Ήλιος βρίσκεται στην υψηλότερη θέση του στον ουρανό κάθε περιοχής. Αυτό οφείλεται στην κλίση του πλανήτη κατά $23,5^{\circ}$ καθώς περιστρέφεται γύρω από τον Ήλιο ([Σχήμα 1.10](#)).



Σχήμα 1.10 Η Γη παρουσιάζει κλίση $23,5^{\circ}$ κατά την περιστροφή της γύρω από τον Ήλιο. Ο άξονας της Γης δείχνει πάντα προς την ίδια κατεύθυνση. Τον Ιούνιο, στο θερινό ηλιοστάσιο, το Βόρειο Ημισφαίριο έχει κλίση προς τον Ήλιο με αποτέλεσμα μεγαλύτερη ροή ακτινοβολίας προς αυτές τις περιοχές του Βόρειου Ημισφαίριου. Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε τη συμβατική θεώρηση σχετικά με την περιστροφική κίνηση της Γης και των υπόλοιπων πλανητών στο ηλιακό σύστημα (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

1.8. Εργαστηριακή Εφαρμογή

Μονάδες θεμελιωδών μεγεθών στην ατμόσφαιρα και μετατροπές τους.

Φαινόμενο	Όνομα μονάδας	Ανάλυση σε βασικές μονάδες	Εναλλακτικές μονάδες (εκτός SI)
Δύναμη	Newton (N)	kg·m·s ⁻²	dyne; pound
Ενέργεια	Joule (J)	N·m	erg; foot-lb; calorie
Ισχύς	Watt (W)	J·s ⁻¹	Horsepower
Πίεση	Pascal (Pa)	N·m ⁻²	lb-in ⁻² ; bar; torr; atmosphere; in-Hg
Θερμοκρασία	Kelvin (K)	none	Celsius; Fahrenheit

	Όνομα	Σύντμηση
10 ⁹	giga	G
10 ⁶	mega	M
10 ³	kilo	k
10 ²	hecta	h
10 ¹	deka	da
10 ⁻¹	deci	d
10 ⁻²	centi	c
10 ⁻³	milli	m
10 ⁻⁶	micro	μ
10 ⁻⁹	nano	n

Πίεση	Θερμοκρασία	Ενέργεια	Μήκος	Ταχύτητα
1 millibar (mb) = 10 ² Pa = hecto-Pascal (hPa), 1 atmosphere (atm) = 101325 Pa = 1013,25 mb, inches of mercury (inHg), 29,92 inHg=1013,25mb=1 atm	Celcius (°C) = K – 273,15 Fahrenheit (F) = (9/5)°C + 32	Calorie (cal) = 4,184 J	1 μίλι (mi) = 1,61 km = 1760 yds, 1 ναυτικό μίλι (M) = 1,1 mi = 2000 yds	1 κόμβος (kt) = ναυτικό μίλι ανά ώρα = 1,15 mph ≈ 0,514 ms ⁻¹

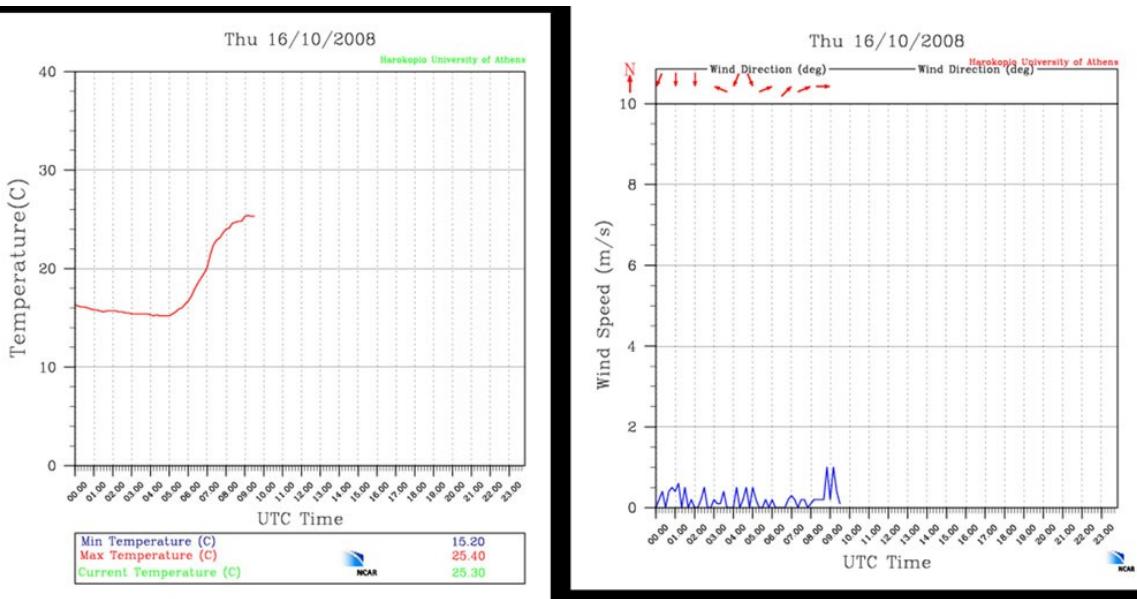
Εξοπλισμός, καταγραφή δεδομένων και αναπαράστασή τους από έναν τυπικό μετεωρολογικό σταθμό επιφανείας (Σχήματα [1.11](#), [1.12](#) και [1.13](#)).



Σχήμα 1.11 Ο αυτόματος μετεωρολογικός σταθμός του Χαροκόπειου Πανεπιστημίου. Αποτελείται από κυπελλοφόρο ανεμόμετρο και ανεμοδείκτη στα 10 μέτρα, βροχόμετρο στα 5 μέτρα, θερμόμετρο και υγρόμετρο στα 2 μέτρα και βαρόμετρο στον χώρο των καταγραφέα δεδομένων (data logger).

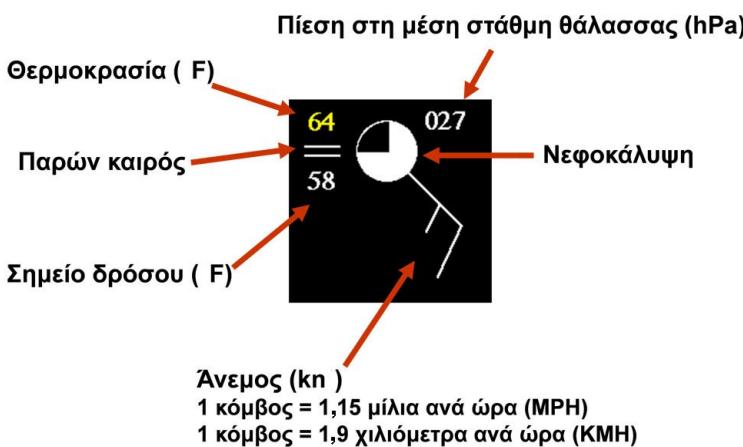
Kanal	1	2	3	4	5	6	7
Sensorart	97	99	9	17	4	5	7
min	-50.0	0.0	10.0	0.0	0.0	0.0	0.0
max	150.0	100.0	200.0	1200.0	55.6	360.0	5000.0
Einheit	°C	%	cbar	mbar	m/s	°	l/qm
Alarm min	-40.0	0.0	10.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Alarm max	150.0	100.0	200.0	1200.0	55.6	360.0	5000.0
Daten							
00:00:00	15.1	64.5	170.9	1014.8	0.2	90.0	0.0
00:10:00	15.1	61.0	200.0	1014.4	0.3	0.0	0.0
00:20:00	14.9	63.5	162.0	1014.4	0.0	337.5	0.0
00:30:00	14.8	67.5	200.0	1014.4	0.1	337.5	0.0
00:40:00	14.7	67.5	89.7	1014.4	0.0	337.5	0.0
00:50:00	14.8	66.0	27.4	1014.3	0.0	0.0	0.0
01:00:00	14.7	65.0	200.0	1014.3	0.1	292.5	0.0

Σχήμα 1.12 Δείγμα δεδομένων από τον αυτόματο μετεωρολογικό σταθμό του Χαροκόπειου Πανεπιστημίου. Η πρώτη στήλη αντιστοιχεί στην ώρα (σε UTC), η δεύτερη στήλη στη θερμοκρασία του αέρα (°C), η τρίτη στήλη στη σχετική υγρασία του αέρα (%), η τέταρτη στήλη στην πίεση του εδαφικού νερού (cbar), η πέμπτη στήλη στην ατμοσφαιρική πίεση στη θέση του σταθμού (mbar), η έκτη στήλη στην ταχύτητα του ανέμου ($m s^{-1}$), η έβδομη στήλη στη διεύθυνση του ανέμου (°) και η όγδοη στήλη στη βροχόπτωση ($l m^{-3}$).



Σχήμα 1.13 Διαγράμματα των καταγραφών της θερμοκρασίας και της ταχύτητας του ανέμου από τον μετεωρολογικό σταθμό του Χαροκόπειου Πανεπιστημίου.

Συμβολισμός και αποτύπωση καταγραφών δεδομένων από μετεωρολογικούς σταθμούς ([Σχήμα 1.14](#)).



Σχήμα 1.14 Αποτύπωση της θερμοκρασίας, της θερμοκρασίας δρόσου και της ατμοσφαιρικής πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας στη θέση ενός μετεωρολογικού σταθμού. Συμβολισμός της ταχύτητας και διεύθυνσης του ανέμου, της νεφοκάλυψης και του παρόντος καιρού.

Η θερμοκρασία δρόσου απεικονίζει την ποσότητα υγρασίας στον αέρα. Είναι η θερμοκρασία στην οποία πρέπει να ψυχθεί ο αέρας (σε σταθερή πίεση) για να καταστεί κορεσμένος σε υδρατμούς (saturation). Ο αέρας βρίσκεται σε κατάσταση κορεσμού, όταν περιέχει τη μέγιστη ποσότητα υδρατμών στις συγκεκριμένες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας.

Η πίεση στη μέση στάθμη θάλασσας κωδικοποιείται με βάση τα 3 τελευταία ψηφία της καταγραφής. Στο [Σχήμα 1.14](#) η τιμή 027 αντιστοιχεί σε πίεση 1002,7 hPa με το τελευταίο ψηφίο (7) να προσδιορίζει την δεκαδική τιμή. Έτσι, καταγραφή 827 στη θέση του σταθμού αντιστοιχεί σε πίεση 982,7 hPa.

Στη θέση του παρόντος καιρού υπάρχουν πολλαπλοί συνδυασμοί είδους και έντασης κατακρημνισμάτων ([Σχήμα 1.15](#)).

BΡΟΧΗ	XΙΟΝΙ	ΨΕΚΑΔΕΣ
■ ■ Ελαφριά	✗ ✗ Ελαφριά	■ ■ Ελαφριά
■ ■ ■ Μέτρια	✗ ✗ Μέτρια	■ ■ ■ Μέτρια
■ ■ ■ Ισχυρή	✗ ✗ ✗ Ισχυρή	■ ■ ■ Ισχυρή
▽ Ελαφρύς Όμβρος	▽ Ελαφρύς Όμβρος	ΠΑΓΩΜΕΝΗ ΒΡΟΧΗ ▽ Ελαφριά
▽ Μέτριος Όμβρος	▽ Μέτριος Όμβρος	▽ Μέτρια
☒ Καταιγίδα	○○ Άχλυς	↔↔ Παγοκρύσταλλοι
☒ Ισχυρή Καταιγίδα	== Ομίχλη	

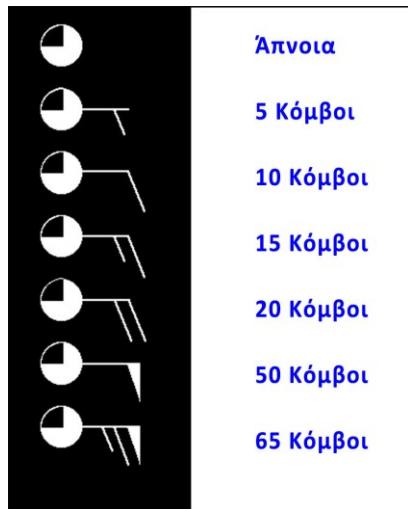
Σχήμα 1.15 Αποτύπωση των είδους και της έντασης των κατακρημνισμάτων σε έναν μετεωρολογικό σταθμό.

Η κάλυψη του ουράνιου θόλου από νέφωση αποτυπώνεται ανά κλάσμα του ενός τετάρτου ([Σχήμα 1.16](#)).



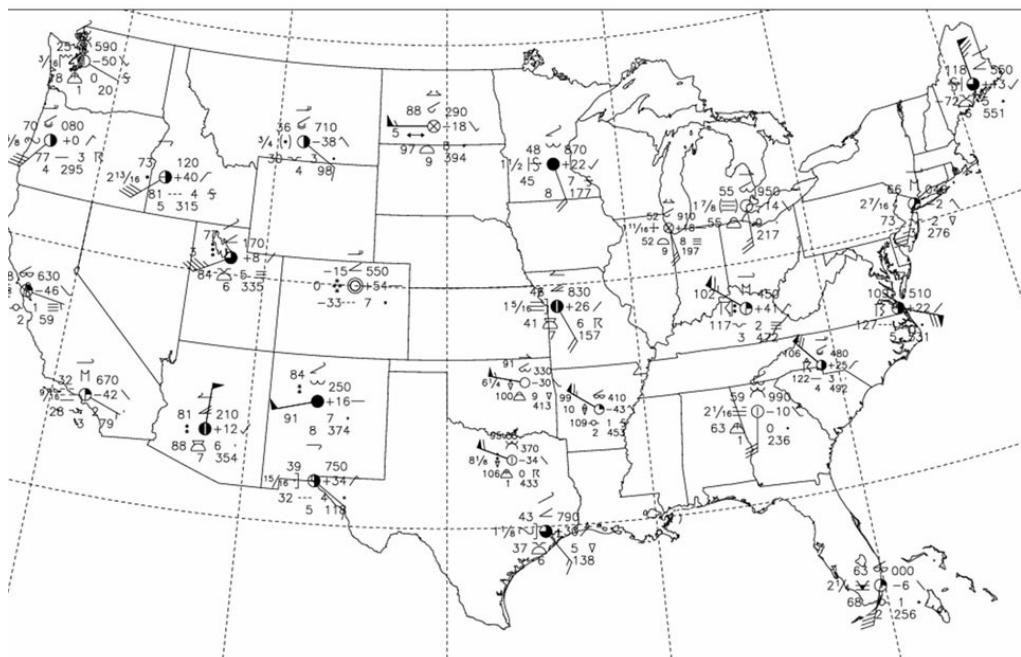
Σχήμα 1.16 Αποτύπωση της νεφοκάλυψης σε έναν μετεωρολογικό σταθμό.

Η διεύθυνση και η ένταση του ανέμου συμβολίζονται με μορφή ακίδας βέλους (wind barb). Η παύλα βρίσκεται αριστερά του βέλους του ανέμου στο Βόρειο Ήμισφαίριο και δεξιά στο νότιο. Κάθε πλήρης παύλα αντιστοιχεί σε ένταση 10 κόμβων και κάθε μισή παύλα σε 5 κόμβους. Η τριγωνική σημαία αντιστοιχεί σε ταχύτητα ανέμου 50 κόμβων (Σχήμα 1.17). Η κορυφή του βέλους δείχνει τη διεύθυνση από την οποία πνέει ο ανέμος. Στο Σχήμα 1.14 η ένταση του ανέμου είναι 15 κόμβοι από νοτιοανατολική (NA) διεύθυνση.

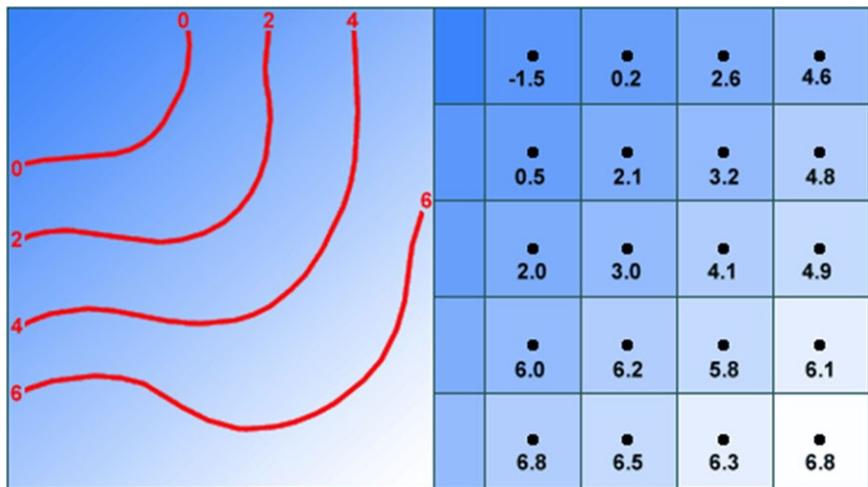


Σχήμα 1.17 Αποτύπωση της έντασης και της διεύθυνσης του ανέμου υπό μορφή ακίδας βέλους σε έναν μετεωρολογικό σταθμό.

Οι καταγραφές από το δίκτυο των μετεωρολογικών σταθμών επιφανείας πάνω σε έναν γεωγραφικό χάρτη αποτυπώνουν τα βασικά χαρακτηριστικά του καιρού σε μία περιοχή (Σχήματα 1.18 και 1.19). Από τις καταγραφές της πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας ή της θερμοκρασίας αέρα μπορούν να χαραχθούν οι αντίστοιχες ισοβαρείς ή ισόθερμες καμπύλες.



Σχήμα 1.18 Αποτύπωση των κωδικοποιημένων καταγραφών από δίκτυο μετεωρολογικών σταθμών σε γεωγραφικό χάρτη.



Σχήμα 1.19 Τρόπος χάραξης ισοπληθών καμπυλών με βάση τιμές κανονικοποιημένες στον χώρο Στην προκειμένη περίπτωση χαράσσονται ισόθερμες καμπύλες ανά 2°C. Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για διαδραστική εξάσκηση χάραξης ισοβαρών καμπυλών από τις τιμές ατμοσφαιρικής πίεσης σε χάρτη επιφανείας (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

Βιβλιογραφία/Αναφορές

Ahrens C. D. (2006). *Meteorology Today*, Brooks Cole; 8th edition (February 17, 2006), ISBN-13: 978-0-8400-5308-4.

Holton J. R. (2004). *An Introduction to Dynamic Meteorology*, Academic Press; 4th edition, ISBN-13: 978-0123540157.

Wallace J.M., and P.V. Hobbs (2006) *Atmospheric Science. An Introductory Survey*, Academic Press, Elsevier, ISBN 13: 978-0-12-732951-2.

Κριτήρια αξιολόγησης με απαντήσεις

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Εξηγήστε με ποιον τρόπο η ατμόσφαιρα της Γης προστατεύει τους ζώντες οργανισμούς στην επιφάνεια της;

Απάντηση/Λύση

Τους προστατεύει μέσω της απορρόφησης του συνόλου της υπεριώδους ακτινοβολίας από το όζον στην στρατόσφαιρα.

Κριτήριο αξιολόγησης 2

Τι είναι η ατμοσφαιρική πίεση;

Απάντηση/Λύση

Η ατμοσφαιρική πίεση σε κάθε ύψος αντιστοιχεί στη συνολική μάζα του αέρα πάνω από το ύψος αυτό. Η ατμοσφαιρική πίεση μειώνεται με το ύψος.

Κριτήριο αξιολόγησης 3

Τι είναι η θερμοβαθμίδα;

Απάντηση/Λύση

Η θερμοβαθμίδα αποτελεί τη μεταβολή της θερμοκρασίας της ατμόσφαιρας με το ύψος. Συνήθως η θερμοκρασία της ατμόσφαιρας μειώνεται με το ύψος (γιατί). Οι περιπτώσεις στις οποίες η θερμοκρασία αυξάνει με το ύψος καλούνται θερμοκρασιακές αναστροφές.

Κριτήριο αξιολόγησης 4

Σε ποιο ατμοσφαιρικό στρώμα αναπτύσσονται τα καιρικά φαινόμενα που γνωρίζουμε;

Απάντηση/Λύση

Στην τροπόσφαιρα, η οποία είναι το πρώτο ατμοσφαιρικό στρώμα από την επιφάνεια της Γης.

Κριτήριο αξιολόγησης 5

Ποια είναι η χαμηλότερη θερμοκρασία που έχει μετρηθεί ποτέ στην ατμόσφαιρα;

Απάντηση/Λύση

Η χαμηλότερη θερμοκρασία -153°C έχει μετρηθεί σε ύψος 93 km πάνω από την περιοχή Point Barrow της Αλάσκα από πύραυλο τον Ιούνιο του 1966.

Κριτήριο αξιολόγησης 6

Ποια είναι η τυπική τιμή της ατμοσφαιρικής πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας;

Απάντηση/Λύση

Είναι 1013,25 mb.

Κριτήριο αξιολόγησης 7

Σε ποιο ατμοσφαιρικό στρώμα εντοπίζεται απότομη αύξηση της θερμοκρασίας με το ύψος;

Απάντηση/Λύση

Η στρατόσφαιρα εκτείνεται από τα 12-50 km και βασικό χαρακτηριστικό της είναι η συνεχής αύξηση της θερμοκρασίας του αέρα, η οποία σε ύψη κοντά στα 50 km φτάνει τους 0°C . Η σημαντική αύξηση οφείλεται στις υψηλές συγκεντρώσεις οξυγόνου (O_3) που παρατηρούνται σε αυτά τα ύψη (στρατοσφαιρικό οξύ), το οποίο απορροφά το μεγαλύτερο μέρος της υπεριώδους ηλιακής ακτινοβολίας ($0,2\mu\text{m} < \lambda < 0,3\mu\text{m}$), και αυξάνει την κινητική ενέργεια των μορίων του στρώματος με αποτέλεσμα τη θέρμανσή του.

Κριτήριο αξιολόγησης 8

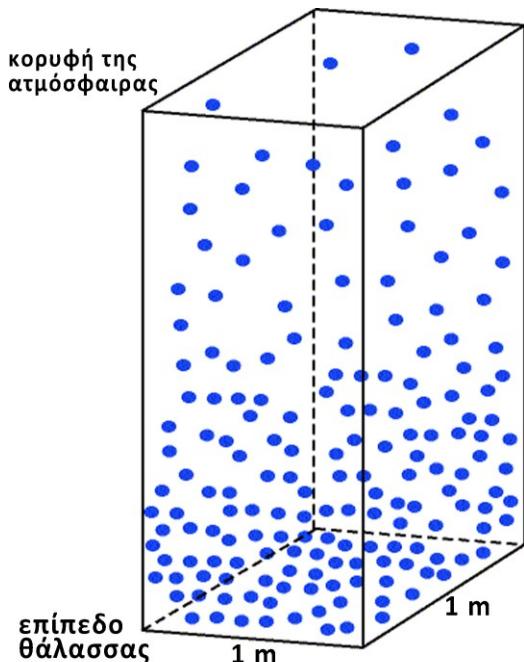
Να υπολογιστεί η μάζα ατμοσφαιρικής στήλης με εμβαδό βάσης 1 m^2 .

Απάντηση/Λύση

Από την σχέση (1.2) υπολογίζεται το βάρος της αέριας στήλης και στη συνέχεια η μάζα (Σχήμα 1.20).

$$B = P \cdot S = 1013,25 \text{ hPa} \cdot 1 \text{ m}^2 = 101300 \text{ Nt}$$

$$B = m \cdot g \Rightarrow m = \frac{101300 \text{ Nt}}{9,81 \text{ ms}^{-2}} \Rightarrow m = 1032620 \text{ kg} \quad (1.8)$$



Σχήμα 1.20 Ατμοσφαιρική στήλη διατομής 1m.

Κριτήρια αξιολόγησης χωρίς απαντήσεις

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Ποια είναι η πρωταρχική πηγή ενέργειας για την ατμόσφαιρα της Γης;

Κριτήριο αξιολόγησης 2

Ποια είναι τα βασικά στοιχεία του καιρού;

Κριτήριο αξιολόγησης 3

Ποιες οι διαφοροποιήσεις καιρού και κλίματος;

Κριτήριο αξιολόγησης 4

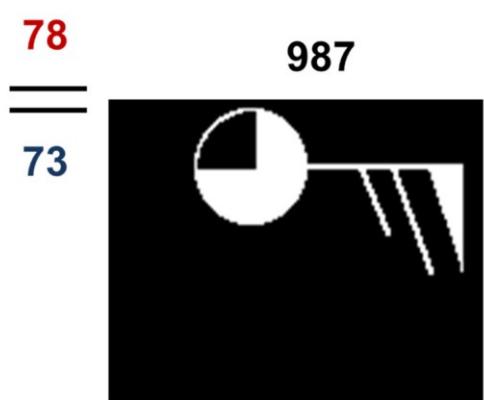
Αναπτύξτε τουλάχιστον 6 τρόπους με τους οποίους επηρεάζονται οι ανθρώπινες δραστηριότητες από τον καιρό και το κλίμα.

Κριτήριο αξιολόγησης 5

Με βάση το [Σχήμα 1.21](#), να αναφέρετε ποιες τιμές καταγράφηκαν στον σταθμό εδάφους, καθώς και τις μονάδες τους σχετικά με:

- A. τη θερμοκρασία του αέρα
- B. την πίεση στη μέση στάθμη θάλασσας
- C. τη θερμοκρασία δρόσου
- D. τη διεύθυνση και ταχύτητα ανέμου
- E. το ποσοστό της νεφοκάλυψης

Με βάση τις τιμές θερμοκρασίας και θερμοκρασίας (σημείο) δρόσου, τι πιστεύετε σχετικά με την υγρασία του αέρα στην περιοχή του σταθμού της παρατήρησης;



Σχήμα 1.21 Καταγραφή στοιχείων μετεωρολογικού σταθμού επιφανείας.

Κεφάλαιο 2

Σύνοψη

Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά της ατμόσφαιρας και οι θεμελιώδεις νόμοι των αερίων που τη διέπουν. Ιδιαίτερη έμφαση δίνεται στην κατακόρυφη ισορροπία των δυνάμεων και στη στατική της ατμόσφαιρας. Η εργαστηριακή άσκηση στο τέλος του κεφαλαίου βοηθά στην κατανόηση των συνθηκών αστάθειας και ενστάθειας στην ατμόσφαιρα, μέσα από πλήθος διαγραμμάτων και διαδραστικών αντικειμένων.

Προαπαιτούμενη γνώση

Για καλύτερη κατανόηση των εννοιών και των μαθηματικών σχέσεων προτείνεται η αναδρομή στο εισαγωγικό κεφάλαιο του συγγράμματος, καθώς και σε βασικές έννοιες μαθηματικών (ολοκληρώματα, παράγωγοι, διαφορικές εξισώσεις) και φυσικής (θερμοδυναμική).

2. Θερμοδυναμική της Ατμόσφαιρας

Η θερμοδυναμική θεωρείται από τις πιο σημαντικές επιστήμες της φυσικής. Εκτός από τη φυσική έχει εφαρμογές στη χημεία, στις γεωεπιστήμες, αλλά και στη βιολογία και την οικονομία. Η θερμοδυναμική παίζει έναν σημαντικό ρόλο στην κατανόηση των ατμοσφαιρικών φαινομένων από τις στοιχειώδεις μικροφυσικές διεργασίες στα νέφη μέχρι τη γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας και την κλιματική αλλαγή.

2.1. Νόμοι των Αερίων

Εργαστηριακά πειράματα έδειξαν ότι η πίεση, ο όγκος και η θερμοκρασία κάθε αερίου σχετίζονται μέσω της καταστατικής εξίσωσης. Το σύνολο των αερίων ακολουθούν την καταστατική εξίσωση, η οποία αναφέρεται και ως εξίσωση ιδανικών αερίων. Η γενική μορφή της εξίσωσης είναι:

$$pV = mRT \quad (2.1)$$

όπου p , V , m , T αποτελούν την πίεση (Pa), τον όγκο (m^3), τη μάζα (kg) και την απόλυτη θερμοκρασία (σε Kelvin, $K=C+273,15$) αντίστοιχα, ενώ R είναι η σταθερά των αερίων η οποία εξαρτάται από τη μοριακή δομή του κάθε αερίου. Επειδή $\rho=m/V$, όπου ρ η πυκνότητα του αερίου, η σχέση (2.1) γράφεται:

$$p = \rho RT \quad (2.2)$$

Για τη μονάδα μάζας ενός αερίου η σχέση (2.1) μπορεί να γραφεί ως:

$$pa = RT \quad (2.3)$$

όπου $a=1/\rho$ καλείται ειδικός όγκος των αερίων και αποτελεί τον όγκο που καταλαμβάνει η μονάδα μάζας του αερίου σε συγκεκριμένες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας. Για σταθερή θερμοκρασία, T , η σχέση (2.3) εκφράζει το νόμο του Boyle: ο όγκος ενός αερίου είναι αντιστρόφως ανάλογος της πίεσης για συγκεκριμένη μάζα του αερίου σε σταθερές συνθήκες θερμοκρασίας. Οι μεταβολές της φυσικής κατάστασης ενός αερίου σε σταθερές συνθήκες θερμοκρασίας ονομάζονται ισόθερμες. Ανάλογα, ο 1°C νόμος του Charles αναφέρει ότι ο

όγκος ενός αερίου είναι ανάλογος της απόλυτης θερμοκρασίας του για συγκεκριμένη μάζα του αερίου και σε σταθερές συνθήκες πίεσης.

Ως γραμμομοριακό βάρος ή mole (mol) ορίζεται το μοριακό βάρος, M , ενός αερίου εκφρασμένο σε γραμμάρια. Για παράδειγμα, το γραμμομοριακό βάρος του νερού, δηλαδή 1 mol νερού, είναι 18,015 g. Το πλήθος των moles (n) σε μάζα m (g) δίνεται:

$$n = \frac{m}{M} \quad (2.4)$$

Είναι γνωστό ότι 1 mol κάθε αερίου περιέχει το ίδιο πλήθος μορίων. Συνεπώς ο αριθμός των μορίων σε 1 mol αερίου αποτελεί μία παγκόσμια σταθερά που καλείται αριθμός του Avogadro: $N_A = 6,022 \times 10^{23}$ ανά mol. Με βάση την υπόθεση του Avogadro, τα αέρια που περιέχουν τον ίδιο αριθμό μορίων καταλαμβάνουν τον ίδιο όγκο σε ίδιες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας. Συνεπώς για το ίδιο πλήθος μορίων αερίου η σταθερά R της σχέσης (2.1) θα είναι η ίδια. Δηλαδή η σταθερά R για 1 mol είναι η ίδια για όλα τα αέρια και καλείται παγκόσμια σταθερά των αερίων (R^*). Η τιμή της είναι $8,3145 \text{ J K}^{-1}\text{mol}^{-1}$. Έτσι η εξίσωση των ιδανικών αερίων για 1 mol οποιουδήποτε αερίου λαμβάνει τη μορφή:

$$pV = R^*T \quad (2.5)$$

και για n moles κάθε αερίου:

$$pV = nR^*T \quad (2.6)$$

Η σταθερά των αερίων για 1 μόριο οποιουδήποτε αερίου είναι η σταθερά k του Boltzmann. Επειδή η σταθερά των αερίων για N_A μόρια είναι R^* ισχύει:

$$k = \frac{R^*}{N_A} \quad (2.7)$$

Για ένα αέριο που περιέχει n_0 μόρια ανά μονάδα όγκου η εξίσωση των ιδανικών αερίων γίνεται:

$$p = n_0 k T \quad (2.8)$$

Εάν η πίεση και ο ειδικός όγκος του ξηρού αέρα είναι p_d και a_d αντίστοιχα, τότε η εξίσωση (2.3) των ιδανικών αερίων γίνεται:

$$p_d a_d = R_d T \quad (2.9)$$

όπου R_d είναι η σταθερά των αερίων για 1 kg ξηρού αέρα. Ανάλογα με τη σχέση (2.4) ορίζεται το φαινόμενο μοριακό βάρος M_d του ξηρού αέρα ως η ολική μάζα (g) των συστατικών του ξηρού αέρα προς τον ολικό αριθμό των moles των συστατικών του. Δηλαδή:

$$M_d = \frac{\sum_i m_i}{\sum_i \frac{m_i}{M_i}} \quad (2.10)$$

όπου m_i και M_i αποτελούν τη μάζα (g) και το μοριακό βάρος αντίστοιχα του i-συστατικού του μίγματος. Το φαινόμενο μοριακό βάρος του ξηρού αέρα είναι 28,97. Επειδή R^* είναι η σταθερά των αερίων για 1 mol οποιουδήποτε αερίου ή για M_d (=28,97) γραμμάρια ξηρού αέρα, η σταθερά των αερίων για 1 g ξηρού αέρα είναι R^*/M_d , ενώ για 1 kg ξηρού αέρα είναι:

$$R_d = 1000 \frac{R^*}{M_d} = 1000 \frac{8,3145}{28,97} = 287,05 JK^{-1} kg^{-1} \quad (2.11)$$

Η εξίσωση των ιδανικών αερίων μπορεί να εφαρμοστεί για κάθε συστατικό του αέρα ξεχωριστά. Για παράδειγμα στην περίπτωση των υδρατμών η σχέση (2.3) λαμβάνει τη μορφή:

$$ea_v = R_v T \quad (2.12)$$

όπου e και a_v είναι η πίεση και ο ειδικός όγκος των υδρατμών αντίστοιχα, ενώ R_v είναι η σταθερά του αερίου για 1 kg μάζας υδρατμών. Επειδή το μοριακό βάρος των υδρατμών είναι M_w (=18,016) και η σταθερά του αερίου για M_w γραμμάρια υδρατμών είναι R^* ισχύει:

$$R_v = 1000 \frac{R^*}{M_w} = 1000 \frac{8,3145}{18,016} = 461,51 JK^{-1} kg^{-1} \quad (2.13)$$

Από τις (2.11) και (2.13) προκύπτει:

$$\frac{R_d}{R_v} = \frac{M_w}{M_d} \equiv \varepsilon = 0,622 \quad (2.14)$$

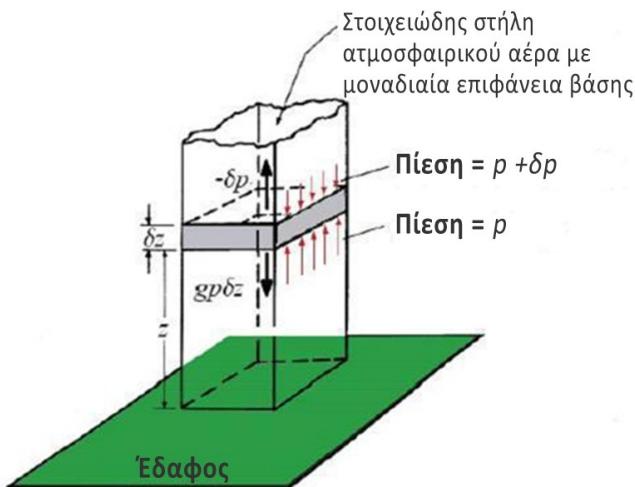
Επειδή ο αέρας είναι μίγμα αερίων ισχύει ο νόμος του Dalton: η συνολική πίεση ενός μίγματος αερίων που δεν αντιδρούν χημικά μεταξύ τους είναι ίση με το άθροισμα των επιμέρους πιέσεων των συστατικών του αέριου μίγματος.

2.2. Υδροστατική Εξίσωση

Η πίεση του αέρα σε κάθε ύψος στην ατμόσφαιρα προέρχεται από τη δύναμη που ασκείται στη μονάδα επιφάνειας από το βάρος της υπερκείμενης στήλης αέρα. Συνεπώς, η ατμοσφαιρική πίεση μειώνεται με την

αύξηση του ύψους από την επιφάνεια. Η δύναμη με φορά προς τα πάνω, που εφαρμόζεται σε ένα λεπτό στρώμα αέρα, λόγω ελάττωσης της ατμοσφαιρικής πίεσης με το ύψος βρίσκεται σχεδόν σε ισορροπία με τη δύναμη της βαρύτητας που ασκεί η Γη στο συγκεκριμένο στρώμα αέρα και έχει φορά προς τα κάτω. Η ισορροπία των δυνάμεων προς τα πάνω και προς την επιφάνεια της Γης σε μία αέρια μάζα ονομάζεται υδροστατική ισορροπία και έχει αναλυθεί στην [Παράγραφο 1.5](#).

Έστω μία κατακόρυφη στήλη αέρα με μοναδιαία διατομή ([Σχήμα 2.1](#)). Η μάζα του αέρα μεταξύ των υψών z και $z+\delta z$ στη στήλη είναι $\rho \delta z$, όπου ρ η πυκνότητα του αέρα σε ύψος z . Η δύναμη που ασκείται στο στρώμα αέρα λόγω βαρύτητας είναι $g\rho \delta z$, όπου g η επιτάχυνση της βαρύτητας σε ύψος z .



Σχήμα 2.1 Στοιχειώδης στήλη ατμοσφαιρικού αέρα με μοναδιαία επιφάνεια βάσης.

Στο συγκεκριμένο στρώμα αέρα μεταξύ z και $z+\delta z$ ασκείται πίεση από τον περιβάλλοντα αέρα. Έστω η μεταβολή της πίεσης από το ύψος z ως το ύψος $z+\delta z$ ότι είναι δp , όπως φαίνεται στο [Σχήμα 2.1](#). Επειδή η πίεση μειώνεται με το ύψος η ποσότητα δp πρέπει να είναι αρνητική. Δηλαδή η πίεση p στη βάση του στρώματος πρέπει να είναι μεγαλύτερη από την πίεση $p+\delta p$, που ασκείται στην κορυφή του στρώματος. Συνεπώς η συνολική βαθμίδα πίεσης στο στρώμα είναι η θετική ποσότητα $-\delta p$. Σε μία ατμόσφαιρα που βρίσκεται σε υδροστατική ισορροπία, η ισορροπία των δυνάμεων στο κατακόρυφο για $\delta z \rightarrow 0$ δίνεται από τη σχέση:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g\rho \quad (2.15)$$

Η εξίσωση ([2.15](#)) αποτελεί την υδροστατική εξίσωση, ενώ το αρνητικό πρόσημο υποδηλώνει τη μείωση της πίεσης με το ύψος. Εάν η πίεση σε ύψος z είναι $p(z)$ τότε ισχύει:

$$-\int_{p(z)}^{p(\infty)} dp = \int_z^{\infty} g\rho dz \stackrel{p(\infty)=0}{\Rightarrow} p(z) = \int_z^{\infty} g\rho dz \quad (2.16)$$

Με βάση τη σχέση ([2.16](#)) η πίεση σε ύψος z κατακόρυφης στήλης αέρα μοναδιαίας διατομής εξαρτάται από το βάρος του υπερκείμενου αέρα. Σε μία ομογενή ατμόσφαιρα η πίεση στη μέση στάθμη θάλασσας θα είναι περίπου $1,013 \times 10^5$ Pa = 1013 hPa = 1 atm.

Από την [Παράγραφο 2.1](#), ο ειδικός όγκος των αερίων ($\alpha=1/\rho$) μπορεί να αντικαταστήσει την πυκνότητα στη σχέση [\(2.15\)](#) και να προκύψει:

$$g\partial z = -\alpha \partial p \quad (2.17)$$

2.3. Γεωδυναμικό

Το γεωδυναμικό Φ σε συγκεκριμένο ύψος στην ατμόσφαιρα ορίζεται ως η ενέργεια που θα πρέπει να καταναλωθεί για την ανύψωση της μοναδιαίας μάζας αέρα από τη μέση στάθμη θάλασσας μέχρι το ύψος αυτό. Δηλαδή το γεωδυναμικό είναι η δυναμική ενέργεια αέριας μάζας 1 kg στο συγκεκριμένο ύψος. Οι μονάδες γεωδυναμικού είναι $J \text{ kg}^{-1}$ ή m^2s^{-2} . Η δύναμη σε N που επιδρά σε αέρια μάζα 1 kg σε ύψος z πάνω από τη μέση στάθμη θάλασσας είναι ίση με g. Η ενέργεια (Joule) που απαιτείται για την ανύψωση 1 kg από z σε z+dz είναι:

$$d\Phi \equiv gdz \Rightarrow \Phi(z) = \int_0^z gdz \quad (2.18)$$

Όπως και η δυναμική ενέργεια, το γεωδυναμικό σε συγκεκριμένο ύψος στην ατμόσφαιρα εξαρτάται μόνο από τη θέση και όχι από τη διαδρομή. Από τις σχέσεις [\(2.17\)](#) και [\(2.18\)](#) προκύπτει:

$$d\Phi \equiv gdz = -\alpha dp \quad (2.19)$$

Ανάλογα ορίζεται το γεωδυναμικό ύψος Z ως:

$$Z \equiv \frac{\Phi(z)}{g_0} = \frac{1}{g_0} \int_0^z gdz \quad (2.20)$$

όπου g_0 είναι η μέση τιμή της επιτάχυνσης της βαρύτητας στην επιφάνεια της Γης ($\approx 9,81 \text{ m s}^{-2}$). Το γεωδυναμικό ύψος χρησιμοποιείται ως κατακόρυφη συντεταγμένη στις περισσότερες ατμοσφαιρικές εφαρμογές (μετεωρολογικοί χάρτες) στις οποίες η ενέργεια διαδραματίζει σημαντικό ρόλο (π.χ. μεγάλης και συνοπτικής κλίμακας ατμοσφαιρικές κινήσεις). Στον [Πίνακα 2.1](#) φαίνεται πως οι τιμές του γεωμετρικού ύψους z και του γεωδυναμικού ύψους Z είναι ίδιες κοντά στην επιφάνεια όπου $g_0 \approx g$.

z (km)	Z (km)	g(m s⁻²)
0	0	9,81
1	1,00	9,80
10	9,99	9,77
100	98,47	9,50
500	463,6	8,43

Πίνακας 2.1 Κατανομή του γεωδυναμικού ύψους (Z) και της επιτάχυνσης της βαρύτητας (g) με το γεωμετρικό ύψος (z) στην ατμόσφαιρα.

Αντικαθιστώντας την πυκνότητα ρ στη σχέση (2.15) από τη σχέση (2.2) προκύπτει:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\frac{pg}{RT} \quad (2.21)$$

και σε συνδυασμό με τη σχέση (2.18):

$$d\Phi = gdz = -RT \frac{dp}{p} \quad (2.22)$$

Εάν ολοκληρωθεί η παραπάνω εξίσωση για ένα ατμοσφαιρικό στρώμα με πιέσεις p_1 και p_2 και γεωδυναμικά Φ_1 και Φ_2 αντίστοιχα, προκύπτει:

$$\int_{\Phi_1}^{\Phi_2} d\Phi = - \int_{p_1}^{p_2} RT \frac{dp}{p} \Rightarrow \Phi_2 - \Phi_1 = -R \int_{p_1}^{p_2} T \frac{dp}{p} \quad (2.23)$$

Διαιρώντας την παραπάνω σχέση με g_0 προκύπτει η διαφορά υψών σε γεωδυναμικά μέτρα του ατμοσφαιρικού στρώματος:

$$Z_2 - Z_1 = \frac{R}{g_0} \int_{p_2}^{p_1} T \frac{dp}{p} \quad (2.24)$$

Η διαφορά $Z_2 - Z_1$ ονομάζεται πάχος του ατμοσφαιρικού στρώματος για δύο επίπεδα πιέσεων p_1 και p_2 .

2.4. Υψομετρική Εξίσωση

Σε μία ισόθερμη ατμόσφαιρα (T =σταθερή με το ύψος) η εξίσωση (2.24) γίνεται:

$$Z_2 - Z_1 = H \ln\left(\frac{p_1}{p_2}\right) \Rightarrow p_2 = p_1 \exp\left[-\frac{Z_2 - Z_1}{H}\right] \quad (2.25)$$

όπου

$$H \equiv \frac{RT}{g_0} = 29,3 \cdot T \quad (2.26)$$

είναι η κλίμακα ύψους και εξαρτάται από τη θερμοκρασία του στρώματος. Η εξίσωση (2.25) καλείται υψομετρική εξίσωση. Επειδή η πίεση ελαττώνεται μονοτονικά με το ύψος, οι ισοβαρικές επιφάνειες (επιφάνειες σταθερής πίεσης) δεν τέμνονται ποτέ. Από την υψομετρική εξίσωση (2.25) προκύπτει ότι το πάχος του στρώματος μεταξύ δύο ισοβαρικών επιφανειών p_1 και p_2 είναι ανάλογο με τη μέση θερμοκρασία T του ατμοσφαιρικού στρώματος. Συνεπώς καθώς η μέση θερμοκρασία του στρώματος αυξάνει, ο αέρας μεταξύ των δύο επιπέδων πίεσης διαστέλλεται και το στρώμα γίνεται πιο παχύ.

2.5. Αναγωγή της Πίεσης στη Μέση Στάθμη Θάλασσας

Σε ορεινές περιοχές η διαφοροποίηση της ατμοσφαιρικής πίεσης στην επιφάνεια από έναν μετεωρολογικό σταθμό σε έναν άλλον γειτονικό είναι μεγάλη λόγω της διαφοράς του υψομέτρου. Για την εξάλειψη του συγκεκριμένου προβλήματος, ώστε οι σταθμοί να αποτυπώνουν αντικειμενικά τη μεταβολή της πίεσης με το πέρασμα ατμοσφαιρικών διαταραχών, είναι απαραίτητη η αναγωγή της πίεσης σε ένα κοινό ύψος αναφοράς. Το συγκεκριμένο ύψος είναι η μέση στάθμη θάλασσας (ΜΣΘ). Η υψομετρική εξίσωση (2.25) για $Z_1=0$ γίνεται:

$$Z_g = \bar{H} \ln \frac{p_0}{p_g} \quad (2.27)$$

όπου οι δείκτες g και 0 αντιστοιχούν στις συνθήκες στο έδαφος και στη ΜΣΘ αντίστοιχα. Λύνοντας ως προς p_0 προκύπτει η ανηγμένη πίεση στη ΜΣΘ:

$$p_0 = p_g \exp\left(\frac{Z_g}{\bar{H}}\right) = p_g \exp\left(\frac{g_0 Z_g}{R \bar{T}}\right) \quad (2.28)$$

2.6. 1^{ος} Νόμος Θερμοδυναμικής

Κάθε σύστημα, υπό μορφή αέριας μάζας, έχει εσωτερική ενέργεια λόγω της κινητικής και δυναμικής ενέργειας των μορίων ή των ατόμων της. Όπως παρουσιάστηκε στην [Παράγραφο 1.4](#), κάθε αύξηση της εσωτερικής κινητικής ενέργειας υπό μορφή μοριακών κινήσεων συνδέεται με αύξηση της θερμοκρασίας της αέριας μάζας, ενώ μεταβολές της δυναμικής ενέργειας των μορίων προέρχονται από μεταβολές των σχετικών θέσεων τους, λόγω των δυνάμεων που ασκούνται ανάμεσά τους.

Έστω ένα κλειστό σύστημα μοναδιαίας μάζας το οποίο λαμβάνει συγκεκριμένη ποσότητα θερμικής ενέργειας q (σε Joules), η οποία μπορεί να ληφθεί από αγωγιμότητα ή ακτινοβολία. Ως αποτέλεσμα το σύστημα αποδίδει έργο w (σε Joules). Η επιπλέον ενέργεια που λαμβάνεται από το σύστημα πέρα από την απόδοση έργου είναι $q-w$. Συνεπώς, εάν δεν υπάρξει κάποια μεταβολή της μακροσκοπικής κινητικής και δυναμικής ενέργειας του συστήματος τότε, με βάση την αρχή διατήρησης της ενέργειας, θα αυξηθεί η εσωτερική ενέργεια του συστήματος κατά $q-w$. Δηλαδή:

$$q - w = u_2 - u_1 \quad (2.29)$$

όπου u_1 και u_2 είναι οι εσωτερικές ενέργειες του συστήματος πριν και μετά τη μεταβολή. Σε διαφορική μορφή:

$$dq - dw = du \quad (2.30)$$

όπου dq είναι η διαφορική θέρμανση στο σύστημα, dw το στοιχειώδες διαφορικό έργο και du η διαφορική αύξηση της εσωτερικής ενέργειας του συστήματος. Οι σχέσεις (2.29) και (2.30) αποτελούν μαθηματικές εκφράσεις του πρώτου νόμου της θερμοδυναμικής, κατά τον οποίο η συνολική ενέργεια ενός μονωμένου συστήματος παραμένει σταθερή. Η ενέργεια μπορεί να μετασχηματιστεί από μία μορφή σε μία άλλη, αλλά δεν μπορεί να δημιουργηθεί ή να καταστραφεί. Η σχέση (2.30) αποτελεί ορισμό της διαφορικής εσωτερικής ενέργειας du . Η μεταβολή της du εξαρτάται αποκλειστικά από την αρχική και τελική κατάσταση του συστήματος και συνεπώς είναι ανεξάρτητη από τον τρόπο με τον οποίο το σύστημα μεταβαίνει από τη μία κατάσταση στην άλλη. Καμία από τις q και w δεν είναι συνάρτηση της κατάστασης του συστήματος, καθώς οι τιμές τους εξαρτώνται από το πώς ένα σύστημα μεταβαίνει από τη μία κατάσταση στην άλλη.

2.7. Ειδική Θερμότητα

Έστω στοιχειώδης ποσότητα θερμότητας dq , η οποία προσφέρεται στη μονάδα μάζας ενός αερίου και, με βάση τον 1^o θερμοδυναμικό νόμο, αυξάνει τη θερμοκρασία του από T σε $T+dT$ χωρίς αλλαγές στη φάση του. Η αναλογία dq/dT καλείται ειδική θερμότητα του αερίου. Εάν ο όγκος του αερίου διατηρείται σταθερός, η ειδική θερμότητα σε σταθερό όγκο ορίζεται:

$$c_v = \left(\frac{dq}{dT} \right)_{v=const} \quad (2.31)$$

Σε σταθερό όγκο η σχέση (2.30) δίνει $dq=du$ καθώς $dw=pdV$. Συνεπώς:

$$c_v = \left(\frac{du}{dT} \right)_{v=const} \quad (2.32)$$

Επειδή σε ένα ιδανικό αέριο η εσωτερική ενέργεια u είναι συνάρτηση μόνο της θερμοκρασίας ισχύει γενικότερα:

$$c_v = \frac{du}{dT} \quad (2.33)$$

Επίσης η εσωτερική ενέργεια u εξαρτάται από την αρχική και τελική κατάσταση του αερίου και όχι από τις ενδιάμεσες μετατροπές του, οπότε ολοκληρώνοντας την (2.32) προκύπτει:

$$u_2 - u_1 = \int_{T_1}^{T_2} c_v dT \quad (2.34)$$

Ανάλογα ορίζεται η ειδική θερμότητα σε σταθερή πίεση c_p :

$$c_p = \left(\frac{dq}{dT} \right)_{p=const} \quad (2.35)$$

όπου το αέριο με την προσφορά θερμότητας διαστέλλεται με ανάλογη αύξηση της θερμοκρασίας του, αλλά υπό σταθερή πίεση. Σε αυτή την περίπτωση ένα μέρος της προσφερόμενης στο σύστημα θερμότητας καταναλώνεται στην παραγωγή έργου w , καθώς το αέριο διαστέλλεται υπό συνθήκες σταθερής πίεσης, ενώ το υπόλοιπο χρησιμοποιείται από το αέριο για να αυξήσει τη θερμοκρασία του. Ισχύει $c_p > c_v$ διότι στην ισόχωρη μεταβολή η προσφερόμενη θερμότητα χρησιμοποιείται στο σύνολό της για τη θέρμανση του αερίου, ενώ στην ισοβαρή, όπως προαναφέρθηκε, μέρος της προσφερόμενης θερμότητας μετατρέπεται σε έργο. Η σχέση που συνδέει τις δύο ειδικές θερμότητες δίνεται:

$$c_p = c_v + R \quad (2.36)$$

όπου R η σταθερά των αερίων για ξηρό αέρα ($287 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$). Οι τιμές που λαμβάνουν οι c_v και c_p για ξηρό αέρα είναι 717 και 1004 J K^{-1} αντίστοιχα.

2.8. Ξηρή Αδιαβαθμίδα Θερμοβαθμίδα

Η ενθαλπία (ή αισθητή θερμότητα) ενός συστήματος ορίζεται ως:

$$h \equiv u + p\alpha \quad (2.37)$$

όπου u η εσωτερική ενέργεια του συστήματος, p η πίεση και α ο ειδικός όγκος. Η σχέση (2.37) εκφράζει ότι η θερμότητα που προσφέρεται σε ένα σύστημα καταναλώνεται για την αύξηση της εσωτερικής ενέργειας του συστήματος (και συνεπώς αύξηση της θερμοκρασίας του) και την αύξηση του ειδικού όγκου σε συνθήκες σταθερής πίεσης. Αποδεικνύεται ότι:

$$h = c_p T \quad (2.38)$$

όπου h αντιστοιχεί στη θερμότητα που απαιτείται για την αύξηση της θερμοκρασίας του συστήματος από 0 σε T (K) υπό σταθερή πίεση. Αν υποτεθεί ότι το θερμοδυναμικό σύστημα είναι μία αέρια μάζα που κινείται μέσα στην ατμόσφαιρα τότε συνδυάζοντας τις (2.19) και (2.38) προκύπτει:

$$dq = d(h + \Phi) = d(c_p T + \Phi) \quad (2.39)$$

Θεωρώντας μία στοιχειώδη μοναδιαία μάζα ξηρού αέρα, που συμπεριφέρεται σαν ιδανικό αέριο που υπόκειται μόνο σε αδιαβατικές μεταβολές (δηλαδή μεταβολές χωρίς πρόσληψη ή αποβολή θερμότητας, $dq=0$) και η ατμόσφαιρα βρίσκεται σε υδροστατική ισορροπία, τότε από τον 1° θερμοδυναμικό νόμο ισχύει:

$$d(c_p T + \Phi) = 0 \quad (2.40)$$

διαιρώντας με dz και με βάση τη σχέση (2.18) προκύπτει:

$$-\left(\frac{dT}{dz}\right)_{dry} = \frac{g}{c_p} \equiv \Gamma_d \quad (2.41)$$

όπου Γ_d καλείται ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα. Επειδή μία αέρια μάζα διαστέλλεται καθώς ανέρχεται στην ατμόσφαιρα, η θερμοκρασία της μειώνεται με το ύψος και συνεπώς η Γ_d είναι θετική ποσότητα. Αντικαθιστώντας $g=9,81 \text{ m s}^{-1}$ και $c_p=1004 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ στην (2.41) προκύπτει $\Gamma_d=0,0098 \text{ K m}^{-1}$ ή $9,8 \text{ K km}^{-1}$, που αντιστοιχεί στην αριθμητική τιμή της αδιαβατικής θερμοβαθμίδας για ξηρό αέρα. Θα πρέπει να σημειωθεί πως η Γ_d είναι η βαθύδα μεταβολής της θερμοκρασίας που ακολουθεί μία ξηρή αέρια μάζα, η οποία ανέρχεται ή κατέρχεται αδιαβατικά στην ατμόσφαιρα. Η πραγματική όμως θερμοβαθμίδα, που μετριέται σε τυπικές ατμοσφαιρικές συνθήκες από μία ραδιοβόλιση, εμφανίζει στην τροπόσφαιρα τιμές της τάξης $6-7 \text{ K km}^{-1}$ και παρουσιάζει μεγάλη μεταβλητότητα ανά περιοχές.

2.9. Δυνητική Θερμοκρασία

Δυνητική θερμοκρασία θ μίας αέριας μάζας ορίζεται ως η θερμοκρασία που θα είχε η αέρια μάζα κατά την αδιαβατική εκτόνωση ή συμπίεσή της από συγκεκριμένες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας σε πίεση $p_0=1000 \text{ hPa}$. Αποδεικνύεται ότι:

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R/c_p} \quad (2.42)$$

Η σχέση (2.42) καλείται και εξίσωση του Poisson. Επειδή $R \approx R_d=287,05 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ και $c_p \approx c_{pd}=1004 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ τότε $R/c_p \approx 0,286$.

Παράμετροι οι οποίοι παραμένουν σταθερές κατά τη διάρκεια συγκεκριμένων μεταβολών καλούνται διατηρούμενες. Η δυνητική θερμοκρασία θεωρείται διατηρούμενη ποσότητα για μία αέρια μάζα που μετακινείται στην ατμόσφαιρα κάτω από αδιαβατικές συνθήκες. Συνεπώς, η δυνητική θερμοκρασία μπορεί να θεωρηθεί σταθερή υπό συνθήκες που θεωρούνται αδιαβατικές.

2.10. Αναλογία Μίγματος και Ειδική Υγρασία

Η ποσότητα των υδρατμών σε συγκεκριμένο όγκο αέρα ορίζεται ως η αναλογία της μάζας m_v των υδρατμών προς τη μάζα του ξηρού αέρα m_d . Ο λόγος αυτός καλείται αναλογία μίγματος w και ορίζεται:

$$w \equiv \frac{m_v}{m_d} \quad (2.43)$$

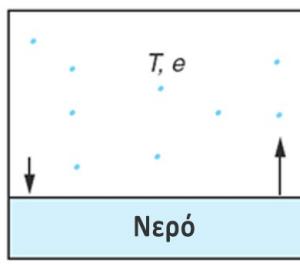
Η αναλογία μίγματος εκφράζεται συνήθως σε γραμμάρια υδρατμών ανά χιλιόγραμμο ξηρού αέρα, αλλά σε ασκήσεις εκφράζεται αδιάστατα, δηλαδή σε kg υδρατμών ανά kg ξηρού αέρα. Στην ατμόσφαιρα οι τιμές του w κυμαίνονται από 0,5-5 g/kg σε μέσα γεωγραφικά πλάτη και περίπου 20 g/kg στους τροπικούς. Στην περίπτωση που δεν υπάρχει εξάτμιση ή συμπύκνωση, η αναλογία μίγματος μίας αέριας μάζας παραμένει σταθερή, είναι δηλαδή διατηρούμενη ποσότητα.

Η μάζα των υδρατμών m_v στη μονάδα μάζας του αέρα (ξηρού και υδρατμών) καλείται ειδική υγρασία q :

$$q \equiv \frac{m_v}{m_v + m_d} = \frac{w}{1+w} \quad (2.44)$$

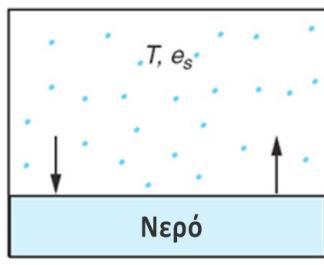
2.11. Τάση Κορεσμένων Υδρατμών

Έστω κλειστό μονωμένο δοχείο η βάση του οποίου είναι καλυμμένη με καθαρό νερό σε θερμοκρασία T . Αρχικά θεωρούμε πως ο αέρας που περιέχεται στο δοχείο είναι τελείως ξηρός. Τότε το νερό θα αρχίσει να εξατμίζεται και τα μόρια υδρατμών στο δοχείο θα αυξάνουν, όπως επίσης και η πίεση των υδρατμών. Υπενθυμίζεται πως η πίεση των υδρατμών, e , ορίζεται από τη σχέση (2.12). Καθώς η πίεση των υδρατμών αυξάνει, αυξάνει και ο ρυθμός συμπύκνωσης υδρατμών από αέρια φάση σε υγρή. Όσο ο ρυθμός συμπύκνωσης είναι μικρότερος από τον ρυθμό εξάτμισης, τότε ο αέρας στο δοχείο καλείται ακόρεστος σε θερμοκρασία T ([Σχήμα 2.2](#)). Όταν η πίεση των υδρατμών στο δοχείο αυξηθεί στον βαθμό που ο ρυθμός συμπύκνωσης είναι ίσος με τον ρυθμό εξάτμισης ([Σχήμα 2.3](#)), τότε ο αέρας στο δοχείο θεωρείται κορεσμένος σε σχέση με μία επίπεδη επιφάνεια νερού σε θερμοκρασία T . Υπό αυτές τις συνθήκες η πίεση των υδρατμών e_s καλείται τάση κορεσμένων υδρατμών πάνω από επίπεδη επιφάνεια καθαρού νερού σε θερμοκρασία T .



Ακόρεστος αέρας

Σχήμα 2.2 Δοχείο ακόρεστον αέρα σε σχέση με επίπεδη επιφάνεια νερού σε θερμοκρασία T . Τα μπλε σημεία αναπαριστούν μόρια νερού, ενώ τα βέλη με τα ανάλογα μήκη τους σχετικούς ρυθμούς εξάτμισης και συμπύκνωσης (τροποποιήση από Wallace J.M. and P.V. Hobbs, *Atmospheric Science, An Introductory Survey*).



Κορεσμένος αέρας

Σχήμα 2.3 Δοχείο κορεσμένου αέρα σε σχέση με επίπεδη επιφάνεια νερού σε θερμοκρασία T . Τα μπλε σημεία αναπαριστούν μόρια νερού, ενώ τα βέλη με τα ανάλογα μήκη τους σχετικούς ρυθμούς εξάτμισης και συμπύκνωσης (τροποποιήση από Wallace J.M. and P.V. Hobbs, *Atmospheric Science, An Introductory Survey*).

Ανάλογα, αν το νερό στο [Σχήμα 2.3](#) αντικατασταθεί από επιφάνεια πάγου σε θερμοκρασία T και ο ρυθμός συμπύκνωσης των υδρατμών είναι ίσος με τον ρυθμό εξάτμισης για τον πάγο, η πίεση e_{si} που ασκείται από τους υδρατμούς θα είναι η τάση κορεσμένων υδρατμών πάνω από επίπεδη επιφάνεια πάγου θερμοκρασίας T . Σε σταθερή θερμοκρασία T , αποδεικνύεται πως ο ρυθμός εξάτμισης πάνω από πάγο είναι μικρότερος από τον αντίστοιχο πάνω από νερό, δηλαδή $e_s(T) > e_{si}(T)$.

Ο ρυθμός εξάτμισης πάνω από επιφάνεια νερού ή πάγου αυξάνει με τη θερμοκρασία. Συνεπώς τα μεγέθη e_s και e_{si} αυξάνουν με την αύξηση της θερμοκρασίας και είναι εξαρτημένες μεταβλητές μόνο της θερμοκρασίας.

2.12. Αναλογία Μίγματος Κορεσμού

Η αναλογία μίγματος κορεσμού w_s σε σχέση με το νερό ορίζεται ως η αναλογία μάζας m_{vs} των υδρατμών σε συγκεκριμένο όγκο κορεσμένου αέρα προς τη μάζα m_d του ξηρού αέρα.

$$w_s \equiv \frac{m_{vs}}{m_d} \quad (2.45)$$

Επειδή οι υδρατμοί και ο ξηρός αέρας ακολουθούν την εξίσωση των ιδανικών αερίων ισχύει:

$$w_s = \frac{\rho'_{vs}}{\rho'_d} = \frac{e_s}{R_v T} \left/ \frac{p - e_s}{R_d T} \right. \quad (2.46)$$

όπου ρ'_{vs} είναι η μερική πυκνότητα των υδρατμών που απαιτούνται για τον κορεσμό του αέρα, ρ'_d είναι η μερική πυκνότητα του ξηρού αέρα και p η πίεση. Από τις [\(2.45\)](#) και [\(2.14\)](#) προκύπτει:

$$w_s = 0,622 \frac{e_s}{p - e_s} \quad (2.47)$$

Επειδή στην ατμόσφαιρα $p \gg e_s$ τότε

$$w_s \approx 0,622 \frac{e_s}{p} \quad (2.48)$$

Καθώς η τάση των υδρατμών (e_s) εξαρτάται μόνο από τη θερμοκρασία (T), τότε και η αναλογία μίγματος κορεσμού (w_s) θα είναι συνάρτηση της θερμοκρασίας και της πίεσης (p). Συνεπώς υπό σταθερή πίεση η w_s θα αυξάνει με την αύξηση της θερμοκρασίας, ενώ υπό σταθερή θερμοκρασία θα αυξάνει με την ελάττωση της πίεσης.

2.13. Σχετική Υγρασία και Σημείο Δρόσου

Σχετική υγρασία (relative humidity, RH) ορίζεται ο λόγος της πραγματικής αναλογίας μίγματος του αέρα προς την αναλογία μίγματος κορεσμού του συγκεκριμένου δείγματος αέρα σε συγκεκριμένες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας.

$$RH \equiv 100 \frac{w}{w_s} \cong 100 \frac{e}{e_s} \quad (2.49)$$

Σημείο δρόσου, T_d , είναι η θερμοκρασία στην οποία πρέπει ο αέρας να ψυχθεί υπό σταθερή πίεση, ώστε να φτάσει σε κορεσμό. Δηλαδή το σημείο δρόσου είναι η θερμοκρασία στην οποία η αναλογία μίγματος κορεσμού w_s γίνεται ίση με την πραγματική αναλογία μίγματος w . Αποδεικνύεται πως η σχετική υγρασία σε θερμοκρασία T και πίεση p είναι:

$$RH = 100 \frac{w_s \text{ (at temperature } T_d \text{ and pressure } p)}{w_s \text{ (at temperature } T \text{ and pressure } p)} \quad (2.50)$$

Ένας απλός κανόνας για τη μετατροπή RH σε σημείο δρόσου για τον υγρό αέρα ($RH > 50\%$) είναι ότι το T_d μειώνεται κατά 1°C για κάθε 5% περίπου ελάττωση της RH. Για παράδειγμα, αν $RH=85\%$, τότε

$$T_d = T - \left(\frac{100 - 85}{5} \right) \quad (2.51)$$

και άρα η διαφορά $T - T_d = 3^{\circ}\text{C}$. Δηλαδή ισχύει,

$$RH = 100 - 5(T - T_d) \quad (2.52)$$

Επειδή η πίεση μεταβάλλεται σχετικά αργά από περιοχή σε περιοχή, το σημείο δρόσου αποτελεί καλή ένδειξη των επιπέδων υγρασίας του αέρα. Στην περίπτωση θερμού και υγρού αέρα το σημείο δρόσου είναι ένδειξη της ανθρώπινης δυσφορίας. Για παράδειγμα, οι περισσότεροι άνθρωποι αρχίζουν να αισθάνονται δυσφορία σε περιπτώσεις που το σημείο δρόσου υπερβαίνει τους 20°C , ενώ ο αέρας με σημείο δρόσου πάνω από 22°C θεωρείται εξαιρετικά υγρός. Σε αντίθεση, η σχετική υγρασία εξαρτάται από τη θερμοκρασία του αέρα και από την περιεκτικότητά του σε υδρατμούς. Σε μία ηλιόλουστη μέρα η σχετική υγρασία μπορεί να πέσει κατά 50% , από το πρωί ως αργά το απόγευμα, αποκλειστικά από τον ημερήσιο κύκλο της θερμοκρασίας. Η σχετική υγρασία δεν αποτελεί δείκτη μέτρησης της ανθρώπινης δυσφορίας, καθώς σχετική υγρασία 70% θεωρείται ικανοποιητική για θερμοκρασία αέρα 20°C , αλλά δημιουργεί συνθήκες δυσφορίας για θερμοκρασία 30°C .

Τα μέγιστα των σημείων δρόσου σημειώνονται πάνω από θερμές ωκεάνιες επιφάνειες ή σε περιοχές με πυκνή βλάστηση, όπου επικρατεί ισχυρή εξάτμιση. Κατά την απουσία κατακόρυφης ανάμιξης ο αέρας πάνω από αυτές τις επιφάνειες γίνεται κορεσμένος από υδρατμούς, ώστε το σημείο δρόσου να γίνεται ίσο με τη θερμοκρασία του αέρα. Πλήρης κορεσμός συμβαίνει σπάνια πάνω από θερμές επιφάνειες, αλλά σημεία δρόσου πάνω από 25°C παρατηρούνται στους ωκεανούς των τροπικών περιοχών του πλανήτη.

2.14. Ο κύκλος Carnot

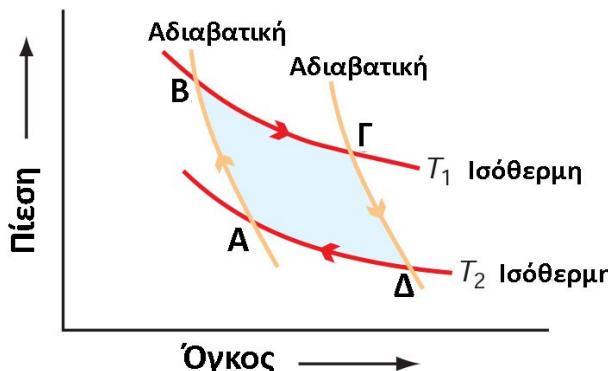
Μία κυκλική διαδικασία αποτελεί ένα σύνολο μεταβολών, κατά τις οποίες ένα ιδανικό αέριο επιστρέφει στην αρχική του κατάσταση. Εάν ο όγκος του αερίου αλλάξει, τότε είτε θα παραχθεί, είτε θα καταναλωθεί έργο. Η εσωτερική ενέργεια του αερίου παραμένει αμετάβλητη σε μία κυκλική διαδικασία, καθώς η αρχική και τελική κατάσταση παραμένουν ίδιες, ενώ η εσωτερική ενέργεια εξαρτάται από την κατάσταση στην οποία βρίσκεται. Συνεπώς, από τον 1° Νόμο της Θερμοδυναμικής, σχέση (2.29), προκύπτει ότι κατά τη διάρκεια μίας κυκλικής διαδικασίας η καθαρή θερμότητα που απορροφάται είναι ίση με το έργο που παράγεται. Οι μεταβολές που

συμβαίνουν σε μία κυκλική διαδικασία θεωρούνται αντιστρεπτές, δηλαδή σε κάθε κατάσταση το σύστημα βρίσκεται σε ισορροπία και μία στοιχειώδης μεταβολή τείνει να επιστρέψει το αέριο και το περιβάλλον αναλλοίωτα στις αρχικές τους καταστάσεις. Μια θερμική μηχανή αποτελεί ένα σύστημα παραγωγής έργου μέσω θερμότητας.

Εστω Q_1 το ποσό θερμότητας το οποίο απορροφάται από μία θερμική μηχανή και Q_2 το ποσό θερμότητας το οποίο αποβάλλεται σε μία κυκλική διαδικασία. Τότε το έργο που παράγει η μηχανή είναι ίσο με $Q_1 - Q_2$ και ο συντελεστής απόδοσης, που συμβολίζεται με η , είναι ίσος με το παραγόμενο έργο από τη θερμική μηχανή προς τη θερμότητα που απορροφήθηκε από το αέριο:

$$\eta = \frac{Q_1 - Q_2}{Q_1} \quad (2.53)$$

Στο παρακάτω p-V διάγραμμα ([Σχήμα 2.4](#)) αποτυπώνονται 4 καταστάσεις A, B, Γ και Δ, οι οποίες συνδέονται με 2 αδιαβατικές (AB και ΓΔ) και 2 ισόθερμες μεταβολές.



Σχήμα 2.4 Αποτύπωση του κύκλου Carnot σε διάγραμμα p-V. Με κόκκινο συμβολίζονται οι ισόθερμες και με πορτοκαλί οι αδιαβατικές μεταβολές (τροποποίηση από [Wallace J.M. and P.V. Hobbs, Atmospheric Science, An Introductory Survey](#)).

Έστω ότι ένα ιδανικό αέριο υπόκειται σε μία κυκλική διαδικασία (κύκλο Carnot). Αρχικά υπάρχει αδιαβατική συμπίεση (AB), στη συνέχεια ισόθερμη εκτόνωση (ΒΓ), μετά αδιαβατική εκτόνωση (ΓΔ) και τέλος ισόθερμη συμπίεση (ΔΑ). Οι συνολικά 4 μεταβολές που συνθέτουν έναν κύκλο Carnot περιγράφονται από τις παρακάτω εξισώσεις:

$$P_A V_A^\gamma = P_B V_B^\gamma \quad (2.54)$$

$$P_B V_B = P_C V_C \quad (2.55)$$

$$P_C V_C^\gamma = P_D V_D^\gamma \quad (2.56)$$

$$P_D V_D = P_A V_A \quad (2.57)$$

όπου, για τις αδιαβατικές μεταβολές η σταθερά γ είναι ίση με τον λόγο της ειδικής θερμότητας υπό σταθερή πίεση (σχέση 2.35) προς την ειδική θερμότητα υπό σταθερό όγκο (σχέση 2.33). Επιπλέον, οι ισόθερμες μεταβολές υπόκεινται στο νόμο του Boyle (Παράγραφος 2.1). Συνοψίζοντας τις σχέσεις (2.54-2.57) προκύπτει:

$$\frac{V_C}{V_B} = \frac{V_D}{V_A} \quad (2.58)$$

Η μετάβαση από την κατάσταση B στη Γ συνοδεύεται από απορρόφηση θερμότητας Q_1 . Καθώς η εσωτερική ενέργεια ενός ιδανικού αερίου εξαρτάται αποκλειστικά από τη θερμοκρασία του, η οποία δεν αλλάζει στη διαδρομή BG, τότε η θερμότητα Q_1 αποδίδεται στο σύνολό της για παραγωγή έργου. Με ολοκλήρωση υπολογίζεται το ποσό θερμότητας Q_1 που απορροφήθηκε από το ιδανικό αέριο. Συνεπώς:

$$Q_1 = \int_{V_B}^{V_C} p dV \quad (2.59)$$

και μέσω της εξίσωσης (2.6) για 1 mol ιδανικού αερίου:

$$Q_1 = \int_{V_B}^{V_C} \frac{R^* T_1}{V} dV = R^* T_1 \int_{V_B}^{V_C} \frac{dV}{V} = R^* T_1 \ln\left(\frac{V_C}{V_B}\right) \quad (2.60)$$

Ομοίως η θερμότητα Q_2 που αποβάλλεται ισόθερμα στη διαδρομή ΔΑ υπολογίζεται ως:

$$Q_2 = R^* T_2 \ln\left(\frac{V_D}{V_A}\right) \quad (2.61)$$

Διαιρώντας κατά μέλη τις εξίσωσεις (2.60) και (2.61) προκύπτει:

$$\frac{Q_1}{Q_2} = \frac{T_1 \ln(V_C/V_B)}{T_2 \ln(V_D/V_A)} \quad (2.62)$$

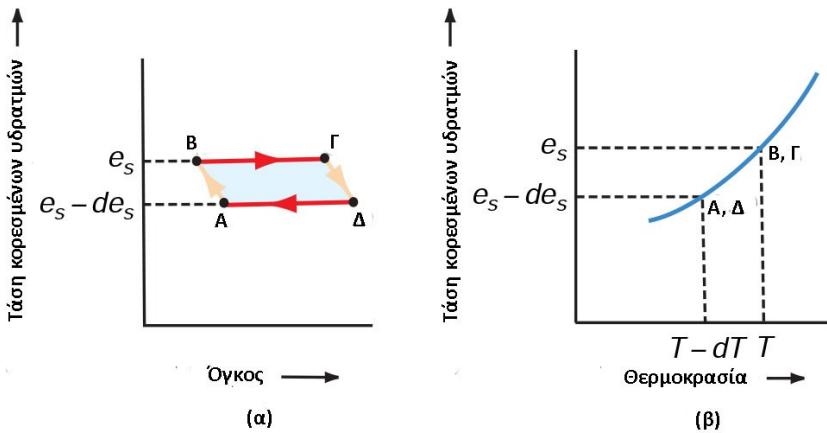
και μέσω της εξίσωσης (2.58) προκύπτει η σχέση που διέπει τον κύκλο Carnot:

$$\frac{Q_1}{Q_2} = \frac{T_1}{T_2} \quad (2.63)$$

2.15. Εξίσωση Clausius-Clapeyron

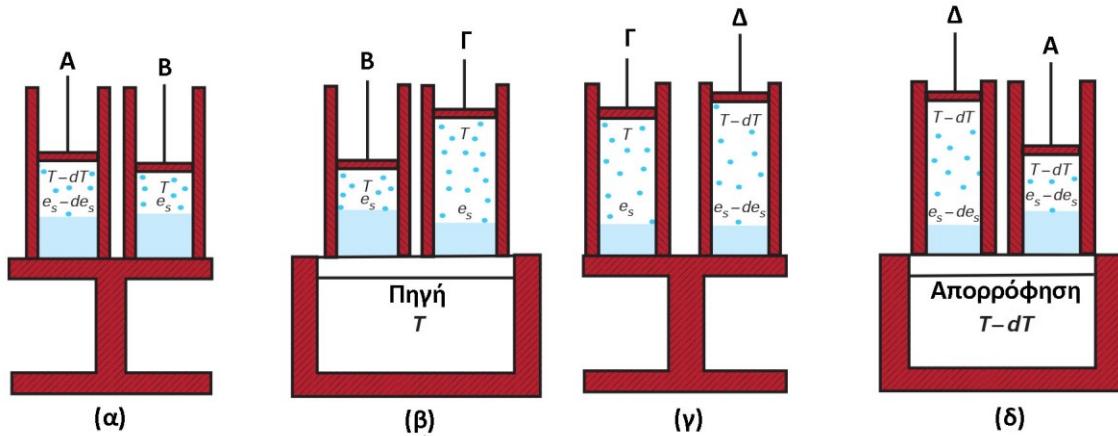
Χρησιμοποιώντας την αρχή του κύκλου Carnot, θα οριστεί η εξίσωση Clausius-Clapeyron, η οποία πολλές φορές αναφέρεται και ως η πρώτη εξίσωση για τη λανθάνουσα θερμότητα. Η εξίσωση Clausius-Clapeyron περιγράφει τις μεταβολές της τάσης κορεσμένων υδρατμών με τη θερμοκρασία, καθώς και τη μεταβολή του σημείου τήξης με την πίεση.

Έστω ότι έχουμε ένα υγρό και πάνω από αυτό υδρατμούς, μέσα σε έναν κύλινδρο μίας ιδανικής θερμικής μηχανής Carnot. Το υγρό και οι υδρατμοί βρίσκονται σε ισορροπία μεταξύ τους, με την αρχική κατάσταση να αντιπροσωπεύεται από το σημείο A, όπου η πίεση των κορεσμένων υδρατμών είναι $e_s - de_s$ και η θερμοκρασία $T - dT$ ([Σχήμα 2.5](#)).



Σχήμα 2.5 Αναπαράσταση διαγράμματος της μεταβολής της τάσης κορεσμένων υδρατμών σε σχέση α) με τον όγκο και β) με τη θερμοκρασία των καταστάσεων ενός υγρού μίγματος και των κορεσμένων των υδρατμών σε έναν κύλινδρο Carnot. Επειδή η τάση κορεσμένων υδρατμών παραμένει σταθερή σε ισόθερμες μεταβολές οι διαδρομές $B\Gamma$ και ΔA είναι οριζόντιες γραμμές, όπως αποτυπώνεται στο αριστερό σχήμα (τροποποίηση από [Wallace J.M. and P.V. Hobbs, Atmospheric Science, An Introductory Survey](#)).

Η μετάβαση από την κατάσταση A στην κατάσταση B, όπου η πίεση των κορεσμένων υδρατμών είναι e_s και η θερμοκρασία T, γίνεται με αδιαβατική συμπίεση, θεωρώντας θερμικά μη διαπερατή τη βάση που βρίσκεται ο κύλινδρος και στοιχειώδη τη μετακίνηση του εμβόλου ([Σχήμα 2.6α](#)). Έστω ότι ο κύλινδρος τοποθετείται σε πηγή θερμότητας με θερμοκρασία T και οι υδρατμοί υπόκεινται σε ισόθερμη εκτόνωση έως τη στιγμή που μια μοναδιαία μάζα του υγρού εξατμιστεί ([Σχήμα 2.6β](#)). Κατά τη διάρκεια αυτής της μετατροπής, η τάση των υδρατμών παραμένει σταθερή, ίση με e_s και οι υδρατμοί περνούν από την κατάσταση B στην κατάσταση Γ. Εάν οι ειδικοί όγκοι του υγρού και των υδρατμών σε θερμοκρασία T είναι a_1 και a_2 , αντίστοιχα, τότε η αύξηση του όγκου του συστήματος κατά τη διάρκεια της μετάβασης από την κατάσταση B στην κατάσταση Γ είναι ($a_2 - a_1$). Επίσης, η θερμότητα που απορροφήθηκε από την πηγή θερμότητας είναι L_v , όπου L_v είναι η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης. Στη συνέχεια, ο κύλινδρος τοποθετείται ξανά στη θερμικά μη διαπερατή βάση και πραγματοποιείται μικρή αδιαβατική εκτόνωση από την κατάσταση Γ στην κατάσταση Δ, κατά την οποία η θερμοκρασία πέφτει από T σε $T - dT$ και η τάση των υδρατμών από e_s σε $e_s - de_s$ ([Σχήμα 2.6γ](#)). Τέλος, ο κύλινδρος τοποθετείται σε βάση με απορρόφηση θερμότητας για θερμοκρασία $T - dT$ και πραγματοποιείται ισόθερμη, διατηρώντας ίδια τάση υδρατμών, συμπίεση από την κατάσταση Δ στην κατάσταση A, με ταυτόχρονη συμπύκνωση υδρατμών ([Σχήμα 2.6δ](#)).



Σχήμα 2.6 Μεταβολές ενός υγρού (συνεχές μπλε) και των κορεσμένων υδρατμών του (μπλε σημεία) σε έναν κύκλο Carnot. Τα γράμματα A , B , Γ και Δ αντιπροσωπεύουν τις καταστάσεις του μίγματος όπως φαίνονται στο Σχήμα 2.5. Οι σκιασμένες περιοχές με κόκκινο είναι θερμομονωτικά υλικά (τροποποίηση από [Wallace J.M. and P.V. Hobbs, Atmospheric Science, An Introductory Survey](#)).

Όλες οι παραπάνω μεταβολές θεωρούνται αντιστρεπτές. Για τον κύκλο Carnot ισχύει μέσω της εξίσωσης (2.63):

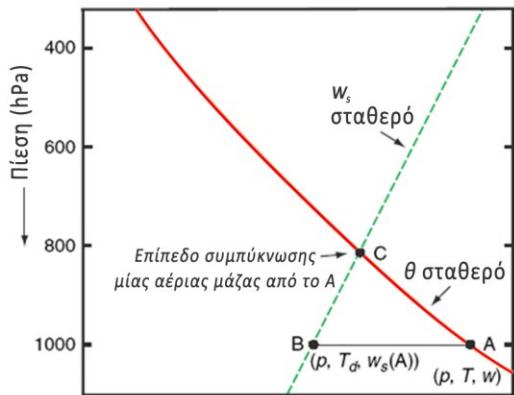
$$\frac{Q_1}{T_1} = \frac{Q_2}{T_2} = \frac{Q_1 - Q_2}{T_1 - T_2} \quad (2.64)$$

όπου $Q_1 - Q_2$ είναι η απευθείας απορροφούμενη θερμότητα από τους υδρατμούς κατά τη διάρκεια ενός κύκλου και είναι ίση με το έργο που παράχθηκε στον κύκλο αυτό. Όμως το παραχθέν έργο είναι ίσο με το εμβαδόν που εσωκλείει ο κύκλος σε ένα διάγραμμα p-V. Έτσι από το [Σχήμα 2.5](#) ισχύει $Q_1 - Q_2 = \text{ΒΓ} \times de_s = (a_2 - a_1) de_s$. Επίσης ισχύει ότι $Q_1 = L_v$, $T_1 = T$ και $T_1 - T_2 = dT$. Αντικαθιστώντας προκύπτει η εξίσωση Clausius-Clapeyron, η οποία περιγράφει τη μεταβολή της τάσης των υδρατμών με τη θερμοκρασία.

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L_v}{T(a_2 - a_1)} \quad (2.65)$$

2.16. Επίπεδο Συμπύκνωσης λόγω Εξαναγκασμένης Ανόδου

Το επίπεδο συμπύκνωσης λόγω εξαναγκασμένης ανόδου (Lifted Condensation Level-LCL) ορίζεται ως το επίπεδο όπου θα πρέπει να ανέλθει αδιαβατικά μία ακόρεστη αέρια μάζα, ώστε να θεωρηθεί κορεσμένη από υδρατμούς. Κατά τη διάρκεια της ανόδου η αναλογία μίγματος w και η δυνητική θερμοκρασία παραμένουν σταθερές, αλλά η αναλογία μίγματος κορεσμού w_s μειώνεται μέχρι να γίνει ίση με w στο LCL. Συνεπώς, το LCL εντοπίζεται στην τομή της καμπύλης της δυνητικής θερμοκρασίας, που περνά από θερμοκρασία T και πίεση p της αέριας μάζας, και της καμπύλης w_s η οποία διέρχεται από πίεση p και σημείο δρόσου T_d της αέριας μάζας ([Σχήμα 2.7](#)).

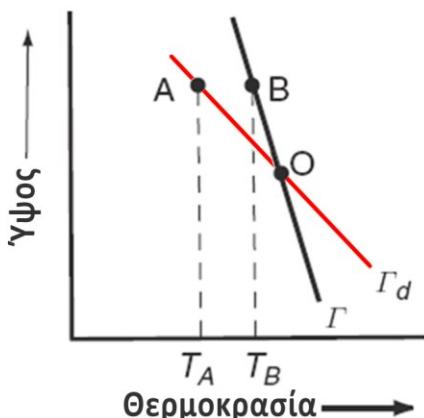


Σχήμα 2.7 Το επίπεδο συμπύκνωσης λόγω εξαναγκασμένης ανόδου μίας αέριας μάζας από το σημείο A , με πίεση p , θερμοκρασία T σημείο δρόσου T_d εντοπίζεται στο σημείο C (τροποποίηση από [Wallace J.M. and P.V. Hobbs, Atmospheric Science, An Introductory Survey](#)).

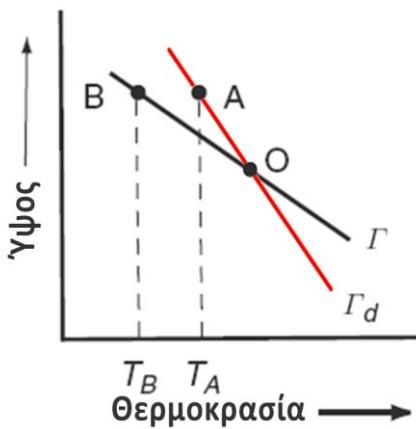
Επειδή το σημείο δρόσου και το LCL σχετίζονται, όπως φαίνεται στο [Σχήμα 2.7](#), η γνώση του ενός είναι αρκετή για τον καθορισμό του άλλου. Όμοια, η γνώση των T , p ή οποιασδήποτε παραμέτρου υγρασίας είναι ικανή για τον καθορισμό όλων των υπολοίπων παραμέτρων υγρασίας που έχουν οριστεί.

2.17. Στατική της Ατμόσφαιρας

Έστω ατμοσφαιρικό στρώμα στο οποίο η πραγματική θερμοβαθμίδα Γ (όπως δηλαδή μετράται από μία ραδιοβόλιση) είναι μικρότερη από την ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα Γ_d . Εάν μία ακόρεστη από υδρατμούς στοιχειώδης μάζα αέρα που βρίσκεται αρχικά στο επίπεδο O ανέλθει στο ύψος που ορίζεται από τα σημεία A και B , η θερμοκρασία της θ πέσει στην T_A , η οποία είναι μικρότερη από την αντίστοιχη θερμοκρασία του περιβάλλοντος T_B στο ίδιο επίπεδο ([Σχήμα 2.8](#)). Επειδή η αέρια μάζα άμεσα προσαρμόζεται στην πίεση του περιβάλλοντος αέρα, είναι προφανές από την εξίσωση των ιδανικών αερίων ότι η ψυχρότερη μάζα θ είναι πυκνότερη από τον θερμότερο περιβάλλοντα αέρα. Συνεπώς, χωρίς την επίδραση άλλης εξωτερικής δύναμης, η μάζα τείνει να επιστρέψει στο αρχικό της επίπεδο. Εάν η μάζα εκτοπιστεί προς τα κάτω από το επίπεδο O γίνεται θερμότερη από τον περιβάλλοντα αέρα και συνεπώς τείνει να ανέλθει στο αρχικό της επίπεδο. Και στις δύο περιπτώσεις η αέρια μάζα αντιμετωπίζει μία δύναμη επαναφοράς, η οποία αποτρέπει την κατακόρυφη ανάμιξη. Η συνθήκη $\Gamma < \Gamma_d$ αντιστοιχεί σε ευσταθή στρωμάτωση της ατμόσφαιρας (ή θετική στατική ευστάθεια) για μη κορεσμένες αέριες μάζες. Γενικά, όσο μεγαλύτερη η διαφορά $\Gamma - \Gamma_d$ τόσο ισχυρότερη η δύναμη επαναφοράς και μεγαλύτερη η στατική ευστάθεια.



Σχήμα 2.8 Συνθήκες για θετική στατική ευστάθεια ($\Gamma < \Gamma_d$) για ακόρεστη αέρια μάζα (τροποποίηση από [Wallace J.M. and P.V. Hobbs, Atmospheric Science, An Introductory Survey](#)).



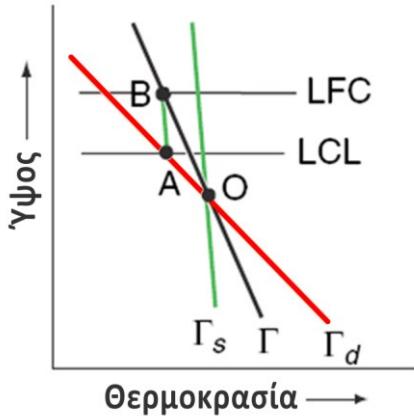
Σχήμα 2.9 Συνθήκες για αρνητική στατική αστάθεια ($\Gamma > \Gamma_d$) για ακόρεστη αέρια μάζα (τροποποίηση από [Wallace J.M. and P.V. Hobbs, Atmospheric Science, An Introductory Survey](#)).

Στρώματα αέρα με αρνητική θερμοβαθμίδα (δηλαδή η θερμοκρασία να αυξάνει καθ' ύψος) ονομάζονται αναστροφές. Τα συγκεκριμένα στρώματα χαρακτηρίζονται από ισχυρή στατική ευστάθεια και δεν επιτρέπουν την έναρξη κατακόρυφων ανοδικών κινήσεων. Οι αναστροφές κοντά στην επιφάνεια λειτουργούν ως “καπάκι” που παγιδεύει την αέρια ρύπανση μέσα σε αυτό και δεν διευκολύνει την κατακόρυφη ανάμιξη.

Εάν $\Gamma > \Gamma_d$ ([Σχήμα 2.9](#)), μία ακόρεστη μάζα αέρα, που εκτρέπεται προς τα πάνω από το σημείο ισορροπίας Ο, θα φτάσει στο σημείο Α με θερμοκρασία μεγαλύτερη από την αντίστοιχη του περιβάλλοντος. Συνεπώς, θα έχει μικρότερη πυκνότητα σε σχέση με τον περιβάλλοντα αέρα και χωρίς επιπλέον εκτροπή θα συνεχίσει να ανέρχεται. Όμοια, αν η μάζα εκτραπεί προς τα κάτω, θα είναι ψυχρότερη από τον περιβάλλοντα αέρα και θα συνεχίσει να κατέρχεται. Τέτοιες ασταθείς συνθήκες δεν επικρατούν σε μεγαλύτερα ύψη, διότι η αστάθεια μετριάζεται από την ισχυρή κατακόρυφη ανάμιξη. Η μόνη εξαίρεση είναι το ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα (περίπου τα πρώτα 1500 μέτρα από την επιφάνεια), όπου αναπτύσσονται ασταθείς συνθήκες λόγω, κυρίως, ισχυρής θέρμανσης του εδάφους.

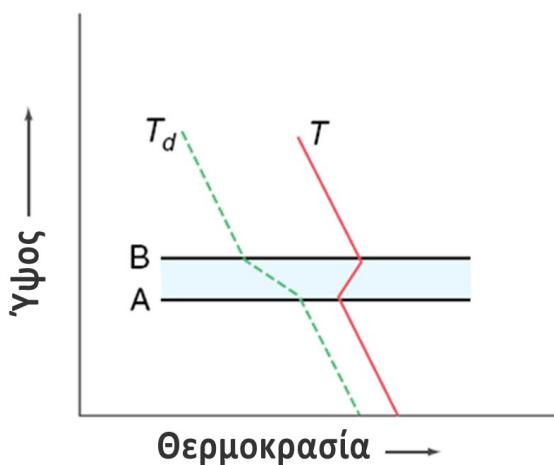
Ανάλογα, αν μία μάζα αέρα είναι κορεσμένη από υδρατμούς, η θερμοκρασία της θα μειώνεται με το ύψος ακολουθώντας την υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα Γ_s . Αν Γ η πραγματική θερμοβαθμίδα της ατμόσφαιρας, τότε οι κορεσμένες αέριες μάζες θα είναι ευσταθείς, ουδέτερες ή ασταθείς ανάλογα με το αν $\Gamma < \Gamma_s$, $\Gamma = \Gamma_s$ ή $\Gamma > \Gamma_s$ αντίστοιχα. Οι θερμοβαθμίδες Γ_d και Γ_s είναι διακριτές και έχουν διαφορετική μεταβολή με το ύψος στην ατμόσφαιρα.

Εστω ότι η πραγματική θερμοβαθμίδα Γ της ατμόσφαιρας βρίσκεται μεταξύ της υγρής αδιαβατικής Γ_s και της ξηρής αδιαβατικής Γ_d . Τότε μία στοιχειώδης μάζα αέρα, η οποία εκτρέπεται προς τα πάνω από το σημείο ισορροπίας της, θα είναι θερμότερη από τον περιβάλλοντα αέρα. Η συγκεκριμένη περίπτωση παρουσιάζεται στο [Σχήμα 2.10](#), όπου μία αέρια μάζα ανέρχεται από το σημείο ισορροπίας Ο, ψύχεται ξηρά αδιαβατικά μέχρι να φτάσει στο επίπεδο συμπύκνωσης λόγω εξαναγκασμένης ανόδου Α (LCL). Σε αυτό το σημείο η αέρια μάζα είναι ψυχρότερη από το περιβάλλον. Περαιτέρω άνοδος της μάζας συνοδεύεται με μικρότερο ρυθμό ψύξης ακολουθώντας πλέον την υγρή αδιαβατική ΑΒ. Εάν η αέρια μάζα είναι αρκούντως υγρή, η υγρή αδιαβατική άνοδος από το επίπεδο Α θα τέμνει την θερμοβαθμίδα Γ του περιβάλλοντος στο σημείο Β, όπως φαίνεται στο [Σχήμα 2.10](#). Μέχρι αυτό το σημείο η μάζα ήταν ψυχρότερη και πυκνότερη από τον περιβάλλοντα αέρα, ενώ απαιτήθηκε και κατανάλωση ενέργειας για την άνοδο της. Εάν η εξαναγκασμένη άνοδος είχε σταματήσει πριν από το σημείο Β η μάζα θα επέστρεψε στο σημείο ισορροπίας Ο. Πάνω από το σημείο Β η μάζα ανέρχεται αποκλειστικά λόγω ανάπτυξης θετικής ανοδικής μεταφοράς (buoyancy). Λόγω της ελεύθερης πλέον ανόδου της αέριας μάζας το συγκεκριμένο σημείο καλείται επίπεδο ελεύθερης ανοδικής μεταφοράς (Level of Free Convection, LFC). Το επίπεδο LFC εξαρτάται από την ποσότητα της υγρασίας της αέριας μάζας που ανέρχεται και από την κατανομή της θερμοβαθμίδας περιβάλλοντος Γ .



Σχήμα 2.10 Υπό συνθήκη αστάθεια ($\Gamma_s < \Gamma < \Gamma_d$). Γ_s και Γ_d είναι η υγρή και ξηρή θερμοβαθμίδα αντίστοιχα, ενώ Γ η πραγματική θερμοβαθμίδα των περιβάλλοντος. Το LCL είναι το επίπεδο συμπύκνωσης λόγω εξαναγκασμένης ανόδου και το LFC το επίπεδο ελεύθερης ανοδικής μεταφοράς (τροποποίηση από [Wallace J.M. and P.V. Hobbs, Atmospheric Science, An Introductory Survey](#)).

Με βάση τα παραπάνω, εάν σε ένα στρώμα ισχύει $\Gamma_s < \Gamma < \Gamma_d$, τότε αναμένονται περαιτέρω θερμικές ανοδικές κινήσεις στην περίπτωση που η αρχική εξαναγκασμένη ανόδος είναι αρκετά ισχυρή ώστε να φτάσει μέχρι το επίπεδο LFC. Μία ατμόσφαιρα με τέτοια στρωμάτωση καλείται υπό συνθήκη ασταθής. Εάν οι αρχικές κατακόρυφες κινήσεις είναι ασθενείς, η συγκεκριμένη στρωμάτωση μπορεί να διατηρηθεί επ' αόριστο.

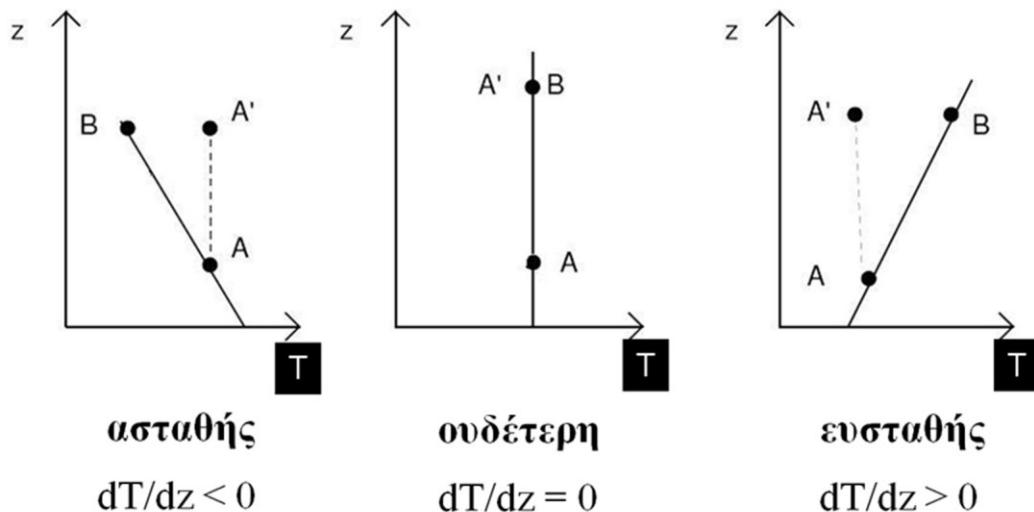


Σχήμα 2.11 Συνθήκες για ανάπτυξη αστάθειας. T και T_d είναι η θερμοκρασία και το σημείο δρόσου των αέρα, αντίστοιχα. Η γραμμοσκιασμένη περιοχή αντιστοιχεί σε ένα ξηρό στρώμα αναστροφής (τροποποίηση από [Wallace J.M. and P.V. Hobbs, Atmospheric Science, An Introductory Survey](#)).

Η δυναμική της ευστάθειας της αέριας μάζας εξαρτάται επίσης από την κατακόρυφη στρωμάτωση των υδρατμών. Στις κατατομές που παρουσιάζονται στο [Σχήμα 2.11](#) το σημείο δρόσου μειώνεται δραστικά μέσα στο στρώμα αναστροφής AB. Έστω ότι αυτό το στρώμα ανέρχεται. Μία αέρια μάζα από το σημείο A θα φτάσει στο LCL γρήγορα και πάνω από αυτό το σημείο θα ψυχθεί υγρά αδιαβατικά. Αντίθετα, μία αέρια μάζα, που εκκινεί από τη θέση B, θα ψυχθεί ακολουθώντας την ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα μέσα από ένα βαθύ στρώμα μέχρι να φτάσει στο αντίστοιχο LCL της. Όσο το στρώμα αναστροφής ανέρχεται, η άνω επιφάνειά του ψύχεται με μεγαλύτερο ρυθμό σε σχέση με τη βάση του, με αποτέλεσμα η θερμοβαθμίδα του στρώματος να αποσταθεροποιείται.

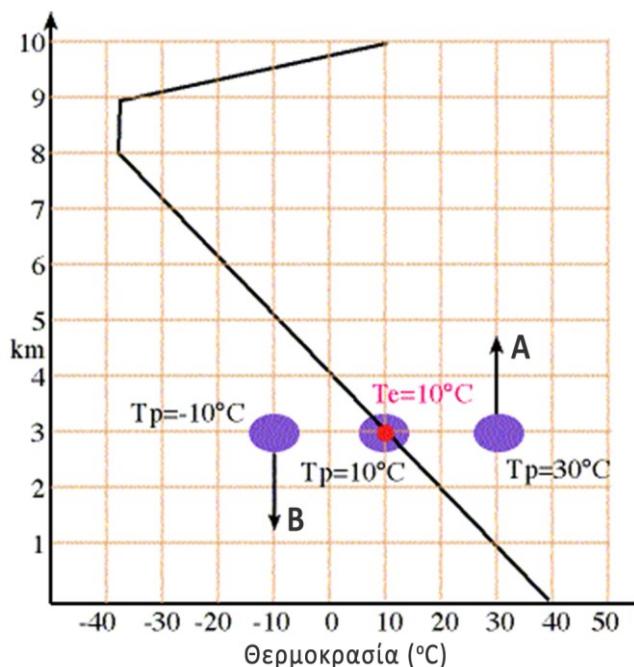
2.18. Εργαστηριακή Εφαρμογή (στατική της ατμόσφαιρας)

Έστω ξηρή ατμόσφαιρα, όπου AB είναι η θερμοβάθμιδα του περιβάλλοντος και AA' η αδιαβατική εκτροπή μίας αέριας μάζας. Στα παρακάτω σχήματα απεικονίζονται οι τρεις περιπτώσεις στατικής ευστάθειας στις οποίες μπορεί να βρεθεί η αέρια μάζα ([Σχήμα 2.12](#)).



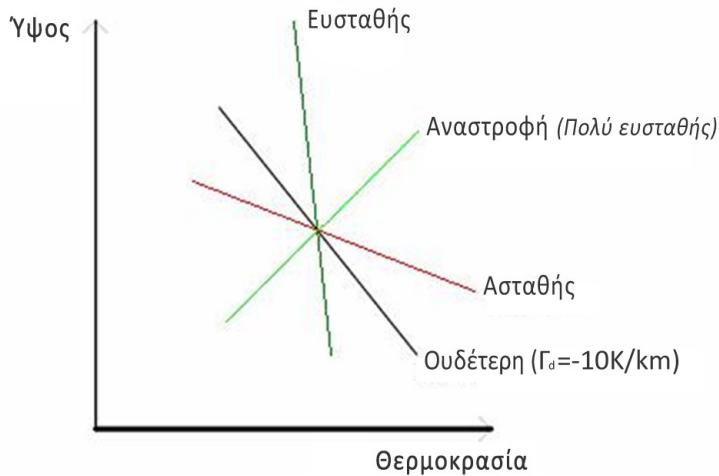
Σχήμα 2.12 Οι τρεις καταστάσεις στατικής ευστάθειας μίας ξηρής αέριας μάζας.

Έστω T_e θερμοκρασία περιβάλλοντος και T_p θερμοκρασία μίας αέριας μάζας. Ασταθής αέρια μάζα στο σημείο A και ευσταθής στο σημείο B . Πότε επικρατεί ουδέτερη ισορροπία ([Σχήμα 2.13](#));



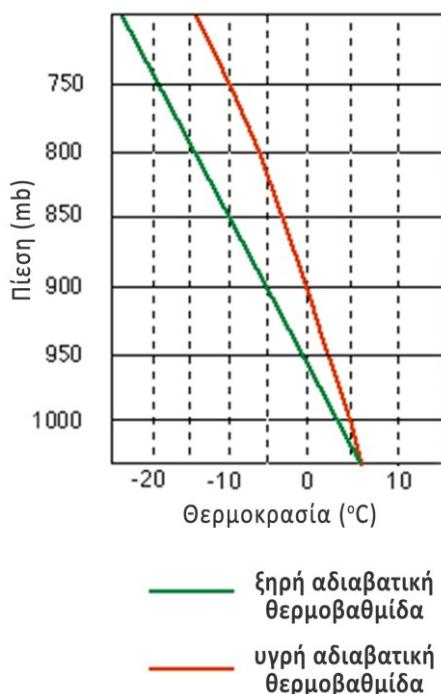
Σχήμα 2.13 Κατακόρυφο προφίλ θερμοκρασίας με T_e θερμοκρασία περιβάλλοντος και T_p θερμοκρασία μίας αέριας μάζας.

Διερεύνηση καταστάσεων θερμοβαθμίδας περιβάλλοντος: Ασταθής, ευσταθής, ουδέτερη και αναστροφή. Γ_d είναι η ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα ([Σχήμα 2.14](#)).



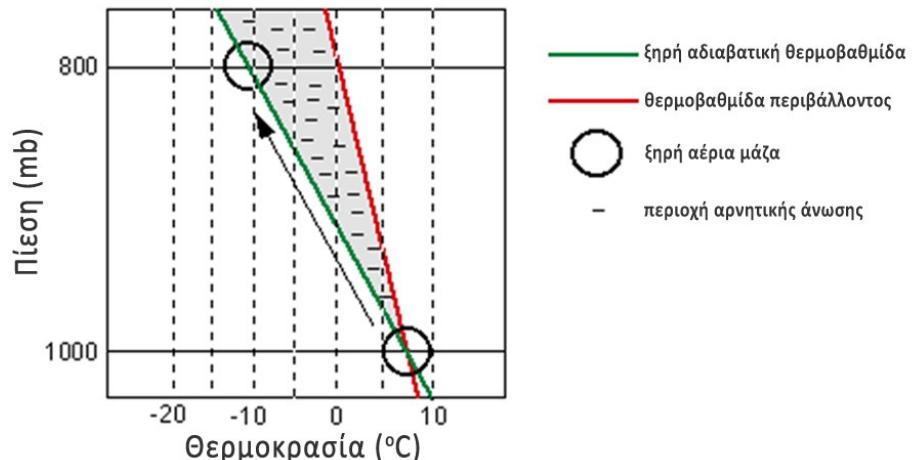
Σχήμα 2.14 Κατηγορίες θερμοβαθμίδας περιβάλλοντος με βάση την κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας.

Ξηρή θερμοβαθμίδα $\Gamma_d \approx 9,8^\circ\text{C km}^{-1}$ (πράσινη γραμμή) και υγρή θερμοβαθμίδα $\Gamma_s \approx 5,8^\circ\text{C km}^{-1}$ (κόκκινη γραμμή). Η ξηρή θερμοβαθμίδα μειώνεται καθ' ύψος με μεγαλύτερο ρυθμό σε σχέση με την υγρή ([Σχήμα 2.15](#)).



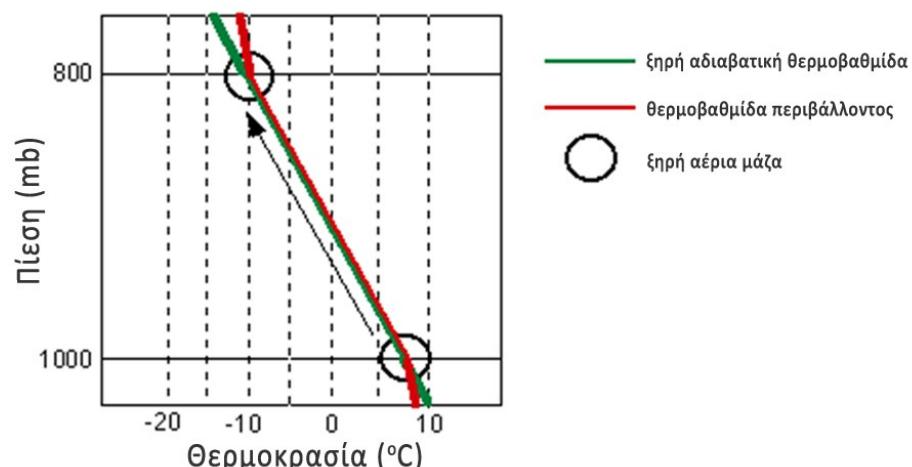
Σχήμα 2.15 Απεικόνιση ξηρής (πράσινο χρώμα) και υγρής (κόκκινο χρώμα) θερμοβαθμίδας.

Περίπτωση ευστάθειας ως προς τον ξηρό αέρα ([Σχήμα 2.16](#)). Η αέρια μάζα ανέρχεται από το επίπεδο των 1000 mb ακολουθώντας την ξηρή αδιαβατική (πράσινο χρώμα) μέχρι το επίπεδο των 800 mb. Η θερμοκρασία της αέριας μάζας παραμένει μικρότερη από την αντίστοιχη του περιβάλλοντος (κόκκινο χρώμα). Για να ανέλθει η αέρια μάζα πρέπει να προσφερθεί ενέργεια στο σύστημα (αρνητική άνωση).



Σχήμα 2.16 Κατακόρυφο προφίλ θερμοκρασίας για ευσταθές ατμοσφαιρικό στρώμα.

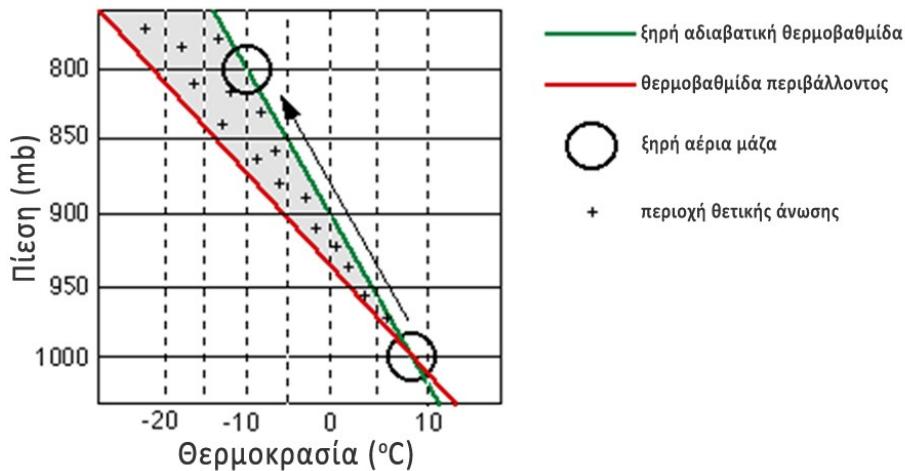
Περίπτωση ουδέτερων συνθηκών ως προς τον ξηρό αέρα ([Σχήμα 2.17](#)). Η αέρια μάζα ανέρχεται από το επίπεδο των 1000 mb ακολουθώντας την ξηρή αδιαβατική (πράσινο χρώμα) μέχρι το επίπεδο των 800 mb. Η θερμοκρασία της αέριας μάζας παραμένει ίδια με την αντίστοιχη του περιβάλλοντος (κόκκινο χρώμα). Σε κάθε σημείο της διαδρομής η αέρια μάζα βρίσκεται σε καινούργια θέση ισορροπίας.



Σχήμα 2.17 Κατακόρυφο προφίλ θερμοκρασίας για ουδέτερο ατμοσφαιρικό στρώμα.

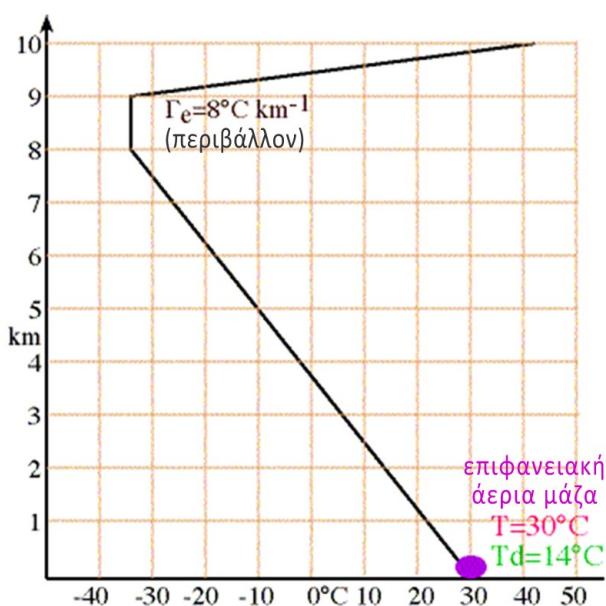
Περίπτωση αστάθειας ως προς τον ξηρό αέρα ([Σχήμα 2.18](#)). Η αέρια μάζα ανέρχεται από το επίπεδο των 1000 mb ακολουθώντας την ξηρή αδιαβατική (πράσινο χρώμα) μέχρι το επίπεδο των 800 mb. Η θερμοκρασία της αέριας μάζας παραμένει μεγαλύτερη από την αντίστοιχη του περιβάλλοντος (κόκκινο χρώμα) στο σύνολο

της διαδρομής. Η αέρια μάζα ανέρχεται με την κατανάλωση μέρους της εσωτερικής της ενέργειας (θετική άνωση).

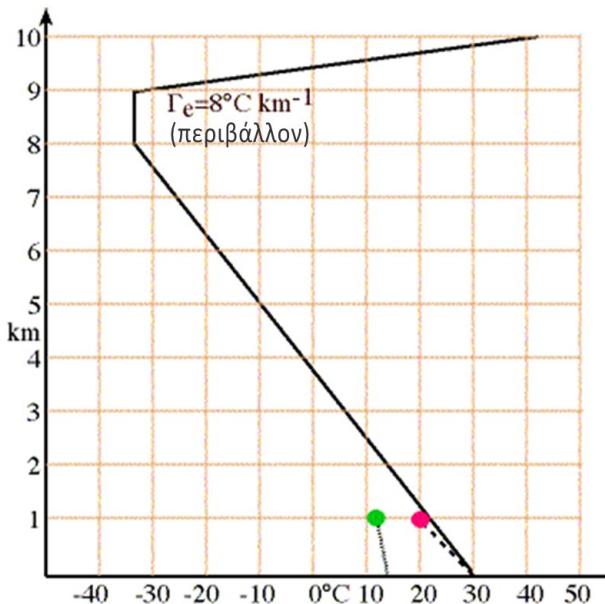


Σχήμα 2.18 Κατακόρυφο προφίλ θερμοκρασίας για ασταθές ατμοσφαιρικό στρώμα.

Έστω αέρια μάζα με θερμοκρασία στην επιφάνεια $T=30^{\circ}\text{C}$, θερμοκρασία δρόσου $T_d=14^{\circ}\text{C}$ και θερμοβαθμίδα περιβάλλοντος $\Gamma_e=8^{\circ}\text{C km}^{-1}$ ([Σχήμα 2.19](#)). Η θερμοκρασία της αέριας μάζας πάνω από την επιφάνεια συμβολίζεται με T_p και του περιβάλλοντος με T_e . Η μάζα ανέρχεται ξηρά αδιαβατικά ($10^{\circ}\text{C km}^{-1}$) στο 1 km με $\Gamma_e < \Gamma_d$ ([Σχήμα 2.20](#)). Παράλληλα, η θερμοκρασία δρόσου της μάζας ακολουθεί την υγρή αδιαβατική ($2^{\circ}\text{C km}^{-1}$ μέχρι τα 2 km και $6^{\circ}\text{C km}^{-1}$ πάνω από τα 2 km) καταδεικνύοντας την πορεία της αέριας μάζας στην περίπτωση που ήταν κορεσμένη.

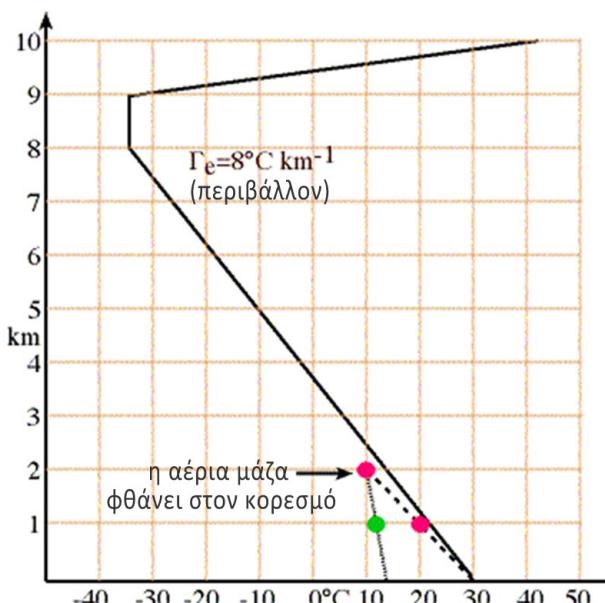


Σχήμα 2.19 Κατακόρυφο προφίλ θερμοκρασίας περιβάλλοντος με θερμοβαθμίδα Γ_e (μαύρο χρώμα). Αέρια μάζα θερμοκρασίας T και θερμοκρασίας δρόσου T_d πρόκειται να ανέλθει από την επιφάνεια (30°C).

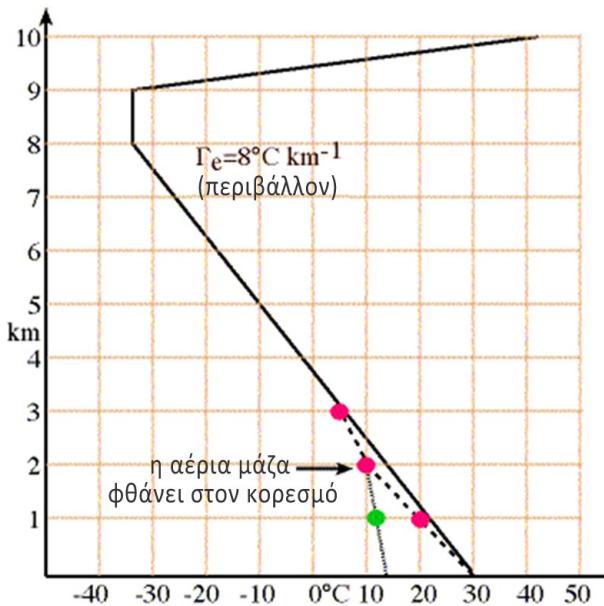


Σχήμα 2.20 Άνοδος αέριας μάζας στο 1° km μέσα σε περιβάλλον θερμοβαθμίδας Γ_e (μαύρο χρώμα). Η θερμοκρασία ακολουθώντας την ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα (κόκκινο σημείο) και η θερμοκρασία δρόσου (πράσινο σημείο) διακρίνονται από διαφορετικά κατακόρυφα προφίλ.

Στο 2° km η αέρια μάζα γίνεται κορεσμένη, γιατί συμπίπτει η θερμοκρασία ξηρής και υγρής αδιαβατικής ([Σχήμα 2.21](#)). Η ξηρή και η υγρή θερμοβαθμίδα τέμνονται στους 10°C . Το συγκεκριμένο επίπεδο στο οποίο τέμνονται καλείται επίπεδο συμπύκνωσης κατά την άνοδο (LCL). Η μάζα στο 2° km παραμένει ευσταθής. Στο 3° km η αέρια μάζα, ως κορεσμένη, συνεχίζει ακολουθώντας την υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα ([Σχήμα 2.22](#)).

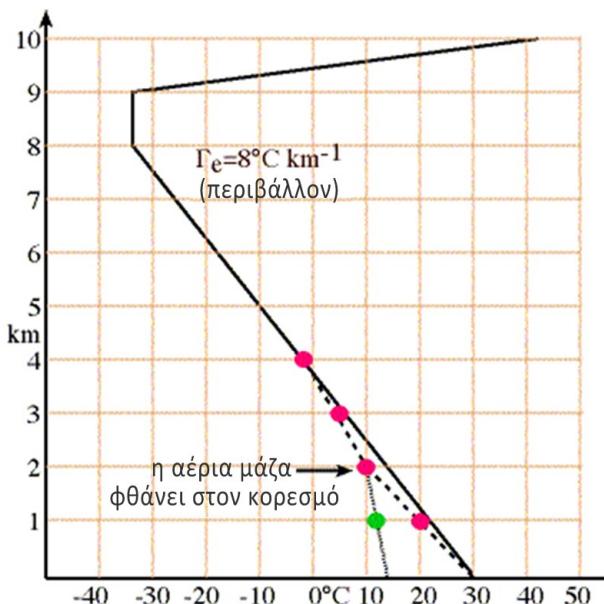


Σχήμα 2.21 Απεικόνιση της διαδικασίας συμπύκνωσης της αέριας μάζας καθώς ανέρχεται. Το σημείο στα 2° km είναι το επίπεδο συμπύκνωσης (LCL).

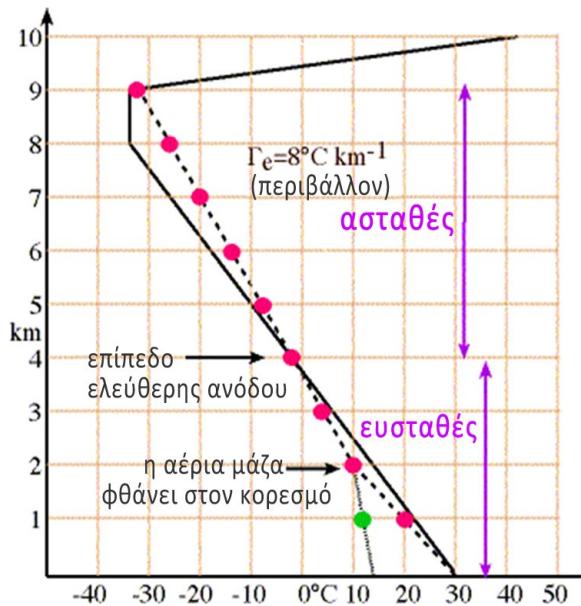


Σχήμα 2.22 Πάνω από το επίπεδο συμπύκνωσης η μάζα ακολουθεί την υγρή αδιαβαθμίδα ως τα 3 km.

Στο 4^o km ισχύει $T_p = T_e$, δηλαδή η κορεσμένη αέρια μάζα είναι ουδέτερη ως προς το περιβάλλον ([Σχήμα 2.23](#)). Μέχρι τα 4 km η αέρια μάζα παραμένει ευσταθής, δηλαδή χρειάζεται ενέργεια για την άνοδό της μέχρι εκεί. Πάνω από τα 4 km ισχύει $T_p > T_e$ και η αέρια μάζα καθίσταται ασταθής. Αυτό το επίπεδο ονομάζεται επίπεδο ελεύθερης ανόδου (LFC) και η μάζα ανέρχεται ελεύθερα μέχρι τα 9 km ([Σχήμα 2.24](#)).

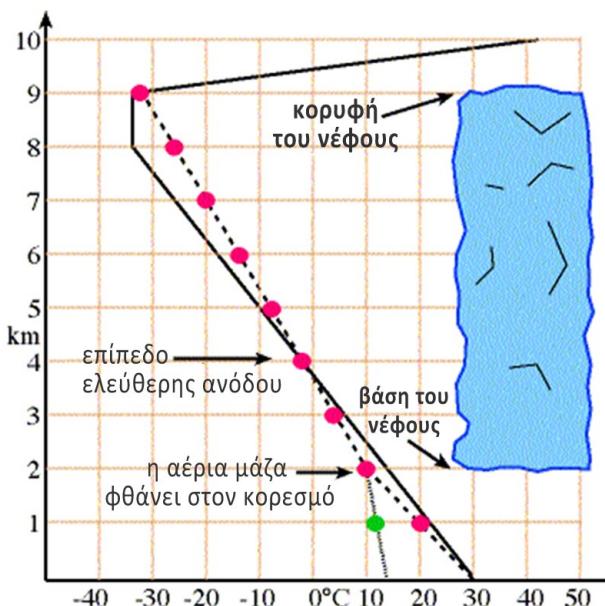


Σχήμα 2.23 Στο 4^o km η αέρια μάζα φθάνει το επίπεδο ελεύθερης ανόδου. Ετσι από εκεί και πάνω η μάζα καθίσταται ασταθής και ανέρχεται χωρίς να απαιτείται επιπλέον παροχή ενέργειας.



Σχήμα 2.24 Πλήρης απεικόνιση των φάσεων ανόδου της αέριας μάζας και της μετάβασης από ευσταθή σε ασταθή κατάσταση.

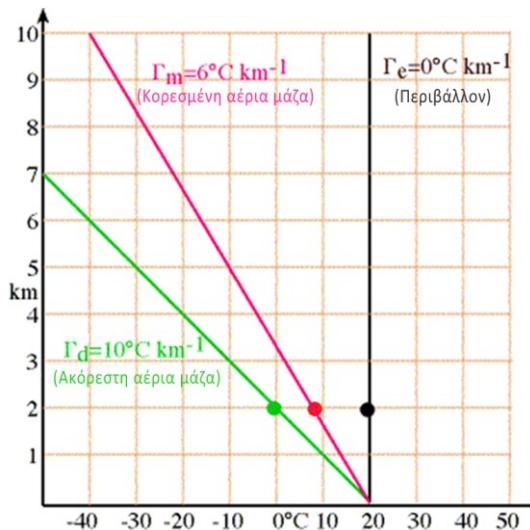
Η βάση της νέφωσης ορίζεται στο επίπεδο LCL (2 km, 10°C). Η κορυφή του νέφους στη συγκεκριμένη περίπτωση φτάνει στα 9 km. Το επίπεδο στο οποίο ισχύει $T_p = T_e$ είναι το επίπεδο ελεύθερης ανόδου (LFC). Στο [Σχήμα 2.25](#) το LFC βρίσκεται σε ύψος 4 km με θερμοκρασία αέριας μάζας -2°C.



Σχήμα 2.25 Η κατακόρυφη πορεία της αέριας μάζας συντελεί στον σχηματισμό σωρειτόμορφου νέφους κατακόρυφης ανάπτυξης. Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε διαδραστικά την κατακόρυφη μεταφορά μίας αέριας μάζας και τα επίπεδα LCL και LFC (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

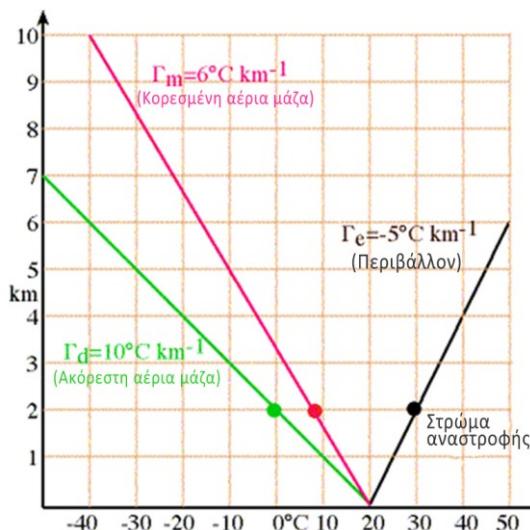
Στο [Σχήμα 2.26](#) παρουσιάζονται οι σχετικές θέσεις της ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας (Γ_d , $10^{\circ}\text{C km}^{-1}$), της υγρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας (Γ_m , $6^{\circ}\text{C km}^{-1}$) και της θερμοβαθμίδας του περιβάλλοντος (Γ_e , 0°C/km). Η συγκεκριμένη περίπτωση χαρακτηρίζεται από απόλυτη ευστάθεια, διότι $\Gamma_e < \Gamma_m < \Gamma_d$. Η

θερμοκρασία αέριας μάζας που εκκινεί από 20°C στην επιφάνεια, στα 2 km είναι 0°C ως προς την ξηρή αδιαβατική (πράσινο χρώμα), 8°C ως προς την υγρή αδιαβατική (κόκκινο χρώμα) και 20°C για τη θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος (μαύρο χρώμα).



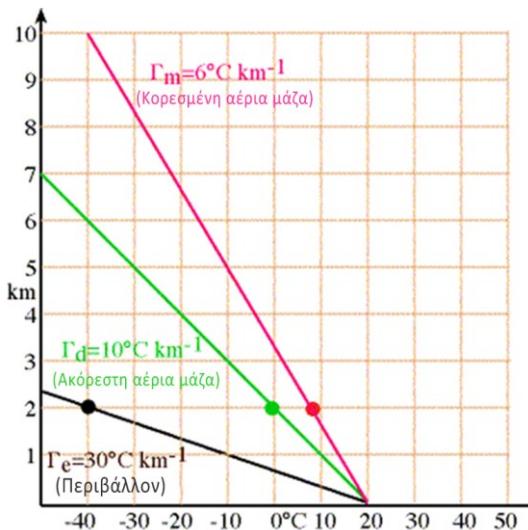
Σχήμα 2.26 Διαγράμματα θερμοβαθμίδων κορεσμένου (κόκκινη γραμμή) και ακόρεστου (πράσινη γραμμή) αέρα σε ευσταθή κατάσταση σε σχέση με το περιβάλλον (μαύρη γραμμή).

Στο [Σχήμα 2.27](#) παρουσιάζονται οι σχετικές θέσεις της ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας (Γ_d , $10^{\circ}\text{C km}^{-1}$), της υγρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας (Γ_m , $6^{\circ}\text{C km}^{-1}$) και της θερμοβαθμίδας του περιβάλλοντος (Γ_e , $-5^{\circ}\text{C km}^{-1}$). Η συγκεκριμένη περίπτωση χαρακτηρίζεται από απόλυτη ευστάθεια (αναστροφή θερμοκρασίας), διότι $\Gamma_e < \Gamma_m < \Gamma_d$. Η θερμοκρασία αέριας μάζας που εκκινεί από 20°C στην επιφάνεια, στα 2 km είναι 0°C ως προς την ξηρή αδιαβατική (πράσινο χρώμα), 8°C ως προς την υγρή αδιαβατική (κόκκινο χρώμα) και 30°C για τη θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος (μαύρο χρώμα).



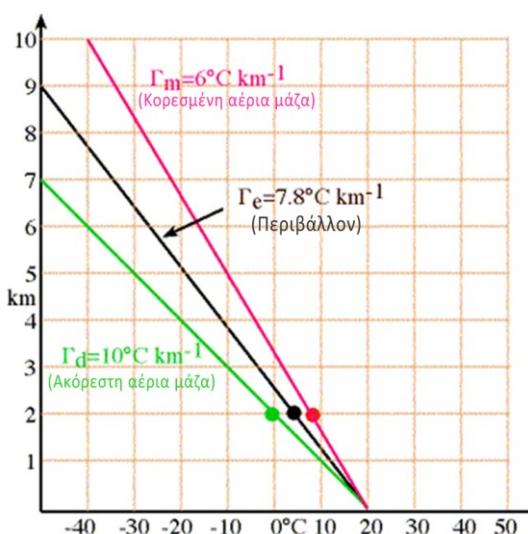
Σχήμα 2.27 Διαγράμματα θερμοβαθμίδων κορεσμένου (κόκκινη γραμμή) και ακόρεστου (πράσινη γραμμή) αέρα σε περίπτωση υψηλής ευστάθειας (θερμοκρασιακή αναστροφή).

Στο [Σχήμα 2.28](#) παρουσιάζονται οι σχετικές θέσεις της ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας (Γ_d , $10^{\circ}\text{C km}^{-1}$), της υγρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας (Γ_m , $6^{\circ}\text{C km}^{-1}$) και της θερμοβαθμίδας του περιβάλλοντος (Γ_e , $30^{\circ}\text{C km}^{-1}$). Η συγκεκριμένη περίπτωση χαρακτηρίζεται από απόλυτη αστάθεια, διότι $\Gamma_m < \Gamma_d < \Gamma_e$. Η θερμοκρασία αέριας μάζας που εκκινεί από 20°C στην επιφάνεια, στα 2 km είναι 0°C ως προς την ξηρή αδιαβατική (πράσινο χρώμα), 8°C ως προς την υγρή αδιαβατική (κόκκινο χρώμα) και -40°C για τη θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος (μαύρο χρώμα).



Σχήμα 2.28 Διαγράμματα θερμοβαθμίδων περιβάλλοντος, κορεσμένου (κόκκινη γραμμή) και ακόρεστου (πράσινη γραμμή) αέρα σε περίπτωση απόλυτης αστάθειας.

Στο [Σχήμα 2.29](#) παρουσιάζονται οι σχετικές θέσεις της ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας (Γ_d , $10^{\circ}\text{C km}^{-1}$), της υγρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας (Γ_m , $6^{\circ}\text{C km}^{-1}$) και της θερμοβαθμίδας του περιβάλλοντος (Γ_e , $7,8^{\circ}\text{C km}^{-1}$). Η συγκεκριμένη περίπτωση χαρακτηρίζεται από υπό συνθήκη αστάθεια, διότι $\Gamma_m < \Gamma_e < \Gamma_d$. Η θερμοκρασία αέριας μάζας που εκκινεί από 20°C στην επιφάνεια, στα 2 km είναι 0°C ως προς την ξηρή αδιαβατική (πράσινο χρώμα), 8°C ως προς την υγρή αδιαβατική (κόκκινο χρώμα) και $4,4^{\circ}\text{C}$ για τη θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος (μαύρο χρώμα).



Σχήμα 2.29 Διαγράμματα θερμοβαθμίδων κορεσμένου (κόκκινη γραμμή) και ακόρεστου (πράσινη γραμμή) αέρα σε περίπτωση υπό συνθήκη αστάθειας.

Στον [Πίνακα 2.2](#) συνοψίζονται οι πιθανές συνθήκες ευστάθειας και αστάθειας μάζας στην ατμόσφαιρα.

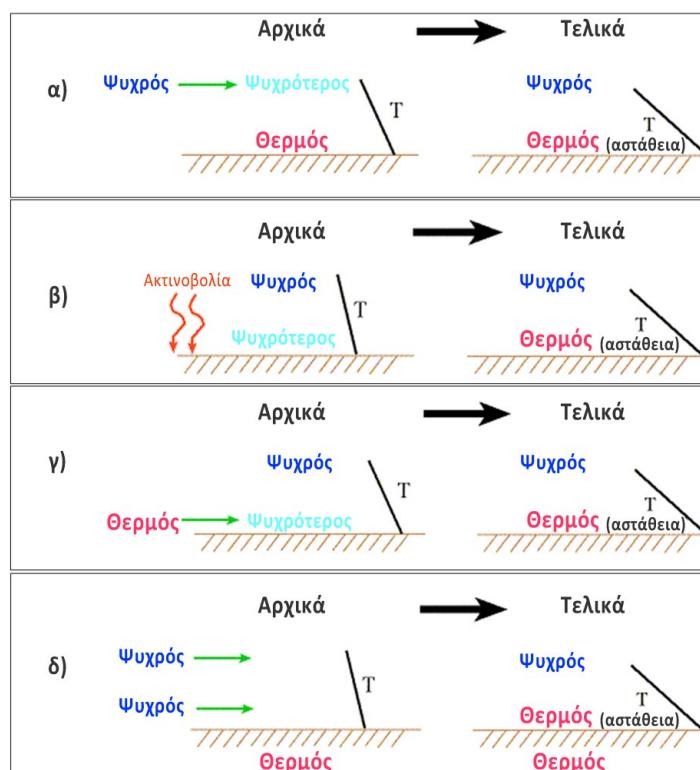
$\Gamma_e < \Gamma_s$	Απόλυτα ευστάθης
$\Gamma_e = \Gamma_s$	Ουδέτερη ως προς την υγρή αδιαβατική
$\Gamma_d > \Gamma_e > \Gamma_s$	Υπό συνθήκη αστάθης
$\Gamma_e = \Gamma_d$	Ουδέτερη ως προς την ξηρή αδιαβατική
$\Gamma_e > \Gamma_d$	Απόλυτα αστάθης

Πίνακας 2.2 Η θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος (Γ_e) σε σχέση με τις αντίστοιχες ζηρής (Γ_d) και υγρής αδιαβατικής (Γ_m) σε περιπτώσεις ευστάθειας και αστάθειας του ατμοσφαιρικού περιβάλλοντος.

Οι καταστάσεις αστάθειας στην ατμόσφαιρα συνδέονται με κινήσεις συνοπτικής ή μέσης κλίμακας. Η μεταφορά ψυχρότερου αέρα καθ' ύψος ενισχύει την ατμοσφαιρική αστάθεια ([Σχήμα 2.30α](#)). Μία ψυχρή εισβολή στην ανώτερη ατμόσφαιρα από ΒΔ-ΒΑ διευθύνεις αποτελεί περίπτωση συνοπτικής κλίμακας ενίσχυσης της αστάθειας στον ελλαδικό χώρο.

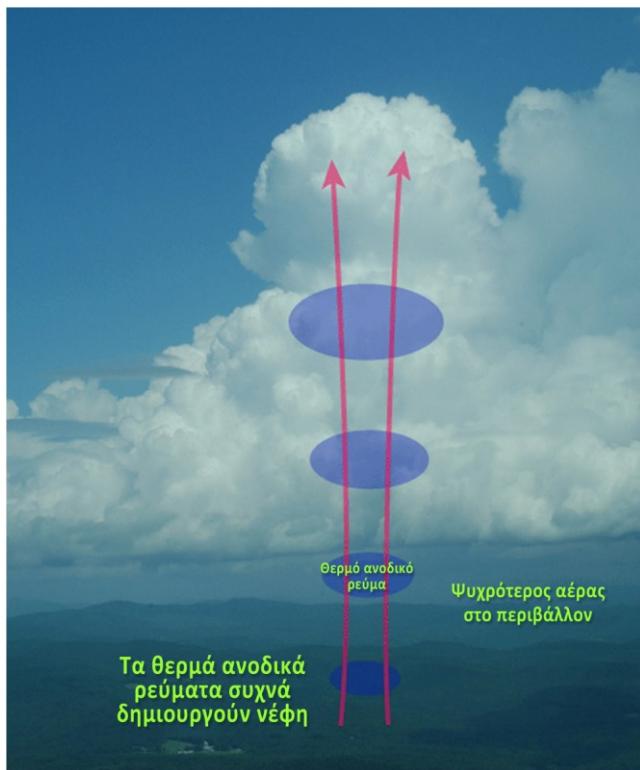
Η ισχυρή θέρμανση του εδάφους από την ηλιακή ακτινοβολία αποτελεί περίπτωση μέσης κλίμακας ενίσχυσης της αστάθειας ([Σχήμα 2.30β](#)). Προκύπτει σε ηπειρωτικές περιοχές, τους θερινούς μήνες, κατά τις πρωινές και μεσημβρινές ώρες, λόγω της έντονης ηλιακής ακτινοβολίας.

Η μεταφορά θερμότερου αέρα στην επιφάνεια ([Σχήμα 2.30γ](#)) και το πέρασμα ψυχρότερου αέρα πάνω από θερμότερη επιφάνεια ([Σχήμα 2.30δ](#)) ενισχύουν επίσης την αστάθεια.



Σχήμα 2.30 Μηχανισμοί ενίσχυσης της ατμοσφαιρικής αστάθειας: α) ψυχρή μεταφορά καθ' ύψος, β) θέρμανση δια ακτινοβολίας της επιφάνειας, γ) μεταφορά θερμού αέρα κοντά στην επιφάνεια και δ) πέρασμα αέριας μάζας πάνω από θερμή επιφάνεια.

Στην περίπτωση της ισχυρής θέρμανσης του εδάφους από την ηλιακή ακτινοβολία ([Σχήμα 2.30β](#)), ο αέρας που έρχεται σε επαφή με την επιφάνεια θερμαίνεται λόγω αγωγιμότητας. Οι θερμότερες αέριες μάζες σταδιακά ανέρχονται στην ατμόσφαιρα, φτάνοντας στο επίπεδο LCL και συμπυκνώνοντας τους υδρατμούς τους σχηματίζοντας τη βάση των νεφών. Η συγκεκριμένη διαδικασία (convection) αποτελεί τον βασικότερο μηχανισμό δημιουργίας καταιγιδοφόρων νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης ([Σχήμα 2.31](#)).



Σχήμα 2.31 Αναπαράσταση της κατακόρυφης μεταφοράς αερίων μαζών λόγω θέρμανσης (convection).

Βιβλιογραφία/Αναφορές

- Ahrens C. D. (2006). *Meteorology Today*, Brooks Cole; 8th edition (February 17, 2006), ISBN-13: 978-0-8400-5308-4.
- Holton J. R. (2004). *An Introduction to Dynamic Meteorology*, Academic Press; 4th edition, ISBN-13: 978-0123540157.
- Wallace J.M., and P.V. Hobbs (2006) *Atmospheric Science. An Introductory Survey*, Academic Press, Elsevier, ISBN 13: 978-0-12-732951-2.

Κριτήρια αξιολόγησης με απαντήσεις

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Ποια είναι η εξίσωση των ιδανικών αερίων και τι συμβολίζει ο κάθε όρος;

Απάντηση/Λύση

Το σύνολο των αερίων ακολουθούν την καταστατική εξίσωση η οποία αναφέρεται και ως εξίσωση ιδανικών αερίων. Η γενική μορφή της εξίσωσης έχει δοθεί στην σχέση (2.1):

$$pV = mRT \quad (2.1)$$

όπου p , V , m , T αποτελούν την πίεση (Pa), τον όγκο (m^3), τη μάζα (kg) και την απόλυτη θερμοκρασία (σε Kelvin, $K=C+273,15$) αντίστοιχα, ενώ R είναι η σταθερά των αερίων, η οποία εξαρτάται από τη μοριακή δομή του κάθε αερίου. Επειδή $\rho=m/V$, όπου ρ η πυκνότητα του αερίου, η σχέση (2.1) γράφεται:

$$p = \rho RT \quad (2.2)$$

Κριτήριο αξιολόγησης 2

Να δοθεί ο νόμος του Dalton. Δώστε την μαθηματική του έκφραση.

Απάντηση/Λύση

Ο νόμος του Dalton ορίζει ότι η συνολική πίεση ενός μίγματος αερίων, που δεν αντιδρούν χημικά μεταξύ τους, είναι ίση με το άθροισμα των επιμέρους πιέσεων των συστατικών του αέριου μίγματος. Εάν P_i είναι η επιμέρους πίεση κάθε συστατικού του μίγματος των αερίων, τότε

$$P = \sum_i P_i$$

Με βάση το νόμο του Dalton μπορεί να υπολογιστεί η συνολική πίεση στην ατμόσφαιρα αθροίζοντας τις επιμέρους πιέσεις του ξηρού αέρα, των υδρατμών και των υπόλοιπων συστατικών της.

Κριτήριο αξιολόγησης 3

Να διατυπωθεί η υδροστατική εξίσωση και να περιγραφεί ο κάθε όρος. Πότε ισχύει η υδροστατική εξίσωση;

Απάντηση/Λύση

Έστω μία κατακόρυφη στήλη αέρα με μοναδιαία διατομή (Σχήμα 2.1). Η μάζα του αέρα μεταξύ των υψών z και $z+dz$ στη στήλη είναι ρdz , όπου ρ η πυκνότητα του αέρα σε ύψος z . Η δύναμη που ασκείται στο στρώμα αέρα λόγω βαρύτητας είναι $g\rho dz$, όπου g η επιτάχυνση της βαρύτητας σε ύψος z . Στο συγκεκριμένο στρώμα αέρα μεταξύ z και $z+dz$ ασκείται πίεση από τον περιβάλλοντα αέρα. Έστω η μεταβολή της πίεσης από το ύψος z ως το ύψος $z+dz$ ότι είναι δp , όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.1. Επειδή η πίεση μειώνεται με το ύψος, η ποσότητα δp πρέπει να είναι αρνητική. Δηλαδή η πίεση p στη βάση του στρώματος πρέπει να είναι μεγαλύτερη από την πίεση $p+\delta p$, που ασκείται στην κορυφή του στρώματος. Συνεπώς, η συνολική βαθμίδα πίεσης στο στρώμα είναι η θετική ποσότητα $-\delta p$. Σε μία ατμόσφαιρα που βρίσκεται σε υδροστατική ισορροπία, η ισορροπία των δυνάμεων στο κατακόρυφο για $\delta z \rightarrow 0$ δίνεται από τη σχέση (2.15):

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g\rho \quad (2.15)$$

Κριτήριο αξιολόγησης 4

Τι ονομάζεται γεωδυναμικό και τι γεωδυναμικό ύψος;

Απάντηση/Λύση

Το γεωδυναμικό Φ σε συγκεκριμένο ύψος στην ατμόσφαιρα ορίζεται ως η ενέργεια που θα πρέπει να καταναλωθεί για την ανύψωση της μοναδιάς μάζας αέρα από τη μέση στάθμη θάλασσας μέχρι το ύψος αυτό. Δηλαδή το γεωδυναμικό είναι η δυναμική ενέργεια αέριας μάζας 1 kg στο συγκεκριμένο ύψος. Οι μονάδες γεωδυναμικού είναι $J \text{ kg}^{-1}$ ή m^2s^{-2} . Η δύναμη σε N, που επιδρά σε αέρια μάζα 1 kg σε ύψος z πάνω από τη μέση στάθμη θάλασσας, είναι ίση με g. Η ενέργεια (Joule) που απαιτείται για την ανύψωση 1 kg από z σε z+dz δίνεται από τη σχέση (2.18):

$$d\Phi \equiv gdz \Rightarrow \Phi(z) = \int_0^z gdz \quad (2.18)$$

Ανάλογα ορίζεται το γεωδυναμικό ύψος Z με βάση τη σχέση (2.20):

$$Z \equiv \frac{\Phi(z)}{g_0} = \frac{1}{g_0} \int_0^z gdz \quad (2.20)$$

όπου g_0 είναι η μέση τιμή της επιτάχυνσης της βαρύτητας στην επιφάνεια της Γης ($\approx 9.81 \text{ m s}^{-2}$). Το γεωδυναμικό ύψος χρησιμοποιείται ως κατακόρυφη συντεταγμένη στις περισσότερες ατμοσφαιρικές εφαρμογές (μετεωρολογικοί χάρτες), στις οποίες η ενέργεια διαδραματίζει σημαντικό ρόλο (π.χ. μεγάλης και συνοπτικής κλίμακας ατμοσφαιρικές κινήσεις).

Κριτήριο αξιολόγησης 5

Να διατυπωθεί η υψομετρική εξίσωση και να εξηγηθεί κάθε όρος της. Τι είναι η κλίμακα ύψους;

Απάντηση/Λύση

Σε μία ισόθερμη ατμόσφαιρα (T=σταθερή με το ύψος) η εξίσωση (2.24):

$$Z_2 - Z_1 = \frac{R}{g_0} \int_{p_2}^{p_1} T \frac{dp}{p} \quad (2.24)$$

μετά την ολοκλήρωση λαμβάνει τη μορφή:

$$Z_2 - Z_1 = H \ln\left(\frac{p_1}{p_2}\right) \Rightarrow p_2 = p_1 \exp\left[-\frac{Z_2 - Z_1}{H}\right] \quad (2.25)$$

όπου

$$H \equiv \frac{RT}{g_0} = 29,3 \cdot T \quad (2.26)$$

είναι η κλίμακα ύψους και εξαρτάται από τη θερμοκρασία του στρώματος. Η εξίσωση (2.25) καλείται υψομετρική εξίσωση. Επειδή η πίεση ελαττώνεται μονοτονικά με το ύψος, οι ισοβαρικές επιφάνειες (επιφάνειες σταθερής πίεσης) δεν τέμνονται ποτέ. Από την υψομετρική εξίσωση (2.25) προκύπτει ότι το πάχος του στρώματος μεταξύ δύο ισοβαρικών επιφανειών p_1 και p_2 είναι ανάλογο με τη μέση θερμοκρασία T του ατμοσφαιρικού στρώματος. Συνεπώς καθώς η μέση θερμοκρασία του στρώματος αυξάνει, ο αέρας μεταξύ των δύο επιπέδων πίεσης διαστέλλεται και το στρώμα γίνεται πιο παχύ.

Κριτήριο αξιολόγησης 6

Τι ονομάζεται ειδική θερμότητα ενός αερίου; Ποιες κατηγορίες ειδικής θερμότητας υπάρχουν;

Απάντηση/Λύση

Έστω στοιχειώδης ποσότητα θερμότητας dq η οποία προσφέρεται στη μονάδα μάζας ενός αερίου και, με βάση τον 1° θερμοδυναμικό νόμο, αυξάνει τη θερμοκρασία του από T σε $T+dT$ χωρίς αλλαγές στη φάση του. Η αναλογία dq/dT καλείται ειδική θερμότητα του αερίου. Εάν ο όγκος του αερίου διατηρείται σταθερός, η ειδική θερμότητα σε σταθερό όγκο ορίζεται με τη σχέση (2.31):

$$c_v = \left(\frac{dq}{dT} \right)_{v=const} \quad (2.31)$$

Ανάλογα ορίζεται η ειδική θερμότητα σε σταθερή πίεση c_p :

$$c_p = \left(\frac{dq}{dT} \right)_{p=const} \quad (2.35)$$

όπου το αέριο με την προσφορά θερμότητας διαστέλλεται με ανάλογη αύξηση της θερμοκρασίας του, αλλά υπό σταθερή πίεση. Σε αυτή την περίπτωση ένα μέρος της προσφερόμενης στο σύστημα θερμότητας καταναλώνεται στην παραγωγή έργου w , καθώς το αέριο διαστέλλεται υπό συνθήκες σταθερής πίεσης, ενώ το υπόλοιπο χρησιμοποιείται από το αέριο για να αυξήσει τη θερμοκρασία του. Ισχύει $c_p > c_v$ διότι στην ισόχωρη μεταβολή η προσφερόμενη θερμότητα χρησιμοποιείται στο σύνολό της για τη θέρμανση του αερίου, ενώ στην ισοβαρή, όπως προαναφέρθηκε, μέρος της προσφερόμενης θερμότητας μετατρέπεται σε έργο. Η σχέση που συνδέει τις δύο ειδικές θερμότητες δίνεται:

$$c_p = c_v + R \quad (2.36)$$

όπου R η σταθερά των αερίων για ξηρό αέρα ($287 \text{ J } ^\circ\text{K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$). Οι τιμές που λαμβάνουν οι c_v και c_p είναι 711 και $1004 \text{ J } ^\circ\text{K}^{-1}$ αντίστοιχα.

Κριτήριο αξιολόγησης 7

Να διατυπωθεί η σχέση που περιγράφει την ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα και να περιγραφούν τα χαρακτηριστικά της.

Απάντηση/Λύση

Επειδή μία στοιχειώδης μοναδιαία αέρια μάζα υπόκειται αποκλειστικά σε αδιαβατικές μεταβολές ($dq=0$) και η ατμόσφαιρα βρίσκεται σε υδροστατική ισορροπία, τότε από τον 1° θερμοδυναμικό νόμο προκύπτει η σχέση (2.40):

$$d(c_p T + \Phi) = 0 \quad (2.40)$$

διαιρώντας με dz και με βάση τη σχέση (2.18) προκύπτει:

$$-\left(\frac{dT}{dz}\right)_{dry} = \frac{g}{c_p} \equiv \Gamma_d \quad (2.41)$$

όπου ο όρος Γ_d καλείται ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα. Επειδή μία αέρια μάζα διαστέλλεται καθώς ανέρχεται στην ατμόσφαιρα, η θερμοκρασία της μειώνεται με το ύψος και συνεπώς η Γ_d είναι θετική ποσότητα. Αντικαθιστώντας $g=9,81 \text{ m s}^{-2}$ και $c_p=1004 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ στη σχέση (2.41) προκύπτει $\Gamma_d=0,0098 \text{ K m}^{-1}$ ή $9,8 \text{ K km}^{-1}$, που αντιστοιχεί στην αριθμητική τιμή της αδιαβατικής θερμοβαθμίδας για ξηρό αέρα. Θα πρέπει να σημειωθεί πως η Γ_d είναι η βαθμίδα μεταβολής της θερμοκρασίας που ακολουθεί μία ξηρή αέρια μάζα, η οποία ανέρχεται ή κατέρχεται αδιαβατικά στην ατμόσφαιρα.

Κριτήριο αξιολόγησης 8

Να δοθούν οι ορισμοί των επιπέδων LCL και LFC. Ποια είναι η σημασία τους;

Απάντηση/Λύση

Το επίπεδο συμπύκνωσης μίας αέριας μάζας λόγω εξαναγκασμένης ανόδου είναι το ύψος στην ατμόσφαιρα, όπου η αέρια μάζα καθίσταται κορεσμένη αλλάζοντας φάση στην ποσότητα νερού που περιέχει. Για την κατανόηση της διαδικασίας έστω ότι η πραγματική θερμοβαθμίδα Γ της ατμόσφαιρας βρίσκεται μεταξύ της υγρής αδιαβατικής Γ_s και της ξηρής αδιαβατικής Γ_d . Τότε μία στοιχειώδης μάζα αέρα, η οποία εκτρέπεται προς τα πάνω από το σημείο ισορροπίας της, θα είναι θερμότερη από τον περιβάλλοντα αέρα. Η συγκεκριμένη περίπτωση έχει παρουσιαστεί στο [Σχήμα 2.4](#), όπου μία αέρια μάζα ανέρχεται από το σημείο ισορροπίας O, ψύχεται ξηρά αδιαβατικά μέχρι να φτάσει στο επίπεδο συμπύκνωσης λόγω εξαναγκασμένης ανόδου A (Lifted Condensation Level-LCL). Σε αυτό το σημείο η αέρια μάζα είναι ψυχρότερη από το περιβάλλον. Περαιτέρω άνοδος της μάζας συνοδεύεται με μικρότερο ρυθμό ψύξης ακολουθώντας πλέον την υγρή αδιαβατική AB. Εάν η αέρια μάζα είναι αρκούντως υγρή, η υγρή αδιαβατική άνοδος από το επίπεδο A θα τέμνει τη θερμοβαθμίδα Γ του περιβάλλοντος στο σημείο B, όπως έχει παρουσιαστεί στο [Σχήμα 2.4](#). Μέχρι αυτό το σημείο η μάζα ήταν ψυχρότερη και πυκνότερη από τον περιβάλλοντα αέρα, ενώ απαιτήθηκε και κατανάλωση ενέργειας για την άνοδο της. Εάν η εξαναγκασμένη άνοδος είχε σταματήσει πριν από το σημείο B η μάζα θα επέστρεφε στο σημείο ισορροπίας O. Πάνω από το σημείο B η μάζα ανέρχεται αποκλειστικά λόγω ανάπτυξης θετικής ανοδικής μεταφοράς (άνωση-buoyancy). Λόγω της ελεύθερης πλέον ανόδου της αέριας μάζας το συγκεκριμένο σημείο καλείται επίπεδο ελεύθερης ανοδικής μεταφοράς (Level of Free Convection, LFC). Το επίπεδο LFC εξαρτάται από την ποσότητα της υγρασίας της αέριας μάζας, που ανέρχεται και από την κατανομή της θερμοβαθμίδας περιβάλλοντος Γ .

Κριτήριο αξιολόγησης 9

Να διατυπωθεί ο νόμος του Poisson και να εξηγηθούν οι όροι της σχέσης που τον διέπει.

Απάντηση/Λύση

Δυνητική θερμοκρασία θ μίας αέριας μάζας ορίζεται ως η θερμοκρασία που θα είχε κατά την αδιαβατική εκτόνωση ή συμπίεσή της από συγκεκριμένες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας σε πίεση $p_0=1000$ hPa. Αποδεικνύεται ότι:

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R/c_p} \quad (2.42)$$

Η σχέση (2.42) καλείται και εξίσωση του Poisson. Επειδή $R \approx R_d = 287,05 \text{ J K}^{-1}\text{kg}^{-1}$ και $c_p \approx c_{pd} = 1004 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ τότε $R/c_p \approx 0,286$.

Παράμετροι οι οποίοι παραμένουν σταθερές κατά τη διάρκεια συγκεκριμένων μεταβολών καλούνται διατηρούμενες. Η δυνητική θερμοκρασία θεωρείται διατηρούμενη ποσότητα για μία αέρια μάζα που μετακινείται στην ατμόσφαιρα κάτω από αδιαβατικές συνθήκες. Συνεπώς, η δυνητική θερμοκρασία μπορεί να θεωρηθεί σταθερή υπό συνθήκες που θεωρούνται αδιαβατικές.

Κριτήριο αξιολόγησης 10

Τι είναι η αναλογία μίγματος, η ειδική υγρασία και η αναλογία μίγματος κορεσμού;

Απάντηση/Λύση

Η ποσότητα των υδρατμών σε συγκεκριμένο όγκο αέρα ορίζεται ως η αναλογία της μάζας m_v των υδρατμών προς τη μάζα του ξηρού αέρα. Ο λόγος αυτός καλείται αναλογία μίγματος w και δίνεται από τη σχέση (2.43):

$$w \equiv \frac{m_v}{m_d} \quad (2.43)$$

Η μάζα των υδρατμών m_v στη μονάδα μάζας του αέρα (ξηρού και υδρατμών) καλείται ειδική υγρασία q :

$$q \equiv \frac{m_v}{m_v + m_d} = \frac{w}{1+w} \quad (2.44)$$

Η αναλογία μίγματος κορεσμού w_s σε σχέση με το νερό ορίζεται ως η αναλογία μάζας m_{vs} των υδρατμών σε συγκεκριμένο όγκο κορεσμένου αέρα προς τη μάζα m_d του ξηρού αέρα. Έχει δοθεί στη σχέση (2.45):

$$w_s \equiv \frac{m_{vs}}{m_d} \quad (2.45)$$

Κριτήριο αξιολόγησης 11

Πώς ορίζονται η σχετική υγρασία και το σημείο δρόσου;

Απάντηση/Λύση

Σχετική υγρασία RH ορίζεται ο λόγος της πραγματικής αναλογίας μίγματος του αέρα προς την αναλογία μίγματος κορεσμού του συγκεκριμένου δείγματος αέρα σε συγκεκριμένες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας.

$$RH \equiv 100 \frac{w}{w_s} \cong 100 \frac{e}{e_s} \quad (2.49)$$

Σημείο δρόσου T_d είναι η θερμοκρασία στην οποία πρέπει ο αέρας να ψυχθεί υπό σταθερή πίεση, ώστε να φτάσει σε κορεσμό. Δηλαδή το σημείο δρόσου είναι η θερμοκρασία στην οποία η αναλογία μίγματος κορεσμού w_s γίνεται ίση με την πραγματική αναλογία μίγματος w .

Κριτήριο αξιολόγησης 12

Ένας μετεωρολογικός σταθμός σε ύψος 500 m από την επιφάνεια της θάλασσας μετρά ατμοσφαιρική πίεση 945 hPa. Να υπολογιστεί η πίεση του σταθμού στη μέση στάθμη θάλασσας. Δίνονται $\rho=1,25 \text{ kg m}^{-3}$, $g=9,81 \text{ m s}^{-2}$.

Απάντηση/Λύση

$$(2.15) \Rightarrow \frac{\partial p}{\partial z} = -g\rho \Rightarrow \int_{p_0}^p dp = -g\rho \int_{z_0}^z dz \Rightarrow p_0 = p + g\rho z \Rightarrow p_0 = 945 \text{ hPa} + 9,81 \text{ m/s}^2 \cdot 1,25 \text{ kg/m}^3 \cdot 500 \text{ m} \Rightarrow p_0 = 945 \text{ hPa} + 6131,25 \text{ Pa} = 1006,3125 \text{ hPa} \quad (2.66)$$

Κριτήριο αξιολόγησης 13

Έστω ότι στους 0°C η πυκνότητα του ξηρού αέρα είναι $1,275 \text{ kg m}^{-3}$ και η πυκνότητα των υδρατμών είναι $4,770 \times 10^{-3} \text{ kg m}^{-3}$. Ποια η συνολική πίεση ενός μίγματος ξηρού αέρα και υδρατμών στους 0°C ;

Απάντηση/Λύση

Εφαρμόζοντας το νόμο του Dalton για τον ξηρό αέρα και τους υδρατμούς προκύπτει:

$$(2.2) \Rightarrow \begin{cases} p_{dry} = \rho_d R_d T \\ p_{wet} = e = \rho_w R_w T \end{cases} \quad \rho_d = 1,275 \text{ kg/m}^3, \rho_w = 4,77 \text{ kg/m}^3, R_d = 287 \text{ J} \cdot \text{K}^{-1} \text{ kg}^{-1}, R_w = 461,5 \text{ J} \cdot \text{K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$$

$$T = 0^\circ\text{C} + 273,15^\circ\text{K} = 273,15^\circ\text{K}$$

$$p = p_{dry} + e \Rightarrow p = 1,275 \text{ kg/m}^3 \cdot 287 \text{ J} \cdot \text{K}^{-1} \text{ kg}^{-1} \cdot 273,15^\circ\text{K} + 4,77 \text{ kg/m}^3 \cdot 461,5 \text{ J} \cdot \text{K}^{-1} \text{ kg}^{-1} \cdot 273,15^\circ\text{K} \Rightarrow p = 99952,414 \text{ N/m}^2 + 601,3 \text{ N/m}^2 = 99952,414 \text{ Pa} + 601,3 \text{ Pa} = 1005,533 \text{ hPa} \quad (2.67)$$

Κριτήριο αξιολόγησης 14

Να υπολογιστεί το πάχος ισόθερμου ατμοσφαιρικού στρώματος (1000-500 hPa) για θερμοκρασία 273 K .

Απάντηση/Λύση

Από την εξίσωση του γεωδυναμικού ύψους για δύο ισοβαρικές επιφάνειες έχουμε:

$$(2.24) \Rightarrow Z_2 - Z_1 = \frac{R}{g_0} \int_{p_2}^{p_1} T \frac{dp}{p} \Rightarrow \Delta z = \frac{R \bar{T}}{g} \int_{p_2}^{p_1} \frac{dp}{p} \Rightarrow \Delta z = \frac{R \bar{T}}{g} \ln p \Big|_{p_2}^{p_1} \Rightarrow \Delta z = \frac{287 J \cdot K^{-1} \cdot kg^{-1} \cdot 273^{\circ}K}{9,81 m/s^2} \ln \frac{1000 hPa}{500 hPa} \Rightarrow \Delta z = 553606 gpm \quad (2.68)$$

Κριτήριο αξιολόγησης 15

Να υπολογιστεί το γεωδυναμικό ύψος της ισοβαρικής επιφάνειας 1000 hPa, όταν η πίεση στη μέση στάθμη θάλασσας είναι 1014 hPa. Δίνεται η κλίμακα ύψους της ατμόσφαιρας 8 km.

Απάντηση/Λύση

Από την εξίσωση του γεωδυναμικού ύψους με δεδομένη την κλίμακα ύψους της ατμόσφαιρας 8 km προκύπτει:

$$(2.27) \Rightarrow Z_{1000} = \bar{H} \ln \frac{p_0}{p_{1000}} \Rightarrow Z_{1000} = 8000m \cdot \ln \frac{1014 hPa}{1000 hPa} \Rightarrow Z_{1000} = 111,22m \quad (2.69)$$

Κριτήριο αξιολόγησης 16

Η τιμή της θερμοκρασίας του αέρα πάνω από τον Βόρειο Πόλο είναι $T_\pi=5^{\circ}C$ και πάνω από τον Ισημερινό $T_I=25^{\circ}C$. Να εξετασθεί, εάν η τροπόπαυση πάνω από τον Ισημερινό είναι ψυχρότερη από την αντίστοιχη πάνω από τον Βόρειο Πόλο. Η τιμή της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας και στις δύο περιοχές θεωρείται ίδια και ίση με $6,5^{\circ}C/km$. Δίνεται το ύψος της Τροπόπαυσης πάνω από α) τον Βόρειο Πόλο $h_\pi=8km$ και β) τον Ισημερινό $h_I=12km$.

Απάντηση/Λύση

$$\alpha) T_{T_\pi\pi} = T_\pi - \gamma(h_\pi - z_{o\pi}) \Rightarrow T_{T_\pi\pi} = 5^{\circ}C - 6,5^{\circ}C/km \cdot (8km) = -47^{\circ}C \quad (2.70)$$

$$\beta) T_{T_I\pi} = T_\pi - \gamma(h_\pi - z_{oI}) \Rightarrow T_{T_I\pi} = 25^{\circ}C - 6,5^{\circ}C/km \cdot (12km) = -53^{\circ}C \quad (2.71)$$

Κριτήριο αξιολόγησης 17

Πάνω σε ένα χάρτη καιρού σχεδιάζονται ισούψεις καμπύλες που παριστάνουν το πάχος στρώματος από τα 1000 στα 500 hPa με διακριτοποίηση μεταξύ των ισούψών 60 m. Να εκτιμηθεί η μέση θερμοκρασία του στρώματος.

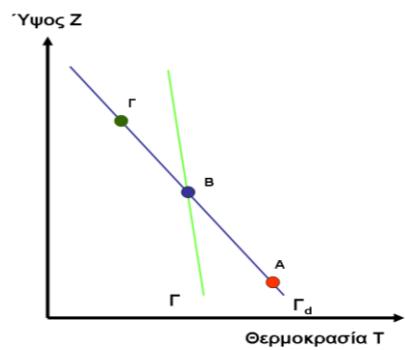
Απάντηση/Λύση

$$(2.24) \Rightarrow Z_1 - Z_2 = \frac{R}{g} \ln 2 (\bar{T}_1 - \bar{T}_2) \Rightarrow \Delta \bar{T} = \bar{T}_1 - \bar{T}_2 = \frac{\Delta z}{\frac{R}{g} \ln 2} = \frac{60m}{287 \frac{J}{kg \cdot K} \ln 2} = 3^\circ K \quad (2.72)$$

Κριτήρια αξιολόγησης χωρίς απαντήσεις

Κριτήριο αξιολόγησης 1

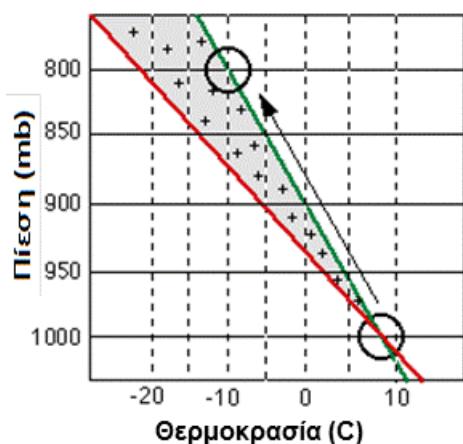
Στο [Σχήμα 2.32](#) δίνεται η ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα (Γ_d) και η θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος (Γ). Τρεις (3) ξηρές αέριες μάζες βρίσκονται στα σημεία A, B και Γ. Ποια είναι η κατάσταση ευστάθειας τους ανάλογα με τη θέση τους στην ατμόσφαιρα;



Σχήμα 2.32 Διάγραμμα κατακόρυφης κατανομής θερμοκρασίας.

Κριτήριο αξιολόγησης 2

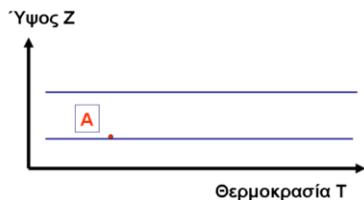
Στο [Σχήμα 2.33](#) το εμβαδό μεταξύ της ξηρής αδιαβατικής (Γ_d) και της θερμοβαθμίδας του περιβάλλοντος (Γ) είναι θετικό. Τι σημαίνει αυτό για την κατάσταση ευστάθειας του στρώματος της ατμόσφαιρας;



Σχήμα 2.33 Διάγραμμα κατακόρυφης κατανομής της θερμοκρασίας περιβάλλοντος και της ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας.

Κριτήριο αξιολόγησης 3

Στο ατμοσφαιρικό στρώμα που οριοθετείται από τις παράλληλες γραμμές του παρακάτω σχήματος (2.34) επικρατεί θερμοκρασιακή αναστροφή. Να σχεδιαστεί ποιοτικά η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα έχοντας ως σημείο έναρξης το A.



Σχήμα 2.34 Διάγραμμα κατακόρυφης κατανομής της θερμοκρασίας.

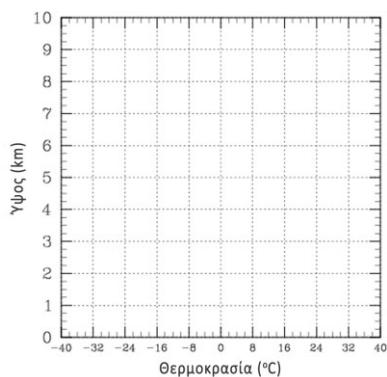
Κριτήριο αξιολόγησης 4

Δίνεται η θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος σταθερή μέχρι τα 7 km με τιμή $8^{\circ}\text{C km}^{-1}$. Εστω αέρια μάζα που εκκινεί από την επιφάνεια ($z=0$) με $T=30^{\circ}\text{C}$ και $T_d=22^{\circ}\text{C}$. Να βρεθούν:

- A. Τα ύψη των επιπέδων LCL και LFC
- B. Οι θερμοκρασίες των δύο επιπέδων
- Γ. Οι περιοχές ευστάθειας και αστάθειας καθ' ύψος

Δίνονται: $\Gamma_d=10^{\circ}\text{C km}^{-1}$, $\Gamma_s=2^{\circ}\text{C km}^{-1}$ έως το LCL και $6^{\circ}\text{C km}^{-1}$ από εκεί και πάνω.

ΥΨΟΣ (km)	T_e (περιβάλλον)	T (Ξηρής αέριας μάζας)	T_d (Υγρής αέριας μάζας)
1			
2			
3			
4			
5			
6			
7			
8			



Σχήμα 2.35 Βοηθητικό διάγραμμα για απεικόνιση.

Κριτήριο αξιολόγησης 5

Να αποδειχθεί ότι το ύψος συγκεκριμένης ισοβαρικής επιφάνειας (p) εξαρτάται από την πίεση (p_0) και τη θερμοκρασία (T_0) στο ύψος της επιφάνειας της θάλασσας υπό συνθήκες σταθερής με το ύψος θερμοβαθμίδας (Γ).

Κριτήριο αξιολόγησης 6

Να αποδειχθεί πως η μεταβολή της πίεσης με το ύψος δίνεται από την παρακάτω σχέση:

$$p_z = p_{z_0} e^{-\frac{g}{RT}(z-z_0)} \quad (2.73)$$

Κριτήριο αξιολόγησης 7

Να αποδειχθεί ότι η ατμοσφαιρική πίεση μειώνεται κατά 1 hPa για κάθε 8 μέτρα ύψους.

Κριτήριο αξιολόγησης 8

Μια ακόρεστη αέρια μάζα έχει πυκνότητα ρ' και θερμοκρασία T' και το περιβάλλον στο οποίο βρίσκεται ρ και T . Να βρεθεί η σχέση που δίνει την κατακόρυφη επιτάχυνση συναρτήσει των όρων T , T' και g (επιτάχυνση της βαρύτητας).

Κριτήριο αξιολόγησης 9

Να υπολογιστεί το πάχος ισόθερμου ατμοσφαιρικού στρώματος (1000-500 hPa) για θερμοκρασία 273 K και σταθερή θερμοβαθμίδα $\Gamma=6,5 \text{ K km}^{-1}$. Συγκρίνετε το αποτέλεσμα με το αντίστοιχο του κριτηρίου αξιολόγησης με απάντηση 14.

Κριτήριο αξιολόγησης 10

Να εκφρασθεί η πυκνότητα συναρτήσει του ύψους υπό σταθερή θερμοβαθμίδα.

Κριτήριο αξιολόγησης 11

Έστω ξηρή αέρια μάζα 1 kg ανέρχεται με σταθερή κατακόρυφη ταχύτητα. Εάν η αέρια μάζα θερμαίνεται μέσω ακτινοβολίας με ρυθμό $10^{-1} \text{ W kg}^{-1}$, πόση θα πρέπει να είναι η ταχύτητα με την οποία ανέρχεται, ώστε να διατηρήσει σταθερή θερμοκρασία;

Κριτήριο αξιολόγησης 12

Να βρεθεί μία σχέση που να συνδέει την πυκνότητα μίας αέριας μάζας όταν υποστεί αδιαβατική εκτόνωση σε πίεση p από αρχική πίεση p_s και πυκνότητα ρ_s .

Κριτήριο αξιολόγησης 13

Μία αέρια μάζα θερμοκρασίας 20 °C στο ισοβαρικό επίπεδο των 1000 hPa ανέρχεται σύμφωνα με την ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα. Ποιά η πυκνότητα της αέριας μάζας όταν φθάνει στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa;

Κριτήριο αξιολόγησης 14

Έστω ότι μία αέρια μάζα ανέρχεται κατακόρυφα από τα 800 hPa στα 500 hPa διατηρώντας σταθερή θετική διαφορά θερμοκρασίας με το περιβάλλον 1 °C. Αν η μέση θερμοκρασία του στρώματος 800-500 hPa είναι 260 K, να υπολογιστεί η ενέργεια που απελευθερώνεται λόγω του έργου της ανωστικής δύναμης. Υποθέτουντας ότι η ενέργεια που απελευθερώθηκε μετατράπηκε σε κινητική ενέργεια της αέριας μάζας, πόση θα ήταν η ταχύτητα της αέριας μάζας στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa;

Κριτήριο αξιολόγησης 15

Να αποδειχθεί ότι για ατμόσφαιρα με αδιαβατική θερμοβαθμίδα (π.χ. σταθερή δυνητική θερμοκρασία) το γεωδυναμικό ύψος δίνεται από την παρακάτω σχέση, όπου p_0 είναι η πίεση για $Z=0$ και $H_0=c_p\theta/g_0$ είναι το συνολικό γεωδυναμικό ύψος της ατμόσφαιρας.

$$Z = H_0 \left[1 - \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R}{c_p}} \right] \quad (2.74)$$

Κεφάλαιο 3

Σύνοψη

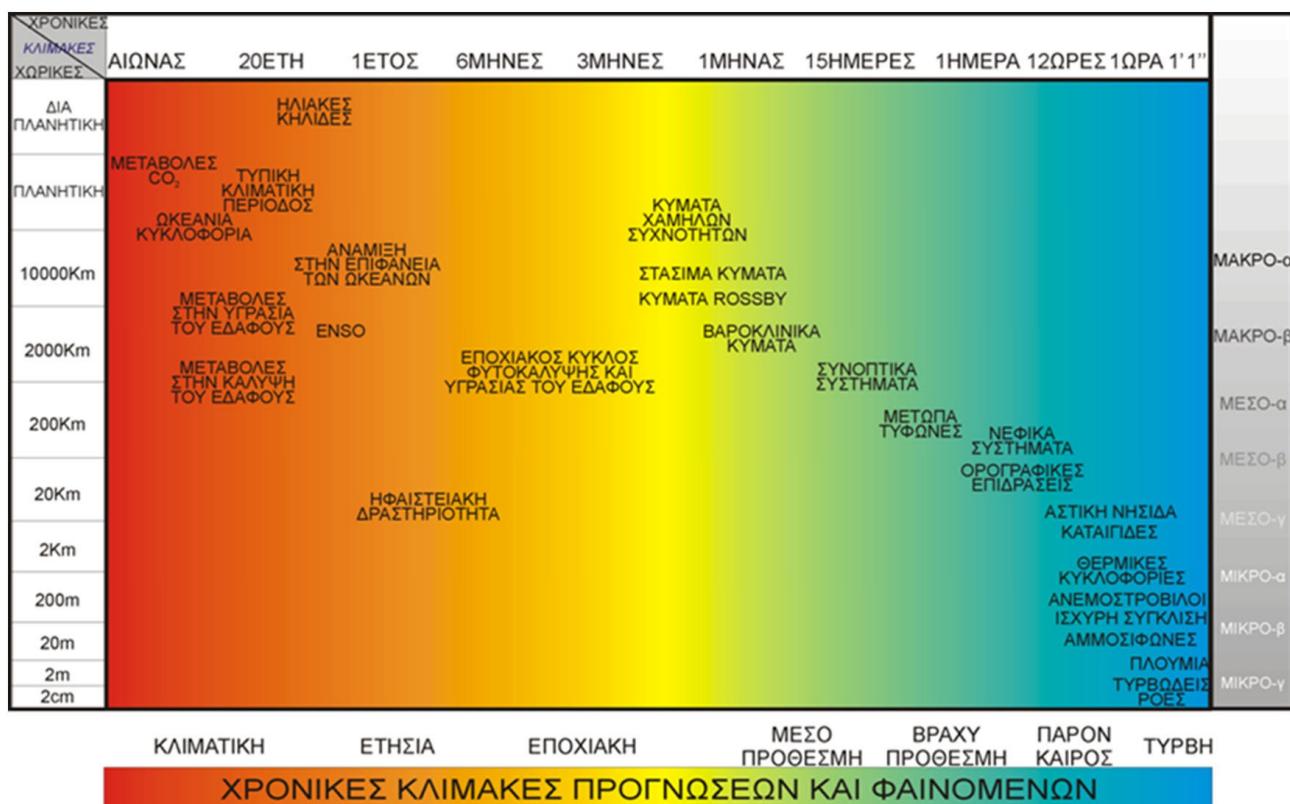
Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο περιγράφεται η δομή και εξέλιξη μεγάλης και συνοπτικής κλίμακας ατμοσφαιρικών κινήσεων. Αναλύονται, επίσης, οι φαινόμενες και πραγματικές δυνάμεις που επηρεάζουν την κίνηση των αερίων μαζών, καθώς και τα χαρακτηριστικά του γεωστροφικού ανέμου και του ανέμου βαθμίδας. Η εργαστηριακή εφαρμογή στο τέλος των κεφαλαίου περιλαμβάνει διαδραστικές εφαρμογές και μετεωρολογικούς χάρτες για την κατανόηση της ισορροπίας δυνάμεων και τη δημιουργία του επιφανειακού ανέμου.

Προαπαιτούμενη γνώση

Για καλύτερη κατανόηση των εννοιών προτείνεται η αναδρομή στο [εισαγωγικό κεφάλαιο](#) του συγγράμματος, καθώς και στο [2^ο Κεφάλαιο](#) (Θερμοδυναμική της ατμόσφαιρας). Προτείνεται, επίσης, αναδρομή σε βασικές έννοιες μαθηματικών, όπως ολοκληρώματα, παράγωγοι, διαφορικές εξισώσεις.

3. Δυναμική της Ατμόσφαιρας

Τα συνοπτικά συστήματα έχουν χωρική κλίμακα εξέλιξης της τάξης των εκατοντάδων χιλιομέτρων, χρονική εξέλιξη μίας ημέρας ή περισσότερο και αναπτύσσονται στην τροπόσφαιρα ([Σχήμα 3.1](#)). Οι συγκεκριμένες κινήσεις επηρεάζονται από την περιστροφή της Γης, βρίσκονται σε υδροστατική ισορροπία και η κατακόρυφη συνιστώσα της ταχύτητας είναι αρκετές τάξεις μεγέθους μικρότερη από τις αντίστοιχες οριζόντιες συνιστώσες.



Σχήμα 3.1 Χωροχρονικές κλίμακες εξέλιξης του συνόλου των φαινομένων του ατμοσφαιρικού και κλιματικού συστήματος ([Katsafados, 2003](#)).

3.1. Δυναμική της Οριζόντιας Ροής

Ο 2^{ος} Νόμος του Νεύτωνα αναφέρει πως σε κάθε μία από τις τρεις διαστάσεις ενός συστήματος συντεταγμένων, η επιτάχυνση α που αποκτά ένα σώμα μάζας m υπό την επίδραση συνισταμένων δυνάμεων ΣF δίνεται από τη σχέση:

$$\alpha = \frac{1}{m} \sum F \quad (3.1)$$

Η συγκεκριμένη σχέση περιγράφει την κίνηση σε ένα αδρανειακό (μη επιταχυνόμενο) σύστημα αναφοράς. Σε ένα περιστρεφόμενο σύστημα αναφοράς απαιτείται η ύπαρξη δύο φαινόμενων δυνάμεων: μίας φυγοκέντρου δύναμης που εφαρμόζεται σε όλα τα σώματα, ανεξάρτητα από τα χαρακτηριστικά της κίνησής τους, και μίας άλλης δύναμης, που καλείται Coriolis, η οποία εξαρτάται από τη σχετική ταχύτητα του σώματος στο επίπεδο που είναι κάθετο στον άξονα περιστροφής (δηλαδή στο επίπεδο που είναι παράλληλο στον Ισημερινό).

3.2. Φαινόμενες Δυνάμεις

Η δύναμη ανά μονάδα μάζας που αναφέρεται ως βαρύτητα ή ενεργή βαρύτητα αντιπροσωπεύει το διανυσματικό άθροισμα της πραγματικής βαρυτικής έλξης g*, που έλκει όλα τα σώματα συγκεκριμένης μάζας προς το κέντρο της μάζας της Γης, και μίας φαινόμενης δύναμης, πολύ μικρότερου μεγέθους, που καλείται φυγόκεντρος δύναμη $\Omega^2 R_A$, όπου Ω είναι ο ρυθμός περιστροφής του συστήματος συντεταγμένων σε ακτίνια ανά δευτερόλεπτο (s^{-1}) και R_A είναι η απόσταση από τον άξονα περιστροφής. Η φυγόκεντρος δύναμη τείνει να εκτρέψει όλα τα σώματα προς τα έξω από τον άξονα της πλανητικής περιστροφής. Η μαθηματική έκφραση δίνεται ως:

$$g = g^* + \Omega^2 R_A \quad (3.2)$$

όπου ισχύει $g^* > > \Omega^2 R_A$. Ένα σώμα το οποίο κινείται με ταχύτητα V σε επίπεδο κάθετο στον άξονα περιστροφής της Γης δέχεται μία επιπλέον φαινόμενη δύναμη, που καλείται δύναμη Coriolis:

$$-2\Omega \times V \quad (3.3)$$

Η συγκεκριμένη δύναμη έχει διεύθυνση κάθετη της κίνησης και φορά ανάλογα με τη φορά περιστροφής του συστήματος. Δηλαδή, εάν το σύστημα περιστρέφεται αντίθετα από τους δείκτες του ρολογιού (αριστερόστροφα), όπως η Γη, η δύναμη θα έχει φορά προς τα δεξιά της κίνησης του σώματος με ταχύτητα V και αντίστροφα. Η δύναμη Coriolis επιδρά μόνο στη διεύθυνση της κίνησης και οφείλεται στην περιστροφή της Γης. Ονομάστηκε έτσι προς τιμήν του Gustav-Gaspard Coriolis ενός Γάλλου επιστήμονα, ο οποίος το 1835 την περιέγραψε μαθηματικά.

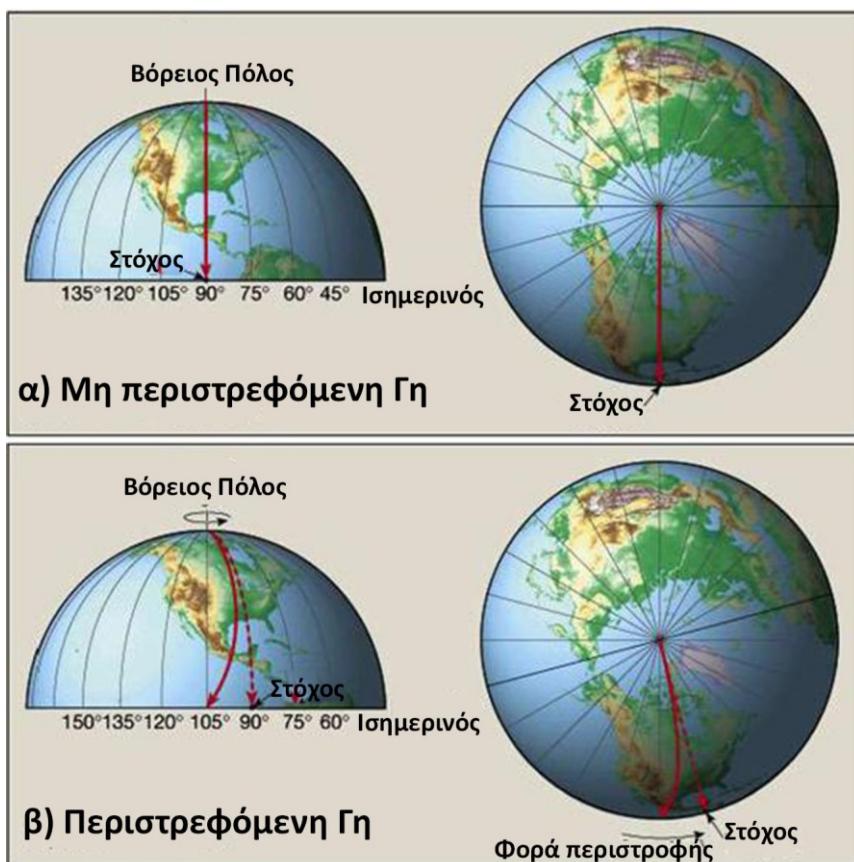
Όταν οι δυνάμεις και οι κινήσεις αναπαρίστανται σε σφαιρικό σύστημα συντεταγμένων, η οριζόντια συνιστώσα της δύναμης Coriolis προερχόμενη από οριζόντια κίνηση V δίνεται σε διανυσματική μορφή:

$$\vec{F}_C = -2\vec{\Omega} \times \vec{V} \quad \text{ή} \quad F_C = -f k \times V \quad (3.4)$$

όπου

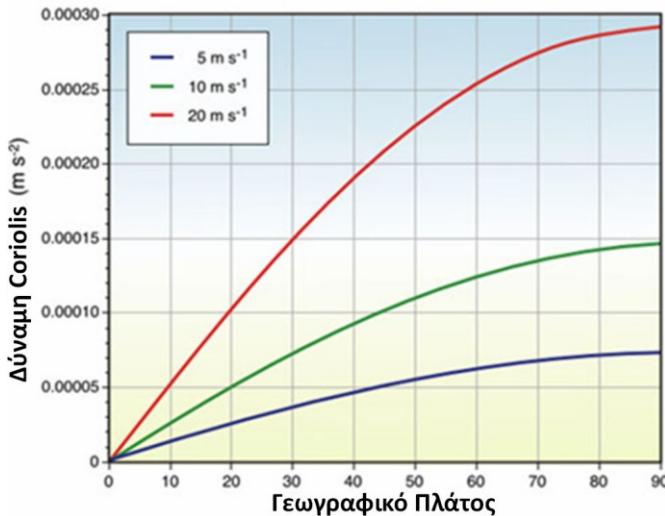
$$f = 2\Omega\eta\mu(\phi) \quad (3.5)$$

και αποτελεί την παράμετρο Coriolis, ενώ κ αντιστοιχεί στο μοναδιαίο διάνυσμα κάθετο στην οριζόντια επιφάνεια της κίνησης με θετικό πρόσημο προς τα πάνω. Το φ αντιστοιχεί στο γεωγραφικό πλάτος, ενώ το μοναδιαίο διάνυσμα κ είναι παράλληλο στον άξονα περιστροφής μόνο κοντά στους πόλους. Η συγκεκριμένη δύναμη έχει διεύθυνση κάθετη της κίνησης και φορά ανάλογα με τη φορά περιστροφής του συστήματος. Δηλαδή, εάν το σύστημα περιστρέφεται αντίθετα με τους δείκτες του ρολογιού (αριστερόστροφα), όπως η Γη, η δύναμη θα έχει φορά προς τα δεξιά της κίνησης του σώματος με ταχύτητα V . Η Coriolis τείνει να εκτρέψει τα σώματα προς τα δεξιά της κίνησης τους στο Βόρειο Ημισφαίριο και προς τα αριστερά στο Νότιο Ημισφαίριο. Το [Σχήμα 3.2](#) παρουσιάζει την επίδραση μιας αριστερόστροφα περιστρεφόμενης σφαίρας (Γη) στην ευθύγραμμη κίνηση αντικειμένου επί αυτής. Η γωνιακή ταχύτητα Ω της Γης δίνεται από τη σχέση $\Omega=2\pi$ rad/day= $7,292\times10^{-5}$ s⁻¹, όπου day αναφέρεται στη αστρική ημέρα που έχει διάρκεια 23 ώρες και 56 λεπτά.



Σχήμα 3.2 Κίνηση σώματος από τον Βόρειο Πόλο προς τον Ισημερινό σε α) μη περιστρεφόμενο πλανήτη και β) σε αριστερόστροφα περιστρεφόμενο πλανήτη. Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε την επίδραση της δύναμης Coriolis στη διεύθυνση ενός κινούμενου σώματος (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

Η δύναμη Coriolis αυξάνει από τον Ισημερινό, όπου έχει τιμή μηδέν, προς τους πόλους, όπου και λαμβάνει τη μέγιστη τιμή $2\Omega V$ ([Σχήμα 3.3](#)). Επίσης, η δύναμη Coriolis επιδρά στην διεύθυνση του ανέμου και όχι στο μέτρο του.



Σχήμα 3.3 Μεταβολή της δύναμης Coriolis ($m \cdot s^{-2}$) με το γεωγραφικό πλάτος.

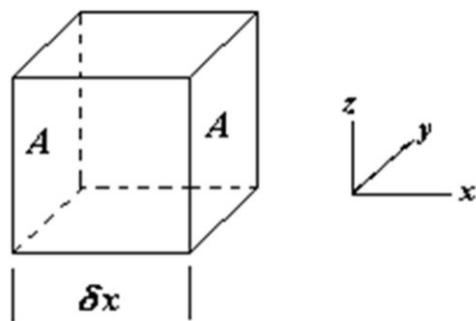
3.3. Πραγματικές Δυνάμεις

Οι πραγματικές δυνάμεις που εισέρχονται στις εξισώσεις κίνησης στην ατμόσφαιρα είναι η βαρύτητα, η δύναμη βαροβαθμίδας και η τριβή.

3.3.1. Δύναμη Βαροβαθμίδας

Έστω $p(x)A$ η δύναμη που ασκείται κάθετα στην αριστερή πλευρά του στοιχειώδους αέριου κύβου, με πλευρά εμβαδού A (Σχήμα 3.4), όπου $p(x)$ η πίεση που δέχεται η πλευρά του κύβου. Η δύναμη που ασκείται στη δεξιά πλευρά του κύβου θα είναι $-p(x+\delta x)A$. Με βάση τον 2^o Νόμο του Νεύτωνα (3.1) για τη x -διεύθυνση:

$$m\alpha_x = -[p(x + \delta x) - p(x)]A \quad (3.6)$$



Σχήμα 3.4 Στοιχειώδης όγκος βάσης A και ακμής δx .

Αν η πυκνότητα της αέριας μάζας είναι ρ τότε η μάζα γράφεται $m = \rho A dx$ και συνεπώς η εξίσωση λαμβάνει τη μορφή:

$$(\rho A \delta x) \alpha_x = -[p(x + \delta x) - p(x)] A \Rightarrow a_x = -\frac{1}{\rho} \frac{[p(x + \delta x) - p(x)]}{\delta x} \quad (3.7)$$

Σε στοιχειώδη όγκο η παραπάνω σχέση λαμβάνει τη μορφή:

$$a_x = -\frac{1}{\rho} \lim_{\delta x \rightarrow 0} \frac{[p(x + \delta x) - p(x)]}{\delta x} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (3.8)$$

Και για τις τρεις διαστάσεις προκύπτει η γενική μορφή της δύναμης βαροβαθμίδας:

$$\vec{a}_{PGF} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \hat{i} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \hat{j} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \hat{k} \Rightarrow \vec{a}_{PGF} = -\frac{1}{\rho} \nabla p \quad (3.9)$$

Η δύναμη βαροβαθμίδας έχει φορά αντίθετη από το άνυσμα της βαθμίδας πίεσης (ανάδελτα), δηλαδή κατευθύνεται από τις υψηλότερες προς χαμηλότερες πιέσεις. Επίσης όσο ισχυρότερη είναι η βαθμίδα πίεσης τόσο ισχυρότερη είναι και η δύναμη βαροβαθμίδας.

Από την υδροστατική εξίσωση (2.15) και τους ορισμούς του γεωδυναμικού (εξίσωση 2.18) και του γεωδυναμικού ύψους (εξίσωση 2.20) προκύπτει:

$$a_{PGF} \equiv -g \nabla z = -g_0 \nabla Z = -\nabla \Phi \quad (3.10)$$

όπου οι βαθμίδες του γεωμετρικού ύψους, του γεωδυναμικού ύψους και του γεωδυναμικού ορίζονται σε κεκλιμένες επιφάνειες πίεσης. Οπότε, η δύναμη βαροβαθμίδας μπορεί να ληφθεί ως η συνιστώσα της ενεργής βαρύτητας g στο επίπεδο της επιφάνειας πίεσης. Η ορίζοντια συνιστώσα της δύναμης βαροβαθμίδας είναι περίπου 4 τάξεις μεγέθους μικρότερη από την αντίστοιχη κατακόρυφη (περίπου 10^{-3} ms^{-2}).

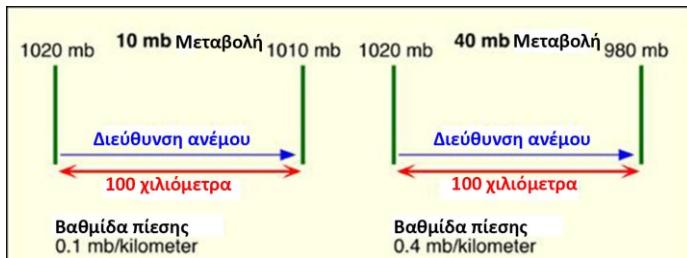
Στους χάρτες καιρού το πεδίο της πίεσης παρίσταται από ένα σύνολο ισοπληθών καμπύλων χαραγμένων ανά ίσα διαστήματα. Οι καμπύλες που χρησιμοποιούνται για την παράσταση της κατανομής της πίεσης σε σταθερές επιφάνειες γεωδυναμικού ύψους καλούνται ισοβαρείς καμπύλες, ενώ οι καμπύλες που απεικονίζουν την κατανομή του γεωδυναμικού ύψους σε σταθερές ισοβαρικές επιφάνειες καλούνται ισοϋψείς καμπύλες. Οι ισοβαρείς καμπύλες χαράσσονται σε γεωδυναμικό ύψος μηδέν, δηλαδή ανηγμένο στο ύψος της μέσης στάθμης θάλασσας και οι αντίστοιχοι χάρτες που προκύπτουν ονομάζονται χάρτες επιφανείας, ενώ οι ισοϋψείς καμπύλες χαράσσονται σε σταθερές ισοβαρικές επιφάνειες (1000, 850, 700, 500, 400, 300, 200, 100, 50 hPa) δημιουργώντας τους χάρτες καθ' ύψος μέσα στην ατμόσφαιρα.

Η δύναμη βαροβαθμίδας μπορεί να εκτιμηθεί από τους χάρτες ισοβαρών καμπυλών, όταν είναι γνωστές οι αποστάσεις μεταξύ των ισοβαρών με βάση την παρακάτω προσεγγιστική σχέση:

$$|\nabla p| \approx \frac{\Delta p}{\Delta n} \quad (3.11)$$

όπου Δρ είναι η διαφορά μεταξύ δύο διαδοχικών ισοβαρών και Δη είναι η οριζόντια απόστασή τους.

Έστω δύο διαδοχικές ισοβαρείς των 1020 και 1010 mb σε οριζόντια απόσταση 100 km ([Σχήμα 3.5](#)). Με βάση τη συγκεκριμένη κατανομή και τη σχέση (3.11) προκύπτει η βαθμίδα πίεσης 0,1 mb km⁻¹. Αν η μεταβολή της πίεσης στην ίδια απόσταση τετραπλασιαστεί (1020 και 980 mb) τότε η βαθμίδα πίεσης θα είναι 0,4 mb km⁻¹ και ο άνεμος βαροβαθμίδας θα είναι τέσσερις φορές ισχυρότερος.



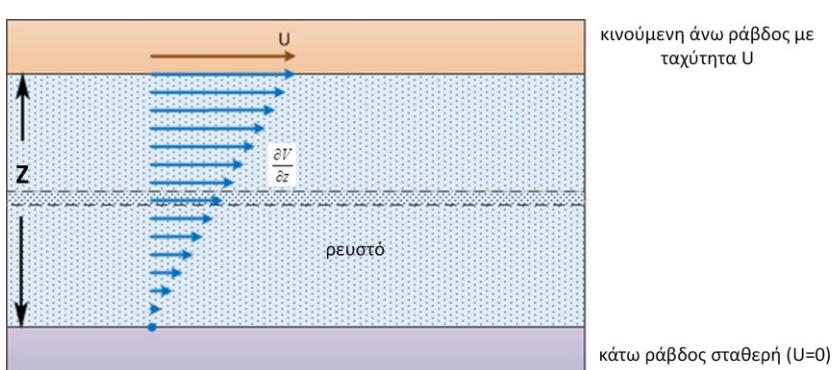
Σχήμα 3.5 Κατανομές ισοβαρών σε απόσταση 100 km για την εκτίμηση της βαθμίδας πίεσης και της έντασης του ανέμου βαροβαθμίδας.

3.3.2. Δύναμη Τριβής

Ανάλογα με τη δύναμη βαροβαθμίδας αποδεικνύεται πως και η δύναμη τριβής στη μονάδα μάζας έχει τη μορφή:

$$F_\tau = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau}{\partial z} \quad (3.12)$$

όπου τ είναι η κατακόρυφη συνιστώσα της διατμητικής τάσης, που αντιπροσωπεύει την κατακόρυφη μεταφοράς ορμής σε μονάδες N·m⁻² ([Σχήμα 3.6](#)). Οι κατακόρυφες εναλλαγές ορμής δρουν για την εξομάλυνση της κατακόρυφης κατατομής της ταχύτητας V του ανέμου. Η βαθμίδα της κατακόρυφης ανάμιξης σε συγκεκριμένο ύψος και χρόνο εξαρτάται από την ένταση της κατακόρυφης διάτμησης του ανέμου και από την ένταση της τυρβώδους ροής (κάτω δεξιά φάσμα κινήσεων του [Σχήματος 3.1](#)). Πάνω από το οριακό στρώμα της ατμόσφαιρας η δύναμη τριβής είναι πολύ μικρότερη από τις δυνάμεις βαροβαθμίδας και Coriolis, ενώ μέσα στο οριακό στρώμα (περίπου στα πρώτα 1500 μέτρα από την επιφάνεια) η δύναμη τριβής είναι ανάλογου μεγέθους με τις άλλες δύο δυνάμεις.



Σχήμα 3.6 Κατακόρυφη κατατομή της ροής ρευστού μεταξύ σταθερής κάτω ράβδου και κινούμενης άνω ράβδου με ταχύτητα U.

Η διατμητική τάση τ_s κοντά στην επιφάνεια της Γης έχει φορά αντίθετη με τη φορά του διανύσματος της ταχύτητας του ανέμου V_s και δρα αντισταθμιστικά στον επιφανειακό άνεμο. Προσεγγιστικά δίνεται από την εμπειρική σχέση:

$$\tau_s = -\rho C_D \bar{V}_s V_s \quad (3.13)$$

όπου ρ η πυκνότητα του αέρα, C_D ο αδιάστατος συντελεστής αντίστασης, ο οποίος εξαρτάται από την τραχύτητα των εδάφους και τη στατική ευστάθεια της ατμόσφαιρας, \bar{V}_s το διάνυσμα του επιφανειακού ανέμου και V_s η ταχύτητα του επιφανειακού ανέμου.

3.4. Εξίσωση της Οριζόντιας Κίνησης

Η οριζόντια συνιστώσα της σχέσης (3.1) σε διανυσματική μορφή για τη μονάδα μάζας είναι:

$$\frac{dV}{dt} = a_{PGF} + F_C + F_\tau \quad (3.14)$$

Όπου dV/dt είναι η ολική παράγωγος ως προς τον χρόνο της οριζόντιας συνιστώσας της ταχύτητας μίας μοναδιάς αέριας μάζας καθώς κινείται μέσα στην ατμόσφαιρα. Αντικαθιστώντας την a_{PGF} από την (3.9) και την F_C από την (3.4) προκύπτει:

$$\frac{dV}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - f k \times V + F_\tau \quad (3.15)$$

ή σε μορφή συνιστωσών σε εφαπτόμενο οριζόντιο επίπεδο και αγνοώντας μικρότερους όρους, λόγω καμπυλότητας της Γης:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv + F_x \quad (3.16)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + fu + F_y \quad (3.17)$$

Η πυκνότητα ρ στη δύναμη βαροβαθμίδας μπορεί να αντικατασταθεί σύμφωνα με τη σχέση (3.10):

$$\frac{dV}{dt} = -\nabla \Phi - f k \times V + F_\tau \quad (3.18)$$

Στη σχέση (3.15) το πεδίο του οριζόντιου ανέμου ορίζεται σε επιφάνειες σταθερού γεωδυναμικού, δηλαδή όταν $\nabla p = 0$, ενώ στη σχέση (3.18) ορίζεται σε επιφάνειες σταθερής πίεσης (ισοβαρικές), δηλαδή όταν $\nabla \Phi = 0$.

3.5. Γεωστροφικός Άνεμος

Σε συστήματα μεγάλης κλίμακας, όπως βαροκλινικά κύματα ή κυκλώνες μέσων γεωγραφικών πλατών, οι τυπικές οριζόντιες ταχύτητες είναι της τάξης των 10 ms^{-1} και η χρονική εξέλιξή τους της τάξης της μίας ημέρας, δηλαδή 10^5 s . Συνεπώς, μία τυπική τιμή επιτάχυνσης dV/dt μίας αέριας μάζας είναι περίπου 10 ms^{-1} ανά 10^3 s ή 10^4 ms^{-2} . Σε μέσα γεωγραφικά πλάτη όπου $f \sim 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ μία αέρια μάζα, που κινείται με ταχύτητα 10 ms^{-1} , δέχεται την επίδραση δύναμης Coriolis $F_C \sim 10^{-3} \text{ ms}^{-2}$ στη μονάδα μάζας. Είναι δηλαδή μία τάξη μεγέθους μεγαλύτερη από την οριζόντια επιτάχυνση της αέριας μάζας.

Στην ελεύθερη ατμόσφαιρα, πάνω από το οριακό στρώμα, όπου η δύναμη τριβής θεωρείται συνήθως αμελητέα, μπορεί να θεωρηθεί ότι ο μόνος όρος που εξισορροπεί τη δύναμη Coriolis F_C είναι η δύναμη βαροβαθμίδας α_{PGF} . Για μέσα και μεγάλα γεωγραφικά πλάτη ισχύει:

$$\mathbf{f} \mathbf{k} \times \mathbf{V} = -\nabla \Phi \quad (3.19)$$

Επειδή σε εξωτερικά γινόμενα διανυσμάτων ισχύει η ιδιότητα: $\mathbf{k} \times (\mathbf{k} \times \mathbf{V}) = -\mathbf{V}$, προκύπτει:

$$\mathbf{V} \equiv \frac{1}{f} (\mathbf{k} \times \nabla \Phi) \quad (3.20)$$

Για οποιαδήποτε οριζόντια κατανομή πίεσης σε γεωδυναμικές επιφάνειες (ή γεωδυναμικού ύψους σε ισοβαρικές επιφάνειες) ορίζεται ο γεωστροφικός άνεμος \mathbf{V}_g , για τον οποίο ισχύει η παραπάνω σχέση:

$$\mathbf{V}_g \equiv \frac{1}{f} (\mathbf{k} \times \nabla \Phi) \quad (3.21)$$

ή αναλυόμενος σε συνιστώσες:

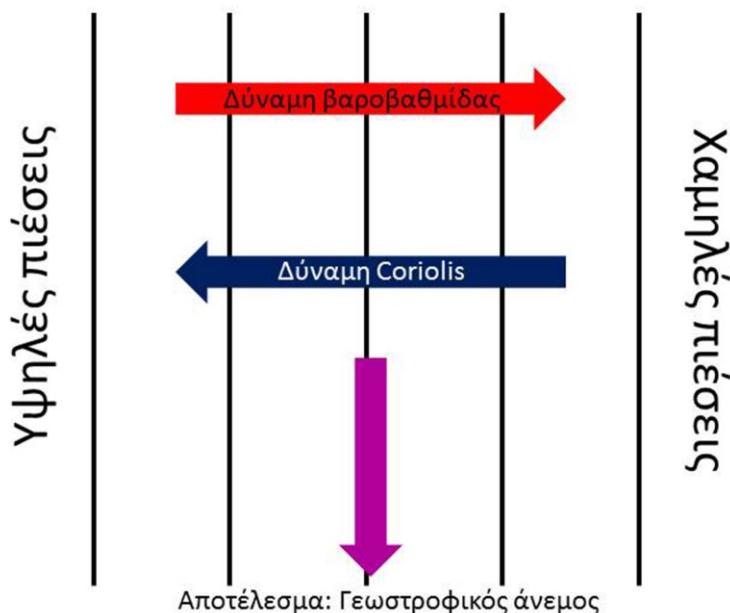
$$u_g = -\frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial y} \quad (3.22)$$

$$v_g = \frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial x} \quad (3.23)$$

Σε φυσικές συντεταγμένες λαμβάνει τη μορφή:

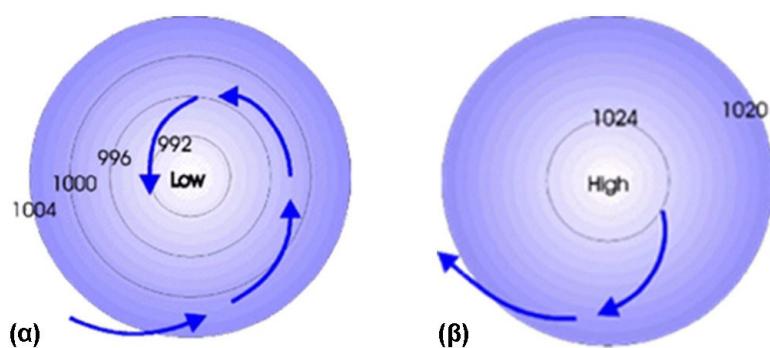
$$V_g = -\frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial n} \quad (3.24)$$

όπου V_g είναι το βαθμωτό μέγεθος του γεωστροφικού ανέμου και το n αντιστοιχεί σε διεύθυνση κάθετη στις ισοβαρείς (ή τις ισοψηφείς καμπύλες) με φορά προς τις υψηλότερες τιμές. Η ισορροπία των δυνάμεων σε οριζόντιο επίπεδο οδηγεί στη δημιουργία του γεωστροφικού ανέμου, όπως αποτυπώνεται στο [Σχήμα 3.7](#).



Σχήμα 3.7 Ισορροπία των δυνάμεων βαροβαθμίδας και Coriolis σε οριζόντιο επίπεδο και ο προκύπτων γεωστροφικός άνεμος στο Βόρειο Ημισφαίριο.

Για να υπάρξει ισορροπία μεταξύ της δύναμης βαροβαθμίδας και της δύναμης Coriolis ο γεωστροφικός άνεμος πρέπει να πνέει παράλληλα προς τις ισοβαρείς, έχοντας δεξιά του τις υψηλές πιέσεις στο Βόρειο Ημισφαίριο. Και στα δύο ημισφαίρια, η κυκλοφορία του γεωστροφικού ανέμου είναι κυκλωνική (ροή αντίστροφη από την κίνηση των δεικτών του ρολογιού) γύρω από το κέντρο χαμηλών πιέσεων και αντίστροφα στους αντικυκλώνες, αποδεικνύοντας την ύπαρξη τοπικού ελαχίστου ατμοσφαιρικής πίεσης στο κέντρο των κυκλώνων και τοπικού μεγίστου στο κέντρο των αντικυκλώνων ([Σχήμα 3.8](#)).

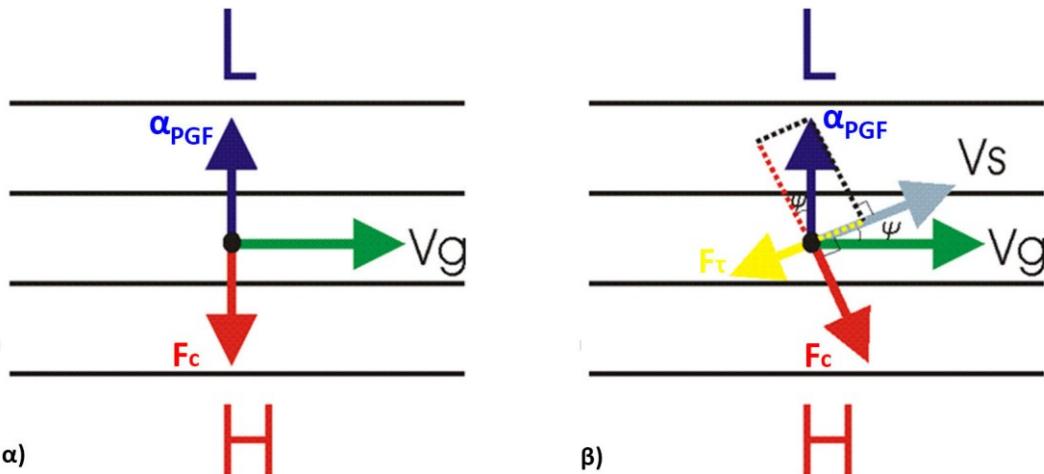


Σχήμα 3.8 Ροή των ανέμων σε συστήματα α) βαρομετρικού χαμηλού και β) βαρομετρικού υψηλού Βορείου Ημισφαιρίου.

Η πυκνότερη κατανομή ισοβαρών ή ισούψών σημαίνει ανάπτυξη ισχυρότερης δύναμης Coriolis για την εξισορόπηση της δύναμης βαροβαθμίδας και συνεπώς μεγαλύτερη ένταση της ταχύτητας του γεωστροφικού ανέμου.

3.6. Η Επίδραση της Τριβής

Η ισορροπία των τριών δυνάμεων βαροβαθμίδας, Coriolis και τριβής ώστε η ολική επιτάχυνση να είναι $dV/dt=0$ παρουσιάζεται στο [Σχήμα 3.9](#).



Σχήμα 3.9 Ισορροπία δυνάμεων βαροβαθμίδας (PGF), Coriolis και τριβής (F_v) α) για την περίπτωση του γεωστροφικού ανέμου (V_g) β) για την περίπτωση του επιφανειακού ανέμου (V_s).

Η δύναμη βαροβαθμίδας (α_{PGF}) είναι κάθετη στις ισοβαρείς, η Coriolis (F_c) έχει φορά προς τα δεξιά του διανύσματος της ταχύτητας V_g της αέριας μάζας στο Βόρειο Ημισφαίριο, ενώ η τριβή (F_t) έχει φορά αντίθετη της κίνησης. Όταν ξεκινά η κίνηση της αέριας μάζας η δύναμη τριβής είναι αντίθετη της ταχύτητας V_g . Η μείωση της ταχύτητας V_g οδηγεί σε ελάττωση της δύναμης Coriolis, η οποία δεν μπορεί να εξισορροπήσει τη δύναμη βαροβαθμίδας. Τότε ο άνεμος στρέφεται κατά γωνία ψ προς τις χαμηλότερες πιέσεις. Η γωνία ψ μεταξύ V_s και V_g καθορίζεται από τη συνθήκη ότι η συνιστώσα της α_{PGF} στο επίπεδο της κίνησης V_s πρέπει να εξισορροπείται από την τριβή. Αντίστοιχα, η F_c πρέπει να είναι αρκετά μεγάλη, ώστε να βρίσκεται σε ισορροπία με τη συνιστώσα της α_{PGF} σε επίπεδο κάθετο της διεύθυνσης της ταχύτητας του ανέμου V_s , δηλαδή:

$$fV_s = |a_{PGF}| \cos \psi \quad (3.25)$$

Επειδή $|F_c| < |a_{PGF}|$ τότε θα πρέπει ο πραγματικός άνεμος $V_s = |F_c|/\bar{f}$ να είναι μικρότερος του γεωστροφικού $V_g = |a_{PGF}|/\bar{f}$. Όσο ισχυρότερη είναι η δύναμη τριβής τόσο μεγαλύτερη γωνία ψ δημιουργεί ανάμεσα στον πραγματικό V_s και τον γεωστροφικό V_g άνεμο. Η συγκεκριμένη ροή που τέμνει τις ισοβαρείς με φορά προς τις χαμηλότερες πιέσεις καλείται απόκλιση του Ekman και εντοπίζεται πάντα στους χάρτες επιφανείας σε περιοχές με έντονο ανάγλυφο.

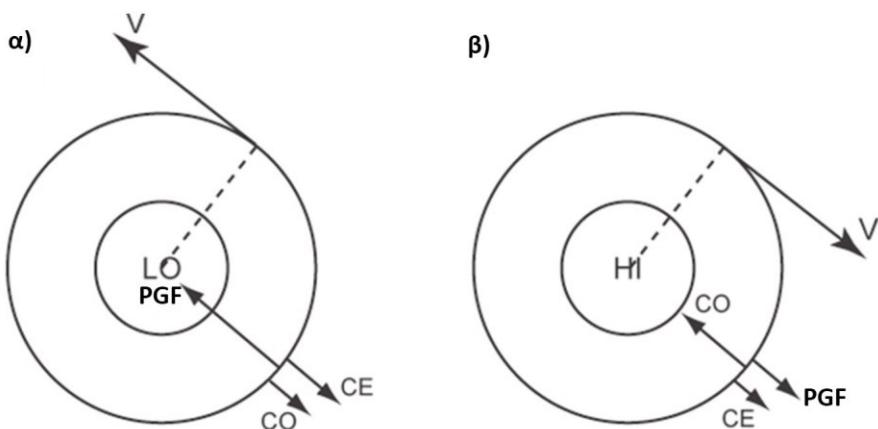
3.7. Ανεμος Βαθμίδας

Η κεντρομόλος επιτάχυνση σε περιοχές με μεγάλη καμπυλότητα των τροχιών των αερίων μαζών αποκτά σημαντικές τιμές σε σχέση με τις τιμές που έχει σε τροχιές με περιορισμένη καμπυλότητα. Σε αυτή την περίπτωση, όταν ο όρος της συνολικής επιτάχυνσης dV/dt είναι σημαντικός, τότε το μέγεθός του

προσεγγίζεται από την κεντρομόλο επιτάχυνση V^2/R_T , όπου R_T είναι η τοπική ακτίνα καμπυλότητας της τροχιάς. Συνεπώς η εξίσωση της οριζόντιας κίνησης (3.15), χωρίς την επίδραση της τριβής, απλοποιείται στην ισορροπία των δυνάμεων σε διεύθυνση κάθετη στη ροή, δηλαδή:

$$\frac{V^2}{R_T} = -fk \times V - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \quad (3.26)$$

Τα πρόσημα των όρων σε αυτή την ισορροπία των τριών δυνάμεων εξαρτώνται από την ύπαρξη κυκλωνικής ή αντικυκλωνικής καμπυλότητας της τροχιάς ([Σχήμα 3.10](#)).



Σχήμα 3.10 Ισορροπία δυνάμεων βαροβαθμίδας (PGF), Coriolis (CO) και φυγοκέντρου (CE) σε a) κυκλωνική καμπύλη τροχιά και β) αντικυκλωνική καμπύλη τροχιά για το Βόρειο Ημισφαίριο.

Στην περίπτωση κυκλωνικής τροχιάς ([Σχήμα 3.10a](#)), η φυγόκεντρος δύναμη είναι ομόρροπη με την Coriolis και συνεπώς, σε φάση ισορροπίας των τριών δυνάμεων, η ταχύτητα του ανέμου θα είναι μικρότερη σε σχέση με την ταχύτητα του γεωστροφικού ανέμου στην ισορροπία βαροβαθμίδας-Coriolis. Σε ροές έντονων σφηνών υφέσεων (troughs), όπου οι τροχιές των αερίων μαζών είναι κυκλωνικές, οι παρατηρούμενες τιμές έντασης ανέμου στο επίπεδο των αεροχειμάρων είναι δύο ή και τρεις φορές μικρότερες από την αντίστοιχη ταχύτητα του γεωστροφικού ανέμου, που θα προέκυπτε σύμφωνα με την πυκνότητα των ισοϋψών καμπυλών. Στην αντικυκλωνική κυκλοφορία ([Σχήμα 3.10b](#)) η φυγόκεντρος δύναμη είναι αντίθετη της Coriolis οδηγώντας στην ανάπτυξη υπερ-γεωστροφικής ταχύτητας ανέμου προκειμένου να επιτευχθεί η ισορροπία των δυνάμεων. Η φυγόκεντρος δύναμη δρα πάντα κάθετα στο διάνυσμα του ανέμου και επηρεάζει τη διεύθυνσή του και όχι το μέτρο του.

Ο άνεμος που προκύπτει από την ισορροπία των τριών συγκεκριμένων δυνάμεων καλείται άνεμος βαθμίδας. Η σχέση (3.26) μπορεί να γραφεί υπό μορφή δευτεροβάθμιας εξίσωσης ως προς V :

$$V^2 + fR_TV + \frac{R_T}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} = 0 \quad (3.27)$$

Η λύση της (3.27) ως προς V δίνει την ταχύτητα του άνεμου βαθμίδας:

$$V = -\frac{fR_T}{2} \pm \frac{1}{2} \sqrt{f^2 R_T^2 - 4 \frac{R_T}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}} \quad (3.28)$$

Από το [Σχήμα 3.10](#) φαίνεται πως η R_T είναι θετική στην περίπτωση κυκλωνικής τροχιάς και αρνητική στην περίπτωση αντικυκλωνικής τροχιάς. Για την περίπτωση αντικυκλωνικής τροχιάς υπάρχει πραγματική λύση όταν:

$$f^2 R_T^2 - \frac{4R_T}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \geq 0 \quad (3.29)$$

Στον [Πίνακα 3.1](#) αναλύονται οι τέσσερις φυσικές λύσεις της εξίσωσης (3.29).

Πρόσημο R_T	Πρόσημο $\partial p / \partial n$	Τετραγωνική ρίζα	Τύπος κυκλοφορίας	Περιορισμοί	Διεύθυνση δυνάμεων
-	+	+	Ανώμαλο χαμηλό	-	PGF και Coriolis την ίδια φορά
+	-	+	Κανονικό χαμηλό	-	PGF και Coriolis αντίθετες
-	-	+	Ανώμαλο υψηλό	$\left \frac{\partial p}{\partial n} \right \leq \frac{f^2 \rho}{4} R_T $	PGF και Coriolis αντίθετες
-	-	-	Κανονικό υψηλό	$\left \frac{\partial p}{\partial n} \right \leq \frac{f^2 \rho}{4} R_T $	PGF και Coriolis αντίθετες

Πίνακας 3.1 Πρόσημα και μεγέθη των όρων της εξίσωσης του ανέμου βαθμίδας που έχουν φυσική λύση στο Βόρειο Ημισφαίριο.

Τα ανώμαλα υψηλά και χαμηλά, αν και έχουν φυσική υπόσταση, δεν εντοπίζονται στην ατμόσφαιρα. Στα ανώμαλα υψηλά παρατηρείται το παράδοξο η ταχύτητα του ανέμου να αυξάνει καθώς η δύναμη βαροβαθμίδας μειώνεται.

3.8. Θερμικός Άνεμος

Όπως ο γεωστροφικός άνεμος αποτελεί έκφραση του $\nabla p=0$ ή του $\nabla \Phi=0$, η κατακόρυφη κατατομή του αποτελεί έκφραση του ∇T . Εφαρμόζοντας την εξίσωση (3.21) για δύο διαφορετικές ισοβαρικές επιφάνειες και στη συνέχεια αφαιρώντας, προκύπτει η σχέση της κατακόρυφης κατατομής του ανέμου ενός ατμοσφαιρικού στρώματος:

$$(V_g)_2 - (V_g)_1 = \frac{1}{f} k \times \nabla(\Phi_2 - \Phi_1) \quad (3.30)$$

Σε μορφή διαφορών γεωδυναμικού ύψους:

$$(V_g)_2 - (V_g)_1 = \frac{g_0}{f} k \times \nabla(Z_2 - Z_1) \quad (3.31)$$

ή σε μορφή συνιστωσών,

$$(u_g)_2 - (u_g)_1 = -\frac{g_0}{f} \frac{\partial(Z_2 - Z_1)}{\partial y} \quad (3.32)$$

$$(v_g)_2 - (v_g)_1 = -\frac{g_0}{f} \frac{\partial(Z_2 - Z_1)}{\partial x} \quad (3.33)$$

Η συγκεκριμένη σχέση αποτελεί την εξίσωση του θερμικού ανέμου, κατά την οποία η μέση κατακόρυφη κατατομή του γεωστροφικού ανέμου (V_{g2} - V_{g1}) μεταξύ δύο ισοβαρικών επιφανειών εξαρτάται από την οριζόντια βαθμίδα του πάχους του στρώματος (Z_2 - Z_1). Συνεπώς στο Βόρειο Ημισφαίριο ο θερμικός άνεμος πνέει παράλληλα στις ισοπαχείς καμπύλες, έχοντας τα μεγάλα πάχη στρώματος δεξιά. Από την υψομετρική εξίσωση (2.25) ο θερμικός άνεμος μπορεί να εκφραστεί ως η γραμμική σχέση μεταξύ της κατακόρυφης κατατομής του γεωστροφικού ανέμου και της οριζόντιας βαθμίδας της θερμοκρασίας:

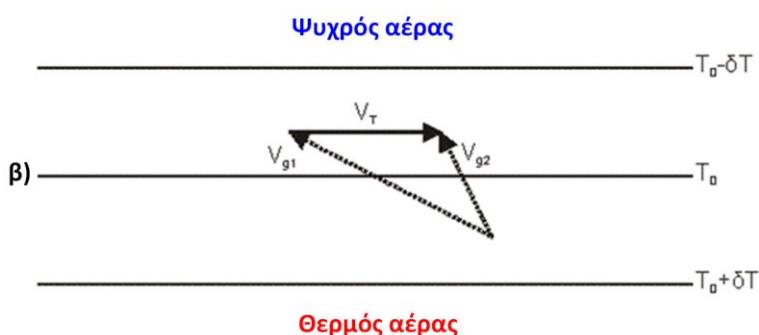
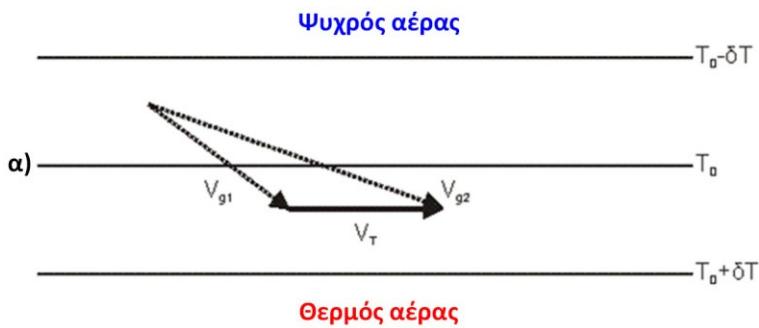
$$V_T = (V_g)_2 - (V_g)_1 = \left(\frac{R}{f} \ln \frac{p_1}{p_2} \right) k \times \nabla(\bar{T}) \quad (3.34)$$

όπου \bar{T} η μέση θερμοκρασία του ατμοσφαιρικού στρώματος. Σε μορφή συνιστωσών,

$$u_T = (u_g)_2 - (u_g)_1 = -\frac{R}{f} \left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial y} \right) \ln \left(\frac{p_1}{p_2} \right) \quad (3.35)$$

$$v_T = (v_g)_2 - (v_g)_1 = -\frac{R}{f} \left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial x} \right) \ln \left(\frac{p_1}{p_2} \right) \quad (3.36)$$

Ο θερμικός άνεμος έχει σημαντικό ρόλο στην εκτίμηση της οριζόντιας μεταφοράς θερμοκρασίας. Με βάση τη σχέση (3.36) και σε αναλογία με τον γεωστροφικό άνεμο, ο θερμικός άνεμος πνέει παράλληλα στις ισόθερμες (καμπύλες σταθερής θερμοκρασίας και συνεπώς σταθερού πάχους στρώματος) με τον θερμότερο αέρα να εντοπίζεται δεξιά της κίνησης στο Βόρειο Ημισφαίριο. Οπότε, η στροφή του γεωστροφικού ανέμου καθ' ύψος αντίθετα με τη φορά κίνησης των δεικτών του ρολογιού σημαίνει ψυχρή μεταφορά αερίων μαζών (Σχήμα 3.11α) και σύμφωνα με τη φορά κίνησης των δεικτών του ρολογιού θερμή μεταφορά (Σχήμα 3.11β).



Σχήμα 3.11 Στροφή των γεωστροφικού ανέμου καθ'ύψος και μεταφορά θερμοκρασίας. α) Στροφή αντίθετα της κίνησης των δεικτών του ρολογιού (ψυχρή μεταφορά), β) στροφή κατά τη φορά κίνησης των δεικτών του ρολογιού (θερμή μεταφορά).

Είναι, συνεπώς, εφικτό να υπολογιστεί η οριζόντια μεταφορά θερμοκρασίας σε μία συγκεκριμένη περιοχή αποκλειστικά από τα δεδομένα της κατακόρυφης κατατομής του ανέμου προερχόμενα από μία ραδιοβόλιση. Επίσης, ο γεωστροφικός άνεμος σε κάθε ατμοσφαιρικό στρώμα μπορεί να υπολογιστεί από τη μέση θερμοκρασία του στρώματος. Εάν δηλαδή είναι γνωστή η ένταση του γεωστροφικού ανέμου στα 850 mb και η μέση οριζόντια βαθμίδα θερμοκρασίας στο στρώμα 850-500 mb είναι επίσης γνωστή, τότε από τη σχέση (3.34) μπορεί να εκτιμηθεί η ταχύτητα του γεωστροφικού ανέμου στα 500 mb.

3.9. Εξίσωση της Συνέχειας

Η μαθηματική έκφραση για τη διατήρηση της μάζας στα ρευστά αποτελεί την εξίσωση της συνέχειας. Χρησιμοποιώντας την Eulerian θεώρηση, υποθέτουμε στοιχειώδη σταθερό αέριο όγκο με διαστάσεις δχ, δγ και δζ σε ορθοκανονικό σύστημα συντεταγμένων (Σχήμα 3.12). Στην περίπτωση αυτή, ο ρυθμός με τον οποίο η μάζα εισέρχεται από τις πλευρές του όγκου θα πρέπει να ισούται με τον ρυθμό μεταβολής της μάζας που εσωκλείεται στον αέριο όγκο. Ειδικότερα, ο ρυθμός με τον οποίο εισέρχεται η μάζα από την αριστερή πλευρά ανά μονάδα επιφάνειας δίνεται από την έκφραση:

$$\left[\rho u - \frac{\partial}{\partial x} (\rho u) \frac{\delta x}{2} \right] \quad (3.37)$$

Ομοίως, ο ρυθμός με τον οποίο εξέρχεται η μάζα από τη δεξιά πλευρά ανά μονάδα επιφάνειας δίνεται από την έκφραση:

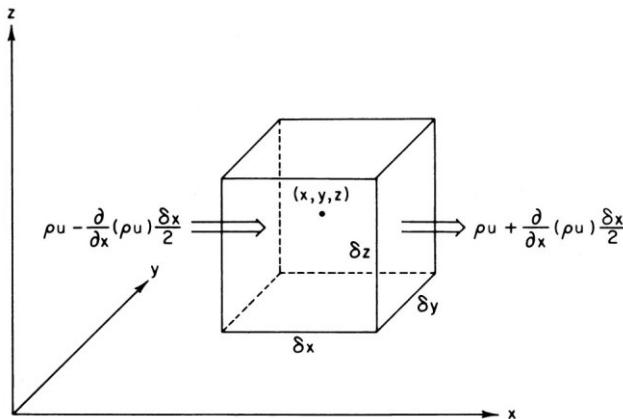
$$\left[\rho u + \frac{\partial}{\partial x}(\rho u) \frac{\delta x}{2} \right] \quad (3.38)$$

Επειδή η κάθετη στη ροή επιφάνεια είναι δχδγ, η καθαρή ροή ως προς τη x συνιστώσα της ταχύτητας μέσα στον στοιχειώδη όγκο δίνεται από τη σχέση:

$$\left[\rho u - \frac{\partial}{\partial x}(\rho u) \frac{\delta x}{2} \right] \delta y \delta z - \left[\rho u + \frac{\partial}{\partial x}(\rho u) \frac{\delta x}{2} \right] \delta y \delta z = - \frac{\partial}{\partial x}(\rho u) \delta x \delta y \delta z \quad (3.39)$$

Ομοίως προκύπτει η καθαρή ροή ως προς τις συνιστώσες y και z της ταχύτητας. Συνεπώς η συνολική καθαρή ροή μέσα στον στοιχειώδη όγκο δίνεται από την έκφραση:

$$-\left[\frac{\partial}{\partial x}(\rho u) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho v) + \frac{\partial}{\partial z}(\rho w) \right] \delta x \delta y \delta z \quad (3.40)$$



Σχήμα 3.12 Εισροή μάζας σε στοιχειώδη αέριο όγκο εξαιτίας eulerian κίνησης παράλληλα στον άξονα x.

Η εισερχόμενη ροή μάζας ανά μονάδα όγκου είναι $-\nabla(\rho V)$ και ισούται με τον ρυθμό αύξησης της μάζας ανά μονάδα όγκου, δηλαδή με τον τοπικό ρυθμό μεταβολής της πυκνότητας $\partial \rho / \partial t$. Συνεπώς προκύπτει η εξίσωση:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla(\rho V) = 0 \quad (3.41)$$

Η εξίσωση (3.41) αποτελεί την εξίσωση της συνέχειας για αποκλίνουσα μάζα. Μια εναλλακτική μορφή της εξίσωσης της συνέχειας προκύπτει χρησιμοποιώντας δύο ταυτότητες, που δίνονται από τις σχέσεις (3.42) και (3.43):

$$\nabla(\rho V) \equiv \rho \cdot \nabla V + V \cdot \nabla \rho \quad (3.42)$$

$$\frac{D}{Dt} \equiv \frac{\partial \rho}{\partial t} + V \cdot \nabla \quad (3.43)$$

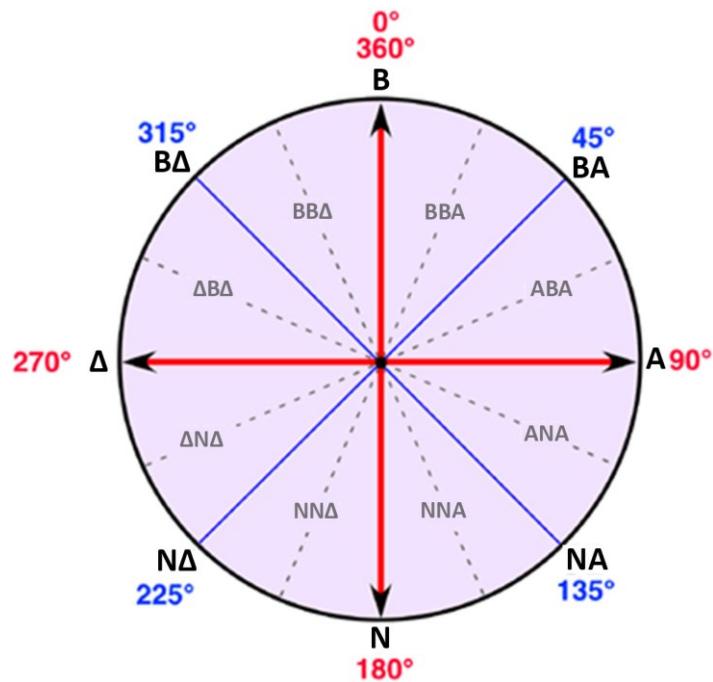
Έτσι, προκύπτει η εξίσωση της συνέχειας για αποκλίνουσα ταχύτητα:

$$\frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} + \nabla V = 0 \quad (3.44)$$

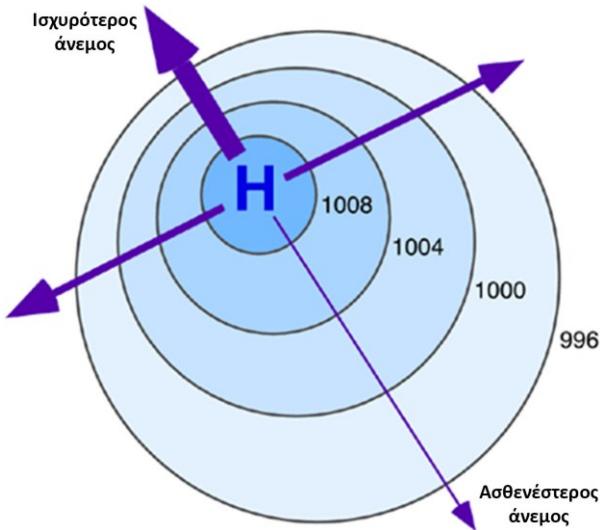
Η εξίσωση της συνέχειας από τη σχέση (3.44) εκφράζει ότι ο ρυθμός μεταβολής της πυκνότητας, ακολουθώντας την κίνηση μίας αέριας μάζας, ισούται με το αντίθετο της απόκλισης της ταχύτητας. Ανάλογα, η εξίσωση (3.41) δηλώνει πως η τοπική μεταβολή της πυκνότητας ισούται με το αντίθετο της απόκλισης της μάζας.

3.10. Εργαστηριακή Εφαρμογή (Γεωστροφικός και Επιφανειακός άνεμος)

Γενικά η διεύθυνση του ανέμου χαρακτηρίζεται από την κατεύθυνση από την οποία πνέει ([Σχήμα 3.13](#)). Ο άνεμος πνέει από περιοχές με υψηλές πιέσεις προς περιοχές με χαμηλότερες πιέσεις, με τις μεγαλύτερες εντάσεις να εντοπίζονται σε περιοχές με μεγάλη πυκνότητα των ισοβαρών καμπύλων ([Σχήμα 3.14](#)).



Σχήμα 3.13 Οι 8 βασικές διευθύνσεις του ανέμου ανά 45°. Με γκρι αποτυπώνονται οι υποδιαιρέσεις τους ανά 22,5°.



Σχήμα 3.14 Δημιουργία ανέμου από περιοχή με υψηλές πιέσεις προς περιοχή με χαμηλές πιέσεις. Η έντασή του είναι ισχυρότερη εκεί όπου υπάρχει μεγαλύτερη πυκνότητα ισοβαρών καμπύλων.

Η επίσημη μονάδα μέτρησης της έντασης του ανέμου είναι ms^{-1} . Ωστόσο σε διάφορες περιοχές έχουν επικρατήσει και άλλες μονάδες, όπως οι κόμβοι, m h^{-1} , km h^{-1} . Στην Ελλάδα η ένταση του ανέμου δίνεται σε μποφόρ (Beaufort), η οποία αποτελεί εμπειρική κλίμακα της κατάστασης του περιβάλλοντος ως αποτέλεσμα της έντασης του ανέμου. Στον [Πίνακα 3.2](#) δίνεται η αντιστοίχιση της κλίμακας μποφόρ σε ms^{-1} και km h^{-1} .

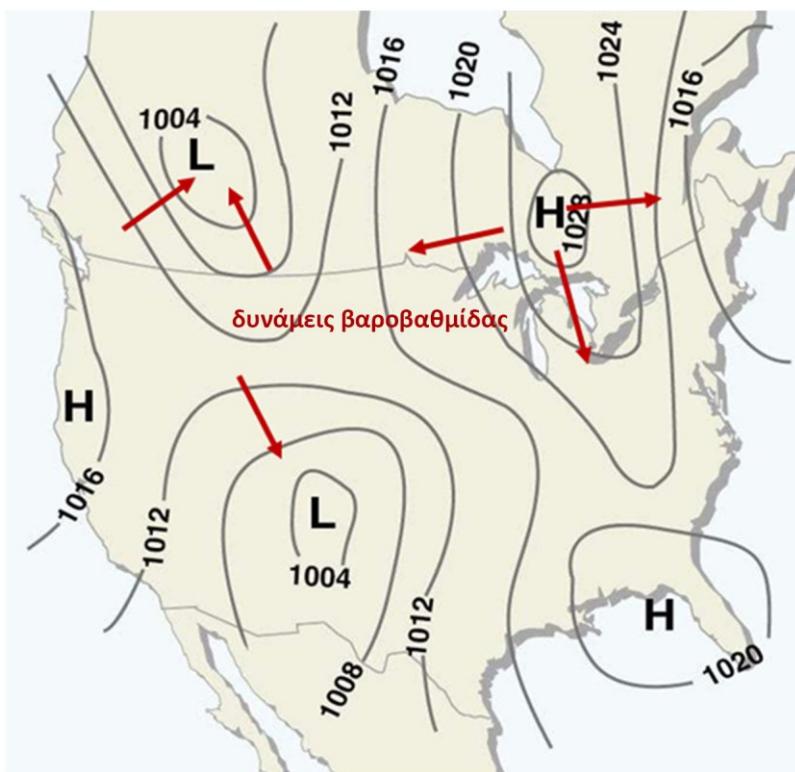
Μποφόρ	Ένταση (ms^{-1})	Ένταση (km hr^{-1})	Περιγραφή	Επιδράσεις στο περιβάλλον
0	0-0,2	< 1	Άπνοια	Ο καπνός υψώνεται κατακόρυφα
1	0,3-1,5	1 - 5	Σχεδόν άπνοια	Ο ανέμος μετακινεί τον καπνό
2	1,6-3,3	6 - 11	Πολύ ασθενής	Τα φύλλα των δέντρων κινούνται
3	3,4-5,4	12 - 19	Ασθενής	Φύλλα και μικρά κλαριά κινούνται διαρκώς
4	5,5-7,9	20 - 29	Σχεδόν μέτριος	Ο ανέμος σηκώνει σκόνη και τα κλαδιά αρχίζουν να κινούνται
5	8,0-10,7	30 - 38	Μέτριος	Μικρά δέντρα αρχίζουν να κινούνται
6	10,8-13,8	39 - 51	Ισχυρός	Μεγάλα κλαδιά κινούνται
7	13,9-17,1	51 - 61	Σχεδόν θυελλώδης	Τα δέντρα κινούνται ολόκληρα
8	17,2-20,7	62 - 74	Θυελλώδης	Μεγάλα δέντρα κινούνται ολόκληρα και μικρά κλαδιά σπάνε.
9	20,8-24,4	75 - 86	Πολύ θυελλώδης	Μεγάλα κλαδιά σπάνε, μικρές ζημιές σε καμινάδες και σκεπές
10	24,5-28,4	87 - 101	Θύελλα	Δέντρα σπάζουν ή ξεριζώνονται. Πολλά κεραμίδια αποσπώνται από τις σκεπές, αρκετές ζημιές στο εξωτερικό των κτιρίων
11	28,5-32,6	102 - 120	Ισχυρή θύελλα	Πολλές στέγες υφίστανται μεγάλη ζημιά. Εκτεταμένες ζημιές στη βλάστηση
12	> 32,7	> 120	Τυφώνας	Σοβαρές καταστροφές σε μεγάλη έκταση. Συντρίμμια εκσφενδονίζονται και παρασύρονται. Πολύ εκτεταμένες ζημιές στη βλάστηση

Πίνακας 3.2 Κατηγορίες έντασης και αντιστοιχίσεις μονάδων επιφανειακού ανέμου.

Δυνάμεις δημιουργίας του ανέμου και βασικά χαρακτηριστικά τους.

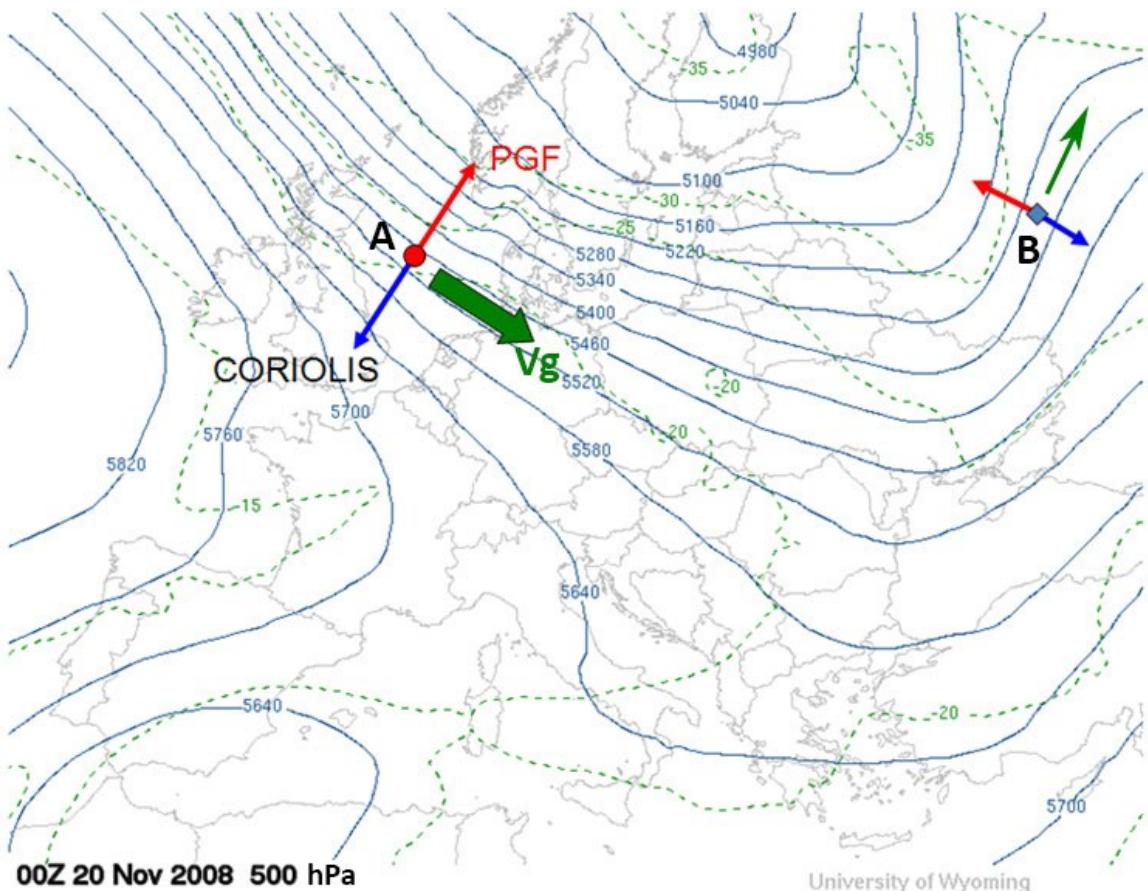
- Δύναμη Coriolis. Φαινόμενη δύναμη που οφείλεται στην περιστροφή της Γης και επιδρά μόνο στη διεύθυνση του ανέμου.
- Δύναμη βαρύτητας.
- Δύναμη βαροβαθμίδας. Δημιουργείται από τη διαφορά ατμοσφαιρικής πίεσης ανάμεσα σε δύο περιοχές. Ο άνεμος βαροβαθμίδας είναι ανάλογος της μεταβολής της πίεσης.
- Δύναμη Τριβής. Επιδρά στα κατώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα που έρχονται σε επαφή με το γήινο ανάγλυφο.
- Φυγόκεντρος δύναμη.

Στο [Σχήμα 3.15](#) απεικονίζεται χάρτης κατανομής ισοβαρικών επιφανειών στη Βόρεια Αμερική. Αρχικά, χαράσσονται τα ανύσματα της δύναμης βαροβαθμίδας από τις περιοχές υψηλών πιέσεων προς τις χαμηλές πιέσεις. Σε φάση ισορροπίας η δύναμη Coriolis είναι αντίθετη της δύναμης βαροβαθμίδας.



Σχήμα 3.15 Χάρτης ισοβαρών καμπυλών. Με κόκκινα βέλη συμβολίζεται η δύναμη βαροβαθμίδας, που έχει διεύθυνση κάθετη στις ισοβαρείς και φορά προς τις χαμηλότερες πιέσεις.

Στους χάρτες ανώτερης ατμόσφαιρας, όπου αποτυπώνεται η κατανομή γεωδυναμικών υψών σε προκαθορισμένες ισοβαρικές επιφάνειες, η δύναμη βαροβαθμίδας έχει φορά προς τα χαμηλότερα ύψη, ενώ η δύναμη Coriolis είναι αντίθετη της δύναμης βαροβαθμίδας. Ο άνεμος που προκύπτει (γεωστροφικός) έχει διεύθυνση παράλληλη προς τις ισούψεις, έχοντας δεξιά του τα μεγάλα ύψη στο Βόρειο Ημισφαίριο. Στο [Σχήμα 3.16](#) ο γεωστροφικός άνεμος στο σημείο Α πνέει από ΒΔ διευθύνσεις, ενώ στο σημείο Β από ΝΔ διευθύνσεις.

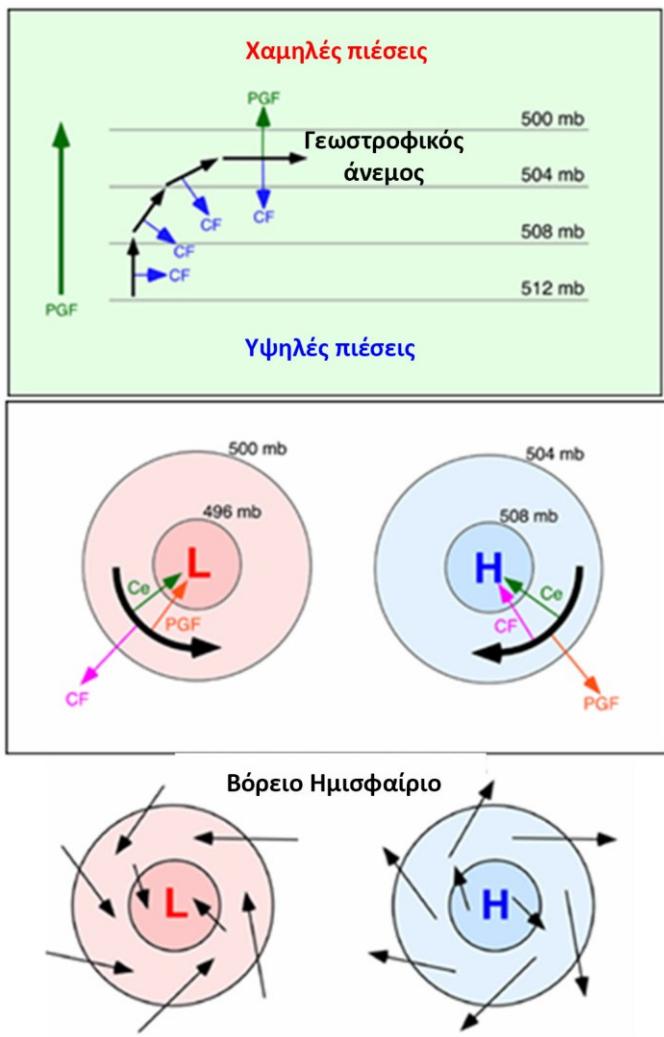


Σχήμα 3.16 Χάρτης γεωδυναμικού ύψους και θερμοκρασίας στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa για την Ευρώπη. Με πράσινο βέλος συμβολίζεται ο γεωστροφικός άνεμος, παράλληλος στις ισούψεις καμπύλες στα σημεία A και B. Με κόκκινο βέλος συμβολίζεται η δύναμη βαροβαθμίδας και έχει κατεύθυνση προς τα μικρότερα γεωδυναμικά ύψη. Με μπλε βέλος συμβολίζεται η δύναμη Coriolis και έχει διεύθυνση κάθετη σε αυτή της κίνησης και φορά προς τα δεξιά στο Βόρειο Ημισφαίριο (Πηγή χάρτη University of Wyoming).

Βασικά χαρακτηριστικά της ισορροπίας δυνάμεων σε κυκλωνικά και αντικυκλωνικά συστήματα της επιφάνειας.

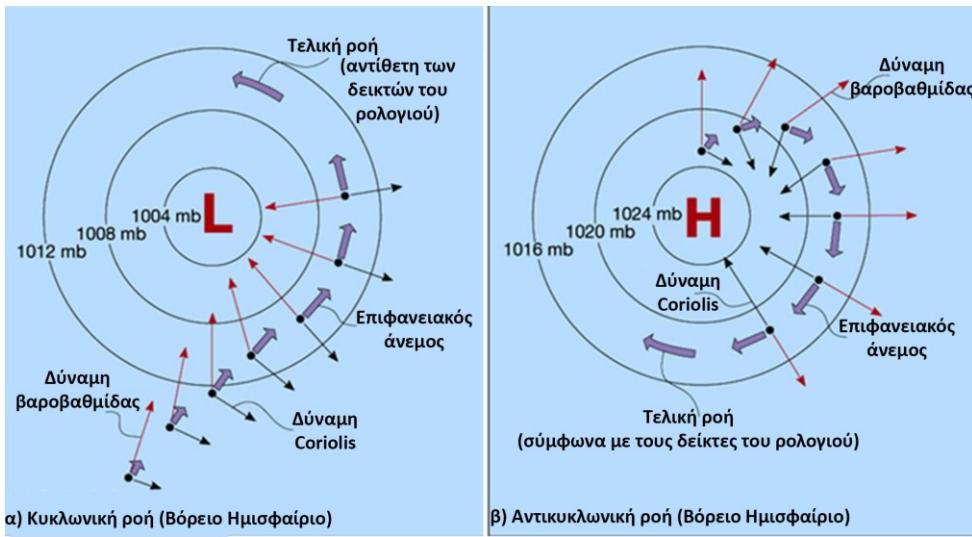
- η δύναμη βαροβαθμίδας έχει διεύθυνση προς τις χαμηλότερες πιέσεις
- η δύναμη Coriolis είναι πάντα κάθετη στη διεύθυνση της ταχύτητας και αντίθετη από τη δύναμη βαροβαθμίδας
- η κεντρομόλος έχει διεύθυνση προς το κέντρο της κίνησης
- η τριβή στην επιφάνεια έχει ως αποτέλεσμα τη σύγκλιση ή απόκλιση του ανεμολογικού πεδίου

Γενικά οι αέριες μάζες κινούνται από τις υψηλές προς τις χαμηλές πιέσεις υπό την επίδραση της δύναμης βαροβαθμίδας ([Σχήμα 3.17](#)). Επειδή διατρέχουν αποστάσεις της τάξης των 1000 Km και άνω η δύναμη Coriolis αρχίζει και επιδρά στην κίνηση, εκτρέποντας προς τα δεξιά τις αέριες μάζες (μωβ βέλος). Το αποτέλεσμα αυτής της σύνθεσης δυνάμεων είναι μία περιστροφική κίνηση, αντίθετη της κίνησης των δεικτών του ρολογιού στα βαρομετρικά χαμηλά του Βορείου Ημισφαίριου και εκείνης των δεικτών του ρολογιού στα βαρομετρικά υψηλά (μαύρη τροχιά). Η δύναμη της τριβής μαζί με τη δύναμη Coriolis και τη δύναμη βαροβαθμίδας συνθέτουν την κεντρομόλο δύναμη. Η δύναμη της τριβής είναι εκείνη που εκτρέπει τον επιφανειακό άνεμο προς τις χαμηλές πιέσεις.



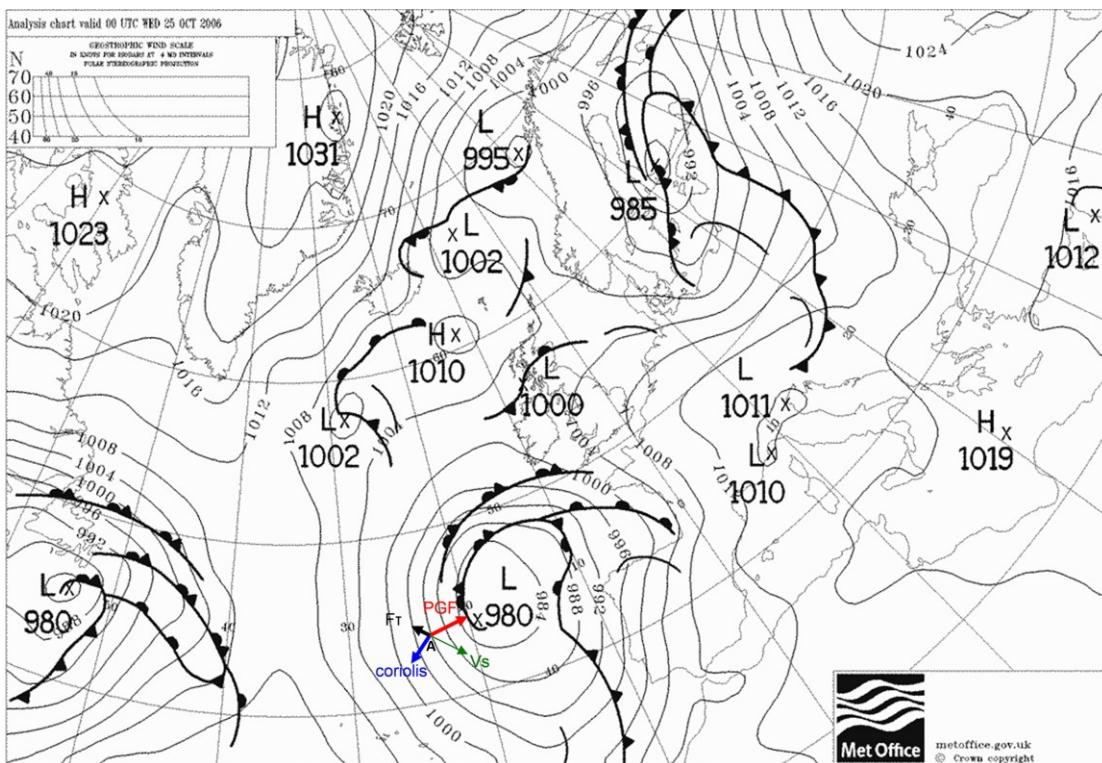
Σχήμα 3.17 Αποτύπωση του ανέμου υπό την επίδραση βασικών δυνάμεων. Δύναμη βαροβαθμίδας (PGF), δύναμη Coriolis (CF) και κεντρομόλος δύναμη (Ce) σε βαρομετρικό χαμηλό και βαρομετρικό υψηλό, όπου οι ισοβαρείς είναι κλειστές καμπύλες. Η επίδραση της τριβής καθορίζει τελικά τη σύγκλιση ή απόκλιση του επιφανειακού ανέμου στα βαρομετρικά χαμηλά ή υψηλά αντίστοιχα.

Αρχικά η δύναμη βαροβαθμίδας καθορίζει την κίνηση της αέριας μάζας καθώς εισέρχεται σε ένα βαρομετρικό χαμηλό ([Σχήμα 3.18α](#)). Καθώς διανύει αποστάσεις μεγαλύτερες από 1000 Km αρχίζει η δύναμη Coriolis και εκτρέπει σταδιακά τη μάζα δεξιά της κίνησής της στο Βόρειο Ημισφαίριο. Σε αυτή τη φάση η δύναμη Coriolis είναι περίπου κάθετη στη διεύθυνση της δύναμης βαροβαθμίδας. Για να ακολουθήσει η αέρια μάζα κυκλική τροχιά θα πρέπει παροδικά η δύναμη βαροβαθμίδας να γίνεται ισχυρότερη από την Coriolis επιταχύνοντας την αέρια μάζα. Επειδή η δύναμη Coriolis εξαρτάται από την ταχύτητα της μάζας ενισχύεται και φτάνει σε προσωρινή ισορροπία με τη δύναμη βαροβαθμίδας. Η συνισταμένη κίνηση συνθέτει την τελική κυκλική τροχιά της αέριας μάζας γύρω από το χαμηλό. Αντίστοιχα δημιουργείται η περιστροφή γύρω από αντικυκλωνικό σύστημα του Βορείου Ημισφαίριου ([Σχήμα 3.18β](#)).



Σχήμα 3.18 Παράδειγμα επιφανειακού ανέμου σε κυκλωνική ροή (αριστερά) και σε αντικυκλωνική ροή (δεξιά).

Το **Σχήμα 3.19** αποτελεί έναν συνοπτικό χάρτη επιφανείας, που παράγει στις 4 συνοπτικές ώρες (00, 06, 12 και 18 UTC) καθημερινώς η Μετεωρολογική Υπηρεσία του Ηνωμένου Βασιλείου (UK Met Office). Στο σημείο A του χάρτη απεικονίζονται τα διανύσματα των δυνάμεων (βαροβαθμίδας-κόκκινο χρώμα, Coriolis-μπλε χρώμα και τριβής-μαύρο χρώμα) σε φάση ισορροπίας. Ο συνιστάμενος επιφανειακός άνεμος (Vs) έχει διεύθυνση από ΒΔ και σύγκλιση προς το κέντρο του χαμηλού.



Σχήμα 3.19 Παράδειγμα ισορροπίας δυνάμεων (βαροβαθμίδας-PGF, Coriolis και τριβής-F) σε συνοπτικό χάρτη επιφανείας που απεικονίζει την κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης ανηγμένης στη μέση στάθμη θάλασσας, τα βαρομετρικά συστήματα και τις μετωπικές επιφάνειες (Πηγή χάρτη UK Met Office).

Βιβλιογραφία/Αναφορές

Ahrens C. D., 2006: *Meteorology Today*, Brooks Cole; 8th edition (February 17, 2006), ISBN-13: 978-0-8400-5308-4.

Holton J. R., 2004: *An Introduction to Dynamic Meteorology*, Academic Press; 4th edition, ISBN-13: 978-0123540157.

Katsafados, P. (2003). *Factors and parameterizations contributing the medium range forecast skill of limited area models*. PhD Dissertation, Department of Physics, University of Athens, Greece.

Wallace J.M., and P.V. Hobbs (2006) *Atmospheric Science. An Introductory Survey*, Academic Press, Elsevier, ISBN 13: 978-0-12-732951-2.

Κριτήρια αξιολόγησης

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Τι ονομάζεται ενεργή βαρύτητα;

Απάντηση/Λύση

Η δύναμη ανά μονάδα μάζας που αναφέρεται ως βαρύτητα ή ενεργή βαρύτητα αντιπροσωπεύει το διανυσματικό άθροισμα της πραγματικής βαρυτικής έλξης g^* , που έλκει όλα τα σώματα συγκεκριμένης μάζας προς το κέντρο της μάζας της Γης, και μίας φαινόμενης δύναμης πολύ μικρότερου μεγέθους, που καλείται φυγόκεντρος δύναμη $\Omega^2 R_A$, όπου Ω είναι ο ρυθμός περιστροφής του συστήματος συντεταγμένων σε ακτίνια ανά δευτερόλεπτο (s^{-1}) και R_A είναι η απόσταση από τον άξονα περιστροφής. Η φυγόκεντρος δύναμη τείνει να εκτρέψει όλα τα σώματα προς τα έξω από τον άξονα περιστροφής. Η μαθηματική έκφραση είναι:

$$g = g^* + \Omega^2 R_A \quad (3.2)$$

Κριτήριο αξιολόγησης 2

Να περιγραφεί η δύναμη Coriolis. Τι είναι η παράμετρος Coriolis;

Απάντηση/Λύση

Ένα σώμα το οποίο κινείται με ταχύτητα V σε επίπεδο κάθετο στον άξονα περιστροφής της Γης δέχεται μία επιπλέον φαινόμενη δύναμη, που καλείται δύναμη Coriolis:

$$-2\Omega \times V \quad (3.3)$$

Η συγκεκριμένη δύναμη έχει διεύθυνση κάθετη της κίνησης και φορά ανάλογα με τη φορά περιστροφής του συστήματος. Δηλαδή, εάν το σύστημα περιστρέφεται αντίθετα με τους δείκτες του ρολογιού (αριστερόστροφα), όπως η Γη, η δύναμη θα έχει φορά προς τα δεξιά της κίνησης του σώματος με ταχύτητα V και αντίστροφα. Η δύναμη Coriolis επιδρά μόνο στη διεύθυνση της κίνησης και οφείλεται στην περιστροφή της Γης. Ονομάστηκε προς τιμήν του Gustav-Gaspard Coriolis, ενός Γάλλου επιστήμονα, που το 1835 την περιέγραψε μαθηματικά.

Όταν οι δυνάμεις και οι κινήσεις αναπαρίστανται σε σφαιρικό σύστημα συντεταγμένων, η οριζόντια συνιστώσα της δύναμης Coriolis προερχόμενη από οριζόντια κίνηση V δίνεται σε διανυσματική μορφή:

$$F_C = -f k \times V \quad (3.4)$$

όπου

$$f = 2\Omega\eta\mu(\phi) \quad (3.5)$$

και αποτελεί την παράμετρο Coriolis, ενώ k είναι το μοναδιαίο διάνυσμα κάθετο στην οριζόντια επιφάνεια της κίνησης με θετικό πρόσημο προς τα πάνω. Το ϕ αντιστοιχεί στο γεωγραφικό πλάτος, ενώ το μοναδιαίο διάνυσμα k είναι παράλληλο στον άξονα περιστροφής μόνο κοντά στους πόλους. Η δύναμη Coriolis αυξάνει από τον Ισημερινό, όπου έχει τιμή μηδέν, προς τους πόλους, όπου και λαμβάνει τη μέγιστη τιμή $2\Omega V$.

Κριτήριο αξιολόγησης 3

Να δοθεί ο ορισμός της δύναμης βαροβαθμίδας στις 3 διαστάσεις.

Απάντηση/Λύση

Για τις τρεις διαστάσεις προκύπτει η γενική μορφή της δύναμης βαροβαθμίδας:

$$\vec{a}_{PGF} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \hat{i} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \hat{j} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \hat{k} \Rightarrow \vec{a}_{PGF} = -\frac{1}{\rho} \nabla p \quad (3.9)$$

Η δύναμη βαροβαθμίδας έχει φορά αντίθετη από το άνυσμα της βαθμίδας πίεσης (ανάδελτα), δηλαδή κατευθύνεται από τις υψηλότερες προς χαμηλότερες πιέσεις. Επίσης η ισχυρότερη βαθμίδα πίεσης δίνει και ισχυρότερη δύναμη βαροβαθμίδας.

Κριτήριο αξιολόγησης 4

Πώς μπορεί να εκτιμηθεί η δύναμη βαροβαθμίδας από τους χάρτες ισοβαρών καμπυλών;

Απάντηση/Λύση

Η δύναμη βαροβαθμίδας μπορεί να εκτιμηθεί από τους χάρτες ισοβαρών καμπυλών όταν είναι γνωστές οι αποστάσεις μεταξύ των ισοβαρών με βάση την παρακάτω προσεγγιστική σχέση:

$$|\nabla p| \cong \frac{\Delta p}{\Delta n} \quad (3.11)$$

όπου Δp είναι η διαφορά μεταξύ δύο διαδοχικών ισοβαρών και Δn είναι η οριζόντια απόστασή τους.

Κριτήριο αξιολόγησης 5

Τι είναι η δύναμη τριβής; Μέχρι ποιο ύψος η δύναμη τριβής θεωρείται αναλόγου μεγέθους με τις άλλες δυνάμεις;

Απάντηση/Λύση

Ανάλογα με τη δύναμη βαροβαθμίδας αποδεικνύεται πως η δύναμη τριβής που ασκείται στη μονάδα μάζας έχει τη μορφή:

$$F_\tau = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau}{\partial z} \quad (3.12)$$

όπου την κατακόρυφη συνιστώσα της διατμητικής τάσης, δηλαδή της βαθμίδας της κατακόρυφης μεταφοράς ορμής σε μονάδες $N \cdot m^{-2}$. Οι κατακόρυφες εναλλαγές ορμής δρουν για την εξομάλυνση της κατακόρυφης κατατομής της ταχύτητας V του ανέμου. Η βαθμίδα της κατακόρυφης ανάμιξης σε συγκεκριμένο ύψος και χρόνο εξαρτάται από την ένταση της κατακόρυφης διάτμησης του ανέμου και από την ένταση της τυρβώδους ροής (κάτω δεξιά φάσμα κινήσεων του [Σχήματος 3.1](#)). Πάνω από το οριακό στρώμα της ατμόσφαιρας η δύναμη τριβής είναι πολύ μικρότερη από τις δυνάμεις βαροβαθμίδας και Coriolis, ενώ μέσα στο οριακό στρώμα (περίπου στα πρώτα 1500 μέτρα από την επιφάνεια) η δύναμη τριβής είναι ανάλογου μεγέθους με τις άλλες δύο δυνάμεις.

Κριτήριο αξιολόγησης 6

Πώς ορίζεται η διατμητική τάση κοντά στην επιφάνεια της Γης;

Απάντηση/Λύση

Η διατμητική τάση τ_s κοντά στην επιφάνεια της Γης έχει φορά αντίθετη με τη φορά του διανύσματος της ταχύτητας του ανέμου V_s και δρα αντισταθμιστικά στον επιφανειακό άνεμο. Προσεγγιστικά δίνεται από την εμπειρική σχέση:

$$\tau_s = -\rho C_D \vec{V}_s V_s \quad (3.13)$$

όπου ρ η πυκνότητα του αέρα, C_D ο αδιάστατος συντελεστής αντίστασης, ο οποίος εξαρτάται από την τραχύτητα του εδάφους και τη στατική ευστάθεια της ατμόσφαιρας, \vec{V}_s το διάνυσμα του επιφανειακού ανέμου και V_s η ταχύτητα του επιφανειακού ανέμου.

Κριτήριο αξιολόγησης 7

Να δοθεί η γενική μορφή της εξίσωσης της οριζόντιας κίνησης.

Απάντηση/Λύση

Η οριζόντια συνιστώσα της σχέσης (3.1) σε διανυσματική μορφή και για τη μονάδα μάζας είναι:

$$\frac{dV}{dt} = a_{PGF} + F_C + F_\tau \quad (3.14)$$

Όπου dV/dt είναι η ολική παράγωγος ως προς το χρόνο της οριζόντιας συνιστώσας της ταχύτητας μίας μοναδιαίας αέριας μάζας καθώς κινείται μέσα στην ατμόσφαιρα. Αντικαθιστώντας την a_{PGF} από την (3.9) και την F_C από την (3.4) προκύπτει η γενική μορφή της εξίσωσης της οριζόντιας κίνησης:

$$\frac{dV}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - f k \times V + F_\tau \quad (3.15)$$

Κριτήριο αξιολόγησης 8

Να δοθούν οι δύο οριζόντιες συνιστώσες του γεωστροφικού ανέμου. Ποια τα βασικά τους χαρακτηριστικά;

Απάντηση/Λύση

$$u_g = -\frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial y} \quad (3.22)$$

$$v_g = \frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial x} \quad (3.23)$$

Για να υπάρξει ισορροπία μεταξύ της δύναμης βαροβαθμίδας και της δύναμης Coriolis ο γεωστροφικός άνεμος πρέπει να πνέει παράλληλα προς τις ισοβαρείς, έχοντας δεξιά του τις υψηλές πιέσεις στο Βόρειο Ημισφαίριο. Και στα δύο ημισφαίρια η κυκλοφορία του γεωστροφικού ανέμου είναι κυκλωνική (ροή αντίστροφη από την κίνηση των δεικτών του ρολογιού στο Βόρειο Ημισφαίριο) γύρω από το κέντρο χαμηλών πιέσεων και αντίστροφα, αποδεικνύοντας την ύπαρξη τοπικού ελαχίστου ατμοσφαιρικής πίεσης στο κέντρο των κυκλώνων και τοπικού μεγίστου στο κέντρο των αντικυκλώνων. Πυκνότερη κατανομή ισοβαρών ή ισούψών σημαίνει ανάπτυξη ισχυρότερης δύναμης Coriolis για την εξισορρόπηση της δύναμης βαροβαθμίδας και συνεπώς μεγαλύτερη ένταση του γεωστροφικού ανέμου.

Κριτήριο αξιολόγησης 9

Να εξηγηθεί η απόκλιση Ekman.

Απάντηση/Λύση

Η δύναμη βαροβαθμίδας (a_{PGF}) είναι κάθετη στις ισοβαρείς, η Coriolis (F_c) έχει φορά προς τα δεξιά του διανύσματος της ταχύτητας V_s της αέριας μάζας στο Βόρειο Ημισφαίριο, ενώ η τριβή (F_r) έχει φορά αντίθετη της κίνησης. Όταν ξεκινά η κίνηση της αέριας μάζας η δύναμη τριβής είναι αντίθετη της ταχύτητας του γεωστροφικού ανέμου (V_g). Η μείωση της ταχύτητας V_g οδηγεί σε ελάττωση της δύναμης Coriolis, η οποία δεν μπορεί να εξισορροπήσει τη δύναμη βαροβαθμίδας. Τότε ο άνεμος στρέφεται κατά γωνία ψ προς τις χαμηλότερες πιέσεις. Η γωνία ψ μεταξύ V_s και V_g καθορίζεται από το ότι η συνιστώσα της a_{PGF} στο επίπεδο της κίνησης V_s πρέπει να εξισορροπείται από την τριβή. Αντίστοιχα, η F_c πρέπει να είναι αρκετά μεγάλη, ώστε να βρίσκεται σε ισορροπία με τη συνιστώσα της a_{PGF} σε επίπεδο κάθετο της διεύθυνσης της ταχύτητας του ανέμου V_s , δηλαδή:

$$fV_s = |a_{PGF}| \cos \psi \quad (3.25)$$

Επειδή $|F_c| < |a_{PGF}|$ τότε θα πρέπει ο πραγματικός άνεμος $V_s = |F_c|/f$ να είναι μικρότερος του γεωστροφικού $V_g = |a_{PGF}|/f$. Όσο ισχυρότερη είναι η δύναμη τριβής τόσο μεγαλύτερη γωνία ψ δημιουργεί ανάμεσα στον πραγματικό V_s και τον γεωστροφικό V_g άνεμο. Η συγκεκριμένη ροή που τέμνει τις ισοβαρείς με φορά προς τις χαμηλότερες πιέσεις καλείται απόκλιση του Ekman και εντοπίζεται πάντα στους χάρτες επιφανείας σε περιοχές με έντονο ανάγλυφο.

Κριτήριο αξιολόγησης 10

Να δοθεί ο άνεμος βαθμίδας υπό μορφή δευτεροβάθμιας εξίσωσης.

Απάντηση/Λύση

Στην περίπτωση κυκλωνικής τροχιάς, η φυγόκεντρος δύναμη ενισχύει την Coriolis και συνεπώς, για την ισορροπία των τριών δυνάμεων, η ταχύτητα του ανέμου θα είναι μικρότερη σε σχέση με την ταχύτητα του γεωστροφικού ανέμου στην ισορροπία βαροβαθμίδας-Coriolis. Σε ροές έντονων σφήνων υφέσεων, όπου οι τροχιές των αερίων μαζών είναι κυκλωνικές, οι παρατηρούμενες τιμές έντασης ανέμου στο επίπεδο των αεροχειμάρων είναι δύο ή και τρεις φορές μικρότερες από την αντίστοιχη ταχύτητα του γεωστροφικού ανέμου, που θα προέκυπτε από την κατανομή των ισοϋψών καμπυλών. Στην αντικυκλωνική κυκλοφορία η φυγόκεντρος δύναμη είναι αντίθετη της Coriolis, οδηγώντας στην ανάπτυξη υπερ-γεωστροφικής ταχύτητας ανέμου για την επίτευξη ισορροπίας. Η φυγόκεντρος δύναμη δρα πάντα κάθετα στο διάνυσμα του ανέμου και επηρεάζει τη διεύθυνσή του και όχι το μέτρο του.

Ο άνεμος που προκύπτει από την ισορροπία των τριών συγκεκριμένων δυνάμεων καλείται άνεμος βαθμίδας. Η (3.26) μπορεί να γραφεί υπό μορφή δευτεροβάθμιας εξίσωσης ως προς V:

$$V^2 + fR_T V + \frac{R_T}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} = 0 \quad (3.27)$$

η οποία αποτελεί δευτεροβάθμια εξίσωση ως προς V.

Κριτήριο αξιολόγησης 11

Να δοθούν οι συνιστώσες του θερμικού ανέμου και ο ρόλος του στην εκτίμηση της οριζόντιας μεταφοράς θερμοκρασίας.

Απάντηση/Λύση

$$u_T = (u_g)_2 - (u_g)_1 = -\frac{R}{f} \left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial y} \right) \ln \left(\frac{p_1}{p_2} \right) \quad (3.35)$$

$$v_T = (v_g)_2 - (v_g)_1 = -\frac{R}{f} \left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial x} \right) \ln \left(\frac{p_1}{p_2} \right) \quad (3.36)$$

Ο θερμικός άνεμος έχει σημαντική σημασία στην εκτίμηση της οριζόντιας μεταφοράς θερμοκρασίας. Με βάση τη σχέση (3.36) και σε αναλογία με τον γεωστροφικό άνεμο, ο θερμικός άνεμος πνέει παράλληλα στις ισόθερμες (καμπύλες σταθερής θερμοκρασίας και συνεπώς καμπύλες πάχους στρώματος) με τον θερμότερο αέρα να εντοπίζεται δεξιά της κίνησης στο Βόρειο Ημισφαίριο. Έτσι, η στροφή του γεωστροφικού ανέμου καθ' ύψος, αντίθετα με τη φορά κίνησης των δεικτών του ρολογιού, σημαίνει ψυχρή μεταφορά αερίων μαζών. Αντίθετα, η στροφή του γεωστροφικού ανέμου κατά τη φορά κίνησης των δεικτών του ρολογιού συνδυάζεται με θερμή μεταφορά.

Κριτήριο αξιολόγησης 12

Έστω ότι ο πραγματικός άνεμος πνέει 30° δεξιότερα από τον γεωστροφικό άνεμο. Αν ο γεωστροφικός άνεμος έχει ένταση 20 ms^{-1} , να βρεθεί ο ρυθμός μεταβολής του ανέμου. Δίνεται η παράμετρος Coriolis $f=10^{-4} \text{ s}^{-1}$.

Απάντηση/Λύση

$$(3.9) \Rightarrow \frac{DV}{Dt} = -\left(\frac{1}{\rho}\right) \frac{\partial p}{\partial s}$$

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial \rho}{\partial s} &= |\nabla p| \sin \frac{\pi}{6} \\ |\nabla p| &= \rho f |\nabla g| \end{aligned} \right\} \Rightarrow \frac{DV}{Dt} = -f |\nabla p| \sin \frac{\pi}{6} = -(10^{-4} \text{ s}^{-1})(20 \text{ m s}^{-1}) \left(\frac{1}{2}\right) = -10^{-3} \text{ m s}^{-2} \quad (3.45)$$

Κριτήριο αξιολόγησης 13

Η θερμοκρασία σε ένα σημείο 50 km βορειότερα από έναν σταθμό είναι 3 °C ψυχρότερη σε σχέση με τον σταθμό. Αν ο άνεμος πνέει από βορειοανατολικές διευθύνσεις με ένταση 20 ms⁻¹ και ο αέρας θερμαίνεται λόγω ακτινοβολίας με ρυθμό 1 °C h⁻¹, να εκτιμηθεί η τοπική μεταβολή της θερμοκρασίας στη θέση του σταθμού.

Απάντηση/Λύση

$$\left. \begin{aligned} \frac{DT}{Dt} &= Q = 1^\circ C \text{ h}^{-1} \\ \frac{\partial T}{\partial t} &= \frac{DT}{Dt} - V \cdot \nabla T \\ V \cdot \nabla T &= (20) \left[\frac{\frac{3^\circ C}{5 \cdot 10^4 \text{ m}}}{\sqrt{2}} \right] = 8,47 \cdot 10^{-4} \frac{^\circ C}{s} \end{aligned} \right\} \Rightarrow \frac{\partial T}{\partial t} = 1 \frac{^\circ C}{h} - 3,05 \frac{^\circ C}{h} = -2,05 \frac{^\circ C}{h} \quad (3.46)$$

Κριτήριο αξιολόγησης 14

Η επιφανειακή πίεση μειώνεται προς τα ανατολικά με ρυθμό 3 hPa/180 km. Ένα πλοίο κινείται προς τα ανατολικά με ταχύτητα 10 km h⁻¹ και μετρά μία πτώση της πίεσης 1 hPa/3 h. Να υπολογιστεί η μεταβολή της πίεσης σε ένα νήσι από το οποίο διέρχεται το πλοίο.

Απάντηση/Λύση

Η τοπική μεταβολή της πίεσης (3.47α) ισούται με τη μεταβολή της πίεσης παρατηρούμενης από το πλοίο (3.47β) μείον την ταχύτητα του πλοίου επί τη χωρική μεταβολή της πίεσης (3.47γ).

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial p}{\partial t} &= \frac{Dp}{Dt} - V \frac{\partial p}{\partial x} \quad (\alpha) \\ \frac{Dp}{Dt} &= -\left(\frac{1}{3}\right) hPa \cdot h^{-1} \quad (\beta) \\ V \frac{\partial p}{\partial x} &= 10 \text{ km} \cdot h^{-1} \frac{-3}{180} hPa \cdot \text{km}^{-1} \quad (\gamma) \end{aligned} \right\} \Rightarrow \frac{\partial p}{\partial t} = -\frac{1}{3} hPa \cdot h^{-1} - 10 \text{ km} \cdot h^{-1} \left(\frac{-3}{180}\right) hPa \cdot \text{km}^{-1} = -\frac{1}{6} hPa \text{ h}^{-1} \quad (3.47)$$

Κριτήριο αξιολόγησης 15

Ένα πλοίο ταξιδεύει προς τον βορρά με ταχύτητα 10 km h^{-1} . Η επιφανειακή πίεση αυξάνεται προς τα βορειοδυτικά με ρυθμό $0,05 \text{ hPa km}^{-1}$. Ποιος είναι ο ρυθμός μεταβολής της πίεσης με τον χρόνο σε ένα σταθμό σε κοντινό νησί, εάν η πίεση επάνω στο πλοίο μειώνεται με ρυθμό 1 hPa/3 h ;

Απάντηση/Λύση

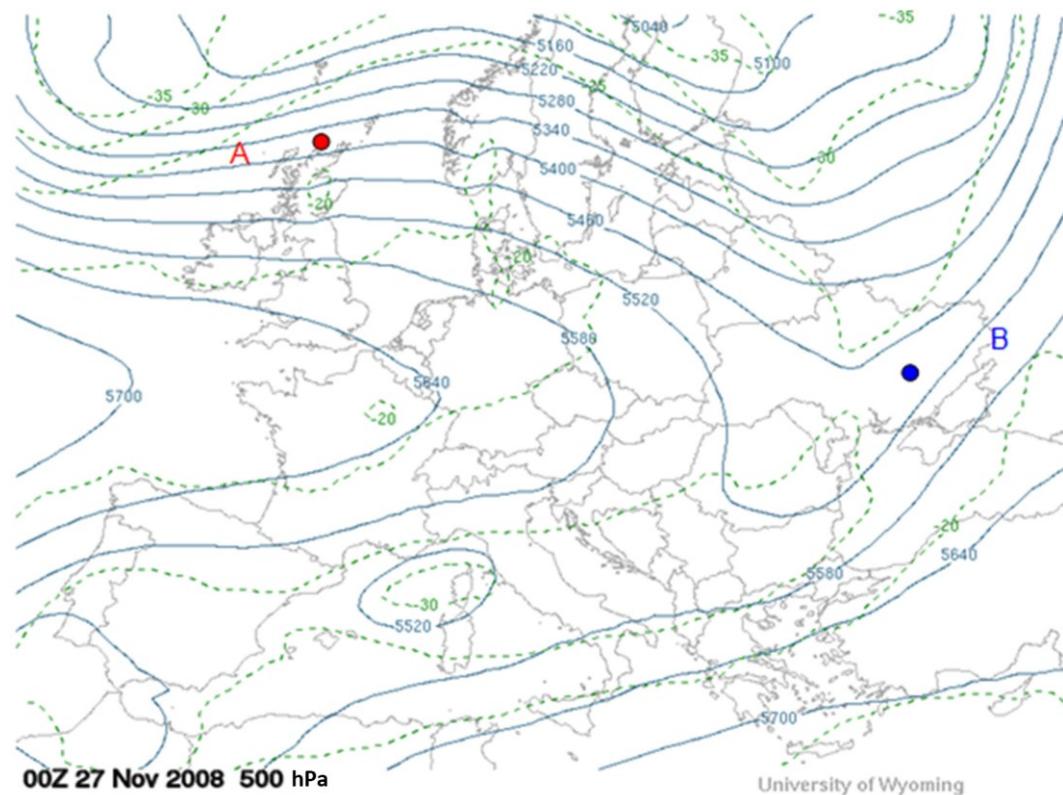
Σε σχέση με την παραπάνω άσκηση αλλάζει η διεύθυνση μεταβολής της πίεσης προς τα βορειοδυτικά (45°) και ισχύει:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial p}{\partial t} &= \frac{Dp}{Dt} - V \cdot \nabla p \\ \frac{Dp}{Dt} &= -\left(\frac{1}{3}\right) hPa \cdot h^{-1} \\ V \cdot \nabla p &= |V| |\nabla p| \cos a \end{aligned} \right\} \Rightarrow \frac{\partial p}{\partial t} = -\frac{1}{3} hPa \cdot h^{-1} - (10 \text{ km} \cdot h^{-1}) (0,05 hPa \cdot \text{km}^{-1}) \left(\frac{1}{\sqrt{2}} \right) \approx -2 hPa / 3h \quad (3.48)$$

Κριτήρια αξιολόγησης χωρίς απαντήσεις

Κριτήριο αξιολόγησης 1

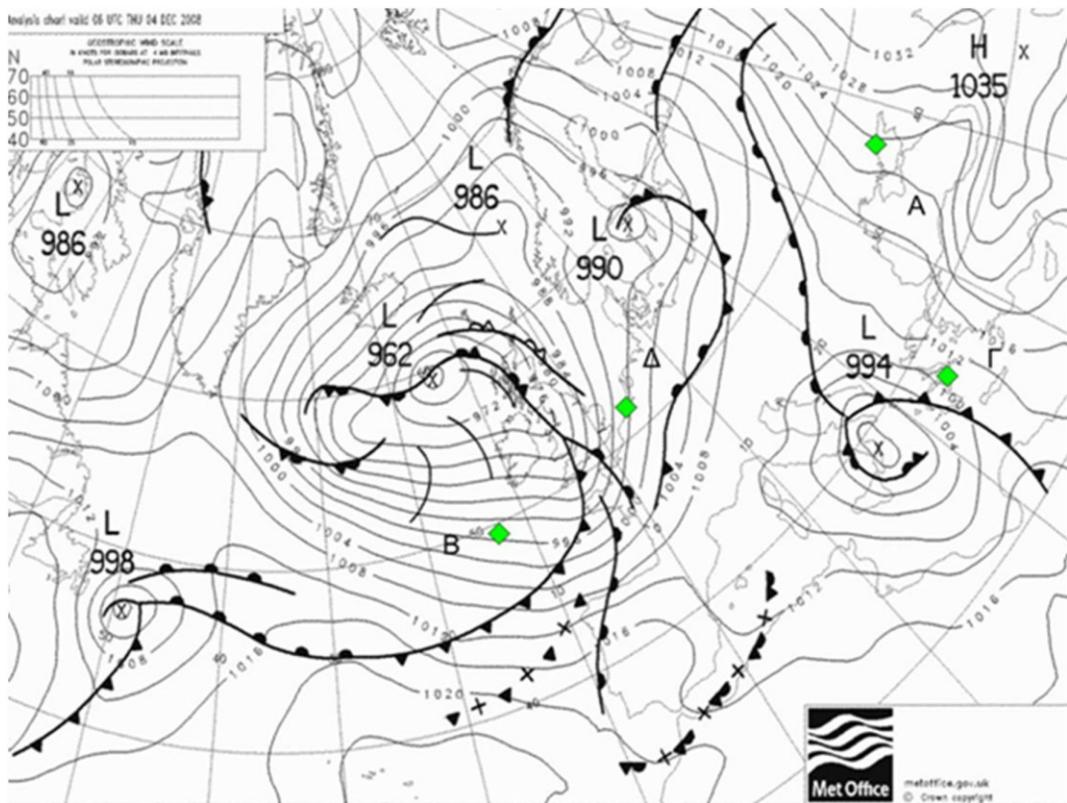
Στο [Σχήμα 3.20](#), α) να σημειωθούν οι δυνάμεις βαροβαθμίδας και Coriolis στα σημεία A και B του χάρτη, β) να χαραχθεί το διάνυσμα του γεωστροφικού ανέμου στα σημεία A και B και γ) σε ποιο από τα δύο σημεία ο γεωστροφικός ανέμος είναι ισχυρότερος και γιατί;



Σχήμα 3.20 Χάρτης γεωδυναμικού ύψους και θερμοκρασίας στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa για την Ευρώπη (Πηγή χάρτη [University of Wyoming](#)).

Κριτήριο αξιολόγησης 2

Στο [Σχήμα 3.21](#), α) Να σημειωθούν οι δυνάμεις βαροβαθμίδας, Coriolis και τριβής στα σημεία A, B, Γ και Δ του χάρτη, β) Να χαραχθούν τα διανύσματα του επιφανειακού ανέμου στα αντίστοιχα σημεία, γ) Να σημειωθούν οι διευθύνσεις του ανέμου σε κάθε σημείο.



Σχήμα 3.21 Συνοπτικός χάρτης επιφανείας που απεικονίζει την κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης ανηγμένης στη μέση στάθμη θάλασσας, τα βαρομετρικά συστήματα και τις μετωπικές επιφάνειες (Πηγή χάρτη UK Met Office).

Κριτήριο αξιολόγησης 3

Ένα αεροπλάνο κινείται προς τα ανατολικά με κλίση 60° , ταχύτητα ανέμου 200 ms^{-1} και σχετική ταχύτητα ως προς το έδαφος 225 ms^{-1} . Αν το αεροπλάνο πετάει υπό σταθερή πίεση και σε γεωστροφικό πεδίο ροής, να εκτιμηθεί ο ρυθμός μεταβολής του ύψους του σε μέτρα ανά χιλιόμετρο. Δίνεται η παράμετρος Coriolis $f=10^{-4} \text{ s}^{-1}$.

Κριτήριο αξιολόγησης 4

Η μέση θερμοκρασία στο στρώμα μεταξύ των ισοβαρικών επιφανειών των 750 και 500 hPa μειώνεται προς τα ανατολικά με ρυθμό 3°C ανά 100 km. Αν ο γεωστροφικός άνεμος στην ισοβαρική επιφάνεια των 750 hPa έχει νοτιοανατολική διεύθυνση και ένταση 20 ms^{-1} , ποια η διεύθυνση και η ένταση του γεωστροφικού ανέμου στην ισοβαρική επιφάνεια των 500 hPa;

Κριτήριο αξιολόγησης 5

Πόση είναι η μέση μεταφορά θερμοκρασίας στο στρώμα μεταξύ των ισοβαρικών επιφανειών 750 και 500 hPa του κριτηρίου αξιολόγησης 4;

Κριτήριο αξιολόγησης 6

Τα παρακάτω δεδομένα ανέμου συγκεντρώθηκαν 50 km ανατολικά, βόρεια, δυτικά και νότια ενός σταθμού αντίστοιχα: 90° με 10 ms^{-1} , 120° με 4 ms^{-1} , 90° με 8 ms^{-1} και 60° με 4 ms^{-1} . Να υπολογιστεί η κατά προσέγγιση οριζόντια απόκλιση στο σταθμό.

Κριτήριο αξιολόγησης 7

Να γίνει προσέγγιση του μέγιστου λόγου του ανέμου βαθμίδας για κανονικό αντικυκλώνα προς τον γεωστροφικό άνεμο για την ίδια βαθμίδα πίεσης.

Κριτήριο αξιολόγησης 8

Αν ένας παίκτης του μπέιζμπολ πετάξει μία μπάλα σε μία οριζόντια απόσταση 100 m σε γεωγραφικό πλάτος 30° σε 4 s, πόση θα είναι η οριζόντια μετατόπιση της μπάλας λόγω περιστροφής της Γης;

Κριτήριο αξιολόγησης 9

Ένας ανεμοστρόβιλος περιστρέφεται με σταθερή γωνιακή ταχύτητα ω . Αν η θερμοκρασία είναι 288 K, η πίεση σε απόσταση 100 m από το κέντρο του είναι ίση με 1000 hPa και η ταχύτητα στο ίδιο σημείο 100 m s^{-1} , τότε να υπολογισθεί η πίεση στο κέντρο του.

Κριτήριο αξιολόγησης 10

Κατά τη διάρκεια του χειμώνα στην τροπόσφαιρα σε γεωγραφικό πλάτος 30° , η μέση ζωνική μεταβολή της θερμοκρασίας είναι ίση με $0,75 \text{ K}$ ανά μοίρα γεωγραφικού πλάτους και ο μέσος ζωνικός γεωστροφικός άνεμος κοντά στην επιφάνεια της Γης τείνει στο μηδέν. Να υπολογιστεί ο μέσος ζωνικός άνεμος στο επίπεδο του αεροχειμάρρουν, δηλαδή στα 250 hPa.

Κεφάλαιο 4

Σύνοψη

Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο παρουσιάζονται οι αέριες μάζες, τα χαρακτηριστικά τους και οι αλληλεπιδράσεις τους με την επιφάνεια. Αέριες μάζες με διαφορετικά θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά, που έρχονται σε επαφή μεταξύ τους, ορίζουν τις μετωπικές επιφάνειες. Τα είδη των μετώπων συνοδεύονται από πρότυπα καιρού, τα οποία χαρακτηρίζουν την τρέχουσα κατάσταση της ατμόσφαιρας. Η εργαστηριακή εφαρμογή περιλαμβάνει διαγράμματα και διαδραστικά αντικείμενα για την πρακτική εξάσκηση και κατανόηση της κίνησης των μετώπων και της μεταφοράς θερμοκρασίας στην ατμόσφαιρα.

Προαπαιτούμενη γνώση

Για την καλύτερη κατανόηση του συγκεκριμένου κεφαλαίου συστήνονται γνώσεις σε θέματα θερμοδυναμικής ([2^ο Κεφάλαιο](#)) και κινηματικής της ατμόσφαιρας ([3^ο Κεφάλαιο](#)).

4. Αέριες Μάζες και Μετωπικές Επιφάνειες

Αέρια μάζα θεωρείται ένα τμήμα του ατμοσφαιρικού αέρα που καλύπτει μεγάλη γεωγραφική έκταση. Η διάμετρός μιας αέριας μάζας μπορεί να ξεπεράσει και τα 1500 km, ενώ το πάχος της μπορεί να φθάσει μέχρι και την Τροπόπανση. Οι αέριες μάζες παρουσιάζουν ομοιογενή χαρακτηριστικά σε ότι αφορά κυρίως την υγρασία και τη θερμοκρασία, σε οποιαδήποτε οριζόντια διεύθυνση και σε οποιοδήποτε ύψος από την επιφάνεια του εδάφους. Καθώς, όμως, καλύπτουν εκτάσεις πολλών χιλιάδων τετραγωνικών χιλιομέτρων, μια τέτοια ομοιομορφία δεν μπορεί να είναι απόλυτη, και επομένως αναμένονται μικρές τουλάχιστον διαφοροποιήσεις στη θερμοκρασία και στην ποσότητα των υδρατμών σε ίδια ύψη πάνω από την επιφάνεια του εδάφους.

Η μελέτη των αερίων μαζών είναι πολύ σημαντική για τις επιστήμες της ατμόσφαιρας, διότι μέσω των αερίων μαζών: α) πραγματοποιείται η γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας και β) μεταφέρονται μεγάλες ποσότητες θερμότητας από τον Ισημερινό προς τους πόλους. Κάθε αέρια μάζα χαρακτηρίζεται από τα παρακάτω στοιχεία:

- Πηγές: είναι εκείνες οι περιοχές πάνω από τις οποίες σχηματίζονται και αποκτούν τα χαρακτηριστικά τους οι αέριες μάζες. Είναι περιοχές εκτεταμένες και περίπου επίπεδες με ασθενείς ανέμους επιφανείας, πάνω από τις οποίες διατηρούνται σταθερές η θερμοκρασία και η υγρασία για μεγάλο χρονικό διάστημα. Κάτω από αυτές τις συνθήκες μια υπερκείμενη μάζα αέρα μπορεί να αναπτύξει ομοιόμορφα χαρακτηριστικά. Φυσικά, όσο μεγαλύτερο είναι το χρονικό διάστημα που παραμένει ο αέρας πάνω από μία περιοχή, τόσο οι ιδιότητές του πλησιάζουν στις ιδιότητες του υποκείμενου εδάφους. Με βάση τα παραπάνω, ιδανικές πηγές αερίων μαζών είναι κατά τον χειμώνα οι αρκτικές περιοχές και κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού οι περιοχές των υποτροπικών αντικυκλώνων και οι μεγάλες έρημοι.
- Διαδρομή: είναι η διαδρομή που ακολουθεί η αέρια μάζα κατά τη μετακίνησή της από την περιοχή της γέννησής της (πηγή).
- Ηλικία: είναι το χρονικό διάστημα που κινείται η αέρια μάζα μακριά από την πηγή.

Δύο αέριες μάζες με διαφορετικές φυσικές ιδιότητες (κυρίως στη θερμοκρασία και στην υγρασία) αναμειγνύονται πάρα πολύ αργά, όταν έρθουν σε επαφή, και τείνουν να διατηρήσουν την αυτοτέλεια τους. Η μεταβατική ζώνη ανάμιξης στο ύψος της επιφάνειας του εδάφους δύο αερίων μαζών που έχουν διαφορετικές πυκνότητες καλείται μέτωπο (front). Επειδή οι διαφορές στην πυκνότητα συνήθως προκαλούνται από διαφορές στη θερμοκρασία, μπορεί να θεωρηθεί ότι τα μέτωπα χωρίζουν αέριες μάζες με μεγάλη διαφορά θερμοκρασίας και αρκετά συχνά με διαφορετικές υγρασίες.

Όπως προαναφέρθηκε, οι αέριες μάζες εκτείνονται οριζόντια και κατακόρυφα. Η επέκταση του μετώπου προς τα επάνω είναι μια διακριτή κεκλιμένη επιφάνεια και αναφέρεται συνήθως ως μετωπική

επιφάνεια ή μετωπική ζώνη. Συνεπώς, μέτωπο δεν είναι τίποτε άλλο παρά η τομή της μετωπικής επιφάνειας με την επιφάνεια του εδάφους. Βέβαια, οι μετωπικές επιφάνειες δεν είναι 2-διάστατες μαθηματικές επιφάνειες. Όμως, έχουν πολύ μικρό πάχος σε σχέση με τις διαστάσεις των αερίων μαζών, τόσο μικρό που να μπορεί να θεωρηθεί αμελητέο. Συνέπεια τούτου είναι το γεγονός ότι στους χάρτες καιρού τα μέτωπα παριστάνονται με γραμμές, ενώ αυτό στην πραγματικότητα δεν ισχύει.

4.1. Ταξινόμηση των Αερίων Μαζών με Βάση την Πηγή τους

Οι αέριες μάζες ταξινομούνται σε κατηγορίες ανάλογα με την πηγή προέλευσης τους και τη διαδρομή τους. Έτσι, μια αέρια μάζα μπορεί να χαρακτηρισθεί, σε σχέση με την περιοχή πάνω από την οποία σχηματίστηκε, ως: Τροπική, Ισημερινή, Πολική ή Αρκτική. Αέριες μάζες που δημιουργήθηκαν στους Πόλους συμβολίζονται με το κεφαλαίο γράμμα P (Polar), ενώ εκείνες που σχηματίσθηκαν στις θερμές τροπικές περιοχές συμβολίζονται με το γράμμα T (Tropical). Εάν η πηγή βρίσκεται σε μια ηπειρωτική περιοχή, τότε η αέρια μάζα είναι ξηρή και το μικρό γράμμα c (continental–ηπειρωτική) προηγείται του P ή του T. Αντίστοιχα, αν η πηγή της αέριας μάζας είναι μια θαλάσσια περιοχή, τότε η αέρια μάζα θα είναι υγρή – τουλάχιστον στα κατώτερα στρώματα – και το γράμμα m (maritime–θαλάσσια) προηγείται του P ή του T. Για παράδειγμα πολική αέρια μάζα που δημιουργήθηκε σε ξηρά συμβολίζεται με cP, ενώ τροπική που δημιουργήθηκε πάνω από θάλασσα συμβολίζεται με mT. Αν μια ηπειρωτική αέρια μάζα κινηθεί πάνω από θαλάσσια περιοχή μπορεί να εμπλουτισθεί με υδρατμούς και να μετατραπεί σε θαλάσσια, ενώ το αντίστροφο συμβαίνει πολύ δύσκολα. Στον [Πίνακα 4.1](#) καθώς και στο [Σχήμα 4.1](#) ταξινομούνται οι βασικοί τύποι αερίων μαζών με τα χαρακτηριστικά τους.

Πηγές	Πολικές (P)	Τροπικές (T)
Ξηρά: Ηπειρωτικές – Continental (c)	cP: Πολύ ψυχρές, ξηρές και ευσταθείς	cT: Πολύ Θερμές, ξηρές, ευσταθείς στα ανώτερα στρώματα και ασταθείς κοντά στο έδαφος.
Νερό: Θαλάσσιες – Maritime (m)	mP: Ψυχρές, υγρές και ασταθείς	mT: Θερμές, υγρές και συνήθως ασταθείς.

Πίνακας 4.1 Ταξινόμηση των αερίων μαζών και τα χαρακτηριστικά τους.

Στα μέσα γεωγραφικά πλάτη δεν δημιουργούνται αέριες μάζες λόγω του γεγονότος ότι εκεί επικρατούν δυτικοί άνεμοι, οι οποίοι συμβάλουν στην ανάμιξη των τροπικών και των πολικών αερίων μαζών. Συχνά, μια πολύ ψυχρή ηπειρωτική πολική αέρια μάζα (cP) χαρακτηρίζεται ως ηπειρωτική αρκτική (cA – continental arctic), ενώ μια θαλάσσια τροπική (mT) μπορεί να χαρακτηρισθεί ως θαλάσσια ισημερινή (mE – maritime equatorial). Ωστόσο είναι εξαιρετικά δύσκολο να γίνει ο διαχωρισμός μεταξύ αρκτικών και πολικών αερίων μαζών (ιδίως όταν οι αρκτικές αέριες μάζες ταξιδέψουν πάνω από θερμότερα εδάφη), όπως επίσης και ο διαχωρισμός μεταξύ τροπικών και ισημερινών αερίων μαζών.

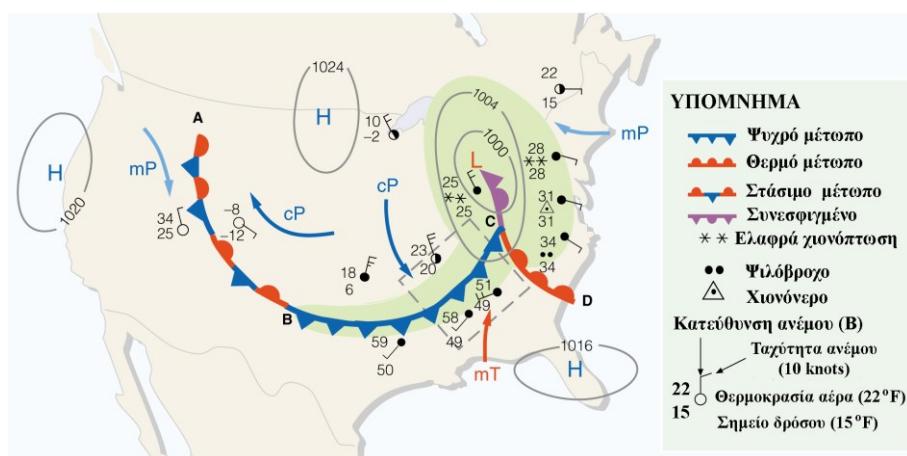


Σχήμα 4.1 Σχηματική ταξινόμηση των αερίων μαζών με τα χαρακτηριστικά τους.

Όταν η αέρια μάζα είναι ψυχρότερη από το υποκείμενο έδαφος τότε αυτή θερμαίνεται. Η συγκεκριμένη κατάσταση δημιουργεί αστάθεια του αέρα στα κατώτερα στρώματα και προκαλούνται ανοδικές κινήσεις και τυρβώδεις αναταράξεις. Εάν υπάρχει ταυτόχρονα και αρκετή υγρασία, τότε δημιουργούνται νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης (cumuliform) και υπάρχει περίπτωση εκδήλωσης βροχοπτώσεων και χιονοπτώσεων. Αντίθετα, τα κατώτερα στρώματα της αέριας μάζας ψύχονται από κάτω, όταν αυτή είναι θερμότερη από την επιφάνεια του εδάφους πάνω από το οποίο κινείται. Στην περίπτωση αυτή προκαλείται ευστάθεια με πολύ μικρή κατακόρυφη ανάμιξη, με αποτέλεσμα να αναπτύσσεται θερμοκρασιακή αναστροφή κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, η οποία μπορεί να προκαλέσει επεισόδια ατμοσφαιρικής ρύπανσης και παγίδευσης των ρύπων κοντά στο έδαφος. Εάν υπάρχει αρκετή υγρασία στον αέρα μπορεί να δημιουργηθούν στρωματόμορφα νέφη (stratiform), ομίχλη ή δρόσος.

4.2. Είδη Μετώπων

Στο [Σχήμα 4.2](#) απεικονίζεται ένας απλοποιημένος χάρτης καιρού, όπου αποτυπώνονται τα τέσσερα διαφορετικά είδη μετώπων. Στον χάρτη αυτό με κατεύθυνση από Δυτικά προς Ανατολικά, εμφανίζονται κατά σειρά τα παρακάτω μέτωπα: ένα ψυχρό μεταξύ των σημείων Β και Γ, ένα θερμό μεταξύ Γ και Δ, ένα στάσιμο μεταξύ των σημείων Α και Β και τέλος ένα συνεσφιγμένο μέτωπο μεταξύ των σημείων Γ και Ε. Στην επόμενη παράγραφο εξετάζονται οι ιδιότητες των μετώπων.



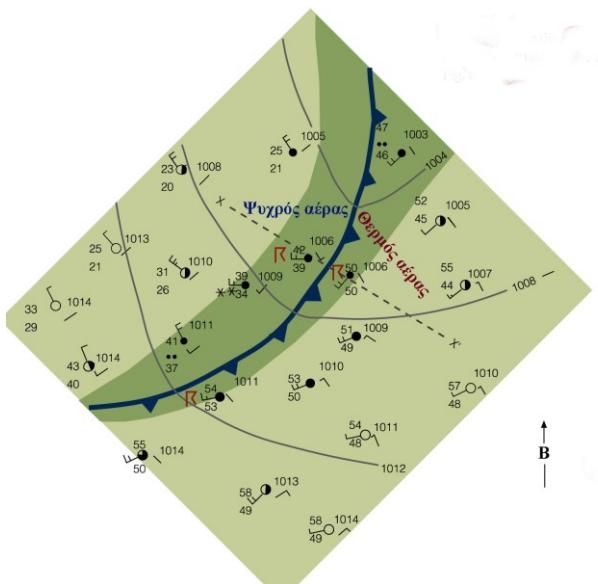
Σχήμα 4.2 Χάρτης καιρού όπου αποτυπώνονται συστήματα πίεσης στην επιφάνεια, αέριες μάζες και μέτωπα. Οι περιοχές με πράσινο χρώμα αντιστοιχούν στις ζώνες του νετού (τροποποίηση από [Ahrens C. D., Essentials of Meteorology](#)).

4.2.1. Ψυχρό Μέτωπο

Ψυχρό μέτωπο είναι η τομή μιας ψυχρής μετωπικής επιφάνειας με την επιφάνεια του εδάφους. Οι ψυχρές μετωπικές επιφάνειες σχηματίζονται όταν δύο αέριες μάζες (ψυχρή και θερμή) βρίσκονται σε επαφή και κινούνται έτσι, ώστε η θερμή αέρια μάζα να προηγείται της ψυχρής. Το κινούμενο μέτωπο στο οποίο η ψυχρή αέρια μάζα ακολουθεί (και αντικαθιστά) την θερμή αέρια μάζα, που προηγείται, ονομάζεται ψυχρό. Για παράδειγμα, το ψυχρό μέτωπο στο [Σχήμα 4.2](#) μεταξύ των σημείων Β και Γ αναπαριστά μία ζώνη, όπου ψυχρός, πολικός και ευσταθής αέρας αντικαθιστά θερμή, υγρή και ασταθή υποτροπική αέρια μάζα. Στους χάρτες καιρού τα ψυχρά μέτωπα σχεδιάζονται σαν συνεχείς μπλε γραμμές, ενώ τα τρίγωνα κατά μήκος του μετώπου δείχνουν με την κορυφή τους την κατεύθυνση της κίνησης.

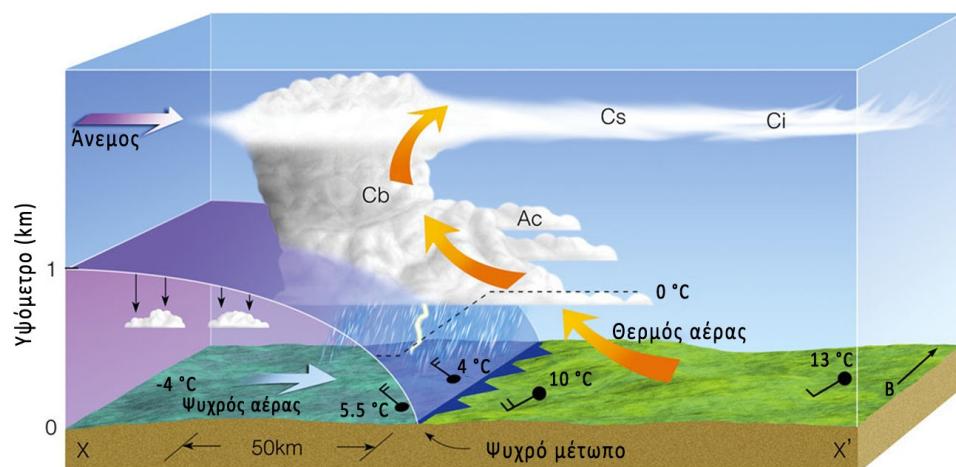
Ο καιρός σε μια στενή περιοχή κοντά στο ψυχρό μέτωπο φαίνεται στο [Σχήμα 4.3](#). Τα αποτυπωμένα δεδομένα στο χάρτη είναι οι αναφορές σταθμών εδάφους σε συγκεκριμένες πόλεις και περιλαμβάνουν στοιχεία θερμοκρασίας, σημείου δρόσου, παρόντα καιρού, πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας και διεύθυνσης

και ταχύτητας ανέμου. Μεταξύ των δύο πλευρών του μετώπου υπάρχει μεγάλη διαφοροποίηση στη θερμοκρασία του αέρα και στο σημείο δρόσου. Υπάρχει επίσης μετατόπιση στη διεύθυνση των ανέμων επιφανείας, οι οποίοι πνέουν από νοτιοδυτικές διευθύνσεις μπροστά στο μέτωπο και από βορειοδυτικές πίσω από αυτό. Γενικά, προτού πλησιάσει το ψυχρό μέτωπο, οι ανέμοι είναι νότιοι ή νοτιοδυτικοί ασθενείς που μεταπίπτουν σε βόρειους – βορειοδυτικούς με το πέρασμα του. Μπροστά από το ψυχρό μέτωπο η πίεση ελαττώνεται και παίρνει την ελάχιστη τιμή της, συνήθως, μόλις το μέτωπο περάσει από τον σταθμό μέτρησης, ενώ παρουσιάζει απότομη αύξηση κατά τη διάβαση του μετώπου.



Σχήμα 4.3 Καιρική κατάσταση στην επιφάνεια του εδάφους που προκαλείται από ένα ψυχρό μέτωπο. Η περιοχή με πράσινο χρώμα υποδηλώνει τη ζώνη του νετού (τροποποίηση από [Ahrens C. D., Essentials of Meteorology](#)).

Τα καιρικά φαινόμενα (κυρίως η ανάπτυξη των νεφών και ο υετός) αποτυπώνονται καλύτερα σε τρισδιάστατη αναπαράσταση, όπως στο [Σχήμα 4.4](#). Καθώς η ψυχρή αέρια μάζα κινείται ταχύτερα από τη θερμή που προηγείται, ο ψυχρός αέρας, που είναι πυκνότερος και βαρύτερος, εισχωρεί κάτω από τον θερμό και τον αναγκάζει να κινηθεί ανατολικότερα. Ταυτόχρονα τον εξαναγκάζει και σε κατακόρυφη ανοδική κίνηση με όλες τις συνέπειες της αδιαβατικής εκτόνωσης που συνοδεύει αυτήν την προς τα πάνω κίνηση.



Σχήμα 4.4 Κατακόρυφη τομή μιας ψυχρής μετωπικής επιφάνειας και τα καιρικά φαινόμενα (νέφη, υετός, άνεμος) που τη συνοδεύουν (τροποποίηση από Thomson Higher Education).

Με την άνοδο του υγρού και ασταθούς αέρα, παρατηρείται συμπύκνωση και δημιουργούνται μια σειρά από νέφη που προκαλούν ραγδαίες βροχοπτώσεις, όπως: υψισωρείτες (Altocumulus- Ac) και υψιστρώματα (Altostratus- As), αλλά, κατά κύριο λόγο σωρείτες (Cumulus- Cu) και σωρειτομελανίες (Cumulonimbus- Cb). Στα ανώτερα στρώματα, ισχυροί δυτικοί άνεμοι μεταφέρουν μικρούς παγοκρυστάλλους (που σχηματίζονται στις κορυφές νεφών τύπου σωρειτομελανία Cb) και σχηματίζονται ψυχρά στρωματόμορφα νέφη αρκετά μακριά από το μέτωπο όπως: θυσανοστρώματα (Cirrostratus- Cs) και θύσανοι (Cirrus - Ci). Πίσω από το μέτωπο η θερμοκρασία του αέρα μειώνεται με σημαντικό ρυθμό, οι άνεμοι στρέφονται σε βορειοδυτικούς, η πίεση αυξάνεται και πάνουν τα φαινόμενα. Καθώς ο αέρας γίνεται ξηρός, ο ουρανός καθαρίζει, εκτός από την ανάπτυξη λίγων σωρειτόμορφων νεφών (Cu) σε μεσαία ύψη (για τα είδη των νεφών βλέπε Παράρτημα του παρόντος Κεφαλαίου).

Στο [Σχήμα 4.4](#) μπορεί επίσης να παρατηρήσει κανείς ότι η κλίση της μετωπικής επιφάνειας είναι απότομη, διότι κοντά στην επιφάνεια του εδάφους ο αέρας επιβραδύνεται λόγω της τριβής, ενώ στα ανώτερα στρώματα κινείται γρηγορότερα προς τα εμπρός. Μία τυπική κλίση της μετωπικής επιφάνειας για ένα ψυχρό μέτωπο που κινείται γρήγορα (περίπου με 13 m s^{-1}) είναι 1:50. Αυτό σημαίνει ότι, αν κινηθούμε προς τα πίσω μέσα στην ψυχρή αέρια μάζα σε μία απόσταση 50 km από το μέτωπο, η μετωπική επιφάνεια θα είναι από πάνω μας σε ύψος 1 km. Ο τύπος των νεφικών σχηματισμών και η ένταση της βροχής εξαρτώνται από την ταχύτητα κίνησης της ψυχρής αέριας μάζας και από το είδος ισορροπίας του θερμού αέρα. Εάν ο ψυχρός αέρας κινείται αργά, τότε ο νεφικός σχηματισμός είναι μεγάλος και εκτείνεται σε αρκετά μεγάλη απόσταση πίσω από το μέτωπο. Εάν συμπέσει ο θερμός ανερχόμενος αέρας να είναι ξηρός, τότε αναπτύσσονται κυρίως στρωματόμορφα νέφη (πχ. μελανοστρώματα / nimbostratus) και είναι πολύ πιθανό να αναπτυχθεί και ομίχλη στις περιοχές με υετό. Αντίθετα, αν η ταχύτητα κίνησης του ψυχρού μετώπου είναι μεγάλη, ο νεφικός σχηματισμός περιορίζεται μπροστά από τη θέση του μετώπου σε μια στενή ζώνη και παρατηρείται μεγάλη κακοκαιρία. Η κατάσταση αυτή σε συνδυασμό με υγρό και ασταθή θερμό αέρα δίνει μπροστά από το μέτωπο μια συνεχή γραμμή έντονων καταιγίδων (γραμμή λαϊλαπας – squall line/ [Παράγραφος 4.4.5](#)). Γενικά, ο υετός που προκαλείται από ψυχρά μέτωπα συνοδεύεται από καταιγίδες και αρκετές φορές από χιονοπτώσεις. Στον παρακάτω πίνακα ([Πίνακας 4.2](#)) παρουσιάζονται οι τυπικές μετεωρολογικές συνθήκες που συνδέονται με το πέρασμα ενός ψυχρού μετώπου.

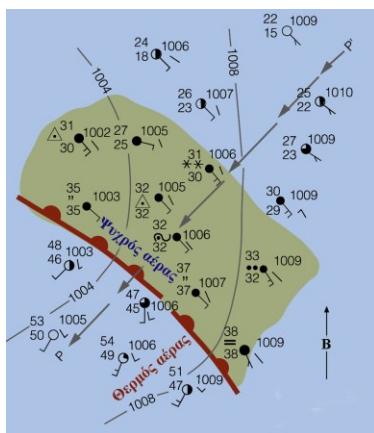
Μετεωρολογικές παράμετροι	Πριν το πέρασμα	Κατά το πέρασμα	Μετά το πέρασμα
Άνεμοι	Νότιοι ή νοτιοδυτικοί.	Σε ριπές, μεταβλητοί.	Δυτικοί ή βορειοδυτικοί.
Θερμοκρασία	Υψηλή.	Απότομη πτώση.	Σταθερά πτωτική.
Πίεση	Σταθερά πτωτική.	Φθάνει στην ελάχιστη τιμή και αυξάνεται απότομα.	Σταθερά ανοδική.
Νέφη	Ci, Cs και στη συνέχεια Tcu (towering cumulus) ή Cb.	Tcu (towering cumulus) ή Cb.	Συχνά Cu και όταν το έδαφος είναι θερμό Sc.
Κατακρημνίσματα	Ομβροι κατά περιόδους.	Ισχυροί όμβροι ή χιόνι σε συνδυασμό πολλές φορές με χαλάζι, καταιγίδες και κεραυνούς.	Μείωση της έντασης των όμβρων, στη συνέχεια τερματισμός των φαινομένων.
Σημείο δρόσου	Σταθερά υψηλό	Απότομη πτώση	Πτωτικές τάσεις

Πίνακας 4.2 Μετεωρολογικές συνθήκες που συνδέονται με το πέρασμα ενός ψυχρού μετώπου.

4.2.2. Θερμό Μέτωπο

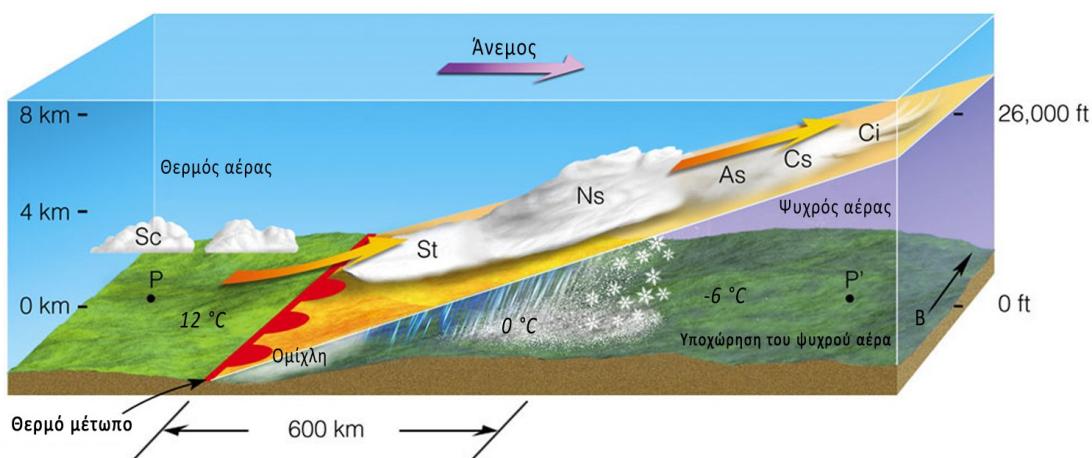
Σε αναλογία με τα ψυχρά μέτωπα, όταν δύο αέριες μάζες (που βρίσκονται σε επαφή) κινούνται με τέτοιο τρόπο ώστε η θερμή μάζα να ακολουθεί την ψυχρή, τότε η επιφάνεια που τις χωρίζει ονομάζεται θερμή μετωπική επιφάνεια και η τομή της με το έδαφος είναι το θερμό μέτωπο. Τα θερμά μέτωπα αποτυπώνονται στους χάρτες καιρού με συνεχείς κόκκινες γραμμές, ενώ η διεύθυνση της κίνησης του μετώπου δίνεται από

ημικύκλια, τα οποία σχεδιάζονται προς την περιοχή της ψυχρής αέριας μάζας ([Σχήμα 4.5](#)). Στο θερμό μέτωπο ο ελαφρύτερος θερμός αέρας που ακολουθεί, καθώς κινείται γρηγορότερα από την ψυχρή αέρια μάζα, ολισθαίνει πάνω από αυτήν κατά μήκος της μετωπικής επιφάνειας ([Σχήμα 4.6](#)). Παράλληλα, καθώς ο ψυχρός αέρας υποχωρεί, το θερμό μέτωπο προωθείται με αργούς ρυθμούς. Η μέση ταχύτητα ενός θερμού μετώπου είναι περίπου 6 m s^{-1} (η μισή από ένα ψυχρό μέτωπο). Αυτή η ολίσθηση του θερμού αέρα πάνω από τον ψυχρό έχει σαν συνέπεια την αδιαβατική εκτόνωση της θερμής αέριας μάζας και επομένως, εφόσον υπάρχει αρκετή ποσότητα υδρατμών, τον σχηματισμό εκτεταμένου συστήματος νεφών, που μπορεί να εκτείνεται μέχρι και 1500 km εμπρός από τη θέση του μετώπου. Η κλίση της μετωπικής επιφάνειας που χωρίζει τις δύο αέριες μάζες σε σχέση με το έδαφος είναι περίπου ίση με $1:300$.



Σχήμα 4.5 Καιρική κατάσταση στην επιφάνεια εδάφους που προκαλείται από ένα θερμό μέτωπο. Η σκιαγραφημένη περιοχή υποδηλώνει τη ζώνη του νετού (τροποποίηση από [Ahrens C. D., Essentials of Meteorology](#)).

Το θερμό μέτωπο σπάνια είναι ευδιάκριτο από μεγάλη απόσταση. Στις περιπτώσεις όμως που είναι ευδιάκριτο, η παρουσία του γίνεται αισθητή αρκετές ώρες πριν φτάσει στην περιοχή από την παρατήρηση των χαρακτηριστικών ειδών νεφών που το συνοδεύουν. Παρατηρώντας το [Σχήμα 4.6](#) μπορούμε να δούμε ότι σε μεγάλη απόσταση από το θερμό μέτωπο (από 1000 έως 1500 km) η μόνη ένδειξη της ανάπτυξής του είναι η ύπαρξη νεφών σε μεγάλο ύψος, που ονομάζονται θύσανοι (νέφη θύσανοι-cirrus/Ci). Οι άνεμοι είναι ασθενείς μεταβλητοί και ο αέρας ψυχρός.



Σχήμα 4.6 Κατακόρυφη τομή μιας θερμής μετωπικής επιφάνειας και τα καιρικά φαινόμενα (νέφη, βροχή, άνεμος) που τη συνοδεύουν (τροποποίηση από [Thomson Higher Education](#)).

Προχωρώντας με κατεύθυνση προς το μέτωπο οι θύσανοι (Ci) δίνουν την θέση τους σε λεπτά νέφη, που ονομάζονται θυσανοστρώματα (Cirrostratus - Cs). Αυτά τα νέφη αποτελούνται κυρίως από παγοκρυστάλλους, που δημιουργούν ένα είδος φωτοστέφανου (halo) γύρω από τον Ήλιο. Προχωρώντας τα νέφη πυκνώνουν και σε πιο χαμηλά ύψη εμφανίζονται υψισωρείτες (Altocumulus – Ac) και υψιστρώματα (Altostratus – As). Προχωρώντας προς το μέτωπο και σε απόσταση περίπου 600 km από αυτό, τα νέφη γίνονται ακόμη πιο πυκνά και εμφανίζονται μελανοστρώματα (Nimbostratus – Ns). Στην περιοχή των μελανοστρωμάτων (Ns) σε απόσταση 300 - 400 km από το μέτωπο παρατηρείται και η ζώνη του νετού, που έχει μέτρια ένταση, αλλά συνήθως μεγάλη διάρκεια. Γενικά, οι νετοί θερμού μετώπου καλύπτουν μεγάλη έκταση, είναι συνεχείς και χωρίς πολλές διακυμάνσεις στην έντασή τους, με εξαίρεση τη καλοκαιρινή περίοδο, όπου ο ανερχόμενος αέρας είναι δυνητικά ασταθής. Κατά τη διάρκεια του χειμώνα ο νετός εκδηλώνεται κυρίως υπό μορφή χιονόπτωσης.

Καθώς προσεγγίζουμε το μέτωπο η ατμοσφαιρική πίεση ελαττώνεται ελαφρά και ξεκινά το ψιλόβροχο και η παρατεταμένη ασθενής βροχή. Πιο κοντά στο θερμό μέτωπο, αλλά πάντα μέσα στον ψυχρό τομέα, η ανάμειξη του θερμού/υγρού αέρα με τον ψυχρό/υγρό δημιουργεί ομίχλη και έναν τύπο νεφών που ονομάζονται στρώματα (νέφη στρώματα - Stratus/St). Τέλος, περνώντας μέσα στον θερμό τομέα του μετώπου οι μεταβολές του καιρού είναι μεν αξιοσημείωτες, αλλά λιγότερο έντονες από αυτές που παρατηρούνται κατά τη διέλευση ενός ψυχρού μετώπου. Η μεταβολή των καιρικών φαινομένων γίνεται βαθμιαία και όχι απότομα. Η θερμοκρασία και το σημείο δρόσου αυξάνονται, οι άνεμοι στρέφονται από νοτιοανατολικοί σε νότιους ή νοτιοδυτικούς και η ατμοσφαιρική πίεση σταθεροποιείται. Με το πέρασμα του μετώπου ο νετός σταδιακά σταματά, τα χαμηλά νέφη και η ομίχλη διαλύνονται, εκτός από λίγους στρωματοσωρείτες (Stratocumulus/Sc), που εμφανίζονται σε μεγαλύτερο υψόμετρο που φθάνει περίπου στα 2 km (για τα είδη των νεφών βλέπε το Παράρτημα). Στον παρακάτω πίνακα ([Πίνακας 4.3](#)) παρουσιάζονται οι τυπικές Μετεωρολογικές συνθήκες που συνδέονται με το πέρασμα ενός θερμού μετώπου.

Μετεωρολογικές παράμετροι	Πριν το πέρασμα	Κατά το πέρασμα	Μετά το πέρασμα
Άνεμοι	Νότιοι ή νοτιοανατολικοί.	Μεταβλητές διευθύνσεις	Νότιοι ή νοτιοδυτικοί
Θερμοκρασία	Χαμηλή, σταδιακά αργή άνοδος.	Σταθερή άνοδος.	Θέρμανση και μετά διατήρηση σε υψηλότερα από πριν επίπεδα.
Ατμοσφαιρική Πίεση	Συνήθως με πτωτική πορεία.	Σταθεροποίηση.	Ελαφρά άνοδος ακολουθούμενη από πτώση.
Νέφη	Εμφανίζονται κατά σειρά: Ci, Cs, As, Ns, St και ομίχλη κατά περίπτωση. Το καλοκαίρι εμφανίζονται και Cb.	Στρωματόμορφα.	Καθαρός ουρανός με διάσπαρτα Sc κυρίως το καλοκαίρι. Κατά τους θερινούς μήνες μπορεί να εμφανισθούν κατά περίπτωση και Cb.
Κατακρημνίσματα	Ελαφριά έως μέτρια βροχόπτωση, χιόνι, χιονόνερο ή ψιχάλες, όμβροι το καλοκαίρι.	Ψιχάλα ή και καθόλου.	Συνήθως δεν υπάρχουν κατακρημνίσματα. Μερικές φορές ελαφρά βροχόπτωση ή ελαφρός όμβρος.
Σημείο δρόσου	Σταθερά υψηλό.	Σταθερό.	Με ανοδικές τάσεις και στη συνέχεια σταθερό.

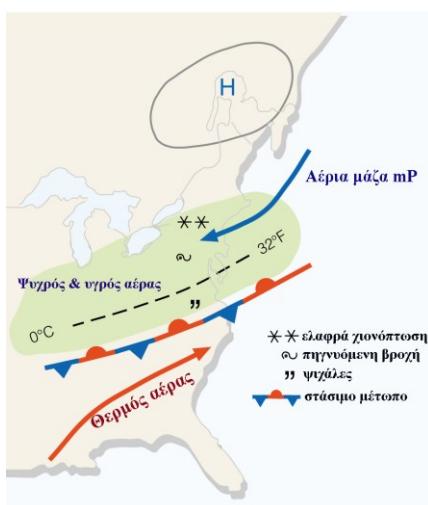
Πίνακας 4.3 Μετεωρολογικές συνθήκες που συνδέονται με το πέρασμα ενός θερμού μετώπου.

4.2.3. Στάσιμο Μέτωπο

Στάσιμο ονομάζεται το μέτωπο που δεν παρουσιάζει αισθητή μετακίνηση. Δηλαδή, όταν μια ψυχρή και μια θερμή αέρια μάζα βρίσκονται σε επαφή και καμία από αυτές δεν εμφανίζει την τάση να εκτοπίσει την άλλη, τότε η τομή της διαχωριστικής τους επιφάνειας με την επιφάνεια του εδάφους καλείται στάσιμο μέτωπο. Σε έναν έγχρωμο χάρτη καιρού το στάσιμο μέτωπο αποτυπώνεται με μία εναλλασσόμενη κόκκινη και μπλε συνεχή γραμμή, όπως στο [Σχήμα 4.2](#) (μεταξύ των σημείων A και B). Κόκκινα ημικύκλια σχεδιάζονται πάνω

στις κόκκινες γραμμές με κατεύθυνση προς τον ψυχρό αέρα, υπονοώντας την κατεύθυνση της κίνησης του μετώπου στην υποθετική περίπτωση που η θερμή αέρια μάζα αρχίσει να εκτοπίζει την ψυχρή. Αντίστοιχα, μπλε τρίγωνα σχεδιάζονται πάνω στις μπλε γραμμές με κατεύθυνση προς τον θερμό αέρα, υπονοώντας την κατεύθυνση της κίνησης του μετώπου στην υποθετική περίπτωση που η ψυχρή αέρια μάζα αρχίσει να εκτοπίζει τη θερμή.

Το στάσιμο μέτωπο του [Σχήματος 4.2](#) χωρίζει μια ηπειρωτική πολική αέρια μάζα (cP) από μία θαλάσσια πολική (mP). Οι άνεμοι επιφανείας πνέουν σχεδόν παράλληλα με το μέτωπο, αλλά σε αντίθετες διευθύνσεις στις δύο πλευρές του μετώπου. Κατά μήκος του μετώπου ο αέρας στα ανατολικά είναι πολύ ψυχρότερος από αυτόν στα δυτικά, εμφανίζεται αραιή νέφωση και καθόλου υετός, καθώς οι δύο αέριες μάζες είναι ξηρές στη συγκεκριμένη περίπτωση. Όταν ο θερμός αέρας έχει αρκετή υγρασία και επιτρέψουν οι συνθήκες να ανέβει πάνω από τον ψυχρό, τότε αναπτύσσεται νέφωση και ελαφρύς υετός σε μεγάλη έκταση μέσα στον ψυχρό τομέα του μετώπου ([Σχήμα 4.7](#)). Στην περίπτωση που οι συνθήκες επιτρέψουν την εκτόπιση του ψυχρού αέρα από τον θερμό, τότε το στάσιμο μέτωπο μετατρέπεται σε θερμό. Αντίθετα, αν ο ψυχρός αέρας αρχίζει να μετατοπίζει τον θερμό, αυτό συνοδεύεται με τη γένεση ενός ψυχρού μετώπου.



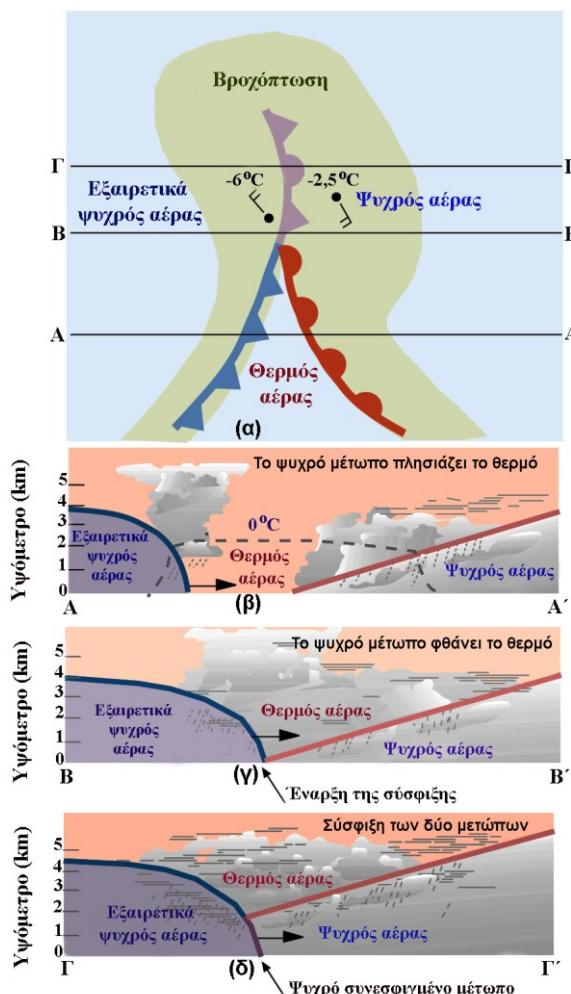
Σχήμα 4.7 Συνθήκες καιρού που δημιουργούνται από ένα στάσιμο μέτωπο, όταν η ψυχρή αέρια μάζα είναι θαλάσσια πολική (mP) και ο θερμός αέρας είναι αρκετά υγρός. H περιοχή με πράσινο χρώμα υποδηλώνει τη ζώνη του υετού (τροποποίηση από [Ahrens C. D., Essentials of Meteorology](#)).

4.2.4. Συνεσφιγμένο Μέτωπο

Τα ψυχρά μέτωπα κινούνται συνήθως ταχύτερα από τα θερμά. Αρκετές φορές λοιπόν συμβαίνει ένα ψυχρό μέτωπο να προλάβει κάποιο προπορευόμενο θερμό και τότε τα δύο μέτωπα σχηματίζουν ένα ενιαίο μέτωπο που ονομάζεται συνεσφιγμένο, ή απλούστερα σύσφιξη. Σε έναν έγχρωμο χάρτη καιρού επιφανείας το συνεσφιγμένο μέτωπο αναπαρίσταται με μία μωβ συνεχή γραμμή, πάνω στην οποία εναλλάσσονται τα τρίγωνα του ψυχρού μετώπου και τα ημικύκλια του θερμού. Και τα δύο σύμβολα είναι στραμμένα προς την κατεύθυνση της κίνησης ([Σχήμα 4.2](#) μεταξύ των σημείων Γ και Ε).

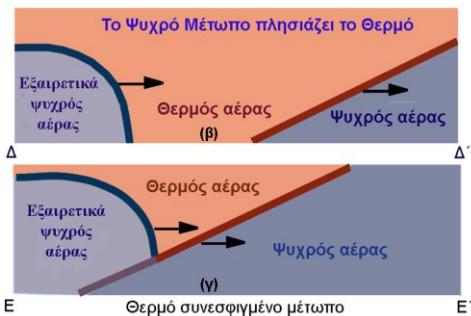
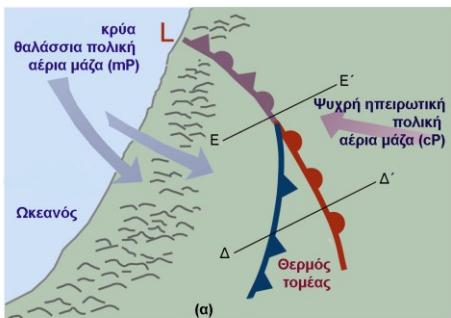
Ένα συνεσφιγμένο μέτωπο έχει τα χαρακτηριστικά της ψυχρής σύσφιξης στην περίπτωση που ο ψυχρός αέρας του ψυχρού μετώπου είναι ψυχρότερος από τον ψυχρό αέρα του θερμού μετώπου. Τότε το συνεσφιγμένο μέτωπο φέρει τα χαρακτηριστικά ενός ψυχρού μετώπου. Στην περίπτωση αυτή ο ψυχρός αέρας του ψυχρού μετώπου παραμένει στο έδαφος και ξεπερνάει γρήγορα το θερμό μέτωπο. Σε αντίθετη περίπτωση, αν δηλαδή ο ψυχρός αέρας του ψυχρού μετώπου είναι θερμότερος από τον ψυχρό αέρα του θερμού μετώπου, η σύσφιξη καλείται θερμή και το μέτωπο έχει τα χαρακτηριστικά ενός θερμού μετώπου, το οποίο παραμένει στο έδαφος, αφού ο ψυχρός αέρας του είναι πιο κρύος (και άρα πιο βαρύς) από τον ψυχρό αέρα του αρχικού ψυχρού μετώπου.

Η ανάπτυξη μιας ψυχρής σύσφιξης αποτυπώνεται στο [Σχήμα 4.8](#). Κατά μήκος της γραμμής A – A' το ψυχρό μέτωπο πλησιάζει γρήγορα το προπορευόμενο θερμό μέτωπο ([Σχήμα 4.8β](#)). Κατά μήκος της γραμμής B – B' το ψυχρό μέτωπο φθάνει το θερμό ([Σχήμα 4.8γ](#)) και στη συνέχεια, όπως φαίνεται κατά μήκος της γραμμής Γ – Γ' ωθεί προς τα πάνω και το θερμό μέτωπο και τη θερμή αέρια μάζα ([Σχήμα 4.8δ](#)). Με την προσέγγιση ενός τέτοιου μετώπου σε μία περιοχή τα καιρικά φαινόμενα μοιάζουν με αυτά ενός θερμού μετώπου (καθώς το θερμό προηγείται). Δηλαδή, ελαττώνεται η ατμοσφαιρική πίεση και αναπτύσσεται μέση και χαμηλή νέφωση που δίνει ασθενή υετό. Με το πέρασμα όμως του μετώπου ο καιρός γίνεται παρόμοιος με αυτόν του ψυχρού μετώπου και οι βροχές γίνονται εξαιρετικά έντονες. Τα πιο έντονα καιρικά φαινόμενα εμφανίζονται εκεί που το ψυχρό μέτωπο συναντά το θερμό, διότι στο συγκεκριμένο σημείο εστιάζονται οι μεγαλύτερες διαφορές στη θερμοκρασία και την υγρασία.



Σχήμα 4.8 α) Αναπαράσταση σε οριζόντιο επίπεδο ενός συνεσφιγμένου μετώπου ψυχρού τύπου με τομές AA', BB' και ΓΓ'. Η ζώνη του υετού απεικονίζεται με πράσινο χρώμα. **β)** Στην τομή AA' το ψυχρό μέτωπο πλησιάζει το πιο αργό θερμό, γ) στην τομή BB' το προλαβαίνει και δ) στην τομή ΓΓ' το εξωθεί προς τα πάνω.

Στο [Σχήμα 4.9](#) φαίνεται η ανάπτυξη ενός συνεσφιγμένου μετώπου θερμού τύπου. Στη συγκεκριμένη περίπτωση, όταν το ψυχρό μέτωπο ([Σχήμα 4.9β](#)) συναντήσει το θερμό, ο ψυχρός αέρας του ψυχρού μετώπου δεν έχει την ικανότητα να ωθήσει προς τα πάνω τον ψυχρότερο από αυτόν ψυχρό αέρα του θερμού μετώπου. Τότε το ψυχρό μέτωπο ανέρχεται στη μετωπική επιφάνεια του θερμού μετώπου, όπως φαίνεται κατά μήκος της γραμμής E – E' του Σχήματος ([Σχήμα 4.9γ](#)). Τα καιρικά φαινόμενα που συνοδεύουν μια ανάλογη κατάσταση είναι παρόμοια με αυτά ενός θερμού μετώπου.



Σχήμα 4.9 a) Αναπαράσταση σε οριζόντιο επίπεδο ενός συνεσφιγμένου μετώπου θερμού τύπου με τομές ΔΔ' και ΕΕ', β) στην τομή ΔΔ' το ψυχρό μέτωπο πλησιάζει το πιο αργό θερμό και γ) στην τομή ΕΕ' το προλαβαίνει καθώς ο ελαφρύτερος (διότι είναι θερμότερος) ψυχρός αέρας πίσω από το ψυχρό μέτωπο αναρριχάται πάνω από τον βαρύτερο ψυχρό αέρα μπροστά από το θερμό μέτωπο.

Στον [Πίνακα 4.4](#) παρουσιάζονται οι τυπικές μετεωρολογικές συνθήκες που συνδέονται με το πέρασμα ενός συνεσφιγμένου μετώπου. Τα μετωπικά συστήματα που περιγράφηκαν παραπάνω είναι στην πραγματικότητα τμήματα μεγαλύτερων καταιγιδοφόρων συστημάτων, που είναι οι κυκλώνες (υφέσεις) των μέσων γεωγραφικών πλατών. Ακολουθεί λεπτομερής ανάπτυξη των συγκεκριμένων συστημάτων.

Μετεωρολογικές παράμετροι	Πριν το πέρασμα	Κατά το πέρασμα	Μετά το πέρασμα
Άνεμοι	Ανατολικοί, νότιοι ή νοτιοανατολικοί.	Μεταβλητές διευθύνσεις	Δυτικοί ή βορειοδυτικοί
Θερμοκρασία			
Ψυχρός τύπος	Χαμηλή ή εξαιρετικά χαμηλή.	Πτωτική τάση	Χαμηλότερη από πριν
Θερμός τύπος	Εξαιρετικά χαμηλή	Ανοδική τάση	Ηπιότερη από πριν
Ατμοσφαιρική Πίεση	Συνήθως με πτωτική πορεία.	Φθάνει στο χαμηλότερο επίπεδο.	Συνήθως αυξάνεται.
Νέφη	Εμφανίζονται κατά σειρά: Ci, Cs, As, Ns.	Ns, μερικές φορές towering cumulus (Tcu) και Cb	Ns, As ή διάσπαρτα Cu
Κατακρημνίσματα	Ελαφριά, μέτρια ή ισχυρή βροχόπτωση.	Ελαφριά, μέτρια ή ισχυρή συνεχής βροχόπτωση ή και όμβροι.	Ελαφριά προς μέτρια βροχόπτωση, που καταλήγει σε τερματισμό των φαινομένων.
Σημείο δρόσου	Σταθερό.	Συνήθως εμφανίζει ελαφρά πτώση, ειδικότερα στην ψυχρή σύσφιξη..	Ελαφρά πτώση, υπάρχει περίπτωση ελαφριάς ανόδου σε θερμή σύσφιξη.

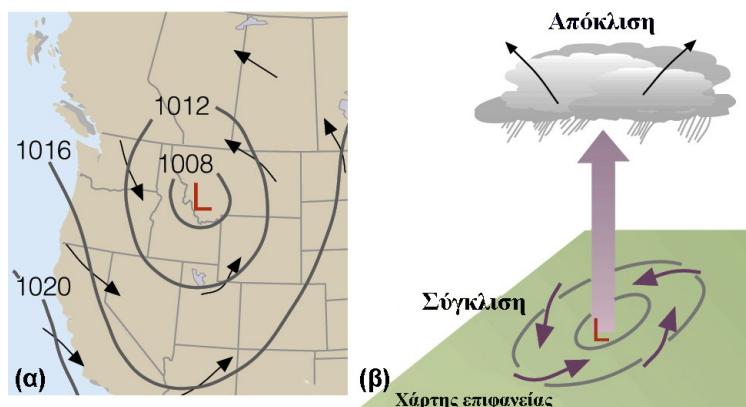
Πίνακας 4.4 Μετεωρολογικές συνθήκες που συνδέονται με το πέρασμα ενός συνεσφιγμένου μετώπου.

4.3. Συστήματα Καιρού (Κυκλωνικά και Αντικυκλωνικά Συστήματα)

4.3.1. Κυκλώνες ή Υφέσεις

Κυκλώνας, ύφεση ή βαρομετρικό χαμηλό καλείται το σύστημα το οποίο στην επιφάνεια του εδάφους εμφανίζει τιμές της ατμοσφαιρικής πίεσης μικρότερες από αυτές που παρουσιάζει η γύρω περιοχή. Στους χάρτες καιρού η ύφεση απεικονίζεται με κλειστές, κυκλικές ή ελλειψοειδείς ισοβαρείς καμπύλες, ενώ η πίεση ελαττώνεται από την περιφέρεια προς το κέντρο.

Ο άνεμος κινείται παράλληλα προς τις ισοβαρείς και στο Βόρειο Ημισφαίριο ακολουθεί την κυκλωνική κυκλοφορία (η ροή του είναι αντίστροφη από την κίνηση των δειχτών του ρολογιού). Το αντίθετο συμβαίνει στο Νότιο Ημισφαίριο. Κοντά στο έδαφος (επειδή υπάρχει ανάπτυξη της δύναμης τριβής-Παράγραφος 3.6) ο άνεμος τέμνει τις ισοβαρείς με μικρή γωνία, συγκλίνοντας προς το κέντρο ([Σχήμα 4.10α](#)). Αποτέλεσμα της σύγκλισης των ανέμων, είναι η δημιουργία ανοδικών κινήσεων στην περιοχή του κέντρου του συστήματος, γεγονός που έχει σαν συνέπεια τον σχηματισμό νεφών, υετού κλπ. Συνεπώς μια ύφεση είναι ένα σύστημα που έχει σαν κύριο χαρακτηριστικό την κακοκαιρία ([Σχήμα 4.10β](#)). Σε μέσα γεωγραφικά πλάτη οι υφέσεις συνήθως κινούνται από δυτικά προς ανατολικά με ταχύτητες (των κέντρων τους) από $30-50 \text{ km h}^{-1}$.



Σχήμα 4.10 α) Κατανομή ισοβαρών ανά 4 hPa σε περιοχή ανάπτυξης μίας ύφεσης. β) Άνεμοι και κινήσεις του αέρα που οφείλονται στην ύπαρξη υφέσεως στην επιφάνεια του εδάφους (τροποποίηση από [Ahrens C. D., Essentials of Meteorology](#)).

4.3.2. Κυκλώνες των Μέσων Γεωγραφικών Πλατών

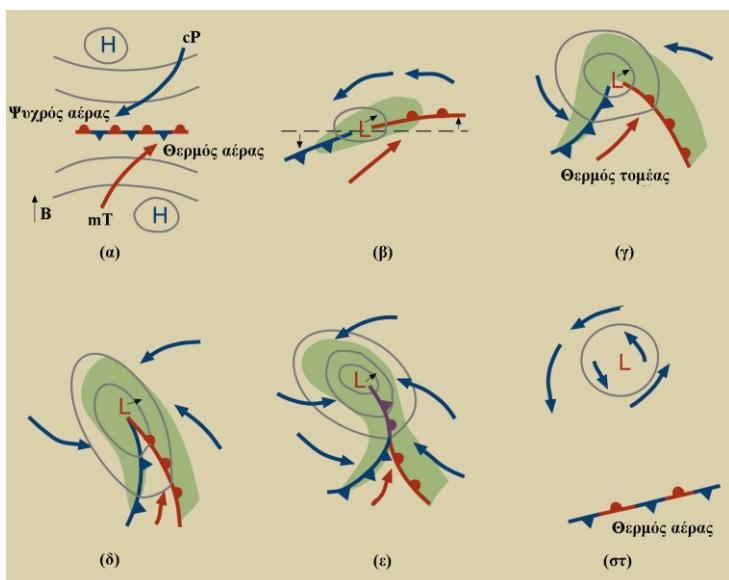
Μετά τον Α' Παγκόσμιο Πόλεμο μια ομάδα επιστημόνων από τη Νορβηγία (Vilhelm Bjerknes, Jacob Bjerknes, Halvor Sølberg και Tom Bergeron) ανέπτυξαν ένα μοντέλο, με το οποίο εξηγούσαν τον κύκλο ζωής μιας υποτροπικής καταιγίδας. Ο όρος υποτροπική καταιγίδα αναφέρεται σε καταιγίδες που αναπτύσσονται σε μεσαία και μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη και μακριά από τους τροπικούς. Η θεωρία τους έγινε γνωστή ως «η θεωρία του πολικού μετώπου» ή ως «Νορβηγικό μοντέλο». Με βάση αυτό το μοντέλο ο κυκλώνας αναπτύσσεται κατά μήκος ενός πολικού μετώπου και αποτελείται από δύο διαφορετικές αέριες μάζες, που είναι συνήθως μια κρύα πολική και μια θερμή τροπική. Τα στάδια της ανάπτυξης ενός υποτροπικού κυκλώνα αποτυπώνονται σχηματικά στο [Σχήμα 4.11](#).

Στο [Σχήμα 4.11α](#) παρατηρείται ένα στάσιμο μέτωπο δηλαδή μία επιφάνεια ασυνέχειας ανάμεσα σε δύο αέριες μάζες, που παρουσιάζουν μια σχετική κίνηση μεταξύ τους. Βόρεια και παράλληλα του μετώπου ψυχρές πολικές αέριες μάζες κινούνται προς τα δυτικά (ανατολικοί άνεμοι), ενώ νότια θερμές θαλάσσιες τροπικές αέριες μάζες κινούνται προς τα ανατολικά (δυτικοί άνεμοι). Υπό ευνοϊκές συνθήκες, η επιφάνεια

ασυνέχειας μπορεί να υποστεί μια διαταραχή και να εμφανίσει έναν ελαφρύ κυματισμό. Το κύμα που δημιουργείται ονομάζεται μετωπικό κύμα. Παρατηρώντας σε χάρτη καιρού τον σχηματισμό ενός μετωπικού κύματος η κατάσταση μοιάζει με τη δημιουργία ενός θαλάσσιου κύματος, όπως αυτό πλησιάζει στην ακτή. Δηλαδή δημιουργείται, αναπτύσσεται, σπάει και τέλος διαλύεται. Αυτός είναι και ο λόγος που τα συστήματα κυκλωνικών καταιγίδων είναι γνωστά και σαν κυκλωνικά κύματα.

Εάν συμβεί ο κυματισμός να είναι ασταθής, τότε επεκτείνεται, και συνοδεύεται με τη δημιουργία μιας μετωπικής ύφεσης σε πρώιμο στάδιο ανάπτυξης ([Σχήμα 4.11β](#)). Στο συγκεκριμένο σχήμα παρατηρείται ένα ψυχρό μέτωπο στα δυτικά που σπρώχνει τον αέρα σε νότιες διευθύνσεις, ενώ ένα θερμό μέτωπο στα ανατολικά κινείται προς βόρειες διευθύνσεις. Το σημείο με τη χαμηλότερη πίεση είναι το σημείο τομής των δύο μετώπων. Καθώς ο ψυχρός αέρας μετατοπίζει τον θερμό προς τα πάνω (κατά μήκος του ψυχρού μετώπου) εμφανίζεται μια στενή ζώνη υετού (πράσινο χρώμα στο σχήμα).

Κατευθυνόμενο το σύστημα από την κυκλοφορία της ανώτερης ατμόσφαιρας, κινείται τυπικά ανατολικά-βορειοανατολικά, συνεχίζει την εξέλιξή του και δημιουργείται μια τυπική ύφεση σε ώριμο στάδιο, η οποία συνεχίζει να εξελίσσεται, ενώ το εύρος του κυματισμού της αυξάνεται. Ταυτόχρονα αναπτύσσεται μια ζώνη θερμού αέρα ανάμεσα στα δύο μέτωπα, που λέγεται θερμός τομέας της ύφεσης. Η ατμοσφαιρική πίεση στο κέντρο είναι αρκετά χαμηλότερη από πριν, και οι ισοβαρείς πυκνώνουν αρκετά στην κορυφή του κύματος ([Σχήμα 4.11γ](#)). Λόγω της πύκνωσης των ισοβαρών δημιουργείται ισχυρή κυκλωνική ροή, καθώς ο αέρας στροβιλίζεται αντίθετα από τους δεικτες του ρολογιού και με κλίση προς το κέντρο του χαμηλού. Μπροστά από το θερμό μέτωπο αναπτύσσεται μια ευρεία ζώνη υετού, ενώ μια πιο στενή ζώνη εμφανίζεται παράλληλα και πίσω από το ψυχρό μέτωπο. Μέσα στον θερμό τομέα ο καιρός είναι νεφελώδης, χωρίς να αποκλείονται σποραδικές βροχοπτώσεις εάν ο αέρας είναι ασταθής. Η ενέργεια που τροφοδοτεί το σύστημα προέρχεται από διάφορες πηγές, όπως: α) από την άνοδο των αερίων μαζών με ταυτόχρονη εισροή ψυχρού αέρα για την κάλυψη του κενού στην επιφάνεια και μετατροπή της δυναμικής ενέργειας σε κινητική, β) από τη συμπύκνωση των υδρατμών, η οποία προσφέρει ενέργεια στο σύστημα υπό μορφή λανθάνουσας θερμότητας και γ) από τη σύγκλιση του επιφανειακού αέρα προς το κέντρο του χαμηλού, με αποτέλεσμα την αύξηση της ταχύτητας των αερίων μαζών, γεγονός που προσφέρει στο σύστημα επιπλέον κινητική ενέργεια.

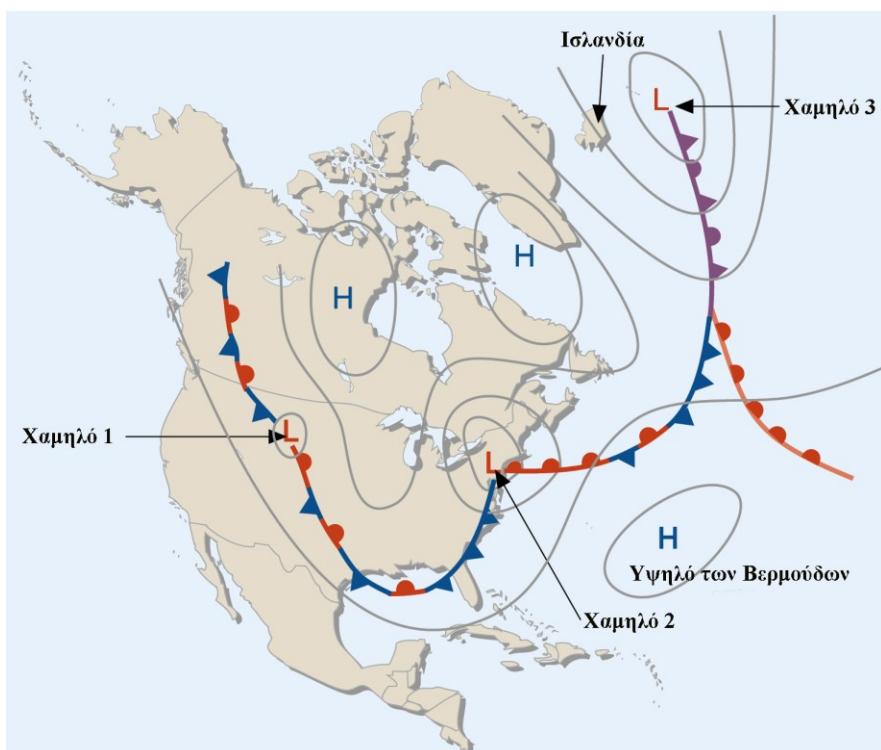


Σχήμα 4.11 Ο ιδεατός κύκλος ζωής ενός υποτροπικού κυκλώνα στο Βόρειο Ημισφαίριο σύμφωνα με το Νορβηγικό μοντέλο. Κατά τη διάρκεια του κύκλου ζωής του, το σύστημα κινείται ανατολικά. Το μικρό βέλος δίπλα στο κάθε L δείχνει την κατεύθυνση της κίνησης της καταιγίδας (τροποποίηση από [Ahrens C. D., Essentials of Meteorology](#)).

Καθώς το σύστημα κινείται ανατολικά, η πίεση στο κέντρο εξακολουθεί να μειώνεται, οι άνεμοι ενισχύονται και καθώς το ψυχρό μέτωπο κινείται ταχύτερα από το θερμό, ο θερμός τομέας περιορίζεται ([Σχήμα 4.11δ](#)). Στη συγκεκριμένη φάση η καταιγίδα είναι πιο έντονη, ενώ σύννεφα και υετός καλύπτουν μια μεγάλη περιοχή. Προοδευτικά ο θερμός τομέας συνεχίζει να περιορίζεται, και τελικά το ψυχρό μέτωπο συναντά το θερμό

σχηματίζοντας ένα συνεσφιγμένο μέτωπο ([Σχήμα 4.11ε](#)). Το σύστημα σταδιακά διαλύεται λόγω της ύπαρξης ψυχρού αέρα και στις δύο πλευρές του συνεσφιγμένου μετώπου. Χωρίς την προσφορά ενέργειας από τον ανερχόμενο θερμό και υγρό αέρα η ύφεση διαλύεται και μετατρέπεται σε ομογενή στρόβιλο, που πολύ γρήγορα εξαφανίζεται ([Σχήμα 4.11στ](#)). Οι φάσεις της ύφεσης, από την αρχική διαταραχή μέχρι την πλήρη της ανάπτυξη, διαρκούν συνήθως 12-24 ώρες. Στη συνέχεια, η διάλυσή της διαρκεί 2-3 ημέρες.

Οι μετωπικές υφέσεις σπάνια εμφανίζονται μεμονωμένες. Συνήθως εντοπίζονται σε ομάδες (2, 3 ή περισσότερες) που ακολουθούν η μία την άλλη, σχηματίζοντας μια “οικογένεια υφέσεων”. Στο [Σχήμα 4.12](#) απεικονίζονται πάνω από τις Η.Π.Α. μια σειρά από κυκλώνες σε διάφορα στάδια ανάπτυξης κατά μήκος του πολικού μετώπου κατά τη χειμερινή περίοδο. Εύκολα φαίνονται στα βόρεια του μετώπου ψυχροί αντικυκλώνες, ενώ στα νότια και πάνω από τον Ατλαντικό Ωκεανό βρίσκεται το θερμό υψηλό των Βερμούδων. Στην εικόνα το Χαμηλό 1 μόλις που αρχίζει να δημιουργείται, το Χαμηλό 2 είναι μια τυπική μορφή ύφεσης, και το σύστημα κοντά στην Ισλανδία (Χαμηλό 3) είναι μια συνεσφιγμένη ύφεση σε φάση ωρίμανσης (οδηγός). Όταν διαλυθεί η ύφεση οδηγός, τη θέση της καταλαμβάνει η επόμενη, ενώ παράλληλα στην ουρά σχηματίζεται μια νέα ύφεση από τον κυματισμό του πολικού μετώπου.

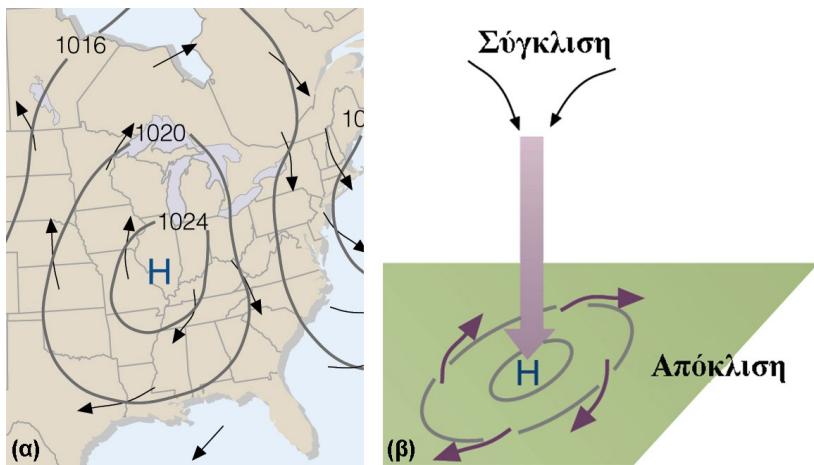


Σχήμα 4.12 Οικογένεια υφέσεων κατά μήκος του πολικού μετώπου (τροποποίηση από [Ahrens C. D., Essentials of Meteorology](#)). Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε διαδραστικά την κίνηση πάνω από τον ελλαδικό χώρο ενός βαρομετρικού χαμηλού με θερμό και ψυχρό μέτωπο τα οποία συνενώνονται σε συνεσφιγμένο μέτωπο (ισχύει αποκλειστικά για την [html5](#) έκδοση του συγγράμματος).

4.3.3. Αντικυκλώνες

Αντικυκλώνας ή κέντρο υψηλών πιέσεων ή βαρομετρικό υψηλό καλείται το σύστημα, το οποίο στο κέντρο του και στην επιφάνεια του εδάφους παρουσιάζει τιμές ατμοσφαιρικής πίεσης μεγαλύτερες από τις αντίστοιχες που επικρατούν στη γύρω περιοχή. Στους χάρτες καιρού ένας αντικυκλώνας απεικονίζεται με κλειστές ισοβαρείς (περίπου κυκλικές ή ελλειπτικές), όπου η πίεση αυξάνεται από την περιφέρεια προς το κέντρο ([Σχήμα 4.13α](#)). Οι άνεμοι κινούνται παράλληλα προς τις ισοβαρείς με ένταση που αυξάνεται από το κέντρο προς την περιφέρεια, και στο Βόρειο Ημισφαίριο ακολουθούν την αντικυκλωνική κυκλοφορία (η ροή του αέρα είναι σύμφωνη με την κίνηση των δεικτών του ρολογιού). Κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, λόγω

της τριβής, οι άνεμοι εμφανίζουν απόκλιση από το κέντρο προς την περιφέρεια του συστήματος. Η συγκεκριμένη ροή έχει σαν αποτέλεσμα να εμφανίζεται καθοδική κίνηση του αέρα στο κέντρο του συστήματος για να αντισταθμίζεται η απώλεια μάζας του, λόγω της οριζόντιας απόκλισης ([Σχήμα 4.13β](#)).



Σχήμα 4.13 α) Κατανομή ισοβαρών ανά 4 hPa σε περιοχή ανάπτυξης αντικυκλώνα. β) Άνεμοι και κινήσεις του αέρα, που οφείλονται στην ύπαρξη αντικυκλωνικού συστήματος στην επιφάνεια του εδάφους (τροποποίηση από Ahrens C. D., *Essentials of Meteorology*).

Στην περιοχή του κέντρου του αντικυκλώνα επικρατεί νηνεμία ή οι άνεμοι είναι ασθενείς. Ο αέρας εξαιτίας της καθοδικής του κίνησης θερμαίνεται αδιαβατικά και έτσι στην περιοχή επικρατεί συνήθως καλοκαιρία. Η θέρμανση του αέρα ευθύνεται για την εμφάνιση στρώματος θερμοκρασιακής αναστροφής καθώς δημιουργείται (από την αδιαβατική θέρμανση) αέρια μάζα θερμότερη από αυτήν που βρίσκεται κοντά στο έδαφος. Γενικά:

- Οι αντικυκλώνες χαρακτηρίζονται από καλό καιρό με μέτριους ανέμους. Οι άνεμοι μπορεί να είναι ισχυροί στην περιφέρεια του αντικυκλώνα, κυρίως σε περιπτώσεις γειτνίασης με βαρομετρικό χαμηλό.
- Στην περίπτωση που ο αντικυκλώνας είναι εξασθενημένος, μπορεί να διέλθουν μέσα από αυτόν μετωπικές επιφάνειες μεταφέροντας τα αντίστοιχα πρότυπα καιρού (κακοκαιρία, βροχοπτώσεις κτλ.).
- Κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, εξαιτίας της υπερθέρμανσης του εδάφους, μπορεί να δημιουργηθούν συστήματα κατακόρυφης ανάπτυξης, μικρής διάρκειας και τοπικού χαρακτήρα με ραγδαίες βροχοπτώσεις.
- Στις κεντρικές περιοχές των αντικυκλώνων, ιδίως κατά τη διάρκεια της ψυχρής περιόδου, σχηματίζεται ομίλη από ακτινοβολία.

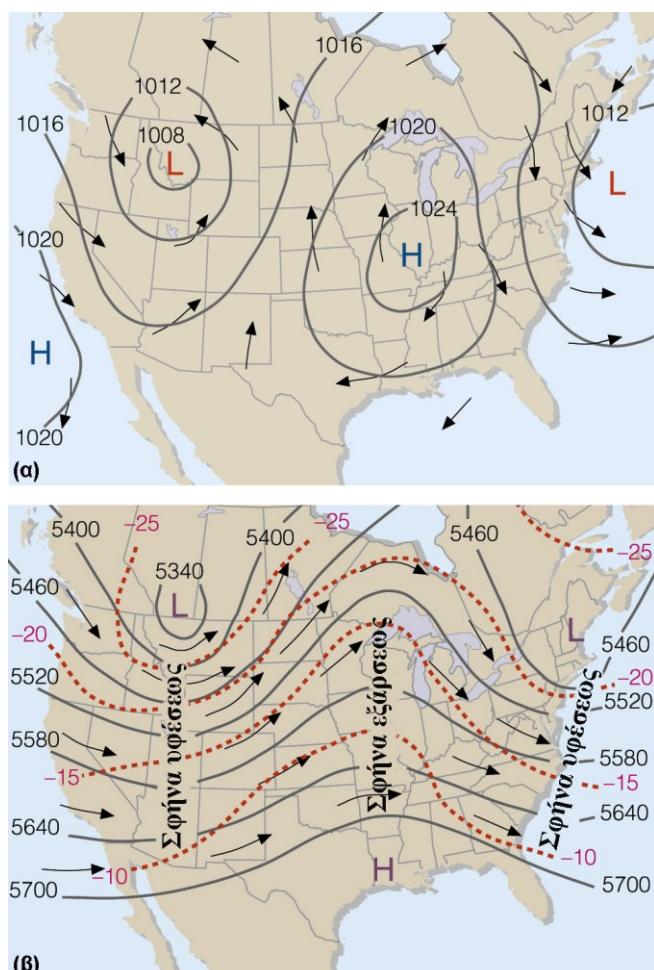
Οι αντικυκλώνες ανάλογα με τον τρόπο δημιουργίας τους, την κινητική τους κατάσταση και τη συμπεριφορά τους διαιρούνται σε τρεις κατηγορίες: τους μόνιμους, τους εποχιακούς και τους κινητούς. Επί πλέον, ανάλογα με την τιμή της θερμοκρασίας που επικρατεί στην κεντρική τους περιοχή χωρίζονται σε δύο κατηγορίες: τους ψυχρούς και τους θερμούς.

Στους ψυχρούς αντικυκλώνες ο αέρας στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας είναι γενικά πιο ψυχρός από τον αέρα στις γειτονικές περιοχές. Η θερμοκρασία και η πίεση στους συγκεκριμένους αντικυκλώνες ελαττώνεται γρήγορα με το ύψος και έτσι η κατακόρυφη έκτασή τους είναι μικρή φθάνοντας τα 2-3 km από το έδαφος. Συνήθως οι εποχιακοί αντικυκλώνες (Σιβηρικός, Καναδικός κ.α.) ανήκουν στους ψυχρούς αντικυκλώνες. Στους θερμούς αντικυκλώνες ο αέρας σε όλες τις στάθμες είναι πιο θερμός από τον αντίστοιχο που περιβάλλει τον αντικυκλώνα. Σε αντίθεση με τους ψυχρούς, οι θερμοί αντικυκλώνες εκτείνονται σε μεγαλύτερο ύψος και αυξάνουν την έντασή τους με την αύξηση του ύψους. Τέτοιοι αντικυκλώνες είναι κυρίως οι μόνιμοι αντικυκλώνες.

4.3.4. Σφήνες Εξάρσεων και Σφήνες Υφέσεων

Στην ανώτερη ατμόσφαιρα εμφανίζονται διαταραχές κατά τις οποίες οι ισοβαρείς καμπύλες εμφανίζουν μορφές πέρα από τις κλασικές, όπως είναι οι κυκλώνες και οι αντικυκλώνες. Τέτοιες χαρακτηριστικές διαταραχές είναι οι σφήνες εξάρσεων (ridges) και οι σφήνες υφέσεων (troughs) ([Σχήμα 4.14β](#)). Η σφήνα εξάρσεως είναι μια αντικυκλωνική προεξοχή σε σχήμα Λ που εισχωρεί συνήθως ανάμεσα σε δύο υφέσεις. Στη συγκεκριμένη περίπτωση η βαρομετρική πίεση αυξάνεται, όπως και στον αντικυκλώνα, από την περιφέρεια προς το κέντρο. Σε αντιδιαστολή η σφήνα υφέσεως είναι μια κυκλωνική προεξοχή σε σχήμα V, που εισχωρεί συνήθως ανάμεσα σε δύο περιοχές υψηλών πιέσεων. Στην περίπτωση αυτή η βαρομετρική πίεση μειώνεται, όπως και στον κυκλώνα, από την περιφέρεια προς το κέντρο.

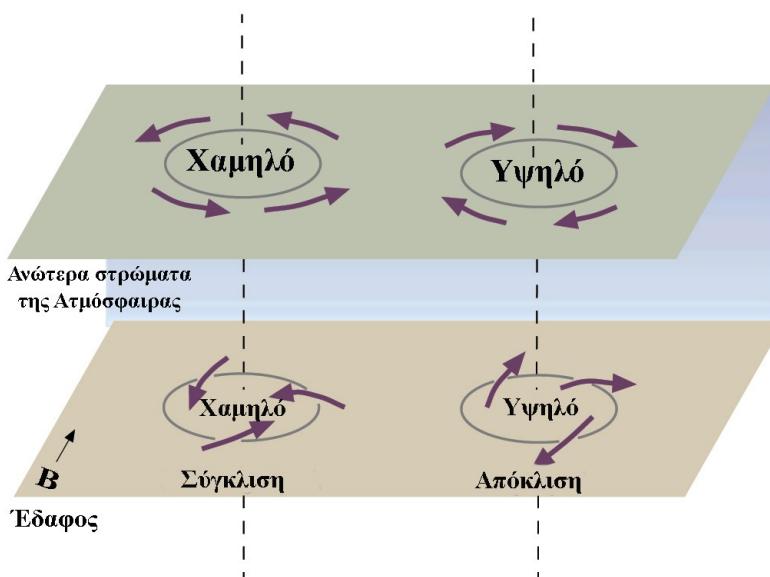
Όπως φαίνεται στο [Σχήμα 4.14α](#) στις Δυτικές Η.Π.Α. έχει αναπτυχθεί στην επιφάνεια ένα βαρομετρικό χαμηλό που γειτονεύει με έναν αντικυκλώνα στα ανατολικά. Ταυτόχρονα στα 500 hPa έχει αναπτυχθεί μια σφήνα υφέσεως πάνω από το χαμηλό επιφάνειας, ενώ πάνω από τον αντικυκλώνα της επιφάνειας εντοπίζεται μία σφήνα εξάρσεως ([Σχήμα 4.14β](#)). Οι ισόθερμες (διακεκομμένες γραμμές) κλίνουν προς τα βόρεια, γεγονός που καταδεικνύει ότι χαμηλές πιέσεις στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας συνοδεύονται από ψυχρό αέρα στα ανώτερα στρώματα, ενώ το αντίθετο συμβαίνει όταν στα χαμηλά στρώματα της ατμόσφαιρας επικρατούν υψηλές πιέσεις. Τα βέλη στο χάρτη των 500 hPa δείχνουν ότι οι άνεμοι πνέουν παράλληλα στις ισοϋψεις από τα Δυτικά προς τα Ανατολικά.



Σχήμα 4.14 α) Χάρτης επιφανείας με περιοχές χαμηλών (L) και υψηλών πιέσεων (H). Οι συνεχείς γραμμές αντιστοιχούν σε ισοβαρείς καμπύλες και β) Χάρτης ανώτερης ατμόσφαιρας (500 hPa) για την ίδια ημέρα. Οι συνεχείς γραμμές είναι ισοπληθείς γεωδυναμικού ύψους, ενώ οι διακεκομμένες αντιστοιχούν σε ισόθερμες (τροποποίηση από [Ahrens C. D., Essentials of Meteorology](#)).

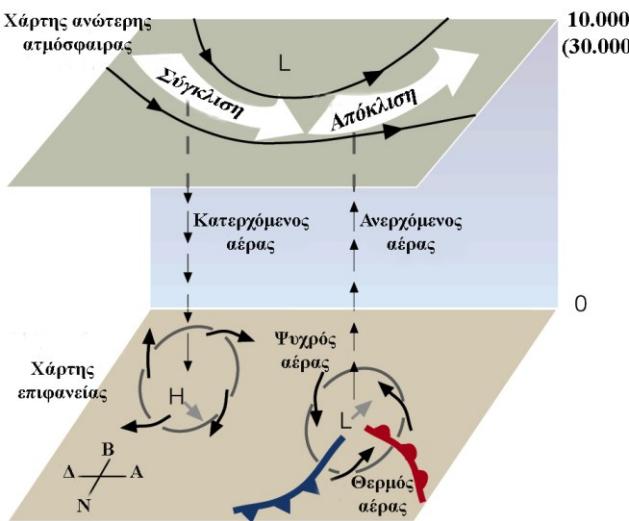
4.3.5. Ανάπτυξη και Διάλυση Κυκλώνων και Αντικυκλώνων

Έστω ότι στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας υπάρχει ένα βαρομετρικό χαμηλό, ακριβώς επάνω από ένα χαμηλό επιφανείας, τότε το σύστημα θα διαλυθεί πολύ γρήγορα, αμέσως μετά τη δημιουργία του. Η εξήγηση είναι απλή και φαίνεται στο [Σχήμα 4.15](#) (αριστερό τμήμα του σχήματος). Καθώς ο αέρας κινείται στην επιφάνεια του εδάφους με κλίση προς το κέντρο του χαμηλού (λόγω τριβής) υπάρχει σύγκλιση των αερίων μαζών, με αποτέλεσμα τη συσσώρευση του αέρα στα ανώτερα στρώματα. Η συσσώρευση οφείλεται στον συνεχή στροβιλισμό του αέρα γύρω από το κέντρο του χαμηλού (εκεί δεν υπάρχει τριβή), ο οποίος δεν απομακρύνεται. Μια τέτοια κατάσταση οδηγεί στην αύξηση της πυκνότητας (μάζας) του αέρα στην επιφάνεια και συνεπώς στην αύξηση της πίεσης, με αποτέλεσμα τη διάλυση του βαρομετρικού χαμηλού.



Σχήμα 4.15 Εάν χαμηλά και υψηλά σε ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας βρίσκονται συνεχώς ακριβώς πάνω από χαμηλά και υψηλά επιφανείας, τότε τα συστήματα επιφανείας γρήγορα θα εξασθενήσουν και θα διαλυθούν (τροποποίηση από [Ahrens C. D., Essentials of Meteorology](#)).

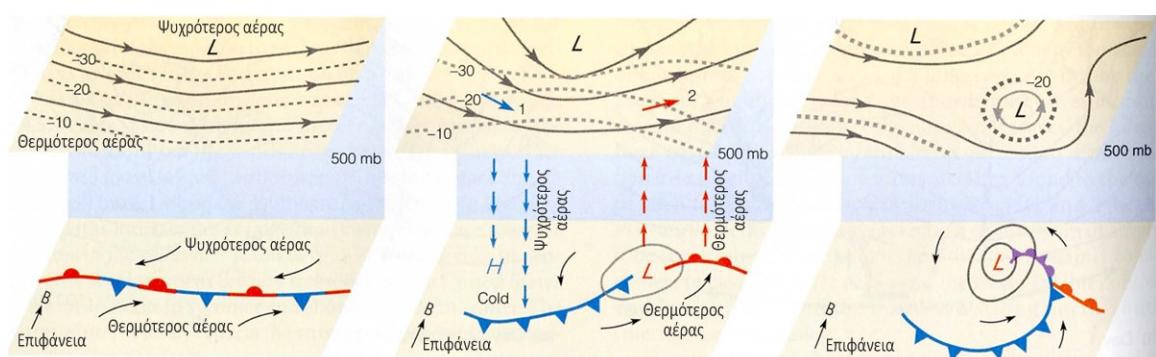
Ανάλογη εξέλιξη αναμένεται αν πάνω από ένα αντικυκλωνικό σύστημα επιφανείας αναπτύσσεται ένας αντικυκλώνας ανώτερης ατμόσφαιρας (δεξιό τμήμα του [Σχήματος 4.15](#)). Στην επιφάνεια οι άνεμοι αποκλίνουν (λόγω τριβής), με αποτέλεσμα να απομακρύνεται μάζα αέρα από το κέντρο. Αν δεν καλυφθεί με κάποιο τρόπο το κενό μάζας, η ατμοσφαιρική πίεση στο κέντρο του αντικυκλώνα μειώνεται και το σύστημα διαλύεται. Για να καλυφθεί το κενό μάζας θα έπρεπε στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας να υπάρχει σύγκλιση των αερίων μαζών που να ωθεί μάζες αέρα προς τα κάτω. Αυτό όμως δεν μπορεί να συμβεί όταν υπάρχει αντικυκλώνας στα ανώτερα στρώματα, καθώς ο αέρας στροβιλίζεται συνεχώς παράλληλα στις ισοϋψεις καμπύλες και γύρω από το κέντρο του υψηλού (εκεί δεν υπάρχει τριβή), χωρίς να υπάρχει ένας μηχανισμός να ωθήσει τον αέρα προς τα κάτω.



Σχήμα 4.16 Σύγκλιση, απόκλιση και κατακόρυφες κινήσεις που συνοδεύονται με βαρομετρικά συστήματα στην επιφάνεια (τροποποίηση από Ahrens C. D., *Essentials of Meteorology*).

Με βάση τα παραπάνω, για να διατηρηθούν ή και να ενισχυθούν αντικυκλωνικά και κυκλωνικά συστήματα επιφανείας, θα πρέπει στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας να πνέουν οι άνεμοι με τέτοιο τρόπο έτσι ώστε να υπάρχουν ζώνες σύγκλισης (convergence) και απόκλισης (divergence) των αερίων μαζών αντίστοιχα. Πρέπει να υπάρχει σύγκλιση πάνω από αντικυκλώνα και απόκλιση πάνω από χαμηλό. Όπως φαίνεται στο **Σχήμα 4.16**, υπάρχει μία σφήνα υφέσεως στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας. Η σύγκλιση των αερίων μαζών ψηλά οδηγεί σε συσσώρευση αέρα πάνω από το βαρομετρικό ψηλό επιφανείας, ο οποίος ωθείται προς τα κάτω και αναπληρώνει τη μάζα του αέρα στα χαμηλότερα στρώματα, που αποκλίνει. Το αντίθετο ακριβώς συμβαίνει πάνω από το βαρομετρικό χαμηλό επιφανείας. Ο αέρας λόγω σύγκλισης στην επιφάνεια ανέρχεται και αποκλίνει σε μεγαλύτερα ύψη στην ατμόσφαιρα. Για την ενίσχυση του χαμηλού επιφανείας πρέπει η σφήνα υφέσεως να βρίσκεται δυτικά του κέντρου του.

Ανάλογος μηχανισμός συνέργειας της ανώτερης ατμόσφαιρας με την επιφάνεια επικρατεί κατά τη φάση δημιουργίας ενός οργανωμένου βαρομετρικού χαμηλού, η οποία ονομάζεται κυκλογένεση. Στη συγκεκριμένη φάση η απόκλιση στην ανώτερη ατμόσφαιρα θα πρέπει να είναι μεγαλύτερη από τη σύγκλιση στην επιφάνεια, με αποτέλεσμα περισσότερος αέρας να ανέλθει από τα κατώτερα στρώματα και η επιφανειακή πίεση στο κέντρο του χαμηλού να ελαττώνεται. Αυτός είναι και ο λόγος για τον οποίο τα κέντρα των οργανωμένων βαρομετρικών χαμηλών βρίσκονται μπροστά από τις σφήνες υφέσεως στην ανώτερη ατμόσφαιρα (**Σχήμα 4.17**). Αντίθετα, όταν η απόκλιση στην ανώτερη ατμόσφαιρα είναι μικρότερη από την επιφανειακή σύγκλιση τότε περιορίζονται οι ανοδικές κινήσεις αερίων μαζών, με αποτέλεσμα η επιφανειακή πίεση να αυξάνει και η ύφεση να εξασθενεί (κυκλόλυση).



Σχήμα 4.17 Αναπαράσταση της διαδικασίας κυκλογένεσης και κυκλόλυσης (τροποποίηση από Ahrens C. D., *Essentials of Meteorology*).

4.4. Μηχανισμός Δημιουργίας Νεφών και Καταιγίδων

Η νέφωση αποτελεί το πιο ευδιάκριτο χαρακτηριστικό της Γης, όταν την παρατηρεί κανείς από το διάστημα. Ανά πάσα στιγμή περίπου η μισή επιφάνειά της καλύπτεται από νέφη, που φθάνουν μερικές φορές σε ύψη μέχρι και στα 20 km. Σύμφωνα με τον Διεθνή Άτλαντα Νεφών ως νέφη χαρακτηρίζονται: οι «Ορατές συσσωρεύσεις μικρών σωματιδίων υγρού νερού ή πάγου στην ελεύθερη ατμόσφαιρα» (International Cloud Atlas, 1956). Είναι, δηλαδή, οι ορατοί ατμόσφαιρικοί σχηματισμοί που αιωρούνται στην ατμόσφαιρα και αποτελούνται από υδροσταγόνες, παγοκρυστάλλους ή και από συνδυασμό τους.

Τα νέφη επηρεάζουν με διάφορους τρόπους την ατμοσφαιρική κατάσταση στο σύνολό της. Διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στο παγκόσμιο ισοζύγιο του νερού, στη γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας και εν γένει στη διαμόρφωση του παγκόσμιου κλίματος. Συμμετέχουν στην απορρόφηση και ανάκλαση της ηλιακής ακτινοβολίας, τροποποιούν τη θερμοκρασία του αέρα, την ατμοσφαιρική πίεση και το πεδίο του ανέμου, παράγουν κατακρημνίσματα και τέλος συμβάλλουν τόσο στη γρήγορη ανάμειξη κατά την κατακόρυφη διεύθυνση διαφόρων αερίων με τον ατμόσφαιρικό αέρα, όσο και στην απομάκρυνση αερίων και σωματιδίων από αυτόν. Η κατανόηση της γένεσης, της ανάπτυξης και γενικά της συμπεριφοράς των νεφών είναι απαραίτητη σε πολλούς τομείς, με τους οποίους ασχολούνται οι επιστήμες της ατμόσφαιρας.

Είναι κοινός τόπος ότι οι σχηματισμοί νερού στην ατμόσφαιρα προέρχονται από τη συμπύκνωση των υδρατμών του ατμόσφαιρικού αέρα. Επομένως, για να σχηματισθούν τα νέφη θα πρέπει ο αέρας να είναι αρκετά υγρός, να δράσει ένας μηχανισμός κατακόρυφων ανοδικών κινήσεων (αστάθεια στην ατμόσφαιρα, μέτωπα, επίδραση του ανάγλυφου της περιοχής), να υπάρχουν πυρήνες συμπύκνωσης (condensation nuclei) και τέλος να έχει αναπτυχθεί μια διαδικασία ψύξης (cooling process). Καθοριστική επίσης παράμετρος για τον κύκλο ζωής ενός νέφους αποτελεί η θερμοκρασία της αέριας μάζας και η διαφορά θερμοκρασίας σε σχέση με αυτήν του περιβάλλοντος.

Οι καταιγίδες είναι ένα από τα πιο σημαντικά φαινόμενα μέστις κλίμακας (10-100 km έκταση). Οι μηχανισμοί που οδηγούν στην ανάπτυξή τους είναι ανάλογοι με τους μηχανισμούς με τους οποίους σχηματίζονται τα νέφη και διακρίνονται σε δύο κατηγορίες: στις δυναμικές και στις καταιγίδες αέριας μάζας. Εάν η ανύψωση του αέρα και η ανάπτυξη των νεφών οφείλεται σε κάποιο δυναμικό αίτιο, εάν δηλαδή είναι μία μετωπική επιφάνεια ή κάποιος ορεινός όγκος, τότε οι δυναμικές καταιγίδες χαρακτηρίζονται σαν μετωπικές ή ορεογραφικές αντίστοιχα.

Εκτός από τα δυναμικά αίτια, καταιγίδες αναπτύσσονται και λόγω της έντονης θέρμανσης των αερίων μαζών από την επιφάνεια του εδάφους. Συνέπεια της θέρμανσης είναι η έναρξη ανοδικών κινήσεων, η σύγκλιση αέριων μαζών, η πτώση της ατμοσφαιρικής πίεσης στην επιφάνεια του εδάφους και η αύξηση της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας. Οι καταιγίδες αυτού του τύπου χαρακτηρίζονται σαν καταιγίδες αέριας μάζας και εκδηλώνονται κατά τις μεσημβρινές και πρώτες απογευματινές ώρες, όταν σημειώνονται οι υψηλότερες θερμοκρασίες στην επιφάνεια του εδάφους.

4.4.1. Μικροφυσικές Διεργασίες στα Θερμά Νέφη

Σύμφωνα με τα παραπάνω, η ψύξη του αέρα κατά την ανύψωση του, όταν υπάρχει επαρκής ποσότητα υγρασίας, μπορεί να προκαλέσει την συμπύκνωση των υδρατμών σε λεπτά νεφοσταγονίδια ή μικρούς παγοκρυστάλλους (ανάλογα με την επικρατούσα θερμοκρασία). Πολλές φορές, λόγω απελευθέρωσης λανθάνουσας θερμότητας συμπύκνωσης, παρατηρείται επιτάχυνση της κίνησης του αέρα προς το επίπεδο συμπύκνωσης, ενώ η αύξηση της υγρασίας του αέρα μειώνει το ύψος, που απαιτείται για να γίνει η έναρξη της συμπύκνωσης. Το επίπεδο στο οποίο αρχίζει η συμπύκνωση είναι εκείνο στο οποίο η θερμοκρασία της ανερχόμενης αέριας μάζας εξισώνεται με το σημείο δρόσου και ονομάζεται LCL (lifted Condensation Level). Στο ύψος αυτού του επιπέδου οριοθετείται και η βάση του νέφους. Περισσότερα στοιχεία για το LCL δίνονται στην [Παράγραφο 2.17](#).

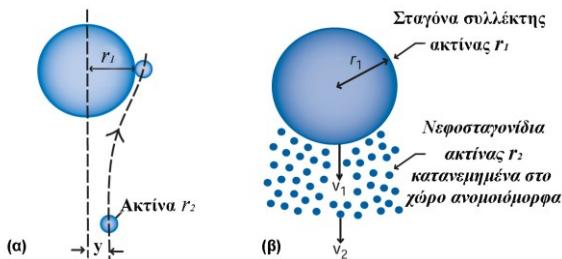
Σημαντικό στάδιο για την υγροποίηση των υδρατμών στα νέφη αποτελεί μια διεργασία γνωστή ως πυρηνοποίηση (nucleation process), κατά την οποία τα μόρια του νερού διατάσσονται στην ατμόσφαιρα πιο οργανωμένα, όταν ο αέρας γίνει υπέρκορος ως προς το νερό κατά την άνοδο και την αδιαβατική ψύξη του. Επειδή η υγροποίηση απαιτεί τη δημιουργία διεπιφάνειας μεταξύ της υγρής και της αέριας φάσης, είναι

απαραίτητη η ύπαρξη υγροσκοπικών αερολυμάτων. Αυτά λειτουργούν ως πυρήνες συμπύκνωσης (condensation nuclei) γύρω από τους οποίους συμπυκνώνονται οι υδρατμοί μετά την ψύξη τους. Με τη συγκεκριμένη διαδικασία σχηματίζονται στοιχειώδεις υδροσταγόνες ([Μαυροματίδης, 2003](#)). Όταν ο πυρήνας αποτελείται από μόρια νερού, η υγροποίηση συμβαίνει με συνένωση μορίων νερού σε υγρή φάση μετά από τυχαίες συγκρούσεις. Αυτή η διεργασία, που καλείται ομογενής πυρηνοποίηση, έχει μεγάλες ενεργειακές απαιτήσεις και πραγματοποιείται πολύ δύσκολα. Στην ουσία είναι πολύ σπάνιο φαινόμενο, διότι για να συμβεί πρέπει να υπάρξει υπερκορεσμός στην ατμόσφαιρα σε μεγάλο βαθμό (300-400%) σε συνδυασμό με πολύ χαμηλές θερμοκρασίες (μικρότερες από -36 °C), ενώ στα φυσιολογικά νέφη ο υπερκορεσμός σπάνια υπερβαίνει το 1% ([Wallace and Hobbs, 2006](#)). Σύμφωνα με τους [Pruppacher and Klett \(1997\)](#) ομογενής πυρηνοποίηση υδροσταγόνων από υπερκορεσμένους υδρατμούς μπορεί να πραγματοποιηθεί μόνο στο εργαστήριο και δεν είναι δυνατόν να συμβεί στην ατμόσφαιρα. Αντίθετα, ευνοείται η διαδικασία που είναι γνωστή ως ετερογενής πυρηνοποίηση και αφορά διεργασίες κατά τις οποίες ο πυρήνας έχει διαφορετική προέλευση, όπως: σκόνη, προϊόντα καύσης, κρύσταλλοι άλατος.

Το μικρότερο σωματίδιο, που μπορεί να παρατηρηθεί χωρίς ιδιαίτερα όργανα σε ένα νέφος, είναι μία υδροσταγόνα ή ένας κρύσταλλος πάγου (π.χ. νιφάδα χιονιού). Για να φθάσει μία υδροσταγόνα σε μεγέθη κατακρημνίσιμα, έτσι ώστε να προκληθεί ψεύτικη, θα πρέπει να αυξηθεί το μέγεθος των αρχικών σταγονιδίων σε πολύ μεγάλο βαθμό. Η τελική διάμετρος μπορεί να φθάσει να είναι ίσως και 10^6 φορές μεγαλύτερη από την αρχική διάμετρο (0,1 μμ περίπου). Αυτή η διαδικασία μπορεί να είναι αργή, μπορεί όμως να είναι και εξαιρετικά σύντομη, ανάλογα με τον τύπο του νέφους. Έχει αναφερθεί ότι για το σχηματισμό υδροσταγόνων σε νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης απαιτείται χρόνος μικρότερος ενδεχομένως και από 10 λεπτά της ώρας. Οι υδροσταγόνες αρχίζουν να πέφτουν όταν οι δυνάμεις βαρύτητας υπερνικήσουν την αιώρηση που δημιουργεί η τυρβώδης διάχυση. Η πτώση των υδροσταγόνων γίνεται με επιτάχυνση που συνεχώς μειώνεται, λόγω της αντίστασης του αέρα. Όταν η επιτάχυνση μηδενίσθει, τότε οι υδροσταγόνες αποκτούν σταθερή οριακή ταχύτητα, γνωστή σαν οριακή ταχύτητα πτώσης (terminal fall velocity). Στην πραγματικότητα αυτή η ταχύτητα είναι αμελητέα για σταγόνες με ακτίνα μικρότερη από 0,1 mm, η οποία θεωρείται και το κατώφλι για να πέσει μια υδροσταγόνα στη γη σαν κατακρήμνισμα ([Pruppacher and Klett, 1997](#)). Και στις δύο κατηγορίες υδροσταγόνων (ψιχάλα/drizzle και σταγόνες βροχής/rain droplets) η ταχύτητα πτώσης είναι συνάρτηση της ακτίνας τους.

Ο βασικός μηχανισμός αύξησης του μεγέθους των υδροσταγόνων είναι ο μηχανισμός της σύμφυσης των νεφοσταγονιδίων (coalescence process). Ο συγκεκριμένος μηχανισμός βασίζεται στον σχηματισμό μιας μόνο υγρής σταγόνας από την ένωση δύο ή περισσότερων σταγόνων που συγκρούονται μεταξύ τους (collision). Οι σταγόνες του νέφους, που έχουν λίγο μεγαλύτερη ταχύτητα πτώσης από τον μέσο όρο, συγκρούονται με μικρότερες σταγόνες που βρίσκονται στο δρόμο τους και συνενώνονται, αυξάνοντας έτσι το μέγεθος τους. Η διεργασία πραγματοποιείται στα θερμά νέφη, όπου με τις συγκρούσεις μεταξύ των νεφοσταγονιδίων επιτυγχάνεται η αύξηση της μάζας τους σε μεγέθη κατακρημνίσιμα. Κατά τον Johnson (1993) η διαδικασία αύξησης του μεγέθους των υδροσταγόνων με συλλογή άλλων και συνένωση μεταξύ τους (collision – coalescence) γίνεται σε δύο στάδια. Κατά το πρώτο στάδιο δημιουργούνται εμβρυνακές σταγόνες σε μεγέθη κατάλληλα για να αρχίσει η συνένωση (ακτίνες > 20 μμ). Κατά το δεύτερο στάδιο γίνεται η ανάπτυξη των σταγόνων σε μεγέθη ικανά για να προκληθεί ψεύτικη, γεγονός βέβαια που εξαρτάται και από παράγοντες του περιβάλλοντος. Διακρίνονται δύο θεωρητικά μοντέλα συλλογής: η συνεχής συλλογή και η τυχαία συλλογή.

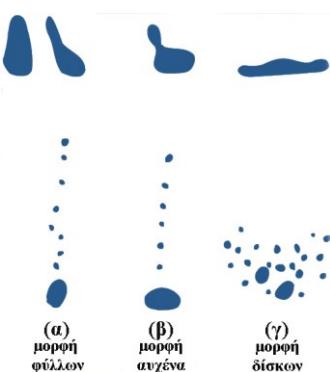
Η δυνατότητα για σύγκρουση εξαρτάται από τη σχετική ροή του αέρα γύρω από τη σταγόνα που πέφτει. Τα μικρότερα σωματίδια μπορεί να βγουν έξω από τη διαδρομή μεγαλύτερων σωματιδίων (δραστικότητα σύγκρουσης < 1), ενώ μικρά σωματίδια που δεν είναι ακριβώς μέσα στη διαδρομή των μεγαλύτερων σωματιδίων μπορεί να ωθηθούν προς την τροχιά τους και να συγκρουσθούν (δραστικότητα σύγκρουσης > 1). Στο παρακάτω σχήμα ([Σχήμα 4.18a](#)) φαίνεται μια σταγόνα ακτίνας r_1 (σταγόνα συλλέκτης) που πλησιάζει μια σταγόνα μικρότερης ακτίνας r_2 . Καθώς η σταγόνα συλλέκτης πλησιάζει τη μικρότερη, αυτή τείνει να ακολουθήσει τις ρευματογραμμές γύρω από τον συλλέκτη και ως εκ τούτου υπάρχει περίπτωση να αποφευχθεί η σύγκρουση. Η παραμέτρος για αναπαριστά τη μέγιστη (κρίσιμη) απόσταση για να υπάρξει σύγκρουση και είναι η απόσταση μεταξύ του κέντρου του μικρού νεφοσταγονιδίου και της κατακόρυφης, που περνά από το κέντρο της σταγόνας συλλέκτη (η μέτρηση γίνεται όταν οι δύο σταγόνες βρίσκονται σε μεγάλη απόσταση). Αν η απόσταση είναι μικρότερη ή ίση με το y τότε συμβαίνει σύγκρουση και συλλογή της μικρότερης σταγόνας από τη μεγαλύτερη. Φυσικά, συμβαίνει το αντίθετο όταν η απόσταση των δύο κέντρων υπερβαίνει την απόσταση y .



Σχήμα 4.18 Σχηματική αναπαράσταση α) της σχετικής κίνησης ενός μικρού νεφοσταγονίδιου σε σχέση με την κίνηση μιας υδροσταγόνας – συλλέκτη. Το γίνεται η μέγιστη τιμή της παραμέτρου σύγκρουσης για το νεφοσταγονίδιο ακτίνας r_2 από μία μεγάλη υδροσταγόνα – συλλέκτη ακτίνας r_1 και β) του μοντέλου συνεχούς συλλογής για την αύξηση του μεγέθους μιας υδροσταγόνας με τη διαδικασία της σύμφυσης μετά από σύγκρουση μικρότερων υδροσταγόνων με μία μεγαλύτερη κατά τη διάρκεια της πτώσης της μέσα στην ατμόσφαιρα. (τροποποίηση από Wallace J.M. and P.V. Hobbs, 2006: Atmospheric Science - An Introductory Survey).

Εκτός του παραπάνω μηχανισμού, μια σταγόνα μπορεί υπό προϋποθέσεις να συνεχίσει να μεγαλώνει συμπυκνώνοντας νερό επάνω της. Αυτό μπορεί να συμβεί εφόσον η πίεση των υδρατμών του περιβάλλοντα αέρα είναι μεγαλύτερη από την πίεση των ατμών που βρίσκονται σε επαφή με τη σταγόνα. Επίσης κατά μία υπόθεση, υπερμεγέθη αερολύματα στην ατμόσφαιρα μπορεί να λειτουργήσουν ανάλογα με τις εμβρυακές υδροσταγόνες και να συντελέσουν στην αύξηση του μεγέθους των σταγόνων με συλλογή άλλων και συνένωση. Από παρατηρήσεις είναι γνωστή η ύπαρξη σημαντικών ποσοτήτων αερολυμάτων με μεγέθη μεγαλύτερα από 100 μμ. Έχει υπολογισθεί ότι αυτά τα σωματίδια είναι αρκετά σε πλήθος και μπορούν να συμβάλλουν στη γρήγορη ανάπτυξη υδροσταγόνων σε μεγέθη τέτοια, ώστε να μπορούν να πέσουν και σαν κατακρημνίσματα. Κάτι τέτοιο μπορεί να συμβεί ακόμη και σε περιπτώσεις ηπειρωτικών νεφών και σε συνθήκες ευστάθειας.

Ο [Langmuir \(1948\)](#) εισηγήθηκε ότι, μόλις μια υδροσταγόνα φθάσει σε ένα κρίσιμο μέγεθος (~ 6 mm σε διάμετρο), σπάει σε μικρότερα κομμάτια λόγω υδροδυναμικής αστάθειας. Κάθε κομμάτι υπέθεσε ότι λειτουργεί σαν εμβρυακό σωματίδιο, που μπορεί να αναπτυχθεί στο κατάλληλο μέγεθος, να ξανασπάσει και να παράξει επιπλέον εμβρυακές σταγόνες βροχής. Η συγκεκριμένη θεωρία ονομάστηκε θεωρία της «αλυσιδωτής αντίδρασης» για παραγωγή σταγόνων βροχής σε θερμά νέφη. Οι [Farley και Chen \(1975\)](#), μετά από προσομοιώσεις που έκαναν χρησιμοποιώντας αριθμητικό μοντέλο, κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι για να ισχύσει η θεωρία του Langmuir θα πρέπει να υπάρχουν μέσα στο νέφος ανοδικές κινήσεις της τάξης των 10 ms^{-1} , ενώ η σύγκρουση μεταξύ των υδροσταγόνων φαίνεται να είναι απαραίτητη προϋπόθεση για τη διάσπασή τους. Στο [Σχήμα 4.19](#) αναπαριστώνται οι τρεις βασικοί τύποι διάσπασης υδροσταγόνων μετά από σύγκρουση. Οι πιθανότητες για τον κάθε τύπο διάσπασης (ανάλογα με τη μορφή των υδροσταγόνων) είναι: μορφή φύλλων (55%), μορφή αυχένα (27%) και μορφή δίσκων (18%).



Σχήμα 4.19 Σχηματική αναπαράσταση των τριών τύπων της διάσπασης που ακολουθεί τη σύγκρουση δύο υδροσταγόνων (τροποποίηση από Wallace J.M. and P.V. Hobbs, 2006: Atmospheric Science - An Introductory Survey).

4.4.2. Μικροφυσικές Διεργασίες στα Ψυχρά Νέφη

Η μελέτη των μικροφυσικών διαδικασιών της στερεής φάσης του νερού είναι εξαιρετικά πολύπλοκη, λόγω της ποικιλομορφίας των παγοκρυστάλλων, αλλά και του μεγάλου αριθμού των φυσικών διαδικασιών που οδηγούν στην μορφοποίηση τους. Η υπάρχουσα γνώση, εξάλλου, σε ότι αφορά τη φυσική του πάγου, δεν είναι ολοκληρωμένη. Σε πολλές περιπτώσεις, όπου εμφανίζεται το νερό ως στερεό, δεν είναι επαρκείς οι πληροφορίες που έχουν συλλεχθεί από θεωρητικά ή αριθμητικά μοντέλα ή ακόμη και από παρατηρήσεις. Οι παγοκρύσταλλοι μορφοποιούνται στην ατμόσφαιρα με τρεις τρόπους:

- Με συμπύκνωση της υδροσταγόνας γύρω από έναν πυρήνα παγοποίησης (ετερογενής πυρηνοποίηση).
- Με δευτερεύοντες μηχανισμούς με τους οποίους οι εμβρυακοί παγοκρύσταλλοι, που μορφοποιήθηκαν με την προηγούμενη διαδικασία, πολλαπλασιάζονται.
- Με ομογενή πυρηνοποίηση σε θερμοκρασίες κάτω από -40 °C.

Αξίζει να σημειωθεί ότι, όπως εξάγεται τόσο από θεωρητικά όσο και από εμπειρικά αποτελέσματα, ομογενής πυρηνοποίηση μπορεί να συμβεί σε θερμοκρασίες χαμηλότερες από -30 έως και -40 °C, ανάλογα με το μέγεθος των σταγόνων. Πάντως, σε κάθε περίπτωση η υδροσταγόνα παγώνει με ομογενή πυρηνοποίηση αν η θερμοκρασία είναι μικρότερη από -40 °C. Η ομογενής πυρηνοποίηση ενός σωματιδίου πάγου από νερό σε υγρή φάση είναι ανάλογη με την ομογενή πυρηνοποίηση των υδροσταγόνων από την αέρια φάση και αποτελεί τον ρυθμιστικό μηχανισμό για τον σχηματισμό στην ατμόσφαιρα νεφών τύπου círcus. Το τμήμα ενός νέφους με θερμοκρασίες κάτω από -40 °C, αποτελείται μόνο από παγωμένα υδρομετέωρα. Όμως, σε ένα πραγματικό νέφος, όταν οι θερμοκρασίες είναι μεγαλύτερες από -40 °C, υπάρχει η πιθανότητα να συνυπάρχουν και σταγόνες νερού σε υγρή φάση (υπέρτηκτες/supercooled), παρόλο που το σημείο πήξης του νερού είναι 0 °C. Υπέρτηκτες υδροσταγόνες παρατηρήθηκαν σε νέφη με έκταση καθ' ύψος πάνω από 2,5 km και θερμοκρασία βάσης περίπου 7 °C. Η δημιουργία παγοκρυστάλλου από υδρατμούς πρέπει να αποκλειστεί, καθώς έχει αποδειχθεί ότι, σε ατμόσφαιρα υπέρκορη σε υδρατμούς και σε θερμοκρασίες από 0 έως -70 °C, ο πάγος σχηματίζεται αποκλειστικά από υπέρτηκτες υδροσταγόνες. Ο άμεσος σχηματισμός σωματίδιων πάγου από την αέρια φάση απαιτεί θερμοκρασίες μικρότερες από -70 °C με ατμοσφαιρικό υπερκορεσμό της τάξης 1000%. Είναι, συνεπώς, προφανές πως στην ατμόσφαιρα μπορούν να δημιουργηθούν σωματίδια πάγου με ομογενή πυρηνοποίηση αποκλειστικά από την υγρή φάση του νερού.

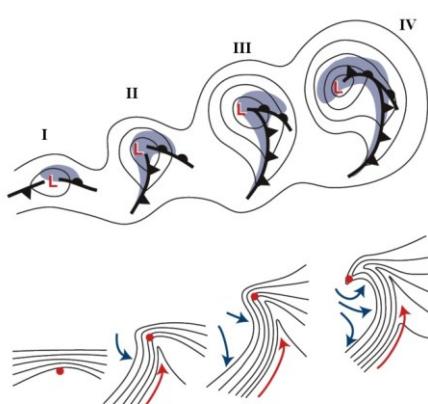
Η υδροσταγόνα μπορεί να μετατραπεί σε παγοκρύσταλλο ευκολότερα, αν περιέχονται σ' αυτήν πυρήνες παγοποίησης (ετερογενής πυρηνοποίηση) σε αντιστοιχία με τους πυρήνες συμπύκνωσης στα θερμά νέφη. Παρατηρήσεις από μελέτες του κεντρικού τμήματος νιφάδων χιονιού οδηγούν στο συμπέρασμα ότι οι τυπικοί διάμετροι των πυρήνων παγοποίησης κυμαίνονται από 0.1 μμ έως και 15 μμ, με επικρατούσες τιμές αυτές μεταξύ των 0.5 και 5 μμ. Τα μόρια του νερού συλλέγονται στην επιφάνεια του σωματίδιου και σχηματίζουν ένα παγοσωματίδιο, που μπορεί να μεγαλώσει σε μέγεθος και να προκαλέσει το πάγωμα της σταγόνας. Η ετερογενής πυρηνοποίηση πραγματοποιείται σε πολύ υψηλότερες θερμοκρασίες από την ομογενή. Μπορεί να πραγματοποιηθεί σε θερμοκρασίες μεγαλύτερες από -10 °C, αν και οι ιδανικές θερμοκρασίες κυμαίνονται στους -15 °C. Βέβαια, μπορεί να προϋπάρχουν στο νέφος εμβρυακοί παγοκρύσταλλοι, οπότε οι υδροσταγόνες μπορεί να παγώσουν και σε μεγαλύτερες θερμοκρασίες (~-5 °C). Πειράματα έδειξαν ότι η χημική σύσταση των σωματίδιων παίζει σημαντικό ρόλο στη διαδικασία της ετερογενούς πυρηνοποίησης. Ανάλογα με τη χημική τους σύσταση, άλλα σωματίδια λειτουργούν σαν πυρήνες και έτσι δημιουργούνται κρύσταλλοι πάγου μετά από επαφή με υδροσταγόνα (πυρηνοποίηση επαφής/contact nucleation), και άλλα λειτουργούν ως πυρήνες πάνω στους οποίους συμπυκνώνονται και παγώνουν οι υδροσταγόνες (παγοποίηση συμπύκνωσης/condensation freezing).

Οι παγοκρύσταλλοι ανξένονται σε μέγεθος μετά από διάχυση υδρατμών του περιβάλλοντος προς τον κρύσταλλο. Αυτή η διαδικασία ονομάζεται εναπόθεση. Για παράδειγμα, σε ένα μικτό νέφος που κυριαρχείται από υδροσταγόνες σε υπέρτηξη, ο αέρας είναι, σχεδόν, κορεσμένος ως προς το υγρό νερό και υπέρκορος ως προς τον πάγο (στους -20 °C ο αέρας είναι υπέρκορος ως προς τον πάγο κατά 21%). Σε μικτά νέφη οι

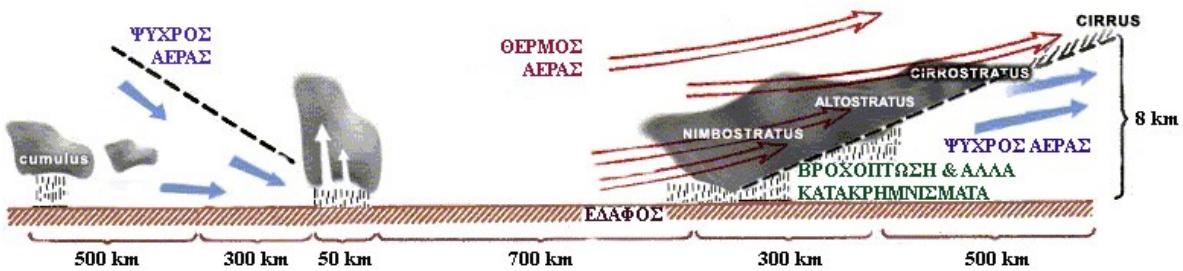
παγοκρύσταλλοι μεγαλώνουν με συμπύκνωση υδρατμών πιο γρήγορα σε σχέση με τις υδροσταγόνες. Οι παγοκρύσταλλοι μπορεί να αυξήσουν το μέγεθός τους και με συλλογή άλλων σωματιδίων πάγου (συνήθως πολύ μικρών σε μέγεθος) και τότε η διαδικασία ονομάζεται συσσώρευση (aggregation). Η συσσώρευση εξαρτάται άμεσα από τη θερμοκρασία. Είναι ένα φαινόμενο εξαιρετικά πολύπλοκο, λόγω των διαφόρων σχημάτων και των διαφόρων προσανατολισμών των κρυστάλλων κατά την κίνησή τους στην ατμόσφαιρα ([Cotton and Anthes, 1989](#)). Σε θερμοκρασίες υψηλότερες των -5°C , η πιθανότητα για συνένωση των κρυστάλλων γίνεται πολύ μεγαλύτερη, διότι η επιφάνεια των κρυστάλλων αποκτά κολλώδη υφή. Η επαύξηση της μάζας των παγοκρυστάλλων στα ψυχρά νέφη μπορεί να γίνει και με την απορρόφηση γειτονικών υγρών σταγόνων, όπου σε θερμοκρασίες μικρότερες του μηδενός συνυπάρχουν παγοκρύσταλλοι με νεφοσταγονίδια. Εάν τα σωματίδια πάγου συλλέξουν υδροσταγόνες, τότε αυτές παγώνουν με την επαφή και η διαδικασία ονομάζεται πάχνιασμα (riming). Η αύξηση του μεγέθους των παγοκρυστάλλων με πάχνιασμα είναι φαινόμενο, που συμβαίνει πολύ συχνά στη φύση, και είναι παρόμοια διαδικασία με τον μηχανισμό collision-coalescence, που ισχύει στα θερμά νέφη για τις υδροσταγόνες. Σε περίπτωση που τα νεφοσταγονίδια παγώσουν πριν ενωθούν με τους παγοκρυστάλλους τότε συμβαίνει η διεργασία της πρόσφυσης (accretion).

4.4.3. Καταιγίδες των Μέσων Γεωγραφικών Πλατών (Δυναμικές Μετωπικές Καταιγίδες)

Στα μέσα γεωγραφικά πλάτη το μεγαλύτερο ποσό βροχόπτωσης σχετίζεται με τα βαρομετρικά χαμηλά και με τα μετωπικά συστήματα, τα οποία είναι κυρίως υπεύθυνα για τη δημιουργία ραγδαίων καταιγίδων. Τα συγκεκριμένα συστήματα φαίνεται ότι επηρεάζονται από την επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας, την αισθητή και τη λανθάνουσα ροή θερμότητας, ιδιαίτερα πάνω από τις θαλάσσιες επιφάνειες, καθώς και από τα φυσιογραφικά χαρακτηριστικά της περιοχής. Στο [Σχήμα 4.20](#) παρουσιάζεται σχηματικά ιδεατό μοντέλο βαρομετρικού χαμηλού σε τρία στάδια ανάπτυξης, ενώ στο [Σχήμα 4.21](#) παρουσιάζονται οι κινήσεις του αέρα και η κατανομή των νεφών σε κυκλωνικό σύστημα μέσων γεωγραφικών πλατών. Μπροστά από το θερμό μέτωπο σχηματίζονται, όπως προαναφέρθηκε, εκτεταμένα στρωματόμορφα νέφη, καθώς ο αέρας στον θερμό τομέα αναρριχάται πάνω από τον ψυχρό και πυκνό αέρα. Η συγκεκριμένη κίνηση του αέρα δημιουργεί εκτεταμένες και σχεδόν ομοιόμορφες βροχοπτώσεις, που παρουσιάζουν μέγιστη τιμή με το πέρασμα του μετώπου. Το ψυχρό μέτωπο ακολουθείται, συνήθως, από καλά οργανωμένο νεφικό σύστημα. Ανάλογα με την κλίση του μετώπου, καθώς ο ψυχρός αέρας εισχωρεί κάτω από τον θερμό, εμφανίζονται κατά κύριο λόγο νέφη ανοδικής μεταφοράς (cumulonimbus, altocumulus). Συνήθως, οι ισχυρές καταιγίδες παρουσιάζονται ακριβώς μπροστά και πάνω από τη «μύτη» του ψυχρού μετώπου. Στη περίπτωση που ο θερμός ανερχόμενος αέρας είναι ξηρός, τότε αναπτύσσονται κυρίως στρωματόμορφα νέφη (πχ. μελανοστρώματα/nimbostratus) και είναι πολύ πιθανό να αναπτυχθεί και ομίχλη στις περιοχές με υετό.

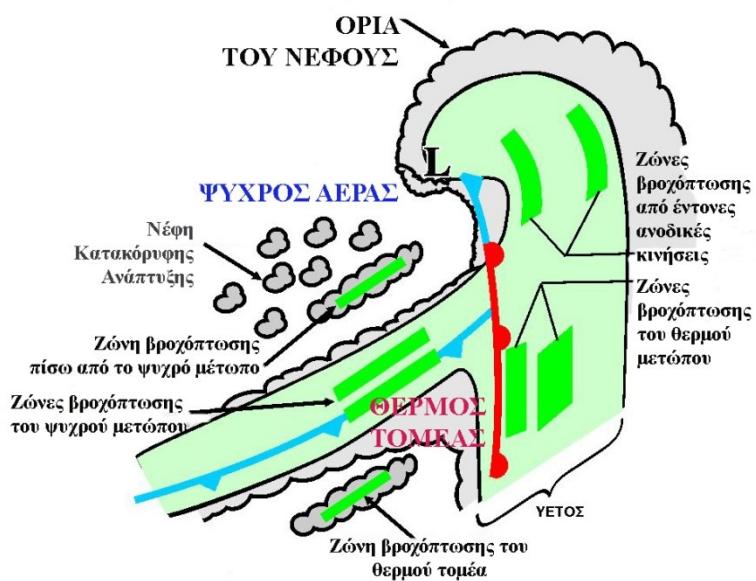


Σχήμα 4.20 Σχηματική αναπαράσταση τεσσάρων σταδίων του κύκλου ζωής ενός κυκλώνα, σύμφωνα με το Νορβηγικό μοντέλο του “πολικού μετώπου”. (Άνω μέρος) αναπαριστώνται οι ισοβαρείς της πίεσης στην επιφάνεια της θάλασσας και τα μέτωπα. Το σκιασμένο τμήμα υπονοεί τις περιοχές όπου υπάρχουν κατακρημνίσματα. (Κάτω μέρος) ισόθερμες (μαύρες γραμμές) και ροή του αέρα (έγχρωμα βέλη) σε σχέση με το κινούμενο κέντρο του κυκλώνα (κόκκινη τελεία). Τα κόκκινα βέλη παρουσιάζουν τη ροή στον θερμό τομέα, ενώ τα μπλε βέλη τη ροή της ψυχρής αέριας μάζας (τροποποίηση από [Wallace J.M. and P.V. Hobbs, 2006: Atmospheric Science - An Introductory Survey](#)).



Σχήμα 4.21 Ιδεατή κατακόρυφη τομή ενός κυκλώνα των μέσων γεωγραφικών πλατών ([Μαυροματίδης, 2003](#)).

Οι τύποι ζώνων βροχόπτωσης, που σχετίζονται με τα μέτωπα σε τυπικό κυκλώνα μέσων γεωγραφικών πλατών (στο οριζόντιο επίπεδο), καταγράφονται στο [Σχήμα 4.22](#). Οι συγκεκριμένες ζώνες έχουν προσδιορισθεί από μελέτες, που έγιναν κατά καιρούς, με δεδομένα τηλεπισκόπισης και πτήσεων αεροσκαφών. Οι ζώνες βροχόπτωσης του θερμού μετώπου εκτείνονται παράλληλα στο θερμό μέτωπο, όπου υπάρχει ένα εκτεταμένο καθ' ύψος στρώμα θερμού και υγρού αέρα. Οι ζώνες του ψυχρού μετώπου είναι δύο ειδών. Υπάρχουν εκτεταμένες ζώνες βροχόπτωσης (πλάτος 50 km), που εκτείνονται παράλληλα στο ψυχρό μέτωπο και εντοπίζονται πίσω από αυτό, ενώ οι ζώνες μικρότερου πλάτους (5 km) βρίσκονται πολύ κοντά στο ψυχρό μέτωπο και οφείλονται σε έντονη σύγκλιση. Υπάρχουν, βέβαια, και οι ζώνες του θερμού τομέα με πλάτος της τάξης των 50 km που καταλαμβάνουν την περιοχή μπροστά και παράλληλα στο ψυχρό μέτωπο και ζώνες που βρίσκονται πίσω από το μέτωπο. Σε ένα τυπικό συνεσφιγμένο μέτωπο, τα δύο κύρια νεφικά συστήματα συγχωνεύονται σε ένα απλό. Το μεγαλύτερο μέρος της βροχόπτωσης, που οφείλεται σε καταιγίδες αυτού του τύπου, συγκεντρώνεται σε μέσης κλίμακας ζώνες βροχόπτωσης, που έχουν τυπική έκταση 10^3 - 10^4 km^2 και χρόνο ζωής μερικές ώρες. Η πιο έντονη βροχόπτωση, μέσα στη ζώνη, εντοπίζεται σε περιοχές, που περιέχουν αρκετά ξεχωριστά κύτταρα ανοδικής μεταφοράς.



Σχήμα 4.22 Σχηματική αναπαράσταση της μορφής των νεφών και της βροχόπτωσης, που οφείλονται σε έναν ώριμο κυκλώνα των μέσων γεωγραφικών πλατών (τροποποίηση από [Matejka et al., 1980](#)).

4.4.4. Επίδραση της Τοπογραφίας στην Ανάπτυξη Κατακρημνισμάτων (Δυναμικές Ορεογραφικές Καταιγίδες)

Όταν ένα ρεύμα αέρα συναντήσει ένα εμπόδιο από την τοπογραφία, όπως για παράδειγμα έναν ορεινό όγκο, τότε αναγκάζεται να κινηθεί προς τα πάνω. Καθώς ο αέρας αναρριχάται στις πλαγιές του όρους εκτονώνεται και ψύχεται αδιαβατικά. Οι παραγόμενες κατακόρυφες ταχύτητες του αέρα εξαρτώνται από την ταχύτητα και τη διεύθυνση του ανέμου και αποκτούν εντάσεις μέχρι 10 ms^{-1} . Πολλές φορές, λόγω διατάραξης της ροής του αέρα πάνω από το όρος, ο υγρός αέρας ξεπερνά το επίπεδο συμπύκνωσης (LCL) και σχηματίζεται νέφωση ([Μαυροματίδης, 2003](#)). Ο ακριβής τόπος του νέφους, που σχηματίζεται, εξαρτάται από την ποσότητα της υγρασίας της αέριας μάζας και την κατάσταση ευστάθειας της ατμόσφαιρας.

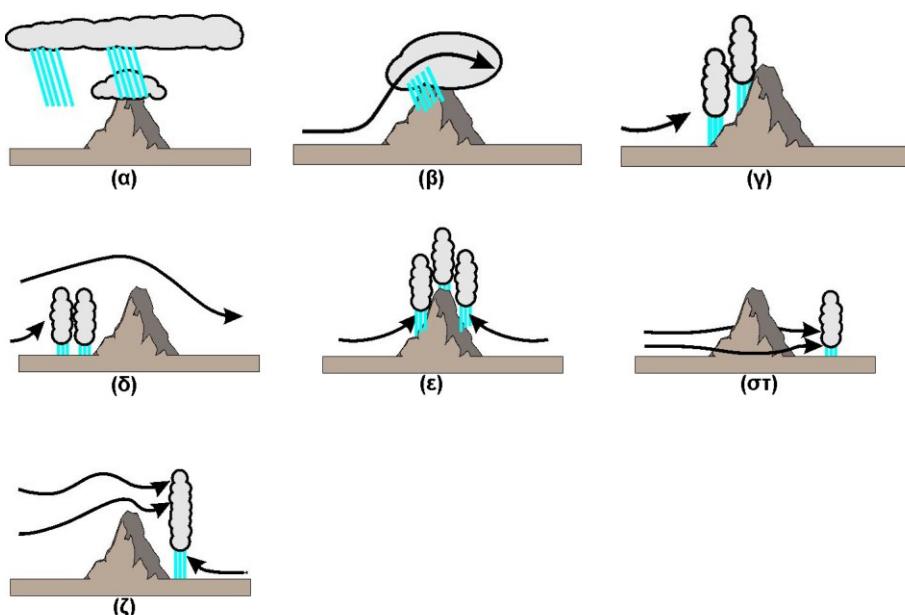
Το πρώτο κύμα στις ρευματογραμμές σχηματίζεται πάνω από τον ορεινό όγκο, ονομάζεται ορεογραφικό κύμα και παράγει τα ορεογραφικά νέφη. Η περιεκτικότητα σε νερό ενός τέτοιου νέφους φθάνει τη μέγιστη τιμή της στην προσήνεμη πλαγιά του όρους, ενώ η περιεκτικότητα σε πάγο, αν η θερμοκρασία είναι αρκετά χαμηλή, φτάνει το μέγιστο στην κορυφή. Η κορυφή του νέφους στην προσήνεμη πλευρά του όρους βρίσκεται χαμηλότερα απ' ότι στην υπήνεμη, διότι η βροχή στην προσήνεμη πλευρά αφαιρεί νερό από τον αέρα, ενώ στην υπήνεμη πλευρά τα νέφη δίνουν κατακρημνίσματα, καθώς κινείται ο αέρας προς τα κάτω. Τα ορεογραφικά νέφη μπορεί, κατά περίπτωση, να είναι εκτεταμένα και πολύ σημαντικά σε περιοχές όπου εκτείνονται οροσειρές. Εάν οι συνθήκες είναι κατάλληλες, τότε μπορεί να υπάρξει διατάραξη της ροής του αέρα στην υπήνεμη πλευρά του όρους. Στην περίπτωση αυτή δημιουργείται μια σειρά από κύματα Lee, λόγω των οποίων μορφοποιούνται σύννεφα, σε διάφορα επίπεδα, ανάλογα με την υγρασία του αέρα, που είναι γνωστά σαν σύννεφα Lee. Νεώτερες θεωρίες ερμηνεύουν τα ορεογραφικά κύματα Lee σαν ταλαντώσεις, που έχουν προκληθεί σε ευσταθή στρωματόμορφη ατμόσφαιρα.

Η κλασική θεώρηση για την ανάπτυξη νεφών και καταιγίδων λόγω της ορεογραφίας βασίζεται στην ψύξη του αέρα, καθώς ρέει ανοδικά πάνω από τα βουνά, με επακόλουθο τη συμπύκνωση των υδρατμών και τελικά τη βροχόπτωση. Αυτός ο μηχανισμός είναι γνωστός σαν μηχανισμός «ομαλής αναρρίχησης» (smooth forced ascent). Βέβαια, υπάρχουν κάποια προβλήματα σχετικά με τον προαναφερόμενο μηχανισμό, καθώς ο συνολικός χρόνος που απαιτείται για να σχηματισθούν κατακρημνίσματα είναι αρκετές φορές μεγαλύτερος από αυτόν που απαιτείται για να ξεπεράσει ο αέρας τη συνολική έκταση του ορεινού όγκου. Σαν μια πιθανή λύση του προβλήματος έχει προταθεί ο μηχανισμός «seeder-feeder». Σύμφωνα με αυτό το μηχανισμό, τα ανώτερα στρώματα του νέφους τροφοδοτούν τα κατώτερα με σωματίδια πάγου, βοηθώντας, έτσι, στην ταχύτερη ανάπτυξη των κατακρημνισμάτων.

Στο [Σχήμα 4.23](#) συνοψίζονται οι μηχανισμοί με τους οποίους αναπτύσσονται ορεογραφικά νέφη, που προκαλούν κατακρημνίσματα. Συνοπτικά οι μηχανισμοί αυτοί περιγράφονται ως εξής ([Houze, 1993](#)):

- Μηχανισμός seeder-feeder: Προτάθηκε από τον [Bergeron \(1950, 1968\)](#) για να εξηγήσει τον εμπλούτισμό των κατακρημνισμάτων πάνω από μικρούς λόφους. Βρήκε ευρεία αποδοχή και θεωρείται πολύ σημαντικός μηχανισμός για τη βροχόπτωση από στρωματόμορφα νέφη. Με βάση τον συγκεκριμένο μηχανισμό τα κατακρημνίσματα από ένα νέφος, που βρίσκεται σε χαμηλότερο επίπεδο. Το νέφος τροφοδότης μπορεί να είναι ένα νέφος stratus ή cumulus, το οποίο ενδεχομένως από μόνο του να μην προκαλούσε βροχόπτωση.
- Συμπύκνωση λόγω αναρρίχησης αερίων μαζών: Καθώς ο αέρας αναρριχάται στις πλαγιές του όρους, εκτονώνεται και ψύχεται αδιαβατικά. Εάν υπάρχει αρκετή υγρασία, τότε μπορεί να επέλθει συμπύκνωση των υδρατμών μέσα στο οριακό στρώμα και να σχηματισθούν νέφη εκτεταμένα καθ' ύψος.
- Ανοδική μεταφορά (convection) λόγω της ορεογραφίας: Κάθε κίνηση του αέρα προς τα πάνω, ακολουθώντας την κλίση του όρους, μπορεί να προκαλέσει σύγκλιση και ανοδική μεταφορά, αν ο αέρας είναι αρκετά υγρός και ασταθής (upslope convection). Μερικές φορές, επειδή η ροή του αέρα πάνω από ανώμαλη επιφάνεια γίνεται σύνθετη, ο αέρας αναρριχάται σε μεγάλα ύψη για μια αξιοσημείωτη απόσταση κινούμενος αντίθετα από την κλίση του βουνού (upstream convection).

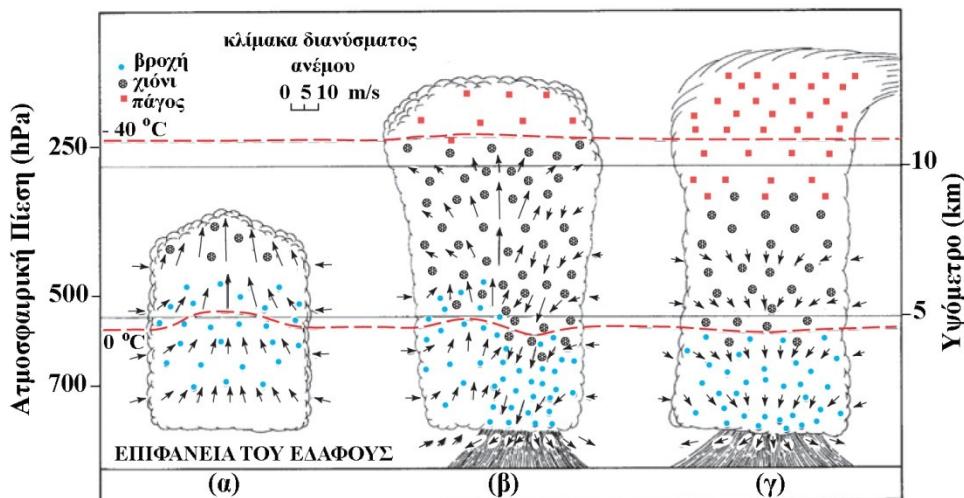
- Ανοδική μεταφορά λόγω θέρμανσης: Η θέρμανση των πλαιγών από τον Ήλιο προκαλεί ανοδικές κινήσεις και σύγκλιση στην κορυφή του βουνού.
- Ανοδική μεταφορά (convection) στην υπήνεμη πλευρά του όρους: Η ροή του αέρα γύρω από ένα απομονωμένο βουνό έχει ως συνέπεια την εμφάνιση ανοδικής μεταφοράς στην υπήνεμη πλευρά του βουνού.
- Ενίσχυση της ανοδικής μεταφοράς στην υπήνεμη πλευρά του όρους: Πολλές φορές έντονη ανοδική μεταφορά, που προκαλείται στην προσήνεμη πλευρά, ενισχύεται στην υπήνεμη. Αυτή η ενίσχυση οφείλεται, αφενός, σε ανοδική κίνηση του αέρα στα μεσαία στρώματα της ατμόσφαιρας συνδεόμενη με κατακόρυφα διαδιδόμενο κύμα που προκαλείται από τη ροή επάνω από το βουνό, και αφετέρου, σε θέρμανση των χαμηλών στρωμάτων στην υπήνεμη πλευρά που προκαλεί ανοδικές κινήσεις.



Σχήμα 4.23 Μηχανισμοί ανάπτυξης βροχοπτώσεων από την ορεογραφία. α) μηχανισμός seeder-feeder, β) συμπύκνωση λόγω αναρρίχησης των αερίων μαζών, γ) σύγκλιση και ανοδική μεταφορά ακολουθώντας την κλίση του όρους (upslope convection), δ) αναρρίχηση του αέρα αντίθετα από την κλίση του όρους (upstream convection), ε) ανοδική μεταφορά λόγω θέρμανσης, στ) πρόκληση ανοδικής μεταφοράς στην υπήνεμη πλευρά του όρους και ζ) ενίσχυση της ανοδικής μεταφοράς στην υπήνεμη πλευρά του όρους (αναδημοσίευση από [Μαυροματίδης, 2003](#)).

4.4.5. Καταιγίδες Αέριας Μάζας

Οι συγκεκριμένες καταιγίδες συναντώνται σε περιοχές που καλύπτονται από σχετικά θερμές και υγρές αέριες μάζες, όπως οι περιοχές των τροπικών. Εμφανίζονται, επίσης, σε μέσα γεωγραφικά πλάτη λόγω της μεταφοράς θερμών τροπικών αέριων (mT), κυρίως κατά τη θερινή περίοδο. Τα νέφη, που αναπτύσσονται, είναι νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης (cumulus ή cumulonimbus) που δίνουν σημαντικές βροχοπτώσεις. Με βάση αρχικές θεωρήσεις το κύτταρο αποτελεί θεμελιώδη δομική μονάδα ενός νέφους cumulonimbus ([Byers and Braham, 1949](#)). Ένα τυπικό κύτταρο μιας καταιγίδας αέριας μάζας εξελίσσεται σε τρία στάδια: το στάδιο της ανάπτυξης, το στάδιο της ωρίμανσης και το στάδιο της διάλυσης ([Σχήμα 4.24](#)).



Σχήμα 4.24 Σχηματική αναπαράσταση ενός τυπικού κυττάρου μιας καταιγίδας στα τρία στάδια του κύκλου ζωής του: α) το στάδιο της ανάπτυξης, β) το στάδιο της ωρίμανσης και γ) το στάδιο της διάλυσης (τροποποίηση από Wallace J.M. and P.V. Hobbs, 2006: *Atmospheric Science - An Introductory Survey*).

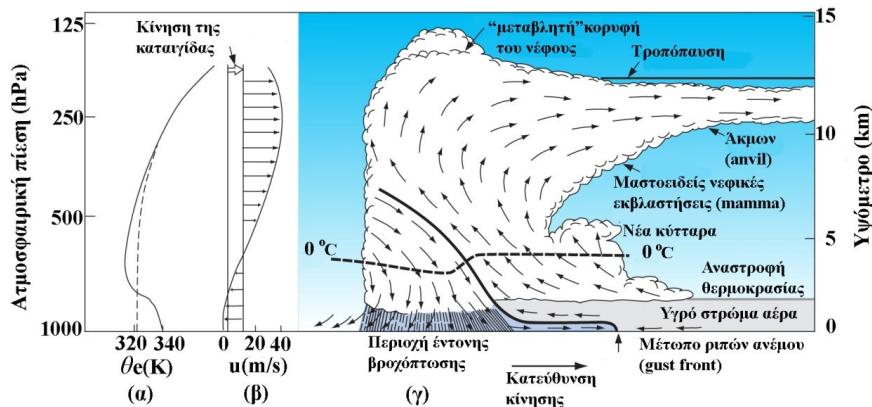
Στο στάδιο της ανάπτυξης του κυττάρου, μέσα στο σύννεφο, επικρατεί ένα ανοδικό ρεύμα θερμού και υγρού αέρα. Οι κατακόρυφες ταχύτητες μέσα στο νέφος αυξάνονται γρήγορα με το ύψος και ταυτόχρονα υπάρχει μεγάλη ανάμειξη με τον αέρα που περιβάλλει την καταιγίδα. Η κορυφή του νέφους κινείται ανοδικά με ταχύτητες της τάξης των 10 ms^{-1} . Λόγω των μεγάλων κατακόρυφων ταχυτήτων είναι πολύ συνηθισμένο να υπάρχουν υπέρτηκτες υδροσταγόνες πάνω από το σημείο τήξης του νερού. Στο στάδιο της ωρίμανσης επικρατεί έντονη καθοδική κυκλοφορία που συμπίπτει με την περιοχή της έντονης βροχόπτωσης. Η συγκεκριμένη καθοδική κίνηση οφείλεται, κυρίως, στην ισχυρή βροχόπτωση και στον ξηρό και σχετικά ψυχρότερο αέρα από το περιβάλλον, που εισχωρεί στην περιοχή της καθοδικής κυκλοφορίας. Λόγω της εξάτμισης ενός μέρους των κατακρημνισμάτων ο αέρας ψύχεται, ενισχύοντας το καθοδικό ρεύμα. Στην περιοχή του νέφους, όπου επικρατούν ανοδικές κινήσεις, εντοπίζονται υπέρτηκτες σταγόνες σε αρκετό ύψος πάνω από το επίπεδο των 0°C , ενώ στην περιοχή όπου επικρατεί καθοδική κυκλοφορία συναντώνται νιφάδες χιονιού ή ακόμη και χαλαζόκοκκοι. Οι ανοδικές κινήσεις παρουσιάζουν ένα μέγιστο στο κέντρο της καταιγίδας και η κορυφή της μπορεί να φθάσει και μέχρι τα όρια της τροπόπαυσης. Τέλος, στο στάδιο της διάλυσης, η βροχόπτωση είναι εντονότερη μέσα στο σύννεφο και τα καθοδικά ρεύματα ενισχύονται και καταλαμβάνουν σχεδόν ολοκληρωτικά την περιοχή της καταιγίδας. Έτσι, το σύστημα αποκόπτεται από το υγρό και θερμό οριακό στρώμα, που αποτελεί την πηγή τροφοδοσίας του. Εάν δεν υπάρχει κατακόρυφη διάτμηση του ανέμου το σύστημα δεν μπορεί να αυτοσυντηρηθεί και διαλύεται. Συνήθως, οι καταιγίδες αυτού του είδους έχουν μικρή διάρκεια ζωής και σπάνια προκαλούν ισχυρούς ανέμους ή χαλάζι.

4.4.6. Καταστροφικές Καταιγίδες

Οι περισσότερες από τις καταστροφικές καταιγίδες, που προκαλούν πλημμύρες, χαλαζόπτωση, και ισχυρούς ανέμους, αναπτύσσονται σε ασταθές περιβάλλον με απότομες μεταβολές του ανέμου με το ύψος. Σε ένα τέτοιο περιβάλλον η καταιγίδα αναπτύσσεται πολύ γρήγορα και παραμένει για μεγάλο χρονικό διάστημα στο στάδιο της ωρίμανσης, γιατί τα καθοδικά ρεύματα παραμένουν στο πίσω μέρος της καταιγίδας και δεν αποκόπτουν το μηχανισμό τροφοδοσίας της, που είναι τα ανοδικά ρεύματα μπροστά από αυτήν. Γενικά, οι καταιγίδες αυτού του τύπου παρουσιάζουν διάφορους τύπους οργάνωσης και καταλαμβάνουν μεγαλύτερες εκτάσεις από αυτές που καταλαμβάνουν οι καταιγίδες αερίων μαζών. Χαρακτηριστικός τύπος καταστροφικής καταιγίδας, που εμφανίζεται αρκετά συχνά, είναι οι γραμμές λαίλαπος ή γραμμές αστάθειας (squall lines).

Οι γραμμές λαίλαπος συχνά συνοδεύονται από καταστροφικές καταιγίδες με θυελλώδεις επιφανειακούς ανέμους, ακόμη και από κυκλώνες. Είναι χαρακτηριστικοί τύποι καταιγίδας σε ηπειρωτικές περιοχές των μέσων γεωγραφικών πλατών, στη Δυτική Αφρική και σε περιοχές νότια της Σαχάρας. Η οργάνωση μιας τέτοιας καταιγίδας φαίνεται σχηματικά στο [Σχήμα 4.25](#). Ονομάσθηκαν έτσι γιατί πολλές

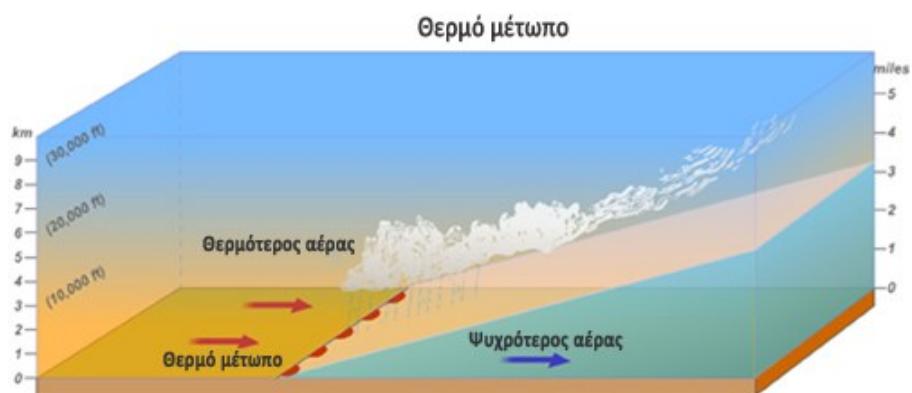
φορές τα κύτταρα ενός νέφους cumulonimbus είναι διευθετημένα σε μεγάλες γραμμές και πάρα πολύ κοντά το ένα με το άλλο, έτσι ώστε να δίνεται η εντύπωση μιας κινούμενης γραμμικής καταιγίδας (συχνά με σημαντική έκταση κατά πλάτος).



Σχήμα 4.25 Σχηματική απεικόνιση μιας τυπικής γραμμής λαιλαπος, καθώς κινείται από τα αριστερά προς τα δεξιά. α) Κατακόρυφη τομή της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας μπροστά από την καταιγίδα(συνεχής γραμμή) και πίσω από την καταιγίδα (διακεκομένη γραμμή), β) κατακόρυφο προφίλ της συνιστώσας του ανέμου κατά τη διεύθυνση κίνησης της καταιγίδας και γ) νέφωση και σχετική κίνηση των αερίων μαζών (τροποποίηση από Wallace J.M. and P.V. Hobbs, 2006: *Atmospheric Science - An Introductory Survey*).

4.5. Εργαστηριακή Εφαρμογή (Μέτωπα και Θερμική Μεταφορά)

Μέτωπα ορίζονται οι διαχωριστικές επιφάνειες μεταξύ δύο αερίων μαζών με διαφορετικά χαρακτηριστικά. Σε ένα θερμό μέτωπο μία σχετικά θερμότερη αέρια μάζα αντικαθιστά μία ψυχρότερη, ενώ σε ένα ψυχρό μέτωπο μία ψυχρότερη αέρια μάζα αντικαθιστά μία θερμότερη.



Σχήμα 4.26 Κατακόρυφη τομή θερμής μετωπικής επιφάνειας. Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε διαδραστικά την κίνηση ενός θερμού μετώπου σε συνδυασμό με την κατακόρυφη ανάπτυξη νεφών (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

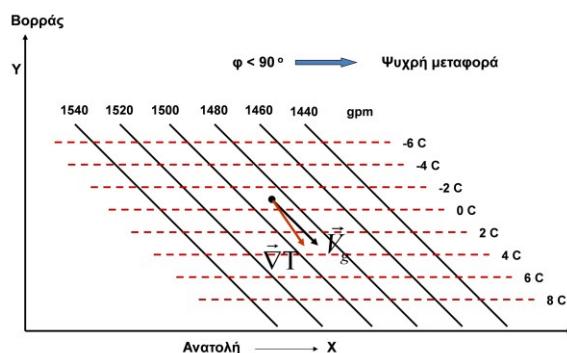


Σχήμα 4.27 Κατακόρυφη τομή ψυχρής μετωπικής επιφάνειας. Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε διαδραστικά την κίνηση ενός ψυχρού μετώπου σε συνδυασμό με την κατακόρυφη ανάπτυξη νεφών (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

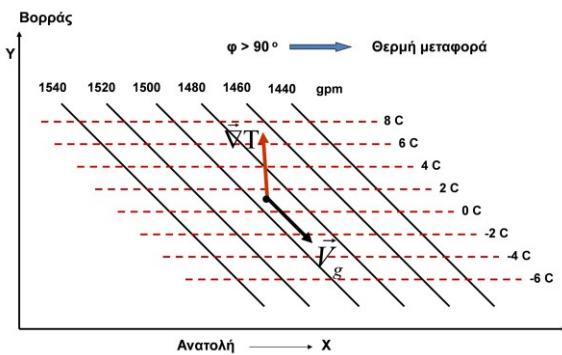
Η θερμική μεταφορά (M) αποτελεί ένδειξη για την επικείμενη μεταβολή της θερμοκρασίας σε μία περιοχή και ορίζεται από τη σχέση (4.1). Προκύπτει από τον γεωστροφικό άνεμο στα 850 hPa (V_g), το ανάδελτα της θερμοκρασίας (∇T) και το συνημίτονο της μεταξύ τους γωνίας (ϕ). Η μεταφορά εκφράζεται σε μονάδες $K s^{-1}$.

$$M = -\vec{V}_g \cdot \vec{\nabla}T = -|\vec{V}_g| |\vec{\nabla}T| \cos(\phi) \quad (4.1)$$

- Όταν $\phi < 90^\circ$ τότε $M < 0$ και επικρατεί ψυχρή μεταφορά, δηλαδή η θερμοκρασία θα μειωθεί σε μία περιοχή το επόμενο χρονικό διάστημα ([Σχήμα 4.28](#)).
- Όταν $\phi > 90^\circ$ τότε $M > 0$ και επικρατεί θερμή μεταφορά, δηλαδή η θερμοκρασία θα αυξηθεί σε μία περιοχή το επόμενο χρονικό διάστημα ([Σχήμα 4.29](#)).
- Όταν $\phi = 90^\circ$ τότε $M = 0$.
- Η θερμική μεταφορά εξετάζεται στους χάρτες ισοϋψών που χαράζονται στην ισοβαρική επιφάνεια των 850 hPa, διότι (α) η ισοβαρική επιφάνεια των 850 hPa βρίσκεται περίπου σε ύψος 1500 μέτρων, όπου οι άνεμοι στα μέσα γεωγραφικά πλάτη είναι με πολύ καλή προσέγγιση γεωστροφικοί και (β) Είναι αρκετά κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, έτσι ώστε η θερμοκρασία της σε συνοπτική κλίμακα ($500 \times 500 \text{ km}^2$ τουλάχιστον) επιδρά άμεσα στη θερμοκρασία κοντά στην επιφάνεια, ενώ δεν επηρεάζεται από τις μικροκλιματικές θερμοκρασιακές μεταβολές κοντά στο έδαφος, που εκτείνονται το πολύ σε ύψος λίγων εκατοντάδων μέτρων.

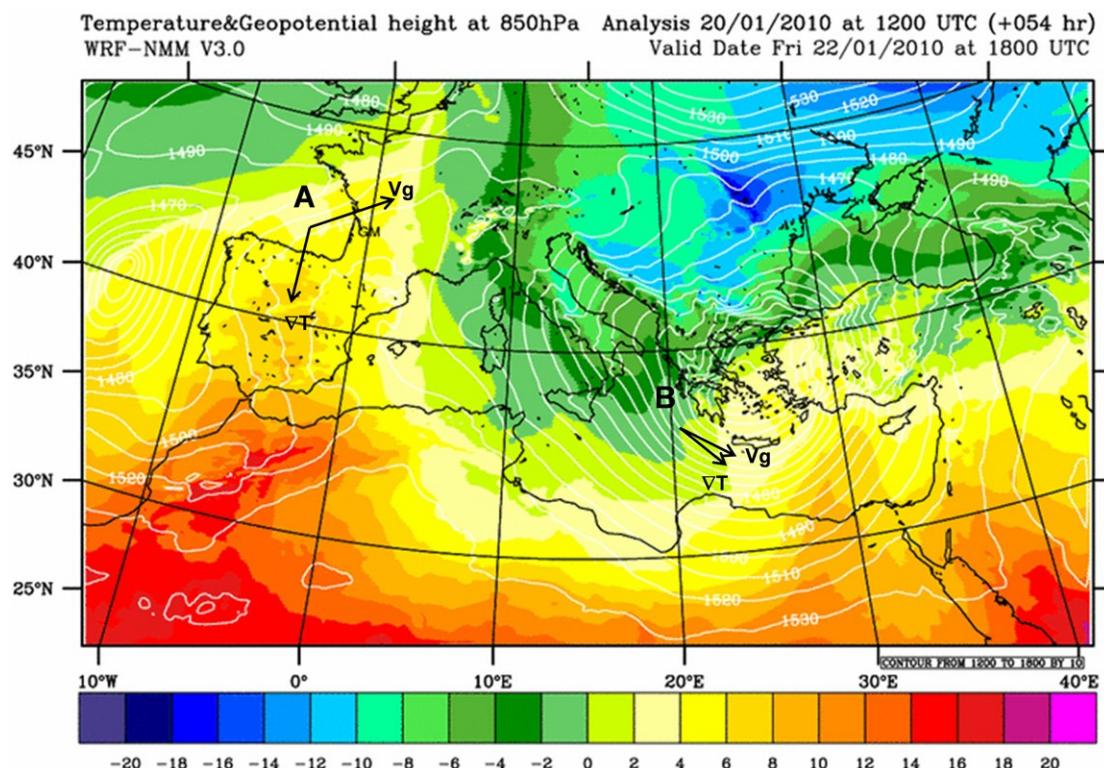


Σχήμα 4.28 Ιδεατή κατανομή γεωδυναμικών υψών (gpm) στα 850 hPa (συνεχείς γραμμές) και ισόθερμων σε °C (διακεκομμένες γραμμές) σε περίπτωση ψυχρής μεταφοράς.



Σχήμα 4.29 Ιδεατή κατανομή γεωδυναμικών υψών (gpm) στα 850 hPa (συνεχείς γραμμές) και ισόθερμων σε °C (διακεκομμένες γραμμές) σε περίπτωση θερμής μεταφοράς.

Στο [Σχήμα 4.30](#) αποτυπώνεται η κατανομή γεωδυναμικών υψών στα 850 hPa (λευκές καμπύλες) και ισόθερμων καμπύλων (με χρώμα που αντιστοιχεί στην παλέτα). Στο σημείο Α επικρατεί θερμή μεταφορά, γιατί η σχετική γωνία των διανυσμάτων του γεωστροφικού ανέμου (V_g) και του ανάδελτα της θερμοκρασίας (VT) είναι μεγαλύτερη των 90° . Το διάνυσμα του γεωστροφικού ανέμου χαράσσεται παράλληλα προς τις ισούψεις έχοντας δεξιά του τα μεγάλα ύψη (νόμος Buys Ballot), ενώ το διάνυσμα μεταβολής της θερμοκρασίας κάθετα στις ισόθερμες προς την κατεύθυνση που αυξάνει η θερμοκρασία. Αντίστοιχα, στο σημείο Β επικρατεί ψυχρή μεταφορά, δηλαδή η θερμοκρασία στη συγκεκριμένη περιοχή αναμένεται να μειωθεί τις επόμενες ώρες.



Σχήμα 4.30 Χάρτης κατανομής γεωδυναμικών υψών (gpm) στα 850 hPa (συνεχείς λευκές γραμμές) και ισόθερμων σε °C (με χρώμα που αντιστοιχεί στην παλέτα) για την Παρασκευή 22/1/2010 στις 18:00 UTC. Ο χάρτης αποτελεί προγνωστικό προϊόν από το ατμοσφαιρικό μοντέλο WRF-HUA που εκτελείται καθημερινά στο Τμήμα Γεωγραφίας των ΧΠΑ (<http://meteoclima.gr>).

Βιβλιογραφία/Αναφορές

- Ahrens C. D. (2006). *Meteorology Today*, Brooks Cole; 8th edition (February 17, 2006), ISBN-13: 978-0-8400-5308-4.
- Bergeron, T. (1950). Über der mechanismus der ausgiebigen niederschläge. *Ber. Deut. Wetterd.*, 12, 225-232.
- Bergeron, T. (1968). On the low –level redistribution of atmospheric water caused by orography. *Proceedings, International Cloud Physics Conference*, Toronto.
- Byers, H. R. and Braham, R. R. (1949). *The Thunderstorm*. U.S. Government Printing Office, Washington, D. C., 287 pp.
- Cotton, W. R., and R. A. Anthes (1989). *Storm and Cloud Dynamics*. Academic Press, Inc., San Diengo, California, ISBN: 0-12-192531-5.
- Farley, R. D., and C. S. Chen (1975). A detailed microphysical simulation of hydroscopic seeding on the warm rain process. *J. Appl. Meteorol.*, 14, 718-733.
- Holton J. R. (2004). *An Introduction to Dynamic Meteorology*, Academic Press; 4th edition, ISBN-13: 978-0123540157.
- Houze, A. R., Jr. (1993). *Cloud Dynamics*. Academic Press, Inc., International Geophysical Series, Vol. 53, ISBN: 0-12-356881-1.
- International Cloud Atlas, 1956: *World Meteorological Organization*, Volume I.
- Johnson, D. B. (1993). The onset of effective coalescence growth in convective clouds. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 119, 925-933.
- Langmuir, I. (1948). The production of rain by a chain reaction in cumulus clouds at temperatures above freezing. *J. Meteorol.*, 5, 175-192.
- Matejka, T. J., R. A. Houze, and P. V. Hobbs (1980). Microphysics and dynamics of clouds associated with mesoscale rainbands in extratropical cyclones. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 106, 29-56.
- Μαυροματίδης Η., 2003: *Αλληλεπίδραση Ευρείας – Μέσης Κλίμακας Ατμοσφαιρικών Φαινομένων και η Δημιουργία Αντίστοιχων Νεφικών Σχηματισμών*, Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών.
- Pruppacher, R., H and J. D. Klett (1997). *Microphysics of clouds and precipitation* (Second revised and enlarged edition). Kluwer Academic Publishers, Atmospheric and Oceanographic Sciences Library, Vol. 18, ISBN: 0-7923-4211-9.
- Wallace J.M., and P.V. Hobbs (2006) *Atmospheric Science. An Introductory Survey*, Academic Press, Elsevier, ISBN 13: 978-0-12-732951-2.

Κριτήρια αξιολόγησης με απαντήσεις

Κριτήριο αξιολόγησης 1 Τι ονομάζεται αέρια μάζα;

Απάντηση/Λύση

Αέρια μάζα θεωρείται ένα τμήμα του ατμοσφαιρικού αέρα που καλύπτει μεγάλη γεωγραφική έκταση. Η διάμετρός μιας αέριας μάζας μπορεί να ξεπεράσει και τα 1500 km, ενώ το πάχος της μπορεί να φθάσει μέχρι και την Τροπόπανση. Οι αέριες μάζες παρουσιάζουν ομοιογενή χαρακτηριστικά σε ότι αφορά κυρίως την

υγρασία και τη θερμοκρασία σε οποιαδήποτε οριζόντια διεύθυνση και σε οποιοδήποτε ύψος από την επιφάνεια του εδάφους. Καθώς, όμως, καλύπτουν εκτάσεις πολλών χιλιάδων τετραγωνικών χιλιομέτρων, μια τέτοια ομοιομορφία δεν μπορεί να είναι απόλυτη και επομένως αναμένονται μικρές τουλάχιστον διαφοροποιήσεις στη θερμοκρασία και στην ποσότητα των υδρατμών σε ίδια ύψη πάνω από την επιφάνεια του εδάφους.

Κριτήριο αξιολόγησης 2

Ποια πρέπει είναι τα χαρακτηριστικά μιας περιοχής για να θεωρείται «καλή πηγή» αερίων μαζών;

Απάντηση/Λύση

Καλές πηγές θεωρούνται οι εκτεταμένες και περίπου επίπεδες περιοχές με ασθενείς ανέμους επιφανείας, πάνω από τις οποίες διατηρούνται σταθερές η θερμοκρασία και η υγρασία για μεγάλο χρονικό διάστημα. Με αυτές τις συνθήκες μια υπερκείμενη μάζα αέρα μπορεί να αναπτύξει ομοιόμορφα χαρακτηριστικά. Όσο μεγαλύτερο είναι το χρονικό διάστημα που παραμένει ο αέρας πάνω από μία περιοχή τόσο οι ιδιότητές του πλησιάζουν στις ιδιότητες του υποκείμενου εδάφους. Με βάση τα παραπάνω, ιδανικές πηγές αερίων μαζών είναι κατά τον χειμώνα οι αρκτικές περιοχές και κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού οι περιοχές των υποτροπικών αντικυκλώνων και οι μεγάλες έρημοι.

Κριτήριο αξιολόγησης 3

Ποια είναι τα κύρια χαρακτηριστικά των βασικών τύπων αερίων μαζών;

Απάντηση/Λύση

Οι αέριες μάζες ταξινομούνται σε κατηγορίες ανάλογα με την πηγή προέλευσης τους και τη διαδρομή τους. Έτσι, μια αέρια μάζα μπορεί να χαρακτηρισθεί, σε σχέση με την περιοχή πάνω από την οποία σχηματίστηκε, ως: Τροπική, Ισημερινή, Πολική ή Αρκτική. Αέριες μάζες που δημιουργήθηκαν στους πόλους συμβολίζονται με το κεφαλαίο γράμμα P (Polar), ενώ εκείνες που σχηματίσθηκαν στις θερμές τροπικές περιοχές συμβολίζονται με το γράμμα T (Tropical). Εάν η πηγή βρίσκεται σε μια ηπειρωτική περιοχή, τότε η αέρια μάζα είναι ξηρή και το μικρό γράμμα c (continental – ηπειρωτική) προηγείται του P ή του T. Αντίστοιχα, αν η πηγή της αέριας μάζας είναι μια θαλάσσια περιοχή, τότε η αέρια μάζα θα είναι υγρή – τουλάχιστον στα κατώτερα στρώματα – και το γράμμα m (maritime–θαλάσσια) προηγείται του P ή του T.

Κριτήριο αξιολόγησης 4

Περιγράψτε τα βασικά χαρακτηριστικά των ψυχρών, θερμών και συνεσφιγμένων μετώπων.

Απάντηση/Λύση

Ψυχρό μέτωπο είναι η τομή μιας ψυχρής μετωπικής επιφάνειας με την επιφάνεια του εδάφους. Οι ψυχρές μετωπικές επιφάνειες σχηματίζονται όταν δύο αέριες μάζες (ψυχρή και θερμή) βρίσκονται σε επαφή και κινούνται έτσι, ώστε η θερμή αέρια μάζα να προηγείται της ψυχρής. Μεταξύ των δύο πλευρών του μετώπου υπάρχει μεγάλη διαφοροποίηση στη θερμοκρασία του αέρα και στο σημείο δρόσου. Υπάρχει επίσης μετατόπιση στη διεύθυνση των ανέμων επιφανείας, οι οποίοι πνέουν από νοτιοδυτικές διευθύνσεις μπροστά στο μέτωπο και από βορειοδυτικές πίσω από αυτό. Γενικά, προτού πλησιάσει το ψυχρό μέτωπο, οι άνεμοι είναι νότιοι ή νοτιοδυτικοί ασθενείς που μεταπίπτουν σε βόρειους – βορειοδυτικούς με το πέρασμα του. Μπροστά από το ψυχρό μέτωπο η πίεση ελαττώνεται και παίρνει την ελάχιστη τιμή της, συνήθως, μόλις το μέτωπο περάσει από τον σταθμό μέτρησης, ενώ παρουσιάζει απότομη αύξηση κατά τη διάβαση του μετώπου.

Σε αναλογία με τα ψυχρά μέτωπα, όταν δύο αέριες μάζες (που βρίσκονται σε επαφή) κινούνται με τέτοιο τρόπο ώστε η θερμή μάζα να ακολουθεί την ψυχρή, τότε η επιφάνεια που τις χωρίζει ονομάζεται θερμή μετωπική επιφάνεια και η τομή της με το έδαφος είναι το θερμό μέτωπο. Στο θερμό μέτωπο ο ελαφρύτερος θερμός αέρας που ακολουθεί, καθώς κινείται γρηγορότερα από την ψυχρή αέρια μάζα, ολισθαίνει πάνω από αυτή κατά μήκος της μετωπικής επιφάνειας. Παράλληλα, καθώς ο ψυχρός αέρας υποχωρεί, το θερμό μέτωπο προωθείται με αργούς ρυθμούς. Η μέση ταχύτητα ενός θερμού μετώπου είναι περίπου 10 κόμβοι (η μισή από

ένα ψυχρό μέτωπο). Αυτή η ολίσθηση του θερμού αέρα πάνω από τον ψυχρό έχει σαν συνέπεια την αδιαβατική εκτόνωση της θερμής αέριας μάζας και επομένως, εφόσον υπάρχει αρκετή ποσότητα υδρατμών, τον σχηματισμό εκτεταμένου συστήματος νεφών, που μπορεί να εκτείνεται μέχρι και 1500 km εμπρός από τη θέση του μετώπου.

Όταν ένα ψυχρό μέτωπο, το οποίο κινείται γρηγορότερα από ένα προπορευόμενο θερμό, συναντήσει ή προσπεράσει το θερμό μέτωπο, τότε ο θερμός αέρας εγκλωβίζεται και εκτοπίζεται προς τα πάνω. Στην συγκεκριμένη περίπτωση τα δύο μέτωπα αποτελούν ένα ενιαίο μέτωπο, το οποίο λέγεται συνεσφιγμένο, ή, απλούστερα, σύσφιξη. Ένα συνεσφιγμένο μέτωπο έχει τα χαρακτηριστικά της ψυχρής σύσφιξης στην περίπτωση που ο ψυχρός αέρας του ψυχρού μετώπου είναι ψυχρότερος από τον ψυχρό του θερμού μετώπου. Τότε το συνεσφιγμένο μέτωπο φέρει τα χαρακτηριστικά ενός ψυχρού μετώπου. Στην περίπτωση αυτή ο ψυχρός αέρας του ψυχρού μετώπου παραμένει στο έδαφος και ξεπερνάει γρήγορα το θερμό μέτωπο. Σε αντίθετη περίπτωση, αν δηλαδή ο ψυχρός αέρας του ψυχρού μετώπου είναι θερμότερος από τον ψυχρό αέρα του θερμού μετώπου, η σύσφιξη καλείται θερμή και το μέτωπο έχει τα χαρακτηριστικά ενός θερμού μετώπου, το οποίο παραμένει στο έδαφος, αφού ο ψυχρός αέρας του είναι πιο κρύος (και άρα πιο βαρύς) από τον ψυχρό αέρα του αρχικού ψυχρού μετώπου. Με την προσέγγιση ενός τέτοιου μετώπου σε μία περιοχή τα καιρικά φαινόμενα μοιάζουν με αυτά ενός θερμού μετώπου (καθώς το θερμό προηγείται). Δηλαδή, ελαττώνεται η ατμοσφαιρική πίεση και αναπτύσσεται μέση και χαμηλή νέφωση που δίνει ασθενή υετό. Με το πέρασμα όμως του μετώπου ο καιρός γίνεται παρόμοιος με αυτόν του ψυχρού μετώπου και οι βροχές γίνονται εξαιρετικά έντονες. Τα πιο έντονα καιρικά φαινόμενα εμφανίζονται εκεί που το ψυχρό μέτωπο συναντά το θερμό, διότι στο συγκεκριμένο σημείο εστιάζονται οι μεγαλύτερες διαφορές στην θερμοκρασία και την υγρασία

Κριτήριο αξιολόγησης 5

Να περιγραφούν τα στάδια ανάπτυξης μίας ύφεσης μέσων γεωγραφικών πλατών με βάση τη θεωρία του πολικού μετώπου.

Απάντηση/Λύση

Στην αρχική φάση εντοπίζεται ένα στάσιμο μέτωπο, δηλαδή μία επιφάνεια ασυνέχειας ανάμεσα σε δύο αέριες μάζες, που παρουσιάζουν μια σχετική κίνηση μεταξύ τους. Βόρεια και παράλληλα του μετώπου ψυχρές πολικές αέριες μάζες κινούνται προς τα δυτικά (ανατολικοί άνεμοι), ενώ νότια κινούνται προς τα ανατολικά (δυτικοί άνεμοι) θερμές θαλάσσιες τροπικές αέριες μάζες. Υπό ευνοϊκές συνθήκες η επιφάνεια ασυνέχειας μπορεί να υποστεί μια διαταραχή και να εμφανίσει έναν ελαφρύ κυματισμό. Το κύμα που δημιουργείται ονομάζεται μετωπικό κύμα. Εάν συμβεί ο κυματισμός να είναι ασταθής, τότε επεκτείνεται και συνοδεύεται με τη δημιουργία μιας μετωπικής ύφεσης σε πρώιμο στάδιο ανάπτυξης. Κατευθυνόμενο το σύστημα από την κυκλοφορία της ανώτερης ατμόσφαιρας, κινείται τυπικά ανατολικά-βορειοανατολικά, συνεχίζει την εξέλιξή του και δημιουργείται μια τυπική ύφεση σε ώριμο στάδιο, η οποία συνεχίζει να εξελίσσεται, ενώ το εύρος του κυματισμού της αυξάνεται. Ταυτόχρονα αναπτύσσεται μια ζώνη θερμού αέρα ανάμεσα στα δύο μέτωπα, που λέγεται θερμός τομέας της ύφεσης. Η ατμοσφαιρική πίεση στο κέντρο είναι αρκετά χαμηλότερη από πριν, και οι ισοβαρείς πυκνώνουν αρκετά στην κορυφή του κύματος. Λόγω της πύκνωσης των ισοβαρών δημιουργείται ισχυρή κυκλωνική ροή, καθώς ο αέρας στροβιλίζεται αντίθετα από τους δείκτες του ρολογιού και με κλίση προς το κέντρο του χαμηλού. Οι φάσεις της ανάπτυξης μίας ύφεσης μέσων γεωγραφικών πλατών παρουσιάζεται στο [Σχήμα 4.11](#).

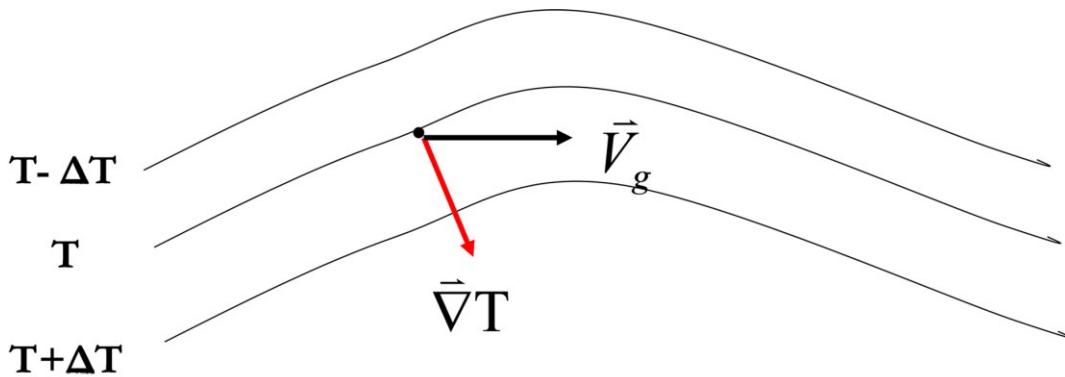
Κριτήριο αξιολόγησης 6

Στο [Σχήμα 4.31](#) δίνονται $T=4^{\circ}\text{C}$ και $\Delta T=2^{\circ}\text{C}$. Αν στο σημείο A επικρατεί γεωστροφικός άνεμος $V_g=40 \text{ km}\cdot\text{hr}^{-1}$, η απόσταση των ισόθερμων είναι 50 km και η γωνία $\varphi=60^{\circ}$, να υπολογισθεί ο ρυθμός μεταβολής της θερμοκρασίας στην προαναφερόμενη θέση.

Απάντηση/Λύση

Από την σχέση (4.1) γίνεται αντικατάσταση

$$M = -\vec{V}_g \cdot \vec{\nabla}T = -|\vec{V}_g| |\vec{\nabla}T| \cos(\hat{\phi}) = -40 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1} \frac{2^\circ C}{50 \text{ km}} \cos(60^\circ) = -0,8^\circ C \cdot \text{h}^{-1} \quad (4.2)$$



Σχήμα 4.31 Κατανομή ισόθερμων καμπυλών του κριτηρίου αξιολόγησης 6.

Κριτήρια αξιολόγησης χωρίς απαντήσεις

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Εξηγήστε γιατί η Ελληνική Χερσόνησος δεν μπορεί να θεωρηθεί σαν «καλή πηγή» αερίων μαζών;

Κριτήριο αξιολόγησης 2

Γιατί είναι απαραίτητο για την ενίσχυση ενός βαρομετρικού χαμηλού στην επιφάνεια η ύπαρξη σφήνας υφέσεως δυτικά του κέντρου του;

Κριτήριο αξιολόγησης 3

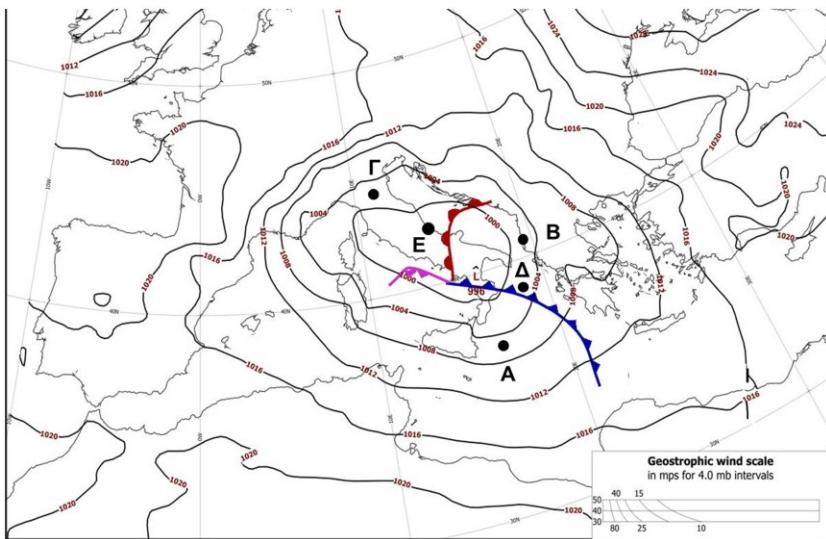
Να εξηγηθεί ο ρόλος της απόκλισης στην ανώτερη ατμόσφαιρα στην ανάπτυξη ενός βαρομετρικού χαμηλού στην επιφάνεια.

Κριτήριο αξιολόγησης 4

Να σχεδιαστεί μία ύφεση μέσων γεωγραφικών πλατών στο Νότιο Ημισφαίριο. Ειδικότερα, να σχεδιαστούν οι ισοβαρείς καμπύλες, η ροή του ανέμου επιφανείας γύρω από την ύφεση και του λάχιστον δύο μετωπικές επιφάνειες. Ποιές οι ομοιότητες και οι διαφορές με ένα αντίστοιχο σύστημα του Βορείου Ημισφαιρίου;

Κριτήριο αξιολόγησης 5

Δίνεται ο προγνωστικός χάρτης επιφανείας της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας (ΕΜΥ) για την Παρασκευή 12-12-2008 στις 12:00 UTC ([Σχήμα 4.32](#)).



Σχήμα 4.32 Μετεωρολογικός χάρτης επιφανείας με αποτύπωση ισοβαρών καμπύλων και μετωπικών επιφανειών για τις 12/12/2008 στις 12:00 UTC (αναπαραγωγή από EMY).

- α) Να χαράξετε τα διανύσματα του επιφανειακού ανέμου στα σημεία Α, Β και Γ του χάρτη.
- β) Είναι σωστό ότι στο Αιγαίο θα επικρατήσουν ΒΑ άνεμοι;
- γ) Πώς ονομάζεται το σύστημα που επηρεάζει την Ελλάδα, και σε ποιο τμήμα του συστήματος βρίσκεται αυτή;
- δ) Σε ποιό από τα σημεία Δ και Ε περιμένετε να ξεσπάσει ισχυρή καταιγίδα; Τι θα επικρατήσει στο άλλο σημείο;
- ε) Η EMY είχε ανακοινώσει ότι από το Σάββατο τα καιρικά φαινόμενα στην Ελλάδα θα άλλαζαν. Για ποιό λόγο πιστεύετε ότι θα συμβεί αυτό;

Παράρτημα (Νέφη και ταξινόμησή τους)

Όπως αναφέρθηκε στην [Παράγραφο 4.4](#), η βασικότερη διαδικασία για τη δημιουργία νεφών και κατακρημνισμάτων είναι η άνοδος του αέρα μέσα στην ατμόσφαιρα. Ένα δείγμα αέρα, καθώς κινείται προς τα πάνω, εκτονώνεται και αυτή η εκτόνωση προκαλεί ψύξη και αύξηση της υγρασίας του. Όταν ο αέρας γίνει κορεσμένος (υγρασία > 100%), αρχίζουν να σχηματίζονται σωματίδια νέφους σαν αποτέλεσμα της συμπύκνωσης των υδρατμών γύρω από μεγαλύτερα αερολύματα. Στη συνέχεια, τα σωματίδια νέφους αυξάνουν το μέγεθός τους με τις διαδικασίες που προαναφέρθηκαν, ενώ η βάση του νέφους σχηματίζεται στο ύψος που αρχίζει η συμπύκνωση (LCL). Αν το νέφος έχει αρκετή κατακόρυφη ανάπτυξη ή μεγάλο χρόνο ζωής, τότε μπορεί να προκαλέσει και υετό.

Δύο είναι τα κριτήρια βάσει των οποίων ταξινομούνται τα νέφη. Το πρώτο είναι το ύψος στο οποίο βρίσκεται η βάση τους, ενώ το δεύτερο κριτήριο αφορά στη μορφή τους. Τελικά, οι δέκα κυρίαρχοι τύποι νεφών μοιράζονται σε τέσσερεις βασικές ομάδες, οι οποίες οριοθετούνται από το πόσο ψηλά πάνω από την επιφάνεια του εδάφους βρίσκεται η βάση τους: ανώτερα νέφη (high/cirrus) με βάση πάνω από τα 6000 m, μέσα νέφη (middle/alto) με βάση ανάμεσα στα 2000 και 6000 m και κατώτερα νέφη (low) με βάση σε ύψος μικρότερο από τα 2000 m. Η τέταρτη ομάδα περιλαμβάνει νέφη κυρίως κατακόρυφης παρά οριζόντιας ανάπτυξης. Σύμφωνα με το δεύτερο κριτήριο (μορφή) διακρίνονται σε δύο βασικές κατηγορίες: τα στρώματα (stratus), που είναι νέφη με μεγάλη οριζόντια ανάπτυξη καλύπτοντας μεγάλο μέρος του ουρανού, και τους σωρείτες (cumulus), που είναι νέφη με μεγάλη κατακόρυφη ανάπτυξη και δημιουργούνται από ανοδικά ρεύματα εξαιτίας ασταθών συνθηκών στην ατμόσφαιρα. Όταν υπάρχει το συνθετικό nimbo στο όνομα των νεφών αυτό σημαίνει μελανό νέφος και κατ' επέκταση βροχοφόρο. Η ονομασία κάθε νέφους προκύπτει από το συνδυασμό των παραπάνω κριτηρίων. Το ύψος εισέρχεται στο όνομα ως πρόθεμα και η μορφή ως κατάληξη. Τέλος, η ευστάθεια του αέρα πριν την ανύψωση του καθορίζει το είδος του νέφους που θα

δημιουργηθεί. Αν ο αέρας είναι αρχικά ευσταθής θα σχηματιστεί στρωματόμορφο νέφος (stratiform), ενώ αν είναι ασταθής θα σχηματιστεί σωρειτόμορφο νέφος (cumuliform). Στον [Πίνακα 4.5](#) καταγράφονται οι τέσσερεις ομάδες και οι τύποι των νεφών που περιλαμβάνουν, ενώ στον [Πίνακα 4.6](#) καταγράφεται κατά προσέγγιση το ύψος της βάσης των νεφών. Στο [Σχήμα 4.33](#) παρουσιάζεται ένας συνοπτικός άτλαντας νεφών με τις περιγραφές και τα σύμβολα των βασικών συστημάτων που επικρατούν στην ατμόσφαιρα.

Ομάδες Νεφών	Τύποι Νεφών
1. Ανώτερα νέφη	Θύσανοι – Cirrus (Ci) Θυσανοστρώματα – Cirrostratus (Cs) Θυσανοσωρείτες – Cirrocumulus (Cc)
2. Μέσα νέφη	Υψιστρώματα – Altostratus (As) Υψισωρείτες – Altocumulus (Ac)
3. Κατώτερα νέφη	Στρώματα – Stratus (St) Στρωματοσωρείτες – Stratocumulus (Sc) Μελανοστρώματα – Nimbostratus (Ns)
4. Νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης	Σωρείτες – Cumulus (Cu) Σωρειτομελανίες – Cumulonimbus (Cb)

Πίνακας 4.5 Οι τέσσερεις κύριες ομάδες και οι τύποι νεφών που περιλαμβάνουν.

Νεφική Ομάδα	Τροπικό	Μέσα γεωγραφικά πλάτη	Περιοχή των Πόλων
Ανώτερα Ci, Cs, Cc	6000 – 18000 m	5000 – 13000 m	3000 – 8000 m
Μέσα As, Ac	2000 – 8000 m	2000 – 7000 m	2000 – 4000 m
Κατώτερα St, Sc, Ns	0 – 2000 m	0 – 2000 m	0 – 2000 m

Πίνακας 4.6 Τα ύψη της βάσης των νεφών για διάφορες τοποθεσίες.

Κατώτερα νέφη



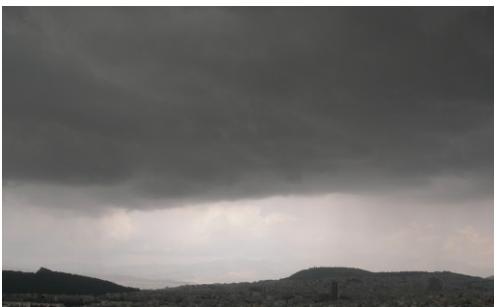
Stratus – Στρώματα: Εκτεταμένα νέφη που χαρακτηρίζονται από οριζόντια διαστρωμάτωση και αρκετά ομοιόμορφη σχεδόν επίπεδη βάση. Στα συγκεκριμένα νέφη το χρώμα ποικίλει από σκούρο γκρι έως και σχεδόν λευκό. Σχηματίζονται είτε υπό την παρουσία ασθενών ανοδικών κινήσεων (π.χ. άνοδος σε μεγαλύτερα ύψη της πρωινής ομίχλης), είτε ως αποτέλεσμα της ψύξης μια αέριας μάζας ή ακόμα και λόγω της ανάμιξης δυο αερίων μαζών με διαφορετικές θερμοκρασίες. Μπορούν να δώσουν ψιλόβροχο ή και μικρή ποσότητα χιονιού.



Cumulus – Σωρείτες: Μεμονωμένα κατά κανόνα νέφη λευκού χρώματος με επίπεδες σχεδόν οριζόντιες και σχετικά σκούρες βάσεις. Βέβαια, μπορεί να εμφανισθούν και σε σειρές ή συγκροτήματα ομοειδών νεφών. Σχηματίζονται ως αποτέλεσμα της ψύξης ενός θύλακα θερμής αέριας μάζας η οποία πραγματοποιώντας ανοδική κίνηση μεταφέρει προς τα πάνω υγρασία. Γενικά είναι πυκνά νέφη με έντονα περιγράμματα που αναπτύσσονται κατακόρυφα. Συχνά είναι οι προπομποί νεφών άλλου τύπου (π.χ. cumulonimbus)



Stratocumulus – Στρωματοσωρείτες: Όπως και οι σωρείτες σχηματίζονται σε χαμηλά ύψη ως αποτέλεσμα ήπιων ανοδικών κινήσεων. Όμως, η ανάπτυξη τους σταματά λόγω ισχυρής αναστροφής με αποτέλεσμα να παίρνουν μορφή στρώματος. Εμφανίζονται συχνά μετά το πέρασμα ενός ψυχρού μετώπου και μπορούν να δώσουν ψιλόβροχο. Είναι από τα πιο συνήθη νέφη, καλύπτοντας κατά μέσο όρο περί το 25% των ουρανών και το 12% των ηπειρωτικών περιοχών της Γης. Είναι νέφη γκρίζα ή υπόλευκα ή και τα δύο.

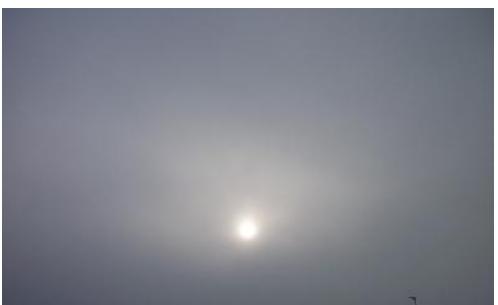


Nimbostratus – Μελανοστρώματα: Σκουρόχρωμα στρωματόμορφα νέφη με μεγάλο πάχος που αποκρύπτουν πλήρως τον ήλιο. Τα συναντούμε κάτω από τα 2000 m, αλλά αρκετά συχνά εκτείνονται έως και τα 5500 m. Το σκούρο χρώμα τους οφείλεται στη μεγάλη ποσότητα νερού που περιέχουν και σχετίζονται με κακοκαιρίες προκαλώντας συνεχόμενη βροχή ή χιονόπτωση. Τα νέφη αυτά αναπτύσσονται κυρίως κατά μήκος ενός θερμού ή συνεσφιγμένου μετώπου.

Μέσα νέφη



Altocumulus – Υψισωρείτες: Νέφη που παρατάσσονται σε μακριές σειρές ή εκτεταμένες ομάδες με μικρά ή μεγάλα κενά μεταξύ τους. Εμφανίζουν εναλλαγές λευκών και γκρι τόνων, γεγονός που βοηθά να τα ξεχωρίσουμε από τα Cirrocumulus, που βρίσκονται ψηλότερα. Προκαλούν ελάχιστα έως καθόλου φαινόμενα. Εντοπίζονται είτε πίσω από θερμά μέτωπα, είτε στο θερμό τομέα υφέσεων. Η εμφάνιση τους ένα θερμό και υγρό καλοκαιρινό πρωινό συχνά προμηνύει καταιγίδες αργά το απόγευμα.



Altostratus – Υψιστρώματα: Εκτεταμένα υπόγκριζα ή υποκύανα νέφη που καλύπτουν τον ουρανό σε μια περιοχή που εκτείνεται σε πολλές εκατοντάδες τετραγωνικά χιλιόμετρα. Το τμήμα του νέφους με το μικρότερο πάχος αφήνει τον Ήλιο (ή τη σελήνη) να διακρίνεται σα μέσα από θαμπό γυαλί. Όταν έχουν μεγάλο πάχος τον καλύπτουν πλήρως. Συνήθως προκαλούν ασθενή φαινόμενα μεγάλης διάρκειας. Στις περιπτώσεις αυξημένης αστάθειας αναπτύσσονται σε μεγαλύτερο πάχος, προκαλώντας εντονότερα φαινόμενα.

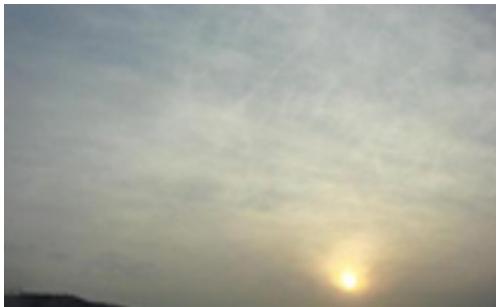
Ανώτερα νέφη



Cirrus – Θύσανοι: Ινώδη νέφη λευκού χρώματος. Οι θύσανοι συνήθως κινούνται από τη Δύση προς την Ανατολή και η κίνησή τους αυτή είναι ενδεικτική των ανέμων που πνέουν στην ανώτερη ατμόσφαιρα. Σχηματίζονται είτε ως αποτέλεσμα ήπιων ανοδικών κινήσεων, είτε στα όρια συνάντησης θερμών και ψυχρών αερίων μαζών.



Cirrocumulus – Θυσανοσωρείτες: Οι θυσανοσωρείτες εμφανίζονται περίπου στα ίδια ύψη με τους θυσάνους. Παρατάσσονται σε μακριές σειρές ή εκτεταμένες ομάδες με μικρά κενά μεταξύ τους. Εμφανίζονται εναλλαγές λευκών και γκρι τόνων. Συχνά καλύπτουν ένα μικρό τμήμα του ουρανού έχοντας τη μορφή μικρού κύματος. Αυτοί οι μικροί κυματισμοί έχουν μεγάλη ομοιότητα με λέπια ψαριού. Τα διάσπαρτα νεφικά τμήματα που ανακλούν το κόκκινο ή το κίτρινο χρώμα τα καθιστούν ίσως τα ομορφότερα νέφη.



Cirrostratus – Θυσανοστρώματα: Λεπτά και σχεδόν διάφανα νέφη που επιτρέπουν στο φως του Ήλιου ή του φεγγαριού να τα διαπερνά. Μοιάζουν με σεντόνι και συχνά καλύπτουν όλο τον ουρανό. Οι παγοκρύσταλλοι, που είναι το κύριο συστατικό αυτών των νεφών, διαθλούν το φώς και συχνά δημιουργείται φωτοστέφανο (halo). Αποτελούν προπομπούς θερμών μετώπων και βροχών. Συνήθως η εμφάνισή τους υποδηλώνει επερχόμενη αλλαγή του καιρού.

Καταιγιδοφόρα νέφη (βάση νέφους μεταξύ 0 και 14000m)



Cumulonimbus – Σωρειτομελανίες: Βαριά και πυκνά νέφη με σημαντική κατακόρυφη ανάπτυξη με μορφή όρους ή πελώριων πύργων. Οι βάσεις τους είναι σκούρες κοντά στο έδαφος και οι κορυφές τους μπορούν να φτάσουν σε πολύ μεγάλα ύψη. Οι σωρειτομελανίες εμφανίζονται είτε μεμονωμένα, είτε σε ομάδες, είτε κατά μήκος των γραμμών λαιλαπας στα ψυχρά μέτωπα προκαλώντας ισχυρές βροχές, καταιγίδες, μπουρίνια, χαλάζι, ανεμοστρόβιλους και άλλα επικίνδυνα καιρικά φαινόμενα.

Επιλέξτε τύπους νεφών στο [Σχήμα 4.33](#) για να δείτε τις περιγραφές και τα σύμβολα των βασικών νεφικών συστημάτων που επικρατούν στην ατμόσφαιρα (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

Ατλαντας Νεφών

Ανώτερα νέφη: βάσεις νεφών 7 -15 km



Μέσα νέφη: βάσεις νεφών 2 - 7 km



Κατώτερα νέφη: βάσεις νεφών 0 - 2 km



Βασικοί τόποι νεφών: Θύσανοι (Ci), Θυσανοστρώματα (Cs), Θυσανοσωρείτες (Cc)



Βασικοί τόποι νεφών: Υψιστρώματα (As), Υψισωρείτες (Ac), Μελανοστρώματα (Ns)



Βασικοί τόποι νεφών: Στρώματα (St), Στρωματοσωρείτες (Sc), Σωρείτες (Cu), Σωρεπομελανίες (Cb)



Σχήμα 4.33 Συνοπτικός άτλαντας νεφών με τις περιγραφές και τα σύμβολα των βασικών νεφικών συστημάτων που επικρατούν στην ατμόσφαιρα (τροποποίηση από NOAA/NWS and NASA Sky Watcher Chart).

Κεφάλαιο 5

Σύνοψη

Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα χαρακτηριστικά της ηλιακής και της γήινης ακτινοβολίας. Αναλύεται το φάσμα της ηλιακής ακτινοβολίας και παρουσιάζονται οι έννοιες της διάχυσης και της ανάκλασης, καθώς και θεμελιώδεις νόμοι για την απορρόφηση και εκπομπή ακτινοβολίας από μέλανα σώματα. Το κεφάλαιο περιλαμβάνει επίσης εισαγωγή στο φαινόμενο των θερμοκηπίου, το οποίο προσεγγίζεται ως ισοζύγιο ακτινοβολιών στο σύστημα Γη-ατμόσφαιρα και εκτιμώνται τα ισοζύγια ενέργειας στην ατμόσφαιρα και στην επιφάνεια της Γης.

Προαπαιτούμενη γνώση

Προτείνονται γνώσεις σε εισαγωγικά θέματα ατμόσφαιρικής φυσικής ([1^ο κεφάλαιο](#)) και θερμοδυναμικής της ατμόσφαιρας ([2^ο κεφάλαιο](#)).

5. Η Ακτινοβολία στην Ατμόσφαιρα

Βασική πηγή ενέργειας του συνόλου των φαινομένων, που εξελίσσονται στην ατμόσφαιρα της Γης, αποτελεί ο Ήλιος. Πολύ μικρά ποσά ενέργειας προέρχονται από τα υπόλοιπα άστρα, από το εσωτερικό της Γης και από διάφορες ανθρωπογενείς δραστηριότητες. Συγκεκριμένα, για κάθε 100 μονάδες ενέργειας που φθάνουν στην ατμόσφαιρα οι ανθρώπινες δραστηριότητες συνεισφέρουν με 0,01 μονάδες, το εσωτερικό της Γης με 0,005 μονάδες και τα άστρα συνεισφέρουν με ένα ελάχιστο ποσό (της τάξης του 10^{-5}). Συνεπώς, σχεδόν το 100% της ενέργειας που εισέρχεται στην ατμόσφαιρα προέρχεται από τον Ήλιο. Η συγκεκριμένη ενέργεια εκπέμπεται και διαδίδεται μέσω του διαστήματος, κυρίως με τη μορφή ακτινοβολίας. Ο ίδιος μηχανισμός διάδοσης της ηλιακής ακτινοβολίας λειτουργεί και υπό μορφή ροών ανταλλαγής ενέργειας μεταξύ της ατμόσφαιρας και της επιφάνειας του εδάφους, όπως επίσης και μεταξύ των διαφορετικών στρωμάτων της ατμόσφαιρας. Η ηλιακή ακτινοβολία διαδραματίζει επίσης σημαντικό ρόλο σε μία σειρά από χημικές αντιδράσεις στην ανώτερη ατμόσφαιρα, αλλά και στον σχηματισμό του φωτοχημικού νέφους.

Στην πράξη η Γη και η ατμόσφαιρά της απορροφούν συνεχώς ηλιακή ακτινοβολία, ενώ παράλληλα εκπέμπουν τη δική τους ακτινοβολία στο διάστημα. Σε βάθος χρόνου τα ποσοστά απορρόφησης και εκπομπής ακτινοβολίας από τη Γη είναι σχεδόν ίσα, παρά το γεγονός ότι η ροή ακτινοβολίας από τον Ήλιο είναι μεγαλύτερη κατά $2,6 \times 10^5$ φορές από την ακτινοβολία που εκπέμπεται από τη Γη. Αυτό συμβαίνει διότι στη Γη καταλήγει ένα πολύ μικρό κλάσμα της ηλιακής ακτινοβολίας και έτσι η μέση ενέργεια που απορροφά, αν υπολογισθεί για ένα μεγάλο χρονικό διάστημα, εξισορροπείται τελικά από την ενέργεια που εκπέμπει η ίδια. Δηλαδή, η ακτινοβολία στο σύστημα Γη-ατμόσφαιρα βρίσκεται σε κατάσταση ενεργειακής ισορροπίας με τον Ήλιο.

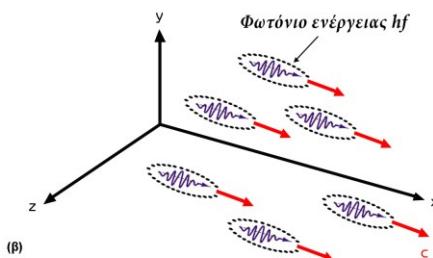
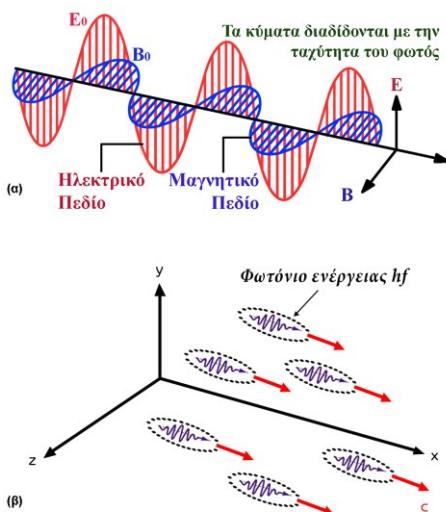
5.1. Η Ηλιακή Ακτινοβολία και η Φύση της

Η ηλιακή ακτινοβολία εκπέμπεται και διαδίδεται στον χώρο με τη μορφή κύματος, η οποία, όταν απορροφηθεί από κάποιο αντικείμενο, απελευθερώνει ενέργεια. Επειδή αυτά τα κύματα έχουν μαγνητικές, αλλά ταυτόχρονα και ηλεκτρικές ιδιότητες, ονομάζονται ηλεκτρομαγνητικά κύματα. Σύμφωνα με την κλασική ηλεκτρομαγνητική θεωρία του Maxwell όταν ένα ηλεκτρικό φορτίο ταλαντώνεται παράγει ηλεκτρομαγνητικό κύμα, το οποίο αποτελείται από ένα ηλεκτρικό και ένα μαγνητικό κύμα. Είναι δηλαδή ένα πεδίο (ηλεκτρομαγνητικό) με δύο χαρακτηριστικά. Την ένταση \vec{E} του ηλεκτρικού πεδίου και την ένταση \vec{B} του μαγνητικού πεδίου, των οποίων τα διανύσματα μεταβάλλονται συνεχώς στον χώρο και στον χρόνο και είναι κάθετα μεταξύ τους, αλλά ταυτόχρονα κάθετα και στη διεύθυνση διάδοσης του κύματος (εγκάρσια κύματα). Είναι δηλαδή στην ουσία δύο συμφασικά μεγέθη που μεταβάλλονται χωροχρονικά ([Σχήμα 5.1a](#)), δηλαδή φθάνουν ταυτόχρονα στη μέγιστη και την ελάχιστη τιμή τους, ενώ διαδίδονται με την ίδια ταχύτητα, που είναι η γνωστή ταχύτητα του φωτός c (για το κενό $c=3 \times 10^8 \text{ ms}^{-1}$). Με αυτή την ταχύτητα η ακτινοβολία, διανύοντας μια μέση απόσταση $1,5 \times 10^8$ χιλιομέτρων, φτάνει από τον Ήλιο στη Γη σε 8,3 λεπτά περίπου μεταφέροντας την ενέργεια του ηλεκτρομαγνητικού πεδίου. Αξίζει να αναφερθεί ότι ένα ηλεκτρομαγνητικό κύμα διαδίδεται και στο κενό, δηλαδή δεν απαιτείται υλικό μέσο διάδοσης. Στο ηλεκτρομαγνητικό κύμα η

ταχύτητα διάδοσης (c), η συχνότητα (f) και το μήκος κύματος (λ) συνδέονται με την παρακάτω σχέση, που είναι γνωστή ως η θεμελιώδης εξίσωση της κυματικής:

$$c = \lambda \cdot f \quad (5.1)$$

Παρά το γεγονός ότι η προαναφερόμενη κλασική θεωρία του ηλεκτρομαγνητισμού ερμήνευσε ορισμένα φαινόμενα που σχετίζονται με την ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία (συμβολή, περίθλαση, πόλωση κ.ά.), δεν ήταν σε θέση να ερμηνεύσει φαινόμενα που σχετίζονται με την αλληλεπίδραση της ακτινοβολίας και την ύλη. Έτσι το 1900 ο Planck, προκειμένου να ερμηνεύσει την ακτινοβολία που παράγει ένα θερμαινόμενο σώμα, εισήγαγε την κβαντική θεωρία. Σύμφωνα με τη συγκεκριμένη θεωρία κάθε άτομο εκπέμπει ή απορροφά στοιχειώδη (διακριτά) ποσά ηλεκτρομαγνητικής ενέργειας. Δηλαδή, από τα άτομα δεν εκπέμπονται ή απορροφώνται ηλεκτρομαγνητικά κύματα με συνεχή τρόπο, αλλά εκπέμπονται ή απορροφώνται αδιαίρετα «πακέτα» που διαθέτουν ενέργεια και ορμή και ονομάζονται φωτόνια ή κβάντα φωτός (quantum=πακέτο). Το κάθε φωτόνιο χαρακτηρίζεται από συγκεκριμένη συχνότητα (f) και συγκεκριμένη ποσότητα ενέργειας (E), που συνδέονται με τη σχέση (5.2), ενώ τα ποσά της συνολικής ενέργειας, που εκπέμπονται ή απορροφώνται, είναι ακέραια πολλαπλάσια της ενέργειας του κάθε φωτονίου (Σχήμα 5.1β).



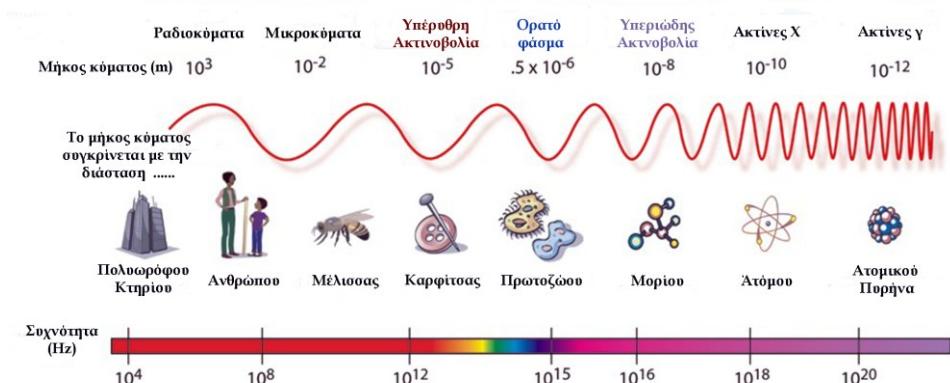
Σχήμα 5.1 α) Στιγμιότυπο ηλεκτρομαγνητικού κύματος που διαδίδεται μακριά από την πηγή. Οι εντάσεις E και B των πεδίων είναι κάθετες στη διεύθυνση διάδοσης του κύματος και γι' αυτό τα κύματα αυτά ονομάζονται εγκάρσια, β) με βάση την κβαντική θεωρία μια δέσμη φωτός αποτελείται από φωτόνια που διαδίδονται στο χώρο με την ταχύτητα του φωτός.

$$E = h \cdot f \quad (5.2)$$

όπου h είναι η σταθερή του Planck, ίση με $6,63 \times 10^{-34}$ J·s. Τελικά, όμως, με την κβαντική θεωρία δεν αναιρείται και η κυματική φύση της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας, καθώς θεωρείται ότι η ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία έχει ταυτόχρονα κυματικό αλλά και σωματιδιακό χαρακτήρα. Αυτό σημαίνει ότι στην πράξη άλλα φαινόμενα εξηγούνται με τη θεώρηση ότι η ακτινοβολία συμπεριφέρεται σαν κύμα (ηλεκτρομαγνητικό), ενώ σε άλλα φαινόμενα συμπεριφέρεται σαν σωματίδιο, το οποίο όμως έχει και κυματικές ιδιότητες (φωτόνιο).

5.2. Το Φάσμα της Ηλιακής (Ηλεκτρομαγνητικής) Ακτινοβολίας

Το σύνολο των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων με όλα τα δυνατά μήκη κύματος συνιστούν το ηλεκτρομαγνητικό φάσμα της ηλιακής ακτινοβολίας ([Σχήμα 5.2](#)), το οποίο δεν έχει άνω ή κάτω φράγμα. Κύματα στο άκρο των υψηλών συχνοτήτων του φάσματος (ακτίνες γ) έχουν μήκη κύματος με τάξη μεγέθους που πλησιάζει τις διαστάσεις των ατομικών πυρήνων, ενώ στο άλλο άκρο του φάσματος τα μήκη κύματος πλησιάζουν στο μέγεθος πολυωρόφων κτηρίων και στην ακραία θεώρηση φθάνουν στο 1/10 της απόστασης Ήλιου – Γης.



Σχήμα 5.2 Σχηματική αναπαράσταση του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος. Φαίνεται η φασματική περιοχή (περιορισμένου εύρους) που συνιστά το ορατό φως (τροποποιήση από NASA, <http://mynasadata.larc.nasa.gov/science-processes/electromagnetic-diagram>).

Το ορατό τμήμα της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας, που είναι ένα ιδιαίτερο τμήμα της καθώς επηρεάζει το ανθρώπινο μάτι, καταλαμβάνει μία πολύ μικρή περιοχή του φάσματος. Οι ακτινοβολίες αυτές χαρακτηρίζονται από ένα συγκεκριμένο χρώμα ([Πίνακας 5.1](#)) και αναφέρονται σε μη επιστημονική γλώσσα απλά ως «φωτь». Μία σειρά από φαινόμενα, όπως η ορατότητα της ατμόσφαιρας, το χρώμα του ουρανού ή ακόμη και το γεγονός ότι γίνονται ορατά τα νέφη, οφείλονται στα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά διάδοσης της ακτινοβολίας με μήκη κύματος που εμπίπτουν στο ορατό τμήμα του φάσματος. Τα όρια του ορατού φάσματος δεν είναι σαφή, καθώς εξαρτώνται από την εναισθησία του ματιού. Αν, αυθαίρετα, ληφθούν ως όρια τα μήκη κύματος στα οποία η εναισθησία του ματιού έχει μειωθεί κατά 99% φθάνοντας στο 1% της μέγιστης τιμής της, τότε το κατώτερο όριο είναι περίπου 0,39 μμ, ενώ το ανώτερο φθάνει στα 0,76 μμ.

Για τη μελέτη της ατμόσφαιρας το τμήμα του φάσματος που είναι σημαντικό εκτείνεται από 10^{-2} μμ έως 10^2 μμ, δηλαδή από το υπεριώδες μέχρι και το υπέρυθρο. Αξίζει να σημειωθεί ότι από το σύνολο της ηλεκτρομαγνητικής ενέργειας που εκπέμπει ο Ήλιος, το 50% περίπου εμπίπτει στο υπέρυθρο φάσμα με μήκη κύματος $\lambda > 0,7$ μμ, το 40% περίπου βρίσκεται στην περιοχή του ορατού με μήκη κύματος μεταξύ 0,4 μμ και 0,7 μμ, ενώ ένα 10% περίπου βρίσκεται στο υπεριώδες με $\lambda < 0,4$ μμ.

Χρώμα	Περιοχή μηκών κύματος (μμ)	Τυπικό (μέσο) μήκος κύματος (μμ)
Ιώδες	0,390 – 0,455	0,430
Βαθύ μπλε	0,455 – 0,405	0,470
Ανοικτό μπλε	0,485 – 0,505	0,495
Πράσινο	0,505 – 0,550	0,530
Κιτρινοπράσινο	0,550 – 0,575	0,560
Κίτρινο	0,575 – 0,585	0,580
Πορτοκαλί	0,585 – 0,620	0,600
Κόκκινο	0,620 – 0,760	0,640

Πίνακας 5.1 Μήκη κύματος του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος και τα αντίστοιχα χρώματά τους ([Kondratiev, 1969](#)).

Το υπεριώδες μέρος του φάσματος με μήκη κύματος $\lambda < 0,3$ μμ είναι η βασική πηγή ενέργειας για την ατμόσφαιρα σε ύψη πάνω από 10 km, ενώ μια χαρακτηριστική εφαρμογή των ιδιοτήτων της υπέρυθρης ακτινοβολίας, που εκπέμπεται από την ατμόσφαιρα προς το διάστημα, αποτελεί η καταγραφή της από τους δορυφόρους για την εξ αποστάσεως αποτύπωση (remote sensing) της θερμοκρασιακής δομής της ατμόσφαιρας.

5.3. Ποσοτική Περιγραφή της Ηλεκτρομαγνητικής Ακτινοβολίας

Κάθε σώμα είναι σε θέση να απορροφήσει και να εκπέμψει ενέργεια ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας. Ένα σώμα βρίσκεται με το περιβάλλον του σε ισορροπία ακτινοβολίας όταν εκπέμπει και απορροφά τον ίδιο αριθμό φωτονίων ανά μονάδα χρόνου και για κάθε διάστημα συχνοτήτων (f+df). Παρακάτω δίνονται οι ορισμοί μερικών χαρακτηριστικών μεγεθών, που είναι απαραίτητοι για την ποσοτική περιγραφή της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας:

- Ροή ακτινοβολίας. Ο ρυθμός με τον οποίο μεταφέρεται η ενέργεια ακτινοβολίας ονομάζεται ροή ακτινοβολίας (radian flux), και μετριέται σε μονάδες ενέργειας ανά μονάδα χρόνου ($J \text{ s}^{-1}$ ή W). Για παράδειγμα η ροή ακτινοβολίας από τον Ήλιο είναι ίση με $3,91 \times 10^{26} \text{ W}$.
- Ολική ένταση ακτινοβολίας (E). Το μέγεθος που προκύπτει αν διαιρεθεί η ροή ακτινοβολίας με το εμβαδό της περιοχής, μέσω της οποίας διαδίδεται, είναι η ολική ένταση ακτινοβολίας (irradiance), που συμβολίζεται με το σύμβολο E και μετριέται σε W m^{-2} . Με βάση τον παραπάνω ορισμό για ένα σώμα, που εκπέμπει ή απορροφά ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία, η ολική ένταση είναι η συνολική ενέργεια ακτινοβολίας που εκπέμπει ή απορροφά η μονάδα επιφανείας του σώματος ($\pi \cdot \chi \cdot 1 \text{ m}^2$) σε χρονικό διάστημα ίσο με τη μονάδα του χρόνου ($\pi \cdot \chi \cdot 1 \text{ s}$). Για παράδειγμα η ολική ένταση της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας που εκπέμπεται από το εξωτερικό τμήμα του ηλιακού δίσκου είναι ίση με $6,33 \times 10^7 \text{ W m}^{-2}$.
- Μονοχρωματική ένταση ακτινοβολίας (E_λ). Ένα άλλο χαρακτηριστικό μέγεθος αποτελεί η μονοχρωματική ένταση της ακτινοβολίας, E_λ , που είναι η ένταση ακτινοβολίας ανά μονάδα μήκους κύματος. Για το E_λ ισχύει:

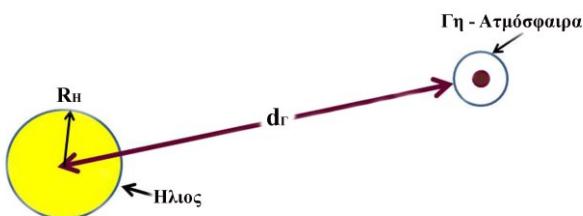
$$E = \int_0^\infty E_\lambda d\lambda \quad (5.3)$$

- Ισότροπη ακτινοβολία. Κάθε ακτινοβολία που είναι ανεξάρτητη της διεύθυνσης διάδοσης ονομάζεται ισότροπη. Η ισότροπη ακτινοβολία εμφανίζει την ίδια ένταση και κυματική σύνθεση σε κάθε διεύθυνση του χώρου. Όταν ισότροπη ακτινοβολία μήκους κύματος λ προσπίπτει στην επιφάνεια ενός σώματος, ένα μέρος της ανακλάται, ένα άλλο μέρος της απορροφάται από το σώμα και το υπόλοιπο διαδίδεται μέσω του σώματος.
- Απορροφητικότητα (A). Το τμήμα της ακτινοβολίας, που απορροφάται από ένα σώμα σε ένα διάστημα μηκών κύματος εύρους $d\lambda$ ($[\lambda, \lambda+d\lambda]$) ονομάζεται απορροφητικότητα και συμβολίζεται με A_λ . Η απορροφητικότητα εξαρτάται από τη θερμοκρασία και τη φύση του σώματος. Η ολική απορροφητικότητα A ορίζεται από τη σχέση:

$$A = \int_0^\infty A_\lambda d\lambda \quad (5.4)$$

- Ηλιακή σταθερά (S). Είναι η μέση επήσια ηλιακή ισχύς που προσπίπτει κάθετα ανά μονάδα επιφάνειας (m^2) στο εξωτερικό όριο της ατμόσφαιρας της Γης. Επειδή η απόσταση Γης – Ήλιου μεταβάλλεται κατά τη διάρκεια του έτους, η ηλιακή ισχύς κυμαίνεται από 1325 W m^{-2}

έως 1420 W m^{-2} . Μπορεί σχετικά εύκολα να υπολογιστεί η μέση ηλιακή σταθερά S με τη βοήθεια του [Σχήματος 5.3](#) και με εφαρμογή της Αρχής Διατήρησης της Ενέργειας. Θεωρώντας ότι ισχύει η σχέση: $4\pi E(R_H)^2 = 4\pi S(d_\Gamma)^2$, όπου $E=6,33 \times 10^7 \text{ W m}^{-2}$, $R_H = 6,95 \times 10^8 \text{ m}$ είναι η ακτίνα του Ήλιου και $d_\Gamma = 1,496 \times 10^{11} \text{ m}$ είναι η μέση απόσταση Ήλιου – Γης ([Σχήμα 5.3](#)), και λόγοντας ως προς S προκύπτει η σχέση $S = E(R_H)^2/(d_\Gamma)^2$. Η μέση ηλιακή σταθερά S λαμβάνει τελικά τιμή $1366,18 \text{ W m}^{-2}$. Στη συνέχεια, μπορεί να υπολογισθεί η μέση ολική ισχύς που λαμβάνει η Γη από τον Ήλιο. Η μέση ολική ισχύς είναι ίση με την ηλιακή σταθερά πολλαπλασιασμένη επί τη διατομή της Γης και δίνεται από τη σχέση: Ολική Ισχύς = $S\pi(R_\Gamma)^2$, όπου R_Γ είναι η μέση ακτίνα της Γης ίση με $6,37 \times 10^6 \text{ m}$. Με απουσία ατμόσφαιρας, αν η ενέργεια αυτή μοιραζόταν σε όλη την επιφάνειά της Γης, η μέση ισχύς ανά μονάδα επιφάνειάς της θα ήταν ίση με $S\pi(R_\Gamma)^2/4\pi(R_\Gamma)^2 = S/4 \approx 341,5 \text{ W m}^{-2}$. Με βάση τα παραπάνω μπορεί να υπολογισθεί ότι σε ετήσια βάση η Γη δέχεται από τον Ήλιο ενέργεια ίση με $5,78 \times 10^{18} \text{ J}$, η οποία είναι 10-πλάσια όλων των αποθεμάτων της Γης σε καύσιμα.



Σχήμα 5.3 Σχηματική αναπαράσταση της σχετικής θέσης Γης – Ήλιον.

Ένα εξιδανικευμένο μοντέλο της ύλης, που επινοήθηκε για να διευκολυνθεί η μελέτη της θερμικής ακτινοβολίας των πραγματικών σωμάτων, αποτελεί το μελανό σώμα. Οι αρχές ακτινοβολίας ενός μελανού σώματος βρίσκονται εφαρμογή στην ηλιακή και γήινη εκπομπή ακτινοβολίας, καθόσον ο Ήλιος εκπέμπει περίπου σαν μελανό σώμα με θερμοκρασία περίπου 5800 K , ενώ η Γη συμπεριφέρεται σαν μελανό σώμα θερμοκρασίας περίπου 288 K . Ένα μελανό σώμα αποτελείται από ικανό αριθμό μορίων που απορροφά και εκπέμπει ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία σε όλα τα μέρη του φάσματος, έτσι ώστε: α) να απορροφά το σύνολο της προσπίπουσας ακτινοβολίας και β) να εκπέμπει τη μέγιστη δυνατή ακτινοβολία, σε όλα τα μήκη κύματος και σε όλες τις κατευθύνσεις. Επομένως, το μελανό σώμα έχει για κάθε μήκος κύματος απορροφητικότητα ίση με μονάδα ($A_\lambda=1$) και επιπλέον, όταν απορροφά ακτινοβολία, φτάνει σε κατάσταση ενεργειακής ισορροπίας και εκπέμπει τον ίδιο αριθμό φωτονίων με αυτά που απορροφά. Επιπρόσθετα, η ακτινοβολία του μελανού σώματος είναι ισότροπη και εξαρτάται μόνο από τη θερμοκρασία του σώματος και όχι από τη σύνθεσή του. Παρακάτω δίνεται σύντομη αναφορά στους νόμους ακτινοβολίας του μελανού σώματος, οι οποίοι είναι σημαντικοί για την κατανόηση του ενεργειακού ισοζυγίου Ήλιου-Γης-Ατμόσφαιρας.

- **Νόμος Stefan-Boltzmann.** Η ένταση ακτινοβολίας του μελανού σώματος (E^*) είναι ανάλογη της τέταρτης δύναμης της θερμοκρασίας του. Η σταθερά στην παρακάτω σχέση ονομάζεται σταθερά Stefan-Boltzmann και είναι ίση με $5,67 \times 10^{-8} (\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4})$.

$$E^* = \sigma T^4 \quad (5.5)$$

- **Νόμος του Planck.** Η μονοχρωματική ένταση ακτινοβολίας (E_λ) $^* = dE^*/d\lambda$ για μελανό σώμα θερμοκρασίας T δίνεται από το νόμο του Planck ($c_1 = 3,74 \times 10^{-16} \text{ W m}^2$ και $c_2 = 1,44 \times 10^{-2} \text{ m K}$). Ο νόμος του Planck δίνει την κατανομή της ενέργειας, που εκπέμπεται από ένα μελανό σώμα σε θερμοκρασία T ως συνάρτηση του μήκους κύματος λ . Στο [Σχήμα 5.4](#) αποτυπώνονται (με βάση τον νόμο του Planck) οι καμπύλες της έντασης ακτινοβολίας που

αντιστοιχούν σε διάφορες θερμοκρασίες μελανού σώματος. Από το σχήμα παρατηρείται ότι: α) η εκπεμπόμενη ενέργεια αυξάνει μη γραμμικά με τη θερμοκρασία και β) ότι αυξανόμενης της θερμοκρασίας T , αυξάνει και η συνολική εκπεμπόμενη ακτινοβολία (εμβαδόν της κατανομής), σύμφωνα με τον νόμο των Stefan – Boltzmann. Με βάση το προαναφερόμενο σχήμα η αύξηση της θερμοκρασίας T συνοδεύεται από μετατόπιση του μεγίστου της κατανομής της ενέργειας σε μικρότερα μήκη κύματος. Δηλαδή, κατευθύνεται προς μεγαλύτερες στάθμες ενέργειας.

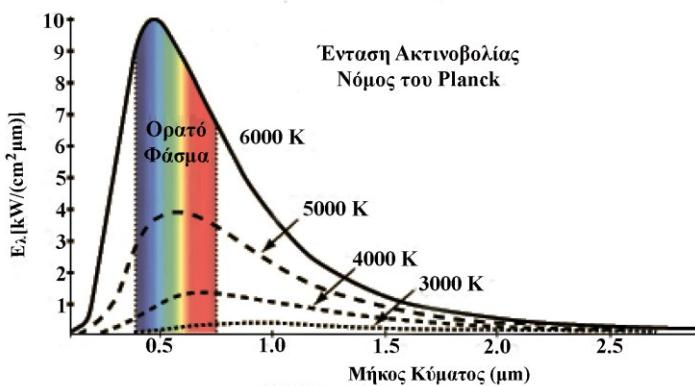
$$E_{\lambda}^* = \frac{c_1}{\lambda^5 [\exp(c_2 / \lambda T) - 1]} \quad (5.6)$$

Επειδή, για τα περισσότερα μήκη κύματος, ο εκθετικός όρος της παραπάνω σχέσης είναι πολύ μεγαλύτερος από τη μονάδα, μπορεί η σχέση (5.6) να αντικατασταθεί από την παρακάτω:

$$E_{\lambda}^* = c_1 \lambda^{-5} \exp(-c_2 / \lambda T) \quad (5.7)$$

- Νόμος μετατόπισης του Wien. Από τη σχέση (5.7) προκύπτει ότι οι τιμές του λ (μμ), που αντιστοιχούν στο μέγιστο της εκπομπής για ένα μελανό σώμα σε θερμοκρασία T (Κ), υπακούνται στη σχέση:

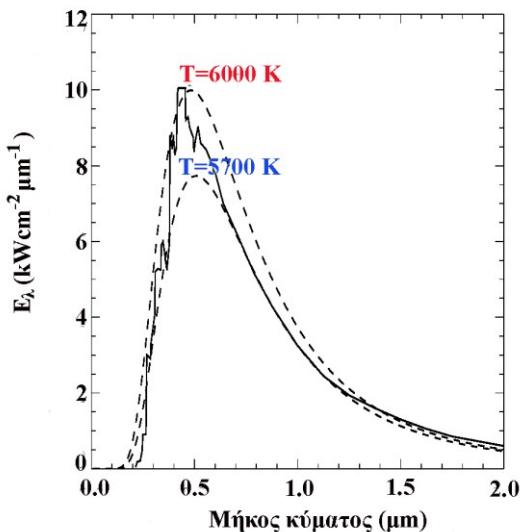
$$\lambda_{max} T = 2897,8 \quad (5.8)$$



Σχήμα 5.4 Φάσματα εκπομπής μελανού σώματος σε συνάρτηση με το μήκος κύματος για διάφορες θερμοκρασίες.

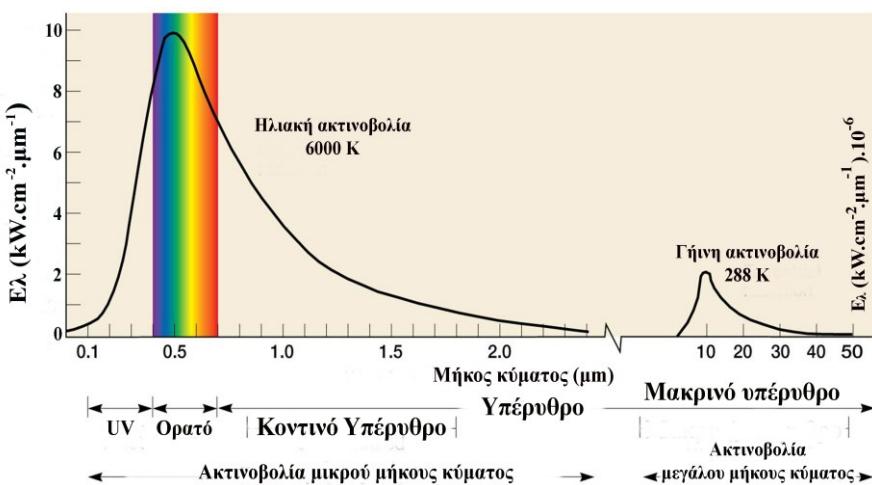
Το ηλιακό φάσμα, όπως προκύπτει από μετρήσεις, αποτυπώνεται στο [Σχήμα 5.5](#). Παρατηρείται ότι το φάσμα του Ήλιου προσεγγίζει το φάσμα του νόμου του Planck για μελανό σώμα θερμοκρασίας 6000 Κ, ενώ το μήκος κύματος του μέγιστου του ηλιακού φάσματος είναι ίσο με 0,475 μμ, που αντιστοιχεί στο μπλε χρώμα και σύμφωνα με τον νόμο του Wien αντιστοιχεί σε θερμοκρασία 6100,63 Κ. Όμως, το χρώμα του Ήλιου είναι πολύ κοντά στο κίτρινο και όχι στο μπλε. Αυτό συμβαίνει διότι το μεγαλύτερο ποσοστό ακτινοβολίας εκπέμπεται από τον Ήλιο σε μήκη κύματος μεγαλύτερα του λ_{max} , στο οποίο αντιστοιχεί η κορυφή της κατανομής. Ενώ, επίσης, η ηλιακή ακτινοβολία συγκεντρώνεται στο ορατό και κοντινό υπέρυθρο του φάσματος, οι ακτινοβολίες που εκπέμπονται από τους πλανήτες και τις ατμόσφαιρές τους έχουν μήκος κύματος στην περιοχή του μακρινού υπέρυθρου, διότι βρίσκονται σε χαμηλότερες θερμοκρασίες. Έτσι, η

ηλιακή ενέργεια περιορίζεται σε μήκη κύματος μικρότερα των 4 μμ (με μέγιστο της ηλιακής ακτινοβολίας περίπου στα 0,5 μμ), ενώ το σύνολο της γήινης ακτινοβολίας εκπέμπεται στην περιοχή με μήκη κύματος μεγαλύτερα των 4 μμ.



Σχήμα 5.5 Καμπύλη των ηλιακού φάσματος όπως προκύπτει από μετρήσεις (συνεχής γραμμή). Οι διακεκομμένες καμπύλες δίνουν το φάσμα μελανού σώματος σε θερμοκρασία 5700 K και 6000 K (τροποποίηση από [Χαλδούπης X., Εισαγωγικά Στοιχεία Ατμοσφαιρικής Φυσικής](#)).

Ουσιαστικά, η μέγιστη γήινη ακτινοβολία εκπέμπεται πολύ κοντά στα 10 μμ (Σχήμα 5.6). Έτσι, η ηλιακή ακτινοβολία αποκαλείται συνήθως ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος (shortwave radiation), ενώ η ακτινοβολία του συστήματος Γη-ατμόσφαιρα αποκαλείται ως ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος (longwave radiation).



Σχήμα 5.6 Φασματικές κατανομές της θεωρητικής ηλιακής ακτινοβολίας (αριστερά) και της θεωρητικής γήινης ακτινοβολίας (δεξιά). Για τη γήινη ακτινοβολία οι τιμές στον δεξιό κατακόρυφο άξονα είναι πολλαπλασιασμένος επί 10^{-6} . Παρατηρείται ότι η εισερχόμενη ηλιακή και η εξερχόμενη γήινη ακτινοβολία εμπίπτουν σε διαφορετικά μήκη κύματος (τροποποίηση από [Mc Knight T. L., Physical Geography](#)). Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε διαδραστικά τη μεταβολή των κατανομών των φάσματος της έντασης ακτινοβολίας με τη θερμοκρασία (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

Η ακτινοβολία του μελανού σώματος είναι η μεγίστη ενέργεια που μπορεί να εκπέμψει ένα πραγματικό σώμα στη θερμοκρασία T . Για ένα οποιοδήποτε άλλο πραγματικό σώμα (φαιό σώμα) ορίζεται ένα νέο μέγεθος, η ικανότητα εκπομπής ε_λ (emissivity), που δίνεται από τη σχέση:

$$\varepsilon_\lambda = \frac{E_\lambda}{E_\lambda^*} \quad (5.9)$$

Ουσιαστικά η ικανότητα εκπομπής ενός σώματος είναι το μέτρο εκπομπής ακτινοβολίας από ένα σώμα θερμοκρασίας T στο μήκος κύματος λ . Από τον ορισμό του μελανού σώματος, η ικανότητα εκπομπής σ' όλα τα μήκη κύματος είναι ίση με τη μονάδα, ενώ για άλλα υλικά, το ε_λ , κυμαίνεται από 0 έως 1 και μπορεί να μεταβάλλεται με το μήκος κύματος. Για οποιοδήποτε σώμα η ικανότητα εκπομπής είναι ίση με την ικανότητα απορρόφησης. Η συγκεκριμένη ιδιότητα των σωμάτων αποτελεί τον νόμο του Kirckhoff, που δίνεται από τη σχέση:

$$\varepsilon_\lambda = A_\lambda \quad (5.10)$$

Σε πρακτικό επίπεδο, σύμφωνα με τον νόμο του Kirckhoff, υλικά που απορροφούν μεγάλες ποσότητες ακτινοβολίας μήκους κύματος λ , μπορούν και να εκπέμψουν μεγάλες ποσότητες της ίδιας ακτινοβολίας. Αντίστοιχα, οι ασθενείς απορροφητές είναι και ασθενείς εκπομποί.

5.4. Εξασθένιση της Ήλιακής Ακτινοβολίας στην Ατμόσφαιρα

Η ήλιακή ακτινοβολία κατά τη διάδοσή της στην ατμόσφαιρα εξασθενεί. Η εξασθένηση αυτή οφείλεται σε φαινόμενα απορρόφησης και σκέδασης, που έχουν ως τελικό αποτέλεσμα την τροποποίηση του μικροκλίματος της περιοχής και ενδεχομένως σε βάθος χρόνου τη μεταβολή του κλίματος (λόγω της διαφοροποίησης των ποσοστών της ακτινοβολίας που φθάνουν στην επιφάνεια της Γης). Η απορρόφηση της ήλιακής ακτινοβολίας οφείλεται κυρίως στα μόρια της ατμόσφαιρας και μπορεί να οδηγήσει σε έναρξη φωτοχημικών αντιδράσεων (φωτοδιάσπαση του μορίου) ή σε φωτοϊονισμό. Μπορεί όμως να οφείλεται και σε αιωρούμενα σωματίδια (aerosols). Αντίστοιχα, η σκέδαση της ήλιακής ακτινοβολίας οφείλεται τόσο στην ύπαρξη των αιωρούμενων σωματιδίων (σκέδαση τύπου Mie), όσο και στα μόρια της ατμόσφαιρας (σκέδαση τύπου Rayleigh).

5.4.1. Απορρόφηση της Ήλιακής Ακτινοβολίας

Τα μόρια των αερίων της ατμόσφαιρας απορροφούν την ήλιακή ακτινοβολία, με αποτέλεσμα τη μετατροπή της ήλιακής ενέργειας σε θερμότητα. Υπολογίζεται ότι η ακτινοβολία στην ατμόσφαιρα εξασθενεί, λόγω απορρόφησης, σε ένα ποσοστό περίπου 17%. Με βάση την κβαντομηχανική, σε κάθε μόριο αντιστοιχούν συγκεκριμένες επιτρεπόμενες αλλαγές στο επίπεδο ενέργειας του. Καθώς το μόριο είναι σε θέση να απορροφά και να ακτινοβολεί ενέργεια σε συγκεκριμένες ποσότητες, αυτό μπορεί να αντιδράσει με ακτινοβολία σε συγκεκριμένα μήκη κύματος. Δηλαδή, η απορρόφηση και η εκπομπή ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας από ένα μεμονωμένο μόριο γίνεται μόνο σε συγκεκριμένα μήκη κύματος (αποδίδει ένα φάσμα γραμμών που χαρακτηρίζει κάθε μόριο), που αντιστοιχούν στα μήκη κύματος στα οποία είναι δυνατή η αλληλεπίδραση του μορίου με την ακτινοβολία. Επομένως, είναι αυτονόητο ότι εκπομπή ακτινοβολίας δεν είναι δυνατή σε μήκη κύματος που βρίσκονται σε ενδιάμεσες θέσεις μεταξύ των γραμμών του φάσματος απορρόφησης.

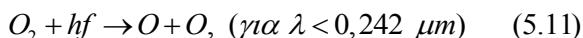
Στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας η απορρόφηση του ορατού μέρους του φάσματος είναι σχετικά μικρή. Παρατηρείται μόνο ασθενής απορρόφηση και διέγερση του οξυγόνου, αλλά και μερική

απορρόφηση από το όζον (για μήκη κύματος από 0,44 έως 0,70 μμ). Αντίθετα, ιδιαίτερα σημαντική είναι η απορρόφηση της υπεριώδους ακτινοβολίας (για μήκη κύματος $\lambda < 0,37$ μμ). Είναι χαρακτηριστικό ότι στην επιφάνεια της Γης δεν φθάνει ακτινοβολία με μήκος κύματος μικρότερο από 0,29 μμ. Αυτό οφείλεται στην απορρόφηση που συμβαίνει στην ανώτερη ατμόσφαιρα ιδιαίτερα από το όζον και, κατά δεύτερο λόγο, από τα άλλα αέρια της ατμόσφαιρας. Για παράδειγμα το όζον (O_3), που είναι άφθονο στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας, απορροφά έντονα την υπεριώδη ακτινοβολία και ειδικότερα στην περιοχή από 0,22 μμ έως 0,35 μμ, ενώ τα μήκη κύματος που αντιστοιχούν στο ακραίο υπεριώδες ($0,12 - 0,16$ μμ) απορροφώνται από το ατομικό οξυγόνο. Συνολικά, όμως, το ποσοστό της ηλιακής ακτινοβολίας που απορροφάται στην περιοχή αυτή είναι μικρό (~2%). Στην τροπόσφαιρα η ηλιακή ακτινοβολία απορροφάται από τα μόρια του CO_2 , τους υδρατμούς, το O_2 και το NO_2 . Το μοριακό οξυγόνο απορροφά κυρίως στην περιοχή του ερυθρού (π.χ. 0,63 και 0,69 μμ), το διοξείδιο του άνθρακα απορροφά στην υπέρυθρη περιοχή (2,7 και 4,3 μμ), οι υδρατμοί στο ερυθρό και στο υπέρυθρο, ενώ το NO_2 απορροφά έντονα μεταξύ 0,25-0,70 μμ με μέγιστη απορρόφηση στα 0,4 μμ. Οι υδροσταγόνες, οι παγοκρύσταλλοι, καθώς και τα αερολύματα απορροφούν επίσης ακτινοβολία. Η επίδραση όμως των συγκεκριμένων στοιχείων παρουσιάζει διακυμάνσεις, καθώς είναι μεταβλητή η συγκέντρωσή τους στην ατμόσφαιρα.

Γενικά, η ακτινοβολία με την περισσότερη ενέργεια (μικρά μήκη κύματος) απορροφάται γρήγορα από άτομα ή μόρια που διασπώνται ή ιονίζονται. Η ακτινοβολία με τη μικρότερη ενέργεια διεισδύει βαθύτερα στην ατμόσφαιρα, μέχρι να συναντήσει αέρια σε συγκεντρώσεις ικανές να την απορροφήσουν. Όμως, όσο περισσότερο διεισδύει η ακτινοβολία, τόσο μεγαλύτερη εμφανίζεται και η πυκνότητα των απορροφητών. Αυτό το γεγονός έχει σαν αποτέλεσμα να ολοκληρώνεται σχετικά γρήγορα η απορρόφηση της ακτινοβολίας ορισμένου μήκους κύματος από κάποιο αέριο συστατικό της ατμόσφαιρας.

Υπάρχουν δύο επιπλέον δυνατοί μηχανισμοί μέσω των οποίων ένα μόριο μπορεί να απορροφήσει ή να εκπέμψει ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία. Η ενεργοποίηση των συγκεκριμένων μηχανισμών δεν απαιτεί την ύπαρξη προσπίτουσας ακτινοβολίας καθορισμένου μήκους κύματος, αλλά είναι αρκετό τα φωτόνια της να διαθέτουν υψηλότερη ενέργεια από ένα κατώτατο όριο (κατώφλι ενέργειας). Στην περίπτωση αυτή το πιθανό πλεόνασμα ενέργειας μεταφέρεται σαν κινητική ενέργεια στα προϊόντα της αντίδρασης. Συνοπτικά, οι προαναφερόμενοι μηχανισμοί είναι:

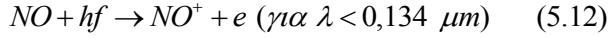
- Η προσπίτουσα ακτινοβολία προκαλεί διάσπαση του μορίου σε άτομα ή ελαφρύτερα μόρια. Αντιδράσεις αυτού του είδους ονομάζονται φωτοχημικές αντιδράσεις. Κοντά στα 0,3 μμ το όζον αρχίζει να απορροφά ακτινοβολία και διασπάται σε O_2 και σε ατομικό οξυγόνο (O). Η απορρόφηση συνεχίζεται για το διάστημα από 0,2 έως 0,3 μμ με αποτέλεσμα την ουσιαστική αποκοπή αυτής της ακτινοβολίας, που τελικά δεν φθάνει στο έδαφος. Το βάθος διείσδυσης για λ μεταξύ 0,2 και 0,3 μμ φθάνει περίπου στα 40 km. Παράδειγμα φωτοχημικής αντίδρασης αποτελεί η φωτόλυση του O_2 από την υπεριώδη ακτινοβολία. Κάτω από 0,25 μμ το O_2 απορροφά ακτινοβολία και διασπάται σε ατομικό οξυγόνο (σχέση 5.11), το οποίο είναι το επικρατέστερο στοιχείο στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας (ύψη πάνω από τα 80 km).



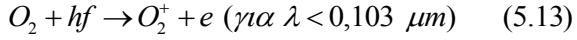
όπου hf είναι η ενέργεια του φωτονίου. Οι φωτοχημικές αντιδράσεις κάτω από ορισμένες συνθήκες μπορεί να είναι αμφίδρομες, και συνοδεύονται από εκπομπή ακτινοβολίας.

- Τα άτομα και τα μόρια απορροφούν ηλεκτρομαγνητική ενέργεια και ιονίζονται. Η συγκεκριμένη διεργασία ονομάζεται φωτοϊονισμός και απαιτεί φωτόνια με αρκετή ενέργεια, ώστε να μπορέσουν να αποσπαστούν ένα ή περισσότερα ηλεκτρόνια από την εξωτερική ηλεκτρονική στοιβάδα. Η ακτινοβολία που απαιτείται για ιονισμό στην ατμόσφαιρα, έχει συνήθως μικρά μήκη κύματος ($\lambda < 0,15$ μμ). Κάτω από αυτό το κατώφλι ενέργειας τα φωτόνια μεταφέρουν αρκετή ενέργεια για να οδηγήσουν σε διάφορες αντιδράσεις ιονισμού, όπως, π.χ.:

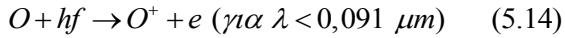
Για το NO



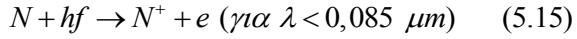
Για το O₂



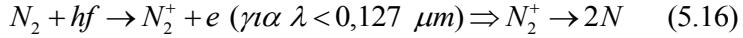
Για το O



Για το N



Χαρακτηριστική είναι η περίπτωση του μορίου αζώτου, το οποίο διασπάται σε δύο στάδια με τη δράση ακτινοβολίας μήκους κύματος $\lambda < 0,127 \ \mu m$. Στην αρχή διεγείρεται το N₂, που φθάνει σε μια ασταθή κατάσταση, ενώ στη συνέχεια ακολουθεί η διάσπαση σε ατομικό N σύμφωνα με τις αντιδράσεις:

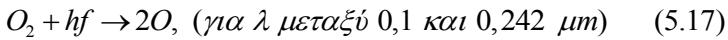


Το βάθος διείσδυσης στην περιοχή από 0,1 – 0,15 μμ μεταβάλλεται απότομα με το λ. Αυτό συμβαίνει διότι υπάρχουν ορισμένα διαστήματα μήκους κύματος (παράθυρα), στα οποία η απορρόφηση της ακτινοβολίας είναι μικρότερη σε σχέση με τα υπόλοιπα μήκη κύματος. Η συγκεκριμένη ιδιότητα προσφέρει τη δυνατότητα στην ηλιακή ακτινοβολία (με μήκη κύματος μέσα στα συγκεκριμένα διαστήματα / παράθυρα) να διεισδύσει στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας, με βάθος διείσδυσης που πλησιάζει τα 70 km πάνω από την επιφάνεια της Γης.

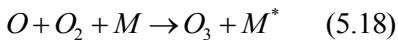
5.4.2. Οζονόσφαιρα

Το μεγαλύτερο ποσοστό της υπεριώδους ηλιακής ακτινοβολίας εκπέμπεται στην περιοχή μεταξύ 0,17 και 0,37 μμ. Το πιο σημαντικό φύλτρο στα συγκεκριμένα μήκη κύματος είναι το όζον (O₃). Αν δεν υπήρχε το στρώμα του όζοντος στην ατμόσφαιρα η υψηλής ενέργειας ακτινοβολία θα έφτανε μέχρι την επιφάνεια της Γης, επιφέροντας καταστρεπτικές επιπτώσεις στη βιόσφαιρα (ουσιαστικά θα ήταν αδύνατη η ύπαρξη ζωής).

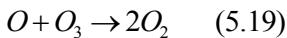
Το όζον εντοπίζεται κυρίως στη στρατόσφαιρα και έχει διαφορετική κατακόρυφη κατανομή στα μικρά γεωγραφικά πλάτη σε σχέση με τα μεγάλα. Ο σχηματισμός του γίνεται φωτοχημικά και μπορεί να μελετηθεί μέσω των διαφόρων αντιδράσεων που συμμετέχουν σε αυτόν. Η βασική πηγή O₃ στην ατμόσφαιρα είναι η φωτόλυση του O₂, που παρατηρείται πάνω από τα 20 km από την επιφάνεια της Γης, με το μέγιστο να συμβαίνει γύρω στα 100 km. Η φωτόλυση του O₂ δίνεται από την αντίδραση:



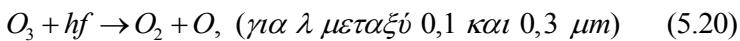
Από το Ο που παράγεται σε χαμηλότερα ύψη αυτού του στρώματος, ένα μέρος μετατρέπεται σε O₃, σύμφωνα με την αντίδραση:



Το M αποτελεί ένα μόριο που δεν αντιδρά (συνήθως είναι το άζωτο που βρίσκεται σε αφθονία σε αυτά τα ύψη). Ο ρόλος του είναι να δράσει σαν τρίτο σώμα (καταλύτης) απορροφώντας και μεταφέροντας μακριά, με τη μορφή κινητικής ενέργειας, την επιπλέον ενέργεια που εκλύεται κατά την επανασύνδεση του ιόντος με το ηλεκτρόνιο. Έτσι, το σύστημα είναι σε θέση να διατηρεί την ενέργεια και την ορμή του. Σε αντίθετη περίπτωση το O₃ θα διέθετε αρκετή ενέργεια για να διασπαστεί εκ νέου. Το παραγόμενο O₃ δεν συσσωρεύεται μόνιμα στην ατμόσφαιρα και διασπάται ξανά μέσω μιας σειράς από χημικές αντιδράσεις διάσπασης. Οι δύο πιο σημαντικές είναι οι παρακάτω:



ή η αντίδραση φωτόλυσης:



Μέσω της αντίδρασης (5.20) επιτυγχάνεται η μέγιστη απορρόφηση της υπεριώδους ηλιακής ακτινοβολίας, που είναι επιβλαβής για τη βιόσφαιρα.

5.4.3. Διάχυση και Ανάκλαση της Ηλιακής Ακτινοβολίας

Η ηλιακή ακτινοβολία εξασθενεί στην ατμόσφαιρα εκτός από τον μηχανισμό της απορρόφησης και μέσω δύο ακόμη μηχανισμών, που είναι η ανάκλαση και η διάχυση. Ανάκλαση (reflection) ονομάζεται το φαινόμενο κατά το οποίο ένα τμήμα της ηλιακής ακτινοβολίας επιστρέφει πίσω στο διάστημα μετά από σύγκρουση με σωματίδια διαμέτρου μεγαλύτερης από 0,7 μμ, ενώ σκέδαση – διάχυση (scattering – diffusion) είναι το φαινόμενο κατά το οποίο όταν προσπίπτει ακτινοβολία σε ένα σώμα κατευθύνεται στη συνέχεια προς όλες τις διευθύνσεις, ομοιόμορφα ή ανομοιόμορφα. Η ακτινοβολία μετά τη σκέδαση ονομάζεται διάχυτη. Η σκέδαση στην ατμόσφαιρα μπορεί να πραγματοποιηθεί από μόρια ή μικρά σωματίδια, είναι επιλεκτική και εξαρτάται από το μήκος κύματος της ακτινοβολίας.

Η σκέδαση που οφείλεται στις κρούσεις των κβάντα πάνω σε ατμοσφαιρικά μόρια είναι γνωστή ως σκέδαση Rayleigh (μοριακή σκέδαση). Η δραστικότητα της είναι αντιστρόφως ανάλογη του λ⁴, δηλαδή ακτινοβολίες με μικρότερα μήκη κύματος υπερέχουν της σκέδασης ακτινοβολιών με μεγαλύτερα μήκη κύματος. Η σκέδαση Rayleigh εμφανίζεται περισσότερο δραστική σε μικρά μήκη κύματος, ενώ η δραστικότητά της ελαχιστοποιείται για μήκη κύματος μεγαλύτερα από τα 0,7 μμ. Με βάση αυτή τη διεργασία μπορεί να εξηγηθεί το γαλάζιο χρώμα του ουρανού. Όταν ο Ήλιος βρίσκεται αρκετά ψηλά στον ουρανό η διαδρομή των ηλιακών ακτίνων είναι σχετικά μικρή μέχρι την επιφάνεια της Γης. Έτσι, δε σημειώνεται δραστική απορρόφηση των μικρών μήκών κύματος (γαλάζια περιοχή του φάσματος) και επομένως αυτά είναι τα μήκη κύματος που σκεδάζονται κατά κύριο λόγο, σύμφωνα με τον νόμο της σκέδασης Rayleigh (~1/λ⁴), έχοντας ως συνέπεια το γαλάζιο χρώμα του ουρανού. Αντίθετα, κατά την Ανατολή ή τη Δύση του ηλίου (τότε ο Ήλιος βρίσκεται πολύ κοντά στον ορίζοντα) η ηλιακή ακτινοβολία διατρέχει μεγάλη σχετικά απόσταση μέχρι να φθάσει στην επιφάνεια της Γης. Τότε, λόγω της σύστασης της ατμόσφαιρας στα χαμηλότερα

στρώματα, απορροφώνται σχεδόν πλήρως τα μικρά μήκη κύματος της ορατής περιοχής του φάσματος και απομένει μόνο το μέρος της ακτινοβολίας που αντιστοιχεί στα μεγάλα μήκη κύματος (ερυθρή περιοχή του φάσματος). Συνεπώς, στα μόρια της ατμόσφαιρας σκεδάζονται τα εναπομείναντα μεγάλα μήκη κύματος χρωματίζοντας τον ουρανό με κόκκινο χρώμα.

Στην περίπτωση που τα σκεδάζοντα σωματίδια είναι μόρια σκόνης – καπνού (αερολύματα), των οποίων η διάμετρος είναι συγκρίσιμη με το μήκος κύματος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας, η σκέδαση ονομάζεται σκέδαση τύπου Mie, εξαρτάται από τον λόγο (διάμετρος/λ) και προσεγγιστικά είναι ανάλογη του $1/\lambda^{1.5}$. Για κάποιες τιμές της συγκεκριμένης αναλογίας ισχύει το αντίστροφο της μοριακής διάχυσης, δηλαδή τα μεγαλύτερα μήκη κύματος σκεδάζονται περισσότερο συγκριτικά με τη σκέδαση των μικρότερων μηκών κύματος. Γενικά, όταν στη γήινη ατμόσφαιρα υπάρχουν πολλά αερολύματα, επικρατεί η σκέδαση Mie. Έτσι, σε μια ατμόσφαιρα που περιέχει πολύ μεγάλα αερολύματα ενεργοποιείται η σκέδαση Mie σε βάρος της μοριακής, με αποτέλεσμα το χρώμα του ουρανού να είναι γαλάζιο μεν, αλλά «ξεθωριασμένο». Αξίζει να σημειωθεί ότι οι υδροσταγόνες των νεφών σκεδάζουν όλα τα μήκη κύματος του ορατού φάσματος προς όλες τις διευθύνσεις και αυτός είναι ο λόγος που εμφανίζουν το λευκό χρώμα. Όταν όμως είναι εντονότερη η σκέδαση από τις πλευρές και τις κορυφές τους, τότε παρουσιάζεται στα νέφη το σκούρο χρώμα. Γενικά, η ηλιακή ακτινοβολία διακρίνεται στις εξής κατηγορίες:

- Άμεση καλείται η ηλιακή ακτινοβολία που προσπίπτει σε επιφάνεια κάθετη προς τις ηλιακές ακτίνες, όταν απομονώθει μια πολύ λεπτή δέσμη ακτίνων. Αξίζει να σημειωθεί ότι οι υπόλοιπες συνιστώσες της ηλιακής ακτινοβολίας αναφέρονται σε οριζόντια επιφάνεια.
- Διάχυτη ακτινοβολία είναι το σύνολο της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας που προσπίπτει σε στοιχειώδη οριζόντια επιφάνεια, όταν η επιφάνεια προστατεύεται από τις ακτίνες της άμεσης ακτινοβολίας. Η διάχυτη ηλιακή ακτινοβολία προέρχεται από σκέδαση της ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα.
- Ολική ηλιακή ακτινοβολία ή ηλιακή ακτινοβολία ημισφαιρίου ονομάζεται το άθροισμα της διάχυτης και της άμεσης ακτινοβολίας, που προσπίπτει σε οριζόντια επιφάνεια.
- Ανακλώμενη ηλιακή ακτινοβολία είναι το ποσοστό της ολικής ακτινοβολίας που ανακλάται από το έδαφος και τα σωματίδια της ατμόσφαιρας χωρίς μεταβολή του μήκους κύματος.
- Καθαρή ακτινοβολία είναι η διαφορά μεταξύ όλων των εισερχόμενων και όλων των εξερχόμενων ροών ακτινοβολίας από οριζόντια επιφάνεια, ανεξαρτήτως του μήκους κύματος (γήινη και ηλιακή).

Από τη συνολική ηλιακή ακτινοβολία που προσπίπτει στην επιφάνεια της Γης συνήθως λιγότερο από 60% είναι άμεση, υπό μορφή δέσμης ακτίνων, που μπορούν π.χ. να εστιαστούν με κάτοπτρα ή φακούς. Η υπόλοιπη είναι διάχυτη, διότι έχει προηγουμένως υποστεί σκέδαση από διάφορα σωματίδια και σταγονίδια που αιωρούνται στον αέρα, ανάλογα βέβαια με τη σύσταση της ατμόσφαιρας και το μήκος της διαδρομής της ακτινοβολίας μέσα σε αυτήν.

5.5. Γήινη Ακτινοβολία

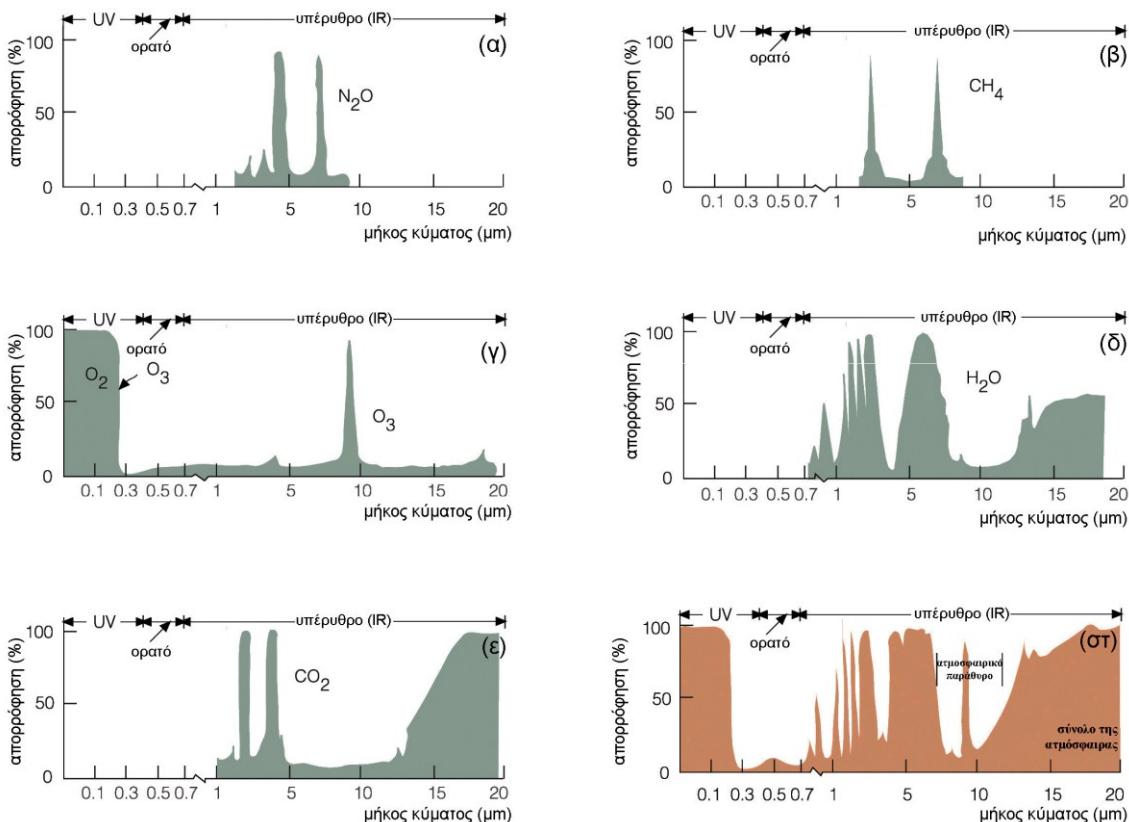
Το σύστημα Γη – ατμόσφαιρα απορροφά περίπου το 70% της ηλιακής ακτινοβολίας. Όμως, όπως προαναφέρθηκε, η θερμοκρασία του συστήματος σε βάθος χρόνου δεν παρουσιάζει μεγάλες μεταβολές. Αυτό σημαίνει ότι η ενέργεια που απορροφάται πρέπει να επανεκπέμπεται στο διάστημα. Η θερμοκρασία του συστήματος κυμαίνεται στα διάφορα τμήματά του από 200-300 K, και επομένως η ακτινοβολία που εκπέμπει (Γήινη ακτινοβολία) είναι ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος. Στη μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία, η επιφάνεια της Γης συμπεριφέρεται σαν φαιό σώμα με ικανότητα εκπομπής μεταξύ 0,85 και 0,99 (είναι όμως πολύ κοντά στη συμπεριφορά του μελανού σώματος). Πολύ μεγάλη ικανότητα εκπομπής παρουσιάζουν οι χιονοσκεπείς εκτάσεις, τα νεφικά συστήματα, αλλά και η ατμόσφαιρα που εκπέμπει κι αυτή σαν φαιό σώμα με ικανότητα εκπομπής ίση με 0,9.

5.5.1. Εκπομπή και Απορρόφηση της Γήινης Ακτινοβολίας

Η ατμόσφαιρα απορροφά έντονα τη μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία με μέση τιμή απορροφητικότητας που αγγίζει το 0,9. Αυτό δεν οφείλεται στα κύρια αέρια συστατικά της (N_2 και O_2) αλλά στη μεγάλη

ικανότητα απορρόφησης της γήινης ακτινοβολίας από δευτερεύοντα συστατικά όπως το CO_2 , οι υδρατμοί και οι άλλες μορφές νερού, αλλά και το O_3 . Συγκεκριμένα μεταξύ 5 και 8 μμ υπάρχει έντονη απορρόφηση από τους υδρατμούς, που εξασθενεί από τα 8 μέχρι τα 13 μμ. Από τα 13 μέχρι τα 19 μμ υπάρχει έντονη απορρόφηση από το CO_2 , ενώ οι υδρατμοί απορροφούν και αυτοί έντονα πάνω από τα 13 μμ. Μεταξύ 7 και 14 μμ υπάρχει μία στενή ζώνη έντονης απορρόφησης με κέντρο τα 9,7 μμ που οφείλεται στο O_3 . Όμως, επειδή το O_3 βρίσκεται κυρίως στη στρατόσφαιρα δεν μπορεί να συμβαίνει απορρόφηση ακτινοβολιών με μήκη κύματος κοντά στα 9,7 μμ μέσα στην τροπόσφαιρα. Εμφανίζεται, δηλαδή, η τροπόσφαιρα διαφανής για αυτήν την περιοχή μηκών κύματος η οποία ονομάζεται ατμόσφαιρικό παράθυρο (σαν ένα ανοικτό παράθυρο, που επιτρέπει τη συγκεκριμένη ακτινοβολία να περάσει χωρίς απορρόφηση). Στο [Σχήμα 5.7](#) καταγράφονται σχηματικά οι σημαντικότεροι απορροφητές στην ατμόσφαιρα, τα μήκη κύματα στα οποία απορροφούν, καθώς και τα ποσοστά απορρόφησης. Στο σχήμα καταγράφεται η απορρόφηση στο υπέρυθρο, στο ορατό αλλά και στο υπεριώδες τμήμα του φάσματος.

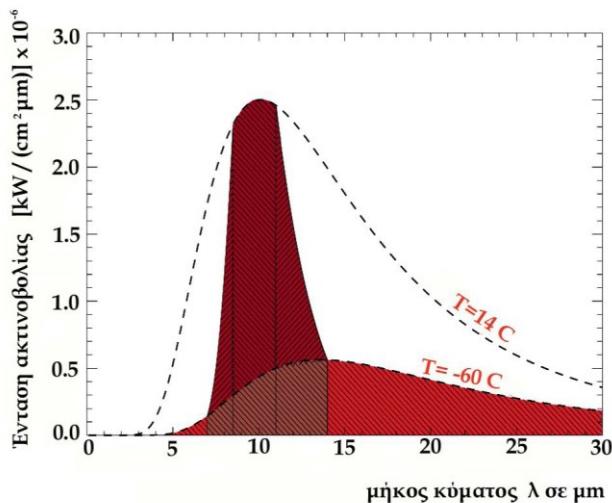
Για τη μελέτη της μεταφοράς ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος διαμέσου της ατμόσφαιρας, η ατμόσφαιρα διαιρείται σε υποθετικά «λεπτά στρώματα» και εκτιμάται η εκπεμπόμενη ενέργεια από τη Γη προς το διάστημα μέσα από το περίβλημα των λεπτών αυτών στρωμάτων. Με τον όρο «λεπτό στρώμα» εννοείται ένα στρώμα που περιέχει τόση ποσότητα υδρατμών, που όταν συμπυκνωθούν σε νερό δίνουν στρώμα πάχους 0,3 mm. Ένα τέτοιο στρώμα κοντά στο έδαφος θα μπορούσε να έχει πάχος περί τα 200 m, αλλά αρκετά μεγαλύτερο σε υψηλότερα επίπεδα, όπου ο αέρας περιέχει λιγότερη υγρασία.



Σχήμα 5.7 Σχηματική καταγραφή των συντελεστών απορρόφησης των σημαντικότερων απορροφητών της Γήινης ακτινοβολίας σε συνάρτηση με το μήκος κύματος: α) Υποξείδιο του Αζώτου, β) Μεθάνιο, γ) Οζον, δ) Υδρατμοί, ε) Διοξείδιο του Άνθρακα και στ) το σύνολο των απορροφητών (τροποποίηση από [Ahrens C. D., Essentials of Meteorology](#)).

Η γραμμοσκιασμένη περιοχή στο [Σχήμα 5.8](#) αντιστοιχεί στην ολική απώλεια ενέργειας διαμέσου της ατμόσφαιρας. Με βάση τον νόμο του Kirchhoff, η ικανότητα εκπομπής ενός σώματος είναι ίση με την ικανότητα απορρόφησης και επομένως η ατμόσφαιρα θα απορροφά τα μήκη κύματος που εκπέμπει σαν μελανό σώμα, ενώ θα είναι διαφανής στα μήκη κύματος που δεν εκπέμπει. Φυσικά, θα απορροφά μερικώς και τα μήκη κύματα στα οποία συμπεριφέρεται σαν φαϊό σώμα (όπου η απορροφητικότητά της έχει κάποια

ενδιάμεση τιμή μεταξύ 0 και 1). Υποθέτοντας ότι η επιφάνεια του εδάφους βρίσκεται σε θερμοκρασία 14°C και συμπεριφέρεται περίπου ως μελανό σώμα (η ικανότητα εκπομπής, όπως προαναφέρθηκε, κυμαίνεται μεταξύ 0,9 και 0,95, αλλά πρακτικά θεωρείται μονάδα), τα νέφη ακτινοβολούν ως μελανά σώματα και ο αέρας, σύμφωνα με τα προαναφερθέντα, είναι ημιδιαφανής, τότε η εκπομπή ακτινοβολίας από το έδαφος θα περνά αδιατάρακτη διαμέσου της ατμόσφαιρας μόνο στην περιοχή του ατμοσφαιρικού παραθύρου ($7 < \lambda < 14$ μμ), όπου η ατμόσφαιρα είναι διαφανής. Αυτό παριστάνει η γραμμοσκιασμένη περιοχή για τα μήκη κύματος μεταξύ 7 μμ και 14 μμ ([Σχήμα 5.8](#)). Στις περιοχές όπου τα λεπτά στρώματα απορροφούν ως μελανά σώματα (δηλαδή, για $\lambda < 7$ μμ και $\lambda > 14$ μμ), η ενέργεια που ακτινοβολείται από το έδαφος θα απορροφηθεί εξ ολοκλήρου από το πρώτο ατμοσφαιρικό στρώμα ακριβώς από πάνω του. Το στρώμα αυτό εκπέμπει προς τα πάνω και προς τα κάτω, αλλά η ενέργεια που εκπέμπεται από την κορυφή του απορροφάται από το επόμενο στρώμα και αυτό γίνεται συνεχώς, μέχρι που φτάνει στο τελευταίο στρώμα που περιέχει αρκετούς υδρατμούς και CO_2 , ώστε να θεωρείται λεπτό στρώμα. Το τελευταίο αυτό στρώμα βρίσκεται περίπου στο ύψος της τροπόπαυσης και η θερμοκρασία του είναι -60°C . Έτσι, στις περιοχές με $\lambda < 7$ μμ και $\lambda > 14$ μμ η ατμόσφαιρα χάνει ενέργεια σαν μελανό σώμα θερμοκρασίας -60°C ([Σχήμα 5.8](#)). Στις ενδιάμεσες περιοχές, όπου τα λεπτά στρώματα είναι ημιδιαφανή, η απώλεια ενέργειας θα κυμαίνεται μεταξύ της εκπομπής ενός μελανού σώματος στους 14°C και ενός στους -60°C .



Σχήμα 5.8 Εκπομπή ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος από τη Γη. Η γραμμοσκιασμένη περιοχή δίνει μια εκτίμηση της ενέργειας που χάνεται από τη Γη στο διάστημα, υποθέτοντας ότι το έδαφος έχει θερμοκρασία 14°C και το τελευταίο “λεπτό στρώμα” -60°C (τροποποίηση από [Χαλδούπης X., Εισαγωγικά Στοιχεία Ατμοσφαιρικής Φυσικής](#)).

Συνεπώς, όταν εξετάσει τη Γη ένας παρατηρητής από το διάστημα, αυτή εμφανίζεται τελείως διαφορετική σε σχέση με ένα μελανό σώμα. Το φάσμα της ακτινοβολίας της έχει τη μορφή της καμπύλης, που αντιστοιχεί στη γραμμοσκιασμένη επιφάνεια του [Σχήματος 5.8](#). Αν δεν υπήρχε η ατμόσφαιρα, η Γη θα εξέπεμπε ως μελανό σώμα και η προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία θα μπορούσε να εξισορροπηθεί από πολύ μικρότερη θερμοκρασία εδάφους. Η ύπαρξη ατμόσφαιρας που είναι διαπερατή από την μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία (ηλιακή ακτινοβολία), αλλά έχει την ιδιότητα να παγιδεύει μερικά και την εξερχόμενη ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος (Γήινη), οδηγεί στην ανάπτυξη μεγαλύτερης θερμοκρασίας στο έδαφος, συνεισφέροντας στη διατήρηση του ισοζυγίου ακτινοβολιών.

5.5.2. Το Απλοποιημένο Μοντέλο Ισοζυγίου Ενέργειας Κοντά στην Επιφάνεια

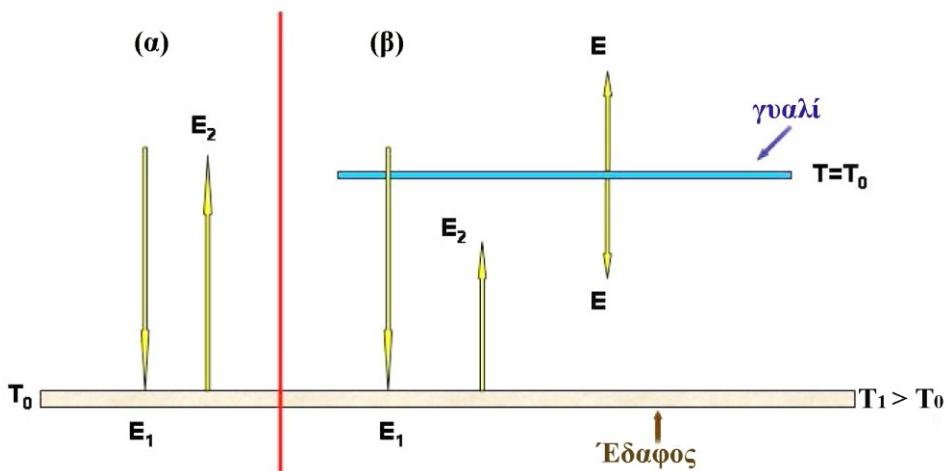
Ένα απλοποιημένο μοντέλο ισοζυγίου της ενέργειας κοντά στην επιφάνεια περιλαμβάνει την ένταση της ακτινοβολίας, που απορροφά η μονάδα επιφανείας του εδάφους από την ηλιακή ακτινοβολία, και την εκπομπή ακτινοβολίας από το έδαφος ([Σχήμα 5.9a](#)). Σε φάση ισορροπίας οι δύο ακτινοβολίες εξισώνονται.

Έστω ότι μερικά μέτρα πάνω από το έδαφος τοποθετείται γυάλινο κάλυμμα, όπως απεικονίζεται στο [Σχήμα 5.9β](#). Το γυαλί επιτρέπει τη διέλευση ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος και προς τις δύο κατευθύνσεις (της προσπίπτουσας και ανακλώμενης ηλιακής ακτινοβολίας), αλλά απορροφά την ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος, που εκπέμπεται από το έδαφος. Η συγκεκριμένη διάταξη παραπέμπει στο ατμοσφαιρικό φαινόμενο του θερμοκηπίου, το οποίο οφείλεται στις ιδιότητες απορρόφησης της γήινης ακτινοβολίας από τα αέρια της ατμόσφαιρας στην περιοχή του φάσματος σε ένα εύρος από 4 μμ έως την περιοχή του μακρινού υπέρυθρου (μερικές δεκάδες μμ).

Η απλοποίηση του μοντέλου ισοζυγίου της ενέργειας βασίζεται σε τρεις παραδοχές: α) δεν υπάρχει απώλεια θερμότητας από το έδαφος προς τον αέρα (πρόκειται για εξαιρετικά απλοποιημένη παραδοχή), β) ο ρυθμός απώλειας θερμότητας από τα επιφανειακά στρώματα του εδάφους προς τα βαθύτερα είναι πολύ μικρός και μπορεί να αγνοηθεί, και γ) η ροή ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος από την ατμόσφαιρα προς το θερμοκήπιο είναι αμελητέα, σε σύγκριση με τη ροή της ηλιακής ακτινοβολίας και μπορεί να θεωρηθεί ίση με μηδέν.

Σε συνέχεια του απλοποιημένου μοντέλου μπορεί να θεωρηθεί ότι E_1 είναι η ένταση της ακτινοβολίας που απορροφά η μονάδα επιφανείας του εδάφους που δέχεται την ηλιακή ακτινοβολία. Βέβαια, ένα ποσοστό της προσπίπτουσας ακτινοβολίας θα ανακλαστεί, ανάλογα με τις ιδιότητες του εδάφους, αλλά στη φάση αυτή δεν επηρεάζει τη μελέτη. Αν δεν υπάρχει κάποιο είδος καλύμματος πάνω από το έδαφος τα επιφανειακά εδαφικά στρώματα θα θερμανθούν από την ενέργεια που απορροφάται, έως ότου επιτευχθεί ισορροπία στην εκπομπή και απορρόφηση ακτινοβολίας. Καθώς το έδαφος μπορεί να θεωρηθεί ότι ακτινοβολεί ως μελανό σώμα, η εκπομπή ακτινοβολίας του (ανά μονάδα χρόνου και μονάδα επιφάνειας) είναι ίση με $E_2 = \sigma(T_0)^4$, όπου T_0 είναι η θερμοκρασία του εδάφους (σε Kelvin). Η συγκεκριμένη θερμοκρασία θα αυξάνεται μέχρις ότου η ενέργεια που εκπέμπεται ισορροπήσει την ενέργεια που απορροφάται από τον Ήλιο. Όταν συμβεί αυτό το σύστημα φθάνει σε ισορροπία ακτινοβολιών, που εκφράζεται από την παρακάτω σχέση και απεικονίζεται στο [Σχήμα 5.9α](#):

$$E_1 = E_2 = \sigma T_0^4 \quad (5.21)$$



Σχήμα 5.9 Απλοποιημένο μοντέλο μελέτης του ισοζυγίου ενέργειας κοντά στην επιφάνεια. α) Ισοζυγίο ροών ακτινοβολίας χωρίς γυάλινη οροφή. β) Το ίδιο, αλλά με γυάλινη οροφή. Το E είναι η ηλιακή ακτινοβολία που απορροφάται από το έδαφος ανά μονάδα επιφάνειας και χρόνου. Τα T_0 και T_1 είναι η θερμοκρασία του εδάφους χωρίς και με γυάλινη οροφή αντίστοιχα, ενώ το T είναι η θερμοκρασία του γυαλιού.

Στη συνέχεια, με την υπόθεση ότι μερικά μέτρα πάνω από το έδαφος υπάρχει ένα γυάλινο κάλυμμα, όπως φαίνεται στο [Σχήμα 5.9β](#), το γυαλί επιτρέπει τη διέλευση ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος και προς τις δύο κατευθύνσεις (της προσπίπτουσας και ανακλώμενης ηλιακής ακτινοβολίας), αλλά απορροφά την

ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος, που εκπέμπεται από το έδαφος. Θεωρώντας ότι σε όλο το πάχος του γυάλινου καλύμματος επικρατεί η ίδια θερμοκρασία T , τότε ένα ποσό από την ακτινοβολία που απορροφάται ίσο με $E = \sigma T^4$ επανεκπέμπεται από την άνω επιφάνεια του γυαλιού προς την ατμόσφαιρα και άλλη τόση ενέργεια από την κάτω επιφάνεια προς το έδαφος. Συνεπώς, το καλυμμένο (με γυαλί) έδαφος δέχεται περισσότερη ενέργεια απ' ότι προηγουμένως, και η θερμοκρασία του θα αυξηθεί μέχρις ότου αποκατασταθεί πάλι μια ισορροπία, στην οποία γυαλί και έδαφος θα εκπέμπουν τόση ενέργεια όση απορροφούν. Επομένως, για το γυαλί ισχύει $E = E_1 = \sigma T^4$, καθόσον είναι η μόνη ενέργεια (E) που πηγαίνει πίσω προς την ατμόσφαιρα και πρέπει να εξισορροπεί την ενέργεια (E_1) που φθάνει από την ατμόσφαιρα. Τελικά, για τη γυάλινη επιφάνεια ισχύει ότι $T = T_0$, επειδή $E_1 = \sigma(T_0)^4$. Δηλαδή το γυαλί έχει τη θερμοκρασία που θα είχε το έδαφος χωρίς γυάλινη επικάλυψη. Σε ότι αφορά στο έδαφος, αν υποτεθεί ότι T_1 είναι η τελική θερμοκρασία του, τότε στη νέα κατάσταση ισορροπίας πρέπει πάλι να εξισορροπεί την ενέργεια που απορροφά. Συνεπώς:

$$E_2 = E_1 + E = \sigma T_0^4 + \sigma T_0^4 = 2\sigma T_0^4 \quad (5.22)$$

Όμως:

$$E_2 = \sigma T_1^4 \quad (5.23)$$

Από τις σχέσεις (5.22) και (5.23) προκύπτει:

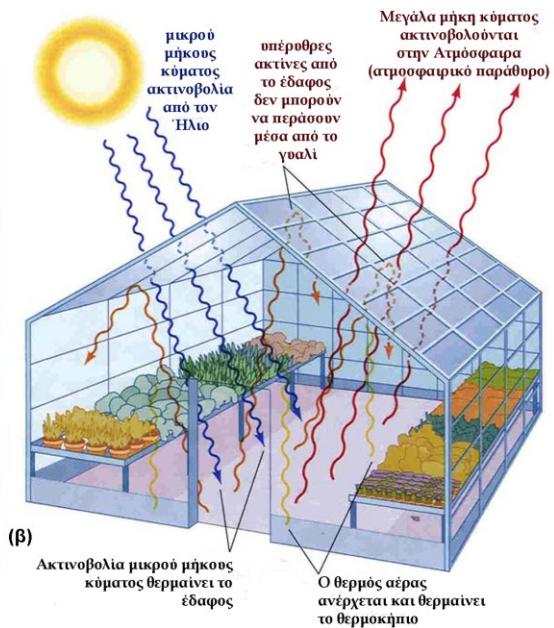
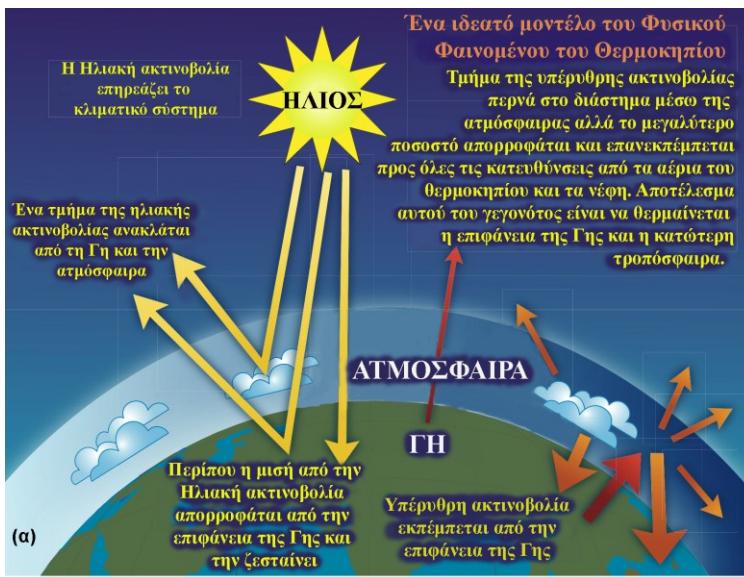
$$2\sigma T_0^4 = \sigma T_1^4 \quad (5.24)$$

και τελικά:

$$T_1 = (2)^{\frac{1}{4}} T_0 = 1,19 T_0 \quad (5.25)$$

Για παράδειγμα, αν $T_0=293$ K (20 °C), τότε $T_1=348$ K (75 °C). Βέβαια, το αποτέλεσμα αυτό δεν είναι απολύτως ακριβές, διότι προέκυψε μετά από πολλές υπεραπλουστευμένες υποθέσεις. Πάντως, δείχνει καθαρά ότι το γυάλινο εμπόδιο είναι ικανό να δημιουργήσει μια σημαντική αύξηση της θερμοκρασίας του εδάφους και συνεπώς και του αέρα μέσα στο θερμοκήπιο. Αυτό οφείλεται στην παγίδευση της ακτινοβολίας από τη στιγμή που αυτή έχει αλλάξει από μικρού μήκους σε ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος. Επίσης, το γυαλί είναι διαφανές στην ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος, που εκπέμπει ο Ήλιος, και αδιαφανές στην ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος, που εκπέμπει η καλυμμένη επιφάνεια του εδάφους. Το μέσο που μετασχηματίζει την ενέργεια είναι το έδαφος.

Η σπουδαιότητα του φαινομένου ξεπερνά την απλή εφαρμογή στα γεωργικά θερμοκήπια και εφαρμόζεται στη γενική επίδραση της παρουσίας της ατμόσφαιρας στη θερμοκρασία της Γης ([Σχήμα 5.10](#)). Φυσικά, το πραγματικό πρόβλημα είναι πιο πολύπλοκο διότι η ατμόσφαιρα δεν συμπεριφέρεται ως μελανό σώμα για ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος, όπως συμβαίνει με το γυαλί. Εκτός αυτού η μάζα της δεν είναι συγκεντρωμένη σ' ένα λεπτό στρώμα με την ίδια θερμοκρασία (όπως στο γυαλί), αλλά επεκτείνεται σε μεγάλα ύψη και η θερμοκρασία της είναι συνάρτηση του ύψους.



Σχήμα 5.10 Σχηματική αναπαράσταση των φαινομένων του θερμοκηπίου όπως εφαρμόζεται: α) στην ατμόσφαιρα (τροποποίηση από [IPCC 2007](#)) και β) σε ένα γεωργικό θερμοκήπιο.

Χαρακτηριστική περίπτωση ιδιαίτερης μετεωρολογικής σημασίας αποτελεί η επίδραση του φαινομένου στη θερμοκρασία της ατμόσφαιρας. Εάν δεν υπήρχε το φυσικό φαινόμενο του θερμοκηπίου η θερμοκρασία της ατμόσφαιρας κοντά στην επιφάνεια θα ήταν περίπου -19 °C. Η θερμοκρασία αυτή υπολογίζεται με αρκετές βέβαια απλουστεύσεις ως εξής:

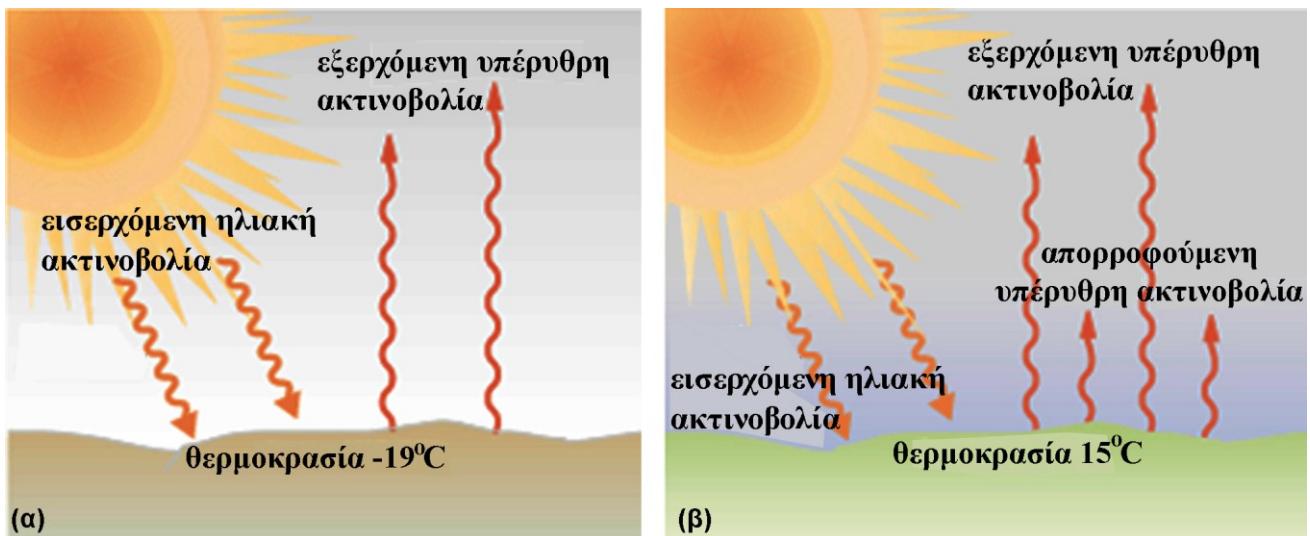
Είναι γνωστό ότι η μέση ήλιακή ισχύς (ολική ένταση), που προσπίπτει κάθετα ανά μονάδα επιφάνειας στο εξωτερικό όριο της ατμόσφαιρας (ηλιακή σταθερά), είναι $S=1366,18 \text{ W m}^{-2}$ και ότι με απουσία ατμόσφαιρας, αν η ενέργεια αυτή μοιραζόταν σε όλη την επιφάνεια της Γης, η μέση εισερχόμενη ισχύς ανά μονάδα επιφάνειας θα ήταν ίση με $S\pi(R_\Gamma)^2/4\pi(R_\Gamma)^2 = S/4 \approx 341,5 \text{ W m}^{-2}$ ([Παράγραφος 5.3](#)). Λόγω, όμως, της ανακλαστικότητας (A) της ατμόσφαιρας η ενέργεια που απορροφάται είναι τελικά (αν θεωρηθεί ότι $A = 0,31$): $E_1 = (1-A) \cdot 341,5 \text{ W m}^{-2} = 235,6 \text{ W m}^{-2}$ και η θερμοκρασία στην επιφάνεια θα είναι:

$$\sigma T_0^4 = 235,6 \text{ W m}^{-2} \Rightarrow T_0 = 253,9 \text{ K} (\approx -19^\circ C) \quad (5.26)$$

και, σε αντιστοιχία με το παράδειγμα της γυάλινης οροφής, για την επιφάνεια της Γης ισχύει:

$$\sigma T_1^4 = 2\sigma T_0^4 \Rightarrow T_1 = \sqrt[4]{2} \cdot 253,9 \text{ K} = 302,14 \text{ K} (\approx 29^\circ C) \quad (5.27)$$

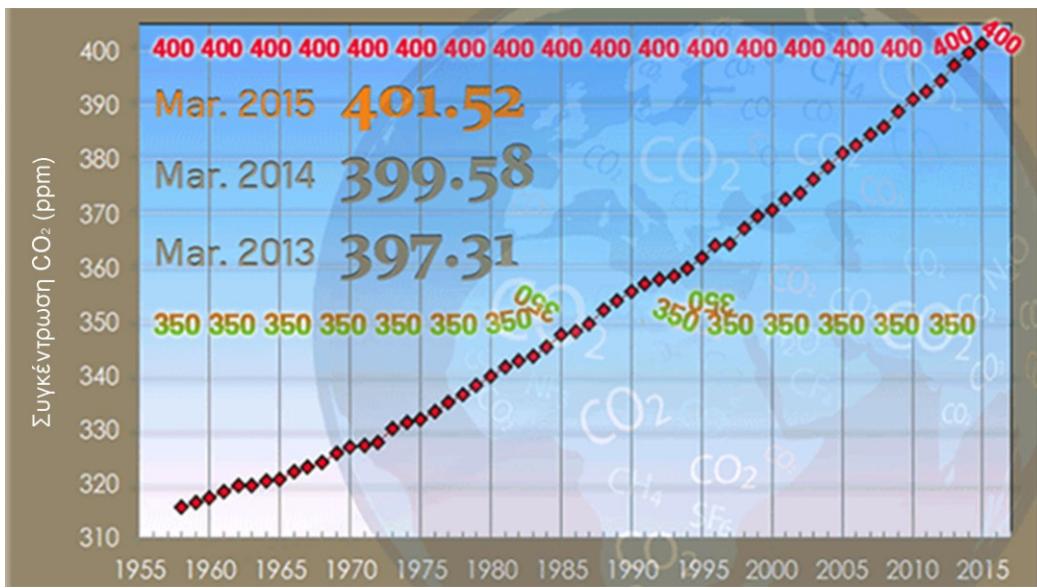
Βέβαια, στην πραγματικότητα η μέση θερμοκρασία του πλανήτη, λόγω του ατμοσφαιρικού παράθυρου μεταξύ 7 – 14 μμ, είναι περίπου 15 °C. Συνοψίζοντας, αν δεν υπήρχε η ατμόσφαιρα η μέση θερμοκρασία κοντά στην επιφάνεια της Γης θα ήταν περίπου -19 °C, ενώ λόγω των ιδιοτήτων της ατμόσφαιρας υπερβαίνει τους 15 °C ([Σχήμα 5.11](#)).



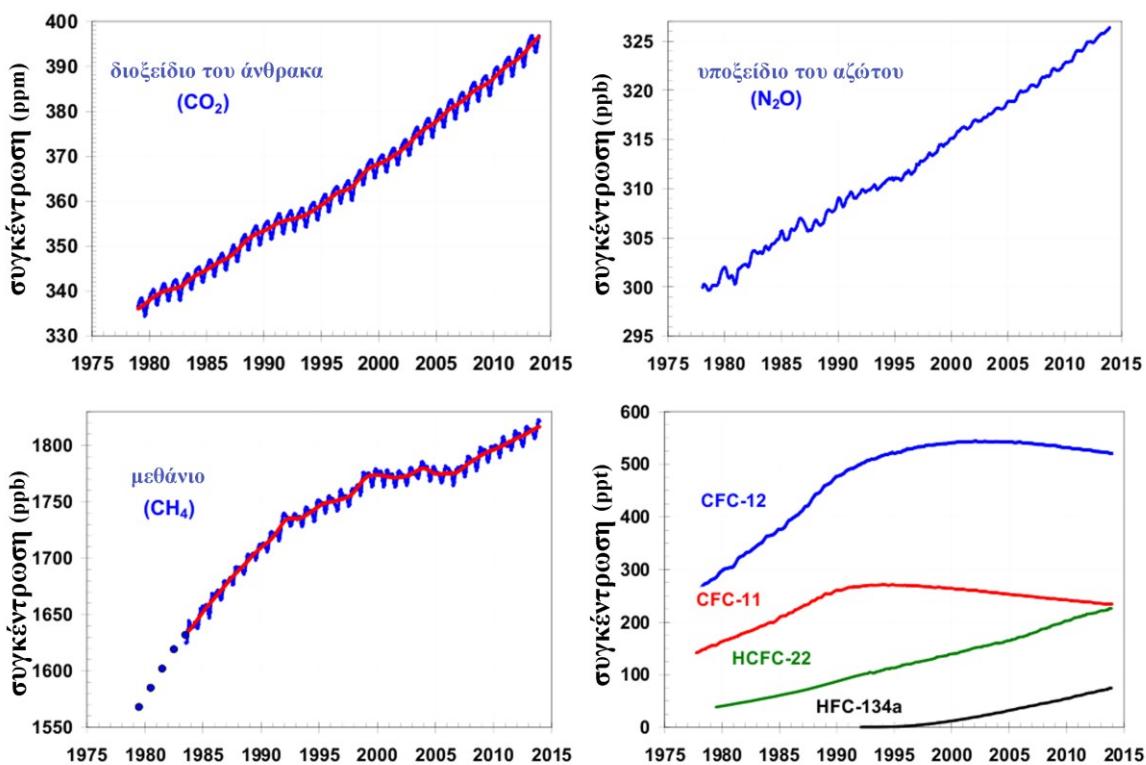
Σχήμα 5.11 Θερμοκρασία της επιφάνειας της Γης: α) χωρίς την ύπαρξη του φαινομένου του θερμοκηπίου και β) με ύπαρξη του φαινομένου του θερμοκηπίου (τροποποιήση από [Ahrens C. D., Essentials of Meteorology](#)).

Άλλο χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελούν οι παγετοί ακτινοβολίας. Ορισμένες εποχές του χρόνου, η ψύξη του εδάφους από ακτινοβολία έχει ως αποτέλεσμα τον παγετό με καταστροφικά αποτελέσματα για τη γεωργία. Το φαινόμενο αυτό συμβαίνει διότι κατά τη διάρκεια της νύχτας (δεν υπάρχει προσπίπτουσα άμεση ηλιακή ακτινοβολία) το έδαφος συνεχίζει να εκπέμπει μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία και, υπό ορισμένες προϋποθέσεις (ανέφελη και ξηρή ατμόσφαιρα), μπορεί να ψυχθεί με αποτέλεσμα να φθάσει η θερμοκρασία του αρκετούς βαθμούς χαμηλότερα από τη θερμοκρασία του ατμοσφαιρικού αέρα. Το ίδιο μπορεί να συμβεί με αγωγιμότητα στα στρώματα του αέρα κοντά στο έδαφος, που οδηγεί σε θερμοκρασιακή αναστροφή ακριβώς πάνω από το έδαφος. Ο κίνδυνος παγετού ελαττώνεται όταν υπάρχει αρκετή υγρασία (λειτουργεί όπως η γυάλινη οροφή), η οποία απορροφά την ακτινοβολία που εκπέμπεται και λόγω του φαινομένου του θερμοκηπίου και δεν επιτρέπει την ψύξη του εδάφους και του υπερκείμενου ατμοσφαιρικού αέρα. Μια πολύ καλή προστασία είναι η παρουσία νεφών, που συμπεριφέρονται ως μελανά σώματα έχοντας το ρόλο του γυαλιού στο τεχνητό θερμοκήπιο. Όσο χαμηλότερα είναι τα σύννεφα, τόσο ψηλότερη είναι η θερμοκρασία στη βάση τους και καλύτερη η προστασία. Έτσι οι παγετοί αναπτύσσονται κυρίως κατά τη διάρκεια της νύχτας με καθαρό (ανέφελο) ουρανό και ξηρό αέρα ενώ, αντίθετα, είναι απίθανη η ύπαρξη παγετού σε συνθήκες νεφοσκεπή ουρανού και υψηλής ατμοσφαιρικής υγρασίας.

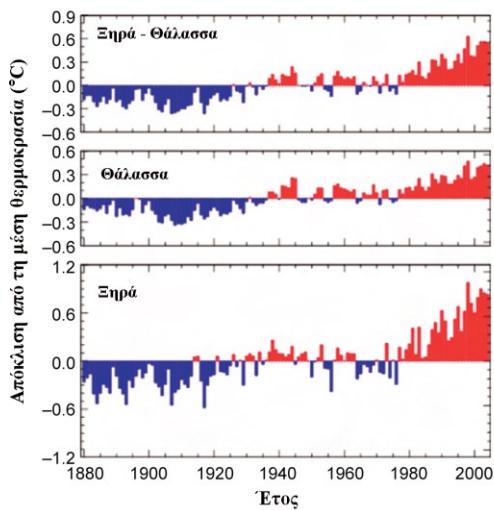
Το φαινόμενο του θερμοκηπίου σχετίζεται σημαντικά με την αύξηση του CO_2 , που είναι ένας από τους κύριους απορροφητές γήινης ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα (άεριο του θερμοκηπίου). Η τεράστια ανάπτυξη ανθρωπογενών δραστηριοτήτων, όπως η βιομηχανία και οι μετακινήσεις, συνεπάγεται την απελευθέρωση μεγάλων ποσοτήτων CO_2 στην ατμόσφαιρα ως αποτέλεσμα των καύσεων. Σήμερα, ο ρυθμός αύξησης του CO_2 στην ατμόσφαιρα είναι 0,8 ppm (parts per million) ανά έτος, ενώ η ολική συγκέντρωσή του υπερβαίνει τα 400 ppm που δείχνει ότι τα τελευταία 100 χρόνια έχει αυξηθεί περίπου κατά 15% ([Σχήμα 5.12](#)). Η ίδια κατάσταση επικρατεί και με τα υπόλοιπα αέρια του θερμοκηπίου ([Σχήμα 5.13](#)). Αν η συγκεκριμένη κατάσταση συνεχιστεί ή επιταχυνθεί θα επιφέρει αύξηση της μέσης θερμοκρασίας της επιφάνειας της Γης, που θα οδηγήσει σε σημαντικές επιπτώσεις στο παγκόσμιο κλίμα (αύξηση της θερμοκρασίας του αέρα ([Σχήμα 5.14](#)), μεταβολή της ατμοσφαιρικής και ωκεάνιας κυκλοφορίας), και γεωλογικές μεταβολές (λιώσιμο των πάγων, άνοδο του επίπεδου της επιφάνειας των θαλασσών), όπως επίσης και επαύξηση της βιολογικής δραστηριότητας.



Σχήμα 5.12 Ετήσιες συγκεντρώσεις ατμοσφαιρικού CO_2 την περίοδο 1958-2015 με βάση μετρήσεις από το παρατηρητήριο Mauna Loa, Χαβάη (τροποποίηση από CO2Now.org με δεδομένα από NOAA, Earth System Research Laboratory).



Σχήμα 5.13 Συγκεντρώσεις των βασικών αερίων του θερμοκηπίου (CO_2 , CH_4 , N_2O , CFC-12, CFC-11, HCFC-22, HFC-134a) από το 1975 έως το 2015 (τροποποίηση από NOAA, Earth System Research Laboratory).

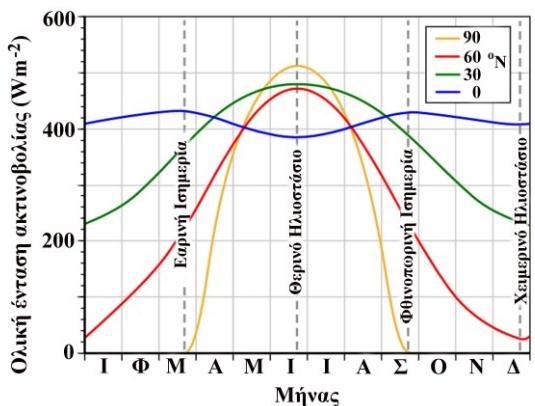


Σχήμα 5.14 Χρονοσειρές των αποκλίσεων των μέσων ετήσιων τιμών θερμοκρασίας αέρα πάνω από την ξηρά, τη θάλασσα και το σύστημα ξηράς – θάλασσας. Θερμοκρασία έναρξης (απόκλιση 0) θεωρήθηκε η μέση τιμή για το χρονικό διάστημα 1880 – 2003 (τροποποίηση από [Wallace J.M. and P.V. Hobbs, Atmospheric Science, An Introductory Survey](#). Τα δεδομένα προέρχονται από το National Climatic Data Center του NOAA).

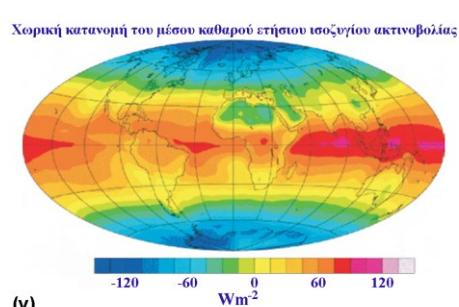
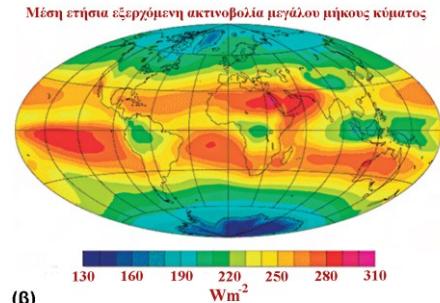
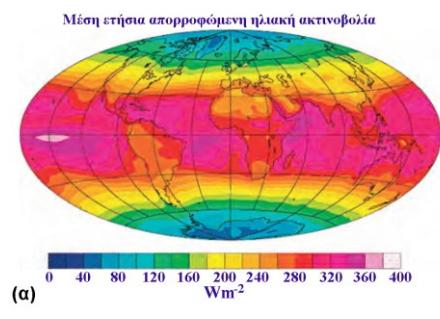
5.6. Ισοζύγιο Ενέργειας Γης – Ατμόσφαιρας

Η Γη βρίσκεται κατά μέσο όρο σε σταθερή κατάσταση θερμοκρασίας. Επομένως χάνει τόση ενέργεια, υπό μορφή ακτινοβολίας μεγάλου μήκους, όση προσλαμβάνει από τον Ήλιο υπό μορφή ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος. Η ενέργεια που προσλαμβάνει από τον Ήλιο χαρακτηρίζεται από τη ροή ενέργειας που προσπίπτει στη μονάδα του χρόνου σε μία μοναδιαία επιφάνεια κάθετη προς τις ακτίνες, που βρίσκεται στα όρια της ατμόσφαιρας. Το συγκεκριμένο ποσό ενέργειας αποτελεί την ηλιακή σταθερά (S), η οποία έχει υπολογιστεί στην [Παράγραφο 5.3](#) με τιμή $1366,18 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, ενώ η ολική ισχύς που λαμβάνει η Γη από τον Ήλιο σε συγκεκριμένη χρονική στιγμή είναι ίση με την προαναφερόμενη τιμή πολλαπλασιαζόμενη με τη διατομή της Γης ($S\pi(R_\Gamma)^2$). Εάν θεωρηθεί ότι η συγκεκριμένη ισχύς κατανέμεται ομοιόμορφα σε όλη την επιφάνεια της Γης, τότε ανά μονάδα επιφάνειας είναι ίση με $341,5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Σε φάση ισορροπίας πρέπει το ίδιο ποσό που απορροφάται να χάνεται στο διάστημα με την ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος.

Φυσικά, η ηλιακή ακτινοβολία δεν απορροφάται ομοιόμορφα από την επιφάνεια της Γης, ούτε η γήινη ακτινοβολία, που χάνεται στο διάστημα, εκπέμπεται ομοιόμορφα από την επιφάνεια της. Εντοπίζεται ενεργειακό πλεόνασμα σε μια εκτεταμένη ζώνη γύρω από τον Ισημερινό (γεωγραφικά πλάτη < 35°) και έλλειμμα στα μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη (> 35°), όπως φαίνεται στα [Σχήματα 5.15](#), [5.16](#) και [5.17](#). Ειδικότερα, στο [Σχήμα 5.16a](#) παρουσιάζεται η γεωγραφική κατανομή της μέσης ετήσιας τιμής της ηλιακής ακτινοβολίας που απορροφάται από την επιφάνεια της Γης. Οπως φαίνεται, το μέγιστο της απορρόφησης εντοπίζεται πάνω από τους τροπικούς, εξαιτίας της μικρής γωνίας πρόσπτωσης της ακτινοβολίας, ενώ το ελάχιστο της απορρόφησης εντοπίζεται πάνω από τους δύο πόλοντας της Γης που αποδίδεται στη μεγάλη γωνία με την οποία προσπίπτει η ηλιακή ακτινοβολία, αλλά και στις μεγάλες τιμές του συντελεστή ανακλαστικότητας, λόγω της παγοκάλυψης. Στο [Σχήμα 5.16b](#) παρουσιάζεται η αντίστοιχη γεωγραφική κατανομή της μέσης ετήσιας τιμής της ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος που εκπέμπεται από τη Γη. Το μέγιστο εκπομπής της συγκεκριμένης ακτινοβολίας εντοπίζεται πάνω από ωκεανούς και ερήμους στις υποτροπικές περιοχές, όπου το ποσοστό νεφοκάλυψης είναι μικρό, ενώ σχετικά χαμηλή είναι η εκπομπή πάνω από τις ηπειρωτικές περιοχές του Ισημερινού. Το [Σχήμα 5.16y](#) αποτελεί συνδυασμό των δύο παραπάνω σχημάτων, καθώς απεικονίζει τη χωρική κατανομή του μέσου ετήσιου ισοζυγίου της ακτινοβολίας. Στο συγκεκριμένο σχήμα, οι περιοχές κοντά στον Ισημερινό εμφανίζουν θετικό ισοζύγιο ενέργειας (πλεόνασμα), ενώ προς τους πόλοντας παρουσιάζεται έλλειμμα ενέργειας (αρνητικό ισοζύγιο).

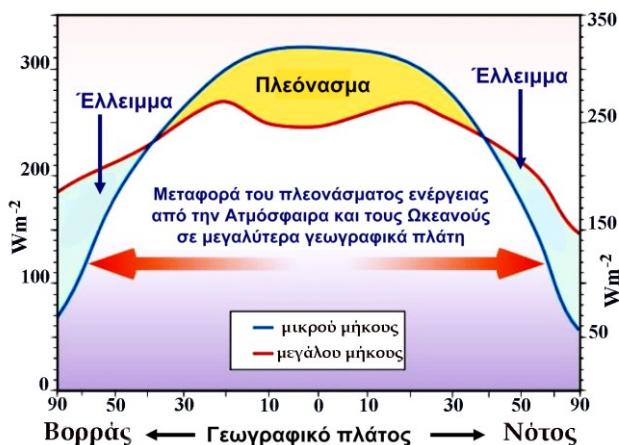


Σχήμα 5.15 Γεωγραφική κατανομή μέσων μηνιαίων τιμών ηλιακής ακτινοβολίας (τροποποίηση από <http://www.seas.harvard.edu/climate/eli/research/equable/ccf.html>).



Σχήμα 5.16 Γεωγραφική κατανομή στην κορυφή της ατμόσφαιρας: α) της μέσης ετήσιας τιμής της απορροφώμενης ηλιακής ακτινοβολίας, β) της μέσης ετήσιας εξερχόμενης γήινης ακτινοβολίας (μεγάλου μήκους κόματος) και γ) του μέσου ετήσιου ισοζυγίου ακτινοβολίας (τροποποίηση από [Wallace J.M. and P.V. Hobbs, Atmospheric Science, An Introductory Survey](#)). Τα γραφικά στην αρχική τους μορφή βασίζονται σε δεδομένα από το πείραμα της NASA: Earth Radiation Budget). Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε τον ημερήσιο κύκλο της ηλιακής ακτινοβολίας πάνω στον πλανήτη (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

Καθώς, όμως, οι τροπικές περιοχές δεν γίνονται βαθμιαία θερμότερες, ούτε οι πολικές περιοχές ψυχρότερες, μοιραία θα πρέπει να υπάρχει ένας μηχανισμός μέσω του οποίου πραγματοποιείται η ανακατανομή της διαθέσιμης ενέργειας (πλεόνασμα ενέργειας) από τον Ισημερινό και τους τροπικούς προς τις περιοχές που παρουσιάζουν έλλειμμα (μέσα γεωγραφικά πλάτη, πόλοι). Ο συγκεκριμένος μηχανισμός δεν είναι τίποτε άλλο από μια συνεχή μεταφορά ενέργειας κατά μήκος των μεσημβρινών από τα μικρά προς τα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, με σκοπό τη διατήρηση θερμικής ισορροπίας ([Σχήμα 5.17](#)). Τελικά, αυτή η ανομοιόμορφη θέρμανση της επιφάνειας της Γης αποτελεί την κύρια αιτία της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας σε πλανητική και συνοπτική κλίμακα.



Σχήμα 5.17 Γεωγραφική κατανομή (ως συνάρτηση του γεωγραφικού πλάτους) των ισοζυγίου ενέργειας και μεταφοράς της θερμικής ενέργειας από τα μικρά προς τα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη. Η μπλε γραμμή αναπαριστά τη μέση επήσια εισερχόμενη μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία που απορροφάται από τη Γη και την ατμόσφαιρά της, ενώ η κόκκινη γραμμή αναπαριστά τη μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία που εκπέμπεται από το σύστημα Γη – ατμόσφαιρα. Η κίτρινη περιοχή αναπαριστά το πλεόνασμα (η γαλάζια το έλλειμμα) της εισερχόμενης ακτινοβολίας έναντι της εξερχόμενης (τροποποίηση από Ahrens C. D., *Essentials of Meteorology*, δεδομένα από πρόγραμμα COMET).

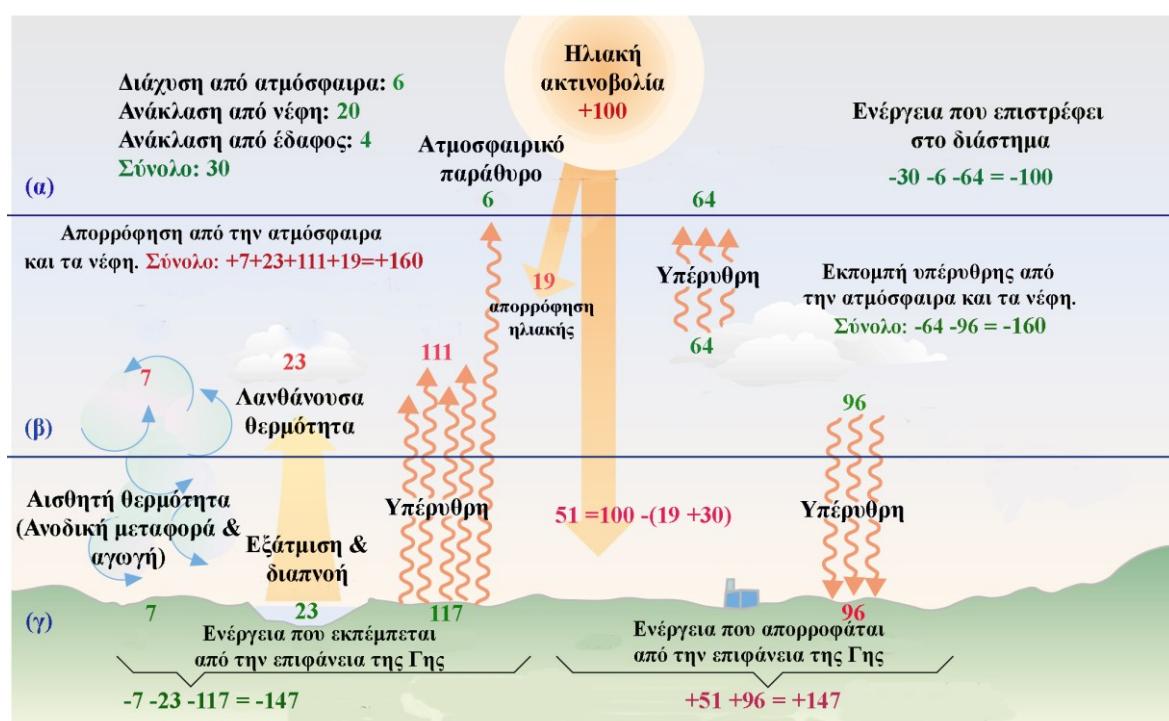
Η ανάλυση του ισοζυγίου θερμότητας κατά μέσο όρο για τον πλανήτη στη διάρκεια ενός έτους περιλαμβάνει γνώση των σχετικών ποσοτήτων εναλλαγής μικρού και μεγάλου μήκους ακτινοβολιών στο σύστημα Γης - ατμόσφαιρας. Αρχικά, ένα μεγάλο μέρος της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας απορροφάται από την ατμόσφαιρα και το έδαφος, ενώ ένα άλλο μέρος ανακλάται προς το διάστημα από τις κορυφές των νεφών ή το έδαφος. Το κλάσμα της ηλιακής ακτινοβολίας που ανακλάται από μία επιφάνεια (σε συγκεκριμένες συνθήκες) προς την προσπίπτουσα ακτινοβολία αποτελεί την ανακλαστικότητα (albedo) της επιφάνειας. Η μέση πλανητική ανακλαστικότητα ολοκληρωμένη σε όλο τον πλανήτη συμπεριλαμβανομένης της επιφάνειας και της ατμόσφαιρας έχει εκτιμηθεί ότι είναι ~31%.

Στο [Σχήμα 5.18](#), έστω ότι η προσπίπτουσα ακτινοβολία ισούται με 100 αυθαίρετες μονάδες. Οι υπόλοιποι αριθμοί αντιπροσωπεύουν μέρος αυτών των 100 μονάδων. Πρέπει να αναφερθεί ότι η πλανητική ανακλαστικότητα περιλαμβάνει όχι μόνο την άμεση ανάκλαση από τα νέφη και την επιφάνεια της Γης, αλλά και την ακτινοβολία που υπέστη πολλαπλή σκέδαση από τα μόρια και τα σωματίδια του αέρα και τελικά διέφυγε πίσω στο διάστημα.

Με βάση το σχήμα, από τις 100 μονάδες ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος, που εισέρχονται στο σύστημα Γη-ατμόσφαιρα, οι 19 απορροφώνται στην ατμόσφαιρα από τους υδρατμούς, τη σκόνη, το όζον και τα σύννεφα, οι 51 απορροφώνται από την επιφάνεια της Γης, οι 24 ανακλώνται (οι 20 από τα σύννεφα και οι 4 από την επιφάνεια του εδάφους) και οι 6 διαχέονται από τα μόρια των αερίων της ατμόσφαιρας πίσω στο διάστημα. Με τη σειρά της η Γη εκπέμπει προς την ατμόσφαιρα 117 μονάδες ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος. Από αυτές τις μονάδες οι 111 απορροφώνται από τα αέρια του θερμοκηπίου (CO_2 , H_2O κ.α.) και τα νέφη και 6 μονάδες επιστρέφουν στο διάστημα μέσω του ατμοσφαιρικού παράθυρου. Τέλος η ατμόσφαιρα

(αέρια του θερμοκηπίου και σύννεφα) εκπέμπει 64 μονάδες ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος προς το διάστημα και 96 μονάδες προς την επιφάνεια της Γης (που τις απορροφά). Οι επιπλέον ροές θερμότητας, που μεταφέρουν ενέργεια από το έδαφος στην ατμόσφαιρα και τα νέφη είναι: α) η ροή λανθάνουσας θερμότητας (23 μονάδες/εξάτμιση, διαπνοή) και β) η ροή αισθητής θερμότητας (7 μονάδες/αγωγή, κατακόρυφη μεταφορά).

Σημειώνεται ότι ενώ το έδαφος δέχεται μόνο 51 μονάδες άμεσης και διάχυτης ακτινοβολίας (ορατή και μικρού μήκους κύματος) από τον Ήλιο, υπερδιπλάσιο ποσό ακτινοβολίας ανταλλάσσεται μεταξύ της επιφάνειας της Γης και της ατμόσφαιρας (στο υπέρυθρο). Η ακτινοβολία στο υπέρυθρο είναι δεσμευμένη ακτινοβολία στο σύστημα Γη – ατμόσφαιρα μέσω του φαινομένου του θερμοκηπίου και είναι η απαραίτητη ενέργεια για τη διατήρηση της μέσης θερμοκρασίας της Γης περίπου στους 15°C . Διαφορετικά θα ήταν αρκετά μικρότερη. Επίσης, είναι χαρακτηριστικό ότι το σύνολο του συστήματος Γη – ατμόσφαιρα, καθώς και η εξωτερική και η εσωτερική του διαχωριστική επιφάνεια βρίσκονται σε ενεργειακή ισορροπία. Αντό μπορεί να διαπιστωθεί αν προστεθούν αλγεβρικά (Πίνακες 5.2, 5.3 και 5.4) οι επιμέρους ποσότητες ενέργειας που φαίνονται στο παρακάτω σχήμα (Σχήμα 5.18).



Σχήμα 5.18 Σχηματική αναπαράσταση των παγκόσμιων ενεργειακού ισοζυγίου. Οι αριθμοί είναι προσεγγιστικές τιμές που προέρχονται από παρατηρήσεις εδάφους και δεδομένα από δορυφόρους. Η καθαρή ροή δια μέσου οποιασδήποτε από τις διαχωριστικές επιφάνειες (π.χ. Γη – ατμόσφαιρα, τροπόσφαιρα – στρατόσφαιρα) είναι ισοσταθμισμένη (τροποποίηση από Ahrens C. D., *Essentials of Meteorology*).

Κέρδη	Ζημιές
Ηλιακή ακτινοβολία	Διάχυση από ατμόσφαιρα Ανάκλαση από νέφη
	Ανάκλαση από επιφάνεια Γης
	Υπέρυθρη από ατμοσφαιρικό παράθυρο
	Εκπομπή υπέρυθρης από ατμόσφαιρα
Σύνολο	Σύνολο

Πίνακας 5.2: Ισοζυγίο ενέργειας στην εξωτερική επιφάνεια της ατμόσφαιρας (διαχωριστική γραμμή (α) στο Σχήμα 5.18).

Κέρδη		Ζημιές	
Ηλιακή ακτινοβολία: άμεση και διάχυτη	51	Εκπομπή υπέρυθρης από Γη	117
Υπέρυθρη από αέρια θερμοκηπίου και σύννεφα	96	Αισθητή	7
		Λανθάνουσα	23
Σύνολο	147	Σύνολο	147

Πίνακας 5.3 Ισοζύγιο ενέργειας στη διαχωριστική επιφάνεια ατμόσφαιρας-επιφάνειας Γης (επίπεδο (γ) στο [Σχήμα 5.18](#)).

Κέρδη		Ζημιές	
Απορρόφηση γήινης: σύννεφα και αέρια θερμοκηπίου	111	Εκπομπή υπέρυθρης στο διάστημα	64
Απορρόφηση ηλιακής: (σύννεφα, O ₃ , H ₂ O, σκόνη)	19	Εκπομπή υπέρυθρης προς τη Γη	96
Αισθητή	7		
Λανθάνουσα	23		
Σύνολο	160	Σύνολο	160

Πίνακας 5.4 Ισοζύγιο ενέργειας μέσα στην ατμόσφαιρα (διαχωριστική γραμμή (β) στο [Σχήμα 5.18](#)).

Βιβλιογραφία/Αναφορές

Ahrens C. D. (2006). *Meteorology Today*, Brooks Cole; 8th edition (February 17, 2006), ISBN-13: 978-0-8400-5308-4.

IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, ISBN 978 0521 88009-1.

Kondratiev K. Y. (1969). *Radiation in the Atmosphere*, Academic Press, New York, ISBN-13: 978-0124190504.

McKnight T. L. (1990). *Physical Geography*, Prentice Hall (Eds. 10), ISBN-13: 978-0321677341.

Wallace J.M., and P.V. Hobbs (2006) *Atmospheric Science. An Introductory Survey*, Academic Press, Elsevier, ISBN 13: 978-0-12-732951-2.

Χαλδούπης Χ., 2000: *Εισαγωγικά Στοιχεία Ατμοσφαιρικής Φυσικής*, Ηράκλειο Κρήτης.

Κριτήρια αξιολόγησης με απαντήσεις

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Το μήκος κύματος του μέγιστου του ηλιακού φάσματος είναι 0,475 μμ και αντιστοιχεί στο μπλέ χρώμα. Βρείτε την αντίστοιχη «θερμοκρασία χρώματος». Γιατί ο Ήλιος εμφανίζεται κιτρινωπός;

Απάντηση/Λύση

Από το Νόμο μετατόπισης του Wien η θερμοκρασία είναι περίπου 6100 K (6100,63 K). Το χρώμα του Ήλιου είναι πολύ κοντά στο κίτρινο και όχι στο μπλε, διότι το μεγαλύτερο ποσοστό ακτινοβολίας εκπέμπεται από τον Ήλιο σε μήκη κύματος μεγαλύτερα του λ_{max} , στο οποίο αντιστοιχεί η κορυφή της κατανομής (0,475 μμ και μπλε χρώμα).

Κριτήριο αξιολόγησης 2

Με ποιο τρόπο η θερμοκρασία ενός αντικειμένου επηρεάζει την ακτινοβολία, την οποία αυτό εκπέμπει;

Απάντηση/Λύση

Χρησιμοποιώντας τον νόμο μετατόπισης του Wien οι τιμές του λ (σε μμ), που αντιστοιχούν στο μέγιστο της εκπομπής για ένα μελανό σώμα σε θερμοκρασία T (σε Kelvin), υπακούουν στη σχέση:

$$\lambda_{max}T = 2897,8$$

Κριτήριο αξιολόγησης 3

Χρησιμοποιώντας τα τυπικά μήκη κύματος από τον [Πίνακα 5.1](#), ποια ακτινοβολία πιστεύετε ότι είναι ισχυρότερη ενεργειακά: η ιώδης, η κίτρινη ή η κόκκινη;

Απάντηση/Λύση

Ισχυρότερη ενεργειακά είναι αυτή με το μικρότερο μήκος κύματος, δηλαδή η ιώδης.

Κριτήριο αξιολόγησης 4

Θεωρώντας ότι η ροή ακτινοβολίας από τον Ήλιο είναι $3,91 \times 10^{26}$ W, ποια είναι η μέση ολική ένταση (E) της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας που εκπέμπεται από το εξωτερικό τμήμα του ηλιακού δίσκου; (ακτίνα του Ήλιου = $6,95 \times 10^8$ m).

Απάντηση/Λύση

Θεωρώντας τον Ήλιο ως σφαίρα υπολογίζουμε το εμβαδό της σφαιρικής επιφάνειάς του ηλιακού δίσκου και διαιρούμε την ροή ακτινοβολίας προς το εμβαδό που υπολογίσαμε.

Κριτήριο αξιολόγησης 5

Να υπολογίσετε την ισοδύναμη θερμοκρασία μελανού σώματος T_E της φωτόσφαιρας του Ήλιου (το εξώτερο ορατό τμήμα του Ήλιου) με βάση τις παρακάτω πληροφορίες: Η ηλιακή σταθερά είναι $S=1366,18 \text{ Wm}^{-2}$, η απόσταση Γης – Ήλιου είναι $d_F=1,496 \times 10^{11} \text{ m}$ και η ακτίνα της φωτόσφαιρας του Ήλιου $R_H=6,95 \times 10^8 \text{ m}$.

Απάντηση/Λύση

Από τη σχέση του [Κεφαλαίου 5.3](#) ισχύει $S = E(R_H)^2/(d_F)^2$ υπολογίζεται $E = 6,33 \times 10^7 \text{ Wm}^{-2}$. Στη συνέχεια με τη χρήση του νόμου Stefan-Boltzman υπολογίζεται η T_E : $\sigma(T_E)^4 = 6,33 \times 10^7 \text{ Wm}^{-2}$

Κριτήριο αξιολόγησης 6

Θεωρώντας ότι η Γη συμπεριφέρεται σαν μελανό σώμα, να υπολογίσετε την ισοδύναμη θερμοκρασία της επιφάνειάς της (T_0) με την παραδοχή ότι απορροφά το 70% της ηλιακής ενέργειας που δέχεται. Δίδονται: η ηλιακή σταθερά $S = 1366,18 \text{ Wm}^{-2}$, η ακτίνα της Γης = $6,37 \times 10^6 \text{ m}$ και η σταθερά Stefan-Boltzmann $\sigma=5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{K}^{-4}$.

Απάντηση/Λύση

Αν υποτεθεί ότι η μέση ηλιακή ισχύς που προσπίπτει κάθετα ανά μονάδα επιφάνειας στο εξωτερικό όριο της ατμόσφαιρας (ηλιακή σταθερά) μοιράζεται σε όλη την επιφάνεια της Γης, τότε η μέση εισερχόμενη ισχύς (σε απουσία ατμόσφαιρας) ανά μονάδα επιφάνειας είναι ίση με $S(R_\Gamma)^2/4\pi(R_\Gamma)^2 = S/4 \approx 341,5 \text{ Wm}^{-2}$ (Κεφάλαια 5.3 και 5.5.2). Λόγω, όμως, της ανακλαστικότητας (A = albedo) της ατμόσφαιρας, η ενέργεια που απορροφάται, είναι τελικά (αν θεωρηθεί ότι $A = 0.30$): $E_1 = (1-A) 341,5 \text{ Wm}^{-2} = 0,70 \times 341,5 \text{ Wm}^{-2} = 239,05 \text{ Wm}^{-2}$ και η θερμοκρασία στην επιφάνεια προκύπτει από τη σχέση: $\sigma(T_0)^4 = 239,05 \text{ Wm}^{-2}$.

Κριτήριο αξιολόγησης 7

Κατά πόσον διαφέρει η φασματική κατανομή της ηλιακής ακτινοβολίας από την ανάλογη κατανομή της ακτινοβολίας που εκπέμπεται από τη Γη; Ποια είναι η αιτιολογία αυτού του γεγονότος;

Απάντηση/Λύση

Δείτε τον νόμο μετατόπισης του Wien και το [Σχήμα 5.6](#).

Κριτήρια αξιολόγησης χωρίς απαντήσεις

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Αν η μέση ολική ένταση ακτινοβολίας του Ήλιου είναι $6,33 \times 10^7 \text{ Wm}^{-2}$, η ακτίνα του Ήλιου $6,95 \times 10^8 \text{ m}$, η μέση απόσταση Γης-Ηλίου $1,496 \times 10^{11} \text{ m}$ και η ακτίνα της Γης $6,37 \times 10^6 \text{ m}$, πόσο είναι το συνολικό ποσό ενέργειας που προσπίπτει στη μονάδα επιφανείας της Γης σε χρόνο 1s ;

Κριτήριο αξιολόγησης 2

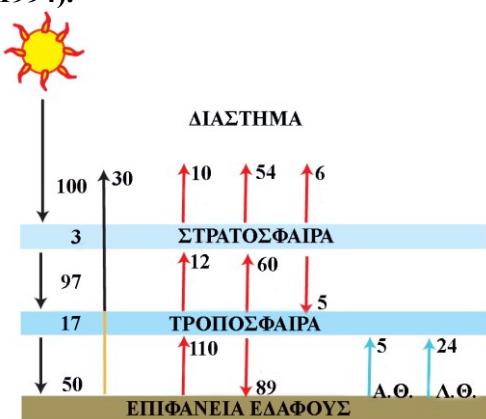
Να εξηγήσετε το μηχανισμό εμφάνισης του φυσικού φαινομένου του θερμοκηπίου στο σύστημα Γη - ατμόσφαιρα.

Κριτήριο αξιολόγησης 3

Ποια αέρια στην ατμόσφαιρα θεωρούνται υπεύθυνα για το ενισχυμένο φαινόμενο του θερμοκηπίου;.

Κριτήριο αξιολόγησης 4

Με βάση τα δεδομένα του σχήματος που δίνονται στην εικόνα, να περιγράψετε το ενεργειακό ισοζύγιο στην τροπόσφαιρα (τα μαύρα βέλη αναπαριστούν τη μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία, τα κόκκινα τη μεγάλου μήκους κύματος και τα μπλε τις ροές λανθάνουσας θερμότητας (Λ.Θ.) και αισθητής θερμότητας (Α.Θ.). Η καθαρή ροή ενέργειας σε κάθε μία διαχωριστική επιφάνεια θεωρείται ίση με μηδέν (τροποποίηση από: [Wallace J.M. and P.V. Hobbs, Atmospheric Science, An Introductory Survey](#). Πρωτότυπο από Dennis L. Hartman, Global Physical Climatology, p. 28, copyright Elsevier 1994).



Κεφάλαιο 6

Σύνοψη

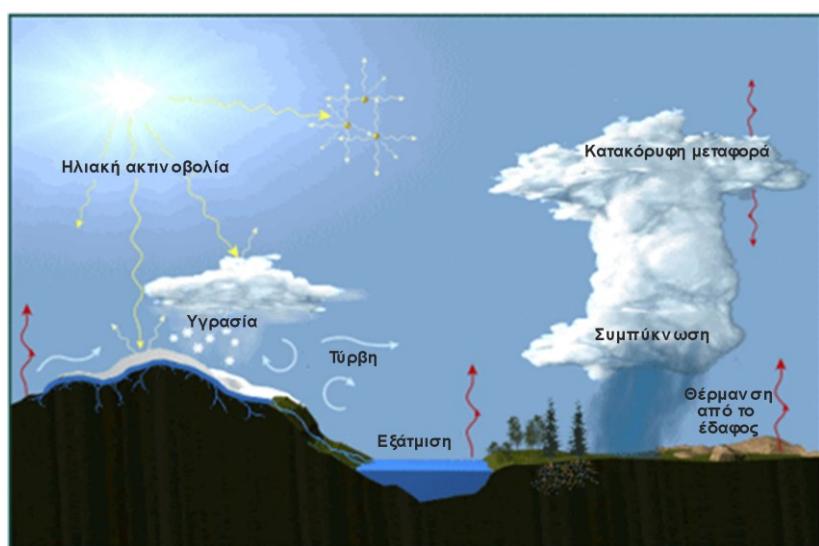
Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο παρουσιάζεται η αριθμητική πρόγνωση του καιρού σε συνδυασμό με τις φυσικές και δυναμικές διεργασίες της ατμόσφαιρας, που αναλύονται σε μία προσομοίωση. Παρουσιάζεται, επίσης, το σύστημα των εξισώσεων που χρησιμοποιούν τα αριθμητικά μοντέλα για την περιγραφή της ατμοσφαιρικής κατάστασης. Τα βασικά χαρακτηριστικά ενός μοντέλου, όπως το πεδίο ολοκλήρωσης, η οριζόντια και κατακόρυφη διακριτοποίησή του, οι αρχικές και οριακές συνθήκες αναλύονται με παραδείγματα και διαδραστικά αντικείμενα. Το συγκεκριμένο κεφάλαιο περιλαμβάνει επίσης μία θεωρητική εισαγωγή στα φασματικά μοντέλα και την αφομοίωση μετεωρολογικών δεδομένων.

Προαπαιτούμενη γνώση

Για καλύτερη κατανόηση των εννοιών και των μαθηματικών σχέσεων προτείνεται η αναδρομή σε βασικές έννοιες μαθηματικών (ολοκληρώματα, παράγωγοι, διαφορικές εξισώσεις) και φυσικής (θερμοδυναμική). Προτείνονται, επίσης, γνώσεις σε θέματα θερμοδυναμικής της ατμόσφαιρας ([2^o κεφάλαιο](#)), δυναμικής της ατμόσφαιρας ([3^o κεφάλαιο](#)) και ακτινοβολίας ([5^o κεφάλαιο](#)).

6. Αριθμητική Πρόγνωση Καιρού

Η αριθμητική πρόγνωση καιρού περιλαμβάνει την προσομοίωση της ατμοσφαιρικής κατάστασης και των δυναμικών αλληλεπιδράσεών της με τα υπόλοιπα συστήματα της βιόσφαιρας με τη χρήση αριθμητικών μοντέλων. Ως ατμοσφαιρικό μοντέλο χαρακτηρίζεται η αριθμητική αναπαράσταση των δυναμικών, φυσικών, ενεργειακών και χημικών διεργασιών της ατμόσφαιρας. Μπορεί να περιλαμβάνει υπομοντέλα εδάφους (προσομοίωση εδαφικής υγρασίας και θερμοκρασίας), φυτοκάλυψης, ωκεάνιας κυκλοφορίας, κατάστασης θάλασσας κτλ. Οι διάφορες φυσικές διεργασίες που συμβαίνουν στην ατμόσφαιρα είτε αναπαριστώνται σε σημεία πλέγματος (διακριτοποίηση στο χώρο και το χρόνο) είτε, αν δεν μπορούν να αναλυθούν από το μοντέλο λόγω ανεπαρκούς χωρικής ανάλυσης, λαμβάνονται υπόψη μέσω παραμετροποίησεων ([Katsafados, 2003](#)). Τέτοιες παραμετροποίησις αναπαριστούν μεταξύ άλλων, την τυρβώδη ροή, τις ροές ενέργειας από και προς το έδαφος, την ηλιακή ακτινοβολία, τη δημιουργία και τα αποτελέσματα σωρρειτόμορφων νεφικών σχηματισμών ([Σχήμα 6.1](#)).



Σχήμα 6.1 Οι βασικές διεργασίες που προσομοιώνονται σε ένα αριθμητικό ατμοσφαιρικό μοντέλο (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Ο Bjerknes, ένας Νορβηγός φυσικός-μετεωρολόγος, ήταν ο πρώτος που αναγνώρισε ότι η αριθμητική πρόγνωση καιρού είναι εφικτή από το 1904. Πρότεινε ότι η πρόγνωση καιρού θα μπορούσε να θεωρηθεί σαν ένα μαθηματικό πρόβλημα αρχικών συνθηκών, αφού συγκεκριμένες εξισώσεις εξηγούν τη μεταβολή των μετεωρολογικών μεταβλητών με τον χρόνο. Επομένως, αν είναι γνωστή η αρχική κατάσταση της ατμόσφαιρας, μπορούμε να επιλύσουμε τις εξισώσεις και να πάρουμε τις τιμές των μεταβλητών στο μέλλον (δηλαδή να κάνουμε πρόγνωση). Η μεθοδολογία της αριθμητικής πρόγνωσης καιρού και κλίματος αναπτύχθηκε αρκετά νωρίτερα, πριν από την κατασκευή του πρώτου ηλεκτρονικού υπολογιστή (ENIAC το 1946). Ο Lewis Fry Richardson, μελετώντας το πρόβλημα της πρόγνωσης του καιρού από το 1911, επιχείρησε το πείραμα της πρώτης πρόγνωσης καιρού το 1922. Ο Richardson θεώρησε πως η κατάσταση της ατμόσφαιρας σε κάθε σημείο μπορεί να καθοριστεί από την πίεση, τη θερμοκρασία, την πυκνότητα, την περιεκτικότητα σε νερό και την ταχύτητα του αέρα. Τα ατμοσφαιρικά φαινόμενα συμπεριλαμβάνονταν σε ένα σύστημα 7 διαφορικών εξισώσεων. Για την επίλυσή τους ο Richardson διαίρεσε σε διακριτές στήλες την ατμόσφαιρα σε έκταση 3° ανατολικά-δυτικά και 200 km βόρεια-νότια δημιουργώντας 120×100 στήλες. Η πρόγνωση 6 ωρών για τις 20 Μαΐου 1910 πραγματοποιήθηκε με επίλυση του συστήματος των εξισώσεων με το χέρι, αλλά απέτυχε δραματικά λόγω της εκτίμησης εξωπραγματικής ανόδου της πίεσης κατά 145 hPa. Είκοσι έξι χρόνια αργότερα, το 1949, οι Jules Charney, Ragnar Fjortoft και John von Neumann πραγματοποίησαν την πρώτη 48 ωρών πρόγνωση καιρού εκτελώντας ένα βαροτροπικό μοντέλο στον υπολογιστή ENIAC.

6.1. Το Σύστημα των Προγνωστικών Εξισώσεων

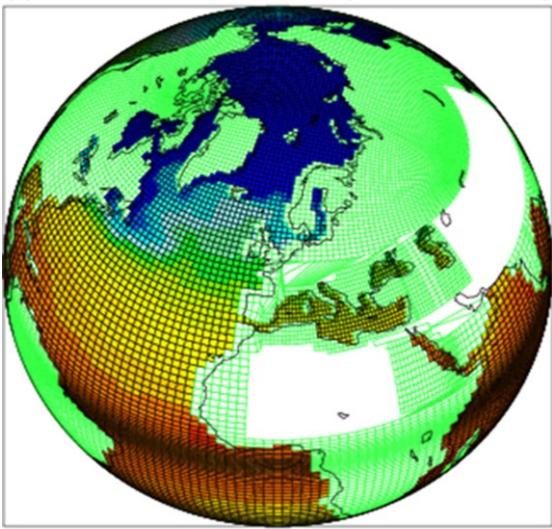
Τα αριθμητικά μοντέλα που χρησιμοποιούνται για την περιγραφή της ατμοσφαιρικής κατάστασης βασίζονται σε ένα σύστημα εξισώσεων που περιγράφουν βασικούς νόμους της φυσικής, όπως:

- την αρχή διατήρησης της μάζας (εξίσωση συνέχειας)
- την αρχή διατήρησης της θερμότητας (πρώτος θερμοδυναμικός νόμος)
- την αρχή διατήρησης της κίνησης (δεύτερος νόμος του Νεύτωνα)
- την αρχή διατήρησης της ποσότητας νερού
- την αρχή διατήρησης της συγκέντρωσης των ατμοσφαιρικών συστατικών

Οι συγκεκριμένοι νόμοι διακρίνονται σε δύο κατηγορίες. Η πρώτη περιλαμβάνει τους βασικούς νόμους θερμοδυναμικής και υδροδυναμικής, που ισχύουν σε όλα τα συστήματα ρευστών, όπως εκφράσεις της διατήρησης της μάζας, του δεύτερου νόμου του Νεύτωνα (η ορμή ενός σώματος μπορεί να μεταβληθεί μόνο με την επίδραση εξωτερικής δύναμης) και του πρώτου νόμου της θερμοδυναμικής (η εσωτερική ενέργεια ενός συστήματος μπορεί να μεταβληθεί μόνο με την παροχή έργου στο σύστημα ή προσθέτοντας ή αφαιρώντας θερμότητα).

Η δεύτερη κατηγορία περιλαμβάνει φυσικούς νόμους που περιγράφουν τις ατμοσφαιρικές διεργασίες. Μέρος αυτών αφορούν στην απορρόφηση και στην ανάκλαση της μικρού και μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας, στην εξάτμιση και στη συμπύκνωση του νερού και στην τυρβώδη μεταφορά ορμής και θερμότητας ([Jacobson, 1999](#)). Το σύνολο των ατμοσφαιρικών διεργασιών παριστάνεται από συστήματα διαφορικών εξισώσεων, που περιέχουν μη γραμμικούς όρους εξαρτημένων μεταβλητών με τη μορφή μερικών παραγώγων ως προς τον χώρο και τον χρόνο ([Pielke, 1984](#)).

Με το σύστημα των εξισώσεων επιδιώκεται να περιγραφεί ένα ευρύ φάσμα ατμοσφαιρικών διεργασιών επιλύοντάς το ταυτόχρονα για όλες τις εξαρτημένες μεταβλητές. Η αριθμητική επίλυση αυτών των εξισώσεων επιτυγχάνεται εφαρμόζοντας τη μέθοδο των σημείων πλέγματος ([Mesinger and Arakawa, 1976](#)). Η μέθοδος αυτή βασίζεται στην εισαγωγή ενός συνόλου σημείων στην περιοχή ενδιαφέροντος, στις θέσεις των οποίων οι εξαρτημένες μεταβλητές ορίζονται αρχικά και στη συνέχεια υπολογίζονται χρονικά. Το σύνολο των σημείων ορίζουν το πλέγμα του πεδίου ορισμού. Οι αποστάσεις μεταξύ αυτών των σημείων στο οριζόντιο και στο κατακόρυφο (Δx , Δy και Δz) είναι σταθερές, οπότε σύμφωνα με το Eulerian σύστημα ο χώρος και ο χρόνος επιλέγονται ως ανεξάρτητες μεταβλητές ([Σχήμα 6.2](#)).



Σχήμα 6.2 Διακριτοποίηση του χώρου σε πεδίο ολοκλήρωσης ενός παγκόσμιου μοντέλου.

Οι εξισώσεις [6.1-6.5](#) αποτελούν απλοποιημένες μορφές των παραπάνω νόμων σε σύστημα αναφοράς (x-y-p), δηλαδή χρησιμοποιείται ως κατακόρυφη συντεταγμένη η πίεση. Για λόγους απλοποίησης δεν περιλαμβάνεται η καμπυλότητα της Γης, ενώ κάποιες φυσικές διεργασίες όπως η τριβή και η διαβατική θέρμανση περιλαμβάνονται με έναν γενικό όρο. Επίσης, η δύναμη βαροβαθμίδας εκφράζεται σε σχέση με το ύψος (z) και η οριζόντια ροή υπολογίζεται σε ισοβαρικές επιφάνειες καθ' ύψος. Όπως θα αναφερθεί παρακάτω, τα περισσότερα σύγχρονα αριθμητικά μοντέλα δεν χρησιμοποιούν την πίεση ως κατακόρυφη συντεταγμένη, αλλά εφαρμόζουν τεχνικές που περιγράφουν καλύτερα το γήινο ανάγλυφο, όπως η σίγμα συντεταγμένη. Το συγκεκριμένο σύστημα διαφορικών εξισώσεων θεωρείται κλειστό, δηλαδή μπορούν να εκτιμηθούν όλοι οι όροι, επιλύοντας το σύστημα με συγκεκριμένη σειρά. Ειδικότερα:

- Όλες οι εξισώσεις χρησιμοποιούν τις ίδιες εξαρτημένες προγνωστικές μεταβλητές (u , η οριζόντια συνιστώσα του ανέμου ως προς τη διεύθυνση δύση-ανατολή, v , η οριζόντια συνιστώσα του ανέμου ως προς τη διεύθυνση βορράς-νότος, ω , η μεταβολή της πίεσης με τον χρόνο, T , η θερμοκρασία, q , η υγρασία και z , το ύψος)
- Οι όροι F_x , F_y , H , E και P μπορούν να περιγραφούν από τις έξι εξαρτημένες μεταβλητές
- Για την επίλυση είναι απαραίτητος ο ορισμός αρχικών και οριακών τιμών (συνθηκών) του συστήματος

Οι εξισώσεις [\(6.1α\)](#) και [\(6.1β\)](#) αποτελούν τις προγνωστικές εξισώσεις των συνιστωσών του ανέμου.

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - \omega \frac{\partial u}{\partial p} + fv - g \frac{\partial z}{\partial x} + F_x \quad (6.1\alpha)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - \omega \frac{\partial v}{\partial p} + fu - g \frac{\partial z}{\partial y} + F_y \quad (6.1\beta)$$

Η σχέση [\(6.2\)](#) είναι η εξίσωση της συνέχειας ([Παράγραφος 3.9](#)).

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (6.2)$$

Οι εξισώσεις (6.3 και 6.4) αποτελούν τις προγνωστικές εξισώσεις της θερμοκρασίας και της υγρασίας αντίστοιχα.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} - \omega \left(\frac{\partial T}{\partial p} - \frac{RT}{c_p p} \right) + \frac{H}{c_p} \quad (6.3)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -u \frac{\partial q}{\partial x} - v \frac{\partial q}{\partial y} - \omega \frac{\partial q}{\partial p} + E - P \quad (6.4)$$

Η σχέση (6.5) είναι η υδροστατική εξισωση (Παράγραφος 2.2).

$$\frac{\partial z}{\partial p} = -\frac{RT}{pg} \quad (6.5)$$

Οι εξισώσεις (6.1α, 6.1β, 6.3 και 6.4) καλούνται προγνωστικές εξισώσεις επειδή εκτιμούν ρητά τις μεταβολές με τον χρόνο των εξαρτημένων μεταβλητών (u, v, T και q). Οι σχέσεις (6.2 και 6.5) καλούνται διαγνωστικές εξισώσεις, διότι δεν υπολογίζουν άμεσα τις μεταβολές με τον χρόνο των εξαρτημένων μεταβλητών (ω και z), αλλά τις εκτιμούν έμμεσα από τις προγνωστικές μεταβλητές.

Η εξισωση (6.1α) υπολογίζει την προγνωστική τιμή της συνιστώσας του ανέμου κατά τη διεύθυνση δύση-ανατολή και εξαρτάται από (Σχήμα 6.3):

- Την οριζόντια μεταφορά της συνιστώσας του ανέμου κατά τις διεύθυνσεις βορρά-νότος και δύση-ανατολή
- Την κατακόρυφη μεταφορά της συνιστώσας του ανέμου
- Τις αποκλίσεις από τη γεωστροφική ισορροπία της συνιστώσας του ανέμου ως προς τη διεύθυνση βορράς-νότος. Μεταβολές στην ισορροπία των δυνάμεων βαροβαθμίδας και Coriolis ως προς τη διεύθυνση βορράς-νότος επηρεάζουν τη συνιστώσα του ανέμου κατά τη διεύθυνση δύση-ανατολή
- Άλλες φυσικές διεργασίες όπως η τριβή και η τυρβώδης ανάμιξη. Τα μοντέλα περιλαμβάνουν εμπειρικές σχέσεις για την εκτίμηση ατμοσφαιρικών διεργασιών που δεν μπορούν να εκτιμηθούν άμεσα. Για παράδειγμα, η ακτινοβολία και η κατακόρυφη μεταφορά (convection) εφαρμόζονται στις εξισώσεις της θερμοκρασίας και υγρασίας (6.3 και 6.4) και δεν περιλαμβάνονται ρητά στις προγνωστικές εξισώσεις των συνιστώσών του ανέμου (6.1α και 6.1β). Πάντως, ο άνεμος επηρεάζεται έμμεσα από την ακτινοβολία και την κατακόρυφη μεταφορά μέσω αλλαγών στη θερμοκρασία, η οποία μεταβάλλει τη βαθμίδα της πίεσης και στη συνέχεια αυτή τον προγνωστικό άνεμο

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - \omega \frac{\partial u}{\partial p} + fv - g \frac{\partial z}{\partial x} + F_x \quad (6.1\alpha)$$

Σχήμα 6.3 Οι όροι της προγνωστικής εξίσωσης της συνιστώσας του ανέμου ως προς τη διεύθυνση δύση-ανατολή (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Ανάλογα αναλύονται οι όροι της προγνωστικής εξίσωσης της συνιστώσας του ανέμου ως προς τη διεύθυνση βορράς-νότος ([Σχήμα 6.4](#)).

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - \omega \frac{\partial v}{\partial p} + fu - g \frac{\partial z}{\partial y} + F_y \quad (6.1\beta)$$

Σχήμα 6.4 Οι όροι της προγνωστικής εξίσωσης της συνιστώσας του ανέμου ως προς τη διεύθυνση βορράς-νότος (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Η εξίσωση της συνέχειας επιλύεται διαγνωστικά από τις οριζόντιες συνιστώσες του ανέμου χωρίς την επίδραση της κατακόρυφης μεταφοράς ([Σχήμα 6.5](#)). Η οριζόντια απόκλιση καθορίζεται από τις χωρικές μεταβολές των δύο συνιστώσων του ανέμου και στη συνέχεια εκτιμάται από τη μεταβολή της κατακόρυφης συνιστώσας της κίνησης σε κάθε κατακόρυφο επίπεδο του μοντέλου. Περιοχές οριζόντιας σύγκλισης θα πρέπει να συνυπάρχουν με περιοχές όπου οι ανοδικές κινήσεις ενισχύονται με το ύψος και με περιοχές όπου οι καθοδικές κινήσεις ελαττώνονται με το ύψος. Η εξίσωση της συνέχειας χρησιμοποιείται διαγνωστικά για τον υπολογισμό της κατακόρυφης κίνησης στα υδροστατικά μοντέλα. Η προγνωστική τιμή της κατακόρυφης κίνησης σε ισοβαρικές συντεταγμένες δίνεται από τη σχέση $\omega = dp/dt$, όπου για $\omega > 0$ επικρατούν ανοδικές κινήσεις. Τα μη-υδροστατικά μοντέλα επιλύουν προγνωστικά την κατακόρυφη επιτάχυνση του ανέμου με βάση εξίσωση που συνδυάζει την οριζόντια απόκλιση και την κατακόρυφη μεταφορά.

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (6.2)$$

Σχήμα 6.5 Οι όροι της διαγνωστικής εξίσωσης της συνέχειας (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Η χρονική μεταβολή της θερμοκρασίας εξαρτάται από ([Σχήμα 6.6](#)):

- Την οριζόντια μεταφορά της θερμοκρασίας από τις συνιστώσες του ανέμου

- Τη διαφορά μεταξύ της κατακόρυφης μεταφοράς θερμοκρασίας και της ψύξης ή θέρμανσης, που προέρχεται από εκτόνωση ή συμπίεση μίας αέριας μάζας που ανέρχεται ή κατέρχεται στην ατμόσφαιρα (οι αδιαβατικές διεργασίες παρουσιάζονται αναλυτικά στη [Παράγραφο 1.4](#)). Αυτός ο όρος είναι ανάλογος της κατακόρυφης επιτάχυνσης και της διαφοράς μεταξύ της προγνωστικής θερμοβαθμίδας και της ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας
- Την επίδραση της ακτινοβολίας, της ανάμιξης και της συμπύκνωσης, μέσω της απελευθέρωσης λανθάνουσας ροής θερμότητας

Η προγνωστική εξίσωση της θερμοκρασίας εξαρτάται από την κατακόρυφη συνιστώσα της κίνησης, που υπολογίζεται από την εξίσωση της συνέχειας, καθώς και από την υγρασία, η οποία επηρεάζει τη λανθάνουσα θερμότητα που εκλύεται κατά τη συμπύκνωση ή απορροφάται κατά την εξάτμιση σε συστήματα κατακόρυφης μεταφοράς.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} - \omega \left(\frac{\partial T}{\partial p} - \frac{RT}{c_p p} \right) + \frac{H}{c_p} \quad (6.3)$$

Χρονική μεταβολή της θερμοκρασίας Οριζόντια μεταφορά της θερμοκρασίας Διαφορά μεταξύ της κατακόρυφης μεταφοράς θερμοκρασίας και των αδιαβατικών διεργασιών Άλλες διεργασίες (ακτινοβολία, ανάμιξη και συμπύκνωση)

Σχήμα 6.6 Οι όροι της προγνωστικής εξίσωσης της θερμοκρασίας (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Η χρονική μεταβολή της υγρασίας εξαρτάται από ([Σχήμα 6.7](#)):

- Την οριζόντια μεταφορά της υγρασίας από τις συνιστώσες του ανέμου
- Την κατακόρυφη μεταφορά της υγρασίας
- Την εξάτμιση του νερού σε υγρή φάση ή την εξάχνωση των παγοκρυστάλλων
- Τη συμπύκνωση (υετό). Τα αριθμητικά μοντέλα χρησιμοποιούν πολύπλοκα σχήματα για την εκτίμηση της συμπύκνωσης στην ατμόσφαιρα και τον υπολογισμό του υετίσιμου νερού. Η διατήρηση της υγρασίας στην ατμόσφαιρα σημαίνει πως ο υετός που εκτιμάται από ένα μοντέλο και απομακρύνεται μέσω της βροχόπτωσης μειώνει τη διαθέσιμη υγρασία στις εξισώσεις επίλυσης του μοντέλου

Και σε αυτή την περίπτωση η προγνωστική εξίσωση της υγρασίας εξαρτάται από την κατακόρυφη συνιστώσα της κίνησης, που υπολογίζεται από την εξίσωση της συνέχειας, ενώ η θερμοκρασία επηρεάζει την ποσότητα της εξάτμισης.

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -u \frac{\partial q}{\partial x} - v \frac{\partial q}{\partial y} - \omega \frac{\partial q}{\partial p} + E - P \quad (6.4)$$

Χρονική μεταβολή της υγρασίας Οριζόντια μεταφορά της υγρασίας Κατακόρυφη μεταφορά της υγρασίας Εξάτμιση και εξάχνωση Συμπύκνωση (υετός)

Σχήμα 6.7 Οι όροι της προγνωστικής εξίσωσης της υγρασίας (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Η υδροστατική εξίσωση διατηρεί την ευστάθεια των λύσεων του μοντέλου και χρησιμοποιείται για την εκτίμηση του ύψους στην ατμόσφαιρα, που αφορά στον καθορισμό της γεωστροφικής ισορροπίας στις

προγνωστικές εξισώσεις του ανέμου ([Σχήμα 6.8](#)). Η συγκεκριμένη διαγνωστική εξίσωση συνδέει τη μέση θερμοκρασία ενός κατακόρυφου επιπέδου του μοντέλου με τη μεταβολή του ύψους των ισοβαρικών επιφανειών, στις οποίες βρίσκεται η κορυφή και η βάση του επιπέδου. Οι θερμοκρασίες, που υπολογίζονται από την προγνωστική εξίσωση της θερμοκρασίας ([6.3](#)), εφαρμόζονται στην υδροστατική εξίσωση για τον διαγνωστικό υπολογισμό των υψών, τα οποία χρησιμοποιούνται στη συνέχεια στις προγνωστικές εξισώσεις των συνιστωσών του ανέμου ([6.1α](#) και [6.1β](#)).

$$\frac{\partial z}{\partial p} = -\frac{RT}{pg} \quad (6.5)$$

Μεταβολή του ύψους
 των ισοβαρικών επιφανειών
 που βρίσκεται η κορυφή
 και η βάση του στρώματος

Μέση θερμοκρασία
 του στρώματος

Σχήμα 6.8 Οι όροι της διαγνωστικής υδροστατικής εξίσωσης (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Η φυσική σημασία της υδροστατικής παραδοχής θεωρεί ότι το μέγεθος της κατακόρυφης επιτάχυνσης είναι μικρότερο σε σχέση με αυτό της δύναμης της κατακόρυφης βαροβαθμίδας, όχι όμως και μηδενικό. Η παραδοχή αυτή θεωρείται εφικτή σε περιπτώσεις όπου περιγράφονται φαινόμενα συνοπτικής και μέσης κλίμακας ([Σχήμα 3.1](#)), των οποίων η οριζόντια διάσταση είναι αρκετά μεγαλύτερη από την αντίστοιχη κατακόρυφη, με αποτέλεσμα την ικανοποιητική απόδοση της σχέσης ([6.5](#)). Διεργασίες της μικροκλίμακας, όπως τυρβώδεις κινήσεις κοντά στην επιφάνεια, των οποίων η διάσταση στο οριζόντιο και στο κατακόρυφο είναι συγκρίσιμες, δεν μπορούν να προσεγγιστούν υδροστατικά και θα πρέπει να ακολουθηθεί η μη υδροστατική προσέγγιση, που επιβαρύνει όμως τον χρόνο ολοκλήρωσης της προσομοίωσης. Η διατήρηση της αξιοπιστίας ενός υδροστατικού μοντέλου συνδυάζεται με την επίδραση των διαταραχών της μικροκλίμακας στη διαμόρφωση της ατμόσφαιρας. Η ανάπτυξη και εξέλιξη φαινομένων της μη επιλύσιμης κλίμακας του μοντέλου προσεγγίζονται με την εφαρμογή σχημάτων παραμετροποίησης.

6.2. Μη Υδροστατική Προσέγγιση

Η υδροστατική προσέγγιση βασίζεται στην ισορροπία των κατακόρυφων δυνάμεων που ασκούνται σε μία αέρια μάζα. Στις περισσότερες περιπτώσεις η προς τα πάνω δύναμη βαροβαθμίδας, λόγω μείωσης της πίεσης με το ύψος, βρίσκεται σε ισορροπία με την προς τα κάτω δύναμη της βαρύτητας και αποτελεί μία ικανοποιητική προσέγγιση όσο η οριζόντια κλίμακα κίνησης είναι αρκετά μεγαλύτερη από την κατακόρυφη. Ατμοσφαιρικά μοντέλα με οριζόντια διακριτοποίηση πλέγματος μεγαλύτερη των 10 km προβλέπεται να ακολουθούν την υδροστατική προσέγγιση, η οποία είναι υπολογιστικά οικονομική. Όμως σε περιπτώσεις προσομοιώσεων μέσης κλίμακας, όπως συστήματα καταιγιδοφόρων νεφών, οι κατακόρυφες επιταχύνσεις είναι της ίδιας τάξης μεγέθους με τις δυνάμεις κατακόρυφης μεταφοράς και πρέπει να συμπεριληφθούν στο σύστημα των προγνωστικών εξισώσεων των μοντέλων. Σε προσομοιώσεις ιδιαίτερα υψηλής χωρικής διακριτοποίησης πλέγματος (μικρότερη των 5 km) δεν ισχύει η υδροστατική προσέγγιση, οπότε και χρειάζεται υπολογισμός της προγνωστικής τιμής της κατακόρυφης συνιστώσας του ανέμου.

$$\frac{\partial w}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} \right) - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial z} + gB - gq \quad (6.6)$$

Η εξίσωση ([6.6](#)) επιλύεται από τα μη υδροστατικά μοντέλα και υπολογίζει την προγνωστική τιμή της κατακόρυφης συνιστώσας του ανέμου από ([Σχήμα 6.9](#)):

- Οριζόντια και κατακόρυφη μεταφορά (πρώτος όρος)

- Αποκλίσεις της πίεσης από την υδροστατική ισορροπία προερχόμενες από μεταβολές στην οριζόντια ροή ή φαινόμενα με μη υδροστατικές διαταραχές της πίεσης, όπως καταιγίδες και ορογραφικά κύματα (δεύτερος όρος)
- Κατακόρυφη μεταφορά που προκαλείται από μεταβολές της θερμοκρασίας και της υγρασίας (τρίτος όρος)
- Κατακρήμνιση του υετίσιμου νερού λόγω βάρους (τέταρτος όρος)

$$\frac{\partial w}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} \right) - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial z} + gB - gq \quad (6.6)$$

1 2 3 4
 Χρονική μεταβολή της κατακόρυφης συνιστώσας Οριζόντια και κατακόρυφη μεταφορά της κατακόρυφης συνιστώσας Μη υδροστατική κατακόρυφη δύναμη βαροβαθμίδας, όπου ρ₀ η πυκνότητα του αέρα, p' η απόκλιση της πίεσης από την υδροστατική ισορροπία Μεταβολή της κατακόρυφης μεταφοράς (Β), q η επιτάχυνση της βαρυτητας της πίεσης από την υγρασία

Σχήμα 6.9 Οι όροι της προγνωστικής μη υδροστατικής εξίσωσης (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Στον [Πίνακα 6.1](#) παρουσιάζονται οι βασικές διαφορές μεταξύ της υδροστατικής και μη υδροστατικής προσέγγισης.

	Υδροστατική προσέγγιση	Μη υδροστατική προσέγγιση
Κατακόρυφη μεταφορά	Έμμεσα (αρχικά, εκτίμηση των οριζόντιων βαθμίδων πίεσης, μετά σύγκλιση και τελικά κατακόρυφη συνιστώσα της κίνησης)	Άμεσα (κατακόρυφη μεταφορά-κατακόρυφη κίνηση)
Διαταραχή της πίεσης που επιδρά αντίθετα της κατακόρυφης μεταφοράς	Όχι	Ναι. Είναι σημαντική για τη ρύθμιση της ταχύτητας ανόδου, της δομής του νέφους που δημιουργείται και της διάδοσης ενέργειας των βαρυτικών κυμάτων
Οριζόντια μεταφορά της κατακόρυφης συνιστώσας	Όχι	Ναι
Φορτίο υετού	Όχι	Ναι

Πίνακας 6.1 Πίνακας παράθεσης διεργασιών που επιλύονται σε υδροστατική και μη υδροστατική προσέγγιση.

Τα περισσότερα σύγχρονα μοντέλα ακολουθούν τη μη υδροστατική προσέγγιση και επιλύουν το σύστημα των προγνωστικών εξισώσεων σε πλέγμα περιορισμένης έκτασης, αλλά ιδιαίτερα υψηλής οριζόντιας διακριτοποίησης (5 km ή και λιγότερο).

6.3. Επίλυση των Προγνωστικών Εξισώσεων

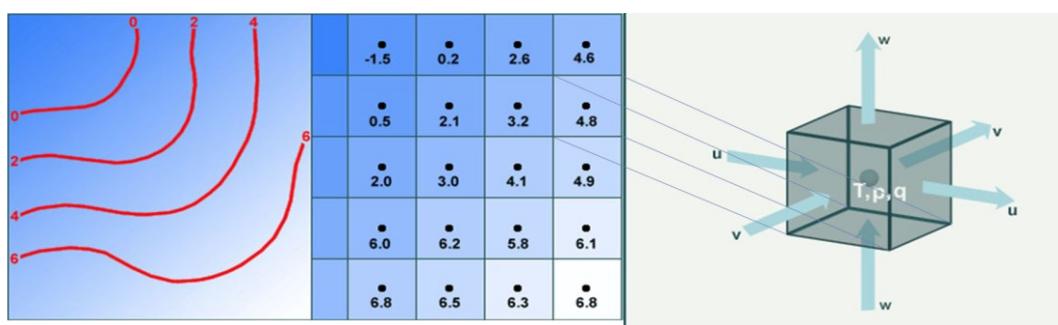
Τα αριθμητικά μοντέλα επιλύουν τις προγνωστικές εξισώσεις ακολουθώντας δύο βασικές τεχνικές διακριτοποίησης στον χώρο. Την τεχνική των πλεγματικών σημείων την ακολουθούν συνήθως τα μοντέλα περιορισμένης περιοχής, ενώ η τεχνική φασματικής ανάλυσης εφαρμόζεται από τα μοντέλα παγκόσμιας κάλυψης. Τα μοντέλα πλεγματικών σημείων επιλύουν το σύστημα των προγνωστικών εξισώσεων σε προκαθορισμένα σημεία του χώρου ([Σχήμα 6.10](#)).

Τα μοντέλα περιορισμένης περιοχής εστιάζονται στην περιγραφή φαινομένων μέσης κλίμακας, καλύπτοντας το ενδιάμεσο μέρος των χαρακτηριστικών κλιμάκων, όπως απεικονίζονται στο [Σχήμα 3.1](#). Ειδικότερα, ο συγκεκριμένος τύπος μοντέλων μπορεί να αναλύσει διαταραχές οι οποίες χωροχρονικά κυμαίνονται μεταξύ των υποκλιμάκων μάκρο-β έως μέσο-γ. Φαινόμενα και διεργασίες, που ταξινομούνται στη μικροκλίμακα (μίκρο-α έως μίκρο-γ), δεν επλύνονται αναλυτικά και προσεγγίζονται με τη χρήση σχημάτων παραμετροποίησης. Οι διεργασίες της μικροκλίμακας συνεισφέρουν ουσιαστικά στο ενεργειακό φάσμα και η αξιοπιστία του μοντέλου εξαρτάται από την ενστάθεια και τη σύγκλιση των λύσεων που παρέχουν τα διάφορα σχήματα παραμετροποίησης.



Σχήμα 6.10 Αναπαράσταση της διακριτοποίησης του χώρου σε ένα πλεγματικό μοντέλο (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Υπό κανονικές ατμοσφαιρικές συνθήκες η θερμοκρασία, η πίεση, ο άνεμος και η υγρασία μεταβάλλονται από περιοχή σε περιοχή με έναν ομαλό και συνεχή τρόπο. Τα μοντέλα πλεγματικών σημείων εκτελούν τους υπολογισμούς των παραπάνω μεταβλητών πάνω σε ένα προκαθορισμένο σύνολο ισαπέχοντων σημείων. Οι τιμές στα πλεγματικά σημεία αντιστοιχούν σε έναν χώρο που καλύπτει ένας πλεγματικός όγκος. Το συνεχές πεδίο της θερμοκρασίας απεικονίζεται διδιάστατα πάνω από κάθε σημείο πλέγματος και εμφανίζεται ως συνεχής ισόθερμη καμπύλη στο [Σχήμα 6.11](#). Η κάθε θερμοκρασιακή τιμή στα σημεία πλέγματος ισοδυναμεί με τη θερμοκρασία του χώρου που καλύπτει ο αντίστοιχος πλεγματικός όγκος.



Σχήμα 6.11 Διακριτοποίηση της ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας σε σημεία πλέγματος και επαναφορά της στον συνεχή χώρο με ισόθερμες καμπύλες ανά 2 °C. Κάθε σημείο πλέγματος αντιστοιχεί σε έναν πλεγματικό όγκο (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Τα πλεγματικά μοντέλα αναπαριστούν την ατμόσφαιρα σε τρισδιάστατους όγκους (κύβους), όπως φαίνεται στο [Σχήμα 6.11](#) (δεξιά). Η θερμοκρασία, η πίεση και η υγρασία (T , p και q), αν και εμφανίζονται στο κέντρο του κύβου, αντιστοιχούν στις μέσες συνθήκες που επικρατούν σε όλο τον κύβο. Ανάλογα, οι οριζόντιες συνιστώσες του ανέμου (u για τη διεύθυνση δύση-ανατολή και v για τη διεύθυνση βορράς-νότος), που εμφανίζονται στις πλευρές του κύβου, αντιστοιχούν στη μέση ροή ανά διεύθυνση μεταξύ του κέντρου του κύβου και των γειτονικών κύβων. Η κατακόρυφη συνιστώσα (w) εμφανίζεται στην κορυφή και τη βάση του κύβου. Η θεώρηση των ατμοσφαιρικών μεταβλητών στο κέντρο και στις πλευρές του κύβου αποτελεί την τεχνική του κλιμακωτού πλέγματος (staggered grid), το οποίο εμφανίζει πλεονεκτήματα κατά την αριθμητική επίλυση του συστήματος των προγνωστικών εξισώσεων. Το κλιμακωτό πλέγμα έχει και φυσική υπόσταση, με

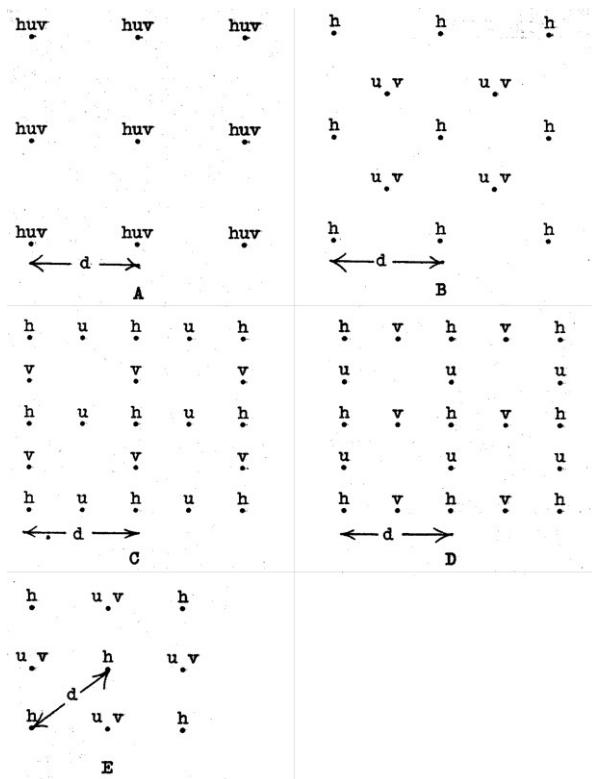
τις μέσες επικρατούσες θερμοδυναμικές ιδιότητες να τοποθετούνται στο κέντρο του πλεγματικού κύβου, ενώ στις πλευρές του να τοποθετούνται οι ροές προς και από τον κύβο.

Χρησιμοποιώντας τη μέθοδο των σημείων πλέγματος, ο πλέον δόκιμος τρόπος επίλυσης του συστήματος των εξισώσεων ενός αριθμητικού μοντέλου είναι η αντικατάσταση των μερικών παραγώγων με τις προσεγγιστικές τους εκφράσεις. Η διαδικασία με την οποία μορφοποιούνται οι διαφορικές εξισώσεις, χρησιμοποιώντας τις διαφορές των εξαρτημένων μεταβλητών σε πεπερασμένα χωρικά και χρονικά διαστήματα, ονομάζεται μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών (finite difference method). Η εφαρμογή της συγκεκριμένης αριθμητικής μεθόδου προσπατεί την ύπαρξη κριτηρίων, συχνά ασύμβατων, όπως:

- Επαρκή προσομοίωση δυναμικών διεργασιών
- Υπολογιστική οικονομία
- Μελέτη βέλτιστου προγραμματισμού (διαχείριση μνήμης και υπολογιστικής ισχύος, απαιτήσεις αποθήκευσης δεδομένων)

Αν και το πρώτο κριτήριο αποτελεί αναμφίβολα τον σημαντικότερο παράγοντα κατά την εκτέλεση προσομοιώσεων, συνήθως το τελικό αποτέλεσμα διακρίνεται από συμβιβασμούς των παραπάνω απαιτήσεων.

Η ακρίβεια σχημάτων πεπερασμένων διαφορών εμφανίζει σημαντική συσχέτιση με την επιλογή του οριζόντιου πλέγματος. Οι επικρατούσες κατηγορίες οριζόντιων πλέγματων, που χρησιμοποιούνται στα αριθμητικά μοντέλα, απεικονίζονται στο [Σχήμα 6.12](#). Με βάση την κατά Arakawa κατηγοριοποίηση τους, χαρακτηρίζονται με τα γράμματα A έως E ([Arakawa and Lamb, 1977](#)). Το πλέγμα τύπου A αντιστοιχεί σε μη κλιμακωτό πλέγμα (non-staggered grid) σε αντίθεση με τα κλιμακωτά πλέγματα C και D. Στα πλέγματα B και E οι συνιστώσες της ταχύτητας ορίζονται στα ίδια σημεία και καλούνται ημικλιμακωτά (semi-staggered). Η διαφορά που εντοπίζεται στα πλέγματα B και E σχετίζεται με στροφή κατά 45° των αντίστοιχων σημείων τους. Η επικράτηση συγκεκριμένων κατηγοριών πλέγματος εντοπίζεται στην ακρίβεια των προσεγγίσεων φυσικών διεργασιών από δευτέρας τάξης πεπερασμένες διαφορές, καθώς και στην ταχύτητα των επαναληπτικών μεθόδων ([Janjic and Mesinger, 1983](#)).



Σχήμα 6.12 Καθιερωμένες κατηγορίες ορθογώνιων πλεγμάτων στα σημεία των οποίων παρίστανται εξαρτημένες θερμοδυναμικές (h) και κινηματικές μεταβλητές (u, v). Η απόσταση μεταξύ δύο διαδοχικών σημείων πλέγματος για την ίδια μεταβλητή συμβολίζεται με d και αντιστοιχεί στην οριζόντια διακριτοποίηση του μοντέλου ([Janjic and Mesinger, 1983](#)).

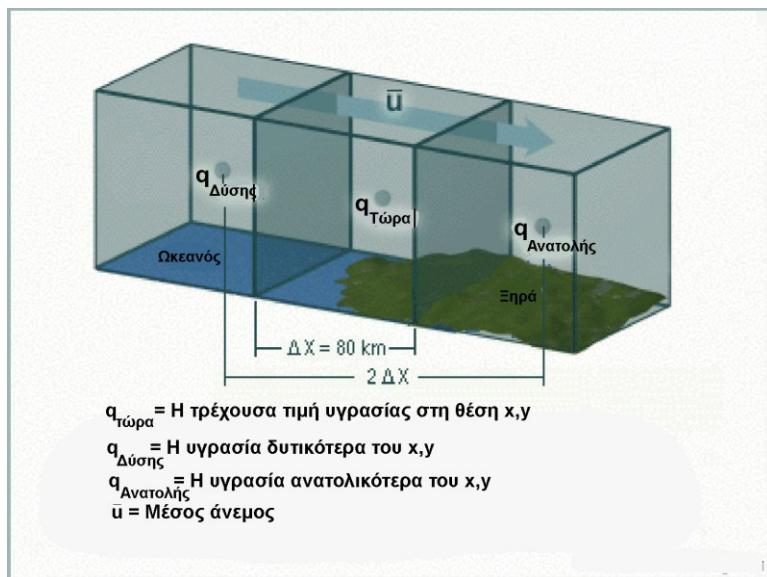
Όπως αναφέρθηκε, το σύστημα των προγνωστικών εξισώσεων με τις μερικές παραγώγους δεν έχει αναλυτική λύση και για τον υπολογισμό των εξαρτημένων μεταβλητών του συστήματος ακολουθείται η τεχνική των πεπερασμένων διαφορών. Η επιλογή της μεθόδου επηρεάζει το σφάλμα υπολογισμού καθώς και τον χρόνο εκτέλεσης της προσομοίωσης. Η ανάλυση μίας βασικής προγνωστικής εξισώσης πάνω σε ένα πλέγμα σημείων με τη μέθοδο πεπερασμένων διαφορών παρουσιάζεται στις εξισώσεις (6.7). Στο απλοποιημένο παράδειγμα προγνωστικής εξισώσης της υγρασίας (εξισώση 6.7α), η οποία αναλύεται σε μορφή πεπερασμένων διαφορών (εξισώση 6.7β), ο όρος $t+1$ αντιστοιχεί στο επόμενο χρονικό βήμα ολοκλήρωσης, t είναι το τρέχον χρονικό βήμα, x, y οι θέσεις του πλεγματικού σημείου στο κέντρο του κύβου, $x+1, y$ και $x-1, y$ αντιστοιχούν στις προς τα δεξιά (ανατολικά) και προς αριστερά (δυτικά) θέσεις από το x, y σημείο πλέγματος. Οι όροι Δt και Δx αντιστοιχούν στο χρονικό βήμα ολοκλήρωσης και την απόσταση των σημείων του πλέγματος κατά τη διεύθυνση δύση-ανατολή αντίστοιχα. Η σχέση (6.7γ) αποτελεί την επεξηγηματική παράσταση της εξισώσης πεπερασμένων διαφορών (6.7β).

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\bar{u} \frac{\partial q}{\partial x} \quad (6.7\alpha)$$

$$\frac{(q^{t+1} - q^t)_{x,y}}{\Delta t} = -\bar{u} \frac{q^t_{x+1,y} - q^t_{x-1,y}}{2\Delta x} \quad (6.7\beta)$$

$$q^{\text{πρόγνωσης}} = q^{\tau\omega\rho\alpha} - \bar{u} \frac{\Delta t}{2\Delta x} (q_{\text{ανατολής}} - q_{\text{δύσης}})^{\tau\omega\rho\alpha} \quad (6.7\gamma)$$

Το Σχήμα 6.13 αναπαριστά τη σχέση (6.7γ) σε διαδοχικούς πλεγματικούς κύβους του πεδίου ολοκλήρωσης ενός μοντέλου. Οι χρονικές μεταβολές της υγρασίας στο κέντρο του πλεγματικού κύβου ($q^{\tau\omega\rho\alpha}$) προέρχονται από μεταφορά της υγρασίας από τις γειτονικές περιοχές ($q_{\text{δύσης}}$ και $q_{\text{ανατολής}}$). Εξαρτώνται, δηλαδή, από τις αλλαγές της υγρασίας που προέρχονται από τους γειτονικούς κύβους και τον μέσο άνεμο που τις μεταφέρει.



Σχήμα 6.13 Σχηματική αναπαράσταση της μεταφοράς υγρασίας σε πλεγματικούς κύβους (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>). Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε την κατακόρυφη μεταφορά μίας αέριας μάζας και τη συμπύκνωσή της σε στοιχειώδη πλεγματικό κύβο (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

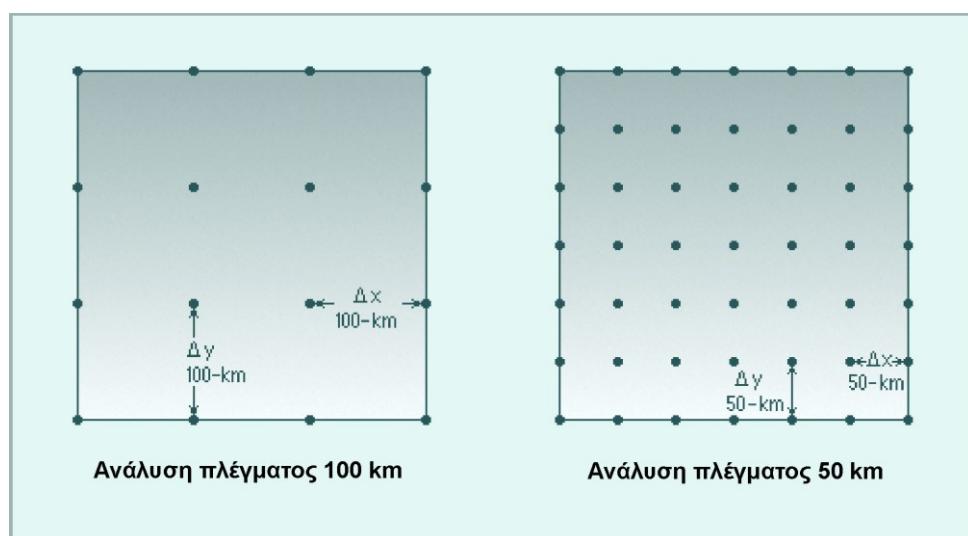
Έστω, η εξίσωση στοιχειώδους μεταβολής μίας ατμοσφαιρικής μεταβλητής A ως προς τον χρόνο t , η οποία εξαρτάται από ένα σύνολο διεργασιών $F(A)$. Η ανάλυσή της σε όρους πεπερασμένων διαφορών δίνεται από την τελική σχέση (6.8).

$$\frac{\Delta A}{\Delta t} = F(A) \Rightarrow \frac{F^{\text{πρόγνωσης}} - F^{\text{τώρα}}}{\Delta t} = F(A) \Rightarrow A^{\text{πρόγνωσης}} = A^{\text{τώρα}} + F(A) \cdot \Delta t \quad (6.8)$$

Για την επίλυση των εξισώσεων (6.7) και (6.8) χρειάζονται αρχικές συνθήκες για τον καθορισμό των τιμών σε όλα τα πλεγματικά σημεία. Οι αρχικές συνθήκες αποτελούν τιμές των εξαρτημένων μεταβλητών (q ή A στη συγκεκριμένη περίπτωση) κατά τη φάση εκκίνησης της προσομοίωσης ($t=0$) και προέρχονται από προσομοιώσεις μοντέλων μεγαλύτερης κλίμακας ή συστήματα αφομοίωσης δεδομένων. Από τη στιγμή που είναι διαθέσιμες οι τιμές κάθε μεταβλητής για $t=0$, τότε μπορεί να εκτιμηθεί η τιμή τους για το επόμενο χρονικό βήμα $t+1$.

6.4. Οριζόντια Διακριτοποίηση και Ανάλυση ενός Αριθμητικού Μοντέλου

Η οριζόντια διακριτοποίηση ενός αριθμητικού μοντέλου είναι η μέση απόσταση ανάμεσα στα σημεία πλεγμάτων για τα πλεγματικά μοντέλα ή το πλήθος των κυμάτων που χρησιμοποιούν τα φασματικά μοντέλα για την ίδια εξαρτημένη μεταβλητή. Για παράδειγμα, εάν το σύνολο των προγνωστικών μεταβλητών ενός μοντέλου (θερμοκρασία, υγρασία, συνιστώσες του ανέμου) εκτιμώνται στα ίδια πλεγματικά σημεία, τότε το μοντέλο αναφέρεται πως έχει οριζόντια διακριτοποίηση την ελάχιστη απόσταση μεταξύ δύο γειτονικών σημείων σε ένα συγκεκριμένο γεωγραφικό μήκος και πλάτος. Στο [Σχήμα 6.14](#) εάν όλες οι μεταβλητές υπολογίζονται σε πλέγμα 100 km, τότε η διακριτοποίηση του μοντέλου είναι 100 km, ενώ ένα αντίστοιχο μοντέλο με απόσταση σημείων πλέγματος 50 km θεωρείται πως έχει οριζόντια διακριτοποίηση 50 km. Ωστόσο, φαινόμενα ίδιας χωρικής κλίμακας με την οριζόντια διακριτοποίηση του μοντέλου δεν μπορούν να αναλυθούν. Στην πραγματικότητα, οι ατμοσφαιρικές διεργασίες που μπορούν να αναλυθούν είναι πολύ μεγαλύτερης έκτασης σε σχέση με τη διακριτοποίηση του μοντέλου. Δηλαδή, η οριζόντια ανάλυση ενός μοντέλου είναι κατά πολύ (4 φορές τουλάχιστον) χαμηλότερη από την οριζόντια διακριτοποίησή του.



Σχήμα 6.14 Αύξηση της οριζόντιας διακριτοποίησης από 100 σε 50 km (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>). Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε την προσομοίωση μίας ψυχρής αέριας μάζας κοντά στο έδαφος σε πλέγμα 30 km (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

Ένα μοντέλο θεωρείται υψηλής ή χαμηλής διακριτοποίησης ανάλογα με το εύρος του πεδίου ολοκλήρωσης και την κλίμακα των φαινομένων που προσομοιώνει. Διακριτοποίηση της τάξης των 20-50 km θεωρείται υψηλή για μοντέλα παγκόσμιας κάλυψης ή κλιματικά μοντέλα, ενώ μοντέλα προσομοίωσης φαινομένων μέσης κλίμακας (συστήματα κατακόρυφης μεταφοράς, τοπικές κυκλοφορίες) είναι επιθυμητό να έχουν διακριτοποίηση μικρότερη των 2 km. Η αύξηση της οριζόντιας διακριτοποίησης απαιτεί και δυσανάλογη αύξηση της υπολογιστικής ισχύος, καθώς το μοντέλο θα πρέπει να επιλύσει τις προγνωστικές μεταβλητές σε περισσότερα σημεία πλέγματος. Στην περίπτωση μείωσης της απόστασης μεταξύ δύο διαδοχικών σημείων πλέγματος στο μισό (υψηλότερη διακριτοποίηση), το πλήθος των πλεγματικών σημείων που καλύπτουν την ίδια περιοχή τετραπλασιάζεται. Η υψηλότερη διακριτοποίηση απαιτεί και μείωση του αντίστοιχου χρονικού βήματος ολοκλήρωσης, ώστε οι επιλύσεις των αριθμητικών σχημάτων να είναι ευσταθείς. Συνολικά, ο απαιτούμενος χρόνος για την εκτέλεση μίας προσομοίωσης στον ίδιο υπολογιστή με το ίδιο εύρος του πεδίου ολοκλήρωσης, το ίδιο χρονικό εύρος της πρόγνωσης, την ίδια κατακόρυφη διακριτοποίηση αλλά με διπλασιασμό της οριζόντιας διακριτοποίησης, είναι $2^3 = 8$ φορές περισσότερος.

Το χρονικό βήμα ολοκλήρωσης που απαιτείται για την ευστάθεια των αριθμητικών λύσεων καθορίζεται από το κριτήριο Courant-Friedrichs-Lowy. Η επιλογή του χρονικού βήματος πρέπει να εξασφαλίζει ότι, στο χρονικό διάστημα που ορίζεται, η ταχύτερη κυματική διαταραχή δεν είναι δυνατό να διανύσει απόσταση μεγαλύτερη ή ίση με την οριζόντια ανάλυση του μοντέλου. Το βασικό κριτήριο ευστάθειας διατυπώνεται με την έκφραση:

$$\Delta t < \frac{\Delta x}{c} \quad (6.9)$$

όπου c είναι η ταχύτητα διάδοσης της ταχύτερης κυματικής διαταραχής στο πεδίο ολοκλήρωσης.

6.5. Πεδίο Ολοκλήρωσης και Οριακές Συνθήκες

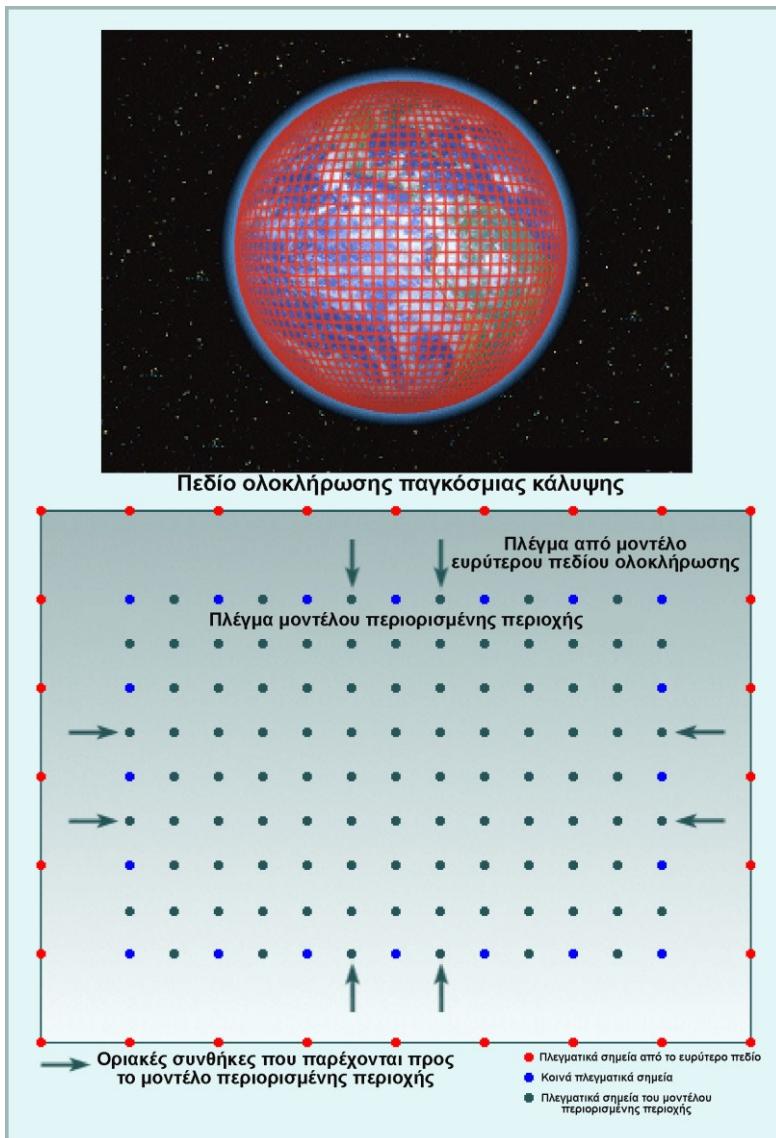
Το πεδίο ολοκλήρωσης αναφέρεται στην περιοχή επίλυσης που καλύπτει ένα αριθμητικό μοντέλο. Τα μοντέλα περιορισμένης περιοχής έχουν πλευρικές, και κατακόρυφες (άνω και κάτω) οριακές συνθήκες, ενώ τα μοντέλα παγκόσμιας κάλυψης έχουν μόνο κατακόρυφες οριακές συνθήκες. Οι πλευρικές οριακές συνθήκες των μοντέλων περιορισμένης περιοχής προέρχονται από μοντέλα με ευρύτερα πεδία ολοκλήρωσης ([Σχήμα 6.15](#)). Η ακρίβεια των οριακών συνθηκών επηρεάζει σημαντικά την εκτίμηση των προγνωστικών μεταβλητών.

Οι οριακές συνθήκες μπορεί να προέρχονται από διάφορες πηγές, όπως:

- Συστήματα αφομοίωσης δεδομένων
- Προγνωστικές τιμές από τρέχοντα ή προηγούμενο προγνωστικό κύκλο ενός μοντέλου με ευρύτερο πεδίο ολοκλήρωσης
- Κλιματικές ή σταθερές τιμές για συγκεκριμένα χαρακτηριστικά επιφάνειας όπως, εδαφική υγρασία, επιφανειακή θερμοκρασία θάλασσας, είδος βλάστησης

Επειδή οι οριακές συνθήκες προέρχονται συνήθως από μοντέλα χαμηλής ανάλυσης, στα οποία υπεισέρχονται σημαντικά σφάλματα, θα πρέπει η περιοχή ενδιαφέροντος να είναι αρκετά μακριά από τα οριά της περιοχής ολοκλήρωσης. Η αναλογία της έκτασης της περιοχής ενδιαφέροντος σε σχέση με τη συνολική περιοχή ολοκλήρωσης θα πρέπει να είναι περίπου 1:4.

Οι πλευρικές οριακές συνθήκες συνήθως προέρχονται από προηγούμενους κύκλους προγνωστικών μοντέλων με ευρύτερες περιοχές ολοκλήρωσης. Για παράδειγμα, η πρόγνωση 6-54 ωρών από ένα μοντέλο παγκόσμιας κάλυψης με αρχικοποίηση στις 06 UTC μπορεί να τροφοδοτήσει με πλευρικές οριακές συνθήκες ένα μοντέλο περιορισμένης περιοχής για πρόγνωση 48 ωρών εκκινώντας στις 12 UTC.



Σχήμα 6.15 Πεδίο ολοκλήρωσης και παροχή οριακών συνθηκών σε μοντέλο περιορισμένης περιοχής (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Οι κατακόρυφες συνθήκες των μοντέλων περιλαμβάνουν τις άνω και κάτω οριακές συνθήκες. Τα περισσότερα σύγχρονα μοντέλα εφαρμόζουν ως άνω οριακή συνθήκη τη σταθερή οροφή (καπάκι), που αποκόπτει οποιαδήποτε ανοδική κίνηση μέσω αυτού του στρώματος. Βαρυτικά κύματα, που δημιουργούνται σε περιοχές με ισχυρή κατακόρυφη σύγκλιση (καταιγίδες) ή σε περιοχές με έντονο ανάγλυφο, μπορεί να ανακλαστούν προς τα πίσω. Το συγκεκριμένο πρόβλημα επιλύεται με την εφαρμογή μεθόδων απορρόφησης (absorbing) ή εξασθένισης (damping) των ανεπιθύμητων κυματισμών κοντά στο άνω όριο του μοντέλου, που συνήθως κυμαίνεται μεταξύ 50 και 1 hPa.

Οι κάτω οριακές συνθήκες περιλαμβάνουν τις ροές ορμής, θερμότητας και υγρασίας από και προς την ατμόσφαιρα. Σφάλματα μπορεί να προκύψουν λόγω ανεπαρκούς περιγραφής της τοπογραφίας, του τύπου εδάφους και είδους βλάστησης, της ανακλαστικότητας του εδάφους (albedo), της επιφανειακής θερμοκρασίας λιμνών και θάλασσας και του διαθέσιμου νερού στην επιφάνεια για εξάτμιση. Τα συγκεκριμένα σφάλματα υπεισέρχονται στα σχήματα παραμετροποίησης και επηρεάζουν άμεσα τις προγνωστικές μετεωρολογικές παραμέτρους κοντά στην επιφάνεια (επιφανειακή θερμοκρασία, υγρασία, άνεμος).

Τα αριθμητικά μοντέλα περιορισμένης περιοχής απαιτούν ιδιαίτερο χειρισμό στην εισαγωγή αρχικών και οριακών συνθηκών για την επίλυση του συστήματος των διαφορικών εξισώσεων. Με την εφαρμογή τους θα πρέπει να αντιμετωπιστεί το πρόβλημα της επαρκούς εκτίμησης των αρχικών οριακών συνθηκών των

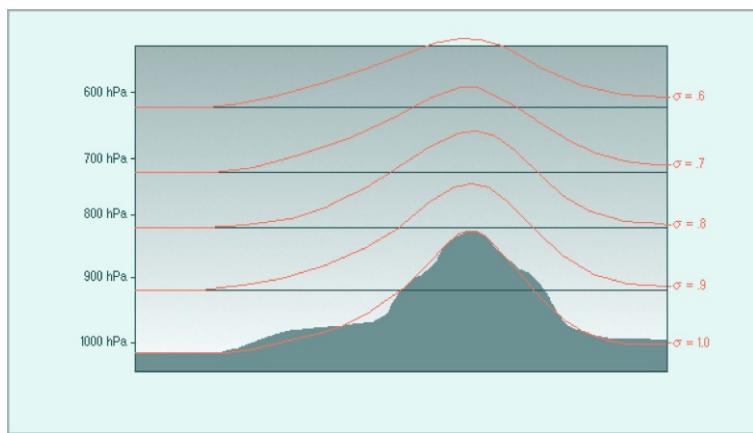
διαφορικών εξισώσεων (initial-value problem). Επιπρόσθετα, σε ένα μοντέλο περιορισμένης περιοχής η επίλυση των διαφορικών του εξισώσεων απαιτεί τη συχνή ενημέρωση των οριακών συνθηκών τους στα σημεία πλέγματος, που τοποθετούνται στην περίμετρο του πεδίου ορισμού ([Παπαδόπουλος, 2001](#)).

6.6. Κατακόρυφες Συντεταγμένες

Η κατακόρυφη δομή ενός μοντέλου είναι ιδιαίτερα σημαντική για την καθ' ύψος ανάλυση των ατμοσφαιρικών φαινομένων. Η κατάλληλη αναπαράσταση της κατακόρυφης δομής της ατμόσφαιρας προϋποθέτει την επιλογή κατάλληλης κατακόρυφης συντεταγμένης με ικανοποιητική κατακόρυφη διακριτοποίηση. Το σύνολο των μοντέλων εφαρμόζουν διακριτές κατακόρυφες δομές για την εκτίμηση των προγνωστικών μεταβλητών στα ατμοσφαιρικά στρώματα μεταξύ των επιφανειών των κατακόρυφων συντεταγμένων.

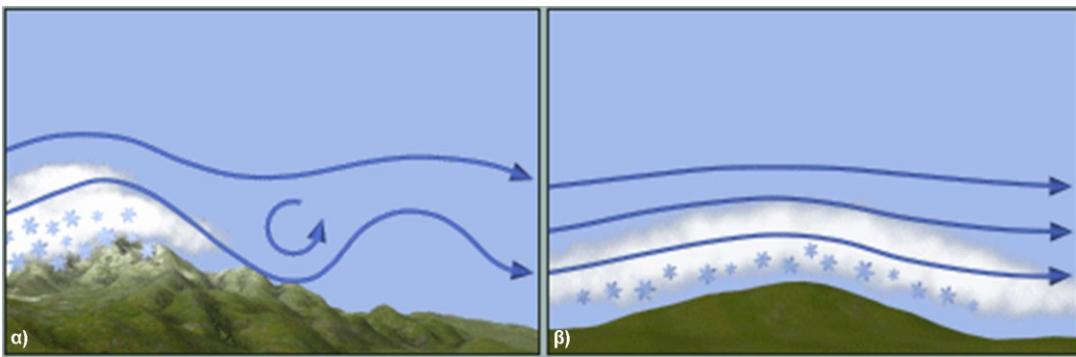
Οι κατακόρυφες συντεταγμένες περιλαμβάνουν τεχνικές για την κατακόρυφη διακριτοποίηση των μοντέλων και θα πρέπει να παρουσιάζουν συνεχή μείωση (ισοβαρικές συντεταγμένες) ή συνεχή αύξηση (ισεντροπικές συντεταγμένες). Θα πρέπει, δηλαδή, να εμφανίζουν μονοτονική συμπεριφορά με το ύψος. Οι κατακόρυφες συντεταγμένες εφαρμόζουν νόμους διατήρησης των βασικών ιδιοτήτων της ατμόσφαιρας και χειρίζονται κατάλληλα δυναμικές διεργασίες όπως, η αδιαβατική και διαβατική κίνηση καθώς και η ροή πάνω από ορεινούς όγκους. Επίσης, λαμβάνουν υπόψη τη δύναμη βαροβαθμίδας σε περιοχές με ήπιο ή κεκλιμένο ανάγλυφο.

Το σύστημα των προγνωστικών εξισώσεων στα αριθμητικά μοντέλα λαμβάνει την απλούστερη μορφή του σε ισοβαρικές κατακόρυφες συντεταγμένες. Ωστόσο, οι ισοβαρικές συντεταγμένες, όπως και οι ισούψεις συντεταγμένες, εμφανίζουν πρόβλημα επίλυσης των εξισώσεων καθώς τέμινον τους ορεινούς όγκους και μπορεί να μην ορίζονται σε μεγάλα τμήματα του πεδίου ολοκλήρωσης. Για το σκοπό αυτό αναπτύχθηκε η συντεταγμένη που ακολουθεί την τοπογραφία και καλείται σίγμα συντεταγμένη ([Phillips, 1957](#)). Στην απλούστερη μορφή της ορίζεται ως $\sigma = p/p_s$ όπου p η πίεση σε ένα κατακόρυφο επίπεδο του μοντέλου και p_s η πίεση στην επιφάνεια (όχι η πίεση ανηγμένη στη μέση στάθμη θάλασσας). Η κοντινότερη στο έδαφος επιφάνεια έχει $\sigma=1$ και ακολουθεί την τοπογραφία ([Σχήμα 6.16](#)). Οι υπόλοιπες σίγμα επιφάνειες μεταβαίνουν σταδιακά από σχεδόν παράλληλες προς την τοπογραφία ($\sigma=1$) προς σχεδόν οριζόντιες σε σχέση με τις ισοβαρικές επιφάνειες στην κορυφή του μοντέλου ($\sigma=0$). Η κορυφή του μοντέλου τοποθετείται αρκετά υψηλότερα από την τροπόπαυση, δηλαδή μεταξύ 50 hPa και 1 hPa.



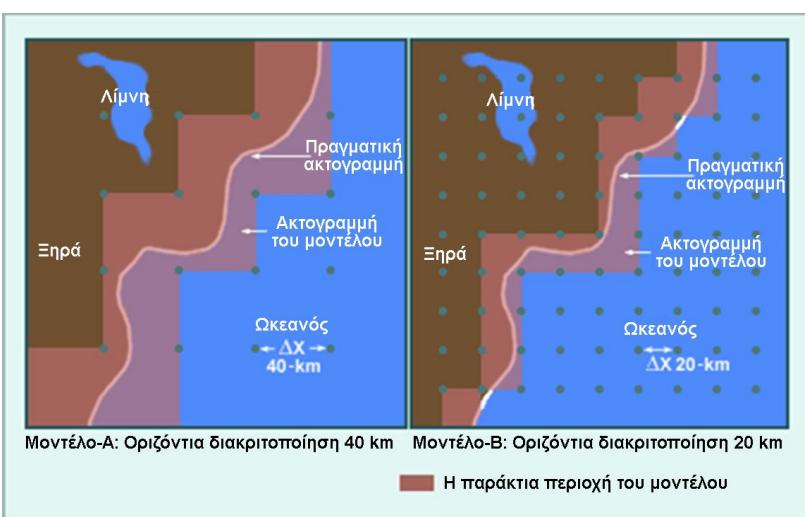
Σχήμα 6.16 Η κατακόρυφη συντεταγμένη τύπου σίγμα (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Τα μοντέλα εμφανίζουν δυσκολίες στην αναπαράσταση των τοπογραφικών χαρακτηριστικών και συνεπώς των ατμοσφαιρικών διαταραχών που προέρχονται από την αλληλεπίδραση της ατμόσφαιρας με την επιφάνεια της Γης. Τοπικές κυκλοφορίες, που αναπτύσσονται σε περιοχές με έντονο ανάγλυφο, δεν μπορούν να αναλυθούν από το μοντέλο λόγω εξομάλυνσης της τοπογραφίας στο πεδίο ολοκλήρωσης ([Σχήμα 6.17](#)).



Σχήμα 6.17 α) Η πραγματική τοπογραφία με καταβατικές ροές, ορογραφικά νέφη και νετό που προέρχονται από την αλληλεπίδραση ατμόσφαιρας-εδάφους, β) Η τοπογραφία του πεδίου ολοκλήρωσης του μοντέλου εξομαλύνει τη ροή και αδυνατεί να αναπαραστήσει τις φυσικές διεργασίες πάνω από έντονο ανάγλυφο (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Τα μοντέλα παρουσιάζουν δυσκολίες στην ακριβή αναπαράσταση της κατανομής ξηράς-θάλασσας, δηλαδή, σε παράκτιες περιοχές είναι δυνατόν να αντιλαμβάνονται ως ξηρά ένα σημείο που στην πραγματικότητα είναι θάλασσα και αντίστροφα. Αυτό συνήθως οφείλεται στην ανεπάρκεια της οριζόντιας διακριτοποίησης του πεδίου ολοκλήρωσης. Επειδή οι ιδιότητες μεταξύ ξηράς και θάλασσας διαφέρουν σημαντικά, μία λανθασμένη αναπαράστασή τους μπορεί να επιφέρει σημαντική τροποποίηση των τοπικών κυκλοφοριών (π.χ. θαλάσσιας αύρας), ενώ συνήθως επιδρούν σε κυκλοφορίες μέσης κλίμακας ή μικρότερες. Στο [Σχήμα 6.18](#) οι ακτογραμμές απεικονίζονται καλύτερα σε οριζόντιο πλέγμα 20 km, ενώ η λίμνη δεν αποτυπώνεται στο πλέγμα 40 km.



Σχήμα 6.18 α) Αναπαράσταση της ακτογραμμής και της λίμνης από δύο μοντέλα με διακριτοποίηση 40 km (αριστερά) και 20 km (δεξιά) (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

6.7. Σχεδιασμός μίας Προσομοίωσης

Με τα αριθμητικά προγνωστικά μοντέλα περιορισμένης περιοχής δίνεται η δυνατότητα για τη μελέτη φαινομένων διαφόρων χωροχρονικών κλιμάκων. Μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως εργαλεία για την

πρόγνωση καιρού, αλλά και για τον σχεδιασμό μελετών προκειμένου να διερευνηθεί η επίδραση διαφόρων παραγόντων στην ανάπτυξη και εξέλιξη ενός φαινομένου, όπως για παράδειγμα η επίδραση της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας στην ένταση μιας καταιγίδας.

Προκειμένου να είναι δυνατή η εκμετάλλευση των δυνατοτήτων ενός αριθμητικού μοντέλου θα πρέπει να ακολουθηθούν ορισμένα βασικά βήματα, όπως:

- Ο προσδιορισμός του προβλήματος. Πρέπει να διασαφηνιστεί το τι ακριβώς επιδιώκεται να μελετηθεί με την εφαρμογή του μοντέλου. Είναι ουσιώδες να γνωρίζουμε τα φαινόμενα που μπορούν να παίζουν σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση μιας συγκεκριμένης ατμοσφαιρικής κατάστασης
- Ο καθορισμός της χωρικής και χρονικής κλίμακας του προβλήματος, με τη βοήθεια του πίνακα στο [Σχήμα 3.1](#). Αφού έχει προσδιοριστεί η ατμοσφαιρική κατάσταση που επιδιώκεται να περιγράψει το μοντέλο, είναι κρίσιμο να είναι γνωστή η χωροχρονική κλίμακα των εμπλεκόμενων φαινομένων προκειμένου να είναι εφικτή η ακριβέστερη δυνατή περιγραφή τους
- Ο καθορισμός της διάστασης του πεδίου ορισμού του μοντέλου. Η εφαρμογή ενός αριθμητικού μοντέλου περιορισμένης περιοχής προϋποθέτει ότι η περιοχή ορισμού του μοντέλου θα έχει κάποια όρια. Τα όρια αυτά θα πρέπει να τοποθετηθούν αρκετά μακριά από την περιοχή ενδιαφέροντος. Με τον τρόπο αυτό επιδιώκεται να εξασφαλιστεί ότι η περιγραφόμενη ατμοσφαιρική ροή, λόγω ελλιπούς ή ακόμα και εσφαλμένης ενημέρωσης στα όρια, δεν θα προλάβει να προσεγγίσει και να διαμορφώσει λανθασμένα την ατμοσφαιρική κατάσταση στην περιοχή ενδιαφέροντος μέσα στον χρόνο ολοκλήρωσης του μοντέλου. Ιδιαίτερη προσοχή πρέπει να δοθεί, επίσης, ώστε στα πλευρικά όρια της περιοχής ορισμού να μην υπάρχουν ή να υπάρχουν όσο το δυνατόν λιγότεροι ορεινοί όγκοι με απότομη κλίση. Έτσι, επιτρέπεται οι ροές να μεταφέρονται ομαλά μέσα και έξω από την περιοχή ορισμού χωρίς να εμποδίζονται τεχνητά από τους ορεινούς όγκους
- Η επιλογή των φυσικών, δυναμικών (και χημικών) διεργασιών που θα προσομοιωθούν. Ανάλογα με τη φυσική του εκάστοτε προβλήματος εφαρμόζονται νόμοι της φυσικής που επιλύνονται αριθμητικά, υιοθετώντας παραδοχές και απλοποίησεις
- Η επιλογή της υπολογιστικής μηχανής στην οποία θα κωδικοποιηθούν και θα υπολογιστούν οι αλγόριθμοι του μοντέλου. Όπως έχει αναφερθεί, η εφαρμογή των αριθμητικών μοντέλων είναι συνυφασμένη με την εξέλιξη της τεχνολογίας των υπολογιστών. Η υπολογιστική ισχύς, η ακρίβεια, που σχετίζεται με το σφάλμα αποκοπής κατά τους υπολογισμούς, καθώς και οι δυνατότητες που προσφέρονται από τις εταιρείες λογισμικού είναι αναγκαία εργαλεία που πρέπει να λαμβάνονται υπόψη κατά το σχεδιασμό εφαρμογής ενός αριθμητικού μοντέλου
- Ο καθορισμός της χωρικής διακριτοποίησης και του χρονικού βήματος που θα ολοκληρωθεί το μοντέλο. Τα κριτήρια που θα οδηγήσουν στον καθορισμό τους είναι ένας συνδυασμός της αναγκαιότητας μιας αναλυτικής περιγραφής της ατμοσφαιρικής κατάστασης, της διαθέσιμης υπολογιστικής ισχύος και του χρόνου που ζητείται να είναι έτοιμα προς χρήση τα αποτελέσματα της ολοκλήρωσης του μοντέλου
- Ο καθορισμός των αρχικών και πλευρικών οριακών συνθηκών. Η καλή λειτουργία ενός αριθμητικού μοντέλου εξαρτάται άμεσα από την καλή ποιότητα των δεδομένων που θα χρησιμοποιηθούν. Για τον υπολογισμό των αρχικών οριακών συνθηκών, καθώς και για την ενημέρωση των πλευρικών του ορίων, απαιτείται η όσο το δυνατόν καλύτερη πληροφόρηση της εκάστοτε αρχικής δυναμικής κατάστασης, καθώς και της εξέλιξης του συστήματος ατμόσφαιρα-έδαφος-θάλασσα
- Η εξασφάλιση ικανοποιητικού πλήθους μετρήσεων που θα χρησιμοποιηθούν για την αξιολόγηση της προγνωστικής του ικανότητας
- Η ανάπτυξη του λογισμικού που θα εφαρμοστεί για τη διευθέτηση του τρόπου διάθεσης, καθώς και της επεξεργασίας και οπτικοποίησης των αποτελεσμάτων του
- Τέλος, η βελτίωση των αλγορίθμων του μοντέλου προκειμένου τα αποτελέσματα του να προσεγγίζουν όσο το δυνατό καλύτερα τις πραγματικές ατμοσφαιρικές συνθήκες.

6.8. Χαρακτηριστικά Αριθμητικών Μοντέλων Γενικής Κυκλοφορίας

Από το 1950 και τα πρώτα βαροτροπικά μοντέλα που χρησιμοποιήθηκαν στην αριθμητική πρόγνωση καιρού έχει επέλθει σημαντική βελτίωση, λόγω αφενός της βελτίωσης των αριθμητικών μεθόδων επίλυσης και αφετέρου της υψηλότερης χρονικής και χωρικής διακριτότητας, που επέφερε η διαρκής ανάπτυξη των υπολογιστικών συστημάτων. Έως το 1972 το σύνολο των αριθμητικών μοντέλων βασίζονταν σε αριθμητικές μεθόδους πεπερασμένων διαφορών και οι ερευνητικές προσπάθειες είχαν εστιαστεί προς εκείνη την κατεύθυνση. Περιπτώσεις διαφοροποιημένων τεχνικών θεωρούνταν περισσότερο ως μαθηματικές αναπλάσεις των ήδη υφιστάμενων σχημάτων, παρά δυναμικά εναλλακτικές προτάσεις. Στη δεκαετία του 1970 εμφανίστηκε ενδιαφέρον και ταχεία ανάπτυξη των φασματικών μεθόδων, οι οποίες αποτελούσαν πεδίο εφαρμογής στη θεωρητική και εφαρμοσμένη φυσική. Έως τη συγκεκριμένη περίοδο οι φασματικές μέθοδοι στην αριθμητική πρόγνωση καιρού παρουσίαζαν αρκετά μειονεκτήματα κατά την εφαρμογή τους, με πιο σημαντικά την απαιτούμενη για την εποχή υπολογιστική ισχύ και τον χώρο αποθήκευσης δεδομένων. Οι απαιτήσεις της μεθόδου για την επίλυση μη γραμμικών διαφορικών εξισώσεων δευτέρου ή μεγαλύτερου βαθμού καθιστούσαν τη χρήση της ουσιαστικά απαγορευτική. Το πρόβλημα του σημαντικού χώρου αποθήκευσης αντιμετωπίστηκε με την ανάλυση των συναρτήσεων διαστολής (expansion function) σε απλούστερους συντελεστές.

Η προσαρμογή μεθόδων μετασχηματισμού σε αριθμητικά φασματικά μοντέλα αποτέλεσε την έναρξη της ανάπτυξης για τη συγκεκριμένη τεχνική ([Eliasen et al., 1970](#); [Orszag, 1970](#)). Βασικό ύφονα αποτέλεσε η ιδέα υπολογισμού των εξαρτημένων μεταβλητών στα κομβικά σημεία του θεωρούμενου πλέγματος, όπου οι μη γραμμικοί όροι μπορούν να εκτιμηθούν παρόμοια, όπως σε αντίστοιχα αριθμητικά μοντέλα πλέγματος. Η μέθοδος μείωσε τις απαιτήσεις για αποθηκευτικό χώρο και υπολογιστική ισχύ και βοήθησε στην εφαρμογή φασματικών μοντέλων με σημαντικά υψηλότερες αναλύσεις, αντίστοιχες των μοντέλων πλέγματος. Περαιτέρω ανάπτυξη σχετίστηκε με μελέτες γενικής κυκλοφορίας για την προσομοίωση φαινομένων χαμηλών συχνοτήτων. Στις συγκεκριμένες περιπτώσεις εφαρμόζονται φασματικά μοντέλα, καθώς η τεχνική των μετασχηματισμών έχει αποδειχθεί ιδιαίτερα αποτελεσματική κυρίως για πλανητικές ή ημισφαιρικές προσομοιώσεις ευρύτερων χρονικών περιόδων.

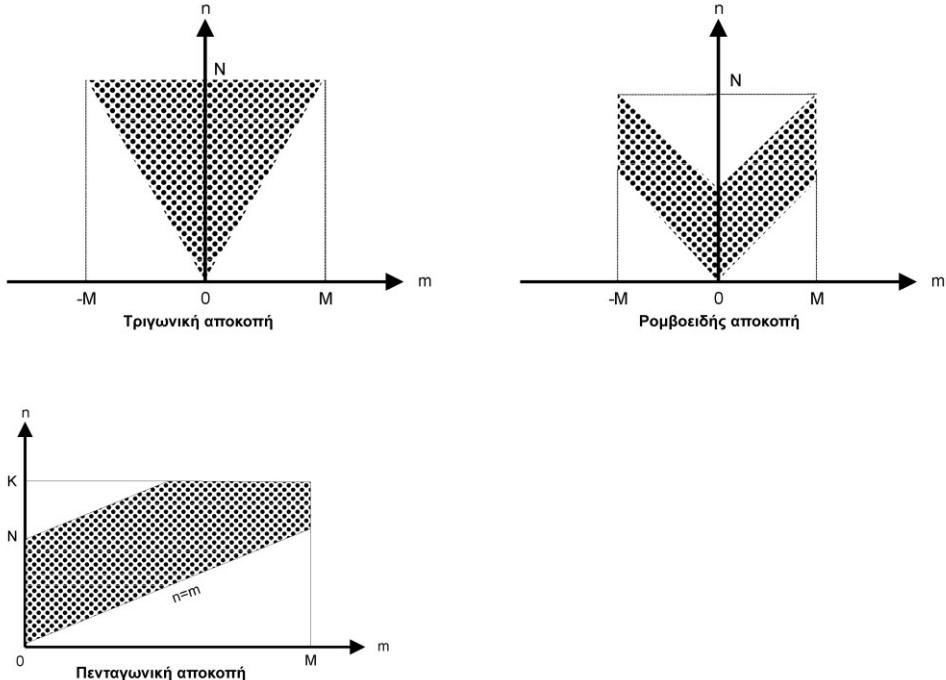
Το σύνολο των σύγχρονων μοντέλων γενικής κυκλοφορίας χρησιμοποιούν την ψευδοφασματική μέθοδο (pseudospectral method) ([Orszag, 1972](#)). Η συγκεκριμένη τεχνική βασίζεται στην ανάπτυξη των εξαρτημένων μεταβλητών ενός μετεωρολογικού προβλήματος σε μία σειρά σφαιρικών και ορθογώνιων συναρτήσεων (συναρτήσεις βάσης), απαιτώντας οι αντίστοιχες μερικές διαφορικές εξισώσεις να ικανοποιούνται στο σύνολο των σημείων του καθορισμένου πλέγματος. Η επιλογή των συναρτήσεων βάσης εξαρτάται κυρίως από τη γεωμετρία του πλέγματος. Οι συναρτήσεις Fourier και Chebyshev διακρίνονται για την αποτελεσματικότητα τους σε εφαρμογές μετασχηματισμών Fourier (Fast Fourier Transformation-FFT) και εμφανίζουν ιδιαίτερη εξάπλωση ανάμεσα στα μοντέλα γενικής κυκλοφορίας. Σε περιπτώσεις υπολογισμού μετεωρολογικών εξαρτημένων μεταβλητών, εφαρμόζεται FFT για την αναλυτική εκτίμηση των μεταβλητών στο φασματικό χώρο και στη συνέχεια τα υπολογιζόμενα πεδία, με ανάστροφο FFT (FFT-1), επανέρχονται στο χώρο σημείων του πλέγματος ([Christidis, 1986](#)).

Η οριζόντια αναπαράσταση εξαρτημένης μεταβλητής ψ συντίθεται από σύνολο σφαιρικών αρμονικών συναρτήσεων:

$$\psi(\lambda, \mu) = \sum_{m=-M}^M \sum_{n=|m|}^{N(m)} \psi_n^m P_n^m(\mu) e^{im\lambda} \quad (6.10)$$

όπου λ το γεωγραφικό μήκος, $\mu = \sin\phi$ (φ το γεωγραφικό πλάτος), M ο μέγιστος κυματαριθμός Fourier κατά τη διεύθυνση ανατολή-δύση, και $N(m)$ ο μέγιστος βαθμός των αντίστοιχων πολυωνύμων Legendre για μεσημβρινό κυματαριθμό m . Κοινές μέθοδοι αποκοπής εμφανίζονται η τριγωνική, η ρομβοειδής και η τραπεζοειδής. Σύγχρονα φασματικά μοντέλα εφαρμόζουν πενταγωνική αποκοπή, η οποία καθορίζεται από τις παραμέτρους M η οποία έχει ήδη καθοριστεί ανωτέρω, K η οποία αντιστοιχεί στο μέγιστο βαθμό των πολυωνύμων Legendre, και N η οποία αντιστοιχεί στο μέγιστο βαθμό των πολυωνύμων Legendre για $m=0$ ([Σχήμα 6.19](#)). Οι υπόλοιπες τεχνικές αποκοπής αποτελούν υποσύνολα της πενταγωνικής μεθόδου:

- Τριγωνική: $M=N=K$
- Ρομβοειδής: $K=N+M$
- Τραπεζοειδής: $N=K>M$



Σχήμα 6.19 Σχηματική παράσταση των βασικότερων σχημάτων αποκοπής στο φασματικό επίπεδο (m, n) (σύνθεση από [Jarraud and Girard, 1983](#)).

Ο όρος $N(m)$ παριστάνει αυθαίρετο όριο του διδιάστατου κυματαριθμού n και στην περίπτωση πενταγωνικής αποκοπής αναλύεται σε:

$$N(m) = \min(N + |m|, K) \quad (6.11)$$

Τα αντίστοιχα πολυώνυμα Legendre κανονικοποιούνται με βάση τη σχέση:

$$\int_{-1}^1 [P_n^m(\mu)]^2 d\mu = 1 \quad (6.12)$$

Οι συντελεστές της σχέσης (6.10) καθορίζονται ως:

$$\psi_n^m = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \psi(\lambda, \mu) e^{-im\lambda} d\lambda P_n^m(\mu) d\mu \quad (6.13)$$

Το εσωτερικό ολοκλήρωμα της σχέσης (6.13) αντιστοιχεί σε μετασχηματισμό Fourier:

$$\psi^m(\mu) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \psi(\lambda, \mu) e^{-im\lambda} d\lambda \quad (6.14)$$

ενώ το εξωτερικό ολοκλήρωμα υπολογίζεται με ολοκλήρωση κατά Gauss:

$$\psi_n^m = \sum_{j=1}^J \psi^m(\mu_j) P_n^m(\mu_j) w_j \quad (6.15)$$

όπου μ_j τα μεσημβρινά σημεία πλέγματος Gauss, w_j οι συντελεστές βάρους κατά Gauss του σημείου μ_j και J το πλήθος των σημείων ανάμεσα στους δύο πόλους. Τα σημεία πλέγματος Gauss (μ_j) εκτιμώνται από τις ρίζες του αντίστοιχου πολυωνύμου Legendre $P_J(\mu)$ και οι αντίστοιχοι συντελεστές βάρους από τη σχέση:

$$w_j = \frac{2(1 - \mu_j^2)}{[J \cdot P_{J-1}(\mu_j)]^2} \quad (6.16)$$

όπου θα πρέπει:

$$\sum_{j=1}^J w_j = 2.0 \quad (6.17)$$

Το πλέγμα Gauss που εφαρμόζεται για το μετασχηματισμό βορρά-νότου χρησιμοποιείται αποκλειστικά στους υπολογισμούς των μη γραμμικών όρων. Στη συγκεκριμένη περίπτωση, το πλήθος των σημείων Gauss κατά τη διεύθυνση βορρά-νότου πρέπει να ικανοποιεί τις συνθήκες:

$$J \geq (2N + K + M + 1) / 2 \text{ με } M \leq 2(K - N) \quad (6.18)$$

$$J \geq (3K + 1) / 2 \text{ με } M \geq 2(K - N) \quad (6.19)$$

Σε περιπτώσεις κοινών μεθόδων αποκοπής, οι σχέσεις (6.18) και (6.19) αποκτούν τις αντίστοιχες μορφές:

$$J \geq (3K + 1) / 2 \quad (6.20)$$

σε τριγωνικές και τραπεζοειδείς

$$J \geq (3N + 2M + 1)/2 \quad (6.21)$$

σε ρομβοειδείς

Αντίστοιχα, το πλήθος των σημείων P κατά τη διεύθυνση ανατολή-δύση ικανοποιεί τη σχέση:

$$P \geq 3M + 1 \quad (6.22)$$

Οι πραγματικές τιμές των J και P συνήθως δεν τοποθετούνται στο κάτω όριο των αντίστοιχων σχέσεων για λόγους αποδοτικότητας των μεθόδων μετασχηματισμού. Οι τιμές των ζωνικών αρμονικών M παρουσιάζουν τυπικό εύρος από 30 έως 213 και καθορίζουν τη χωρική ανάλυση των μοντέλων γενικής κυκλοφορίας με βάση τη σχέση (6.22) (Krishnamurti, 1995).

Η ολοκλήρωση κατά Gauss, ως άθροισμα ανάμεσα στα δύο πολικά σημεία, εφαρμόζεται με τις συμμετρικές και αντισυμμετρικές συνιστώσες των μεταβλητών συσσωρεύοντας αποκλειστικά τα αθροίσματα από τον Ισημερινό προς τους πόλους. Τα μοντέλα γενικής κυκλοφορίας απαιτούν άρτιο αριθμό σημείων στη διεύθυνση Βορρά-Νότου για την εφαρμογή των συνθηκών συμμετρίας. Εστω το σύνολο των σημείων κατά τη διεύθυνση Βορρά-Νότου τα οποία κυμαίνονται από -I, στο νότιο πολικό σημείο έως +I, στο αντίστοιχο βόρειο, χωρίς να περιλαμβάνεται το 0, καθώς δεν υφίστανται ισημερινά σημεία σε τύπο πλέγματος Gauss. Έστω, επίσης, I=J/2 και i=j-J/2 για j>=J/2+1 και i=j-J/2-1 για j<=J/2. Τότε το άθροισμα της σχέσης (6.15) λαμβάνει τη μορφή:

$$\Psi_n^m = \sum_{\substack{i=-I \\ i \neq 0}}^I \psi^m(\mu_i) P_n^m(\mu_i) w_i \quad (6.23)$$

Οι συμμετρικές (άρτιες) και αντισυμμετρικές (περιττές) συνιστώσες της ψ^m καθορίζονται ως:

$$\begin{aligned} (\Psi_E)_i^m &= \frac{1}{2} (\Psi_i^m + \Psi_{-i}^m), \\ (\Psi_0)_i^m &= \frac{1}{2} (\Psi_i^m - \Psi_{-i}^m) \end{aligned} \quad (6.24)$$

Οι συντελεστές βάρους w_i , εμφανίζουν συμμετρία στον Ισημερινό και η σχέση (6.23) μπορεί να αναπροσαρμοστεί ανάλογα με την άρτια ή περιττή φύση των σφαιρικών αρμονικών:

$$\Psi_m^n = \begin{cases} \sum_{i=1}^I (\Psi_E)_i^m(\mu_i) P_n^m(\mu_i) 2w_i, & n-m \text{ άρτιος} \\ \sum_{i=1}^I (\Psi_0)_i^m(\mu_i) P_n^m(\mu_i) 2w_i, & n-m \text{ περιττός} \end{cases} \quad (6.25)$$

Η χρήση της μεθόδου φασματικού μετασχηματισμού ([Machenhauer, 1979](#)) εφαρμόζεται σε όλους τους μη γραμμικούς όρους, ενώ τα μοντέλα γενικής κυκλοφορίας θεωρείται ότι εκκινούν από τιμές σε σημεία πλέγματος κατά τη χρονική στιγμή t (σύμφωνα με τη φασματική αναπαράσταση) και παράγουν πρόγνωση στα σημεία πλέγματος τη χρονική στιγμή $t+Δt$ (και πάλι σύμφωνα με τη φασματική ανάλυση). Η προγνωστική διαδικασία περιλαμβάνει υπολογισμό των μη γραμμικών όρων (εξαρτημένων μεταβλητών), οι οποίες αποτελούνται από φυσικές παραμετροποιήσεις στα σημεία πλέγματος. Τα στάδια της ακολουθούμενης μεθοδολογίας αποτελούνται από:

- μετασχηματισμό Fourier-Legendre των μη γραμμικών όρων από τον χώρο σημείων πλέγματος στον φασματικό χώρο
- υπολογισμό των φασματικών συντελεστών για τις προγνωστικές μεταβλητές κατά τη χρονική στιγμή $t+Δt$ (με την καθορισμένη φασματική αποκοπή στην ανάλυση του μοντέλου), και
- αντίστροφο μετασχηματισμό από τον φασματικό χώρο στον χώρο σημείων του πλέγματος

6.9. Αφομοίωση Μετεωρολογικών Δεδομένων

Όπως ήδη αναφέρθηκε στα αριθμητικά συστήματα πρόγνωσης καιρού χρησιμοποιούνται αρχικές συνθήκες για την περιγραφή της τρέχουσας κατάστασης της ατμόσφαιρας και κατάλληλες επιφανειακές και πλευρικές συνθήκες για την παραγωγή της πρόγνωσης. Η ακρίβεια της πρόγνωσης έχει άμεση σχέση με τις αρχικές συνθήκες που εισάγονται. Ως εκ τούτου μία ακριβέστερη εκτίμηση της αρχικής κατάστασης μπορεί να οδηγήσει σε περαιτέρω βελτιώσεις των προγνωστικών συστημάτων. Βελτιωμένες προγνώσεις παράγονται μέσα από μία διαδικασία που είναι γνωστή ως αφομοίωση δεδομένων (data assimilation). Η αφομοίωση δεδομένων περιλαμβάνει ένα στατιστικό συνδυασμό παρατηρήσεων και βραχυπρόθεσμων προγνώσεων. Συνεπώς, ο σκοπός της διαδικασίας αυτής είναι να συνδυάσει την προηγούμενη (αριθμητική) γνώση της κατάστασης της ατμόσφαιρας με τις τελευταίες πληροφορίες παρατήρησης ([Kalnay, 2003](#)). Το μετεωρολογικό μοντέλο που θα χρησιμοποιηθεί θα πρέπει να έχει υψηλή ανάλυση, ώστε να παραστήσει τα δεδομένα παρατήρησης. Η έναρξη της διαδικασίας αφομοίωσης δεδομένων απαιτεί υψηλής ποιότητας δεδομένα παρατήρησης, όπως παρατηρήσεις στην επιφάνεια, εκτιμήσεις ακτινοβολίας από δορυφόρους, δεδομένα ραδιοβολίσεων, πλοίων, αεροσκαφών, θαλάσσιων σημαντήρων, και άλλων μετρητικών πλατφόρμων. Τα δεδομένα που περιέχουν σφάλματα οργάνων απορρίπτονται, οι συστηματικές αποκλίσεις απομαρύνονται και κάθε παρατήρηση συγκρίνεται με τις γειτονικές της. Το υπόβαθρο (ή αλλιώς πρώτη υπόθεση) χρησιμοποιείται ως εργαλείο διόρθωσης. Επιπρόσθετα για κάθε σημείο παρατήρησης δίνεται μία τιμή από το μοντέλο, ύστερα από παρεμβολή, και υπολογίζεται η διαφορά μεταξύ αυτών. Τα σφάλματα των δεδομένων παρατήρησης, του μοντέλου και της ανάλυσης μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τη βελτίωση της διαδικασίας.

Η πρώτη αντικειμενική ανάλυση δόθηκε από τον [Panofsky \(1949\)](#) ο οποίος χρησιμοποίησε μια δυσδιάστατη, τρίτου βαθμού, πολυωνυμική εξίσωση. Αρχικά το πεδίο του υπόβαθρου βασιζόταν στην κλιματολογία ή σε βραχυπρόθεσμες προγνώσεις («analysis cycle»). Το analysis cycle είναι ένα σύστημα αφομοίωσης που εξακολουθεί να χρησιμοποιείται στα περισσότερα παγκόσμια λειτουργικά συστήματα με έναν εξάωρο ή τρίωρο κύκλο. Η αφομοίωση δεδομένων συχνά αναφέρεται ως τετραδιάστατη παραμετρική αφομοίωση δεδομένων, στην οποία χρησιμοποιούνται βραχυπρόθεσμες προγνώσεις.

Στη διαδικασία αφομοίωσης δεδομένων, οι τεχνικές ανάλυσης μπορούν να κατηγοριοποιηθούν σε αντικειμενικές, στατιστικές, παραμετρικές και προηγμένες μεθόδους. Η μέθοδος ανάλυσης των ελαχίστων μέσων τετραγώνων εφαρμόζεται συχνά με την υπόθεση ότι δεν υπάρχουν συστηματικές αποκλίσεις ή συσχετίσεις μεταξύ των σφαλμάτων του υπόβαθρου και των παρατηρήσεων, παρόλο που η ασυνέχεια που παρουσιάζεται στα πεδία του χώρου και του χρόνου είναι ένα βασικό πρόβλημα.

Τα συστήματα αντικειμενικής ανάλυσης διακρίνονται στη μέθοδο των διαδοχικών διορθώσεων ([Cressman, 1959](#)) και στη μέθοδο της ώθησης (nudging). Η μέθοδος των διαδοχικών διορθώσεων είναι μία επαναληπτική διαδικασία για τον υπολογισμό της τιμής μιας μεταβλητής σε ένα κανονικό πλέγμα, με τη χρήση τις τιμής του πεδίου του υπόβαθρου ως αρχική τιμή. Στην μέθοδο της ώθησης το αριθμητικό μοντέλο εξαναγκάζεται να συγκλίνει προς τις τιμές των παρατηρήσεων με την προσθήκη ενός επιπλέον όρου, του «elastic relaxation».

Σύμφωνα με την τεχνική της βέλτιστης παρεμβολής η κατάσταση της ατμόσφαιρας εκτιμάται, όσο το δυνατόν καλύτερα, εφαρμόζοντας την ανάλυση είτε από πλεγματικό σημείο σε πλεγματικό σημείο είτε σε περιορισμένο χώρο. Αυτό όμως μπορεί να οδηγήσει σε μη φυσικές λύσεις, όπου η διάδοση των πληροφοριών παρατήρησης αποκόπτεται τεχνητά, με αποτέλεσμα να εμφανίζονται ασυνέπειες μεταξύ των γειτονικών χωρίων. Επιπλέον η βέλτιστη παρεμβολή (Optimal Interpolation-OI) περιορίζει τους τύπους παρατηρήσεων που μπορούν να αφομοιωθούν, αφού οι εξισώσεις απαιτούν μία γραμμική σχέση μεταξύ των μεταβλητών του μοντέλου και των παρατηρήσεων. Παράλληλα, μία τρισδιάστατη παραμετρική τεχνική αφομοίωσης (3D-Var) χρησιμοποιείται για να προσδιορίσει μία εκτίμηση της κατάστασης που προσαρμόζει ταυτόχρονα το πεδίο του υπόβαθρου και τις παρατηρήσεις, δεδομένου του αντίστοιχου βαθμού αβεβαιότητας. Αυτή η τρισδιάστατη παραμετρική τεχνική μπορεί να υιοθετηθεί αντί της βέλτιστης παρεμβολής, καθώς είναι πιο αποτελεσματική και μπορεί να ενημερώσει ολόκληρη την περιοχή ταυτόχρονα. Είναι επίσης ευκολότερο σε αυτήν την τεχνική να ενσωματώθούν παρατηρήσεις από πολλαπλές πηγές δεδομένων, συμπεριλαμβανομένων των έμμεσων και των μη γραμμικών παρατηρήσεων.

Επιπροσθέτως, η τετραδιάστατη παραμετρική αφομοίωση δεδομένων (4D-Var) είναι άλλη μία αποτελεσματική και ισχυρή προσέγγιση στη διαδικασία του Data Assimilation. Περιλαμβάνει την «adjoint τεχνική», η οποία έχει το πλεονέκτημα της αφομοίωσης διαφόρων παρατηρήσεων που κατανέμονται στον χρόνο και στον χώρο στο αριθμητικό μοντέλο, διατηρώντας παράλληλα τη δυναμική και φυσική συνοχή με το μοντέλο.

Οι αλγόριθμοι διαδοχικής αφομοίωσης (Sequential data assimilation algorithms) προχωρούν αναδρομικά μέσα στον χρόνο, εναλλάσσοντας το βήμα διάδοσης και την ενημέρωση των δεδομένων αφομοίωσης. Η ενημέρωση εφαρμόζεται μόνο εάν οι παρατηρήσεις είναι διαθέσιμες. Οι πιο πρόσφατες ενημερώσεις αντικατοπτρίζουν τη συσσωρευμένη πληροφορία από όλες τις παρατηρήσεις μέχρι την παρούσα στιγμή. Τα Ensemble Kalman φίλτρα εκτιμούν τη διακύμανση των σφαλμάτων των παρατηρήσεων και του μοντέλου δυναμικά, καθώς χρησιμοποιούν στατιστικές μεθόδους που εξαρτώνται από τα δεδομένα και υπολογίζονται από ένα σύνολο βραχυπρόθεσμων προγνώσεων ([Houtekamer et al., 1996](#)). Στην περίπτωση μη-γραμμικού μοντέλου μπορεί να υιοθετηθεί ένα κατά προσέγγιση φίλτρο Kalman (Extended Kalman filter), στο οποίο η διάδοση του σφάλματος βασίζεται στη στατιστική γραμμικοποίηση της εξίσωσης του μοντέλου.

Βιβλιογραφία/Αναφορές

- Arakawa, A., and V.R. Lamb (1977). Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods Comput. Phys.*, 17, pp.173-265.
- Christidis, Z. (1986). *Hydrodynamic mesoscale modeling of atmospheric transport and pollutant deposition in the vicinity of a lake*. Phd thesis, University of Michigan.
- Cressman G. P. (1959). An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, 87, 367–374.
- Eliassen, E., B. Machenhauer and E. Rasmussen (1970). *On a numerical method for integration of the hydrodynamical equations with a spectral representation of the horizontal fields*. Rep.No.2, Inst. For Theor. Meteor., University of Copenhagen.
- Houtekamer, P. L., Lefavre, L., Derome, J., Ritchie, H., Mitchell, H. (1996). A system simulation approach to ensemble prediction. *Mon. Wea. Rev.*, 124, pp. 1225-1242.
- Jacobson, M.Z. (1999). *Fundamentals of Atmospheric Modeling*, Cambridge University Press, pp.186-198.
- Jarraud, M., and C. Girard (1983). The spectral technique. Numerical Methods for Weather Prediction, Vol. II, Seminar, ECMWF, 1983, Reading, U.K. Shinfield Park, Reading, Berkshire RG2 9AX, U.K., pp.1-59.
- Janjic, Z. I., and F. Mesinger (1983). Finite-difference methods for the shallow water equations on various horizontal grids. Numerical Methods for Weather Prediction, Vol. 1, Seminar, ECMWF, 1983, Reading, U.K. Shinfield Park, Reading, Berkshire RG2 9AX, U.K., pp.29-101.
- Kalnay, E. (2003). *Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability*. Cambridge University Press, ISBN-13: 978-0-521-79179-3.

- Katsafados, P. (2003). *Factors and parameterizations contributing the medium range forecast skill of limited area models*. PhD Dissertation, Department of Physics, University of Athens, Greece.
- Krishnamurti, T.N. (1995). Numerical weather prediction. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 27, pp.195-224.
- Machenhauer, B. (1979). *The spectral method. Numerical methods used in atmospheric models*. GARP publication series, 17, pp.121-275.
- Mesinger F., and A. Arakawa (1976). *Numerical methods used in atmospheric models*. Global Atmospheric Research Programme (GARP) Publications Series, 17, pp.1-64.
- Orszag, S.A. (1970). Transform method for calculation of vector coupled sums: application to the spectral form of the vorticity equation. *J. Atmos. Sci.*, 27, pp.890-895.
- Orszag, S.A. (1972). Comparison of pseudospectral and spectral approximation. *Stud. Appl. Math.*, 51, pp.253-259.
- Panofsky R. A. (1949). Objective weather-map analysis. *J. Meteor.*, 6, 386–392.
- Philips, N.A. (1957). A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. *J. Meteorol.*, 14, pp.184-185.
- Pielke, R.A. (1984). *Mesoscale Meteorological Modeling*, Academic Press NY, pp.612, ISBN 0-12-554766-8.
- Παπαδόπουλος Α. (2001). *Ένα αριθμητικό μοντέλο περιορισμένης περιοχής με ιδιαίτερες δυνατότητες στον χειρισμό των αρχικών και οριακών συνθηκών*. Διδακτορική διατριβή στη Μετεωρολογία και Φυσική της Ατμόσφαιρας, Τμήμα Φυσικής, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών.

Κριτήρια αξιολόγησης με απαντήσεις

Κριτήριο αξιολόγησης 1 Τι είναι το ατμοσφαιρικό μοντέλο;

Απάντηση/Λύση

Ος ατμοσφαιρικό μοντέλο χαρακτηρίζεται η αριθμητική αναπαράσταση των δυναμικών, φυσικών, ενεργειακών και χημικών διεργασιών της ατμόσφαιρας. Μπορεί να περιλαμβάνει υπομοντέλα εδάφους (προσομοίωση εδαφικής υγρασίας και θερμοκρασίας), φυτοκάλυψης, ωκεάνιας κυκλοφορίας, κατάστασης θάλασσας κτλ. Οι διάφορες φυσικές διεργασίες που συμβαίνουν στην ατμόσφαιρα, είτε αναπαριστώνται σε σημεία πλέγματος (διακριτοποίηση στο χώρο και το χρόνο), είτε, αν δεν μπορούν να αναλυθούν από το μοντέλο λόγω ανεπαρκούς χωρικής ανάλυσης, λαμβάνονται υπόψη μέσω παραμετροποιήσεων.

Κριτήριο αξιολόγησης 2

Να περιγραφεί το σύστημα των εξισώσεων που επιλύει ένα αριθμητικό μοντέλο.

Απάντηση/Λύση

Τα αριθμητικά μοντέλα που χρησιμοποιούνται για την περιγραφή της ατμοσφαιρικής κατάστασης βασίζονται σε ένα σύστημα εξισώσεων που περιγράφουν βασικούς νόμους της φυσικής, όπως:

- την αρχή διατήρησης της μάζας (εξίσωση συνέχειας)
- την αρχή διατήρησης της θερμότητας (πρώτος θερμοδυναμικός νόμος)
- την αρχή διατήρησης της κίνησης (δεύτερος νόμος του Νεύτων)
- την αρχή διατήρησης της ποσότητας νερού
- την αρχή διατήρησης της συγκέντρωσης των ατμοσφαιρικών συστατικών

Οι συγκεκριμένοι νόμοι διακρίνονται σε δύο κατηγορίες. Η πρώτη περιλαμβάνει τους βασικούς νόμους θερμοδυναμικής και υδροδυναμικής, που ισχύουν σε όλα τα συστήματα ρευστών, όπως εκφράσεις της διατήρησης της μάζας, του δεύτερου νόμου του Newton (η ορμή ενός σώματος μπορεί να μεταβληθεί μόνο με

την επίδραση εξωτερικής δύναμης) και του πρώτου νόμου της θερμοδυναμικής (η εσωτερική ενέργεια ενός συστήματος μπορεί να μεταβληθεί μόνο με την παροχή έργου στο σύστημα ή προσθέτοντας ή αφαιρώντας θερμότητα).

Η δεύτερη κατηγορία περιλαμβάνει φυσικούς νόμους που περιγράφουν τις ατμοσφαιρικές διεργασίες. Μέρος αυτών αφορούν στην απορρόφηση και στην ανάκλαση της μικρού και μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας, στην εξάτμιση και στη συμπύκνωση του νερού και στην τυρβώδη μεταφορά ορμής και θερμότητας ([Jacobson, 1999](#)). Το σύνολο των ατμοσφαιρικών διεργασιών παριστάνεται από συστήματα διαφορικών εξισώσεων, που περιέχουν μη γραμμικούς όρους εξαρτημένων μεταβλητών με τη μορφή μερικών παραγώγων ως προς τον χώρο και τον χρόνο ([Pielke, 1984](#)).

Κριτήριο αξιολόγησης 3

Να δοθούν οι διαφορές μεταξύ υδροστατικής και μη υδροστατικής προσέγγισης.

Απάντηση/Λύση

Κατά την υδροστατική προσέγγιση το μέγεθος της κατακόρυφης επιτάχυνσης είναι μικρότερο σε σχέση με αυτό της δύναμης της κατακόρυφης βαροβαθμίδας, όχι όμως και μηδενικό. Η παραδοχή αυτή θεωρείται εφικτή σε περιπτώσεις όπου περιγράφονται φαινόμενα συνοπτικής και μέσης κλίμακας, των οποίων η οριζόντια διάσταση είναι αρκετά μεγαλύτερη από την αντίστοιχη κατακόρυφη, με αποτέλεσμα την ικανοποιητική απόδοση της διαγνωστικής σχέσης ([6.5](#)). Διεργασίες της μικροκλίμακας, όπως τυρβώδεις κινήσεις κοντά στην επιφάνεια, των οποίων η διάσταση στο οριζόντιο και στο κατακόρυφο είναι συγκρίσιμες, δεν μπορούν να προσεγγιστούν υδροστατικά και θα πρέπει να ακολουθηθεί η μη υδροστατική προσέγγιση. Σε περιπτώσεις προσομοιώσεων μέσης κλίμακας, όπως συστήματα καταιγιδοφόρων νεφών, οι κατακόρυφες επιταχύνσεις είναι της ίδιας τάξης μεγέθους με τις δυνάμεις κατακόρυφης μεταφοράς και πρέπει συμπεριληφθούν στο σύστημα των προγνωστικών εξισώσεων των μοντέλων. Σε προσομοιώσεις ιδιαίτερα υψηλής χωρικής διακριτοποίησης πλέγματος (μικρότερη των 5 km) δεν ισχύει η υδροστατική προσέγγιση και χρειάζεται υπολογισμός της προγνωστικής τιμής της κατακόρυφης συνιστώσας του ανέμου. Οι διαφορές μεταξύ των δύο προσεγγίσεων δίνονται στον [Πίνακα 6.1](#).

Κριτήριο αξιολόγησης 4

Ποιες είναι οι τεχνικές διακριτοποίησης του πλέγματος ολοκλήρωσης;

Απάντηση/Λύση

Τα αριθμητικά μοντέλα επιλύουν τις προγνωστικές εξισώσεις ακολουθώντας δύο βασικές τεχνικές διακριτοποίησης στον χώρο. Την τεχνική των πλεγματικών σημείων την ακολουθούν συνήθως τα μοντέλα περιορισμένης περιοχής, ενώ η τεχνική φασματικής ανάλυσης εφαρμόζεται από τα μοντέλα παγκόσμιας κάλυψης. Τα μοντέλα πλεγματικών σημείων επιλύουν το σύστημα των προγνωστικών εξισώσεων σε προκαθορισμένα σημεία του χώρου.

Κριτήριο αξιολόγησης 5

Τι είναι οι αρχικές και οριακές συνθήκες μίας προσομοίωσης;

Απάντηση/Λύση

Για την επίλυση των προγνωστικών εξισώσεων χρειάζονται αρχικές συνθήκες για τον καθορισμό των τιμών σε όλα τα πλεγματικά σημεία. Οι αρχικές συνθήκες αποτελούν τιμές των εξαρτημένων μεταβλητών κατά τη φάση εκκίνησης της προσομοίωσης ($t=0$) και προέρχονται από προσομοιώσεις μοντέλων μεγαλύτερης κλίμακας ή συστήματα αφομοίωσης δεδομένων. Από τη στιγμή που είναι διαθέσιμες οι τιμές κάθε μεταβλητής για $t=0$ τότε μπορεί να εκτιμηθεί η τιμή τους για το επόμενο χρονικό βήμα $t+1$.

Τα μοντέλα περιορισμένης περιοχής έχουν πλευρικές, και κατακόρυφες (άνω και κάτω) οριακές συνθήκες, ενώ τα μοντέλα παγκόσμιας κάλυψης έχουν μόνο κατακόρυφες οριακές συνθήκες. Οι πλευρικές οριακές συνθήκες των μοντέλων περιορισμένης περιοχής προέρχονται από μοντέλα με ευρύτερα πεδία ολοκλήρωσης. Η ακρίβεια των οριακών συνθηκών επηρεάζει σημαντικά την εκτίμηση των προγνωστικών μεταβλητών.

Οι οριακές συνθήκες μπορεί να προέρχονται από διάφορες πηγές, όπως:

- Συστήματα αφομοίωσης δεδομένων
- Προγνωστικές τιμές από τρέχοντα ή προηγούμενο προγνωστικό κύκλο ενός μοντέλου με ευρύτερο πεδίο ολοκλήρωσης
- Κλιματικές ή σταθερές τιμές για συγκεκριμένα χαρακτηριστικά επιφάνειας όπως, εδαφική υγρασία, επιφανειακή θερμοκρασία θάλασσας, είδος βλάστησης

Οι κατακόρυφες συνθήκες των μοντέλων περιλαμβάνουν τις άνω και κάτω οριακές συνθήκες. Τα περισσότερα σύγχρονα μοντέλα εφαρμόζουν ως άνω οριακή συνθήκη τη σταθερή οροφή (καπάκι), που αποκόπτει οποιαδήποτε ανοδική κίνηση μέσω αυτού του στρώματος. Βαρυτικά κύματα, που δημιουργούνται σε περιοχές με ισχυρή κατακόρυφη σύγκλιση (καταιγίδες) ή σε περιοχές με έντονο ανάγλυφο, μπορεί να ανακλαστούν προς τα πίσω. Το συγκεκριμένο πρόβλημα επιλύεται με την εφαρμογή μεθόδων απορρόφησης (absorbing) ή εξασθένισης (damping) των ανεπιθύμητων κυματισμών κοντά στο άνω όριο του μοντέλου, που συνήθως κυμαίνεται μεταξύ 50 και 1 hPa.

Οι κάτω οριακές συνθήκες περιλαμβάνουν τις ροές ορμής, θερμότητας και υγρασίας από και προς την ατμόσφαιρα. Σφάλματα μπορεί να προκύψουν λόγω ανεπαρκούς περιγραφής της τοπογραφίας, του είδους εδάφους και βλάστησης, της ανακλαστικότητας του εδάφους (albedo), της επιφανειακής θερμοκρασίας λιμνών και θάλασσας και του διαθέσιμου νερού στην επιφάνεια για εξάτμιση. Τα συγκεκριμένα σφάλματα εισχωρούν στα σχήματα παραμετροποίησης και επηρεάζουν άμεσα τις προγνωστικές μετεωρολογικές παραμέτρους κοντά στην επιφάνεια (επιφανειακή θερμοκρασία, υγρασία, άνεμος).

Κριτήριο αξιολόγησης 6

Σε μία προσομοίωση καταγίδας μέσης κλίμακας ποια θα πρέπει να είναι τα βασικά χαρακτηριστικά του μοντέλου που θα χρησιμοποιηθεί;

Απάντηση/Λύση

Θα πρέπει να χρησιμοποιηθεί ένα μη υδροστατικό μοντέλο περιορισμένης περιοχής, διότι η κατακόρυφη επιτάχυνση σε τέτοια συστήματα είναι παρόμοιας τάξης μεγέθους με την αντίστοιχη οριζόντια. Επίσης θα πρέπει η οριζόντια διακριτοποίηση του πλέγματος να είναι ιδιαίτερα υψηλή (αν είναι δυνατόν μικρότερη από 2 km) και τα όρια του πεδίου ολοκλήρωσης αρκετά μακριά από την περιοχή ανάπτυξης και εξέλιξης του φαινομένου.

Κριτήριο αξιολόγησης 7

Ποιες είναι οι πιθανές πηγές σφάλματος σε μία προσομοίωση;

Απάντηση/Λύση

Τα πλεγματικά και φασματικά μοντέλα βασίζονται στο ίδιο σύστημα προγνωστικών εξισώσεων, το οποίο επιλύουν με διαφορετική μέθοδο. Η κάθε μέθοδος (φασματική ή πεπερασμένων διαφορών) παράγει διαφορετικά σφάλματα. Διαφορετικό εύρος και τύπο σφάλματος εισάγουν οι αρχικές και οριακές συνθήκες σε μία προσομοίωση, καθώς προέρχονται από δεδομένα που έχουν δημιουργηθεί με ανάλογη μέθοδο (αφομοίωση δεδομένων ή δυναμική προσομοίωση). Επίσης, οι φυσικές και δυναμικές παραμετροποιήσεις που έχουν εισαχθεί στις εξισώσεις μπορούν να ενισχύουν τη διάδοση του σφάλματος κατά την επίλυσή τους.

Κριτήριο αξιολόγησης 8

Η υδροστατική προσέγγιση εφαρμόζεται σε φαινόμενα των οποίων η οριζόντια κλίμακα εξέλιξης είναι πολύ μεγαλύτερη από την αντίστοιχη κατακόρυφη. Να δοθούν παραδείγματα ατμοσφαιρικών φαινομένων που μπορούν να προσομοιωθούν υδροστατικά.

Απάντηση/Λύση

Συστήματα συνοπτικής και υποσυνοπτικής κλίμακας (βαρομετρικά χαμηλά και αντικυκλώνες), μετωπικές επιφάνειες, τοπικές κυκλοφορίες που δεν εμφανίζουν σημαντική κατακόρυφη ανάπτυξη (θαλάσσια αύρα), ασθενής διαβατική θέρμανση.

Κριτήριο αξιολόγησης 9

Να υπολογιστεί η οριζόντια θερμοβαθμίδα δυτικά και ανατολικά του τετραγώνου στο [Σχήμα 6.20](#). Η μέθοδος πεπερασμένων διαφορών ενισχύει ή εξομαλύνει τη θερμοβαθμίδα;



Σχήμα 6.20

Απάντηση/Λύση

Η θερμοβαθμίδα δυτικά είναι ασθενέστερη, διότι $(0,2 - (-1,5)) / \Delta x = 1,7 / \Delta x$, ενώ ανατολικά είναι $(2,6 - 0,2) / \Delta x = 2,4 / \Delta x$. Οι πεπερασμένες διαφορές εξομαλύνουν τις θερμοβαθμίδες διότι $(2,6 - (-1,5)) / 2\Delta x = 4,1 / 2\Delta x = 2,05 / \Delta x$.

Κριτήριο αξιολόγησης 10

Εάν σε ένα μοντέλο αυξηθεί η οριζόντια διακριτοποίησή του από 50 km σε 10 km, διατηρώντας σταθερή την κατακόρυφη διακριτοποίησή του, πόσο θα αυξηθεί ο χρόνος ολοκλήρωσής του;

Απάντηση/Λύση

Η αύξηση της οριζόντιας διακριτοποίησής του κατά 5 φορές επιφέρει σε πρώτη φάση $5 \times 5 = 25$ φορές μεγαλύτερη επιβάρυνση στον χρόνο ολοκλήρωσης (για τις δύο οριζόντιες διαστάσεις). Από το κριτήριο Courant θα πρέπει να μειωθεί ανάλογα και το χρονικό βήμα ολοκλήρωσης. Άρα η συνολική επιβάρυνση είναι $5^3 = 125$ φορές.

Κριτήριο αξιολόγησης 11

Έστω η διαφορική εξίσωση χρονικής μεταβολής της θερμοκρασίας

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -U \frac{\partial T}{\partial x} \quad (6.26\alpha)$$

Να αναλυθεί σε μορφή πεπερασμένων διαφορών και να εξηγηθεί ο κάθε όρος τους.

Απάντηση/Λύση

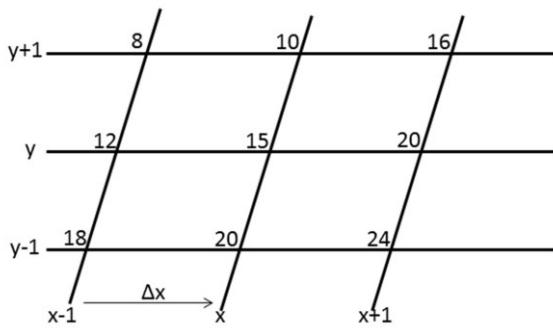
Η ανάλυση σε μορφή πεπερασμένων διαφορών είναι:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -U \frac{\partial T}{\partial x} \Rightarrow \frac{(T^{t+1} - T^t)_{x,y}}{\Delta t} = -U \frac{T_{x+1,y}^t - T_{x-1,y}^t}{2\Delta x} \quad (6.26\beta)$$

Ο κάθε όρος είναι σε αντιστοιχία με τους όρους της σχέσης [\(6.7γ\)](#).

Κριτήριο αξιολόγησης 12

Εάν η κατανομή της θερμοκρασίας για τη χρονική στιγμή t δίνεται από τις τιμές στους κόμβους του πλέγματος, το χρονικό βήμα ολοκλήρωσης είναι $24''$ και η οριζόντια απόσταση $\Delta x = 10$ km, να εκτιμηθεί η τιμή της θερμοκρασίας στο σημείο x,y , ως προς τη διάσταση x , τη χρονική στιγμή $t+1$. Δίνεται η μέση τιμή του ανέμου 10 ms^{-1} .



Σχήμα 6.21

Απάντηση/Λύση

Από τη σχέση (6.26β) προκύπτει:

$$T_{x,y}^{t+1} = T_{x,y}^t - U \frac{T_{x+1,y}^t - T_{x-1,y}^t}{2\Delta x} \cdot \Delta t = 15^\circ C - 10 \text{ m s}^{-1} \frac{20^\circ C - 12^\circ C}{2 \cdot 10000 \text{ m}} \cdot 24 \text{ sec} = \\ = 15^\circ C - 0,096^\circ C = 14,904^\circ C \quad (6.27)$$

Η τιμή $0,096^\circ C$ αντιστοιχεί στη μεταφορά της θερμοκρασίας από τα γειτονικά σημεία $(x-1,y)$ και $(x+1,y)$.

Κεφάλαιο 7

Σύνοψη

Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο παρουσιάζονται οι έννοιες της κλιματικής μεταβλητότητας και της κλιματικής αλλαγής, καθώς και σύγχρονες θεωρήσεις των δυναμικών αναδράσεων σε εξωγενείς του συστήματος παράγοντες. Αναλύονται επίσης τα βασικά χαρακτηριστικά σημαντικών κλιματικών φαινομένων, όπως η Νότια Κύμανση El Niño, η ταλάντωση του Βόρειου Ατλαντικού και η τρύπα του ζόντος.

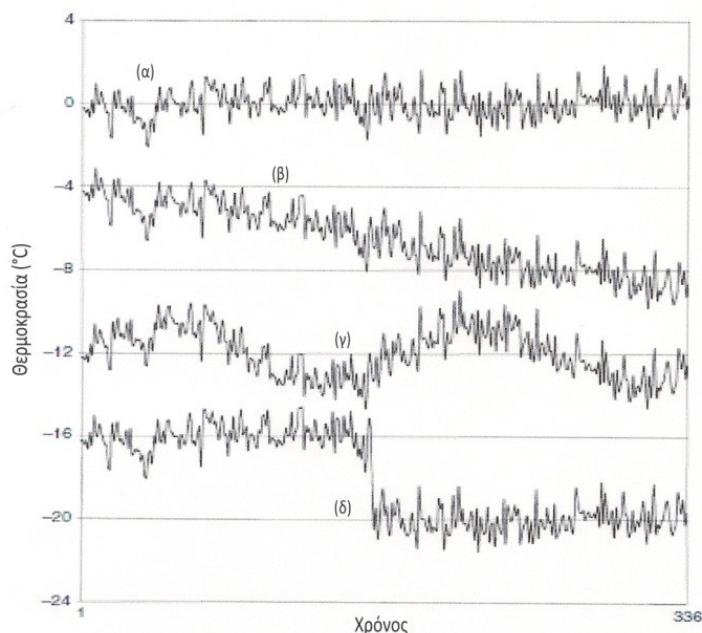
Προαπαιτούμενη γνώση

Προαπαιτούμενη γνώση για το συγκεκριμένο κεφάλαιο θεωρείται η ακτινοβολία στην ατμόσφαιρα ([5ο Κεφάλαιο](#)).

7. Κλιματική Μεταβλητότητα και Κλιματικά Φαινόμενα

Οι κλιματική μεταβλητότητα χαρακτηρίζεται η διακύμανση των μέσων τιμών (τυπικών αποκλίσεων, ακρότατων τιμών κ.α.) κλιματικών παραμέτρων σε όλες τις χωρικές και χρονικές κλίμακες πέρα από τα τυπικά συστήματα καιρού. Μεταβλητότητα μπορεί να υπάρξει είτε λόγω των φυσικών εσωτερικών διεργασιών στο κλιματικό σύστημα (εσωτερική κλιματική μεταβλητότητα) είτε λόγω φυσικών ή ανθρωπογενών εξωτερικών εξαναγκαστικών μηχανισμών (εξωτερική κλιματική μεταβλητότητα).

Γνωστά παραδείγματα εσωτερικής κλιματικής μεταβλητότητας αποτελούν τα φαινόμενα της Νότιας Ταλάντωσης El Niño (El Niño Southern Oscillation-ENSO) και La Niña, η ταλάντωση του βορείου Ατλαντικού (North Atlantic Oscillation-NAO) και αρκετά άλλα, ειδικά σε αναφορές φαινομένων όπου το όριο μεταξύ εσωτερικών και εξωτερικών διεργασιών είναι σχετικά ασαφές με το κλιματικό σύστημα της Γης να έχει αλλάξει. Παράδειγμα αποτελούν τα επεισόδια Heinrich κατά την τελευταία παγετώδη περίοδο, όπου συμπλέγματα παγόβουνων αποκόπηκαν από τους παγετώνες και κινήθηκαν στον Βόρειο Ατλαντικό Ωκεανό. Η τήξη των τεράστιων ποσοτήτων παγωμένου γλυκού νερού μετέβαλε την πυκνότητα του θαλάσσιου νερού και επέδρασε στην θερμόαλη ωκεάνια κυκλοφορία.

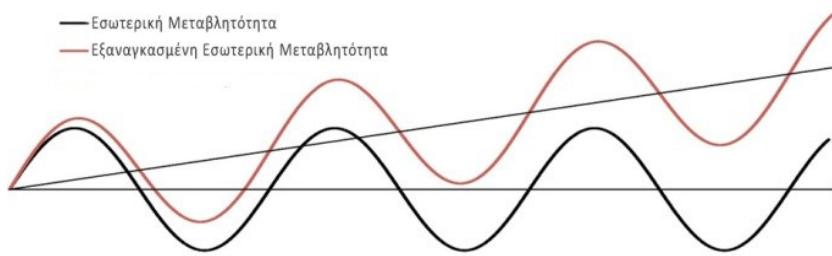


Σχήμα 7.1 Στατιστική αναπαράσταση της κλιματικής μεταβλητότητας (α) και (γ) και της κλιματικής αλλαγής (β) και (δ) με βάση τη χρονική διακύμανση ενός θεμελιώδους κλιματικού μεγέθους (θερμοκρασία).

Υπάρχει όμως διαφορά μεταξύ κλιματικής αλλαγής και μεταβλητότητας; Η απάντηση, όπως αναφέρθηκε, έγκειται στον χρόνο. Για παράδειγμα, οι μεσοπαγετώδεις περίοδοι αν και αποτελούν τα πλέον αντιπροσωπευτικά συμβάντα κλιματικής αλλαγής και που περιγράφονται ως η μεταβολή μεταξύ δύο μακροπρόθεσμων κλιματικών καταστάσεων, εν τούτοις είναι «κυκλικοί» μηχανισμοί. Αυτό που ουσιαστικά εξαιρεί τις συγκεκριμένες περιόδους από άλλες περιπτώσεις κλιματικής μεταβλητότητας είναι τα εκατοντάδες ή χιλιάδες έτη εξέλιξης μέσα στον χρόνο, δεδομένης της ύπαρξης εξωτερικών διαταραχών. Επομένως, όταν γίνεται αναφορά για εσωτερική κλιματική μεταβλητότητα, φαίνομενα όπως το ENSO, το La Niña, το NAO κ.α. μπορούν να είναι αντιπροσωπευτικά, καθώς θεωρούνται φαινόμενα σχετικά μικρής χρονικής κλίμακας μεταβλητότητας. Το κλίμα, τυπικά, ορίζεται από μέσες τιμές για 30 τουλάχιστον έτη. Στην πράξη το κλίμα παρουσιάζει κυμάνσεις σε μεγαλύτερες και μικρότερες χρονικές κλίμακες. Στην κλιματική μεταβλητότητα οι τιμές των παραμέτρων διακυμαίνονται γύρω από μακροχρόνιες και αμετάβλητες μέσες τιμές. Αντιθέτως, διακυμάνσεις που οδηγούν σε αλλαγή της μέσης κλιματικής τιμής και συνεπώς στην κατάσταση του κλίματος, αντιστοιχούν σε κλιματική αλλαγή. Στην κλιματική αλλαγή συμβαίνει μια συνεχής και σε μεγάλο χρονικό διάστημα μεταβολή (είτε αύξηση είτε μείωση) των μέσων καιρικών συνθηκών ή του καιρικού εύρους. Στο [Σχήμα 7.1](#) απεικονίζεται η διαφορά της κλιματικής μεταβλητότητας (α) και (γ) από την κλιματική αλλαγή (β) και (δ).

Όπως φαίνεται και στο [Σχήμα 7.2](#), η εσωτερική μεταβλητότητα εξαρτάται από τους εξωτερικούς εξαναγκαστικούς μηχανισμούς. Η εσωτερική μεταβλητότητα ουσιαστικά μεταφέρει ενέργεια, χωρίς να υπάρχει σημαντική «καθαρή» ενέργειακή μεταβολή, μιας και σύμφωνα με τους νόμους της θερμοδυναμικής η ενέργεια ούτε δημιουργείται ούτε καταστρέφεται. Ωστόσο, το κλίμα «εξαναγκάζεται» να αλλάξει σε μακροχρόνια βάση, σε αντίθεση με την εσωτερική μεταβλητότητα η οποία είναι μη εξαναγκαζόμενη. Αυτό προκαλείται μέσω αναδράσεων (feedbacks) κατά τις οποίες μία διαταραχή κλιματικής παραμέτρου επιφέρει μεταβολή σε μία άλλη και αυτή, με τη σειρά της, επιφέρει επιπλέον μεταβολή στην αρχική. Κατά την αρνητική ανάδραση (negative feedback) η αρχική διαταραχή εξασθενεί από τις αλλαγές που επιφέρει, ενώ η θετική ανάδραση (positive feedback) δρα ενισχυτικά της διαταραχής.

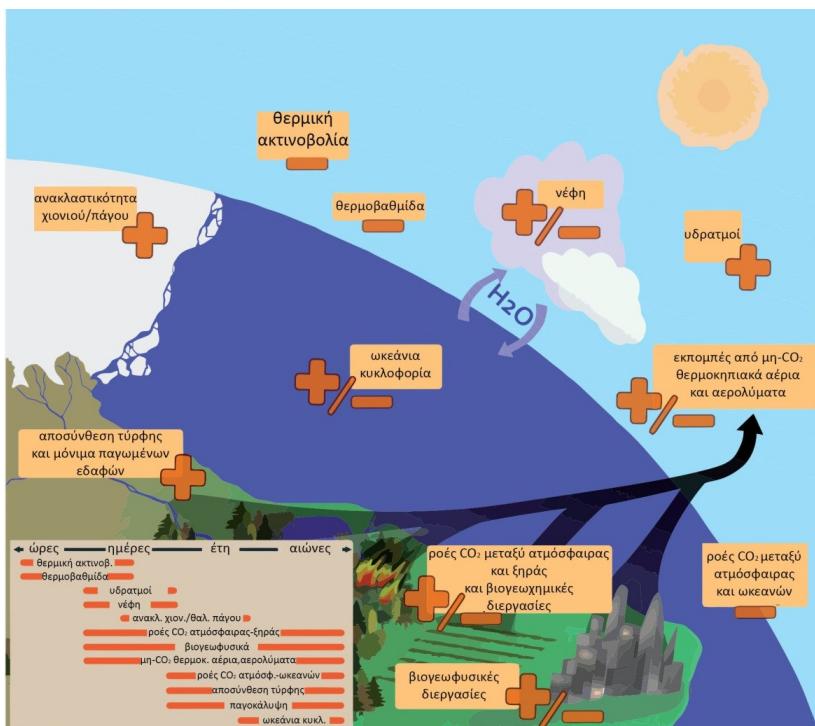
Εσωτερική Μεταβλητότητα



Σχήμα 7.2 Διαφοροποίηση της εσωτερικής κλιματικής μεταβλητότητας με την επιβολή εξωτερικού εξαναγκασμού.

Υπάρχουν πολλοί μηχανισμοί ανάδρασης στο κλιματικό σύστημα που μπορούν ενισχύσουν (θετική ανάδραση) ή να εξασθενίσουν (αρνητική ανάδραση) τις επιδράσεις μίας αλλαγής στο κλίμα. Ένα παράδειγμα ενίσχυσης είναι η ανάδραση των υδρατμών, όπου μία αύξηση της επιφανειακής θερμοκρασίας οδηγεί σε αύξηση της συγκέντρωσης των υδρατμών στην ατμόσφαιρα ([Σχήμα 7.3](#)). Οι υδρατμοί όμως είναι ένα ισχυρό θερμοκηπιακό αέριο και αύξηση της συγκέντρωσής τους ενισχύει το φαινόμενο του θερμοκηπίου και οδηγεί τελικά σε περαιτέρω αύξηση της επιφανειακής θερμοκρασίας. Η ανάδραση της ανακλαστικότητας των παγοκαλυμμένων περιοχών του πλανήτη αποτελεί άλλη μία περίπτωση θετικής ανάδρασης. Η ανακλαστικότητα ελαττώνεται καθώς οι παγοκαλυμμένες περιοχές υψηλής ανακλαστικότητας μειώνονται, λόγω τήξης του πάγου, και στη θέση τους αναδύονται σκουρότερες περιοχές με μεγαλύτερη απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας και συνεπώς μεγαλύτερης εκπομπής θερμότητας.

Η σημαντικότερη αρνητική ανάδραση είναι η αυξημένη εκπομπή υπέρυθρης ακτινοβολίας με την αύξηση της επιφανειακής θερμοκρασίας (ανάδραση ακτινοβολίας μελανού σώματος). Οι αναδράσεις που σχετίζονται με την αύξηση του CO₂ και την αύξηση της θερμοκρασίας εμφανίζουν αρνητικές αναδράσεις, όπως της θερμικής ακτινοβολίας, της θερμοβαθμίδας και των ροών εναλλαγής CO₂ στο σύστημα ατμόσφαιρας-ωκεανών, και θετικές αναδράσεις των υδρατμών και της ανακλαστικότητας χιονοκαλυμμένων και παγοκαλυμμένων περιοχών. Κάποιες αναδράσεις μπορεί να είναι θετικές και αρνητικές, όπως των νεφών, των αλλαγών της ωκεάνιας κυκλοφορίας, της εναλλαγής CO₂ μεταξύ ατμόσφαιρας και ξηράς και εκπομπών μη θερμοκηπιακών αερίων και αεροιλυμάτων από τα φυσικά συστήματα. Κάποιες αναδράσεις εξελίσσονται γρήγορα, σε χρονική κλίμακα ωρών, ενώ κάποιες άλλες σε δεκαετίες ή αιώνες. Υπάρχουν επίσης αναδράσεις με μεγάλο χρονικό εύρος εξέλιξης από μερικές ώρες μέχρι χιλιετίες, όπως το λιώσιμο των πάγων πάνω στην ξηρά.



Σχήμα 7.3 Κλιματικές αναδράσεις (θετικές και αρνητικές) και οι χρονικές περίοδοι εξέλιξής τους (τροποποίηση από [IPCC, 2013](#)).

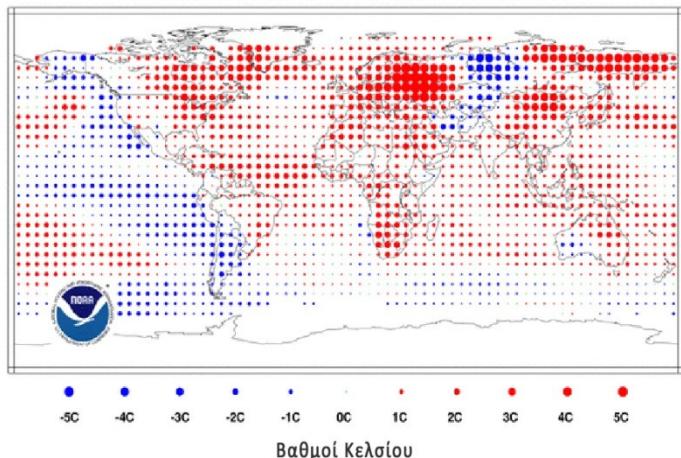
Τα περισσότερα από όσα είναι γνωστά για την κλιματική μεταβλητότητα είναι βασισμένα σε αριθμητικά πειράματα με τη χρήση κλιματικών μοντέλων. Έστω δυο σετ πειραμάτων: το ένα με χρήση οριακών συνθηκών (π.χ. επιφανειακή θερμοκρασία θάλασσας, υγρασία εδάφους, κλπ) διακυμαινόμενες ανά έτος με βάση ιστορικά δεδομένα για ένα μεγάλο χρονικό εύρος π.χ. για τον 20^ο αιώνα και το άλλο με οριακές συνθήκες από τις εποχιακές διακυμάνσεις μέσων κλιματολογικών τιμών. Στην πρώτη προσέγγιση η μεταβλητότητα αποδίδεται στις ανά έτος διακυμάνσεις των συνθηκών στις επιφάνειες διεπαφής, ενώ στη δεύτερη προσέγγιση η μεταβλητότητα δημιουργείται αποκλειστικά από δυναμικές διεργασίες μέσα στην ατμόσφαιρα. Μετά από πλήθος προσομοιώσεων προκύπτει ότι η μεταβλητότητα στα τροπικά γεωγραφικά πλάτη σχετίζεται με τις ανά έτος διακυμάνσεις στις επιφάνειες διεπαφής (π.χ. επιφανειακή θερμοκρασία θάλασσας κυρίως σε ότι αφορά στα τροπικά τμήματα των ωκεανών) και με την αλληλεπίδραση μεταξύ των μέσων (π.χ. αλληλεπίδραση θάλασσας - ατμόσφαιρας). Στις πιο ρεαλιστικές προσομοιώσεις οι διακυμάνσεις που αφορούν στα τροπικά κλίματα μοιάζουν πάρα πολύ με τις παρατηρούμενες διακυμάνσεις. Επιπλέον, στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, οι αλληλεπιδράσεις μεταξύ των μέσων αλλά και η δυναμική της ατμόσφαιρας συμβάλλουν σημαντικά στην παρατηρούμενη κλιματική μεταβλητότητα, με την επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας να παίζει τον πρωτεύοντα ρόλο για το χειμερινό κλίμα του Βορείου Ημισφαιρίου. Οι

διακυμάνσεις στην υγρασία και τη βλάστηση του εδάφους συμβάλλουν στην ανά μήνα «εμμονή» των κλιματικών ανωμαλιών. Εμφανίζεται και στη συγκεκριμένη περίπτωση ικανοποιητική συσχέτιση παρατηρούμενων και προσομοιωμένων διακυμάνσεων, αλλά όχι τόσο σημαντική όσο αυτή των τροπικών πλατών. Στο [Σχήμα 7.4](#) παρουσιάζεται δείγμα θερμοκρασιακών ανωμαλιών για τον Ιούλιο του 2010 με βάση την κλιματολογία της περιόδου από το 1971 μέχρι το 2000.

Θερμοκρασιακές Ανωμαλίες για τον Ιούλιο 2010

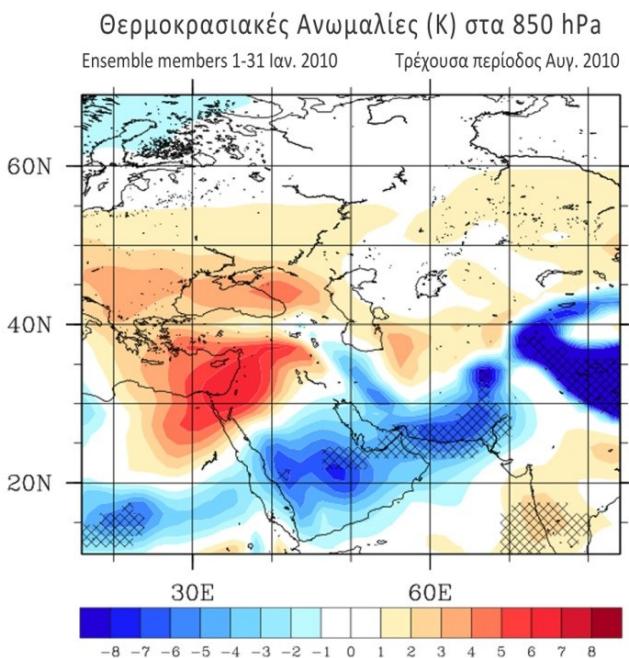
(για χρονική περίοδο από 1971-2000)

Διεθνές Κέντρο Κλιματικών Δεδομένων/NESDIS/NOAA

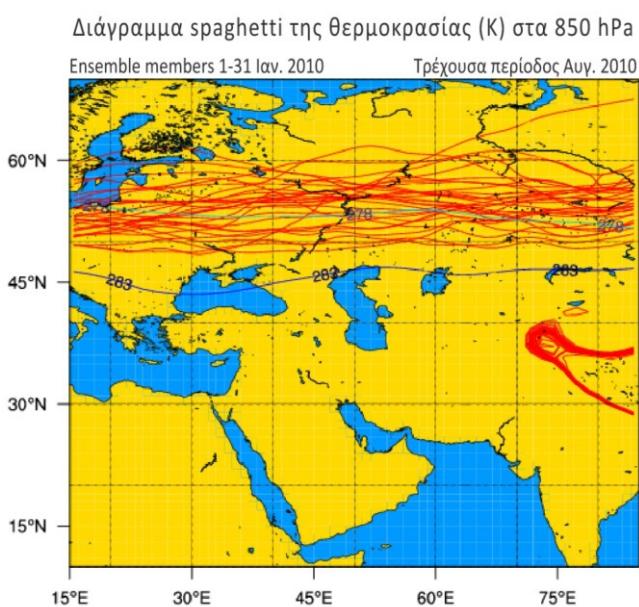


Σχήμα 7.4 Ανωμαλίες θερμοκρασίας για τον Ιούλιο του 2010 (τροποποίηση από National Oceanic and Atmospheric Administration-NOAA).

Οι κλιματικές προσομοιώσεις ευαισθησίας εμφανίζουν περισσότερο στοχαστική προσέγγιση παρά ντετερμινιστική. Βασίζονται, δηλαδή, σε πιθανολογικές προσομοιώσεις (ensemble simulations) κατά τις οποίες το κάθε μέλος (member) μπορεί να εκκινεί από ίδιες ή διαφορετικές (διαταραγμένες) αρχικές συνθήκες, αλλά με ίδιες οριακές συνθήκες, ώστε να αναλυθούν οι δυναμικές αλληλεπιδράσεις μεταξύ των μέσων. Η διαδικασία πιθανολογικής προσομοίωσης περιλαμβάνει διαδοχικές ολοκληρώσεις αριθμητικών μοντέλων περιορισμένης περιοχής ή γενικής κυκλοφορίας εκκινώντας από διαφοροποιημένες αρχικές συνθήκες. Η συγκεκριμένη μεθοδολογία δεν αποτελεί μονοσήμαντα προγνωστική διαδικασία, καθώς οι σχετικές αποκλίσεις των μελών χαρακτηρίζουν την ποιότητα της πρόγνωσης. Συνεπώς το περιορισμένο εύρος ανάμεσα στα προγνωστικά μέλη, κατά την εκτίμηση των μετεωρολογικών μεταβλητών, αποτελεί ένδειξη ισχυρής προγνωστικής ικανότητας. Αντίστοιχη μεθοδολογία ακολουθείται για εποχιακές ή γενικότερα ενδοετήσιες προσομοιώσεις. Οι [Katsafados et al. \(2014\)](#) πραγματοποίησαν πιθανολογικές προσομοιώσεις για τη μελέτη μίας μεγάλης κλίμακας ατμοσφαιρικής διαταραχής, τη θερμή εισβολή στη Ρωσία το καλοκαίρι του 2010. Οι προσομοιώσεις βασίστηκαν στη μέθοδο LAF (Lagged Average Forecast) που προτάθηκε από τους [Hoffman και Kalnay \(1983\)](#). Με βάση τη συγκεκριμένη μέθοδο, προγνώσεις που εκκινούν από επιτυχημένους κύκλους αφομοίωσης δεδομένων (data assimilation cycles) τείνουν να αποκλίνουν με ρυθμό μικρότερο, αλλά συγκρίσιμο, από το πραγματικό σφάλμα ([Lorenz, 1982](#)). Η διαφοροποίηση ανάμεσα στην ανάλυση και στην ιδιαίτερα περιορισμένη χρονικής έκτασης πρόγνωση (very-short-range forecast) μπορεί, συνεπώς, να θεωρηθεί ως αναπτυσσόμενη διατάραξη στο πεδίο των αρχικών συνθηκών. Με βάση τη συγκεκριμένη θεώρηση η πιθανολογική πρόγνωση LAF αποτελείται από προγνώσεις που εκκινούν από διαδοχικές αναλύσεις, όπου η κάθε ανάλυση θεωρείται διαταραχή της προηγούμενης. Για τον προσδιορισμό των εκτιμώμενων θερμοκρασιακών ανωμαλιών στην περίπτωση μελέτης του καύσωνα της Ρωσίας οι μηνιαίες μέσες τιμές από τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων συγκρίνονται με την αντίστοιχη κλιματολογία 30 ετών (1971-2000), που διατίθεται από τα κέντρα NCEP και NCAR ([Kalnay et al., 1996](#)). Στο [Σχήμα 7.5](#) απεικονίζεται η χωρική κατανομή των μέσων μηνιαίων θερμοκρασιακών ανωμαλιών στα 850 hPa για τον Αύγουστο 2010, με αρχικές συνθήκες για τα 31 μέλη από 1-31 Ιανουαρίου 2010. Για τον προσδιορισμό της αβεβαιότητας κάθε μέλους έχουν χρησιμοποιηθεί τα διαγράμματα spaghetti ([Σχήμα 7.6](#)).



Σχήμα 7.5 Μέσες μηνιαίες θερμοκρασιακές ανωμαλίες στα 850 hPa των μελών με εκκίνηση 1-31 Ιανουαρίου 2010 για τον Αύγουστο 2010. Οι σκιαγραφημένες περιοχές αντιστοιχούν σε υπέρβαση κατά 95% του διαστήματος εμπιστοσύνης (τροποποίηση από [Katsafados et al., 2014](#)).



Σχήμα 7.6 Ισόθερμες τύπου spaghetti στα 850 hPa των μελών με εκκίνηση 1-31 Ιανουαρίου 2010 για τον Αύγουστο 2010. Οι κόκκινες ισόθερμες αντιστοιχούν στα μέλη, η μπλε καμπύλη στην ισόθερμη των 283 °K και η κνανή καμπύλη στην ισόθερμη των 278 °K από τις κλιματολογικές τιμές της βάσης δεδομένων NCEP/NCAR (τροποποίηση από [Katsafados et al., 2014](#)).

7.1. Νότια Ταλάντωση El Niño (ENSO)

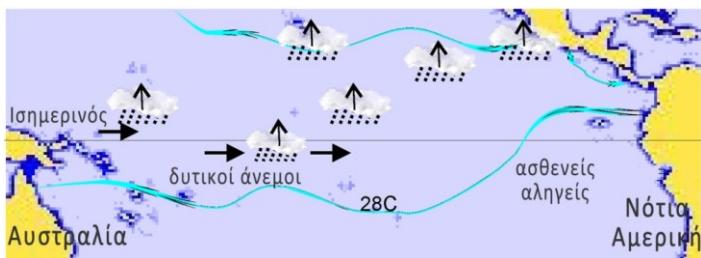
Η νότια ταλάντωση El Niño (El Niño Southern Oscillation-ENSO) είναι το όνομα που δίνεται στην περιστασιακή ανάπτυξη των θερμών ωκεάνιων υδάτων επιφάνειας κατά μήκος των ακτών του Ισημερινού και του Περού. Το ENSO εμφανίζεται ως η σημαντικότερη ωκεάνια κύμανση με περίοδο από δύο έως επτά έτη στις ισημερινές περιοχές του Ειρηνικού Ωκεανού. Στη συγκεκριμένη περιοχή η ωκεάνια κυκλοφορία επηρεάζεται κυρίως από ανατολικών διευθύνσεων ζωνικούς (αληγείς) ανέμους. Ανάλογη διεύθυνση παρουσιάζουν τα ωκεάνια ρεύματα με ταχύτητα διάδοσης $10-30 \text{ cm s}^{-1}$. Στην πραγματικότητα, οι αληγείς ανέμοι στην περιοχή αναπτύσσονται από ΝΑ διευθύνσεις στο Νότιο Ημισφαίριο και από ΒΑ διευθύνσεις στο Βόρειο Ημισφαίριο, δημιουργώντας περιορισμένη ζώνη σύγκλισης στις 5°N περίπου. Οι συγκεκριμένες ροές υπόκεινται σε εποχιακή μεταβλητότητα επηρεάζοντας ανάλογα και την ωκεάνια κυκλοφορία. Η δράση των αληγών ανέμων στις ισημερινές περιοχές του Ειρηνικού συνεπάγεται μετάβαση σχετικά θερμότερων υδάτων μαζών ($28-29^{\circ}\text{C}$) προς τα δυτικά σε συνδυασμό με την άνοδο ψυχρότερων υδάτων ($22-24^{\circ}\text{C}$) στα ανατολικά, αναπτύσσοντας ισχυρή θερμική βαθμίδα ανάμεσα στις δύο περιοχές. Η συγκεκριμένη διαδικασία εντάσσεται στο πλαίσιο της φυσιολογικής εξέλιξης του συστήματος και συνδυάζεται με άνοδο του επιπέδου της στάθμης θάλασσας στα δυτικά κατά 50 cm. Κατά τη διάρκεια απουσίας El Niño, η επιφανειακή θερμοκρασία θάλασσας στον τροπικό Ειρηνικό κυμαίνεται μεταξύ 6°C και 8°C υψηλότερα στα δυτικά απ' ότι στα ανατολικά. Αυτή η διαφορά θερμοκρασίας προκαλείται κυρίως από τους ανατολικούς αληγείς ανέμους, οι οποίοι μεταφέρουν το θερμό επιφανειακό νερό κατά μήκος του τροπικού Ειρηνικού από την ανατολή (Νότια Αμερική) προς τη δύση (Αυστραλία). Το νερό της επιφάνειας γίνεται σταδιακά θερμότερο, καθώς κινείται προς τα δυτικά, με αποτέλεσμα η επιφάνεια των υδάτων του ωκεανού να είναι περίπου 0,5 m υψηλότερα στην Ινδονησία απ' ότι στον Ισημερινό. Εξαιτίας αυτής της διαφοράς στο ύψος της επιφάνειας της θάλασσας, το νερό αναβλύζει από πιο μεγάλα βάθη του ωκεανού ανατολικά, ως εξισορρόπηση της διαφοράς ύψους. Αυτό το δροσερό, πλούσιο σε θρεπτικά στοιχεία θαλάσσιο νερό είναι πολύ σημαντικό για την αλιεία.

Προς τα τέλη συγκεκριμένων ετών (συνήθως Δεκέμβριο) παρατηρείται εξασθένηση των αληγών ανέμων, επιφέροντας με αυτόν τον τρόπο διατάραξη της ισορροπίας του συστήματος. Τότε, σημαντικές ποσότητες σχετικά θερμότερου νερού μετακινούνται προς τις κεντρικές και ανατολικές ισημερινές περιοχές του Ειρηνικού Ωκεανού και συνδυάζονται με την ανάπτυξη του φαινομένου ENSO. Κατά τη διάρκεια αυτών των περιόδων οι εξασθενημένοι αληγείς άνεμοι μειώνουν τη ροή του ύδατος από τα ανατολικά (Νότια Αμερική) προς τα δυτικά (Αυστραλία) και λιγότερες ποσότητες ψυχρών υδάτων πλούσιων σε θρεπτικά συστατικά αναβλύζουν από τα μεγάλα βάθη στην επιφάνεια της θάλασσας κατά μήκος της ακτής της Νότιας Αμερικής. Έτσι τα ύδατα της επιφάνειας είναι θερμότερα από το κανονικό και περιέχουν λιγότερες θρεπτικές ουσίες με αποτέλεσμα την εμφάνιση σημαντικής μείωσης της θαλάσσιας πανίδας, καθώς και της υδρόβιας χλωρίδας. Επιπλέον, το θερμότερο από το κανονικό νερό ενισχύει την ατμοσφαιρική αστάθεια επηρεάζοντας τις βροχοπτώσεις και τις ατμοσφαιρικές συνθήκες σε τοπικό και παγκόσμιο επίπεδο.

Οι διαταραχές που εντοπίζονται στους τροπικούς προέρχονται κυρίως από διάδοση ωκεάνιων κυματισμών ανάμεσα στις δυτικές και ανατολικές περιοχές. Στον Ισημερινό επικρατούν οι κυματισμοί Kelvin, οι οποίοι διαδίδονται προς τα ανατολικά, και οι κυματισμοί Rossby, οι οποίοι αναπτύσσονται και εγκλωβίζονται κατά μήκος του Ισημερινού και εξασθενούν καθώς απομακρύνονται από αυτόν. Η παγίδευση των συγκεκριμένων κυματισμών γύρω από τον Ισημερινό οφείλεται στην γρήγορη αύξηση της επίδρασης της δύναμης Coriolis καθώς απομακρύνονται από εκεί. Ειδικότερα, οι κυματισμοί Kelvin εξισορροπούν τη δύναμη Coriolis στο Βόρειο και Νότιο Ημισφαίριο και γι' αυτό διαδίδονται πάντα προς τα ανατολικά και πάνω στον Ισημερινό, ενώ τα κύματα Rossby εξισορροπούν τον δυνητικό στροβιλισμό και μετακινούνται με το θερμοκλινές του ωκεανού.

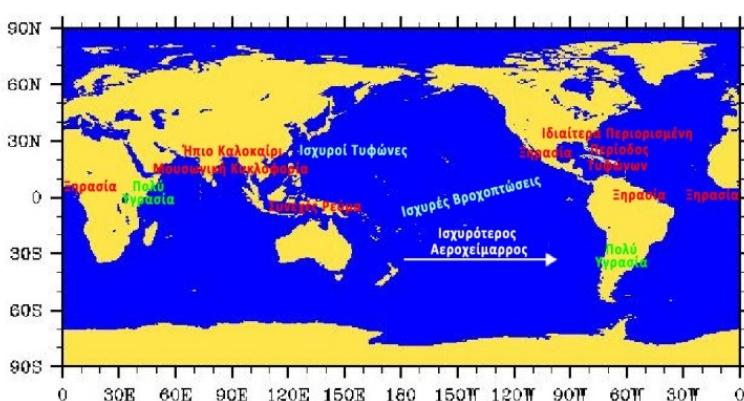
Σε περιπτώσεις ENSO αναπτύσσονται κυματισμοί Kelvin ιδιαίτερα χαμηλών συχνοτήτων κατά μήκος του Ισημερινού και προς τις ακτές της Νοτίου Αμερικής με επιφανειακή ταχύτητα διάδοσης περίπου $2,5 \text{ m s}^{-1}$. Οι συγκεκριμένοι κυματισμοί ανακλώμενοι λαμβάνουν ΒΔ και ΝΔ διευθύνσεις υπό μορφή κυματισμών Rossby με αντίστοιχη ταχύτητα διάδοσης 1 m s^{-1} . Το έτος 1997 παρατηρήθηκε ανάπτυξη του φαινομένου ENSO η ένταση του οποίου θεωρήθηκε ιδιαίτερα σημαντική και ανάλογη της περιόδου 1982-1983. Το αρχικό σήμα ανάπτυξης του φαινομένου εντοπίστηκε τον Απρίλιο του 1997, όταν κυματισμοί τύπου Kelvin ώθησαν τη μετάβαση θερμότερων υδάτων προς τα ανατολικά, δημιουργώντας θετική θερμοκρασιακή ανωμαλία στην επιφάνεια του ωκεανού, η οποία επεκτάθηκε στο σύνολο της ζώνης των τροπικών ([Σχήμα 7.7](#)). Η συγκεκριμένη διαταραχή επέφερε αρχικά την άνοδο της στάθμης θάλασσας κατά 10 cm στις ακτές της

Νοτίου Αμερικής (Slingo, 1998). Το φαινόμενο ενισχύθηκε τους επόμενους μήνες και παρουσίασε μέγιστη ένταση κατά την περίοδο Νοεμβρίου-Δεκεμβρίου 1997. Το διάστημα προς το τέλος του έτους θερμότερες υδάτινες μάζες (4-5 °C άνω της μέσης κλιματικής τιμής) συσσωρεύτηκαν στις ανατολικές περιοχές σε συνδυασμό με άνοδο της μέσης στάθμης θάλασσας κατά 20 cm, εμποδίζοντας τη φυσιολογική διαδικασία ανόδου ψυχρότερων υδάτων στην περιοχή (φαινόμενο upwelling). Το θερμοκλινές περιορίστηκε σημαντικά στα ανατολικά και αναπτύχθηκε στα δυτικά, όπου σχετικά ψυχρότερες υδάτινες μάζες αντικατέστησαν τις θερμότερες μειώνοντας τη μέση στάθμη θάλασσας κατά 20 cm ([Kessler et al., 1995](#)).



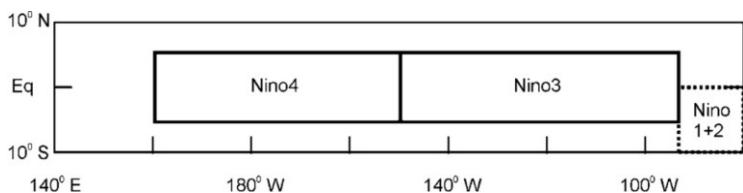
Σχήμα 7.7 Σχηματική αναπαράσταση του φαινομένου ENSO, το οποίο συνδυάζεται με εξασθένηση των αληγών ανέμων κατά μήκος του Ισημερινού και εμφάνιση ισχυρών ζωνών σύγκλισης (τροποποίηση από [Katsafados, 2003](#)).

Τη συγκεκριμένη περίοδο, το σύνολο του κλιματικού συστήματος είχε διαταραχθεί λόγω της εναλλαγής ιδιαίτερα σημαντικών ποσοτήτων ενέργειας ανάμεσα στον ωκεανό και την ατμόσφαιρα. Η διαταραχή του συστήματος εκφράστηκε με σημαντική ελάττωση των βροχοπτώσεων και εμφάνιση περιόδων ξηρασίας στις δυτικές περιοχές, καθώς και με ανάλογη ενίσχυση της υγρασίας και των βροχοπτώσεων στις δυτικές ακτές της Νοτίου Αμερικής. Οι εκτεταμένες βροχοπτώσεις συνδυάστηκαν με ανάπτυξη ισχυρών κυκλωνικών σχηματισμών στις περιοχές ζωνών σύγκλισης, με αποτέλεσμα την ύπαρξη θυμάτων και καταστροφών που εκτιμούνται σε δισεκατομμύρια δολάρια. Κατά τη διάρκεια του έτους 1997 η μέση παγκόσμια θερμοκρασία ωκεάνιων και χερσαίων επιφανειών εκτιμήθηκε κατά 0,44 °C υψηλότερη από την αντίστοιχη μέση κλιματική της περιόδου 1961-1990. Η προηγούμενη μέγιστη θερμοκρασιακή ανωμαλία ανιχνεύθηκε το 1995 με απόκλιση +0,38 °C. Αν και οι περιοχές που επηρεάζονται άμεσα από το ENSO εντοπίζονται στους τροπικούς του Ειρηνικού, πλήθος άλλων περιοχών φαίνεται να υπόκεινται στις επιδράσεις του φαινομένου. Περιοχές της Νότιας Αμερικής, όπως η Χιλή και η Αργεντινή, εμφάνισαν ιδιαίτερα υψηλά ποσά βροχόπτωσης κατά το διάστημα Ιούνιου-Δεκεμβρίου 1997. Ανάλογα, ισχυρές βροχοπτώσεις παρατηρήθηκαν σε περιοχές της Ανατολικής Αφρικής, όπως στην Κένυα και τη Σομαλία. Στις ανατολικές ακτές της Κεντρικής και Νοτίου Αμερικής εντοπίστηκε εκτεταμένη περίοδος ανομβρίας, όπως επίσης και στις βόρειες περιοχές της Αυστραλίας και της Ινδονησίας ([Σχήμα 7.8](#)).



Σχήμα 7.8 Σχηματική αναπαράσταση των σημαντικότερων επιδράσεων του φαινομένου ENSO κατά τη διάρκεια της περιόδου Ιούνιος-Δεκέμβριος 1997 (τροποποίηση από [Katsafados, 2003](#)).

Η εξασθένηση της μουσσωνικής κυκλοφορίας στη ΝΑ Ασία τη συγκεκριμένη περίοδο φαίνεται επίσης να προέρχεται από την επίδραση του ENSO. Η εμφάνιση του φαινομένου συνδυάζεται με την παρουσία διαφοροποιημένων χαρακτηριστικών του που σχετίζονται με τη διάρκεια (1-2 έτη) ανάπτυξης του, την ένταση και τη συχνότητα του (2-7 έτη). Για τη μελέτη του φαινομένου έχουν αναπτυχθεί πλήθος δεικτών, όπως ο δείκτης νότιας ταλάντωσης (Southern Oscillation Index), ο δείκτης πολλαπλών μεταβλητών (Multivariate ENSO index) και ο πλέον διαδεδομένος, ο δείκτης θερμοκρασιακών ανωμαλιών της επιφάνειας θάλασσας στην περιοχή που χαρακτηρίζεται Niño3.4 ([Σχήμα 7.9](#)).

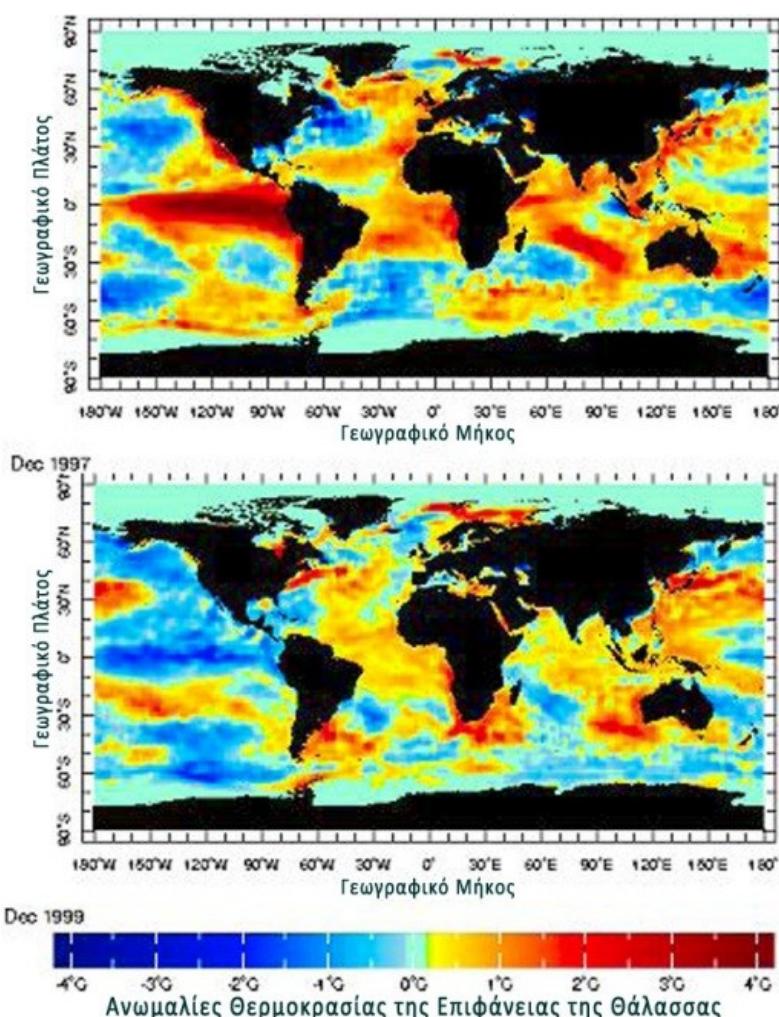


Σχήμα 7.9 Προσδιορισμός περιοχών που χαρακτηρίζονται από την επίδραση του φαινομένου ENSO. Οι περιοχές διακρίνονται σε Niño 1+2 (0°S-10°S, 90°W-70°W), σε Niño 3 (5°N-5°S, 150°W-90°W) και σε Niño 4 (5°N-5°N, 160°E-160°W).

Το ENSO προκαλεί πλημμύρες κατά μήκος της βορειοδυτικής Νότιας Αμερικής και ξηρασίες στην Αυστραλία και την Ινδονησία. Σημαντικές, αλλά μικρότερες επιπτώσεις, γίνονται αισθητές και αλλού, στις χειμερινές θερμοκρασίες της Βόρειας Αμερικής και στην βροχόπτωση της ΒΔ Ευρώπης. Η θέρμανση των επιφανειακών υδάτων αποκόπτει τη συνηθισμένη άνοδο ψυχρότερων υδάτων, με πλούσια θρεπτικά συστατικά προερχόμενα από τα μεγάλα ωκεάνια βάθη, με αποτέλεσμα την πτωχή αλιεία και επομένως οικονομική καταστροφή των ψαράδων. Το ENSO εμφανίζεται κανονικά περίπου τα Χριστούγεννα και διαρκεί συνήθως από μερικές εβδομάδες μέχρι μερικούς μήνες. Μερικές φορές ένα εξαιρετικά θερμό γεγονός μπορεί να αναπτυχθεί και να διαρκεί για πολύ περισσότερο χρονικό διάστημα από τις συνηθισμένες χρονικές περιόδους. Τη δεκαετία του 1990, ισχυρό ENSO αναπτύχθηκε το 1991 με διάρκεια έως το 1995, και από το φθινόπωρο του 1997 έως την άνοιξη του 1998. Πριν από τη δεκαετία του 1980 και τη δεκαετία του 1990, ισχυρά φαινόμενα ENSO εμφανίζονταν κατά μέσον όρο κάθε 10 με 20 έτη. Στις αρχές της δεκαετίας του 1980 εμφανίστηκαν για πρώτη φορά μια σειρά έντονων φαινομένων. Το ENSO του 1982-83 έφερε την ακραία θέρμανση στον ισημερινό Ειρηνικό. Οι θερμοκρασίες της επιφάνειας της θάλασσας σε μερικές περιοχές του Ειρηνικού Ωκεανού αυξήθηκαν κατά 6 °C πάνω από τις κανονικές θερμοκρασίες. Το ENSO του 1982-83 είχε επίσης επίδραση στον καιρό της ισημερινής περιοχής του Ειρηνικού, αλλά και σε παγκόσμιο επίπεδο. Φαινόμενα ξηρασίας εμφανίστηκαν στην Αυστραλία, την Ινδονησία, την Ινδία και τη Νότια Αφρική. Έντονες βροχοπτώσεις έπληξαν την Καλιφόρνια, τον Ισημερινό, και τον Κόλπο του Μεξικού. Σύμφωνα με την επιστημονική βιβλιογραφία δεν υπάρχει τεκμηριωμένη απόδειξη ότι το ENSO επηρεάζει άμεσα τις καιρικές ή τις κλιματικές συνθήκες στην Ανατολική Μεσόγειο ([Katsafados et al., 2005](#)).

Η Νότια Ωκεάνια Ταλάντωση αποτελείται από δύο φάσεις, το El Niño και τη La Niña. Οι διαφορετικές τιμές θερμοκρασίας και βροχοπτώσεων έχουν καταγραφεί κατά τη διάρκεια των γεγονότων El Niño και La Niña, όχι μόνο στον τροπικό Ειρηνικό, αλλά και στις πιο απομακρυσμένες περιοχές του πλανήτη συμπεριλαμβανομένων των βόρειων γεωγραφικών πλατών. Οι συγκεκριμένες μεταβολές μπορεί να εμφανίσουν ακραία πλημμυρικά φαινόμενα και ξηρασίες. Κατά τη διάρκεια των φαινομένων El Niño, οι θερμοκρασίες στον Ανατολικό Ειρηνικό (Περού, Χιλή) αυξάνονται μαζί με τα ποσοστά εξάτμισης, ενώ στη δυτική πλευρά του Ειρηνικού (Αυστραλία, Φιλιππίνες, ΝΑ Ασία) τα ποσοστά αυτά είναι πολύ χαμηλότερα από τις μέσες τιμές βροχοπτώσεων. Αντίθετα, κατά τη διάρκεια της φάσης La Niña, τα θαλάσσια ρεύματα γίνονται αυστηρότερα ψυχρά με σχετικά ξηρές συνθήκες να επανέρχονται στις παράκτιες περιοχές του Περού και συγνές πλημμύρες να πλήγουν την Ανατολική Αυστραλία. Προκειμένου να γίνει κατανοητό εάν βρίσκεται σε εξέλιξη ανάπτυξη El Niño, La Niña ή επικρατεί ένα ουδέτερο στάδιο και ποιά είναι η εκτιμούμενη ένταση τους, χρησιμοποιούνται διαφορετικοί δείκτες με βάση τις διαφορές στην επιφανειακή θερμοκρασία θάλασσας (ΕΘΘ) κατά μήκος του τροπικού Ωκεανού ή με βάση τις διαφορές στην

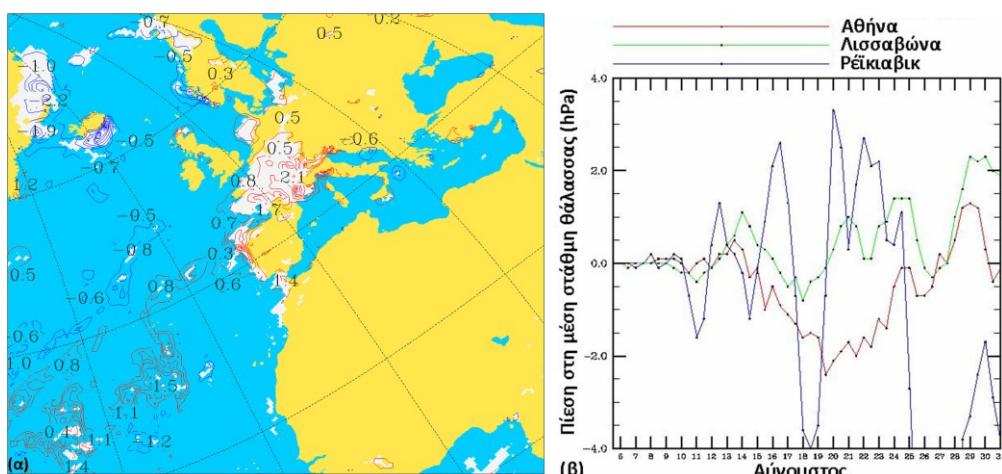
βαρομετρική πίεση μεταξύ των ανατολικών και δυτικών ακτών του Νότιου Ειρηνικού ([Σχήμα 7.10](#)). Ο Δείκτης Νότιας Ταλάντωσης μετρά τη διαφορά της μέσης βαρομετρικής πίεσης στη θαλάσσια επιφάνεια μεταξύ της Ταϊτής και του Darwin της Αυστραλίας. Το El Niño συνδέεται με έντονο αρνητικό δείκτη για αρκετούς μήνες, ενώ η φάση La Niña με έντονα θετικό. Η La Niña χαρακτηρίζεται από δροσερότερες από τις κανονικές ΕΘΘ στον κεντρικό και ανατολικό τροπικό Ειρηνικό Ωκεανό. Κατά τη διάρκεια της La Niña οι ανατολικοί αληγείς άνεμοι ενισχύονται και συνδυάζονται με ανάβλυση ψυχρών υδάτων από τα μεγάλα βάθη του ωκεανού κατά μήκος του Ισημερινού και της δυτικής ακτής της Νότιας Αμερικής. Παρατηρείται πτώση της ΕΘΘ κατά 4 °C κάτω από τη μέση κλιματική τιμή. Το γεγονός αυτό ονομάζεται αντi-El Niño, ή απλά «ψυχρό επεισόδιο». Οι συνθήκες La Niña καθιστούν την ατμόσφαιρα ευσταθή και τείνουν να προκαλέσουν αντίθετες κλιματολογικές επιδράσεις από το El Niño. Τα γεγονότα La Niña εμφανίζονται κατά το ήμισυ της συχνότητας εμφάνισης του El Niño. Μεταξύ του 1950 και του 1997 γεγονότα El Niño εμφανίστηκαν στο 31% του χρονικού διαστήματος, γεγονότα La Niña εμφανίστηκαν στο 23% του χρόνου, ενώ κανονικές συνθήκες παρατηρήθηκαν περίπου στο 46% της συγκεκριμένης χρονικής περιόδου. Τα γεγονότα El Niño και La Niña εμφανίζονται, κατά μέσον όρο, κάθε 3 έως 5 έτη, ενώ το χρονικό διάστημα μεταξύ των γεγονότων ποικίλει από 2 έως 7 έτη. Από το 1975, γεγονότα La Niña έχουν εμφανισθεί μόνο κατά το ήμισυ της συχνότητας εμφάνισης των γεγονότων El Niño. Ένα γεγονός La Niña μπορεί, αλλά όχι πάντα, να ακολουθεί ένα γεγονός El Niño. Οι συνθήκες La Niña διαρκούν συνήθως 9-12 μήνες, αλλά μερικά επεισόδια μπορούν να εμμείνουν για χρονικό διάστημα έως δύο ετών. Τα γεγονότα La Niña δεν έχουν δυσμενείς επιπτώσεις στην αλιεία, όπως το El Niño, αλλά και τα δύο επηρεάζουν το παγκόσμιο κλίμα.



Σχήμα 7.10 Μηνιαίες ανωμαλίες της θερμοκρασίας σε βαθμούς Κελσίου της επιφάνειας της θάλασσας τον Δεκέμβριο 1997 και τον Δεκέμβριο 1999 κατά τη διάρκεια των επεισοδίων El Niño (επάνω) και La Niña(κάτω) (τροποποίηση από NOAA-NCEP).

7.1.1. Η επίδραση του El Niño στην Ευρώπη και τη Μεσόγειο

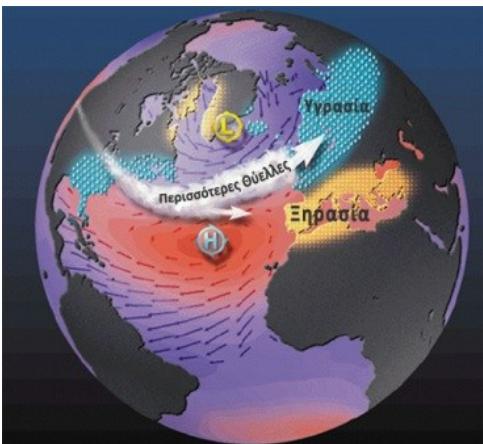
Παρατηρησιακά και αριθμητικά πειράματα έχουν προσδιορίσει περιοχές ανά τον κόσμο όπου οι ατμοσφαιρικές συνθήκες επηρεάζονται από τις ανωμαλίες της επιφανειακής θερμοκρασίας θάλασσας της τροπικής ζώνης του Ειρηνικού. Σύμφωνα με τους [Katsafados et al. \(2005\)](#) οι ατμοσφαιρικές συνθήκες πάνω από την Ευρώπη και τη Μεσόγειο φαίνεται να επηρεάζονται από την τροπική ζώνη του Ειρηνικού Ωκεανού. Οι προσομοιώσεις υψηλής και χαμηλής ανάλυσης που πραγματοποίησαν την περίοδο μέγιστης ισχύος φαινομένου El Niño, 1 Αυγούστου έως 31 Οκτωβρίου 1997, κατέδειξαν επίδραση του φαινομένου στην ατμοσφαιρική κυκλοφορία πάνω από την Ευρώπη και τη Μεσόγειο. Ιδιαίτερα οι προσομοιώσεις υψηλής οριζόντιας ανάλυσης ($0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$) εμφάνισαν σημαντικές διαφορές στον ρυθμό βροχόπτωσης, οι οποίες μπορούν να θεωρηθούν αντιπροσωπευτικές μιας ευρείας δυναμικής απόκρισης, στατιστικά σημαντικής πάνω από την Ευρώπη ([Σχήμα 7.11α](#)). Τα συγκεκριμένα αποτελέσματα δείχνουν ότι οι περιοχές μεταξύ του χαμηλού της Ισλανδίας και του αντικυκλώνα των Αζορών, επηρεάζονται σημαντικά από διαταραχές της επιφανειακής θερμοκρασίας θάλασσας της τροπικής ζώνης του Ειρηνικού. Σημαντική, επίσης, είναι η απόκριση της πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας σε απομακρυσμένες περιοχές, όπως το Ρέικιαβικ, υποδηλώνοντας εξάρτηση του χαμηλού της Ισλανδίας από το El Niño. Η Λισσαβώνα και η Αθήνα εμφανίζουν μικρότερες αποκλίσεις του εύρους της πίεσης με περίπου τέσσερις ημέρες καθυστέρηση σε σχέση με το Ρέικιαβικ ([Σχήμα 7.11β](#)).



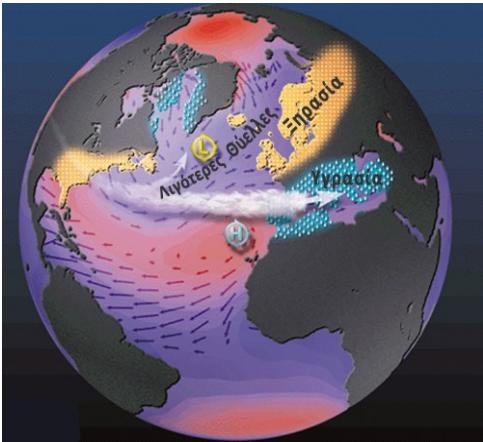
Σχήμα 7.11 α) Μέσες μηνιαίες διαφορές ρυθμού βροχόπτωσης για τον Οκτώβριο του 1997, β) μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας για την Αθήνα, τη Λισσαβώνα και το Ρέικιαβικ τον Αύγουστο του 1997 (προκύπτηση από [Katsafados et al., 2005](#)).

7.2. Ταλάντωση Βόρειου Ατλαντικού

Όπως η νότια ταλάντωση, υπάρχει ένα παρόμοιο πρότυπο καιρού στο Βόρειο Ημισφαίριο. Η ταλάντωση του Βόρειου Ατλαντικού αποτελεί έναν βασικό φυσικό παράγοντα που επηρεάζει τις κλιματικές συνθήκες στο Βόρειο Ατλαντικό και στις περιοχές της Μεσογείου, ιδιαίτερα κατά τη διάρκεια του χειμώνα. Ο δείκτης της ταλάντωσης του Βόρειου Ατλαντικού (North Atlantic Oscillation-NAO) προκύπτει από τη μεταβολή των σχετικών πιέσεων στη μέση στάθμη θάλασσας μεταξύ Ισλανδίας και Αζορών και αποτελεί βασικό παράγοντα που επηρεάζει τα πρότυπα καιρού της Ευρώπης και της Μεσογείου. Ο όρος εισήχθει από τον Gilbert Walker το 1924.



Σχήμα 7.12 Ο θετικός δείκτης NAO.



Σχήμα 7.13 Ο αρνητικός δείκτης NAO.

Στο [Σχήμα 7.12](#) απεικονίζεται ο θετικός δείκτης NAO, που υποδηλώνει ισχυρό υποτροπικό κέντρο υψηλών πιέσεων στον Ατλαντικό και βαθύτερη του κανονικού περιοχή χαμηλών πιέσεων στην Ισλανδία. Η αύξηση της διαφοράς πίεσης επιφέρει μεταφορά της τροχιάς των υφέσεων του Ατλαντικού σε μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη και ενίσχυση της ξηρασίας στη Μεσόγειο. Αρνητικός δείκτης NAO υποδηλώνει ασθενές υποτροπικό κέντρο υψηλών πιέσεων στον Ατλαντικό και αβαθή περιοχή χαμηλών πιέσεων στην Ισλανδία. Η μείωση της βαθιμίδας πίεσης επιφέρει ασθενή κυκλωνική κυκλοφορία στον Ατλαντικό και μεταφορά της τροχιάς των υφέσεων του Ατλαντικού προς τη Μεσόγειο ([Σχήμα 7.13](#)). Έχει αποδειχθεί ότι το NAO είναι ο κύριος παράγοντας που επηρεάζει τα πρότυπα των χειμερινών βροχοπτώσεων και της θερμοκρασίας πάνω από την περιοχή της Μεσογείου. Άλλα δεν μπορούν να εξηγηθούν όλες οι μεταβολές στο κλίμα της Μεσογείου από το NAO και το ENSO. Άλλα παγκόσμια φαινόμενα κλίματος μπορούν επίσης να είναι υπεύθυνα. Η ένταση της μουσσωνικής δραστηριότητας στην Ασία και το ποσό των βροχοπτώσεων στην υποσαχάρια Αφρική (Sahel) μπορεί να επηρεάσουν το κλίμα της Μεσογείου. Οι διαφορές στην ατμοσφαιρική πίεση μεταξύ των ανατολικών και δυτικών λεκανών της Μεσογείου ρυθμίζουν τη Μεσογειακή ταλάντωση, η οποία διαμορφώνει την ατμοσφαιρική κυκλοφορία στην περιοχή.

7.3. Κλιματολογία των κυκλώνων στη Μεσόγειο

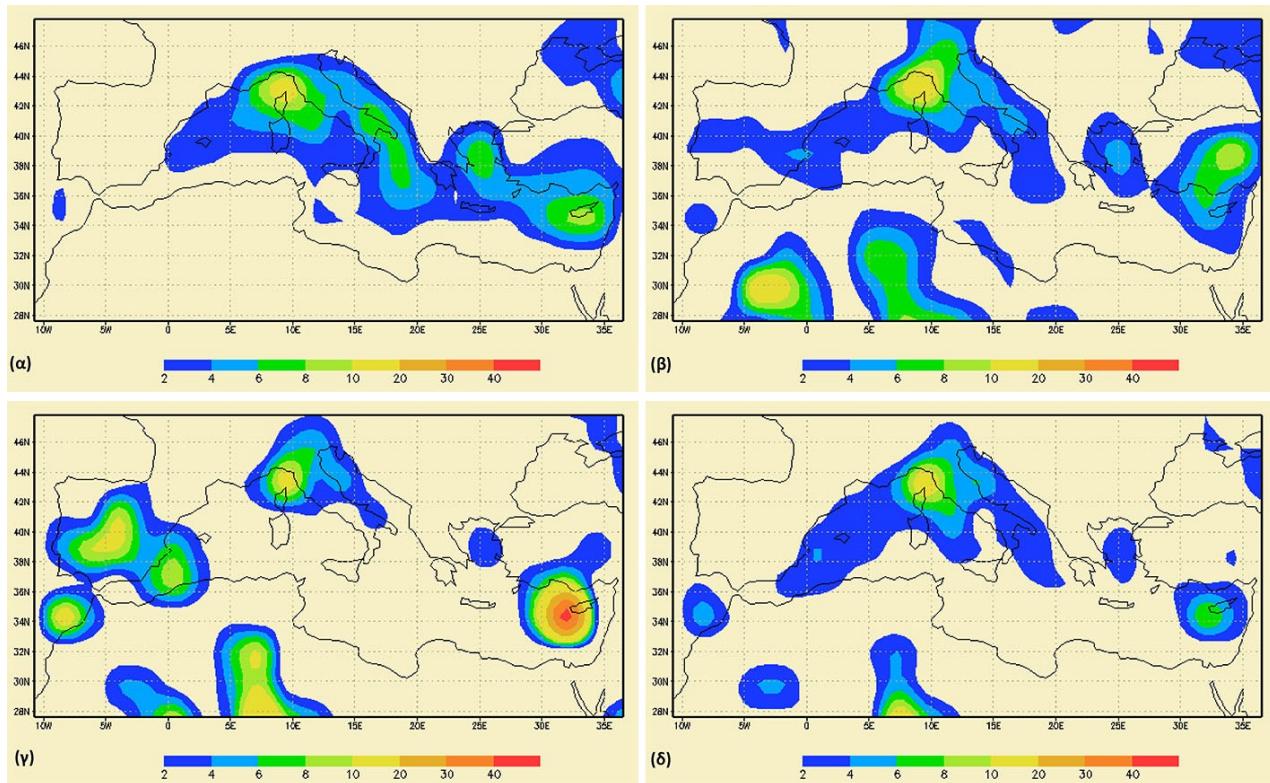
Η κλιματολογία των κυκλώνων στην περιοχή της Μεσογείου επηρεάζεται, κυρίως, από την περιορισμένης έκτασης Μεσόγειο θάλασσα, η οποία αποτελεί σημαντική πηγή ενέργειας και υγρασίας για τη δημιουργία των

κυκλώνων. Τα πολύπλοκα φυσιογραφικά χαρακτηριστικά και η τοπογραφία της ξηράς παίζουν καθοριστικό ρόλο στη διαμόρφωση και στην εκτροπή των αερίων μαζών. Επιπλέον, επειδή βρίσκεται μεταξύ των υψηλών πιέσεων της υποτροπικής ζώνης και των δυτικών ανέμων των μέσων πλατών, χαρακτηρίζεται από ετήσια μεταβλητότητα της κυκλωνικής δραστηριότητας και επομένως και των υδάτινων πόρων που εξαρτώνται κυρίως από τις βροχοπτώσεις.

Οι κυκλώνες της Μεσογείου χαρακτηρίζονται από μικρότερο χρόνο ζωής από ότι οι κυκλώνες των υποτροπικών περιοχών που αναπτύσσονται στον Ατλαντικό. Το 65% των κυκλώνων είναι υποσυνοπτικής κλίμακας, με ακτίνα κάτω από 550 km. Αν εξαιρεθούν κυκλώνες με πολύ μικρή περίοδο ζωής (12 ώρες), οι περισσότεροι κυκλώνες της Μεσογείου έχουν διάρκεια ζωής περίπου 28 ώρες με αυτούς της Δυτικής Μεσογείου να έχουν μεγαλύτερη ακτίνα σε σχέση με τους αντίστοιχους της Ανατολικής Μεσογείου.

Η γενική συνοπτική δραστηριότητα πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου γίνεται περισσότερο έντονη την περίοδο Νοεμβρίου-Μαρτίου. Η χωροχρονική κατανομή των κυκλώνων της Μεσογείου παρουσιάζει μηνιαία μεταβλητότητα για τον χειμώνα, την άνοιξη και το καλοκαίρι, ενώ το φθινόπωρο που θεωρείται μεταβατική εποχή χαρακτηρίζεται από ετήσια μεταβλητότητα ([Lionello et al., 2006](#)).

Τον χειμώνα η κυκλογένεση λαμβάνει χώρα κυρίως στις βορειότερες ακτές, όπου τρεις περιοχές χαρακτηρίζονται από έντονη βαροκλινικότητα: η υπήνεμη πλευρά των Άλπεων, όπου οι σφήνες υφέσεως επηρεάζονται από τις ορεινές εξάρσεις, και οι περιοχές του Αιγαίου Πελάγους και της Μαύρης Θάλασσας, όπου οι σφήνες υφέσεως κινούνται πάνω από τη θερμότερη θάλασσα, ([Σχήμα 7.14a](#)). Η ορογραφική κυκλογένεση δεν περιορίζεται μόνο στην περιοχή των Άλπεων, αλλά συμβάλλει σημαντικά στη δημιουργία χαμηλών στην περιοχή του Κόλπου των Λεόντων, νότια των Πυρηναίων, αλλά και στη Νότια Ιταλία, νότια των Απεννίνων. Στη νοτιοανατολική περιοχή της Μεσογείου η κυκλογενετική δραστηριότητα ελέγχεται σε μεγάλο βαθμό από μεγάλης κλίμακας συνοπτικά συστήματα που σχετίζονται κυρίως με εισβολές ψυχρότερων αερίων μαζών από το βορρά.



Σχήμα 7.14 Μέση γεωγραφική κατανομή της εμφάνισης κυκλωνικών κέντρων κατά τη διάρκεια α) του χειμώνα, β) της άνοιξης, γ) του καλοκαΐριού και δ) του φθινοπώρου ([Πηγή \[www.eumetcal.org\]\(http://www.eumetcal.org\)](http://www.eumetcal.org). Οι χάρτες προέρχονται από ECMWF αναλύσεις ERA40).

Την άνοιξη, η ενδυνάμωση της θερμοβαθμίδας κατά μήκος των ακτών της Βόρειας Αφρικής οδηγεί σε συνθήκες περιορισμένης ευστάθειας στην υπήνεμη πλευρά των ορέων του Άτλαντα. Το γεγονός αυτό συμβάλλει στη δημιουργία και στη διατήρηση των βαρομετρικών χαμηλών της Μεσογείου την άνοιξη ([Σχήμα 7.14β](#)) και το καλοκαίρι ([Σχήμα 7.14γ](#)). Ο κύκλος ζωής των θερινών κυκλώνων, που αναπτύσσονται κυρίως πάνω από τη Βόρεια Αφρική και την Ιβηρική χερσόνησο, εξαρτάται από τις ημερήσιες διακυμάνσεις της θερμοκρασίας. Οι θερινοί κυκλώνες εμφανίζουν μέγιστη ένταση αργά το απόγευμα, ενώ η κυκλόλυση παρατηρείται τις πρώτες πρωινές ώρες. Υπάρχουν επίσης πολλές περιπτώσεις ανάπτυξης ισχυρών κυκλώνων το φθινόπωρο που μπορεί να οδηγήσουν σε πλημμυρικά φαινόμενα ([Σχήμα 7.14δ](#)). Λαμβάνουν μεγάλα ποσά λανθάνουσας ενέργειας από την επιφάνεια της σχετικά ζεστής θάλασσας, ενισχύονται με ιδιαίτερα γρήγορο ρυθμό και μπορεί να φτάσουν ατμοσφαιρική πίεση της τάξης των 980 hPa σε λιγότερο από 24 ώρες (μετεωρολογικές βόμβες).

7.4. Στρατοσφαιρικό Όζον

Η ατμοσφαιρική κατανομή του όζοντος (O_3) και ο ρόλος του στο ενεργειακό ισοζύγιο της Γης είναι μοναδικός. Το όζον στο κατώτερο τμήμα της ατμόσφαιρας, την τροπόσφαιρα και την κατώτερη στρατόσφαιρα, λειτουργεί ως θερμοκηπιακό αέριο. Υψηλότερα στη στρατόσφαιρα υπάρχει ένα φυσικό στρώμα υψηλής συγκέντρωσης όζοντος, το οποίο απορροφά την υπεριώδη ηλιακή ακτινοβολία. Σε αυτή την περίπτωση το επονομαζόμενο «στρώμα του όζοντος» παίζει έναν ουσιαστικό ρόλο στην ισορροπία της ακτινοβολίας της στρατόσφαιρας, ενώ ταυτόχρονα φιλτράρει τη δυνητικά καταστροφική φύση της υπεριώδους ακτινοβολίας. Όμως το βασικό ερώτημα δεν είναι πότε τα επίπεδα του στρατοσφαιρικού στρώματος όζοντος μειώνονται, αλλά τι σημαίνει αυτή η μείωση για τη ζωή πάνω στη Γη. Όσο το ποσοστό του όζοντος στην ατμόσφαιρα μειώνεται, το ποσό της Ultraviolet-B (UV-B) ακτινοβολίας, που προσεγγίζει την επιφάνεια της Γης, αυξάνει. Η UV-B ακτινοβολία σχετίζεται με καρκίνο του δέρματος και άλλες βιολογικές βλάβες, καθώς απορροφάται άμεσα από το DNA των οργανισμών.

Η μέτρηση της UV-B ακτινοβολίας είναι περίπλοκη. Τα επίπεδα της επηρεάζονται από την ώρα της ημέρας, από την ημέρα του χρόνου, το γεωγραφικό πλάτος, τις καιρικές συνθήκες, και τη συγκέντρωση του όζοντος στη στρατόσφαιρα. Η UV ακτινοβολία είναι μέρος του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος που συγκροτείται από μήκη κύματος μεταξύ 280 και 400 nm (0,28-0,40 μμ). Η UV-A ακτινοβολία σχετίζεται με το μαύρισμα από τον Ήλιο και τις βλάβες του DNA, αλλά οι επιβλαβείς επιδράσεις αυξάνονται πάνω από χίλιες φορές στα μικρότερα μήκη κύματος που αναφέρονται ως UV-B. Χαμηλότερα από 300 nm, οι ακτίνες είναι αραιές αλλά πολύ καταστροφικές, ενώ πλησίον στα 315 nm είναι περισσότερες αλλά λιγότερο καταστροφικές.

Παρότι συχνά αναφέρεται ως «τρύπα» του όζοντος δεν είναι πραγματικά μια τρύπα, αλλά μια εποχιακή εξασθένιση της στοιβάδας του όζοντος στη στρατόσφαιρα. Η εξασθένιση στο στρώμα του όζοντος πάνω από την Ανταρκτική εντοπίστηκε για πρώτη φορά το 1976 και αρχικά οι επιστήμονες δεν έδωσαν σημασία στις μετρήσεις των οργάνων τους θεωρώντας ότι τα όργανα δεν λειτουργούσαν σωστά. Όταν η συγκεκριμένη προσέγγιση αποδείχτηκε λανθασμένη, οι επιστήμονες κατάλαβαν ότι κατέγραφαν φυσικές διακυμάνσεις στην ποσότητα του όζοντος. Πάντως από το 1985 οι επιστήμονες βεβαιώθηκαν ότι αντιμετώπιζαν ένα μείζον πρόβλημα.

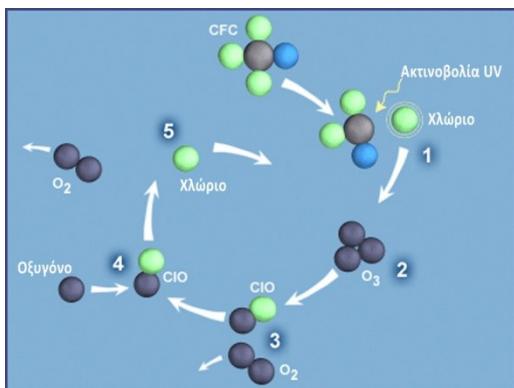
Γιατί πήρε τόσο πολύ χρόνο στους επιστήμονες να λύσουν αυτό το μυστήριο; Στα μέσα της δεκαετίας του 1970 δεν είχε δοθεί η απαραίτητη προσοχή στη σημασία των χημικών διεργασιών που ταχύτατα κατέστρεφαν το όζον στη στρατόσφαιρα της Ανταρκτικής. Οι μετρούμενες δραματικές διακυμάνσεις στα επίπεδα του όζοντος, αποδόθηκαν αρχικά σε εσφαλμένη καταγραφή των οργάνων ή σε άλλες φυσικές διεργασίες, όπως η δραστηριότητα των ηλιακών κηλίδων ή οι ηφαιστειακές εκρήξεις. Ένα ανθρωπογενές αέριο, το χλώριο, ήταν ο κύριος ένοχος στην καταστροφή του όζοντος. Το χλώριο συμμετείχε σε μια οικογένεια χημικών ενώσεων γνωστή ως χλωροφθοράνθρακες (CFCs).

Εξαιτίας της χημικής τους σταθερότητας, της χαμηλής τοξικότητας και των φυσικών ιδιοτήτων τους, αυτές οι πτητικές ουσίες στην κατώτερη ατμόσφαιρα είχαν ευρύτατα χρησιμοποιηθεί μέχρι τη δεκαετία του 1960 ως ψυκτικά, ως βιομηχανικοί διαλύτες καθαρισμού, ως προωθητικά με ψεκασμό αερολυμάτων σε μεταλλικά δοχεία και στην παραγωγή φελιζόλ. Η ευρεία χρήση των CFCs έχει αυξήσει τη συγκέντρωση τους στην ατμόσφαιρα. Οι επιστήμονες μπορούσαν να ανιχνεύσουν 100 μέρη ανά τρισεκατομμύριο (ppt) CFC-12 στην ατμόσφαιρα τη δεκαετία του 1960, 200 ppt το 1975 και περισσότερα από 400 ppt το 1987. Μέχρι το

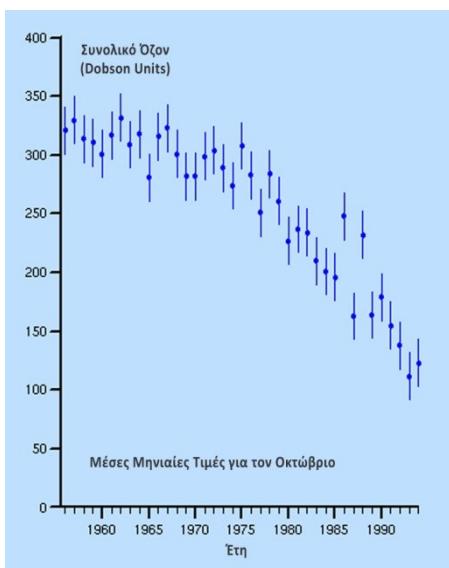
1990 η συγκέντρωση CFC-11 και CFC-12, των δύο πιο καταστροφικών και σταθερών CFCs, ήταν πάνω από 750 ppt.

Τα CFCs μετακινούνται αργά ανοδικά προς τη στρατόσφαιρα, όπου διασπώνται από την υπεριώδη ακτινοβολία, απελευθερώνοντας χλώριο που καταλυτικά καταστρέφει το όζον. Στο [Σχήμα 7.15](#) παριστάνεται ο καταστροφικός κύκλος ενός ατόμου χλωρίου. Ειδικότερα:

- Η ακτινοβολία UV διασπά ένα άτομο χλωρίου από ένα μόριο (CFC).
- Το άτομο χλωρίου διασπά ένα μόριο όζοντος (O_3) αποσυνθέτοντάς το στα μέρη του και καταστρέφοντας το όζον.
- Το αποτέλεσμα είναι η παραγωγή μοριακού οξυγόνου (O_2) και μορίου μονοξειδίου του χλωρίου (ClO).
- Το μόριο του μονοξειδίου του χλωρίου (ClO) διασπάται από ένα ελεύθερο άτομο οξυγόνου απελευθερώνοντας το άτομο χλωρίου και σχηματίζοντας ένα κανονικό μόριο οξυγόνου (O_2).
- Το άτομο χλωρίου διασπά παρόμοια και άλλα μόρια όζοντος (O_3). Ένα άτομο χλωρίου μπορεί να επαναλάβει αυτόν τον καταστροφικό κύκλο χλιαρίδες φορές.



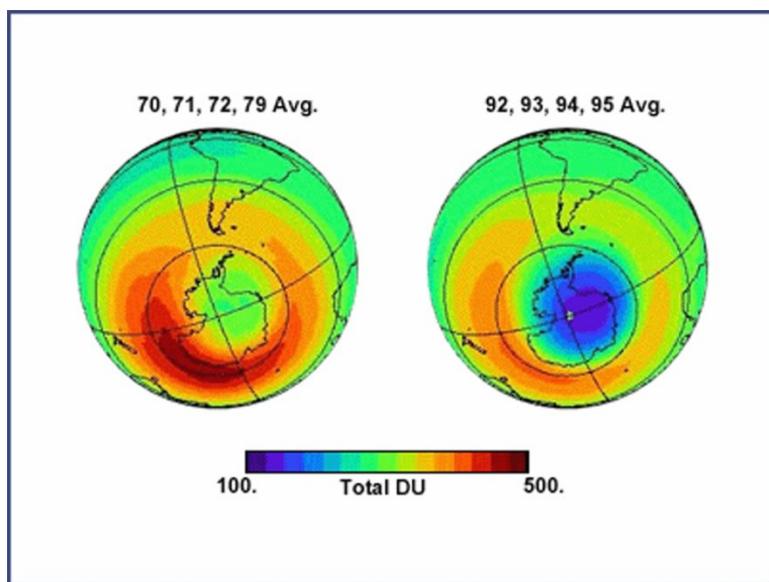
Σχήμα 7.15 Ο κύκλος ενός ατόμου χλωρίου στη στρατόσφαιρα (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).



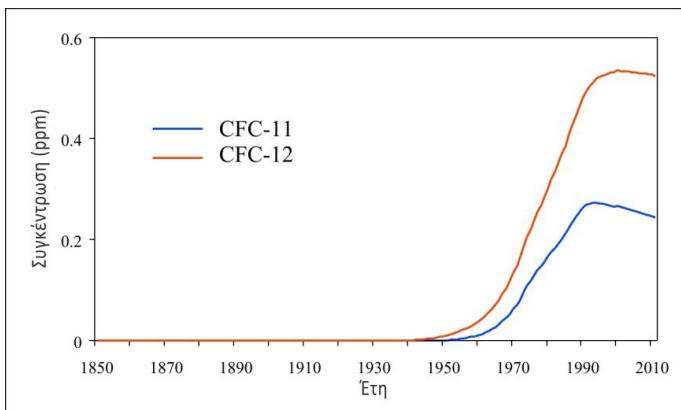
Σχήμα 7.16 Η μείωση του συνολικού ποσού όζοντος κατά τη διάρκεια τριών δεκαετιών (1960-1990).

Η υπόθεση του στρατοσφαιρικού óζοντος ξεκίνησε στον Κόλπο Halley στην Ανταρκτική, όπου Βρετανοί επιστήμονες ελάμβαναν μετρήσεις του óζοντος στην ατμόσφαιρα μέχρι το 1957. Το 1976 εντόπισαν μια εξασθένηση της τάξης του 10% στα επίπεδα του óζοντος κατά την διάρκεια του Σεπτεμβρίου, του Οκτωβρίου και του Νοεμβρίου, την άνοιξη της Ανταρκτικής. Αφού οι συγκεντρώσεις του óζοντος σε αυτήν την περιοχή παρουσίαζαν εποχιακή κύμανση οι ερευνητές δεν ανησύχησαν όταν η ανοιξιάτικη μείωση συνέβαινε επαναλαμβανόμενα. Όμως το 1983 καταγράφηκαν ιστορικά χαμηλά στη συγκέντρωση óζοντος. Ήταν συνεπώς προφανές ότι η εξασθένιση της στοιβάδας του óζοντος πάνω από την Ανταρκτική προέρχεται από τα υψηλά επίπεδα χλωρίου, που καταστρέφουν καταλυτικά το óζον ([Σχήμα 7.16](#)).

Τα υψηλά επίπεδα του ενεργού χλωρίου σχηματίζονται στην κρύα, σκοτεινή χειμωνιάτικη στρατόσφαιρα όταν οι αντιδράσεις πάνω στις επιφάνειες των παγωμένων νεφωδών σωματιδίων απελευθερώνουν χλώριο από ακίνδυνες για το óζον χημικές ενώσεις σε μια ενεργή δομή που αντιδρά με το óζον. Όταν το φως του Ήλιου επιστρέφει στις πολικές περιοχές κατά την περίοδο της νότιας άνοιξης, το ενεργό χλώριο ταχύτατα ξεκινά να καταστρέφει το óζον. Τα υπερβολικά παγωμένα σύννεφα πάγου μπορούν να σχηματιστούν πάνω και από τους δύο πόλους κατά τη διάρκεια του χειμώνα, αλλά είναι πιο συνηθισμένα πάνω από την Ανταρκτική περιοχή. Κατά τη διάρκεια του χειμώνα, η ατμοσφαιρική κυκλοφορία δημιουργεί δίνες ή στροβιλισμούς αέρα πάνω και από τους δύο πόλους. Πολύ χαμηλές θερμοκρασίες συμβαίνουν μέσα σε μια πολική δίνη, η οποία είναι απομονωμένη από την υπόλοιπη ατμόσφαιρα. Το υπερβολικό ψύχος διαμορφώνει τον σχηματισμό παγωμένων νεφών κατά τη διάρκεια του χειμώνα και διευκολύνει την καταστροφή του óζοντος, όταν το φως επιστρέψει κατά τη διάρκεια της άνοιξης. Η τεκμηρίωση της συγκεκριμένης διαδικασίας προέκυψε από μια σειρά πειραμάτων πεδίου το 1987. Στο [Σχήμα 7.17](#) συγκρίνονται οι μέσοι όροι τιμών του óζοντος μετρημένοι σε μονάδες Dobson πάνω από την Ανταρκτική για τις περιόδους 1970-72, 1979, και 1992-1995.



Σχήμα 7.17 Η μείωση του συνολικού ποσού óζοντος για τις περιόδους 1970-1972, 1979 και 1992-1995 (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET).



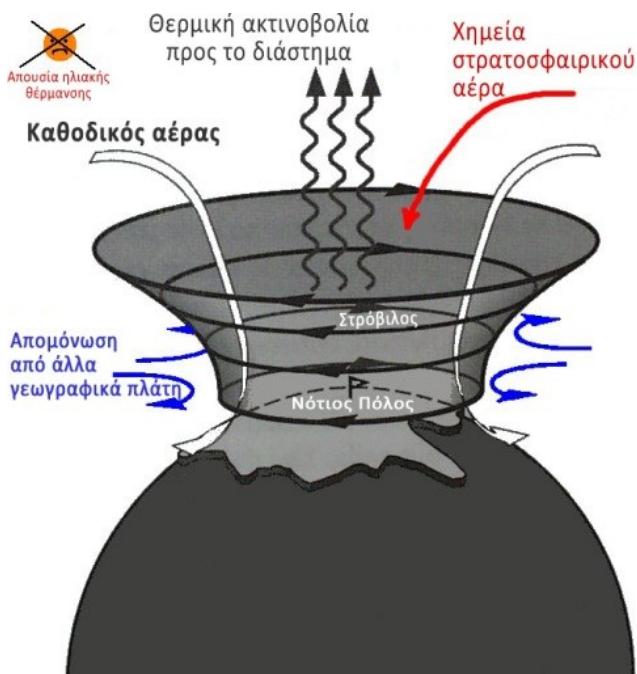
Σχήμα 7.18 Η συγκέντρωση (σε ppbv) των CFC-11 τα τελευταία 250 χρόνια.

Η απώλεια του όζοντος πάνω από πολυπληθείς περιοχές υπογραμμίζει τη σημασία της τήρησης του Πρωτοκόλλου του Μόντρεαλ το 1987. Αυτή η συμφωνία, που υπογράφηκε από περισσότερα από 70 κράτη, θέτει στόχους για τη μείωση της παραγωγής των CFCs κατά 20% (σχετικά με τα επίπεδα το 1986) μέχρι το 1993 και κατά 50% μέχρι το 1998. Οι ΗΠΑ και άλλα έθνη πέτυχαν αυτούς τους στόχους. Το 1993, η παγκόσμια παραγωγή CFC είχε ήδη μειωθεί κατά 40%, σε σύγκριση με τα επίπεδα του 1986. Αυτό είναι ευνοϊκό, από τη στιγμή που τα CFCs που έχουν εκλυθεί ήδη στην ατμόσφαιρα θα συνεχίσουν να αποτελούν απειλή της στοιβάδας του όζοντος για εκατοντάδες χρόνια. Το Σχήμα 7.18 αναπαριστά την ανοδική τάση των CFC-11 και CFC-12 από τη δεκαετία του 1950 μέχρι το 2010. Πρόσφατες όμως μετρήσεις έχουν καταδείξει μια ξεκάθαρη μείωση των CFC-11 και CFC-12, κυρίως μετά το 2000.

Οι εκπομπές των αεροσκαφών (κυρίως οξείδια του αζώτου, υδρατμοί και αερολύματα) επηρεάζουν σημαντικά το ατμοσφαιρικό όζον, αλλά και το κλίμα γενικότερα. Ωστόσο, οι άκαυτοι υδρογονάνθρακες, το μονοξείδιο του άνθρακα και ο καπνός που εκπέμπονται παραλληλα δεν επιδρούν σημαντικά στην στρατόσφαιρα. Τα οξείδια του αζώτου στην κατώτερη στρατόσφαιρα μάλλον μετριάζουν την απώλεια του όζοντος με άλλες διεργασίες στις οποίες εμπλέκονται τα οξείδια του υδρογόνου, του χλωρίου, και του βρωμίου. Πολλές φορές, το σχετικό ισοζύγιο των συστατικών αυτών μπορεί να είναι τέτοιο, ώστε η εισαγωγή οξειδίων του αζώτου από τις εκπομπές των αεροσκαφών να συνοδεύεται από ελάττωση ή και αύξηση του όζοντος στην κατώτερη στρατόσφαιρα. Η αύξηση των οξειδίων του αζώτου στην ανώτερη τροπόσφαιρα οδηγεί σε αύξηση του όζοντος στη συγκεκριμένη περιοχή. Στην πολική χειμερινή στρατόσφαιρα, τα οξείδια του αζώτου συμμετέχουν στον σχηματισμό των Πολικών Στρατοσφαιρικών Νεφών (Polar Stratospheric Clouds-PSCs), τα οποία οδηγούν σε μεγάλες εποχικές απώλειες του όζοντος (π.χ. τρύπα του όζοντος).

Όπως έχει αναφερθεί και παραπάνω, κατά την περίοδο Ιουνίου-Σεπτεμβρίου, χειμώνα του Νοτίου Ημισφαιρίου, ο στρατοσφαιρικός αέρας πάνω από την Ανταρκτική δεν μπορεί να αλληλεπιδράσει με τον αέρα των χαμηλότερων γεωγραφικών πλατών λόγω του πολικού στροβίλου, ο οποίος είναι περιορισμένος από ισχυρούς δυτικούς ανέμους που περιβάλλουν τον Νότιο Πόλο. Εξαιτίας της έλλειψης της ηλιακής θέρμανσης τη συγκεκριμένη χρονική περίοδο ο αέρας μέσα στον στρόβιλο είναι ιδιαίτερα ψυχρός. Τα ανώτερα νέφη που σχηματίζονται λόγω του ψυχρού αυτού πυρήνα του στροβίλου, όπου οι θερμοκρασίες μπορούν να έχουν και τιμές κάτω από -80 °C, είναι τα PSCs. Αντιθέτως, κατά τη διάρκεια της άνοιξης του Νοτίου Ημισφαιρίου η ροή που περιβάλλει τον στρόβιλο αρχίζει και εξασθενεί, με αποτέλεσμα στα τέλη του Δεκεμβρίου ο στρόβιλος να έχει διαλυθεί εντελώς. Ο στρόβιλος, πάντως, λειτουργεί τον χειμώνα ως μια τεράστια και απομονωμένη περιοχή, όπου συμβαίνουν αποκλειστικά και μόνο χημικές αντιδράσεις. Για παράδειγμα, αν και οι συγκεντρώσεις του όζοντος είναι σε φυσιολογικά επίπεδα, μέσα στον στρόβιλο την περίοδο του Αυγούστου, η συγκέντρωση του ClO είναι δεκαπλάσια από την περιοχή έξω από τον στρόβιλο. Από το Σεπτέμβριο όμως, όπου αρχίζει πάλι να λαμβάνει χώρα η ηλιακή θέρμανση στην περιοχή, η συγκέντρωση του όζοντος στην περιοχή του στροβίλου μειώνεται δραματικά. Συμβαίνει επίσης σημαντική μείωση στις συγκεντρώσεις των οξειδίων του αζώτου, καθώς και των υδρατμών κυρίως από την εξωτερική πλευρά του στροβίλου. Η μείωση αυτή οφείλεται κυρίως στον σχηματισμό του νιτρικού οξέος (HNO_3) (αλλά και της συμπύκνωσης του νερού) σε χαμηλές θερμοκρασίες μέσα στον στρόβιλο. Έτσι, δημιουργούνται τρείς τύποι PSCs. Ο πρώτος τύπος (Type 1 PSCs) (συμπύκνωση στους -78 °C) πιθανόν να αποτελείται από υγρά και στερεά σωματίδια $\text{HNO}_3(\text{H}_2\text{O})_3$ (nitric acid trihydrate), νερό και θειικό οξύ. Αυτά

τα σωμάτια έχουν διάμετρο 1 μμ. Ο δεύτερος τύπος (Type 2 PSCs) (συμπύκνωση στους -85 °C) αποτελείται από ένα μείγμα πάγου και νερού με μια ποσότητα αδιάλυτου HNO_3 (τα σωμάτια αυτά έχουν διάμετρο μικρότερη των 10 μμ). Ο τρίτος τύπος (Type 3 PSCs) δημιουργείται από την ταχεία ψύξη του συμπυκνωμένου νερού στις ροές πάνω από το ανάγλυφο, όμως είναι περιορισμένης έκτασης και διάρκειας και δε σχηματίζονται πάνω από την περιοχή του Νότιου Πόλου. Καθώς τα σωμάτια των PSCs καθιζάνουν με αργό ρυθμό απομακρύνονται νερό και συστατικά αζώτου από τη στρατόσφαιρα. Αυτές ακριβώς οι χημικές αντιδράσεις παίζουν σημαντικό ρόλο στη μείωση του όζοντος στην περιοχή του πολικού στροβίλου. Στο [Σχήμα 7.19](#) απεικονίζονται οι διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στον πολικό στρόβιλο.



Σχήμα 7.19 Η δομή του πολικού στροβίλου στο Νότιο Ημισφαίριο.

7.5. Εργαστηριακή εφαρμογή

Έστω η κλιματική μεταβλητή, x , η οποία θα μπορούσε να αντιπροσωπεύσει τη μηνιαία, την εποχιακή ή την ετήσια θερμοκρασία για μια περιοχή με συγκεκριμένο γεωγραφικό μήκος και πλάτος, αλλά και σε συγκεκριμένο ύψος πάνω από την επιφάνεια της Γης. Ας θεωρήσουμε επίσης ότι η X είναι η κλιματική μέση τιμή της x . Η διαφορά της x από την (εποχικά διακυμανόμενη) κλιματική μέση τιμή X ονομάζεται ανωμαλία της x (έστω x') και δίνεται από τη σχέση (7.1). Για παράδειγμα, μια τιμή θερμοκρασίας 3 °C κάτω από τη φυσιολογική, καλείται θερμοκρασιακή ανωμαλία των -3 °C.

$$x' = x - X \quad (7.1)$$

Η διακύμανση της x γύρω από την κλιματική μέση τιμή δίνεται από την εξίσωση (7.2). Η διακύμανση αποτελεί μια θετικά ορισμένη ποσότητα, με μονάδες του τετραγώνου της υπό εξέταση μεταβλητής ($\text{π.χ. } ^\circ\text{C}^2$ για τη θερμοκρασία) και ουσιαστικά αποτελεί ένα μέτρο της μεταβλητότητας της x σε σχέση με τη μέση κλιματική τιμή.

$$\overline{x^2} = \overline{(x - X)^2} \quad (7.2)$$

Η τυπική απόκλιση δίνεται από τη σχέση (7.3) και χρησιμοποιείται ευρέως για τον προσδιορισμό της διασποράς.

$$\sigma(x) \equiv \sqrt{\overline{(x - X)^2}} \quad (7.3)$$

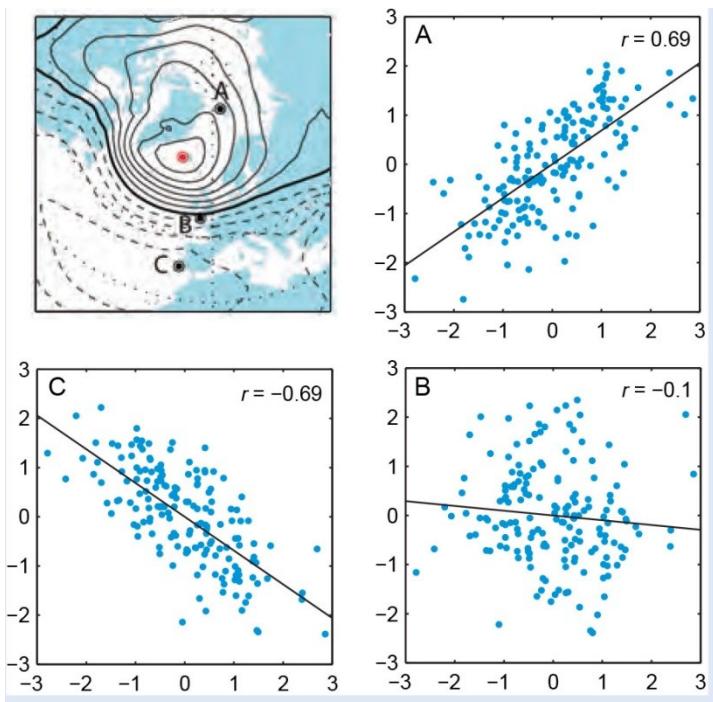
Η τυπική ανωμαλία (σχέση 7.4) είναι το αδιάστατο μέτρο της διαφοράς από τη μέση τιμή. Σχετικά με μεταβλητές, όπως η μέση μηνιαία θερμοκρασία, η πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας, το γεωδυναμικό ύψος κ.α., το 64% των τυπικών ανωμαλιών έχει απόλυτες τιμές μικρότερες του 1, το 95% των τυπικών ανωμαλιών έχει απόλυτες τιμές μικρότερες του 2 και το 99,9% των τυπικών ανωμαλιών έχει απόλυτες τιμές μικρότερες του 3. Επομένως, για τέτοιες κατανομές, μια τυπική ανωμαλία x^* με τιμή +1 ή -1 μπορεί να θεωρηθεί αντιπροσωπευτική του πλαισίου της τυπικής απόκλισης.

$$x^* \equiv \frac{x'}{\sigma(x)} \quad (7.4)$$

Έστω η σχέση μεταξύ δυο χρονοσειρών $x(t)$ και $y(t)$ που θα μπορούσαν να αντιπροσωπεύουν τις τιμές της ίδιας κλιματικής μεταβλητής σε δύο διαφορετικές γεωγραφικές περιοχές, ή να αντιπροσωπεύουν δύο διαφορετικές μεταβλητές στην ίδια γεωγραφική περιοχή. Η αδιάστατη τιμή της εξίσωσης (7.5), η οποία καλείται συντελεστής συσχέτισης (r) μεταξύ των x και y , δηλώνει το βαθμό στον οποίο οι δύο μεταβλητές σχετίζονται γραμμικά. Οι τιμές του r κυμαίνονται από -1 μέχρι +1.

$$r \equiv \overline{x^* y^*} \equiv \frac{x' y'}{\sigma(x)\sigma(y)} \quad (7.5)$$

Στο [Σχήμα 7.20](#) απεικονίζεται η συσχέτιση των ανωμαλιών της πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας σε μια συγκεκριμένη περιοχή της Ισλανδίας (κόκκινο σημείο) με αυτές τριάντα διαφορετικών περιοχών (Α,Β,Γ). Στο σημείο Α εντοπίζεται θετικός συντελεστής συσχέτισης ($r > 0$), δηλαδή οι μεταβλητές x και y είναι θετικά συσχετιζόμενες (έστω y , η μεταβλητή για την περιοχή της Ισλανδίας). Το διάγραμμα, για την περιοχή της νότιας Αγγλίας (σημείο Β) παρουσιάζει $r \sim 0$, ενώ οι ανωμαλίες πίεσης Ισλανδίας και Πορτογαλίας (σημείο Γ) είναι αρνητικά συσχετιζόμενες ($r < 0$), όπως φαίνεται και από το σχετικό διάγραμμα. Στατιστικά, σημαντικές γραμμικές συσχετίσεις μεταξύ κλιματικών μεταβλητών, για δυο ή περισσότερες περιοχές που βρίσκονται σε μεγάλες αποστάσεις μεταξύ τους και σε διάφορα ύψη μέσα στην ατμόσφαιρα, σχετίζονται με τις «ατμοσφαιρικές τηλεσυνδέσεις».



Σχήμα 7.20 Συσχέτιση ανωμαλιών πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας μεταξύ της Ισλανδίας και τριών διαφορετικών περιοχών (αναπαραγωγή από [Wallace J.M. and P.V. Hobbs, Atmospheric Science, An Introductory Survey](#)).

Όσο πιο μεγάλη είναι η τιμή του $|r|$ τόσο πιο «ομοιογενής» είναι η ομαδοποίηση των σημείων στα διαγράμματα του x^* συναρτήσει του y^* . Όταν $|r| \rightarrow 1$ υπάρχει τέλεια συσχέτιση. Αν $r \rightarrow 0$ δεν υπάρχει καθόλου γραμμική συσχέτιση μεταξύ x και y και στο αντίστοιχο διάγραμμα αντιστοιχεί σε μια σχεδόν οριζόντια γραμμή, όπως αυτή στην περίπτωση B του παραπάνω παραδείγματος.

Βιβλιογραφία/Αναφορές

- Ahrens, C. D. (2006). *Meteorology Today*, Brooks Cole; 8th edition (February 17, 2006), ISBN-13: 978-0-8400-5308-4.
- Βαρώτσος, Κ. (2001). *Αιμόσφαιρα και Αεροπορική Κυκλοφορία*, Συμμετρία, ISBN 960-266-102-X.
- Hoffman, R. N., and E. Kalnay (1983). Lagged averaged forecasting, an alternative to Monte Carlo forecasting, *Tellus*, 35A, pp. 100-118.
- IPCC (2013). Climate Change (2013). *The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, and D. Joseph (1996). The NMC/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471.
- Katsafados, P. (2003). *Factors and parameterizations contributing the medium range forecast skill of limited area models*. PhD Dissertation, Department of Physics, University of Athens, Greece.
- Katsafados, P., A. Papadopoulos, and G. Kallos (2005). Regional Atmospheric Response to Tropical Pacific SST Perturbations. *Geophysical Research Letters*, 32, L04806, doi: 10.1029/2004GL021828.

- Katsafados, P., A. Papadopoulos, G. Varlas, E. Papadopoulou, and E. Mavromatidis (2014). Seasonal predictability of the 2010 heat wave, *Nat Hazards Earth Syst Sci.*, 14, 1531-1542, doi:10.5194/nhess-14-1531-2014.
- Kessler, W.S., and M.J. McPhaden (1995). Oceanic equatorial Kelvin waves and the 1991-1993 El Niño. *J. Clim.* 8, 1757-1774.
- Lionello P., P. Malanotte-Rizzoli, R. Boscolo (2006). *Mediterranean Climate Variability*, Elsevier Science, ISBN-10:0444542922.
- Lorenz, E.N. (1982). Atmospheric predictability experiments with a large numerical model. *Tellus*, 34A, 505-513.
- Slingo, J. (1998). The 1997/1998 El Niño. *Weather*, 53, 274-281.
- Wallace, J.M., and P.V. Hobbs (2006). *Atmospheric Science. An Introductory Survey*, Academic Press, Elsevier, ISBN 13: 978-0-12-732951-2.

Κριτήρια αξιολόγησης με απαντήσεις

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Περιγράψτε λεπτομερώς την έννοια της Νότιας Ωκεάνιας Ταλάντωσης.

Απάντηση/Λύση

Το ENSO εμφανίζεται ως η σημαντικότερη ωκεάνια κύμανση με περίοδο από δύο έως επτά έτη στις ισημερινές περιοχές του Ειρηνικού Ωκεανού. Στη συγκεκριμένη περιοχή η ωκεάνια κυκλοφορία επηρεάζεται κυρίως από ανατολικών διευθύνσεων ζωνικούς (αληγείς) ανέμους. Προς τα τέλη συγκεκριμένων ετών (συνήθως Δεκέμβριο), παρατηρείται εξασθένηση των αληγών ανέμων επιφέροντας διατάραξη της ισορροπίας του συστήματος. Τότε, σημαντικές ποσότητες σχετικά θερμότερου νερού μετακινούνται προς τις κεντρικές και ανατολικές ισημερινές περιοχές του Ειρηνικού Ωκεανού και συνδυάζονται με την ανάπτυξη του φαινομένου ENSO. Κατά τη διάρκεια αυτών των περιόδων οι εξασθενημένοι αληγείς άνεμοι μειώνουν τη ροή του ύδατος από τα ανατολικά (Νότια Αμερική) προς τα δυτικά (Αυστραλία) και λιγότερες ποσότητες ψυχρών υδάτων πλούσιων σε θρεπτικά συστατικά αναβλύζουν από τα μεγάλα βάθη στην επιφάνεια της θάλασσας κατά μήκος της ακτής της Νότιας Αμερικής. Έτσι τα ύδατα της επιφάνειας είναι θερμότερα από το κανονικό και περιέχουν λιγότερες θρεπτικές ουσίες, με αποτέλεσμα την εμφάνιση δραματικής μείωσης των θαλασσίων ψαριών, καθώς και της υδρόβιας χλωρίδας. Επιπλέον, το θερμότερο από το κανονικό νερό ενισχύει την ατμοσφαιρική αστάθεια επηρεάζοντας τις βροχοπτώσεις και τις ατμοσφαιρικές συνθήκες σε τοπικό και παγκόσμιο επίπεδο. Σε περιπτώσεις ENSO αναπτύσσονται κυματισμοί Kelvin ιδιαίτερα χαμηλών συχνοτήτων κατά μήκος του Ισημερινού και προς τις ακτές της Νοτίου Αμερικής με επιφανειακή ταχύτητα διάδοσης περίπου $2,5 \text{ m s}^{-1}$. Οι συγκεκριμένοι κυματισμοί ανακλώμενοι λαμβάνονται ΒΔ και ΝΔ διευθύνσεις υπό μορφή κυματισμών Rossby με αντίστοιχη ταχύτητα διάδοσης 1 m s^{-1} . Το έτος 1997 παρατηρήθηκε ανάπτυξη του φαινομένου ENSO η ένταση του οποίου θεωρήθηκε ιδιαίτερα σημαντική και ανάλογη της περιόδου 1982-1983. Το αρχικό σήμα ανάπτυξης του φαινομένου εντοπίστηκε τον Απρίλιο του 1997, όταν κυματισμοί τύπου Kelvin ώθησαν τη μετάβαση θερμότερων υδάτων προς τα ανατολικά, δημιουργώντας θετική θερμοκρασιακή ανωμαλία στην επιφάνεια του ωκεανού, η οποία επεκτάθηκε στο σύνολο της ζώνης των τροπικών ([Σχήμα 7.7](#)). Η συγκεκριμένη διαταραχή επέφερε αρχικά την άνοδο της στάθμης θάλασσας κατά 10 cm στις ακτές της Νοτίου Αμερικής. Το φαινόμενο ενισχύθηκε τους επόμενους μήνες και παρουσίασε μέγιστη ένταση κατά την περίοδο Νοεμβρίου-Δεκεμβρίου 1997. Το διάστημα προς το τέλος του έτους θερμότερες υδάτινες μάζες (4-5 °C άνω της μέσης κλιματικής τιμής) συσσωρεύτηκαν στις ανατολικές περιοχές σε συνδυασμό με άνοδο της μέσης στάθμης θάλασσας κατά 20 cm, εμποδίζοντας τη φυσιολογική διαδικασία ανόδου ψυχρότερων υδάτων στην περιοχή (φαινόμενο upwelling). Το θερμοκλινές περιορίστηκε σημαντικά στα ανατολικά και αναπτύχθηκε στα δυτικά, όπου σχετικά ψυχρότερες υδάτινες μάζες αντικατέστησαν τις θερμότερες μειώνοντας τη μέση στάθμη θάλασσας κατά 20 cm.

Κριτήριο αξιολόγησης 2

Τι γνωρίζετε για την ταλάντωση του βορείου Ατλαντικού;

Απάντηση/Λύση

Η ταλάντωση του Βόρειου Ατλαντικού αποτελεί έναν βασικό φυσικό παράγοντα που επηρεάζει τις κλιματικές συνθήκες στον Βόρειο Ατλαντικό και στις περιοχές της Μεσογείου, ιδιαίτερα κατά την διάρκεια του χειμώνα. Ο δείκτης της ταλάντωσης του Βόρειου Ατλαντικού είναι η μεταβολή των σχετικών πιέσεων στη μέση στάθμη θάλασσας μεταξύ Ισλανδίας και Αζορών και αποτελεί βασικό παράγοντα που επηρεάζει τα πρότυπα καιρού της Ευρώπης και της Μεσογείου. Ο θετικός δείκτης υποδηλώνει ισχυρό υποτροπικό κέντρο υψηλών πιέσεων στον Ατλαντικό και βαθύτερη του κανονικού περιοχή χαμηλών πιέσεων στην Ισλανδία. Η αύξηση της διαφοράς πίεσης επιφέρει μεταφορά της τροχιάς των υφέσεων του Ατλαντικού σε μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη και ενίσχυση της ξηρασίας στη Μεσόγειο. Αρνητικός δείκτης υποδηλώνει ασθενές υποτροπικό κέντρο υψηλών πιέσεων στον Ατλαντικό και αβαθή περιοχή χαμηλών πιέσεων στην Ισλανδία. Η μείωση της βαθμίδας πίεσης επιφέρει ασθενή κυκλωνική κυκλοφορία στον Ατλαντικό και μεταφορά της τροχιάς των υφέσεων του Ατλαντικού προς τη Μεσόγειο.

Κριτήριο αξιολόγησης 3

Τι καλείται «τρύπα του όζοντος»;

Απάντηση/Λύση

Η «τρύπα» του όζοντος είναι μια εποχιακή εξασθένιση της στοιβάδας του όζοντος στη στρατόσφαιρα που οφείλεται σε ένα ανθρωπογενές αέριο, το χλώριο. Το χλώριο συμμετέχει σε μια οικογένεια χημικών ενώσεων γνωστή ως χλωροφθοράνθρακες (CFCs). Εξαιτίας της χημικής τους σταθερότητας, της χαμηλής τοξικότητας και των φυσικών ιδιοτήτων τους, αυτές οι πτητικές ουσίες στην κατώτερη ατμόσφαιρα είχαν ευρύτατα χρησιμοποιηθεί μέχρι τη δεκαετία του 1960 ως ψυκτικά, ως βιομηχανικοί διαλύτες καθαρισμού, ως προωθητικά με ψεκασμό αερολυμάτων σε μεταλλικά δοχεία και στην παραγωγή φελιζόλ. Η ευρεία χρήση των CFCs έχει αυξήσει τη συγκέντρωσή τους στην ατμόσφαιρα. Οι επιστήμονες μπορούσαν να ανιχνεύσουν 100 μέρη ανά τρισεκατομμύριο (ppt) CFC-12 στην ατμόσφαιρα τη δεκαετία του 1960, 200 ppt το 1975 και περισσότερα από 400 ppt το 1987. Μέχρι το 1990 η συγκέντρωση CFC-11 και CFC-12, των δύο πιο καταστροφικών και σταθερών CFCs, ήταν πάνω από 750 ppt. Η υπόθεση του στρατοσφαιρικού όζοντος ξεκίνησε στον Κόλπο Halleys στην Ανταρκτική, όπου Βρετανοί επιστήμονες ελάμβαναν μετρήσεις του όζοντος στην ατμόσφαιρα μέχρι το 1957. Το 1976 εντόπισαν μια εξασθένηση της τάξης του 10% στα επίπεδα του όζοντος κατά την διάρκεια του Σεπτεμβρίου, του Οκτωβρίου και του Νοεμβρίου, την άνοιξη της Ανταρκτικής. Αφού οι συγκεντρώσεις του όζοντος σε αυτή την περιοχή παρουσίαζαν εποχιακή κύμανση οι ερευνητές δεν ανησύχησαν όταν η ανοιξιάτικη μείωση συνέβαινε επαναλαμβανόμενα. Όμως το 1983 καταγράφηκαν ιστορικά χαμηλά στη συγκέντρωση όζοντος. Είναι συνεπώς προφανές ότι η εξασθένιση της στοιβάδας του όζοντος πάνω από την Ανταρκτική προερχόταν από τα υψηλά επίπεδα χλωρίου που καταστρέφουν καταλυτικά το όζον.

Κριτήριο αξιολόγησης 4

Περιγράψτε τον καταστροφικό κύκλο ενός μορίου χλωρίου.

Απάντηση/Λύση

- Η ακτινοβολία UV διασπά ένα άτομο χλωρίου από ένα μόριο (CFC).
- Το άτομο χλωρίου διασπά ένα μόριο όζοντος (O_3) αποσυνθέτοντάς το στα μέρη του και καταστρέφοντας το όζον.
- Το αποτέλεσμα είναι η παραγωγή μοριακού οξυγόνου (O_2) και μορίου μονοξειδίου του χλωρίου (ClO).
- Το μόριο του μονοξειδίου του χλωρίου (ClO) διασπάται από ένα ελεύθερο άτομο οξυγόνου απελευθερώνοντας το άτομο χλωρίου και σχηματίζοντας ένα κανονικό μόριο οξυγόνου (O_2).

Το άτομο χλωρίου διασπά παρόμοια και άλλα μόρια όζοντος (O_3). Ένα άτομο χλωρίου μπορεί να επαναλάβει αυτόν τον καταστροφικό κύκλο χλιάδες φορές.

Κριτήριο αξιολόγησης 5

Τι καλείται εσωτερική κλιματική μεταβλητότητα;

Απάντηση/Λύση

Ως κλιματική μεταβλητότητα χαρακτηρίζεται η διακύμανση των μέσων τιμών (τυπικών αποκλίσεων, ακρότατων τιμών κ.α.) κλιματικών παραμέτρων σε όλες τις χωρικές και χρονικές κλίμακες πέρα από τα τυπικά συστήματα καιρού. Μεταβλητότητα μπορεί να υπάρξει είτε λόγω των φυσικών εσωτερικών διεργασιών στο κλιματικό σύστημα (εσωτερική κλιματική μεταβλητότητα) είτε λόγω φυσικών ή ανθρωπογενών εξωτερικών εξαναγκαστικών μηχανισμών (εξωτερική κλιματική μεταβλητότητα). Στην πράξη, το κλίμα παρουσιάζει κυμάνσεις σε μεγαλύτερες και μικρότερες χρονικές κλίμακες. Στην κλιματική μεταβλητότητα οι τιμές των παραμέτρων διακυμαίνονται γύρω από μακροχρόνιες και αμετάβλητες μέσες τιμές.

Κριτήρια αξιολόγησης χωρίς απαντήσεις

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Τι είναι ο πολικός στρόβιλος;

Κριτήριο αξιολόγησης 2

Τι είναι τα Πολικά Στρατοσφαιρικά Νέφη (PSCs); Πόσους τύπους στρατοσφαιρικών νεφών γνωρίζετε; Ποια η συμβολή τους στην τρύπα του όζοντος;

Κριτήριο αξιολόγησης 3

Ποια είναι τα συμπεράσματα στα οποία έχουν καταλήξει οι επιστήμονες βασιζόμενοι στις αριθμητικές προσομοιώσεις που έχουν γίνει σχετικά με την εσωτερική κλιματική μεταβλητότητα;

Κριτήριο αξιολόγησης 4

Ποια είναι τα βασικά στοιχεία μιας πιθανολογικής προσομοίωσης (ensemble simulation);

Κριτήριο αξιολόγησης 5

Γιατί διαφοροποιείται η κλιματική αλλαγή από την κλιματική μεταβλητότητα;

Κριτήριο αξιολόγησης 6

Πώς αντιλαμβάνεστε τη διαφορά της εσωτερικής από την εξωτερική μεταβλητότητα;

Κριτήριο αξιολόγησης 7

Γιατί κατά την άποψή σας τα φαινόμενα ENSO και NAO απαιτούν ένα σύστημα θετικού feedback ώστε να υφίστανται;

Κριτήριο αξιολόγησης 8

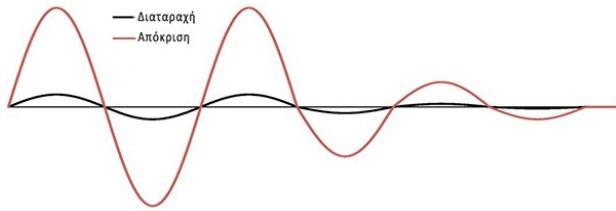
Με βάση το [Σχήμα 7.20](#) να αποδειχθεί ότι ο συντελεστής συσχέτισης, όπως ορίζεται από την εξίσωση [\(7.5\)](#), αντιστοιχεί στην ευθεία ελαχίστων τετραγώνων (ή γραμμή παλινδρόμησης ελαχίστων τετραγώνων), δεδομένου ότι ελαχιστοποιείται η ποσότητα Q της εξίσωσης [\(7.6\)](#) που ακολουθεί. Στη συνέχεια να αποδειχθεί ότι το r^2 αποτελεί την διακύμανση της y και ότι το $(1-r^2)$ αποτελεί το σφάλμα.

$$Q \equiv \overline{(y_i - rx_i)^2} \quad (7.6)$$

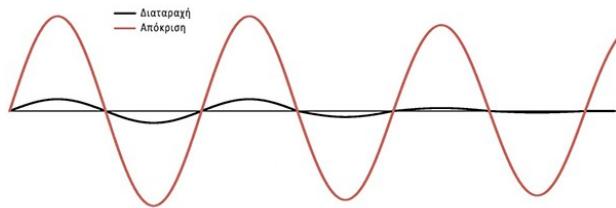
Κριτήριο αξιολόγησης 9

Έστω δύο συστήματα που αποκρίνονται ως ακολούθως σε εξωτερική διαταραχή ([Σχήμα 7.21](#)). Εάν η μαύρη γραμμή αντιστοιχεί στη διαταραχή και η κόκκινη γραμμή στην απόκριση να εξηγηθεί η θετική και αρνητική ανάδραση των συστημάτων και να χαρακτηριστεί η ευαισθησία τους.

Σύστημα με Θετική Ανάδραση



Σύστημα με Αρνητική Ανάδραση



Σχήμα 7.21 Συστήματα με θετική και αρνητική ανάδραση.

Κεφάλαιο 8

Σύνοψη

Το συγκεκριμένο κεφάλαιο περιλαμβάνει τις βασικές αρχές που διέπουν το φαινόμενο του θερμοκηπίου. Δίνεται ο διαχωρισμός του φυσικού φαινομένου από το ενισχυμένο και παρουσιάζονται τα χαρακτηριστικά των θερμοκηπιακών αερίων. Για την καλύτερη κατανόηση των ενεργειακών μεταβολών του συστήματος Γης-ατμόσφαιρας αναπτύσσεται η έννοια της τροποποίησης του ισοζυγίου ακτινοβολίας και παρουσιάζονται οι επιδράσεις της στην κλιματική αλλαγή.

Προαπαιτούμενη γνώση

Προαπαιτούμενη γνώση για το συγκεκριμένο κεφάλαιο θεωρείται η ακτινοβολία στην ατμόσφαιρα ([5^ο Κεφάλαιο](#)) και η κλιματική αλλαγή ([7^ο Κεφάλαιο](#)).

8. Φαινόμενο του Θερμοκηπίου

Ο όρος «φαινόμενο του θερμοκηπίου» χρησιμοποιήθηκε αρχικά τον 18^ο αιώνα. Εκείνη την περίοδο, χρησιμοποιούνταν για να περιγράψει τις φυσικές λειτουργίες που συνέβαιναν στην ατμόσφαιρα από τα συστατικά της και δεν είχε οποιαδήποτε αρνητική έννοια. Από τα μέσα της δεκαετίας του 1950 ο όρος φαινόμενο του θερμοκηπίου συνδύαστηκε με την ανησυχία σχετικά με την αλλαγή του κλίματος. Στις τελευταίες δεκαετίες, το φαινόμενο του θερμοκηπίου συνδέεται με τις πιθανές επιδράσεις ενός «ενισχυμένου» φαινομένου του θερμοκηπίου. Υπενθυμίζεται ότι χωρίς το φαινόμενο του θερμοκηπίου, η ζωή στη Γη, όπως τη γνωρίζουμε, δεν θα ήταν δυνατή.

Τα θερμοκήπια χρησιμοποιούνται εκτενώς από τους βοτανολόγους, τους καλλιεργητές αγροτικών προϊόντων για εμπορικούς σκοπούς και τους αφοσιωμένους κηπουρούς. Ιδιαίτερα στα δροσερά κλίματα, τα θερμοκήπια είναι χρήσιμα για την ανάπτυξη και τον πολλαπλασιασμό των καλλιεργειών, επειδή επιτρέπουν στο φως του Ήλιου να εισέλθει και επίσης αποτρέπουν τη θερμότητα να διαφύγει. Η διαφανής κάλυψη ενός θερμοκηπίου επιτρέπει στο ορατό φως να εισέλθει χωρίς κανένα εμπόδιο, όπου και θερμαίνει το εσωτερικό, καθώς αυτό απορροφάται από το υλικό στο εσωτερικό του. Η διαφανής κάλυψη εμποδίζει επίσης τη θερμότητα να διαφύγει ανακλώντας την ενέργεια πίσω στο εσωτερικό κι εμποδίζοντας το εξωτερικό περιβάλλον να τη μεταφέρει μακριά.

Η αρχή λειτουργίας του θερμοκηπίου ισχύει και στη γήινη ατμόσφαιρα. Μεγάλο μέρος της ηλιακής ενέργειας φθάνει στη Γη ως ορατή ακτινοβολία. Από το ορατό φως που εισέρχεται στην ατμόσφαιρα περίπου το 30% ανακλάται πίσω στο διάστημα από τα νέφη, το χιόνι και την ξηρά που καλύπτεται από πάγους, τις θαλάσσιες επιφάνειες και τα ατμοσφαιρικά αερολύματα. Το υπόλοιπο ποσοστό απορροφάται από τα συστατικά της ατμόσφαιρας και της επιφάνειας. Η ενέργεια που απορροφάται από την επιφάνεια της Γης τελικά επανεκπέμπεται, αλλά όχι σαν ορατό φως (μόνο πολύ θερμά αντικείμενα, όπως ο Ήλιος, μπορούν να εκπέμψουν σε ορατό φως). Αντί αυτού, εκπέμπεται ως μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία, δηλαδή υπέρυθρη ακτινοβολία, η οποία καλείται επίσης και θερμική ακτινοβολία. Συγκεκριμένα αέρια της ατμόσφαιρας, γνωστά ως «ίχνη αερίων», επειδή έχουν μόνο μικρή συμμετοχή στη σύσταση της ατμόσφαιρας, μπορούν να απορροφούν την εξερχόμενη υπέρυθρη ακτινοβολία, παγιδεύοντας τη θερμική ενέργεια στο σύστημα επιφάνειας-ατμόσφαιρας.

Η ικανότητα συγκεκριμένων αερίων να είναι σχετικά διαφανή στην εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία, αδιαφανή όμως στην ενέργεια που εκπέμπεται από τη Γη, είναι μία από τις καλύτερα κατανοητές διεργασίες στην ατμοσφαιρική επιστήμη. Το συγκεκριμένο φαινόμενο έχει ονομαστεί «φαινόμενο του θερμοκηπίου», καθώς τα ίχνη των αερίων παγιδεύουν την θερμότητα με παρόμοιο τρόπο, όπως ένα διαφανές κάλυμμα θερμοκηπίου. Χωρίς το φυσικό φαινόμενο του θερμοκηπίου, η θερμοκρασία της επιφάνειας της Γης θα ήταν πολύ πιο χαμηλή από τη θερμοκρασία ψύχους. Αύξηση, όμως, στα ίχνη των αερίων στην ατμόσφαιρα θα μπορούσε να επιφέρει αύξηση στην απορροφούμενη θερμική ακτινοβολία και θα οδηγούσε σε αύξηση της μέσης παγκόσμιας θερμοκρασίας.

Στο ατμοσφαιρικό φαινόμενο του θερμοκηπίου ο τύπος της επιφάνειας, όπου προσπίπτει αρχικά η ηλιακή ακτινοβολία, αποτελεί τον πιο σημαντικό παράγοντα. Τα δάση, οι χορτολιβαδικές εκτάσεις, οι επιφάνειες των ωκεανών, τα καλύμματα πάγου, οι έρημοι και οι αστικές περιοχές, απορροφούν, ανακλούν και

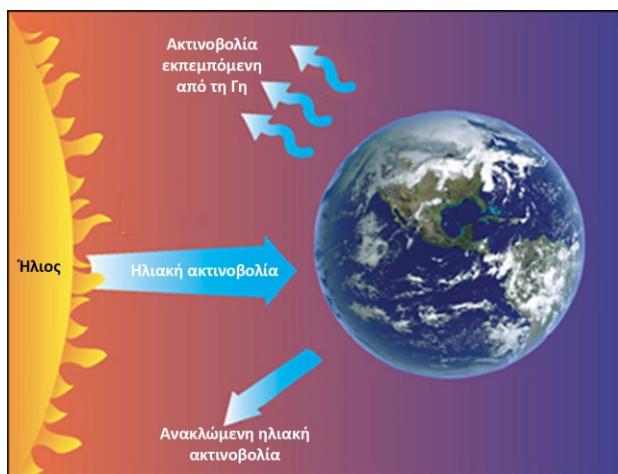
εκπέμπουν ακτινοβολία με διαφορετικό τρόπο. Η ηλιακή ακτινοβολία προσπίπτοντας σε μια λευκή επιφάνεια παγετώνα ανακλάται ισχυρά πίσω στο διάστημα, έχοντας ως αποτέλεσμα την ελάχιστη θέρμανση της επιφάνειας και της κατώτερης ατμόσφαιρας. Αντίθετα η πρόσπτωση της ηλιακής ακτινοβολίας σε σκούρο ερημικό έδαφος έχει ως αποτέλεσμα την έντονη απορρόφησή της και συνεισφέρει, τελικά, στην ισχυρή θέρμανση της επιφάνειας και των κατώτερων ατμοσφαιρικών στρωμάτων. Η νεφοκάλυψη επίσης επηρεάζει το ενεργειακό ισοζύγιο, ελαττώνοντας την ποσότητα της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια της Γης (ψύξη), αλλά και μειώνοντας την ποσότητα της θερμικής ενέργειας που εκπέμπεται πίσω στο διάστημα (θέρμανση).

8.1. Φυσικό Φαινόμενο του Θερμοκηπίου

Η βασική αρχή της θέρμανσης του πλανήτη μπορεί να γίνει αντιληπτή με τη θεώρηση της ηλιακής ακτινοβολίας, που θερμαίνει την επιφάνεια της Γης, και τη θερμική ακτινοβολία που εκπέμπεται από την επιφάνεια της Γης και την ατμόσφαιρα προς το διάστημα. Οι δύο ροές πρέπει να βρίσκονται σε ισορροπία. Αν η ισορροπία αυτή διαταραχθεί (για παράδειγμα από μία αύξηση του διοξειδίου του άνθρακα) τότε μπορεί να επανέλθει με αύξηση της επιφανειακής θερμοκρασίας της Γης.

Για την κατανόηση των διεργασιών με τις οποίες θερμαίνεται η Γη και η ατμόσφαιρα ακολουθείται ένα απλοποιημένο μοντέλο της Γης. Έστω ότι απομακρύνονται από την ατμόσφαιρα όλα τα νέφη, οι υδρατμοί, το διοξείδιο του άνθρακα, και όλα τα υπόλοιπα λιγότερο σημαντικά άερια μαζί με τη σκόνη, παραμένοντας μόνο το άζωτο και το οξυγόνο. Όλα τα υπόλοιπα χαρακτηριστικά διατηρούνται αμετάβλητα. Τι θα συνέβαινε με την ατμοσφαιρική θερμοκρασία υπό αυτές τις συνθήκες;

Ο υπολογισμός βασίζεται σε ένα απλό ισοζύγιο ακτινοβολίας. Η μέση ακτινοβολούμενη ενέργεια από τον Ήλιο που προσπίπτει κάθετα σε επιφάνεια ενός τετραγωνικού μέτρου στην κορυφή της ατμόσφαιρας αντιστοιχεί σε 1366,18 W, ισχύς που ακτινοβολείται από μία οικιακή ηλεκτρική σόμπα. Ωστόσο, λίγα τμήματα της Γης είναι κάθετα στις ακτίνες του Ήλιου και σε κάθε περίπτωση κατά το ήμισυ της ημέρας δεν δέχονται ακτινοβολία από αυτόν. Συνεπώς, η μέση ενέργεια που προσπίπτει σε ένα τετραγωνικό μέτρο επιφάνειας στην κορυφή της ατμόσφαιρας μπορεί να προσεγγιστεί περίπου με 341,5 W. Αναλυτική περιγραφή του υπολογισμού της μέσης ηλιακής ισχύος ανά μονάδα επιφάνειας δίνεται στην [Παράγραφο 5.3](#). Καθώς η ηλιακή ακτινοβολία προσπίπτει στην ατμόσφαιρα, ένα μικρό ποσό, περίπου 6%, ανακλάται πίσω στο διάστημα, ενώ το 10% περίπου επανεκπέμπεται στο διάστημα από το έδαφος και την επιφάνεια των ωκεανών. Το υπόλοιπο 84%, ή περίπου 287 W m⁻², παραμένει στο σύστημα θερμαίνοντας την επιφάνεια, και ισοδυναμεί με την ισχύ που χρησιμοποιείται από τρεις ηλεκτρικούς λαμπτήρες πυρακτώσεως.



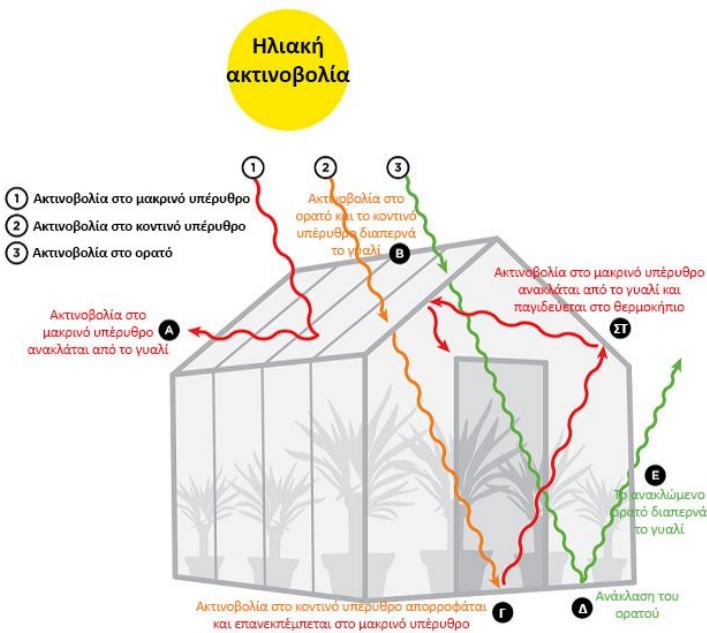
Σχήμα 8.1 Το ισοζύγιο ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας. Η εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία ισορροπεί με την ανακλώμενη και την εξερχόμενη θερμική ακτινοβολία από τη Γη.

Σε φάση ισορροπίας, θα πρέπει η Γη να ακτινοβολεί κατά μέσο όρο το ίδιο ποσό ενέργειας προς το διάστημα ([Σχήμα 8.1](#)) υπό μορφή θερμικής ακτινοβολίας. Όλα τα σώματα εκπέμπουν αυτού του είδους την

ακτινοβολία, και αν είναι αρκετά θερμά, μπορεί να είναι ορατή η ακτινοβολία που εκπέμπουν (Νόμος Planck). Ο Ήλιος στη θερμοκρασία των 6000 °C φαίνεται λευκός, ενώ η φωτιά στους 800 °C φαίνεται κόκκινη. Τα πιο ψυχρά αντικείμενα εκπέμπουν υπέρυθρη ακτινοβολία, η οποία δεν είναι ορατή από τον άνθρωπο, και αντιστοιχεί σε μήκη κύματος πέραν του κόκκινου στο ηλεκτρομαγνητικό φάσμα (αυτή καλείται και ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος για να ξεχωρίζει από τη μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία που προέρχεται από τον Ήλιο). Αναλυτική περιγραφή του φάσματος της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας δίνεται στην [Παράγραφο 5.2](#).

Το ποσό της θερμικής ακτινοβολίας που εκπέμπεται από την επιφάνεια της Γης προς το διάστημα εξαρτάται από τη θερμοκρασία της, όσο πιο θερμή είναι, τόσο πιο ισχυρή η εκπεμπόμενη ακτινοβολία. Η ποσότητα της ακτινοβολίας εξαρτάται, επιπλέον, από την ικανότητα απορρόφησης της επιφάνειας. Όσο μεγαλύτερη είναι η απορρόφηση, τόσο ισχυρότερη θα είναι η εκπεμπόμενη ακτινοβολία. Οι περισσότερες επιφάνειες της Γης, συμπεριλαμβανομένων του πάγου και του χιονιού, θα ήταν «μαύρες» εάν υπήρχε η δυνατότητα σάρωσής τους σε υπέρυθρα μήκη κύματος. Αυτό σημαίνει ότι απορροφούν το σύνολο της θερμικής ακτινοβολίας, η οποία προσπίπτει σε αυτές, αντί να την ανακλούν. Η μέση θερμοκρασία της Γης που αντιστοιχεί στην εισερχόμενη ακτινοβολία υπολογίζεται πως πρέπει να είναι -19 °C (εξίσωση [5.26](#)). Η συγκεκριμένη θερμοκρασία είναι αρκετά μικρότερη από την επικρατούσα μέση θερμοκρασία της επιφάνειας της Γης, η οποία προέρχεται από παρατηρήσεις σε όλο τον πλανήτη, επάνω από ωκεανούς και ξηρά, και είναι περίπου 15 °C. Που όμως οφείλεται αυτή η ασυμφωνία μεταξύ της θεωρητικής και της πραγματικής μέσης θερμοκρασίας του πλανήτη;

Τα αέρια άζωτο και οξυγόνο, τα οποία βρίσκονται σε μεγαλύτερο ποσοστό στην ατμόσφαιρα, δεν συμβάλλουν στην απορρόφηση ή στην εκπομπή θερμικής ακτινοβολίας. Αντίθετα οι υδρατμοί, το διοξείδιο του άνθρακα και κάποια αέρια με μικρότερη περιεκτικότητα απορροφούν μέρος της θερμικής ακτινοβολίας, που εκπέμπεται από την επιφάνεια, επιφέροντας μεταβολή 34 °C μεταξύ της πραγματικής επιφανειακής θερμοκρασίας (15 °C) και της θεωρητικής θερμοκρασίας (-19 °C), που εκτιμάται από το απλοποιημένο μοντέλο ισοζυγίου της ενέργειας στην ατμόσφαιρα ([Παράγραφος 5.5.2](#)). Το συγκεκριμένο φαινόμενο καλείται φαινόμενο το θερμοκηπίου και τα αέρια που λαμβάνουν μέρος είναι γνωστά ως αέρια του θερμοκηπίου. Ονομάζεται φυσικό φαινόμενο του θερμοκηπίου, επειδή τα θερμοκηπιακά αέρια (με εξαίρεση τους χλωροφθοράνθρακες) προϋπήρχαν του ανθρώπου, ως συστατικά της ατμόσφαιρας.



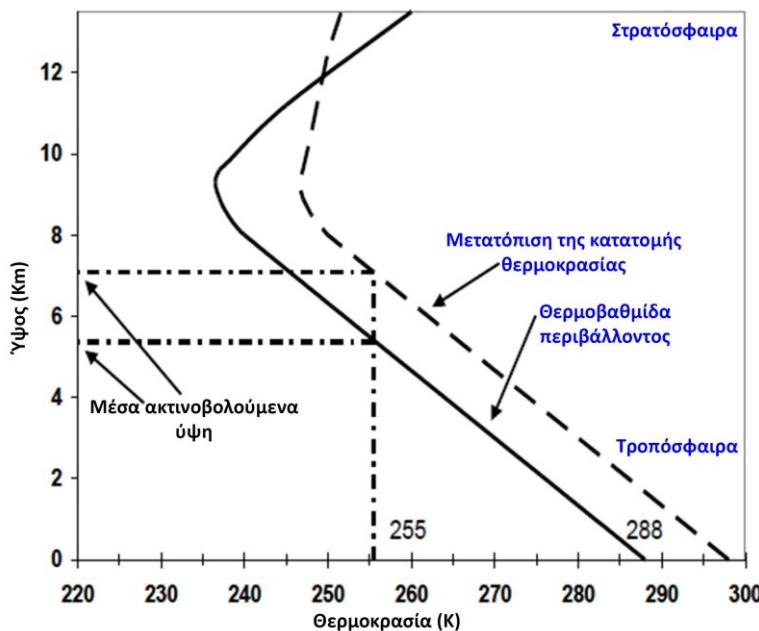
Σχήμα 8.2 Διαχείριση της εισερχόμενης και εκπεμπόμενης θερμικής ακτινοβολίας σε ένα θερμοκήπιο. Η ακτινοβολία στο μακρινό υπέρυθρο ανακλάται από το γυαλί (Α). Η ακτινοβολία στο ορατό φάσμα και το κοντινό υπέρυθρο διαπερνά το γυαλί (Β). Η ακτινοβολία στο κοντινό υπέρυθρο απορροφάται και επανεκπέμπεται στο μακρινό υπέρυθρο (Γ). Ανάκλαση της ακτινοβολίας στο φάσμα του ορατού (Δ). Η ανακλώμενη ακτινοβολία στο ορατό διαπερνά το γυαλί (Ε). Η ακτινοβολία στο μακρινό υπέρυθρο ανακλάται από το γυαλί και παγιδεύεται μέσα στο θερμοκήπιο (ΣΤ).

Οι βασικές αρχές του φαινομένου του θερμοκηπίου είναι γνωστές από τις αρχές του 19^ο αιώνα, όταν παρατηρήθηκαν ομοιότητες της διαχείρισης του ισοζυγίου ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα της Γης και στη γηλινη οροφή ενός θερμοκηπίου ([Σχήμα 8.2](#)). Στο θερμοκήπιο η ορατή ακτινοβολία από τον Ήλιο διέρχεται από το γηλί και απορροφάται από τα φυτά και το έδαφος που βρίσκονται μέσα σε αυτό. Η θερμική ακτινοβολία, που εκπέμπεται από τα φυτά και το έδαφος, απορροφάται από το γηλί, και αυτό με τη σειρά του επανεκπέμπεται ένα μέρος της ακτινοβολίας προς το έδαφος. Έτσι το γηλί δρα ως ένα κάλυμμα ακτινοβολίας που διατηρεί υψηλότερη θερμοκρασία στο θερμοκήπιο σε σχέση με το περιβάλλον.

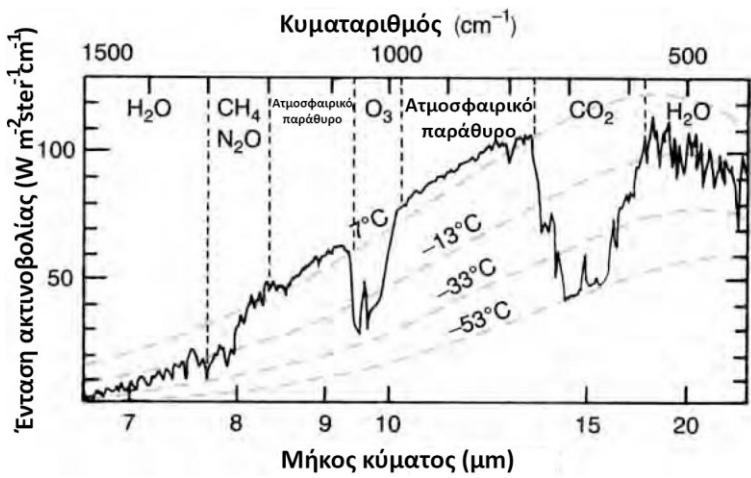
Οι διεργασίες που διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στην ατμόσφαιρα είναι η ανάμιξη και η κατακόρυφη μεταφορά και θα πρέπει να συμπεριλαμβάνονται στην εξήγηση του φαινομένου του θερμοκηπίου, όπως ακριβώς και οι παράγοντες της ακτινοβολίας.

Στην τροπόσφαιρα η κατακόρυφη μεταφορά είναι από τις πιο σημαντικές διεργασίες που συμβάλλουν στη μεταφορά θερμότητας. Η διαδικασία μπορεί να περιγραφεί ως εξής: Η επιφάνεια της Γης θερμαίνεται από την ακτινοβολία του Ήλιου, που προσπίπτει επάνω της, και την απορροφά. Ο αέρας κοντά στην επιφάνεια θερμαίνεται λόγω αγωγιμότητας και ανυψώνεται ως ελαφρύτερος (μικρότερης πυκνότητας). Καθώς ο αέρας ανέρχεται, εκτονώνεται και ψύχεται αδιαβατικά. Η άνοδος αερίων μαζών συνοδεύεται από καθοδικές κινήσεις σε γειτονικές περιοχές, έτσι ώστε ο αέρας να βρίσκεται σε διαρκή κίνηση μέχρι να επέλθει ισορροπία της κατακόρυφης μεταφοράς. Η θερμοκρασία στην τροπόσφαιρα μειώνεται με την αύξηση του ύψους με ρυθμό που καθορίζεται από τις διεργασίες κατακόρυφης μεταφοράς. Η μείωση της θερμοκρασίας με το ύψος εκφράζεται με τη θερμοβαθμίδα και αντιστοιχεί κατά μέσο όρο σε περίπου 6 °C ανά χιλιόμετρο ([Σχήμα 8.3](#)).

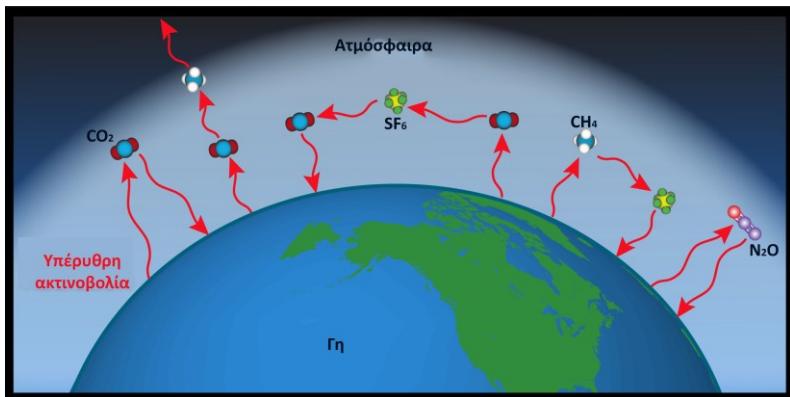
Μία εικόνα της μεταφοράς θερμότητας από τη θερμική ακτινοβολία, που εκπέμπεται από την επιφάνεια και την ατμόσφαιρα, μπορεί να ληφθεί από αισθητήρες δορυφόρων, που βρίσκονται σε τροχιά γύρω από τη Γη. Σε κάποια μήκη κύματος της υπέρυθρης ακτινοβολίας (7-14 μμ), η ατμόσφαιρα, απουσία νεφών, είναι άκρως διαπερατή, όπως ακριβώς συμβαίνει και στο ορατό φάσμα ([Σχήμα 8.4](#)). Σε αυτά τα μήκη κύματος το σύνολο της ακτινοβολίας που προέρχεται από την επιφάνεια της Γης εξέρχεται χωρίς απορρόφηση από τα συστατικά της ατμόσφαιρας ([Παράγραφος 5.5.1](#)). Σε άλλα μήκη κύματος η ακτινοβολία από την επιφάνεια απορροφάται έντονα από κάποια αέρια της ατμόσφαιρας, κυρίως από τους υδρατμούς και το διοξείδιο του άνθρακα.



Σχήμα 8.3 Η θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος (συνεχής γραμμή) σε μη διαταραγμένη ατμόσφαιρα τροποποιείται σε περίπτωση αύξησης της συγκέντρωσης διοξειδίου άνθρακα (διακεκομμένη γραμμή). Τροποποιείται, επίσης, το μέσο ύψος από το οποίο διαφένει η θερμική ακτινοβολία από την ατμόσφαιρα (περίπου 5,5 km για μη διαταραγμένη ατμόσφαιρα).



Σχήμα 8.4 Η ένταση ακτινοβολίας στο υπέρυθρο φάσμα που εκπέμπεται από την επιφάνεια της Γης και την ατμόσφαιρα. Αποτυπώνονται τμήματα του φάσματος, όπου διαφορετικά άερια συμβάλλουν στην απορρόφηση της ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα. Από 8 έως 14 μμ, εκτός της περιοχής απορρόφησης του όζοντος (περίπου 10 μμ), η ατμόσφαιρα, απονοσία νεφών, εμφανίζεται σχεδόν διαπερατή. Αυτό καλείται ατμοσφαιρικό παράθυρο. Στο σχήμα συμπεριλαμβάνονται οι καμπύλες ακτινοβολίας (γκρι διακεκομμένες) μελανών σωμάτων στους 7 °C, -13 °C, -33 °C και -53 °C (τροποποίηση από [Houghton J. T., Global Warming](#)).



Σχήμα 8.5 Απορρόφηση της υπέρυθρης ακτινοβολίας από τα αέρια του θερμοκηπίου (τροποποίηση από [Barb Deluisi, NOAA](#)).

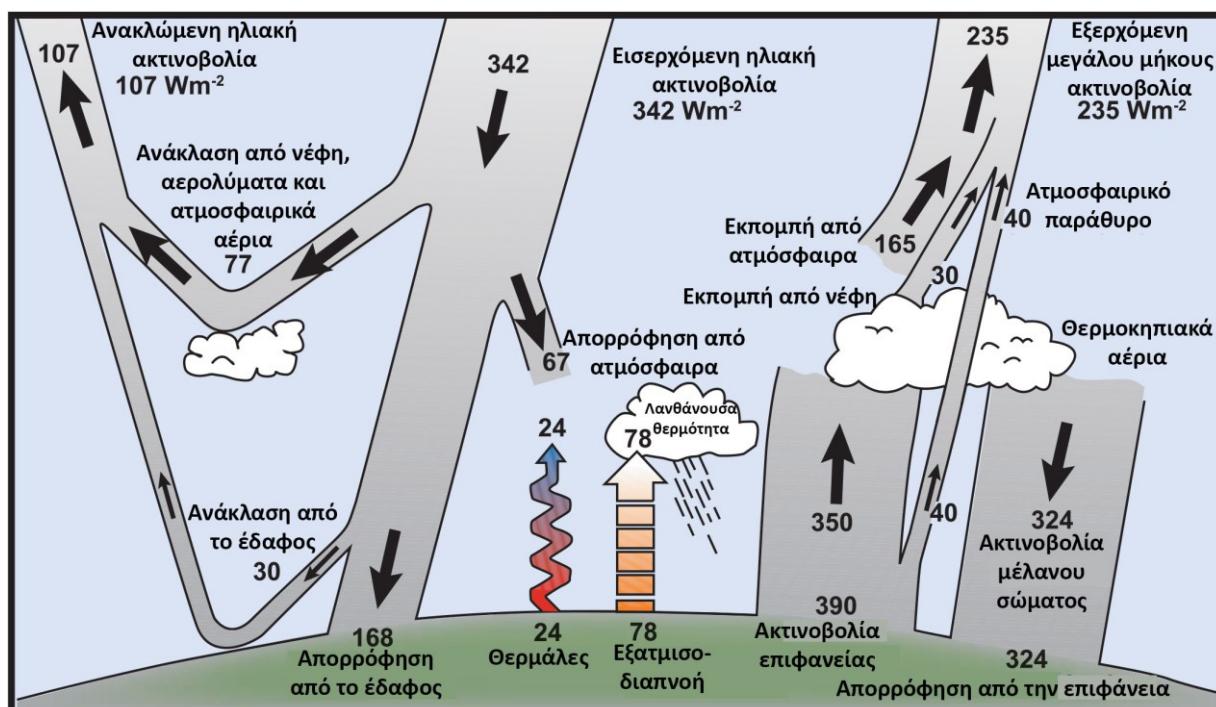
Τα σώματα, που είναι καλοί απορροφητές της ακτινοβολίας, είναι ταυτόχρονα και καλοί εκπομποί. Μία μαύρη επιφάνεια απορροφά και εκπέμπει μεγάλο ποσοστό της ακτινοβολίας, ενώ μία έντονα ανακλαστική επιφάνεια απορροφά και εκπέμπει μικρό ποσοστό της ακτινοβολίας. Αντίστοιχα, τα αέρια του θερμοκηπίου απορροφούν μέρος της θερμικής ακτινοβολίας που εκπέμπεται από τη Γη και επανεκπέμπουν μέρος της προς την επιφάνεια και το διάστημα (Σχήμα 8.5). Το ποσό της θερμικής ακτινοβολίας που εκπέμπουν εξαρτάται από τη θερμοκρασία τους.

Τα αέρια του θερμοκηπίου, που εκπέμπουν πίσω στο διάστημα τη θερμική ακτινοβολία, παρουσιάζουν μέγιστες συγκεντρώσεις σε ύψη μεταξύ 5 και 10 Km. Επειδή τα συγκεκριμένα αέρια είναι ψυχρά (-30 έως -50 °C), εκπέμπουν αναλογικά μικρότερα ποσά ακτινοβολίας σε σχέση με την επιφάνεια. Συνεπώς, απορροφούν μέρος της ακτινοβολίας που εκπέμπεται από την επιφάνεια και επανεκπέμπουν

μικρότερα ποσά ενέργειας προς το διάστημα. Άρα δρουν ως κάλυμμα της ακτινοβολίας από την επιφάνεια (εφόσον η κατώτερη επιφάνεια του καλύμματος είναι θερμότερη από την ανώτερη) και βοηθούν στην επιπλέον θέρμανση του στρώματος μεταξύ επιφάνειας και μέσης τροπόσφαιρας.

Θα πρέπει, συνεπώς, να υπάρχει ισορροπία μεταξύ της εισερχόμενης και της εξερχόμενης ακτινοβολίας από την κορυφή της ατμόσφαιρας, όπως ακριβώς υπήρχε και στο απλοποιημένο μοντέλο που αναφέρθηκε προηγουμένως. Όμως, όπως φαίνεται στο [Σχήμα 8.6](#), υπάρχουν πολλές συνιστώσες της ακτινοβολίας, που εισέρχονται από την κορυφή της ατμόσφαιρας σε πραγματικές ατμοσφαιρικές συνθήκες. Έτσι, κατά μέσο όρο, από τα 342 W ηλιακής ακτινοβολίας ανά τετραγωνικό μέτρο, τα 235 W απορροφώνται από την ατμόσφαιρα και από την επιφάνεια. Το ποσό αυτό είναι μικρότερο των 287 W που αναφέρθηκε αρχικά, καθώς συμπεριλαμβάνεται πλέον και η επίδραση των νεφών. Τα νέφη ανακλούν μέρος της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας προς το διάστημα. Ωστόσο απορροφούν και εκπέμπουν θερμική ακτινοβολία, επιφέροντας επίδραση ανάλογη με αυτή των θερμοκηπιακών αερίων. Οι συγκεκριμένες διεργασίες δρούν ανταγωνιστικά. Η ανάκλαση της ηλιακής ακτινοβολίας τείνει να ψυχράνει την επιφάνεια της Γης, ενώ η απορρόφηση της θερμικής ακτινοβολίας να τη θερμάνει. Με βάση πρόσφατες μελέτες, η κατά μέσο όρο καθαρή επίδραση των νεφών στο ισοζύγιο της ακτινοβολίας επιφέρει ψύξη της επιφάνειας της Γης.

Στο [Σχήμα 8.6](#) αποτυπώνεται η απαιτούμενη ισορροπία που αντιστοιχεί σε 235 W εισερχόμενης ακτινοβολίας ανά τετραγωνικό μέτρο, προς 235 W εξερχόμενης ακτινοβολίας ανά τετραγωνικό μέτρο. Η επιφανειακή θερμοκρασία και η ατμόσφαιρα προσαρμόζονται, ώστε να επέλθει η ισορροπία. Αξίζει να σημειωθεί ότι το φαινόμενο του θερμοκηπίου μπορεί να εφαρμοστεί αποκλειστικά στην περίπτωση όπου οι θερμοκρασίες στην ανώτερη ατμόσφαιρα είναι ψυχρότερες. Σε περίπτωση που δεν υπάρχει το μοντέλο της μείωσης της θερμοκρασίας με το ύψος, δεν θα υπήρχε η επίδραση του φαινομένου του θερμοκηπίου στη Γη.

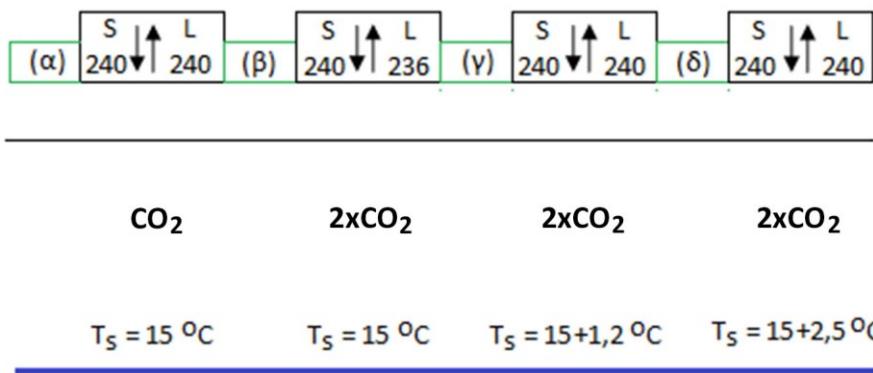


Σχήμα 8.6 Εκτίμηση του μέσου επήσιου ισοζυγίου ενέργειας του πλανήτη. Το ποσό της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας, που απορροφάται από την επιφάνεια και την ατμόσφαιρα, βρίσκεται σε ισορροπία με την εξερχόμενη θερμική ακτινοβολία, που εκπέμπεται από την επιφάνεια και την ατμόσφαιρα. Περίπου το μισό της εισερχομένης ηλιακής ακτινοβολίας απορροφάται από την επιφάνεια της Γης. Αυτή η ενέργεια μεταφέρεται προς την ατμόσφαιρα μέσω θέρμανσης του αέρα, που βρίσκεται σε επαφή με την επιφάνεια (θερμάλες) μέσω της διαδικασίας εξατμισοδιαπονής και από τη μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία, η οποία απορροφάται από τα νέφη και τα θερμοκηπιακά αέρια. Η ατμόσφαιρα εκπέμπει θερμική ενέργεια πίσω προς την επιφάνεια καθώς και προς το διάστημα (τροποποίηση από [IPCC, 2007](#)).

Το φυσικό φαινόμενο του θερμοκηπίου προέρχεται από συγκεκριμένα συστατικά της ατμόσφαιρας, όπως οι υδρατμοί, το διοξείδιο του άνθρακα, το μεθάνιο και τα οξείδια του αζώτου όταν αυτά βρίσκονται σε φυσιολογικές συγκεντρώσεις. Η ποσότητα των υδρατμών στην ατμόσφαιρα οφείλεται κυρίως στη θερμοκρασία της επιφάνειας των ωκεανών. Τα μεγαλύτερα ποσά υδρατμών προέρχονται κατά τη διαδικασία της εξάτμισης από την επιφάνεια των ωκεανών και δεν επηρεάζεται άμεσα από τις ανθρώπινες δραστηριότητες. Αντίθετα, οι συγκεντρώσεις των υπολοίπων συστατικών παρουσιάζουν σημαντική αύξηση (περίπου 30% μέχρι σήμερα για το CO_2) από τη βιομηχανική επανάσταση, εξαιτίας των ανθρώπινων δραστηριοτήτων και της αποψύλωσης των δασών. Σε περίπτωση που δεν ρυθμιστούν οι παράγοντες που αυξάνουν τα επίπεδά τους στην ατμόσφαιρα, ο ρυθμός αύξησής τους θα επιταχυνθεί και η ατμοσφαιρική συγκέντρωσή τους θα διπλασιαστεί σε σχέση με αυτή της προβιομηχανικής εποχής σε χρονικό εύρος 100 ετών.

8.2. Ενισχυμένο Φαινόμενο του Θερμοκηπίου

Η αύξηση της συγκέντρωσης του διοξειδίου του άνθρακα οδηγεί στην υπερθέρμανση της επιφάνειας της Γης, λόγω της ενίσχυσης του φαινομένου του θερμοκηπίου. Έστω, λοιπόν, το υποθετικό σενάριο διπλασιασμού της συγκέντρωσης του διοξειδίου του άνθρακα στην ατμόσφαιρα με σταθερές τις υπόλοιπες παραμέτρους ([Σχήμα 8.7](#)). Τίθεται, τότε, το ερώτημα. Το συγκεκριμένο σενάριο θα επέφερε κάποια τροποποίηση στο ισοζύγιο ακτινοβολιών; Αρχικά το ισοζύγιο ηλιακής ακτινοβολίας δεν θα επηρεαζόταν. Η αυξημένη συγκέντρωση διοξειδίου του άνθρακα θα είχε ως συνέπεια η θερμική ακτινοβολία, που εκπέμπεται από την ατμόσφαιρα, να προέρχεται κατά μέσο όρο από υψηλότερα και ψυχρότερα επίπεδα της ατμόσφαιρας. Συνεπώς, το ισοζύγιο της θερμικής ακτινοβολίας θα μειωνόταν κατά περίπου 4 W m^{-2} (ακριβέστερα κατά $3,7 \text{ W m}^{-2}$).



Σχήμα 8.7 Το ενισχυμένο φαινόμενο του θερμοκηπίου. Υπό συγκεκριμένες συνθήκες (α) το καθαρό ποσό εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας (κατά προσέγγιση $S=240 \text{ W m}^{-2}$) εξισορροπείται από τη θερμική ακτινοβολία (L), που διαφένει από την κορυφή της ατμόσφαιρας. Η μέση θερμοκρασία επιφανείας είναι (T_s) $15 \text{ } ^\circ\text{C}$. Εάν η συγκέντρωση του διοξειδίου του άνθρακα διπλασιαστεί (β) η L μειώνεται κατά 4 W m^{-2} . Σε φάση ισορροπίας (γ) η θερμοκρασία της επιφάνειας και της κατώτερης ατμόσφαιρας ανχάνεται κατά $1,2 \text{ } ^\circ\text{C}$. Εάν συμπεριληφθούν οι ανατροφοδοτήσεις (δ) η θερμοκρασία αυξάνεται κατά $2,5 \text{ } ^\circ\text{C}$ (τροποποίηση από [Houghton J. T., Global Warming](#)).

Η συγκεκριμένη κατάσταση επιφέρει ανισορροπία στο ισοζύγιο της ακτινοβολίας, δηλαδή η εισερχόμενη ενέργεια γίνεται προσωρινά μεγαλύτερη από την εξερχόμενη. Για να επέλθει εκ νέου ισορροπία, η επιφάνεια και τα κατώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα θα πρέπει να θερμανθούν. Εάν δεν αλλάξει κάτι εκτός από τη θερμοκρασία, για παράδειγμα τα νέφη, οι υδρατμοί, ο πάγος και η χιονοκάλυψη, η θερμοκρασία θα αυξηθεί αρχικά κατά $1,2 \text{ } ^\circ\text{C}$.

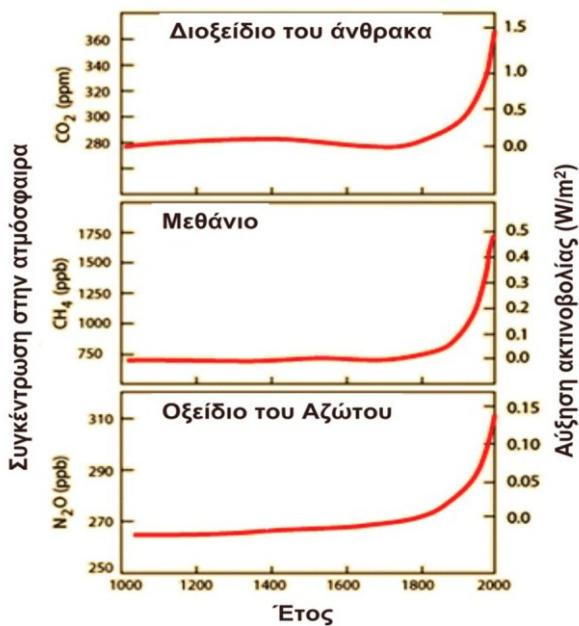
Στην πραγματικότητα όμως, πολλοί παράγοντες θα μεταβληθούν ώστε να συμβάλλουν στην ενίσχυση της θέρμανσης (αυτοί καλούνται παράγοντες θετικής ανατροφοδότησης), ή στη μείωση της υπερθέρμανσης (παράγοντες αρνητικής ανατροφοδότησης). Περισσότερα στοιχεία για τις θετικές και αρνητικές

ανατροφοδοτήσεις του συστήματος παρουσιάζονται στο [Κεφάλαιο 9](#). Το συγκεκριμένο μοντέλο διπλασιασμού της συγκέντρωσης διοξειδίου του άνθρακα, λαμβάνοντας υπόψη το σύνολο των ανατροφοδοτήσεων, δίνει τελική εκτίμηση αύξησης της μέσης θερμοκρασίας της επιφάνειας της Γης κατά $2,5^{\circ}\text{C}$ και συνδέεται με το ενισχυμένο φαινόμενο του θερμοκηπίου. Συνεπώς, το ενισχυμένο φαινόμενο του θερμοκηπίου προκαλεί την υπερθέρμανση του πλανήτη και όχι το φυσικό.

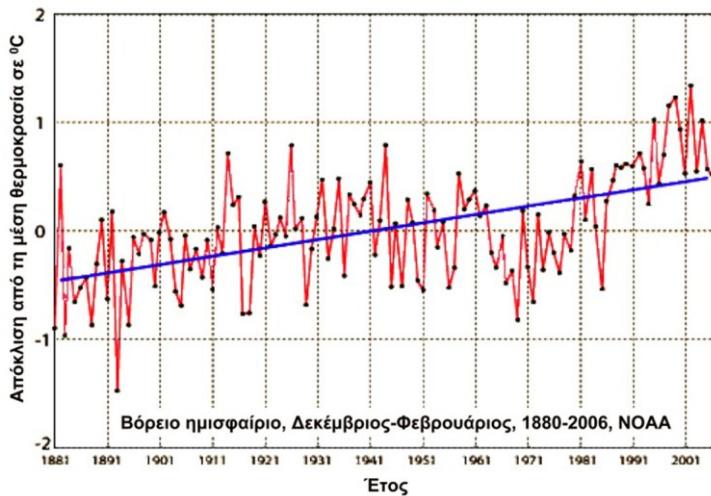
Στην υποθετική περίπτωση ολικής αφαίρεσης του CO_2 από την ατμόσφαιρα, τότε η μεταβολή (ελάττωση) της εξερχόμενης ακτινοβολίας θα ήταν 25 W m^{-2} , δηλαδή περίπου έξι φορές μεγαλύτερη από την περίπτωση του διπλασιασμού του με αντίστοιχη μείωση της θερμοκρασίας. Αυτή η πολλαπλασιαστική επίδραση οφείλεται στην παρούσα συγκέντρωση CO_2 στην ατμόσφαιρα, καθώς απορροφά μέγιστα ποσά ακτινοβολίας στην αντίστοιχη περιοχή του φάσματος απορρόφησης ([Σχήμα 8.4](#)), και μεγάλες μεταβολές στη συγκέντρωσή του επιφέρουν σχετικά μικρές μεταβολές στην ποσότητα της απορροφούμενης ακτινοβολίας.

Ένα εύλογο ερώτημα που τίθεται είναι εάν υπάρχουν ενδείξεις των επιπτώσεων του ενισχυμένου φαινομένου του θερμοκηπίου. Όπως φαίνεται το τελευταίο αιώνα περίπου, η Γη θερμάνθηκε κατά $0,75^{\circ}\text{C}$. Το γεγονός αυτό πιθανότατα οφείλεται στο ενισχυμένο φαινόμενο του θερμοκηπίου, αλλά υπάρχουν και αβεβαιότητες εξαιτίας των μεγέθους της φυσικής κλιματικής μεταβλητότητας.

Η τεράστια ανάπτυξη της βιομηχανικής δραστηριότητας έχει ως αποτέλεσμα την απελευθέρωση μεγάλων ποσοτήτων CO_2 στην ατμόσφαιρα λόγω των καύσεων. Σήμερα, ο ρυθμός αύξησης του CO_2 στην ατμόσφαιρα είναι 0,8 ppm (parts per million) ανά έτος, ενώ η ολική συγκέντρωσή του υπερβαίνει τα 400 ppm. Τα τελευταία 100 χρόνια έχει αυξηθεί περίπου κατά 15%. Η ίδια κατάσταση επικρατεί και με τα υπόλοιπα αέρια του θερμοκηπίου ([Σχήμα 8.8](#)). Αν η κατάσταση αυτή συνεχιστεί ή επιταχυνθεί, μπορεί να επιφέρει αύξηση της μέσης θερμοκρασίας της επιφάνειας της Γης που θα οδηγήσει σε σημαντικές κλιματικές (αύξηση της θερμοκρασίας του αέρα, μεταβολή της ατμοσφαιρικής και ωκεάνιας κυκλοφορίας), και γεωλογικές (λιώσιμο των πάγων, άνοδος του επίπεδου της επιφάνειας των θαλασσών) επιπτώσεις ([Σχήμα 8.9](#)).



Σχήμα 8.8 Συγκεντρώσεις των βασικών αερίων του θερμοκηπίου από το 1000 μ.Χ. μέχρι το 2000 και η επίδρασή τους στην αύξηση της απορροφούμενης ακτινοβολίας.



Σχήμα 8.9 Αποκλίσεις από τις μέσες ετήσιες τιμές θερμοκρασίας αέρα στο Βόρειο Ημισφαίριο για τους μήνες Δεκέμβριο – Φεβρουάριο την περίοδο 1881–2005.

8.3. Η Έννοια της Τροποποίησης του Ισοζυγίου της Ακτινοβολίας

Υπάρχουν πολλοί τρόποι με τους οποίους μπορούν να εξετασθούν τα αίτια που προκαλούν την κλιματική αλλαγή. Αρχικά οι παρατηρήσεις ή οι τιμές που προκύπτουν από κάποιο κλιματικό μοντέλο για μία συγκεκριμένη μεταβλητή μπορούν να χρησιμοποιηθούν, ώστε να εξετασθεί η επίδρασή τους στην κλιματική αλλαγή. Ωστόσο, είναι δύσκολο να βρεθούν μετρήσεις που επηρεάζονται αποκλειστικά από έναν παράγοντα, και σχεδόν αδύνατον υπολογιστικά να προσδομοιωθεί αυτή η απόκριση του καθενός παράγοντα που επηρεάζει. Η τροποποίηση στο ισοζύγιο της ακτινοβολίας είναι ένας από τους πιο βασικούς τρόπους μελέτης και ποσοτικής εκτίμησης της κλιματικής αλλαγής.

Οι ανθρώπινες δραστηριότητες έχουν μεταβάλει και εξακολουθούν να μεταβάλουν τη σύσταση της ατμόσφαιρας, αλλά και τα φυσιογραφικά χαρακτηριστικά της επιφάνειας της Γης. Μερικές από αυτές τις αλλαγές έχουν άμεση επίδραση στο ενεργειακό ισοζύγιο του πλανήτη και δρουν ως αίτια αλλαγής του κλίματος. Η τροποποίηση στο ισοζύγιο της ακτινοβολίας αποτελεί ένα μέτρο της μεταβολής της ενέργειας του συστήματος της Γης-Ατμόσφαιρας, εξαιτίας κάποιας εξωτερικής διαταραχής. Η θετική μεταβολή στο ισοζύγιο ακτινοβολίας επιφέρει θέρμανση, ενώ η αρνητική προκαλεί ψύξη και χρησιμεύει για τη σύγκριση της επίδρασης στη μέση παγκόσμια επιφανειακή θερμοκρασία από τους παράγοντες του κλιματικού συστήματος. Η τροποποίηση στο ισοζύγιο ακτινοβολίας υπολογίζεται από τις μεταβολές των ροών ενέργειας της περιόδου 1750-2011, δηλαδή κατά τη βιομηχανική περίοδο ([Σχήμα 8.10](#)). Οι αβεβαιότητες δίνονται σε σχέση με τις καλύτερες εκτιμήσεις για διάστημα εμπιστοσύνης από 5 έως 95%.

Η τροποποίηση στο ισοζύγιο της ακτινοβολίας αναφέρεται στις μεταβολές της εισερχόμενης και εξερχόμενης ακτινοβολίας στο σύστημα της Γης-ατμόσφαιρας, λόγω μεταβολών στη σύσταση της ατμόσφαιρας, της κάλυψης γης ή της ηλιακής δραστηριότητας. Η τροποποίηση στο ισοζύγιο ακτινοβολίας μετριέται σε μονάδες W m^{-2} και εκφράζεται την ποσότητα (θετική ή αρνητική) της ενέργειας που παρακρατείται από το σύστημα, λόγω κάποιας μεταβολής που λαμβάνει χώρα. Η μέτρηση της τροποποίησης στο ισοζύγιο ακτινοβολιών παρέχει μία βάση σύγκρισης για την επίδραση διαφόρων παραμέτρων στην αλλαγή του κλίματος, κυρίως της μέσης παγκόσμιας θερμοκρασίας. Η τροποποίηση αναφέρεται και ως μία τιμή που εκφράζει τη μεταβολή ανάμεσα σε δύο χρονικές περιόδους, όπως από την προβιομηχανική εποχή έως σήμερα.

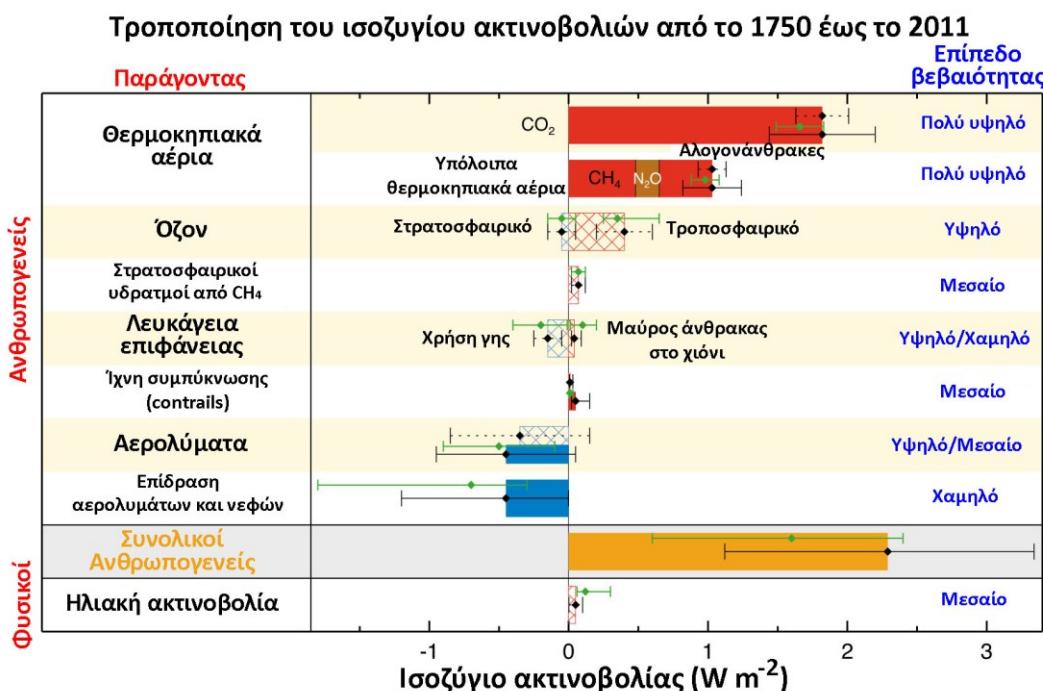
Η στιγμιαία τροποποίηση του ισοζυγίου ακτινοβολίας αναφέρεται στη στοιχειώδη χρονική μεταβολή της καθαρής ροής ακτινοβολίας (η προς τα κάτω μείον την προς τα επάνω ροή ακτινοβολίας), μικρού και μεγάλου μήκους κύματος, εξαιτίας κάποιας μεταβολής που υπεισέρχεται στο σύστημα. Αυτή η τροποποίηση εξαρτάται από μεταβολές στις ροές ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας ή στην τροπόπαυση, η οποία συνδέεται καλύτερα με την απόκριση της μέσης παγκόσμιας θερμοκρασίας.

Γενικά, η κλιματική αλλαγή αποτελεί επίπτωση της απόκρισης σε κάποια μεταβολή της ροής ακτινοβολίας. Η σχέση ανάμεσα στην τροποποίηση του ισοζυγίου ακτινοβολιών (radiative forcing-RF) και στην απόκριση της μέσης παγκόσμιας θερμοκρασίας (ΔT) δίνεται από τη σχέση, $\Delta T = \lambda \cdot RF$, όπου λ αποτελεί την κλιματική παράμετρο ενασθησίας. Η κλιματική παράμετρος είναι σταθερά με τιμή $0,5 \text{ K W}^{-1} \text{ m}^2$ και συνδέει τη μεταβολή της καθαρής κατακόρυφης ακτινοβολίας στην τροπόπαυση με τη μεταβολή της μέσης (ετήσιας) παγκόσμιας επιφανειακής θερμοκρασίας ισορροπίας.

Η τροποποίηση στο ισοζύγιο ακτινοβολιών αποτελεί ποσοτικοποίηση της απόκρισης της επιφανειακής και τροποσφαιρικής θερμοκρασίας σε μεταβολές των θερμοκηπιακών αερίων και των αλλαγών χρήσης γης.

8.3.1 Η Μεταβολή του Ισοζυγίου Ακτινοβολίας από τα Θερμοκηπιακά Αέρια

Η ανθρώπινη δραστηριότητα επιφέρει άμεσες (μέσω εκπομπών αερίων ή σωματιδίων) ή έμμεσες (μέσω ατμοσφαιρικών χημικών αντιδράσεων) μεταβολές της ατμοσφαιρικής σύστασης. Οι ανθρωπογενείς εκπομπές έχουν προκαλέσει αλλαγές στις συγκεντρώσεις των θερμοκηπιακών αερίων από τη βιομηχανική επανάσταση. Οι συγκεντρώσεις των θερμοκηπιακών αερίων από την προβιομηχανική εποχή είναι γνωστές από απευθείας μετρήσεις ή από καταγραφές πυρήνων πάγου. Συνεπώς, η τροποποίηση του ισοζυγίου ακτινοβολίας μπορεί να εκτιμηθεί με μεγάλη ακρίβεια. Είναι λοιπόν βέβαιο ότι η αύξηση του διοξειδίου του άνθρακα ενέτεινε την τροποποίηση του ισοζυγίου της ακτινοβολίας από το 2005 έως το 2011. Με βάση τις μεταβολές των συγκεντρώσεων, η τροποποίηση στο ισοζύγιο της ακτινοβολίας από όλα τα θερμοκηπιακά αέρια ήταν $2,83 \text{ Wm}^{-2}$ (διακύμανση από $2,54$ έως $3,12$) με υψηλή βεβαιότητα (Σχήμα 8.10). Από το 2005 παρατηρήθηκε μεταβολή κατά $0,20 \text{ Wm}^{-2}$ (διακύμανση από $0,18$ έως $0,22$), η οποία οφείλεται στην αύξηση των συγκεντρώσεων του διοξειδίου του άνθρακα. Από τη βιομηχανική εποχή η μεταβολή στο ισοζύγιο, που αποδίδεται στο διοξείδιο του άνθρακα, είναι $1,82 \text{ Wm}^{-2}$ (διακύμανση από $1,63$ έως $2,01$). Τα τελευταία 15 χρόνια, το διοξείδιο του άνθρακα κυριαρχεί στη συνεισφορά της τροποποίησης του ισοζυγίου ακτινοβολίας και έχει προκαλέσει ρυθμό αύξησης $0,3 \text{ Wm}^{-2}$ ανά δεκαετία.



Σχήμα 8.10 Το ισοζύγιο ακτινοβολίας ανά παράγοντα που συνεισφέρει στην κλιματική αλλαγή από το 1750 έως το 2011 (τροποποίηση από [IPCC, 2013](#)).

Υστερα από μία δεκαετία σχετικής σταθερότητας, η πρόσφατη αύξηση της συγκέντρωσης του μεθανίου τροποποίησε το ισοζύγιο της ακτινοβολίας κατά 2% σε $0,48 \text{ Wm}^{-2}$ (διακύμανση από 0,43 έως 0,53). Είναι πολύ πιθανό η συγκεκριμένη μεταβολή, που οφείλεται αποκλειστικά στο μεθάνιο, να υπερβαίνει την αντίστοιχη που επιφέρει το σύνολο των αλογονανθράκων ([Σχήμα 8.10](#)).

Οι ατμοσφαιρικές συγκεντρώσεις των οξειδίων του αζώτου έχουν αυξηθεί κατά 6% από το 2005 έως το 2011, μεταβάλλοντας το ισοζύγιο κατά $0,17 \text{ Wm}^{-2}$ (διακύμανση από 0,14 έως 0,20). Οι συγκεντρώσεις οξειδίων του αζώτου συνεχίζουν να αυξάνουν, ενώ των διχλωροδιφθορομεθανίων (CF_2Cl_2 , CFC-12) μειώνονται, λόγω περιορισμού των εκπομπών από το πρωτόκολλο του Μόντρεαλ ([Σχήμα 8.10](#)). Το οξείδιο του αζώτου αποτελεί τον τρίτο παράγοντα συνεισφοράς στη μεταβολή του ισοζυγίου ακτινοβολιών.

Η επίδραση των αλογονανθράκων στο ισοζύγιο παραμένει σχετικά σταθερή. Οι τέσσερις αλογονάνθρακες (τριχλωροφθορομεθάνιο (CFCl_3 , CFC-11), CFC-12, τριχλωροτριφθορομεθάνιο ($\text{CF}_2\text{ClCFCl}_2$, CFC-113), και χλωροδιφθορομεθάνιο (CHF_2Cl , HCFC-22) συμβάλλουν κατά 85% επί του συνόλου των αλογονανθράκων στην τροποποίηση του ισοζυγίου ακτινοβολίας. Οι συγκεκριμένες ενώσεις δεν επιδρούν σημαντικά στο φαινόμενο τα τελευταία 5 έτη. Γενικά, ο ρυθμός αύξησης της μεταβολής του ισοζυγίου ακτινοβολίας, που οφείλεται στα θερμοκηπιακά αέρια, είναι μικρότερος την τελευταία δεκαετία σε σχέση με το 1970 και το 1980 εξαιτίας του περιορισμού της αύξησης της συγκέντρωσης των θερμοκηπιακών αερίων, εκτός του διοξειδίου του άνθρακα.

Το όζον (O_3) και οι στρατοσφαιρικοί υδρατμοί συνεισφέρουν εξίσου στην ανθρωπογενή επίδραση της μεταβολής του ισοζυγίου ακτινοβολίας. Οι μετρήσεις του όζοντος φανερώνουν αύξηση της συγκέντρωσής του από το 1990. Αυτή η αύξηση συνεχίστηκε σε περιοχές της Ασίας κατά την τελευταία δεκαετία. Η επίδραση του όζοντος στο ισοζύγιο είναι $0,35 \text{ Wm}^{-2}$ (διακύμανση από 0,15 έως 0,55) με σχετικά υψηλή βεβαιότητα, ενώ το ποσό μεταβολής, που αποδίδεται στο τροποσφαιρικό όζον, είναι $0,40 \text{ Wm}^{-2}$ (διακύμανση από 0,20 έως 0,60) και στο στρατοσφαιρικό όζον $-0,05 \text{ Wm}^{-2}$ (διακύμανση από -0,15 έως -0,05) ([Σχήμα 8.10](#)). Το όζον δεν εκπέμπεται απευθείας στην ατμόσφαιρα, αλλά παράγεται μέσω φωτοχημικών αντιδράσεων στην τροπόσφαιρα, παρουσία κυρίως οξειδίων του αζώτου και πητητικών οργανικών ενώσεων. Η μεταβολή του ισοζυγίου της ακτινοβολίας στη στρατόσφαιρα οφείλεται στη μείωση του στρατοσφαιρικού όζοντος από την παρουσία ανθρωπογενών αλογονανθράκων. Το τροποσφαιρικό όζον έχει επιβλαβείς επιπτώσεις στη φυσιολογία της βλάστησης, άρα και στην πρόσληψη διοξειδίου το άνθρακα. Η ελάττωση της ικανότητας πρόσληψης του διοξειδίου του άνθρακα από τα φυτά οδηγεί σε αύξηση του ατμοσφαιρικού διοξειδίου του άνθρακα. Συνεπώς το κλάσμα του διοξειδίου του άνθρακα, που μεταβάλει το ισοζύγιο ακτινοβολίας, θα πρέπει να αποδοθεί στο όζον και όχι μόνο στις απευθείας εκπομπές διοξειδίου του άνθρακα. Η μεταβολή του ισοζυγίου ακτινοβολίας στους στρατοσφαιρικούς υδρατμούς, που παράγονται από την οξείδωση του μεθανίου, είναι $0,07 \text{ Wm}^{-2}$ (διακύμανση από 0,02 έως 0,12). Οι υπόλοιπες μεταβολές στη συγκέντρωση των στρατοσφαιρικών υδρατμών, καθώς και όλες γενικά μεταβολές των υδρατμών στην τροπόσφαιρα, προέρχονται από ανατροφοδοτήσεις άλλων θερμοκηπιακών αερίων ([Σχήμα 8.10](#)).

8.3.2 Η Μεταβολή του Ισοζυγίου Ακτινοβολίας από τα Αερολόματα

Τα ανθρωπογενή αερολόματα συμβάλλουν στην μεταβολή του ισοζυγίου ακτινοβολίας με πολλαπλούς τρόπους. Οι διεργασίες μέσα από τις οποίες προκαλείται αυτή η μεταβολή οφείλεται στις αλληλεπιδράσεις των αερολυμάτων με την ακτινοβολία και με τα νέφη. Το σύνολο αυτών των διεργασιών εμπεριέχονται στις παρατηρήσεις και λαμβάνονται υπόψη στη μοντελοποίηση των ιδιοτήτων των αερολυμάτων (συμπεριλαμβάνοντας το εύρος της συγκέντρωσης, την υγροσκοπικότητα, τις χημικές αντιδράσεις, την ανάμιξη, την κατάσταση των νεφών και τις οπτικές ιδιότητες), καθώς και στην ατμοσφαιρική τους κατανομή. Υπάρχουν όμως αβεβαιότητες σχετικά με τις μακροπρόθεσμες τάσεις του οπτικού βάθους των αερολυμάτων, καθώς και άλλων ιδιοτήτων τους, εξαιτίας της δυσκολίας στη μέτρησή τους αλλά και της έλλειψης παρατηρήσεων. Η επίδραση των αερολυμάτων προερχόμενες από ανθρωπογενείς πηγές στο ισοζύγιο ακτινοβολιών, όπως εκτιμάται από παρατηρήσεις και μοντέλα, είναι $-0,35 \text{ Wm}^{-2}$ (διακύμανση από -0,85 έως 0,15) με σχετικά υψηλή ακρίβεια. Η αλληλεπιδραση των αερολυμάτων με τον άνθρακα επιφέρει περαιτέρω μείωση στο ισοζύγιο ακτινοβολίας έως $-0,45 \text{ Wm}^{-2}$.

Η βελτίωση στην κατανόηση των αλληλεπιδράσεων μεταξύ των αερολυμάτων και των νεφών οδηγεί σε μείωση του μεγέθους πολλών παγκόσμιων εκτιμήσεων της μεταβολής στο ισοζύγιο ακτινοβολίας. Η ενεργός μεταβολή στο ισοζύγιο, που οφείλεται στα αερολόματα, είναι $-0,9 \text{ Wm}^{-2}$ (διακύμανση από -1,9 έως -

0,1) με μέτρια βεβαιότητα. Αυτή η εκτίμηση περιλαμβάνει όλες τις προσαρμογές, τις μεταβολές στα νέφη και τις μικροφυσικές επιδράσεις των αερολυμάτων στα νεφικά συστήματα.

8.4. Βασικές Μονάδες και Μεγέθη Μέτρησης Αερίων στην Ατμόσφαιρα

Συγκέντρωση ενός συστατικού στην ατμόσφαιρα είναι η αναλογία της μάζας του συστατικού ανά μονάδα όγκου του αέρα που περιέχεται. Εξαρτάται από το πλήθος των μορίων του συστατικού που βρίσκονται στον συνολικό όγκο του μείγματος.

$$c = \frac{m_{CO_2}}{V_{air}}, \text{ kg m}^{-3} \quad (8.1)$$

Η αναλογία μίγματος εκφράζει την αναλογία συγκεκριμένου στοιχείου σε σχέση με το άθροισμα όλων των υπόλοιπων στοιχείων (δηλαδή «1 μέρος στα 10» σημαίνει 10 gr του ενός στοιχείου σε 100 gr από όλα τα υπόλοιπα). Οι τυπικές τιμές αναλογιών μίγματος για αέριους ρύπους είναι ιδιαίτερα μικρές. Συνεπώς χρησιμοποιούνται οι όροι μέρη ανά εκατομμύριο-parts per million (ppm) ή μέρη ανά δισεκατομμύριο-parts per billion (ppb). Υπάρχει διακριτοποίηση με βάση τη μάζα (ppmm) ή με βάση τον όγκο (ppmv).

$$ppmv = \frac{v_i}{v_{total}} \times 10^6 \quad (8.2)$$

$$ppmm = \frac{m_i}{m_{total}} \times 10^6 \quad (8.3)$$

Η μετάβαση από τη μονάδα συγκέντρωσης (c' , $\mu\text{g m}^{-3}$) σε μονάδα αναλογίας μίγματος (c , ppb) δίνεται από τη σχέση:

$$c = \frac{83,14T}{pM} c' \quad (8.4)$$

όπου T είναι η θερμοκρασία σε K, p είναι η πίεση σε mbar και M το μοριακό βάρος της ουσίας.

Χρόνος παραμονής καλείται ο μέσος χρόνος που ένα μόριο συστατικού διατηρείται στην ατμόσφαιρα μετά την εκπομπή ή τη δημιουργία του. Για μείγματα με καλά ορισμένες πηγές και ρυθμούς εκπομπής ο χρόνος παραμονής προκύπτει από την αναλογία, (μέση συγκέντρωση του συστατικού) / (ρυθμό παραγωγής του συστατικού)

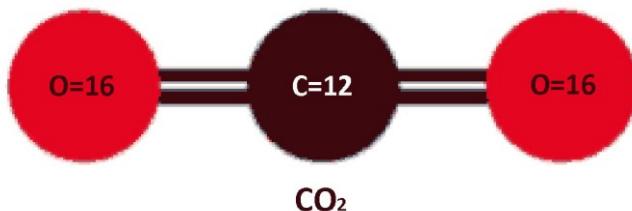
Ο χρόνος παραμονής είναι συνάρτηση όχι μόνο των ρυθμών εκπομπής, αλλά και των ρυθμών απομάκρυνσης μέσω χημικών και φυσικών διεργασιών και αποτελεί ένδειξη των δυνατοτήτων συσσώρευσης των ουσιών στην ατμόσφαιρα.

Οι εκπομπές CO_2 εκφράζονται συνήθως σε γιγατόνους άνθρακα (GtC). Ένας Gt ισούται με 1 δις τόνους και περιλαμβάνει μόνο το στοιχείο του άνθρακα από το μόριο του CO_2 . Επειδή το μοριακό βάρος του άνθρακα είναι 12 και του CO_2 είναι 44 ([Σχήμα 8.11](#)) η μετατροπή γιγατόνων C σε γιγατόνους CO_2 μπορεί να γίνει με πολλαπλασιασμό 44/12. Δηλαδή 1 GtC αντιστοιχεί σε 3,67 Gt CO_2 . Η συγκέντρωση CO_2 στην

ατμόσφαιρα εκφράζεται σε ppm με 1 ppm CO₂ να αντιστοιχεί σε 2,13 GtC. Με βάση τον παραπάνω κανόνα των 44/12 προκύπτει 1 ppm=7,81 GtCO₂.

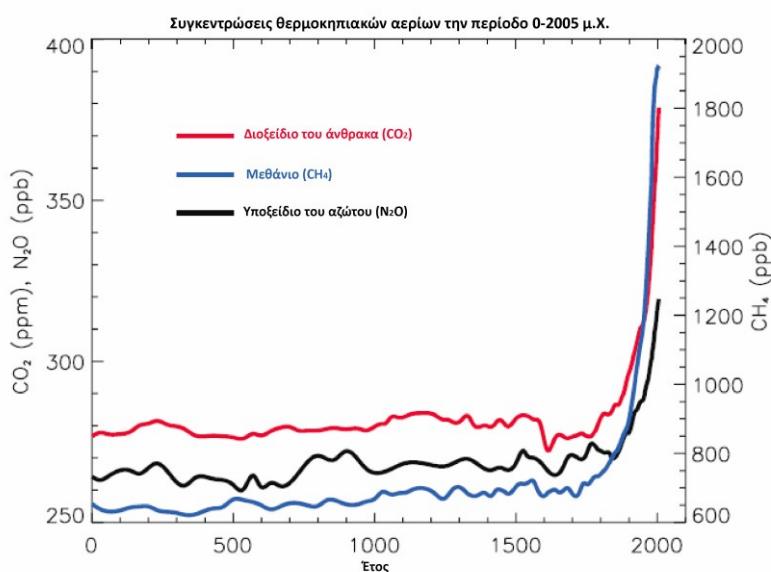
8.5. Θερμοκηπιακά Αέρια

Το διοξείδιο του άνθρακα (CO₂) είναι το πιο σημαντικό αέριο του θερμοκηπίου. Αποτελείται από ένα άτομο άνθρακα συνδεδεμένο με δύο άτομα οξυγόνου ([Σχήμα 8.11](#)). Επειδή τα άτομά του συνδέονται με σχετικά χαλαρούς δεσμούς, το μόριο του CO₂ μπορεί να απορροφήσει υπέρυθρη ακτινοβολία και να αρχίσει να ταλαντώνεται. Τελικά, το ταλαντεύομένο μόριο του CO₂ θα επανεκπέμψει την ακτινοβολία, η οποία θα απορροφηθεί κατά πάσα πιθανότητα από κάποιο άλλο μόριο αερίου του θερμοκηπίου. Αυτός ο κύκλος απορρόφησης-εκπομπής-απορρόφησης συμβάλλει στο να διατηρείται η θερμότητα, μονώνοντας αποτελεσματικά τη γήινη επιφάνεια από το ψύχος του διαστήματος.



Σχήμα 8.11 Σχηματική δομή ενός μορίου CO₂ με τα μοριακά βάρη των στοιχείων του.

Το διοξείδιο του άνθρακα (CO₂), οι υδρατμοί (H₂O), το μεθάνιο (CH₄), τα υποξείδια του αζώτου (N₂O) και κάποια άλλα αέρια, θεωρούνται αέρια του θερμοκηπίου. Τα μόριά τους συνδέονται με αρκετά χαλαρό τρόπο, ώστε να μπορούν να ταλαντώνονται με την απορρόφηση θερμότητας. Τα κυριότερα συστατικά της ατμόσφαιρας (άζωτο N₂ και οξυγόνο O₂) είναι διατομικά μόρια, που συνδέονται πολύ ισχυρά μεταξύ τους, για να ταλαντώνονται, και συνεπώς δεν απορροφούν θερμότητα και δεν συνεισφέρουν στο φαινόμενο του θερμοκηπίου.



Σχήμα 8.12 Συγκεντρώσεις των σημαντικότερων και μακροβιότερων αερίων του θερμοκηπίου κατά τη διάρκεια των τελευταίων 2000 ετών. Οι μονάδες είναι μέρη ανά εκατομμύριο (ppm) ή μέρη ανά δισεκατομμύριο (ppb) (τροποποίηση από [IPCC, 2007](#)).

Οι ανθρώπινες δραστηριότητες προκαλούν μεταβολές στις συγκεντρώσεις των αερίων του θερμοκηπίου, των αερολιμάτων, καθώς και στη νέφωση. Η ευρύτερα γνωστή συνεισφορά των ανθρώπινων δραστηριοτήτων προέρχεται από την καύση των ορυκτών καυσίμων, τα οποία απελευθερώνουν διοξείδιο του άνθρακα στην ατμόσφαιρα. Τα αέρια του θερμοκηπίου και τα αερολύματα επηρεάζουν το κλίμα, μεταβάλλοντας την εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία και την εξερχόμενη υπέρυθρη (θερμική) ακτινοβολία, διαταράσσοντας την ενεργειακή ισορροπία του πλανήτη. Η μεταβολή στην ατμοσφαιρική σύσταση ή στις ιδιότητες των θερμοκηπιακών αερίων μπορεί να οδηγήσει σε θέρμανση ή ψύξη του κλιματικού συστήματος. Από την έναρξη της βιομηχανικής επανάστασης (περίπου το 1750), η συνολική επίδραση των ανθρώπινων δραστηριοτήτων στο κλίμα φαίνεται να οδηγεί σε θέρμανση. Η ανθρώπινη επίδραση στο κλίμα κατά τη διάρκεια της σύγχρονης εποχής έχει σημαντικά υπερβεί γνωστές μεταβολές, που οφείλονται σε φυσικές διεργασίες, όπως είναι η ηλιακή δραστηριότητα και οι ηφαιστειακές εκρήξεις.

Οι ανθρώπινες δραστηριότητες έχουν ως αποτέλεσμα την αύξηση στις εκπομπές τεσσάρων από τα κυριότερα αέρια του θερμοκηπίου: του διοξειδίου του άνθρακα (CO_2), του μεθανίου (CH_4), του υποξειδίου του αζώτου (N_2O) και των αλογονανθράκων, που είναι μια ομάδα αερίων που περιέχουν φθόριο, χλώριο και βρώμιο. Η ανθρώπινη δραστηριότητα δρα συστωρευτικά για τα συγκεκριμένα αέρια στην ατμόσφαιρα, έχοντας ως αποτέλεσμα οι συγκεντρώσεις τους να αυξάνονται με την πάροδο του χρόνου. Σημαντικές αυξήσεις σε όλα τα θερμοκηπιακά αέρια παρατηρούνται από την έναρξη της βιομηχανικής επανάστασης μέχρι σήμερα ([Σχήμα 8.12](#)). Οι συγκεκριμένες αυξήσεις των συγκεντρώσεων έχουν βασικά ανθρωπογενή προέλευση. Ειδικότερα:

- Το διοξείδιο του άνθρακα έχει αυξηθεί από τη χρήση των ορυκτών καυσίμων στις μεταφορές, στη θέρμανση και ψύξη των κτιρίων και στη βιομηχανική παρασκευή του τσιμέντου και άλλων αγαθών. Η αποψίλωση των δασών απελευθερώνει διοξείδιο του άνθρακα και μειώνει την πρόσληψή του από τα φυτά. Το διοξείδιο του άνθρακα απελευθερώνεται επίσης μέσω φυσικών διεργασιών, όπως είναι η αποσύνθεση οργανικής ύλης.
- Το μεθάνιο έχει αυξηθεί ως αποτέλεσμα των ανθρώπινων δραστηριοτήτων, που σχετίζονται με τη γεωργία και με την εξόρυξη και διανομή φυσικού αερίου. Το μεθάνιο απελευθερώνεται επίσης μέσω φυσικών διεργασιών, οι οποίες λαμβάνουν χώρα στα έλη και τους υγροτόπους καθώς και στη βοσκή βοοειδών σε χορτολιβαδικές εκτάσεις.
- Τα οξείδια και υποξείδια του αζώτου προέρχονται από ανθρώπινη δραστηριότητα, όπως είναι η χρήση λιπασμάτων και η καύση ορυκτών καυσίμων. Οι φυσικές διεργασίες στα εδάφη και στους ωκεανούς απελευθερώνουν επίσης οξείδια του αζώτου.
- Οι αέριοι αλογονάνθρακες έχουν αποκλειστικά ανθρωπογενή προέλευση. Οι κυριότεροι αλογονάνθρακες περιλαμβάνουν τους χλωροφθοράνθρακες (π.χ. CFC-11 και CFC-12), που χρησιμοποιούνται εκτεταμένα ως ψυκτικές ουσίες στα ψυγεία και τα κλιματιστικά καθώς και σε άλλες βιομηχανικές χρήσεις, πριν αποδειχθεί ότι η παρουσία τους στην ατμόσφαιρα προκαλεί μείωση του στρατοσφαιρικού όζοντος. Οι συγκεντρώσεις των αέριων χλωροφθοράνθρακων στην ατμόσφαιρα παρουσιάζουν σημαντική μείωση, ως αποτέλεσμα των διεθνών κανονισμών που σχεδιάστηκαν για την προστασία του στρατοσφαιρικού όζοντος (O_3).
- Το όζον (O_3) είναι ένα θερμοκηπιακό αέριο, που συνεχώς παράγεται και καταστρέφεται στην ατμόσφαιρα εξαιτίας χημικών αντιδράσεων. Εντός της τροπόσφαιρας, οι ανθρώπινες δραστηριότητες έχουν αυξηθεί το όζον διαμέσου της απελευθέρωσης αερίων, όπως το μονοξείδιο του άνθρακα (CO), οι υδρογονάνθρακες (HC) και τα οξείδια του αζώτου (N_xO_y), τα οποία αντιδρούν χημικά προς παραγωγή όζοντος (φωτοχημική παραγωγή). Το τροποσφαιρικό όζον θεωρείται αέριος ρύπος και θερμοκηπιακό αέριο, ενώ το στρατοσφαιρικό όζον παράγεται μέσω φυσικών διεργασιών και προστατεύει την επιφάνεια του πλανήτη από την υπεριώδη ηλιακή ακτινοβολία.
- Οι υδρατμοί (αέρια φάση του νερού) είναι το πιο άφθονο και από τα πιο σημαντικά αέρια του θερμοκηπίου. Η ανθρώπινη δραστηριότητα φαίνεται να έχει περιορισμένη άμεση επίδραση στη διαμόρφωση της συγκέντρωσης των υδρατμών της ατμόσφαιρας. Έμμεσα, φαίνεται να επηρεάζει σημαντικά τη συγκέντρωση υδρατμών μέσω της κλιματικής αλλαγής. Για παράδειγμα, μια θερμότερη ατμόσφαιρα μπορεί να συγκρατήσει περισσότερους υδρατμούς.

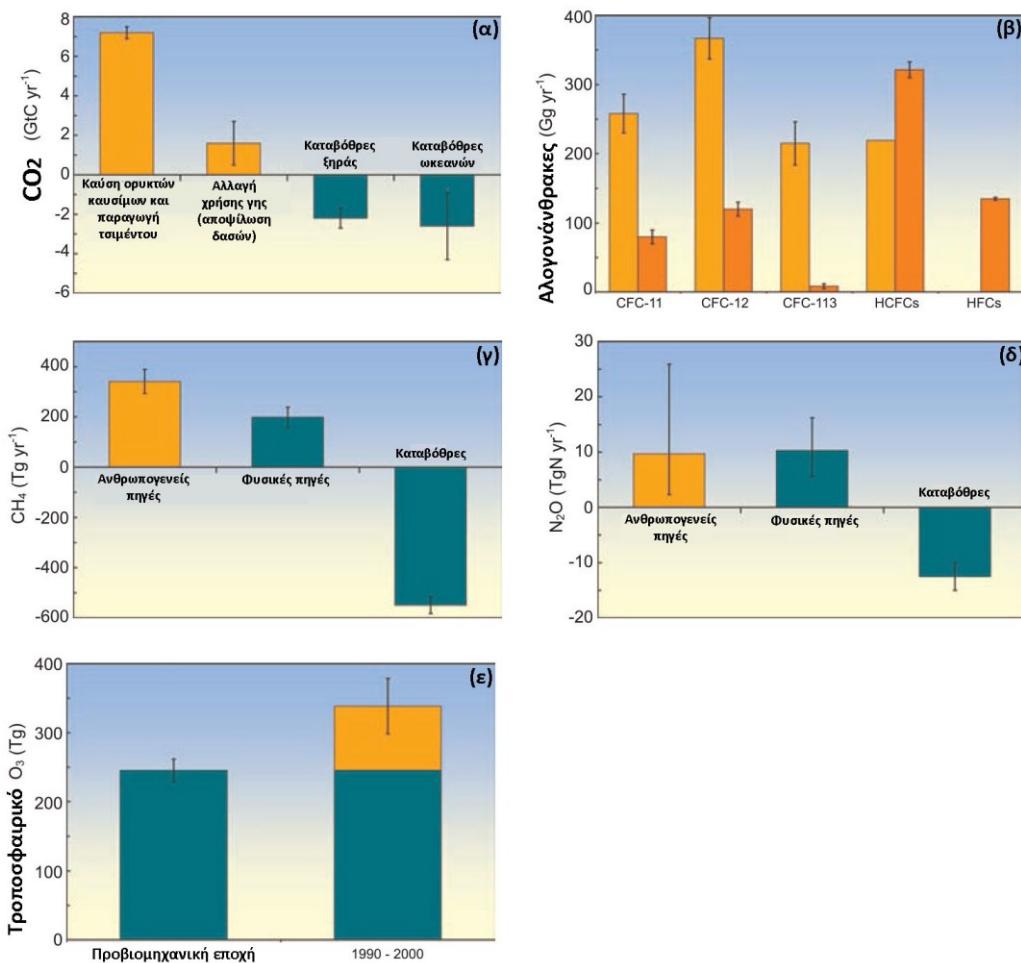
Η ανθρώπινη δραστηριότητα, επίσης, επηρεάζει τους υδρατμούς διαμέσου των εκπομπών μεθανίου, επειδή το μεθάνιο υφίσταται χημική διάσπαση στη στρατόσφαιρα παράγοντας μικρή ποσότητα υδρατμών.

- Τα αερολύματα (aerosols) είναι μικρά σωματίδια στην ατμόσφαιρα με ευρύτατα όρια μεταβλητότητας του μεγέθους, της συγκέντρωσης και της χημικής σύστασής τους. Μερικά αερολύματα εκπέμπονται απευθείας εντός της ατμόσφαιρας, ενώ άλλα παράγονται από χημικούς μετασχηματισμούς στους οποίους συμμετέχουν άλλα εκπεμπόμενα συστατικά. Τα αερολύματα μπορεί να έχουν φυσική ή ανθρωπογενή προέλευση. Οι καύσεις ορυκτών καυσίμων και βιομάζας έχουν αυξήσει τη συγκέντρωση αερολυμάτων, που περιέχουν θειούχες και οργανικές ενώσεις, καθώς και αιθάλη. Οι ανθρώπινες δραστηριότητες, όπως η επιφανειακή εξόρυξη και οι κατασκευές, έχουν αυξήσει την παρουσία σκόνης στην ατμόσφαιρα. Φυσικές πηγές αερολυμάτων αποτελούν η σκόνη, που απελευθερώνεται από ερημικές εκτάσεις, το θαλάσσιο άλας, οι βιογενετικές εκπομπές από τη γη και τους ωκεανούς και αερολύματα θείου και τέφρας, που παράγονται από ηφαιστειακές εκρήξεις.

Οι αυξήσεις στο ατμοσφαιρικό διοξείδιο του άνθρακα και άλλων αερίων του θερμοκηπίου κατά τη διάρκεια της βιομηχανικής επανάστασης προέρχονται από τις ανθρώπινες δραστηριότητες. Από το 1959 περίπου 350 δις τόνοι άνθρακα έχουν απελευθερωθεί στην ατμόσφαιρα από τα οποία το 55% έχει απορροφηθεί από την ξηρά και τους ωκεανούς και το υπόλοιπο παραμένει στο ατμοσφαιρικό περιβάλλον. Σε όλες τις περιπτώσεις, οι συγκεντρώσεις των αερίων του θερμοκηπίου στην ατμόσφαιρα και οι αυξήσεις τους καθορίζονται από την ισορροπία μεταξύ των πηγών (εκπομπές του αερίου από τις ανθρώπινες δραστηριότητες και τα φυσικά οικοσυστήματα) και τις φυσικές καταβόθρες, την απορρόφηση δηλαδή με την απομάκρυνση του αερίου από την ατμόσφαιρα. Η καύση ορυκτών καυσίμων (και η βιομηχανία τσιμέντου με μικρότερη συμβολή) είναι υπεύθυνη για περισσότερο από το 75% των ανθρωπογενών εκπομπών CO₂. Η αλλαγή χρήσης γης (κυρίως η αποψύλωση των δασών) είναι υπεύθυνη για το υπόλοιπο. Για το μεθάνιο, ένα άλλο σημαντικό αέριο του θερμοκηπίου, οι εκπομπές του που παράγονται από ανθρωπογενείς δραστηριότητες υπερέβησαν τις εκπομπές από φυσικά αίτια τα τελευταία 25 έτη. Για τα οξείδια του αζώτου οι εκπομπές, που παράγονται από τις ανθρώπινες δραστηριότητες, είναι ισοδύναμες με τις εκπομπές που προέρχονται από φυσικές διεργασίες στην ατμόσφαιρα. Τα περισσότερα από τα μακρόβια αέρια που περιέχουν αλογόνο, όπως είναι οι χλωροφθοράνθρακες, έχουν ανθρωπογενή προέλευση και δεν είχαν παρουσία στην ατμόσφαιρα πριν από τη βιομηχανική επανάσταση. Κατά μέσον όρο, το τροποσφαιρικό όζον έχει αυξηθεί κατά 38% από την περίοδο προ της βιομηχανικής επανάστασης. Η αύξηση αυτή οφείλεται στις ατμοσφαιρικές αντιδράσεις των αέριων ρύπων που εκπέμπονται από την ανθρώπινη δραστηριότητα. Η συγκέντρωση του CO₂ υπερβαίνει τώρα τα 400 ppm και το μεθάνιο είναι πάνω από 1800 ppb, τιμές μέγιστες για τα τελευταία 650000 έτη, όπου το CO₂ παρέμενε μεταξύ 180 και 300 ppm και το μεθάνιο μεταξύ 320 και 790 ppb. Ο σύγχρονος ρυθμός μεταβολής είναι ιδιαίτερα έντονος, καθώς οι αυξήσεις της συγκέντρωσης του CO₂ ποτέ δεν υπερέβησαν τα 30 ppm ανά 1000 έτη, ενώ τώρα το CO₂ έχει αυξηθεί κατά 30 ppm τα τελευταία 17 έτη.

8.5.1 Διοξείδιο του Άνθρακα

Οι εκπομπές CO₂ ([Σχήμα 8.13a](#)) από την καύση ορυκτών καυσίμων, με σημαντική συνεισφορά από την τσιμεντοβιομηχανία, είναι υπεύθυνες για περίπου το 75% της αύξησης της συγκέντρωσης του CO₂ στην ατμόσφαιρα από τη προ-βιομηχανική εποχή. Το υπόλοιπο ποσοστό της αύξησης προέρχεται από τις αλλαγές χρήσεων γης, όπου κυριαρχεί η αποψύλωση των δασών συνδεόμενη με την καύση της βιομάζας και τη συνεισφορά από τη μεταβολή των αγροτογεωργικών μεθόδων καλλιέργειας. Το σύνολο των παραπάνω αιτιών αύξησης του CO₂ προκαλούνται από την ανθρώπινη δραστηριότητα. Ο φυσικός κύκλος του άνθρακα δεν μπορεί να εξηγήσει την παρατηρούμενη αύξηση CO₂ στην ατμόσφαιρα από 3,2 σε 4,1 GtC ανά έτος κατά την διάρκεια των τελευταίων 25 ετών. Υπενθυμίζεται πως ένας 1 GtC ισοδυναμεί με 3,67 GtCO₂.



Σχήμα 8.13 Κατανομή της συνεισφοράς των μεταβολών των συγκεντρώσεων των αερίων του θερμοκηπίου στην ατμόσφαιρα. Από α) έως δ), οι ανθρωπογενείς πηγές παρουσιάζονται με πορτοκαλί χρωματισμό, ενώ οι φυσικές πηγές και οι καταβόθρες απορρόφησης παρουσιάζονται σε κυανό. Στο ε) οι ποσότητες του τροποσφαιρικού όζοντος από ανθρωπογενείς δραστηριότητες παρουσιάζονται με πορτοκαλί χρωματισμό, ενώ το φυσικό όζον σε κυανό χρωματισμό (τροποποίηση από [IPCC, 2007](#)).

Φυσικές διεργασίες όπως η φωτοσύνθεση, η αναπνοή, η αποσύνθεση και οι ανταλλαγές με την επιφάνεια της θάλασσας αποτελούν τις πηγές και τους απορροφητές του CO₂. Οι ανταλλαγές αυτές μεταξύ ξηράς και ατμόσφαιρας υπολογίζονται περίπου σε 120 GtC ανά έτος, ενώ μεταξύ ωκεανού και ατμόσφαιρας υπολογίζονται σε 90 GtC ανά έτος. Οι φυσικές καταβόθρες του άνθρακα αποφέρουν μια μικρή καθαρή απορρόφηση του CO₂, περίπου 3,3 GtC ανά έτος τα τελευταία 15 χρόνια, ισορροπώντας μερικώς τις ανθρωπογενείς εκπομπές. Αν δεν ήταν οι φυσικές καταβόθρες του CO₂, που απορροφούν σχεδόν τη μισή ποσότητα του ανθρωπογενούς παραγόμενου CO₂ κατά τη διάρκεια των τελευταίων 15 ετών, οι ατμοσφαιρικές συγκεντρώσεις του CO₂ θα είχαν αυξηθεί ακόμα περισσότερο.

Η αύξηση της συγκέντρωσης CO₂ στην ατμόσφαιρα φαίνεται ότι προέρχεται από ανθρωπογενείς δραστηριότητες, επειδή τα χαρακτηριστικά του CO₂ στην ατμόσφαιρα, ιδίως η αναλογία των βαρέων με τα ελαφριά άτομα άνθρακα, έχει μεταβληθεί κατά τρόπο που μπορεί να αποδοθεί αποκλειστικά στον άνθρακα των ορυκτών καυσίμων. Επιπρόσθετα, η αναλογία του οξυγόνου με το άζωτο στην ατμόσφαιρα έχει ελαττωθεί, αφού το CO₂ έχει αυξηθεί. Αυτό συμβαίνει επειδή το οξυγόνο καταναλώνεται με την αύξηση της ατελούς καύσης των ορυκτών καυσίμων. Μια βαριά δομή άνθρακα, το ισότοπο άνθρακας-13 (C-13), είναι σε αφθονία εντός των ωκεανών και εντός των ηφαιστειακών ή γεωθερμικών εκπομπών, ενώ βρίσκεται σε σημαντικά μικρότερες συγκεντρώσεις στη χλωρίδα και στα ορυκτά καύσιμα, που δημιουργήθηκαν από την παρελθούσα βλάστηση. Η σχετική συγκέντρωση του C-13 στην ατμόσφαιρα έχει πρόσφατα μειωθεί, φανερώνοντας ότι ο επιπρόσθετος άνθρακας προέρχεται κυρίως από τα ορυκτά καύσιμα και τη βλάστηση.

8.5.2 Αλογονούχα Αέρια

Οι ανθρώπινες δραστηριότητες είναι υπεύθυννες για το κύριο μέρος των αερίων που περιέχουν αλογόνο στην ατμόσφαιρα. Πριν από τη βιομηχανική επανάσταση υπήρχαν στη φύση μόνο κάποια αέρια που εμπειριείχαν αλογόνο, όπως το μεθυλικό βρωμίδιο (CH_3Br) και το μεθυλικό χλωρίδιο (CH_3Cl). Η ανάπτυξη νέων τεχνολογιών είχε σαν αποτέλεσμα τον πολλαπλασιασμό των χημικά παρασκευασμένων αερίων που εμπειριέχουν αλογόνο κατά τη διάρκεια των τελευταίων 50 χρόνων του 20^{ου} αιώνα. Οι εκπομπές των βασικών αερίων, που εμπειριέχουν αλογόνο και προέρχονται από την ανθρώπινη δραστηριότητα, παρουσιάζονται στο [Σχήμα 8.13β](#). Το εύρος του χρόνου ζωής τους στην ατμόσφαιρα κυμαίνεται από 45 έως 100 έτη για τους χλωροφθοράνθρακες (CFCs), από 1 έως 18 έτη για τους υδροχλωροφθοράνθρακες (HCFCs) και από 1 έως 270 έτη για τους υδροφθοράνθρακες (HFCs). Οι υπερφθοράνθρακες (PFCs, που δεν απεικονίζονται) παραμένουν στην ατμόσφαιρα για χιλιάδες έτη. Οι συγκεντρώσεις πλήθους σημαντικών αερίων που περιέχουν αλογόνο, συμπεριλαμβανομένου των χλωροφθορανθράκων (CFCs), παρουσιάζουν ελάττωση στη συγκέντρωσή τους ως αποτέλεσμα των πολιτικών που εφαρμόστηκαν στο πλαίσιο του Πρωτόκολλου του Montreal επί των ουσιών που μειώνουν το στρώμα του οζόντος. Οι συγκεντρώσεις των υδροχλωροφθορανθράκων (HCFCs) αναμένεται να μειωθούν σταδιακά μέχρι το 2030. Πρόσφατες ενώσεις που εντάχθηκαν στο Πρωτόκολλο του Κιότο, όπως οι υδροφθοράνθρακες (HFCs) και οι υπερφθοράνθρακες (PFCs), συνεχίζουν να αυξάνουν τη συγκέντρωσή τους στην ατμόσφαιρα.

8.5.3 Μεθάνιο

Οι εκπομπές του μεθανίου (CH_4) στην ατμόσφαιρα από τις ανθρώπινες δραστηριότητες υπερβαίνουν τις φυσικές πηγές ([Σχήμα 8.13γ](#)). Κατά την περίοδο 1960-1999 οι συγκεντρώσεις του μεθανίου αυξήθηκαν κατά μέσο όρο 6 φορές πιο γρήγορα από οποιαδήποτε άλλη περίοδο 40 ετών των τελευταίων δυο χιλιετιών πριν το 1800. Από το 1750 τα επίπεδα του μεθανίου αυξήθηκαν σχεδόν εκθετικά με τον χρόνο, αγγίζοντας τα 1650 ppb στα μέσα του 1980 και τα 1803 ppb το 2011. Μεταξύ των ετών 1980 και 2000 η ατμοσφαιρική αύξηση του μεθανίου έπεσε σχεδόν στο μηδέν. Πιο πρόσφατα, από το 2006, παρατηρείται μία αύξηση του μεθανίου, αλλά δεν είναι ξεκάθαρο αν πρόκειται για μία μικρή διακύμανση ή ένα νέο καθεστώς για τον κύκλο του μεθανίου. Είναι πολύ πιθανό η αύξηση της ατμοσφαιρικής συγκέντρωσης του μεθανίου από τη βιομηχανική εποχή να αυξήθηκε εξαιτίας ανθρωπογενών δραστηριοτήτων.

Η κυριότερη φυσική πηγή μεθανίου στην ατμόσφαιρα είναι οι υγρότοποι. Επιπρόσθετες φυσικές πηγές περιλαμβάνουν τους τερμίτες, τους ωκεανούς, τη χλωρίδια και τα υδροξείδια του μεθανίου. Η ανθρωπογενής παραγωγή μεθανίου περιλαμβάνει την παραγωγή ενέργειας από λιγνίτη και φυσικό αέριο, την αποκομιδή απορριμμάτων στους χώρους υγειονομικής ταφής απορριμμάτων, την εκτροφή βοοειδών και αιγοπροβάτων, την αγροτική καλλιέργεια ορυζώνων και την καύση βιομάζας. Οι ανθρωπογενείς πηγές μεθανίου συμβάλλουν κατά 50 έως 65% στο σύνολο των πηγών μεθανίου. Από τη στιγμή που εκπέμπεται το μεθάνιο παραμένει στην ατμόσφαιρα για περίπου 8,4 έτη πριν την απομάκρυνση του, κυρίως μέσω χημικής οξείδωσής του στην τροπόσφαιρα. Μικρότερες πηγές απορρόφησης για το μεθάνιο περιλαμβάνουν την πρόσληψή του από τα εδάφη και τη διάλυσή του στη στρατόσφαιρα.

8.5.4 Υποξείδιο του Αζώτου

Ο βιοχημικός κύκλος του αζώτου και του άνθρακα είναι άρρηκτα συνδεδεμένοι, λόγω της ανάγκης των οργανισμών να μεταβολίσουν τα συγκεκριμένα στοιχεία. Πριν τη βιομηχανική εποχή, εμφανίστηκε το δραστικό άζωτο Nr (δηλαδή, όλοι οι τύποι αζώτου με εξαίρεση το μοριακό, N_2) από δύο φυσικές διεργασίες: τον φωτισμό και τη βιολογική δέσμευση του αζώτου. Η παραγωγή μέσω της δεύτερης διεργασίας γίνεται εφικτή μέσα από αλλεπάλληλες αντιδράσεις που μετατρέπουν το μοριακό άζωτο σε αμμωνία. Η εισαγωγή του αζώτου στο έδαφος και στους ωκεανούς εξισοροπείται από την απώλεια του αζώτου, μέσω της απονιτροποίησης, κατά την οποία το μοριακό άζωτο επιστρέφει στην ατμόσφαιρα. Αυτή η ισορροπία έχει διαταραχθεί από την αρχή της βιομηχανικής εποχής. Τις τελευταίες δεκαετίες το ανθρωπογενές άζωτο έχει αυξηθεί σημαντικά σε σχέση με το φυσικό. Οι βασικές ανθρωπογενείς πηγές του αζώτου είναι τρείς. Η πρώτη καλείται βιομηχανική μέθοδος Haber-Bosch. Σε αυτή την περίπτωση δημιουργείται αμμωνία (NH_3) από μοριακό άζωτο (N_2), η οποία χρησιμοποιείται ως νιτρικό λίπασμα και ως πρώτη ύλη στη βιομηχανική

παραγωγή. Η δεύτερη πηγή είναι οι καλλιέργειες, κυρίως οσπρίων, που αυξάνουν τη βιολογική παραγωγή του αζώτου. Η τρίτη πηγή είναι η καύση των ορυκτών καυσίμων στην οποία το ατμοσφαιρικό αζώτο (N_2) και το αζώτο των ορυκτών καυσίμων μετατρέπεται σε οξείδια του αζώτου, που εκπέμπονται στην ατμόσφαιρα και επιστρέφουν στην επιφάνεια. Παράλληλα υπάρχει μία ροή αζώτου από τη μετακίνηση ιζηματογενών πετρωμάτων.

Η ποσότητα της ανθρωπογενούς παραγωγής αζώτου, που επιστρέφει σε μορφή μη αδρανούς μοριακού αζώτου μέσω της αποντροποίησης, είναι πολύ μικρή σε σχέση με αυτή που παράγεται. Αντιστοιχεί περίπου στο 30 έως 60% της συνολικής παραγωγής αζώτου, με μεγάλη όμως αβεβαιότητα. Η ποσότητα N_2O που παράγεται από ανθρώπινες πηγές είναι περίπου ίση με αυτή που προέρχεται από τις φυσικές επίγειες πηγές. Επιπρόσθετα οι εκπομπές Nr , NH_3 και NO_x οφείλονται στις καλλιέργειες και στις καύσεις ορυκτών καυσίμων. Ποσοστό των ενώσεων NH_3 και NO_x εναποτίθεται στις ηπείρους, ενώ η υπόλοιπη ποσότητα μεταφέρεται μέσω των ανέμων στους ωκεανούς. Η ροή του αζώτου από την ατμόσφαιρα στους ωκεανούς είναι συγκρίσιμη με τη ροή από το έδαφος προς τα ποτάμια και τους ωκεανούς. Η μέση τιμή της βιολογικής δέσμευσης του αζώτου από τους ωκεανούς είναι 160 TgN yr^{-1} , ενώ η ελάχιστη τιμή είναι 140 TgN yr^{-1} και μέγιστη τιμή 177 TgN yr^{-1} .

Οι ανθρωπογενείς πηγές υποξειδίου του αζώτου (N_2O) στην ατμόσφαιρα είναι περίπου ισοδύναμες με τις πηγές των νιτρικών οξειδίων από τα φυσικά συστήματα ([Σχήμα 8.13δ](#)). Κατά την περίοδο 1960-1999, οι συγκεντρώσεις υποξειδίου του αζώτου αυξήθηκαν κατά μέσο όρο 2 φορές ταχύτερα από οποιαδήποτε άλλη περίοδο 40 ετών των τελευταίων δυο χιλιετιών πριν το 1800. Οι φυσικές πηγές υποξειδίου του αζώτου περιλαμβάνουν τους ωκεανούς και τη χημική οξείδωση της αμμωνίας στην ατμόσφαιρα και τα εδάφη. Τα τροπικά εδάφη αποτελούν μια ιδιαίτερα σημαντική πηγή υποξειδίου του αζώτου στην ατμόσφαιρα. Οι ανθρώπινες δραστηριότητες, που παράγουν υποξείδια του αζώτου, περιλαμβάνουν τη μετατροπή των νιτρικών λιπασμάτων σε νιτρικά οξείδια και τις μεταγενέστερες εκπομπές τους από τα καλλιεργημένα εδάφη, την καύση της βιομάζας, την εκτροφή βοοειδών και ορισμένων βιομηχανικών δραστηριοτήτων συμπεριλαμβανομένης της παρασκευής πλαστικού (nylon). Από τη στιγμή που εκπέμπονται τα υποξειδία του αζώτου παραμένουν στην ατμόσφαιρα για περίπου 114 έτη πριν την απομάκρυνση τους, κυρίως λόγω της διάλυσής τους στη στρατόσφαιρα.

8.5.5 Τροποσφαιρικό Όζον

Το τροποσφαιρικό όζον (O_3) παράγεται από φωτοχημικές αντιδράσεις στην ατμόσφαιρα ευπλέκοντας πρόδρομες ενώσεις, όπως το μονοξείδιο του άνθρακα (CO), το μεθάνιο (CH_4), πτητικές οργανικές ενώσεις και οξείδια του αζώτου. Οι συγκεκριμένοι αέριοι ρύποι εκπέμπονται τόσο από φυσικές βιολογικές διεργασίες, όσο και από ανθρώπινες δραστηριότητες όπως οι αλλαγές χρήσης γης και η καύση ορυκτών καυσίμων. Επειδή το τροποσφαιρικό όζον είναι σχετικά βραχύβιο, παρουσιάζει χρόνο ζωής από μερικές ημέρες έως εβδομάδες και οι συγκεντρώσεις του εμφανίζουν έντονη μεταβλητότητα σε σχέση με την παρουσία των πρόδρομων ενώσεων, των υδρατμών και της ήλιακής ακτινοβολίας. Οι συγκεντρώσεις του τροποσφαιρικού όζοντος είναι σημαντικά υψηλότερες σε αστικές περιοχές και σε περιφέρειες με έντονη καύση βιομάζας. Η μέση αύξηση 38% (20-50%) στο τροποσφαιρικό όζον από την προβιομηχανική εποχή έχει κυρίως ανθρωπογενή προέλευση ([Σχήμα 8.13ε](#)).

8.6. Ο Ανθρακας και οι Υπόλοιποι Βιογεωχημικοί Κύκλοι

Όπως έχει αναφερθεί, οι ατμοσφαιρικές συγκεντρώσεις του διοξειδίου άνθρακα, του μεθανίου, και των οξειδίων του αζώτου έχουν αυξηθεί σε πρωτοφανή επίπεδα τα τελευταία 800000 έτη. Οι συγκεντρώσεις του διοξειδίου άνθρακα αυξήθηκαν κατά 40% από την προβιομηχανική εποχή, εξαιτίας κυρίως των εκπομπών από τα ορυκτά καύσιμα και δευτερευόντως από τις αλλαγές στις χρήσεις γης. Οι ωκεανοί έχουν απορροφήσει το 30% των εκπομπών ανθρωπογενούς διοξειδίου του άνθρακα, προκαλώντας την οξίνιση τους.

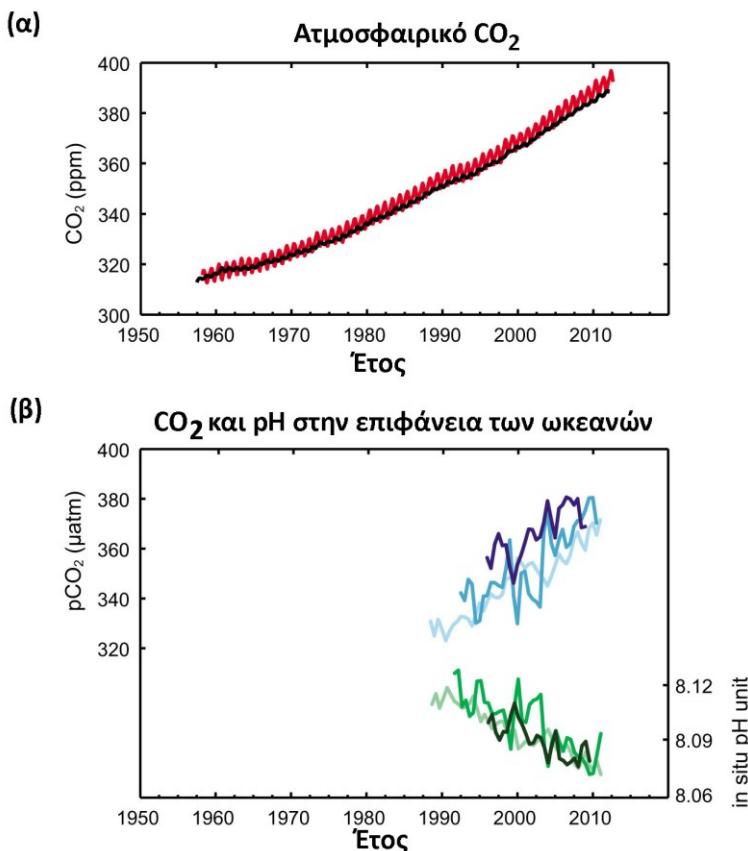
Οι ατμοσφαιρικές συγκεντρώσεις του διοξειδίου του άνθρακα (CO_2), του μεθανίου (CH_4), του υποξειδίου του αζώτου (N_2O), έχουν αυξηθεί από το 1750 εξαιτίας των ανθρώπινων δραστηριοτήτων. Το 2011 οι συγκεντρώσεις των συγκεκριμένων θερμοκηπιακών αερίων ήταν 391 ppm, 1803 ppb, και 324 ppb, αντίστοιχα, και ξεπερνούσαν τις προβιομηχανικές τους συγκεντρώσεις κατά 40%, 150%, και 20%, αντίστοιχα ([Σχήμα 8.14α](#)).

Οι τρέχουσες συγκεντρώσεις CO_2 , CH_4 , και N_2O υπερβαίνουν τις μέγιστες συγκεντρώσεις τους που έχουν καταγραφεί σε πυρήνες πάγων κατά τη διάρκεια των τελευταίων 800000 ετών. Οι μέσοι ρυθμοί αύξησης των ατμοσφαιρικών τους συγκεντρώσεων τον τελευταίο αιώνα υπερβαίνουν με μεγάλη βεβαιότητα τους αντίστοιχους ρυθμούς για περίοδο 22000 ετών.

Οι ετήσιες εκπομπές διοξειδίου του άνθρακα από καύσεις ορυκτών καυσίμων και παραγωγής τσιμέντου ήταν 8,3 GtC yr^{-1} (διακύμανση από 7,6 έως 9,0) συνολικά για τα έτη 2002 έως 2011 (με μεγάλη βεβαιότητα) και 9,5 GtC yr^{-1} (διακύμανση από 8,7 έως 10,3) το 2011, δηλαδή 54% υψηλότερες σε σχέση με τα επίπεδα του 1990. Επιπλέον, οι ετήσιες εκπομπές διοξειδίου του άνθρακα από ανθρωπογενείς αλλαγές στη χρήση γης ήταν 0,9 GtC yr^{-1} (διακύμανση από 0,1 έως 1,7) για τα έτη 2002 έως 2011 (με μέτρια βεβαιότητα).

Από το 1750 έως το 2011, οι εκπομπές διοξειδίου του άνθρακα από καύσεις ορυκτών καυσίμων και παραγωγής τσιμέντου έχουν απελευθερώσει 375 GtC (διακύμανση από 345 έως 405) στην ατμόσφαιρα, ενώ η αποφύλαση των δασών και οι υπόλοιπες αλλαγές στη χρήση γης υπολογίζεται ότι έχουν ελευθερώσει 180 GtC (διακύμανση από 100 έως 260). Συνεπώς, οι ανθρωπογενείς εκπομπές οδηγούν σε απελευθέρωση 555 GtC (διακύμανση από 470 έως 640).

Από τις ανθρωπογενείς εκπομπές διοξειδίου του άνθρακα, 240 GtC (διακύμανση από 230 έως 250) συσσωρεύονται στην ατμόσφαιρα, 155 GtC (διακύμανση από 125 έως 185) έχουν απορροφηθεί από τους ωκεανούς και 160 GtC (από 70 έως 250) έχουν εναποτεθεί σε φυσικά επίγεια οικοσυστήματα. Η αύξηση της οξίνισης των ωκεανών ποσοτικοποιείται με βάση τις μειώσεις στο pH . Το pH της επιφάνειας των ωκεανών έχει μειωθεί κατά 0,1 από τις αρχές της βιομηχανικής εποχής (με μεγάλη βεβαιότητα), ενώ η αντίστοιχη αύξηση των συγκεντρώσεων ιόντων υδρογόνου είναι 26% ([Σχήμα 8.14β](#)).



Σχήμα 8.14 Πολλαπλές ενδείξεις μεταβολής του κύκλου του άνθρακα: α) ατμοσφαιρικές συγκεντρώσεις του διοξειδίου του άνθρακα (CO_2) από την περιοχή Mauna Loa ($19^{\circ}32' \text{N}, 155^{\circ}34' \text{W}$ -κόκκινη γραμμή) και Νότιος Πόλος ($89^{\circ}59' \text{N}, 24^{\circ}48' \text{E}$ -μαύρη γραμμή) από το 1958, β) μερική πίεση διαλυμένου διοξειδίου του άνθρακα στην επιφάνεια των ωκεανών (μπλε καμπύλες) και μετρήσεις pH (πράσινες καμπύλες), ως μέτρο οξίνισης των ωκεανών. Οι μετρήσεις προέρχονται από τρεις σταθμούς του Ατλαντικού ($29^{\circ}10' \text{N}, 15^{\circ}30' \text{W}$ -σκούρα μπλε/σκούρα πράσινη καμπύλη, $31^{\circ}40' \text{N}, 64^{\circ}10' \text{W}$ -μπλε/πράσινη γραμμή) και του Ειρηνικού Ωκεανού ($22^{\circ}45' \text{N}, 158^{\circ}00' \text{E}$ -ανοιχτό μπλε/ανοιχτό πράσινη γραμμή) (τροποποίηση από [IPCC, 2013](#)).

8.7. Η Επίδραση των Αλλαγών στη Χρήση Γης

Οι αλλαγές στην κάλυψη και χρήση γης, όπως είναι η αποψύλωση των δασών, έχουν αυξήσει τη λευκαύγεια του εδάφους με αποτέλεσμα να παρατηρείται μεταβολή στο ισοζύγιο της ακτινοβολίας της τάξης $-0,15 \text{ W m}^{-2}$ (διακύμανση από $-0,25$ έως $-0,05$). Επίσης υπάρχει μεγάλο εύρος εκτιμήσεων που βασίζεται σε διαφορετικά σενάρια λευκαύγειας του εδάφους. Η αλλαγή χρήσης γης μπορεί να προκαλέσει και άλλες επιπτώσεις, εκτός του ισοζυγίου ακτινοβολίας, οι οποίες επηρεάζουν την επιφανειακή θερμοκρασία. Οι επιπτώσεις αυτές εξαρτώνται από την τραχύτητα του εδάφους, τη ροή λανθάνουσας θερμότητας, την απορροή ποταμών ή την άρδευση. Οι συγκεκριμένες επιπτώσεις είναι δύσκολο να ποσοτικοποιηθούν, αλλά τείνουν να εξισορροπούν τις μεταβολές της λευκαύγειας σε παγκόσμια κλίμακα. Συνεπώς, δεν μπορεί να εκτιμήθει με ακρίβεια η επίδραση της αλλαγής χρήσης γης στη μέση παγκόσμια επιφανειακή θερμοκρασία. Ιδιαίτερα, η αποψύλωση των δασών, εκτός από την αλλαγή χρήσης γης, έχει επίδραση στις συγκεντρώσεις των θερμοκηπιακών αερίων, συνεισφέροντας στη μεταβολή του ισοζυγίου ακτινοβολίας που οφείλεται στις εκπομπές και στις αλλαγές της συγκέντρωσης του διοξειδίου του άνθρακα.

Βιβλιογραφία/Αναφορές

Houghton CJ. T. (2004). *Global Warming: The Complete Briefing*, Cambridge University Press; 3rd edition, ISBN-13: 978-0-511-21276-5.

IPCC (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, ISBN 978 0521 88009-1.

IPCC (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324, ISBN 978-1-107-66182-0.

Κριτήρια αξιολόγησης

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Να περιγραφεί το φυσικό φαινόμενο του θερμοκηπίου.

Απάντηση/Λύση

Στο φυσικό φαινόμενο του θερμοκηπίου οι υδρατμοί, το διοξείδιο του άνθρακα και κάποια αέρια με μικρότερη περιεκτικότητα απορροφούν μέρος της θερμικής ακτινοβολίας που εκπέμπεται από την επιφάνεια της Γης, επιφέροντας μεταβολή 34°C μεταξύ της πραγματικής επιφανειακής θερμοκρασίας (15°C) και της θεωρητικής θερμοκρασίας (-19°C) που εκτιμάται από το απλοποιημένο μοντέλο ισοζυγίου της ενέργειας στην ατμόσφαιρα. Τα αέρια που λαμβάνουν μέρος είναι γνωστά ως αέρια του θερμοκηπίου.

Κριτήριο αξιολόγησης 2

Τι είναι το ενισχυμένο φαινόμενο του θερμοκηπίου;

Απάντηση/Λύση

Ενισχυμένο φαινόμενο του θερμοκηπίου καλείται το φαινόμενο κατά το οποίο η αύξηση στη συγκέντρωση ενός ή περισσότερων θερμοκηπιακών αερίων επιφέρει ανισορροπία στο ισοζύγιο της ακτινοβολίας. Με την αύξηση των θερμοκηπιακών αερίων, η εξερχόμενη ενέργεια γίνεται προσωρινά μεγαλύτερη από την εισερχόμενη στην κορυφή της ατμόσφαιρας. Για να επέλθει εκ νέου ισορροπία, η επιφάνεια και τα κατώτερα

ατμοσφαιρικά στρώματα θα πρέπει να θερμανθούν. Εάν δεν αλλάξει κάτι εκτός από τη θερμοκρασία, π.χ. τα νέφη, οι υδρατμοί, ο πάγος και η χιονοκάλυψη, η θερμοκρασία αυξάνει αρχικά κατά 1,2 °C.

Κριτήριο αξιολόγησης 3

Ποια είναι η έννοια της τροποποίησης του ισοζυγίου της ακτινοβολίας;

Απάντηση/Λύση

Οι ανθρώπινες δραστηριότητες έχουν μεταβάλει και εξακολουθούν να μεταβάλουν τη σύσταση της ατμόσφαιρας, αλλά και τα φυσιογραφικά χαρακτηριστικά της επιφάνειας της Γης. Μερικές από αυτές τις αλλαγές έχουν άμεση επίδραση στο ενεργειακό ισοζύγιο του πλανήτη και δρουν ως αίτια αλλαγής του κλίματος. Η τροποποίηση στο ισοζύγιο της ακτινοβολίας αποτελεί ένα μέτρο της μεταβολής της ενέργειας του συστήματος της Γης-ατμόσφαιρας εξαιτίας κάποιας εξωτερικής διαταραχής. Η θετική μεταβολή στο ισοζύγιο ακτινοβολίας επιφέρει θέρμανση, ενώ η αρνητική προκαλεί ψύξη και συμβάλλει στη σύγκριση της επίδρασης στη μέση παγκόσμια επιφανειακή θερμοκρασία που μπορεί να προκαλέσουν διάφοροι παράγοντες του κλιματικού συστήματος. Η μεταβολή στο ισοζύγιο της ακτινοβολίας είναι ένας από τους πιο βασικούς τρόπους μελέτης και ποσοτικής εκτίμησης της κλιματικής αλλαγής.

Κριτήριο αξιολόγησης 4

Πως επιδρούν τα θερμοκηπιακά αέρια και τα αερολύματα στην τροποποίηση του ισοζυγίου της ακτινοβολίας;

Απάντηση/Λύση

Οι ανθρωπογενείς εκπομπές έχουν προκαλέσει αλλαγές στις συγκεντρώσεις των θερμοκηπιακών αερίων από τη βιομηχανική επανάσταση μέχρι και σήμερα. Η αύξηση του διοξειδίου του άνθρακα ενέτεινε την τροποποίηση του ισοζυγίου της ακτινοβολίας από το 2005 έως το 2011, ενώ τα τελευταία 15 χρόνια το διοξείδιο του άνθρακα κυριαρχεί στη συνεισφορά της τροποποίησης του ισοζυγίου ακτινοβολίας και έχει προκαλέσει ρυθμό αύξησης $0,3 \text{ Wm}^{-2}$ ανά δεκαετία. Η πρόσφατη αύξηση της συγκέντρωσης του μεθανίου τροποποίησε το ισοζύγιο της ακτινοβολίας κατά 2% (δηλαδή $0,48 \text{ Wm}^{-2}$). Το οξείδιο του αζώτου αποτελεί το τρίτο παράγοντα συνεισφοράς στη μεταβολή του ισοζυγίου ακτινοβολιών και η αύξησή της συγκέντρωσής του κατά 6% από το 2005 έως το 2011 έχει μεταβάλλει το ισοζύγιο κατά $0,17 \text{ Wm}^{-2}$. Αντίθετα με τα προηγούμενα αέρια, η επίδραση των αλογονανθράκων στο ισοζύγιο παραμένει σχετικά σταθερή. Η επίδραση του οξυγόνου στο ισοζύγιο εκτιμάται σε $0,35 \text{ Wm}^{-2}$.

Η ανθρωπογενής επίδραση των αερολυμάτων στο ισοζύγιο ακτινοβολιών, όπως εκτιμάται από παρατηρήσεις και μοντέλα, είναι $-0,35 \text{ Wm}^{-2}$, ενώ η αλληλεπίδραση των αερολυμάτων με τον άνθρακα επιφέρει περαιτέρω αρνητική μεταβολή στο ισοζύγιο ακτινοβολίας έως $-0,45 \text{ Wm}^{-2}$.

Κριτήριο αξιολόγησης 5

Ποια είναι τα θερμοκηπιακά αέρια;

Απάντηση/Λύση

Το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2), οι υδρατμοί (H_2O), το μεθάνιο (CH_4), τα οξείδια του αζώτου (N_2O), το οξυγόνο (O_3), οι αέριοι αλογονάνθρακες και τα αερολύματα θεωρούνται αέρια του θερμοκηπίου. Το πιο σημαντικό αέριο του θερμοκηπίου είναι το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2). Αυτό αποτελείται από ένα άτομο άνθρακα συνδεδεμένο με ένα άτομο οξυγόνου σε κάθε του πλευρά ([Σχήμα 8.11](#)). Έχει την δυνατότητα να απορροφά υπέρυθρη ακτινοβολία και να θερμαίνει το ατμοσφαιρικό στρώμα στο οποίο βρίσκεται.

Κριτήριο αξιολόγησης 6

Με ποιο τρόπο έχει επιδράσει η ανθρώπινη δραστηριότητα στις συγκεντρώσεις των θερμοκηπιακών αερίων;

Απάντηση/Λύση

Η ανθρώπινη δραστηριότητα επιδρά στην αύξηση της συγκέντρωσης όλων των θερμοκηπιακών αερίων στην ατμόσφαιρα.

- Οι κύριοι λόγοι αύξησης της συγκέντρωσης του διοξειδίου του άνθρακα είναι η χρήση των ορυκτών καυσίμων και η αποψίλωση των δασών.
- Το μεθάνιο έχει αυξήθει ως αποτέλεσμα των ανθρώπινων δραστηριοτήτων που σχετίζονται με τη γεωργία, την κτηνοτροφία, την εξόρυξη και διανομή του φυσικού αερίου.
- Τα οξείδια και υποξείδια του αζώτου προέρχονται από ανθρώπινη δραστηριότητα όπως είναι η χρήση λιπασμάτων και η καύση ορυκτών καυσίμων.
- Οι αέριοι αλογονάνθρακες έχουν αποκλειστικά ανθρωπογενή προέλευση. Οι κυριότεροι αλογονάνθρακες περιλαμβάνουν τους χλωροφθοράνθρακες (π.χ. CFC-11 και CFC-12), που χρησιμοποιούνται εκτεταμένα ως ψυκτικές ουσίες στα ψυγεία και τα κλιματιστικά, καθώς και σε άλλες βιομηχανικές χρήσεις, πριν αποδειχθεί ότι η παρουσία τους στην ατμόσφαιρα προκαλεί μείωση του στρατοσφαιρικού όζοντος.
- Το όζον (O_3) είναι ένα θερμοκηπιακό αέριο που συνεχώς παράγεται και καταναλώνεται στην ατμόσφαιρα μέσω χημικών αντιδράσεων. Εντός της τροπόσφαιρας, οι ανθρώπινες δραστηριότητες έχουν αυξήσει το όζον μέσω της απελευθέρωσης αερίων όπως το μονοξείδιο του άνθρακα (CO), οι υδρογονάνθρακες (HC) και τα οξείδια του αζώτου (N_xO_y), τα οποία αντιδρούν χημικά προς παραγωγή όζοντος (φωτοχημική παραγωγή).
- Οι υδρατμοί (αέρια φάση του νερού) είναι το πιο άφθονο και πιο σημαντικό αέριο του θερμοκηπίου εντός της ατμόσφαιρας. Η ανθρώπινη δραστηριότητα επιδρά στη μεταβολή της συγκέντρωσης των υδρατμών μέσω της κλιματικής αλλαγής. Για παράδειγμα, μια θερμότερη ατμόσφαιρα μπορεί να συγκρατήσει περισσότερους υδρατμούς.
- Τα αερολύματα (aerosols) αποτελούν μικρά σωματίδια στην ατμόσφαιρα με ευρύτατα όρια μεταβλητότητας μεγέθους, συγκέντρωσης και χημικής σύστασης. Τα αερολύματα μπορεί να έχουν φυσική ή ανθρωπογενή προέλευση. Οι καύσεις ορυκτών καυσίμων και βιομάζας έχουν αυξήσει τη συγκέντρωση των αερολυμάτων που περιέχουν θειούχες και οργανικές ενώσεις καθώς και αιθάλη. Οι ανθρώπινες δραστηριότητες, όπως η επιφανειακή εξόρυξη και οι κατασκευές, έχουν αυξήσει την παρουσία της σκόνης στην ατμόσφαιρα.

Κριτήριο αξιολόγησης 7

Ποια είναι η επίδραση των αλλαγών στη χρήση γης;

Απάντηση/Λύση

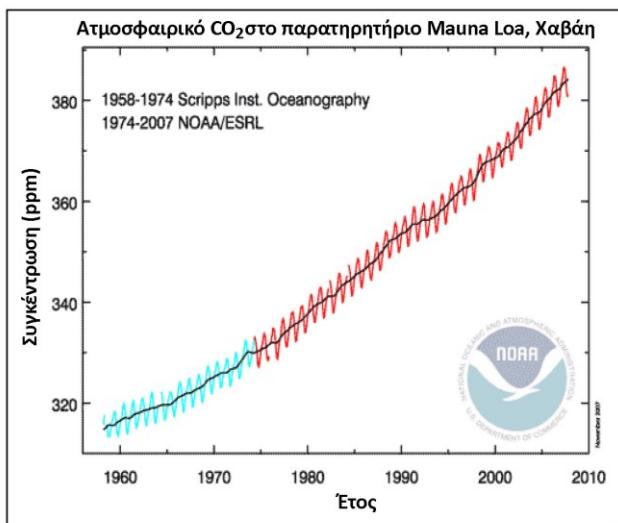
Οι αλλαγές στην κάλυψη και χρήση γης, όπως είναι η αποψίλωση των δασών, έχουν αυξήσει τη λευκαύγεια του εδάφους με αποτέλεσμα να παρατηρείται μεταβολή στο ισοζύγιο της ακτινοβολίας της τάξης $-0,15 \text{ W m}^{-2}$. Οι επιπτώσεις αυτές τείνουν να εξισορροπήσουν τις μεταβολές της λευκαύγειας σε παγκόσμια κλίμακα. Επιπλέον η αλλαγή χρήσης γης μπορεί να επηρεάσει την επιφανειακή θερμοκρασία. Οι μεταβολές που επηρεάζουν τη θερμοκρασία αναφέρονται κυρίως στην τραχύτητα του εδάφους, στη ροή λανθάνουσας θερμότητας, στην απορροή ποταμών και στην άρδευση. Η αποψίλωση, επίσης, των δασών, αυξάνει έμμεσα τη συγκέντρωση του διοξειδίου του άνθρακα στην ατμόσφαιρα μέσω του περιορισμού της ικανότητας δέσμευσής του από τα δάση.

Κριτήρια αξιολόγησης χωρίς απαντήσεις

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Η καμπύλη Keeling ([Σχήμα 8.15](#)) είναι ένα γράφημα που απεικονίζει τη μεταβολή της συγκέντρωσης του διοξειδίου του άνθρακα στην ατμόσφαιρα από το 1958. Βασίζεται σε συνεχείς μετρήσεις που έχουν γίνει στο παρατηρητήριο Mauna Loa στη Χαβάη υπό την επίβλεψη του Dr. Charles Keeling του Ινστιτούτου Ωκεανογραφίας Scripps στο San Diego. Η αριστερή καμπύλη απεικονίζει τη διακύμανση στη συγκέντρωση του διοξειδίου του άνθρακα από το 1958 έως το 1974.

Οι μετρήσεις του Keeling έδειξαν μία ραγδαία αύξηση του CO₂ στην ατμόσφαιρα από το 1958. Ομάδα ερευνητών στο NOAA επέκτειναν τη καμπύλη για τα έτη 1974-2006.



Σχήμα 8.15 Διακύμανση της συγκέντρωσης του διοξειδίου του άνθρακα από το 1958 έως το 2006 από το παρατηρητήριο Mauna Loa (τροποποίηση από NOAA).

Να απαντηθούν τα ακόλουθα ερωτήματα:

- Ποια ήταν η συγκέντρωση του διοξειδίου του άνθρακα το 2005 σύμφωνα με το γράφημα;
- Ποια ήταν η περιεκτικότητα κατ'όγκο του διοξειδίου του άνθρακα στην ατμόσφαιρα το 2005;
- Εάν η ποσότητα 127 ppm διοξειδίου του άνθρακα αντιστοιχεί σε 1000 Gt (γιγατόνους) διοξειδίου (1000 δισεκατομμύρια τόνοι), ποια ήταν η ολική μάζα του διοξειδίου του άνθρακα το 2005;
- Πόσοι επιπλέον Gt CO₂ προστέθηκαν στην ατμόσφαιρα από το 1958 έως το 2005;
- Ποιος ήταν ο μέσος ρυθμός αύξησης του CO₂ σε Gt ανά έτος για τη χρονική περίοδο 1958-2005;
- Στο Σχήμα 8.15 απεικονίζεται με «κυματοειδή» μορφή η εποχιακή μεταβολή στη συγκέντρωση του CO₂. Ποιο είναι το πλάτος της κυματομορφής (εύρος μεταξύ μέγιστης και ελάχιστης τιμής) σε ppm, και σε πόσους Gt αντιστοιχεί αυτή η φυσική μεταβλητότητα;

Κεφάλαιο 9

Σύνοψη

Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο παρουσιάζεται η Διακυβερνητική Επιτροπή για την Κλιματική Αλλαγή, οι ομάδες εργασίας και οι εκθέσεις αξιολόγησής της. Αναφέρεται αναλυτικά η εξέλιξη των κλιματικών σεναρίων για τις εκπομπές των θερμοκηπιακών αερίων, καθώς και η δομή τους σε οικογένειες πλοκής. Στο πλαίσιο κατανόησης των διεργασιών του κλίματος περιλαμβάνεται εκτεταμένη συζήτηση ανοικτών θεμάτων, που σχετίζονται με τις αλληλεπιδράσεις των φυσικών συστημάτων και των ανθρωπογενών δραστηριοτήτων στην κλιματική αλλαγή.

Προαπαιτούμενη γνώση

Προαπαιτούμενη γνώση για το συγκεκριμένο κεφάλαιο θεωρείται η κλιματική μεταβλητότητα και τα κλιματικά φαινόμενα ([7^ο Κεφάλαιο](#)), καθώς και το φυσικό και ενισχυμένο φαινόμενο του θερμοκηπίου ([8^ο Κεφάλαιο](#)).

9. Κλιματικά Σενάρια και Κλιματική Αλλαγή

9.1. Η Διακυβερνητική Επιτροπή για την Κλιματική Αλλαγή

Οι εγκυρότερες και πιο αξιόπιστες εκθέσεις για την κλιματική αλλαγή έχουν δημοσιευτεί από τη Διακυβερνητική Επιτροπή για την Αλλαγή του Κλίματος (Intergovernmental Panel on Climate Change - IPCC), η οποία ιδρύθηκε το 1988 από τον Παγκόσμιο Μετεωρολογικό Οργανισμό (World Meteorological Organization-WMO) και το Πρόγραμμα Περιβάλλοντος του Οργανισμού Ηνωμένων Εθνών (United Nations Environment Programme-UNEP). Σκοπός της επιτροπής είναι η αξιολόγηση της υπάρχουνσας επιστημονικής γνώσης για τη μελέτη της κλιματικής αλλαγής, καθώς και η αξιολόγηση των συνεπειών των κλιματικών μεταβολών που προέρχονται από την ανθρώπινη δραστηριότητα, μελετώντας πιθανές πολιτικές και δράσεις για την αντιμετώπιση των ενδεχόμενων κινδύνων.

Το 2007 η IPCC δημοσίευσε την Τέταρτη Έκθεση Αξιολόγησης (IPCC, Fourth Assessment Report-AR4) για την κλιματική αλλαγή. Οι επιστήμονες εργάστηκαν σε τρεις ομάδες, όσοι και οι τόμοι της Έκθεσης:

- Πρώτη Ομάδα Εργασίας - Working Group I (WGI): «The Physical Science Basis». Περιέχει τα επιστημονικά δεδομένα της κλιματικής αλλαγής και τη σύνδεσή της με ανθρώπινες δραστηριότητες, καθώς και εκτιμήσεις της μελλοντικής κλιματικής αλλαγής
- Δεύτερη Ομάδα Εργασίας - Working Group II (WGII): «Impacts, Adaptation and Vulnerability». Περιγράφει τις επιπτώσεις εξαιτίας της κλιματικής αλλαγής, εκτιμά την τρωτότητα του φυσικού περιβάλλοντος και των ανθρώπινων κοινωνιών και αξιολογεί πιθανά μέτρα πρόληψης και προσαρμογής
- Τρίτη Ομάδα Εργασίας - Working Group III (WGIII): «Mitigation of Climate Change». Εξετάζεται η δυνατότητα μετριασμού και αποφυγής των κλιματικών αλλαγών, με εκτίμηση του σχετικού οικονομικού κόστους

Το 1990 και 1992 η IPCC ανέπτυξε μακροπρόθεσμα σενάρια εκπομπών. Τα συγκεκριμένα σενάρια έχουν χρησιμοποιηθεί ευρέως στην ανάλυση της πιθανής αλλαγής του κλίματος, των επιδράσεών τους και των δυνατοτήτων να μετριαστεί η κλιματική αλλαγή. Ειδικότερα, το 1992 δημοσιεύτηκαν έξι σενάρια εκπομπών, τα οποία παρουσίασαν εναλλακτικές εκπομπές των αερίων που σχετίζονται με το φαινόμενο του θερμοκηπίου, για την περίοδο 1990-2100. Αυτά τα αέρια είναι το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2), το μονοξείδιο του άνθρακα (CO), το μεθάνιο (CH_4), το υποξείδιο του αζώτου (N_2O), τα οξείδια του αζώτου (NO_x), και το διοξείδιο του θείου (SO_2), βασικά χαρακτηριστικά των οποίων αναφέρονται στο [Κεφάλαιο 8](#). Τα συγκεκριμένα σενάρια προορίζονταν για εφαρμογή κατά την προετοιμασία των σεναρίων της ατμοσφαιρικής σύστασης και της αλλαγής του κλίματος και αναφέρονται ως σενάρια IS92. Από πολλές απόψεις τα σενάρια IS92 θεωρούνταν πρωτοποριακά. Ήταν τα πρώτα παγκόσμια σενάρια που παρείχαν εκτιμήσεις της πλήρους ακολουθίας των αερίων του θερμοκηπίου και τα μόνα σενάρια που παρείχαν τις εκπομπές του SO_2 . Όμως, πολλά άλλαξαν κατά την περίοδο μετά από τη δημιουργία των IS92 σεναρίων. Οι εκπομπές θείου αναγνωρίστηκαν ως σημαντικός παράγοντας στο ισοζύγιο ακτινοβολιών, ενώ νιοθετήθηκαν και κάποιες

περιφερειακές πολιτικές ελέγχου. Η ανασυγκρότηση στις χώρες της Ανατολικής Ευρώπης και της πρώην Σοβιετικής Ένωσης επέφερε σημαντικότερες επιπτώσεις στην οικονομική δραστηριότητα και τις εκπομπές από ότι είχε εκτιμηθεί στα IS92 σενάρια. Η εμφάνιση των μοντέλων ολοκληρωμένης αξιολόγησης (Integrated Assessment - IA) έδωσε τη δυνατότητα να δημιουργηθούν σενάρια εκπομπών που εξετάζουν από κοινού τις αλληλεπιδράσεις μεταξύ της ενέργειας, της οικονομίας, και των αλλαγών στη χρήση γης. Οι εκπομπές CO₂ στα σενάρια IS92 ήταν σχετικά αντιπροσωπευτικές των παραλλαγών που βρέθηκαν στη διαθέσιμη βιβλιογραφία για τη χρήση τους στα ατμοσφαιρικά κλιματικά μοντέλα. Εντούτοις, τα σενάρια IS92 δεν είναι κατάλληλα για άλλους σκοπούς πέρα από αυτούς για τους οποίους αναπτύχθηκαν. Συνεπώς, εάν τα σενάρια προορίζονται να έχουν ευρύτερες χρήσεις από το να είναι απλά ένα σύνολο εκπομπών που χρησιμοποιούνται στα κλιματικά μοντέλα, θα έπρεπε να αναπτυχθούν νέα. Η αξιολόγηση σύστησε επίσης ότι πρέπει να εξεταστούν οι σημαντικές αλλαγές (από το 1992) στην κατανόηση των αιτιών των εκπομπών και των μεθοδολογιών. Οι συγκεκριμένες αλλαγές στην κατανόηση σχετίζονται με τη χρήση του άνθρακα για την παροχή ενέργειας, τη διαφορά εισοδήματος μεταξύ των αναπτυγμένων και αναπτυσσόμενων χωρών και τις εκπομπές του θείου. Αυτό οδήγησε σε μια απόφαση από την ολομέλεια της IPCC το 1996 να αναπτυχθεί ένα νέο σύνολο σεναρίων, τα οποία τελικά δημοσιεύθηκαν το 2000 (Special Report on Emissions Scenarios-SRES).

Το σύνολο των σεναρίων της ομάδας SRES καλύπτει ένα ευρύ φάσμα των αιτιών των μελλοντικών εκπομπών, που περιλαμβάνει από δημογραφικές αλλαγές μέχρι τεχνολογικές και οικονομικές εξελίξεις. Τα σενάρια καλύπτουν διαφορετικές μελλοντικές εξελίξεις που μπορούν να επηρεάσουν τις πηγές προέλευσης και τις περιοχές απόληξης των αερίων του θερμοκηπίου, όπως είναι οι εναλλακτικές δομές των ενεργειακών συστημάτων και οι αλλαγές στη χρήση γης. Κανένα όμως από τα σενάρια δεν περιλαμβάνει μελλοντικές πολιτικές που να προτείνουν ρητά πρόσθετες πρωτοβουλίες για την αλλαγή του κλίματος, αν και όλα καλύπτουν τις διάφορες εναλλακτικές μελλοντικές πολιτικές που μπορούν έμμεσα να επηρεάσουν τις πηγές και τις καταβόθρες των θερμοκηπιακών αερίων. Τα σενάρια εκπομπών SRES είναι βασισμένα σε μια εκτενή αξιολόγηση της βιβλιογραφίας, έξι εναλλακτικές προσεγγίσεις μοντέλων, και μια «ανοικτή διαδικασία» με την ευρεία συμμετοχή πολλών ομάδων και ατόμων. Το σύνολο των σεναρίων περιλαμβάνει τις ανθρωπογενείς εκπομπές όλων των θερμοκηπιακών αερίων, του διοξειδίου του θείου (SO₂), του μονοξειδίου του άνθρακα (CO), των οξειδίων του αζώτου (NO_x) και των πτητικών οργανικών υδρογονανθράκων (Volatile Organic Compounds-VOCs), όπως φαίνεται στον [Πίνακα 9.1](#).

Διοξείδιο του άνθρακα	CO ₂
Μονοξείδιο του άνθρακα	CO
Υδροχλωροφθοράνθρακες	HCFCs
Υδροφθοράνθρακες	HFCs
Μεθάνιο	CH ₄
Υποξείδιο του αζώτου	N ₂ O
Οξείδια του αζώτου	NO _x
Υδρογονάνθρακες (εκτός μεθανίου), Non-Methane Hydrocarbons	NMVOCS
Περφθοράνθρακες	PFCs
Διοξείδιο του θείου	SO ₂
Εξαφθοριούχο θείο	SF ₆

Πίνακας 9.1 Ονομασίες και χημικά σύμβολα ή συντομογραφίες των ανθρωπογενών εκπομπών των θερμοκηπιακών αερίων που εξετάζονται στα σενάρια εκπομπών ([IPCC, 2001](#)).

Τα σενάρια εκπομπών αποτελούν έναν από τους κεντρικούς παράγοντες οποιασδήποτε αξιολόγησης της αλλαγής του κλίματος. Τα σενάρια διευκολύνουν την αξιολόγηση των μελλοντικών εξελίξεων στα πολυσύνθετα συστήματα, που είναι είτε εγγενώς απρόβλεπτα είτε έχουν επιστημονικές αβεβαιότητες, και η αξιολόγηση των μελλοντικών εκπομπών είναι ένα ουσιαστικό συστατικό της γενικής αξιολόγησης της παγκόσμιας αλλαγής κλίματος από την IPCC. Όμως οι μελλοντικές εκπομπές και η εξέλιξη των κινητήριων παραγόντων τους είναι ιδιαίτερα αβέβαιες. Γενικά, υπάρχουν τρεις τύποι αβεβαιοτήτων: αβεβαιότητα σχετικά με την ποσότητα, αβεβαιότητα που αφορά στη δομή των μοντέλων και αβεβαιότητες που προκύπτουν από διαφωνίες για την τιμή των ποσοτήτων ή τη λειτουργική μορφή του μοντέλου. Πηγές αβεβαιότητας θα

μπορούσαν να είναι η στατιστική διακύμανση, η υποκειμενική κρίση (συστηματικό σφάλμα), ο ατελής καθορισμός (γλωσσική ανακρίβεια), η φυσική μεταβλητότητα, οι διαφορίες μεταξύ των επιστημόνων και η εκτίμηση κατά προσέγγιση. Οι [Funtowicz and Ravetz, 1990](#), διακρίνουν τρεις κύριες πηγές αβεβαιότητας: αβεβαιότητες δεδομένων, αβεβαιότητες μοντέλων και αβεβαιότητες πληρότητας. Στις εκθέσεις της IPCC οι ομάδες εργασίας χρησιμοποιούν τρεις κατηγορίες:

- Οι αβεβαιότητες δεδομένων προκύπτουν από την ποιότητα ή την καταλληλότητα των δεδομένων που χρησιμοποιούνται ως δεδομένα εισόδου στα αριθμητικά μοντέλα. Έτσι, παρουσιάζονται αβεβαιότητες στις μελλοντικές συγκεντρώσεις των αερίων του θερμοκηπίου, που οφείλονται είτε στις μη καθορισμένες πλήρως σχέσεις των εκπομπών με τις γενεσιουργές αιτίες των εκπομπών (όπως ο πληθυσμός, η τεχνολογική ανάπτυξη, κτλ.) είτε στη μη ολοκληρωμένη κατανόηση των διεργασιών του κύκλου του άνθρακα.
- Οι αβεβαιότητες των μοντέλων προκύπτουν από την ελλιπή κατανόηση των φαινομένων που προσδομούνται, όπως των νεφών, από τη φυσική μεταβλητότητα του κλίματος ή από τις παραδοχές που εφαρμόζονται.
- Οι αβεβαιότητες πληρότητας προέρχονται από την έλλειψη επιστημονικής γνώσης και είναι, σε γενικές γραμμές, μη προσδιορίσιμες ποσοτικά ([IPCC, 2001](#)).

9.2. Σενάρια Εκπομπών Θερμοκηπιακών Αερίων

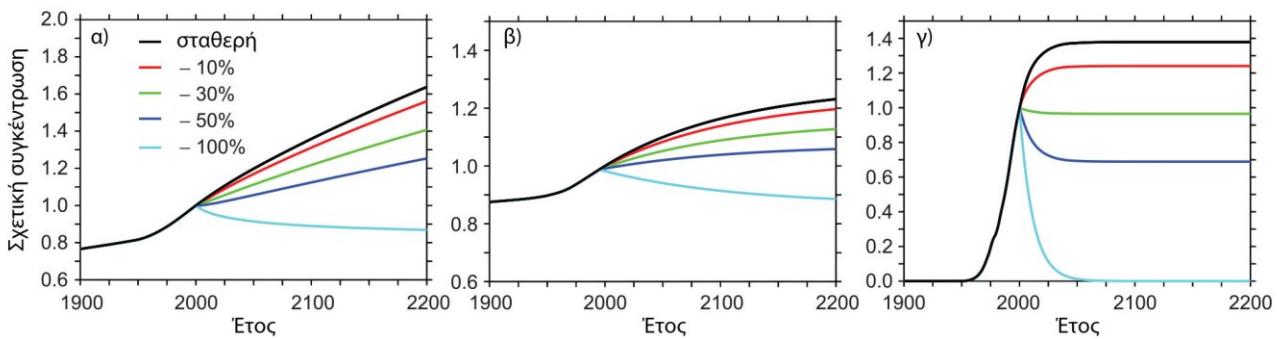
Η ρύθμιση-προσαρμογή των συγκεντρώσεων των αερίων του θερμοκηπίου στην ατμόσφαιρα με σκοπό τη μείωση των εκπομπών εξαρτάται από τη χημική και τη φυσική διεργασία που απομακρύνει το κάθε αέριο από την ατμόσφαιρα. Οι συγκεντρώσεις για μερικά από τα αέρια του θερμοκηπίου ελαττώνονται σχεδόν άμεσα, ως απόκριση της μείωσης των εκπομπών, ενώ άλλα μπορούν να συνεχίζουν να αυξάνονται για εκατονταετίες ακόμα και με ελαττωμένες εκπομπές.

Η συγκέντρωση για ένα αέριο του θερμοκηπίου στην ατμόσφαιρα εξαρτάται από τον ανταγωνισμό ανάμεσα στον ρυθμό εκπομπής του αερίου στην ατμόσφαιρα και στον ρυθμό των διεργασιών που το απομακρύνουν από την ατμόσφαιρα. Για παράδειγμα, το διοξειδίο του άνθρακα (CO_2) ανταλλάσσεται ανάμεσα στην ατμόσφαιρα, τους ωκεανούς και την ξηρά μέσω της μεταφοράς μεταξύ ατμόσφαιρας και ωκεανών καθώς και χημικών διεργασιών, όπως η διάβρωση, και βιολογικών διεργασιών, όπως η φωτοσύνθεση. Αν και το περισσότερο από το μισό του εκπεμπόμενου διοξειδίου του άνθρακα απομακρύνεται από την ατμόσφαιρα εντός ενός αιώνα, κάποιο ποσοστό, περίπου 20%, του εκπεμπόμενου διοξειδίου του άνθρακα παραμένει στην ατμόσφαιρα για τουλάχιστον μία χιλιετία. Εξαιτίας του αργού ρυθμού των διεργασιών απομάκρυνσης, το ατμοσφαιρικό διοξειδίο του άνθρακα θα συνεχίσει να αυξάνεται για μακρά περίοδο ακόμα και αν οι εκπομπές του έχουν ουσιαστικά μειωθεί σε σχέση με τα επίπεδα του παρελθόντος. Το μεθάνιο (CH_4) απομακρύνεται με χημικές διεργασίες στην ατμόσφαιρα, ενώ τα νιτρικά οξείδια (N_2O) και άλλοι αλογονάνθρακες καταστρέφονται στην ανώτερη ατμόσφαιρα από την ηλιακή ακτινοβολία. Κάθε μια από αυτές τις διεργασίες λειτουργούν σε διαφορετικές κλίμακες χρόνου, που κυμαίνονται από έτη έως χιλιετηρίδες. Μια κλίμακα μέτρησης αποτελεί ο χρόνος ζωής ενός αερίου στην ατμόσφαιρα, οριζόμενη ως ο χρόνος που απαιτείται ώστε το συγκεκριμένο αέριο να ελαττώσει τη διαταραγμένη συγκέντρωσή του σε ποσοστό 37% της αρχικής. Οι χρόνοι ζωής δύνανται να καθορισθούν, για το CH_4 σε περίπου 12 έτη, για τα N_2O σε περίπου 120 έτη και για τους υδροχλωροφθοράνθρακες-22 (HCFC-22) σε περίπου 12 έτη. Ωστόσο, ο χρόνος ζωής για το CO_2 δεν μπορεί να καθορισθεί αυστηρά, καθώς το 50% απομακρύνεται από την ατμόσφαιρα εντός ενός αιώνα, ενώ περίπου το 20% παραμένει στην ατμόσφαιρα για τουλάχιστον μία χιλιετία.

Ο ρυθμός μεταβολής της συγκέντρωσης για κάθε ίχνος αερίου επηρεάζει τη συνολική συσσώρευσή του στην ατμόσφαιρα. Εάν οι εκπομπές αυξάνονται με την πάροδο του χρόνου, η ατμοσφαιρική τους συγκέντρωση θα αυξηθεί με τον χρόνο, ανεξάρτητα από τον χρόνο ζωής του αερίου στην ατμόσφαιρα. Εντούτοις, αν ληφθούν δράσεις για τη μείωση των εκπομπών, η συγκέντρωση ενός αερίου θα εξαρτηθεί από τις σχετικές μεταβολές, όχι μόνο των εκπομπών, αλλά επίσης και των διεργασιών απομάκρυνσης του. Συνεπώς ο χρόνος ζωής και οι διεργασίες απομάκρυνσης των διαφορετικών αερίων καθορίζουν την εξέλιξη των συγκεντρώσεων τους, όταν οι εκπομπές ελαττώνονται.

Το [Σχήμα 9.1](#) παρουσιάζει υποθετικά σενάρια, σχετικά με το πώς θα αποκριθούν στο μέλλον οι συγκεντρώσεις τριών θερμοκηπιακών αερίων σε πιθανές μεταβολές των εκπομπών τους. Για κάθε αέριο

παρουσιάζονται πέντε εικονικά σενάρια των μελλοντικών εκπομπών: το ένα σενάριο αφορά στη σταθεροποίηση των εκπομπών στα σημερινά επίπεδα και τα υπόλοιπα τέσσερα περιλαμβάνουν μείωση των εκπομπών κατά 10%, 30%, 50% και 100% αντίστοιχα. Η συμπεριφορά του διοξειδίου του άνθρακα ([Σχήμα 9.1α](#)) διαφοροποιείται από άλλα αέρια με ρητά καθορισμένους χρόνους ζωής. Η σταθεροποίηση των εκπομπών του διοξειδίου του άνθρακα στα σημερινά επίπεδα θα έχει ως αποτέλεσμα μια συνεχιζόμενη αύξηση του ατμοσφαιρικού CO_2 κατά τον 21° αιώνα. Στην πραγματικότητα, μόνο στην περίπτωση της ουσιαστικής ολοκληρωτικής εξάλειψης των εκπομπών μπορεί η ατμοσφαιρική συγκέντρωση του CO_2 να σταθεροποιηθεί σε ένα συγκεκριμένο επίπεδο υποβάθρου. Όλες οι υπόλοιπες πιθανές περιπτώσεις μετριοπαθούς μείωσης των εκπομπών του CO_2 οδηγούν σε αύξηση της συγκέντρωσης, εξαιτίας των χαρακτηριστικών διεργασιών ανταλλαγής που συνδέονται με τον κύκλο του άνθρακα στο κλιματικό σύστημα. Για αέρια με χρόνο ζωής 120 ετών ([Σχήμα 9.1β](#)) ή 12 ετών ([Σχήμα 9.1γ](#)), η σταθεροποίηση των εκπομπών τους στα σημερινά επίπεδα θα οδηγούσε σε μια σταθεροποίηση της συγκέντρωσης τους σε ένα επίπεδο υψηλότερο από τα σημερινά εντός μερικών εκατονταετιών, ή δεκαετιών αντίστοιχα.



Σχήμα 9.1 α) Πιθανές μεταβολές της συγκέντρωσης του ατμοσφαιρικού CO_2 σε σχέση με την παρούσα εποχή για εκπομπές που σταθεροποιήθηκαν στο σημερινό επίπεδο (μαύρο χρώμα), ή μειωμένες κατά 10% (κόκκινο χρώμα), 30% (πράσινο χρώμα), 50% (μπλε χρώμα) και 100% (κυανό χρώμα) σε σχέση με το σημερινό επίπεδο, β) όπως στο (α) για ένα αέριο ίχνος με χρόνο ζωής τα 120 έτη, καθοδηγούμενο από φυσικές και ανθρωπογενείς επιρροές, και γ) όπως στο (α) για ένα αέριο ίχνος με χρόνο ζωής τα 12 έτη, καθοδηγούμενο μόνο από ανθρωπογενείς επιρροές (τροποποίηση από [IPCC, 2007](#)).

Ειδικότερα, ο ρυθμός των εκπομπών του CO_2 υπερβαίνει κατά πολύ το ρυθμό απομάκρυνσης του, και η μετριοπαθής ελάττωση των εκπομπών του δεν θα φέρει ως αποτέλεσμα τη σταθεροποίηση των συγκεντρώσεων του CO_2 , αλλά μάλλον θα ελαττώσει μόνο τον ρυθμό αύξησης του στις επερχόμενες δεκαετίες. Μια μείωση των εκπομπών του CO_2 κατά 10% αναμένεται να ελαττώσει τον ρυθμό αύξησης κατά 10%, ενώ μια μείωση των εκπομπών του CO_2 κατά 30% θα ελαττώσει ανάλογα τον ρυθμό αύξησης των ατμοσφαιρικών συγκεντρώσεων του CO_2 κατά 30%. Μια μείωση κατά 50% θα σταθεροποιούσε το ατμοσφαιρικό CO_2 , αλλά μόνο για χρονικό διάστημα λιγότερο μιας δεκαετίας. Στη συνέχεια, το ατμοσφαιρικό CO_2 αναμένεται να αυξηθεί πάλι, αφού οι απορροφητές της ξηράς και των οικεανών θα μειώσουν την συνεισφορά τους, γεγονός που θα οφείλεται σε γνωστές χημικές και βιολογικές αυτορρυθμίσεις του συστήματος. Πλήρης εξάλειψη των εκπομπών του CO_2 υπολογίζεται να οδηγήσει σε μια αργή μείωση του ατμοσφαιρικού CO_2 σε ποσό των 40 ppm κατά το 21° αιώνα.

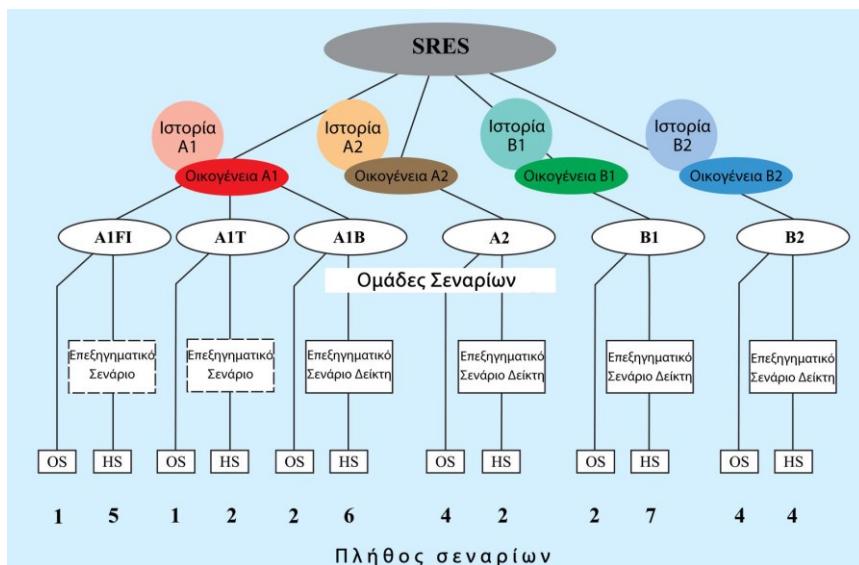
Η κατάσταση παρουσιάζεται διαφορετική για αέρια με ρητά καθορισμένο χρόνο ζωής. Για το εικονιζόμενο αέριο με χρόνο ζωής 120 ετών, π.χ. το N_2O , η μείωση των εκπομπών πάνω από 50% θα σταθεροποιήσει τις συγκεντρώσεις κοντά στις σημερινές τιμές ([Σχήμα 9.1β](#)). Σταθερή εκπομπή μπορεί να οδηγήσει σε σταθεροποίηση της συγκέντρωσης εντός μερικών εκατονταετιών.

Στην περίπτωση του αερίου με βραχύ χρόνο ζωής (12 έτη), μια ελάττωση στις εκπομπές λιγότερο του 30% θα οδηγούσε σε μια βραχυπρόθεσμη αύξηση των συγκεντρώσεων, αλλά σε αντίθεση με το CO_2 , θα οδηγούσε σε σταθεροποίηση των συγκεντρώσεων του για μερικές δεκαετίες ([Σχήμα 9.1γ](#)). Η ελάττωση στο επίπεδο σταθεροποίησης της συγκέντρωσης ενός τέτοιου αερίου είναι απευθείας ανάλογη με την ελάττωση των εκπομπών. Συνεπώς, απαιτείται ελάττωση των εκπομπών του συγκεκριμένου αερίου μεγαλύτερη του 30% για να σταθεροποιηθούν οι συγκεντρώσεις σε επίπεδα σημαντικά χαμηλότερα από τα σημερινά. Ένας

ολικός μηδενισμός των εκπομπών θα οδηγούσε σε μια επιστροφή σε προ-βιομηχανικές συγκεντρώσεις σε λιγότερο από μια εκατονταετία, για ένα αέριο με χρόνο ζωής περίπου μιας δεκαετίας.

9.3. Περιγραφή Σεναρίων

Στο [Σχήμα 9.2](#) παρουσιάζονται οι τέσσερις πλοκές, οι οποίες παράγουν τέσσερα σύνολα σεναρίων αποκαλούμενων ως «οικογένειες»: A1, A2, B1, και B2. Συνολικά 40 σενάρια SRES έχουν αναπτυχθεί από έξι ομάδες μοντέλων. Όλα έχουν ίση ισχύ χωρίς να έχουν οριστεί πιθανότητες πραγματοποίησής τους. Το σύνολο σεναρίων αποτελείται από έξι ομάδες σεναρίων, που προέρχονται από τις τέσσερις οικογένειες: μια ομάδα για κάθε οικογένεια A2, B1, B2, και τρεις ομάδες μέσα στην οικογένεια A1, που χαρακτηρίζει τις εναλλακτικές εξελίξεις των ενεργειακών τεχνολογιών: A1FI (εντατική χρήση ορυκτού καυσίμου), A1B (εξισορροπημένη), και A1T (χρήση κυρίως μη ορυκτών καυσίμων). Μέσα σε κάθε οικογένεια και ομάδα σεναρίων, υπάρχουν κοινές «εναρμονισμένες» υποθέσεις σχετικά με τον παγκόσμιο πληθυσμό, το ακαθάριστο παγκόσμιο προϊόν, και την τελική ενέργεια. Αυτά χαρακτηρίζονται ως HS (Harmonized Scenarios - Εναρμονισμένα Σενάρια). Στα Other Scenarios-OS περικλείονται τα σενάρια που διερευνούν τις αβεβαιότητες στις αιτίες των εκπομπών, πέρα από εκείνες των εναρμονισμένων σεναρίων. Για κάθε μία από τις έξι ομάδες σεναρίων παρέχεται ένα επεξηγηματικό σενάριο (που είναι πάντα εναρμονισμένο). Μέχρι το 2100 ο κόσμος θα έχει αλλάξει με τρόπους που είναι δύσκολο να φανταστεί κανείς, όσο δύσκολο θα ήταν στο τέλος του 19ου αιώνα να φανταστεί κάποιος τις αλλαγές των επόμενων 100 ετών. Κάθε πλοκή υποθέτει μια ευδιάκριτα διαφορετική κατεύθυνση για τις μελλοντικές εξελίξεις. Μαζί περιγράφουν διαφορετικές εκδοχές του μέλλοντος, που καλύπτουν ένα σημαντικό ποσοστό των ελλοχευουσών αβεβαιοτήτων στις κύριες αιτίες εκπομπών. Καλύπτουν ένα ευρύ φάσμα βασικών μελλοντικών χαρακτηριστικών, όπως η δημογραφική αλλαγή, η οικονομική ανάπτυξη και η τεχνολογική εξέλιξη. Για αυτόν τον λόγο, η αληθοφάνεια ή η δυνατότητα πραγματοποίησής τους δεν πρέπει να εξεταστεί με βάση μια προέκταση των σύγχρονων οικονομικών, τεχνολογικών και κοινωνικών τάσεων.



Σχήμα 9.2 Σχηματική απεικόνιση των σεναρίων SRES (τροποποίηση από [IPCC, 2001](#)).

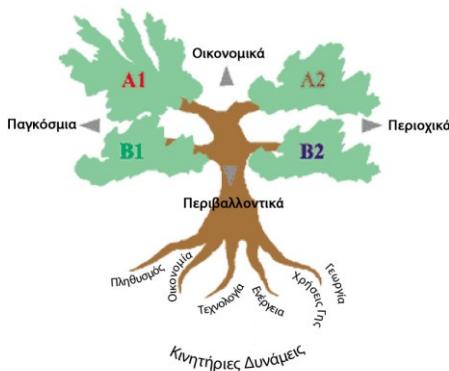
Παρακάτω περιγράφονται τα βασικά χαρακτηριστικά των τεσσάρων σεναρίων:

- Η οικογένεια πλοκής και σεναρίου A1 περιγράφει έναν μελλοντικό κόσμο πολύ γρήγορης οικονομικής ανάπτυξης, με παγκόσμιο πληθυσμό που κορυφώνεται στα μέσα του αιώνα και παρουσιάζει μείωση έκτοτε, και με ταχεία εισαγωγή νέων και αποδοτικότερων τεχνολογιών. Σημαντικά θέματα είναι η σύγκλιση μεταξύ των περιοχών, η δυνατότητα κατασκευής υποδομών και οι αυξανόμενες πολιτιστικές και κοινωνικές αλληλεπιδράσεις, με μια

ουσιαστική μείωση των τοπικών διαφορών στο κατά κεφαλήν εισόδημα. Η οικογένεια σεναρίου A1 αναπτύσσεται σε τρεις ομάδες που περιγράφουν τις εναλλακτικές κατευθύνσεις της τεχνολογικής αλλαγής στο ενεργειακό σύστημα. Οι τρεις ομάδες A1 διακρίνονται από την τεχνολογική έμφασή τους στην εντατική χρήση ορυκτών καυσίμων (A1FI), σε άλλες πηγές ενέργειας εκτός των ορυκτών (A1T), ή στην ισορροπία μεταξύ όλων των πηγών (A1B).

- Η οικογένεια πλοκής και σεναρίου A2 περιγράφει έναν πολύ ετερογενή κόσμο. Το ελλοχεύον θέμα είναι η αυτάρκεια και η συντήρηση των τοπικών ταυτότητων. Οι δομές που σχετίζονται με τη γονιμότητα στις διάφορες περιοχές συγκλίνουν πολύ αργά, γεγονός που οδηγεί σε συνεχώς αυξανόμενο παγκόσμιο πληθυσμό. Η οικονομική ανάπτυξη είναι πρώτιστα τοπικά προσανατολισμένη και η κατά κεφαλήν οικονομική ανάπτυξη και τεχνολογική αλλαγή είναι περιορισμένες και πιο αργές σε σχέση με άλλες πλοκές.
- Η οικογένεια πλοκής και σεναρίου B1 περιγράφει έναν συγκλίνοντα κόσμο με τον παγκόσμιο πληθυσμό να κορυφώνεται στα μέσα του αιώνα και έκτοτε να παρουσιάζει μείωση, όπως στην πλοκή A1. Περιλαμβάνει γρήγορες αλλαγές στις οικονομικές δομές που κατευθύνονται σε μια οικονομία υπηρεσιών, με μειώσεις στην πυκνότητα των υλικών, και εισαγωγή καθαρών και αποδοτικών τεχνολογιών. Η έμφαση δίνεται σε παγκόσμιες λύσεις για οικονομική, κοινωνική, και περιβαλλοντική βιωσιμότητα, αλλά χωρίς πρόσθετες πρωτοβουλίες για το κλίμα.
- Η οικογένεια πλοκής και σεναρίου B2 περιγράφει έναν κόσμο στον οποίο η έμφαση δίνεται στις τοπικές λύσεις για την οικονομική, κοινωνική, και περιβαλλοντική βιωσιμότητα. Είναι ένας κόσμος με συνεχώς αυξανόμενο παγκόσμιο πληθυσμό με ρυθμό χαμηλότερο από το σενάριο A2, με ενδιάμεσα επίπεδα οικονομικής ανάπτυξης, και με λιγότερο γρήγορη αλλά πιο ποικίλη τεχνολογική αλλαγή από τις πλοκές B1 και A1. Το σενάριο προσανατολίζεται επίσης προς την προστασία του περιβάλλοντος και την κοινωνική αμεροληψία και εστιάζει στο τοπικό και περιφερειακό επίπεδο.

SRES Σενάρια



Σχήμα 9.3 Σχηματική αναπαράσταση των σεναρίων SRES. (τροποποίηση από [Nakicenovic et al., 2000](#)).

Στο [Σχήμα 9.3](#) τα σενάρια στηρίζονται στους κύριους κινητήριους παράγοντες των εκπομπών θερμοκηπιακών αερίων. Κάθε οικογένεια σεναρίου είναι βασισμένη σε μια κοινή προδιαγραφή των κύριων κινητήριων παραγόντων. Οι τέσσερις οικογένειες σεναρίων παρουσιάζονται ως κλάδοι ενός διδιάστατου δέντρου. Οι δύο διαστάσεις δείχνουν τον παγκόσμιο και τον περιοχικό προσανατολισμό των σεναρίων σε συνδυασμό με τον αναπτυξιακό και τον περιβαλλοντικό προσανατολισμό, αντίστοιχα. Στην πραγματικότητα, τα τέσσερα σενάρια μοιράζονται έναν χώρο με πολύ περισσότερες διαστάσεις, δεδομένων των πολυάριθμων κινητήριων παραγόντων και άλλων υποθέσεων που απαιτούνται για να καθορίσουν οποιοδήποτε σενάριο σε μια συγκεκριμένη προσέγγιση μοντέλου. Οι όροι χρήσης των σεναρίων SRES απαιτούν μια πολύ-μοντελική προσέγγιση για την ανάπτυξη των σεναρίων εκπομπών. Εν γένει, έξι διαφορετικές προσεγγίσεις μοντέλων χρησιμοποιήθηκαν για να παράγουν τα 40 σενάρια SRES. Αυτά τα έξι μοντέλα είναι αντιπροσωπευτικά των προσεγγίσεων που έγιναν κατά τη μοντελοποίηση των σεναρίων εκπομπών και των διαφορετικών πλαισίων

ολοκληρωμένης αξιολόγησης που χρησιμοποιούνται στη βιβλιογραφία των σεναρίων και περιλαμβάνουν μακροοικονομικά μοντέλα (προσέγγιση από την κορυφή προς τη βάση) και μοντέλα μηχανικής συστημάτων (προσέγγιση από μηδενική βάση). Μερικές ομάδες μελέτης μοντέλων ανέπτυξαν σενάρια για να απεικονίσουν και τις τέσσερις πλοκές ιστορίας, ενώ άλλες ομάδες παρουσίασαν σενάρια για λιγότερες πλοκές ιστορίας.

9.4. Ανοικτά Θέματα στην Κλιματική Αλλαγή

9.4.1. Οι Μελλοντικές Προβολές της Θερμοκρασίας και το Εύρος Διακύμανσής τους

Τα μοντέλα που χρησιμοποιήθηκαν για την πρόβλεψη της θερμοκρασίας βάσει των σεναρίων SRES συμφωνούν προς την κατεύθυνση της μελλοντικής παγκόσμιας κλιματικής αλλαγής, όχι όμως και στην εκτίμηση του μεγέθους των αλλαγών αυτών. Οι ρυθμοί εκπομπής των θερμοκηπιακών αερίων θα μπορούσαν να ακολουθήσουν πολλές πιθανές προβολές, ενώ κάποια από αυτά υπόκεινται σε μη γνωστές φυσικές διεργασίες, γεγονός που δυσκολεύει τη μοντελοποίησή τους. Αυτές οι αβεβαιότητες, σε συνδυασμό με τη φυσική ετήσια κλιματική μεταβλητότητα, παράγουν ένα εύρος αβεβαιότητας στις προβλέψεις της θερμοκρασίας ([Σχήμα 9.4](#)).

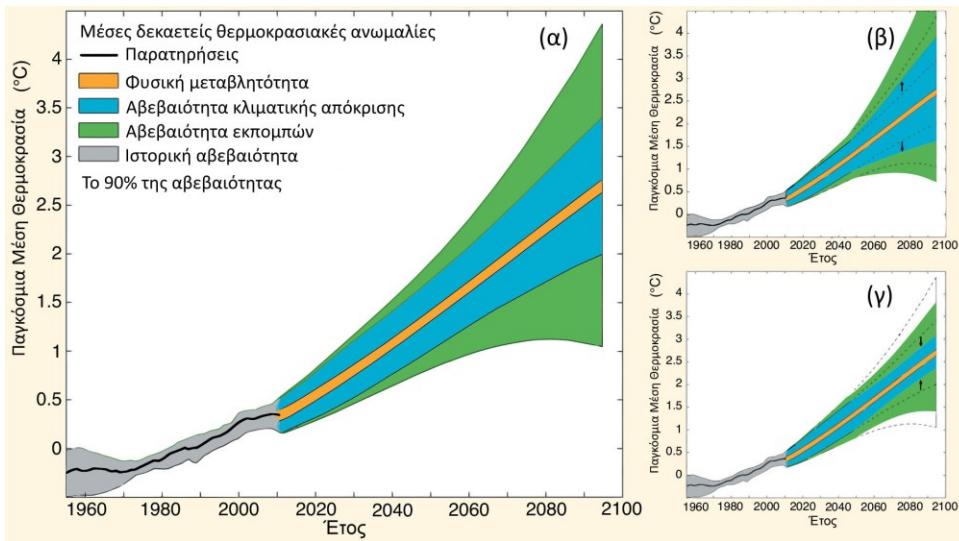
Η εξάρτηση των εκπομπών θερμοκηπιακών αερίων, καθώς και των αερολυμάτων, από τις κοινωνικές και οικονομικές συνθήκες καθιστά αδύνατη τη μείωση του εύρους της αβεβαιότητας των προβολών. Παρόλα αυτά η βελτίωση στη κατανόηση των κλιματικών μοντέλων σε συνδυασμό με τους περιορισμούς των παρατηρήσεων θα μπορούσε να μειώσει το εύρος κάποιων παραγόντων που επηρεάζουν την απόκριση του κλίματος στις μεταβολές των εκπομπών.

Τα τελευταία χρόνια εντοπίζεται σημαντική πρόοδος στον τομέα της ανάλυσης δεδομένων στην κρυόσφαιρα, στην ατμόσφαιρα, στο έδαφος, στη βιόσφαιρα και στα συστήματα των ωκεανών. Επίσης βελτίωση έχει επιτευχθεί στη μοντελοποίηση των νεφών, του θαλάσσιου πάγου, των αερολυμάτων, της μικρής κλίμακας ωκεάνιας ανάμιξης, του κύκλου του άνθρακα, κ.α. Εντούτοις το εύρος της αβεβαιότητας προκύπτει από τη φυσική μεταβλητότητα και αβεβαιότητα των μελλοντικών εκπομπών και της απόκρισης του κλίματος. Αβεβαιότητες μπορούν επίσης να εμφανιστούν λόγω έλλειψης γνώσης κάποιων διεργασιών. Παράλληλα υπάρχουν θεμελιώδη όρια στην ακρίβεια της προβολής των θερμοκρασιών. Οι δεκαετούς κλίμακας προβολές παρουσιάζουν ευαισθησία ως προς τις επικρατούσες συνθήκες, όπως π.χ. η θερμοκρασία των ωκεανών σε μεγάλα βάθη. Κάποια φυσική μεταβλητότητα εμφανίζεται λόγω της αλληλεπίδρασης μεταξύ των ωκεανών, της ατμόσφαιρας, της βιόσφαιρας και της κρυόσφαιρας και συνδέεται με φαινόμενα όπως η Νότια διαταραχή – El Niño και η διαταραχή του Βόρειου Ατλαντικού.

Οι φαιαστειακές εκρήξεις καθώς και η ενέργεια που φθάνει στη Γη από τον Ήλιο συμβάλλουν στη φυσική μεταβλητότητα, παρότι προέρχονται από εξωτερικές διεργασίες οι οποίες μπορούν να ερμηνευθούν πλήρως. Η φυσική μεταβλητότητα έχει μεγαλύτερη επίδραση στην αβεβαιότητα σε περιοχική ή τοπική κλίμακα από ότι σε ηπειρωτική ή παγκόσμια κλίμακα. Η επιπλέον γνώση δεν μπορεί να ελαττώσει την αβεβαιότητα που προκαλεί η φυσική μεταβλητότητα, με εξαίρεση τις προβολές μερικών ετών μπροστά. Όταν οι κλιματικές μεταβλητές αθροίζονται σε κλίμακες δεκαετίας ή σε ακόμη μεγαλύτερες κλίμακες, η σχετική σημαντικότητα της εσωτερικής μεταβλητότητας φθίνει, κάνοντας τα μακροπρόθεσμα σήματα πιο εμφανή. Αυτή η προοπτική συμβαδίζει με μία κοινή ερμηνεία του κλίματος ως μέσο όρο που ξεπερνά τα 30 έτη.

Μία δεύτερη πηγή αβεβαιότητας πηγάζει από τις πιθανές προβολές των μελλοντικών ρυθμών εκπομπής των θερμοκηπιακών αερίων και των αερολυμάτων, καθώς και από τις τάσεις στη χρήση γης. Για να υπολογιστούν οι μεταβλητές που καθορίζουν το κλίμα, έχουν αναπτυχθεί διάφορα σενάρια με βάση τον πληθυσμό, τις οικονομικές και τεχνολογικές εξελίξεις και τις πολιτικές επιλογές.

Οι προβολές στα επόμενα έτη ή τις επόμενες δεκαετίες παρουσιάζουν ιδιαίτερη ευαισθησία σε εκπομπές ουσιών που έχουν μικρό χρόνο ζωής, όπως είναι τα αερολύματα και το μεθάνιο. Για να προβλεφθεί η απόκριση του κλίματος στις μελλοντικές ανθρωπογενείς εκπομπές και στη χρήση γης χρησιμοποιούνται κλιματικά μοντέλα, που βασίζονται στις ίδιες φυσικές αρχές, αλλά με μικρές διαφορές στις προσεγγίσεις που αναπαριστούν συγκεκριμένες διεργασίες στην ατμόσφαιρα. Κατά συνέπεια παρατηρούνται διαφορές στις προβολές του κλίματος από τα διάφορα μοντέλα. Έτσι προκύπτει η «αβεβαιότητα απόκρισης» ή η «αβεβαιότητα του μοντέλου». Με την εξέλιξη της επιστήμης εισάγονται προς επίλυση νέες γεωφυσικές διεργασίες στα κλιματικά μοντέλα, γεγονός που αυξάνει την αξιοπιστία τους.



Σχήμα 9.4 Σχηματικό διάγραμμα που αναπαριστά τη σχετική σημασία διαφόρων αβεβαιοτήτων και την εξέλιξή τους στο χρόνο. α) Δεκαετίες μέσες ανωμαλίες της επιφανειακής θερμοκρασίας (°C) από ιστορικές καταγραφές (μαύρη γραμμή), με τις εκτιμήσεις της αβεβαιότητας από κλιματικό μοντέλο για την ιστορική περίοδο (γκρι περιοχή), μαζί με τις μελλοντικές προβολές του κλίματος και την αβεβαιότητα. Οι τιμές από το 1961 έως το 1980 έχουν κανονικοποιηθεί. Η φυσική μεταβλητότητα (πορτοκαλί περιοχή) προέρχεται από την υπερετήσια μεταβλητότητα του μοντέλου και θεωρείται σταθερή χρονικά. Η αβεβαιότητα των εκπομπών (πράσινη περιοχή) υπολογίζεται από τη μέση διαφορά των προβολών του μοντέλου με βάση διαφορετικά σενάρια. Η αβεβαιότητα της κλιματικής απόκρισης (μπλε περιοχή) βασίζεται στο εύρος των προβολών του κλιματικού μοντέλου, μαζί με την προσθήκη αβεβαιοτήτων από τον κύκλο του άνθρακα, καθώς και προσεγγιστικές εκτιμήσεις που προκύπτουν από την ελλιπή μοντελοποίηση διαφόρων διεργασιών. β) Η αβεβαιότητα της κλιματικής απόκρισης μπορεί να εμφανίσει αύξηση όταν επιλυθούν νέες σχετικές διεργασίες. Αυτές οι αυξήσεις όμως αντανακλούν μια ποσοτικοποίηση προϋπάρχουσας αβεβαιότητας, η οποία δεν έχει μετρηθεί, ή μπορεί να μειωθούν εάν υπάρξει βελτίωση των μοντέλων και των δεδομένων παρατήρησης (γ). Εύρος της αβεβαιότητας σε ποσοστό 90% σημαίνει ότι η θερμοκρασία εκτιμάται ότι θα βρίσκεται σε αυτό το εύρος τιμών, με πιθανότητα 90% (τροποποίηση από [IPCC, 2013](#)).

9.4.2. Στοιχεία της Υπερθέρμανσης του Πλανήτη

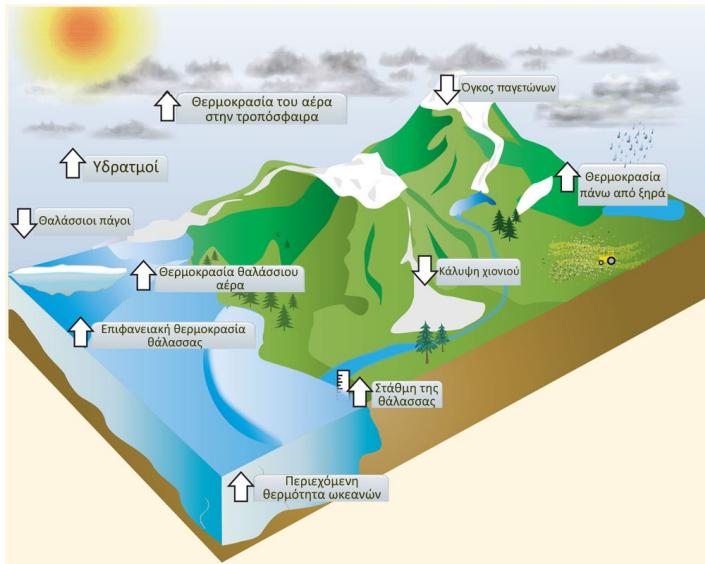
Υπάρχουν πλέον απτές αποδείξεις ότι ο πλανήτης έχει υπερθερμανθεί. Τα στοιχεία προκύπτουν από τα ανώτερα ύψη της ατμόσφαιρας έως τα βάθη των ωκεανών και περιλαμβάνουν αλλαγές στην επιφανειακή, ατμοσφαιρική και ωκεάνια θερμοκρασία, στη χιονοκάλυψη, στους πάγους, στη στάθμη της θάλασσας και στην ποσότητα των ατμοσφαιρικών υδρατμών ([Σχήμα 9.5](#)). Είναι, συνεπώς, αδιαμφισβήτητο ότι υπάρχει υπερθέρμανση του πλανήτη από τον 19^ο αιώνα.

Η υπερθέρμανση είναι εμφανής σε ένα μεγάλο εύρος ανεξάρτητων φυσικών μεταβλητών, οι οποίες συνδέονται με το κλίμα. Η άνοδος στη μέση παγκόσμια θερμοκρασία είναι η πιο χαρακτηριστική ένδειξη της κλιματικής αλλαγής. Η άνοδος της θερμοκρασίας της ξηράς συμβαδίζει αρκετά με την τάση θέρμανσης των ωκεανών, καθώς και οι μετρήσεις της θερμοκρασίας του αέρα πάνω από ωκεάνιες περιοχές με την επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας.

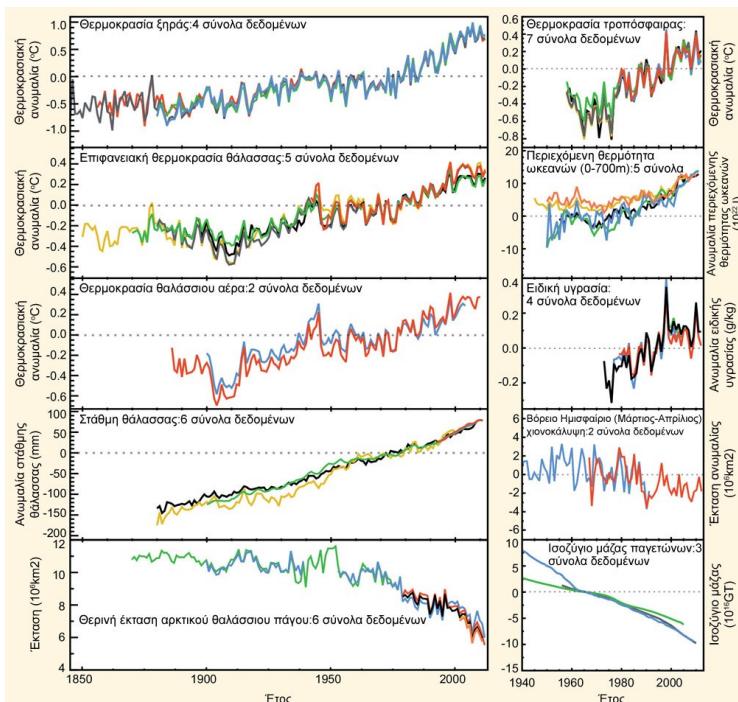
Η ατμόσφαιρα και ο ωκεανός είναι ρευστά σώματα σε κίνηση, οπότε η θέρμανση στην επιφάνεια μπορεί να είναι εμφανής τόσο στα κατώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα, όσο και στα βάθη των ωκεανών. Η συγκεκριμένη συμπεριφορά επιβεβαιώνεται από παρατηρήσεις, καθώς η ανάλυση των μετρήσεων από ραδιοβολήσεις και δορυφόρους αναδεικνύουν μία υπερθέρμανση της τροπόσφαιρας ([Σχήμα 9.6](#)). Επίσης, το 90% της περίσσειας ενέργειας που έχει απορροφηθεί από το κλιματικό σύστημα από το 1970 έχει εναποτεθεί στους ωκεανούς. Με τη θέρμανση των ωκεανών ο όγκος του νερού αυξάνεται, με συνέπεια να παρατηρείται άνοδος της στάθμης της θάλασσας κατά την τελευταία περίοδο. Η τήξη των πάγων μπορεί να προκαλέσει επίσης άνοδο της στάθμης της θάλασσας και να επιφέρει μεταβολές στη χρήση γης.

Επακόλουθο της υπερθέρμανσης της ατμόσφαιρας αποτελεί, επίσης, η αύξηση της ποσότητας των υδρατμών καθώς και της υγρασίας σε αυτήν, δεδομένου ότι ο θερμότερος αέρας μπορεί να συγκρατήσει περισσότερη ποσότητα υδρατμών. Παγκόσμιες αναλύσεις έχουν δείξει πως η ατμοσφαιρική σχετική υγρασία

έχει αυξηθεί, τόσο πάνω από την ξηρά, όσο και πάνω από τους ωκεανούς. Παράλληλα, το παγωμένο κομμάτι του πλανήτη, που καλείται κρυόσφαιρα, επηρεάζεται από τις τοπικές μεταβολές της θερμοκρασίας. Για περισσότερα από 20 έτη το πάχος του πάγου μειώνεται, ενώ η ποσότητα της ανοιξιάτικης χιονοκάλυψης συρρικνώνεται συνεχώς στο Βόρειο Ημισφαίριο από το 1950.



Σχήμα 9.5 Ανεξάρτητη ανάλυση πολλών τμημάτων του κλιματικού συστήματος που θα μπορούσαν να αλλάξουν υπό καθεστώς θέρμανσης του πλανήτη. Το βέλος υποδηλώνει τη μεταβολή που μπορεί να επιφέρουν (τροποποίηση από IPCC, 2013).

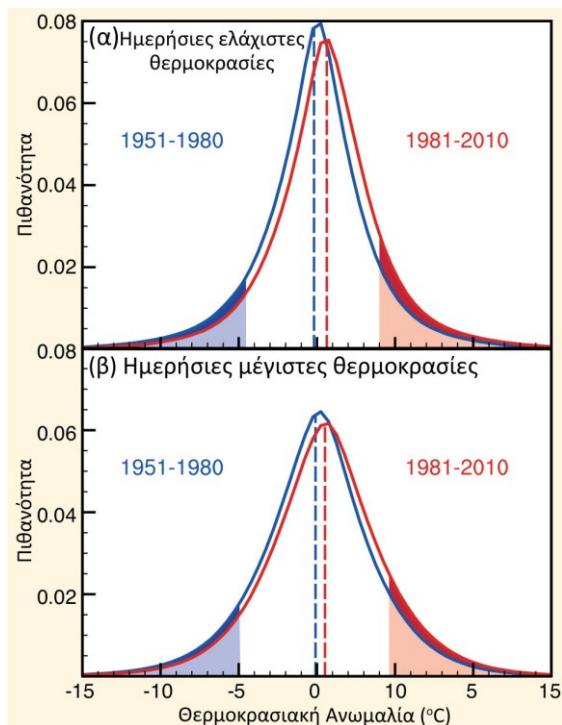


Σχήμα 9.6 Πολλαπλοί ανεξάρτητοι δείκτες αλλαγής του παγκόσμιου κλίματος. Κάθε γραμμή παριστάνει έναν ανεξάρτητο υπολογισμό της μεταβολής κλιματικού στοιχείου. Σε κάθε διάγραμμα όλα τα σύνολα δεδομένων έχουν κανονικοποιηθεί για συγκεκριμένη χρονική περίοδο (τροποποίηση από IPCC, 2013).

9.4.3. Η Μεταβολή των Ακραίων Κλιματικών Τιμών

Έχει αποδειχθεί ότι η υπερθέρμανση του πλανήτη έχει οδηγήσει σε αλλαγές των ακραίων τιμών της θερμοκρασίας, συμπεριλαμβανομένων των κυμάτων καύσωνα, από τα μέσα του 20^ο αιώνα. Σε περιορισμένες περιοχές έχει παρατηρηθεί αύξηση της συχνότητας των τροπικών κυκλώνων. Ταυτόχρονα έχουν παρατηρηθεί ακραία κλιματικά φαινόμενα, όπως είναι τα κύματα καύσωνα, οι ψυχρές εισβολές, η ξηρασία ή οι έντονες βροχοπτώσεις.

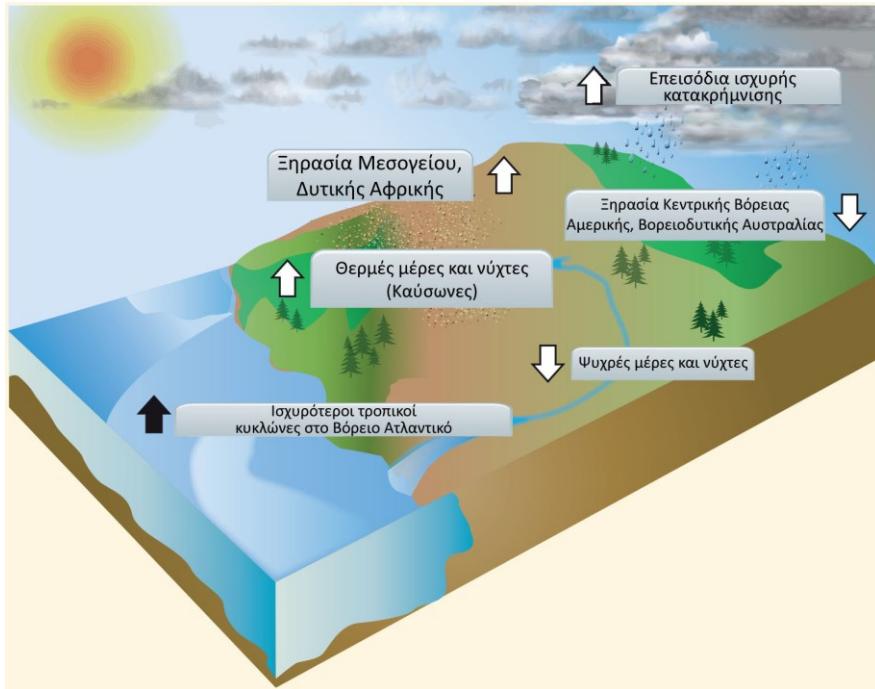
Οι ζεστές μέρες και νύχτες έχουν αυξηθεί, σε αντίθεση με τις κρύες νύχτες και μέρες, οι οποίες έχουν ελαττωθεί για τις περισσότερες περιοχές του πλανήτη. Εξαίρεση αποτελούν οι κεντρικές και ανατολικές περιοχές της Βόρειας Αμερικής και οι νότιες περιοχές της Νότιας Αμερικής. Οι περίοδοι που περιέχουν συνεχείς εξαιρετικά θερμές μέρες ή νύχτες έχουν μελετηθεί λιγότερο. Στο [Σχήμα 9.7](#) φαίνεται πως τα ημερήσια ακρότατα της παγκόσμιας θερμοκρασίας έχουν αλλάξει, αλλά δεν έχει ακόμα εξακριβωθεί πώς αυτές οι αλλαγές συνδέονται με την αύξηση των μέσων ημερήσιων θερμοκρασιών (διακεκομμένες γραμμές) ή με αλλαγές στην κατανομή των θερμοκρασιών κατά τις πρωινές και βραδινές ώρες. Για τις περιοχές που υπάρχουν δεδομένα τα κύματα καύσωνα έχουν αυξηθεί από τα μέσα του 20^ο αιώνα. Μία εξαίρεση είναι η νοτιοανατολική πλευρά των Ηνωμένων Πολιτειών της Αμερικής, όπου η συχνότητα και η διάρκεια των κυμάτων καύσωνα έχουν μειωθεί (καλείται και ως «τρύπα της θέρμανσης»). Αυτό προέρχεται πιθανότατα λόγω της αύξησης των βροχοπτώσεων, η οποία σχετίζεται με τις αλληλεπιδράσεις μεταξύ ξηράς-ατμόσφαιρας και τις κυμάνσεις μεγάλης κλίμακας στον Ατλαντικό και Ειρηνικό Ωκεανό. Στην Ευρώπη κάποιες περιοχές έχουν αντιμετωπίσει δυσανάλογο πλήθος ακραίων κυμάτων καύσωνα τις τελευταίες δεκαετίες, όπως οι καύσωνες της Γαλλίας το 2003, της Ελλάδας το 2007 και της Ρωσίας το 2010.



Σχήμα 9.7 Κατανομή: α) των ανωμαλιών των ημερήσιων ελαχίστων θερμοκρασιών, β) των ανωμαλιών των ημερήσιων μεγίστων θερμοκρασιών σε σχέση με την κλιματολογία 1961-1990 για δύο περιόδους 1951-1980 (μπλε γραμμή) και 1981-2010 (κόκκινη γραμμή), χρησιμοποιώντας δεδομένα HadGHCND. Οι γραμμοσκιασμένες μπλε και κόκκινες περιοχές αναπαριστούν το 10% των πιο ψυχρών και το 10% των πιο θερμών αντίστοιχα των νυκτών (διάγραμμα α) και ημερών (διάγραμμα β) για την περίοδο 1951-1980. Η πιο σκουρόχρωμη σκίαση δηλώνει πόσο έχουν μειωθεί οι κρύες μέρες και νύχτες (μπλε) και πόσο έχουν αυξηθεί οι πιο θερμές νύχτες και μέρες (κόκκινη) για την περίοδο 1981-2010 σε σύγκριση με την περίοδο 1951-1980 (τροποποίηση από [IPCC, 2013](#)).

Οι μεταβολές στις ακραίες τιμές άλλων κλιματικών μεταβλητών είναι συνήθως λιγότερο αξιόπιστες από την παρατηρούμενη θερμοκρασία, λόγω περιορισμένων δεδομένων και ασυνεχειών μεταξύ των περιοχών, των εποχών και των μελετών. Εντούτοις η αύξηση της συχνότητας και της έντασης των βροχοπτώσεων συμβαδίζει με το καθεστώς θερμότερου κλίματος. Αύξηση των βροχοπτώσεων έχει παρατηρηθεί στη Βόρεια Αμερική, στην Κεντρική Αμερική και στην Ευρώπη, ενώ στη Νότια Αυστραλία και τη Δυτική Ασία υπάρχουν ενδείξεις μείωσης αυτών. Οι περίοδοι ξηρασίας παρουσιάζουν αύξηση (π.χ. στην περιοχή της Μεσογείου) ή μείωση (π.χ. στην κεντρική Βόρεια Αμερική) ανάλογα με την περιοχή, από τα μέσα του 20^ο αιώνα. Οι τροπικοί κυκλώνες φαίνεται να έχουν αυξηθεί στο Βόρειο Ατλαντικό από το 1970, αν και είναι δύσκολη η εξαγωγή τελικών συμπερασμάτων λόγω έλλειψης δεδομένων για μεγάλο χρονικό διάστημα. Συνολικά, σε χρονική διάρκεια ενός αιώνα περίπου, υπάρχουν ενδείξεις μείωσης της συχνότητας των κυκλώνων στον Βόρειο Ατλαντικό και στο Νότιο Ειρηνικό Ωκεανό. Σχετικά με τους κυκλώνες μέσω γεωγραφικών πλατών, τα τελευταία 50 χρόνια, έχει παρατηρηθεί μετατόπιση των τροχιών τους προς τους πόλους και στα δύο ημισφαίρια, ενώ η συχνότητα των ανεμοθυελλών έχει αυτίστοιχα μειωθεί.

Το [Σχήμα 9.8](#) συνοψίζει κάποιες από τις παρατηρούμενες αλλαγές των κλιματικών ακρότατων τιμών. Συνολικά, οι πιο εμφανείς αλλαγές εντοπίζονται στις μετρήσιες των ημερήσιων θερμοκρασιών συμπεριλαμβανομένων και των κυμάτων καύσωνα. Τα ακρότατα των βροχοπτώσεων φαίνεται να αυξάνονται, αλλά υπάρχει μεγάλη χωρική μεταβλητότητα.



Σχήμα 9.8 Τάσεις στη συχνότητα (ή την ένταση) των διαφόρων ακραίων κλιματικών συνθηκών (το βέλος κατεύθυνσης υποδηλώνει το πρόσημο της μεταβολής) από τα μέσα του 20^ο αιώνα. Οι κυκλώνες του Βορείου Ατλαντικού αναφέρονται από τη δεκαετία του 1970 (τροποποίηση από [IPCC, 2013](#)).

9.4.4. Η Υπερθέρμανση των Ωκεανών

Είναι γεγονός ότι οι ωκεανοί θερμαίνονται σε πολλές περιοχές, σε διάφορα βάθη και ανάλογα με τη χρονική περίοδο. Η θέρμανση είναι περισσότερο φανερή σε παγκόσμιο επίπεδο σε χρονική διάρκεια μιας δεκαετίας ή και παραπάνω.

Η θερμοκρασία των ωκεανών σε συγκεκριμένη περιοχή μπορεί να ποικίλει ανάλογα με την εποχή ή από έτος σε έτος ή ακόμη και από δεκαετία σε δεκαετία, εξαιτίας των διακυμάνσεων στα ωκεάνια ρεύματα και των ροών θερμότητας μεταξύ των ωκεανών και της ατμόσφαιρας. Υπάρχουν μετρήσεις των ωκεάνιων θερμοκρασιών εδώ και αιώνες, αλλά έως το 1971 δεν ήταν αρκετά εκτενείς ώστε να εκτιμηθεί η μέση παγκόσμια θερμοκρασία των ωκεανών κοντά στην επιφάνεια. Στην πραγματικότητα πριν από τις διεθνείς μετρήσεις θερμοκρασίας και αλατότητας από το δίκτυο των πλωτήρων τύπου ARGO, η παγκόσμια μέση θερμοκρασία του ανώτερου μέρους των ωκεανών είχε μία εξάρτηση από τη μεθοδολογία που χρησιμοποιούνταν για την εκτίμησή της.

Η παγκόσμια μέση θερμοκρασία των ωκεανών σε βάθη κοντά στην επιφάνεια έχει αυξηθεί από το 1971 έως το 2012. Στα πρώτα 75 m των ωκεανών η τάση θέρμανσης είναι $0,11 [0,09 - 0,13] ^\circ\text{C}$ ανά δεκαετία. Η τάση αυτή μειώνεται από την επιφάνεια προς τα μέσα βάθη, αφού στα 200 m φτάνει τους $0,04 ^\circ\text{C}$ ανά δεκαετία και λιγότερο από $0,02 ^\circ\text{C}$ ανά δεκαετία στα 500 m.

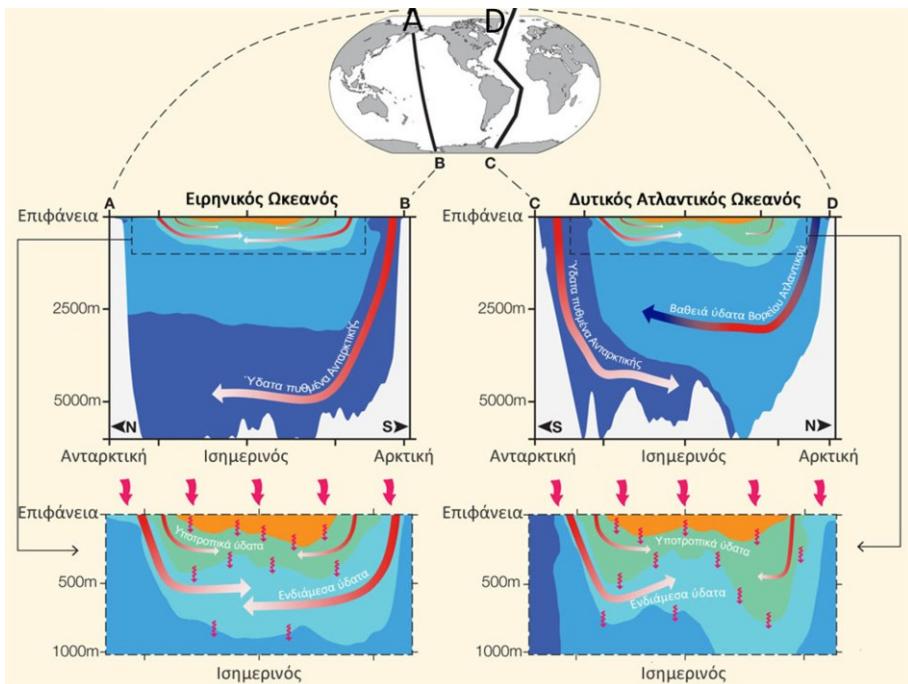
Οι θερμοκρασιακές ανωμαλίες διαδίδονται σε μεγαλύτερα βάθη μέσω διαφόρων διαδρομών, αλλά και από την ανάμειξη στην επιφάνεια ([Σχήμα 9.9](#)). Ψυχρότερες, και συνεπώς πυκνότερες, υδάτινες μάζες από τα μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη βυθίζονται από την επιφάνεια, και μεταφέρονται προς τον Ισημερινό κάτω από τα πιο θερμά και ελαφρύτερα νερά των μικρότερων γεωγραφικών πλατών. Σε μερικές περιοχές, όπως είναι ο Βόρειος Ατλαντικός Ωκεανός και ο Νότιος Ωκεανός γύρω από την Ανταρκτική, το νερό των ωκεανών ψύχεται τόσο πολύ ώστε να μεταφέρεται σε μεγάλα βάθη ακόμα και μέχρι τον πυθμένα. Ακολούθως αυτό το νερό απλώνεται οριζόντια και καλύπτει το μεγαλύτερο μέρος των βαθιών ωκεανών.

Στον Βόρειο Ατλαντικό, η θερμοκρασία των υδάτων σε μεγάλα βάθη ποικίλει από δεκαετία σε δεκαετία, προκαλώντας άλλοτε θέρμανση και άλλοτε ψύξη. Γύρω από την Ανταρκτική, τα βαθιά νερά έχουν θερμανθεί από το 1992 έως το 2005, ίσως λόγω της ενίσχυσης και της μετατόπισης των δυτικών ανέμων προς το Νότιο Ωκεανό τις τελευταίες δεκαετίες. Η θέρμανση των βαθύτερων νερών είναι ανιχνεύσιμη, αν και είναι λιγότερο έντονη στον Βόρειο Ινδικό, τον Ατλαντικό και τον Ειρηνικό Ωκεανό. Οι ρυθμοί θέρμανσης των υδάτων των ωκεανών σε μεγάλα βάθη είναι μικρότεροι σε σχέση με τους ρυθμούς θέρμανσης της επιφάνειας (περίπου $0,03 ^\circ\text{C}$ ανά δεκαετία από το 1990 στην Ανταρκτική, και μικρότεροι σε άλλες περιοχές). Ωστόσο, αυτοί οι ρυθμοί εντοπίζονται σε μεγάλο όγκο, με αποτέλεσμα η θέρμανση των βαθιών νερών να συμβάλλει σημαντικά στη συνολική αύξηση της θερμοκρασίας των ωκεανών.

Οι εκτιμήσεις των ιστορικών αλλαγών στην παγκόσμια μέση θερμοκρασία των ωκεανών έχουν γίνει πιο ακριβείς τα τελευταία χρόνια, κυρίως λόγω της μείωσης των συστηματικών σφαλμάτων μέτρησης. Η σύγκριση των λιγότερο ακριβών μετρήσεων με πιο αραιές, αλλά μεγαλύτερης ακρίβειας μετρήσεις σε γειτονικές περιοχές, οδήγησε σε μείωση στα σφάλματα των οργάνων για τις ιστορικές βάσεις δεδομένων. Η συγκεκριμένη προσπάθεια κατέδειξε σταθερή άνοδο της θερμοκρασίας των ωκεανών από το 2008. Πάντως, ο μέσος παγκόσμιος ρυθμός θέρμανσης μπορεί να μην είναι ομοιόμορφος χρονικά, αφού ο ωκεανός άλλοτε θερμαίνεται πιο γρήγορα και άλλοτε πιο αργά σε σχέση με τον μέσο παγκόσμιο ρυθμό θέρμανσης.

Η μεγάλη θερμοχωρητικότητα των ωκεανών επιτρέπει την αποθήκευση τεράστιων ποσοτήτων ενέργειας, 1000 φορές μεγαλύτερη σε σχέση με την ατμόσφαιρα για μια ισοδύναμη αύξηση της θερμοκρασίας. Η Γη απορροφά περισσότερη θερμότητα από αυτήν που εκπέμπει πίσω προς το διάστημα, και σχεδόν όλη αυτή η περίσσεια θερμότητας εισέρχεται και αποθηκεύεται στους ωκεανούς. Από το 1971 έως το 2010, ο ωκεανός έχει απορροφήσει περίπου 93% της συνδυασμένης αποθηκευμένης θερμότητας από την ατμόσφαιρα, τη θάλασσα, το έδαφος, και τον λιωμένο πάγο.

Η τεράστια θερμοχωρητικότητα των ωκεανών και η σχετικά αργή κυκλοφορία, τους προσδίδει σημαντική θερμική αδράνεια. Χρειάζεται περίπου μια δεκαετία για να αποκριθεί η θερμοκρασία των ωκεανών κοντά στην επιφάνεια σε μεταβολές παραμέτρων της κλιματικής αλλαγής, όπως οι μεταβολές στις συγκεντρώσεις των θερμοκηπιακών αερίων. Εάν όμως οι συγκεντρώσεις των αερίων του θερμοκηπίου μπορούσαν να παραμείνουν σταθερές στα σημερινά επίπεδα, η αύξηση της θερμοκρασίας στην επιφάνεια της Γης θα άρχιζε να επιβραδύνεται σε περίπου μια δεκαετία. Ωστόσο, η θερμοκρασία των υδάτων σε μεγάλα βάθη θα συνέχιζε να αυξάνεται για αιώνες έως και χιλιετίες, και ως εκ τούτου η στάθμη της θάλασσας θα συνέχιζε να αυξάνει σε χρονικό εύρος χιλιετιών.



Σχήμα 9.9 Διαδρομές διάδοσης της θερμότητας στους ωκεανούς. Στους ωκεανούς επικρατεί η θερμοκρασιακή στρωμάτωση με τα ψυχρότερα και πυκνότερα ύδατα να εντοπίζονται σε μεγάλα βάθη (άνω σχήματα: η υδρόγειος χρησιμοποιείται για τον προσανατολισμό). Τα βαθιά ψυχρά ύδατα της Ανταρκτικής (σκούρο μπλε χρώμα) βυθίζονται γύρω από την Ανταρκτική και ακολουθούν κατεύθυνση προς τον βορρά κατά μήκος του βυθού του κεντρικού Ειρηνικού (άνω αριστερά σχήμα: τα βέλη κόκκινου αρχικά χρώματος μεταπίπτουν σε άσπρο λόγω της ισχυρότερης θέρμανσης των υδάτων στην επιφάνεια) και του δυτικού Ατλαντικού ωκεανού (άνω δεξιά σχήμα). Τα λιγότερα ψυχρά, δηλαδή ελαφρύτερα, βαθιά ύδατα του Βόρειου Ατλαντικού (ανοικτό μπλε χρώμα) βυθίζονται στην Αρκτική (άνω δεξιά σχήμα: το κόκκινο και μπλε βέλος αντιστοιχεί στη δεκαετή θέρμανση και ψύξη αντίστοιχα) και ακολουθούν κατεύθυνση προς τα νότια πάνω από τα βαθιά ψυχρά ύδατα της Ανταρκτικής. Παρόμοια, σε μικρότερα βάθη (το κάτω αριστερά σχήμα αντιστοιχεί στον Ειρηνικό Ωκεανό και το κάτω δεξιά σχήμα στον Ατλαντικό Ωκεανό), ύδατα ενδιάμεσης θερμοκρασίας (κυανό χρώμα) βυθίζονται σε περιοχές κοντά στους πόλους (τα βέλη κόκκινου αρχικά χρώματος μεταπίπτουν σε άσπρο λόγω της θέρμανσης με τον χρόνο), πριν κινηθούν προς τον Ισημερινό κάτω από τα θερμότερα υποτροπικά ύδατα (πράσινο χρώμα), τα οποία με τη σειρά τους τοποθετούνται κάτω από τα πλέον θερμά τροπικά επιφανειακά ύδατα (πορτοκαλί χρώμα). Η περίσσεια θερμότητας ή ψύξης στην επιφάνεια των ωκεανών (κόκκινα βέλη) αναμιγνύεται και εξισορροπείται με το βάθος (κόκκινα κυματιστά βέλη) (τροποποίηση από [IPCC, 2013](#)).

9.4.5. Οι Αλλαγές στον Κύκλο του Νερού

Ο κύκλος του νερού στον πλανήτη περιλαμβάνει την εξάτμιση και την κατακρήμνιση του υετίσιμου νερού στην επιφάνεια της Γης. Οι αλλαγές στην περιεκτικότητα των υδρατμών της ατμόσφαιρας παρέχουν ισχυρές ενδείξεις ότι ο κύκλος του νερού ανταποκρίνεται ήδη στη θέρμανση του κλίματος. Περαιτέρω στοιχεία προέρχονται από τις αλλαγές στην κατανομή της αλατότητας των ωκεανών, η οποία, λόγω της έλλειψης μακροπρόθεσμων παρατηρήσεων βροχόπτωσης και εξάτμισης πάνω από τους ωκεανούς, μπορεί προσεγγιστικά να λειτουργήσει ως βροχόμετρο.

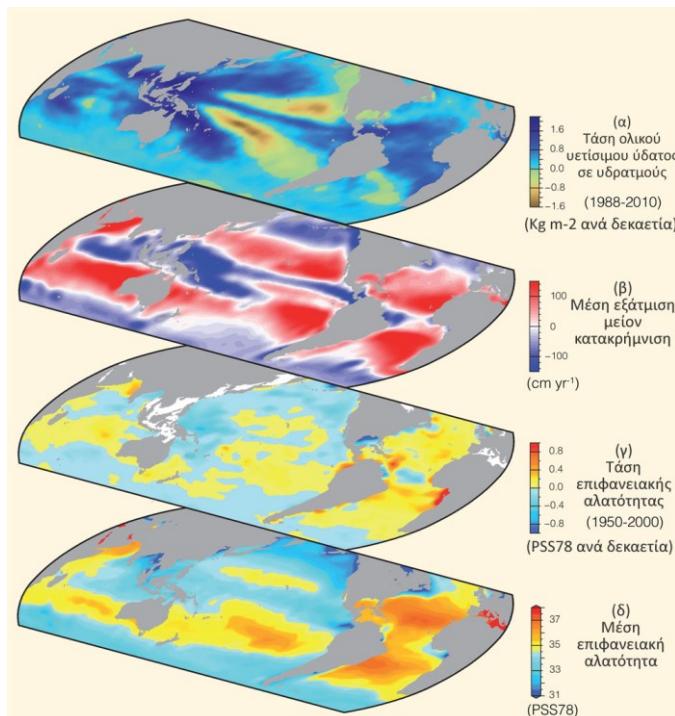
Ο κύκλος του νερού διαδραματίζει σημαντικό ρόλο σε ένα καθεστώς θερμότερου κλίματος, διότι ο θερμότερος αέρας μπορεί να συγκρατεί περισσότερη υγρασία. Πιο συγκεκριμένα, η ατμόσφαιρα μπορεί να συγκρατεί 7% περισσότερους υδρατμούς για κάθε αύξηση της θερμοκρασίας κατά 1 °C. Παρατηρήσεις από το 1970 δείχνουν αύξηση της συγκέντρωσης των υδρατμών στα κατώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα ([Σχήμα 9.10](#)), με ένα ρυθμό ο οποίος φαίνεται συνεπής με την παρατηρούμενη αύξηση της θερμοκρασίας. Επιπλέον, η εξάτμιση και η κατακρήμνιση αναμένονται να είναι πιο έντονες σε ένα θερμότερο κλίμα.

Οι καταγεγραμμένες αλλαγές στην αλατότητα των ωκεανών τα τελευταία 50 χρόνια υποστηρίζουν αυτή την εκτίμηση. Το θαλασσινό νερό αποτελείται από αλάτι και γλυκό νερό, ενώ η αλατότητά του εξαρτάται από το βάρος των διαλυμένων αλάτων που περιέχει. Επειδή η συνολική ποσότητα του άλατος, που

προέρχεται από την αποσάθρωση των πετρωμάτων, δεν αλλάζει σημαντικά, αλλά μόνο μακροπρόθεσμα, η αλατότητα του θαλασσινού νερού μπορεί να τροποποιηθεί, σε χρονικό εύρος ημερών μέχρι και αιώνων, με την προσθήκη ή την αφαίρεση γλυκού νερού.

Η ατμόσφαιρα συνδέει τις ωκεάνιες περιοχές που παρουσιάζουν έλλειμμα νερού με αυτές που παρουσιάζουν πλεόνασμα μέσω της μεταφοράς μεγάλων ποσοτήτων υδρατμών. Η κατανομή της επιφανειακής αλατότητας αντιπροσωπεύει σε μεγάλο βαθμό τη χωρική κατανομή της εξάτμισης μείον την κατακρήμνιση, την απορροή από την ξηρά και τις διεργασίες του θαλάσσιου πάγου. Περιορισμένες μεταβολές της συγκεκριμένης κατανομής αποδίδονται στα θαλάσσια ρεύματα.

Τα υποτροπικά ύδατα εμφανίζουν τις μεγαλύτερες τιμές αλατότητας, λόγω της έντονης εξάτμισης, η οποία υπερβαίνει τις βροχοπτώσεις, σε αντίθεση με το θαλασσινό νερό σε μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη καθώς και στις τροπικές περιοχές, όπου οι βροχοπτώσεις υπερβαίνουν την εξάτμιση σε μικρότερο όμως βαθμό ([Σχήμα 9.10](#)). Ο Ατλαντικός Ωκεανός, ο οποίος εμφανίζει τη μεγαλύτερη αλατότητα, χάνει μεγάλες ποσότητες γλυκού νερού μέσω της εξάτμισης, ενώ ο Ειρηνικός Ωκεανός είναι σχεδόν ουδέτερος (δηλαδή, οι κατακόρυφες ροές εξάτμισης και κατακρήμνισης βρίσκονται σε ισορροπία), Αντίθετα, ο Νότιος Ωκεανός (γύρω από τη περιοχή της Ανταρκτικής) φαίνεται να κυριαρχείται από τις κατακρημνίσεις.



Σχήμα 9.10 Οι αλλαγές στην επιφανειακή αλατότητα σχετίζονται με τις ατμοσφαιρικές κατανομές της εξάτμισης μείον την κατακρήμνιση (E-K) και τις τάσεις του ολικού υεπίσημου νερού: α) Γραμμική τάση (1988-2010) των ολικού υεπίσημου νερού (στήλη υδρατμών από την επιφάνεια μέχρι την κορυφή της ατμόσφαιρας σε kg m⁻² ανά δεκαετία) από δορυφορικές παρατηρήσεις (Special Sensor Microwave Imager-SSMI) (μπλε υγρότερο, κίτρινο ξηρότερο), β) Η μέση κλιματολογική τιμή E-K (cm yr⁻¹) για την περίοδο 1979-2005 από πεδία μετεωρολογικών αναλύσεων (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research, [Kalnay et al., 1996](#)) (κόκκινο: εξάτμιση, μπλε: κατακρήμνιση), γ) Τάση της επιφανειακής αλατότητας για την περίοδο 1950-2000 (PSS78 ανά 50 έτη) (μπλε μικρότερη αλατότητα, κίτρινο μεγαλύτερη αλατότητα), δ) Η μέση κλιματολογική τιμή της επιφανειακής αλατότητας (PSS78) (μπλε: < 35, κίτρινο-κόκκινο > 35) (τροποποίηση από [IPCC, 2013](#)).

Η παρατήρηση των μεταβολών στις βροχοπτώσεις και στην εξάτμιση είναι δύσκολη, επειδή το μεγαλύτερο μέρος του νερού που ανταλλάσσεται μεταξύ της ατμόσφαιρας και της επιφάνειας της Γης λαμβάνει χώρα σε περιοχές που καλύπτονται από ωκεανούς. Καταγραφές κατακρημνισμάτων για μεγάλη χρονική περίοδο είναι διαθέσιμες αποκλειστικά πάνω στην ξηρά, ενώ δεν υπάρχουν καταγραφές εξάτμισης για αντίστοιχη περίοδο. Οι παρατηρήσεις βροχοπτώσης στην ξηρά παρουσιάζουν άλλοτε αύξηση και άλλοτε μείωση δυσχεραίνοντας

την προσπάθεια δημιουργίας μιας συνολικής εικόνας. Παρατηρήσεις πάνω από ξηρά έχουν καταγράψει περισσότερα ακραία γεγονότα βροχόπτωσης και περισσότερα πλημμυρικά φαινόμενα σε μεγάλα βόρεια γεωγραφικά πλάτη, αλλά εμφανίζουν και έντονη περιοχική μεταβλητότητα. Όμως οι συγκεκριμένες παρατηρήσεις δεν μπορούν μέχρι σήμερα να προσφέρουν σαφή εκτίμηση στις αλλαγές της ξηρασίας.

Η αλατότητα των ωκεανών δρα σαν ένα ευαίσθητο και αποτελεσματικό «βροχόμετρο» πάνω σε μεγάλες υδάτινες επιφάνειες. Αντιπροσωπεύει και εξομαλύνει τη διαφορά μεταξύ του νερού που συσσωρεύεται στους ωκεανούς κατά τη διαδικασία της κατακρήμνισης και του νερού που απομακρύνεται από την επιφάνεια μέσω της διαδικασίας της εξάτμισης. Η αλατότητα επηρεάζεται επίσης από την απορροή του νερού από τις ηπείρους, από την τήξη και την πήξη του θαλάσσιου πάγου και τους κινούμενους θαλάσσιους παγετώνες. Δεδομένα των τελευταίων 50 ετών δείχνουν αλλαγές στην αλατότητα στην επιφάνεια και σε μικρά βάθη των ωκεανών, οι οποίες είναι ενδεικτικές των συστηματικών αλλαγών στη διαφορά μεταξύ κατακρήμνισης/απορροής και εξάτμισης.

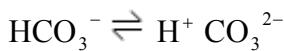
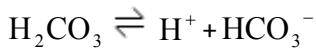
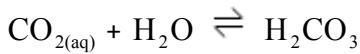
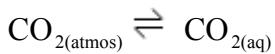
9.4.6. Η Σχέση της Ανθρωπογενούς Οξίνισης των Ωκεανών με την Κλιματική Αλλαγή

Η ανθρωπογενής κλιματική αλλαγή και η οξίνιση των ωκεανών προκαλούνται από την αύξηση των συγκεντρώσεων του διοξειδίου του άνθρακα στην ατμόσφαιρα. Η αύξηση των συγκεντρώσεων του διοξειδίου του άνθρακα (CO_2), σε συνδυασμό με άλλα αέρια του θερμοκηπίου, έμμεσα μεταβάλλουν το κλιματικό σύστημα παγιδεύοντας τη θερμότητα που εκπέμπεται από την επιφάνεια της Γης. Η ανθρωπογενής οξίνιση των ωκεανών αποτελεί άμεση συνέπεια της αύξησης των συγκεντρώσεων του CO_2 , καθώς το θαλασσινό νερό απορροφά περίπου το 30% του ανθρωπογενούς CO_2 από την ατμόσφαιρα.

Η οξίνιση των ωκεανών προέρχεται από τη μείωση του pH (αδιάστατο μέτρο της οξύτητας) για ένα παρατεταμένο χρονικό διάστημα, δεκαετιών ή περισσότερο, και οφείλεται, κατά κύριο λόγο, στην απορρόφηση του ατμοσφαιρικού CO_2 . Το pH των ωκεανών μειώνεται, αλλά δεν αναμένεται να γίνει όξινο ($\text{pH} < 7$). Η οξίνιση των ωκεανών μπορεί επίσης να προκληθεί από άλλες χημικές προσθήκες ή απομακρύνσεις από τους ωκεανούς, οι οποίες οφείλονται σε φυσικές διεργασίες (π.χ., αυξημένη ηφαιστειακή δραστηριότητα, εκλύσεις ένυδρου μεθανίου, μεγάλης κλίμακας αλλαγές στη διαπονή της θαλάσσιας χλωρίδας) ή σε ανθρωπογενείς επεμβάσεις (π.χ., η απελευθέρωση των αζωτούχων και θειούχων ενώσεων στην ατμόσφαιρα).

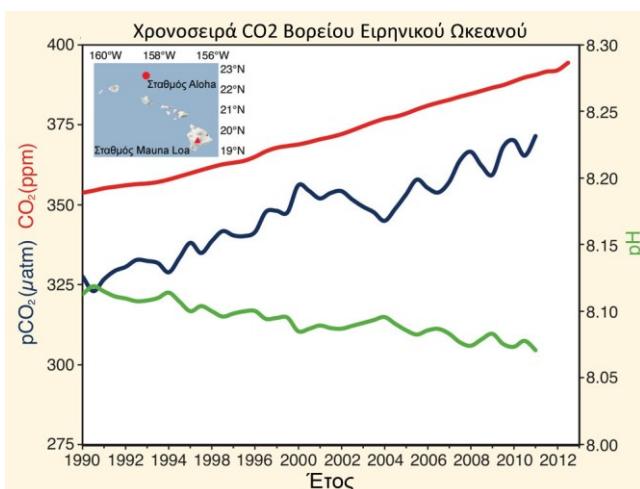
Από το 1750 περίπου, η απελευθέρωση CO_2 από τις βιομηχανικές και γεωργικές δραστηριότητες έχει οδηγήσει σε αύξηση των συγκεντρώσεων του από 278 σε 390,5 ppm το 2011 ([Σχήμα 9.11](#)). Η ατμοσφαιρική συγκέντρωση του CO_2 είναι η υψηλότερη των τελευταίων 800.000 ετών και αναμένεται να συνεχίσει να αυξάνεται λόγω της εξάρτησης των σύγχρονων κοινωνιών από τα ορυκτά καύσιμα για την παραγωγή ενέργειας. Μέχρι σήμερα, οι ωκεανοί έχουν απορροφήσει περίπου $155 \pm 30 \text{ PgC}$ (petagram= 10^{15} γραμμάρια άνθρακα) από την ατμόσφαιρα, η οποία αντιστοιχεί σε περίπου το ένα τέταρτο της συνολικής ποσότητας ανθρωπογενούς CO_2 που εκπέμπεται ($555 \pm 85 \text{ PgC}$) συνεχώς από την προβιομηχανική εποχή. Η συγκεκριμένη φυσική διαδικασία της απορρόφησης έχει μειώσει σημαντικά τις συγκεντρώσεις των θερμοκηπιακών αερίων στην ατμόσφαιρα και έχει ελαχιστοποιήσει ορισμένες από τις επιπτώσεις της υπερθέρμανσης του πλανήτη. Ωστόσο, η απορρόφηση του CO_2 από τους ωκεανούς έχει μια σημαντική επίδραση στη χημεία του θαλασσινού νερού. Το μέσο pH της επιφάνειας των ωκεάνιων υδάτων έχει ήδη μειωθεί κατά περίπου 0,1 μονάδες, από περίπου 8,2 σε 8,1 από την αρχή της βιομηχανικής επανάστασης. Οι εκτιμήσεις των προβλεπόμενων μελλοντικών συγκεντρώσεων CO_2 στην ατμόσφαιρα και τους ωκεανούς δείχνουν ότι μέχρι το τέλος αυτού του αιώνα το pH στην επιφάνεια των ωκεανών θα μπορούσε να είναι 0,2 έως 0,4 χαμηλότερο σε σχέση με τα σημερινά επίπεδα. Η κλίμακα pH είναι λογαριθμική, με συνέπεια η μεταβολή της κατά 1 μονάδα να αντιστοιχεί σε 10πλάσια μεταβολή της συγκέντρωσης ιόντων υδρογόνου.

Όταν το ωκεάνιο και το ατμοσφαιρικό CO_2 αλληλεπιδρούν, πραγματοποιούνται μία σειρά από χημικές αντιδράσεις, οι οποίες αυξάνουν τις συγκεντρώσεις των ενώσεων που περιέχουν ως δομικό στοιχείο τον άνθρακα: διαλυμένο $\text{CO}_{2(aq)}$, ανθρακικό οξύ (H_2CO_3) και διττανθρακικά ανιόντα (HCO_3^-):



Το σύνολο των παραπάνω αντιδράσεων παράγει ιόντα υδρογόνου (H^+), με αποτέλεσμα την αύξηση της συγκέντρωσής τους στο θαλάσσιο περιβάλλον και τη μείωση του pH, που τελικά οδηγεί στην αύξηση της οξίνισης των ωκεανών. Περισσότερο από το 99,99% των παραγόμενων ιόντων H^+ αντιδρούν με ανθρακικά ιόντα (CO_3^{2-}) για την παραγωγή επιπλέον HCO_3^- . Συνεπώς, η αύξηση ανθρωπογενούς CO_2 στους ωκεανούς ελαττώνει το pH και καταναλώνει περισσότερα ανθρακικά ιόντα. Οι συγκεκριμένες χημικές αντιδράσεις είναι πλήρως αναστρέψιμες και γνωστές. Δηλαδή, για τιμή pH 8,1 περίπου το 90% του άνθρακα βρίσκεται σε μορφή διττανθρακικών ιόντων, το 9% σε μορφή ανθρακικών ιόντων και μόνο το 1% είναι σε μορφή διαλυμένου CO_2 . Πρόσφατες μελέτες καταδεικνύουν πως τα θαλάσσια οικοσυστήματα εμφανίζουν σημαντική επιδεκτικότητα σε υψηλότερες συγκεντρώσεις CO_2 , που επιφέρουν αντίστοιχες μειώσεις του pH και της συγκέντρωσης ανθρακικών ιόντων.

Η κλιματική αλλαγή και η ανθρωπογενής οξίνιση των ωκεανών δεν δρουν ανεξάρτητα. Παρότι το CO_2 , που απάγεται από τους ωκεανούς, δεν συμβάλλει στο φαινόμενο του θερμοκηπίου, η θέρμανση των ωκεανών μειώνει την διαλυτότητα του CO_2 στα θαλάσσια ύδατα, άρα ελαττώνεται και η ποσότητα του ατμοσφαιρικού CO_2 που μπορεί να απορροφηθεί από τους ωκεανούς. Δηλαδή, με διπλασιασμό της συγκέντρωσης του ατμοσφαιρικού CO_2 από την προβιομηχανική περίοδο και 2 °C αύξηση της θερμοκρασίας, το θαλάσσιο νερό απορροφά περίπου 10% λιγότερο CO_2 (10% λιγότερο άνθρακα) από ότι θα απορροφούσε χωρίς αύξηση της θερμοκρασίας, αλλά με το pH αμετάβλητο. Συνεπώς, ένας θερμότερος ωκεανός εμφανίζει μικρότερη απορρόφηση του ατμοσφαιρικού CO_2 , καθώς τα διττανθρακικά ιόντα μετατρέπονται σε ανθρακικά με την αύξηση της θερμοκρασίας, απελευθερώνονται ιόντα υδρογόνου με τελικό αποτέλεσμα τη σταθεροποίηση του pH.

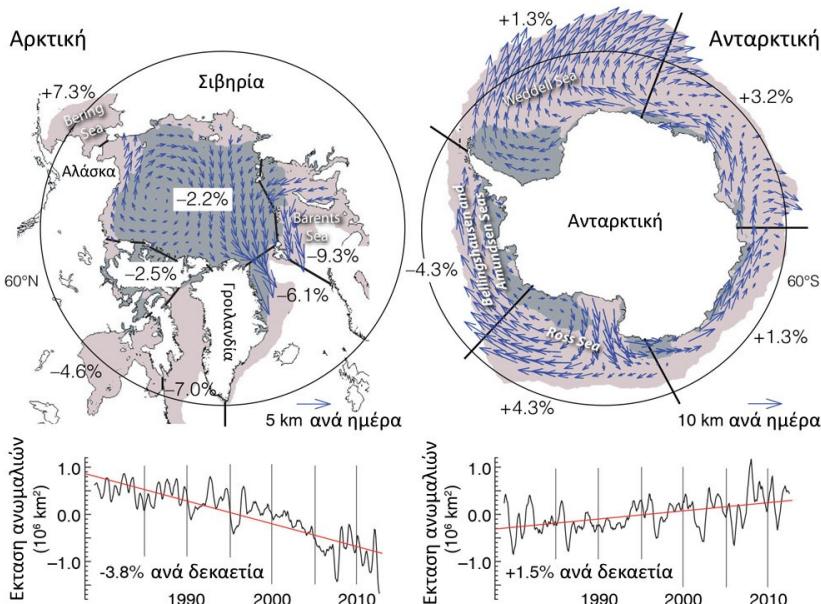


Σχήμα 9.11 Χρονοσειρές ατμοσφαιρικού CO_2 (ppm) στο παρατηρητήριο Mauna Loa, Χαβάη (κόκκινη γραμμή), μερική πίεση CO_2 στην επιφάνεια της θάλασσας (pCO₂, μπλε γραμμή) και επιφανειακό pH ωκεανών (πράσινη γραμμή) στον σταθμό ALOHA της Χαβάης για την περίοδο 1990-2011. Με βάση τα διαγράμματα, η τάση της επιφανειακής πίεσης pCO₂ ακολουθεί την αύξηση της συγκέντρωσης. Εμφανίζει όμως μεγαλύτερη διακύμανση λόγω της μεγάλης κλίμακας υπερετήσιας μεταβλητότητας των ωκεάνιων διεργασιών (τροποποίηση από [IPCC, 2013](#)).

9.4.7. Οι Μεταβολές των Θαλάσσιων Πάγων σε Αρκτικό και Ανταρκτικό Ωκεανό

Η κάλυψη των θαλάσσιων πάγων στον Αρκτικό Ωκεανό και στον Νότιο Ωκεανό γύρω από την Ανταρκτική έχουν διαφορετικά χαρακτηριστικά, και παρουσιάζουν διαφορετικές μεταβολές με την πάροδο του χρόνου. Τα τελευταία 34 έτη (1979-2012), υπήρξε μια πτωτική τάση (3,8%) ανά δεκαετία στη μέση ετήσια έκταση του θαλάσσιου πάγου στην Αρκτική. Η μάζα του θαλάσσιου πάγου στον Αρκτικό Ωκεανό έχει παρουσιάσει μείωση καθώς από το 1978 έως το 2008 το πάχος του πάγου μειώθηκε κατά 1,8 m. Παράλληλα, τα τελευταία 34 χρόνια παρουσιάζεται μικρή αύξηση του θαλάσσιου πάγου στην Ανταρκτική, σε ποσοστό 1,5% ανά δεκαετία, με μεγάλες ώμως αποκλίσεις μεταξύ των περιοχών.

Μία μεγάλη ποσότητα του θαλάσσιου Αρκτικού πάγου βρίσκεται σε γεωγραφικά πλάτη μεγαλύτερα από 60°N και περιβάλλεται κυρίως από ξηρά στο νότιο κομμάτι με ανοίγματα προς το Αρκτικό Καναδικό Αρχιπέλαγος και τις θάλασσες Γροιλανδίας, Barents και Bering (Σχήμα 9.12). Μέρος του πάγου στον Αρκτικό Ωκεανό διατηρείται για αρκετές περιόδους και αυξάνει λόγω πήξης των θαλάσσιων υδάτων. Ο εποχιακός θαλάσσιος πάγος αυξάνει μόνο κατά περίπου 2 m σε πάχος, ενώ οι πολυνετείς πάγοι εμφανίζουν μεγαλύτερα πάχη. Ο Αρκτικός θαλάσσιος πάγος μετακινείται από τον άνεμο και τα θαλάσσια ρεύματα με επικρατούσα κυκλοφορία από ανατολικές διευθύνσεις και έξοδο από το στενό του Fram. Με βάση δορυφορικές παρατηρήσεις από το 1979, η μέση ετήσια έκταση του πάγου στην Αρκτική έχει μειωθεί κατά 3,8% ανά δεκαετία. Η μείωση του πάγου σε έκταση στο τέλος του καλοκαιριού (τέλη Σεπτεμβρίου) εμφανίζεται να υπερβαίνει το 11% ανά δεκαετία, φθάνοντας σε μία ελάχιστη τιμή το 2012. Παρά το γεγονός ότι η κάλυψη των πάγων της Αρκτικής θάλασσας μπορεί να έχει ετήσιες διακυμάνσεις, το πάχος των πολυνετών πάγων, και ο συνολικός όγκος των θαλάσσιων πάγων, μπορεί να ανακάμψει με αργούς ρυθμούς.



Σχήμα 9.12 Η μέση κυκλοφορία του θαλάσσιου πάγου και οι δεκαετιαίες τάσεις (%) των ετήσιων ανωμαλιών της έκτασης πάγου (μετά την αφαίρεση των εποχιακού κύκλου) στην Αρκτική και την Ανταρκτική. Τα βέλη αντιστοιχούν στη μέση διεύθυνση και την ένταση των παρασυρόμενων πάγων. Η μέση θαλάσσια παγοκάλυψη για την περίοδο 1979-2012 από δορυφορικές παρατηρήσεις σκιαγραφείται με μωβ για τη μέγιστη έκταση και με γκρι για την ελάχιστη έκταση (τροποποίηση από IPCC, 2013).

Σε αντίθεση με την Αρκτική, το στρώμα θαλάσσιου πάγου γύρω από την Ανταρκτική περιορίζεται σε γεωγραφικά πλάτη μικρότερα των 78°N λόγω παρουσίας εκτεταμένης ηπειρωτικής μάζας. Η κάλυψη του θαλάσσιου πάγου στην Ανταρκτική είναι σε μεγάλο βαθμό εποχιακή, με το μέσο πάχος να περιορίζεται σε περίπου 1 m κατά την περίοδο της μέγιστης έκτασης (Σεπτέμβριος). Μόνο ένα μικρό μέρος της κάλυψης από

πάγο καταφέρνει να διατηρηθεί το καλοκαίρι, με την ελάχιστη τιμή παγοκάλυψης να παρουσιάζεται τον Φεβρουάριο, ενώ ένα πολύ μικρό μέρος των θαλάσσιων αυτών πάγων ξεπερνά σε ηλικία τα 2 έτη. Τα όρια των πάγων εκτίθενται στον ανοιχτό ωκεανό και το ποσοστό χιονόπτωσης πάνω από την Ανταρκτική θάλασσα υπερβαίνει το αντίστοιχο της Αρκτικής. Όταν το φορτίο χιονιού από τις χιονοπτώσεις είναι αρκετό, ώστε να συμπίεσει την επιφάνεια του πάγου κάτω από το επίπεδο της θάλασσας, το θάλασσινό νερό διεισδύει στη βάση και σχηματίζεται πάγος κατά την ψύξη του συσσωματώματος χιονιού-πάγου. Κατά συνέπεια, η μετατροπή του χιονιού σε πάγο συμβάλλει στην εποχιακή αύξηση του πάχους του πάγου και του συνολικού όγκου του θαλάσσιου πάγου στην Ανταρκτική.

Η γεωγραφική μεταβλητότητα του θαλάσσιου πάγου στην Ανταρκτική εμφανίζεται ιδιαίτερα μεγάλη. Δορυφορικές παρατηρήσεις από το 1979 έδειξαν πως η ετήσια έκταση του θαλάσσιου πάγου στην Ανταρκτική αυξήθηκε κατά περίπου 1,5% ανά δεκαετία. Ωστόσο, υπάρχουν διαφορές στις τάσεις μεταξύ των περιοχών, με παρατηρούμενες μειώσεις στις θάλασσες Bellingshausen και Amundsen, και αυξήσεις στη θάλασσα Ross, η οποία κυριαρχεί στη συνολική τάση. Πρόσφατη αποδίδει τις αντίρροπες τάσεις της παγοκάλυψης σε περιοχικές μεταβολές της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας στην περιοχή.

9.4.8. Οι Μεταβολές των Παγετώνων των Ορεινών Περιοχών

Σε πολλές ορεινές περιοχές οι παγετώνες εξαφανίζονται, ως συνέπεια της αύξησης της ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας τις τελευταίες δεκαετίες. Εξαφάνιση των παγετώνων έχει παρατηρηθεί στον Αρκτικό Καναδά, στα Βραχώδη Όρη, στις Άνδεις, στην Παταγονία, στις Ευρωπαϊκές Άλπεις, στην Tien Shan (Κεντρική Ασία), στα τροπικά βουνά της Νότιας Αμερικής, στην Αφρική και στην Ασία. Στις περιοχές αυτές, περισσότεροι από 600 παγετώνες έχουν εξαφανιστεί κατά τη διάρκεια των τελευταίων δεκαετιών, ενώ πολλοί περισσότεροι θα εξαφανιστούν στο μέλλον ακόμα και αν δεν υπάρξει περαιτέρω αύξηση της θερμοκρασίας. Είναι, επίσης, πιθανό ότι σε κάποιες οροσειρές θα εξαφανιστούν οι περισσότεροι, αν όχι όλοι, οι παγετώνες τους.

Ο όγκος των παγετώνων σε όλες τις ορεινές περιοχές έχει μειωθεί σημαντικά τα τελευταία 150 χρόνια. Κατά τη διάρκεια της συγκεκριμένης περιόδου πολλοί μικροί παγετώνες έχουν εξαφανιστεί. Η συρρίκνωση των παγετώνων ήταν εκτεταμένη σε παγκόσμιο επίπεδο ήδη από το 1940. Ωστόσο, υπήρχαν και φάσεις σχετικής σταθερότητας τις δεκαετίες του 1890, του 1920 και του 1970, όπως προκύπτει από μακροπρόθεσμες μετρήσεις των μεταβολών και από τη μοντελοποίηση του ισοζυγίου μάζας. Επιφανειακές και δορυφορικές μετρήσεις αποδεικνύουν ότι ο ρυθμός μείωσης της έκτασης των παγετώνων ήταν υψηλότερος κατά την διάρκεια των τελευταίων δύο δεκαετιών. Γενικά, οι παγετώνες σε ορεινές περιοχές συνεχίζουν να συρρικνώνονται, ενώ σε κάποιες περιοχές φαίνεται να έχουν αυξηθεί, λόγω ειδικών γεωγραφικών και κλιματικών συνθηκών.

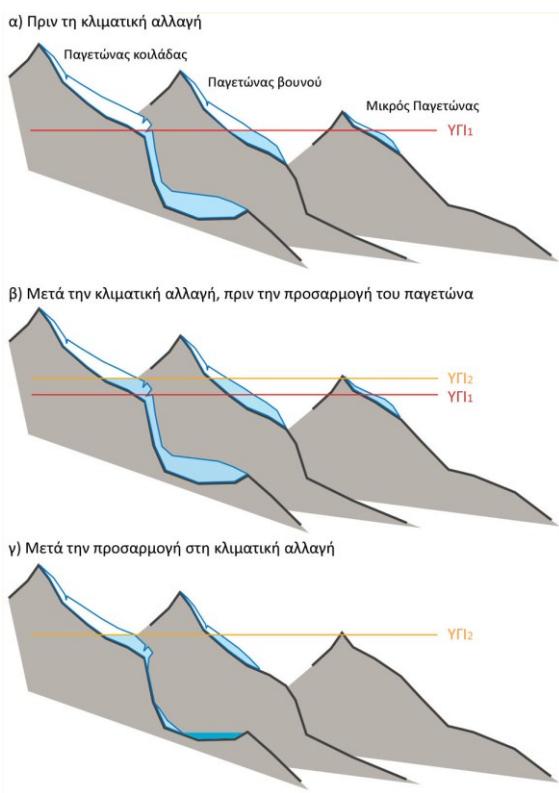
Η προσαρμογή των παγετώνων στην κλιματική αλλαγή μπορεί να διαρκέσει αρκετές δεκαετίες. Συνεπώς, οι μεγάλοι σε έκταση παγετώνες θα εξακολουθήσουν να συρρικνώνονται στις επόμενες δεκαετίες, ακόμη και υπό το καθεστώς σταθεροποίησης της θερμοκρασίας, καθώς απαιτούν μεγαλύτερο χρόνο προσαρμογής. Οι μικρότεροι σε έκταση παγετώνες θα συνεχίσουν να συρρικνώνονται, αλλά θα έχουν πιο γρήγορη προσαρμογή, ενώ σε πολλές περιπτώσεις θα εξαφανιστούν.

Οι παράγοντες που επηρεάζουν τη μελλοντική ανάπτυξη ενός παγετώνα, είναι το μέγεθος του, η κλίση, το εύρος του πάχους του, η κατανομή της έκτασής του σε σχέση με το πάχος του και τα χαρακτηριστικά της επιφάνειας του. Οι συγκεκριμένοι παράγοντες μεταβάλλονται σημαντικά από περιοχή σε περιοχή και μεταξύ γειτονικών παγετώνων. Εξωτερικοί παράγοντες, όπως το ανάγλυφο και το κλίμα, είναι επίσης σημαντικοί για τη μελλοντική εξέλιξη των παγετώνων. Σε μικρότερες χρονικές κλίμακες (μία ή δύο δεκαετίες), κάθε παγετώνας αποκρίνεται με διαφορετική δυναμική στην αλλαγή του κλίματος. Για περιόδους που υπερβαίνουν τα 50 χρόνια, η απόκριση είναι πιο συνεκτική και λιγότερο εξαρτημένη από τις περιοχικές περιβαλλοντικές συνθήκες. Συνεπώς, η ανάπτυξη των παγετώνων μπορεί να προσδομοιωθεί με μεγαλύτερη ακρίβεια από αριθμητικά μοντέλα εννοιολογικής φυσικής βάσης. Δηλαδή, αύξηση της μέσης θερμοκρασίας σε τοπικό επίπεδο χωρίς μεταβολή της βροχόπτωσης θα επιφέρει άνοδο του ύψους της γραμμής ισορροπίας (ΥΓΙ) περίπου 150 m για κάθε βαθμό °C ατμοσφαιρικής θέρμανσης. Το ύψος της γραμμής ισορροπίας αντιστοιχεί στην ζώνη διαχωρισμού μεταξύ των περιοχών συσσώρευσης και απομάκρυνσης του παγετώνα. Η αντίστοιχη άνοδος και οι επιπτώσεις της σε παγετώνες διαφορετικού μεγέθους και υψομέτρου απεικονίζονται στο [Σχήμα 9.13](#).

Αρχικά, οι παγετώνες εμφανίζουν μία περιοχή συσσώρευσης (λευκή) και μία αποκόλλησης (κυανή), άνω και κάτω από το ΥΓΙ ([Σχήμα 9.13a](#)). Καθώς το ΥΓΙ ανεβαίνει η περιοχή συσσώρευσης μειώνεται και η περιοχή αποκόλλησης εκτείνεται, αυξάνοντας την περιοχή από την οποία ο παγετώνας θα απομακρυνθεί λόγω

τήξης ([Σχήμα 9.13β](#)). Η συγκεκριμένη απώλεια ισορροπίας οδηγεί τελικά σε εξαφάνιση του παγετώνα. Μετά από αρκετά χρόνια, το μέτωπο του παγετώνα υποχωρεί και η περιοχή αποκόλλησης περιορίζεται, μέχρι ο παγετώνας να προσαρμόσει τις διαστάσεις του στις νέες κλιματικές συνθήκες ([Σχήμα 9.13γ](#)). Στην περίπτωση που η κλιματική αλλαγή είναι αρκετά ισχυρή, ώστε να ανεβάσει το ΥΓΙ μόνιμα πάνω από το υψηλότερο σημείο του παγετώνα ([Σχήμα 9.13β](#), δεξιά), ο παγετώνας θα εξαφανιστεί οριστικά ([Σχήμα 9.13γ](#), δεξιά). Υγηλότεροι παγετώνες, οι οποίοι διατηρούν τις περιοχές συσσώρευσής τους, θα συρρικνωθούν, αλλά δεν θα εξαφανιστούν ([Σχήμα 9.13γ](#), αριστερά και μέση). Ένας εκτεταμένος παγετώνας σε μία κοιλάδα θα χάσει μεγάλο μέρος της μάζας του και πιθανώς θα δημιουργήσει μία λίμνη στη θέση της ([Σχήμα 9.13γ](#), αριστερά). Εκτός από τη θερμοκρασία, μεταβολές στην ποσότητα και την εποχικότητα του νετού σε συνδυασμό με στοιχεία της δυναμικής του παγετώνα (πχ. ταχύτητα ροής) μπορεί να επηρεάσουν τη θέση του ΥΓΙ.

Πολλές παρατηρήσεις έχουν επιβεβαιώσει ότι διαφορετικοί τύποι παγετώνων ανταποκρίνονται διαφορετικά στην πρόσφατη αλλαγή του κλίματος. Για παράδειγμα, οι χαμηλού υψόμετρου εξάρσεις των μεγάλων κοιλάδων των παγετώνων (όπως στην Αλάσκα, τον Καναδά ή τις Αλπεις) σήμερα παρουσιάζουν τις σημαντικότερες απώλειες μάζας. Αυτός ο τύπος του παγετώνα είναι αργός στην προσαρμογή του στις μεταβολές των κλιματικών συνθηκών και αντιδρά με συρρίκνωση. Αντίθετα οι μικρότεροι ορεινοί παγετώνες με σχετικά σταθερή κλίση προσαρμόζονται πιο γρήγορα στις μεταβολές, αλλάζοντας το μέγεθός τους.



Σχήμα 9.13 Τρεις τύποι παγετώνων σε διαφορετικά υψόμετρα και η απόκρισή τους σε άνοδο του ύψους της γραμμής ισορροπίας (ΥΓΙ). α) Σε σταθερές κλιματικές συνθήκες το ΥΓΙ έχει συγκεκριμένο ύψος (ΥΓΙ1) και όλοι οι παγετώνες έχουν συγκεκριμένο μέγεθος. β) Το ΥΓΙ, λόγω αύξησης της θερμοκρασίας, ανέρχεται σε μεγαλύτερο ύψος (ΥΓΙ2) με αποτέλεσμα των περιορισμό των περιοχών συσσώρευσης και την επέκταση των περιοχών αποκόλλησης για το σύνολο των παγετώνων. γ) Μετά την προσαρμογή του παγετώνα στο νέο ΥΓΙ2, ο παγετώνας κοιλάδας (αριστερά) έχει περιοριστεί σημαντικά, ενώ ο μικρός παγετώνας (δεξιά) έχει εξαφανιστεί οριστικά (τροποποίηση από [IPCC, 2013](#)).

9.4.9. Ο Ρόλος του Ήλιου στις Πρόσφατες Αλλαγές του Κλίματος

Η ολική ένταση ακτινοβολίας (ΟΕΑ) εκφράζει το μέτρο της συνολικής ενέργειας που προέρχεται από τον Ήλιο και εισέρχεται στην κορυφή της ατμόσφαιρας. Ποικίλει ανάλογα με τη χρονική κλίμακα, από

δισεκατομμύρια έτη έως λίγες ημέρες, αν και οι διακυμάνσεις των τελευταίων 140 ετών είναι σχετικά μικρές. Οι διακυμάνσεις της ηλιακής ακτινοβολίας, οι ηφαιστειακές εκρήξεις καθώς και ανθρωπογενείς παράγοντες διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στην μεταβλητότητα του κλίματος. Οι συγκεκριμένοι παράγοντες μπορούν να βοηθήσουν στην κατανόηση της παρατηρούμενης μεταβολής της παγκόσμιας επιφανειακής θερμοκρασίας. Αν και η ηλιακή μεταβλητότητα φαίνεται να έχει μία ευδιάκριτη συνεισφορά στις αλλαγές της παγκόσμιας θερμοκρασίας στις αρχές του 20^{ου} αιώνα, ωστόσο δεν μπορεί να εξηγήσει την παρατηρούμενη αύξηση από τα τέλη της δεκαετίας του 1970, όπου υπάρχουν διαθέσιμες δορυφορικές μετρήσεις της ΟΕΑ.

Ο πυρήνας του Ήλιου αποτελεί έναν τεράστιο πυρηνικό αντιδραστήρα σύντηξης που μετατρέπει το υδρογόνο σε ήλιο. Μέσω αυτής της διαδικασίας παράγεται ενέργεια που διαδίδεται σε όλο το ηλιακό σύστημα υπό μορφή ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας. Το ποσό της ενέργειας που προσπίπτει στην κορυφή της Γήινης ατμόσφαιρας ποικίλει ανάλογα με την παραγωγή και την εκπομπή ηλεκτρομαγνητικής ενέργειας από τον Ήλιο, καθώς και από την τροχιά της Γης γύρω από τον Ήλιο. Η μέση τιμή της ΟΕΑ στην κορυφή της ατμόσφαιρας, με βάση δορυφορικές μετρήσεις από το 1978, είναι περίπου 1361 W m^{-2} . Το 30% περίπου αυτής της ακτινοβολίας αντανακλάται από το έδαφος, την ατμόσφαιρα και τα νέφη πίσω στο διάστημα. Τα υψηλότερα επίπεδα της ΟΕΑ καταγράφονται όταν η ηλιακή δραστηριότητα είναι πιο έντονη. Οι διακυμάνσεις στην ακτινοβολία ακολουθούν τον περίπου 11-ετή κύκλο των ηλιακών κηλίδων. Κατά την διάρκεια των τελευταίων κύκλων η ΟΕΑ εμφάνισε διακυμάνσεις περίπου 0,1%. Για τις προ-δορυφορικές εποχές η ΟΕΑ εκτιμάται από το πλήθος των ηλιακών κηλίδων ή από τα ραδιοϊστόπα που σχηματίζονται στην ατμόσφαιρα και συσσωρεύονται στους παγετώνες ή στους δακτύλιους των δέντρων.

Η ηλιακή μεταβλητότητα θα μπορούσε να βοηθήσει στην κατανόηση της παρατηρούμενης αύξησης της παγκόσμιας επιφανειακής θερμοκρασίας, αν συμπεριληφθούν και οι υπόλοιποι παράγοντες που μπορούν να την επηρεάσουν, όπως οι ηφαιστειακές εκρήξεις σε συνδυασμό με άλλους φυσικούς παράγοντες ή ανθρωπογενείς επεμβάσεις, όπως είναι οι μεταβολές των συγκεντρώσεων των θερμοκηπιακών αερίων. Η εσωτερική μεταβλητότητα αναφέρεται στις διακυμάνσεις εντός του κλιματικού συστήματος, για παράδειγμα στην βραχυπρόθεσμη μεταβλητότητα του καιρού ή σε φαινόμενα, όπως η Νότια Ταλάντωση-El Niño.

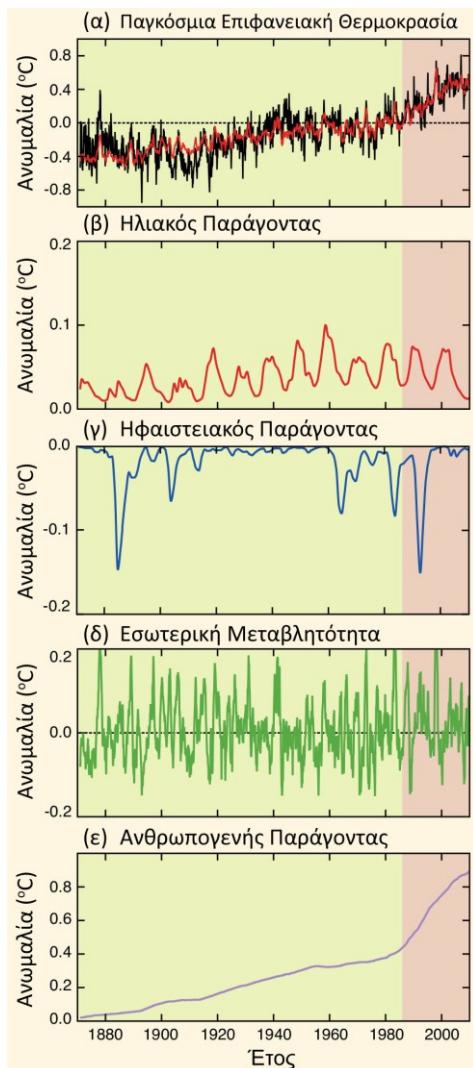
Η σχετική συνεισφορά των παραπάνω παραγόντων μεταβάλλεται χρονικά. Η παγκόσμια επιφανειακή θερμοκρασία έχει αυξηθεί περίπου κατά $0,8 \text{ }^{\circ}\text{C}$ τα έτη 1870-2010 ([Σχήμα 9.14α](#)). Ωστόσο, η συγκεκριμένη αύξηση δεν εμφανίζει ομοιόμορφη κατανομή. Η συνεισφορά του Ήλιου στην αλλαγή της παγκόσμιας επιφανειακής θερμοκρασίας προέρχεται, κυρίως, από τον 11-ετή ηλιακό κύκλο και μπορεί να εξηγήσει διακυμάνσεις της παγκόσμιας θερμοκρασίας μέχρι περίπου $0,1 \text{ }^{\circ}\text{C}$ μεταξύ των ελαχίστων και μεγίστων τιμών ([Σχήμα 9.14β](#)). Μια μακροπρόθεσμη τάση αύξησης της ηλιακής δραστηριότητας στις αρχές του 20^{ου} αιώνα φαίνεται να έχει επιδράσει στην αύξηση της θέρμανσης, που καταγράφεται κατά τη διάρκεια της συγκεκριμένης περιόδου. Αυτή η αύξηση μπορεί να επηρεάζεται ταυτόχρονα από την εσωτερική κλιματική μεταβλητότητα, τις αυξήσεις των συγκεντρώσεων των θερμοκηπιακών αερίων και τη μειωμένη ηφαιστειακή δραστηριότητα. Ωστόσο, αυτό δεν μπορεί να εξηγήσει την παρατηρούμενη αύξηση από τα τέλη της δεκαετίας του 1970 με βάση και την πτωτική τάση της ΟΕΑ από το 1986 έως το 2008.

Οι ηφαιστειακές εκρήξεις επιφέρουν μεταβολές της θερμοκρασίας μέσω της έκλυσης αεροιλυμάτων στην ατμόσφαιρα, τα οποία συμβάλλουν στην ψύξη της επιφάνειας της Γης ([Σχήμα 9.14γ](#)). Μεγάλες εκρήξεις ηφαιστείων, όπως η έκρηξη του όρους Πινατούμπο το 1991, επιφέρουν ψύξη στην επιφάνεια κατά περίπου από $0,1 \text{ }^{\circ}\text{C}$ έως $0,3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ για περίοδο που δεν υπερβαίνει τα τρία έτη.

Η Νότια Ταλάντωση El Niño αποτελεί την πιο σημαντική συνιστώσα της εσωτερικής κλιματικής μεταβλητότητας, που επιφέρει σημαντικές διακυμάνσεις στη μέση παγκόσμια θερμοκρασία. Σε γεγονότα εμφάνισης φαινομένου El Niño, ιδιαίτερα την περίοδο 1997-1998, καταγράφονται σημαντικά υψηλότερες μέσες παγκόσμιες θερμοκρασίες. Η μεταβλητότητα που παρατηρήθηκε στις παγκόσμιες επιφανειακές θερμοκρασίες το 1870 έως το 2010 ([Σχήμα 9.14α](#)) προέρχεται από συνδυασμό αλληλεπιδράσεων, φυσικών (ηλιακή, ηφαιστειακή, εσωτερική κλιματική δραστηριότητα), και ανθρωπογενών. Πριν από το 1870, όταν οι ανθρωπογενείς εκπομπές των θερμοκηπιακών αερίων και των αεροιλυμάτων ήταν μικρότερες, οι μεταβολές στην ηλιακή, στην ηφαιστειακή δραστηριότητα και στην εσωτερική κλιματική μεταβλητότητα διαδραμάτισαν σημαντικό ρόλο. Ελάχιστα της ηλιακής ακτινοβολίας τα οποία διαρκούσαν για αρκετές δεκαετίες έχουν συσχετιστεί με ψυχρές κλιματικές περιόδους. Η παράλληλη ηφαιστειακή δραστηριότητα κατά τις συγκεκριμένες περιόδους δυσκολεύει την ποσοτικοποίηση της ηλιακής επίδρασης.

Σε περιοχική κλίμακα, οι αλλαγές στην ηλιακή δραστηριότητα μπορούν να επηρεάσουν το επιφανειακό κλίμα ή την ατμοσφαιρική κυκλοφορία στις περιοχές του Ινδο-Ειρηνικού, της Βόρειας Ασίας και του Βόρειου Ατλαντικού. Οι μηχανισμοί που εντείνουν την περιοχική απόκριση των σχετικά μικρών διακυμάνσεων της ΟΕΑ στον 11-ετή ηλιακό κύκλο περιλαμβάνουν δυναμικές αλληλεπιδράσεις μεταξύ των

ανώτερων και κατώτερων στρωμάτων της ατμόσφαιρας, ή μεταξύ της επιφάνειας των ωκεανών και της ατμόσφαιρας και φαίνεται να επιφέρουν μικρή επίδραση στις μέσες παγκόσμιες θερμοκρασίες. Παρά τις αβεβαιότητες για την μελλοντική ηλιακή δραστηριότητα, φαίνεται οι διακυμάνσεις της να επηρεάζουν σε μικρότερο βαθμό την κλιματική αλλαγή σε σχέση τις ανθρωπογενείς επεμβάσεις.



Σχήμα 9.14 Ανωμαλίες της παγκόσμιας επιφανειακής θερμοκρασίας για την περίοδο 1870-2010 ως απόκριση φυσικών (ηλιακή, ηφαιστειακή και εσωτερική κλιματική δραστηριότητα) και ανθρωπογενών παραγόντων. α) Καταγραφές της παγκόσμιας επιφανειακής θερμοκρασίας για την περίοδο 1961-1990 (μαύρη γραμμή). Η κόκκινη γραμμή αντιστοιχεί στην προσομοίωση της παγκόσμιας επιφανειακής θερμοκρασίας λαμβάνοντας υπόψη τις επιδράσεις από φυσικούς (β, γ, δ) και ανθρωπογενείς (ε) παράγοντες. β) Εκτιμώμενη θερμοκρασιακή απόκριση στην ηλιακή δραστηριότητα. γ) Εκτιμώμενη θερμοκρασιακή απόκριση στην ηφαιστειακή δραστηριότητα. δ) Εκτιμώμενη θερμοκρασιακή απόκριση, λόγω εσωτερικής κλιματικής μεταβλητότητας της Νότιας Ταλάντωσης El Niño. ε) Εκτιμώμενη θερμοκρασιακή απόκριση λόγω ανθρωπογενούς δραστηριότητας αποτελούμενης από συνεισφορά σε θέρμανση των θερμοκηπιακών αερίων και συνεισφορά σε ψύξη των αερολυμάτων (τροποποίηση από [IPCC, 2013](#)).

9.4.10. Ανάλυση του Ρυθμού Μεταβολής της Στάθμης Θάλασσας

Ο ρυθμός μεταβολής της μέσης παγκόσμιας στάθμης θάλασσας παρουσιάζει μέση τιμή $1,7 \pm 0,2 \text{ mm yr}^{-1}$ για το σύνολο του 20th αιώνα, ενώ από το 1993 κυμαίνεται από 2,8 έως και 3,6 mm yr⁻¹ ([Σχήμα 9.15](#)). Ωστόσο, σημαντικά πιο απότομοι ρυθμοί μεταβολής της στάθμης θάλασσας παρουσιάστηκαν κατά τη διάρκεια

προηγουμένων περιόδων, λόγω της ταχείας εξαφάνισης εκτεταμένων εκτάσεων πάγου. Συγκεκριμένες τεκτονικές διεργασίες μπορούν, επίσης, να οδηγήσουν σε πολύ γρήγορες περιοχικές αλλαγές της στάθμης θάλασσας, με ρυθμούς που υπερβαίνουν τους παγκόσμιους ρυθμούς μεταβολής.

Ως στάθμη θάλασσας θεωρείται το σημείο όπου ο ωκεανός συναντά τη γη. Το επίπεδο της θάλασσας ορίζεται ως μέτρο της θέσης της θαλάσσιας επιφάνειας σε σχέση με την ξηρά, όπου και τα δύο μπορούν να κινούνται σε σχέση με το κέντρο της Γης. Συνεπώς, το μέτρο του επιπέδου της θάλασσας περιλαμβάνει ένα συνδυασμό γεωφυσικών και κλιματικών παραγόντων. Γεωφυσικούς παράγοντες αποτελούν η καθίζηση ή η ανύψωση του εδάφους, οι ισοστατικές προσαρμογές των παγετώνων και η απόκριση του συστήματος ξηρά-ωκεανοί στην κατανομή της μάζας στον πλανήτη, ειδικά του ωκεάνιου νερού και του πάγου της ξηράς.

Η επίδραση του κλίματος περιλαμβάνει διακυμάνσεις της θερμοκρασίας των ωκεανών, οι οποίες προκαλούν συστολή ή διαστολή των θαλάσσιων υδάτων, μεταβολές στον όγκο των παγετώνων και των πάγων, και αποκλίσεις των ωκεάνιων ρευμάτων. Τοπικές και περιοχικές μεταβολές των συγκεκριμένων γεωφυσικών και κλιματικών παραγόντων δημιουργούν σημαντικές αποκλίσεις από τον μέσο παγκόσμιο ρυθμό μεταβολής της στάθμης θάλασσας. Σε τοπικό επίπεδο, η στάθμη θάλασσας στις Βόρειες Σουηδικές ακτές (Κόλπος της Βοθνίας) μειώνεται με ρυθμό περίπου 10 mm yr^{-1} , λόγω της συνεχιζόμενης ανύψωσης του εδάφους που προκαλείται από την τήξη του ηπειρωτικού πάγου μετά την τελευταία παγετώδη περίοδο. Αντίθετα, η στάθμη θάλασσας ανυψώθηκε με ρυθμό περίπου 20 mm yr^{-1} από το 1960 έως το 2005 νότια της Μπανγκόκ, λόγω της καθίζησης από την άντληση νερού στην επιφάνεια του εδάφους.

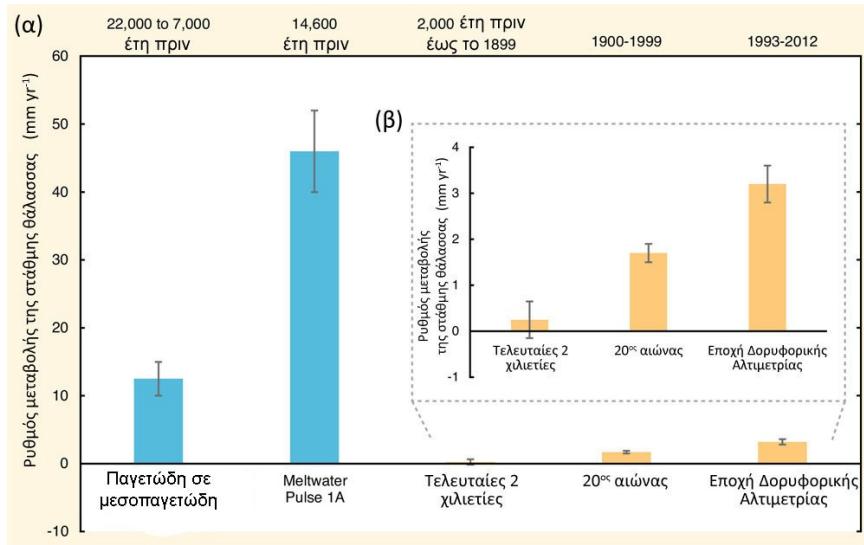
Τα τελευταία 150 χρόνια η αλλαγή της στάθμης θάλασσας έχει καταγραφεί από πλωτούς παλιρροιογράφους, ενώ τα τελευταία περίπου 20 χρόνια οι καταγραφές συμπληρώνονται από δορυφορικά δεδομένα. Ο μέσος παγκόσμιος ρυθμός ανόδου της στάθμης θάλασσας είναι περίπου $1.7 \pm 0.2 \text{ mm yr}^{-1}$ κατά τη διάρκεια του 20^{ου} αιώνα, ενώ ο ρυθμός αυτός διπλασιάζεται κατά τις τελευταίες δύο δεκαετίες. Αν ο συγκεκριμένος ρυθμός παραμείνει σταθερός για μεγάλο χρονικό διάστημα, θα υπάρξουν σημαντικές συνέπειες, ιδιαίτερα στις πυκνοκατοικημένες, χαμηλού υψομέτρου παράκτιες περιοχές.

Πριν από την κάλυψη ενόργανων μετρήσεων οι τοπικοί ρυθμοί μεταβολής της στάθμης θάλασσας εκτιμώνται έμμεσα από την καταγραφή ζηματογενών, ορυκτών και αρχαιολογικών αρχείων, τα οποία είναι χωρικά περιορισμένα και περιλαμβάνουν τόσο τις τοπικές, όσο και τις παγκόσμιες συνθήκες. Γεωλογικά στοιχεία των τελευταίων 20.000 ετών αναδεικνύουν μεταβολές στη στάθμη θάλασσας σε κλίμακα χλιετών, ενώ τα δεδομένα της στάθμης θάλασσας από το παρελθόν μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως στοιχεία επικάλυψης, ή επέκτασης των δεδομένων από καταγραφές μετρητικών οργάνων. Πρόσφατο παράδειγμα αποτελεί η μελέτη των αποθεμάτων αλατιού στις αλυκές της Ακτής του Ατλαντικού των Ηνωμένων Πολιτειών, η οποία σε συνδυασμό με δεδομένα παλιρροιών και εκτιμήσεις από μοντέλα, τεκμηριώνει έναν μέσο ρυθμό μεταβολής της στάθμης θάλασσας $2.1 \pm 0.2 \text{ mm yr}^{-1}$ στα τέλη του 19^{ου} αιώνα. Η συγκεκριμένη εκτίμηση ανόδου υπερβαίνει οποιονδήποτε άλλο ρυθμό που έχει καταγραφεί κατά τον 20^ο αιώνα σε αυτήν την περιοχή.

Σε ευρύτερες χρονικές κλίμακες έχουν παρατηρηθεί μεγαλύτεροι ρυθμοί και πλάτος του σήματος μεταβολής της στάθμης θάλασσας. Κατά την περίοδο των παγετώνων, τα τελευταία 500000 έτη, οι μεταβολές στη στάθμη θάλασσας εκτιμώνται από 120 έως 140 m. Η μεγαλύτερη μεταβολή παρατηρήθηκε μεταξύ της περιόδου των παγετώνων και της μεσοπαγετώδους περιόδου, η οποία διήρκεσε 10000 έως 15000 χρόνια και εμφάνισε μέσο ρυθμό $10 \text{ με } 15 \text{ mm yr}^{-1}$. Τέτοιοι υψηλοί ρυθμοί παρατηρούνται όταν ο πλανήτης εξέρχεται από ακραίες παγετώδεις περιόδους και μεγάλοι όγκοι πάγου έρχονται σε επαφή με τους ωκεανούς. Δηλαδή, κατά τη μετάβαση από την τελευταία παγετώδη περίοδο (περίπου 21000 έτη πριν) στη σημερινή μεσοπαγετώδη (Ολόκαινο, τα τελευταία 11600 έτη), η παγκόσμια στάθμη της θάλασσας ανυψώθηκε απότομα κατά 14 έως 18 m σε λιγότερο από 500 έτη. Αυτό το φαινόμενο είναι γνωστό ως «Meltwater Pulse 1A», στο οποίο ο ρυθμός μεταβολής της στάθμης θάλασσας υπερέβη τα 40 mm yr^{-1} . Συνεπώς, περιπτώσεις μεγαλύτερων χρονικών κλίμακων εμφανίζουν μεταβολές της στάθμης θάλασσας σημαντικά μεγαλύτερες από αντίστοιχες πρόσφατες. Θα πρέπει όμως να επισημανθεί πως συνέβησαν σε εξαιρετικά ακραίες κλιματικές συνθήκες, όπως κατά τη μετάβαση από παγετώδεις σε μεσοπαγετώδεις συνθήκες, σε περιοχές όπου οι μεγάλης κλίμακας επιπτώσεις της μετάβασης βρίσκονται ακόμα σε εξέλιξη, σε περιοχές έντονης τεκτονικής δραστηριότητας ή σε σημαντικά δέλτα ποταμών, όπου επικρατεί καθίζηση λόγω συμπίεσης των ζημάτων στην επιφάνεια.

Συμπερασματικά, με βάση γεωλογικές καταγραφές και σύγχρονες μετρήσεις οργάνων προκύπτει πως ο τρέχων ρυθμός μεταβολής της μέσης παγκόσμιας στάθμης θάλασσας είναι ασυνήθιστα παρόμοιος με τον αντίστοιχο που παρατηρήθηκε ή εκτιμήθηκε τις τελευταίες δύο χλιετίες. Υψηλότεροι ρυθμοί έχουν

παρατηρηθεί από γεωλογικές καταγραφές, ιδιαίτερα κατά τη μετάβαση από την παγετώδη στη μεσοπαγετώδη περίοδο.



Σχήμα 9.15 α) Εκτιμήσεις του μέσου ρυθμού μεταβολής της παγκόσμιας στάθμης θάλασσας (mm yr^{-1}) για πέντε επιλεγμένες περιόδους: η τελευταία παγετώδης σε μεσοπαγετώδη, η Meltwater Pulse 1A, οι πρόσφατες δύο χιλιετηρίδες, ο 20th αιώνας, η εποχή της δορυφορικής αλτιμετρίας (1993-2012). Οι μπλε στήλες αντιστοιχούν σε χρονικά διαστήματα μετάβασης από παγετώδεις σε μεσοπαγετώδεις συνθήκες και οι πορτοκαλί στήλες στην τρέχουν μεσοπαγετώδη περίοδο. Οι μαύρες μπάρες υποδηλώνουν τις τυπικές αποκλίσεις από τις αντίστοιχες μέσες τιμές. β) Εστίαση στους τρεις πιο πρόσφατους ρυθμούς μεταβολής της στάθμης θάλασσας (τροποποίηση από [IPCC, 2013](#)).

9.4.11. Ο Ρόλος του Μεθανίου και του Διοξειδίου του Άνθρακα κατά την Απελευθέρωσή τους από την Τήξη Μόνιμα Παγωμένων Εδαφών ή τη Θέρμανση των Ωκεανών

Το μόνιμα παγωμένο έδαφος, που εντοπίζεται κυρίως σε μεγάλα γεωγραφικά πλάτη της Αρκτικής, συμπεριλαμβάνοντας το υποθαλάσσιο ρηχό παγωμένο στρώμα του Αρκτικού Ωκεανού, περιέχει αποθέματα οργανικού άνθρακα παρελθόντων ετών. Μέρος αυτού αποτελεί απόθεμα από την τελευταία περίοδο δημιουργίας παγετώνων, και παρακρατεί τουλάχιστον διπλάσια ποσότητα άνθρακα από αυτήν που υπάρχει σήμερα στην ατμόσφαιρα υπό μορφή διοξειδίου του άνθρακα (CO_2). Οπότε, εάν ένα σημαντικό μέρος αυτού του άνθρακα εκλύοταν υπό μορφή μεθανίου και διοξειδίου του άνθρακα, θα αύξανε τις ατμοσφαιρικές συγκεντρώσεις, και θα οδηγούσε, σε πρώτη φάση, σε περαιτέρω θέρμανση της ατμόσφαιρας. Στη συνέχεια το σύστημα θα εξακολουθούσε την ανατροφοδότησή του μέσω επιπλέον αύξησης του ρυθμού απελευθέρωσης διοξειδίου του άνθρακα, δημιουργώντας θετική ανάδραση, η οποία θα ενέτεινε το φαινόμενο του θερμοκηπίου.

Η περιοχή της Αρκτικής αποτελεί μία καταβόθρα CO_2 , μέρος της οποίας, περίπου $0.4 \pm 0.4 \text{ PgC yr}^{-1}$, αντιστοιχεί σε περιοχές αυξανόμενης βλάστησης και αντιπροσωπεύει περίπου το 10% των δυνατοτήτων απομάκρυνσης CO_2 από την ξηρά ([Σχήμα 9.16](#)). Αποτελεί, επίσης, μια μέτρια πηγή μεθανίου (CH_4), καθώς εκπέμπονται 15 έως 50 $\text{Tg (CH}_4\text{) yr}^{-1}$, κυρίως, από εποχιακά μη παγωμένους υγροτόπους που αντιστοιχούν σε περίπου 10% των παγκόσμιων πηγών μεθανίου από υγροτόπους. Δεν υπάρχει σαφής ένδειξη ότι η τήξη συνεισφέρει σημαντικά στην αύξηση των συγκεντρώσεων των αερίων του θερμοκηπίου. Ωστόσο, υπό συνθήκες παρατεταμένης θέρμανσης της Αρκτικής, φαίνεται ότι η συνολική απελευθέρωση μπορεί να προσεγγίσει τα 350 PgC μέχρι το έτος 2100.

Τα μόνιμα παγωμένα εδάφη στην ξηρά και στους ωκεανούς περιέχουν μεγάλες ποσότητες οργανικού άνθρακα, οι οποίες πρέπει αρχικά να τηχθούν και στη συνέχεια να αποσυντεθούν από τα μικρόβια για να μπορέσουν να απελευθερωθούν υπό μορφή CO_2 . Σε χερσαίες περιοχές κορεσμένες από νερό, όπου το οξυγόνο είναι περιορισμένο, κάποια μικρόβια μπορεί να παράγουν και μεθάνιο.

Στην ξηρά, η επιφάνεια του μόνιμα παγωμένου εδάφους επικαλύπτεται από ένα ενεργό στρώμα το οποίο υπόκειται σε τήξη κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού και δομεί ένα μέρος του οικοσυστήματος της τούνδρας. Αν οι θερμοκρασίες την άνοιξη και το καλοκαίρι υπερβούν τις μέσες τιμές το ενεργό στρώμα αποκτά μεγαλύτερο πάχος, εκθέτοντας περισσότερο οργανικό άνθρακα για μικροβιακή αποσύνθεση. Ωστόσο, θερμότερα καλοκαίρια μπορεί να επιφέρουν μεγαλύτερη απορρόφηση διοξειδίου του άνθρακα από τη βλάστηση στην Αρκτική, μέσω της διαδικασίας φωτοσύνθεσης. Συνεπώς, το καθαρό ισοζύγιο άνθρακα στην Αρκτική εξαρτάται σημαντικά από την αυξημένη πρόσληψη και απελευθέρωση άνθρακα.

Οι επικρατούσες υδρολογικές συνθήκες κατά τη διάρκεια της καλοκαιρινής τήξης είναι εξίσου σημαντικές. Η τήξη εκτεταμένων περιοχών πάγου μπορεί να δημιουργήσει συνθήκες στάσιμων υδάτων στην ξηρά και τις λίμνες, όπου η έλλειψη οξυγόνου, προκαλεί παραγωγή μεθανίου. Τα πολύπλοκα φυσιογραφικά χαρακτηριστικά της Αρκτικής σε συνδυασμό με το φαινόμενο του θερμοκηπίου δεν επιτρέπουν την εξαγωγή οριστικών συμπερασμάτων σχετικά με το ποια διαδικασία κυριαρχεί σε κάθε περιοχή. Η διάχυση της θερμότητας και η τήξη των μόνιμα παγωμένων εδαφών απαιτεί μεγάλο χρόνο. Στην πραγματικότητα, μόνο τα βαθύτερα στρώματα των μόνιμα παγωμένων εδαφών της Αρκτικής έχουν απομείνει από την τελευταία παγετώδη περίοδο, τα οποία ακόμα διαβρώνονται και μπορεί να οδηγήσουν σε επιπλέον απελευθέρωση άνθρακα μετά από μεγάλο χρονικό διάστημα.

Σε περίπτωση επάρκειας οξυγόνου η αποσύνθεση της οργανικής ύλης στο έδαφος συνοδεύεται από την απελευθέρωση θερμότητας από τα μικρόβια, η οποία, κατά την διάρκεια του καλοκαιριού, θα μπορούσε να ενισχύσει περαιτέρω την τήξη των μόνιμα παγωμένων εδαφών. Ανάλογα με την περιεκτικότητα σε άνθρακα και σε πάγο, και ανάλογα με το υδρολογικό καθεστώς, ο συγκεκριμένος μηχανισμός μπορεί, υπό θέρμανση, να ενεργοποιήσει ταχύτερα τη μείωση του μόνιμου στρώματος του πάγου.

Προσομοιώσεις της δυναμικής των μόνιμα παγωμένων εδαφών και των εκπομπών θερμοκηπιακών αερίων αναπαριστούν μία σχετικά αργή θετική ανάδραση, σε χρονική κλίμακα εκατοντάδων ετών. Μέχρι το έτος 2100 θα μπορούσαν να απελευθερωθούν μέχρι 250 PgC υπό μορφή CO₂, και μέχρι 5 Pg ως CH₄. Καθώς το μεθάνιο είναι ισχυρότερο θερμοκηπιακό αέριο σε σχέση με το διοξείδιο του άνθρακα (απορροφά πολύ ισχυρότερα τη θερμική ακτινοβολία), οι συγκεκριμένες ποσότητες αντιστοιχούν σε επιπλέον 100 PgC ισοδύναμου CO₂ που θα απελευθερωθεί στην ατμόσφαιρα μέχρι το 2100. Τα συγκεκριμένα ποσά εμφανίζονται παρόμοια σε μέγεθος με άλλες βιογεωχημικές ανατροφοδοτήσεις, όπως, το επιπλέον CO₂ που απελευθερώνεται από την υπερθέρμανση των χερσαίων εδαφών. Πάντως, τα σύγχρονα αριθμητικά μοντέλα δεν περιλαμβάνουν τον πλήρη κύκλο των διεργασιών που λαμβάνουν χώρα όταν το μόνιμα παγωμένο στρώμα στην Αρκτική λιώνει προς δημιουργία χερσαίων εκτάσεων κορεσμένων από νερό ή λιμνών.

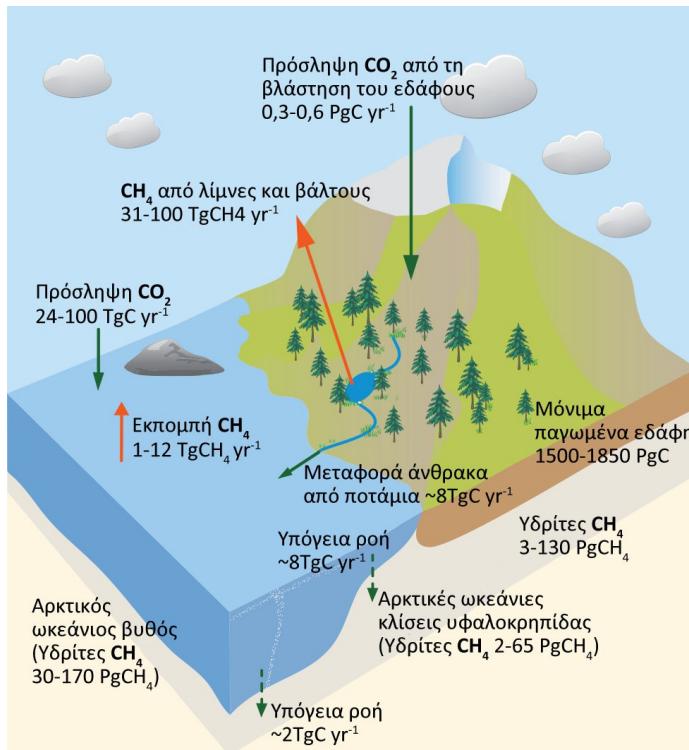
Οι υδρίτες μεθανίου αποτελούν μία μορφή παγωμένου άνθρακα, που εμφανίζεται σε μεγάλα βάθη μονίμων παγωμένων εδαφών, ωκεάνιων πλαγιών και πυθμένων καθώς και ίζημάτων σε μεγάλα βάθη. Αποτελούνται από μεθάνιο και συστοιχίες μορίων νερού, τα οποία παραμένουν ευσταθή σε συγκεκριμένες συνθήκες χαμηλών θερμοκρασιών και υψηλών πιέσεων. Στην ξηρά και στον ωκεανό, οι περισσότεροι προέρχονται από θαλάσσιο ή επίγειο βιογενή άνθρακα, ο οποίος αποσυντίθεται απουσία οξυγόνου και παγιδεύεται σε ένα υδάτινο περιβάλλον υπό κατάλληλες συνθήκες θερμοκρασίας και πίεσης. Κάθε αύξηση της θερμοκρασίας του μόνιμα παγωμένου εδάφους, των ωκεάνιων υδάτων και των ίζημάτων, σε συνδυασμό με μεταβολή της πίεσης, θα μπορούσε να αποσταθεροποιήσει τους υδρίτες απελευθερώνοντας το CH₄ που συγκρατούν στον ωκεανό. Κατά τη διάρκεια ισχυρότερων και σποραδικών απελευθερώσεων ένα ποσοστό του CH₄ θα μπορούσε επίσης να εξαερώνεται στην ατμόσφαιρα. Η Αρκτική αποτελεί μια περιοχή που περιέχει σημαντικές ποσότητες υδριτών. Η ποσότητα CH₄ που αποθηκεύεται εκεί υπό μορφή υδριτών θα μπορούσε να είναι 10 φορές μεγαλύτερη από την παγκόσμια συγκέντρωση CH₄ στην ατμόσφαιρα σήμερα.

Η απελευθέρωση υδριτών στο έδαφος αποτελεί μια αργή διαδικασία, που διαρκεί δεκαετίες ή και αιώνες. Οι βαθύτερες περιοχές των ωκεανών χρειάζονται αιώνες ή χιλιετίες για να θερμανθούν αρκετά, ώστε να αποσταθεροποιήσουν τους υδρίτες στο εσωτερικό τους. Επιπλέον, το μεθάνιο, που απελευθερώνεται σε μεγαλύτερα βάθη, πρέπει να φθάσει στην επιφάνεια και να περάσει στην ατμόσφαιρα πριν θεωρηθεί κλιματικά ενεργό. Οι μεγαλύτερες ποσότητες μεθανίου αναμένεται να έχουν καταναλωθεί από τους μικροοργανισμούς πριν απελευθερωθεί στην ατμόσφαιρα. Μόνο το CH₄ που βρίσκεται σε ρηχά νερά, όπως στον Αρκτικό Ωκεανό, βόρεια της Ανατολικής Σιβηρίας, μπορεί να περάσει μαζικά στην ατμόσφαιρα και να επηρεάσει το κλίμα.

Σημαντικές εκπομπές CH₄ έχουν παρατηρηθεί στην περιοχή της Αρκτικής Σιβηρίας και σε λίμνες της Σιβηρίας. Δεν έχει εξακριβωθεί η ποσότητα CH₄ που προέρχεται από την αποσύνθεση του οργανικού άνθρακα ή από την αποσταθεροποίηση υδριτών. Επίσης, δεν έχει προσδιοριστεί εάν οι συγκεκριμένες πηγές είναι ενεργές λόγω της περιοχικής θέρμανσης του πλανήτη ή διατηρούνται ενεργές από προηγούμενες

περιόδους. Εικάζεται πως διαρροές CH_4 εξακολουθούν να υπάρχουν από την τελευταία περίοδο εξαφάνισης των παγετώνων. Πάντως, οι συγκεκριμένες πηγές δεν φαίνεται να συμβάλλουν σημαντικά στο ισοζύγιο του CH_4 . Ειδικότερα, η συνεισφορά τους εκτιμάται λιγότερο από 5%. Η συγκεκριμένη θεώρηση επιβεβαιώνεται από τις παρατηρήσεις των συγκεντρώσεων μεθανίου στην ατμόσφαιρα, οι οποίες δεν εμφανίζουν σημαντική αύξηση πάνω από την Αρκτική.

Προσομοιώσεις και μελέτες συγκλίνουν στο ότι οι εκπομπές μεθανίου και διοξειδίου του άνθρακα θα αυξηθούν με τη θέρμανση της Αρκτικής, επιφέροντας θετική κλιματική ανάδραση. Η συγκεκριμένη ανατροφοδότηση θα παραμένει σε μέτρια επίπεδα για χρονικό διάστημα αιώνων με μέγεθος παρόμοιο με άλλες αναδράσεις. Ωστόσο, σε διάρκεια χλιετιών, η απελευθέρωση CO_2 και CH_4 από το μόνιμα παγωμένο στρώμα και τις ωκεάνιες πλαγιές αναμένεται να ενταθεί σημαντικά.



Σχήμα 9.16 Απλοποιημένη αναπαράσταση των σημαντικότερων συγκεντρώσεων και ροών άνθρακα στην περιοχή της Αρκτικής περιλαμβάνοντας μόνιμα παγωμένα χερσαία εδάφη, πλαγιές και ωκεανό. Σημειώνεται πως $\text{TgC} = 10^{12} \text{ gC}$, και $\text{PgC} = 10^{15} \text{ gC}$ (τροποποίηση από [IPCC, 2013](#)).

9.4.12. Οι Διεργασίες του Διοξειδίου Άνθρακα στην Ατμόσφαιρα

Το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2), αφού αρχικά απελευθερωθεί στην ατμόσφαιρα, κατανέμεται με γρήγορους ρυθμούς στην επιφάνεια και σε μικρά βάθη των ωκεανών καθώς και στη βλάστηση. Στη συνέχεια, εξακολουθεί να κινείται μεταξύ των διαφόρων δεξαμενών του κύκλου ζωής του άνθρακα, όπως το έδαφος, τα μεγαλύτερα βάθη των ωκεανών και τα πετρώματα. Κάποιες από τις συγκεκριμένες εναλλαγές παρουσιάζουν πολύ αργούς ρυθμούς εξέλιξης. Ανάλογα με την ποσότητα CO_2 που απελευθερώνεται, περίπου το 15% με 40% παραμένει στην ατμόσφαιρα έως και 2000 έτη, καταλήγοντας σε μια νέα ισορροπία μεταξύ της ατμόσφαιρας, της βιόσφαιρας και του ωκεανού. Η αναδιανομή του άνθρακα λόγω γεωλογικών διεργασιών διαρκεί από δεκάδες έως εκατοντάδες χιλιάδες χρόνια, ίσως και περισσότερο. Συνεπώς, οι υψηλότερες συγκεντρώσεις ατμοσφαιρικού CO_2 σε συνδυασμό με τις αντίστοιχες κλιματικές επιπτώσεις των σημερινών εκπομπών, αναμένεται να επικρατήσουν για ιδιαίτερα μεγάλο χρονικό διάστημα.

Το CO_2 είναι σε μεγάλο βαθμό ένα αδρανές αέριο, το οποίο αναμιγνύεται ταχέως στην τροπόσφαιρα σε λιγότερο από ένα χρόνο. Σε αντίθεση με δραστικές χημικές ενώσεις στην ατμόσφαιρα, όπως το μεθάνιο, ο

άνθρακας αντί να ανακατανέμεται μεταξύ των διαφόρων δεξαμενών του παγκόσμιου κύκλου του άνθρακα, τελικά, ανακυκλώνεται πίσω στην ατμόσφαιρα σε διαφορετικές χρονικές κλίμακες. Το [Σχήμα 9.17](#) απεικονίζει ένα απλοποιημένο διάγραμμα του παγκόσμιου κύκλου του άνθρακα. Τα ανοιχτά βέλη υποδεικνύουν τυπικά χρονοδιαγράμματα για άτομα άνθρακα που μεταφέρονται μέσω των διαφορετικών δεξαμενών.

Πριν από τη βιομηχανική επανάσταση ο παγκόσμιος κύκλος του άνθρακα ήταν σχεδόν ισοσκελισμένος. Αυτό μπορεί να συναχθεί από μετρήσεις σε πυρήνες πάγων, οι οποίες εμφανίζουν σχεδόν σταθερή ατμοσφαιρική συγκέντρωση του CO₂ κατά τη διάρκεια των τελευταίων αρκετών χιλιάδων ετών πριν τη βιομηχανική επανάσταση. Οι ανθρωπογενείς εκπομπές διοξειδίου του άνθρακα στην ατμόσφαιρα φαίνεται να έχουν διαταράξει τη συγκεκριμένη ισορροπία. Καθώς αυξάνονται οι παγκόσμιες συγκεντρώσεις του CO₂, οι διεργασίες εναλλαγής CO₂ μεταξύ της επιφάνειας των ωκεανών και της βλάστησης τροποποιούνται, όπως και οι διαδοχικές εναλλαγές εντός και ανάμεσα στις δεξαμενές άνθρακα της ξηράς, του ωκεανού και του φλοιού της Γης. Μέσω της συγκεκριμένης διαδικασίας η προστιθέμενη ποσότητα άνθρακα αναδιανέμεται μέχρι οι εναλλαγές άνθρακα μεταξύ των διαφόρων δεξαμενών του προσεγγίσουν μία νέα κατάσταση ισορροπίας.

Πάνω από τον ωκεανό τα μόρια CO₂ περνούν μέσα από τη διεπιφάνεια ατμόσφαιρας-ωκεανού μέσω της ανταλλαγής αερίων. Στο θαλασσινό νερό το CO₂ αλληλεπιδρά με τα μόρια του νερού προς σχηματισμό ανθρακικού οξεούς, το οποίο αντιδρά άμεσα με τις υπάρχουσες μεγάλες ποσότητες διαλυμένου ανόργανου άνθρακα υπό μορφή διττανθρακικών και ανθρακικών ιόντων στον ωκεανό. Τα ρεύματα και ο σχηματισμός βαρέων βυθιζόμενων υδάτων μεταφέρουν τον άνθρακα από την επιφάνεια σε μεγαλύτερα βάθη του ωκεανού. Ο θαλάσσιος βιόκοσμος αναδιανέμει επίσης τον άνθρακα, καθώς οι θαλάσσιοι οργανισμοί αναπτύσσουν κελύφη από οργανικό ιστό και ασβέστιο στα επιφανειακά ύδατα, τα οποία, μετά το θάνατό τους, βυθίζονται και επιστρέφουν σε μορφή διαλυμένου ανόργανου άνθρακα λόγω μικροβιακής αποσύνθεσης. Ένα μικρό μέρος ανόργανου άνθρακα φθάνει στον βυθό της θάλασσας, και συσσωματώνεται στα ίζηματα.

Ο πλεονάζων άνθρακας από τις ανθρωπογενείς εκπομπές οδηγεί σε αύξηση της ατμοσφαιρικής μερικής πίεσης του CO₂, η οποία με τη σειρά της αυξάνει την ανταλλαγή μορίων CO₂ από την ατμόσφαιρα προς τον ωκεανό. Στην επιφάνεια του ωκεανού, οι διάφοροι χημικοί μετασχηματισμοί του άνθρακα μπορούν να συγκρατήσουν το επιπλέον CO₂. Ως αποτέλεσμα αυτού, τα ρηχά επιφανειακά ύδατα των ωκεανών έρχονται σε ισορροπία με την ατμόσφαιρα εντός 1 ή 2 ετών. Η μετακίνηση του άνθρακα από την επιφάνεια σε μεσαία και μεγάλα βάθη απαιτεί δεκαετίες έως και αιώνες. Σε ευρύτερες χρονικές περιόδους, η αύξηση της οξύτητας, λόγω εισβολής CO₂, διαλύει τα ανθρακικά ίζηματα στον πυθμένα της θάλασσας, ενισχύοντας περαιτέρω την πρόσληψη διοξειδίου του άνθρακα από τους ωκεανούς. Ωστόσο, εάν δεν επέλθουν ουσιαστικές μεταβολές στην ωκεάνια κυκλοφορία η ανάπτυξη του πλαιγκτόν θα παραμένει σχεδόν αμετάβλητη, διότι καθορίζεται, κυρίως, από περιβαλλοντικούς παράγοντες, όπως η παρουσία θρεπτικών ουσιών και φωτός, και όχι από τη διαθεσιμότητα του ανόργανου άνθρακα που δεν συμβάλλει σημαντικά στην πρόσληψη του ανθρωπογενούς διοξειδίου του άνθρακα από τους ωκεανούς.

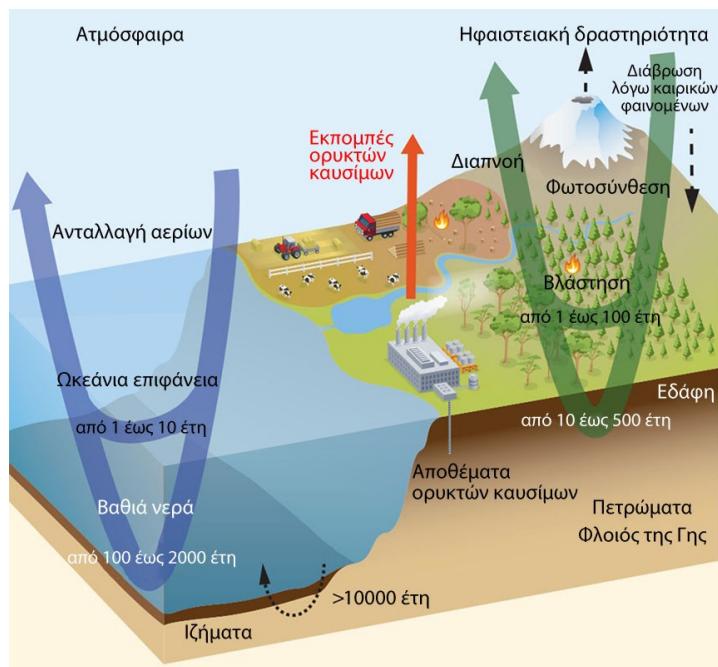
Στο έδαφος η βλάστηση απορροφά το CO₂ μέσω της φωτοσύνθεσης και το μετατρέπει σε οργανική ύλη. Ένα μέρος αυτού επιστρέφει άμεσα στην ατμόσφαιρα ως CO₂ από την αναπνοή των φυτών, ενώ το υπόλοιπο το παρακρατούν για την ανάπτυξή τους. Η νεκρή φυτική ύλη επικάθεται στα εδάφη, αποσυντίθεται από μικροοργανισμούς και τελικά επιστρέφει στην ατμόσφαιρα υπό μορφή CO₂. Επιπλέον, ο άνθρακας στην βλάστηση και στο έδαφος μετατρέπεται εκ νέου σε CO₂ από τις δασικές πυρκαγιές, τα έντομα, τα φυτοφάγα ζώα, καθώς και από την συγκομιδή φυτικών προϊόντων και την επακόλουθη κατανάλωση τους από ζώα ή ανθρώπους. Ένα μέρος οργανικού άνθρακα εναποτίθεται στον ωκεανό από χειμάρρους και ποτάμια.

Μία αύξηση CO₂ στην ατμόσφαιρα ενισχύει τη φωτοσύνθεση, με αποτέλεσμα την αύξηση πρόσληψης άνθρακα από τα φυτά. Επιπλέον, υψηλές συγκεντρώσεις CO₂ βοηθούν τα φυτά σε ξηρές περιοχές να χρησιμοποιούν το νερό του εδάφους πιο αποτελεσματικά, αυξάνοντας την βιομάζα στη βλάστηση και στα εδάφη και τροφοδοτώντας μια καταβόθρα άνθρακα στην ξηρά. Το μέγεθος της καταβόθρας εξαρτάται σημαντικά και από άλλους παράγοντες, όπως το νερό και η διαθεσιμότητα θρεπτικών ουσιών.

Κλιματικές προσομοιώσεις του κύκλου του άνθρακα απεικονίζουν μικρότερη απορρόφηση άνθρακα από τον ωκεανό και την ξηρά, καθώς το κλίμα γίνεται θερμότερο, διαμορφώνοντας μία θετική κλιματική ανάδραση. Οι παράγοντες που συμβάλλουν προς την συγκεκριμένη κατεύθυνση είναι πολλοί και διαφορετικοί. Τα θερμότερα θαλάσσια ύδατα, για παράδειγμα, εμφανίζουν χαμηλότερη διαλυτότητα του CO₂, με αποτέλεσμα οι τροποποιημένες χημικές αντιδράσεις του άνθρακα να επιφέρουν περιορισμένη ωκεάνια πρόσληψη της περίσσειας ατμοσφαιρικού CO₂. Στην ξηρά οι υψηλότερες θερμοκρασίες συντελούν σε πιο

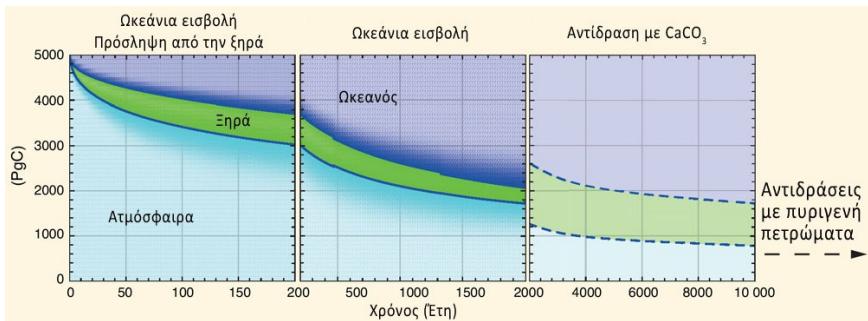
μακροσκελείς περιόδους εποχιακής ανάπτυξης της βλάστησης σε μέσα και μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη, και σε ταχύτερη διαπνοή του άνθρακα από τα εδάφη.

Ο απαιτούμενος χρόνος για μια νέα ισορροπία της κατανομής του άνθρακα εξαρτάται από τους χρόνους μεταφοράς του άνθρακα μέσω των διαφορετικών δεξαμενών που λαμβάνουν χώρα σε διάφορες χρονικές κλίμακες. Ο άνθρακας, αρχικά, εναλλάσσεται μεταξύ των «ταχέων» δεξαμενών άνθρακα, όπως η ατμόσφαιρα, η επιφάνεια των ωκεανών, η βλάστηση της γης και το έδαφος, με χρονική διάρκεια μέχρι μερικά χιλιάδες έτη. Σε ευρύτερες χρονικές κλίμακες οι πολύ αργές δευτερεύουσες γεωλογικές διεργασίες, όπως η διάλυση των ανθρακικών ιζημάτων, αποκτούν ιδιαίτερη σημασία.



Σχήμα 9.17 Σχηματική αναπαράσταση του κύκλου των άνθρακα με τις κλίμακες χρόνου μεταφοράς των μεταξύ των μεγαλύτερων δεξαμενών (τροποποίηση από IPCC, 2013).

Το **Σχήμα 9.18** απεικονίζει την αποσύνθεση μιας μεγάλης περίσσειας ποσότητας CO₂ (5000 PgC, ή περίπου 10 φορές μεγαλύτερη ποσότητα των συνολικών εκπομπών CO₂ από την αρχή της βιομηχανικής επανάστασης) που εκπέμπεται στην ατμόσφαιρα και πώς αναδιανέμεται μεταξύ ξηράς και ωκεανού με την πάροδο του χρόνου. Κατά τα πρώτα 200 χρόνια ο ωκεανός και η ξηρά απορροφούν παρόμοια ποσά άνθρακα. Σε μεγαλύτερη χρονική διάρκεια, η πρόσληψη από τους ωκεανούς κυριαρχεί, κυρίως, λόγω του μεγαλύτερου μεγέθους της δεξαμενής άνθρακα (~ 38000 PgC) σε σύγκριση με την ξηρά (~ 4000 PgC) και την ατμόσφαιρα (589 PgC πριν από τη βιομηχανική επανάσταση). Λόγω των χημικών αντιδράσεων στους ωκεανούς, η αρχική ποσότητα που εισάγεται είναι σημαντική, καθώς υψηλότερες εκπομπές συνεπάγονται και μεγαλύτερο ποσοστό CO₂ που θα παραμείνει στην ατμόσφαιρα. Μετά από 2000 έτη η ατμόσφαιρα θα εξακολουθεί να περιέχει μέρος (15-40%) των συγκεκριμένων αρχικών εκπομπών CO₂. Μια περαιτέρω μείωση από τη διάλυση ανθρακικών ιζημάτων και αντιδράσεις με πυριγενή πετρώματα θα διαρκέσουν από δεκάδες έως εκατοντάδες χιλιάδες χρόνια, ή ακόμη περισσότερο.



Σχήμα 9.18 Περίσσεια διασπασμένου CO_2 , 5000 PgC εκπέμπεται σε χρόνο μηδέν στην ατμόσφαιρα, και ανακατανέμεται στην ξηρά και στον οκεανό ως συνάρτηση του χρόνου (εκτίμηση από κλιματικά μοντέλα). Τα μεγέθη των χρωματικών ζωνών αντιστοιχούν στην πρόσληψη του άνθρακα από την αντίστοιχη δεξαμενή. Τα δύο πρώτα γραφήματα αντιστοιχούν σε μέσες τιμές από πέιραμα πολλαπλών προσομοιώσεων. Το τελευταίο γράφημα αντιστοιχεί στη μακροπρόθεσμη ανακατανομή, συμπεριλαμβανομένης της διάλυσης των ανθρακικών ιζημάτων από τους οκεανούς, όπως υπολογίστηκε με το Earth System Model of Intermediate (τροποποίηση από [IPCC, 2013](#)).

9.4.13. Η Επίδραση των Νεφών στο Κλίμα και την Κλιματική Αλλαγή

Τα νέφη επηρεάζουν σημαντικά το κλίμα, αλλά οι παρατηρήσεις μεμονωμένα δεν μπορούν να εκτιμήσουν την επίδρασή τους σε ένα μελλοντικό θερμότερο κλίμα. Η συνολική πρόγνωση των μεταβολών της νεφοκάλυψης μπορεί να επιτευχθεί με κλιματικά μοντέλα παγκόσμιας κλίμακας. Τα συγκεκριμένα μοντέλα προσδομοιώνουν τα χαρακτηριστικά της νεφοκάλυψης, αλλά παρουσιάζουν σημαντικά σφάλματα και αβεβαιότητες. Διαφορετικά κλιματικά μοντέλα παράγουν διαφορετικές εκτιμήσεις της δυναμικής των νεφών σε ένα θερμότερο κλίμα. Με βάση πρόσφατα διαθέσιμα στοιχεία φαίνεται πως η ανάδραση νεφών-κλίματος ενισχύει την υπερθέρμανση του πλανήτη. Η ένταση της συγκεκριμένης ενίσχυσης παραμένει ακόμα απροσδιόριστη.

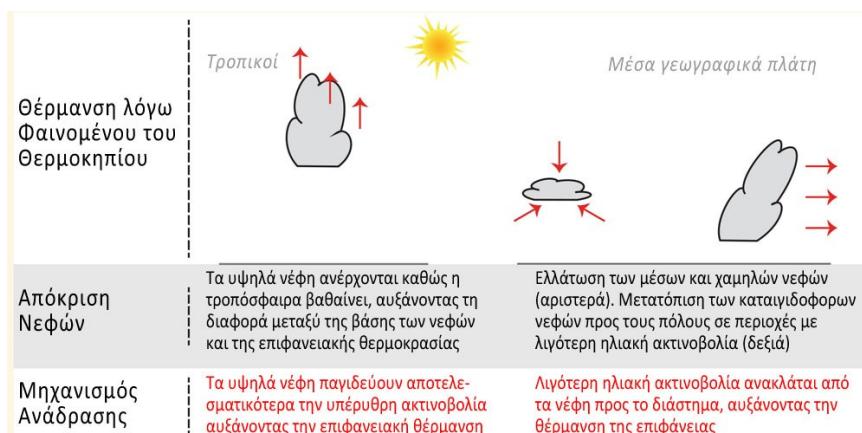
Από το 1970 έχει αναγνωριστεί η σημασία των νεφών για το κλιματικό σύστημα και την κλιματική αλλαγή. Τα νέφη επηρεάζουν το κλιματικό σύστημα μέσω διαφόρων διεργασιών. Παράγουν κατακρημνίσματα (βροχή και χιόνι), που θεωρούνται απαραίτητα για τις περισσότερες μορφές ζωής στον πλανήτη. Προσφέρουν ενέργεια στην ατμόσφαιρα κατά τη φάση συμπύκνωσης των υδρατμών. Αν και μέρος των συμπυκνωμένων υδρατμών εξατμίζεται και πάλι, τα κατακρημνίσματα που φτάνουν στην επιφάνεια ρυθμίζουν την καθαρή θέρμανση της ατμόσφαιρας. Τα νέφη επηρεάζουν σημαντικά τις ροές, τόσο της ηλιακής ακτινοβολίας που θερμαίνει τον πλανήτη, όσο και της υπέρυθρης (μεγάλου μήκους κύματος) ακτινοβολίας, που ψύχει τον πλανήτη καθώς αυτή ακτινοβολείται προς το διάστημα μέσω της ατμόσφαιρας. Τέλος, τα σύννεφα δημιουργούν ισχυρά ανοδικά ρεύματα που μπορούν να μεταφέρουν αέριες μάζες από την επιφάνεια σε μεγάλα ύψη. Τα ισχυρά ανοδικά ρεύματα μεταφέρουν ενέργεια, υγρασία, ορμή, ίχνη αερίων (συστατικά της ατμόσφαιρας με συγκέντρωση μικρότερη του 1%), και αερολυμάτων. Οι παρατηρήσεις και τα αριθμητικά μοντέλα χρησιμοποιούνται για να μελετηθεί η μεταβλητότητα των νεφών ανάλογα με τις καιρικές συνθήκες, τον εποχιακό κύκλο, και με υπερετήσιες μεταβολές, όπως αυτές που σχετίζονται με το El Niño.

Οι διεργασίες στα νέφη αλλάζουν καθώς αλλάζουν οι κλιματικές συνθήκες. Οποιαδήποτε αλλαγή λοιπόν σε μια διεργασία του νέφους, που προκαλείται από την αλλαγή του κλίματος και τελικά επηρεάζει το κλίμα, αντιπροσωπεύει μία ανάδραση του συστήματος νέφους-κλίματος. Καθώς τα σύννεφα αλληλεπιδρούν έντονα με την ηλιακή και υπέρυθρη ακτινοβολία, μικρές μεταβολές των νεφικών συστημάτων επιδρούν δυναμικά στο κλιματικό σύστημα.

Πολλοί πιθανοί τύποι ανατροφοδοτήσεων νεφών-κλίματος έχουν προταθεί, που περιλαμβάνουν μεταβολές στην ποσότητα, την ανακλαστικότητα και το ύψος της κορυφής των νεφών ([Σχήμα 9.19](#)). Τα υψηλά νέφη φαίνεται να ενισχύουν την υπερθέρμανση του πλανήτη, καθώς αλληλεπιδρούν με την υπέρυθρη ακτινοβολία που εκπέμπεται από την ατμόσφαιρα και την επιφάνεια. Υπάρχει, όμως, αυξημένη αβεβαιότητα στην ανατροφοδότηση που σχετίζεται με τα χαμηλά νέφη, την ποσότητα των νεφών και την ανακλαστικότητά τους.

Πυκνά νέφη σε μεγάλα ύψη ανακλούν αποτελεσματικά το ηλιακό φως και, ανεξαρτήτως πάχους, μειώνουν σημαντικά το ποσό της υπέρυθρης ακτινοβολίας που εκπέμπουν η ατμόσφαιρα και η επιφάνεια της

Γης προς το διάστημα. Η επίδραση των συγκεκριμένων ιδιοτήτων κάνει την θερμοκρασία στην επιφάνεια λιγότερο ευαίσθητη σε μεταβολές των υψηλών νεφών σε σχέση με τις μεταβολές νεφών σε χαμηλότερα ύψη. Οι συγκεκριμένες επιδράσεις θα μπορούσαν να μεταβληθούν σε περίπτωση που υπάρξει συστηματική μετατόπιση από τη δημιουργία πυκνών υψηλών νεφών σε λεπτά νέφη τύπου Cirrus ή και αντίστροφα, αν και ένα αντίστοιχο σενάριο δεν έχει αποδειχθεί. Μεταβολή, επίσης, στο ύψος των νεφών (υπό σταθερή ποσότητα νέφωσης) θα μπορούσε να επηρεάσει σημαντικά την επιφανειακή θερμοκρασία. Μετατόπιση σε μεγαλύτερα ύψη των υψηλών νεφών θα επέφερε μείωση της υπέρυθρης ακτινοβολίας που εκπέμπουν η επιφάνεια και η ατμόσφαιρα προς το διάστημα, αλλά δεν θα είχε σημαντική επίδραση στην ανακλώμενη ηλιακή ακτινοβολία. Υπάρχουν, πάντως, ισχυρές ενδείξεις μιας τέτοιας μετατόπισης υπό το καθεστώς ενός θερμότερου κλίματος. Το συγκεκριμένο σενάριο ενισχύει την υπερθέρμανση του πλανήτη, εμποδίζοντας μέρος της υπέρυθρης ακτινοβολίας, που εκπέμπεται από την ατμόσφαιρα και την επιφάνεια της Γης, να διαφύγει από το κλιματικό σύστημα προς το διάστημα.



Σχήμα 9.19 Σχηματική απεικόνιση των σημαντικότερων μηχανισμών ανάδρασης των νεφών (τροποποίηση από [IPCC, 2013](#)).

Τα χαμηλά νέφη ανακλούν μεγάλο μέρος της ηλιακής ακτινοβολίας πίσω στο διάστημα, αλλά, για συγκεκριμένες ατμοσφαιρικές συνθήκες, παρουσιάζουν ασθενή επίδραση στην υπέρυθρη ακτινοβολία που εκπέμπεται από τη Γη προς το διάστημα. Συνεπώς, εμφανίζουν καθαρή αρνητική επίδραση (ψύξη) στο παρόν κλίμα, ενώ παρόμοια συμπεριφορά, σε μικρότερο βαθμό, εμφανίζουν τα μεσαία νέφη. Σε ένα μελλοντικό κλίμα, που υπερθερμαίνεται λόγω της αύξησης των αερίων του θερμοκηπίου, τα περισσότερα κλιματικά μοντέλα της IPCC προσδιορίζουν ελάττωση των χαμηλών και μεσαίων νεφών, η οποία θα ενισχύει τον ρυθμό απορρόφησης της ηλιακής ακτινοβολίας και θα οδηγήσει σε υπερθέρμανση του πλανήτη. Διαφορετικά μοντέλα δίνουν διαφορετικά αποτελέσματα σχετικά με την έκταση της συγκεκριμένης ελάττωσης.

Υπάρχουν όμως και άλλοι μηχανισμοί μεταβολής των νεφών σε ένα θερμότερο κλίμα. Μεταβολές στο ανεμολογικό καθεστώς και στις τροχιές των καταιγιδοφόρων συστημάτων θα μπορούσαν να επηρεάσουν τα πεδία της νεφοκάλυψης και της κατακρήμνισης σε περιοχική και εποχιακή κλίμακα. Κλιματικές προσδιορίσεις απεικονίζουν μία τάση μετατόπισης των νεφών, που σχετίζονται με τροχιές καταιγίδων μέσων γεωγραφικών πλατών προς τους πόλους. Το συγκεκριμένο σήμα έχει καταγραφεί και από πρόσφατες παρατηρήσεις. Η συγκεκριμένη μετατόπιση των νεφών σε περιοχές που δέχονται λιγότερο ηλιακό φως θα μπορούσε να ενισχύσει την υπερθέρμανση του πλανήτη. Περισσότερα νέφη θα μπορούσαν να δημιουργηθούν από σταγόνες σε υγρή μορφή, οι οποίες είναι μικρές σε μέγεθος, αλλά πολύ περισσότερες σε πλήθος και ανακλούν περισσότερη ηλιακή ακτινοβολία πίσω στο διάστημα, σε σχέση με νέφη αποτελούμενα από μεγαλύτερους παγοκρυστάλλους αντίστοιχης μάζας. Ένα λεπτό νέφος τύπου Cirrus, το οποίο επιφέρει μια καθαρή θετική επίδραση στην υπερθέρμανση του πλανήτη, θα μπορούσε να μεταβληθεί με τρόπους που ακόμα είναι ιδιαίτερα δύσκολο να προσδιορισθούν από τα σύγχρονα κλιματικά μοντέλα. Άλλες διεργασίες μπορεί να εμφανίζονται σημαντικές ιδιαίτερα σε περιοχική κλίμακα, όπως οι αλληλεπιδράσεις μεταξύ της νέφωσης και της επιφάνειας, οι οποίες μπορεί να μεταβάλλονται πάνω από τον ωκεανό, όπου ο θαλάσσιος πάγος εξαφανίζεται, καθώς και πάνω από την ξηρά, όπου η διαπνοή των φυτών ελαττώνεται.

Το σύνολο των κλιματικών προσομοιώσεων παρουσιάζει την ύπαρξη ανάδρασης των νεφικών συστημάτων, που είτε δρουν ενισχυτικά ως προς το ενισχυμένο (ανθρωπογενές) φαινόμενο του θερμοκηπίου είτε φαίνεται να έχουν μικρή επίδραση. Οι αναδράσεις δεν εισάγονται ως πακέτα φυσικής στα κλιματικά μοντέλα αλλά προκύπτουν μέσω των δυναμικών διεργασιών των νεφών και των επιπτώσεών τους στις ροές ενέργειας ανάμεσα στα υπό προσομοιώση συστήματα.

9.4.14. Πως μπορεί να Εκτιμηθεί το Κλίμα της Επόμενης Δεκαετίας παρά τις πολλές Αβεβαιότητες στην Πρόγνωση του Καιρού;

Παρά το γεγονός ότι καιρός και κλίμα είναι έννοιες που συνδέονται, στην πραγματικότητα διαφέρουν. Ο καιρός ορίζεται ως η κατάσταση της ατμόσφαιρας σε συγκεκριμένο χώρο και χρόνο και μπορεί να μεταβάλλεται από ώρα σε ώρα ή από ημέρα σε ημέρα. Αντίθετα, το κλίμα αναφέρεται στις μέσες καιρικές συνθήκες που επικρατούν σε βάθος χρόνου μιας δεκαετίας και πλέον.

Είναι εφικτό λοιπόν να εκτιμάται το κλίμα ακόμα και αν δεν είναι δυνατή η ακριβής πρόγνωση του καιρού για μεγαλύτερα χρονικά διαστήματα. Δηλαδή, στο τέλος της άνοιξης, μπορεί να εκτιμηθεί με βεβαιότητα ότι η μέση θερμοκρασία του αέρα για το ερχόμενο καλοκαίρι στην Αθήνα θα είναι υψηλότερη από τη μέση θερμοκρασία της τελευταίας άνοιξης, παρότι οι καιρικές συνθήκες για κάθε θερινή ημέρα ξεχωριστά δεν μπορεί να προβλεφθούν με ακρίβεια πέρα από χρονικό ορίζοντα περίπου μιας εβδομάδας. Το συγκεκριμένο παράδειγμα αναδεικνύει παράγοντες όπως ο εποχιακός κύκλος της ηλιακής ακτινοβολίας, στον οποίο μπορούν να βασιστούν οι κλιματικές προσομοιώσεις που δεν εξαρτώνται από την ακρίβεια της πρόγνωσης του καιρού για συγκεκριμένη χρονική περίοδο.

Οι μέσες καιρικές συνθήκες που χρησιμοποιούνται για να ορισθεί το κλίμα περιλαμβάνουν μέσες τιμές θερμοκρασίας αέρα και βροχόπτωσης μεγάλου χρονικού εύρους, καθώς και στατιστική της μεταβλητότητάς τους, όπως είναι η τυπική απόκλιση της ετήσιας μεταβλητότητας της βροχόπτωσης από τη μέση τιμή μεγάλου χρονικού εύρους ή τη συχνότητα ημερών με θερμοκρασία κάτω των 5 °C. Οι μέσες τιμές των κλιματικών μεταβλητών ολοκληρωμένες σε μεγάλες χρονικές περιόδους καλούνται κλιματικοί μέσοι. Οι κλιματικοί μέσοι μπορούν να εφαρμοστούν σε περιόδους ενός μήνα, μιας εποχής ή ενός έτους. Οι κλιματικές προγνώσεις δεν παρέχουν εκτιμήσεις ατμοσφαιρικών μεταβλητών σε ημερήσια βάση, αλλά πιθανότητες των μεταβολών στη στατιστική των κλιματικών μεταβλητών σε βάθος χρόνου. Συνεπώς, η κλιματική πρόγνωση μπορεί να προσφέρει απάντηση στο ακόλουθο ερώτημα: «Ποια ή πιθανότητα ώστε η μέση θερμοκρασία στην Ελλάδα την επόμενη δεκαετία να είναι μεγαλύτερη της μέσης θερμοκρασίας στην Ελλάδα τα τελευταία 30 έτη;»

Η πρόγνωση καιρού παρέχει καθημερινή εκτίμηση των ατμοσφαιρικών παραμέτρων για συγκεκριμένες χρονικές στιγμές στο εγγύς μέλλον. Σε αντιδιαστολή με τα παραπάνω, η πρόγνωση καιρού μπορεί να απαντήσει στο ακόλουθο ερώτημα: «Θα βρέξει αύριο ή μεθαύριο στην Αθήνα;». Για να παραχθεί ακριβής πρόγνωση του καιρού απαιτείται λεπτομερής γνώση της παρούσας κατάστασης της ατμόσφαιρας. Σε περίπτωση που υπάρχουν σφάλματα στον ορισμό των αρχικών συνθηκών η χαοτική φύση της ατμόσφαιρας μπορεί να οδηγήσει σε εσφαλμένη πρόγνωση. Αυτό το φαινόμενο καλείται «φαινόμενο της πεταλούδας» και έχει περιγραφεί αρχικά από τον Lorenz στην θεωρία του χάος που ανέπτυξε το 1963.

Η δυναμική του κλίματος δεν περιλαμβάνει τη λεπτομερή πρόγνωση της μελλοντικής εξέλιξης του καιρού για μελλοντικές εποχές, τα επόμενα έτη ή τις δεκαετίες. Ωστόσο η εξέλιξη κάποιων πτυχών του κλίματος σε προηγούμενες χρονικές περιόδους μπορεί να αποτελέσει τη βάση για την εκτίμηση μελλοντικών τάσεων με σχετική όμως αβεβαιότητα. Για παράδειγμα, η αύξηση στη συγκέντρωση θερμοκηπιακών αερίων τείνει να αυξήσει την επιφανειακή θερμοκρασία στις επόμενες δεκαετίες. Συνεπώς η πληροφορία του παρελθόντος υποστηρίζει την πρόγνωση του μελλοντικού κλίματος.

Κάποιοι τύποι εσωτερικής μεταβλητότητας μπορούν να επεκτείνουν την προγνωστική ικανότητα του μελλοντικού κλίματος. Η εσωτερική κλιματική μεταβλητότητα πηγάζει από φυσικές αστάθειες του κλιματικού συστήματος. Η συγκεκριμένη μεταβλητότητα περιλαμβάνει ή προκαλεί εκτεταμένες, μεγάλου χρονικού εύρους, ανωμαλίες στην θερμοκρασία των ανώτερων στρωμάτων των ωκεανών, οι οποίες με τη σειρά τους επιφέρουν μεταβολές της υπερκείμενης ατμόσφαιρας, σε περιοχική ή ευρύτερη κλίμακα. Η Νότια ταλάντωση El Niño αποτελεί το πιο χαρακτηριστικό παράδειγμα εσωτερικής κλιματικής μεταβλητότητας. Το φαινόμενο της πεταλούδας λαμβάνει χώρα σε αυτή την περίπτωση, αλλά απαιτείται περισσότερος χρόνος για τη διάδοση της διαταραχής και την απομακρυσμένη επίδρασή της.

Σύγχρονα συστήματα εποχιακής-ενδοετήσιας πρόγνωσης επιτρέπουν τη μακροπρόθεσμη εκτίμηση κλιματικών ανωμαλιών με συγκεκριμένο δείκτη προγνωστικής ικανότητας, ο οποίος διαφέρει σημαντικά από τόπο σε τόπο και ανά μεταβλητή. Η προγνωστική ικανότητα φθίνει καθώς αυξάνεται η κλίμακα του χρόνου, ή μπορεί να είναι σχεδόν ανύπαρκτη για συγκεκριμένες περιοχές. Ως «ικανότητα» ορίζεται το μέτρο του πόσο μεγαλύτερη είναι η ακρίβεια της πρόγνωσης σε σχέση με την ακρίβεια απλών προγνωστικών μεθόδων, όπως η υπόθεση ότι οι τρέχουσες ανωμαλίες θα διατηρηθούν κατά τη διάρκεια της συγκεκριμένης προγνωστικής περιόδου.

Τα συστήματα πρόγνωσης καιρού και εποχιακής έως δεκαετούς πρόγνωσης εμφανίζουν πολλά κοινά σημεία (π.χ. ενσωματώνουν τις ίδιες μαθηματικές εξισώσεις για την ατμόσφαιρα, απαιτείται ορισμός αρχικών και οριακών συνθηκών και υπόκεινται σε όρια προγνωστικής ακρίβειας, λόγω του φαινομένου της πεταλούδας). Όμως η δεκαετής πρόγνωση, σε αντίθεση με την εποχιακή ή την ετήσια, δεν έχει αναπτυχθεί αρκετά μέχρι σήμερα. Η παρελθοντική πρόγνωση (hindcast) αποτελεί προβολή σε ατμοσφαιρικό ή κλιματικό γεγονός του παρελθόντος. Σε αυτή τη περίπτωση εισάγονται στο σύστημα παρατηρήσεις και δεδομένα που προηγούνται του γεγονότος. Η προγνωστική ικανότητα του συστήματος εξαρτάται κυρίως από εξωγενείς επιδράσεις, δηλαδή από παράγοντες που δεν εντάσσονται στο κλιματικό σύστημα, αλλά το μεταβάλλουν. Μεταξύ άλλων περιλαμβάνονται και οι αυξήσεις στις συγκεντρώσεις των θερμοκηπιακών αερίων με μεγάλο χρόνο ζωής. Έχει αποδειχθεί ότι η ικανότητα δεκαετούς πρόγνωσης της βροχόπτωσης είναι μικρότερη από αυτή της επιφανειακής θερμοκρασίας, και η απόδοση της παρελθοντικής πρόγνωσης επιβεβιάζει το συγκεκριμένο συμπέρασμα. Στη δεκαετή πρόγνωση είναι απαραίτητο να εξακριβωθεί ο μηχανισμός κατά τον οποίον η επιπλέον περιεχόμενη πληροφορία της εσωτερικής μεταβλητότητας μπορεί να δράσει ενισχυτικά στην προγνωστική ικανότητα. Πάντως, η βελτίωση των προγνωστικών συστημάτων, που αναμένεται τις επόμενες δεκαετίες, θα περιορίζεται από τη χαοτική φύση του κλιματικού συστήματος. Επιπρόσθετα υπάρχουν και άλλες πηγές αβεβαιότητας, όπως οι ηφαιστειακές εκρήξεις, που μπορούν να επηρεάσουν το κλίμα, χωρίς όμως δυνατότητα πρόγνωσης της έντασης ή του χρόνου εμφάνισής τους.

Συνεπώς, τα συστήματα δεκαετούς πρόγνωσης έχουν σχεδιαστεί ώστε να προσομοιώνουν εσωτερικές και εξωτερικές διεργασίες του κλιματικού συστήματος. Υπάρχει, επίσης, διάκριση σε συστήματα δεκαετούς πρόγνωσης και δεκαετούς προβολής. Οι κλιματικές προβολές χρησιμοποιούνται αποκλειστικά για την προσομοίωση δυναμικών διεργασιών, που προέρχονται από εξωγενείς παράγοντες του κλιματικού συστήματος.

9.4.15. Οι Επιπτώσεις των Εκπομπών Θερμοκηπιακών Αερίων στο Μελλοντικό Κλίμα

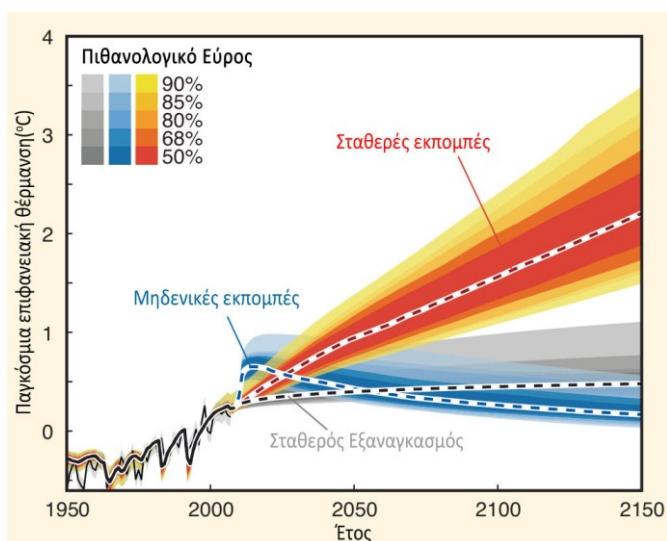
Το να σταματήσουν οι εκπομπές σήμερα δεν φαίνεται ρεαλιστικό σενάριο, αποτελεί όμως μία ιδανική περίπτωση μελέτης σχετικά με την απόκριση του κλιματικού συστήματος ως προς τον κύκλο του άνθρακα. Λόγω των πολλαπλών χρονικών κλιμάκων εξέλιξης στο κλιματικό σύστημα η σχέση μεταξύ της αλλαγής των εκπομπών και της κλιματικής απόκρισης είναι ιδιαίτερα περίπλοκη, με κάποιες αλλαγές να εμφανίζονται αρκετά μεταγενέστερα της παύσης των εκπομπών. Προσομοιώσεις, σε συνδυασμό με την κατανόηση των μηχανισμών ανάδρασης, παρουσιάζουν διατήρηση της υπερθέρμανσης για αιώνες μετά την παύση των εκπομπών, λόγω της υψηλής αδράνειας του ωκεανού και του μεγάλου χρόνου ζωής των θερμοκηπιακών αερίων.

Τα θερμοκηπιακά αέρια που εκπέμπονται στην ατμόσφαιρα, απομακρύνονται από αυτή μέσω χημικών αντιδράσεων με άλλα συστατικά, ή μέσω ανταλλαγής με τους ωκεανούς και την ξηρά, όπως συμβαίνει στην περίπτωση του διοξειδίου του άνθρακα. Οι συγκεκριμένες διαδικασίες καθορίζουν το χρόνο ζωής του θερμοκηπιακού αερίου, ο οποίος ορίζεται ως ο χρόνος που απαιτείται για να μειωθεί η συγκέντρωση κατά παράγοντα ε (2,71). Τα θερμοκηπιακά αέρια και τα αερολύματα μπορούν να παραμείνουν στην ατμόσφαιρα από ημέρες έως και χιλιάδες έτη. Δηλαδή, τα αερολύματα εμφανίζουν χρόνο ζωής περίπου μίας εβδομάδας, το μεθάνιο (CH_4) 10 έτη, το υποξειδίο του αζώτου (N_2O) 100 έτη και το εξαφθοραιθάνιο (C_2F_6) 10000 έτη. Το διοξειδίο του άνθρακα εμφανίζεται πιο περίπλοκο, καθώς απομακρύνεται από την ατμόσφαιρα μέσω πολλαπλών φυσικών και βιοχημικών διεργασιών στον ωκεανό και στην ξηρά, σε διαφορετικές χρονικές κλίμακες. Για μία εκπομπή 1000 PgC, το μισό περίπου απομακρύνεται σε μερικές δεκαετίες, αλλά το υπολειπόμενο κλάσμα διατηρείται για μεγαλύτερη χρονική διάρκεια στην ατμόσφαιρα. Ποσοστό περίπου 15-40% του διοξειδίου του άνθρακα παραμένει στην ατμόσφαιρα μετά το πέρας 1000 ετών.

Αποτέλεσμα των σημαντικών χρόνων ζωής των θερμοκηπιακών αερίων αποτελεί η διατήρησή τους σε αυξημένες συγκεντρώσεις στην ατμόσφαιρα για μεγάλες χρονικές περιόδους μετά την παύση της εκπομπής τους. Οι συγκεντρώσεις των συγκεκριμένων αερίων δεν μπορούν να επιστρέψουν άμεσα σε προ-βιομηχανικά

επίπεδα, ακόμα και στην περίπτωση μηδενισμού των εκπομπών τους. Η συγκέντρωση του μεθανίου μπορεί να επανέλθει ύστερα από 50 έτη, το υποξείδιο του αζώτου απαιτεί αρκετούς αιώνες, ενώ το διοξείδιο του άνθρακα δεν επανέρχεται ποτέ σε προ-βιομηχανικά επίπεδα.

Η απόκριση του κλιματικού συστήματος στις μεταβολές των θερμοκηπιακών αερίων και των αερολυμάτων χαρακτηρίζεται από αδράνεια, που καθορίζεται, κυρίως, από τους ωκεανούς. Ο ωκεανός επιδεικνύει μεγάλη ικανότητα στην απορρόφηση θερμότητας και αργό ρυθμό στην ανάμιξη μεταξύ των επιφανειακών και των βαθύτερων στρωμάτων. Συνεπώς, απαιτείται ιδιαίτερα μεγάλη περίοδος (αιώνες) για τη θέρμανση του συνόλου του ωκεανού, ώστε να ισορροπήσει με το τροποποιημένο ισοζύγιο της ακτινοβολίας. Η επιφάνεια του ωκεανού (και συνεπώς και οι ήπειροι) θα εξακολουθήσουν να θερμαίνονται, έως ότου επέλθει ισορροπία με το νέο καθεστώς ισοζύγιου ακτινοβολίας. Στην περίπτωση όπου οι συγκεντρώσεις των θερμοκηπιακών αερίων παρέμεναν σταθερές στα σημερινά επίπεδα, τότε η επιφάνεια του πλανήτη θα εξακολουθούσε να θερμαίνεται με ρυθμό $0,6^{\circ}\text{C}$ ανά έτος για τον 21° αιώνα σε σχέση με το 2000. Δηλαδή, η σταθεροποίηση των εκπομπών στα σημερινά επίπεδα θα συνέχιξε την αύξηση της συγκέντρωσής τους στην ατμόσφαιρα και, συνεπώς, θα ενίσχυε τη θέρμανση ([Σχήμα 9.20](#)).



Σχήμα 9.20 Προβολές βασισμένες στο μοντέλο ισοζυγίου ενέργειας των κύκλου του άνθρακα για την εκτίμηση της μεταβολής του κλίματος, που οφείλεται στα θερμοκηπιακά αέρια (Model for the Assessment of Greenhouse Gas-Induced Climate Change ,MAGICC) για σταθερή ατμοσφαιρική σύνθεση (γκρι), σταθερές εκπομπές (κόκκινο) και μηδενικές εκπομπές (μπλε), εκκινώντας από το 2010. Το σχήμα βασίζεται στη βαθμονόμηση ενός απλού κλιματικού μοντέλου για τον κύκλο του άνθρακα στα μοντέλα Coupled Model Intercomparison Project Phase 3 (CMIP3) και Coupled Climate Carbon Cycle Model Intercomparison Project (C4MIP) ([Meinshausen et al., 2011](#)). Τα αποτελέσματα βασίζονται σε προσομοίωση που αρχικοποιείται την προβιομηχανική εποχή χρησιμοποιώντας όλους τους παράγοντες του ενεργειακού ισοζυγίου. Η λεπτή μαρώ γραμμή και η σκίαση δηλώνουν την παρατηρούμενη θέρμανση και αβεβαιότητα αντίστοιχα (τροποποίηση από [IPCC, 2013](#)).

Το σενάριο άμεσης παύσης των ανθρωπογενών εκπομπών θερμοκηπιακών αερίων συνδέεται με αργή μείωση του εξαναγκασμού ακτινοβολίας στο μέλλον. Επιπλέον, η απόκριση του κλιματικού συστήματος του πλανήτη στον συγκεκριμένο εξαναγκασμό προσαρμόζεται σε πιο αργούς ρυθμούς. Η παγκόσμια θερμοκρασία δεν αποκρίνεται άμεσα στις μεταβολές της συγκέντρωσης των θερμοκηπιακών αερίων. Η μείωση εκπομπών του διοξειδίου του άνθρακα μπορεί να επιφέρει σταθεροποίηση της θερμοκρασίας για αιώνες. Η ταυτόχρονη αφαίρεση βραχύβιων αρνητικών εξαναγκασμών, υπό μορφή αερολυμάτων θείκου άλατος, μπορεί να προκαλέσει προσωρινή θέρμανση μερικών δεκάτων °C. Μηδενίζοντας το σύνολο των εκπομπών επέρχεται αρχικά περιορισμένη θέρμανση, και στη συνέχεια τάση σταθεροποίησης του κλίματος για αρκετούς αιώνες. Η συγκέντρωση των θερμοκηπιακών αερίων μειώνεται, όπως και ο εξαναγκασμός ακτινοβολίας, ενώ η αδράνεια του κλιματικού συστήματος επιφέρει καθυστέρηση στην απόκριση της θερμοκρασίας.

Συνέπεια της μεγάλης αδράνειας του κλιματικού συστήματος και του κύκλου του άνθρακα είναι ότι η μακροπρόθεσμη παγκόσμια θερμοκρασία ρυθμίζεται κυρίως από τις συνολικές εκπομπές διοξειδίου του άνθρακα που έχουν συσσωρευτεί στην ατμόσφαιρα, ανεξάρτητα από χρόνο εκπομπής τους. Έτσι, η επιδίωξη για περιορισμό της θέρμανσης του πλανήτη κάτω από κάποιο όριο (π.χ. 2 °C πάνω από τη προβιομηχανική εποχή), συνάδει με συγκεκριμένο ισοζύγιο εκπομπών διοξειδίου του άνθρακα, δηλαδή, εφόσον είχαμε υψηλότερες εκπομπές στο παρελθόν πρέπει να επιτύχουμε μικρότερες στο μέλλον.

Η παγκόσμια θερμοκρασία αποτελεί βασική παράμετρο μέτρησης της έντασης της κλιματικής αλλαγής. Όμως, το σύνολο των αλλαγών δεν αποτελούν γραμμικές συναρτήσεις της παγκόσμιας θερμοκρασίας. Επίσης, οι μεταβολές στον κύκλο του νερού εξαρτώνται από τα θερμοκηπιακά αέρια, τα αερολόγητα και τις μεταβολές στη χρήση γης. Πιο αργά εξελισσόμενοι παράγοντες, όπως η άνοδος της στάθμης θάλασσας και οι παγετώνες, καθυστερούν την απόκρισή τους, επιφέροντας απότομες μη αναστρέψιμες αλλαγές στο κλιματικό σύστημα.

Βιβλιογραφία/Αναφορές

Funtowicz S., and J.R. Ravetz (1990). *Uncertainty and Quality in Science for Policy*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, ISBN 0-7923-0799-2.

IPCC (2001). *Climate Change: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, ISBN 0-521-01500-6.

IPCC (2007) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, ISBN 978 0521 88009-1.

IPCC (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324, ISBN 978-1-107-66182-0.

Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, and D. Joseph (1996). The NMC/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471.

Meinshausen, M., S.J. Smith, K. Calvin, J.S. Daniel, M.L. Kainuma, J.F. Lamarque, K. Matsumoto, S.A. Montzka, S.C. Raper, K. Riahi, A. Thomson, G.J. Velders, and D.P. van Vuuren (2011): The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Clim. Change*, 109, 213-241, DOI: 10.1007/s10584-011-0156-z.

Nakicenovic N., J. Alcamo J., G. Davis, H.J.M. de Vries, J. Fenhann, S. Gaffin, K. Gregory, A. Grübler, T.Y. Jung, T. Kram, E.L. La Rovere, L. Michaelis, S. Mori, T. Morita, W. Pepper, H. Pitcher, L. Price, K. Riahi, A. Roehrl, H.H. Rogner, A. Sankovski, M.E. Schlesinger, P. Shukla, S. Smith, R. Swart, S. van Rooijen , N. Victor, Z. Dadi (2000). *Special report on emissions scenarios, international panel on climate change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, ISBN: 92-9169-113-5.

Κριτήρια αξιολόγησης

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Από τι εξαρτάται η μείωση της συγκέντρωσης των θερμοκηπιακών αερίων στην ατμόσφαιρα;

Απάντηση/Λύση

Η μεταβολή της συγκέντρωσης ενός αερίου εξαρτάται από τον ρυθμό μεταβολής της συγκέντρωσης με τον χρόνο. Εάν μειωθούν οι εκπομπές ενός αερίου, η συγκέντρωσή του θα εξαρτηθεί από τις σχετικές μεταβολές,

όχι μόνο των εκπομπών αλλά επίσης και των διεργασιών απομάκρυνσης του. Όταν οι εκπομπές μειώνονται οι παράγοντες που καθορίζουν την εξέλιξη των συγκεντρώσεων των θερμοκηπιακών αερίων είναι ο χρόνος ζωής τους και οι διεργασίες απομάκρυνσής τους.

Κριτήριο αξιολόγησης 2

Ποιές είναι οι πηγές αβεβαιότητας στα σενάρια εκπομπών των θερμοκηπιακών αερίων;

Απάντηση/Λύση

Υπάρχουν τρεις πηγές αβεβαιότητας στα σενάρια εκπομπών των θερμοκηπιακών αερίων: οι αβεβαιότητες δεδομένων, αβεβαιότητες μοντέλων και αβεβαιότητες πληρότητας. Οι αβεβαιότητες δεδομένων προκύπτουν από την ποιότητα ή την καταλληλότητα των δεδομένων που χρησιμοποιούνται ως δεδομένα εισόδου στα αριθμητικά μοντέλα. Έτσι, παρουσιάζονται αβεβαιότητες στις μελλοντικές συγκεντρώσεις των αερίων του θερμοκηπίου. Οι αβεβαιότητες των μοντέλων προκύπτουν από ελλιπή κατανόηση των φαινομένων που προσομοιώνονται, όπως των νεφών, από τη φυσική μεταβλητότητα του κλίματος ή από τις παραδοχές και τις παραμετροποίησεις που εφαρμόζονται. Οι αβεβαιότητες πληρότητας προέρχονται από την έλλειψη επιστημονικής γνώσης και είναι, σε γενικές γραμμές, μη προσδιορίσιμες.

Κριτήριο αξιολόγησης 3

Ποια είναι τα τέσσερα σύνολα σεναρίων SRES;

Απάντηση/Λύση

Το σύνολο σεναρίων αποτελείται από έξι ομάδες σεναρίων, που προέρχονται από τις τέσσερις οικογένειες: μια ομάδα για κάθε οικογένεια A2, B1, B2, και τρεις ομάδες μέσα στην οικογένεια A1, που χαρακτηρίζει τις εναλλακτικές εξελίξεις των ενεργειακών τεχνολογιών: A1FI (εντατική χρήση ορυκτού καυσίμου), A1B (εξισορροπημένη), και A1T (κυρίως μη ορυκτά καύσιμα). Η οικογένεια πλοκής και σεναρίου A1 περιγράφει έναν μελλοντικό κόσμο πολύ γρήγορης οικονομικής ανάπτυξης με παγκόσμιο πληθυσμό, που κορυφώνεται στα μέσα του αιώνα και παρουσιάζει μείωση έκτοτε, και με ταχεία εισαγωγή νέων και αποδοτικότερων τεχνολογιών. Η οικογένεια σεναρίου A1 αναπτύσσεται σε τρεις ομάδες, που περιγράφουν τις εναλλακτικές κατευθύνσεις της τεχνολογικής αλλαγής στο ενεργειακό σύστημα. Η οικογένεια πλοκής και σεναρίου A2 περιγράφει έναν πολύ ετερογενή κόσμο. Το ελλοχεύον θέμα είναι η αυτάρκεια και η συντήρηση των τοπικών ταυτοτήτων. Οι δομές σχετικές με τη γονιμότητα στις διάφορες περιοχές συγκλίνουν πολύ αργά, κάτι που οδηγεί στο συνεχώς αυξανόμενο παγκόσμιο πληθυσμό. Η οικογένεια πλοκής και σεναρίου B1 περιγράφει έναν συγκλίνοντα κόσμο με τον παγκόσμιο πληθυσμό να κορυφώνεται στα μέσα του αιώνα και έκτοτε να παρουσιάζει μείωση. Η οικογένεια πλοκής και σεναρίου B2 περιγράφει έναν κόσμο στον οποίο η έμφαση δίνεται στις τοπικές λύσεις για την οικονομική, κοινωνική, και περιβαλλοντική βιωσιμότητα.

Κριτήριο αξιολόγησης 4

Ποια στοιχεία καταδεικνύουν την υπερθέρμανση του πλανήτη;

Απάντηση/Λύση

Η υπερθέρμανση του πλανήτη είναι εμφανής στα διάφορα στρώματα της ατμόσφαιρας και των ωκεανών και σε ένα μεγάλο εύρος ανεξάρτητων φυσικών μεταβλητών. Η άνοδος της μέσης παγκόσμιας θερμοκρασίας είναι η πιο χαρακτηριστική ένδειξη της κλιματικής αλλαγής. Η άνοδος της θερμοκρασίας είναι εμφανής από μετρήσεις στην ατμόσφαιρα, σε διάφορα βάθη των ωκεανών και στο έδαφος. Επιπλέον γίνεται αντιληπτή και από μεταβολές στη χιονοκάλυψη και στην κάλυψη από πάγο, από την άνοδο της στάθμης της θάλασσας, τις αλλαγές στη χρήση γης και την αύξηση των υδρατμών στην ατμόσφαιρα.

Κριτήριο αξιολόγησης 5

Σε ποιες κλιματικές μεταβλητές έχουν παρατηρηθεί μεταβολές στις ακραίες τιμές τους;

Απάντηση/Λύση

Η υπερθέρμανση του πλανήτη έχει επιπτώσεις σε διάφορες κλιματικές μεταβλητές. Σε περιορισμένες περιοχές έχει παρατηρηθεί αύξηση της συχνότητας των τροπικών κυκλώνων. Ταυτόχρονα έχουν παρατηρηθεί ακραία κλιματικά φαινόμενα, όπως είναι τα κύματα καύσωνα ή κρύου και ξηρασίας ή έντονες βροχοπτώσεις. Οι ζεστές μέρες και νύχτες έχουν αυξηθεί, σε αντίθεση με τις κρύες νύχτες και μέρες οι οποίες έχουν ελαττωθεί για τις περισσότερες περιοχές του πλανήτη. Η αύξηση της συχνότητας και της έντασης των βροχοπτώσεων συμβαδίζει με την ύπαρξη θερμότερου κλίματος. Οι τροπικοί κυκλώνες έχουν αυξηθεί στο Βόρειο Ατλαντικό από το 1970. Όμως σε χρονική διάρκεια ενός αιώνα περίπου υπάρχουν ενδείξεις μείωσης της συχνότητας των κυκλώνων στον Βόρειο Ατλαντικό και στο Νότιο Ειρηνικό Ωκεανό. Όσον αφορά τους κυκλώνες μέσων γεωγραφικών πλατών, τα τελευταία 50 χρόνια, έχει παρατηρηθεί μία μετατόπιση προς τους πόλους και στα δύο ημισφαίρια, ενώ η συχνότητα των ανεμοθύελλων έχει μειωθεί στα μέσα γεωγραφικά πλάτη.

Κριτήριο αξιολόγησης 6

Πώς έχει μεταβληθεί η παγοκάλυψη στον Αρκτικό και Ανταρκτικό Ωκεανό;

Απάντηση/Λύση

Τα τελευταία 34 έτη υπήρξε μια πτωτική τάση, ανά δεκαετία, στη μέση ετήσια έκταση του θαλάσσιου πάγου στην Αρκτική, σε αντίθεση με την Ανταρκτική στην οποία υπήρξε αυξητική τάση. Από δορυφορικές παρατηρήσεις από το 1979, η μέση ετήσια έκταση του πάγου στην Αρκτική έχει μειωθεί κατά 3,8% ανά δεκαετία. Παρά το γεγονός ότι η κάλυψη των πάγων της Αρκτικής θάλασσας μπορεί να έχει ετήσιες διακυμάνσεις, το πάχος των πολυετών πάγων, και ο συνολικός όγκος των θαλάσσιων πάγων, μπορεί να ανακάμψει με αργούς ρυθμούς.

Κριτήριο αξιολόγησης 7

Πώς μπορούμε να προβλέψουμε το κλίμα της επόμενης δεκαετίας χωρίς να χρειάζεται να προβλέψουμε το καιρό;

Απάντηση/Λύση

Μπορούμε να προβλέψουμε το κλίμα χωρίς να χρειάζεται να προβλέψουμε τον καιρό με τη βοήθεια κλιματικών μοντέλων που χρησιμοποιούν τις μέσες καιρικές συνθήκες. Οι μέσες καιρικές συνθήκες περιλαμβάνουν τις μέσες τιμές θερμοκρασίας αέρα και βροχόπτωσης μεγάλου χρονικού εύρους, καθώς και στατιστικά δεδομένα της μεταβλητότητάς τους, όπως είναι η τυπική απόκλιση της ετήσιας μεταβλητότητας της βροχόπτωσης από τη μέση τιμή μεγάλου χρονικού εύρους ή τη συχνότητα των ημερών με θερμοκρασία κάτω των 5 °C. Οι μέσες τιμές μεγάλων χρονικών περιόδων των κλιματικών μεταβλητών ονομάζονται κλιματικοί μέσοι. Οι κλιματικοί μέσοι μπορούν να εφαρμοστούν σε περιόδους ενός μήνα ή μιας εποχής ή ενός έτους. Οι κλιματικές προβλέψεις δεν παρέχουν ημερήσια πρόγνωση του καιρού, αλλά πιθανότητες των μεταβολών στη στατιστική των κλιματικών μεταβλητών σε βάθος χρόνου.

Κριτήριο αξιολόγησης 8

Πώς θα επιδρούσε στο μελλοντικό κλίμα μία παύση των εκπομπών θερμοκηπιακών αερίων;

Απάντηση/Λύση

Στην περίπτωση όπου θα σταματούσαν οι εκπομπές των αερίων, οι συγκεντρώσεις τους δεν θα επέστρεφαν απευθείας στις προ-βιομηχανικές τιμές τους. Η συγκέντρωση του μεθανίου θα επανερχόταν σε προ-βιομηχανικά επίπεδα ύστερα από 50 έτη, το υποξείδιο του αζώτου θα χρειαζόταν αρκετούς αιώνες, ενώ το διοξείδιο του άνθρακα δεν θα επανερχόταν ποτέ σε προ-βιομηχανικά επίπεδα. Οι μεταβολές στις εκπομπές συστατικών με μικρό χρόνο ζωής, όπως είναι τα αερολύματα, θα οδηγούσαν σε στιγμιαίες αλλαγές στη συγκέντρωσή τους. Η επιφάνεια των οικεανών (επομένως και η ξηρά) θα συνέχιζαν να θερμαίνονται έως ότου επέλθει μία ισορροπία σε σχέση με το ισοζύγιο ακτινοβολίας. Η μείωση εκπομπών του διοξειδίου του

άνθρακα θα οδηγούσε σε σταθεροποίηση της θερμοκρασίας για αιώνες. Η ταυτόχρονη αφαίρεση αερολυμάτων θεικού άλατος θα προκαλούσε προσωρινή θέρμανση της τάξης του ενός δεκάτου. Θεωρώντας όλες τις εκπομπές μηδενικές, ύστερα από μία μικρή θέρμανση, θα μπορούσε να υπάρξει σταθεροποίηση του κλίματος για αρκετούς αιώνες.

Κεφάλαιο 10

Σύνοψη

Το συγκεκριμένο κεφάλαιο περιλαμβάνει τους μιχανισμούς μεταφοράς και εναπόθεσης σκόνης φυσικής προέλευσης στην ατμόσφαιρα. Αναπτύσσονται, επίσης, οι φυσικές διεργασίες που διέπουν την εκπομπή σωματιδίων και οι διαφοροποιήσεις τους ανά μέγεθος και κατάσταση ατμοσφαιρικής ευστάθειας. Ιδιαίτερη αναφορά δίνεται στη γεωγραφία των περιοχών παραγωγής σκόνης, καθώς και στην κατανομή τους σε παγκόσμιο επίπεδο. Ο άνεμος, η τύρβη και η τριβή διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στην παραμετροποίηση του κύκλου της σκόνης στην ατμόσφαιρα και επηρεάζουν τις συνθήκες ξηρής και υγρής εναπόθεσης στην επιφάνεια.

Προαπαιτούμενη γνώση

Προαπαιτούμενη γνώση για το συγκεκριμένο κεφάλαιο θεωρείται η θερμοδυναμική ([2^ο Κεφάλαιο](#)) καθώς και η δυναμική της ατμόσφαιρας ([3^ο Κεφάλαιο](#)).

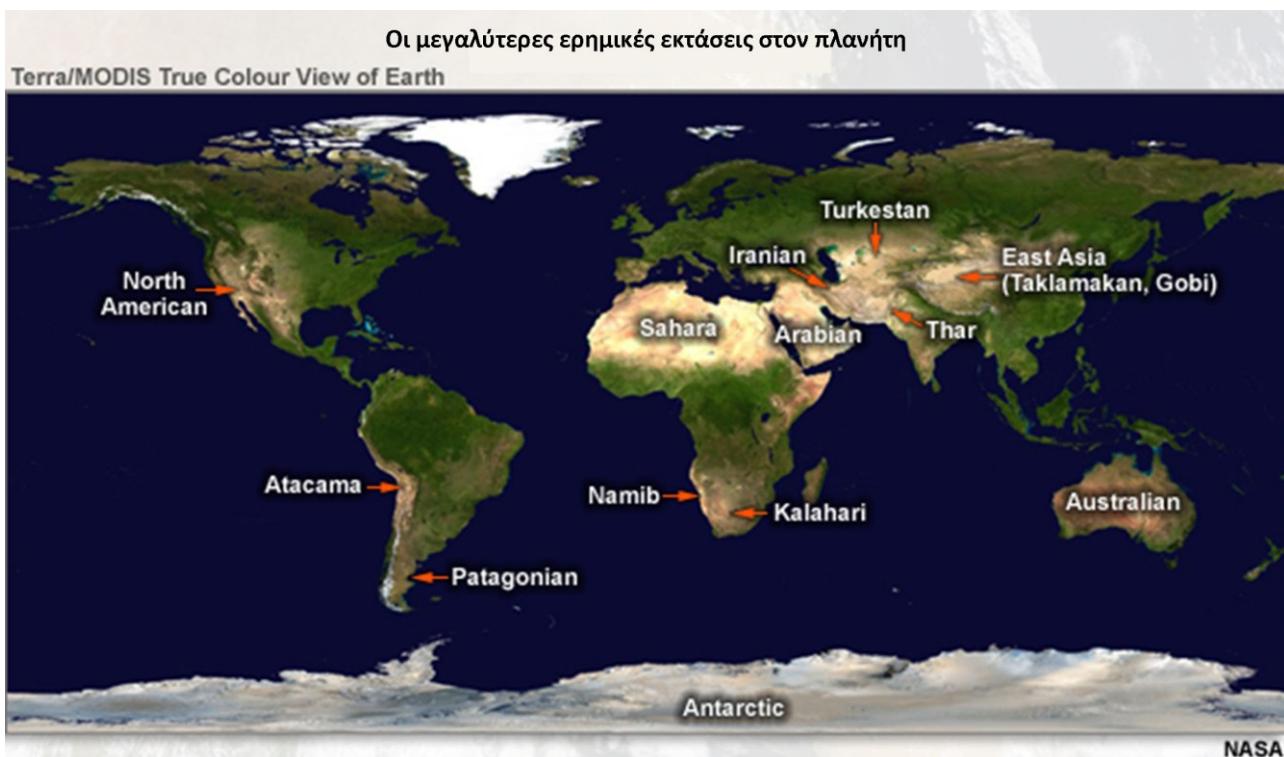
10. Μεταφορά και Εναπόθεση Σκόνης Φυσικής Προέλευσης

Η σκόνη του εδάφους η οποία παράγεται από την αιολική δραστηριότητα θεωρείται σημαντική πηγή αιωρούμενων σωματιδίων (particulate matter-PM) στην ατμόσφαιρα. Οι σημαντικότερες πηγές σκόνης θεωρούνται οι έρημοι, οι ξηρές και οι ημιξηρές περιοχές του πλανήτη, ενώ οι γεωργικές και άλλες ανθρώπινες δραστηριότητες θα μπορούσαν να θεωρηθούν δευτερεύουσες πηγές σκόνης. Η σκόνη μεταφέρεται κάτω από κατάλληλες ατμοσφαιρικές συνθήκες σε αποστάσεις από μερικά εκατοστά έως χιλιάδες χιλιόμετρα μακριά από την περιοχή εκπομπής. Η σκόνη επηρεάζει την απορρόφηση της ηλιακής και γήινης ακτινοβολίας ([Miller and Tegen, 1998](#)), μειώνει την εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία στην επιφάνεια της Γης (έως 10% σε ακραίες περιπτώσεις) και προκαλεί θέρμανση στη μέση τροπόσφαιρα απορροφώντας ακτινοβολία, οπότε και ενισχύει την ευστάθεια της κατώτερης τροπόσφαιρας ([Levin et al., 2005](#)). Επειδή η παραγωγή της σκόνης εξαρτάται από την υγρασία του εδάφους, διαταραχές στον κύκλο του νερού σε ξηρές και ημιξηρές περιοχές επηρεάζουν και τον κύκλο της σκόνης. Η επίδραση της σκόνης στη βροχόπτωση, αλλά και στον σχηματισμό των νεφών, αποτελεί ένα εξαιρετικά πολύπλοκο θέμα, ενώ σημαντικές είναι οι επιπτώσεις της και σε θέματα ανθρώπινης υγείας ([Kallos et al., 2012](#)).

Η σκόνη φυσικής προέλευσης αποτελείται από σωματίδια ποικίλων μεγεθών με διάμετρους μεγαλύτερες, αλλά και μικρότερες από 1 μμ. Το μέγεθος των σωματιδίων σκόνης είναι συνάρτηση πολλών παραμέτρων που σχετίζονται με τις διεργασίες σχηματισμού αλλά και με τη σύνθεση και τα χαρακτηριστικά των περιοχών - πηγών ([Tegen and Fung 1994](#)). Η μεταφορά και η εναπόθεση εξαρτάται από το μέγεθος και τη σύσταση των σωματιδίων, την εδαφική θερμοκρασία και υγρασία, την ένταση του ανέμου, την τύρβη και τη βροχόπτωση.

Οι υπολογιζόμενες σε παγκόσμιο επίπεδο εκπομπές σκόνης κυμαίνονται από 1000 - 3000 Tg ανά έτος ενώ το 80% της σκόνης προέρχεται από το Βόρειο Ήμισφαίριο ([Goudie and Middleton, 2006](#), [Tanaka et al., 2007](#)). Η μεγαλύτερη πηγή σκόνης παγκοσμίως θεωρείται η Έρημος Σαχάρα με ποσά εκπομπών κυμαίνομενα από 160 έως 760 Tg ανά έτος, καλύπτοντας από το ένα τρίτο έως το ήμισυ των παγκοσμίων εκπομπών σκόνης.

Η σκόνη που προέρχεται από την περιοχή της Σαχάρας μπορεί να μεταφερθεί από εκατοντάδες έως και χιλιάδες χιλιόμετρα προς τις περιοχές της Μεσογείου και της Ευρώπης, αλλά και προς τον Ατλαντικό και Ινδικό Ωκεανό. Η ποσότητα σκόνης που εναποτίθεται στη Μεσόγειο είναι της τάξης του 10^8 Mt ανά έτος ([Guerzoni and Chester, 1996](#), [Kallos et al., 2005](#), [Kallos et al., 2007](#)). Παρόμοια είναι και τα αντίστοιχα ποσά σε ενδότερες περιοχές της Ευρώπης. Τα ποσά της εναποτιθέμενης σκόνης πάνω από τον Ατλαντικό είναι ακόμα μεγαλύτερα ([Kallos et al., 2006](#), [Kallos et al., 2007](#)), κυρίως τις θερινές περιόδους. Άλλες έρημοι που θεωρούνται σημαντικές πηγές σκόνης είναι η Gobi στην Κίνα, η Namib και η Kalahari στην Αφρική, καθώς και άλλες μικρότερες όπως της Αραβικής χερσονήσου, της Αυστραλίας, του Περού και των ΝΔ Η.Π.Α ([Σχήμα 10.1](#)). Πολύ μικρότερες πηγές σκόνης μπορούν να θεωρηθούν παραλίμνιες περιοχές με συγκεκριμένα χαρακτηριστικά, όπως η παρουσία υψηλών ποσοτήτων άλατος (π.χ. η περιοχή γύρω από την Κασπία θάλασσα, η Salt Lake στη Utah κ.α.).



Σχήμα 10.1 Οι σημαντικότερες πηγές σκόνης φυσικής προέλευσης (τροποποίηση από NASA).

Οι επιπτώσεις της εναπόθεσης σκόνης στην επιφάνεια των ωκεανών και γενικότερα στο θαλάσσιο περιβάλλον είναι επίσης ιδιαίτερης σημασίας ([Martin and Fitzwater, 1988](#), [Goudie and Middleton, 2001](#)). Η σκόνη μπορεί να προκαλέσει διαταραχές στη θέρμανση και την ακτινοβολία στην επιφάνεια των ωκεανών, να επηρεάσει το φυτοπλαγκτόν και να επιδράσει σε ροές σημαντικών χλημικών παραμέτρων, όπως το DMS (DiMethyl Sulphate). Η σκόνη επιφέρει επίσης επιπτώσεις στη χλωρίδα και στην πανίδα. Η εναπόθεση της σκόνης πάνω στα φυτά επιδρά στη φωτοσύνθεση, στους μηχανισμούς της εξατμισοδιαπνοής και στην ανταλλαγή θερμότητας.

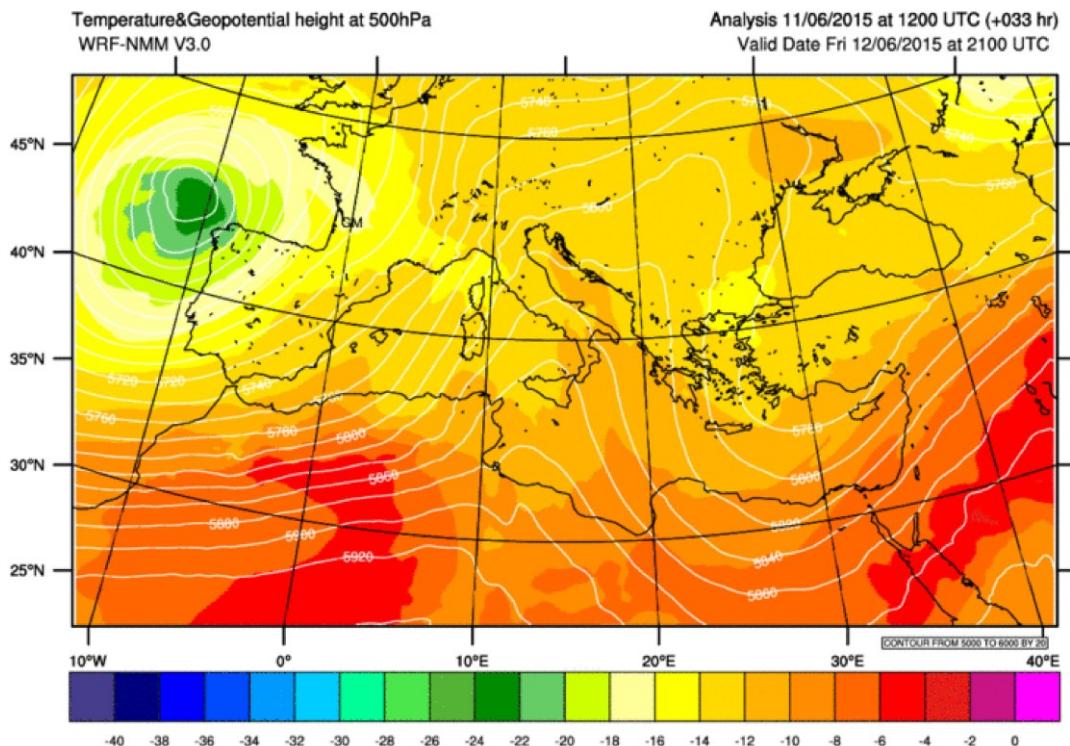
Η ποιότητα του αέρα πάνω από τις αστικές περιοχές επηρεάζεται επίσης από τη μεταφορά σκόνης της ερήμου, καθώς συμβάλλει στην αύξηση της συγκέντρωσης των αιωρούμενων σωματιδίων και στη μείωση της ορατότητας και της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας ([Rodriguez et al., 2001](#), [Papadopoulos et al., 2003](#), [Spyrou et al., 2010](#)).

10.1.Φυσικές Διεργασίες της Σκόνης

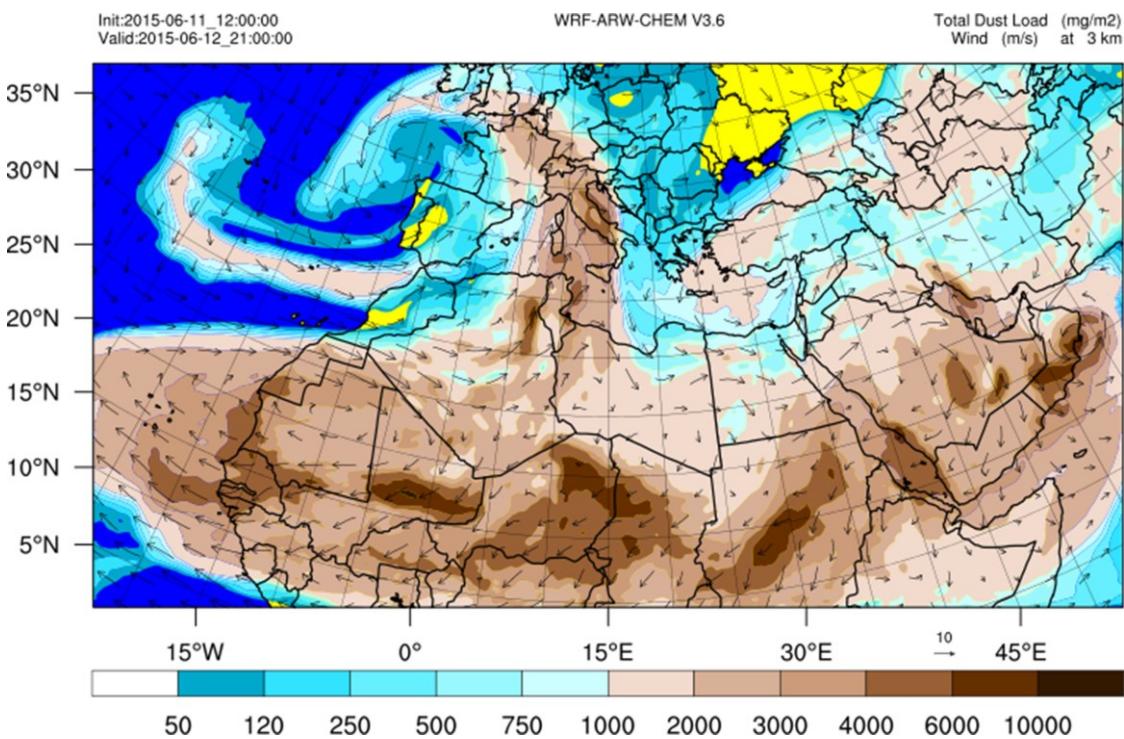
Ο κύκλος της σκόνης φυσικής προέλευσης θεωρείται μια πολύπλοκη γεωφυσική διεργασία περιλαμβάνοντας τη διάβρωση του εδάφους και την ατμοσφαιρική κατάσταση. Ως μερικές επιπτώσεις της σκόνης στο περιβάλλον και στο κλίμα μπορούν να θεωρηθούν η επίδραση στους μηχανισμούς μεταφοράς και διάδοσης της ακτινοβολίας μικρού και μεγάλου μήκους κύματος, η υποβάθμιση της ποιότητας του αέρα σε αστικές περιοχές και η επίδραση στα αποθέματα και την ποιότητα του νερού, κυρίως στις ξηρές και ημίξηρες περιοχές. Οι αέριοι ρύποι (aerosols) αλληλεπιδρούν με την ηλιακή και τη γήινη ακτινοβολία με συγκεκριμένους τρόπους - Direct Aerosol Effect (DAE) ([Yoshioka et al., 2007](#), [IPCC 2007](#), [Kallos et al., 2009](#)). Με την απορρόφηση και σκέδαση της ηλιακής ακτινοβολίας οι αέριοι ρύποι μειώνουν την ποσότητα της ενέργειας που προσπίπτει στην επιφάνεια ([Kaufman et al., 2002](#), [Tegen, 2003](#)). Επιπλέον, οι αέριοι ρύποι ενισχύουν το φαινόμενο του θερμοκηπίου απορροφώντας και εκπέμποντας ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος ([Dufrene, 2001](#), [Tegen, 2003](#)). Επιδρούν επίσης στην υποβάθμιση των κατασκευών, στην όξινη βροχή και στον περιορισμό της ατμοσφαιρικής ορατότητας.

Τα σωματίδια σκόνης αποτελούν σημαντική πηγή αβεβαιοτήτων στην αριθμητική πρόγνωση καιρού και ιδιαίτερα στα μοντέλα γενικής κυκλοφορίας (General Circulation Models-GCMs), τα οποία εφαρμόζονται σε κλιματικές προσδομοιώσεις. Αξίζει να σημειωθεί ότι ισχυρές αμμοθύελλες (dust storms) επιδρούν καταστροφικά σε περιοχές γειτονικές με τις πηγές εκπομπής και συνδυάζονται με ανθρώπινες απώλειες και σημαντική οικονομική καταστροφή. Η μεταφορά σκόνης επηρεάζει και απομακρυσμένες περιοχές, καθώς αυξάνει τη συγκέντρωση των PM και ιδιαίτερα των σωματιδίων με διάμετρο μέχρι 2,5 μμ (PM2,5), με σημαντικές επιπτώσεις στην ανθρώπινη υγεία. Οι υψηλότερες συγκεντρώσεις σκόνης στις περιοχές της Βόρειας Αφρικής και της Αραβικής Χερσονήσου παρατηρούνται κατά τη θερινή περίοδο (κυρίως Ιούνιο και Ιούλιο), ενώ η περιοχή γύρω από τη λίμνη Chad παρουσιάζει τοπικά μέγιστα καθ' όλη τη διάρκεια του έτους ([Barkan et al., 2004](#)).

Οι εκπομπές σκόνης παρουσιάζουν ιδιαίτερη εποχιακή μεταβλητότητα η οποία εξαρτάται από τα χαρακτηριστικά των πηγών, αλλά και από την παγκόσμια και συνοπτική ατμοσφαιρική κυκλοφορία ([Ozsoy et al., 2001](#)). Κατά τη διάρκεια του χειμώνα και της άνοιξης η περιοχή της Μεσογείου επηρεάζεται από τις σχετικές θέσεις δύο αεροχειμάρρων ανώτερης ατμόσφαιρας: του πολικού αεροχειμάρρου (Polar Front Jet Stream), ο οποίος βρίσκεται τυπικά πάνω από την Ευρώπη, και του υποτροπικού αεροχειμάρρου, ο οποίος αναπτύσσεται στη Βόρεια Αφρική (Subtropical Jet Stream). Ο συνδυασμός των δύο αεροχειμάρρων δυτικής ροής στο τέλος της χειμερινής περιόδου και την άνοιξη ευνοεί τη διάδοση κυκλωνικών συστημάτων προς τα ανατολικά και νοτιοανατολικά, με αποτέλεσμα τη μεταφορά σκόνης προς την ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου. Στο [Σχήμα 10.2](#) παρουσιάζεται η συνοπτική κατάσταση της ανώτερης ατμόσφαιρας σε επεισόδιο μεταφοράς σκόνης στις 12 Ιουνίου 2015, 21:00 UTC. Το φορτίο σκόνης στην ατμόσφαιρα και η ατμοσφαιρική ροή στα 3 km για την ίδια περίοδο παρουσιάζονται στο [Σχήμα 10.3](#). Ως φορτίο σκόνης (mg m^{-2}) αναφέρεται η ολοκλήρωση της μάζας της σκόνης που περιέχεται σε μία στήλη της ατμόσφαιρας με βάση τη μονάδα επιφανείας (π.χ. ένα τετραγωνικό μέτρο).



Σχήμα 10.2 Συνοπτική κατάσταση που ευνοεί τη μεταφορά σκόνης από τη Βόρεια Αφρική στην κεντρική Μεσόγειο, με βάση την κατανομή των γεωδυναμικών υψών (λευκές ισοπληθείς, μονάδες grm) και τη θερμοκρασία (χρωματισμένες περιοχές, μονάδες °C) στα 500 hPa για τις 12 Ιουνίου 2015 στις 21:00 UTC. Ο χάρτης αποτελεί προγνωστικό προϊόν από το ατμοσφαιρικό μοντέλο WRF-HUA που εκτελείται καθημερινά στο Τμήμα Γεωγραφίας του Χαροκόπειου Πανεπιστημίου Αθηνών (<http://meteoclima.gr>).



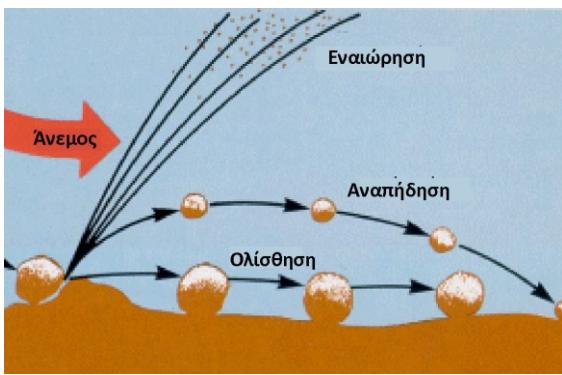
Σχήμα 10.3 Φορτίο σκόνης ($mg\ m^{-2}$), ένταση ($m\ s^{-1}$) και διεύθυνση ανέμου στα 3 km για τις 12 Ιουνίου 2015 στις 21:00 UTC με βάση τη συνοπτική κατάσταση του Σχήματος 10.2. Ο χάρτης αποτελεί προγνωστικό προϊόν από το ατμοσφαιρικό μοντέλο WRF-HUA που εκτελείται καθημερινά στο Τμήμα Γεωγραφίας του Χαροκόπειου Πανεπιστημίου Αθηνών (<http://meteoclima.gr>).

Τα μέγιστα μεταφερόμενα ποσά σκόνης από τη Σαχάρα προς την περιοχή της Μεσογείου και την Ευρώπη εντοπίζονται κατά τις μεταβατικές και ψυχρές περιόδους του έτους, οι οποίες χαρακτηρίζονται από χαμηλό δείκτη κυκλοφορίας (Papadopoulos et al., 2003, Rodriguez et al., 2001). Το καλοκαίρι η παραγόμενη και μεταφερόμενη ποσότητα σκόνης είναι διπλάσια σε σχέση με τον χειμώνα. Κατά τη θερινή περίοδο σημαντικές, επίσης, ποσότητες σκόνης μεταφέρονται από τη Σαχάρα προς τον Ατλαντικό, την Καραϊβική και τη Βόρειο Αμερική με τη βοήθεια των ανατολικών ανέμων (Perry et al., 1997, Kallos et al., 2005).

Τα σωματίδια σκόνης κινούνται με τρεις διαφορετικούς τρόπους μέσα στην ατμόσφαιρα, την ολίσθηση (creeping), την αναπήδηση (saltation) και την εναιώρηση (suspension), όπως φαίνεται στο [Σχήμα 10.4](#):

- Η ολίσθηση ευνοείται από ασθενείς ανέμους και από την κοκκοποίηση (granulation) των ελαφρότερων σωματιδίων.
- Κατά την αναπήδηση παρασύρονται, λόγω ισχυρότερων ανέμων, μεγαλύτερα σωματίδια, τα οποία μετακινούνται οριζόντια κατά μέσο όρο 4 φορές περισσότερο την κατακόρυφη ανύψωσή τους. Με την επιστροφή τους στο έδαφος συγκρούονται με άλλα σωματίδια σκόνης ή με την επιφάνεια και αναπηδούν εκ νέου στην ατμόσφαιρα απελευθερώνοντας ταυτόχρονα και σωματίδια μικρότερου μεγέθους.
- Εναιώρηση είναι η διαδικασία κατά την οποία τα σωματίδια από το έδαφος (συνήθως ιζηματογενούς προέλευσης) εισέρχονται στην ατμόσφαιρα και παραμένουν αιωρούμενα σε αυτήν. Εάν τα συγκεκριμένα σωματίδια είναι ιδιαιτέρως ελαφριά και η ροή είναι ικανή να υπερνικήσει το βάρος τους τότε παραμένουν αιωρούμενα. Τα μεγαλύτερα από αυτά εναποτίθενται στο έδαφος σε κοντινές αποστάσεις, ενώ τα ελαφρύτερα παρασύρονται από τον άνεμο και τις τυρβώδεις ροές. Η ποσότητα των εναιωρούμενων σωματιδίων εξαρτάται

από την ένταση του ανέμου. Όσο ισχυρότεροι είναι οι άνεμοι, τόσο μεγαλύτερα και βαρύτερα σωματίδια μπορούν να παραμείνουν στην ατμόσφαιρα.



Σχήμα 10.4 Σχηματική αναπαράσταση των φυσικών διεργασιών απελευθέρωσης σκόνης στην ατμόσφαιρα. Ολίσθηση (creeping), αναπήδηση (saltation) και εναιώρηση (suspension). Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε τις κινήσεις (ολίσθηση, αναπήδηση και εναιώρηση) εκπομπής σωματιδίων σκόνης στην ατμόσφαιρα (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

Η ισχυρή ροή μέσης ή συνοπτικής κλίμακας ανασηκώνει τη σκόνη σε ύψη χιλιάδων μέτρων και τη μεταφέρει οριζόντια σε αποστάσεις εκατοντάδων ή χιλιάδων χιλιομέτρων. Μεγάλης κλίμακας τυρβώδεις ροές ή ανοδικά ρεύματα βοηθούν στην εναιώρηση της σκόνης μέχρι να επανέλθει στην επιφάνεια λόγω βαρύτητας ή υγρής εναπόθεσης. Συνήθως τα μικρότερα σωματίδια (διαμέτρου μικρότερης από 2,5 μμ) μεταφέρονται σε μεγαλύτερες αποστάσεις, ενώ τα μεγαλύτερα (διαμέτρου 10 μμ) εναποτίθενται γρηγορότερα στην επιφάνεια έχοντας διανύσει αποστάσεις από μερικά χιλιόμετρα έως μερικές εκατοντάδες χιλιόμετρα.

10.2. Μέγεθος Σωματιδίων και Ταχύτητα Καθίζησης

Η σκόνη κατατάσσεται σε μία από τις τρεις βασικές κατηγορίες αερολυμάτων: α) Αερολύματα από ερημικές ή ηπειρωτικές περιοχές, β) βιομηχανικά αερολύματα και γ) ηφαιστειακά αερολύματα. Τα σωματίδια σκόνης από ερημικές εκτάσεις εμφανίζουν διαμέτρους που κυμαίνονται από δέκατα μέχρι δεκάδες μμ. Το σωματιδιακό μέρος ενός αερολύματος καλείται αιωρούμενο σωματίδιο (Particulate Matter-PM), το οποίο έχει τη μορφή πολύ μικρών σωματιδίων σε στερεά ή υγρή μορφή στην ατμόσφαιρα. Η γεωμετρία, το μέγεθος, η σύσταση και γενικά οι φυσικές και χημικές ιδιότητες των PMs εμφανίζουν σημαντική μεταβλητότητα στην ατμόσφαιρα ([Πίνακας 10.1](#)).

Το μέγεθος των σωματιδίων μπορεί να κυμαίνεται από 0,001 έως και 500 μμ ([Seinfeld and Pandis, 1998](#)). Σωματίδια διαμέτρου 2,5-10 μμ καλούνται χοντρόκοκκα (coarse), ενώ αυτά με διαμέτρους 0,1-2,5 μμ καλούνται λεπτόκοκκα (fine). Σωματίδια με διάμετρο μικρότερη από 0,1 μμ καλούνται υπερ-λεπτόκοκκα (ultra-fine). Οι δυο πολύ γνωστές κατηγορίες αιωρούμενων σωματιδίων PM2,5 και PM10 αφορούν σωματίδια με διαμέτρους μέχρι 2,5 μμ και μέχρι 10 μμ αντίστοιχα. Το εύρος της οριζόντιας μεταφοράς των αιωρούμενων σωματιδίων εξαρτάται από τη σύνθεση και το μέγεθός τους. Γενικά, τα σωματίδια τύπου PM2,5 έχουν τη συμπεριφορά ιδανικών αερίων, διότι η βαρυτική τους καθίζηση μπορεί να θεωρηθεί αμελητέα. Τα συγκεκριμένα σωματίδια μπορούν να μεταφερθούν καλύπτοντας αποστάσεις χιλιάδων χιλιομέτρων. Ένα σύνηθες φαινόμενο, που σχετίζεται με τέτοιου είδους μεταφορά σωματιδίων σκόνης, είναι το κόκκινο χιόνι (red snow), που παρατηρείται σε περιοχές της Β. Ευρώπης, της Ασίας ή ακόμα και της Β. Αμερικής. Τα σωματίδια τύπου PM10 έχουν μεγαλύτερη μάζα, συνεπώς η βαρυτική τους καθίζηση δεν μπορεί να θεωρηθεί αμελητέα, και εναποτίθενται σε μικρότερες αποστάσεις από τις πηγές τους σε σχέση με τα PM2,5. Σωματίδια μεγαλύτερα από τα PM10 εναποτίθενται πολύ πιο γρήγορα και σε περιοχές κοντινές με αυτές των πηγών τους, οπότε και ευνοούν την εκπομπή μικρότερων σωματίδων στην ατμόσφαιρα καθώς συγκρούονται με άλλα σωματίδια κατά την επιστροφή τους στο έδαφος (saltation).

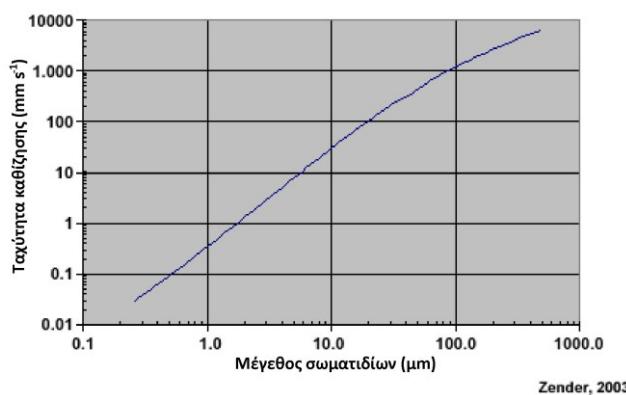
Τα σωματίδια που εκπέμπονται από αργιλώδη εδάφη και εδάφη χαρακτηριζόμενα από σημαντικές ποσότητες ιλύος (λάσπης) έχουν ενδεικτικές διαμέτρους 1,6, 6,7 και 14,2 μμ ([Alfaro et al., 1997](#)). Ο μηχανισμός απελευθέρωσης σκόνης βασίζεται στην εισαγωγή στην ατμόσφαιρα σωματιδίων διαμέτρου μέχρι 60 μμ. Ωστόσο, μόνο τα μικρότερα σωματίδια με ακτίνα μέχρι 10 μμ μπορούν να παραμείνουν μέσα στην ατμόσφαιρα και να μεταφερθούν σε μεγάλες αποστάσεις, αλλά και να επανέλθουν στην επιφάνεια του εδάφους μέσω της υγρής, ή ξηρής εναπόθεσης ([Zender et al., 2003](#)). Για τα χαρακτηριστικά των συγκεκριμένων σωματιδίων ενδεικτικός είναι ο ακόλουθος πίνακας, όπως προτάθηκε από τους [Perez et al., 2006](#).

Κατηγορία μεγέθους	$r_{min}(\mu\text{m})$	$r_{max}(\mu\text{m})$	$r_{eff}(\mu\text{m})$	$r_n(\mu\text{m})$	σ_γ
1	0,10	0,18	0,15	0,2986	2
2	0,18	0,30	0,25	0,2986	2
3	0,30	0,60	0,45	0,2986	2
4	0,60	1,00	0,78	0,2986	2
5	1,00	1,80	1,30	0,2986	2
6	1,80	3,00	2,20	0,2986	2
7	3,00	6,00	3,80	0,2986	2
8	6,00	10,0	7,10	0,2986	2

Πίνακας 10.1 Τυπικά χαρακτηριστικά σωματιδίων σκόνης : r_{min} : ελάχιστη ακτίνα, r_{max} : μέγιστη ακτίνα, r_{eff} : πραγματική ακτίνα, r_n : μέση ακτίνα κάθε κατανομής, σ_γ : γεωμετρική τυπική απόκλιση ([Perez et al., 2006](#)).

Οι διεργασίες υγρής και ξηρής εναπόθεσης αποτελούν τους βασικότερους μηχανισμούς απομάκρυνσης από την ατμόσφαιρα σωματιδίων μικρότερων από 10 μμ. Σωματίδια μεγαλύτερα από 10 μμ απομακρύνονται κυρίως λόγω βαρυτικής καθίζησης. Τα σωματίδια άμμου είναι μεγαλύτερα και δεν συμμετέχουν ενεργά σε μεγάλης κλίμακας οριζόντια μεταφορά. Εμφανίζουν όμως σημαντικό ρόλο σε επεισόδια σκόνης κοντά στις πηγές τους καθώς μεγάλες ποσότητες άμμου ανυψώνονται και παρασύρονται από το τυρβώδεις ροές, ιδιαίτερα σε περιπτώσεις ρευμάτων πυκνότητας. Τέτοια φαινόμενα είναι υπεύθυνα για τη μεταφορά μεγάλων ποσοτήτων άμμου σε γειτονικές ως προς τις πηγές τους περιοχές, διευρύνοντας με αυτόν τον τρόπο την ερημοποίηση.

Η κίνηση των σωματιδίων σκόνης μέσα στην ατμόσφαιρα είναι συνεχής όσο η ανοδική κίνηση υπερβαίνει την ταχύτητα καθίζησής τους. Η εξάρτηση της ταχύτητας καθίζησης σε σχέση με το μέγεθος των σωματιδίων εμφανίζεται στο [Σχήμα 10.5](#). Τα σωματίδια που μπορούν να μεταφέρονται σε μεγάλες αποστάσεις έχουν διάμετρο μικρότερη από 20 μμ και ταχύτητα καθίζησης περίπου $0,1 \text{ ms}^{-1}$. Σωματίδια με διάμετρο μεγαλύτερη από 20 μμ πέφτουν πολύ πιο γρήγορα. Τα PM10 έχουν ταχύτητα καθίζησης περίπου $0,03 \text{ ms}^{-1}$. Τα λεπτόκοκκα σωματίδια έχουν πολύ μικρές ταχύτητες καθίζησης, της τάξης των $0,001 \text{ ms}^{-1}$, με αποτέλεσμα να μπορούν να μεταφερθούν σε μακρινές από τις πηγές τους αποστάσεις σε περιπτώσεις ευνοϊκών συνοπτικών συνθηκών.



Σχήμα 10.5 Η ταχύτητα καθίζησης σε συνάρτηση με το μέγεθος των σωματιδίων (τροποποιήση από [Zender et al., 2003](#)).

10.3. Πηγές

Στις ερημικές εκτάσεις επικρατούν κυρίως σωματίδια αργίλου (clay particles) με διάμετρο μικρότερη από 2 μμ, σωματίδια ιλύος (silt particles) με διάμετρο 2 - 50 μμ και σωματίδια άμμου με διάμετρο μεγαλύτερη από 70 μμ. Επομένως, περιοχές στις οποίες παρατηρούνται μεγάλες ποσότητες των συγκεκριμένων σωματίδιων μπορούν να δράσουν ως πηγές σκόνης κάτω από τις κατάλληλες ατμοσφαιρικές συνθήκες. Σωματίδια που προέρχονται κυρίως από αργιλώδη εδάφη, αλλά και εδάφη ιλύος, μπορεί να μεταφερθούν σε μεγάλες αποστάσεις υπό την επίδραση των κατάλληλων ατμοσφαιρικών συνθηκών. Τα άμμώδη εδάφη συνεισφέρουν ως πηγές σκόνης υπεύθυνες περισσότερο για την εκδήλωση αμμιθυελάρων σε τοπικό επίπεδο.

Τα μεγαλύτερα ποσά εδαφικής σκόνης προέρχονται από ερημικές ή ημιερημικές εκτάσεις και μεταφέρονται από τον άνεμο σε κοντινές ή μακρινότερες αποστάσεις. Μικρότερες ποσότητες προέρχονται από άλλες περιοχές και έχουν συνήθως ανθρωπογενή προέλευση, όπως καλλιεργήσιμες εκτάσεις, οδικές αρτηρίες, και λατομεία. Οι εκτιμήσεις των εκπομπών σκόνης φυσικής προέλευσης εμφανίζουν σημαντική μεταβλητότητα λόγω της χωρικής ανομοιογένειας των εδαφών και των εφαρμοζόμενων μεθοδολογιών. Προγενέστερες μελέτες εκτιμούσαν τα ποσά των εκπομπών σκόνης μεταξύ 500 και 5000 εκατομμυρίων τόνων ανά έτος. Πρόσφατες, όμως, εκτιμήσεις επανακαθορίζουν το εύρος εκπομπής μεταξύ 1000 και 3000 εκατομμυρίων τόνων ανά έτος. Η έρημος Σαχάρα αποτελεί τη μεγαλύτερη περιοχή παραγωγής σκόνης προς την ατμόσφαιρα με εκπομπή της τάξης 130 έως 760 εκατομμύρια τόνους ανά έτος. Σχετικά πρόσφατες εργασίες αναφέρουν εκπομπή εύρους 260 έως 710 εκατομμύρια τόνους ανά έτος ([Callot et al., 2000](#), [Prospero, 1996](#), [Swap et al., 1992](#)).

Υπάρχει ισχυρή συσχέτιση ανάμεσα σε περιοχές παραγωγής σκόνης με την ανυδρία ή τη χαμηλή ετήσια βροχόπτωση (μικρότερη από 200-250 mm ανά έτος). Η λεγόμενη «ζώνη της σκόνης» εκτείνεται από τη Δυτική Αφρική μέχρι τη Μέση Ανατολή, την Αραβική Χερσόνησο, αλλά και ανατολικότερα, μέχρι την Κεντρική και Νότια Ασία και τα Ιμαλαΐα. Οι συγκεκριμένες περιοχές θεωρούνται ως οι πιο παραγωγικές περιοχές σκόνης λόγω των σπανίων βροχοπτώσεων που παρατηρούνται σε αυτές, της σύστασης του εδάφους, των ημερήσιων διακυμάνσεων της θερμοκρασίας και γενικότερα λόγω των γεωμορφολογικών χαρακτηριστικών τους (παρουσία εφήμερων λιμνών και ποταμών και γενικότερα ύπαρξη λεκανών απορροής σε άγονες ορεινές εξάρσεις). Συνήθως σε αυτούς τους εφήμερους σχηματισμούς συλλέγονται υλικά από διαβρωμένα εδάφη κατά την υγρή περίοδο του έτους. Οι σχηματισμοί αυτοί μετατρέπονται σε πηγές εκπομπής σωματιδίων σκόνης κατά την ξηρή περίοδο του έτους ([Querol et al., 2002](#)).

Η χαρτογράφηση των περιοχών - πηγών της σκόνης αποτελεί ένα πολύ σημαντικό θέμα λόγω της επίδρασης που έχει η σκόνη στο περιβάλλον, στη διαχείρηση των υδάτων και στο κλίμα. Οι [Prospero et al., \(2002\)](#) χρησιμοποίησαν δορυφορικά δεδομένα τύπου TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) για να προσδιοριστούν οι περιοχές της σκόνης και τα χαρακτηριστικά τους σε παγκόσμια κλίμακα. Οι σημαντικότερες πηγές εντοπίζονται στη «ζώνη της σκόνης», δηλαδή σε γεωγραφικά πλάτη επικράτησης του υποτροπικού αντικυκλώνα στο Βόρειο Ημισφαίριο. Υπάρχουν κάποιες ορεινές περιοχές, όπως το Αφγανιστάν, το Ιράν, το Πακιστάν και η Κίνα, οι οποίες αποτελούν σημαντικές πηγές σκόνης, ιδιαίτερα οι κοιλάδες ανάμεσα στους ορεινούς όγκους. Εκτός από τη «ζώνη της σκόνης» σημαντικές πηγές μπορούν να θεωρηθούν και περιοχές του Νοτίου Ημισφαιρίου, όπως η Αυστραλία, η Ναμίπια, το Περού κ.α. Άλλες περιοχές πηγών σκόνης που σχετίζονται και με την ανθρώπινη δραστηριότητα είναι η Κασπία Θάλασσα, η Αράλη Θάλασσα, η κοιλάδα των ποταμών Τίγρη και Ευφράτη και οι ΝΔ περιοχές των ΗΠΑ. Γενικά, πάντως, διαπιστώνεται πως οι περιοχές με ελάχιστη ή καθόλου ανθρώπινη δραστηριότητα αποτελούν τις μεγαλύτερες και πιο ενεργές πηγές σκόνης στον πλανήτη.

Στις περιοχές με τη μεγαλύτερη δραστηριότητα παραγωγής σκόνης στην ατμόσφαιρα επικρατούν συστήματα ορεογραφικών χαμηλών ή χαρακτηρίζονται από διαδοχικές εναλλαγές ορέων και κοιλάδων, όπως η περιοχή της ΝΔ Αλγερίας στο [Σχήμα 10.6](#).



Σχήμα 10.6 Η περιοχή της ΝΔ Αλγερίας θεωρείται σημαντική πηγή σκόνης προς το ατμοσφαιρικό περιβάλλον (πηγή: NASA Photo ISS013-E-75141, 2 September 2006, <http://earthobservatory.nasa.gov/Newsroom/NewImages>).

Η περιοχή της Μεσογείου επηρεάζεται συχνά από αιμμοθύελλες. Σε καθημερινή βάση, υπάρχει τουλάχιστον μία περιοχή της Μεσογείου στην οποία εναποτίθεται σκόνη από τη Βόρεια Αφρική. Η Ευρώπη, και κυρίως η Νότια Ευρώπη, δέχεται ανάλογα υψηλά ποσά μεταφέρομενης σκόνης από τη Βόρεια Αφρική (Αλγερία, Τυνησία, Λιβύη και Αίγυπτο) τις μεταβατικές περιόδους του έτους (άνοιξη και φθινόπωρο). Οι πιο σημαντικές πηγές σκόνης σε παγκόσμια κλίμακα, όπως ταυτοποιήθηκαν και ομαδοποιήθηκαν στη μελέτη των [Prospero et al., \(2002\)](#) είναι οι ακόλουθες:

10.3.1. Μαυριτανία και Δυτική Σαχάρα

Η συγκεκριμένη περιοχή αποτελεί μια σημαντική πηγή μεγάλων ποσοτήτων σκόνης που μεταφέρονται πάνω από τον Ατλαντικό προς τις ΗΠΑ. Εκπομπές από αυτήν την περιοχή σημειώνονται από την έναρξη του έτους μέχρι το φθινόπωρο, με τα μέγιστα να παρατηρούνται κατά τους θερινούς μήνες.

10.3.2. Μάλι, Μαυριτανία, Νίγηρας και Όρη Ahaggar

Αποτελούν τις πιο παραγωγικές περιοχές του κόσμου. Αυτό συμβαίνει λόγω της ύπαρξης μεγάλου αριθμού αιμμόλοφων, της σύστασης του εδάφους (υψηλή κοκκοποίηση), των σπάνιων βροχοπτώσεων και των αληγών ανέμων που επικρατούν στην περιοχή. Οι συγκεκριμένες περιοχές είναι αραιοκατοικημένες και η γεωργική δραστηριότητα περιορισμένη. Τα υψηλότερα ποσοστά εκπομπών σημειώνονται τις περιόδους του θέρους και του φθινοπώρου. Η εκπεμπόμενη σκόνη μεταφέρεται κυρίως πάνω από τον Ατλαντικό και δευτερευόντως προς άλλες κατευθύνσεις ανάλογα με την επικρατούσα συνοπτική κατάσταση. Ένα μεγάλο μέρος της σκόνης, κυρίως τα μεγαλύτερης διαμέτρου σωματίδια, συνεισφέρουν στην επέκταση της ερήμου σε γειτονικές περιοχές, εντείνοντας το φαινόμενο της ερημοποίησης.

10.3.3. Λεκανοπέδιο λίμνης Chad και περιοχή Bodélé

Είναι η περιοχή με τις πιο υψηλές τιμές εκπομπών σκόνης σε όλον τον πλανήτη. Η εκπεμπόμενη σκόνη της συγκεκριμένης περιοχής μεταφέρεται Δυτικά, Βόρεια και Ανατολικά. Οι χαμηλότερες εκπομπές παρατηρούνται την περίοδο του φθινοπώρου. Το έδαφος είναι εξαιρετικά αργιλώδες με υψηλές εκπομπές σκόνης ακόμα και με την ύπαρξη ασθενών ανέμων, λόγω της υψηλής κοκκοποίησης. Οι αιμμόλοφοι, που παράγουν σκόνη σε όλη τη διάρκεια του έτους, καλύπτουν περιοχές πολλών χιλιομέτρων, ενώ η περιοχή του Bodélé είναι υπεύθυνη για τα πλούμια (νέφη) σκόνης, που κατευθύνονται προς τον Ατλαντικό, τον κόλπο της Γουινέας καθώς και την περιοχή της Μεσογείου.

10.3.4. Τυνησία και ΒΑ Αλγερία

Οι συγκεκριμένες περιοχές εμφανίζουν σημαντικές πηγές σε διάφορα υψόμετρα. Τα αιωρούμενα σωματίδια σκόνης από αυτές τις περιοχές έχουν διαφορετική υδροσκοπικότητα, οπότε και επηρεάζουν σημαντικά το σχηματισμό των νεφών και τη βροχόπτωση. Επιπλέον τα σωματίδια σκόνης προέρχονται από ανάμικτα αργιλώδη και αλλούβιακά εδάφη, καθώς και από εδάφη ιλύος. Οι γρήγορες διεργασίες απορροής και ο σχηματισμός εποχιακών λιμνών με αλμυρό νερό ευνοεί τις εκπομπές σκόνης κατά την ξηρή περίοδο του έτους. Τα μεγαλύτερα ποσά εκπομπών σημειώνονται την άνοιξη και το φθινόπωρο. Οι λίμνες αλμυρού νερού (καλούνται chotts) και οι σημαντικότερες πηγές σκόνης εντοπίζονται στην υπήνεμη πλευρά της οροσειράς του Ατλαντα, όπου και σημειώνονται σπάνιες βροχοπτώσεις (περίπου 100 mm βροχής το χρόνο).

10.3.5. Λιβυκή και Αιγυπτιακή έρημος

Περιοχή που εκτείνεται από την Ανατολική Λιβύη έως την Αίγυπτο και είναι κυρίως ενεργή την άνοιξη και το φθινόπωρο. Το βορειότερο τμήμα είναι περιοχές χαμηλού υψομέτρου στις οποίες το νερό απορρέει από τις γειτονικές περιοχές δημιουργώντας τα wadis. Είναι ενεργές περιοχές παραγωγής σκόνης, ιδιαίτερα μετά την περίοδο των βροχών, ενώ συχνά διακόπτονται από οάσεις. Η βασική σύσταση του εδάφους είναι αλλούβιακή και η περιοχή συνεισφέρει στη μεταφορά μεγάλων ποσοτήτων σκόνης προς τη Μεσόγειο και την Ευρώπη.

10.3.6. Σουδάν, υψίπεδα Αιθιοπίας και Κέρας της Αφρικής

Εκτεταμένη περιοχή με μεγάλη μεταβλητότητα παραγωγής σκόνης. Τα μέγιστα των εκπομπών σημειώνονται από τον Μάιο μέχρι τον Σεπτέμβριο, βορειότερα κατά το καλοκαίρι και νοτιότερα κατά το φθινόπωρο. Υπάρχουν περιοχές με εκτεινόμενους αμμόλοφους σε μήκος πολλών χιλιομέτρων, ενώ στο Σουδάν επικρατούν αργιλικά εδάφη. Σχηματισμοί απορροής σε υψίπεδα της Σομαλίας, της Αιθιοπίας και της Ερυθραίας μετατρέπονται σε σημαντικές πηγές σκόνης κατά την περίοδο της ξηρασίας. Η σκόνη που παράγεται στις συγκεκριμένες περιοχές μεταφέρεται προς την Ερυθρά Θάλασσα, τον Κόλπο του Άντεν και τον Ινδικό Ωκεανό. Συχνά, τα πλούμια σκόνης αναμιγνύονται με την καιόμενη βιομάζα, που είναι μια εποχιακή διαδικασία στις αγροτικές και ημίξηρες περιοχές.

10.3.7. Έρημοι της Μέσης Ανατολής

Η Μέση Ανατολή είναι μια περιοχή με πολλές πηγές σκόνης, αλλά με διαφορετικά χαρακτηριστικά μεταξύ τους. Σχεδόν το σύνολο της Αραβικής Χερσονήσου θεωρείται πηγή σκόνης. Οι περισσότερες πηγές βρίσκονται σε χαμηλό υψόμετρο και εκτείνονται έως τις παράκτιες περιοχές. Ακόμα και οι ορεινές περιοχές χαρακτηρίζονται ως δευτερεύουσες πηγές σκόνης, λόγω της μεγάλης εναπόθεσης από τις πολύ ισχυρές αμμοθύελλες στις κοντινές περιοχές, ή ακόμα και από την Ανατολική Αφρική. Οι περιοχές της Μέσης Ανατολής κατά μήκος των μεσογειακών ακτών δεν θεωρούνται πηγές σκόνης. Πηγές σκόνης εντοπίζονται και σε περιοχές της κεντρικής Τουρκίας, οι οποίες εμφανίζουν εποχιακή διακύμανση με μέγιστες τιμές την περίοδο του καλοκαιριού. Οι πηγές σκόνης των βορείων περιοχών της Μέσης Ανατολής (περιοχή της Μεσοποταμίας) συνδέονται κυρίως με την αγροτική δραστηριότητα. Οι αμμοθύελλες στη Μέση Ανατολή σχετίζονται με τις επικρατούσες ατμοσφαιρικές συνθήκες στην περιοχή κατά τις μεταβατικές περιόδους του έτους (άνοιξη και φθινόπωρο).

10.3.8. Έρημοι Δυτικής και ΝΔ Ασίας

Οι πηγές σκόνης της ΝΔ Ασίας εντοπίζονται στις περιοχές του Ιράν, του Αφγανιστάν και του Πακιστάν. Πηγές σκόνης θεωρούνται και κάποιες περιοχές της ΒΔ Ινδίας κατά τη θερινή περίοδο (περιοχή Rajasthan), οι οποίες εκτείνονται μέχρι την Κασπία Θάλασσα. Οι περισσότερες πηγές εντοπίζονται σε περιοχές μεταξύ ορεινών εξάρσεων (κοιλάδες). Οι εκπομπές της σκόνης εμφανίζουν εποχιακή μεταβλητότητα με τις μέγιστες τιμές να εμφανίζονται μετά την περίοδο των βροχοπτώσεων, όταν το έδαφος αρχίζει να ξηραίνεται.

Επίσης, η περιοχή γύρω από την Κασπία Θάλασσα χαρακτηρίζεται από υψηλές εκπομπές σκόνης. Οι πηγές σκόνης εκτείνονται μέχρι τη θάλασσα της Αράλης, όπου κατά το ήμισυ του τελευταίου αιώνα η υπερβολική κατανάλωση του νερού επέκτεινε τις πηγές σκόνης προς τις νότιες περιοχές της λίμνης. Το νότιο

τμήμα της Αράλης είναι πλούσιο σε θαλάσσιο αλάτι και αποτελεί πηγή εκπομπής αλατος προς την ατμόσφαιρα.

Πηγές σκόνης εκτείνονται στην ευρεία περιοχή του Καζακστάν, του Αζερμπαϊτζάν, του Κιργιστάν και του Τουρκμενιστάν και γενικότερα στην περιοχή βόρεια των Ιμαλαΐων. Σε πολλές από αυτές τις περιοχές δεν παρατηρούνται εκπομπές σκόνης κατά την ψυχρή περίοδο, λόγω της υψηλής υγρασίας του εδάφους αλλά και της φυτοκάλυψης του εδάφους. Αντιθέτως, παρατηρούνται σημαντικά ποσά εκπομπών σκόνης κατά τη διάρκεια της θερινής περιόδου παρουσία συγκεκριμένων τύπων καιρού.

10.3.9. Έρημοι Κεντρικής Ασίας

Στην Κεντρική Ασία υπάρχουν πολύ σημαντικές πηγές σκόνης όπως οι έρημοι Γκόμπι, Τάκλα Μακάν και Ταρίμ. Οι περισσότερες από τις πηγές σκόνης είναι ενεργές κατά τη διάρκεια της άνοιξης. Οι γεωλογικοί σχηματισμοί αυτών των πηγών οδηγούν στη δημιουργία σοβαρών επεισοδίων σκόνης με σημαντικές συνέπειες στις γειτονικές αστικές περιοχές, καθώς και στη γεωργία. Σε κάποια επεισόδια σκόνης έχει παρατηρηθεί μεταφορά σκόνης πάνω από τον Ειρηνικό Ωκεανό προς τη Βόρεια Αμερική.

Στην Κεντρική Ασία εντοπίζονται μικρότερες περιοχές σκόνης, που συνυπάρχουν με σημαντικές ποσότητες άλατος και άλλων ορυκτών ενώσεων. Τέτοιες περιοχές είναι αποξηραμένες λίμνες καθώς και γειτονικές περιοχές, τις οποίες οδήγησε σε ερημοποίηση η ανθρώπινη δραστηριότητα. Οι στέπες της Μογγολίας θεωρούνται, επίσης, σημαντικές πηγές σκόνης κατά τη διάρκεια της θερμής περιόδου του έτους.

10.3.10. Αυστραλία

Η ήπειρος της Αυστραλίας περιλαμβάνει κάποιες πηγές σκόνης με σημαντική δραστηριότητα. Η ενεργή περίοδος ξεκινά την περίοδο Σεπτεμβρίου-Οκτωβρίου (αυστραλιανή άνοιξη) με μέγιστα εκπομπών την περίοδο Δεκεμβρίου-Φεβρουαρίου (αυστραλιανό καλοκαίρι).

10.3.11. Νότια Αφρική

Οι πιο γνωστές πηγές σκόνης στη συγκεκριμένη περιοχή βρίσκονται στη Ναμίμπια, την Μποτσουάνα, στο Δέλτα του ποταμού Okavango, καθώς επίσης και στην έρημο Kalahari. Εκτός από κάποιες συγκεκριμένες περιοχές, που χαρακτηρίζονται από εποχιακή μεταβλητότητα, οι περισσότερες πηγές είναι ενεργές κατά τη διάρκεια όλου του έτους. Η έρημος της Ναμίμπια εκτείνεται μέχρι τις ακτές του Ατλαντικού Ωκεανού. Οι παραπάνω πηγές είναι υπεύθυνες για περιπτώσεις μεταφοράς σκόνης πάνω από τον Νότιο Ατλαντικό.

10.3.12. Δυτικές ΗΠΑ και Μεξικό

Οι σημαντικότερες πηγές σκόνης στις ΗΠΑ οριοθετούνται μεταξύ των περιοχών Sierra Nevada και Cascades στα δυτικά και τα Βραχώδη Όρη στα ανατολικά. Οι πιο γνωστές έρημοι είναι η Nevada, η Utah (Salt Lake), η Arizona, το New Mexico και η Ανατολική Καλιφόρνια. Δευτερεύουσες πηγές σκόνης υπάρχουν στο Δυτικό Τέξας. Οι περισσότερες από τις παραπάνω πηγές χαρακτηρίζονται από χαμηλά έως μεσαία ποσά εκπομπών σκόνης, κυρίως μέσα στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα. Οι εκπομπές σε περιοχές αποξηραμένων λιμνών θεωρούνται σημαντικές λόγω της συνύπαρξης με ορυκτό αλάτι. Οι εκπομπές της σκόνης στις συγκεκριμένες περιοχές έχουν αυξηθεί σημαντικά τους τελευταίους δύο αιώνες λόγω της ανθρώπινης δραστηριότητας. Οι εκπομπές παρουσιάζουν σημαντική εποχιακή μεταβλητότητα με τις μέγιστες τιμές να παρατηρούνται την περίοδο της άνοιξης.

10.3.13. Λατινική Αμερική

Στη Νότια Αμερική υπάρχουν περιορισμένες πηγές σκόνης. Οι περισσότερες από αυτές βρίσκονται στην περιοχή Altiplano της Βολιβίας. Εκτείνονται μέχρι το Νότιο Περού, την Αργεντινή και τη Χιλή. Οι περισσότερες είναι υψίπεδα με τυπικό υγόμετρο πάνω από 2000 μέτρα από τη στάθμη της θάλασσας, ενώ κάποιες από αυτές φτάνουν μέχρι τα 4000 μέτρα. Μερικές από τις πηγές αυτές βρίσκονται σε περιοχές αποξηραμένων λιμνών, όπου και συγκεντρώνονται σημαντικές ποσότητες αλατος. Δευτερεύουσες πηγές σκόνης εντοπίζονται στις περιοχές της Δυτικής Αργεντινής, και της Παταγονίας.

10.4. Άνεμος και Τύρβη

Τα χαρακτηριστικά του ανεμολογικού πεδίου επηρεάζουν σημαντικά τη μεταφορά των σωματιδίων της σκόνης. Γενικά, για τη μετακίνηση των σωματιδίων σκόνης απαιτούνται ταχύτητες ανέμου τουλάχιστον 7 ms^{-1} . Τα αρχικά σωματίδια σκόνης παρασύρουν τα μικρότερα προς την ατμόσφαιρα μέσω της διαδικασίας αναπήδησης. Στον [Πίνακα 10.2](#) φαίνονται οι ελάχιστες απαιτούμενες ταχύτητες για τη μετακίνηση σωματίων σκόνης από διαφορετικές πηγές.

Πηγή	Ελάχιστη ταχύτητα ανέμου (ms^{-1})
Περιοχές αμμιολόφων	4,50-6,70
Αμμώδεις περιοχές σε περιορισμένες ερημικές εκτάσεις	8,95
Ερημικές επίπεδες εκτάσεις	8,95-11,16
Περιοχές αποξηραμένων λιμνών	13,40-15,60
Εκτενείς ερημικές εκτάσεις	18,90

Πίνακας 10.2 Ελάχιστες απαιτούμενες ταχύτητες ανέμου (ms^{-1}) για τη μετακίνηση σωματιδίων σκόνης από διαφορετικές πηγές ([Πηγή <http://www.meted.ucar.edu>](http://www.meted.ucar.edu)).

Μετά την εκπομπή μεγάλης ποσότητας σκόνης στην ατμόσφαιρα η αμμιοθύελλα που δημιουργείται μπορεί να διατηρήσει την ισχύ της ακόμα και στην περίπτωση που το ανεμολογικό πεδίο έχει ένταση μικρότερη από την ελάχιστη ταχύτητα ανέμου για την έναρξη της εκπομπής. Ο μηχανισμός της αναπήδησης είναι υπεύθυνος σε αυτή την περίπτωση για την άνοδο της σκόνης στην ατμόσφαιρα. Στην υπόθεση της τέλειας στρωτής ροής, τα σωματίδια της σκόνης κινούνται σε ένα λεπτό στρώμα κατά μήκος της ερημικής επιφάνειας. Για τη δημιουργία της αμμιοθύελλας θα πρέπει αυτό το στρώμα σκόνης να ανέλθει και να διαχυθεί στην ατμόσφαιρα.

Λόγω της διάτμησης του ανέμου, η τύρβη είναι ουσιαστικά υπεύθυνη για την απομάκρυνση και τη μεταφορά των σωματιδίων της σκόνης από την επιφάνεια του εδάφους. Συνεπώς, ένα ασταθές οριακό στρώμα ευνοεί τις κατακόρυφες κινήσεις που απαιτούνται για την απομάκρυνση των σωματιδίων από την επιφάνεια του εδάφους. Αντιθέτως, ένα ευσταθές οριακό στρώμα περιορίζει τα ανοδικά ρεύματα και επομένως και την κατακόρυφη μεταφορά των σωματιδίων σκόνης λόγω της ύπαρξης αναστροφής σε χαμηλά επίπεδα. Λόγω της ιδιαιτέρως αραιής βλάστησης στις ερημικές περιοχές, η μεγάλη θέρμανση του εδάφους κατά τη διάρκεια της ημέρας ευνοεί τη δημιουργία ασταθούς οριακού στρώματος, όπως συμβαίνει στις ερήμους των μέσων γεωγραφικών πλατών. Μετά τη δύση του ηλίου, η ψύξη των κατωτέρων στρωμάτων της ατμόσφαιρας οδηγεί σε αναστροφή κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, με αποτέλεσμα τον περιορισμό της εκπομπής κατά τις νυχτερινές ώρες.

Η θερμοκρασιακή αναστροφή αναστέλλει τις ανοδικές κινήσεις στο οριακό στρώμα και δεν επιτρέπει την άνοδο σωματιδίων σκόνης στην ατμόσφαιρα. Για παράδειγμα, άνεμος 5 ms^{-1} μπορεί να προκαλέσει μεταφορά σκόνης την ημέρα, αλλά τη νύχτα όχι. Η δημιουργία αναστροφής δεν επηρεάζει τη σκόνη που έχει ήδη απελευθερωθεί στην ατμόσφαιρα και μετακινείται πάνω από το οριακό στρώμα.

10.5. Ταχύτητα Τριβής

Η ταχύτητα τριβής καθορίζει αν το ανεμολογικό πεδίο μπορεί να χαρακτηριστεί τυρβώδες, ώστε να υπάρχουν ευνοϊκές συνθήκες για την απομάκρυνση και τη μεταφορά της σκόνης από το έδαφος. Η ελάχιστη απαιτούμενη ταχύτητα τριβής ώστε να κινηθούν τα σωματίδια της σκόνης είναι $0,6 \text{ ms}^{-1}$. Η ταχύτητα τριβής, u_* , δίνεται ως:

$$u_* = \frac{V_s \cdot \kappa}{\ln(z_s/z_o) - \psi_m(z_s/L)} \quad (10.1)$$

Όπου, V_s είναι η ταχύτητα του ανέμου στο μέσο ύψος z_s του επιφανειακού στρώματος, κ. είναι η σταθερά Von Karman, z_o η επιφανειακή τραχύτητα (για την έρημο $z_o = 0,01$), ψ_m είναι η παράμετρος ευστάθειας για την ορμή και L είναι το μήκος Monin - Obukhov. Για ουδέτερες συνθήκες ισχύει $z_s/L = 0$ και $\psi_m = 0$. Κατά τη διάρκεια της ημέρας, όπου οι ατμοσφαιρικές συνθήκες είναι ασταθείς, ισχύει $z_s/L < 0$ και $\psi_m > 0$. Στον [Πίνακα 10.3](#) δίνονται ενδεικτικές τιμές ταχύτητας τριβής για διάφορες τιμές της ελάχιστης απαιτούμενης ταχύτητας του ανέμου ([Westphal et al., 1998](#)).

V_t (ms ⁻¹)	u_*	
	Ουδέτερες συνθήκες (z/L=0)	Ασταθείς συνθήκες (z/L=-2)
5	29	35
8	46	55
11	64	77

Πίνακας 10.3 Τυπικές τιμές ταχύτητας τριβής (u_*) και ελάχιστης απαιτούμενης ταχύτητας ανέμου σε ουδέτερες και ασταθείς συνθήκες.

10.6. Εξίσωση Διάχυσης

Ο κύκλος της σκόνης στο ατμοσφαιρικό περιβάλλον γενικά περιγράφεται από ένα σετ K - Eulerian προγνωστικών εξισώσεων συνέχειας για τη συγκέντρωση της σκόνης:

$$\frac{\partial C_k}{\partial t} = -u \frac{\partial C_k}{\partial x} - v \frac{\partial C_k}{\partial y} - (w - v_{gk}) \frac{\partial C_k}{\partial z} - \nabla(K_H \nabla C_k) - \frac{\partial}{\partial z}(K_z \frac{\partial C_k}{\partial z}) + (\frac{\partial C_k}{\partial t})_{SOURCE} - (\frac{\partial C_k}{\partial t})_{SINK} \quad (10.2)$$

όπου, k η κλάση των σωματίδων σκόνης ανάλογα με το μέγεθός τους, C_k η συγκέντρωση για το k -σωματίδιο, u και v οι οριζόντιες συνιστώσες ανέμου, w η κάθετη συνιστώσα ανέμου, v_{gk} η ταχύτητα μεταφοράς, K_H ο συντελεστής διάχυσης, K_z ο συντελεστής μεταφοράς τυρβώδους ροής, $(\partial C_k / \partial t)_{SOURCE}$ ο ρυθμός εκπομπής σκόνης στις περιοχές - πηγές και $(\partial C_k / \partial t)_{SINK}$ ο όρος της καθίζησης που περιλαμβάνει την ξηρή και υγρή εναπόθεση. Η ολική συγκέντρωση δίνεται από τη σχέση:

$$C = \sum_{k=1}^K \delta_k C_k, \sum_{k=1}^K \delta_k = 1 \quad (10.3)$$

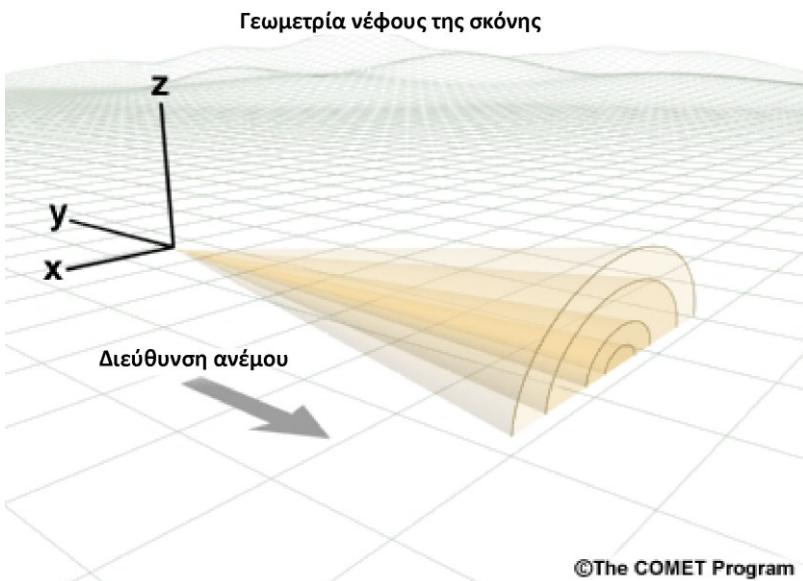
Το δ_k υποδηλώνει την αναλογία μάζας για την k -κλάση.

Από τη στιγμή που τα σωματίδια της σκόνης εισέρχονται στην ατμόσφαιρα μεταφέρονται σε μεγαλύτερα ύψη στο οριακό στρώμα ή μπορεί να επανέλθουν στο έδαφος. Οι ακόλουθοι μηχανισμοί επηρεάζουν την κίνηση των σωματίδων σκόνης:

- Διασπορά
- Βαρυτική καθίζηση και
- Εισροή σκόνης σε κινήσεις κατακόρυφης μεταφοράς και εναπόθεση μέσω του υετού

10.7. Διασπορά της Σκόνης

Διασπορά είναι το σύνολο των μηχανισμών που είναι υπεύθυνοι για τη μεταφορά ενός νέφους σκόνης από την πηγή του υπό την επίδραση της ατμοσφαιρικής ροής. Εμπεριέχει μια διαδικασία διάλυσης, η οποία ενισχύεται όσο αυξάνεται η ποσότητα του αέρα που αναμειγνύεται με το νέφος της σκόνης. Η διασπορά είναι μια μονόδρομη διαδικασία, η οποία δεν επιτρέπει τη δημιουργία νέων νεφών σκόνης. Στο [Σχήμα 10.7](#) αποτυπώνεται η διαδικασία της διασποράς, η οποία εκκινεί από σημειακή πηγή με τη συγκέντρωση νέφους σκόνης και ελαχιστοποιείται σε περιοχές που απέχουν από αυτό.



Σχήμα 10.7 Σχηματική αναπαράσταση της μεταφοράς σκόνης (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>). Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε τη μεταφορά της σκόνης στην ατμόσφαιρα (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

Η τύρβη αποτελεί τον κύριο μηχανισμό που ελέγχει τη διασπορά καθώς αναμειγνύει τον περιβάλλοντα αέρα με το πλούμιο (μεγαλύτερη τύρβη οδηγεί σε μεγαλύτερη διασπορά). Τρεις τύποι τύρβης συμμετέχουν στη διαδικασία της διασποράς: η μηχανική τύρβη, η τύρβη λόγω διάτμησης του ανέμου και η τύρβη από ανωστικές δυνάμεις λόγω διαφοράς πυκνότητας (buoyancy).

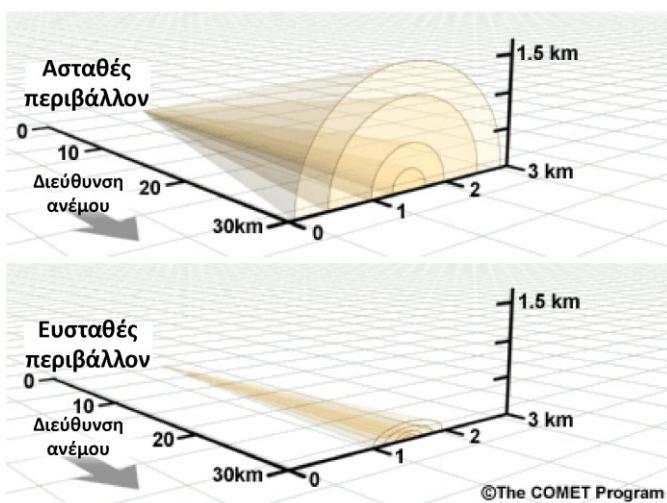
- Η μηχανική τύρβη δημιουργείται από τη ροή αέρα πάνω ή γύρω από ένα εμπόδιο.
- Η τύρβη λόγω διάτμησης του ανέμου είναι αποτέλεσμα της κατακόρυφης διακύμανσης της έντασης και της διεύθυνσης του ανέμου.
- Η τύρβη από ανωστικές δυνάμεις, λόγω διαφοράς πυκνότητας δημιουργείται από τις ανοδικές κινήσεις των αερίων μαζών λόγω της θέρμανσης των κατωτέρων στρωμάτων της ατμόσφαιρας (π.χ. θέρμανση του εδάφους κατά τη διάρκεια της ημέρας και δημιουργία συνθηκών αστάθειας, όπως φαίνεται στο [Σχήμα 10.8](#)). Τέτοιες διεργασίες έχουν περιγραφεί στο [Κεφάλαιο 2](#).



Σχήμα 10.8 Η τύρβη από ανωστικές κινήσεις λόγω αστάθειας (*buoyancy turbulence*) (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>). Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε τη δημιουργία νέφους σκόνης στην ατμόσφαιρα (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

Εάν δεν υπάρχουν συνθήκες τύρβης, τα σωματίδια της σκόνης μπορούν να μεταφέρονται οριζόντια με ρυθμό 300 μέτρα την ώρα. Ωστόσο, αυτό εξαρτάται κυρίως από τις συνθήκες συνοπτικής και μέσης κλίμακας που επικρατούν, ενώ μια ασταθής ατμόσφαιρα θα επιβραδύνει το ρυθμό με τον οποίο μεταφέρεται η σκόνη.

Οι συνθήκες ευστάθειας επηρεάζουν σημαντικά το μηχανισμό διασποράς της σκόνης. Στο [Σχήμα 10.9](#) φαίνεται η διασπορά των πλουμίων σκόνης κάτω από ασταθείς και ευσταθείς συνθήκες. Η διασπορά λαμβάνει χώρα τόσο σε οριζόντιο, όσο και σε κατακόρυφο επίπεδο σε ασταθείς συνθήκες, με τη διασπορά καθ' ύψος να είναι πιο έντονη. Αντιθέτως, σε ευσταθείς συνθήκες η διασπορά κατά τον κατακόρυφο άξονα είναι περιορισμένη. Σε ουδέτερες συνθήκες η σκόνη διασπείρεται ομοιόμορφα σε οριζόντιες και κατακόρυφες διευθύνσεις.



Σχήμα 10.9 Διασπορά και συνθήκες ατμοσφαιρικής ευστάθειας (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

10.8. Σκόνη και Ακτινοβολία

Η παρουσία των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα έχει επίδραση στη μεταφορά ακτινοβολίας και στο ενεργειακό ισοζύγιο της τροπόσφαιρας. Σε αντίθεση με τα θερμοκηπιακά αέρια (CO_2 , CH_4), τα οποία

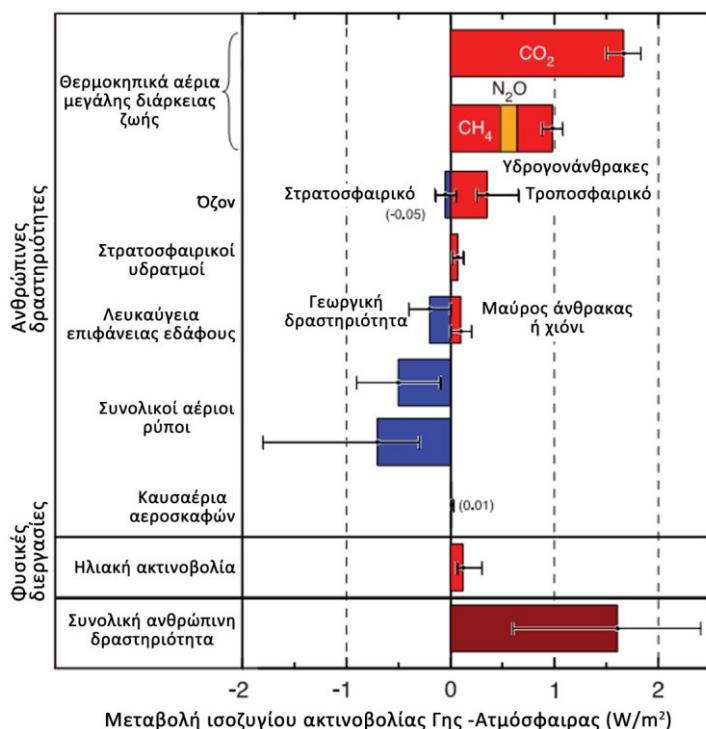
επηρεάζουν μόνο την υπέρυθρη γήινη ακτινοβολία, τα σωματίδια σκόνης απορροφούν και διαχέουν και την ηλιακή ακτινοβολία μειώνοντας το ποσό της ενέργειας που φτάνει στο έδαφος ([IPCC, 2007](#); [Tegen, 2003](#); [Spyrou et al., 2010](#)).

Στο υπέρυθρο φάσμα της ακτινοβολίας, τα σωματίδια της σκόνης απορροφούν και επανεκπέμπουν ακτινοβολία δρώντας έτσι ως θερμοκηπιακά αέρια ([Tegen, 2003](#); [Helmert, 2007](#)). Η διάχυση της ηλιακής ακτινοβολίας (άμεση επίδραση των αερολυμάτων) επιφέρει ψύξη της ατμόσφαιρας, ενώ η απορρόφηση της ακτινοβολίας από τα αερολύματα οδηγεί στη θέρμανση της ατμόσφαιρας και στον περιορισμό της δημιουργίας νεφών (ημι-άμεση επίδραση των αερολυμάτων, [Stanelle et al., 2010](#)).

Οι οπτικές ιδιότητες των σωματιδίων της σκόνης (διάχυση, λευκαύγεια, οπτικό βάθος), οι οποίες εξαρτώνται από το μέγεθος, το σχήμα και τους δείκτες ανάκλασης, επιφέρουν σημαντική επίδραση στη μεταφορά της ακτινοβολίας. Η εδαφική σύσταση των πηγών της σκόνης ([Tegen, 2003](#)) σε συνδυασμό με τη χημική σύσταση των αερολυμάτων και τον μετασχηματισμό τους κατά τη μεταφορά τους ([Wang et al., 2005](#)), αποτελούν καθοριστικούς παράγοντες για τις οπτικές ιδιότητες των σωματιδίων σκόνης.

Στο [Σχήμα 10.10](#) εμφανίζονται μεταβολές στο ισοζύγιο ακτινοβολίας Γης - ατμόσφαιρας από το 1750 (έναρξη βιομηχανικής εποχής) έως το 2005, όπως παρουσιάστηκαν στην έκθεση της [IPCC](#) το [2007](#). Οι γραμμές μαύρου χρώματος σε κάθε οριζόντιο ιστόγραμμα αντιστοιχούν στο ποσό αβεβαιότητας για κάθε στοιχείο. Τα αερολύματα εμφανίζουν αβεβαιότητα ίδιας τάξης μεγέθους με τις απόλυτες τιμές, γεγονός που αποδεικνύει τη δυσκολία αποτίμησης της επίδρασης της σκόνης στο ισοζύγιο ακτινοβολίας ([Claquin et al., 1998](#)).

Μεταβολή ισοζυγίου ακτινοβολίας Γης -Ατμόσφαιρας από το 1750 έως το 2005



Σχήμα 10.10 Σύνοψη των βασικότερων συνιστωσών του κλιματικού συστήματος που επηρεάζουν το ισοζύγιο ακτινοβολίας (τροποποίηση από [IPCC, 2007](#)).

Οι [Haywood et al., \(2003\)](#), στο ερευνητικό πρόγραμμα SHADE (SaHAran Dust Experiment) κατέληξαν πως υπάρχει μείωση της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας έως και -130 Wm^{-2} στην περιοχή της Δυτικής Αφρικής. Στο πείραμα ERBE (Earth Radiation Budget Experiment) οι [Hsu et al., \(2001\)](#) μέτρησαν μείωση της τάξης -45 Wm^{-2} στην περιοχή της Βόρειας Αφρικής και ταντόχρονα παρατήρησαν αύξηση $+25 \text{ Wm}^{-2}$ στο υπέρυθρο φάσμα της ακτινοβολίας. Για την περιοχή της Αφρικής κατέληξαν σε παρόμοια αποτελέσματα και

οι [Haywood et al., \(2005\)](#). Σε μελέτη ισχυρού επεισοδίου σκόνης στις 19 Μαΐου 2006 στο Μαρόκο παρατηρήθηκε μεταβολή στην καθαρή γήινη ακτινοβολία από -19 έως +24 Wm⁻² ([Bierwirth et al., 2008](#)).

10.9. Παραμετροποίηση του Κύκλου της Σκόνης

Όπως έχει αναφερθεί, τα σωματίδια της σκόνης αρχίζουν να απελευθερώνονται στην ατμόσφαιρα όταν μεγαλύτερα σωματίδια (διαμέτρου μεγαλύτερης των 10 μμ) διαρρηγγίνουν τις δυνάμεις συνοχής στο έδαφος και απελευθερώνουν μικρότερα σωματίδια. Οι ατμοσφαιρικές συνθήκες κοντά στο έδαφος, οι ιδιότητες και οι συνθήκες του εδάφους (π.χ. υγρασία του εδάφους, θερμοκρασία, βλάστηση) καθορίζουν το ποσό της εκπεμπόμενης σκόνης.

Συνήθως, ο υπολογισμός των οριακών συνθηκών για την μαθηματική προσομοίωση του κύκλου της σκόνης γίνεται είτε μέσω των επιφανειακών ροών είτε μέσω των επιφανειακών συγκεντρώσεων των σωματιδίων της σκόνης. Ωστόσο, η προσέγγιση της ροής μάζας σκόνης συναντάται σε αρκετά μοντέλα ([Marticorena and Bergametti, 1995](#), [Tegen and Fung, 1994](#)).

Δυο τύποι παραμέτρων διέπουν τη συγκέντρωση των σωματιδίων σκόνης, που απελευθερώνονται κοντά στο έδαφος, αλλά και την εκπεμπόμενη κατακόρυφη ροή. Ο πρώτος τύπος σχετίζεται με τη δομή και την κατάσταση του εδάφους, ενώ ο δεύτερος τύπος περιγράφει την ατμοσφαιρική τυρβώδη ροή κοντά στην επιφάνεια του εδάφους. Οι [Zender et al., \(2003\)](#) προτείνουν την ακόλουθη σχέση για την κατακόρυφη ροή σκόνης Fs:

$$F_{s,j} = T \cdot A_m \cdot S \cdot \alpha \cdot Q_s \cdot \sum_{i=1}^I M_{i,j} \quad (10.4)$$

όπου, Τ μία παγκόσμια ρυθμιστική παράμετρος, A_m η αναλογία ξηρού και ημίξηρου εδάφους σε κάθε πλεγματική περιοχή, S η ικανότητα του εδάφους για εκπομπή σκόνης κάτω από συγκεκριμένες ατμοσφαιρικές συνθήκες, α η ικανότητα παραγωγής μάζας σκόνης, Q_s η οριζόντια ροή μεγαλυτέρων σωματιδίων που ευθύνονται για τη διαδικασία της αναπήδησης και $M_{i,j}$ η επικάλυψη μάζας μεταξύ πηγών και μηχανισμών μεταφοράς, ενώ ο όρος j σχετίζεται με τις κατηγορίες εδαφών, όπως φαίνεται στον [Πίνακα 10.4](#).

Κατηγορίες εδαφών (Cosby et al., 1984)	$M_{i,j}$			
	Αργιλος	Μικρή Ιλύς	Μεγάλη Ιλύς	Άμμος
Αργιλώδης άμμος	0,12	0,08	0,08	0,80
Αργιλος με ίλυ	0,34	0,56	0,56	0,10
Αργιλος	0,45	0,30	0,30	0,25
Αμμώδης ίλυς	0,12	0,18	0,18	0,70
Αμμώδης άργιλος	0,40	0,10	0,10	0,50
Αργιλώδης ίλυς	0,34	0,36	0,36	0,30
Αμμώδης και αργιλώδης ίλυς	0,22	0,18	0,18	0,60

Πίνακας 10.4 Αντιστοίχιση κατηγοριών εδαφών και αργίλου, άμμου και ίλνος για την παράμετρο $M_{i,j}$.

Κατά τη μαθηματική προσομοίωση, οι πλεγματικές περιοχές που θεωρούνται πηγές σκόνης προσδιορίζονται χρησιμοποιώντας υψηλής ανάλυσης βάσεις δεδομένων ξηρών και ημίξηρων κατηγοριών βλάστησης. Το ποσοστό εμφάνισης αυτών των πλεγματικών σημείων σκόνης μέσα στην περιοχή που ορίζεται γύρω από το σημείο πλέγματος του εκάστοτε μοντέλου περιγράφεται από την παράμετρο A_m και δίνεται από τον τύπο:

$$A_m = \frac{\text{Αριθμός πλεγματικών σημείων σκόνης σε μια πλεγματική περιοχή}}{\text{Συνολικός αριθμός πλεγματικών σημείων βλάστησης σε μια πλεγματική περιοχή}} \quad (10.5)$$

Η παράμετρος α δίνεται από τους [Marticorena and Bergametti, \(1995\)](#) ως ακολούθως:

$$\alpha = 100 \exp[(13,4M_{clay} - 6) \ln 10] \quad (10.6)$$

όπου clay είναι ο άργιλος.

10.9.1. Ξηρή Εναπόθεση της Σκόνης

Σύμφωνα με τους [Kumar et al., \(1996\)](#) η ταχύτητα της ξηρής εναπόθεσης V_d των σωματιδίων σκόνης δίνεται από τους τύπους:

$$V_d = V_{SED} + \frac{1}{r_a + r_b + r_a r_b V_{SED}} \quad (10.7)$$

$$r_a = \frac{1}{ku_*} \left[\ln\left(\frac{1}{z_0}\right) - \phi_h \right] \quad (10.8)$$

$$r_b = \frac{1}{u_* \left(S_c^{-2/3} + 10^{-3/S_t} \right)} \quad (10.9)$$

όπου r_a και r_b η αεροδυναμική και η οριακή αντίσταση αντίστοιχα, κ η σταθερά Von Karmann, z_0 το μήκος της επιφανειακής τραχύτητας, ϕ_h ο διορθωτικός όρος ευστάθειας, S_c ο αριθμός Schmidt, S_t ο αριθμός Stokes που είναι χαρακτηριστικός της ατμοσφαιρικής ροής και V_{SED} η ταχύτητα καθίζησης των σωματιδίων σκόνης, όπως ορίζεται από το νόμο του Stokes.

10.9.2. Υγρή Εναπόθεση της Σκόνης

Ο όρος υγρή εναπόθεση αναφέρεται στην απομάκρυνση των αερολυμάτων από την ατμόσφαιρα λόγω υετού και αφορά κυρίως σωματίδια διαμέτρου 0,1-10 μμ ([Σχήμα 10.11](#)). Τα σωματίδια σκόνης είναι κυρίως υγροσκοπικά και συνεπώς μπορούν να δράσουν ως πυρήνες συμπύκνωσης για τον σχηματισμό νεφοσταγόνων (Cloud Condensation Nuclei-CCN's). Ο μηχανισμός απομάκρυνσης σωματιδίων σκόνης στο εσωτερικό των νεφών πραγματοποιείται λόγω συμπύκνωσης. Ο μηχανισμός απομάκρυνσης των σωματιδίων σκόνης κάτω από τη βάση του νέφους λόγω του υετού εξαρτάται από το μέγεθός τους. Σωματίδια με διάμετρο 0,1-1 μμ απομακρύνονται από την ατμόσφαιρα λόγω διάχυσης (κινήσεις τύπου Brown), ενώ σωματίδια μεγαλύτερου μεγέθους απομακρύνονται από την ατμόσφαιρα λόγω της εσωτερικής τους εναπόθεσης σε νεφοσταγόνες ή σε παγοκρυστάλλους.

Η σκόνη σε υγρό περιβάλλον, όπως αυτό της βροχής ή των νεφών, επιδρά σημαντικά στην οξύτητα του νερού. Η βροχή θεωρείται όξινη όταν το pH της είναι μικρότερο από 5,6 ([Granat, 1972](#)). Η όξινη βροχή είναι επιβλαβής για τη βλάστηση, τα υλικά των κτιρίων και γενικότερα τη λειτουργία των οικοσυστημάτων.



Σχήμα 10.11 Τα στάδια της υγρής εναπόθεσης σκόνης (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>). Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε τον κύκλο της σκόνης στην ατμόσφαιρα (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

Ο ρυθμός απομάκρυνσης της συγκέντρωσης σκόνης C από την ατμόσφαιρα λόγω βροχόπτωσης δίνεται ως ([Seinfeld and Pandis, 1998](#)):

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\Lambda \cdot C \quad (10.10)$$

όπου, Λ ο συντελεστής απομάκρυνσης. Για τα σωματίδια μέσα στα νέφη ισχύει:

$$\Lambda = 4,2 \times 10^{-7} \frac{EP}{d_d} \quad (10.11)$$

όπου, E η ικανότητα συλλογής, P ο ρυθμός βροχόπτωσης και d_d η διάμετρος της νεφοσταγόνας. Για την περιοχή κάτω από τα νέφη οι [Seinfeld and Pandis \(1998\)](#) προτείνουν:

$$E_{d_p} = \frac{4}{Re S_c} \left(1 + 0,4 Re^{1/2} S_c^{1/3} + 0,16 Re^{1/2} S_c^{1/2} \right) + 4\phi \left[\frac{\mu}{\mu_w} + \phi \left(1 + Re^{1/2} \right) \right] + \left(\frac{S_t - S^*}{S_t - S^* + 2/3} \right)^{3/2} \quad (10.12)$$

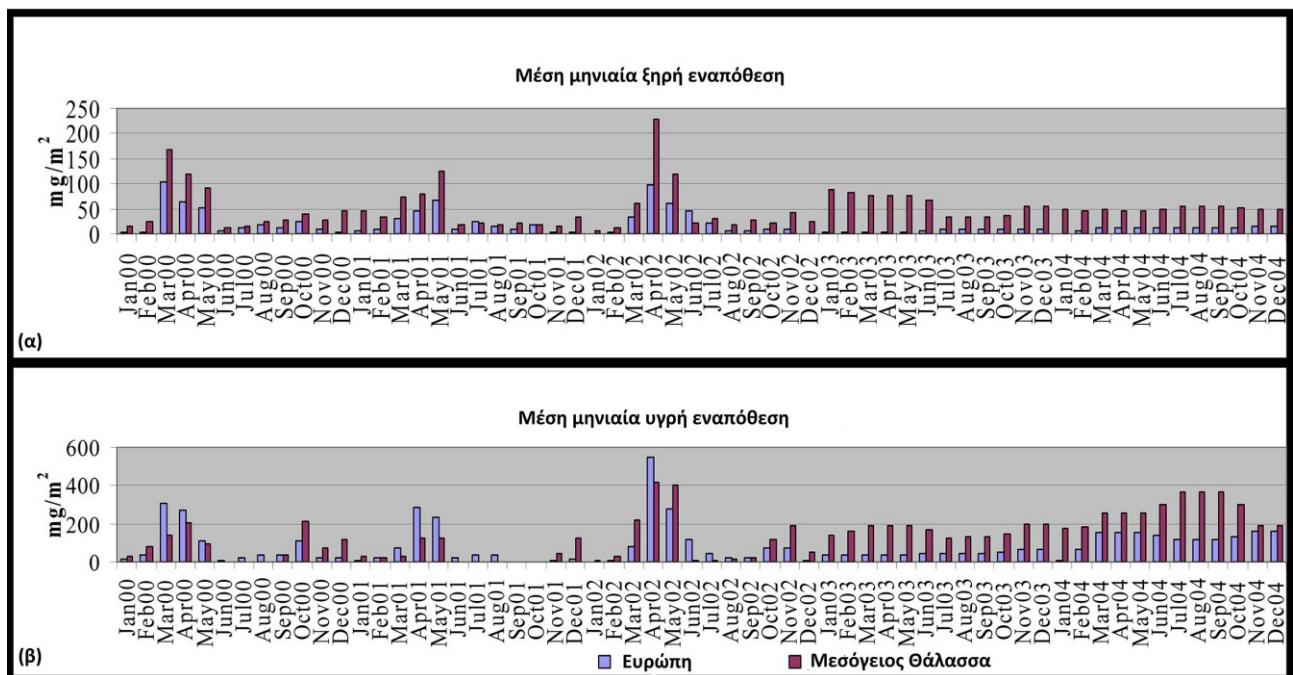
$$S^* = \frac{1,2 + \ln(1+Re)/12}{1 + \ln(1+Re)} \quad (10.13)$$

όπου, μ και μ_w το κινηματικό ιξώδες του αέρα ($1,8 \times 10^{-5} \text{ kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$) και του νερού ($10^{-3} \text{ kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$) αντίστοιχα, $\phi = d_p/d_d$, όπου d_p η διάμετρος των σωματίδων και d_d η διάμετρος της υδροσταγόνας, Re ο αριθμός Reynolds, S_c ο αριθμός Schmidt και S_t ο αριθμός Stokes.

10.10. Γεωγραφική Κατανομή Εποχιακών και Ετήσιων Ποσών Εναπόθεσης Σκόνης από τη Σαχάρα στη Μεσόγειο και την Ευρώπη

Η έρημος Σαχάρα αποτελεί τη σημαντικότερη περιοχή παραγωγής σκόνης. Η σκόνη φυσικής προέλευσης, η οποία παράγεται από αιολική διάβρωση ερημικών και ημι-ερημικών εκτάσεων, μπορεί διερχόμενη πάνω από τη Μεσόγειο Θάλασσα να επηρεάσει την ποιότητα του αέρα στην Ευρωπαϊκή ήπειρο. Τα ποσά εναπόθεσης σκόνης φυσικής προέλευσης στην επιφάνεια της Γης βρίσκονται σε αναλογία με την εποχιακή μεταβλητότητα του κύκλου της σκόνης στην ατμόσφαιρα. Το μέγεθος και η γεωγραφική κατανομή της εναπόθεσης σκόνης σε χερσαίες και θαλάσσιες επιφάνειες της ευρύτερης περιοχής της Μεσογείου μπορεί να ποικίλει σημαντικά, λόγω του περιορισμένου δικτύου μετρητικών σταθμών. Οι [Katsafados et al. \(2007\)](#) εκτίμησαν τη μάζα σκόνης από τη Σαχάρα που εναποτίθεται στη Μεσόγειο Θάλασσα και την Ευρωπαϊκή ήπειρο σε εποχιακή και ετήσια βάση, όπως αυτή έχει προσομοιωθεί από το σύστημα πρόγνωσης καιρού Σκίρων του Πανεπιστημίου Αθηνών σε πλήρη σύζευξη με ένα μοντέλο προσομοίωσης του κύκλου της σκόνης. Με βάση τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων του συστήματος Σκίρων εκτιμήθηκαν ξεχωριστά τα ποσά της ξηρής και υγρής εναπόθεσης στη Μεσόγειο Θάλασσα και την Ευρώπη για χρονική περίοδο 5 ετών (2000-2004).

Το [Σχήμα 10.12](#) απεικονίζει τα διαγράμματα της μέσης μηνιαίας ξηρής και υγρής εναπόθεσης σκόνης αντίστοιχα για την Ευρώπη και τη Μεσόγειο Θάλασσα. Όπως είναι αναμενόμενο εμφανίζεται περιοδικότητα των μέγιστων ποσοτήτων που εντοπίζονται κατά τους εαρινούς μήνες. Δευτερεύον μέγιστο παρατηρείται κατά τους φθινοπωρινούς μήνες. Η μάζα που εναποτίθεται στην επιφάνεια υπό μορφή ξηρής εναπόθεσης εμφανίζεται συστηματικά μεγαλύτερη πάνω από τη Μεσόγειο Θάλασσα, ενώ στην περίπτωση της υγρής εναπόθεσης δεν υπάρχει σαφές συμπέρασμα. Ο μηχανισμός της υγρής εναπόθεσης είναι σαφώς πιο πολύπλοκος καθώς σημαντικό ρόλο διαδραματίζει και η κατανομή του υετού πάνω από την Ευρώπη και τη Μεσόγειο. Επίσης τον Απρίλιο 2002 εμφανίζονται οι μέγιστες ποσότητες πενταετίας πάνω από την Ευρώπη και τη Μεσόγειο, ενώ και οι υπόλοιποι εαρινοί μήνες του 2002 χαρακτηρίζονται από ιδιαίτερα σημαντική δραστηριότητα μεταφοράς σκόνης από τη Σαχάρα.



Σχήμα 10.12 α) Μέση μηνιαία ξηρή εναπόθεση σκόνης (mg m^{-2}) και β) μέση μηνιαία υγρή εναπόθεση σκόνης (mg m^{-2}) κατά την περίοδο 2000-2004 για την Ευρώπη και τη Μεσόγειο Θάλασσα (τροποποίηση από [Katsafados et al. \(2007\)](#)).

Ο [Πίνακας 10.5](#) παρουσιάζει τις ποσότητες της ξηρής και υγρής εναπόθεσης (σε 10^3 tn), καθώς και τη συνολική εναπόθεση ως άθροισμα ξηρής και υγρής. Τα αποτελέσματα καταδεικνύουν σημαντική χωροχρονική μεταβλητότητα των ποσοτήτων και εμφανίζουν έτη με περιορισμένη δραστηριότητα μεταφοράς

σκόνης (όπως το 2001), που ακολουθούνται συνήθως από περιόδους με αυξημένη δραστηριότητα (2002). Συνολικά η εναπόθεση σκόνης για την περίοδο 2000-2004 είναι της τάξης των 18×10^6 tn στην Ευρώπη, ενώ στη Μεσόγειο Θάλασσα εκτιμάται σε 28×10^6 tn.

	Ευρώπη			Μεσόγειος Θάλασσα		
	Συνολικά	Ξηρά	Υγρά	Συνολικά	Ξηρά	Υγρά
2000	3914	936	2978	3962	1541	2421
2001	2909	725	2184	2500	1255	1245
2002	4723	883	3840	5132	1546	3586
2003	1999	256	1743	6752	1828	4924
2004	4933	398	4535	9306	1504	7802

Πίνακας 10.5 Κατανομή ετήσιας εναπόθεσης σκόνης (σε 10^3 tn) στην Ευρώπη και τη Μεσόγειο Θάλασσα (πηγή [Katsafados et al. \(2007\)](#)).

Βιβλιογραφία/Αναφορές

- Alfaro, S. C., Gaudichet, A., Gomes, L. and Maille, M. (1997). Modeling the size distribution of a soil aerosol produced by sandblasting. *Journal of Geophysical Research*, 102, pp. 11239-11249.
- Barkan, J., Kutiel, H. and Alpert, P. (2004). Climatology of Dust Sources in North Africa and the Arabian Peninsula, Based on TOMS Data, *Indoor Built Environ.*, 2004, pp. 13:407–419.
- Bierwirth Eike, M. Wendisch, A. Ehrlich, B. Heese, M. Tesche, D. Althausen, A. Schladitz, D. Muller, S. Otto, T. Trautmann, T. Dinter, W. Von Hoyningen-Huene and R. Kahn (2008). Spectral surface albedo over Morocco and its impact on radiative forcing of Saharan dust. *Tellus*, 61B, 252–269. DOI: 10.1111/j.1600-0889.2008.00395.x.
- Businger, J.A. (1986). Evaluation of the accuracy with which dry deposition can be measured with current micrometeorological techniques, *Journal of Climatology and Applied Meteorology*, 25, pp. 1100-1124.
- Callot, Y., B. Marticorena, and G. Bergametti (2000). Geomorphologic approach for modelling the surface features of arid environments in a model of dust emissions: Application to the Sahara desert, *Geodin. Acta*, 13(5), pp. 245–270.
- Claquin T., M. Schulz, Y. Balkanski, and O. Boucher (1998). Uncertainties in assessing radiative forcing by mineral dust, *Tellus*, 50B, 491–505, 1998.
- Cosby B.J., G.M. Hornberger, R.B. Clapp, and T.R. Ginn (1984). A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils, *Water Resources Research*, 20(6), 682-690.
- Dufrense, J.L., C. Gautier, and P. Ricchiazzi (2001). Longwave Scattering of Mineral Aerosols. *Journal of Atmospheric Sciences*, 59, pp.1959-1966.
- Goudie, A.S. and N.J. Middleton (2006). *Desert Dust in the Global System*. Springer, ISBN: 978-3-540-32354-9.
- Goudie, A.S. and N.J. Middleton (2001) Saharan dust: Sources and trajectories, *Trans. Inst. Br. Geogr.* NS,26, pp. 165 – 181.
- Granat, G. (1972). On the relation between pH and the chemical composition in atmospheric precipitation, *Tellus*, 24, pp. 550-560.
- Guerzoni, S. and R. Chester (Eds) (1996). *The Impact of Desert Dust Across the Mediterranean*, Kluwer Academic., Norwell, Mass, ISBN 978-94-017-3354-0.

- Haywood, J. M., R. P. Allan, I. Culverwell, T. Slingo, S. Milton, J. Edwards, and N. Clerbaux (2005). Can desert dust explain the outgoing longwave radiation anomaly over the Sahara during July 2003?, *J. Geophys. Res.*, 110, D05105, doi:10.1029/2004JD005232.
- Haywood, J.M, et al., 2003: Radiative properties and direct Radiative effect of Saharan dust measured by the C-130 aircraft during SHADE:1. Solar spectrum. *J. Geophys. Res.*, 108(D18), 8577, doi:10.1029/2002JD002687.
- Helmert J., B. Heinold, I. Tegen, O. Hellmuth and M. Wendisch (2007). On the direct and semidirect effects of Saharan dust over Europe: A modelling study, *J. Geophys. Res.*, 112, doi:10.1029/2006JD007444.
- Hsu, N.C., J.R. Herman, and C. Weaver (2000). Determination of Radiative forcing of Saharan dust using combined TOMS and ERBE data. *J. Geophys. Res.*, 105(D16), 20649–20661.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, ISBN 978 0521 88009-1.
- Kallos, G., P. Katsafados, and C. Spyrou (2012). *Desert dust uptake-transport and deposition mechanisms—impacts of dust on radiation, clouds and precipitation* in Fluid Mechanics of Environmental Interfaces edited by C. Gualtieri and D.T. Mihailovic. Taylor & Francis Ltd, pp. 107-144, ISBN 13: 978-0-415-62156-4.
- Kallos G., C. Spyrou, and C. Mitsakou (2009). Short and Long Wave Radiative Forcing from Desert Dust and Impacts on Weather and Climate, *European Geosciences Union General Assembly 2009*, EGU2009-8867, Vienna, Austria, 19 – 24 April 2009.
- Kallos, G., P. Katsafados, C. Spyrou, and A. Papadopoulos (2005). Desert dust deposition over the Mediterranean Sea estimated with the SKIRON/Eta, *4th EuroGOOS Conference*, 6-9 June 2005, Brest, France.
- Kallos, G., Papadopoulos, A., Katsafados, P. and Nickovic, S. (2006). Trans-Atlantic Saharan dust transport: Model simulation and results. *Journal of Geophysical Research-Atmosphere*, 111, doi: 10.1029/2005JD006207.
- Kallos, G., M. Astitha, P. Katsafados, C. and Spyrou (2007). Long-Range Transport of Anthropogenically and Naturally Produced Particulate Matter in the Mediterranean and North Atlantic: Current State of Knowledge, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46, 8, 1230-1251, doi: 10.1175/JAM2530.1.
- Katsafados P., G. Kallos, C. Spyrou and A. Papadopoulos (2007). Geographical distribution of seasonal and annual amounts of Saharan dust deposition over Mediterranean and Europe. *8th PAN-HELLENIC Geographical Conference of the Greek Geographical Society*, Faculty of Geology & Geoenvironment, 4-7 October 2007, Athens.
- Kaufman, Y.J., D. Tanre, B.N. Holben, S. Mattoo, L.A. Remer, T.F. Eck, J. Vaughan, and B. Chatenet (2002). Aerosol radiative impact on spectral solar flux at the surface, derived from principal-plane sky measurements, *J. Atmos. Sci.*, 59: 635-646.
- Kumar, N., F.W. Lurmann, A.S. Wexler, S. Pandis, and J.H. Seinfeld (1996). Development and Application of a Three Dimensional Aerosol Model. *Presented at the A&WMA Specialty Conference on Computing in Environmental Resource Management*, Research Triangle Park, NC, December 2-4, 1996.
- Levin Z., A. Teller, E. Ganor, and Y. Yin (2005). On the interactions of mineral dust, sea-salt particles and clouds: A measurement and modeling study from the Mediterranean Israeli Dust Experiment campaign, *Journal of Geophysical Research*, 110, D20202, doi:10.1029/2005JD005810.
- Marticorena, B., and G. Bergametti (1995). Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme, *Journal of Geophysical Research*, 100, pp. 16415-16430.

- Martin, J.M. and S. E. Fitzwater (1988). Iron deficiency limits phytoplankton growth in the north-east Pacific subarctic, *Nature*, 331, pp. 341-343.
- Miller, R.L. and I. Tegen (1998). Climate Response to soil dust aerosols, *Journal of Climate*, 11, pp. 3247-3267.
- Ozsoy, E., N. Kibilay, S. Nickovic, and C. Moulin (2001). A hemisphere dust storm affecting the Atlantic and Mediterranean in April 1994: Analyses, modeling, ground-based measurements and satellite observations, *Journal of Geophysical Research*, 106, pp. 18439-18460.
- Papadopoulos A., P. Katsafados, G. Kallos, S. Nickovic, S. Rodriguez, and X. Querol (2003). Contribution of Desert Dust Transport to Air Quality Degradation of Urban Environments, Recent Model Developments. *26th NATO/CCMS ITM on Air Pollution Modeling and its Application*, ISBN 0-306-48464-1, pp. 279-286.
- Perez C., S. Nickovic, J. M. Baldasano, M. Sicard, F. Rocadenbosch, and V. E. Cachorro (2006). A long Saharan dust event over the western Mediterranean: Lidar, Sun photometer observations, and regional dust modelling, *J. Geophys. Res.*, 111, D15214, doi:10.1029/2005JD006579.
- Perry, K.D., T.A. Cahill, R.A. Eldred, and D.D Dutcher (1997). Long-range transport of North African dust to the eastern Union States, *Journal of Geophysical Research*, 102, pp. 11225-11238.
- Prospero, J.M. (1996). Saharan dust transport over the North Atlantic Ocean and Mediterranean: An overview, in *The Impact of Desert Dust Across the Mediterranean*, edited by Guerzoni, S. and Chester, R., Kluwer Acad., Norwell Mass., pp. 133-151, ISBN: 978-90-481-4764-9.
- Querol, X., A. Alastuey, S. Rodriguez, M.M. Viana, B. Artinano, P. Salvador, E. Mantilla, S.G.D. Santos, R.F. Patier, J.D.L. Rosa, A.S.D.L Campa, and M. Menedez (2002). Interpretation de series temporales (1996-2000) de niveles de partículas en suspensión en España, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid.
- Rodriguez, S., X. Querol, A. Alastuey, G. Kallos, and O. Kakaliagou (2001). Saharan dust inputs to suspended particles time series (PM10 and TSP) in Southern and Eastern Spain, *Atmospheric Environment*, 35/14, pp. 2433-2447.
- Seinfeld, J.H. and S.N. Pandis (1998) *Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change*, New York: Wiley-Interscience, ISBN 0471178160.
- Spyrou C., C. Mitsakou, G. Kallos, P. Louka, and G. Vlastou (2010). An improved limited area model for describing the dust cycle in the atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 115, D17211, doi:10.1029/2009JD013682, 2010.
- Stanelle T., B. Vogel, H. Vogel, D. Baumer, and C. Kottmeier (2010). Feedback between dust particles and atmospheric processes over West Africa during dust episodes in March 2006 and June 2007, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 10771-10788, 2010, doi: 10.5194/acp-10-10771-2010.
- Swap, R., M. Garstang, S. Greco, R. Talbot, and P. Kallberg (1992). Sahara dust in the Amazon basin, *Tellus*, 44, pp. 133-149.
- Tanaka Y. Taichu, and H. Hanson (2007). Global dust budget. In: *Encyclopedia of Earth*. Eds. Cutler J. Cleveland (Washington, D.C.: Environmental Information Coalition, National Council for Science and the Environment).
- Tegen I. (2003). Modeling the mineral dust aerosol cycle in the climate system. *Quaternary Science Reviews*, 22, pp. 1821 – 1834.
- Tegen, I. and I. Fung (1994). Modeling of mineral dust in the atmosphere: Sources, transport and optical thickness, *Journal of Geophysical Research*, 99, pp. 22897-22914.
- Wang Y., G. Zhuanga , Y. Sund, and Z. Anb (2005). Water-soluble part of the aerosol in the dust storm season-evidence of the mixing between mineral and pollution aerosols, *Atmospheric Environment* ,39, pp.7020-7029.

Westphal, D.L., O.B. Toon, and T.N. Carlson (1988). A case study of Mobilization and transport of Saharan dust, *Journal of Atmospheric Sciences*, 45, pp. 2145-2175.

Yoshioka M., N.M. Mahowald, A. J. Conley, W.D. Collins, D.W. Fillmore, C.S. Zender, and D.B Coleman (2007). Impact of Desert Dust Radiative Forcing on Sahel Precipitation: Relative Importance of Dust Compared to Sea Surface Temperature Variations, Vegetation Changes, and Greenhouse Gas Warming, *American Meteorological Society*, 20, pp. 1445-1467, doi: 10.1175/JCLI4056.1.

Zender, C. S., H. Bian, and D. Newman (2003). Mineral Dust Entrainment and Deposition (DEAD) model: Description and 1990s dust climatology, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 108, D14, doi:10.1029/2002JD002775.

Κριτήρια αξιολόγησης

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Να δοθούν οι φυσικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στον κύκλο της σκόνης φυσικής προέλευσης.

Απάντηση/Λύση

Ο κύκλος της σκόνης της ερήμου θεωρείται μια πολύπλοκη γεωφυσική διαδικασία περιλαμβάνοντας τη διάβρωση του εδάφους και ατμοσφαιρικές διεργασίες. Ως επιπτώσεις της σκόνης στο περιβάλλον και στο κλίμα μπορούν να θεωρηθούν η επίδραση στους μηχανισμούς μεταφοράς ακτινοβολίας μικρού και μεγάλου μήκους κύματος, η υποβάθμιση της ποιότητας του αέρα σε αστικές περιοχές, η επίδραση στα αποθέματα νερού κυρίως στις ξηρές και ημίξηρες περιοχές κ.α. Τα αερολύματα αλληλεπιδρούν με την ηλιακή και τη γήινη ακτινοβολία με συγκεκριμένους τρόπους - Direct Aerosol Effect (D.A.E). Με απορρόφηση και διασπορά της γήινης ακτινοβολίας, τα αερολύματα μειώνουν την ποσότητα της ενέργειας που φτάνει στην επιφάνεια. Η σκόνη επηρεάζει την απορρόφηση της ηλιακής και γήινης ακτινοβολίας, μειώνει την εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία στην επιφάνεια της Γης (έως 10% σε ακραίες περιπτώσεις) και προκαλεί θέρμανση στη μέση τροπόσφαιρα απορροφώντας ακτινοβολία, οπότε και ενισχύει την ευστάθεια της κατώτερης τροπόσφαιρας. Επιπλέον, ενισχύουν το φαινόμενο του θερμοκηπίου απορροφώντας και εκπέμποντας ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος. Η σκόνη μεταφέρεται κάτω από κατάλληλες ατμοσφαιρικές συνθήκες σε αποστάσεις από μερικά εκατοστά έως χιλιάδες χιλιόμετρα απομακρυσμένα από την περιοχή εκπομπής. Επειδή η παραγωγή της σκόνης εξαρτάται από την υγρασία του εδάφους, διαταραχές στον κύκλο του νερού σε ξηρές και ημίξηρες περιοχές επηρεάζουν τους μηχανισμούς παραγωγής και μεταφοράς της σκόνης.

Κριτήριο αξιολόγησης 2

Πώς κινούνται τα σωματίδια σκόνης μέσα στην ατμόσφαιρα;

Απάντηση/Λύση

Τα σωματίδια σκόνης κινούνται με τρεις διαφορετικούς τρόπους μέσα στην ατμόσφαιρα, την ολίσθηση (creeping), την αναπήδηση (saltation) και την εναιώρηση (suspension):

- Η ολίσθηση ευνοείται από ασθενείς ανέμους και από την κοκκοποίηση (granulation) των ελαφρύτερων σωματιδίων.
- Κατά την αναπήδηση παρασύρονται λόγω ισχυρότερων ανέμων μεγαλύτερα σωματίδια, τα οποία, όταν θα χτυπήσουν στο έδαφος, θα απελευθερώσουν στην ατμόσφαιρα σωματίδια μικρότερου μεγέθους.
Στη συνέχεια μεταφέρονται μέσω τυρβωδών ροών. Όσοι ισχυρότεροι είναι οι άνεμοι, τόσο μεγαλύτερα και βαρύτερα σωματίδια μπορούν να αιωρηθούν στην ατμόσφαιρα.
- Η εναιώρηση είναι η διαδικασία κατά την οποία τα σωματίδια εισέρχονται στην ατμόσφαιρα και παραμένουν αιωρούμενα σε αυτήν λόγω των ανέμων, αν αυτά είναι ιδιαιτέρως ελαφριά.

Ισχυρές ροές (σε μέση ή συνοπτική κλίμακα) ανασηκώνουν τα σωματίδια σκόνης κατά χιλιάδες μέτρα και τα μεταφέρουν οριζόντια κατά εκατοντάδες ή χιλιάδες χιλιόμετρα. Μεγάλης κλίμακας τυρβώδεις ροές ή ανοδικά ρεύματα βοηθούν στην εναιώρηση των σωματιδίων μέχρι αυτά να μεταφερθούν στην επιφάνεια είτε λόγω βαρύτητας είτε λόγω υγρής εναπόθεσης. Συνήθως μικρότερα σωματίδια (της τάξης των PM 2,5 και κάτω) μεταφέρονται σε μεγαλύτερες αποστάσεις, ενώ τα μεγαλύτερα (της τάξης των PM10) εναποτίθενται γρηγορότερα στην επιφάνεια έχοντας διανύσει μικρότερες αποστάσεις (μερικά χιλιόμετρα έως μερικές εκατοντάδες χιλιόμετρα).

Κριτήριο αξιολόγησης 3

Ποιοι είναι οι μηχανισμοί τύρβης που συμμετέχουν στη διασπορά της σκόνης;

Απάντηση/Λύση

Η τύρβη είναι ο κύριος μηχανισμός που ελέγχει τη διασπορά μιας και αναμειγνύει τον περιβάλλοντα αέρα με το νέφος της σκόνης (μεγαλύτερη τύρβη οδηγεί σε μεγαλύτερη διασπορά). Και οι τρεις τύποι τύρβης συμμετέχουν στη διαδικασία της διασποράς: η μηχανική τύρβη, η τύρβη λόγω διάτμησης του ανέμου (shear) και η τύρβη από ανωστικές δυνάμεις λόγω διαφοράς πυκνότητας (buoyancy).

- Η μηχανική τύρβη δημιουργείται σε περιπτώσεις ροής αέρα πάνω ή γύρω από ένα εμπόδιο.
- Η τύρβη λόγω διάτμησης του ανέμου είναι αποτέλεσμα της κατακόρυφης διακύμανσης της έντασης και της διεύθυνσης του ανέμου.
- Η τύρβη από ανωστικές δυνάμεις λόγω διαφοράς πυκνότητας (buoyancy) δημιουργείται από τις ανοδικές κινήσεις των αερίων μαζών λόγω της θέρμανσης των κατωτέρων στρωμάτων της ατμόσφαιρας (π.χ. θέρμανση του εδάφους κατά τη διάρκεια της ημέρας και η δημιουργία συνθηκών αστάθειας όπως φαίνεται στο [Σχήμα 10.6](#)).

Κριτήριο αξιολόγησης 4

Ποιά είναι η επίδραση της σκόνης στην ακτινοβολία;

Απάντηση/Λύση

Η παρουσία των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα έχει επίδραση στη μεταφορά ακτινοβολίας και στο ενεργειακό ισοζύγιο της τροπόσφαιρας. Σε αντίθεση με τα θερμοκηπιακά αέρια (CO_2 , CH_4), τα οποία επηρεάζουν μόνο την υπέρυθρη γήινη ακτινοβολία, τα σωματίδια σκόνης απορροφούν και διαχέουν την ηλιακή ακτινοβολία μειώνοντας το ποσό της ενέργειας που φτάνει στο έδαφος.

Στο υπέρυθρο φάσμα της ακτινοβολίας, τα σωματίδια της σκόνης απορροφούν και επανεκπέμπουν ακτινοβολία, δρώντας έτσι ως θερμοκηπιακά αέρια. Η διάχυση της ηλιακής ακτινοβολίας (άμεση επίδραση των αερολυμάτων) επιφέρει ψύξη της ατμόσφαιρας, ενώ η απορρόφηση της ακτινοβολίας από τα αερολύματα οδηγεί στη θέρμανση της ατμόσφαιρας και στον περιορισμό της δημιουργίας νεφών (ημι-άμεση επίδραση των αερολυμάτων).

Οι οπτικές ιδιότητες των σωματιδίων της σκόνης (διάχυση, λευκαύγεια, οπτικό βάθος), οι οποίες εξαρτώνται από το μέγεθος, το σχήμα και τους δείκτες ανάκλασης, επιφέρουν σημαντική επίδραση στη μεταφορά της ακτινοβολίας. Η εδαφική σύσταση των πηγών της σκόνης σε συνδυασμό με τη χημική σύσταση των αερολυμάτων και τον μετασχηματισμό τους κατά τη μεταφορά τους, αποτελούν καθοριστικούς παράγοντες για τις οπτικές ιδιότητες των σωματιδίων σκόνης.

Κριτήριο αξιολόγησης 5

Να περιγραφεί ο μηχανισμός της υγρής εναπόθεσης σκόνης.

Απάντηση/Λύση

Ο όρος υγρή εναπόθεση αναφέρεται στην απομάκρυνση των αερολυμάτων από την ατμόσφαιρα λόγω υετού και αφορά κυρίως σωματίδια διαμέτρου 0,1-10 μμ. Τα σωματίδια σκόνης είναι κυρίως υγροσκοπικά και

συνεπώς μπορούν να δράσουν ως πυρήνες συμπύκνωσης για τον σχηματισμό νεφοσταγόνων (Cloud Condensation Nuclei-CCN's). Ο μηχανισμός απομάκρυνσης σωματιδίων σκόνης στο εσωτερικό των νεφών πραγματοποιείται λόγω συμπύκνωσης. Ο μηχανισμός απομάκρυνσης των σωματιδίων σκόνης κάτω από τη βάση του νέφους λόγω του υετού εξαρτάται από το μέγεθός τους. Σωματίδια με διάμετρο 0,1-1 μμ απομακρύνονται από την ατμόσφαιρα λόγω διάχυσης (κινήσεις τύπου Brown), ενώ σωματίδια μεγαλύτερου μεγέθους απομακρύνονται από την ατμόσφαιρα λόγω της εσωτερικής τους εναπόθεσης σε νεφοσταγόνες ή σε παγοκρυστάλλους.

Κριτήριο αξιολόγησης 6

Ποιές επιπτώσεις έχει η υγρή εναπόθεση σκόνης στο περιβάλλον;

Απάντηση/Λύση

Η σκόνη σε υγρό περιβάλλον, όπως αυτό της βροχής ή των νεφών επιδρά σημαντικά στην οξύτητα του νερού. Η βροχή θεωρείται όξινη όταν το pH της είναι μικρότερο από 5,6. Η όξινη βροχή είναι επιβλαβής για τη βλάστηση, τα υλικά των κτιρίων και γενικότερα τη λειτουργία των οικοσυστημάτων.

Κριτήριο αξιολόγησης 7

Ποιά περιοχή της Βόρειας Αφρικής θεωρείται η πιο σημαντική πηγή σκόνης;

Απάντηση/Λύση

Το λεκανοπέδιο της λίμνης Chad και η περιοχή Bodélé είναι η περιοχή με τις υψηλότερες τιμές εκπομπών σκόνης σε όλον τον πλανήτη. Η εκπεμπόμενη σκόνη της συγκεκριμένης περιοχής μεταφέρεται Δυτικά, Βόρεια και Ανατολικά. Οι χαμηλότερες εκπομπές παρατηρούνται την περίοδο του φθινοπώρου. Το έδαφος είναι εξαιρετικά αργιλώδες με υψηλές εκπομπές σκόνης ακόμα και με την ύπαρξη ασθενών ανέμων, λόγω της υψηλής κοκκοποίησης. Οι αμμόλοφοι, που παράγουν σκόνη σε όλη τη διάρκεια του έτους, καλύπτουν περιοχές πολλών χιλιομέτρων, ενώ η περιοχή του Bodélé είναι υπεύθυνη για τα πλούμια σκόνης που κατευθύνονται προς τον Ατλαντικό, τον κόλπο της Γουινέας, καθώς και την περιοχή της Μεσογείου.

Κριτήριο αξιολόγησης 8

Ποια τα χαρακτηριστικά διασποράς της σκόνης σε ευσταθείς και ασταθείς ατμοσφαιρικές συνθήκες;

Απάντηση/Λύση

Οι συνθήκες ευστάθειας επηρεάζουν σημαντικά τον μηχανισμό διασποράς της σκόνης. Η διασπορά λαμβάνει χώρα τόσο σε οριζόντιο, όσο και σε κατακόρυφο επίπεδο σε ασταθείς συνθήκες, με τη διασπορά καθ' ύψος να είναι πιο έντονη. Αντιθέτως, σε ευσταθείς συνθήκες η διασπορά κατά τον κατακόρυφο άξονα είναι περιορισμένη. Σε ουδέτερες συνθήκες η σκόνη διασπείρεται ομοιόμορφα σε οριζόντιες και κατακόρυφες διευθύνσεις.

Κριτήριο αξιολόγησης 9

Πως συμβάλλει ο άνεμος και η τύρβη στην εκπομπή της σκόνης πάνω από τις περιοχές - πηγές;

Απάντηση/Λύση

Λόγω της διάτησης του ανέμου, η τύρβη είναι ουσιαστικά υπεύθυνη για την απομάκρυνση και τη μεταφορά των σωματιδίων της σκόνης από την επιφάνεια του εδάφους. Ένα ασταθές οριακό στρώμα επομένως, ευνοεί τις κατακόρυφες κινήσεις που απαιτούνται για την απομάκρυνση των σωματιδίων από την επιφάνεια του εδάφους. Αντιθέτως, ένα ευσταθές οριακό στρώμα περιορίζει τα ανοδικά ρεύματα και επομένως και την κατακόρυφη μεταφορά των σωματιδίων σκόνης λόγω της ύπαρξης αναστροφής σε χαμηλά επίπεδα. Λόγω της ιδιαιτέρως αραιής βλάστησης στις ερημικές περιοχές, η μεγάλη θέρμανση του εδάφους κατά τη διάρκεια της ημέρας ευνοεί τη δημιουργία ασταθούς οριακού στρώματος, όπως συμβαίνει στις ερήμους των μέσων γεωγραφικών πλατών. Μετά τη δύση του ηλίου, η ψύξη των κατωτέρων στρωμάτων της ατμόσφαιρας οδηγεί

σε αναστροφή κοντά στην επιφάνεια του εδάφους με αποτέλεσμα τον περιορισμό της εκπομπής κατά τις νυχτερινές ώρες.

Κριτήριο αξιολόγησης 10

Ποια είναι η παγκόσμια παραγωγή σκόνης προς την ατμόσφαιρα;

Απάντηση/Λύση

Οι υπολογιζόμενες σε παγκόσμιο επίπεδο εκπομπές σκόνης κυμαίνονται από 1000 - 3000 Tg ανά έτος, ενώ το 80% της σκόνης προέρχεται από το Βόρειο Ημισφαίριο. Η μεγαλύτερη πηγή σκόνης παγκοσμίως θεωρείται η Έρημος Σαχάρα με τιμές εκπομπών κυμανόμενες από 160 έως 760 Tg ανά έτος, καλύπτοντας από το ένα τρίτο έως το ήμισυ των παγκοσμίων εκπομπών σκόνης.

Λίστα μαθησιακών αντικειμένων

Πίνακας 1.1 Απόσπασμα και μετάφραση από τα «Μετεωρολογικά» του Αριστοτέλη.

Πίνακας 1.2 Ποσοστό συγκέντρωσης των σταθερών και μεταβλητών αερίων στην ατμόσφαιρα.

Σχήμα 1.1 Μέση μηνιαία συγκέντρωση (σε ppm) του CO₂ στην περιοχή Mauna Loa, Χαβάη, ΗΠΑ.

Σχήμα 1.2 Αναπαράσταση των διεργασιών του υδρολογικού κύκλου (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Σχήμα 1.3 Κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης (mb) με το ύψος (km/mi).

Σχήμα 1.4 Διάγραμμα πίεσης-όγκου (P-V) για αδιαβατική μεταβολή αέριας μάζας σε σταθερή θερμοκρασία.

Σχήμα 1.5 Υδροστατική ισορροπία της δύναμης βαροβαθμίδας με τη βαρύτητα (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Σχήμα 1.6 Κατανομή της θερμοκρασίας (°C) με το ύψος (km) και παράσταση της βασικής στρωμάτωσης της ατμόσφαιρας (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Σχήμα 1.7 Αναπαράσταση της βασικής στρωμάτωσης της ατμόσφαιρας.

Σχήμα 1.8 Η ελλειπτική τροχιά της Γης γύρω από τον Ήλιο.

Σχήμα 1.9 Το ηλιακό φως καλύπτει μεγαλύτερη επιφάνεια υπό γωνία σε σχέση με την κάθετη ακτινοβόληση.

Σχήμα 1.10 Η Γη παρουσιάζει κλίση 23,5 ° κατά την περιστροφή της γύρω από τον Ήλιο Ο άξονας της Γης δείχνει πάντα προς την ίδια κατεύθυνση. Τον Ιούνιο, στο θερινό ηλιοστάσιο, το Βόρειο Ημισφαίριο έχει κλίση προς τον Ήλιο με αποτέλεσμα μεγαλύτερη ροή ακτινοβολίας προς αυτές τις περιοχές του Βόρειου Ημισφαιρίου.

Σχήμα 1.11 Ο αντόματος μετεωρολογικός σταθμός του Χαροκόπειου Πανεπιστημίου. Αποτελείται από κυπελλοφόρο ανεμόμετρο και ανεμοδείκτη στα 10 μέτρα, βροχόμετρο στα 5 μέτρα, θερμόμετρο και υγρόμετρο στα 2 μέτρα και βαρόμετρο στον χώρο του καταγραφέα δεδομένων (data logger).

Σχήμα 1.12 Δείγμα δεδομένων από τον αντόματο μετεωρολογικό σταθμό του Χαροκόπειου Πανεπιστημίου. Η πρώτη στήλη αντιστοιχεί στην ώρα (σε UTC), η δεύτερη στήλη στη θερμοκρασία του αέρα (°C), η τρίτη στήλη στη σχετική υγρασία του αέρα (%), η τέταρτη στήλη στην πίεση του εδαφικού νερού (cbar), η πέμπτη στήλη στην ατμοσφαιρική πίεση στη θέση του σταθμού (mbar), η έκτη στήλη στην ταχύτητα του ανέμου (m s⁻¹), η έβδομη στήλη στη διεύθυνση του ανέμου (°) και η όγδοη στήλη στη βροχόπτωση (l m⁻³).

Σχήμα 1.13 Διαγράμματα των καταγραφών της θερμοκρασίας και της ταχύτητας του ανέμου από τον μετεωρολογικό σταθμό του Χαροκόπειου Πανεπιστημίου.

Σχήμα 1.14 Αποτύπωση της θερμοκρασίας, της θερμοκρασίας δρόσου και της ατμοσφαιρικής πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας στη θέση ενός μετεωρολογικού σταθμού. Συμβολισμός της ταχύτητας και διεύθυνσης του ανέμου, της νεφοκάλυψης και του παρόντος καιρού.

Σχήμα 1.15 Αποτύπωση του είδους και της έντασης των κατακρημνισμάτων σε έναν μετεωρολογικό σταθμό.

Σχήμα 1.16 Αποτύπωση της νεφοκάλυψης σε έναν μετεωρολογικό σταθμό.

Σχήμα 1.17 Αποτύπωση της έντασης και της διεύθυνσης του ανέμου υπό μορφή ακίδας βέλους σε έναν μετεωρολογικό σταθμό.

Σχήμα 1.18 Αποτύπωση των καδικοποιημένων καταγραφών από δίκτυο μετεωρολογικών σταθμών σε γεωγραφικό χάρτη.

Σχήμα 1.19 Τρόπος χάραξης ισοπληθών καμπυλών με βάση τιμές κανονικοποιημένες στον χώρο Στην προκειμένη περίπτωση χαράσσονται ισόθερμες καμπύλες ανά 2 °C.

Σχήμα 1.20 Ατμοσφαιρική στήλη διατομής 1m.

Σχήμα 1.21 Καταγραφή στοιχείων μετεωρολογικού σταθμού επιφανείας.

Σχήμα 2.1 Στοιχείωδης στήλη ατμοσφαιρικού αέρα με μοναδιαία επιφάνεια βάσης.

Πίνακας 2.1 Κατανομή του γεωδυναμικού ύψους (Z) και της επιτάχυνσης της βαρύτητας (g) με το γεωμετρικό ύψος (z) στην ατμόσφαιρα.

Σχήμα 2.2 Δοχείο ακόρεστου αέρα σε σχέση με επίπεδη επιφάνεια νερού σε θερμοκρασία T. Τα μπλε σημεία αναπαριστούν μόρια νερού, ενώ τα βέλη με τα ανάλογα μήκη τους σχετικούς ρυθμούς εξάτμισης και συμπύκνωσης (τροποποίηση από Wallace J.M. and P.V. Hobbs, Atmospheric Science, An Introductory Survey).

Σχήμα 2.3 Δοχείο κορεσμένου αέρα σε σχέση με επίπεδη επιφάνεια νερού σε θερμοκρασία T. Τα μπλε σημεία αναπαριστούν μόρια νερού, ενώ τα βέλη με τα ανάλογα μήκη τους σχετικούς ρυθμούς εξάτμισης και συμπύκνωσης (τροποποίηση από Wallace J.M. and P.V. Hobbs, Atmospheric Science, An Introductory Survey).

Σχήμα 2.4 Αποτύπωση του κύκλου Carnot σε διάγραμμα p-V. Με κόκκινο συμβολίζονται οι ισόθερμες και με πορτοκαλί οι αδιαβατικές μεταβολές (τροποποίηση από Wallace J.M. and P.V. Hobbs, Atmospheric Science, An Introductory Survey).

Σχήμα 2.5 Αναπαράσταση διαγράμματος της μεταβολής της τάσης κορεσμένων υδρατμών σε σχέση α) με τον όγκο και β) με τη θερμοκρασία των καταστάσεων ενός υγρού μήγματος και των κορεσμένων του υδρατμών σε έναν κύκλο Carnot.

Επειδή η τάση κορεσμένων υδρατμών παραμένει σταθερή σε ισόθερμες μεταβολές οι διαδρομές BΓ και ΔΑ είναι οριζόντιες γραμμές, όπως αποτυπώνεται στο αριστερό σχήμα (τροποποίηση από Wallace J.M. and P.V. Hobbs, Atmospheric Science, An Introductory Survey).

Σχήμα 2.6 Μεταβολές ενός υγρού (συνεχές μπλε) και των κορεσμένων υδρατμών του (μπλε σημεία) σε έναν κύκλο Carnot. Τα γράμματα A , B , G και Δ αντιπροσωπεύουν τις καταστάσεις του μίγματος όπως φαίνονται στο Σχήμα 2.5. Οι σκιασμένες περιοχές με κόκκινο είναι θερμομονωτικά υλικά (τροποποίηση από Wallace J.M. and P.V. Hobbs, Atmospheric Science, An Introductory Survey).

Σχήμα 2.7 Το επίπεδο συμπύκνωσης λόγω εξαναγκασμένης ανόδου μίας αέριας μάζας από το σημείο A , με πίεση p , θερμοκρασία T σημείο δρόσου T_d εντοπίζεται στο σημείο C (τροποποίηση από Wallace J.M. and P.V. Hobbs, Atmospheric Science, An Introductory Survey).

Σχήμα 2.8 Συνθήκες για θετική στατική ευστάθεια ($\Gamma < \Gamma_d$) για ακόρεστη αέρια μάζα (τροποποίηση από Wallace J.M. and P.V. Hobbs, Atmospheric Science, An Introductory Survey).

Σχήμα 2.9 Συνθήκες για αρνητική στατική αστάθεια ($\Gamma > \Gamma_d$) για ακόρεστη αέρια μάζα (τροποποίηση από Wallace J.M. and P.V. Hobbs, Atmospheric Science, An Introductory Survey).

Σχήμα 2.10 Υπό συνθήκη αστάθεια ($\Gamma_s < \Gamma < \Gamma_d$). Γ_s και Γ_d είναι η υγρή και ξηρή θερμοβαθμίδα αντίστοιχα, ενώ Γ η πραγματική θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος. Το LCL είναι το επίπεδο συμπύκνωσης λόγω εξαναγκασμένης ανόδου και το LFC το επίπεδο ελεύθερης ανοδικής μεταφοράς (τροποποίηση από Wallace J.M. and P.V. Hobbs, Atmospheric Science, An Introductory Survey).

Σχήμα 2.11 Συνθήκες για ανάπτυξη αστάθειας. T και T_d είναι η θερμοκρασία και το σημείο δρόσου του αέρα, αντίστοιχα. H γραμμοσκιασμένη περιοχή αντίστοιχει σε ένα ξηρό στρώμα αναστροφής (τροποποίηση από Wallace J.M. and P.V. Hobbs, Atmospheric Science, An Introductory Survey).

Σχήμα 2.12 Οι τρεις καταστάσεις στατικής ευστάθειας μίας ξηρής αέριας μάζας.

Σχήμα 2.13 Κατακόρυφο προφίλ θερμοκρασίας με T_e θερμοκρασία περιβάλλοντος και T_p θερμοκρασία μίας αέριας μάζας.

Σχήμα 2.14 Κατηγορίες θερμοβαθμίδας περιβάλλοντος με βάση την κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας.

Σχήμα 2.15 Απεικόνιση ξηρής (πράσινο χρώμα) και υγρής (κόκκινο χρώμα) θερμοβαθμίδας.

Σχήμα 2.16 Κατακόρυφο προφίλ θερμοκρασίας για ενσταθές ατμοσφαιρικό στρώμα.

Σχήμα 2.17 Κατακόρυφο προφίλ θερμοκρασίας για ουδέτερο ατμοσφαιρικό στρώμα.

Σχήμα 2.18 Κατακόρυφο προφίλ θερμοκρασίας για ασταθές ατμοσφαιρικό στρώμα.

Σχήμα 2.19 Κατακόρυφο προφίλ θερμοκρασίας περιβάλλοντος με θερμοβαθμίδα Γ_e (μαύρο χρώμα). Αέρια μάζα θερμοκρασίας T και θερμοκρασίας δρόσου T_d πρόκειται να ανέλθει από την επιφάνεια (30°C).

Σχήμα 2.20 Άνοδος αέριας μάζας στο 1° km μέσα σε περιβάλλον θερμοβαθμίδας Γ_e (μαύρο χρώμα). Η θερμοκρασία ακολουθώντας την ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα (κόκκινο σημείο) και η θερμοκρασία δρόσου (πράσινο σημείο) διακρίνονται από διαφορετικά κατακόρυφα προφύλ.

Σχήμα 2.21 Απεικόνιση της διαδικασίας συμπύκνωσης της αέριας μάζας καθώς ανέρχεται. Το σημείο στα 2° km είναι το επίπεδο συμπύκνωσης (LCL).

Σχήμα 2.22 Πάνω από το επίπεδο συμπύκνωσης η μάζα ακολουθεί την υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα ως τα 3 km .

Σχήμα 2.23 Στο 4° km η αέρια μάζα φθάνει το επίπεδο ελεύθερης ανόδου. Ετσι από εκεί και πάνω η μάζα καθίσταται ασταθής και ανέρχεται χωρίς να απαιτείται επιπλέον παροχή ενέργειας.

Σχήμα 2.24 Πλήρης απεικόνιση των φάσεων ανόδου της αέριας μάζας και της μετάβασης από ενσταθή σε ασταθή κατάσταση.

Σχήμα 2.25 Η κατακόρυφη πορεία της αέριας μάζας συντελεί στον σχηματισμό σωρειτόμορφου νέφους κατακόρυφης ανάπτυξης. Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε διαδραστικά την κατακόρυφη μεταφορά μίας αέριας μάζας και τα επίπεδα LCL και LFC (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

Σχήμα 2.26 Διαγράμματα θερμοβαθμίδων κορεσμένου (κόκκινη γραμμή) και ακόρεστου (πράσινη γραμμή) αέρα σε ενσταθή κατάσταση σε σχέση με το περιβάλλον (μαύρη γραμμή).

Σχήμα 2.27 Διαγράμματα θερμοβαθμίδων κορεσμένου (κόκκινη γραμμή) και ακόρεστου (πράσινη γραμμή) αέρα σε περίπτωση υψηλής ενστάθειας (θερμοκρασιακή αναστροφή).

Σχήμα 2.28 Διαγράμματα θερμοβαθμίδων περιβάλλοντος, κορεσμένου (κόκκινη γραμμή) και ακόρεστου (πράσινη γραμμή) αέρα σε περίπτωση απόλυτης αστάθειας.

Σχήμα 2.29 Διαγράμματα θερμοβαθμίδων κορεσμένου (κόκκινη γραμμή) και ακόρεστου (πράσινη γραμμή) αέρα σε περίπτωση υπό συνθήκη αστάθειας.

Πίνακας 2.2 Η θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος (Γ_e) σε σχέση με τις αντίστοιχες ξηρής (Γ_d) και υγρής αδιαβατικής (Γ_m) σε περιπτώσεις ενστάθειας και αστάθειας του ατμοσφαιρικού περιβάλλοντος.

Σχήμα 2.31 Αναπαράσταση της κατακόρυφης μεταφοράς αερίων μαζών λόγω θέρμανσης (convection).

Σχήμα 2.32 Διάγραμμα κατακόρυφης κατανομής θερμοκρασίας.

Σχήμα 2.33 Διάγραμμα κατακόρυφης κατανομής της θερμοκρασίας περιβάλλοντος και της ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας.

Σχήμα 2.34 Διάγραμμα κατακόρυφης κατανομής της θερμοκρασίας.

Σχήμα 2.35 Βοηθητικό διάγραμμα για απεικόνιση.

Σχήμα 3.1 Χωροχρονικές κλίμακες εξέλιξης του συνόλου των φαινομένων του ατμοσφαιρικού και κλιματικού συστήματος (Katsafados, 2003).

Σχήμα 3.2 Κίνηση σώματος από τον Βόρειο Πόλο προς τον Ισημερινό σε α) μη περιστρεφόμενο πλανήτη και β) σε αριστερόστροφα περιστρεφόμενο πλανήτη. Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε την επίδραση της δύναμης Coriolis στη διεύθυνση ενός κινούμενου σώματος (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

Σχήμα 3.3 Μεταβολή της δύναμης Coriolis ($m s^{-2}$) με το γεωγραφικό πλάτος.

Σχήμα 3.4 Στοιχειώδης όγκος βάσης A και ακμής δχ.

Σχήμα 3.5 Κατανομές ισοβαρών σε απόσταση 100 km για την εκτίμηση της βαθμίδας πίεσης και της έντασης του ανέμου βαροβαθμίδας.

Σχήμα 3.6 Κατακόρυφη κατατομή της ροής ρευστού μεταξύ σταθερής κάτω ράβδου και κινούμενης άνω ράβδου με ταχύτητα U.

Σχήμα 3.7 Ισορροπία των δυνάμεων βαροβαθμίδας και Coriolis σε οριζόντιο επίπεδο και ο προκύπτων γεωστροφικός ανέμος στο Βόρειο Ημισφαίριο.

Σχήμα 3.8 Ροή του ανέμου σε συστήματα α) βαρομετρικού χαμηλού και β) βαρομετρικού υψηλού Βορείου Ημισφαίριου.

Σχήμα 3.9 Ισορροπία δυνάμεων βαροβαθμίδας (PGF), Coriolis και τριβής (F_v) α) για την περίπτωση του γεωστροφικού ανέμου (V_g) β) για την περίπτωση του επιφανειακού ανέμου (V_s).

Σχήμα 3.10 Ισορροπία δυνάμεων βαροβαθμίδας (PGF), Coriolis (CO) και φυγοκέντρου (CE) σε α) κυκλωνική καμπύλη τροχιά και β) αντικυκλωνική καμπύλη τροχιά για το Βόρειο Ημισφαίριο.

Πίνακας 3.1 Πρόσημα και μεγέθη των όρων της εξίσωσης του ανέμου βαθμίδας που έχουν φυσική λύση στο Βόρειο Ημισφαίριο.

Σχήμα 3.11 Στροφή του γεωστροφικού ανέμου καθ'ύψος και μεταφορά θερμοκρασίας. α) Στροφή αντίθετα της κίνησης των δεικτών του ρολογιού (ψυχρή μεταφορά), β) στροφή κατά τη φορά κίνησης των δεικτών του ρολογιού (θερμή μεταφορά).

Σχήμα 3.12 Εισροή μάζας σε στοιχειώδη αέριο όγκο εξαιτίας eulerian κίνησης παράλληλα στον άξονα x.

Σχήμα 3.13 Οι 8 βασικές διεύθυνσεις του ανέμου ανά 45°. Με γκρι αποτυπώνονται οι υποδιαιρέσεις τους ανά 22,5°.

Σχήμα 3.14 Δημιουργία ανέμου από περιοχή με υψηλές πίεσεις προς περιοχή με χαμηλές πίεσεις. Η έντασή του είναι ισχυρότερη εκεί όπου υπάρχει μεγαλύτερη πυκνότητα ισοβαρών καμπύλων.

Πίνακας 3.2 Κατηγορίες έντασης και αντιστοιχίες μονάδων επιφανειακού ανέμου.

Σχήμα 3.15 Χάρτης ισοβαρών καμπύλων. Με κόκκινα βέλη συμβολίζεται η δύναμη βαροβαθμίδας, που έχει διεύθυνση κάθετη στις ισοβαρείς και φορά προς τις χαμηλότερες πιέσεις.

Σχήμα 3.16 Χάρτης γεωδυναμικού ύψους και θερμοκρασίας στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa για την Ευρώπη. Με πράσινο βέλος συμβολίζεται ο γεωστροφικός ανέμος, παράλληλος στις ισοϋψεις καμπύλες στα σημεία A και B. Με κόκκινο βέλος συμβολίζεται η δύναμη βαροβαθμίδας και έχει κατεύθυνση προς τα μικρότερα γεωδυναμικά ύψη. Με μπλε βέλος συμβολίζεται η δύναμη Coriolis και έχει διεύθυνση κάθετη σε αυτή της κίνησης και φορά προς τα δεξιά στο Βόρειο Ημισφαίριο (Πηγή χάρτη University of Wyoming).

Σχήμα 3.17 Αποτύπωση του ανέμου υπό την επίδραση βασικών δυνάμεων. Δύναμη βαροβαθμίδας (PGF), δύναμη Coriolis (CF) και κεντρομόλος δύναμη (Ce) σε βαρομετρικό χαμηλό και βαρομετρικό υψηλό, όπου οι ισοβαρείς είναι κλειστές καμπύλες. Η επίδραση της τριβής καθορίζει τελικά τη σύγκλιση ή απόκλιση του επιφανειακού ανέμου στα βαρομετρικά χαμηλά ή υψηλά αντίστοιχα.

Σχήμα 3.18 Παράδειγμα επιφανειακού ανέμου σε κυκλωνική ροή (αριστερά) και σε αντικυκλωνική ροή (δεξιά).

Σχήμα 3.19 Παράδειγμα ισορροπίας δυνάμεων (βαροβαθμίδας-PGF, Coriolis και τριβή- F_v) σε συνοπτικό χάρτη επιφανείας που απεικονίζει την κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης ανηγμένης στη μέση στάθμη θάλασσας, τα βαρομετρικά συστήματα και τις μετωπικές επιφάνειες (Πηγή χάρτη UK Met Office).

Σχήμα 3.20 Χάρτης γεωδυναμικού ύψους και θερμοκρασίας στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa για την Ευρώπη (Πηγή χάρτη University of Wyoming).

Σχήμα 3.21 Συνοπτικός χάρτης επιφανείας που απεικονίζει την κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης ανηγμένης στη μέση στάθμη θάλασσας, τα βαρομετρικά συστήματα και τις μετωπικές επιφάνειες (Πηγή χάρτη UK Met Office).

Πίνακας 4.1 Ταξινόμηση των αερίων μαζών και τα χαρακτηριστικά τους.

Σχήμα 4.1 Σχηματική ταξινόμηση των αερίων μαζών με τα χαρακτηριστικά τους.

Σχήμα 4.2 Χάρτης καιρού όπου αποτυπώνονται συστήματα πίεσης στην επιφάνεια, αέριες μάζες και μέτωπα. Οι περιοχές με πράσινο χρώμα αντιστοιχούν στις ζώνες του νετού (τροποποίηση από Ahrens C. D., Essentials of Meteorology).

Σχήμα 4.3 Καιρική κατάσταση στην επιφάνεια του εδάφους που προκαλείται από ένα ψυχρό μέτωπο. Η περιοχή με πράσινο χρώμα υποδηλώνει τη ζώνη του νετού (τροποποίηση από Ahrens C. D., Essentials of Meteorology).

Σχήμα 4.4 Κατακόρυφη τομή μιας ψυχρής μετωπικής επιφάνειας και τα καιρικά φαινόμενα (νέφη, νετός, άνεμος) που τη συνοδεύουν (τροποποίηση από Thomson Higher Education).

Πίνακας 4.2 Μετεωρολογικές συνθήκες που συνδέονται με το πέρασμα ενός ψυχρού μετώπου.

Σχήμα 4.5 Καιρική κατάσταση στην επιφάνεια εδάφους που προκαλείται από ένα θερμό μέτωπο. Η σκιαγραφημένη περιοχή υποδηλώνει τη ζώνη του νετού (τροποποίηση από Ahrens C. D., Essentials of Meteorology).

Σχήμα 4.6 Κατακόρυφη τομή μιας θερμής μετωπικής επιφάνειας και τα καιρικά φαινόμενα (νέφη, βροχή, άνεμος) που τη συνοδεύουν (τροποποίηση από Thomson Higher Education).

Πίνακας 4.3 Μετεωρολογικές συνθήκες που συνδέονται με το πέρασμα ενός θερμού μετώπου.

Σχήμα 4.7 Συνθήκες καιρού που δημιουργούνται από ένα στάσιμο μέτωπο, όταν η ψυχρή αέρια μάζα είναι θαλάσσια πολική (mP) και ο θερμός αέρας είναι αρκετά υγρός. Η περιοχή με πράσινο χρώμα υποδηλώνει τη ζώνη του νετού (τροποποίηση από Ahrens C. D., *Essentials of Meteorology*).

Σχήμα 4.8 α) Αναπαράσταση σε οριζόντιο επίπεδο ενός συνεσφιγμένου μετώπου ψυχρού τύπου με τομές AA' , BB' και GG' . Η ζώνη του νετού απεικονίζεται με πράσινο χρώμα. β) Στην τομή AA' το ψυχρό μέτωπο πλησιάζει το πιο αργό θερμό, γ) στην τομή BB' το προλαβαίνει και δ) στην τομή GG' το εξωθεί προς τα πάνω.

Σχήμα 4.9 α) Αναπαράσταση σε οριζόντιο επίπεδο ενός συνεσφιγμένου μετώπου θερμού τύπου με τομές AA' και EE' , β) στην τομή AA' το ψυχρό μέτωπο πλησιάζει το πιο αργό θερμό και γ) στην τομή EE' το προλαβαίνει καθώς ο ελαφρύτερος (διότι είναι θερμότερος) ψυχρός αέρας πίσω από το ψυχρό μέτωπο αναρριχάται πάνω από τον βαρύτερο ψυχρό αέρα μπροστά από το θερμό μέτωπο.

Πίνακας 4.4 Μετεωρολογικές συνθήκες που συνδέονται με το πέρασμα ενός συνεσφιγμένου μετώπου.

Σχήμα 4.10 α) Κατανομή ισοβαρών ανά 4 hPa σε περιοχή ανάπτυξης μίας ύφεσης. β) Άνεμοι και κινήσεις του αέρα που οφείλονται στην ύπαρξη υφέσεως στην επιφάνεια του εδάφους (τροποποίηση από Ahrens C. D., *Essentials of Meteorology*).

Σχήμα 4.11 Ο ιδεατός κύκλος ζωής ενός υποτροπικού κυκλώνα στο Βόρειο Ήμισφαίριο σύμφωνα με το Νορβηγικό μοντέλο. Κατά τη διάρκεια του κύκλου ζωής του, το σύστημα κινείται ανατολικά. Το μικρό βέλος δίπλα στο κάθε L δείχνει την κατεύθυνση της κίνησης της καταγύδας (τροποποίηση από Ahrens C. D., *Essentials of Meteorology*).

Σχήμα 4.12 Οικογένεια υφέσεων κατά μήκος του πολικού μετώπου (τροποποίηση από Ahrens C. D., *Essentials of Meteorology*). Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε διαδραστικά την κίνηση πάνω από τον ελλαδικό χώρο ενός βαρομετρικού χαμηλού με θερμό και ψυχρό μέτωπο τα οποία συνενώνονται σε συνεσφιγμένο μέτωπο (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

Σχήμα 4.13 α) Κατανομή ισοβαρών ανά 4 hPa σε περιοχή ανάπτυξης αντικυκλώνα. β) Άνεμοι και κινήσεις του αέρα, που οφείλονται στην ύπαρξη αντικυκλωνικού συστήματος στην επιφάνεια του εδάφους (τροποποίηση από Ahrens C. D., *Essentials of Meteorology*).

Σχήμα 4.14 α) Χάρτης επιφανείας με περιοχές χαμηλών (L) και υψηλών πιέσεων (H). Οι συνεχείς γραμμές αντιστοιχούν σε ισοβαρείς καμπύλες και β) Χάρτης ανώτερης ατμόσφαιρας (500 hPa) για την ίδια ημέρα. Οι συνεχείς γραμμές είναι ισοπληθείς γεωδυναμικού ύψους, ενώ οι διακεκομμένες αντιστοιχούν σε ισόθερμες (τροποποίηση από Ahrens C. D., *Essentials of Meteorology*).

Σχήμα 4.15 Εάν χαμηλά και υψηλά σε ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας βρίσκονται συνεχώς ακριβώς πάνω από χαμηλά και υψηλά επιφανείας, τότε τα συστήματα επιφανείας γρήγορα θα εξασθενήσουν και θα διαλυθούν (τροποποίηση από Ahrens C. D., *Essentials of Meteorology*).

Σχήμα 4.16 Σύγκλιση, απόκλιση και κατακόρυφες κινήσεις που συνοδεύονται με βαρομετρικά συστήματα στην επιφάνεια (τροποποίηση από Ahrens C. D., *Essentials of Meteorology*).

Σχήμα 4.17 Αναπαράσταση της διαδικασίας κυκλογένεσης και κυκλόλυσης (τροποποίηση από Ahrens C. D., *Essentials of Meteorology*).

Σχήμα 4.18 Σχηματική αναπαράσταση α) της σχετικής κίνησης ενός μικρού νεφοσταγονίδιου σε σχέση με την κίνηση μιας υδροσταγόνας – συλλέκτη. Το γίνεται η μέγιστη τιμή της παραμέτρου σύγκρουσης για το νεφοσταγονίδιο ακτίνας r_2 από μία μεγάλη υδροσταγόνα – συλλέκτη ακτίνας r_1 και β) του μοντέλου συνεχούς συλλογής για την αύξηση του μεγέθους μιας υδροσταγόνας με τη διαδικασία της σύμφυσης μετά από σύγκρουση μικρότερων υδροσταγόνων με μία μεγαλύτερη κατά τη διάρκεια της πτώσης της μέσα στην ατμόσφαιρα (τροποποίηση από Wallace J.M. and P.V. Hobbs, 2006: *Atmospheric Science - An Introductory Survey*).

Σχήμα 4.19 Σχηματική αναπαράσταση των τριών τύπων της διάσπασης που ακολουθεί τη σύγκρουση δύο υδροσταγόνων (τροποποίηση από Wallace J.M. and P.V. Hobbs, 2006: *Atmospheric Science - An Introductory Survey*).

Σχήμα 4.20 Σχηματική αναπαράσταση τεσσάρων σταδίων του κύκλου ζωής ενός κυκλώνα, σύμφωνα με το Νορβηγικό μοντέλο των “πολικού μετώπου”. (Άνω μέρος) αναπαριστώνται οι ισοβαρείς της πίεσης στην επιφάνεια της θάλασσας και τα μέτωπα. Το σκιασμένο τμήμα υπονοεί τις περιοχές όπου υπάρχουν κατακρημνίσματα. (Κάτω μέρος) ισόθερμες (μαύρες γραμμές) και ροή του αέρα (έγχρωμα βέλη) σε σχέση με το κινούμενο κέντρο του κυκλώνα (κόκκινη τελεία). Τα κόκκινα βέλη παρουσιάζουν τη ροή στον θερμό τομέα, ενώ τα μπλε βέλη τη ροή της ψυχρής αέριας μάζας (τροποποίηση από Wallace J.M. and P.V. Hobbs, 2006: *Atmospheric Science - An Introductory Survey*).

Σχήμα 4.21 Ιδεατή κατακόρυφη τομή ενός κυκλώνα των μέσων γεωγραφικών πλατών (Μανροματίδης, 2003).

Σχήμα 4.22 Σχηματική αναπαράσταση της μορφής των νεφών και της βροχόπτωσης, που οφείλονται σε έναν ώριμο κυκλώνα των μέσων γεωγραφικών πλατών (τροποποίηση από Matejka et al., 1980).

Σχήμα 4.23 Μηχανισμοί ανάπτυξης βροχοπτώσεων από την ορεογραφία. α) μηχανισμός *seeder-feeder*, β) συμπύκνωση λόγω αναρρίχησης των αερίων μαζών, γ) σύγκλιση και ανοδική μεταφορά ακολουθώντας την κλίση του όρους (*upslope convection*), δ) αναρρίχηση του αέρα αντίθετα από την κλίση του όρους (*upstream convection*), ε) ανοδική μεταφορά λόγω θέρμανσης, στ) πρόκληση ανοδικής μεταφοράς στην υπήνεμη πλευρά του όρους και ζ) ενίσχυση της ανοδικής μεταφοράς στην υπήνεμη πλευρά του όρους (αναδημοσίευση από Μανροματίδης, 2003).

Σχήμα 4.24 Σχηματική αναπαράσταση ενός τυπικού κυττάρου μιας καταγύδας αέριας μάζας στα τρία στάδια του κύκλου ζωής του: α) το στάδιο της ανάπτυξης, β) το στάδιο της ωρίμανσης και γ) το στάδιο της διάλυσης (τροποποίηση από Wallace J.M. and P.V. Hobbs, 2006: *Atmospheric Science - An Introductory Survey*).

Σχήμα 4.25 Σχηματική απεικόνιση μιας τυπικής γραμμής λαιλαπος, καθώς κινείται από τα αριστερά προς τα δεξιά. α) Κατακόρυφη τομή της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας μπροστά από την καταγίδα(συνεχής γραμμή) και πίσω από την καταγίδα (διακεκομμένη γραμμή), β) κατακόρυφο προφίλ της συνιστώσας του ανέμου κατά τη διεύθυνση κίνησης της καταγίδας και γ) νέφωση και σχετική κίνηση των αερίων μαζών (τροποποίηση από Wallace J.M. and P.V. Hobbs, 2006: Atmospheric Science - An Introductory Survey).

Σχήμα 4.26 Κατακόρυφη τομή θερμής μετωπικής επιφάνειας. Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε διαδραστικά την κίνηση ενός θερμού μετώπου σε συνδυασμό με την κατακόρυφη ανάπτυξη νεφών (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

Σχήμα 4.27 Κατακόρυφη τομή ψυχρής μετωπικής επιφάνειας. Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε διαδραστικά την κίνηση ενός ψυχρού μετώπου σε συνδυασμό με την κατακόρυφη ανάπτυξη νεφών (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

Σχήμα 4.28 Ιδεατή κατανομή γεωδυναμικών υψών (gpm) στα 850 hPa (συνεχείς γραμμές) και ισόθερμων σε °C (διακεκομμένες γραμμές) σε περίπτωση ψυχρής μεταφοράς.

Σχήμα 4.29 Ιδεατή κατανομή γεωδυναμικών υψών (gpm) στα 850 hPa (συνεχείς γραμμές) και ισόθερμων σε °C (διακεκομμένες γραμμές) σε περίπτωση θερμής μεταφοράς.

Σχήμα 4.30 Χάρτης κατανομής γεωδυναμικών υψών (gpm) στα 850 hPa (συνεχείς λευκές γραμμές) και ισόθερμων σε °C (με χρώμα που αντιστοιχεί στην παλέτα) για την Παρασκευή 22/1/2010 στις 18:00 UTC. Ο χάρτης αποτελεί προγνωστικό προϊόν από το ατμοσφαιρικό μοντέλο WRF-HUA που εκτελείται καθημερινά στο Τμήμα Γεωγραφίας του ΧΠΑ (<http://meteoclima.gr>).

Σχήμα 4.31 Κατανομή ισόθερμων καμπύλων του κριτηρίου αξιολόγησης 6.

Σχήμα 4.32 Μετεωρολογικός χάρτης επιφανείας με αποτύπωση ισοβαρών καμπύλων και μετωπικών επιφανειών για τις 12/12/2008 στις 12:00 UTC (αναπαραγωγή από EMY).

Πίνακας 4.5 Οι τέσσερεις κύριες ομάδες και οι τύποι νεφών που περιλαμβάνουν.

Πίνακας 4.6 Τα ύψη της βάσης των νεφών για διάφορες τοποθεσίες.

Σχήμα 4.33 Συνοπτικός άτλαντας νεφών με τις περιγραφές και τα σύμβολα των βασικών νεφικών συστημάτων που επικρατούν στην ατμόσφαιρα (τροποποίηση από NOAA/NWS and NASA Sky Watcher Chart).

Σχήμα 5.1 α) Στηγιμότυπο ηλεκτρομαγνητικού κύματος που διαδίδεται μακριά από την πηγή. Οι εντάσεις E και B των πεδίων είναι κάθετες στη διεύθυνση διάδοσης του κύματος και γι' αυτό τα κύματα αντά ονομάζονται εγκάρσια, β) με βάση την κβαντική θεωρία μια δέσμη φωτός αποτελείται από φωτόνια που διαδίδονται στο χώρο με την ταχύτητα των φωτός.

Σχήμα 5.2 Σχηματική αναπαράσταση του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος. Φαίνεται η φασματική περιοχή (περιορισμένου εύρους) που συνιστά το ορατό φως (τροποποίηση από NASA, <http://mynasadata.larc.nasa.gov/science-processes/electromagnetic-diagram>).

Πίνακας 5.1 Μήκη κύματος του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος και τα αντίστοιχα χρώματά τους (Kondratiev, 1969).

Σχήμα 5.3 Σχηματική αναπαράσταση της σχετικής θέσης Γης – Ήλιου.

Σχήμα 5.4 Φάσματα εκπομπής μελανού σώματος σε συνάρτηση με το μήκος κύματος για διάφορες θερμοκρασίες.

Σχήμα 5.5 Καμπύλη του ηλιακού φάσματος όπως προκύπτει από μετρήσεις (συνεχής γραμμή). Οι διακεκομμένες καμπύλες δίνουν το φάσμα μελανού σώματος σε θερμοκρασία 5700 K και 6000 K (τροποποίηση από Χαλδούπης X., Εισαγωγικά Στοιχεία Ατμοσφαιρικής Φυσικής).

Σχήμα 5.6 Φασματικές κατανομές της θεωρητικής ηλιακής ακτινοβολίας (αριστερά) και της θεωρητικής γήινης ακτινοβολίας (δεξιά). Για τη γήινη ακτινοβολία οι τιμές στον δεξιό κατακόρυφο άξονα είναι πολλαπλασιασμένος επί 10-6. Παρατηρείται ότι η εισερχόμενη ηλιακή και η εξερχόμενη γήινη ακτινοβολία εμπίπτουν σε διαφορετικά μήκη κύματος (τροποποίηση από Mc Knight T. L., Physical Geography). Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε διαδραστικά τη μεταβολή των κατανομών του φάσματος της έντασης ακτινοβολίας με τη θερμοκρασία (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

Σχήμα 5.7 Σχηματική καταγραφή των συντελεστών απορρόφησης των σημαντικότερων απορροφητών της Γήινης ακτινοβολίας σε συνάρτηση με το μήκος κύματος: α) Υποξείδιο του Αζώτου, β) Μεθάνιο, γ) Οζον, δ) Υδρατμοί, ε) Διοξείδιο του Ανθρακα και στ) το σύνολο των απορροφητών (τροποποίηση από Ahrens C. D., Essentials of Meteorology).

Σχήμα 5.8 Εκπομπή ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος από τη Γη. Η γραμμοσκιασμένη περιοχή δίνει μια εκτίμηση της ενέργειας που χάνεται από τη Γη στο διάστημα, υποθέτοντας ότι το έδαφος έχει θερμοκρασία 14 °C και το τελευταίο “λεπτό στρώμα” –60 °C (τροποποίηση από Χαλδούπης X., Εισαγωγικά Στοιχεία Ατμοσφαιρικής Φυσικής).

Σχήμα 5.9 Απλοποιημένο μοντέλο μελέτης του ισοζυγίου ενέργειας κοντά στην επιφάνεια. α) Ισοζύγιο ροών ακτινοβολίας χωρίς γνάλινη οροφή. β) Το ίδιο, αλλά με γνάλινη οροφή. Το E είναι η ηλιακή ακτινοβολία που απορροφάται από το έδαφος ανά μονάδα επιφάνειας και χρόνου. Τα T₀ και T₁ είναι η θερμοκρασία του εδάφους χωρίς και με γνάλινη οροφή αντίστοιχα, ενώ το T είναι η θερμοκρασία του γναλιού.

Σχήμα 5.10 Σχηματική αναπαράσταση των φαινομένου του θερμοκηπίου όπως εφαρμόζεται: α) στην ατμόσφαιρα (τροποποίηση από IPCC 2007) και β) σε ένα γεωργικό θερμοκήπιο.

Σχήμα 5.11 Θερμοκρασία της επιφάνειας της Γης: α) χωρίς την ύπαρξη των φαινομένου του θερμοκηπίου και β) με ύπαρξη του φαινομένου του θερμοκηπίου (τροποποίηση από Ahrens C. D., Essentials of Meteorology).

Σχήμα 5.12 Ετήσιες συγκεντρώσεις ατμοσφαιρικού CO₂ την περίοδο 1958-2015 με βάση μετρήσεις από το παρατηρητήριο Mauna Loa, Χαβάη (τροποποίηση από CO2Now.org με δεδομένα από NOAA, Earth System Research Laboratory).

Σχήμα 5.13 Συγκεντρώσεις των βασικών αερίων του θερμοκηπίου (CO_2 , CH_4 , N_2O , $CFC-12$, $CFC-11$, $HCFC-22$, $HFC-134a$) από το 1975 έως το 2015 (τροποποίηση από NOAA, Earth System Research Laboratory).

Σχήμα 5.14 Χρονοσειρές των αποκλίσεων των μέσων ετήσιων τιμών θερμοκρασίας αέρα πάνω από την ξηρά, τη θάλασσα και το σύστημα ξηράς – θάλασσας. Θερμοκρασία έναρξης (απόκλιση 0) θεωρήθηκε η μέση τιμή για το χρονικό διάστημα 1880 – 2003 (τροποποίηση από Wallace J.M. and P.V. Hobbs, Atmospheric Science, An Introductory Survey. Τα δεδομένα προέρχονται από το National Climatic Data Center του NOAA).

Σχήμα 5.15 Γεωγραφική κατανομή μέσων μηνιαίων τιμών ηλιακής ακτινοβολίας (τροποποίηση από <http://www.seas.harvard.edu/climate/eli/research/equable/ccf.html>).

Σχήμα 5.16 Γεωγραφική κατανομή στην κορυφή της ατμόσφαιρας: α) της μέσης ετήσιας τιμής της απορροφώμενης ηλιακής ακτινοβολίας, β) της μέσης ετήσιας εξερχόμενης γήινης ακτινοβολίας (μεγάλου μήκους κύματος) και γ) του μέσου ετήσιου ισοζυγίου ακτινοβολίας (τροποποίηση από Wallace J.M. and P.V. Hobbs, Atmospheric Science, An Introductory Survey. Τα γραφικά στην αρχική τους μορφή βασίζονται σε δεδομένα από το πείραμα της NASA: Earth Radiation Budget). Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε τον ημερήσιο κύκλο της ηλιακής ακτινοβολίας πάνω στον πλανήτη (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

Σχήμα 5.17 Γεωγραφική κατανομή (ως συνάρτηση του γεωγραφικού πλάτους) του ισοζυγίου ενέργειας και μεταφοράς της θερμικής ενέργειας από τα μικρά προς τα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη. Η μπλε γραμμή αναπαριστά τη μέση ετήσια εισερχόμενη μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία που απορροφάται από τη Γη και την ατμόσφαιρά της, ενώ η κόκκινη γραμμή αναπαριστά τη μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία που εκπέμπεται από το σύστημα Γη – ατμόσφαιρα. Η κίτρινη περιοχή αναπαριστά το πλεόνασμα (η γαλάζια το έλλειμμα) της εισερχόμενης ακτινοβολίας έναντι της εξερχόμενης (τροποποίηση από Ahrens C. D., Essentials of Meteorology, δεδομένα από πρόγραμμα COMET).

Σχήμα 5.18 Σχηματική αναπαράσταση των παγκόσμιων ενέργειακού ισοζυγίου. Οι αριθμοί είναι προσεγγιστικές τιμές που προέρχονται από παρατηρήσεις εδάφους και δεδομένα από δορυφόρους. Η καθαρή ροή δια μέσου οποιασδήποτε από τις διαχωριστικές επιφάνειες (π.χ. Γη – ατμόσφαιρα, τροπόσφαιρα –στρατόσφαιρα) είναι ισοσταθμισμένη (τροποποίηση από Ahrens C. D., Essentials of Meteorology).

Πίνακας 5.2: Ισοζύγιο ενέργειας στην εξωτερική επιφάνεια της ατμόσφαιρας (διαχωριστική γραμμή (α) στο Σχήμα 5.18).

Πίνακας 5.3 Ισοζύγιο ενέργειας στη διαχωριστική επιφάνεια ατμόσφαιρας-επιφάνειας Γης (επίπεδο (γ) στο Σχήμα 5.18).

Πίνακας 5.4 Ισοζύγιο ενέργειας μέσα στην ατμόσφαιρα (διαχωριστική γραμμή (β) στο Σχήμα 5.18).

Σχήμα 6.1 Οι βασικές διεργασίες που προσομοιώνονται σε ένα αριθμητικό ατμοσφαιρικό μοντέλο (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Σχήμα 6.2 Διακριτοποίηση του χώρου σε πεδίο ολοκλήρωσης ενός παγκόσμιου μοντέλου.

Σχήμα 6.3 Οι όροι της προγνωστικής εξίσωσης της συνιστώσας του ανέμου ως προς τη διεύθυνση δύση-ανατολή (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Σχήμα 6.4 Οι όροι της προγνωστικής εξίσωσης της συνιστώσας του ανέμου ως προς τη διεύθυνση βορράς-νότος (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Σχήμα 6.5 Οι όροι της διαγνωστικής εξίσωσης της συνέχειας (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Σχήμα 6.6 Οι όροι της προγνωστικής εξίσωσης της θερμοκρασίας (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Σχήμα 6.7 Οι όροι της προγνωστικής εξίσωσης της υγρασίας (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Σχήμα 6.8 Οι όροι της διαγνωστικής υδροστατικής εξίσωσης (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Σχήμα 6.9 Οι όροι της προγνωστικής μη υδροστατικής εξίσωσης (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Πίνακας 6.1 Πίνακας παράθεσης διεργασιών που επιλύνονται σε υδροστατική και μη υδροστατική προσέγγιση.

Σχήμα 6.10 Αναπαράσταση της διακριτοποίησης του χώρου σε ένα πλεγματικό μοντέλο (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Σχήμα 6.11 Διακριτοποίηση της ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας σε σημεία πλέγματος και επαναφορά της στον συνεχή χώρο με ισόθερμες καμπύλες ανά 2 °C. Κάθε σημείο πλέγματος αντιστοιχεί σε έναν πλεγματικό όγκο (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Σχήμα 6.12 Καθιερωμένες κατηγορίες ορθογώνιων πλεγμάτων στα σημεία των οποίων παρίστανται εξαρτημένες θερμοδυναμικές (h) και κινηματικές μεταβλητές (u,v). Η απόσταση μεταξύ δύο διαδοχικών σημείων πλέγματος για την ίδια μεταβλητή συμβολίζεται με d και αντιστοιχεί στην οριζόντια διακριτοποίηση του μοντέλου (Janjic and Mesinger, 1983).

Σχήμα 6.13 Σχηματική αναπαράσταση της μεταφοράς υγρασίας σε πλεγματικούς κύβους (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>). Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε την κατακόρυφη μεταφορά μίας αέριας μάζας και τη συμπύκνωσή της σε στοιχειώδη πλεγματικό κύβο (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

Σχήμα 6.14 Αύξηση της οριζόντιας διακριτοποίησης από 100 σε 50 km (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>). Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε την προσομοίωση μίας ψυχρής αέριας μάζας κοντά στο έδαφος σε πλέγμα 30 km (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

Σχήμα 6.15 Πεδίο ολοκλήρωσης και παροχή οριακών συνθηκών σε μοντέλο περιορισμένης περιοχής (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Σχήμα 6.16 Η κατακόρυφη συντεταγμένη τύπου σύγμα (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Σχήμα 6.17 a) Η πραγματική τοπογραφία με καταβατικές ροές, ορογραφικά νέφη και υετό που προέρχονται από την αλληλεπίδραση ατμόσφαιρας-εδάφους, β) Η τοπογραφία του πεδίου ολοκλήρωσης του μοντέλου εξομαλύνει τη ροή και αδυνατεί να αναπαραστήσει τις φυσικές διεργασίες πάνω από έντονο ανάγλυφο (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Σχήμα 6.18 a) Αναπαράσταση της ακτογραμμής και της λίμνης από δύο μοντέλα με διακριτοποίηση 40 km (αριστερά) και 20 km (δεξιά) (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Σχήμα 6.19 Σχηματική παράσταση των βασικότερων σχημάτων αποκοπής στο φασματικό επίπεδο (m,n) (σύνθεση από Jarraud and Girard, 1983).

Σχήμα 6.20

Σχήμα 6.21

Σχήμα 7.1 Στατιστική αναπαράσταση της κλιματικής μεταβλητότητας (α) και (γ) και της κλιματικής αλλαγής (β) και (δ) με βάση τη χρονική διακύμανση ενός θεμελιώδους κλιματικού μεγέθους (θερμοκρασία).

Σχήμα 7.2 Διαφοροποίηση της εσωτερικής κλιματικής μεταβλητότητας με την επιβολή εξωτερικού εξαναγκασμού.

Σχήμα 7.3 Κλιματικές αναδράσεις (θετικές και αρνητικές) και οι χρονικές περίοδοι εξέλιξης τους (τροποποίηση από IPCC, 2013).

Σχήμα 7.4 Ανωμαλίες θερμοκρασίας για τον Ιούλιο του 2010 (τροποποίηση από National Oceanic and Atmospheric Administration-NOAA).

Σχήμα 7.5 Μέσες μηνιαίες θερμοκρασιακές ανωμαλίες στα 850 hPa των μελών με εκκίνηση 1-31 Ιανουαρίου 2010 για τον Αύγουστο 2010. Οι σκιαγραφημένες περιοχές αντιστοιχούν σε υπέρβαση κατά 95% του διαστήματος εμπιστοσύνης (τροποποίηση από Katsafados et al., 2014).

Σχήμα 7.6 Ισόθερμες τύπου spaghetti στα 850 hPa των μελών με εκκίνηση 1-31 Ιανουαρίου 2010 για τον Αύγουστο 2010.

Οι κόκκινες ισόθερμες αντιστοιχούν στα μέλη, η μπλε καμπύλη στην ισόθερμη των 283 °C και η κνανή καμπύλη στην ισόθερμη των 278 °C από τις κλιματολογικές τιμές της βάσης δεδομένων NCEP/NCAR (τροποποίηση από Katsafados et al., 2014).

Σχήμα 7.7 Σχηματική αναπαράσταση του φαινομένου ENSO, το οποίο συνδυάζεται με εξασθένηση των αληγών ανέμων κατά μήκος του Ισημερινού και εμφάνιση ισχυρών ζωνών σύγκλισης (τροποποίηση από Katsafados, 2003).

Σχήμα 7.8 Σχηματική αναπαράσταση των σημαντικότερων επιδράσεων του φαινομένου ENSO κατά τη διάρκεια της περιόδου Ιούνιος-Δεκέμβριος 1997 (τροποποίηση από Katsafados, 2003).

Σχήμα 7.9 Προσδιορισμός περιοχών που χαρακτηρίζονται από την επίδραση του φαινομένου ENSO. Οι περιοχές διακρίνονται σε Niño 1+2 (0°S-10°S, 90°W-70°W), σε Niño 3 (5°N-5°S, 150°W-90°W) και σε Niño 4 (5°N-5°N, 160°E-160°W).

Σχήμα 7.10 Μηνιαίες ανωμαλίες της θερμοκρασίας σε βαθμούς Κελσίου της επιφάνειας της θάλασσας τον Δεκέμβριο 1997 και τον Δεκέμβριο 1999 κατά τη διάρκεια των επεισοδίων El Niño (επάνω) και La Niña (κάτω) (τροποποίηση από NOAA-NCEP).

Σχήμα 7.11 a) Μέσες μηνιαίες διαφορές ρυθμού βροχόπτωσης για τον Οκτώβριο του 1997, β) μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας για την Αθήνα, τη Λισσαβώνα και το Ρέικιαβικ τον Αύγουστο 1997 (τροποποίηση από Katsafados et al., 2005).

Σχήμα 7.12 Ο θετικός δείκτης NAO.

Σχήμα 7.13 Ο αρνητικός δείκτης NAO.

Σχήμα 7.14 Μέση γεωγραφική κατανομή της εμφάνισης κυκλωνικών κέντρων κατά τη διάρκεια α) των χειμώνα, β) της άνοιξης, γ) του καλοκαιριού και δ) των φθινοπώρου (Πηγή www.eumetcal.org. Οι χάρτες προέρχονται από ECMWF αναλύσεις ERA40).

Σχήμα 7.15 Ο κύκλος ενός ατόμου χλωρίου στη στρατόσφαιρα (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Σχήμα 7.16 Η μείωση του συνολικού ποσού όζοντος κατά τη διάρκεια τριών δεκαετιών (1960-1990).

Σχήμα 7.17 Η μείωση του συνολικού ποσού όζοντος για τις περιόδους 1970-1972, 1979 και 1992-1995 (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET).

Σχήμα 7.18 Η συγκέντρωση (σε ppbv) των CFC-11 τα τελευταία 250 χρόνια.

Σχήμα 7.19 Η δομή των πολικού στροβίλου στο Νότιο Ημισφαίριο.

Σχήμα 7.20 Συσχέτιση ανωμαλιών πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας μεταξύ της Ισλανδίας και τριών διαφορετικών περιοχών (αναπαραγωγή από Wallace J.M. and P.V. Hobbs, *Atmospheric Science, An Introductory Survey*).

Σχήμα 7.21 Συστήματα με θετική και αρνητική ανάδραση.

Σχήμα 8.1 Το ισοζύγιο ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας. Η εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία ισορροπεί με την ανακλώμενη και την εξερχόμενη θερμική ακτινοβολία από τη Γη.

Σχήμα 8.2 Διαχείριση της εισερχόμενης και εκπεμπόμενης θερμικής ακτινοβολίας σε ένα θερμοκήπιο. Η ακτινοβολία στο μακρινό υπέρυθρο ανακλάται από το γυαλί (A). Η ακτινοβολία στο ορατό φάσμα και το κοντινό υπέρυθρο διαπερνά το

γναλί (B). Η ακτινοβολία στο κοντινό υπέρυθρο απορροφάται και επανεκπέμπεται στο μακρινό υπέρυθρο (Γ). Ανάκλαση της ακτινοβολίας στο φάσμα του ορατού (Δ). Η ανακλώμενη ακτινοβολία στο ορατό διαπερνά το γναλί (Ε). Η ακτινοβολία στο μακρινό υπέρυθρο ανακλάται από το γναλί και παγιδεύεται μέσα στο θερμοκήπιο (ΣΤ).

Σχήμα 8.3 Η θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος (συνεχής γραμμή) σε μη διαταραγμένη ατμόσφαιρα τροποποιείται σε περίπτωση αύξησης της συγκέντρωσης διοξειδίου άνθρακα (διακεκομμένη γραμμή). Τροποποιείται, επίσης, το μέσο ύψος από το οποίο διαφέύγει η θερμική ακτινοβολία από την ατμόσφαιρα (περίπου 5,5 km για μη διαταραγμένη ατμόσφαιρα).

Σχήμα 8.4 Η ένταση ακτινοβολίας στο υπέρυθρο φάσμα που εκπέμπεται από την επιφάνεια της Γης και την ατμόσφαιρα. Αποτυπώνονται τιμήματα του φάσματος, όπου διαφορετικά άερια συμβάλλουν στην απορρόφηση της ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα. Από 8 έως 14 μμ, εκτός της περιοχής απορρόφησης του όζοντος (περίπου 10 μμ), η ατμόσφαιρα, απουσία νεφών, εμφανίζεται σχεδόν διαπερατή. Αυτό καλείται ατμοσφαιρικό παράθυρο. Στο σχήμα συμπεριλαμβάνονται οι καμπύλες ακτινοβολίας (γκρι διακεκομμένες) μελανών σωμάτων στους 7 °C, -13 °C, -33 °C και -53 °C (τροποποίηση από Houghton J. T., Global Warming).

Σχήμα 8.5 Απορρόφηση της υπέρυθρης ακτινοβολίας από τα αέρια του θερμοκηπίου (τροποποίηση από Barb Deluisi, NOAA).

Σχήμα 8.6 Εκτίμηση του μέσου ετήσιου ισοζυγίου ενέργειας των πλανήτη. Το ποσό της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας, που απορροφάται από την επιφάνεια και την ατμόσφαιρα, βρίσκεται σε ισορροπία με την εξερχόμενη θερμική ακτινοβολία, που εκπέμπεται από την επιφάνεια και την ατμόσφαιρα. Περίπου το μισό της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας απορροφάται από την επιφάνεια της Γης. Αυτή η ενέργεια μεταφέρεται προς την ατμόσφαιρα μέσω θέρμανσης του αέρα, που βρίσκεται σε επαφή με την επιφάνεια (θερμάλες) μέσω της διαδικασίας εξατμισοδιαπνοής και από τη μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία, η οποία απορροφάται από τα νέφη και τα θερμοκηπιακά άερια. Η ατμόσφαιρα εκπέμπει θερμική ενέργεια πίσω προς την επιφάνεια καθώς και προς το διάστημα (τροποποίηση από IPCC, 2007).

Σχήμα 8.7 Το ενισχυμένο φαινόμενο του θερμοκηπίου. Υπό συγκεκριμένες συνθήκες (α) το καθαρό ποσό εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας (κατά προσέγγιση $S=240 \text{ W m}^{-2}$) εξισορροπείται από τη θερμική ακτινοβολία (L), που διαφέύγει από την κορυφή της ατμόσφαιρας. Η μέση θερμοκρασία επιφανείας είναι (T_s) 15 °C. Εάν η συγκέντρωση του διοξειδίου του άνθρακα διπλασιαστεί (β) ή L μειώνεται κατά 4 W m^{-2} . Σε φάση ισορροπίας (γ) η θερμοκρασία της επιφάνειας και της κατώτερης ατμόσφαιρας αυξάνεται κατά 1,2 °C. Εάν συμπεριληφθούν οι ανατροφοδοτήσεις (δ) η θερμοκρασία αυξάνεται κατά 2,5 °C (τροποποίηση από Houghton J. T., Global Warming).

Σχήμα 8.8 Συγκεντρώσεις των βασικών αερίων του θερμοκηπίου από το 1000 μ.Χ. μέχρι το 2000 και η επίδρασή τους στην αύξηση της απορροφούμενης ακτινοβολίας.

Σχήμα 8.9 Αποκλίσεις από τις μέσες ετήσιες τιμές θερμοκρασίας αέρα στο Βόρειο Ημισφαίριο για τους μήνες Δεκέμβριο – Φεβρουάριο την περίοδο 1881-2005.

Σχήμα 8.10 Το ισοζύγιο ακτινοβολίας ανά παράγοντα που συνεισφέρει στην κλιματική αλλαγή από το 1750 έως το 2011 (τροποποίηση από IPCC, 2013).

Σχήμα 8.11 Σχηματική δομή ενός μορίου CO_2 με τα μοριακά βάρη των στοιχείων του.

Σχήμα 8.12 Συγκεντρώσεις των σημαντικότερων και μακριβιότερων αερίων του θερμοκηπίου κατά τη διάρκεια των τελευταίων 2000 ετών. Οι μονάδες είναι μέρη ανά εκατομμύριο (ppm) ή μέρη ανά δισεκατομμύριο (ppb) (τροποποίηση από IPCC, 2007).

Σχήμα 8.13 Κατανομή της συνεισφοράς των μεταβολών των συγκεντρώσεων των αερίων του θερμοκηπίου στην ατμόσφαιρα. Από α) έως δ), οι ανθρωπογενείς πηγές παρουσιάζονται με πορτοκαλί χρωματισμό, ενώ οι φυσικές πηγές και οι καταβόθρες απορρόφησης παρουσιάζονται σε κυανό. Στο ε) οι ποσότητες των τροποσφαιρικού όζοντος από ανθρωπογενείς δραστηριότητες παρουσιάζονται με πορτοκαλί χρωματισμό, ενώ το φυσικό όζον σε κυανό χρωματισμό (τροποποίηση από IPCC, 2007).

Σχήμα 8.14 Πολλαπλές ενδείξεις μεταβολής του κύκλου του άνθρακα: α) ατμοσφαιρικές συγκεντρώσεις του διοξειδίου του άνθρακα (CO_2) από την περιοχή Mauna Loa ($19^{\circ}32' \text{N}, 155^{\circ}34' \text{W}$ -κόκκινη γραμμή) και Νότιος Πόλος ($89^{\circ}59' \text{N}, 24^{\circ}48' \text{E}$ -μαύρη γραμμή) από το 1958, β) μερική πίεση διαλυμένου διοξειδίου του άνθρακα στην επιφάνεια των ωκεανών (μπλε καμπύλες) και μετρήσεις pH (πράσινες καμπύλες), ως μέτρο οξίνισης των ωκεανών. Οι μετρήσεις προέρχονται από τρεις σταθμούς του Ατλαντικού ($29^{\circ}10' \text{N}, 15^{\circ}30' \text{E}$ -σκούρα μπλε/σκούρα πράσινη καμπύλη, $31^{\circ}40' \text{N}, 64^{\circ}10' \text{E}$ -μπλε/πράσινη γραμμή) και του Ειρηνικού Ωκεανού ($22^{\circ}45' \text{N}, 158^{\circ}00' \text{E}$ -ανοιχτό μπλε/ανοιχτό πράσινη γραμμή) (τροποποίηση από IPCC, 2013).

Σχήμα 8.15 Διακύμανση της συγκέντρωσης του διοξειδίου του άνθρακα από το 1958 έως το 2006 από το παρατηρητήριο Mauna Loa (τροποποίηση από NOAA).

Πίνακας 9.1 Ονομασίες και χημικά σύμβολα ή συντομογραφίες των ανθρωπογενών εκπομπών των θερμοκηπιακών αερίων που εξετάζονται στα σενάρια εκπομπών (IPCC, 2001).

Σχήμα 9.1 α) Πιθανές μεταβολές της συγκέντρωσης των ατμοσφαιρικού CO_2 σε σχέση με την παρούσα εποχή για εκπομπές που σταθεροποιήθηκαν στο σημερινό επίπεδο (μαύρο χρώμα), ή μειωμένες κατά 10% (κόκκινο χρώμα), 30% (πράσινο χρώμα), 50% (μπλε χρώμα) και 100% (κυανό χρώμα) σε σχέση με το σημερινό επίπεδο, β) όπως στο (α) για ένα αέριο ίχνος με χρόνο ζωής τα 120 έτη, καθοδηγούμενο από φυσικές και ανθρωπογενείς επιρροές, και γ) όπως στο (α) για ένα αέριο ίχνος με χρόνο ζωής τα 12 έτη, καθοδηγούμενο μόνο από ανθρωπογενείς επιρροές (τροποποίηση από IPCC, 2007).

Σχήμα 9.2 Σχηματική απεικόνιση των σεναρίων SRES (τροποποίηση από IPCC, 2001).

Σχήμα 9.3 Σχηματική αναπαράσταση των σεναρίων SRES. (τροποποίηση από Nakicenovic et al., 2000).

Σχήμα 9.4 Σχηματικό διάγραμμα που αναπαριστά τη σχετική σημασία διαφόρων αβεβαιοτήτων και την εξέλιξή τους στο χρόνο. α) Δεκαετίες μέσες ανωμαλίες της επιφανειακής θερμοκρασίας (°C) από ιστορικές καταγραφές (μαύρη γραμμή), με τις εκτιμήσεις της αβεβαιότητας από κλιματικό μοντέλο για την ιστορική περίοδο (γκρι περιοχή), μαζί με τις μελλοντικές προβολές του κλίματος και την αβεβαιότητα. Οι τιμές από το 1961 έως το 1980 έχουν κανονικοποιηθεί. Η φυσική μεταβλητότητα (πορτοκαλί περιοχή) προέρχεται από την υπερετήσια μεταβλητότητα του μοντέλου και θεωρείται σταθερή χρονικά. Η αβεβαιότητα των εκπομπών (πράσινη περιοχή) υπολογίζεται από τη μέση διαφορά των προβολών του μοντέλου με βάση διαφορετικά σενάρια. Η αβεβαιότητα της κλιματικής απόκρισης (μπλε περιοχή) βασίζεται στο εύρος των προβολών του κλιματικού μοντέλου, μαζί με την προσθήκη αβεβαιοτήτων από τον κύκλο του άνθρακα, καθώς και προσεγγιστικές εκτιμήσεις που προκύπτουν από την ελλιπή μοντέλοποίηση διαφόρων διεργασιών. β) Η αβεβαιότητα της κλιματικής απόκρισης μπορεί να εμφανίσει αύξηση όταν επιλυθούν νέες σχετικές διεργασίες. Αυτές οι αυξήσεις όμως αντανακλούν μια ποσοτικοποίηση προϋπάρχουσας αβεβαιότητας, η οποία δεν έχει μετρηθεί, ή μπορεί να μειωθούν εάν υπάρξει βελτίωση των μοντέλων και των δεδομένων παρατήρησης (γ). Εύρος της αβεβαιότητας σε ποσοστό 90% σημαίνει ότι η θερμοκρασία εκτιμάται ότι θα βρίσκεται σε αυτό το εύρος τιμών, με πιθανότητα 90% (τροποποίηση από IPCC, 2013).

Σχήμα 9.5 Ανεξάρτητη ανάλυση πολλών τιμημάτων του κλιματικού συστήματος που θα μπορούσαν να αλλάξουν υπό καθεστώς θέρμανσης του πλανήτη. Το βέλος υποδηλώνει τη μεταβολή που μπορεί να επιφέρουν (τροποποίηση από IPCC, 2013).

Σχήμα 9.6 Πολλαπλοί ανεξάρτητοι δείκτες αλλαγής του παγκόσμιου κλίματος. Κάθε γραμμή παριστάνει έναν ανεξάρτητο υπολογισμό της μεταβολής κλιματικού στοιχείου. Σε κάθε διάγραμμα όλα τα σύνολα δεδομένων έχουν κανονικοποιηθεί για συγκεκριμένη χρονική περίοδο (τροποποίηση από IPCC, 2013).

Σχήμα 9.7 Κατανομή: α) των ανωμαλιών των ημερήσιων ελοχίστων θερμοκρασιών, β) των ανωμαλιών των ημερήσιων μεγίστων θερμοκρασιών σε σχέση με την κλιματολογία 1961-1990 για δύο περιόδους 1951-1980 (μπλε γραμμή) και 1981-2010 (κόκκινη γραμμή), χρησιμοποιώντας δεδομένα HadGHCND. Οι γραμμοσκιασμένες μπλε και κόκκινες περιοχές αναπαριστούν το 10% των πιο ψυχρών και το 10% των πιο θερμών αντίστοιχα των νυκτών (διάγραμμα α) και ημερών (διάγραμμα β) για την περίοδο 1951-1980. Η πιο σκουρόχρωμη σκίαση δηλώνει πόσο έχουν μειωθεί οι κρύες μέρες και νύχτες (μπλε) και πόσο έχουν αυξηθεί οι πιο θερμές νύχτες και μέρες (κόκκινη) για την περίοδο 1981-2010 σε σύγκριση με την περίοδο 1951-1980 (τροποποίηση από IPCC, 2013).

Σχήμα 9.8 Τάσεις στη συγχύτητα (ή την ένταση) των διαφόρων ακραίων κλιματικών συνθηκών (το βέλος κατεύθυνσης υποδηλώνει το πρόσημο της μεταβολής) από τα μέσα των 20^ο αιώνα. Οι κυκλώνες του Βορείου Ατλαντικού αναφέρονται από τη δεκαετία του 1970 (τροποποίηση από IPCC, 2013).

Σχήμα 9.9 Διαδρομές διάδοσης της θερμότητας στους ωκεανούς. Στους ωκεανούς επικρατεί η θερμοκρασιακή στρωμάτωση με τα ψυχρότερα και πυκνότερα ύδατα να εντοπίζονται σε μεγάλα βάθη (άνω σχήμα: η υδρόγειος χρησιμοποιείται για τον προσανατολισμό). Τα βαθιά ψυχρά ύδατα της Ανταρκτικής (σκούρο μπλε χρώμα) βυθίζονται γύρω από την Ανταρκτική και ακολουθούν κατεύθυνση προς τον βορρά κατά μήκος του βυθού του κεντρικού Ειρηνικού (άνω αριστερά σχήμα: τα βέλη κόκκινου αρχικά χρώματος μεταπίπτουν σε άσπρο λόγω της ισχυρότερης θέρμανσης των υδάτων στην επιφάνεια) και του δυτικού Ατλαντικού Ωκεανού (άνω δεξιά σχήμα). Τα λιγότερα ψυχρά, δηλαδή ελαφρύτερα, βαθιά ύδατα του Βόρειου Ατλαντικού (ανοικτό μπλε χρώμα) βυθίζονται στην Αρκτική (άνω δεξιά σχήμα: το κόκκινο και μπλε βέλος αντιστοιχεί στη δεκαετή θέρμανση και ψύξη αντίστοιχα) και ακολουθούν κατεύθυνση προς τα νότια πάνω από τα βαθιά ψυχρά ύδατα της Ανταρκτικής. Παρόμοια, σε μικρότερα βάθη (το κάτω αριστερά σχήμα αντιστοιχεί στον Ειρηνικό Ωκεανό και το κάτω δεξιά σχήμα στον Ατλαντικό Ωκεανό), ύδατα ενδιάμεσης θερμοκρασίας (κυανό χρώμα) βυθίζονται σε περιοχές κοντά στους πόλους (τα βέλη κόκκινου αρχικά χρώματος μεταπίπτουν σε άσπρο λόγω της θέρμανσης με τον χρόνο), πριν κινηθούν προς τον Ισημερινό κάτω από τα θερμότερα υποτροπικά ύδατα (πράσινο χρώμα), τα οποία με τη σειρά τους τοποθετούνται κάτω από τα πλέον θερμά τροπικά επιφανειακά ύδατα (πορτοκαλί χρώμα). Η περίσσεια θερμότητας ή ψύξης στην επιφάνεια των ωκεανών (κόκκινα βέλη) αναμιγνύεται και εξισορροπείται με το βάθος (κόκκινα κυματιστά βέλη) (τροποποίηση από IPCC, 2013).

Σχήμα 9.10 Οι αλλαγές στην επιφανειακή αλατότητα σχετίζονται με τις ατμοσφαιρικές κατανομές της εξάτμισης μείον την κατακρήμνιση (E-K) και τις τάσεις του ολικού νετίσμου νερού: α) Γραμμική τάση (1988-2010) του ολικού νετίσμου νερού (στήλη υδρατμών από την επιφάνεια μέχρι την κορυφή της ατμόσφαιρας σε kg m⁻² ανά δεκαετία) από δορυφορικές παρατηρήσεις (Special Sensor Microwave Imager-SSMI) (μπλε υγρότερο, κίτρινο ξηρότερο), β) Η μέση κλιματολογική τιμή E-K (cm yr⁻¹) για την περίοδο 1979-2005 από πεδία μετεωρολογικών αναλύσεων (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research, Kalnay et al., 1996) (κόκκινο: εξάτμιση, μπλε: κατακρήμνιση), γ) Τάση της επιφανειακής αλατότητας για την περίοδο 1950-2000 (PSS78 ανά 50 έτη) (μπλε μικρότερη αλατότητα, κίτρινο μεγαλύτερη αλατότητα), δ) Η μέση κλιματολογική τιμή της επιφανειακής αλατότητας (PSS78) (μπλε: < 35, κίτρινο-κόκκινο > 35) (τροποποίηση από IPCC, 2013).

Σχήμα 9.11 Χρονοσειρές ατμοσφαιρικού CO₂ (ppm) στο παρατηρητήριο Mauna Loa, Χαβάη (κόκκινη γραμμή), μερική πίεση CO₂ στην επιφάνεια της θάλασσας (pCO₂, μπλε γραμμή) και επιφανειακό pΗ ωκεανών (πράσινη γραμμή) στον σταθμό ALOHA της Χαβάη για την περίοδο 1990-2011. Με βάση τα διαγράμματα, η τάση της επιφανειακής πίεσης pCO₂ ακολουθεί την αύξηση της συγκέντρωσης. Εμφανίζει όμως μεγαλύτερη διακύμανση λόγω της μεγάλης κλίμακας υπερετήσιας μεταβλητότητας των ωκεάνιων διεργασιών (τροποποίηση από IPCC, 2013).

Σχήμα 9.12 Η μέση κυκλοφορία του θαλάσσιου πάγου και οι δεκαετίες τάσεις (%) των ετήσιων ανωμαλιών της έκτασης πάγου (μετά την αφαίρεση των εποχιακού κύκλου) στην Αρκτική και την Ανταρκτική. Τα βέλη αντιστοιχούν στη μέση

διεύθυνση και την ένταση του παρασυρόμενου πάγου. Η μέση θαλάσσια παγοκάλυψη για την περίοδο 1979-2012 από δορυφορικές παρατηρήσεις σκιαγραφείται με μωβ για τη μέγιστη έκταση και με γκρι για την ελάχιστη έκταση (τροποποίηση από IPCC, 2013).

Σχήμα 9.13 Τρεις τύποι παγετώνων σε διαφορετικά υψόμετρα και η απόκρισή τους σε άνοδο του ύψους της γραμμής ισορροπίας (ΥΠΙ). α) Σε σταθερές κλιματικές συνθήκες το ΥΠΙ έχει συγκεκριμένο ύψος (ΥΠΙI) και όλοι οι παγετώνες έχουν συγκεκριμένο μέγεθος. β) Το ΥΠΙ, λόγω αύξησης της θερμοκρασίας, ανέρχεται σε μεγαλύτερο ύψος (ΥΠΙ2) με αποτέλεσμα τον περιορισμό των περιοχών συστάρενσης και την επέκταση των περιοχών αποκόλλησης για το σύνολο των παγετώνων. γ) Μετά την προσαρμογή του παγετώνα στο νέο ΥΠΙ2, ο παγετώνας κοιλάδας (αριστερά) έχει περιοριστεί σημαντικά, ενώ ο μικρός παγετώνας (δεξιά) έχει εξαφανιστεί οριστικά (τροποποίηση από IPCC, 2013).

Σχήμα 9.14 Ανωμαλίες της παγκόσμιας επιφανειακής θερμοκρασίας για την περίοδο 1870-2010 ως απόκριση φυσικών (ηλιακή, ηφαιστειακή και εσωτερική κλιματική δραστηριότητα) και ανθρωπογενών παραγόντων. α) Καταγραφές της παγκόσμιας επιφανειακής θερμοκρασίας για την περίοδο 1961-1990 (μαύρη γραμμή). Η κόκκινη γραμμή αντιστοιχεί στην προσομοίωση της παγκόσμιας επιφανειακής θερμοκρασίας λαμβάνοντας υπόψη τις επιδράσεις από φυσικούς (β, γ, δ) και ανθρωπογενείς (ε) παράγοντες. β) Εκτιμώμενη θερμοκρασιακή απόκριση στην ηλιακή δραστηριότητα. γ) Εκτιμώμενη θερμοκρασιακή απόκριση στην ηφαιστειακή δραστηριότητα. δ) Εκτιμώμενη θερμοκρασιακή απόκριση, λόγω εσωτερικής κλιματικής μεταβλητότητας της Νότιας Ταλάντωσης El Nino. ε) Εκτιμώμενη θερμοκρασιακή απόκριση λόγω ανθρωπογενούς δραστηριότητας αποτελούμενης από συνεισφορά σε θέρμανση των θερμοκηπιακών αερίων και συνεισφορά σε ψύξη των αερολυμάτων (τροποποίηση από IPCC, 2013).

Σχήμα 9.15 α) Εκτιμήσεις του μέσου ρυθμού μεταβολής της παγκόσμιας στάθμης θάλασσας ($mm yr^{-1}$) για πέντε επιλεγμένες περιόδους: η τελευταία παγετώδης σε μεσοπαγετώδη, η Meltwater Pulse 1A, οι πρόσφατες δύο χιλιετρίδες, ο $20^{\circ}c$ αιώνας, η εποχή της δορυφορικής αλτιμετρίας (1993-2012). Οι μπλε στήλες αντιστοιχούν σε χρονικά διαστήματα μετάβασης από παγετώδεις σε μεσοπαγετώδεις συνθήκες και οι πορτοκαλί στήλες στην τρέχουσα μεσοπαγετώδη περίοδο. Οι μαύρες μπάρες υποδηλώνουν τις τυπικές αποκλίσεις από τις αντίστοιχες μέσες τιμές. β) Εστίαση στους τρεις πιο πρόσφατους ρυθμούς μεταβολής της στάθμης θάλασσας (τροποποίηση από IPCC, 2013).

Σχήμα 9.16 Απλοποιημένη αναπαράσταση των σημαντικότερων συγκεντρώσεων και ροών άνθρακα στην περιοχή της Αρκτικής περιλαμβάνοντας μόνιμα παγωμένα χερσαία εδάφη, πλαγιές και ωκεανό. Σημειώνεται πως $TgC = 10^{12} gC$, και $PgC = 10^{15} gC$ (τροποποίηση από IPCC, 2013).

Σχήμα 9.17 Σχηματική αναπαράσταση του κύκλου του άνθρακα με τις κλίμακες χρόνου μεταφοράς του μεταξύ των μεγαλύτερων δεξαμενών (τροποποίηση από IPCC, 2013).

Σχήμα 9.18 Περίσσεια διασπασμένου CO_2 , 5000 PgC εκπέμπεται σε χρόνο μηδέν στην ατμόσφαιρα, και ανακατανέμεται στην ζηρά και στον ωκεανό ως συνάρτηση του χρόνου (εκτίμηση από κλιματικά μοντέλα). Τα μεγέθη των χρωματικών ζωνών αντιστοιχούν στην πρόσληψη του άνθρακα από την αντίστοιχη δεξαμενή. Τα δύο πρώτα γράφηματα αντιστοιχούν σε μέσες τιμές από πείραμα πολλαπλών προσομοιώσεων. Το τελευταίο γράφημα αντιστοιχεί στη μακροπρόθεσμη ανακατανομή, συμπεριλαμβανομένης της διάλυσης των ανθρακικών ίζημάτων από τους ωκεανούς, όπως υπολογίστηκε με το Earth System Model of Intermediate (τροποποίηση από IPCC, 2013).

Σχήμα 9.19 Σχηματική απεικόνιση των σημαντικότερων μηχανισμών ανάδρασης των νεφών (τροποποίηση από IPCC, 2013).

Σχήμα 9.20 Προβολές βασισμένες στο μοντέλο ισοζυγίου ενέργειας του κύκλου του άνθρακα για την εκτίμηση της μεταβολής του κλίματος, που οφείλεται στα θερμοκηπιακά αέρια (Model for the Assessment of Greenhouse Gas-Induced Climate Change ,MAGICC) για σταθερή ατμοσφαιρική σύνθεση (γκρι), σταθερές εκπομπές (κόκκινο) και μηδενικές εκπομπές (μπλε), εκκινώντας από το 2010. Το σχήμα βασίζεται στη βαθμονόμηση ενός απλού κλιματικού μοντέλου για τον κύκλο του άνθρακα στα μοντέλα Coupled Model Intercomparison Project Phase 3 (CMIP3) και Coupled Climate Carbon Cycle Model Intercomparison Project (C4MIP) (Meinshausen et al., 2011). Τα αποτελέσματα βασίζονται σε προσομοίωση που αρχικοποιείται την προβιομηχανική εποχή χρησιμοποιώντας όλους τους παράγοντες του ενεργειακού ισοζυγίου. Η λεπτή μαύρη γραμμή και η σκιαση δηλώνουν την παρατηρούμενη θέρμανση και αβεβαιότητα αντίστοιχα (τροποποίηση από IPCC, 2013).

Σχήμα 10.1 Οι σημαντικότερες πηγές σκόνης φυσικής προέλευσης (τροποποίηση από NASA).

Σχήμα 10.2 Συνοπτική κατάσταση που ευνοεί τη μεταφορά σκόνης από τη Βόρεια Αφρική στην κεντρική Μεσόγειο, με βάση την κατανομή των γεωδυναμικών υψών (λευκές ισοπλησίες, μονάδες $grpm$) και τη θερμοκρασία (χρωματισμένες περιοχές, μονάδες $^{\circ}C$) στα 500 hPa για τις 12 Ιουνίου 2015 στις 21:00 UTC. Ο χάρτης αποτελεί προγνωστικό προϊόν από το ατμοσφαιρικό μοντέλο WRF-HUA που εκτελείται καθημερινά στο Τμήμα Γεωγραφίας του Χαροκόπειου Πανεπιστημίου Αθηνών (<http://meteoclima.gr>).

Σχήμα 10.3 Φορτίο σκόνης ($mg m^{-2}$), ένταση ($m s^{-1}$) και διεύθυνση ανέμου στα 3 km για τις 12 Ιουνίου 2015 στις 21:00 UTC με βάση τη συνοπτική κατάσταση του Σχήματος 10.2. Ο χάρτης αποτελεί προγνωστικό προϊόν από το ατμοσφαιρικό μοντέλο WRF-HUA που εκτελείται καθημερινά στο Τμήμα Γεωγραφίας του Χαροκόπειου Πανεπιστημίου Αθηνών (<http://meteoclima.gr>).

Σχήμα 10.4 Σχηματική αναπαράσταση των φυσικών διεργασιών απελευθέρωσης σκόνης στην ατμόσφαιρα. Ολίσθηση (creeping), αναπήδηση (saltation) και εναιώρηση (suspension). Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε τις κινήσεις (ολίσθηση, αναπήδηση και εναιώρηση) εκπομπής σωματιδίων σκόνης στην ατμόσφαιρα (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

Πίνακας 10.1 Τυπικά χαρακτηριστικά σωματιδίων σκόνης : r_{min} : ελάχιστη ακτίνα, r_{max} : μέγιστη ακτίνα, r_{eff} : πραγματική ακτίνα, r_n : μέση ακτίνα κάθε κατανομής, σ_r : γεωμετρική τυπική απόκλιση (Perez et al., 2006).

Σχήμα 10.5 Η ταχύτητα καθίζησης σε συνάρτηση με το μέγεθος των σωματιδίων (τροποποίηση από Zender et al., 2003).

Σχήμα 10.6 Η περιοχή της ΝΔ Αλγερίας θεωρείται σημαντική πηγή σκόνης προς το ατμοσφαιρικό περιβάλλον (πηγή: NASA Photo ISS013-E-75141, 2 September 2006, <http://earthobservatory.nasa.gov/Newsroom/NewImages>).

Πίνακας 10.2 Ελάχιστες απαιτούμενες ταχύτητες ανέμου ($m s^{-1}$) για τη μετακίνηση σωματιδίων σκόνης από διαφορετικές πηγές (Πηγή <http://www.meted.ucar.edu>).

Πίνακας 10.3 Τυπικές τιμές ταχύτητας τριβής (u_s) και ελάχιστης απαιτούμενης ταχύτητας ανέμου σε ουδέτερες και ασταθείς συνθήκες.

Σχήμα 10.7 Σχηματική αναπαράσταση της μεταφοράς σκόνης (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>). Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε τη μεταφορά της σκόνης στην ατμόσφαιρα (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

Σχήμα 10.8 Η τύρβη από ανωστικές δυνάμεις λόγω αστάθειας (buoyancy turbulence) (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>). Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε τη δημιουργία νέφους σκόνης στην ατμόσφαιρα (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

Σχήμα 10.9 Διασπορά και συνθήκες ατμοσφαιρικής ενστάθειας (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).

Σχήμα 10.10 Σύνοψη των βασικότερων συνιστώσων του κλιματικού συστήματος που επηρεάζουν το ισοζύγιο ακτινοβολίας (τροποποίηση από IPCC, 2007).

Πίνακας 10.4 Αντιστοίχιση κατηγοριών εδαφών και αργίλου, άμμου και ιλίους για την παράμετρο $M_{i,j}$.

Σχήμα 10.11 Τα στάδια της υγρής εναπόθεσης σκόνης (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>). Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε τον κύκλο της σκόνης στην ατμόσφαιρα (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

Σχήμα 10.12 α) Μέση μηνιαία ξηρή εναπόθεση σκόνης ($mg m^{-2}$) και β) μέση μηνιαία υγρή εναπόθεση σκόνης ($mg m^{-2}$) κατά την περίοδο 2000-2004 για την Ευρώπη και τη Μεσόγειο Θάλασσα (τροποποίηση από Katsafados et al. (2007)).

Πίνακας 10.5 Κατανομή ετήσιας εναπόθεσης σκόνης (σε $10^3 tn$) στην Ευρώπη και τη Μεσόγειο Θάλασσα (πηγή Katsafados et al. (2007)).

Ευρετήριο όρων

- Altocumulus – Υψησωρείτες*, 137
Altostratus – Υψηστρώματα, 137
Avogadro, 29
- Buyss Ballot*, 130
- Cirrocumulus – Θυσανοσωρείτες*, 138
Cirrostratus – Θυσανοστρώματα, 138
Cirrus – Θύσανοι, 138
Clausius-Clapeyron, ii, 43, 44
coalescence, 120, 122, 131
collision, 120, 122
Cumulonimbus – Σωρειτομελανίες, 138
Cumulus – Σωρείτες, 137
- Dalton*, 30, 59, 64
- El Niño Southern Oscillation*, 197, 202
ENIAC, 6, 169
ensemble simulations, 200
- Fast Fourier Transformation*, 186
- Intergovernmental Panel on Climate Change*, 165, 216, 241, 245, 277, 301
- John von Neumann*, 169
Jules Charney, 169
- Kirckhoff*, 148
- Lagged Average Forecast*, 200
Level of Free Convection, LFC, 46, 62
Lewis Fry Richardson, 169
Lifted Condensation Level-LCL, 44, 62
- Maxwell*, 141
Mie, 149, 152
- Nimbostratus – Μελανοστρώματα*, 137
North Atlantic Oscillation, 197, 207
- Planck*, 142, 146, 147, 223
Poisson, 37, 62, 63
- Ragnar Fjortoft*, 169
Rayleigh, 149, 152
ridges, 115
- Stefan-Boltzmann*, 145, 166
Stratocumulus – Στρωματοσωρείτες, 137
Stratus – Στρώματα, 136
- troughs*, 80, 115
- Wien*, 146, 147, 165, 166, 167
- αδιαβατικές μεταβολές, 12, 36, 41, 42, 62, 307
αδιαβατική θερμοβαθμίδα, 36
αέρια μάζα, 51, 101, 132, 308
αέρια του θερμοκηπίου, 159, 163, 223, 226, 228, 234, 235, 241, 242, 247, 259, 314
αιωρούμενα σωματίδια, 149, 289
αιωρούμενο σωματίδιο, 285
ανάκλαση, 151, 152, 164, 224, 314
αναλογία μίγματος, 7, 37, 38, 39, 40, 44, 63, 64, 232
αναπτήση, 284, 285, 304, 316
άνεμος βαθμίδας, 79
αντικειμενική ανάλυση, 190
αντικυκλώνας, 113
απορροφητικότητα, 144
αριθμητική πρόγνωση καιρού, 168, 169, 186, 283
αρνητική ανάδραση, 198, 199, 220, 313
ατμοσφαιρικό μοντέλο, 131, 168, 192, 283, 284, 311, 312, 316
αφομοίωση δεδομένων, 190, 191, 194
- βαρομετρικό υψηλό, 89, 113, 118, 309
βαρομετρικό χαμηλό, 89, 111, 114, 115, 116, 118, 309
βαρύτητα, 13, 71, 73, 91, 307
- γεωδυναμικό, 32
γεωστροφικός άνεμος, 77
γήινη ακτινοβολία, 147, 148, 161, 282, 295, 296, 303, 305, 311
γραμμομοριακό βάρος, 29
- δεύτερος νόμος του Νεύτωνα, 169
διάχρηση, 120, 122, 152, 268, 295, 305
διάχυτη ακτινοβολία, 152
δύναμη Coriolis, 71, 72, 77, 87, 88, 89, 91, 92, 202, 309
δύναμη βαροβαθμίδας, 12, 73, 74, 75, 76, 77, 79, 81, 87, 88, 89, 92, 93, 94, 170, 174, 183, 309
δύναμη τριβής, 75, 77, 79, 93, 94
δυνητική Θερμοκρασία, 37
- ειδική σταθερά των αερίων, 12
εναιώρηση, 284, 285, 304, 316
ενισχυμένο φαινόμενο του θερμοκηπίου, 227
εξίσωση συνέχειας, 169, 193
εξίσωση της συνέχειας, 83, 84, 85, 171, 172, 173
- ηλεκτρομαγνητικό φάσμα, 143, 223
ηλιακή σταθερά, 145
- θερμική μεταφορά, 129
θερμικός άνεμος, 81
θερμό μέτωπο, 105, 106, 107, 108, 109, 110, 112, 123, 124, 128, 133, 309, 310
θερμοβαθμίδα, 10, 13, 14, 15, 24, 37, 45, 46, 47, 48, 49, 51, 52, 53, 55, 56, 57, 61, 62, 66, 67, 68, 69, 195, 224, 225, 308, 314

- θερμόσφαιρα, 13, 15, 16
 θετική ανάδραση, 198, 267, 268
- ικανότητα εκπομπής, 148, 153, 154
 ισότροπη ακτινοβολία, 144
- καθαρή ακτινοβολία, 153
 καταγίδες, 105, 111, 119, 123, 124, 126, 127, 137, 138, 175, 182, 194
 κατακόρυφες συντεταγμένες, 183
 καταστατική εξίσωση, 12, 28, 59
 κέντρο υψηλών πιέσεων, 113, 208, 218
 κλιμακωτό πλέγμα, 177
 κλιματική μεταβλητότητα, 197, 198, 199, 219, 245, 251, 264, 274
 κριτήριο Courant-Friedrichs-Lowy, 180
 κυκλογένεση, 118, 208
 κυκλόλυση, 118, 209
 κύκλος Carnot, 40
 κυκλώνας, 111
- μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών, 177
 μελανό σώμα, 145, 146, 147, 154, 155, 156, 157, 166
 μεσόσφαιρα, 13, 15
- Μετεωρολογικά, 6
 μη υδροστατική προσέγγιση, 174
 μονοχρωματική ένταση ακτινοβολίας, 144
 μοντέλων γενικής κυκλοφορίας, 186, 189
- ολική ένταση ακτινοβολίας, 144
 ολίσθηση, 106, 133, 284, 285, 304, 317
- πιθανολογικές προσομοιώσεις, 200
- πρώτος θερμοδυναμικός νόμος, 169, 193
 πυκνότητα του αέρα, 8, 10, 12, 31, 59, 76, 93
- ποιη ακτινοβολίας, 144
- σκέδαση, 17, 149, 152, 153, 163, 282
 σκόνη φυσικής προέλευσης, 281, 299
 στάσιμο μέτωπο, 107
 στρατόσφαιρα, 13, 15, 24, 25, 151, 153, 164, 209, 210, 211, 213, 218, 232, 235, 238, 239, 312, 313
 συνεσφιγμένο μέτωπο, 108
 σφήνες εξάρσεων, 115
 σφήνες υφέσεων, 115
- τροπόπανση, 14, 15, 65, 183, 230
 τροποποίηση στο ισοζύγιο της ακτινοβολίας, 230, 242
 τροπόσφαιρα, 14
- υδρολογικός κύκλος, 9
 υδροστατική εξίσωση, 13, 31, 59, 74, 171, 174
 υδροστατική ισορροπία, 12
 ύφεση, 111, 112, 113, 118, 133, 134
 υψομετρική εξίσωση, 34, 60, 61, 82
- φαιό σώμα, 148, 153, 154
 φυσικό φαινόμενο του θερμοκηπίου, 158, 221, 223, 227, 241
- χλωροφθοράνθρακες, 210, 218, 223, 235, 236, 238, 243
 ψυχρό μέτωπο, 103, 132