ΠΕΤΡΟΣ ΚΑΤΣΑΦΑΔΟΣ - ΗΛΙΑΣ ΜΑΥΡΟΜΑΤΙΔΗΣ

Κλιματική Αλλαγή

ΚΑΛΛΙΠΟΣ ανοικτές ακαδημαϊκές εκδόσεις

Εθνικό Πρόγραμμα Ανάπτυξης 2021-2025

ΠΕΤΡΟΣ ΚΑΤΣΑΦΑΔΟΣ

ΗΛΙΑΣ ΜΑΥΡΟΜΑΤΙΔΗΣ

Κλιματική Αλλαγή

ΚΑΛΛΙΠΟΣ
ανοικτές ακαδημαϊκές εκδόσεις

Κλιματική Αλλαγή

Συγγραφή

Πέτρος Κατσαφάδος

Καθηγητής Δυναμικής της Ατμόσφαιρας και του Κλίματος

Ηλίας Μαυρομματίδης

Φυσικός Μετεωρολόγος M.Sc.-Ph.D.

Κριτικός αναγνώστης

Όνομα 1 (Κριτικός αναγνώστης) (style: Sintelestes)

Συντελεστές έκδοσης

Γλωσσική Επιμέλεια: Ευγενία Παξινού

Γραφιστική Επιμέλεια: Παπαβασιλείου Σπυρίδων

Copyright © 2023, ΚΑΛΛΙΠΟΣ, ΑΝΟΙΚΤΕΣ ΑΚΑΔΗΜΑΪΚΕΣ ΕΚΔΟΣΕΙΣ
(ΣΕΑΒ + ΕΛΚΕ-ΕΜΠ)

Το παρόν έργο αδειοδοτείται υπό τους όρους της άδειας Creative Commons Αναφορά Δημιουργού - Μη Εμπορική Χρήση - Παρόμοια Διανομή 4.0. Για να δείτε ένα αντίγραφο της άδειας αυτής επισκεφτείτε τον ιστότοπο https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/deed.el

Αν τυχόν κάποιο τμήμα του έργου διατίθεται με διαφορετικό καθεστώς αδειοδότησης,
αυτό αναφέρεται ρητά και ειδικώς στην οικεία θέση.

ΚΑΛΛΙΠΟΣ

Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο

Ηρώων Πολυτεχνείου 9, 15780 Ζωγράφου

www.kallipos.gr

ISBN:

Βιβλιογραφική Αναφορά: Κατσαφάδος, Π., Μαυροματίδης, Η., (2023). *Κλιματική Αλλαγή* [Προπτυχιακό εγχειρίδιο]. Κάλλιπος, Ανοικτές Ακαδημαϊκές Εκδόσεις. http://hdl.handle.net/(συμπληρώνεται από την ΚΟΥ)

Στις οικογένειές μας

Πίνακας Περιεχομένων

Πίνακας Περιεχομένων ... 11
Πίνακας Συντομεύσεων-Ακρωνυμίων ... 17
Πρόλογος ... 19

Κεφάλαιο 1 ... 21

1 Εισαγωγή στη Φυσική Κλιματολογία ... 21
1.1 Γενική Κυκλοφορία της Ατμόσφαιρας ... 22
1.1.1 Το Μονοκυτταρικό Μοντέλο ... 22
1.1.2 Το Μοντέλο των Τριών Κυττάρων ... 23
1.2 Αέριες Μάζες ... 25
1.3 Το Παγκόσμιο Κλιματικό Σύστημα ... 26
1.4 Κλιματική Ταξινόμηση Köppen ... 28
1.4.1 Τροπικά Κλίματα (A) ... 30
1.4.2 Ξηρά και Ημίξηρα Κλίματα (B) ... 31
1.4.3 Μεσόθερμα Κλίματα (C) ... 32
1.4.4 Μικρόθερμα Κλίματα (D) ... 34
1.4.5 Πολικά Κλίματα (E) ... 36
1.5 Το Μεσογειακό Κλίμα (Csa, Csb) ... 37
1.6 Το Κλιματικό Πλαίσιο της Ελλάδας ... 38
Βιβλιογραφία/Αναφορές ... 43
Κριτήρια αξιολόγησης με απαντήσεις ... 44

Κεφάλαιο 2 ... 49

2 Κλιματική Αλλαγή και Παγκόσμια Κλιματικά Φαινόμενα ... 49
2.1 Κλιματική Μεταβλητότητα ... 49
2.2 Νότια Ταλάντωση El Niño (ENSO) ... 54
2.2.1 Επίδραση El Niño σε Ευρώπη και Μεσόγειο ... 59
2.3 Ταλάντωση Βόρειου Ατλαντικού ... 60
2.4 Μουσώνες ... 61
2.5 Στρατοσφαιρικό Όζον ... 63
2.6 Εργαστηριακή Εφαρμογή ... 68
Βιβλιογραφία/Αναφορές ... 70
Κριτήρια αξιολόγησης με απαντήσεις ... 71

Κεφάλαιο 3.....77

3 Ισοζύγιο Ακτινοβολιών του Πλανήτη και Παγκόσμια Θέρμανση..... 77
3.1 Η Φύση της Ηλιακής Ακτινοβολίας..... 77
3.2 Το Φάσμα της Ηλιακής (Ηλεκτρομαγνητικής) Ακτινοβολίας..... 79
3.3 Ποσοτική Περιγραφή της Ηλεκτρομαγνητικής Ακτινοβολίας..... 80
3.4 Εξασθένιση της Ηλιακής Ακτινοβολίας στην Ατμόσφαιρα..... 84
3.4.1 Απορρόφηση της Ηλιακής Ακτινοβολίας..... 84
3.4.2 Οζονόσφαιρα..... 86
3.4.3 Διάχυση και Ανάκλαση Ηλιακής Ακτινοβολίας..... 87
3.5 Η Γήινη Ακτινοβολία..... 88
3.5.1 Εκπομπή και Απορρόφηση της Γήινης Ακτινοβολίας..... 88
3.5.2 Το Απλοποιημένο Μοντέλο Ισοζυγίου Ενέργειας κοντά στην Επιφάνεια..... 90
3.6 Ισοζύγιο Ενέργειας Γης–Ατμόσφαιρας..... 95
3.7 Εργαστηριακή Εφαρμογή και Σχέδιο Μαθήματος για το Φαινόμενο του Θερμοκηπίου..... 99
3.7.1 Θεωρητικό Υπόβαθρο..... 99
3.7.2 Εξοπλισμός..... 99
3.7.3 Διαδικασία Πειράματος..... 100
3.7.4 Συμπεράσματα και Ερωτήσεις..... 103
Βιβλιογραφία/Αναφορές..... 104
Κριτήρια αξιολόγησης με απαντήσεις..... 105
Κριτήρια αξιολόγησης χωρίς απαντήσεις..... 107

Κεφάλαιο 4.....109

4 Κύκλος του Άνθρακα και Θερμοκηπικά Αέρια..... 109
4.1 Τα Αέρια του Θερμοκηπίου..... 109
4.2 Ο Κύκλος του Άνθρακα..... 110
4.2.1 Το Διοξείδιο του Άνθρακα (CO_2)..... 111
4.2.2 Το Μεθάνιο (CH_4)..... 115
4.2.3 Οι Χλωροφθοράνθρακες (CFCs)..... 117
4.3 Ο Κύκλος του Αζώτου..... 118
4.3.1 Το Υποξείδιο του Αζώτου (N_2O)..... 119
4.4 Το Τροποσφαιρικό Όζον (O_3)..... 120
4.5 Οι Υδρατμοί (H_2O)..... 122
4.6 Βασικές Μονάδες και Μεγέθη Μέτρησης Αερίων στην Ατμόσφαιρα..... 123
4.7 Οι Μεταβολές στη Συγκέντρωση των Θερμοκηπικών Αερίων..... 124
4.7.1 Μεταβολές του Διοξειδίου του Άνθρακα..... 126
4.7.2 Μεταβολές των Αλογονούχων Αερίων..... 127
4.7.3 Μεταβολές του Μεθανίου..... 128
4.7.4 Μεταβολές του Υποξειδίου του Αζώτου..... 128
4.7.5 Μεταβολές του Τροποσφαιρικού Όζοντος..... 129
4.8 Ο Άνθρακας και οι Υπόλοιποι Βιογεωχημικοί Κύκλοι..... 129
Βιβλιογραφία/Αναφορές..... 131

Κριτήρια αξιολόγησης με απαντήσεις 132

Κεφάλαιο 5 137

5 Φυσικό και Ενισχυμένο Φαινόμενο του Θερμοκηπίου 137
5.1 Το Φυσικό Φαινόμενο του Θερμοκηπίου 138
5.2 Το Ενισχυμένο Φαινόμενο του Θερμοκηπίου 143
5.3 Η Έννοια της Τροποποίησης του Ισοζυγίου της Ακτινοβολίας 146
5.3.1 Κλιματικός Εξαναγκασμός 146
5.3.2 Κλιματικός Εξαναγκασμός από τα Αερολύματα 150
5.4. Το Δυναμικό Παγκόσμιας Θέρμανσης (Global Warming Potential-GWP) 150
5.5 Η Επίδραση της Χρήσης Γης στην Κλιματική Αλλαγή 151
5.5.1 Ο Ρόλος των Δασικών Πυρκαγιών στην Αλλαγή του Κλίματος 154
Βιβλιογραφία/Αναφορές 156
Κριτήρια αξιολόγησης με απαντήσεις 158

Κεφάλαιο 6 163

6 Αερολύμματα Φυσικής Προέλευσης ως Κλιματικοί Παράγοντες 163
6.1 Φυσικές Διεργασίες της Σκόνης 164
6.2 Μέγεθος Σωματιδίων και Ταχύτητα Καθίζησης 167
6.3 Πηγές Προέλευσης 169
6.3.1 Μαυριτανία και Δυτική Σαχάρα 170
6.3.2 Μάλι, Μαυριτανία, Νίγηρας και Όρη Ahaggar 170
6.3.3 Λεκανοπέδιο λίμνης Chad και περιοχή Bodélé 170
6.3.4 Τυνησία και Βορειοανατολική Αλγερία 170
6.3.5 Λιβυκή και Αιγυπτιακή Έρημος 171
6.3.6 Σουδάν, υψίπεδα Αιθιοπίας και Κέρας της Αφρικής 171
6.3.7 Έρημοι της Μέσης Ανατολής 171
6.3.8 Έρημοι Δυτικής και ΝΔ Ασίας 171
6.3.9 Έρημοι Κεντρικής Ασίας 172
6.3.10 Αυστραλία 172
6.3.11 Νότια Αφρική 172
6.3.12 Δυτικές ΗΠΑ και Μεξικό 172
6.3.13 Λατινική Αμερική 172
6.4 Μεταφορά της Σκόνης 173
6.5 Η Επίδραση της Τύρβης 173
6.6 Διάχυση της Σκόνης 174
6.7 Διασπορά της Σκόνης 174
6.8 Επίδραση της Σκόνης στο Ισοζύγιο Ακτινοβολίας 176
6.9 Παραμετροποίηση του Κύκλου της Σκόνης 177
6.9.1 Ξηρή Εναπόθεση της Σκόνης 178
6.9.2 Υγρή Εναπόθεση της Σκόνης 179
6.10 Γεωγραφική Κατανομή Εποχιακών και Ετήσιων Ποσών Εναπόθεσης Σκόνης από τη Σαχάρα στη Μεσόγειο και την Ευρώπη 180

Βιβλιογραφία/Αναφορές 182
Κριτήρια αξιολόγησης 185

Κεφάλαιο 7 189

7 Προβολές του Κλίματος 189
7.1 Η Διακυβερνητική Επιτροπή για την Κλιματική Αλλαγή 189
7.2 Σενάρια Εκπομπών Θερμοκηπικών Αερίων 191
7.3 Περιγραφή Σεναρίων 193
7.4 Η Δημιουργία Νέων Σεναρίων 195
7.5 Επεξήγηση της Ορολογίας και Αναμενόμενα Προϊόντα των Σεναρίων RCP 196
7.6 Η Διαδικασία Ανάπτυξης Σεναρίου 198
7.6.1 Προπαρασκευαστική Φάση 198
7.6.2 Φάση Παράλληλης Μοντελοποίησης 199
7.6.3 Φάση Ολοκλήρωσης και Δημοσίευσης 200
7.7 Οι Αντιπροσωπευτικές Διαδρομές Συγκέντρωσης (Representative Concentration Pathways–RCPs) 200
7.7.1 Χρήσεις και Όρια 200
7.7.2 Επιθυμητά Χαρακτηριστικά 201
7.7.3 Κριτήρια Σχεδιασμού 202
7.7.4 Βελτιώσεις σε σχέση με την Ειδική Έκθεση για τα Σενάρια Εκπομπών (SRES) 202
7.7.5 Επέκταση των Σεναρίων μετά το 2100 204
7.8 Τα Βασικά Χαρακτηριστικά των Αντιπροσωπευτικών Διαδρομών Συγκέντρωσης (Representative Concentration Pathways-RCP) 205
7.9 Η Επόμενη Γενιά Κλιματικών Σεναρίων (Shared Socioeconomic Pathways-SSP) 208
Βιβλιογραφία/Αναφορές 211
Κριτήρια αξιολόγησης 214

Κεφάλαιο 8 217

8 Ανοικτά Θέματα της Κλιματικής Αλλαγής 217
8.1 Οι Μελλοντικές Προβολές της Θερμοκρασίας και το Εύρος Διακύμανσής τους 217
8.2 Στοιχεία της Υπερθέρμανσης του Πλανήτη 218
8.3 Η Μεταβολή των Ακραίων Κλιματικών Τιμών 220
8.4 Η Υπερθέρμανση των Ωκεανών 222
8.5 Οι Αλλαγές στον Κύκλο του Νερού 224
8.6 Η Σχέση της Ανθρωπογενούς Οξίνισης των Ωκεανών με την Κλιματική Αλλαγή 226
8.7 Οι Μεταβολές των Θαλάσσιων Πάγων σε Αρκτικό και Ανταρκτικό Ωκεανό 227
8.8 Οι Μεταβολές των Παγετώνων των Ορεινών Περιοχών 229
8.9 Ο Ρόλος του Ήλιου στις Πρόσφατες Αλλαγές του Κλίματος 230
8.10 Ανάλυση του Ρυθμού Μεταβολής της Στάθμης Θάλασσας 232
8.11 Ο Ρόλος του Μεθανίου και του Διοξειδίου του Άνθρακα κατά την Απελευθέρωσή τους από την Τήξη Μόνιμα Παγωμένων Εδαφών ή τη Θέρμανση των Ωκεανών 234
8.12 Οι Διεργασίες του Διοξειδίου Άνθρακα στην Ατμόσφαιρα 236
8.13 Η Επίδραση των Νεφών στο Κλίμα και την Κλιματική Αλλαγή 239
8.14 Πώς Μπορεί να Εκτιμηθεί το Κλίμα της Επόμενης Δεκαετίας παρά τις Πολλές Αβεβαιότητες στην Πρόγνωση του Καιρού; 241

8.15 Οι Επιπτώσεις των Εκπομπών Θερμοκηπικών Αερίων στο Μελλοντικό Κλίμα 242
Βιβλιογραφία/Αναφορές 245
Κριτήρια αξιολόγησης 246
Παράρτημα 249
Π Εισαγωγή 249
Π.1 Τα Σενάρια Εκπομπών SRES 249
Π.1.1 Διαχείριση και Οπτικοποίηση Κλιματικών Δεδομένων 251
Π.1.2 Εγκατάσταση του Λογισμικού IDV 251
Π.1.3 Χρήση του Λογισμικού IDV 253
Π.1.3.1 Οπτικοποίηση της Θερμοκρασίας και της Μεταβολής της Θερμοκρασίας κοντά στην Επιφάνεια της Γης 254
Π.1.3.2 Οπτικοποίηση του Ρυθμού Βροχόπτωσης και της Μεταβολής του Ρυθμού Βροχόπτωσης 264
Π.1.3.3 Εισαγωγή της Χρωματικής Κλίμακας στην Εικόνα 269
Βιβλιογραφία/Αναφορές 270

Πίνακας Συντομεύσεων-Ακρωνυμίων

AOGCM	Coupled Atmospheric-Ocean General Circulation Model
AR	Assessment Report
BVOC	Biogenic Volatile Organic Compound
c	continental-ηπειρωτική
CCN	Cloud Condensation Nuclei
CFC	Chlorofluorocarbon
CMC	Climate Modeling Community
CMIP	Coupled Model Intercomparison Project
CSV file	Comma-Separated Values file
DAE	Direct Aerosol Effect
DMS	DiMethyl Sulphate
DNA	Deoxyribonucleic Acid
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ECP	Extended Concentration Pathway
ENSO	El Niño Southern Oscillation
ERBE	Earth Radiation Budget Experiment
ESM	Earth System Model
GCM	General Circulation Model
GHG	GreenHouse Gas
GIS	Geographic Information Systems
GWP	Global Warming Potential
IA	Integrated Assessment
IAM	Integrated Assessment Models
IAV	Impacts, Adaptation and Vulnerability
IDV	Integrated Data Viewer
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IR	Infrared Radiation
IS92	IPCC Scenarios 1992
ITCZ	Inter-Tropical Convergence Zone
m	maritime-θαλάσσια
NAO	North Atlantic Oscillation
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NetCDF	Network Common Data Form

NMHC	Non-Methane HydroCarbon
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NWS	National Weather Service
OS	Other Scenarios
P	Polar-Πολική
PM	Particulate Matter
ppb	parts per billion
ppbv	parts per billion volume
ppm	parts per million
ppmm	parts per million mass
ppmv	parts per million volume
ppt	parts per trillion
PSC	Polar Stratospheric Clouds
RCM	Regional Climate Models
RCP	Representative Concentration Pathway
RF	Radiative Forcing
SHADE	SaHAran Dust Experiment
SRES	Special Report on Emissions Scenarios
SSP	Shared Socioeconomic Pathways
T	Tropical-Τροπική
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer
UNEP	United Nations Environment Programme
UVA	Ultra Violet A
UVB	Ultra Violet B
VOC	Volatile Organic Compounds
WMO	World Meteorological Organization
WRF-HUA	Weather Research and Forecasting-Harokopion University of Athens
ΒΔ	ΒορειοΔυτικά
ΕΘΘ	Επιφανειακή Θερμοκρασία Θάλασσας
ΗΠΑ	Ηνωμένες Πολιτείες Αμερικής
ΝΔ	ΝοτιοΔυτικά
ΟΕΑ	Ολική Ένταση Ακτινοβολίας
ΥΤΙ	Ύψος Γραμμής Ισορροπίας

Πρόλογος

Το συγκεκριμένο βιβλίο αποτελεί μία προσπάθεια δημιουργίας ενός ψηφιακού συγγράμματος στην ελληνική γλώσσα, το οποίο θα εισάγει φοιτητές της τριτοβάθμιας εκπαίδευσης στην επιστήμη της *Κλιματικής Αλλαγής*. Αναπτύχθηκε στο πλαίσιο της Δράσης Κάλλιπος+, με τίτλο «Ελληνικά Ακαδημαϊκά Ηλεκτρονικά Συγγράμματα και Βοηθήματα» και σκοπό την εισαγωγή του ηλεκτρονικού, διαδραστικού, πολυμεσικού βιβλίου στην Ανώτατη Εκπαίδευση. Απευθύνεται, συνεπώς, σε φοιτητές Τμημάτων Γεωγραφίας ή συναφών με τις Επιστήμες της Γης και του Περιβάλλοντος Τμημάτων. Αποσκοπεί στην κατανόηση όλων των φυσικών και δυναμικών διεργασιών που σχετίζονται με το σύγχρονο πρόβλημα της παγκόσμιας θέρμανσης και της κλιματικής αλλαγής. Μπορεί όμως, να αποτελέσει και έναν εξειδικευμένο οδηγό για οποιονδήποτε ασχολείται ή ερευνά την αλλαγή του κλίματος και τις επιπτώσεις της στη Βιόσφαιρα.

Οι θεματικές ενότητες του συγγράμματος επιλέχθηκαν με σκοπό την ευρεία κάλυψη του αντικειμένου της παγκόσμιας θέρμανσης με τρόπο εκπαιδευτικά συνεκτικό για τον φοιτητή και φιλικό για τον απλό αναγνώστη . Το σύγγραμμα αποτελείται από τρεις θεματικές ενότητες που περιλαμβάνουν: (α) την εισαγωγή στις βασικές έννοιες της κλιματικής αλλαγής (φυσική κλιματολογία, κλιματικά φαινόμενα και κλιματική μεταβλητότητα), (β) τις φυσικοχημικές διεργασίες του κλιματικού συστήματος (ισοζύγιο ακτινοβολιών, κύκλος του άνθρακα και αερολύματα και φαινόμενο του θερμοκηπίου) και (γ) τις κλιματικές προβολές με τα ανοικτά θέματα και τις αβεβαιότητές τους. Η ύλη των οκτώ κεφαλαίων διαμορφώθηκε με σκοπό την αντιστοίχισή τους στις 13 διδακτικές εβδομάδες προπτυχιακών και μεταπτυχιακών μαθημάτων, καθώς κάποια κεφάλαια πιθανώς να απαιτούν περισσότερες διαλέξεις για την ολοκλήρωσή τους. Σημαντική θεματική ενότητα αποτελούν οι εφαρμογές και οι ασκήσεις, σε θεωρητικό και εργαστηριακό επίπεδο, οι οποίες πλαισιώνονται από ένα πλήθος κλιματικών μεταδεδομένων. Το νέο σύγγραμμα περιλαμβάνει, για πρώτη φορά, ένα παράρτημα οδηγιών χρήσης του ελεύθερου εξειδικευμένου λογισμικού IDV (https://www.unidata.ucar.edu/software/idv/), για την εφαρμογή του στη διαχείριση και οπτικοποίηση κλιματικών δεδομένων και εφαρμογών. Η ύλη του παραρτήματος αναμένεται να υποστηρίξει τις τεχνικές δεξιότητες των φοιτητών στη διαχείριση και ανάλυση κλιματικών δεδομένων. Στη συνέχεια, παρατίθεται μία σύντομη περιγραφή για κάθε ένα από τα οκτώ κεφάλαια του συγγράμματος:

- Στο εισαγωγικό κεφάλαιο του συγγράμματος διευκρινίζονται οι έννοιες *καιρός* και *κλίμα* και αναφέρονται οι επικρατούσες κλιματικές ταξινομήσεις. Επίσης, αναλύεται το παγκόσμιο κλιματικό σύστημα, καθώς και το περιοχικό κλίμα, με έμφαση στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου. Στο τέλος του κεφαλαίου, παρουσιάζονται σύγχρονοι κλιματικοί άτλαντες για την Ελλάδα και συζητείται το κλιματικό πλαίσιο του ελλαδικού χώρου.
- Στο δεύτερο κεφάλαιο, παρουσιάζονται οι έννοιες της κλιματικής μεταβλητότητας και της κλιματικής αλλαγής, καθώς και σύγχρονες θεωρήσεις των δυναμικών αναδράσεων σε εξωγενείς παράγοντες του παγκόσμιου κλιματικού συστήματος. Αναλύονται οι διαφορές και οι μεταξύ τους ομοιότητες, καθώς και ο ρόλος της ανθρωπογενούς δραστηριότητας. Επίσης, παρουσιάζονται τα βασικά χαρακτηριστικά σημαντικών κλιματικών φαινομένων, όπως η Νότια Κύμανση El Niño, η ταλάντωση του Βόρειου Ατλαντικού, η Μουσωνική δραστηριότητα και η διακύμανση του στρατοσφαιρικού όζοντος που επηρεάζουν σημαντικά το παγκόσμιο κλίμα.
- Στο τρίτο 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. Επίσης, παρουσιάζεται το μοντέλο της διάδοσης των ακτινοβολιών στον πλανήτη και εκτιμώνται τα ισοζύγια ενέργειας στην ατμόσφαιρα και στην επιφάνεια της Γης. Στο τέλος του κεφαλαίου, περιλαμβάνεται εργαστηριακή εφαρμογή κατανόησης του ενεργειακού ισοζυγίου.
- Στο τέταρτο κεφάλαιο, δίνεται μία αναλυτική περιγραφή του κύκλου του άνθρακα στην βιόσφαιρα. Στη συνέχεια, αναλύεται ο ρόλος της σύστασης της ατμόσφαιρας στην κλιματική

αλλαγή και παρουσιάζονται τα βασικά θερμοκηπικά αέρια και οι φυσικοχημικές ιδιότητές τους. Επίσης, παρουσιάζονται τα χαρακτηριστικά της φωτοχημικής ρύπανσης και αναλύονται οι επιπτώσεις της στην κλιματική αλλαγή.

- Το πέμπτο κεφάλαιο περιλαμβάνει τις βασικές αρχές που διέπουν το φαινόμενο του θερμοκηπίου. Επίσης, παρουσιάζεται ο διαχωρισμός του φυσικού από το ενισχυμένο φαινόμενο. Για την καλύτερη κατανόηση των ενεργειακών μεταβολών στο σύστημα Γη-Ατμόσφαιρα, αναπτύσσεται η έννοια της *τροποποίησης του ισοζυγίου ακτινοβολίας*, υπό τη μορφή του *κλιματικού εξαναγκασμού*, και παρουσιάζονται οι επιδράσεις του στην κλιματική αλλαγή.
- Το έκτο κεφάλαιο περιλαμβάνει τους μηχανισμούς εκπομπής, μεταφοράς και εναπόθεσης αερολυμάτων φυσικής προέλευσης στην ατμόσφαιρα, όπως είναι η ερημική σκόνη. Ιδιαίτερη σημασία δίνεται στη γεωγραφία των περιοχών παραγωγής σκόνης, καθώς και στην κατανομή τους, σε παγκόσμιο επίπεδο. Εξετάζεται επίσης, ο ρόλος τους τόσο στη διαμόρφωση του παγκόσμιου κλιματικού συστήματος όσο και στην κλιματική αλλαγή.
- Στο έβδομο κεφάλαιο, παρουσιάζονται τα πεπραγμένα και οι αρμοδιότητες της Διακυβερνητικής Επιτροπής για την Κλιματική Αλλαγή, οι ομάδες εργασίας και οι εκθέσεις αξιολόγησής της. Επίσης, γίνεται μία ιστορική αναδρομή της εξέλιξης των κλιματικών σεναρίων για τις εκπομπές των θερμοκηπικών αερίων, καθώς και η κατηγοριοποίησή τους σε οικογένειες πλοκής. Στο τέλος του κεφαλαίου, παρουσιάζονται τα σύγχρονα κλιματικά σενάρια και οι προβολές τους, μέχρι το τέλος του 21ου αιώνα.
- Το όγδοο κεφάλαιο περιλαμβάνει εκτεταμένη συζήτηση ανοικτών θεμάτων που σχετίζονται με τις αλληλεπιδράσεις των φυσικών συστημάτων, τις δυναμικές αποκρίσεις τους, τον ρόλο των ανθρωπογενών δραστηριοτήτων και εν τέλει, τις υπάρχουσες αβεβαιότητες, στο πλαίσιο της κλιματικής αλλαγής.
- Στο παράρτημα του συγγράμματος, περιλαμβάνονται εφαρμογές κλιματικών δεδομένων με βάση το μελλοντικό σενάριο Α2 της Διακυβερνητικής Επιτροπής για την Κλιματική Αλλαγή. Παρουσιάζονται αναλυτικές οδηγίες χρήσης του ελεύθερου εξειδικευμένου λογισμικού Integrated Data Viewer (IDV), προκειμένου να εφαρμοστεί στη διαχείριση και οπτικοποίηση των κλιματικών δεδομένων. Η ύλη του παραρτήματος αναμένεται να υποστηρίξει τις τεχνικές δεξιότητες των φοιτητών στη διαχείριση και ανάλυση κλιματικών δεδομένων.

Κλείνοντας, θα θέλαμε να ευχαριστήσουμε την Υποψήφια Διδάκτορα, Αικατερίνη Παππά, για την υποστήριξη και την ενεργή εμπλοκή της στο επίπονο έργο της συγγραφής, καθώς και τον ειδικό σε θέματα Πληροφορικής, Νικόλαο Σακελλαρίου, για τη συμμετοχή του στη γραφιστική επιμέλεια και την τεχνική επεξεργασία του συγγράμματος.

Οι Συγγραφείς

Πέτρος Κατσαφάδος
Ηλίας Μαυροματίδης

Κεφάλαιο 1

Σύνοψη
Το συγκεκριμένο κεφάλαιο εισάγει τον αναγνώστη στις έννοιες του καιρού και του κλίματος, καθώς και τον ενημερώνει για τις επικρατούσες κλιματικές ταξινομήσεις. Αναλύει επίσης, το παγκόσμιο κλιματικό σύστημα, καθώς και το περιοχικό κλίμα, δίνοντας έμφαση στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου.

Προαπαιτούμενη γνώση
Για το συγκεκριμένο κεφάλαιο δεν προαπαιτείται κάποια συγκεκριμένη γνώση. Για την καλύτερη κατανόηση των εννοιών και των μαθηματικών σχέσεων προτείνεται η αναδρομή στο σύγγραμμα της Φυσικής Μετεωρολογίας που είναι διαθέσιμο στον ιστότοπο του Καλλίπου (https://repository.kallipos.gr/handle/11419/9374).

1 Εισαγωγή στη Φυσική Κλιματολογία

Η ατμόσφαιρα της Γης είναι απαραίτητη για την ανάπτυξη και διατήρηση της ζωής. Επηρεάζει την οπτική και ακουστική επαφή μας και συνεπώς, είναι καθοριστική για τη ζωή μας. Η κατάσταση της ατμόσφαιρας πάνω από μία περιοχή για ορισμένη χρονική στιγμή, αποτελεί τον *καιρό*. Βασικές παράμετροι, μεταξύ πολλών άλλων, που καθορίζουν τον καιρό αποτελούν η θερμοκρασία, η υγρασία της ατμόσφαιρας, η βροχόπτωση, ο άνεμος και η ατμοσφαιρική πίεση. Η ανάλυση των συγκεκριμένων στοιχείων, για μία μεγάλη χρονική περίοδο, (π.χ. για τουλάχιστον 30 έτη), αποτυπώνει τον μέσο καιρό ή το κλίμα μιας περιοχής. Συνοψίζοντας, *κλίμα* ονομάζεται η μέση καιρική κατάσταση η οποία επικρατεί σε μία περιοχή για μία μεγάλη χρονική περίοδο. Η σύνθεση των καιρικών φαινομένων για μία μεγάλη χρονική περίοδο είναι απαραίτητη για την παγίωση των βασικών στατιστικών παραμέτρων.

Συνεπώς, υπάρχουν διαφορές ανάμεσα στους όρους καιρός και κλίμα με βασικότερη εκείνη του μέτρου του χρόνου. Ο καιρός είναι η κατάσταση της ατμόσφαιρας που επικρατεί με βάση τις τιμές διάφορων μετεωρολογικών συνθηκών, καθώς και η εξέλιξη αυτής της κατάστασης σε σύντομο χρονικό διάστημα. Ειδικότερα, ο καιρός είναι ένα σύνολο από τα παρακάτω στοιχεία:

- τη θερμοκρασία του αέρα,
- την ατμοσφαιρική πίεση, δηλαδή την πίεση που ασκεί ο αέρας λόγω του βάρους του, στην επιφάνεια μιας περιοχής,
- την υγρασία, δηλαδή την περιεκτικότητα του αέρα σε υδρατμούς (νερό σε αέρια φάση),
- τα νέφη που αποτελούν την ορατή μάζα μικροσκοπικών σταγόνων νερού ή/και παγοκρυστάλλων, πάνω από την επιφάνεια της Γης,
- τη βροχόπτωση και οποιαδήποτε μορφή κατακρημνίσματος νερού σε υγρή ή στερεά μορφή που φτάνει στην επιφάνεια της Γης,
- την ορατότητα, δηλαδή τη μέγιστη απόσταση όπου ένα αντικείμενο είναι ευδιάκριτο με γυμνό μάτι,
- τον άνεμο, δηλαδή την οριζόντια μεταφορά του αέρα.

Εάν παρατηρήσουμε και μετρήσουμε τα παραπάνω καιρικά στοιχεία μιας περιοχής, για ένα μεγάλο χρονικό διάστημα, προκύπτει ο μέσος καιρός ή το κλίμα της συγκεκριμένης περιοχής. Ως εκ τούτου, το κλίμα αντιπροσωπεύει τη συσσώρευση ημερήσιων και εποχιακών καιρικών φαινομένων για μεγάλο χρονικό διάστημα. Δηλαδή, το κλίμα είναι η συμπεριφορά της ατμόσφαιρας για μεγάλες χρονικές περιόδους. Η έννοια του κλίματος είναι ενδεχομένως κάτι πολύ περισσότερο, αφού περιλαμβάνει επιπλέον, τα ακραία καιρικά φαινόμενα, όπως είναι τα κύματα καύσωνα ή οι ψυχρές εισβολές τον χειμώνα, που συμβαίνουν σε μια συγκεκριμένη περιοχή.

1.1 Γενική Κυκλοφορία της Ατμόσφαιρας

Όταν οι άνεμοι στην ατμόσφαιρα υπολογίζονται κατά μέσο όρο και για μεγάλα χρονικά διαστήματα, τότε τα τοπικά μοτίβα των ανέμων εξαφανίζονται και αναδεικνύεται μια εικόνα των ανέμων σε παγκόσμια κλίμακα που ονομάζεται *γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας*. Είναι σημαντικό να θυμόμαστε ότι η γενική κυκλοφορία αντιπροσωπεύει μόνο τη μέση ροή αέρα σε όλο τον πλανήτη. Οι πραγματικοί άνεμοι σε οποιοδήποτε μέρος του κόσμου και σε κάθε δεδομένη χρονική στιγμή, μπορεί να διαφέρουν σημαντικά από αυτό τον μέσο όρο. Ωστόσο, ο μέσος όρος μπορεί να απαντήσει στο γιατί και πώς πνέουν οι άνεμοι σε όλο τον κόσμο. Επίσης, μπορεί να δώσει μια εικόνα του μηχανισμού που κρύβεται πίσω από αυτούς τους ανέμους, καθώς και ένα μοντέλο για το πώς η θερμότητα και η ορμή μεταφέρονται από τις ισημερινές περιοχές προς τους Πόλους, διατηρώντας το κλίμα, στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, ανεκτό.

Το βασικό αίτιο δημιουργίας της γενικής κυκλοφορίας είναι η ανομοιόμορφη κατανομή της ηλιακής ακτινοβολίας στον πλανήτη που επιφέρει διαφοροποιήσεις στη θέρμανση της επιφάνειας της Γης. Κατά μέσο όρο, η εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία είναι περίπου ίση με την εξερχόμενη γήινη ακτινοβολία. Ωστόσο, γνωρίζουμε ότι αυτό το ενεργειακό ισοζύγιο δεν διατηρείται σταθερό για κάθε γεωγραφικό πλάτος, καθώς οι τροπικές περιοχές παρουσιάζουν καθαρό κέρδος ενέργειας, ενώ οι πολικές περιοχές υφίστανται καθαρή απώλεια. Για να εξισορροπηθούν αυτές οι ανισότητες, η ατμόσφαιρα μεταφέρει τον θερμό αέρα προς τους Πόλους και τον ψυχρό αέρα προς τον Ισημερινό. Αν και φαινομενικά αυτή η ροή φαίνεται απλή, στη πραγματικότητα είναι πολύπλοκη. Για να την κατανοήσουμε καλύτερα, αναπτύχθηκαν δυο μοντέλα κυκλοφορίας: το *Μονοκυτταρικό Μοντέλο* και το *Μοντέλο των Τριών Κυττάρων*.

1.1.1 Το Μονοκυτταρικό Μοντέλο

Το μονοκυτταρικό μοντέλο αποτελεί την πιο απλή εκδοχή της γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας, με βάση τις ακόλουθες παραδοχές:

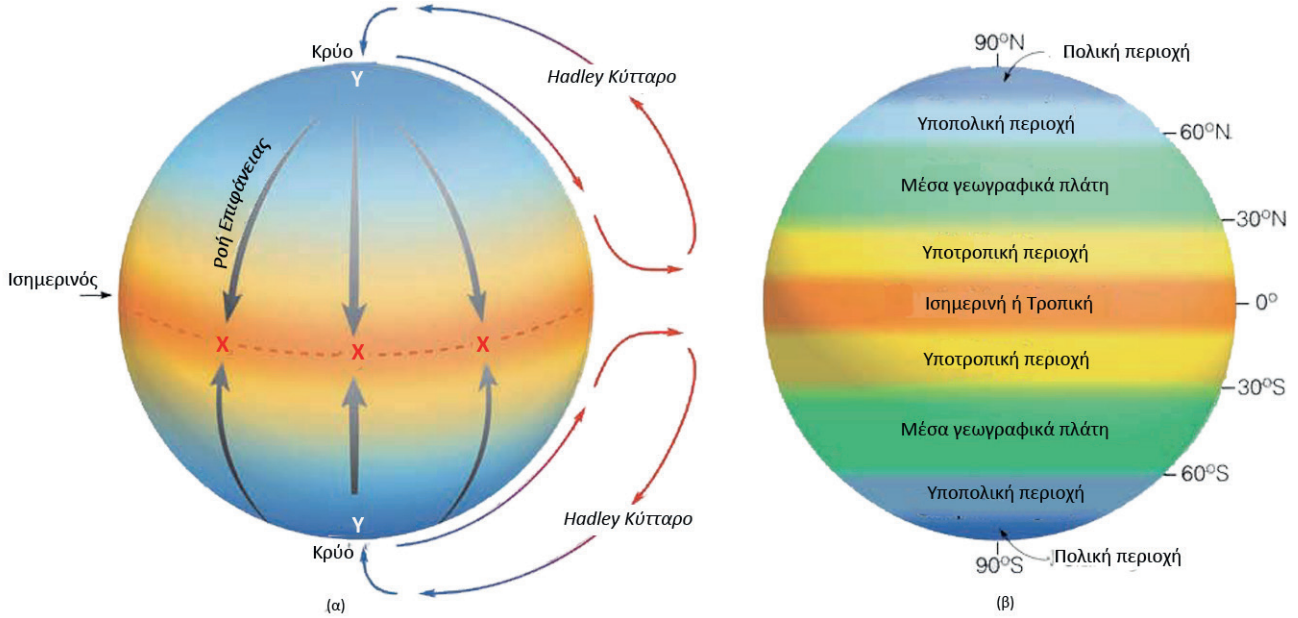
- Η επιφάνεια της Γης καλύπτεται ομοιόμορφα με νερό: σύμφωνα με την παραδοχή αυτή δεν παίζει ρόλο η διαφορική θέρμανση μεταξύ ξηράς και θάλασσας.
- Ο Ήλιος βρίσκεται πάντα ακριβώς πάνω από τον Ισημερινό: σύμφωνα με την παραδοχή αυτή, δεν υπάρχει η εποχιακή μεταβολή των ανέμων,
- Η Γη δεν περιστρέφεται γύρω από τον άξονά της: σύμφωνα με την παραδοχή αυτή, η μόνη δύναμη που επιδρά στην ατμοσφαιρική κυκλοφορία είναι η δύναμη βαροβαθμίδας.

Με τις παραπάνω παραδοχές, η γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας στις γεωγραφικές περιοχές του πλανήτη που φωτίζονται από τον Ήλιο, θα έμοιαζε πολύ με την αναπαράσταση του (Σχήματος 1.1). Στις περιοχές αυτές θα επικρατούσε ένα τεράστιο, θερμικά οδηγούμενο κύτταρο κυκλοφορίας σε κάθε Ημισφαίριο.

Το μονοκυτταρικό μοντέλο κυκλοφορίας προτάθηκε από τον Μετεωρολόγο George Hadley (1735) από τον οποίο έλαβε και την ονομασία *Κύτταρο του Hadley* (Hadley Cell). Το μοντέλο αυτό βασίζεται στην ηλιακή ακτινοβολία που προκαλεί υπερβολική θέρμανση στις περιοχές του Ισημερινού, δημιουργώντας μια ευρεία περιοχή χαμηλών πιέσεων στην επιφάνεια της Γης. Αντίθετα, στους Πόλους αναπτύσσονται υψηλές πιέσεις στην επιφάνεια λόγω της υπερβολικής ψύξης. Ο πολικός επιφανειακός αέρας ρέει προς τον Ισημερινό, ενώ σε υψηλότερα ατμοσφαιρικά επίπεδα ο αέρας ρέει προς τους Πόλους. Ολόκληρη η κυκλοφορία αποτελείται από έναν κλειστό βρόχο με τον ανερχόμενο αέρα κοντά στον Ισημερινό και με κατερχόμενο αέρα από την ανώτερη ατμόσφαιρα προς την επιφάνεια της Γης, πάνω από τους Πόλους. Με αυτό τον τρόπο, η μεγάλη ενέργεια των τροπικών περιοχών μεταφέρεται ως αισθητή και λανθάνουσα θερμότητα στις περιοχές ενεργειακού ελλείμματος, δηλαδή στους Πόλους.

Όπως γίνεται αντιληπτό, τόσο απλή κυτταρική κυκλοφορία όπως αυτή, δεν υπάρχει στην πραγματικότητα στη Γη. Καθώς η Γη περιστρέφεται, η δύναμη Coriolis θα εξέτρεπε προς τα δεξιά τον προς τα νότια κατευθυνόμενο επιφανειακό άνεμο στο Βόρειο Ημισφαίριο, παράγοντας ανατολικούς επιφανειακούς ανέμους, σχεδόν σε όλα τα γεωγραφικά πλάτη. Αυτοί οι άνεμοι θα είχαν κίνηση σε κατεύθυνση αντίθετη από αυτή της περιστροφής της Γης και, λόγω της τριβής με την επιφάνεια, θα επιβράδυναν την περιστροφή της Γης. Αυτό όμως δεν συμβαίνει και οι άνεμοι που επικρατούν στα μέσα γεωγραφικά πλάτη (30°-60° βόρεια και νότια) πνέουν στην πραγματικότητα, από τα δυτικά προς τα ανατολικά. Συνεπώς, μια κλειστή ατμοσφαιρική κυκλοφορία μεταξύ του Ισημερινού και των Πόλων δεν είναι το κατάλληλο μοντέλο για μια

περιστρεφόμενη Γη. Αλλά αυτό το μοντέλο μας δείχνει με ποιο τρόπο ένας μη περιστρεφόμενος πλανήτης θα εξισορροπούσε μια περίσσεια ενέργειας στον Ισημερινό και ένα έλλειμμα στους Πόλους. Πώς, λοιπόν, πνέει ο άνεμος σε έναν πλανήτη που περιστρέφεται; Για να απαντήσουμε, θα διατηρήσουμε τις δύο πρώτες παραδοχές, δηλαδή ότι η Γη είναι καλυμμένη με νερό και ότι ο Ήλιος βρίσκεται πάντα ακριβώς πάνω από τον Ισημερινό.



Σχήμα 1.1 *(α) Η γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας σε μια μη περιστρεφόμενη Γη, ομοιόμορφα καλυμμένη με νερό και με τον Ήλιο ακριβώς πάνω από τον Ισημερινό. (β) Οι κλιματικές περιοχές του πλανήτη και τα κατά προσέγγιση γεωγραφικά πλάτη τους (τροποποίηση από Ahrens C. D., 2006).*

1.1.2 Το Μοντέλο των Τριών Κυττάρων

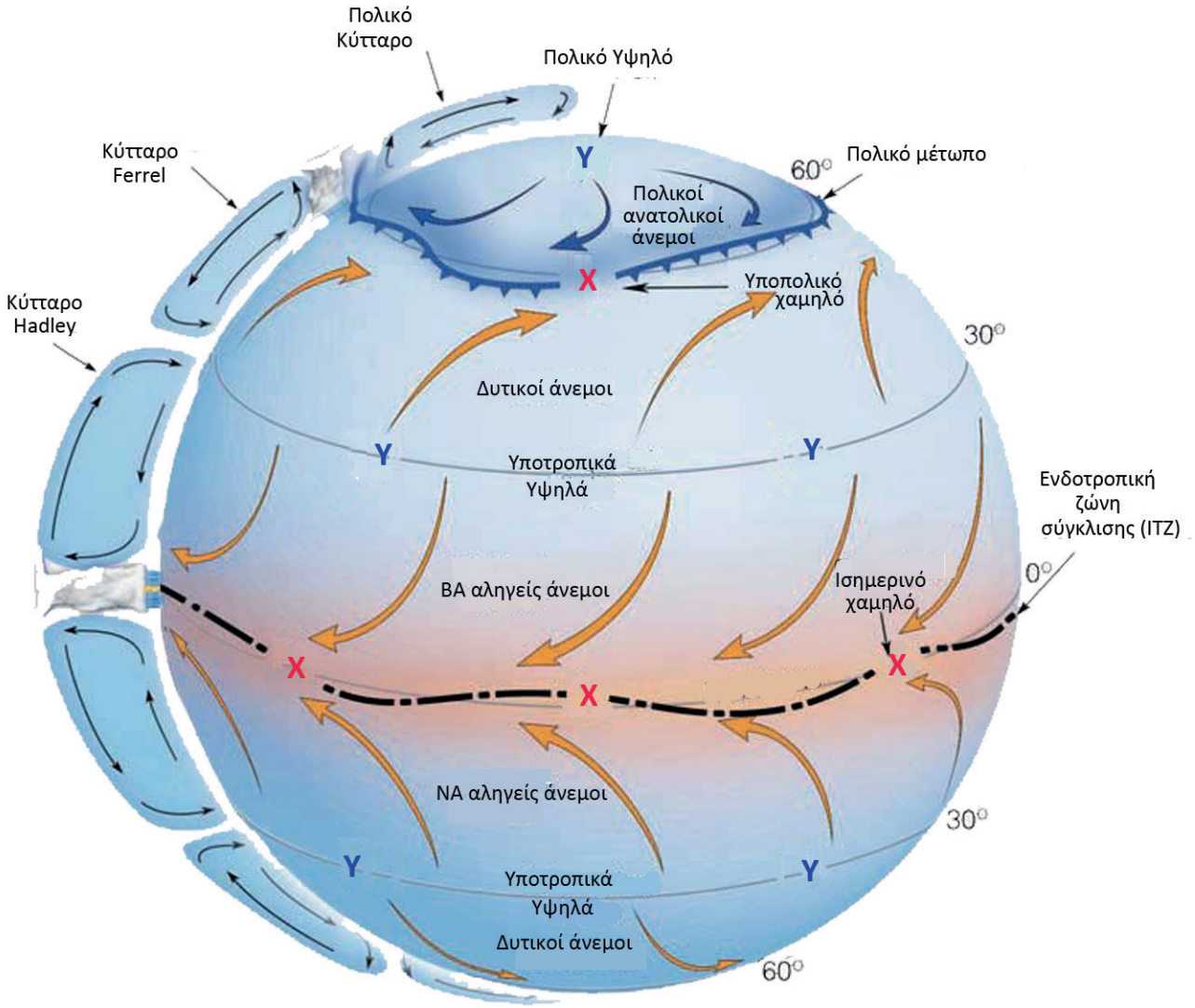
Εάν θεωρήσουμε ότι η Γη περιστρέφεται (γεγονός που ισχύει), το σύστημα της απλής μεταφοράς διασπάται σε μια σειρά κυττάρων, όπως φαίνεται στο (Σχήμα 1.2). Αν και αυτό το μοντέλο είναι πιο περίπλοκο από το μονοκυτταρικό μοντέλο, ωστόσο υπάρχουν ορισμένες ομοιότητες. Οι τροπικές περιοχές εξακολουθούν να έχουν περίσσεια ενέργειας και οι Πόλοι έλλειμμα ενέργειας. Σε κάθε Ημισφαίριο, η κατανομή της ενέργειας καθορίζεται από τρία κύτταρα αντί από ένα. Μια επιφανειακή περιοχή υψηλών πιέσεων βρίσκεται στους Πόλους και μια ευρεία σφήνα χαμηλών πιέσεων εξακολουθεί να υπάρχει στον Ισημερινό. Το κύτταρο κυκλοφορίας Hadley εξακολουθεί να υφίσταται στο Μοντέλο των Τριών Κυττάρων αλλά περιορισμένο, σε σχέση με το μονοκυτταρικό μοντέλο, από τον Ισημερινό έως περίπου 30° βόρεια και νότια.

Πάνω από τους ωκεανούς του Ισημερινού, ο αέρας είναι θερμός, οι οριζόντιες βαροβαθμίδες και οι άνεμοι είναι ασθενείς. Αυτή η περιοχή αναφέρεται ως *Ισημερινές Νηνεμίες* (doldrums). Ο θερμός αέρας ανέρχεται και συχνά συμπυκνώνεται σε τεράστια σύννεφα σωρείτες (cumulus) όπου και προκαλούνται καταιγίδες. Η Τροπόπαυση λειτουργεί ως φράγμα και ο ανερχόμενος αέρας που φτάνει σε αυτή, αναγκάζεται να κινείται πλευρικά προς τους Πόλους. Η δύναμη Coriolis εκτρέπει αυτή τη ροή των αέριων μαζών προς τα δεξιά, στο Βόρειο Ημισφαίριο και προς τα αριστερά, στο Νότιο Ημισφαίριο, παρέχοντας δυτικούς άνεμους καθ' ύψος και στα δύο ημισφαίρια.

Καθώς οι αέριες μάζες κινούνται από τις τροπικές περιοχές προς τους Πόλους, συνεχώς ψύχονται και αρχίζουν να συγκλίνουν, ειδικά καθώς πλησιάζουν τα μέσα γεωγραφικά πλάτη. Αυτή η σύγκλιση των αέριων μαζών ψηλά αυξάνει τη μάζα του αέρα πάνω από την επιφάνεια της Γης, η οποία με τη σειρά της προκαλεί αύξηση της ατμοσφαιρικής πίεσης στην επιφάνεια. Ως εκ τούτου, σε γεωγραφικά πλάτη κοντά στις 30°, η σύγκλιση του αέρα ψηλά, παράγει ζώνες υψηλής ατμοσφαιρικής πίεσης που ονομάζονται υποτροπικά υψηλά (ή αντικυκλώνες). Οι αέριες μάζες στη συνέχεια, κατέρχονται προς την επιφάνεια και θερμαίνονται λόγω της αδιαβατικής τους συμπίεσης. Αυτές οι καθοδικές κινήσεις έχουν ως αποτέλεσμα τη νεφοδιάλυση, την έλλειψη υγρασίας στην ατμόσφαιρα και τις υψηλές επιφανειακές θερμοκρασίες στις περιοχές αυτές. Ως εκ

τούτου, σε αυτά τα γεωγραφικά πλάτη εντοπίζονται οι εκτεταμένες ερημικές περιοχές του πλανήτη, όπως είναι η Σαχάρα.

Σε γεωγραφικά πλάτη κοντά στις 30°, μέρος του επιφανειακού αέρα επιστρέφει προς τον Ισημερινό. Επειδή η δύναμη Coriolis εκτρέπει τον αέρα, τον αναγκάζει να πνέει προς τα βορειοανατολικά, στο Βόρειο Ημισφαίριο και νοτιοανατολικά, στο Νότιο Ημισφαίριο (Σχήμα 1.2). Αυτοί οι άνεμοι ονομάζονται *αληγείς άνεμοι* (trade winds). Κοντά στον Ισημερινό, οι βορειοανατολικοί και οι νοτιοανατολικοί άνεμοι συγκλίνουν, δημιουργώντας την *Ενδοτροπική Ζώνη Σύγκλισης* (ITCZ). Σε αυτή την περιοχή, επικρατούν ανοδικές κινήσεις αερίων μαζών, λόγω της έντονης θέρμανσης της επιφάνειας, που συνοδεύονται με την ανάπτυξη ισχυρών καταιγίδων.



Σχήμα 1.2 *Η ιδεατή κατανομή του ανέμου και της επιφανειακής ατμοσφαιρικής πίεσης σε μια ομοιόμορφα καλυμμένη με νερό περιστρεφόμενη Γη (τροποποίηση από Ahrens C. D., 2006).*

Στα μέσα γεωγραφικά πλάτη (30° βόρεια και νότια) δεν κινούνται όλες οι επιφανειακές αέριες μάζες προς τον Ισημερινό. Κάποιες αέριες μάζες κινούνται προς τους Πόλους και εκτρέπονται προς τα ανατολικά, με αποτέλεσμα την εμφάνιση των επικρατούντων δυτικών ανέμων και στα δύο ημισφαίρια. Καθώς αυτός ο εύκρατος αέρας κινείται προς τους Πόλους, συναντά τον ψυχρό αέρα που κινείται προς τα μέσα γεωγραφικά πλάτη. Αυτές οι δύο αέριες μάζες με διαφορετικά θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά, δεν αναμιγνύονται εύκολα και σχηματίζουν το *πολικό μέτωπο* που αποτελεί μια ζώνη χαμηλών πιέσεων, όπου ο επιφανειακός αέρας συγκλίνει και ανέρχεται, με αποτέλεσμα την δημιουργία καταιγιδοφόρων νεφών (Σχήμα 1.2). Μέρος του ανερχόμενου αέρα επιστρέφει στην ανώτερη ατμόσφαιρα, όπου βυθίζεται πίσω στην επιφάνεια, κοντά στο υποτροπικό υψηλό. Αυτή η κυκλοφορία αποτελεί το *κύτταρο του Ferrel*, όπου ψυχρές αέριες μάζες

ανέρχονται, ενώ κατέρχονται θερμές αέριες μάζες και ολοκληρώνεται όταν οι επιφανειακές αέριες μάζες ρέουν από τα μέσα γεωγραφικά πλάτη προς το πολικό μέτωπο.

Στο Βόρειο Ημισφαίριο, πίσω από το πολικό μέτωπο, ο ψυχρός αέρας εκτρέπεται από τους Πόλους με την επίδραση της δύναμη Coriolis, έτσι ώστε να επικρατεί η βορειοανατολική ροή. Τους χειμερινούς μήνες, το πολικό μέτωπο μετακινείται προς τα μέσα και υποτροπικά γεωγραφικά πλάτη, προκαλώντας εισβολή πολύ ψυχρών αερίων μαζών στις περιοχές αυτές. Κατά μήκος του μετώπου, ένα μέρος του ανερχόμενου αέρα κινείται προς τους Πόλους, με τη δύναμη Coriolis να στρέφει τη ροή σε δυτική στα ανώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα. Οι αέριες μάζες που φτάνουν τελικά στους Πόλους, κατέρχονται αργά στην επιφάνεια και κινούνται πάλι πίσω προς το πολικό μέτωπο, ολοκληρώνοντας έτσι το *πολικό κύτταρο κυκλοφορίας*.

Συνοψίζοντας, στην επιφάνεια, εντοπίζονται δύο κύριες περιοχές υψηλών πιέσεων και δύο κύριες περιοχές χαμηλών πιέσεων. Οι περιοχές υψηλών πιέσεων βρίσκονται κοντά στα γεωγραφικά πλάτη των 30° και στους Πόλους, ενώ οι περιοχές χαμηλών πιέσεων εντοπίζονται πάνω από τον Ισημερινό και κοντά στις 60° γεωγραφικό πλάτος, στην περιοχή του πολικού μετώπου. Γνωρίζοντας τον τρόπο με τον οποίο πνέουν οι άνεμοι γύρω από τα βαρομετρικά χαμηλά και υψηλά, προκύπτει η γενικευμένη εικόνα των επιφανειακών ανέμων σε όλο τον κόσμο. Οι αληγείς άνεμοι εκτείνονται από το υποτροπικό υψηλό έως τον Ισημερινό, οι δυτικοί από το υποτροπικό υψηλό έως το πολικό μέτωπο και οι πολικοί ανατολικοί άνεμοι από τους Πόλους έως το πολικό μέτωπο.

Πώς συγκρίνεται το μοντέλο των τριών κυττάρων με τις πραγματικές παρατηρήσεις των ανέμων και την κατανομή των ατμοσφαιρικών πιέσεων; Γνωρίζουμε, για παράδειγμα, ότι οι άνεμοι της ανώτερης ατμόσφαιρας στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, κινούνται γενικά, από δυτικές διευθύνσεις. Το μεσαίο κύτταρο Ferrel, ωστόσο, υποδηλώνει ανατολική ροή ψηλά, καθώς οι αέριες μάζες κινούνται προς τον Ισημερινό. Αν και υπάρχουν αποκλίσεις μεταξύ αυτού του μοντέλου και της πραγματικότητας, ωστόσο αυτό το μοντέλο αναπαράγει ικανοποιητικά την ατμοσφαιρική κυκλοφορία και την κατανομή της πίεσης στην επιφάνεια.

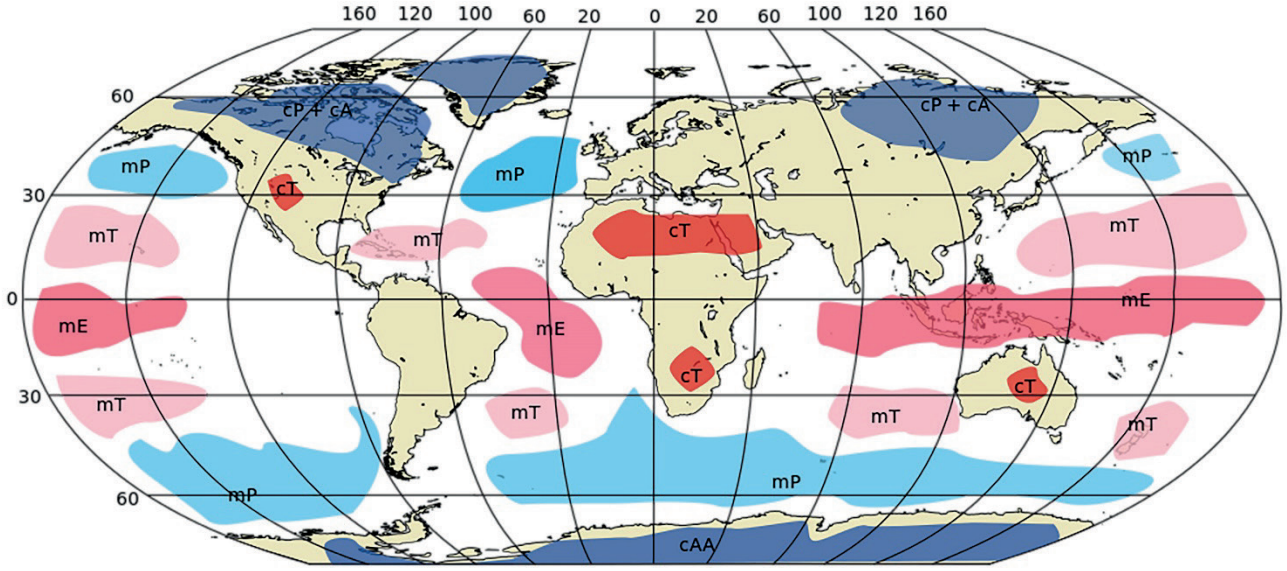
1.2 Αέριες Μάζες

Ως *αέρια μάζα* μπορεί να θεωρηθεί μια μεγάλη ποσότητα αέρα της οποίας τα θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά (θερμοκρασία και υγρασία) είναι παρόμοια, σε οποιαδήποτε οριζόντια κατεύθυνση και σε οποιοδήποτε ύψος. Η περιοχή από την οποία προέρχονται οι αέριες μάζες είναι γνωστή ως *περιοχή δημιουργίας* τους. Προκειμένου μια τεράστια μάζα αέρα να αναπτύξει ομοιόμορφα χαρακτηριστικά, η περιοχή δημιουργίας της θα πρέπει να είναι γενικά επίπεδη και ομοιόμορφης σύνθεσης, με ασθενείς επιφανειακούς ανέμους. Όσο περισσότερο η αέρια μάζα παραμένει στάσιμη, πάνω από την περιοχή δημιουργίας της ή όσο μεγαλύτερη είναι η διαδρομή πάνω στην οποία κινείται, τόσο πιο πιθανό είναι να αποκτήσει τις ιδιότητες της επιφάνειας. Συνεπώς, οι ιδανικές περιοχές δημιουργίας είναι συνήθως εκείνες οι περιοχές όπου κυριαρχούν υψηλές πιέσεις επιφάνειας. Σε αυτές τις περιοχές περιλαμβάνονται οι εκτάσεις με χιονοκάλυψη, οι ερημικές εκτάσεις και οι τροπικοί ωκεανοί. Τα μέσα γεωγραφικά πλάτη, όπου οι χαρακτηριστικές επιφανειακές θερμοκρασίες και υγρασίες μεταβάλλονται σημαντικά, δεν αποτελούν πιθανές περιοχές δημιουργίας. Αντίθετα, αυτές οι περιοχές αποτελούν μια μεταβατική ζώνη, όπου εισέρχονται αέριες μάζες με διαφορετικά θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά, συγκρούονται και παράγουν μια σειρά καιρικών φαινομένων.

Οι αέριες μάζες ταξινομούνται ανάλογα με τη θερμοκρασία και την υγρασία τους, οι οποίες συνήθως παραμένουν αρκετά ομοιόμορφες σε όλη τους σχεδόν, την έκταση. Οι αέριες μάζες έχουν ομαδοποιηθεί σε πέντε γενικές κατηγορίες, με βάση την περιοχή δημιουργίας τους. Οι αέριες μάζες που προέρχονται από τα πολικά γεωγραφικά πλάτη προσδιορίζονται με το κεφαλαίο γράμμα P (Polar-Πολική). Αυτές που σχηματίζονται πάνω από θερμές τροπικές περιοχές χαρακτηρίζονται με το κεφαλαίο γράμμα T (Tropical-Τροπική). Εάν η περιοχή δημιουργίας είναι πάνω από ξηρά τότε η αέρια μάζα χαρακτηρίζεται με το πεζό γράμμα c (continental-ηπειρωτική) που προηγείται του P ή του T. Εάν η αέρια μάζα προέρχεται από θαλάσσια περιοχή θα περιέχει υψηλά ποσοστά υγρασίας (τουλάχιστον στα κατώτερα στρώματα) και χαρακτηρίζεται από το πεζό γράμμα m (maritime-θαλάσσια) που και πάλι προηγείται του P ή του T. Συνεπώς, μία πολική αέρια μάζα που προέρχεται από την ξηρά θα ταξινομηθεί στη κατηγορία cP, ενώ μία τροπική αέρια μάζα που προέρχεται από τη θάλασσα θα σημειωθεί ως κατηγορία mT (Σχήμα 1.3). Τον χειμώνα, μια εξαιρετικά ψυχρή αέρια μάζα που σχηματίζεται πάνω από την Αρκτική χαρακτηρίζεται ως cA, δηλαδή ηπειρωτική αρκτική. Ωστόσο, μερικές φορές είναι δύσκολο να γίνει διάκριση μεταξύ αρκτικών και πολικών αέριων μαζών, ειδικά όταν η αρκτική αέρια μάζα έχει μετακινηθεί σε θερμότερο έδαφος. Στον (Πίνακα 1.1) παρουσιάζονται οι πέντε βασικές κατηγορίες αερίων μαζών.

Πηγή δημιουργίας	Αρκτική (A)	Πολική (P)	Τροπική (T)
Ηπειρωτική (c)	cA-εξαιρετικά ψυχρή, επιφάνεια καλυμμένη με πάγο ή χιόνι	cP-κρύα, ξηρή, πολύ ευσταθής	cT-θερμή και ξηρή ψηλά, ασταθής στην επιφάνεια
Θαλάσσια (m)	-	mP-δροσερή, υγρή και ασταθής	mT-θερμή, υγρή και συνήθως, ασταθής

Πίνακας 1.1 *Ταξινόμηση και βασικά χαρακτηριστικά των αέριων μαζών.*



Σχήμα 1.3 *Οι επικρατούσες αέριες μάζες ανά γεωγραφική περιοχή (Harris, 2019).*

1.3 Το Παγκόσμιο Κλιματικό Σύστημα

Το *Παγκόσμιο Κλιματικό Σύστημα* της Γης αποτελείται από πέντε κύρια στοιχεία τα οποία επικοινωνούν συνεχώς μεταξύ τους:

- την Ατμόσφαιρα,
- την Υδρόσφαιρα,
- την Κρυόσφαιρα
- τη Λιθόσφαιρα,
- τη Βιόσφαιρα.

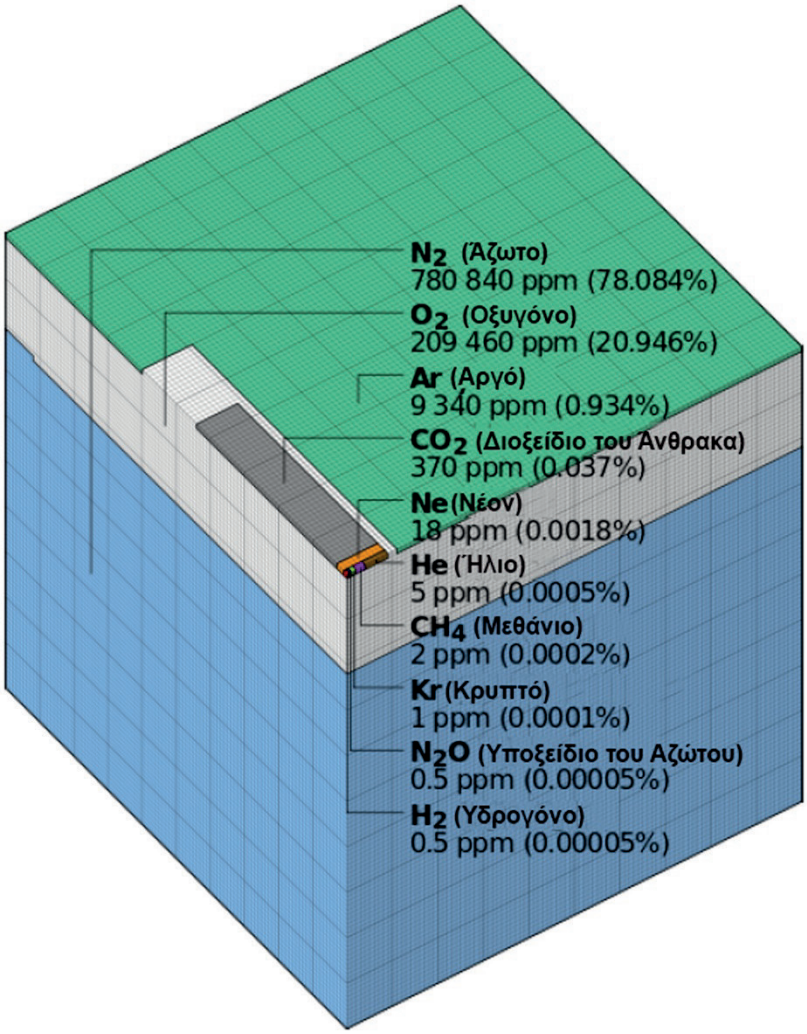
Τα παραπάνω στοιχεία επηρεάζονται από διάφορους εξωτερικούς μηχανισμούς εξαναγκασμού, με σημαντικότερο τον Ήλιο (Intergovernmental Panel on Climate Change-IPCC, 2001). Επίσης, η άμεση επίδραση των ανθρώπινων δραστηριοτήτων στο κλιματικό σύστημα θεωρείται εξωτερικός εξαναγκασμός.

Η Ατμόσφαιρα αποτελεί το πιο ασταθές και ταχέως μεταβαλλόμενο στοιχείο του κλιματικού συστήματος (Σχήμα 1.4). Η ξηρή Ατμόσφαιρα της Γης αποτελείται κυρίως από άζωτο (N_2, 78,1%), οξυγόνο (O_2, 20,9%) και αργό (Ar, 0,93%). Αυτά τα αέρια έχουν περιορισμένη αλληλεπίδραση με την εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία και δεν αλληλεπιδρούν ούτε με την υπέρυθρη ακτινοβολία που εκπέμπεται από τη Γη. Ωστόσο, υπάρχουν τα αέρια του θερμοκηπίου, σε ποσοστό 0,1%, τα οποία είναι το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2), το μεθάνιο (CH_4), το υποξείδιο του αζώτου (N_2O) και το όζον (O_3). Τα αέρια αυτά απορροφούν και εκπέμπουν την υπέρυθρη ακτινοβολία και παίζουν σημαντικό ρόλο στον ενεργειακό ισοζύγιο της Γης. Επίσης, η Ατμόσφαιρα περιέχει υδρατμούς (H_2O), δηλαδή νερό σε αέρια φάση, που είναι και αυτοί αέριο του θερμοκηπίου. Επειδή τα αέρια του θερμοκηπίου απορροφούν την υπέρυθρη ακτινοβολία που εκπέμπεται από

τη Γη και εκπέμπουν την υπέρυθρη ακτινοβολία, τείνουν να αυξάνουν τη θερμοκρασία κοντά στην επιφάνεια της Γης. Οι υδρατμοί (H_2O), το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2) και το όζον (O_3) απορροφούν και μέρος του φάσματος της ηλιακής ακτινοβολίας.

Η κατανομή του όζοντος στην Ατμόσφαιρα και ο ρόλος της στον ενεργειακό ισοζύγιο της Γης είναι μοναδικός. Το όζον, στα κατώτερα στρώματα της Ατμόσφαιρας, την Τροπόσφαιρα και την κατώτερη Στρατόσφαιρα, δρα ως αέριο του θερμοκηπίου. Στη Στρατόσφαιρα, υπάρχει ένα φυσικό στρώμα υψηλής συγκέντρωσης όζοντος, το οποίο απορροφά σχεδόν πλήρως την ηλιακή υπεριώδη ακτινοβολία (Ultra Violet A, B-UVA, UVB). Με αυτό τον τρόπο, το αποκαλούμενο στρώμα του όζοντος παίζει ουσιαστικό ρόλο στην ισορροπία ακτινοβολίας της Στρατόσφαιρας, μην επιτρέποντας ταυτόχρονα, σε αυτή τη δυνητικά επιζήμια μορφή ακτινοβολίας να φτάσει στην επιφάνεια του πλανήτη.

Εκτός από αυτά τα αέρια, η Ατμόσφαιρα περιέχει επίσης, στερεά και υγρά σωματίδια (αερολύματα) και νέφη, τα οποία αλληλεπιδρούν με την εισερχόμενη και την εξερχόμενη ακτινοβολία, με πολύπλοκο και χωροχρονικά μεταβλητό τρόπο.



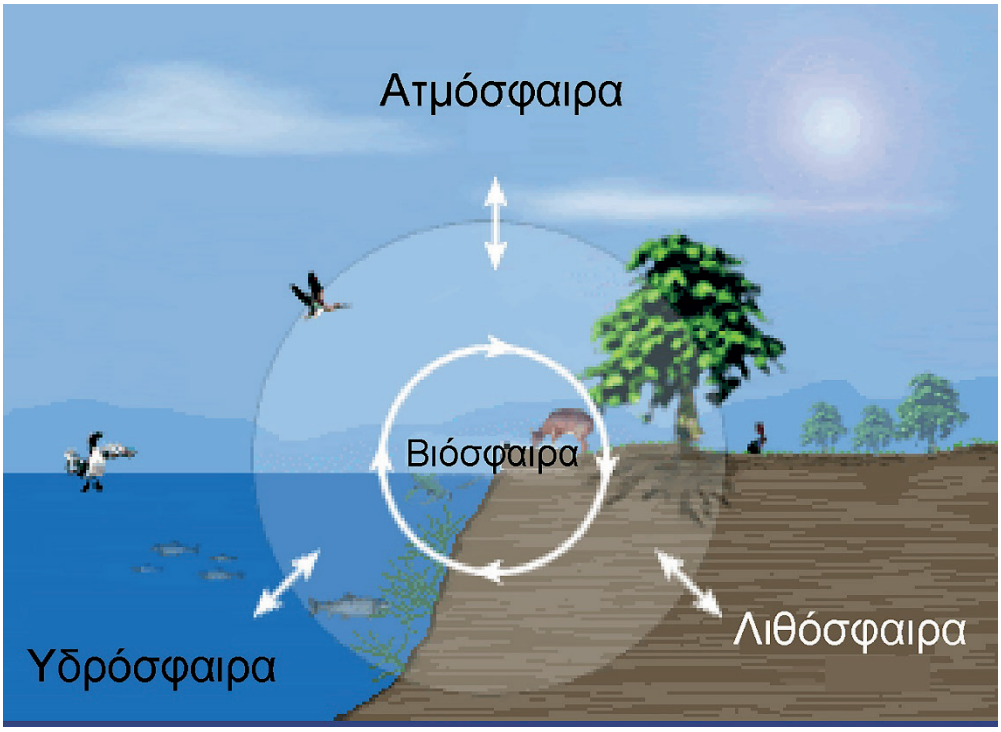
Σχήμα 1.4 *Αναλογίες μίγματος (parts per million-ppm) των σταθερών και μεταβλητών συστατικών της ατμόσφαιρας της Γης (Wikimedia Commons).*

Η Υδρόσφαιρα περιλαμβάνει όλο το επιφανειακό και υπόγειο νερό που βρίσκεται σε υγρή κατάσταση στον πλανήτη μας, είτε ως γλυκό νερό στα ποτάμια, στις λίμνες και στους υπόγειους υδροφορείς, είτε ως θαλάσσιο νερό, στους ωκεανούς (Σχήμα 1.5). Οι ωκεανοί καλύπτουν περίπου το 70% της επιφάνειας της Γης. Αποθηκεύουν και μεταφέρουν μεγάλη ποσότητα ενέργειας, ενώ διαλύουν και συσσωρεύουν μεγάλες ποσότητες διοξειδίου του άνθρακα. Η ωκεάνια κυκλοφορία, καθοδηγούμενη είτε από τον άνεμο είτε από τις διαφορές της πυκνότητας που προκαλούνται από μεταβολές της αλατότητας και της θερμοκρασίας, είναι πολύ πιο αργή από την κυκλοφορία της ατμόσφαιρας.

Η Κρυόσφαιρα, συμπεριλαμβανομένων των στρωμάτων πάγου της Γροιλανδίας και της Ανταρκτικής, των ηπειρωτικών παγετώνων, των χιονοσκεπών περιοχών και του θαλάσσιου πάγου, αποτελεί σημαντικό στοιχείο του κλιματικού συστήματος εξαιτίας της υψηλής ανακλαστικότητας (albedo) της ηλιακής ακτινοβολίας. Επίσης, επηρεάζει το ισοζύγιο ενέργειας του πλανήτη, λόγω της χαμηλής θερμικής αγωγιμότητας, της μεγάλης θερμικής αδράνειας και, ιδιαίτερα, εξαιτίας της επίδρασής της στη βαθειά ωκεάνια κυκλοφορία του νερού. Καθώς τα παγόβουνα αποθηκεύουν μεγάλη ποσότητα νερού, οι διακυμάνσεις στον όγκο τους αποτελούν πιθανή πηγή μεταβολών της στάθμης της θάλασσας.

Η βλάστηση και τα εδάφη στην επιφάνεια της Γης ελέγχουν τον τρόπο με τον οποίο η ενέργεια που λαμβάνεται από τον Ήλιο επιστρέφει στην Ατμόσφαιρα. Ένα μέρος της επιστρέφεται ως υπέρυθρη ακτινοβολία, θερμαίνοντας την ατμόσφαιρα καθώς θερμαίνεται αρχικά η επιφάνεια της Γης. Ένα άλλο μέρος της χρησιμεύει για την εξάτμιση του νερού, είτε στο έδαφος είτε στα φύλλα των φυτών, επιστρέφοντας το νερό στην ατμόσφαιρα. Η τραχύτητα της επιφάνειας του εδάφους επηρεάζει επίσης, τη δυναμική ευστάθεια της ατμόσφαιρας, καθώς οι άνεμοι πνέουν πάνω από την επιφάνεια της Γης. Η τραχύτητα καθορίζεται τόσο από την τοπογραφία όσο και από τη βλάστηση. Ο άνεμος μεταφέρει επίσης, ερημική σκόνη από την επιφάνεια στην ατμόσφαιρα, και η σκόνη αυτή αλληλεπιδρά με την ατμοσφαιρική ακτινοβολία.

Η Βιόσφαιρα αποτελεί το υποσύστημα του πλανήτη που αναπτύσσονται όλοι οι έμβιοι οργανισμοί και έχει σημαντικό αντίκτυπο στη σύνθεση της ατμόσφαιρας (Σχήμα 1.5). Οι οργανισμοί επηρεάζουν σημαντικά τους κύκλους των θερμοκηπικών αερίων. Μέσω της φωτοσύνθεσης, η θαλάσσια και επίγεια βλάστηση (ειδικά τα δάση) αποθηκεύουν σημαντικές ποσότητες διοξειδίου του άνθρακα. Έτσι, η βιόσφαιρα παίζει κεντρικό ρόλο στον κύκλο του άνθρακα, καθώς και στο ισοζύγιο πολλών άλλων αερίων, όπως το μεθάνιο και το υποξείδιο του αζώτου. Άλλες εκπομπές είναι οι λεγόμενες πτητικές οργανικές ενώσεις (Volatile Organic Compounds-VOC) που μπορεί να έχουν σημαντικές επιπτώσεις στη χημεία της ατμόσφαιρας, στον σχηματισμό των αερολυμάτων και συνεπώς, στο κλιματικό σύστημα.



Σχήμα 1.5 *Η Ατμόσφαιρα, η Υδρόσφαιρα, η Λιθόσφαιρα και η Βιόσφαιρα ως στοιχεία του παγκόσμιου κλιματικού συστήματος (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, http://www.meted.ucar.edu).*

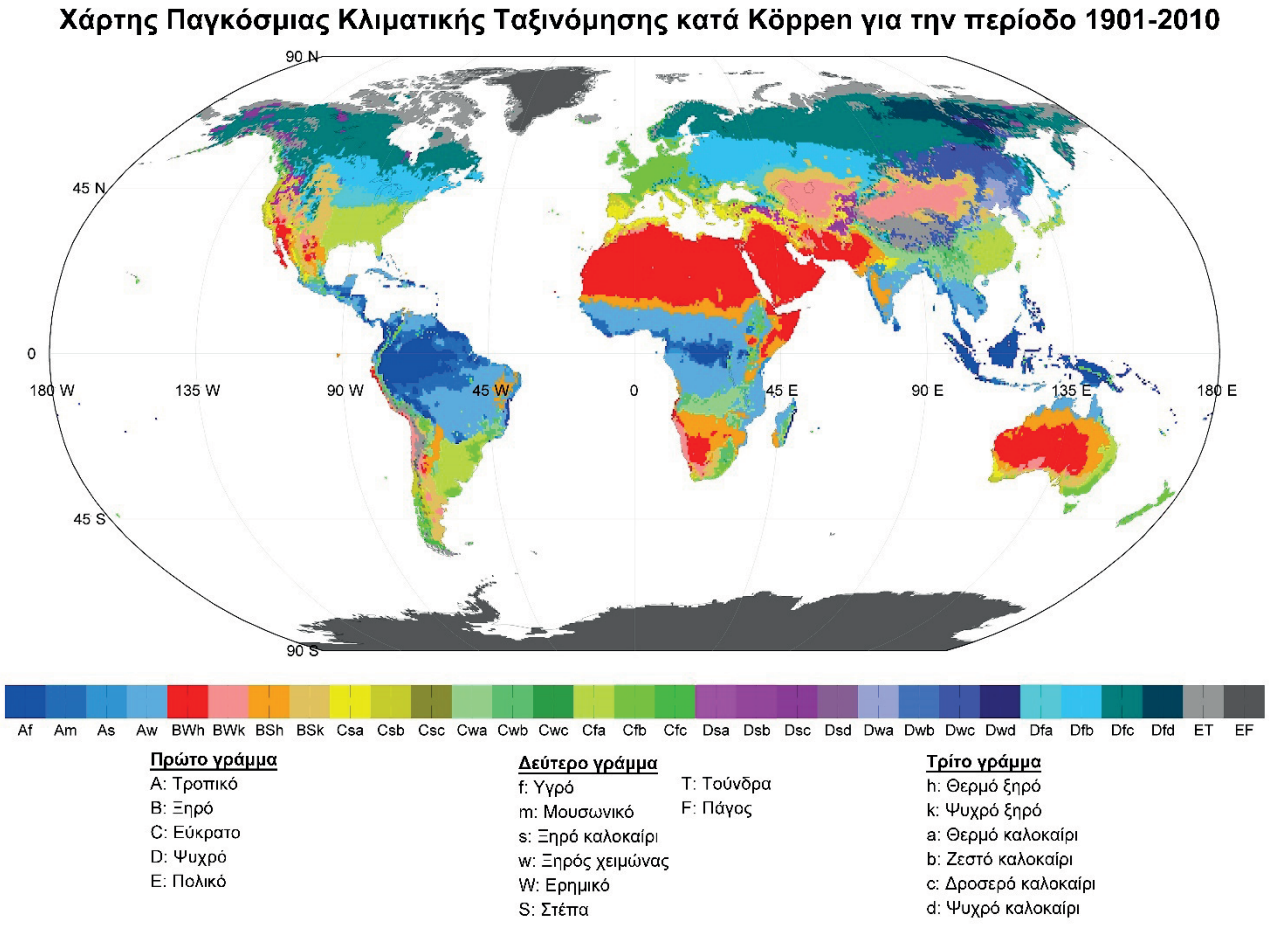
1.4 Κλιματική Ταξινόμηση Köppen

Η *Κλιματική Ταξινόμηση Köppen* είναι μία ευρέως χρησιμοποιούμενη κλιματική ταξινόμηση που βασίστηκε στις ετήσιες κα μέσες μηνιαίες θερμοκρασίες και τον υετό και προτάθηκε από τον Γερμανό επιστήμονα Waldimir Köppen (1846–1940). Το αρχικό σύστημα ταξινόμησης κατά Köppen δημοσιεύτηκε αρχικά, το 1918 και έκτοτε έχει τροποποιηθεί και διορθωθεί σε αρκετές εργασίες. Για να αντιμετωπίσει την έλλειψη

επαρκούς αριθμού σταθμών παρατήρησης σε όλο τον κόσμο, ο Köppen συνδύασε την κατανομή και το είδος της βλάστησης με τους διάφορους κλιματικούς τύπους. Με αυτό τον τρόπο, τα κλιματικά όρια τέθηκαν κατά προσέγγιση, στις περιπτώσεις έλλειψης διαθέσιμων κλιματολογικών δεδομένων.

Η ταξινόμηση Köppen χρησιμοποιεί πέντε κύριους κλιματικούς τύπους, με βάση την κατανομή της θερμοκρασίας, όπου κάθε τύπος χαρακτηρίζεται από ένα κεφαλαίο γράμμα (Σχήμα 1.6):

A. Τροπικά Κλίματα: Όλοι οι μήνες του έτους έχουν μέση θερμοκρασία πάνω από 18°C.
B. Ξηρά και Ημίξηρα Κλίματα: Ανεπαρκείς βροχοπτώσεις, στο μεγαλύτερο μέρος του έτους. Η εξατμισοδιαπνοή υπερβαίνει το ύψος της βροχόπτωσης.
C. Μεσόθερμα Κλίματα: Υγρά κλίματα μέσων γεωγραφικών πλατών με θερμά, ξηρά καλοκαίρια και ήπιους χειμώνες. Η μέση θερμοκρασία του πιο κρύου μήνα είναι κάτω από 18°C και πάνω από 3°C.
D. Μικρόθερμα Κλίματα: Υγρά κλίματα μέσων γεωγραφικών πλατών με θερμά καλοκαίρια και κρύους (δριμείς) χειμώνες. Η μέση θερμοκρασία του θερμότερου μήνα υπερβαίνει τους 10°C, ενώ του πιο ψυχρού μήνα είναι κάτω από 3°C.
E. Πολικά Κλίματα: Εξαιρετικά κρύοι χειμώνες και ψυχρά καλοκαίρια. Η μέση θερμοκρασία του θερμότερου μήνα είναι χαμηλότερη από 10°C.
H. Ορεινά Κλίματα: Κλίματα σε ορεινές περιοχές όπου η υψομετρική διαφορά επιφέρει έντονες αλλαγές στον κλιματικό τύπο τους.



Σχήμα 1.6 *Παγκόσμια κατανομή κλιματικών περιοχών κατά Köppen την περίοδο 1901-2010 (τροποποίηση από Chen & Chen., 2013).*

1.4.1 Τροπικά Κλίματα (Α)

Ο κλιματικός τύπος (Α) χαρακτηρίζεται από υψηλές θερμοκρασίες κατά τη διάρκεια όλου του έτους, με μέση μηνιαία θερμοκρασία πάνω από 18°C. Επιπλέον, παρατηρούνται άφθονες βροχοπτώσεις με τον μέσο ετήσιο αθροιστικό υετό να υπερβαίνει τα 1500mm. Ο τύπος (Α) καλύπτει τις περιοχές βόρεια και νότια από τον Ισημερινό, έως περίπου και τα γεωγραφικά πλάτη 15° έως 25°. Ο τύπος (Α) διαφοροποιείται με βάση την εποχιακή κατανομή των βροχοπτώσεων στους παρακάτω τύπους:

Af-Κλίματα Τροπικού Βροχερού Δάσους (Tropical Rain Forest Climates),
Am-Τροπικά Μουσσωνικά Κλίματα (Tropical Monsoon Climates),
Aw-Σαβάνα (Tropical Savanna Climates).

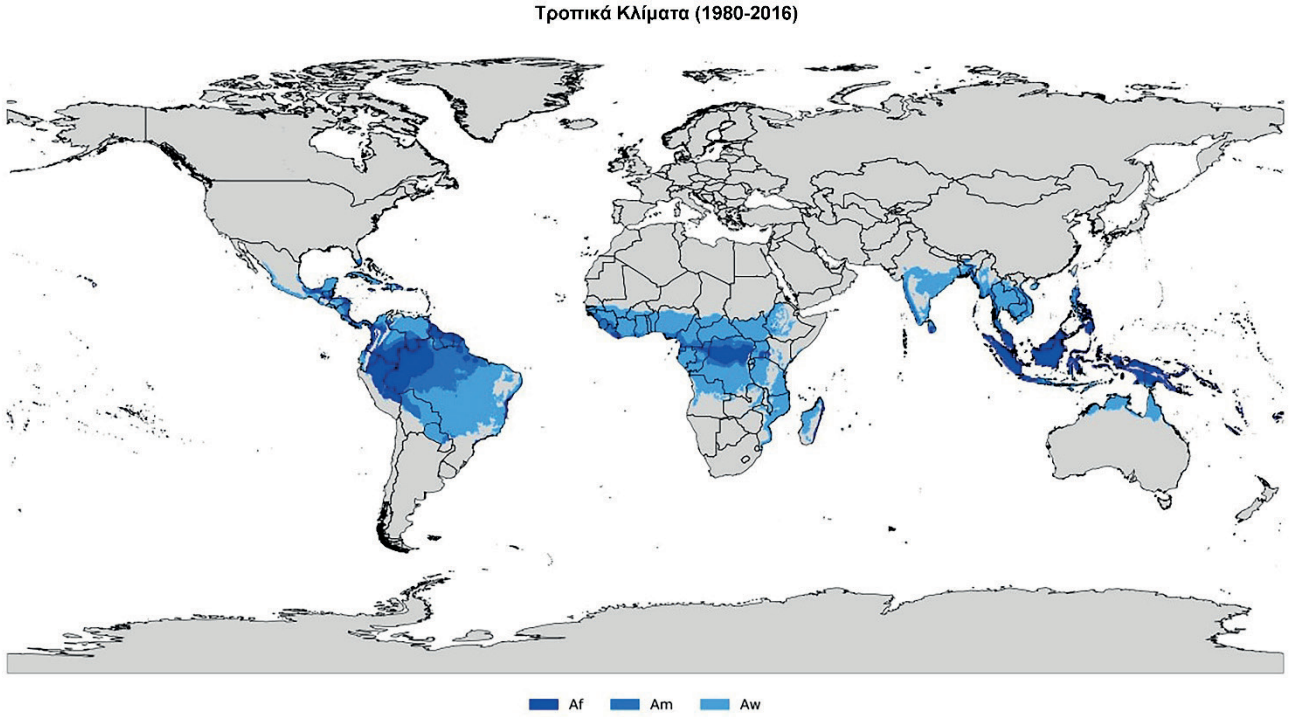
Σε χαμηλά υψόμετρα κοντά στον Ισημερινό, ιδιαίτερα στην πεδιάδα του Αμαζονίου της Νότιας Αμερικής, στη λεκάνη του ποταμού Κονγκό της Αφρικής και στις Ανατολικές Ινδίες, από τη Σουμάτρα έως τη Νέα Γουινέα, οι υψηλές θερμοκρασίες και οι άφθονες ετήσιες βροχοπτώσεις συνδυάζονται για την παραγωγή ενός πυκνού, πλατύφυλλου, αειθαλούς δάσους που ονομάζεται τροπικό δάσος. Στα Κλίματα Τροπικού Βροχερού Δάσους (Af), οι εποχιακές διακυμάνσεις της θερμοκρασίας είναι μικρές, συνήθως μικρότερες των 3°C, καθώς η διάρκεια της ημέρας είναι σχετικά σταθερή. Ωστόσο, υπάρχει μεγαλύτερη διακύμανση της θερμοκρασίας μεταξύ της ημέρας, όπου η μέση θερμοκρασία είναι υψηλή και περίπου 32°C, και της νύχτας, όπου η μέση θερμοκρασία είναι χαμηλότερη και περίπου 22°C, σε σχέση με τους θερμότερους και τους πιο δροσερούς μήνες. Ο καιρός σε αυτά τα κλίματα είναι μονότονος και αποπνικτικός. Υπάρχει μικρή μεταβολή της θερμοκρασίας από τη μια μέρα στην άλλη. Επιπλέον, σχεδόν κάθε μέρα, σχηματίζονται σύννεφα με αποτέλεσμα, από νωρίς το απόγευμα, να λαμβάνουν χώρα ισχυρές, τοπικές βροχές. Καθώς πλησιάζει το βράδυ, οι βροχές συνήθως σταματάνε και ο ουρανός γίνεται ανέφελος. Ο τυπικός ετήσιος υετός είναι μεγαλύτερος από τα 1500mm και σε ορισμένες περιπτώσεις μπορεί να υπερβαίνει τα 4000mm. Η υψηλή υγρασία και η νεφοκάλυψη εμποδίζουν τις μέγιστες θερμοκρασίες να φτάσουν σε εξαιρετικά υψηλές τιμές. Στην πραγματικότητα, οι απογευματινές θερμοκρασίες του καλοκαιριού είναι συνήθως υψηλότερες στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, σε σχέση με τους Τροπικούς. Σε αυτές τις περιοχές, τα εδάφη χαρακτηρίζονται ως φτωχά σε θρεπτικές ουσίες (ύψος βροχής ξηρότερου μήνα r_{ξ}>60mm), καθώς πέφτει δυνατή βροχή στο έδαφος και το νερό κατευθυνόμενο προς τα κάτω, αφαιρεί τα θρεπτικά συστατικά. Τα θρεπτικά συστατικά που χρειάζονται για τη διατήρηση του καταπράσινου δάσους προέρχονται από την αποσύνθεση των νεκρών δέντρων.

Ο Köppen ταξινόμησε τις τροπικές υγρές περιοχές, όπου η μηνιαία βροχόπτωση δεν υπερβαίνει τα 60mm για έναν ή δύο μήνες, ως τροπικό μουσσωνικό κλίμα (Am). Εδώ, το σύνολο των ετήσιων βροχοπτώσεων είναι παρόμοιο με εκείνο των Τροπικών Βροχερών Δασών και συνήθως, υπερβαίνει τα 1500mm τον χρόνο. Επειδή η περίοδος ξηρασίας είναι σύντομη και όλο τον υπόλοιπο χρόνο υπάρχουν άφθονες βροχοπτώσεις, υπάρχει επαρκής υγρασία για τη διατήρηση του τροπικού δάσους κατά τη σύντομη περίοδο της ξηρασίας. Έτσι, τα δάση σε αυτές τις περιοχές είναι αειθαλή. Το τροπικό μουσσωνικό κλίμα, όπως φαίνεται και στο (Σχήμα 1.7), συναντάται κατά μήκος των ακτών της Νοτιοανατολικής Ασίας, στην Ινδία και στη Βορειοανατολική Νότια Αμερική.

Υπάρχει μια σταδιακή μετάβαση από τα Κλίματα Τροπικού Βροχερού Δάσους στη Σαβάνα (Aw), όπου η συνολική ετήσια βροχόπτωση μειώνεται και επικρατεί μια διακριτή περίοδος ξηρασίας. Αν και η ετήσια βροχόπτωση συνήθως, υπερβαίνει τα 1000mm, η ξηρή περίοδος, όπου η μηνιαία βροχόπτωση είναι μικρότερη από τα 60mm, διαρκεί περισσότερο από δύο μήνες. Επειδή τα τροπικά δάση δεν μπορούν να επιβιώσουν σε αυτές τις συνθήκες, τα τροπικά δάση δίνουν σταδιακά τη θέση τους στη Σαβάνα που χαρακτηρίζεται από ψηλό και χοντρό γρασίδι με χαμηλά και ανθεκτικά στην ξηρασία, φυλλοβόλα δέντρα. Η ξηρή περίοδος εμφανίζεται κατά τη διάρκεια του χειμώνα (περίοδος χαμηλής ηλιοφάνειας), όταν στην περιοχή επικρατούν υποτροπικά υψηλά. Το καλοκαίρι, η ενδοτροπική ζώνη σύγκλισης κινείται προς τα βόρεια, μεταφέροντας μαζί της έντονες βροχοπτώσεις.

Το κλίμα της Σαβάνας όχι μόνο έχει λιγότερη συνολική βροχόπτωση από τα αντίστοιχα Κλίματα Τροπικού Βροχερού Δάσους, αλλά και τα επίπεδα της βροχόπτωσης παρουσιάζουν σημαντική μεταβολή από το ένα έτος στο άλλο. Εδώ, όπως και στις τροπικές περιοχές, το ημερήσιο θερμομετρικό εύρος υπερβαίνει συνήθως, το ετήσιο θερμομετρικό εύρος. Στο (Σχήμα 1.7) αποτυπώνονται οι κύριες περιοχές με κλίμα Σαβάνας (Aw), οι οποίες βρίσκονται στη Δυτική Κεντρική Αμερική, τόσο στα βόρεια όσο και στα νότια της λεκάνης του Αμαζονίου (Νότια Αμερική), στη Νότια Κεντρική και Ανατολική Αφρική, στις περιοχές της

Ινδίας και της Νοτιοανατολικής Ασίας και στη Βόρεια Αυστραλία. Το κλίμα Σαβάνας χαρακτηρίζεται από μια εκτεταμένη εποχή ξηρασίας που διαρκεί περισσότερο από 6 μήνες και από ξηρούς χειμώνες.



Σχήμα 1.7 *Γεωγραφική κατανομή των Τροπικών Κλιμάτων (Α) κατά Köppen την περίοδο 1980-2016 (τροποποίηση από Beck et al., 2018).*

1.4.2 Ξηρά και Ημίξηρα Κλίματα (Β)

Ο κλιματικός τύπος (Β) είναι ο μόνος που βασίζεται στο ύψος βροχόπτωσης και χαρακτηρίζεται από έλλειμμα βροχής, κατά το μεγαλύτερο μέρος του έτους. Αξίζει να σημειωθεί ότι η εξατμισοδιαπνοή υπερβαίνει το ετήσιο ύψος βροχόπτωσης. Ο τύπος (Β) καλύπτει τις περιοχές που βρίσκονται περίπου μεταξύ των 20° έως 30° γεωγραφικό πλάτος, στις μεγάλες ηπειρωτικές περιοχές των μέσων γεωγραφικών πλατών που συχνά περιβάλλονται από βουνά. Ο τύπος (Β) χωρίζεται σε δύο κατηγορίες:

BW-Ξηρή κατηγορία που επικρατεί ο ερημικός τύπος κλίματος (Arid),
BS-Ημίξηρη κατηγορία που επικρατεί ο ημιερημικός τύπος κλίματος (Semiarid).

Οι βασικές ξηρές περιοχές του πλανήτη μπορούν να χωριστούν σε δύο κύριες κατηγορίες. Η πρώτη κατηγορία περιλαμβάνει τις υποτροπικές περιοχές, μεταξύ 15° και 30°, όπου οι αέριες μάζες των υποτροπικών αντικυκλώνων δημιουργούν ανέφελες καιρικές συνθήκες. Η δεύτερη κατηγορία βρίσκεται στις ηπειρωτικές περιοχές των μέσων γεωγραφικών πλατών όπου, λόγω της έλλειψης πηγών υγρασίας, χαρακτηρίζονται από έλλειψη βροχοπτώσεων.

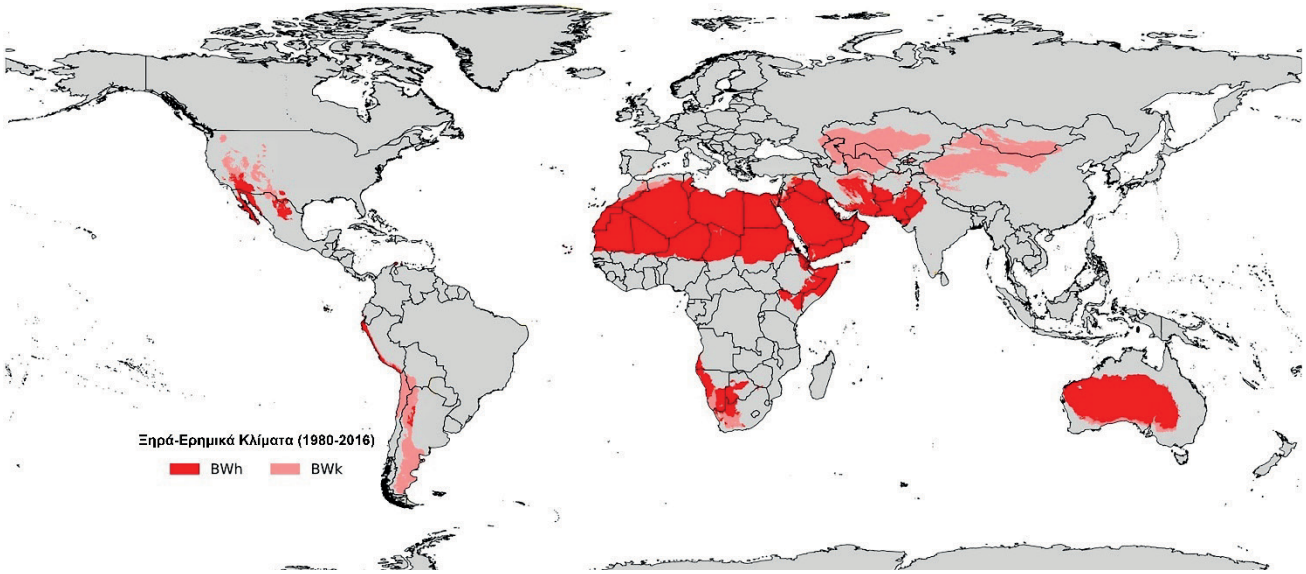
Αυτοί οι δύο κλιματικοί τύποι μπορούν να χωριστούν επιπλέον. Για παράδειγμα, εάν το κλίμα είναι ζεστό και ξηρό, με μέση ετήσια θερμοκρασία πάνω από τους 18°C, τότε χαρακτηρίζεται είτε (BWh) είτε (BSh). Το h είναι το αρχικό γράμμα της λέξης heiss, που σημαίνει καυτό στα γερμανικά. Αν το κλίμα είναι ψυχρότερο και ξηρό, με μέση ετήσια θερμοκρασία κάτω από τους 18°C, τότε χαρακτηρίζεται είτε (BWk) είτε (BSk), όπου το k είναι το αρχικό γράμμα της λέξης kalt, που σημαίνει κρύο στα γερμανικά.

Τα ξηρά κλίματα (BW) καταλαμβάνουν περίπου το 12% της παγκόσμιας έκτασης. Από το (Σχήμα 1.8), προκύπτει ότι ο συγκεκριμένος κλιματικός τύπος βρίσκεται κατά μήκος των δυτικών ακτών της Νότιας Αμερικής και της Αφρικής και σε μεγάλο μέρος του εσωτερικού της Αυστραλίας. Ακόμα μία λωρίδα ξηρού κλίματος εκτείνεται από τη Βορειοδυτική Αφρική μέχρι την Κεντρική Ασία. Στη Βόρεια Αμερική, το ξηρό κλίμα εκτείνεται από το Βόρειο Μεξικό έως το νότιο εσωτερικό των Ηνωμένων Πολιτειών και προς τα βόρεια κατά μήκος των υπήνεμων πλαγιών της Σιέρρα Νεβάδα.

Στις ερήμους και σε χαμηλά γεωγραφικά πλάτη επικρατεί ο τύπος (BWh) όπου το έντονο ηλιακό φως παράγει υπερβολική ζέστη στο ξηρό τοπίο. Εδώ, οι θερμοκρασίες του αέρα είναι από τις υψηλότερες στον πλανήτη. Οι μέγιστες ημερήσιες θερμοκρασίες μπορεί να υπερβούν τους 50°C, κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, αν και οι πιο συνηθισμένες θερμοκρασίες κυμαίνονται μεταξύ 40°C και 45°C. Η μέση σχετική υγρασία κατά τη διάρκεια της ημέρας κυμαίνεται συνήθως μεταξύ 5% και 25%. Κατά τη διάρκεια της νύχτας, η σχετικά χαμηλή περιεκτικότητα σε υδρατμούς επιτρέπει τη γρήγορη ψύξη του αέρα. Οι ελάχιστες θερμοκρασίες πέφτουν συχνά, κάτω από τους 25°C. Έτσι, τα ξηρά κλίματα εμφανίζουν υψηλά ημερήσια θερμομετρικά εύρη που κυμαίνονται μεταξύ 15°C και 25°C. Κατά τη διάρκεια του χειμώνα, οι ελάχιστες θερμοκρασίες μπορεί να πέφτουν κάτω από τους 0°C .

Στις ερημικές περιοχές μέσων γεωγραφικών πλατών επικρατεί ο τύπος (BWk), όπου οι μέσες ετήσιες θερμοκρασίες είναι χαμηλότερες (Σχήμα 1.8). Τα καλοκαίρια είναι πολύ θερμά, με τις απογευματινές θερμοκρασίες συχνά να αγγίζουν τους 40°C. Οι χειμώνες είναι συνήθως εξαιρετικά κρύοι, με ελάχιστες θερμοκρασίες που μερικές φορές πέφτουν κάτω από τους -35°C.

Παρατηρώντας το (Σχήμα 1.6) και περιφερειακά των ξηρών περιοχών, όπου οι βροχοπτώσεις είναι μεγαλύτερες, το κλίμα σταδιακά μεταβάλλεται σε ημίξηρο (BS). Αυτές οι περιοχές ονομάζονται στέπες και συνήθως έχουν χαμηλή βλάστηση και διάσπαρτους χαμηλούς θάμνους. Όπως και στις ξηρές περιοχές, οι στέπες παρουσιάζουν χαμηλότερες θερμοκρασίες και συχνότερες βροχοπτώσεις ή και χιονοπτώσεις τον χειμώνα. Η ετήσια βροχόπτωση σε αυτές τις περιοχές κυμαίνεται μεταξύ 200mm και 400mm.



Σχήμα 1.8 *Γεωγραφική κατανομή των Ξηρών-Ερημικών κλιμάτων (BW) κατά Köppen την περίοδο 1980-2016 (τροποποίηση από Beck et al., 2018).*

1.4.3 Μεσόθερμα Κλίματα (C)

Ο τύπος (C) καλύπτει το 27% της Γης και χαρακτηρίζεται από υγρούς, ήπιους χειμώνες. Η μέση θερμοκρασία του πιο ψυχρού μήνα είναι κάτω από 18°C και πάνω από 3°C (Σχήμα 1.9). Ο συγκεκριμένος τύπος περιλαμβάνει τις περιοχές που βρίσκονται μεταξύ των 25° έως 40° γεωγραφικό πλάτος και χωρίζεται στις εξής υποκατηγορίες:

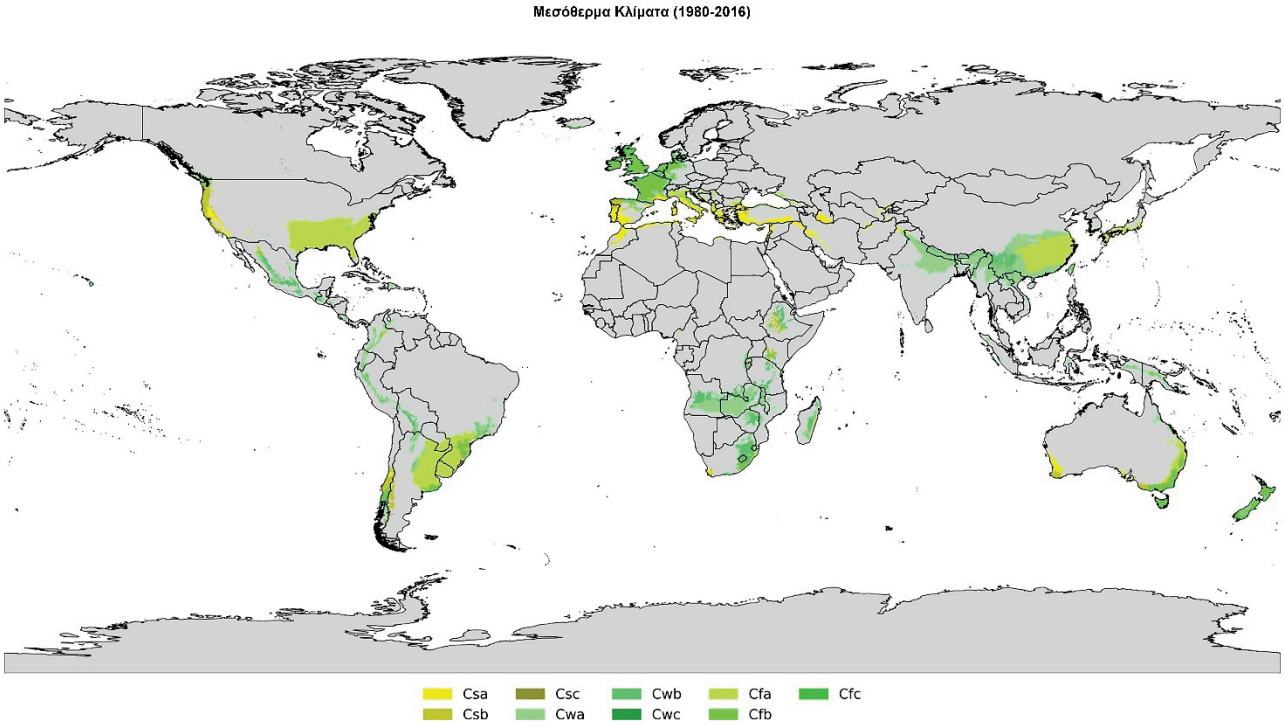
Cfa/Cwa-Υγρά Υποτροπικά Κλίματα (Humid Subtropical Hot-Summer Climates),
Cfb/Cfc-Ωκεάνια Κλίματα Δυτικών Ακτών (Marine West Coast Climates).
Csa/Csb-Μεσογειακά Κλίματα με Ξηρά Καλοκαίρια (Mediterranean Dry-Summer Climates).

Τα κλίματα της κατηγορίας (C) στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, έχουν διακριτή καλοκαιρινή και χειμερινή περίοδο. Επιπλέον, έχουν υψηλά ποσά ετήσιας βροχόπτωσης. Αν και οι χειμώνες μπορεί να είναι ψυχροί και οι θερμοκρασίες του αέρα μπορεί να αλλάζουν αισθητά από τη μια μέρα στην άλλη, κανένας μήνας δεν έχει μέση θερμοκρασία κάτω από 3°C, γιατί αν συνέβαινε αυτό, τότε θα υπάγονταν στην κατηγορία D.

Το υγρό υποτροπικό κλίμα (Cfa) χαρακτηρίζεται από υγρασία όλο τον χρόνο, όπως το υποδηλώνει ο δείκτης f, και από θερμά καλοκαίρια, όπως το υποδηλώνει ο δείκτης a. Δηλαδή, το κλίμα που επικρατεί χαρακτηρίζεται από θερμά και βροχερά καλοκαίρια. Αυτός ο τύπος κλίματος επικρατεί στις δυτικές περιοχές της υποτροπικής ζώνης, όπου ο θαλάσσιος τροπικός αέρας μεταφέρεται από τα χαμηλότερα γεωγραφικά πλάτη. Γενικά, οι καλοκαιρινές θερμοκρασίες του σημείου δρόσου είναι υψηλές, καθώς συχνά ξεπερνούν τους 23°C. Η υψηλή υγρασία συνδυάζεται με την υψηλή θερμοκρασία του αέρα, η οποία είναι συνήθως πάνω από 32°C. Η υψηλή αυτή θερμοκρασία, σε συνδυασμό με την υψηλή υγρασία, δημιουργεί πιο αποπνικτικές συνθήκες, σε σχέση με αυτές που συναντώνται στις ισημερινές περιοχές. Τα καλοκαιρινά πρωινά έχουν χαμηλές θερμοκρασίες που συχνά κυμαίνονται μεταξύ 21°C και 27°C. Επίσης, υπάρχει πιθανότητα να εμφανιστούν κύματα καύσωνα, που μπορεί να διαρκέσουν αρκετές εβδομάδες.

Οι χειμώνες τείνουν να είναι σχετικά ήπιοι, ειδικά στα χαμηλότερα γεωγραφικά πλάτη, όπου η θερμοκρασία του αέρα σπάνια πέφτει πολύ κάτω από 0°C. Στις βορειότερες περιοχές οι χειμώνες είναι πιο ψυχροί. Σε αυτές τις περιοχές, ο παγετός, το χιόνι και οι καταιγίδες είναι πιο συχνά φαινόμενα. Τα υγρά υποτροπικά κλίματα παρουσιάζουν επαρκή και αρκετά καλά κατανεμημένη βροχόπτωση καθ' όλη τη διάρκεια του έτους, με τυπικούς ετήσιους αθροιστικούς μέσους όρους μεταξύ 800mm και 1650mm. Τα καλοκαίρια, όταν οι καταιγίδες είναι συχνές, μεγάλο μέρος της βροχόπτωσης πέφτει τις απογευματινές ώρες. Οι χειμερινές βροχοπτώσεις εμφανίζονται συχνότερα με το πέρασμα κυκλωνικών συστημάτων μέσων γεωγραφικών πλατών που κινούνται προς τα ανατολικά.

Τα κλίματα αυτού του τύπου βρίσκονται κυρίως κατά μήκος των ανατολικών ακτών των ηπείρων, περίπου μεταξύ των γεωγραφικών πλατών 25° και 40°. Κυριαρχούν στο Νοτιοανατολικό τμήμα των Ηνωμένων Πολιτειών, καθώς και στην Ανατολική Κίνα και στη Νότια Ιαπωνία. Στο Νότιο Ημισφαίριο, βρίσκονται στη Νοτιοανατολική Νότια Αμερική και κατά μήκος των Νοτιοανατολικών ακτών της Αφρικής και της Αυστραλίας (Σχήμα 1.9).



Σχήμα 1.9 *Γεωγραφική κατανομή των Μεσόθερμων κλιμάτων C κατά Köppen την περίοδο 1980-2016 (τροποποίηση από Beck et al., 2018).*

Το κλίμα (Cfc) χαρακτηρίζεται από δροσερά καλοκαίρια και ήπιους χειμώνες. Προς τον Ισημερινό, όπου τα καλοκαίρια είναι μεγαλύτερα και δροσερά, το κλίμα ταξινομείται ως ωκεάνιο (Cfb). Χωρίς εμπόδια από τα ψηλά βουνά, οι επικρατούντες δυτικοί άνεμοι μεταφέρουν ωκεάνιες αέριες μάζες στο μεγαλύτερο μέρος της Δυτικής Ευρώπης, διατηρώντας σχετικά μικρό ετήσιο θερμομετρικό εύρος και εμπλουτίζοντας την ατμόσφαιρα με υψηλά ποσοστά υγρασίας (Σχήμα 1.9).

Κατά τη διάρκεια του μεγαλύτερου μέρους του έτους, τα ωκεάνια κλίματα χαρακτηρίζονται από χαμηλή νέφωση, ομίχλη και ψιχάλες. Η επιρροή του ωκεανού παράγει επαρκή βροχόπτωση, όλους τους μήνες, με το μεγαλύτερο μέρος της να κατακρημνίζεται ως ψιλόβροχο. Υπάρχουν και περιπτώσεις χιονόπτωσης με το συσσωρευμένο χιόνι να λιώνει μετά από μια μέρα, περίπου. Σε ορισμένες τοποθεσίες, η τοπογραφία ενισχύει σημαντικά το σύνολο των βροχοπτώσεων. Για παράδειγμα, κατά μήκος της δυτικής ακτής της Βόρειας Αμερικής, τα παράκτια βουνά εξαναγκάζουν σε ανύψωση τον αέρα, ενισχύοντας έτσι την αδιαβατική δημιουργία νεφών και βροχόπτωσης. Με τον τρόπο αυτό, επιβραδύνουν την εξέλιξη μίας καταιγίδας προς τα ανατολικά και συγκεντρώνουν περισσότερες βροχοπτώσεις στην περιοχή.

Προχωρώντας προς τον Ισημερινό, η επίδραση των υποτροπικών αντικυκλώνων γίνεται μεγαλύτερη και η θερινή ξηρή περίοδος πιο έντονη. Σταδιακά, το κλίμα αλλάζει από ωκεάνιο σε ξηρό-θερινό υποτροπικό (Cs) ή μεσογειακό, επειδή συνορεύει επίσης, με τις παράκτιες περιοχές της Μεσογείου (Σχήμα 1.9). Συγκεκριμένα, ο δείκτης *s* υποδηλώνει το ξηρό καλοκαίρι. Η καλοκαιρινή ξηρασία του μεσογειακού κλίματος προκαλείται από τον βυθιζόμενο αέρα των υποτροπικών αντικυκλώνων. Επιπλέον, αυτοί οι αντικυκλώνες εκτρέπουν τα συστήματα των καλοκαιρινών υφέσεων προς μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη. Κατά τη διάρκεια του χειμώνα, όταν τα υποτροπικά υψηλά επεκτείνονται προς τον Ισημερινό, κυριαρχούν στην περιοχή υφέσεις των μέσων γεωγραφικών πλατών που δημιουργούνται πάνω από τις ωκεάνιες επιφάνειες. Συνεπώς, τα μεσογειακά κλίματα χαρακτηρίζονται από ήπιους, υγρούς χειμώνες και ήπια, έως ζεστά, και ξηρά καλοκαίρια.

Στις παραθαλάσσιες περιοχές, που συχνά καλύπτονται από χαμηλά νέφη και ομίχλη, το κλίμα χαρακτηρίζεται ως παραθαλάσσιο μεσογειακό (Csb). Εδώ, οι μέγιστες θερμοκρασίες κατά τη διάρκεια των καλοκαιρινών ημερών, συνήθως, φτάνουν περίπου τους 21°C, ενώ κατά τη διάρκεια της νύχτας η θερμοκρασία συχνά πέφτει κάτω από τους 15°C. Στην ενδοχώρα, μακριά από την επιρροή του ωκεανού, τα καλοκαίρια είναι ζεστά και οι χειμώνες είναι λίγο πιο ψυχροί, σε σχέση με τις παράκτιες περιοχές. Σε αυτή την κατηγορία μεσογειακού κλίματος (Csa), οι καλοκαιρινές μέγιστες θερμοκρασίες ξεπερνούν συνήθως, τους 34°C, ενώ περιστασιακά μπορεί να υπερβούν τους 40°C.

Στα μεσογειακά κλίματα, οι ετήσιες βροχοπτώσεις κυμαίνονται μεταξύ 300mm και 900mm. Ωστόσο, υψηλότερα ποσά βροχόπτωσης εντοπίζονται σε ορεινές και ημιορεινές γειτονικές περιοχές. Λόγω της καλοκαιρινής ξηρασίας, τα εδάφη υποστηρίζουν μόνο θαμνώδη βλάστηση χαμηλής ανάπτυξης.

Αξίζει να σημειωθεί ότι τα καλοκαίρια δεν είναι τόσο ξηρά κατά μήκος της Μεσογείου, όπως και κατά μήκος της δυτικής ακτής της Βόρειας Αμερικής. Επιπλέον, οι παράκτιες μεσογειακές περιοχές είναι επίσης, θερμότερες. Οι ξηροί χειμώνες στη Μεσόγειο είναι αποτέλεσμα επικράτησης βόρειων ανέμων από τις ηπειρωτικές πολύ ψυχρές περιοχές (Σιβηρία) που κατευθύνονται προς τα νότια και τα νοτιοδυτικά. Το μεσογειακό κλίμα παρουσιάζεται αναλυτικότερα στην Παράγραφο 1.5.

1.4.4 Μικρόθερμα Κλίματα (D)

Ο κλιματικός τύπος (D) χαρακτηρίζεται από ήπια καλοκαίρια και ψυχρούς χειμώνες. Η μέση θερμοκρασία του θερμότερου μήνα υπερβαίνει τους 10°C και η μέση μηνιαία θερμοκρασία του πιο ψυχρού μήνα πέφτει κάτω από τους -3°C. Οι χειμώνες είναι έντονοι με χιονοθύελλες, ανέμους και ψύχος. Ο τύπος (D) καλύπτει τις περιοχές που βρίσκονται βόρεια των υγρών υποτροπικών κλιμάτων των μέσων γεωγραφικών πλατών. Ο τύπος (D) περιλαμβάνει τις εξής βασικές κατηγορίες:

Dfa-Υγρά Ηπειρωτικά Κλίματα με θερμά καλοκαίρια (Hot-summer Humid Continental Climates),
Dfb-Υγρά Ηπειρωτικά Κλίματα με δροσερά καλοκαίρια (Warm-summer Humid Continental Climates),
Dfc-Υποπολικά Κλίματα (Subarctic Climates).

Τα μικρόθερμα κλίματα εντοπίζονται πάνω από εκτεταμένες ηπειρωτικές περιοχές, συνεπώς εντοπίζονται μόνο στο Βόρειο Ημισφαίριο. Όπως φαίνεται στο (Σχήμα 1.10), οι κλιματικοί τύποι (D) εκτείνονται σε όλη τη Βόρεια Αμερική και την Ευρασία, σε γεωγραφικά πλάτη από 40°Β έως σχεδόν, 70°Β. Γενικά αυτά τα κλίματα χαρακτηρίζονται από ψυχρούς χειμώνες και ζεστά έως δροσερά καλοκαίρια.

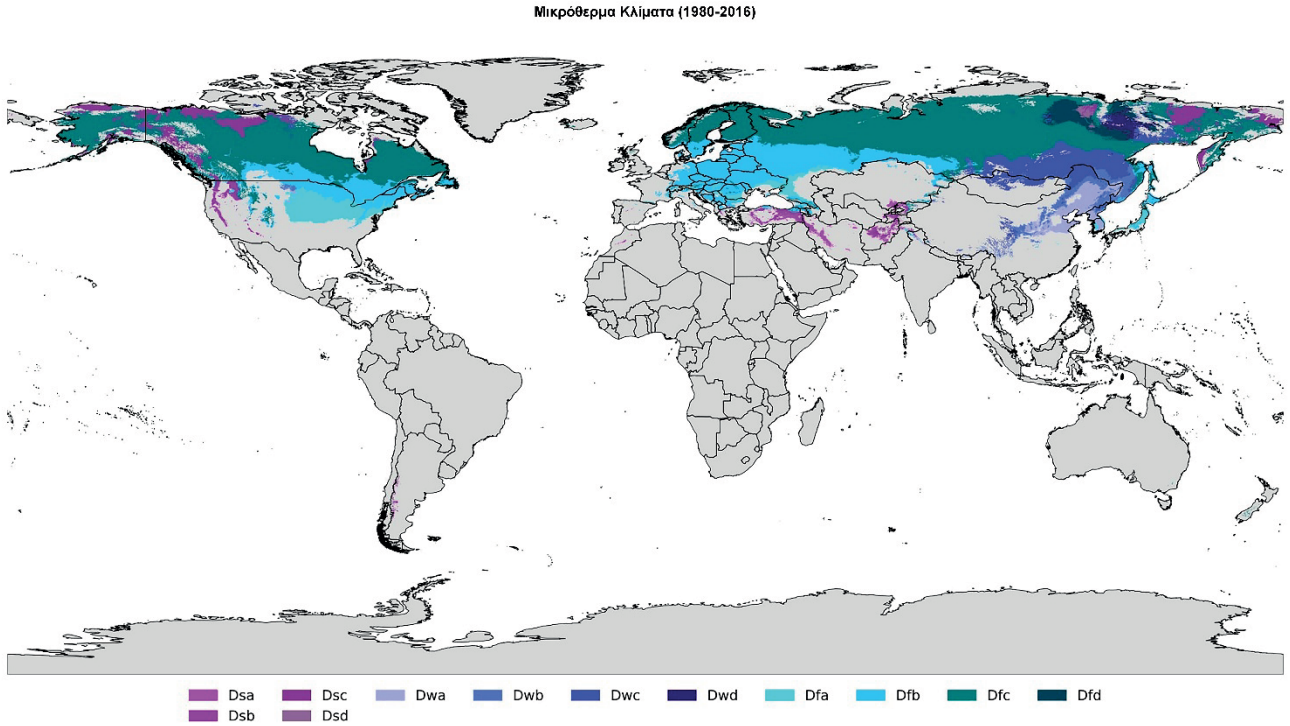
Ο Köppen διαπίστωσε ότι η ισόθερμη των -3°C αποτελεί τη μέση μηνιαία θερμοκρασία που φαίνεται να συνδέεται με μόνιμη χιονοκάλυψη τον χειμώνα, στην Ευρώπη. Ο τύπος κλίματος (D) χαρακτηρίζεται από έντονες χιονοπτώσεις τον χειμώνα, με το χιόνι να διατηρείται στο έδαφος για παρατεταμένες περιόδους. Όταν

κανένας μήνας του έτους δεν έχει μέση θερμοκρασία πάνω από 10°C, τότε το κλίμα ταξινομείται ως πολικό Ε. Ο Köppen επιπλέον, διαπίστωσε ότι η μέση μηνιαία θερμοκρασία των 10°C αντιπροσωπεύει την ελάχιστη θερμοκρασία που απαιτείται για την ανάπτυξη των δέντρων. Έτσι, ανεξάρτητα από το πόσο κρύο κάνει στο κλίμα (D) υπάρχει αρκετή ζέστη κατά τους καλοκαιρινούς μήνες ώστε να αναπτυχθούν τα δέντρα.

Τα υγρά ηπειρωτικά κλίματα (Dfa και Dfb) παρατηρούνται σε γεωγραφικά πλάτη μεταξύ των 40°Β και 50°Β, περίπου (Σχήμα 1.10). Στις περιοχές αυτές, η βροχόπτωση είναι επαρκής και κατανεμημένη αρκετά ομοιόμορφα σε όλη τη διάρκεια του έτους. Τα ύψη των ετήσιων αθροιστικών βροχοπτώσεων κυμαίνονται συνήθως, μεταξύ των 500mm και 1.000mm. Η βλάστηση στις υγρές περιοχές περιλαμβάνει δάση ελάτης, πεύκα και βελανιδιές. Το φθινόπωρο τα φύλλα των φυλλοβόλων δέντρων λαμβάνουν αποχρώσεις του κόκκινου, του πορτοκαλί και του κίτρινου.

Τα υγρά ηπειρωτικά κλίματα (Dfa) προκύπτουν με βάση τις καλοκαιρινές θερμοκρασίες. Τα καλοκαίρια σε αυτά τα κλίματα είναι ζεστά και υγρά, με τον θερμότερο μήνα να έχει μέση θερμοκρασία πάνω από τους 22°C και τουλάχιστον τέσσερις μήνες να έχουν μέση μηνιαία θερμοκρασία πάνω από τους 10°C. Οι μέγιστες θερμοκρασίες συχνά υπερβαίνουν τους 32°C και περιστασιακά, μπορεί να προσεγγίσουν τους 40°C. Οι καλοκαιρινές νύχτες είναι επίσης, ζεστές και υγρές. Οι χειμώνες τείνουν να είναι θυελλώδεις, ψυχροί και με έντονες χιονοπτώσεις.

Βορειότερα, το κλίμα περιγράφεται ως υγρό ηπειρωτικό, με μεγάλα δροσερά καλοκαίρια (Dfb). Σε αυτές τις περιοχές τα καλοκαίρια είναι μικρότερα και όχι τόσο ζεστά, με τον θερμότερο μήνα να έχει μέση θερμοκρασία κάτω από τους 22°C, και τουλάχιστον τέσσερις μήνες να έχουν μέση μηνιαία θερμοκρασία πάνω από τους 10°C. Στα κλίματα τύπου (Dfb), τα καλοκαίρια δεν είναι μόνο πιο δροσερά, αλλά και με λιγότερη υγρασία. Οι θερμοκρασίες μπορεί να ξεπεράσουν τους 35°C, για κάποιο χρονικό διάστημα, αλλά οι εκτεταμένοι καύσωνες που διαρκούν πολλές εβδομάδες είναι σπάνιοι. Η περίοδος χωρίς παγετό είναι μικρότερη από ότι στο κλίμα τύπου (Dfa) και κανονικά, διαρκεί από τρεις έως πέντε μήνες. Οι χειμώνες είναι μεγάλοι σε διάρκεια, ψυχροί και με έντονους ανέμους. Δεν είναι ασυνήθιστο οι θερμοκρασίες να πέφτουν κάτω από τους -30°C και να παραμένουν κάτω από τους -18°C για αρκετές ημέρες ή και μερικές φορές, για εβδομάδες. Η άνοιξη, επίσης, είναι σύντομη, καθώς οι χιονοθύελλες είναι συχνές αργά την άνοιξη, ειδικά στα πιο βόρεια γεωγραφικά πλάτη.



Σχήμα 1.10 *Γεωγραφική κατανομή των Μικρόθερμων κλιμάτων (D) κατά Köppen, την περίοδο 1980-2016 (τροποποίηση από Beck et al., 2018).*

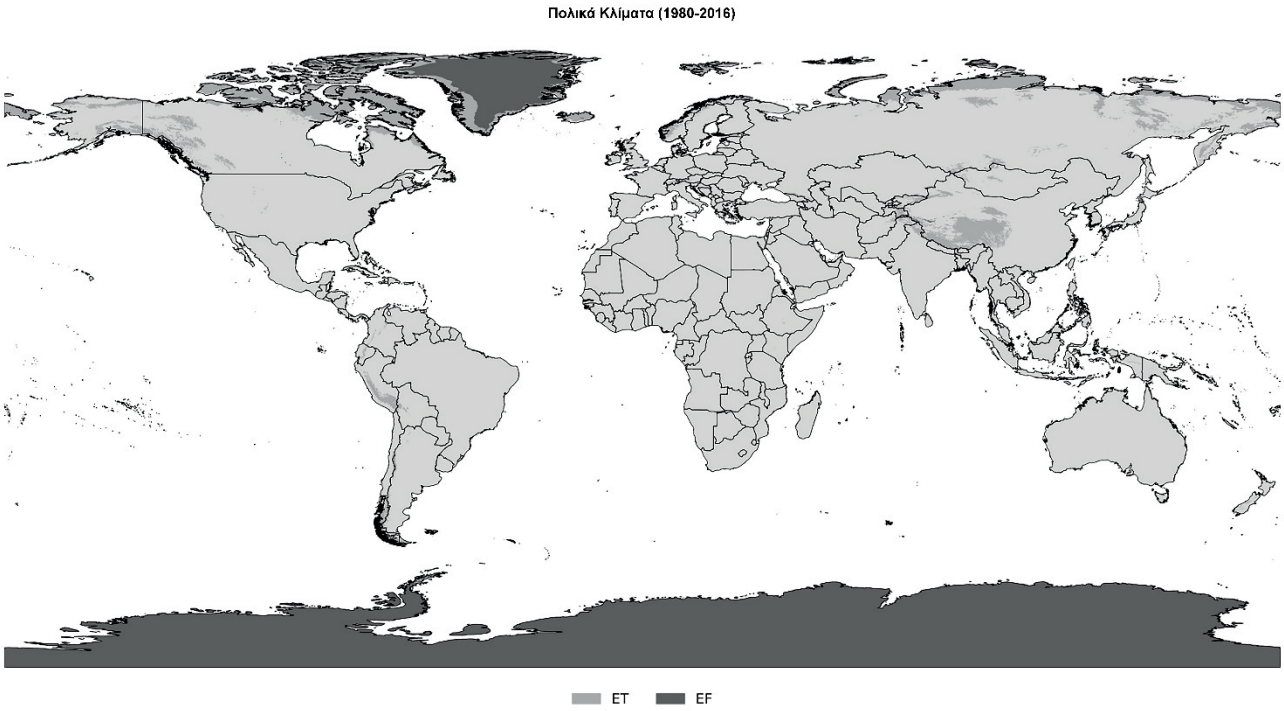
1.4.5 Πολικά Κλίματα (Ε)

Ο κλιματικός τύπος (Ε) χαρακτηρίζεται από χαμηλές θερμοκρασίες όλο τον χρόνο. Η μέση θερμοκρασία του θερμότερου μήνα είναι κάτω από 10°C. Ο τύπος (Ε) καλύπτει τις βόρειες παράκτιες περιοχές της Βόρειας Αμερικής και της Ευρασίας, τη Γροιλανδία και την Ανταρκτική (Σχήμα 1.11). Ο τύπος (Ε) χωρίζεται στις εξής κατηγορίες:

ΕΤ-Πολική Τούνδρα (Tundra),
ΕF-Πολικοί Πάγοι (Ice Caps).

Στην πολική τούνδρα (ΕΤ), η μέση θερμοκρασία του θερμότερου μήνα είναι κάτω από 10°C, αλλά πάνω από 0°C. Εδώ, το έδαφος είναι μόνιμα παγωμένο σε βάθη εκατοντάδων μέτρων, μια κατάσταση γνωστή ως μόνιμος παγετός. Το καλοκαίρι, ωστόσο, είναι αρκετά ζεστό για να ξεπαγώσει περίπου ένα μέτρο πάνω από το έδαφος. Ως εκ τούτου, κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, η τούνδρα γίνεται βαλτώδης και λασπώδης. Σε χαμηλότερα γεωγραφικά πλάτη, οι περιοχές αυτές θα αποτελούσαν έρημο, αλλά στις ψυχρές πολικές περιοχές οι ρυθμοί εξάτμισης είναι πολύ χαμηλοί και η υγρασία παραμένει επαρκής. Λόγω της εξαιρετικά σύντομης καλλιεργητικής περιόδου, η βλάστηση της τούνδρας αποτελείται από βρύα, λειχήνες και διάσπαρτη ξυλώδη βλάστηση, με ύψος μερικών εκατοστών. Παρόλο που οι καλοκαιρινές μέρες είναι μεγάλες, ο ήλιος ποτέ δεν βρίσκεται σε μεγάλο ύψος από τον ορίζοντα. Επιπλέον, μέρος του ηλιακού φωτός που φτάνει στην επιφάνεια αντανακλάται από το χιόνι και τον πάγο. Κατά συνέπεια, παρά τις πολλές ώρες ημερήσιου φωτός, τα καλοκαίρια παραμένουν αρκετά δροσερά. Τα δροσερά καλοκαίρια και οι εξαιρετικά κρύοι χειμώνες παράγουν μεγάλο ετήσιο θερμομετρικό εύρος.

Στις περιοχές που η μέση θερμοκρασία κάθε μήνα του έτους είναι κάτω από 0°C, η ανάπτυξη βλάστησης είναι αδύνατη και η περιοχή καλύπτεται διαρκώς από χιόνι και πάγο. Αυτός ο κλιματικός τύπος ανήκει στην κατηγορία των πολικών πάγων (EF) και περιλαμβάνει τις περιοχές της Γροιλανδίας και της Ανταρκτικής, όπου το βάθος του πάγου σε ορισμένα σημεία είναι χιλιάδες μέτρα. Σε αυτές τις περιοχές, οι θερμοκρασίες δεν υπερβαίνουν τους 0°C καθ' όλη τη διάρκεια του έτους. Εδώ, βρίσκονται τα πιο ψυχρά μέρη του πλανήτη. Οι βροχοπτώσεις είναι εξαιρετικά λίγες με τις περισσότερες περιοχές να λαμβάνουν λιγότερο από 100mm, ετησίως. Τα περισσότερα κατακρημνίσματα πέφτουν υπό μορφή χιονιού κατά τη διάρκεια της θερινής περιόδου, ενώ ισχυροί καταβατικοί άνεμοι ψύχουν ισχυρότερα το παγωμένο έδαφος.

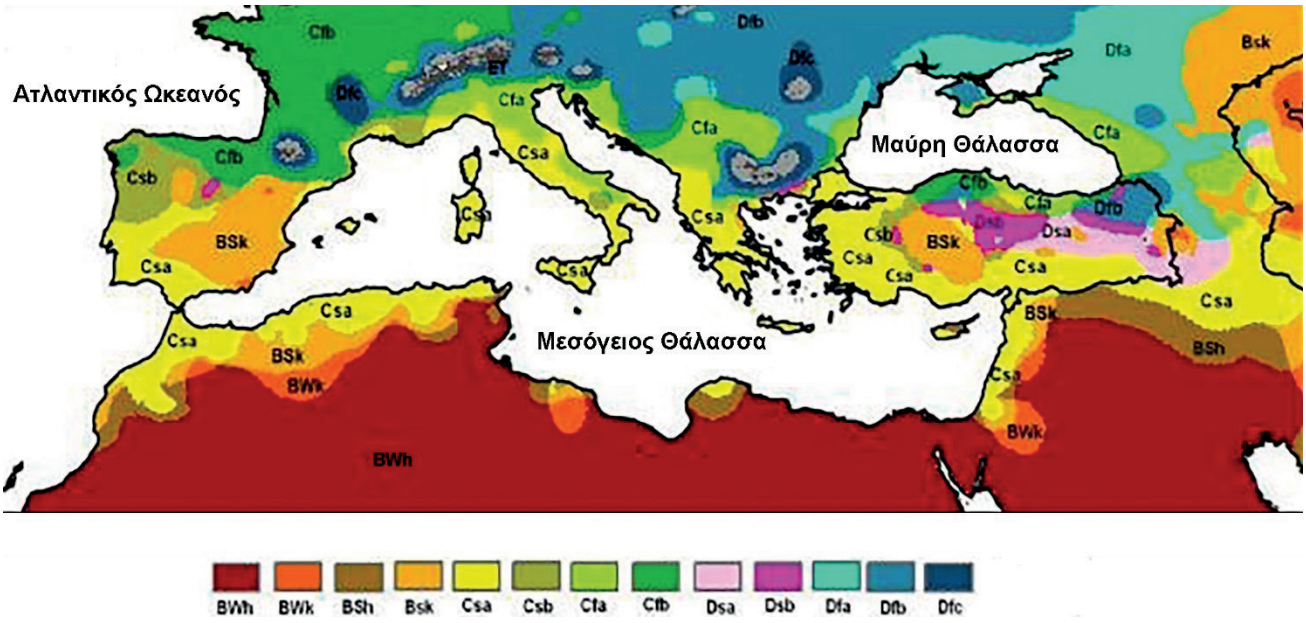


Σχήμα 1.11 *Γεωγραφική κατανομή των Πολικών κλιμάτων (Ε) κατά Köppen την περίοδο 1980-2016 (τροποποίηση από Beck et al., 2018).*

1.5 Το Μεσογειακό Κλίμα (Csa, Csb)

Η Μεσόγειος αποτελεί μια κλιματικά σημαντική περιοχή, λόγω της θέσης της, καθώς βρίσκεται μεταξύ υποτροπικών και μέσων γεωγραφικών πλατών. Επίσης, εμφανίζει πολύπλοκη τοπογραφία και έντονα φυσιογραφικά χαρακτηριστικά. Η λεκάνη της Μεσογείου και η Νότια Ευρώπη εμφανίζουν εκτεταμένη κυκλωνική δραστηριότητα τον χειμώνα και την άνοιξη (Flocas et al., 2010). Την καλοκαιρινή περίοδο, η Μεσόγειος επηρεάζεται από τον αντικυκλώνα των Αζορών, στα δυτικά και τον χειμώνα από τον ψυχρό Σιβηρικό αντικυκλώνα, στα βορειοανατολικά. Επιπλέον, η Μεσόγειος δέχεται την επίδραση από αντικυκλώνες που δημιουργούνται πάνω από τη Σκανδιναβία, τον Ατλαντικό Ωκεανό ή τη Βόρεια Αφρική (Makrogiannis & Giles, 1980), καθώς και από την τοπική αντικυκλογένεση (Godev, 1971). Η πολύπλοκη τοπογραφία του εδάφους παίζει επίσης καθοριστικό ρόλο στη διαμόρφωση της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας.

Το μεσογειακό κλίμα, που ονομάζεται και ξηρό καλοκαιρινό κλίμα (Cs), είναι ένας τύπος κλίματος που εμφανίζεται στα μικρότερα γεωγραφικά πλάτη, συνήθως μεταξύ των 30° έως 44° βόρεια και νότια. Το κύριο χαρακτηριστικό αυτού του κλίματος είναι τα θερμά, ξηρά καλοκαίρια και οι ήπιοι, βροχεροί χειμώνες. Το όνομα αυτού του κλιματικού τύπου αναφέρεται στις παράκτιες περιοχές της Μεσογείου Θάλασσας (Σχήμα 1.12). Οι περιοχές με μεσογειακό κλίμα περιλαμβάνουν τις πεδινές και περιφερειακές εκτάσεις της Μεσογείου (συμπεριλαμβανομένων τμημάτων της Πορτογαλίας, της νότιας Ισπανίας, της νότιας Γαλλίας, του Μονακό, της Ιταλίας, της Ελλάδας και των παρακείμενων περιοχών ανατολικά, συμπεριλαμβανομένης της παράκτιας Βόρειας Αφρικής). Περιοχές εκτός της Λεκάνης της Μεσογείου, που έχουν αυτό το κλίμα, εντοπίζονται γύρω από το Κέιπ Τάουν στη Νότια Αφρική, σε τμήματα της Νοτιοδυτικής και της Νότιας Αυστραλίας, σε μεγάλα τμήματα της δυτικής ακτής των Ηνωμένων Πολιτειών, στην Κεντρική Ασία και σε τμήματα της Χιλής.



Σχήμα 1.12 *Γεωγραφική κατανομή των κλιματικών τύπων Csa και Csb στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου Θάλασσας (τροποποίηση από Musaoglu et al., 2015).*

Σύμφωνα με την κλιματική ταξινόμηση Köppen, το μεσογειακό κλίμα περιλαμβάνει κλιματικά χαρακτηριστικά των τύπων (Csa), με πολύ θερμά, ξηρά-καλοκαίρια, και τον τύπο (Csb) με δροσερά ξηρά καλοκαίρια. Όπως έχει αναφερθεί παραπάνω, στο κλιματικό σύστημα Köppen, το πρώτο γράμμα υποδεικνύει την κλιματική ομάδα (σε αυτή την περίπτωση, τα εύκρατα κλίματα). Τα εύκρατα κλίματα (C) έχουν μέση θερμοκρασία πάνω από 0°C ή -3°C, αλλά κάτω από 18°C, στους πιο ψυχρούς μήνες τους. Το δεύτερο γράμμα υποδεικνύει το μοτίβο βροχοπτώσεων, όπου το (s) αντιπροσωπεύει τα ξηρά καλοκαίρια. Ως ξηρός καλοκαιρινός μήνας θεωρείται ο μήνας με βροχόπτωση λιγότερη από 30mm.Το τρίτο γράμμα δείχνει την ένταση της καλοκαιρινής ζέστης: το (a) αντιπροσωπεύει μια μέση θερμοκρασία για τον θερμότερο μήνα, πάνω από 22°C, ενώ το (b) αντιστοιχεί σε μέση θερμοκρασία του θερμότερου μήνα, χαμηλότερη από 22°C. Τα κλίματα με ξηρά καλοκαίρια (Csa και Csb) εμφανίζονται συνήθως, στις δυτικές πλευρές των ηπείρων.

Η υποκατηγορία (Csa) αποτελεί την πιο κοινή μορφή του μεσογειακού κλίματος. Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, οι περιοχές με αυτή τη μορφή μεσογειακού κλίματος, εμφανίζουν μέσες μηνιαίες θερμοκρασίες που υπερβαίνουν τους 22°C, κατά τον θερμότερο μήνα, με τις καλοκαιρινές απογευματινές θερμοκρασίες συνήθως, να υπερβαίνουν τους 34°C και περιστασιακά τους 40°C. Για τον ψυχρότερο μήνα, οι μέσες θερμοκρασίες κυμαίνονται μεταξύ 18°C και -3°C. Επίσης, οι μέσες θερμοκρασίες σε τέσσερις τουλάχιστον μήνες του έτους, πρέπει να είναι πάνω από 10°C. Οι περιοχές με αυτή τη μορφή μεσογειακού κλίματος έχουν συνήθως, ζεστά, μερικές φορές πολύ ζεστά και ξηρά καλοκαίρια και ήπιους, υγρούς χειμώνες. Σε ορισμένες περιπτώσεις, τα καλοκαίρια εδώ, μπορεί να μοιάζουν πολύ με καλοκαίρια που παρατηρούνται σε ξηρά και ημίξηρα κλίματα. Ωστόσο, οι υψηλές θερμοκρασίες κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, δεν είναι γενικά τόσο υψηλές όσο εκείνες σε ξηρά ή ημίξηρα κλίματα, λόγω της γειτνίασής τους με θαλάσσιες περιοχές. Όλες οι περιοχές σε αυτή την υποκατηγορία χαρακτηρίζονται από υγρούς ήπιους χειμώνες. Ωστόσο, ορισμένες περιοχές με θερμό μεσογειακό κλίμα μπορεί πραγματικά να βιώσουν πολύ ψυχρούς χειμώνες, με περιστασιακές χιονοπτώσεις. Σε μεσογειακά κλίματα, οι ετήσιες βροχοπτώσεις κυμαίνονται μεταξύ 300mm και 900mm. Ωστόσο, πολύ περισσότερες βροχοπτώσεις πέφτουν στις ορεινές περιοχές.

Τα κλίματα υποκατηγορίας (Csa) εντοπίζονται κυρίως, γύρω από τη θάλασσα της Μεσογείου (Σχήμα 1.12), τη νοτιοδυτική Αυστραλία, τη νοτιοδυτική Νότια Αφρική, τμήματα της Κεντρικής Ασίας, τα βόρεια τμήματα του Ιράν και του Ιράκ, το εσωτερικό της Βόρειας Καλιφόρνιας στα δυτικά της Σιέρρα Νεβάδα.

Το δροσερό καλοκαιρινό μεσογειακό κλίμα είναι και αυτό μια υποκατηγορία του μεσογειακού κλίματος (Csb) που όμως, εμφανίζεται σε περιορισμένες παράκτιες περιοχές, οι οποίες συχνά καλύπτονται από χαμηλή ομίχλη και νέφωση. Εδώ, οι μέγιστες θερμοκρασίες κατά τη διάρκεια της ημέρας του καλοκαιριού, συνήθως φτάνουν τους 21°C, ενώ οι ελάχιστες θερμοκρασίες κατά τη διάρκεια της νύχτας, συχνά πέφτουν κάτω από τους 15°C. Στο (Csb) η μέση θερμοκρασία του πιο ψυχρού μήνα κυμαίνεται μεταξύ των 18°C και των -3°C. Επιπλέον, τουλάχιστον τέσσερις μήνες του έτους πρέπει να εμφανίζουν μέση θερμοκρασία πάνω από 10°C.

Τα δροσερά ωκεάνια ρεύματα που επικρατούν στα μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη, ευθύνονται για αυτό τον ψυχρότερο τύπο μεσογειακού κλίματος. Οι χειμώνες είναι βροχεροί και μπορεί να είναι ήπιοι έως ψυχροί. Σε ορισμένες περιπτώσεις, μπορεί να πέσει χιόνι και σε πεδινές περιοχές. Οι βροχοπτώσεις εμφανίζονται κυρίως κατά τους ψυχρότερους μήνες, αλλά υπάρχουν και αρκετές ηλιόλουστες μέρες ακόμη και κατά τις πιο υγρές εποχές του έτους. Η υποκατηγορία (Csb) περιλαμβάνει περιοχές που συνήθως δεν συνδέονται με μεσογειακά κλίματα, αλλά με ωκεάνια κλίματα, όπως είναι ένα μεγάλο μέρος του Βορειοδυτικού Ειρηνικού, ένα μεγάλο μέρος της νότιας Χιλής, τα τμήματα της δυτικής και κεντρικής Αργεντινής και τα τμήματα της Νέας Ζηλανδίας. Πρόσθετες ορεινές περιοχές στις υποτροπικές περιοχές πληρούν επίσης, τις απαιτήσεις (Cs), αν και, επίσης, δεν συνδέονται συνήθως, με μεσογειακά κλίματα.

1.6 Το Κλιματικό Πλαίσιο της Ελλάδας

Η Ελλάδα, εξαιτίας της μοναδικής της θέσης στη Μεσόγειο και της πολύπλοκης τοπογραφίας της, εμφανίζει ποικιλία κλιματικών ζωνών. Η Ελλάδα ανήκει στην Εύκρατη Ηπειρωτική Κλιματική Ζώνη του Βόρειου Ημισφαιρίου, στο νοτιότερο άκρο της Βαλκανικής Χερσονήσου, ανάμεσα στα γεωγραφικά πλάτη 34° έως 42°Β και γεωγραφικά μήκη 19°-30°Α, με ακτογραμμές στο Αιγαίο Πέλαγος (ανατολικά), στο Ιόνιο Πέλαγος (δυτικά) και στο Λιβυκό Πέλαγος (νότια).

Οι κύριες γεωγραφικές περιοχές της είναι η ηπειρωτική χώρα, τα νησιά και η λεκάνη του Αιγαίου. Η ηπειρωτική χώρα καλύπτει περίπου το 80% της συνολικής έκτασης. το υπόλοιπο 20% κατανέμεται μεταξύ των περίπου 6.000 νησιών και βραχονησίδων. Ως βασικοί παράγοντες που διαμορφώνουν το κλίμα της Ελλάδας, θεωρούνται:

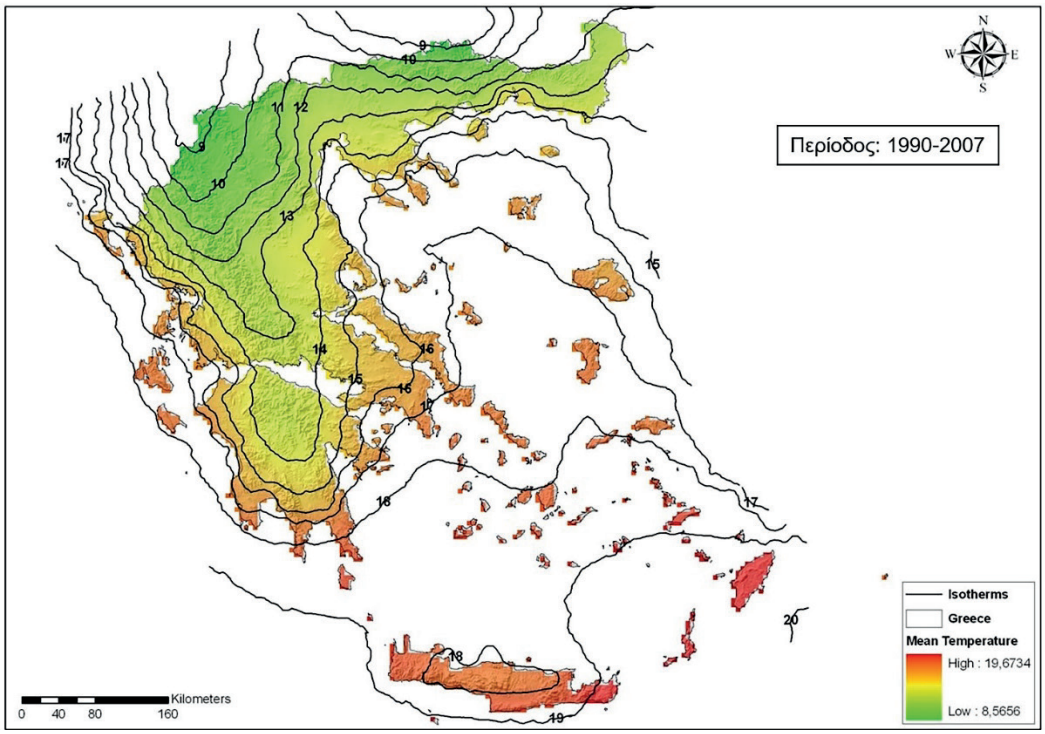
- η γεωγραφία της περιοχής που περιλαμβάνει Ορεινές, Ηπειρωτικές, Θαλάσσιες Μεσογειακές και Χερσαίες Μεσογειακές επιφάνειες,
- η ετήσια ηλιακή ακτινοβολία,
- η γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας,
- οι αέριες μάζες,
- οι τοπικές κυκλοφορίες της ατμόσφαιρας.

Το ελληνικό κλίμα είναι τυπικό μεσογειακό που υπόκειται σε μια σειρά από περιφερειακές και τοπικές παραλλαγές, με βάση τη φυσική ποικιλομορφία της χώρας. Η θερμοκρασία του αέρα, σε ετήσια βάση,

κυμαίνεται από 14,5°C στις βόρειες περιοχές, έως 19,5°C στη νοτιοανατολική Κρήτη. Τον χειμώνα, η υφεσιακή δραστηριότητα κινείται από τον Βόρειο Ατλαντικό Ωκεανό προς τα νοτιοανατολικά, μεταφέροντας σχετικά θερμές και υγρές αέριες μάζες, συνοδευόμενες από δυτικούς ανέμους. Καθώς τα συστήματα χαμηλών πιέσεων εισέρχονται στην θαλάσσια περιοχή του Αιγαίου, παρασύρουν ψυχρές αέριες μάζες από τις ηπειρωτικές περιοχές των Βαλκανίων. Επίσης, την ψυχρή περίοδο, επικρατεί ο Σιβηρικός αντικυκλώνας που επεκτείνεται προς τα Ανατολικά Βαλκάνια και επηρεάζει την Ανατολική Ελλάδα με τη μεταφορά πολύ ψυχρών ηπειρωτικών αερίων μαζών.

Έτσι, το κλίμα χαρακτηρίζεται από ήπιους και υγρούς χειμώνες, στις νότιες πεδινές και νησιωτικές περιοχές και ψυχρούς χειμώνες με ισχυρές χιονοπτώσεις, στις ορεινές, κεντρικές και βόρειες περιοχές. Η μέση θερμοκρασία την άνοιξη και το καλοκαίρι (από τον Απρίλιο έως τον Σεπτέμβριο) είναι περίπου 24°C, στην Αθήνα και τη νότια Ελλάδα, ενώ η χαμηλότερη θερμοκρασία εμφανίζεται στη βόρεια Ελλάδα. Γενικά, οι θερμοκρασίες είναι υψηλότερες στο νότιο τμήμα της χώρας που αποτελεί και τη βασική νησιωτική περιοχή της. Εκτός από λίγες καταιγίδες, οι βροχοπτώσεις είναι σπάνιες από τον Ιούνιο έως τον Αύγουστο, όπου παρατηρούνται κυρίως ηλιόλουστες και ξηρές ημέρες.

Το κλίμα του ευρύτερου ελλαδικού χώρου κατατάσσεται στην κλάση Csa, σύμφωνα με το σύστημα ταξινόμησης κατά Köppen. Αυτό το κλίμα εμφανίζεται στα νησιά του Αιγαίου, ιδιαίτερα στις Κυκλάδες και τα Δωδεκάνησα, τη Νότια Ελλάδα και την Εύβοια, τις πεδινές περιοχές της Αττικής, τις δυτικές, ανατολικές και νότιες χαμηλού υψομέτρου περιοχές της Πελοποννήσου και τις περιοχές χαμηλού υψομέτρου της Κρήτης. Κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, ο καιρός είναι ηλιόλουστος και ξηρός με μέση ετήσια τιμή ηλιοφάνειας 2.300-3.000 ώρες. Τα κατακρημνίσματα πέφτουν με τη μορφή βροχών ή καταιγίδων από σωρειτόμορφα νέφη. Ο αέρας είναι συνήθως ζεστός την ημέρα και ευχάριστα ζεστός τη νύχτα. Τη θερμή περίοδο περιορίζεται ο Σιβηρικός αντικυκλώνας, καθώς και το πέρασμα βαρομετρικών χαμηλών. Ο αντικυκλώνας των Αζορών επεκτείνεται μέχρι την Ανατολική Μεσόγειο και συνδυάζεται με το θερμικό χαμηλό των Ινδιών. Ειδικά στην ανατολική Ελλάδα και στο νησιωτικό σύμπλεγμα των Κυκλάδων, συχνά πνέει ισχυρός βορειοανατολικός άνεμος (ετησίας ή μελτέμι), ως συνδυασμός του αντικυκλώνα των Αζορών και του θερμικού χαμηλού των Ινδιών. Μπορεί να εμφανιστούν καύσωνες, αλλά είναι συνήθως αρκετά ήπιοι στις παράκτιες περιοχές, όπου οι θερμοκρασίες μετριάζονται από τη θαλάσσια αύρα. Οι χειμώνες είναι υγροί και οι χιονοπτώσεις δεν διαρκούν πολύ, ειδικά στις περιοχές με νότιο προσανατολισμό. Η βροχή τον χειμώνα είναι συχνά, επίμονη. Οι δυτικές περιοχές αυτής της κλιματικής ζώνης δέχονται αρκετά υψηλότερη ετήσια βροχόπτωση, σε σχέση με τις υπόλοιπες περιοχές της χώρας. Η μέση ετήσια βροχόπτωση στον ελλαδικό χώρο είναι 823,1mm, ενώ ο μέσος ετήσιος όγκος νερού που εναποτίθεται στην ξηρά είναι 108,6km^3. Ειδικά, η Αττική εμφανίζει περίπου 400mm μέση ετήσια αθροιστική βροχόπτωση.

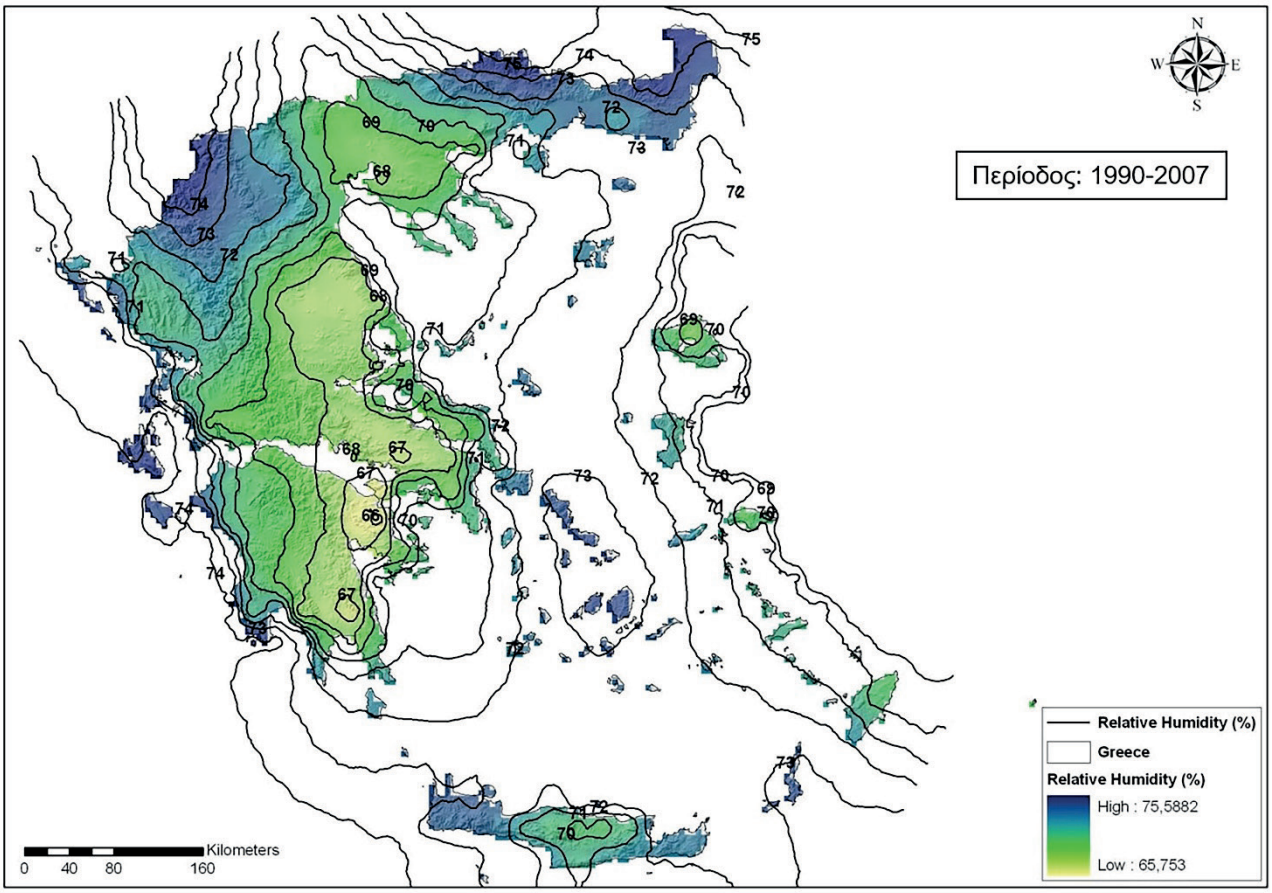


Σχήμα 1.13 *Κλιματικός άτλαντας της μέσης ετήσιας θερμοκρασίας (°C) κοντά στην επιφάνεια, για την περίοδο 1990-2007 (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

Τα Σχήματα (1.13-1.16) αποτυπώνουν κλιματικούς χάρτες της μέσης ετήσιας θερμοκρασίας και υγρασίας κοντά στην επιφάνεια, καθώς και της ετήσιας αθροιστικής βροχόπτωσης σε υψηλή χωρική ανάλυση. Οι χάρτες της θερμοκρασίας (Σχήμα 1.13) και της υγρασίας (Σχήμα 1.14) προήλθαν από πλεγματικά δεδομένα επιφανείας για την περίοδο από το 1990 έως το 2007, ενώ η ετήσια αθροιστική βροχόπτωση αναφέρεται στην περίοδο από το 1980 έως το 2001 (Σχήμα 1.15). Τα πλεγματικά δεδομένα υποβάθρου προέρχονται από τις ημερήσιες αναλύσεις του European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF), σε ανάλυση 0,25°x0,25°. Η μέση ετήσια βροχόπτωση τελικά, εξήχθη με τη μέθοδο της γραμμικής παρεμβολής των καταγεγραμμένων δεδομένων, από 32 μετεωρολογικούς σταθμούς πάνω στο πλέγμα του ECMWF. Οι συγκεκριμένοι κλιματικοί χάρτες δημιουργήθηκαν με τεχνικές συστημάτων γεωγραφικών πληροφοριών (GIS). Τα δεδομένα για το κλίμα, σε τόσο υψηλή ανάλυση, είναι απαραίτητα για μελέτες σε περιοχές με πολύπλοκα φυσιογραφικά χαρακτηριστικά και ως εκ τούτου, έντονες κλιματικές μεταβολές.

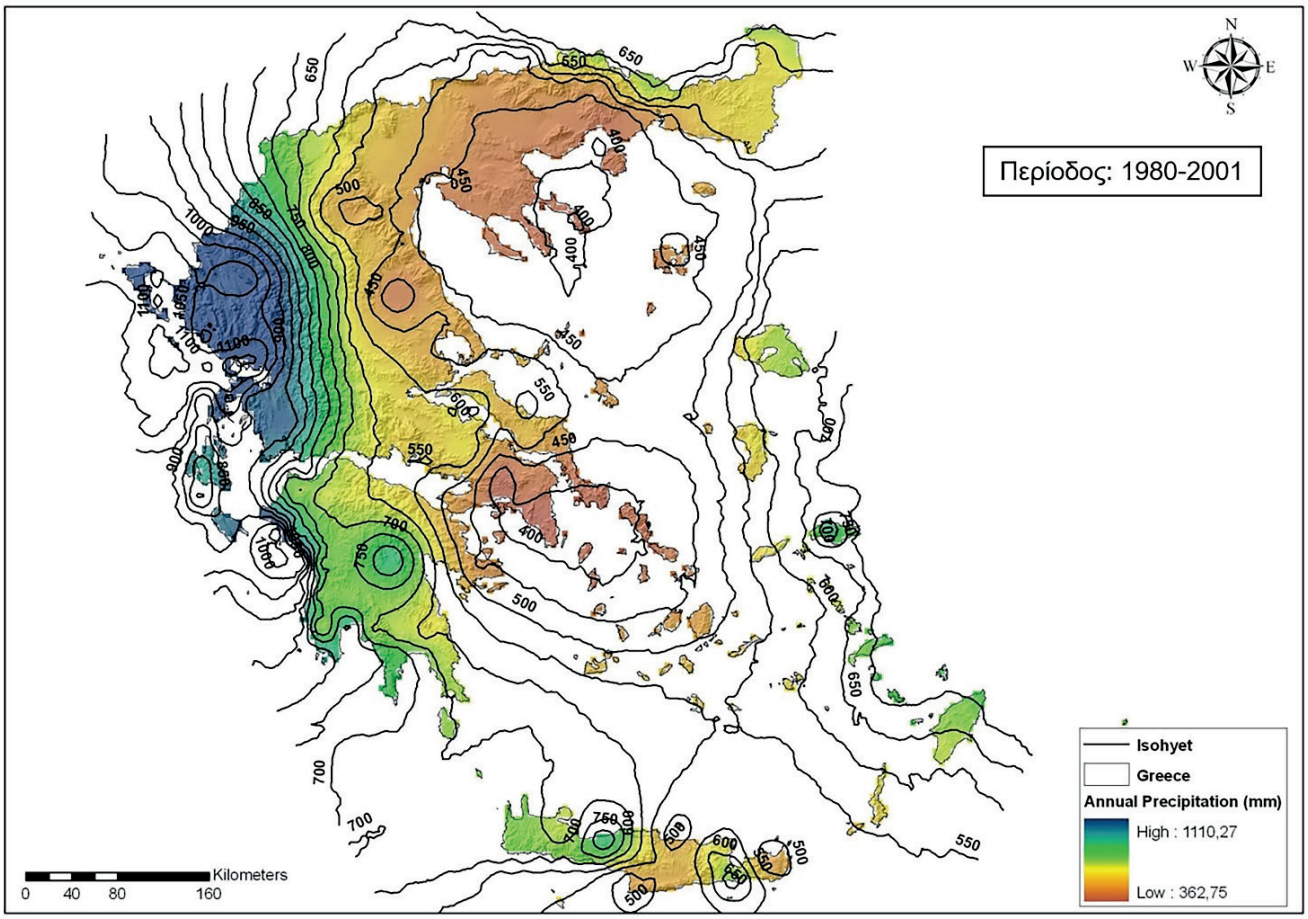
Το (Σχήμα 1.13) απεικονίζει τη σημαντική χωρική μεταβλητότητα της μέσης ετήσιας θερμοκρασίας του αέρα στην Ελλάδα. Το εύρος θερμοκρασίας υπερβαίνει τους 11,5°C, με την ελάχιστη θερμοκρασία να εντοπίζεται στις βορειοδυτικές περιοχές και τη μέγιστη στις νοτιοανατολικές περιοχές. Τα ολικά μέγιστα της θερμοκρασίας εντοπίζονται στα νησιά της ανατολικής Κρήτης και της Ρόδου, όπου η μέση ετήσια θερμοκρασία του αέρα φτάνει τους 20°C, ενώ οι απόλυτα ελάχιστες θερμοκρασίες βρίσκονται στις βορειοδυτικές και βορειοανατολικές ηπειρωτικές περιοχές της Ελλάδας, με τιμές περίπου στους 8,5°C.

Η χωρική διακύμανση της σχετικής υγρασίας στην Ελλάδα παρουσιάζει σημαντική μεταβλητότητα κατά τη διεύθυνση Δύση-Ανατολή (Σχήμα 1.14). Τα όρη της Πίνδου λειτουργούν ως φυσικό εμπόδιο που χωρίζει το υγρότερο δυτικό τμήμα από το ξηρότερο ανατολικό τμήμα της ελληνικής χερσονήσου. Ωστόσο, τα απόλυτα μέγιστα της υγρασίας του αέρα εντοπίζονται στις βόρειες περιοχές της Ελλάδας, που προκαλούνται κυρίως από τη διέλευση μετωπικών επιφανειών μεταφέροντας σημαντική ποσότητα υγρασίας.



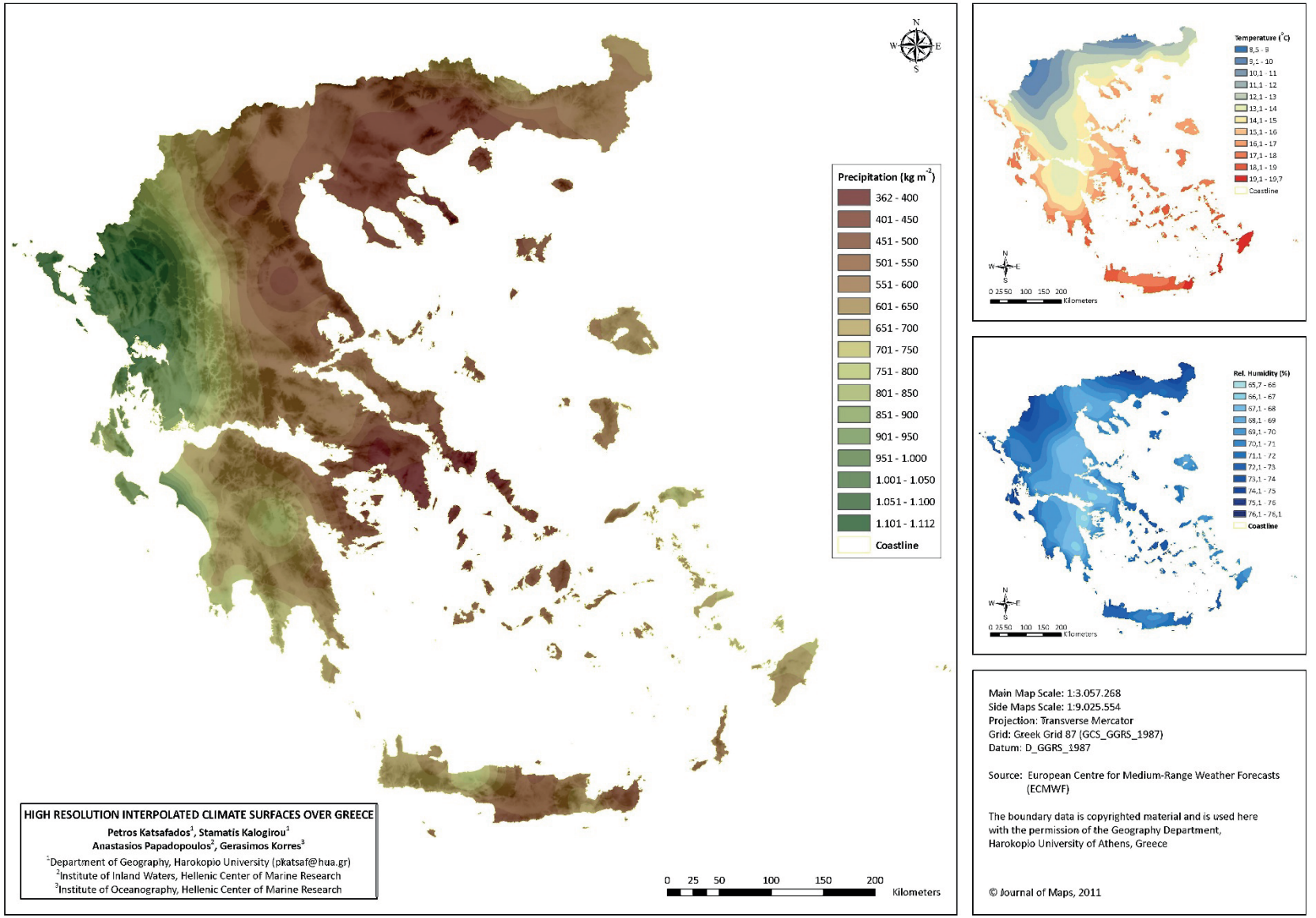
Σχήμα 1.14 *Κλιματικός άτλαντας της μέσης ετήσιας σχετικής υγρασίας (%) κοντά στην επιφάνεια, για την περίοδο 1990-2007 (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

Παρόμοια με τη σχετική υγρασία, η μέση ετήσια βροχόπτωση παρουσιάζει σημαντική χωρική μεταβλητότητα από τη Δύση προς την Ανατολή (Σχήμα 1.15). Οι βροχοπτώσεις, που προκαλούνται στο βορειοδυτικό τμήμα της Ελλάδας, προέρχονται κυρίως από τον μηχανισμό της ορεογραφικής ανύψωσης των αερίων μαζών στην προσήνεμη πλευρά της οροσειράς της Πίνδου. Αυτή η ανύψωση ψύχει αδιαβατικά τις αέριες μάζες και οδηγεί στον σχηματισμό νεφών και τελικά στην ανάπτυξη μονοκυτταρικών ή πολυκυτταρικών καταιγίδων. Επιπλέον, η Δυτική Ελλάδα βρίσκεται στις τροχιές των μεσογειακών κυκλωνικών συστημάτων, συνοδευόμενων από μετωπικές επιφάνειες που ευθύνονται για τα μεγάλα ύψη κατακρημνισμάτων, ιδιαίτερα το φθινόπωρο και τον χειμώνα που υπερβαίνουν τα 1.000mm. Όπως φαίνεται στον χάρτη του (Σχήματος 1.15), μεγάλα ποσά ετήσιων βροχοπτώσεων εντοπίζονται επίσης, στη Δυτική Πελοπόννησο και τη Ροδόπη, ενώ η μέση βροχόπτωση στην Ανατολική Ελλάδα κυμαίνεται μεταξύ 350mm και 500mm.



Σχήμα 1.15 *Κλιματικός άτλαντας της μέσης ετήσιας αθροιστικής βροχόπτωσης (mm), για την περίοδο 1980-2001 (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

Σύνοψη των παραπάνω στοιχείων για τη θερμοκρασία, τη σχετική υγρασία κοντά στην επιφάνεια, καθώς και για τη βροχόπτωση, παρουσιάζεται στον εποπτικό κλιματικό άτλαντα που ακολουθεί (Katsafados et al., 2012).



Σχήμα 1.16 *Κλιματικός άτλαντας βροχόπτωσης (αριστερά), θερμοκρασίας (πάνω δεξιά) και υγρασίας (κάτω δεξιά) για τον ελλαδικό χώρο (Katsafados et al., 2012).*

Βιβλιογραφία/Αναφορές

Ahrens, C. D. (2006). *Meteorology Today* (8th ed.). Brooks Cole.

Beck, H., Zimmermann, N., McVicar, T., Vergopolan, N., Berg, A., & Wood, E.F. (2018). Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution. *Sci. Data*. *5*, 180214. https://doi.org/10.1038/sdata.2018.214

Chameides, W., & Walker, J. C. G. (1973). A photochemical theory of tropospheric ozone. *J. Geophys. Res*., *78*(36), 8751– 8760. https://doi.org/10.1029/JC078i036p08751

Chen, D. & Chen, W.H. (2013). Using the Köppen Classification to Quantify Climate Variation and Change: An Example for 1901-2010. *Environ. Dev.*, *6*, 69-79. http://dx.doi.org/10.1016/j.envdev.2013.03.007

Ciais, P., Sabine, C., Bala, G., Bopp, L., Brovkin, V., Canadell, J. et al. (2014). Carbon and Other Biogeochemical Cycles Supplementary Material. In T. F. Stocker, D. Qin, G. K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung et al. (Eds.), Climate Change 2013: *The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth As-sessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 465-570). Cambridge University Press.

Flocas, H. A., Simmonds, I., Kouroutzoglou, J., Keay, K., Hatzaki, M., & Asimakopoulos, D. B. (2010). On cyclonic tracks over the eastern Mediterranean. *J. Clim*., *23*, 5243–5257. https://doi.org/10.1175/2010JCLI3426.1

Godev, N. (1971). Anticyclonic activity over south Europe and its relationship to orography. J. *Appl. Meteor*., *10*, 1097–1102. https://doi.org/10.1175/1520-0450(1971)010<1097:AAOSEA>2.0.CO;2

Harris, S.A. (2019). *The Subdivision, Dynamics, and History of the Late Wisconsin Cold Event in Northeast Asia and Northern North America during the Last 75 ka B.P*. 18th International Conference on Cold Regions Engineering & 8th Canadian Permafrost Conference, Quebec City, Canada. https://doi.org/10.1061/9780784482599.066

IPCC (2001). *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press.

Katsafados, P., Kalogirou, S., Papadopoulos, A., & Korres, G. (2012). Mapping long-term atmospheric variables over Greece. *J. of Maps*. *8*(2), 181-184. https://doi.org/10.1080/17445647.2012.694273

Makrogiannis, T. J., & Giles, B. D. (1980). Frequencies, individual, and mean tracks of moving anticyclones over south-east Europe. *J. Meteor*., *5*, 240-248.

Musaoglu, N., Turkes, M., & Ozcan, O. (2015). *Implementing Vulnerability Assessment to Climate Change of the Mediterranean Forest Ecosystem in the Pilot Site of Düzlerçamı, Turkey.* FFEM Project Report. https://www.researchgate.net/publication/276271847_Implementing_Vulnerability_Assessment_to_Climate_Change_of_the_Mediterranean_Forest_Ecosystem_in_the_Pilot_Site_of_Duzlercami_Turkey/citations

Κριτήρια αξιολόγησης με απαντήσεις

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Τι κλιματικά χαρακτηριστικά αντιπροσωπεύει η κλιματική ζώνη Af;

Απάντηση/Λύση

Η κλιματική ζώνη Af αντιπροσωπεύει ζεστό, τροπικό κλίμα Α με βροχοπτώσεις ομοιόμορφα κατανεμημένες καθ' όλη τη διάρκεια του έτους (f).

Κριτήριο αξιολόγησης 2

Τα ξηρά και ημίξηρα κλίματα σε ποιες περαιτέρω υποκατηγορίες χωρίζονται;

Απάντηση/Λύση

Τα ξηρά και ημίξηρα κλίματα Β χωρίζονται σε δύο κατηγορίες:

- στην ξηρή, ερημική (BW),
- στην ημίξηρη (BS).

Κριτήριο αξιολόγησης 3

Ποιοι κλιματικοί τύποι βρίσκονται κοντά στον Ισημερινό;

Απάντηση/Λύση

Ο κλιματικός τύπος Α βρίσκεται πιο κοντά στον Ισημερινό. Αυτός ο τύπος χαρακτηρίζεται από υψηλές θερμοκρασίες κατά τη διάρκεια όλου του χρόνου, με μέση θερμοκρασία πάνω από 18°C.

Κριτήριο αξιολόγησης 4

Επιλέξτε μία σωστή απάντηση.

Η κλιματική ταξινόμηση κατά Köppen βασίζεται:

- **στην εξάτμιση και στην κατακρήμνιση,**
- **στη θερμοκρασία και στη βροχόπτωση,**
- **στην ηλιακή ακτινοβολία και στη θερμοκρασία,**
- **στον τύπο Köppen.**

Απάντηση/Λύση

Η σωστή απάντηση είναι η δεύτερη, δηλαδή η κλιματική ταξινόμηση κατά Köppen βασίζεται στη θερμοκρασία και στη βροχόπτωση.

Κριτήριο αξιολόγησης 5

Επιλέξτε μία σωστή απάντηση.

Το πεζό γράμμα f, όπως Af, Cf και Df, στην κλιματική ταξινόμηση Köppen αντιπροσωπεύει:

- **τις βροχοπτώσεις κυρίως το φθινόπωρο,**
- **τις βροχοπτώσεις κυρίως τον χειμώνα,**
- **τις βροχοπτώσεις κυρίως το καλοκαίρι,**
- **τις βροχοπτώσεις όλο τον χρόνο.**

Απάντηση/Λύση

Η σωστή απάντηση είναι η τέταρτη δηλαδή το πεζό γράμμα f αντιπροσωπεύει τις βροχοπτώσεις όλο τον χρόνο.

Κριτήριο αξιολόγησης 6

Επιλέξτε μία σωστή απάντηση.

Πώς δηλώνεται το ερημικό κλίμα στην κλιματική ταξινόμηση Köppen;

- **BS,**
- **BW,**
- **Cs,**
- **Cw.**

Απάντηση/Λύση

Η σωστή απάντηση είναι η πρώτη, δηλαδή το ερημικό κλίμα στην κλιματική ταξινόμηση Köppen δηλώνεται ως BS.

Κριτήριο αξιολόγησης 7

Επιλέξτε μία σωστή απάντηση.

Το σύστημα ταξινόμησης κλίματος Köppen βασίζεται στην ομαδοποίηση:

- **του πληθυσμού,**
- **των εδαφών,**
- **των ζώων,**
- **των φυτών.**

Απάντηση/Λύση

Η σωστή απάντηση είναι η τελευταία, δηλαδή το σύστημα ταξινόμησης κλίματος Köppen βασίζεται στην ομαδοποίηση των φυτών.

Κριτήριο αξιολόγησης 8

Επιλέξτε μία σωστή απάντηση.

Στην Ασία των τροπικών μουσώνων, όπου υπάρχει έντονη εποχική αλλαγή στα ποσά βροχοπτώσεων, ο τύπος κλίματος κατά Köppen είναι:

- **Am,**
- **Af,**
- **Cm,**
- **mT.**

Απάντηση/Λύση

Η σωστή απάντηση είναι η πρώτη, δηλαδή το Am.

Κριτήριο αξιολόγησης 9

Επιλέξτε μία σωστή απάντηση.

Η θερμοκρασία στα νησιά Φώκλαντ, στον νότιο Ατλαντικό, δεν υπερβαίνει ποτέ τους 10°C. Να βρεθεί σε ποια από τις παρακάτω κλιματικές κατηγορίες κατά Köppen ανήκουν οι παραπάνω περιοχές:

- **Dw,**
- **Df,**
- **ET,**
- **EF.**

Απάντηση/Λύση

Η σωστή απάντηση είναι η τρίτη, δηλαδή στις ET.

Κριτήριο αξιολόγησης 10

Επιλέξτε μία σωστή απάντηση.

Στα ψηλά βουνά, όπου τα δάση περιορίζονται από το ψύχος, οι δεντροστοιχίες παραμένουν σε υψόμετρο όπου:

- **οι καλοκαιρινές θερμοκρασίες είναι 10°C ή χαμηλότερες,**
- **οι θερμοκρασίες κατά τη διάρκεια του χειμώνα είναι 10°C ή χαμηλότερες,**
- **οι θερμοκρασίες κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού είναι χαμηλότερες από 0°C,**
- **οι θερμοκρασίες κατά τη διάρκεια του χειμώνα είναι χαμηλότερες από 0°C.**

Απάντηση/Λύση

Η σωστή απάντηση είναι η πρώτη, δηλαδή στα ψηλά βουνά, όπου τα δάση περιορίζονται από το ψύχος, οι δεντροστοιχίες παραμένουν σε υψόμετρο, όπου οι καλοκαιρινές θερμοκρασίες είναι έως 10°C.

Κριτήριο αξιολόγησης 11

Επιλέξτε μία σωστή απάντηση.

Το Μεσογειακό κλίμα (Cs) απαντάται γενικά:

- **στις ανατολικές ακτές των ηπείρων, κοντά στις υποτροπικές περιοχές,**
- **στις δυτικές ακτές των ηπείρων, κοντά στις υποτροπικές περιοχές,**
- **κοντά στις μεγάλες λίμνες της βόρειας Αμερικής,**
- **μόνο στη νότια Ευρώπη.**

Απάντηση/Λύση

Η σωστή απάντηση είναι η δεύτερη, δηλαδή το Μεσογειακό κλίμα (Cs) απαντάται γενικά στις δυτικές ακτές των ηπείρων, κοντά στις υποτροπικές περιοχές.

Κριτήριο αξιολόγησης 12

Αναφέρετε 5 ανθρώπινες δραστηριότητες που επηρεάζονται από τις κλιματικές συνθήκες. Να τεκμηριώσετε τις απαντήσεις σας.

Απάντηση/Λύση

Ενδεικτικά, από το κλίμα επηρεάζεται:

- η διαθεσιμότητα του νερού,
- η μετατροπή εδαφών σε άγονα (ερημοποίηση),
- η οικονομική ανάπτυξη,
- η μετανάστευση,
- ο τουρισμός.

Κριτήριο αξιολόγησης 13

Ποια είναι τα κύρια στοιχεία του κλιματικού συστήματος;

Απάντηση/Λύση

Τα κύρια στοιχεία του κλιματικού συστήματος είναι:

- η Ατμόσφαιρα,
- η Υδρόσφαιρα,
- η Κρυόσφαιρα,
- η Λιθόσφαιρα,
- η Βιόσφαιρα.

Κριτήριο αξιολόγησης 14

Ποιες παραδοχές γίνονται στο μονοκυτταρικό μοντέλο παγκόσμιας κυκλοφορίας;

Απάντηση/Λύση

Στο μονοκυτταρικό μοντέλο γίνονται οι εξής παραδοχές:

- Η επιφάνεια της Γης καλύπτεται ομοιόμορφα με νερό, ώστε να μην παίζει ρόλο η διαφορική θέρμανση μεταξύ ξηράς και θάλασσας.
- Ο Ήλιος βρίσκεται πάντα ακριβώς πάνω από τον Ισημερινό, για να μην υπάρχει εποχιακή μετατόπιση των ανέμων.
- Η Γη δεν περιστρέφεται γύρω από τον άξονά της, ώστε η μόνη δύναμη που επιδρά στην ατμοσφαιρική κυκλοφορία να είναι η δύναμη βαροβαθμίδας.

Κεφάλαιο 2

Σύνοψη
Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο παρουσιάζονται οι έννοιες της κλιματικής μεταβλητότητας και της κλιματικής αλλαγής, καθώς και σύγχρονες θεωρήσεις των δυναμικών αναδράσεων σε εξωγενείς παράγοντες του συστήματος. Αναλύονται οι διαφορές και οι ομοιότητες μεταξύ τους και ο ρόλος της ανθρωπογενούς δραστηριότητας. Επίσης, παρουσιάζονται τα βασικά χαρακτηριστικά σημαντικών κλιματικών φαινομένων, όπως η Νότια Κύμανση El Niño, η ταλάντωση του Βόρειου Ατλαντικού, η Μουσωνική δραστηριότητα και η διακύμανση του στρατοσφαιρικού όζοντος που επηρεάζει σημαντικά το παγκόσμιο κλίμα.

Προαπαιτούμενη γνώση
Προαπαιτούμενη γνώση για το συγκεκριμένο κεφάλαιο θεωρείται η εισαγωγή στη Φυσική Κλιματολογία (1ο Κεφάλαιο).

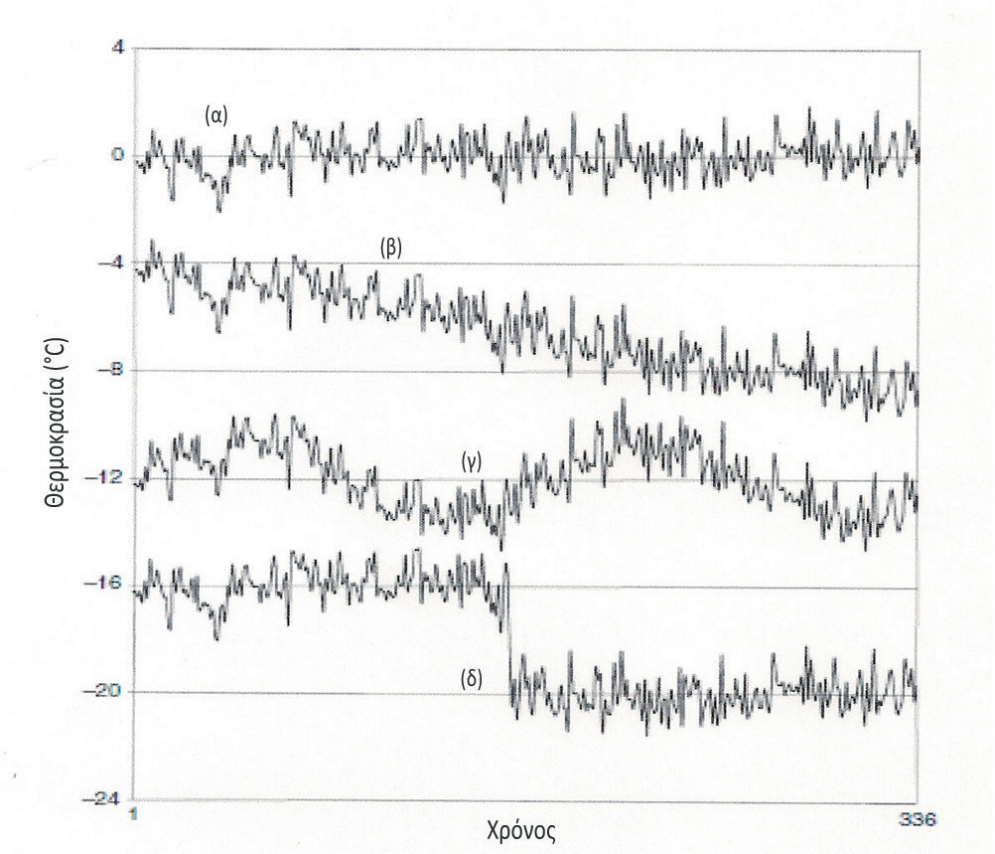
2 Κλιματική Αλλαγή και Παγκόσμια Κλιματικά Φαινόμενα

2.1 Κλιματική Μεταβλητότητα

Ως *κλιματική μεταβλητότητα* χαρακτηρίζεται η διακύμανση των μέσων τιμών (τυπικών αποκλίσεων, ακρότατων τιμών κ.ά.) 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*).

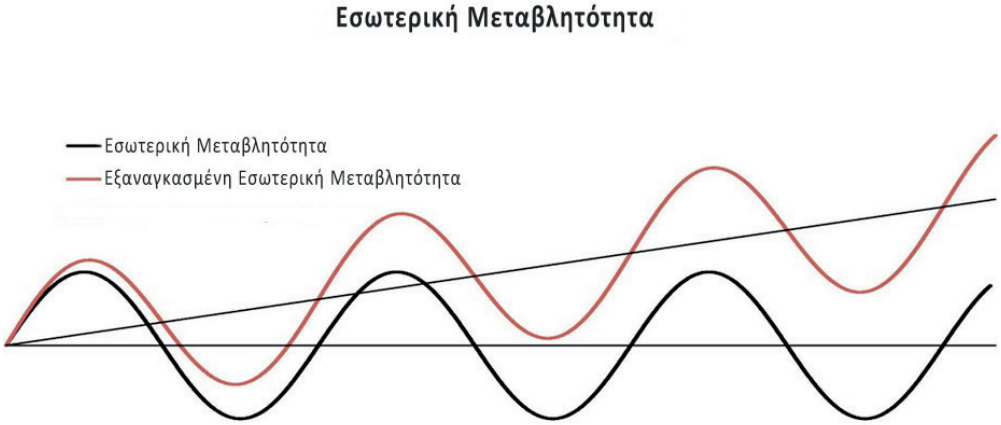
Γνωστά παραδείγματα εσωτερικής κλιματικής μεταβλητότητας αποτελούν τα φαινόμενα της Νότιας Ταλάντωσης El Niño (El Niño Southern Oscillation-ENSO) και La Niña, η ταλάντωση του βορείου Ατλαντικού (North Atlantic Oscillation-NAO), που παρουσιάζονται στις Παραγράφους 2.2 και 2.3. Ειδικά σε αναφορές κλιματικών φαινομένων, το όριο μεταξύ εσωτερικών και εξωτερικών διεργασιών είναι σχετικά ασαφές, με δεδομένο πως το κλιματικό σύστημα της Γης 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 στη θερμόαλη ωκεάνια κυκλοφορία.

Όμως, υπάρχει διαφορά μεταξύ της κλιματικής αλλαγής και της μεταβλητότητας; Η απάντηση, όπως αναφέρθηκε, έγκειται στον χρόνο. Για παράδειγμα, οι μεσοπαγετώδεις περίοδοι αν και αποτελούν τα πλέον αντιπροσωπευτικά συμβάντα κλιματικής αλλαγής και 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, φαινόμενα όπως το ENSO, το La Niña, το NAO κ.ά., 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 2.1 απεικονίζεται η διαφορά της κλιματικής μεταβλητότητας (α) και (γ), από την κλιματική αλλαγή (β) και (δ).



Σχήμα 2.1 *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) (τροποποίηση από Burroughs, 2007).*

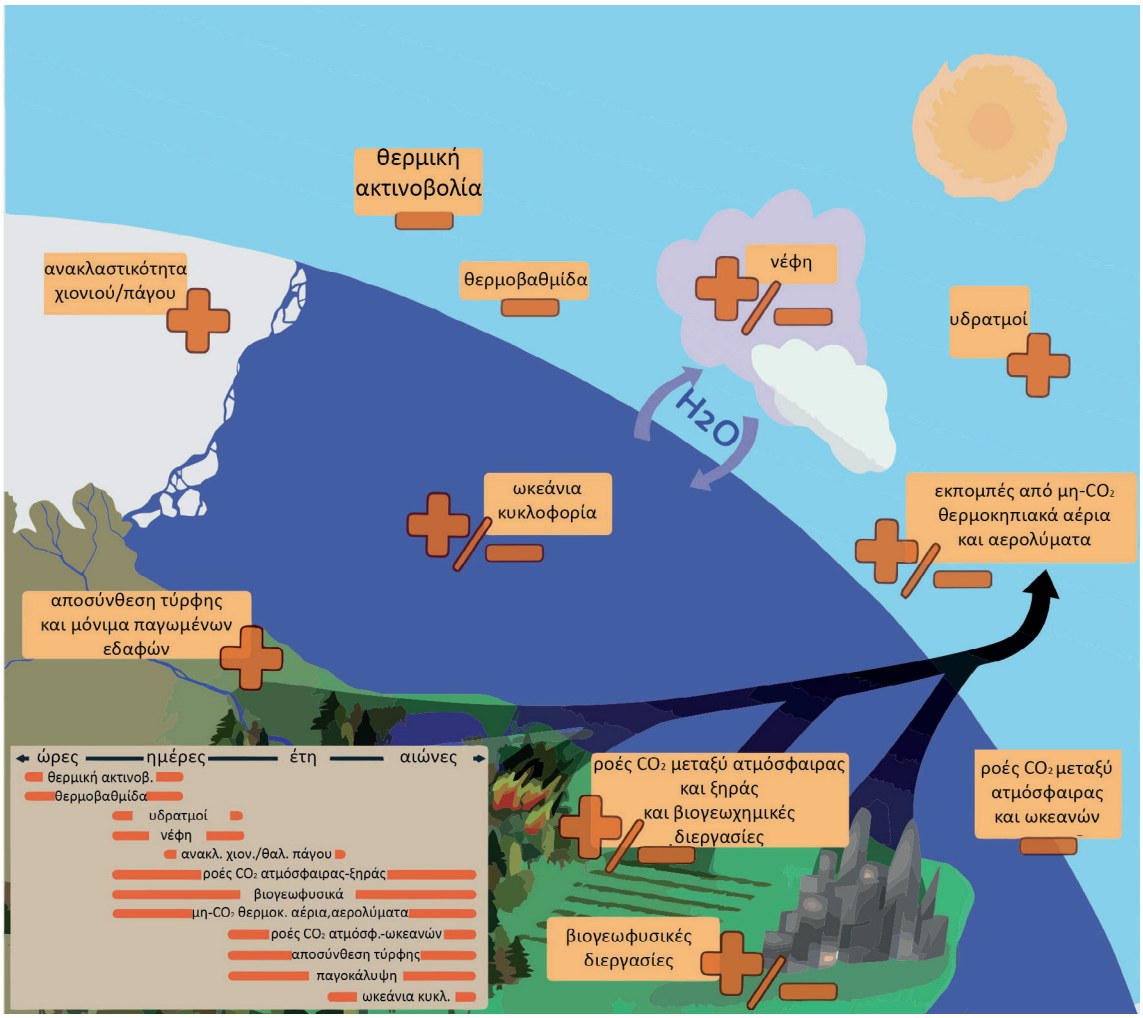
Όπως φαίνεται και στο Σχήμα 2.2, η εσωτερική μεταβλητότητα εξαρτάται από τους εξωτερικούς εξαναγκαστικούς μηχανισμούς. Η εσωτερική μεταβλητότητα ουσιαστικά, μεταφέρει ενέργεια, χωρίς να υπάρχει σημαντική «καθαρή» ενεργειακή μεταβολή, αφού σύμφωνα με τους νόμους της Θερμοδυναμικής, η ενέργεια ούτε δημιουργείται, 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.



Σχήμα 2.2 *Διαφοροποίηση της εσωτερικής κλιματικής μεταβλητότητας με την επιβολή εξωτερικού εξαναγκασμού (τροποποίηση από Intergovernmental Panel on Climate Change-IPCC, 2013).*

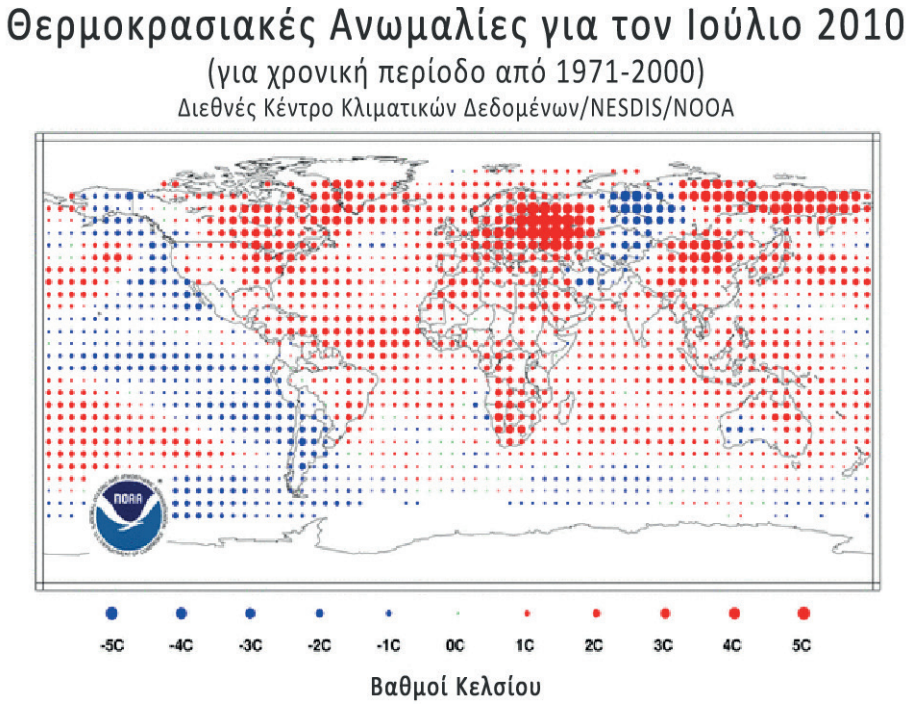
Υπάρχουν πολλοί μηχανισμοί ανάδρασης στο κλιματικό σύστημα που μπορούν ενισχύσουν (θετική ανάδραση) ή να εξασθενίσουν (αρνητική ανάδραση) τις επιδράσεις μία αλλαγής στο κλίμα. Ένα παράδειγμα ενίσχυσης είναι η ανάδραση των υδρατμών, όπου μία αύξηση της επιφανειακής θερμοκρασίας οδηγεί σε αύξηση της συγκέντρωσης των υδρατμών στην ατμόσφαιρα (Σχήμα 2.3). Οι υδρατμοί όμως, είναι ένα ισχυρό θερμοκηπικό αέριο και η αύξηση της συγκέντρωσής τους ενισχύει το φαινόμενο του θερμοκηπίου οδηγώντας τελικά σε περαιτέρω αύξηση της επιφανειακής θερμοκρασίας. Η ανάδραση της ανακλαστικότητας των καλυμμένων με πάγο 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 CO_2 και την αύξηση της θερμοκρασίας, εμφανίζουν αρνητικές αναδράσεις, όπως της θερμικής ακτινοβολίας, της θερμοβαθμίδας και των ροών εναλλαγής CO_2 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 CO_2 μεταξύ ατμόσφαιρας και ξηράς και εκπομπών μη θερμοκηπικών αερίων και αερολυμάτων 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 2.3 *Κλιματικές αναδράσεις (θετικές και αρνητικές) και οι χρονικές περίοδοι εξέλιξής τους (τροποποίηση από Intergovernmental Panel on Climate Change-IPCC, 2013).*

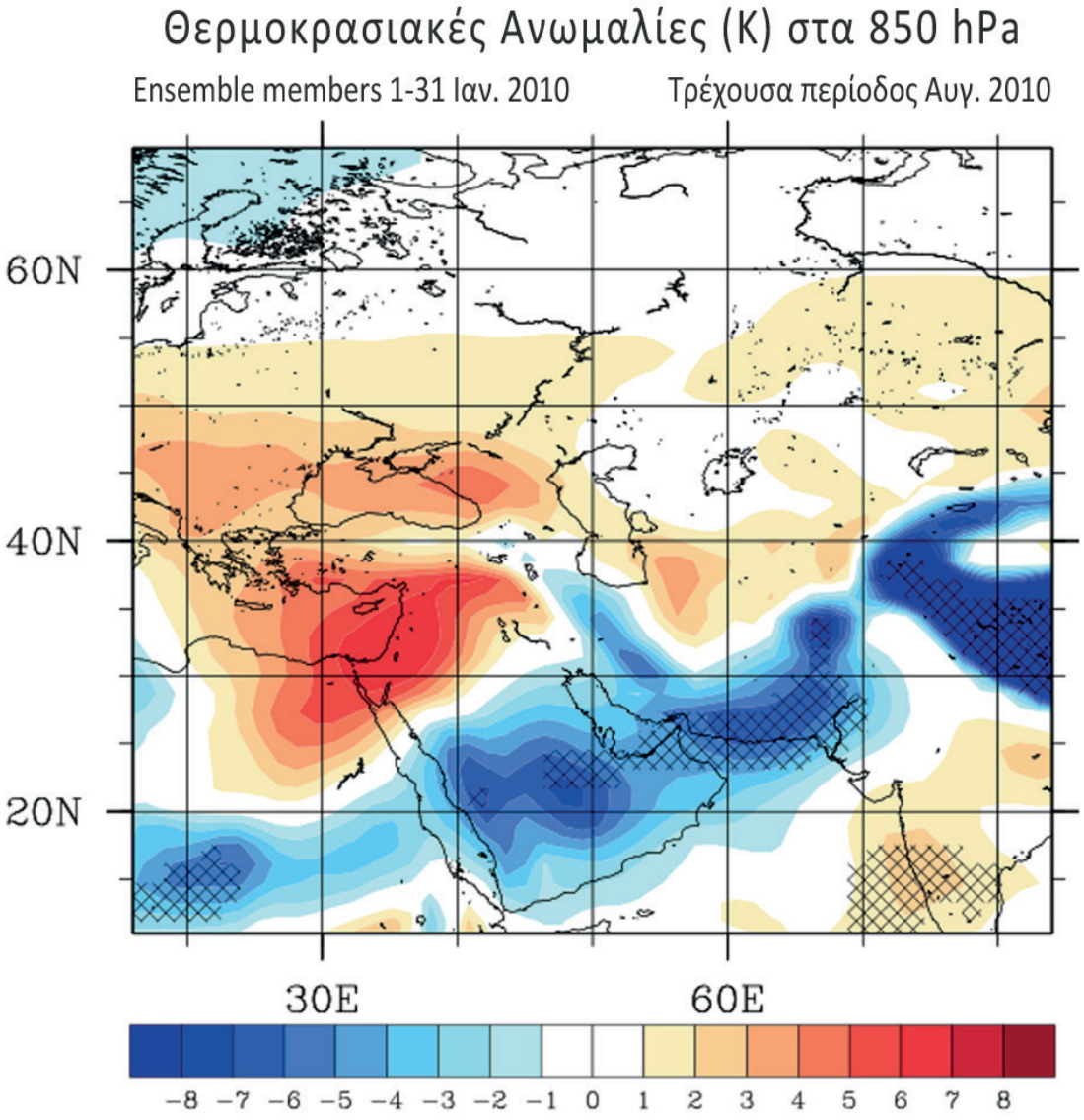
Τα περισσότερα στοιχεία από όσα είναι γνωστά για την κλιματική μεταβλητότητα, είναι βασισμένα σε αριθμητικά πειράματα με τη χρήση κλιματικών μοντέλων. Έστω δύο σετ πειραμάτων: το ένα εκπονείται με χρήση οριακών συνθηκών (π.χ. επιφανειακή θερμοκρασία θάλασσας, υγρασία εδάφους κ.ά.) διακυμαινόμενες ανά έτος με βάση ιστορικά δεδομένα, για ένα μεγάλο χρονικό εύρος π.χ. για τον 20ο αιώνα, και το άλλο εκπονείται 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. Μέσα 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 τα τροπικά τμήματα των ωκεανών) και με την αλληλεπίδραση μεταξύ των μέσων (π.χ. αλληλεπίδραση θάλασσας-ατμόσφαιρας). Στις πιο ρεαλιστικές προσομοιώσεις, οι διακυμάνσεις που αφορούν τα 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 2.4 παρουσιάζεται δείγμα θερμοκρασιακών ανωμαλιών για τον Ιούλιο του 2010, με βάση την κλιματολογία της περιόδου από το 1971 μέχρι το 2000.



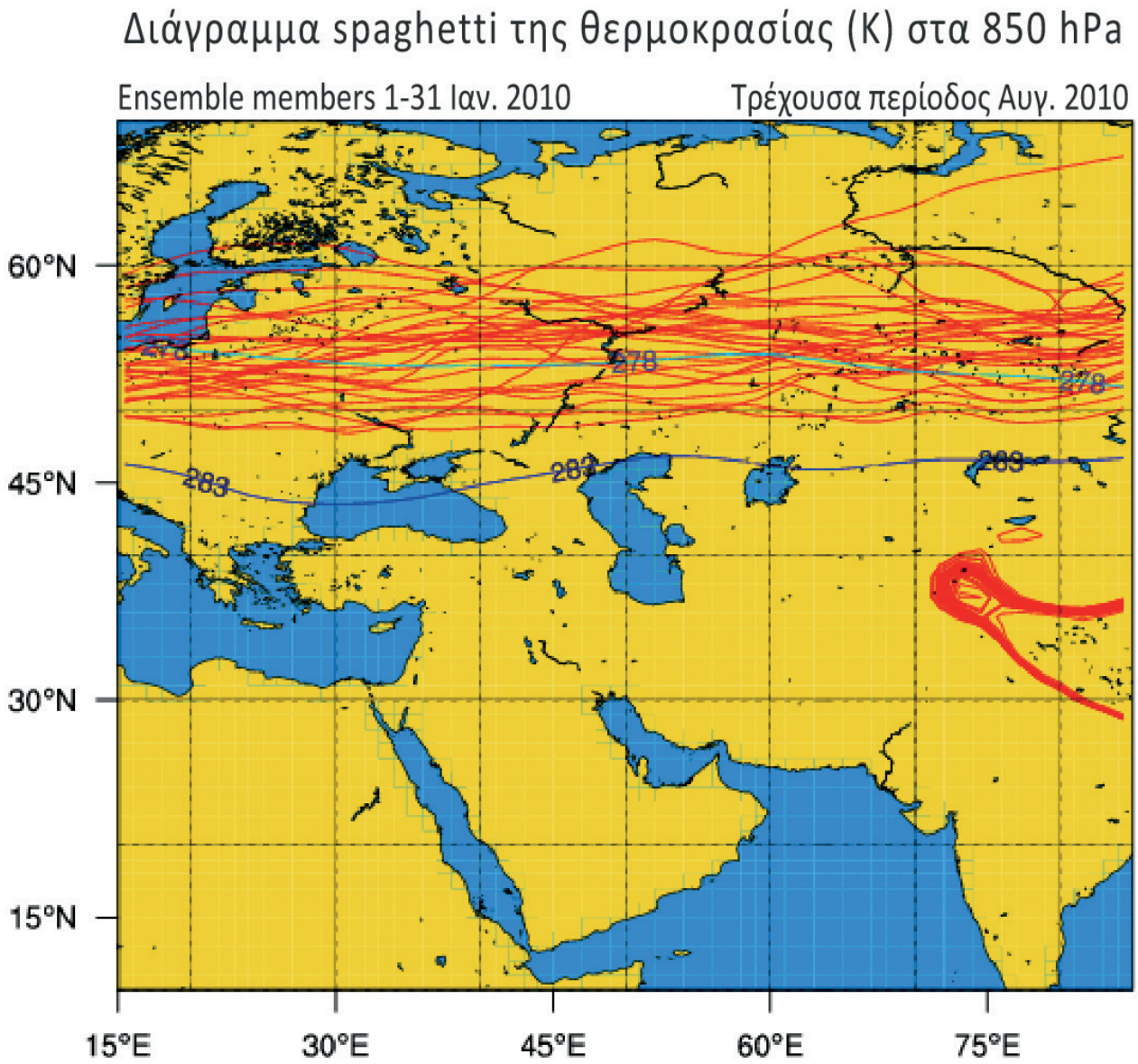
Σχήμα 2.4 *Ανωμαλίες θερμοκρασίας του Ιουλίου 2010 σε σχέση με την περίοδο 1971-2000 (τροποποίηση από National Oceanic and Atmospheric Administration-NOAA).*

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 & 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 περιορισμένης 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 2.5 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 τύπου spaghetti (Σχήμα 2.6).



Σχήμα 2.5 *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 2.6 *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 ºK και η κυανή καμπύλη στην ισόθερμη των 278 ºK από τις κλιματολογικές τιμές της βάσης δεδομένων NCEP/NCAR (τροποποίηση από Katsafados et al.,2014).*

Γνωστά παραδείγματα σύγχρονων κλιματικών διαταραχών που συνδέονται με την εσωτερική κλιματική μεταβλητότητα, 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), καθώς και η Μουσωνική δραστηριότητα. Εκτός από τη ρύθμιση της υπερθέρμανσης της περιοχής, ορισμένα κλιματικά φαινόμενα προβλέπεται επίσης, να αλλάξουν στο μέλλον, γεγονός που μπορεί να οδηγήσει σε περαιτέρω επιπτώσεις στα περιφερειακά κλίματα.

2.2 Νότια Ταλάντωση El Niño (ENSO)

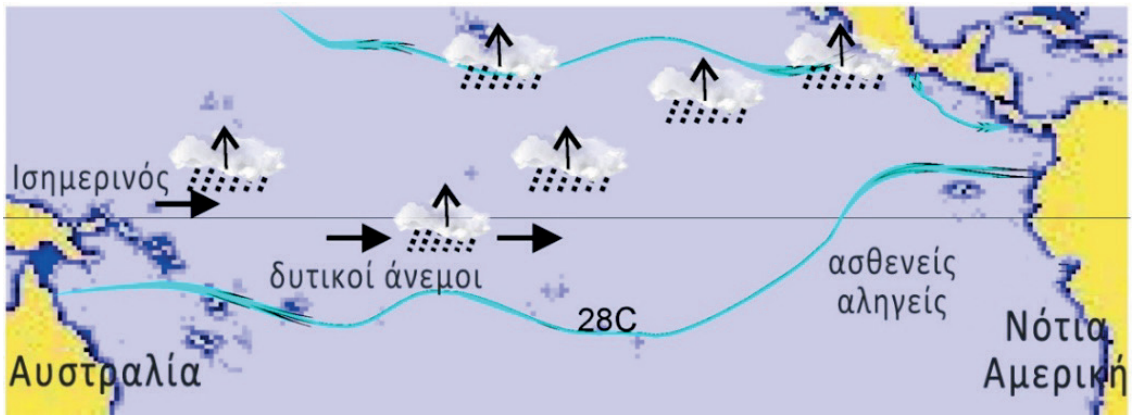
Η *Νότια Ταλάντωση El Niño* (ENSO) είναι το όνομα που δίνεται στην περιστασιακή ανάπτυξη των θερμών ωκεάνιων υδάτων επιφάνειας, κατά μήκος των ακτών του Ισημερινού και του Περού. Το ENSO εμφανίζεται ως η σημαντικότερη ωκεάνια κύμανση με περίοδο από δύο έως επτά έτη, στις ισημερινές περιοχές του Ειρηνικού Ωκεανού. Στη συγκεκριμένη περιοχή, η ωκεάνια κυκλοφορία επηρεάζεται κυρίως, από ανατολικών διευθύνσεων ζωνικούς (αληγείς) ανέμους. Ανάλογη διεύθυνση παρουσιάζουν τα ωκεάνια

ρεύματα με ταχύτητα διάδοσης 10-30cm s^{-1}. Στην πραγματικότητα, οι αληγείς άνεμοι 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 υδάτινων μαζών (28-29°C) προς τα δυτικά, σε συνδυασμό με την άνοδο ψυχρότερων υδάτων (22-24°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 50cm. Κατά τη διάρκεια απουσίας El Niño, η επιφανειακή θερμοκρασία θάλασσας στον τροπικό Ειρηνικό κυμαίνεται μεταξύ 6°C και 8°C υψηλότερα στα δυτικά από 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 από 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.

Κάθε δύο έως επτά έτη και συνήθως τον Δεκέμβριο παρατηρείται εξασθένηση των αληγών ανέμων, επιφέροντας με αυτό 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.

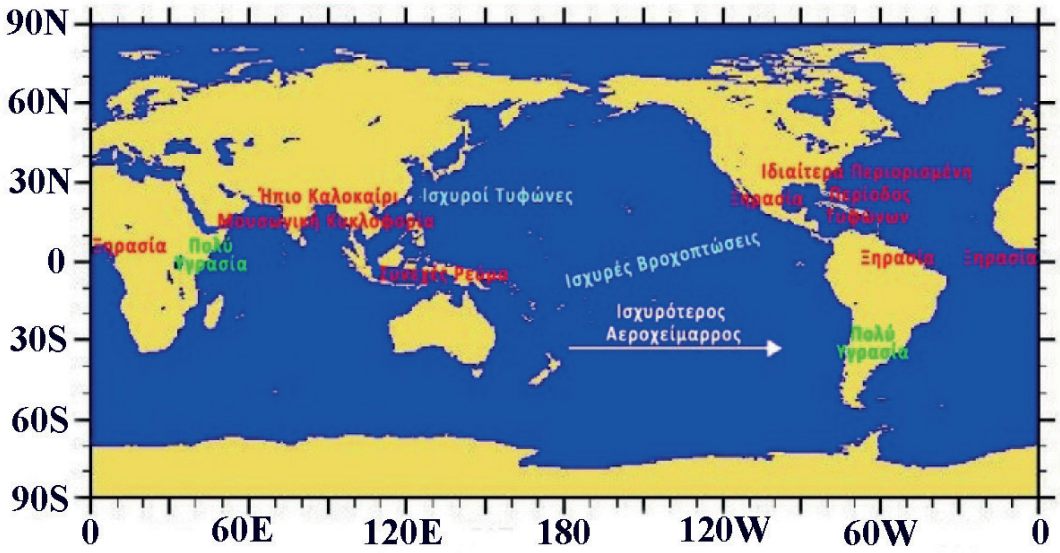
Οι διαταραχές που εντοπίζονται στους τροπικούς προέρχονται κυρίως, από διάδοση ωκεάνιων κυματισμών ανάμεσα στις δυτικές και στις ανατολικές περιοχές. Στον Ισημερινό επικρατούν οι κυματισμοί Kelvin οι οποίοι διαδίδονται προς τα ανατολικά, και οι κυματισμοί Rossby οι οποίοι αναπτύσσονται και εγκλωβίζονται κατά μήκος του Ισημερινού και εξασθενούν καθώς απομακρύνονται από αυτόν. Η παγίδευση των συγκεκριμένων κυματισμών γύρω από τον Ισημερινό οφείλεται στη 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 2,5m s^{-1}. Οι συγκεκριμένοι κυματισμοί ανακλώμενοι, λαμβάνουν ΒΔ και ΝΔ διευθύνσεις υπό μορφή κυματισμών Rossby, με αντίστοιχη ταχύτητα διάδοσης 1m s^{-1}. Το έτος 1997 παρατηρήθηκε ανάπτυξη του φαινομένου ENSO με ένταση που 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 2.7). Η συγκεκριμένη διαταραχή επέφερε αρχικά την άνοδο της στάθμης της θάλασσας κατά 10cm στις ακτές της Νοτίου Αμερικής (Slingo, 1998). Το φαινόμενο ενισχύθηκε τους επόμενους μήνες και παρουσίασε μέγιστη ένταση κατά την περίοδο Νοεμβρίου-Δεκεμβρίου 1997. Προς το τέλος του έτους, θερμότερες υδάτινες μάζες (4-5°C άνω της μέσης κλιματικής τιμής) συσσωρεύτηκαν στις ανατολικές περιοχές, και σε συνδυασμό με την άνοδο της μέσης στάθμης θάλασσας κατά 20cm, εμπόδισαν 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 20cm (Kessler et al., 1995).



Σχήμα 2.7 *Σχηματική αναπαράσταση του φαινομένου ENSO, το οποίο συνδυάζεται με εξασθένηση των αληγών ανέμων κατά μήκος του Ισημερινού και εμφάνιση ισχυρών ζωνών σύγκλισης (τροποποίηση από Κατσαφάδος, 2003).*

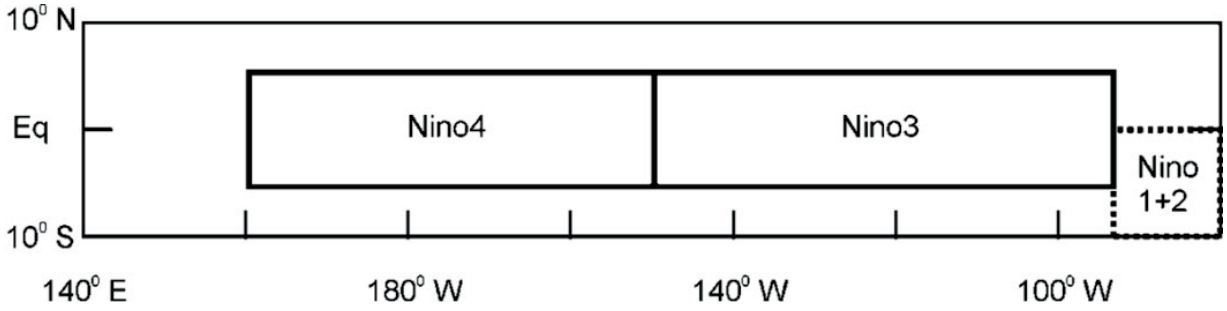
Τη συγκεκριμένη περίοδο, το σύνολο του κλιματικού συστήματος είχε διαταραχθεί, λόγω της εναλλαγής ιδιαίτερα σημαντικών ποσοτήτων ενέργειας ανάμεσα στον ωκεανό και την ατμόσφαιρα. Η διαταραχή του συστήματος εκφράστηκε με σημαντική ελάττωση των βροχοπτώσεων και εμφάνιση περιόδων ξηρασίας στις δυτικές περιοχές, καθώς και με ανάλογη ενίσχυση της υγρασίας και των βροχοπτώσεων στις ανατολικές περιοχές (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 εκτιμώνται 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 Νοτίου Αμερικής, όπως η Χιλή και η Αργεντινή, εμφάνισαν ιδιαίτερα υψηλά ποσά βροχόπτωσης κατά το διάστημα Ιουνίου-Δεκεμβρίου 1997. Ανάλογα, ισχυρές βροχοπτώσεις παρατηρήθηκαν σε περιοχές της Ανατολικής Αφρικής, όπως η Κένυα και η Σομαλία. Στις ανατολικές ακτές της Κεντρικής και Νοτίου Αμερικής εντοπίστηκε εκτεταμένη περίοδο ανομβρίας, όπως και στις βόρειες περιοχές της Αυστραλίας και της Ινδονησίας (Σχήμα 2.8).



Σχήμα 2.8 *Σχηματική αναπαράσταση των σημαντικότερων επιδράσεων του φαινομένου ENSO κατά τη διάρκεια της περιόδου Ιούνιος-Δεκέμβριος 1997 (τροποποίηση από Κατσαφάδος, 2003).*

Η εξασθένηση της μουσωνικής κυκλοφορίας στη νοτιοανατολική Ασία, τη συγκεκριμένη περίοδο, φαίνεται επίσης, να προέρχεται από την επίδραση του ENSO. Η εμφάνιση του φαινομένου συνδυάζεται με την

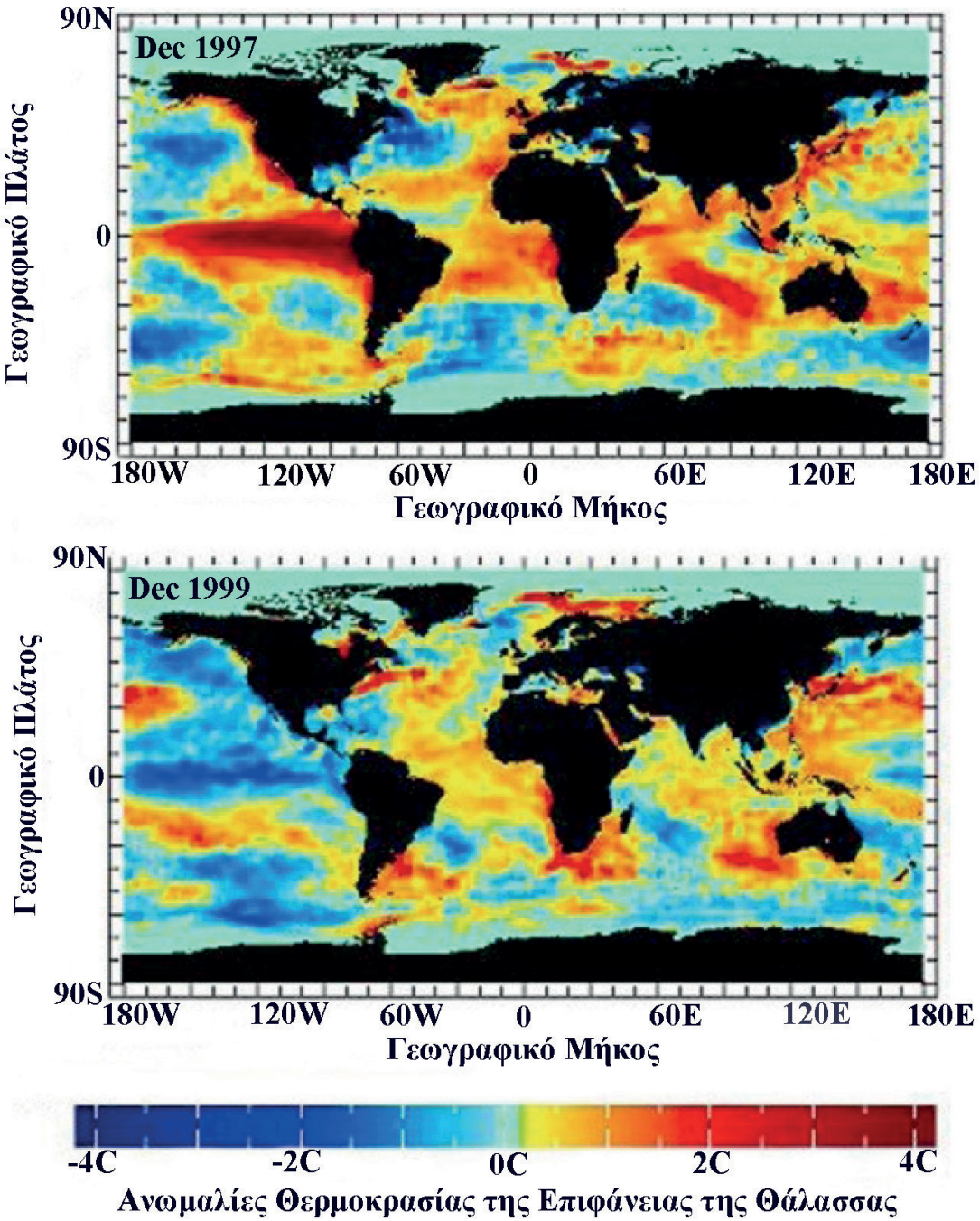
παρουσία διαφοροποιημένων χαρακτηριστικών του, που σχετίζονται με τη διάρκεια ανάπτυξής του (1-2 έτη), την ένταση και τη συχνότητά του (2-7 έτη). Για τη μελέτη του φαινομένου έχουν αναπτυχθεί πλήθος δεικτών, όπως ο δείκτης νότιας ταλάντωσης (Southern Oscillation Index), ο δείκτης πολλαπλών μεταβλητών (Multivariate ENSO Index) και ο πλέον διαδεδομένος, ο δείκτης θερμοκρασιακών ανωμαλιών της επιφάνειας θάλασσας στην περιοχή που χαρακτηρίζεται Niño3.4 (Σχήμα 2.9).



Σχήμα 2.9 *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) (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

Το ENSO προκαλεί πλημμύρες κατά μήκος της βορειοδυτικής Νότιας Αμερικής και ξηρασίες στην Αυστραλία και την Ινδονησία. Σημαντικές, αλλά μικρότερης εμβέλειας επιπτώσεις γίνονται αισθητές και σε άλλες συνθήκες, όπως στις θερμοκρασίες κατά τη χειμερινή περίοδο στη Βόρεια Αμερική, αλλά και στις βροχοπτώσεις της Βορειοδυτικής 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, την οικονομική καταστροφή των ψαράδων. Το ENSO εμφανίζεται κανονικά, περίπου τα Χριστούγεννα και διαρκεί συνήθως, από μερικές εβδομάδες μέχρι μερικούς μήνες. Μερικές φορές μπορεί να αναπτυχθεί ένα εξαιρετικά θερμό γεγονός που διαρκεί για πολύ περισσότερο χρονικό διάστημα από τις συνηθισμένες χρονικές περιόδους. Τη δεκαετία του ’90, 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 μέσο όρο, κάθε 10 με 20 έτη. Στις αρχές της δεκαετίας του ’80 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 κάποιες περιοχές του Ειρηνικού Ωκεανού, αυξήθηκαν κατά 6°C πάνω από τις κανονικές θερμοκρασίες. Το ENSO του 1982-83 είχε επίσης, επίδραση στον καιρό τόσο της ισημερινής περιοχής του Ειρηνικού, όσο 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, Νοτιοανατολική Ασία) τα ποσοστά αυτά είναι πολύ χαμηλότερα από τις μέσες τιμές βροχοπτώσεων. Αντίθετα, κατά τη διάρκεια της φάσης La Niña, τα θαλάσσια ρεύματα γίνονται ασυνήθιστα ψυχρά, ενώ σχετικά ξηρές συνθήκες επικρατούν στις παράκτιες περιοχές του Περού και συχνές πλημμύρες πλήττουν την Ανατολική Αυστραλία. Προκειμένου να γίνει κατανοητό, εάν βρίσκεται σε εξέλιξη ανάπτυξη El Niño, La Niña ή επικρατεί ένα ουδέτερο στάδιο και ποια είναι η εκτιμώμενη έντασή τους, χρησιμοποιούνται διαφορετικοί δείκτες, με βάση τις διαφορές στην Επιφανειακή Θερμοκρασία Θάλασσας (ΕΘΘ) κατά μήκος του Τροπικού Ειρηνικού Ωκεανού ή με βάση τις διαφορές στη βαρομετρική πίεση μεταξύ των ανατολικών και δυτικών ακτών του Νότιου Ειρηνικού (Σχήμα 2.10).



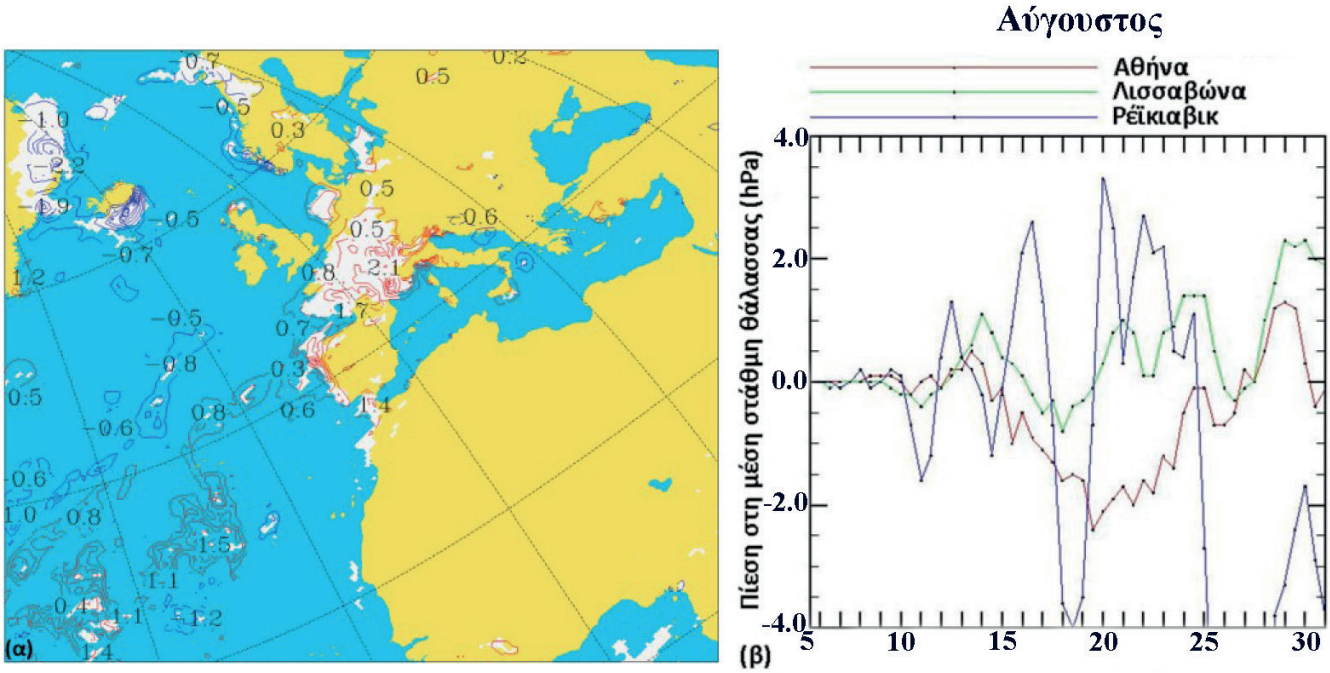
Σχήμα 2.10 *Μηνιαίες ανωμαλίες της θερμοκρασίας (°C) της επιφάνειας της θάλασσας τον Δεκέμβριο 1997 και τον Δεκέμβριο 1999, κατά τη διάρκεια των επεισοδίων El Niño (επάνω) και La Niña(κάτω) (τροποποίηση από NOAA-NCEP).*

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, σε σχέση με 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 από τη μέση κλιματική τιμή. Το γεγονός αυτό ονομάζεται αντι-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 μέσο 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 εμφανιστεί 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 παραμείνουν για χρονικό διάστημα έως και δύο ετών. Τα γεγονότα La Niña δεν έχουν δυσμενείς επιπτώσεις στην αλιεία, όπως το El Niño, αλλά και τα δύο επηρεάζουν το παγκόσμιο κλίμα.

2.2.1 Επίδραση El Niño σε Ευρώπη και Μεσόγειο

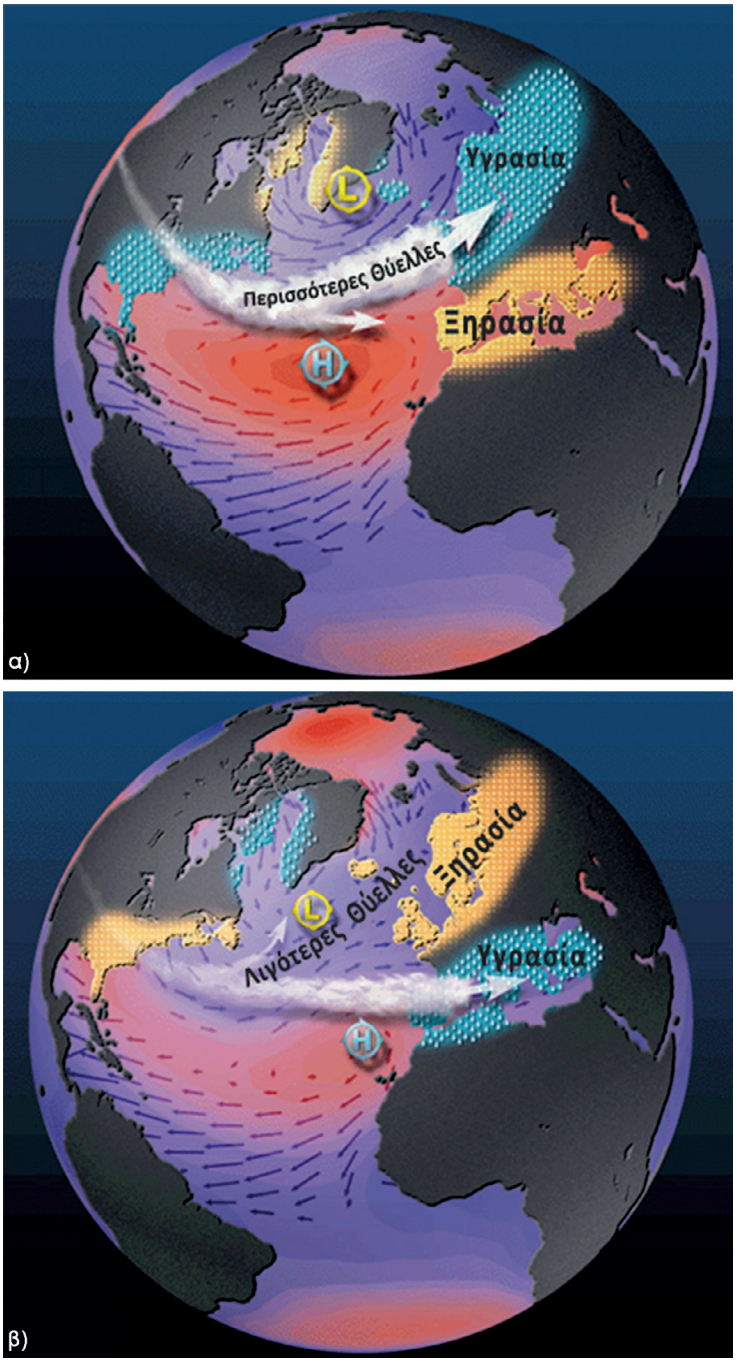
Παρατηρήσεις και προσομοιώσεις έχουν προσδιορίσει περιοχές ανά τον κόσμο, όπου οι ατμοσφαιρικές συνθήκες επηρεάζονται από τις ανωμαλίες της επιφανειακής θερμοκρασίας θάλασσας της τροπικής ζώνης του Ειρηνικού. Σύμφωνα με τους Katsafados et al. (2005), οι ατμοσφαιρικές συνθήκες πάνω από την Ευρώπη και 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 (από την 1η Αυγούστου έως την 31η Οκτωβρίου 1997) κατέδειξαν επίδραση του φαινομένου στην ατμοσφαιρική κυκλοφορία, πάνω από την Ευρώπη και τη Μεσόγειο. Ιδιαίτερα, οι προσομοιώσεις υψηλής οριζόντιας ανάλυσης (0,25°x0,25°) εμφάνισαν σημαντικές διαφορές στον ρυθμό βροχόπτωσης, οι οποίες μπορούν να θεωρηθούν αντιπροσωπευτικές μιας ευρείας δυναμικής απόκρισης, στατιστικά σημαντικής, πάνω από την Ευρώπη (Σχήμα 2.11α). 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 Λισαβόνα και η Αθήνα εμφανίζουν μικρότερες αποκλίσεις του εύρους της πίεσης, με περίπου τέσσερις ημέρες καθυστέρηση, σε σχέση με το Ρέικιαβικ (Σχήμα 2.11β).



Σχήμα 2.11 *(α) Μέσες μηνιαίες διαφορές ρυθμού βροχόπτωσης για τον Οκτώβριο του 1997, (β) μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας για την Αθήνα, τη Λισαβόνα και το Ρέϊκιαβικ, τον Αύγουστο του 1997 (τροποποίηση από Katsafados et al., 2005).*

2.3 Ταλάντωση Βόρειου Ατλαντικού

Ένα παρόμοιο πρότυπο καιρού, όπως η Νότια Ταλάντωση, υπάρχει στο Βόρειο Ημισφαίριο. 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 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 εισήχθη από τον Gilbert Walker, το 1924.



Σχήμα 2.12 *Αποτύπωση των επιφανειακών πιέσεων μεταξύ Ισλανδίας και Αζορών, καθώς και των επιπτώσεων για (α) θετικό δείκτη NAO και (β) αρνητικό δείκτη NAO (τροποποίηση από European Centre for Medium-Range Weather Forecasts-ECMWF).*

Στο Σχήμα 2.12α 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 βαθμίδας πίεσης επιφέρει ασθενή κυκλωνική κυκλοφορία στον Ατλαντικό και μεταφορά της τροχιάς των υφέσεων του Ατλαντικού προς τη Μεσόγειο (Σχήμα 2.12β). 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. Αλλά δεν μπορούν να εξηγηθούν όλες οι μεταβολές στο κλίμα της Μεσογείου αποκλειστικά από το NAO και το ENSO. Άλλα παγκόσμια κλιματικά φαινόμενα μπορούν επίσης, να είναι υπεύθυνα. Η ένταση της μουσωνικής 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.

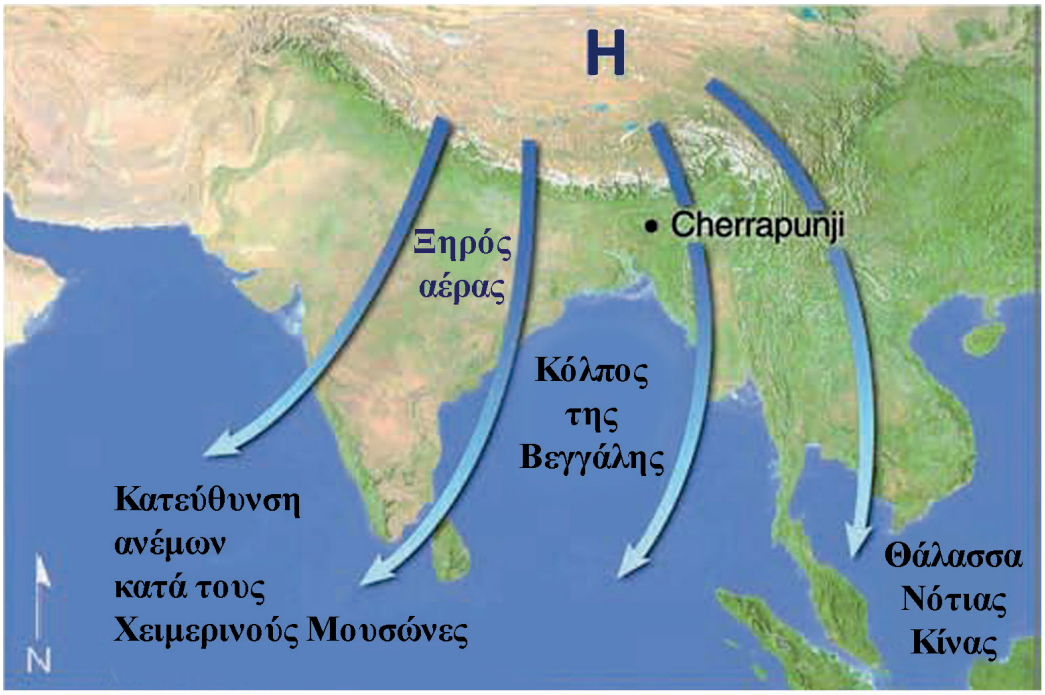
2.4 Μουσώνες

Η λέξη *μουσώνες* προέρχεται από το αραβικό *mausim*, που σημαίνει *εποχές*. Είναι ένα σύστημα ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας που αναπτύσσεται κυρίως, στην ανατολική και νότια Ασία, το οποίο μεταβάλλει τη δομή του από το καλοκαίρι στον χειμώνα. Οι μουσώνες είναι, κατά κάποιο τρόπο, παρόμοιοι με μια θαλάσσια αύρα μεγάλης κλίμακας. Κατά τη διάρκεια του χειμώνα, η ατμόσφαιρα πάνω από τις ηπειρωτικές περιοχές γίνεται πιο ψυχρή, σε σχέση με την ατμόσφαιρα πάνω από τον ωκεανό, αναπτύσσοντας μια ευρεία, ρηχή περιοχή υψηλών πιέσεων πάνω από την ηπειρωτική Σιβηρία και δημιουργώντας μία δεξιόστροφη ατμοσφαιρική κυκλοφορία που φτάνει πάνω από τον Ινδικό Ωκεανό και τη θάλασσα της Νότιας Κίνας (Σχήμα 2.13α). Οι καθοδικές κινήσεις του αντικυκλώνα, σε συνδυασμό με τις βορειανατολικές καταβατικές ροές από το οροπέδιο της ενδοχώρας, παρέχουν στην ανατολική και νότια Ασία γενικά, καλό καιρό. Επομένως, οι χειμερινοί μουσώνες, που διαρκούν περίπου από τον Δεκέμβριο έως τον Φεβρουάριο, συνοδεύονται από ατμοσφαιρική ευστάθεια, με ελάχιστη ή καθόλου νέφωση (ξηρή περίοδος) και επικρατούσα επιφανειακή ροή από την ξηρά προς τη θάλασσα.

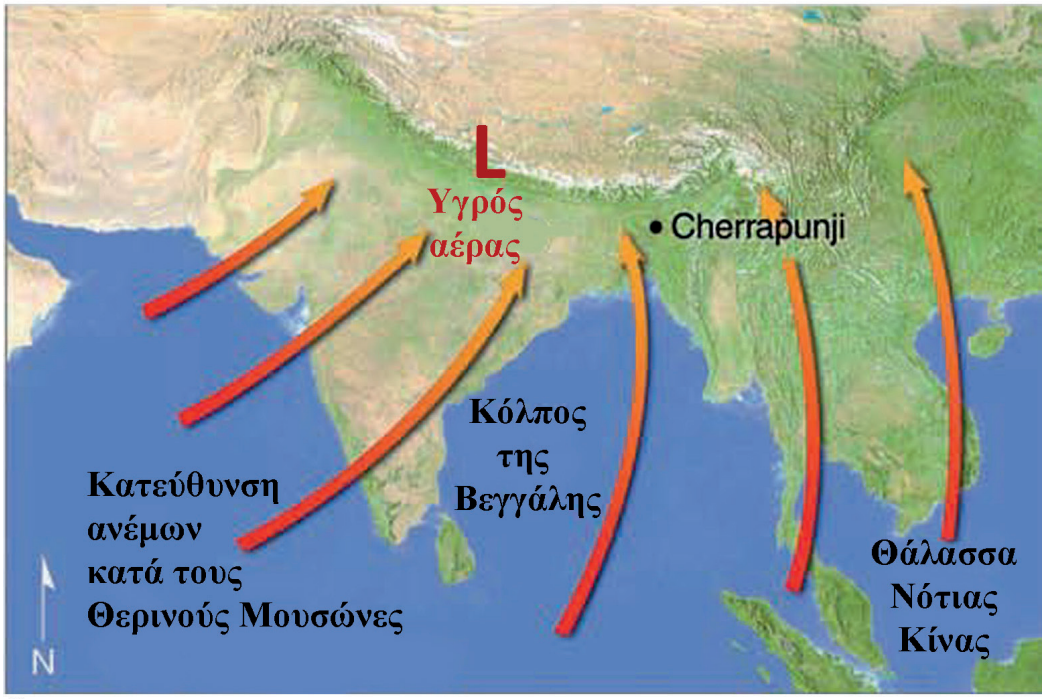
Τη θερινή περίοδο, η ατμοσφαιρική ροή αντιστρέφεται, καθώς ο αέρας πάνω από τις ηπείρους γίνεται πολύ θερμότερος, σε σχέση με τον ωκεανό, με αποτέλεσμα τη δημιουργία ενός ρηχού θερμικού χαμηλού. Οι θερμότερες ασταθείς αέριες μάζες ανέρχονται πάνω από το κέντρο του χαμηλού, ενώ ο περιβάλλοντας αέρας κινείται αριστερόστροφα προς το κέντρο του χαμηλού. Η συγκεκριμένη κυκλοφορία ευνοεί τη μεταφορά υγρασίας από τον ωκεανό, η οποία συγκλίνει με μια ξηρότερη δυτική ροή, με αποτέλεσμα την αδιαβατική της άνοδο, την ψύξη και τον κορεσμό της, κυρίως πάνω από τις ορογραφικές εξάρσεις της περιοχής. Συνεπώς, οι θερινοί μουσώνες της νοτιοανατολικής Ασίας, διαρκούν περίπου από τον Ιούνιο έως τον Σεπτέμβριο και συνοδεύονται από ισχυρές καταιγίδες (υγρή περίοδος) με επικρατούσα ατμοσφαιρική ροή από τον ωκεανό προς την ξηρά (Σχήμα 2.13β). Αν και το μεγαλύτερο μέρος του ετήσιου υετού αποδίδεται κατά τη διάρκεια της υγρής περιόδου, δεν βρέχει συνεχώς. Στην πραγματικότητα, οι βροχερές περίοδοι διαρκούν μεταξύ 15 και 40 ημερών και συχνά ακολουθούνται από αρκετές εβδομάδες ζεστού, ηλιόλουστου καιρού.

Πολλοί παράγοντες συντελούν στη δημιουργία της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας των μουσώνων. Η λανθάνουσα θερμότητα συμπύκνωσης αυξάνει την ατμοσφαιρική θέρμανση πάνω από την ξηρά και ενισχύει την κυκλοφορία των καλοκαιρινών μουσώνων. Οι βροχοπτώσεις ενισχύονται από ασθενή βαρομετρικά χαμηλά, τις μουσωνικές υφέσεις, οι οποίες κινούνται προς τα δυτικά. Ο σχηματισμός αυτών των υφέσεων υποστηρίζεται στην ανώτερη ατμόσφαιρα από τον υποτροπικό αεροχείμαρρο. Σε περιοχές αποκλίνουσας ροής του αεροχειμάρρου, οι επιφανειακές πιέσεις ελαττώνονται και οι μουσωνικές υφέσεις ενισχύονται μαζί με την επιφανειακή ροή. Η μεταφορά υγρασίας παρέχει μεγαλύτερες ποσότητες λανθάνουσας θερμότητας, οι οποίες με τη σειρά τους, επιφέρουν θετική ανάδραση στην ένταση των καλοκαιρινών μουσώνων (Σχήμα 2.14).

Ιδιαίτερα, η ένταση των μουσώνων στην Ινδία φαίνεται να σχετίζεται με την αντιστροφή της επιφανειακής πίεσης που συμβαίνει σε ακανόνιστα χρονικά διαστήματα, περίπου κάθε δύο έως επτά χρόνια, στον Νότιο Ειρηνικό Ωκεανό και συνδέεται με το φαινόμενο της υπερθέρμανσης των ωκεανών, γνωστό ως El Niño. Κατά τη διάρκεια ενός σημαντικού γεγονότος El Niño, τα επιφανειακά ύδατα κοντά στον Ισημερινό γίνονται πολύ θερμότερα στον κεντρικό και ανατολικό Ειρηνικό. Πάνω από την περιοχή των θερμότερων υδάτων επικρατούν ασταθείς ατμοσφαιρικές συνθήκες που συνοδεύονται από τη δημιουργία καταιγίδων. Στα δυτικά, πάνω από την περιοχή που επηρεάζεται από τους καλοκαιρινούς μουσώνες, η επικρατούσα ευστάθεια διευκολύνει την κάθοδο αερίων μαζών από την ανώτερη ατμόσφαιρα και εμποδίζει τον σχηματισμό νεφών. Συνεπώς, η εκδήλωση του φαινομένου El Niño συνοδεύεται με μετριασμό της έντασης της μουσωνικής δραστηριότητας στον Ινδικό Ωκεανό.



α)

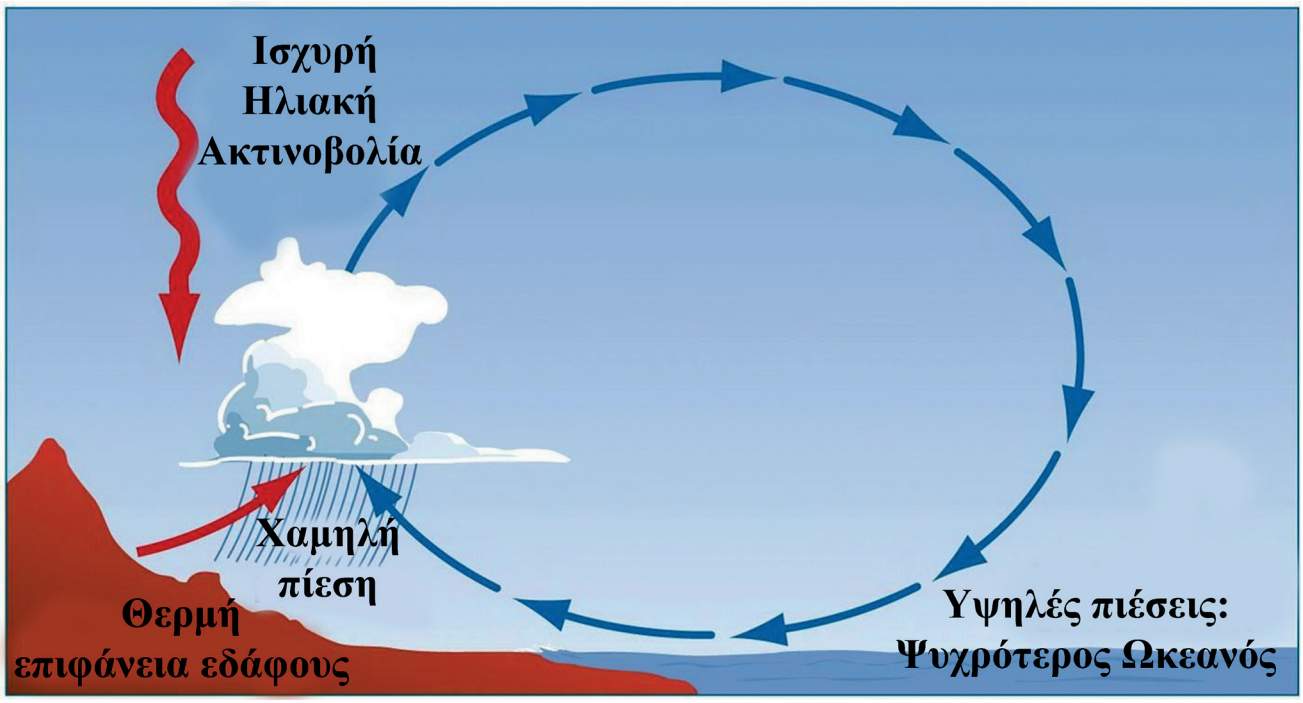


β)

Σχήμα 2.13 *Η επιφανειακή ροή σε (α) χειμερινούς μουσώνες και (β) θερινούς μουσώνες (τροποποίηση από National Oceanic and Atmospheric Administration- National Weather Service, NOAA-NWS).*

Ο υετός, προερχόμενος από τους θερινούς μουσώνες στη νότια Ασία, μπορεί να φτάσει σε πολύ υψηλά επίπεδα. Περιοχές της βορειοανατολικής Ινδίας δέχονται, κατά μέσο όρο, πάνω από 1.000cm (10.000mm) ετήσια βροχόπτωση, το μεγαλύτερο μέρος της οποίας αποδίδεται κατά τους καλοκαιρινούς μουσώνες, μεταξύ Απριλίου και Οκτωβρίου. Οι θερινές καταιγίδες των μουσώνων είναι απαραίτητες για τη γεωργία, σε μία περιοχή με πληθυσμό άνω του ενός δισεκατομμυρίου. Αντίστοιχα μουσωνικά συστήματα εντοπίζονται και σε άλλες περιοχές του κόσμου, όπως η Αυστραλία, η Αφρική και η Βόρεια και Νότια Αμερική, όπου αναπτύσσονται μεγάλες αντιθέσεις στη θερμοκρασία μεταξύ ωκεανών και ηπείρων. Ωστόσο, αυτά τα συστήματα δεν είναι τόσο έντονα όσο στη νοτιοανατολική Ασία. Για παράδειγμα, μουσωνικές κυκλοφορίες

αναπτύσσονται στις νοτιοδυτικές Ηνωμένες Πολιτείες, ειδικά στην Αριζόνα, το Νέο Μεξικό, τη Νεβάδα και το νότιο τμήμα της Καλιφόρνιας, όπου την άνοιξη και στις αρχές του καλοκαιριού επικρατεί θερμή δυτική ροή. Ωστόσο, μέχρι τα μέσα Ιουλίου, η επικρατούσα ροή στρέφεται από νοτιοανατολικές διευθύνσεις, μεταφέροντας υγρασία από τον Κόλπο της Καλιφόρνιας και συνοδευόμενη από απογευματινές καταιγίδες.



Σχήμα 2.14 *Αναπαράσταση της θερινής μουσωνικής κυκλοφορίας (τροποποίηση από Ruddiman, 2001).*

2.5 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 θερμοκηπικό 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 (κάτι το οποίο θα αναλυθεί στη συνέχεια), 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) ηλιακής ακτινοβολίας που προσεγγίζει την επιφάνεια της Γης, αυξάνει. Η UV-B ακτινοβολία σχετίζεται άμεσα με τον καρκίνο του δέρματος και με άλλες βιολογικές βλάβες, καθώς απορροφάται άμεσα από το DNA των οργανισμών.

Η μέτρηση της UV-B ακτινοβολίας είναι περίπλοκη. Τα επίπεδά της σχετίζονται με την ώρα, την ημερομηνία, 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 280nm και 400nm (0,28-0,40μm). Η UV-A ακτινοβολία είναι υπεύθυνη για το μαύρισμα από την έκθεση στον ήλιο, καθώς και για τις βλάβες στο DNA των κυττάρων, αλλά οι επιβλαβείς επιδράσεις αυξάνονται πάνω από χίλιες φορές στα μικρότερα μήκη κύματος που αναφέρονται ως UV-B. Χαμηλότερα από 300nm, οι ακτίνες είναι αραιές αλλά πολύ καταστροφικές, πλησίον στα 315nm είναι περισσότερες αλλά λιγότερο καταστροφικές.

Παρότι συχνά, το φαινόμενο της μείωσης των επιπέδων του στρατοσφαιρικού στρώματος όζοντος αναφέρεται ως *τρύπα του όζοντος*, δεν πρόκειται για μία πραγματική τρύπα, αλλά για μία εποχιακή εξασθένιση της στοιβάδας του όζοντος στη στρατόσφαιρα. Η εξασθένιση του στρώματος του όζοντος εντοπίστηκε για πρώτη φορά πάνω από την Ανταρκτική, το 1976. Αρχικά, οι επιστήμονες δεν έδωσαν ιδιαίτερη σημασία στις μετρήσεις τους, υποθέτοντας ότι τα όργανα που χρησιμοποίησαν δεν λειτούργησαν

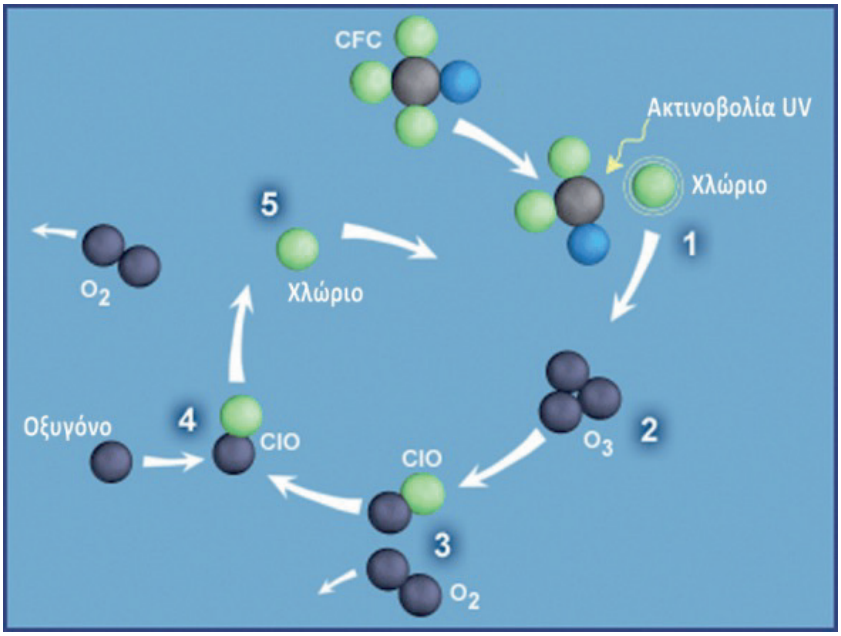
σωστά. Όταν η υπόθεση αυτή αποδείχτηκε λανθασμένη, οι επιστήμονες κατάλαβαν ότι κατέγραφαν φυσικές διακυμάνσεις στην ποσότητα του όζοντος και από το 1985 βεβαιώθηκαν πλέον, ότι βρίσκονταν μπροστά σε ένα μείζον πρόβλημα.

Ποιο ήταν ο λόγος που οι επιστήμονες άργησαν να λύσουν αυτό το μυστήριο; Στα μέσα της δεκαετίας του ’70 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 συμμετέχοντας στην οικογένεια χημικών ενώσεων γνωστή ως χλωροφθοράνθρακες (CFCs).

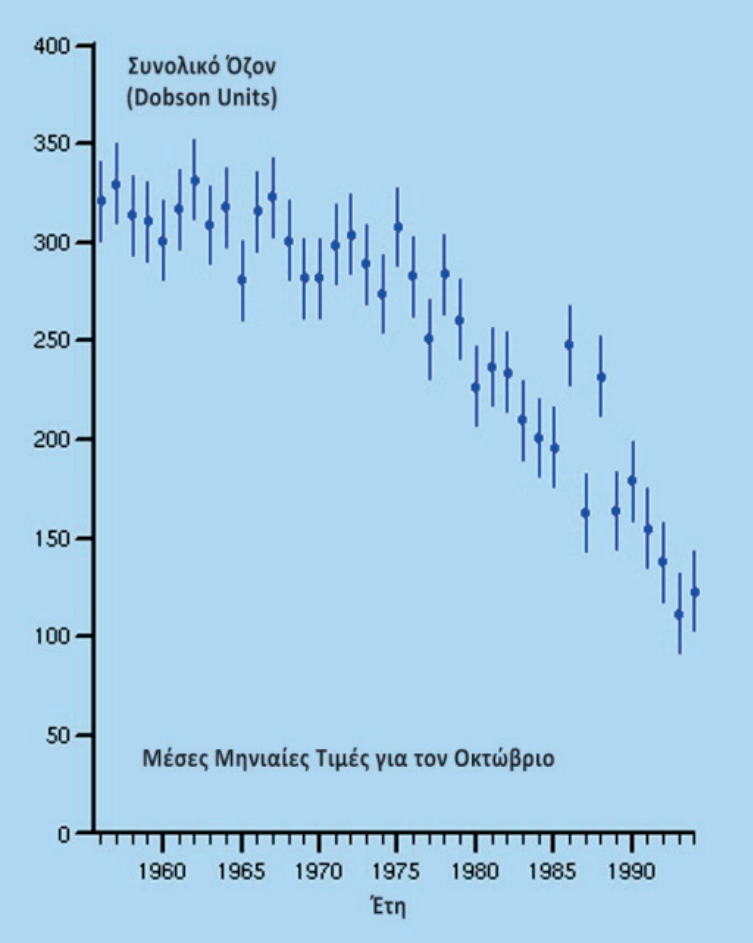
Εξαιτίας της χημικής τους σταθερότητας, της χαμηλής τοξικότητας και των φυσικών ιδιοτήτων τους, αυτές οι πτητικές ουσίες στην κατώτερη ατμόσφαιρα είχαν ευρύτατα χρησιμοποιηθεί μέχρι τη δεκαετία του 1960 ως ψυκτικά, ως βιομηχανικοί διαλύτες καθαρισμού, ως προωθητικά με ψεκασμό αερολυμάτων σε μεταλλικά δοχεία και στην παραγωγή φελιζόλ. Η ευρεία χρήση των CFCs έχει αυξήσει τη συγκέντρωσή τους στην ατμόσφαιρα. Η συγκέντρωση ενός συστατικού στην ατμόσφαιρα αποτυπώνεται από την αναλογία της μάζας του συστατικού ανά μονάδα όγκου του αέρα που περιέχεται. Ειδικότερα, στην ατμόσφαιρα τη δεκαετία του ’60, οι επιστήμονες μπορούσαν να ανιχνεύσουν για το CFC-12, συγκέντρωση 100 μέρη ανά τρισεκατομμύριο (parts per trillion-ppt). Η συγκέντρωση CFC-12 αυξήθηκε σε 200ppt το 1975 και σε περισσότερα από 400ppt το 1987. Μέχρι το 1990 η συγκέντρωση CFC-11 και CFC-12, των δυο πιο καταστροφικών και σταθερών CFCs, ήταν πάνω από 750ppt.

Τα CFCs μετακινούνται αργά ανοδικά προς τη στρατόσφαιρα, όπου διασπώνται από την υπεριώδη ακτινοβολία, απελευθερώνοντας χλώριο που καταλυτικά καταστρέφει το όζον. Στο (Σχήμα 2.15) παριστάνεται ο καταστροφικός κύκλος ενός ατόμου χλωρίου. Αναλυτικότερα:

- Η ακτινοβολία UV διασπά ένα άτομο χλωρίου από ένα μόριο χλωροφθοράνθρακα (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 αυτό τον καταστροφικό κύκλο χιλιάδες φορές.



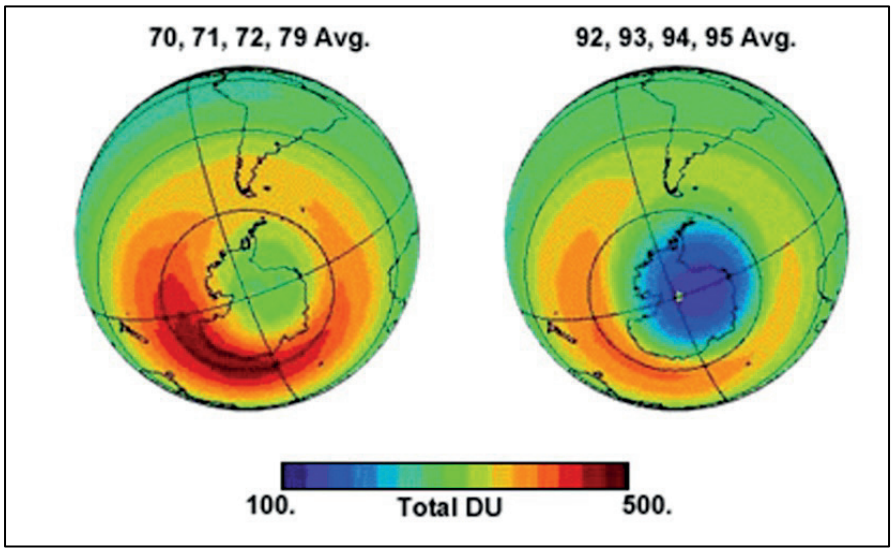
Σχήμα 2.15 *Ο κύκλος ενός ατόμου χλωρίου που διασπά ένα μόριο όζοντος στη στρατόσφαιρα (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, http://www.meted.ucar.edu).*



Σχήμα 2.16 *Η μείωση του συνολικού ποσού όζοντος κατά τη διάρκεια τριών δεκαετιών (1960-1990) (τροποποίηση από https://www.chm.bris.ac.uk/motm/ozone/high.htm).*

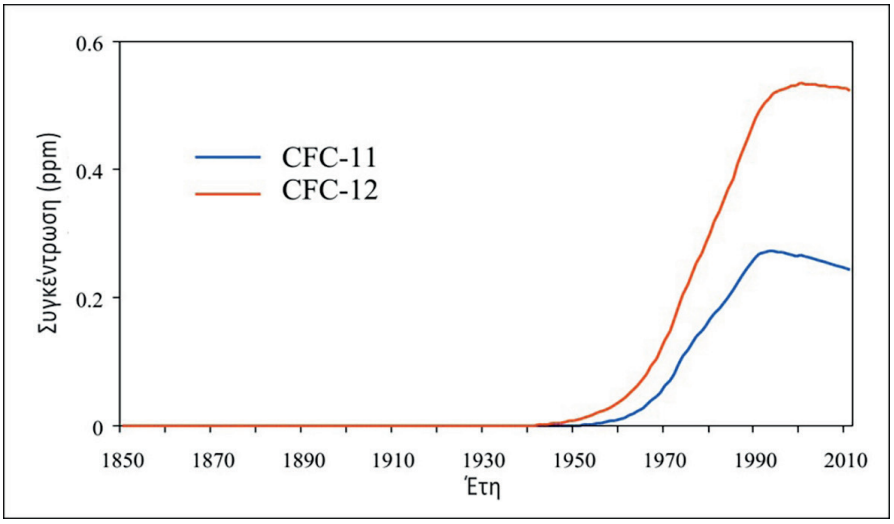
Η υπόθεση της μείωσης του στρατοσφαιρικού όζοντος ξεκίνησε στον Κόλπο Halley, στην Ανταρκτική, όπου Βρετανοί επιστήμονες ελάμβαναν μετρήσεις του όζοντος στην ατμόσφαιρα από το 1957. Το 1976 εντόπισαν μια εξασθένηση στα επίπεδα του όζοντος, της τάξης του 10%, κατά τον Σεπτέμβριο, Οκτώβριο και Νοέμβριο, μία περίοδος που αντιστοιχεί στην άνοιξη της περιοχής της Ανταρκτικής. Εφόσον οι συγκεντρώσεις του όζοντος σε αυτή την περιοχή, παρουσίαζαν ανέκαθεν εποχιακή κύμανση, οι ερευνητές δεν ανησύχησαν όταν η ανοιξιάτικη αυτή μείωση συνέβαινε επαναλαμβανόμενα. Όμως, το 1983 καταγράφηκαν ιστορικά χαμηλές τιμές στη συγκέντρωση του όζοντος, οπότε και συνδέθηκε η εξασθένιση της στοιβάδας του όζοντος πάνω από την Ανταρκτική με τα υψηλά επίπεδα χλωρίου, που κατέστρεφαν καταλυτικά το όζον (Σχήμα 2.16).

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 όζον χημικές ενώσεις σε μια ενεργή δομή που αντιδρά με το όζον. Όταν το φως του ήλιου επιστρέφει στις πολικές περιοχές κατά την περίοδο της άνοιξης, στο νότιο ημισφαίριο το ενεργό χλώριο ξεκινά ταχύτατα να καταστρέφει το όζον. 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 περιοχή της Ανταρκτικής. 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 όζοντος, όταν το φως επιστρέψει κατά τη διάρκεια της άνοιξης. Η τεκμηρίωση της συγκεκριμένης διαδικασίας προέκυψε το 1987, από μια σειρά πειραμάτων πεδίου. Στο Σχήμα 2.17 συγκρίνονται οι μέσοι όροι τιμών του όζοντος, μετρημένοι σε μονάδες Dobson, πάνω από την Ανταρκτική, για τις περιόδους 1970-1972, 1979 και 1992-1995.



Σχήμα 2.17 *Η μείωση του συνολικού ποσού όζοντος για τις περιόδους 1970-1972, 1979 και 1992-1995 (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, http://www.meted.ucar.edu).*

Η απώλεια του όζοντος πάνω από πολυπληθείς περιοχές υπογραμμίζει τη σημασία της τήρησης του Πρωτοκόλλου του Μόντρεαλ (1987). Αυτή η συμφωνία, που υπογράφηκε από περισσότερα από 70 κράτη, έθετε στόχους για τη μείωση της παραγωγής των CFCs κατά 20% (σχετικά με τα επίπεδα παραγωγής τους 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 ήταν ευνοϊκό, από τη στιγμή που τα CFCs που είχαν εκλυθεί ήδη στην ατμόσφαιρα θα συνέχιζαν να αποτελούν απειλή της στοιβάδας του όζοντος για εκατοντάδες χρόνια. Το (Σχήμα 2.18) αναπαριστά την ανοδική τάση των CFC-11 και CFC-12 από τη δεκαετία του ’50 μέχρι το 2010, όπου οι μετρήσεις καταδεικνύουν μια ξεκάθαρη μείωση των CFC-11 και CFC-12, κυρίως μετά το 2000.

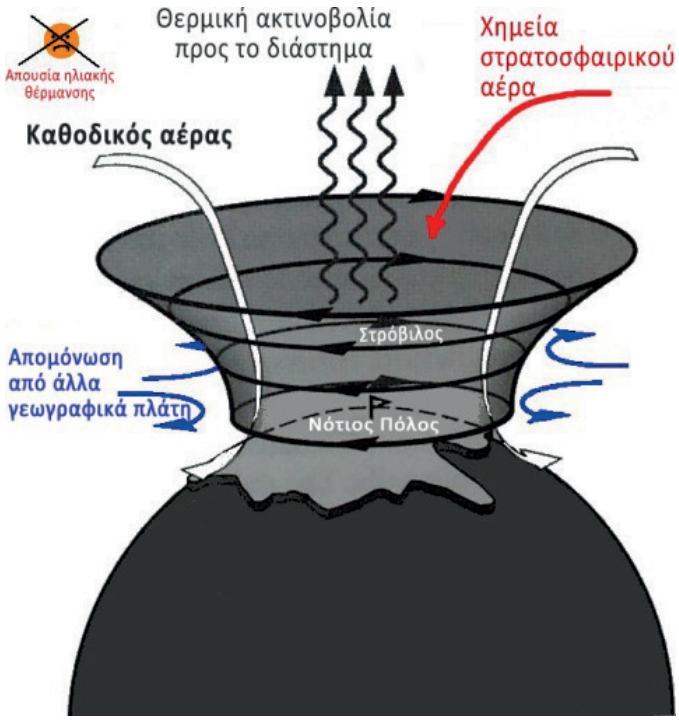


Σχήμα 2.18 Η πορεία της συγκέντρωσης (parts per billion volume-ppbv) του CFC-11 σε χρονικό διάστημα 160 ετών από το 1850 έως το 2010 (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, http://www.meted.ucar.edu)

Ένας άλλος παράγοντας που επηρεάζει σημαντικά το ατμοσφαιρικό όζον, αλλά και το κλίμα γενικότερα, είναι οι εκπομπές των αεροσκαφών (κυρίως τα οξείδια του αζώτου, οι υδρατμοί και τα αερολύματα). Ωστόσο, οι άκαυτοι υδρογονάνθρακες, το μονοξείδιο του άνθρακα και ο καπνός που εκπέμπονται παράλληλα, 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. Αντίθετα, στην πολική χειμερινή στρατόσφαιρα, τα οξείδια του αζώτου συμμετέχουν

στον σχηματισμό των Πολικών στρατοσφαιρικών Νεφών (PSCs) τα οποία οδηγούν σε μεγάλες εποχικές απώλειες του όζοντος (π.χ. τρύπα του όζοντος).

Όπως έχει αναφερθεί και παραπάνω, κατά την περίοδο Ιούνιος-Σεπτέμβριος, που αντιστοιχεί στον χειμώνα του Νοτίου Ημισφαιρίου, ο στρατοσφαιρικός αέρας πάνω από την Ανταρκτική δεν μπορεί να αλληλεπιδράσει με τον αέρα των μικρότερων γεωγραφικών πλατών, λόγω του πολικού στροβίλου, ο οποίος περιορίζεται από ισχυρούς δυτικούς ανέμους που περιβάλουν τον 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, την περίοδο του Αυγούστου, μέσα στον στρόβιλο, η συγκέντρωση του ClO είναι δεκαπλάσια από τη συγκέντρωσή του στην περιοχή έξω από τον στρόβιλο. Από τον 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 προς την εσωτερική 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), με συμπύκνωση στους -78°C, πιθανόν να αποτελείται από υγρά και στερεά σωματίδια $HNO_3(H_2O)_3$ (nitric acid trihydrate), νερό και θειικό οξύ (H_2SO_4). Αυτά τα σωματίδια έχουν διάμετρο 1μm. Ο δεύτερος τύπος (Type 2 PSCs), με συμπύκνωση στους -85°C, αποτελείται από ένα μείγμα πάγου και νερού με μια ποσότητα αδιάλυτου HNO_3 (τα σωματίδια αυτά έχουν διάμετρο μικρότερη των 10μm). 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 δεν σχηματίζονται πάνω από την περιοχή του Νοτίου Πόλου. Καθώς τα σωματίδια των PSCs καθιζάνουν με αργό ρυθμό, απομακρύνουν 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 2.19) απεικονίζονται οι διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στον πολικό στρόβιλο.



Σχήμα 2.19 *Η δομή του πολικού στροβίλου στο Νότιο Ημισφαίριο (τροποποίηση από Columbia University).*

2.6 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 διακυμαινόμενη) κλιματική μέση τιμή *X* ονομάζεται ανωμαλία της *x* (έστω *x′*) και δίνεται από τη (σχέση 2.1). Για παράδειγμα, μια τιμή θερμοκρασίας 3°C κάτω από τη φυσιολογική, καλείται θερμοκρασιακή ανωμαλία των -3°C:

$$x' = x - X \tag{2.1}$$

Η διακύμανση της *x*, γύρω από την κλιματική μέση τιμή, δίνεται από την (εξίσωση 2.2). Η διακύμανση αποτελεί μια θετικά ορισμένη ποσότητα, με μονάδες του τετραγώνου τής υπό εξέταση μεταβλητής (π.χ. $°C^2$, για τη θερμοκρασία) και ουσιαστικά αποτελεί ένα μέτρο της μεταβλητότητας της *x*, σε σχέση με τη μέση κλιματική τιμή:

$$\overline{x^2} = \overline{(x - X)^2} \tag{2.2}$$

Η τυπική απόκλιση δίνεται από τη (σχέση 2.3) και χρησιμοποιείται ευρέως για τον προσδιορισμό της διασποράς:

$$\sigma(x) \equiv \sqrt{\overline{(x - X)^2}} \tag{2.3}$$

Η τυπική ανωμαλία (σχέση 2.4) 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.ά., 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:

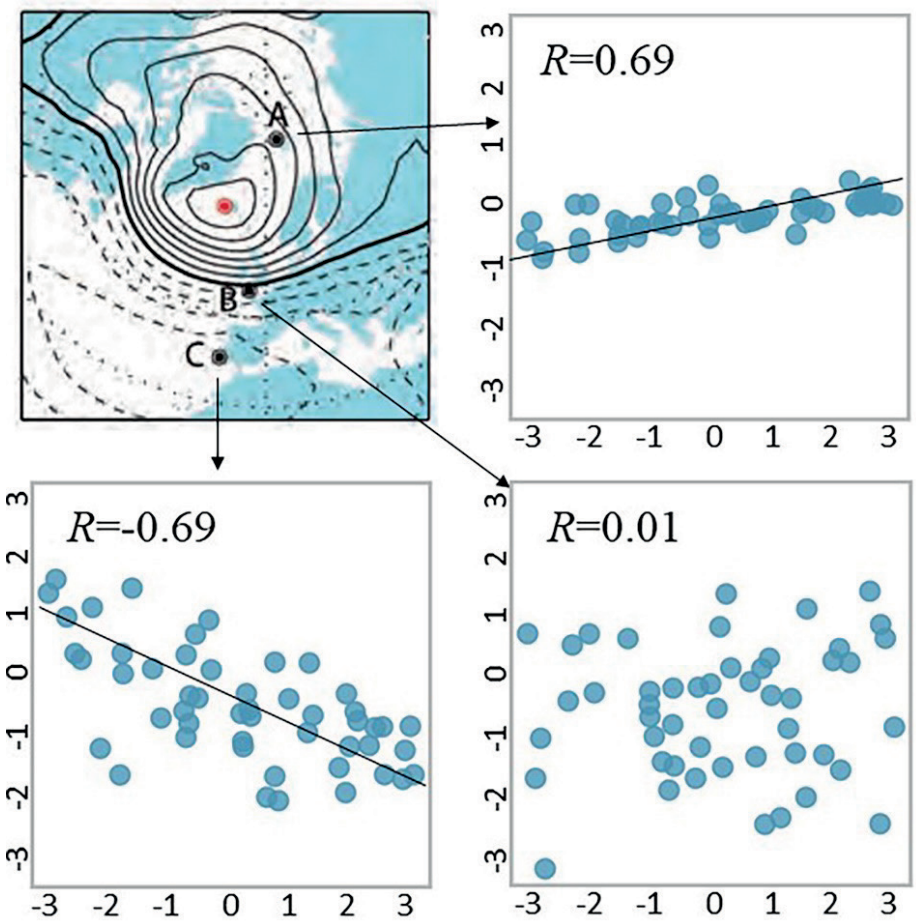
$$x^* \equiv \frac{x'}{\sigma(x)} \tag{2.4}$$

Έστω η σχέση μεταξύ δύο 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 2.5), η οποία καλείται συντελεστής συσχέτισης *r* μεταξύ των *x* και *y*, δηλώνει τον βαθμό στον οποίο οι δύο μεταβλητές σχετίζονται γραμμικά. Οι τιμές του *r* κυμαίνονται από -1 μέχρι +1:

$$r \equiv \overline{x^* \cdot y^*} \equiv \frac{x' \cdot y'}{\sigma(x) \cdot \sigma(y)} \tag{2.5}$$

Στο Σχήμα 2.20 απεικονίζεται η συσχέτιση των ανωμαλιών της πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας, σε μια συγκεκριμένη περιοχή της Ισλανδίας (κόκκινο σημείο), με αυτές τριών 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 $r\sim0$, 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 δύο ή περισσότερες περιοχές που βρίσκονται σε μεγάλες αποστάσεις μεταξύ τους και σε διάφορα ύψη μέσα στην ατμόσφαιρα, σχετίζονται με τις ατμοσφαιρικές τηλεσυνδέσεις.



Σχήμα 2.20 *Συσχέτιση ανωμαλιών πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας, μεταξύ της Ισλανδίας και τριών διαφορετικών περιοχών (τροποποίηση από Wallace, J.M. & Hobbs, P.V., 2006).*

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 μία σχεδόν οριζόντια γραμμή, όπως αυτή στην περίπτωση B του παραπάνω παραδείγματος.

Βιβλιογραφία/Αναφορές

Ahrens, C. D. (2006). *Meteorology Today* (8th ed.). Brooks Cole.

Burroughs, W. J. (2007). *Climate Change*, Cambridge University Press.

Βαρώτσος, Κ. (2001). *Ατμόσφαιρα και Αεροπορική Κυκλοφορία*, Συμμετρία.

Hoffman, R. N., & Kalnay, E. (1983). Lagged averaged forecasting, an alternative to Monte Carlo forecasting, *Tellus. 35A,* 100-118. https://doi.org/10.3402/tellusa.v35i2.11425

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,

Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., & Joseph, D. (1996). The NMC/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc., 77*, 437-471. https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2

Κατσαφάδος, Π. (2003). *Παράγοντες και παραμετροποιήσεις που καθορίζουν τη μακράς διάρκειας προγνωστική ικανότητα μοντέλων περιορισμένης περιοχής*. Διδακτορική διατριβή. Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών. https://www.didaktorika.gr/eadd/handle/10442/21575

Katsafados, P., Papadopoulos, A., & Kallos, G. (2005). Regional Atmospheric Response to Tropical Pacific SST Perturbations. *Geophys. Res. Let.*, 32, L04806. https://doi.org/10.1029/2004GL021828

Katsafados, P., Papadopoulos, A., Varlas, G., Papadopoulou, E., & Mavromatidis, E. (2014). Seasonal predictability of the 2010 heat wave. *Nat Hazards Earth Syst Sci., 14*, 1531-1542. https://doi.org/10.5194/nhess-14-1531-2014

Κατσαφάδος, Π., & Μαυροματίδης, Η. (2015). *Εισαγωγή στη Φυσική της Ατμόσφαιρας και την Κλιματική Αλλαγή*. [ηλεκτρ. βιβλ.] Αθήνα: Σύνδεσμος Ελληνικών Ακαδημαϊκών Βιβλιοθηκών. http://hdl.handle.net/11419/3708

Kessler, W. S., & McPhaden, M. J. (1995). Oceanic equatorial Kelvin waves and the 1991-1993 El Niño. *J. Clim.* 8, 1757-1774. https://doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<1757:OEWATE>2.0.CO;2

Lorenz, E.N. (1982). Atmospheric predictability experiments with a large numerical model. *Tellus, 34*A, 505-513. https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1982.tb01839.x

Ruddiman, W. F., (2001). *Earth's climate: past and future*. Macmillan Learning.

Slingo, J. (1998). The 1997/1998 El Niño. *Weather, 53*, 274-281. https://doi.org/10.1002/j.1477-8696.1998.tb06400.x

Wallace, J. M., & Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric Science. An Introductory Survey*. Academic Press, Elsevier.

Κριτήρια αξιολόγησης με απαντήσεις

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Τι καλείται εσωτερική κλιματική μεταβλητότητα;

Απάντηση/Λύση

Ως κλιματική μεταβλητότητα χαρακτηρίζεται η διακύμανση των μέσων τιμών (τυπικών αποκλίσεων, ακρότατων τιμών κ.ά.) 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.

Κριτήριο αξιολόγησης 2

Σε τι διαφοροποιείται η κλιματική αλλαγή από την κλιματική μεταβλητότητα;

Απάντηση/Λύση

Η κλιματική αλλαγή αναφέρεται σε αλλαγή στην κατάσταση του κλίματος που διακρίνεται (π.χ. χρησιμοποιώντας στατιστικές δοκιμές) από μεταβολές στον μέσο όρο και/ή στη μεταβλητότητα των ιδιοτήτων του, και αυτό διαρκεί για παρατεταμένη περίοδο, συνήθως δεκαετίες ή περισσότερο. Η αλλαγή του κλίματος μπορεί να οφείλεται σε εσωτερικές και/ή εξωτερικές διεργασίες. Κάποιες εξωτερικές επιδράσεις, όπως αλλαγές στην ηλιακή ακτινοβολία και την ηφαιστειακή δραστηριότητα, συμβαίνουν φυσικά και συμβάλλουν στη συνολική φυσική μεταβλητότητα του κλιματικού συστήματος. Άλλες εξωτερικές αλλαγές, όπως η αλλαγή στην ατμοσφαιρική σύσταση που ξεκίνησε από τη βιομηχανική επανάσταση, είναι αποτέλεσμα της ανθρώπινης δραστηριότητας.
Η εσωτερική μεταβλητότητα εμφανίζεται σε όλες τις χρονικές κλίμακες. Ατμοσφαιρικές διεργασίες που δημιουργούν εσωτερική μεταβλητότητα λειτουργούν σε ένα μεγάλο εύρος χρονικών κλιμάκων που κυμαίνονται από σχεδόν στιγμιαίες (π.χ. συμπύκνωση υδρατμών στα σύννεφα) έως και κλίμακες δεκαετιών (π.χ. ωκεάνια κυκλοφορία, μόνιμη κάλυψη από πάγο). Αυτά τα συστήματα παράγουν εσωτερική μεταβλητότητα και ενσωματώνουν επίσης, τη μεταβλητότητα από την ταχέως μεταβαλλόμενη ατμόσφαιρα.

Κριτήριο αξιολόγησης 3

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 τον 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 τη δραματική μείωση των ψαριών, καθώς και της υδρόβιας χλωρίδας. Επιπλέον, η άνοδος της θερμοκρασίας του νερού, σε σχέση με τα κανονικά επίπεδα, 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 2,5m s^{-1}. Οι συγκεκριμένοι κυματισμοί ανακλώμενοι λαμβάνουν ΒΔ και ΝΔ διευθύνσεις υπό μορφή κυματισμών Rossby, με αντίστοιχη ταχύτητα διάδοσης 1m 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 2.1). Η συγκεκριμένη διαταραχή επέφερε αρχικά, την άνοδο της στάθμης της θάλασσας κατά 10cm στις ακτές της Νοτίου Αμερικής. Το φαινόμενο ενισχύθηκε τους επόμενους μήνες και παρουσίασε μέγιστη ένταση κατά την περίοδο Νοεμβρίου-Δεκεμβρίου 1997. Προς το τέλος του έτους, θερμότερες υδάτινες μάζες (4-5°C άνω της μέσης κλιματικής τιμής) συσσωρεύτηκαν στις ανατολικές περιοχές και σε συνδυασμό με την άνοδο της μέσης στάθμης θάλασσας κατά 20cm, εμπόδισαν 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 της θάλασσας κατά 20cm.

Κριτήριο αξιολόγησης 4

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 τη 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 5

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 ’60 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 ’60, 200 ppt το 1975 και περισσότερα από 400 ppt το 1987. Μέχρι το 1990 η συγκέντρωση CFC-11 και CFC-12, των δυο πιο καταστροφικών και σταθερών CFCs, ήταν πάνω από 750 ppt. Η υπόθεση του στρατοσφαιρικού όζοντος

ξεκίνησε στον Κόλπο Halley 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 χαμηλές τιμές στη συγκέντρωση του 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 6

Περιγράψτε τον καταστροφικό κύκλο ενός μορίου χλωρίου.

Απάντηση/Λύση

- Η ακτινοβολία UV διασπά ένα άτομο χλωρίου από ένα μόριο χλωροφθοράνθρακα(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 χιλιάδες φορές.

Κριτήριο αξιολόγησης 7

Να αναφερθούν οι παράγοντες δημιουργίας της θερινής μουσωνικής δραστηριότητας στην περιοχή της Ινδίας.

Απάντηση/Λύση

Κατά τη θερινή περίοδο, η επικρατούσα ατμοσφαιρική ροή κατευθύνεται από τον Ινδικό Ωκεανό προς τις ηπειρωτικές περιοχές, καθώς ο αέρας πάνω από την ξηρά γίνεται πολύ θερμότερος σε σχέση με τον ωκεανό, με αποτέλεσμα τη δημιουργία ενός ρηχού θερμικού χαμηλού. Οι θερμότερες ασταθείς αέριες μάζες ανέρχονται πάνω από το κέντρο του χαμηλού, ενώ ο περιβάλλοντας αέρας κινείται αριστερόστροφα προς το κέντρο του χαμηλού. Η συγκεκριμένη κυκλοφορία ευνοεί τη μεταφορά υγρασίας από τον ωκεανό, η οποία συγκλίνει με μια ξηρότερη δυτική ροή, με αποτέλεσμα την αδιαβατική της άνοδο, την ψύξη και τον κορεσμό της, κυρίως πάνω από τις ορογραφικές εξάρσεις της περιοχής. Συνεπώς, οι θερινοί μουσώνες στην περιοχή, διαρκούν περίπου από τον Ιούνιο έως τον Σεπτέμβριο και συνοδεύονται από ισχυρές καταιγίδες (υγρή περίοδος) με επικρατούσα ατμοσφαιρική ροή από τον ωκεανό προς την ξηρά. Αν και το μεγαλύτερο μέρος του ετήσιου υετού αποδίδεται κατά τη διάρκεια της υγρής περιόδου, δεν βρέχει συνεχώς. Στην πραγματικότητα, οι βροχερές περίοδοι διαρκούν μεταξύ 15 και 40 ημερών και συχνά ακολουθούνται από αρκετές εβδομάδες ζεστού, ηλιόλουστου καιρού. Η ένταση των μουσώνων στην Ινδία φαίνεται να σχετίζεται επίσης, με την αντιστροφή της επιφανειακής πίεσης που συμβαίνει σε ακανόνιστα χρονικά διαστήματα, περίπου κάθε δύο έως επτά χρόνια, στον Νότιο Ειρηνικό Ωκεανό και συνδέεται με το φαινόμενο υπερθέρμανσης των ωκεανών, φαινόμενο γνωστό ως El Niño. Η εκδήλωση του φαινομένου El Niño συνοδεύεται με μετριασμό της έντασης της μουσωνικής δραστηριότητας στον Ινδικό Ωκεανό.

Κριτήριο αξιολόγησης 8

Τι είναι ο πολικός στρόβιλος;

Απάντηση/Λύση

Ο πολικός στρόβιλος αποτελεί μία στρατοσφαιρική πολική δίνη ενός κυκλωνικά περιστρεφόμενου αεροχειμμάρου πολύ ψυχρών αερίων μαζών, σε ύψος από 15km έως 50km. Σχηματίζεται κατά τις φθινοπωρινές εποχές όταν οι θερμοκρασίες της Αρκτικής ή της Ανταρκτικής κρυώνουν γρήγορα, καθώς ξεκινά η πολική νύχτα και λαμβάνει τη μέγιστη ισχύ του τον χειμώνα. Η αυξημένη διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ του Πόλου και των τροπικών περιοχών προκαλεί ισχυρούς ανέμους και η δύναμη Coriolis προκαλεί την περιστροφή της δίνης. Η στρατοσφαιρική πολική δίνη εξασθενεί την Άνοιξη, καθώς τελειώνει η πολική νύχτα.

Όπως έχει αναφερθεί και παραπάνω, κατά την περίοδο Ιούνιος-Σεπτέμβριος που αντιστοιχεί στον 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 περιορίζεται από ισχυρούς δυτικούς ανέμους που περιβάλουν τον 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 συγκέντρωσή του στην περιοχή έξω από τον στρόβιλο. Από τον 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 προς την εσωτερική 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 $HNO_3(H_2O)_3$ (nitric acid trihydrate), νερό και θειικό οξύ (H_2SO_4). Αυτά τα σωμάτια έχουν διάμετρο 1μm. 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 10μm). 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 δεν σχηματίζονται πάνω από την περιοχή του Νοτίου Πόλου. Καθώς τα σωμάτια των PSCs καθιζάνουν με αργό ρυθμό, απομακρύνουν 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 2.19) απεικονίζονται οι διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στον πολικό στρόβιλο.

Κριτήριο αξιολόγησης 9

Τι είναι τα Πολικά στρατοσφαιρικά νέφη (PSCs); Πόσους τύπους στρατοσφαιρικών νεφών γνωρίζετε; Ποια η συμβολή τους στην τρύπα του όζοντος;

Απάντηση/Λύση

Την περίοδο Ιουνίου-Σεπτεμβρίου, η οποία αντιστοιχεί στον χειμώνα του Νοτίου Ημισφαιρίου, ο στρατοσφαιρικός αέρας πάνω από την Ανταρκτική δεν μπορεί να αλληλεπιδράσει με τον αέρα των μικρότερων γεωγραφικών πλατών, λόγω του πολικού στροβίλου, ο οποίος περιορίζεται από ισχυρούς δυτικούς ανέμους που περιβάλουν τον 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. Ο στρόβιλος, πάντως, λειτουργεί τον χειμώνα ως μια τεράστια και απομονωμένη περιοχή, όπου συμβαίνουν αποκλειστικά και μόνο χημικές αντιδράσεις. Για παράδειγμα, αν και την περίοδο του Αυγούστου οι συγκεντρώσεις του όζοντος είναι σε φυσιολογικά επίπεδα μέσα στον στρόβιλο, η συγκέντρωση του ClO είναι δεκαπλάσια εκεί, σε σχέση με τη συγκέντρωσή του στην περιοχή έξω από τον στρόβιλο. Από τον 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 προς την εσωτερική πλευρά του στροβίλου. Η μείωση αυτή οφείλεται κυρίως, στον σχηματισμό του νιτρικού οξέος (HNO_3) αλλά και της συμπύκνωσης του νερού που συμβαίνει σε χαμηλές θερμοκρασίες μέσα στον στρόβιλο. Έτσι, δημιουργούνται τρείς τύποι PSCs:

- Ο πρώτος τύπος PSC (συμπύκνωση στους -78°C) πιθανόν να αποτελείται από υγρά και στερεά σωματίδια $HNO_3(H_2O)_3$ (nitric acid trihydrate), νερό και θειικό οξύ (H_2SO_4). Αυτά τα σωματίδια έχουν διάμετρο 1μm.
- Ο δεύτερος τύπος PSC (συμπύκνωση στους -85°C) αποτελείται από ένα μείγμα πάγου και νερού με μια ποσότητα αδιάλυτου HNO_3 (τα σωματίδια αυτά έχουν διάμετρο μικρότερη των 10μm).
- Ο τρίτος τύπος PSC δημιουργείται από την ταχεία ψύξη του συμπυκνωμένου νερού στις ροές πάνω από το ανάγλυφο. Όμως, τα σωματίδια αυτού του τύπου είναι περιορισμένης έκτασης και διάρκειας και δεν σχηματίζονται πάνω από την περιοχή του Νοτίου Πόλου.

Καθώς τα σωματίδια των PSCs καθιζάνουν με αργό ρυθμό, απομακρύνουν 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 2.19 απεικονίζονται οι διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στον πολικό στρόβιλο.

Κριτήριο αξιολόγησης 10

Με βάση το Σχήμα 2.20 να αποδειχθεί ότι ο συντελεστής συσχέτισης, όπως ορίζεται από την (εξίσωση 2.5), αντιστοιχεί στην ευθεία ελαχίστων τετραγώνων (ή γραμμή παλινδρόμησης ελαχίστων τετραγώνων), δεδομένου ότι η ποσότητα Q της (σχέσης 2.6) ελαχιστοποιείται. Στη συνέχεια, να αποδειχθεί ότι το r^2 αποτελεί τη διακύμανση της y και ότι το $(1-r^2)$ αποτελεί το σφάλμα:

$$Q \equiv \overline{(y_i - r \cdot x_i)^2} \tag{2.6}$$

Απάντηση/Λύση

Έστω x_i και y_i δύο κλιματικές μεταβλητές με μέσες τιμές $\overline{x_i}$ και $\overline{y_i}$, αντίστοιχα και $r \cdot x_i$ είναι η y-συντεταγμένη της γραμμής παλινδρόμησης για $x=x_i$, δηλαδή $y=r \cdot x_i$. Τότε, η διαφορά $y_i - r \cdot x_i$ είναι το σφάλμα μεταξύ της εκτιμώμενης από τη γραμμή παλινδρόμησης τιμής του y και της πραγματικής τιμής y_i (Σχήμα 2.20). Ο όρος Q λαμβάνει ελάχιστη τιμή στο σημείο που μηδενίζεται η πρώτη του παράγωγος ως προς r:

$$\frac{dQ}{dr} = 0 \Rightarrow \frac{d}{dr}\overline{(y_i - r \cdot x_i)^2} = 0 \Rightarrow \frac{d}{dr}\left(\overline{y_i^2} - 2r\overline{x_i y_i} + r^2\overline{x_i^2}\right) = 0$$

Διαφορίζοντας ως προς r προκύπτει:

$$-2\overline{x_i y_i} + 2r\overline{x_i^2} = 0$$

Επειδή τα x_i και y_i θεωρούνται γραμμικά ανεξάρτητα του r και $\overline{x_i^2} = 1$, τότε από την παραπάνω σχέση προκύπτει:

$$r = \overline{x_i y_i}$$

που αντιστοιχεί στην ευθεία ελαχίστων τετραγώνων (ή γραμμή παλινδρόμησης ελαχίστων τετραγώνων).

Κριτήριο αξιολόγησης 11

Έστω δύο συστήματα που αποκρίνονται ως ακολούθως, σε εξωτερική διαταραχή (Σχήμα 2.21). 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.

Σχήμα 2.21 *Παραδείγματα αρνητικής και θετικής κλιματικής ανάδρασης (τροποποίηση από Intergovernmental Panel on Climate Change-IPCC, 2013).*

Απάντηση/Λύση

Το πρώτο διάγραμμα δείχνει ένα κλιματικό σύστημα υψηλών αντοχών που μπορεί να απορροφήσει (εξαλείψει) τη συγκεκριμένη εξωτερική διαταραχή (μαύρη γραμμή). Συνεπώς, το πρώτο διάγραμμα σχετίζεται με αρνητική ανάδραση του κλίματος (κόκκινη γραμμή), όπως είναι η ικανότητα των ωκεανών να αποθηκεύουν μεγάλα ποσά ενέργειας και να έχουν ρόλο ρυθμιστή του κλίματος.

Το δεύτερο διάγραμμα αποτυπώνει τη θετική ανάδραση κατά την οποία το κλιματικό σύστημα ενισχύει την αρχική διαταραχή. Παράδειγμα θετικής ανάδρασης αποτελεί η υπερθέρμανση της ατμόσφαιρας λόγω της κλιματικής αλλαγής, η οποία οδηγεί σε μεγαλύτερη εξάτμιση του νερού στην επιφάνεια του πλανήτη και μετατροπή του σε υδρατμούς, οι οποίοι με τη σειρά τους απορροφούν περισσότερη υπέρυθρη ακτινοβολία, ενισχύοντας το φαινόμενο του θερμοκηπίου και τελικά τη θέρμανση της ατμόσφαιρας της Γης. Αντίστοιχα παραδείγματα θετικής ανάδρασης αποτελούν τα θερμοκηπικά αέρια (CO_2, CH_4, NO_x), το λιώσιμο των πάγων με την ανακλαστικότητα της επιφάνειας κ.ά.

Κεφάλαιο 3

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. Επίσης, παρουσιάζεται το μοντέλο της διάδοσης των ακτινοβολιών στον πλανήτη και εκτιμώνται τα ισοζύγια ενέργειας στην ατμόσφαιρα και στην επιφάνεια της Γης. Στο τέλος του κεφαλαίου περιλαμβάνεται εργαστηριακή εφαρμογή κατανόησης του ενεργειακού ισοζυγίου.

Προαπαιτούμενη γνώση
Προτείνονται γνώσεις σε εισαγωγικά θέματα της Φυσικής Κλιματολογίας (1ο κεφάλαιο), καθώς και σε βασικές έννοιες της Κλιματικής Αλλαγής (2ο κεφάλαιο).

3 Ισοζύγιο Ακτινοβολιών του Πλανήτη και Παγκόσμια Θέρμανση

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 φτάνουν στην ατμόσφαιρα, οι ανθρώπινες δραστηριότητες συνεισφέρουν με 0,01 μονάδες, το εσωτερικό της Γης με 0,005 μονάδες και τα άστρα με ένα ελάχιστο ποσό, της τάξης του 10^{-5}. Συνεπώς, σχεδόν το 100% της ενέργειας που εισέρχεται στην ατμόσφαιρα της Γης 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 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 υπολογιστεί 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.

3.1 Η Φύση της Ηλιακής Ακτινοβολίας

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. Τα διανύσματα των δύο παραπάνω εντάσεων μεταβάλλονται συνεχώς στον χώρο και στον χρόνο, είναι κάθετα μεταξύ τους, αλλά ταυτόχρονα και κάθετα στη διεύθυνση διάδοσης του κύματος (εγκάρσια κύματα). Είναι δηλαδή στην ουσία, δύο συμφασικά μεγέθη που μεταβάλλονται χωροχρονικά (Σχήμα 3.1α), φτάνοντας 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 $c=3\times10^8$ m·s^{-1}). Με αυτή την ταχύτητα, η

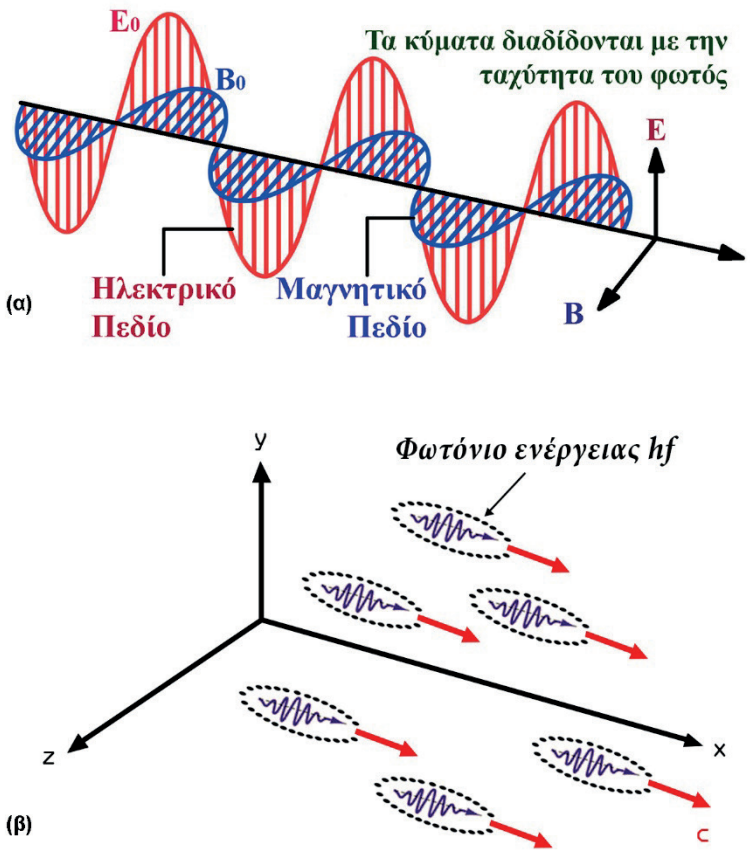
ακτινοβολία, διανύοντας μια μέση απόσταση $1{,}5\text{x}10^8$ χιλιομέτρων, φτάνει από τον Ήλιο στη Γη, σε 8,3 λεπτά περίπου, μεταφέροντας την ενέργεια του ηλεκτρομαγνητικού πεδίου. Αξίζει να αναφερθεί ότι ένα ηλεκτρομαγνητικό κύμα διαδίδεται και στο κενό, δηλαδή δεν απαιτείται υλικό μέσο διάδοσης. Στο 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*:

$$c = \lambda \cdot f \tag{3.1}$$

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 με την ύλη. Έτσι, το 1900 ο Planck, προκειμένου να ερμηνεύσει γιατί ένα θερμαινόμενο σώμα παράγει 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, τα άτομα δεν εκπέμπουν ή δεν απορροφούν ηλεκτρομαγνητικά κύματα με συνεχή τρόπο, αλλά εκπέμπουν ή απορροφούν 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 3.2), ενώ τα ποσά της συνολικής ενέργειας, που εκπέμπονται ή απορροφώνται, είναι ακέραια πολλαπλάσια της ενέργειας του κάθε φωτονίου (Σχήμα 3.1β):

$$E = h \cdot f \tag{3.2}$$

όπου h είναι η σταθερά του Planck, ίση με $6{,}63\text{x}10^{-34}$ J·s

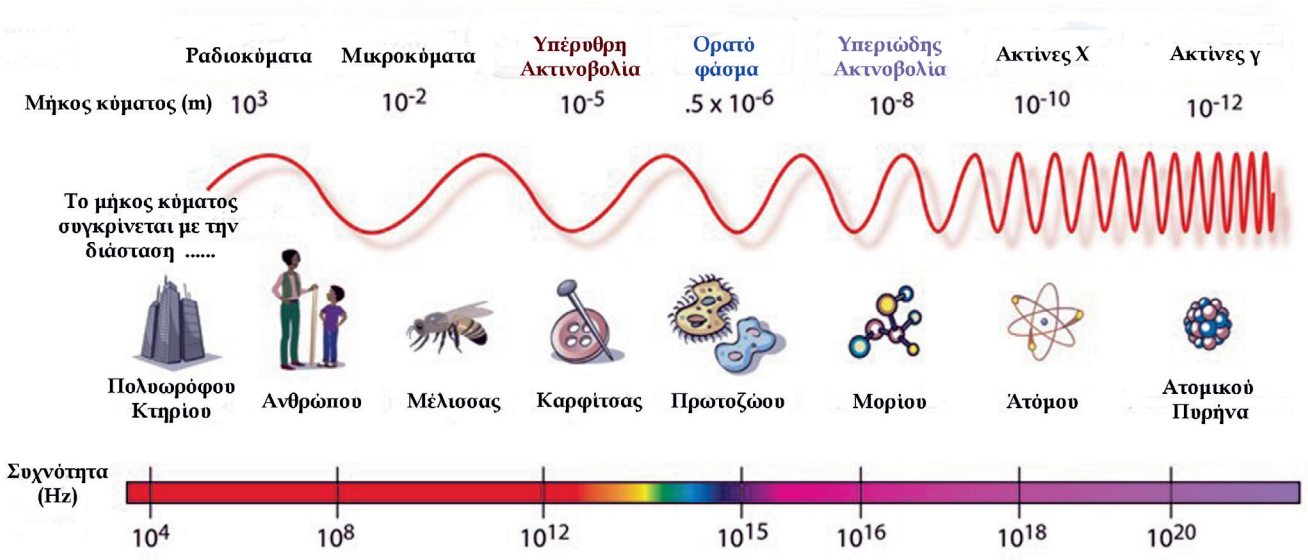


Σχήμα 3.1 *α) Στιγμιότυπο ηλεκτρομαγνητικού κύματος που διαδίδεται μακριά από την πηγή. Οι εντάσεις $\vec{E}$ και $\vec{B}$ των πεδίων είναι κάθετες στη διεύθυνση διάδοσης του κύματος και γι' αυτό τα κύματα αυτά ονομάζονται εγκάρσια, β) με βάση την κβαντική θεωρία μια δέσμη φωτός αποτελείται από φωτόνια που διαδίδονται στον χώρο με την ταχύτητα του φωτός (τροποποίηση από Saleh, M., 2017).*

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 ως κύμα (ηλεκτρομαγνητικό), ενώ άλλα φαινόμενα εξηγούνται με τη θεώρηση ότι η ακτινοβολία συμπεριφέρεται ως σωματίδιο, το οποίο όμως έχει και κυματικές ιδιότητες (φωτόνιο).

3.2 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 3.2), 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 πολυώροφων κτηρίων και στην ακραία θεώρηση φτάνουν στο 1/10 της απόστασης Ήλιου–Γης.



Σχήμα 3.2 *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).*

Το ορατό τμήμα της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας, που είναι ένα ιδιαίτερο τμήμα της, καθώς γίνεται αντιληπτό το ανθρώπινο μάτι, καταλαμβάνει μία πολύ μικρή περιοχή του φάσματος. Οι ακτινοβολίες αυτές χαρακτηρίζονται από ένα συγκεκριμένο χρώμα (Πίνακας 3.1) και αναφέρονται σε μη επιστημονική γλώσσα απλά ως *φως*. 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 ευαισθησία του κάθε ματιού. Αν, αυθαίρετα, ληφθούν ως όρια τα μήκη κύματος στα οποία η ευαισθησία του ματιού έχει μειωθεί κατά 99% φθάνοντας στο 1% της μέγιστης τιμής της, τότε το κατώτερο όριο είναι περίπου 0,39μm, ενώ το ανώτερο φθάνει στα 0,76μm.

Για τη μελέτη της ατμόσφαιρας, το εύρος του φάσματος που είναι σημαντικό εκτείνεται από 10^{-2}μm έως 10^{2}μm, δηλαδή από το υπεριώδες μέχρι και το υπέρυθρο τμήμα του φάσματος. Αξίζει να σημειωθεί ότι από το σύνολο της ηλεκτρομαγνητικής ενέργειας που εκπέμπει ο Ήλιος, το 50% περίπου εμπίπτει στο υπέρυθρο τμήμα του φάσματος, με μήκη κύματος λ>0,7μm, το 40% περίπου βρίσκεται στην περιοχή του ορατού, με μήκη κύματος μεταξύ 0,4μm και 0,7μm, ενώ ένα 10% περίπου βρίσκεται στο υπεριώδες, με λ<0,4μm.

Χρώμα	Περιοχή μηκών κύματος (μm)	Τυπικό (μέσο) μήκος κύματος (μm)
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 3.1 Τα μήκη κύματος του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος και τα αντίστοιχα χρώματά τους (Kondratiev, 1969).

Το υπεριώδες μέρος του φάσματος με μήκος κύματος λ<0,3μm είναι η βασική πηγή ενέργειας για την ατμόσφαιρα, σε ύψη πάνω από 10km, 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.

3.3 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). Στη συνέχεια, δίνονται οι ορισμοί μερικών χαρακτηριστικών μεγεθών οι οποίοι είναι απαραίτητοι για την ποσοτική περιγραφή της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας:

- *Ροή ακτινοβολίας*. Ο ρυθμός με τον οποίο μεταφέρεται η ενέργεια ακτινοβολίας ονομάζεται ροή ακτινοβολίας (radiant flux) και μετριέται σε μονάδες ενέργειας ανά μονάδα χρόνου (J s^{-1} ή W). Για παράδειγμα, η ροή ακτινοβολίας από τον Ήλιο είναι ίση με 3,91x10^{26} 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, με μονάδα το 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 (π.χ. 1m^2), σε χρονικό διάστημα ίσο με τη μονάδα του χρόνου (π.χ. 1s). Για παράδειγμα, η ολική ένταση της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας που εκπέμπεται από το εξωτερικό τμήμα του ηλιακού δίσκου είναι ίση με 6,33x10^7 W m^{-2}.
- *Μονοχρωματική ένταση ακτινοβολίας* (E_λ). Είναι η ένταση ακτινοβολίας ανά μονάδα μήκους κύματος. Για το E_λ ισχύει:

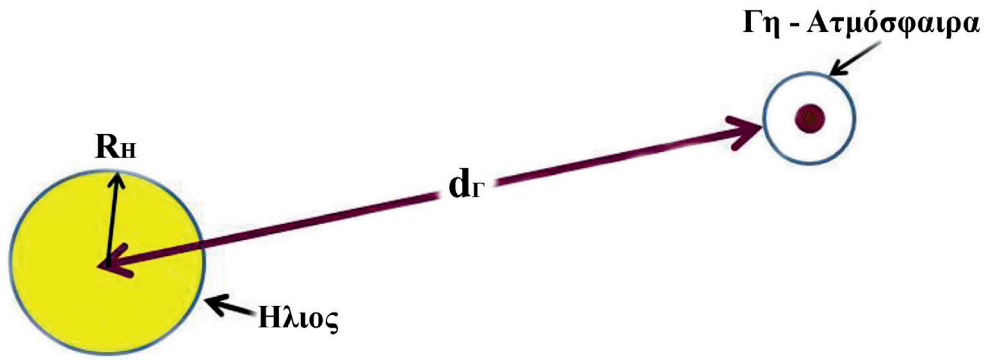
$$E = \int_0^\infty E_\lambda \, d\lambda \tag{3.3}$$

- *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 η υπόλοιπη ακτινοβολία διαδίδεται μέσω του σώματος.
- *Απορροφητικότητα* (A). Το τμήμα της ακτινοβολίας, που απορροφάται από ένα σώμα σε ένα διάστημα μηκών κύματος εύρους dλ ([λ, λ + dλ]), ονομάζεται απορροφητικότητα και συμβο-

λίζεται με A_λ. Η απορροφητικότητα εξαρτάται από τη θερμοκρασία και τη φύση του σώματος. Η ολική απορροφητικότητα A ορίζεται από τη σχέση:

$$A = \int_0^\infty A_\lambda \, d\lambda \tag{3.4}$$

- *Ηλιακή σταθερά* (S). Είναι η μέση ετήσια ηλιακή ισχύς που προσπίπτει κάθετα ανά μονάδα επιφάνειας (m^2), στο εξωτερικό όριο της ατμόσφαιρας της Γης. Επειδή η απόσταση Ήλιου-Γης μεταβάλλεται κατά τη διάρκεια του έτους, η ηλιακή ισχύς κυμαίνεται από 1325W m^{-2} έως 1420W m^{-2}. Μπορεί σχετικά εύκολα να υπολογιστεί η μέση ηλιακή σταθερά S με τη βοήθεια του σχήματος (3.3) και με εφαρμογή της Αρχής Διατήρησης της Ενέργειας. Θεωρώντας ότι ισχύει η σχέση: $4\pi \cdot E(R_H)^2 = 4\pi \cdot S(d_\Gamma)^2$, όπου E=6,33x10^7 W m^{-2}, R_H=6,95x10^8 m είναι η ακτίνα του Ήλιου και d_Γ=1,496x10^{11} m είναι η μέση απόσταση Ήλιου–Γης (Σχήμα 3.3), και λύνοντας ως προς S προκύπτει η σχέση $S = E(R_H)^2/(d_\Gamma)^2$. Η μέση ηλιακή σταθερά S λαμβάνει τελικά, τιμή ίση με 1366,18W m^{-2}. Στη συνέχεια, μπορεί να υπολογιστεί 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$= S \cdot \pi (R_\Gamma)^2$, όπου R_Γ είναι η μέση ακτίνα της Γης, ίση με 6,37x10^6 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 $S \cdot \pi (R_\Gamma)^2 / 4\pi \cdot (R_\Gamma)^2 = S/4 \approx 341{,}5$W m^{-2}. Με βάση τα παραπάνω, μπορεί να υπολογιστεί ότι σε ετήσια βάση η Γη δέχεται από τον Ήλιο ενέργεια ίση με 5,78x10^{18} J, η οποία είναι 10πλάσια όλων των αποθεμάτων της Γης σε καύσιμα.



Σχήμα 3.3 *Σχηματική αναπαράσταση της σχετικής θέσης Ήλιου-Γης (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

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 βρίσκουν εφαρμογή στην ηλιακή και γήινη εκπομπή ακτινοβολίας, καθόσον ο Ήλιος εκπέμπει περίπου σαν μελανό σώμα με θερμοκρασία περίπου 5800K, ενώ η Γη συμπεριφέρεται σαν μελανό σώμα θερμοκρασίας περίπου 288K. 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 προσπίπτουσας 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 τη μονάδα (A_λ=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. Στη συνέχεια, δίνεται σύντομη αναφορά στους νόμους ακτινοβολίας του μελανού σώματος, οι οποίοι είναι σημαντικοί για την κατανόηση του ενεργειακού ισοζυγίου Ήλιος-Γη-Ατμόσφαιρα.

- *Νόμος του Stefan-Boltzmann***.** Η ένταση ακτινοβολίας του μελανού σώματος E^* είναι ανάλογη της τέταρτης δύναμης της θερμοκρασίας του. Η σταθερά σ στην παρακάτω σχέση, ονομάζεται σταθερά Stefan-Boltzmann και είναι ίση με 5,67x10^{-8} W·m^{-2}·K^{-4}:

$$E^* = \sigma \cdot T^4 \tag{3.5}$$

- *Νόμος του Planck.* Η μονοχρωματική ένταση ακτινοβολίας $(E_\lambda)^* = dE^*/d\lambda$ για μελανό σώμα θερμοκρασίας T, δίνεται από τον Νόμο του Planck. 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 3.4 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 αυξάνεται μη γραμμικά με τη θερμοκρασία και β) αυξανόμενης της θερμοκρασίας T, αυξάνεται 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:

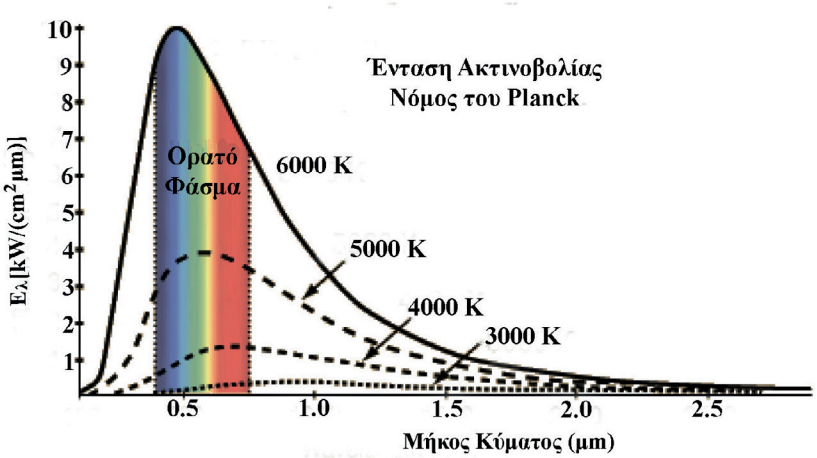
$$E_\lambda^* = \frac{c_1}{\lambda^5 \cdot [exp\,(c_2/\lambda \cdot T) - 1]} \tag{3.6}$$

όπου $c_1 = 2\pi hc^2 =$ 3,74x10^{-16} W·m^2 και $c_2 = (h \cdot c)/k$ = 1,44x10^{-2} m·K (όπου h είναι η σταθερά του Planck = 6,63x10^{-34} J·s, c η ταχύτητα του φωτός = 3,0x10^8 m·s^{-1} και k η σταθερά του Boltzmann = 1,38x10^{-23} J·K^{-1}). Επειδή, για τα περισσότερα μήκη κύματος, ο εκθετικός όρος της παραπάνω σχέσης είναι πολύ μεγαλύτερος από τη μονάδα, η (σχέση 3.6) μπορεί να αντικατασταθεί από την παρακάτω:

$$E_\lambda^* = c_1 \cdot \lambda^{-5} \cdot exp(-c_2/\lambda \cdot T) \tag{3.7}$$

- *Νόμος μετατόπισης του Wien*. Από τη (σχέση 3.7) προκύπτει ότι οι τιμές του λ, που αντιστοιχούν στο μέγιστο της εκπομπής για ένα μελανό σώμα σε θερμοκρασία T, υπακούουν στη σχέση:

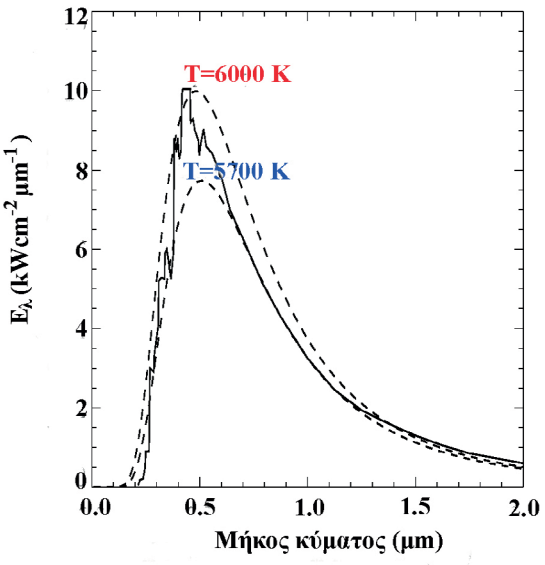
$$\lambda_{max}\, T = 2897{,}8 \tag{3.8}$$



Σχήμα 3.4 *Φάσματα εκπομπής μελανού σώματος σε συνάρτηση με το μήκος κύματος, για διάφορες θερμοκρασίες (τροποποίηση από http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/quantum/wien3.html).*

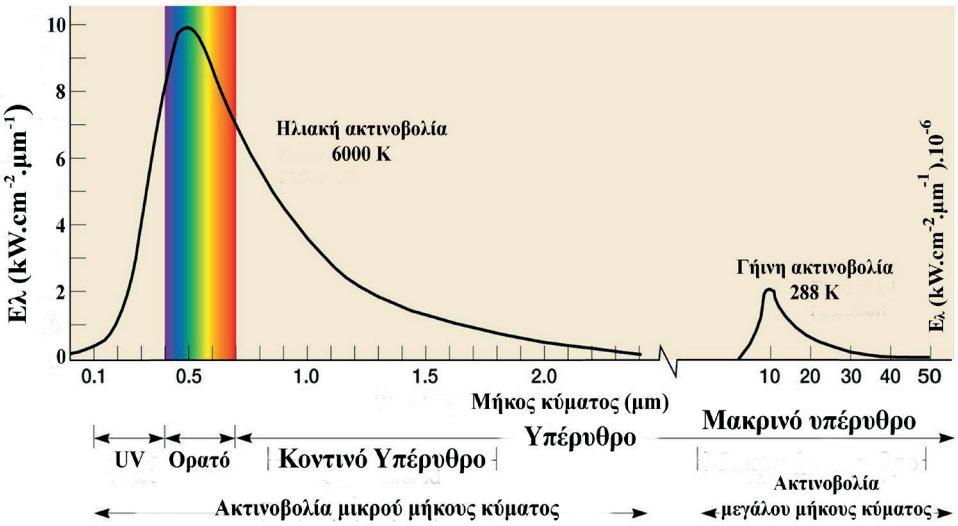
Το ηλιακό φάσμα, όπως προκύπτει από μετρήσεις, αποτυπώνεται στο (Σχήμα 3.5.) Παρατηρείται ότι το φάσμα του Ήλιου προσεγγίζει το φάσμα του Νόμου του Planck, για μελανό σώμα θερμοκρασίας 6.000K, ενώ

το μήκος κύματος του μέγιστου του ηλιακού φάσματος είναι ίσο με 0,475μm, που αντιστοιχεί στο μπλε χρώμα και σύμφωνα με τον Νόμο του Wien αντιστοιχεί σε θερμοκρασία 6.100,63K. Όμως, το χρώμα του ήλιου είναι πολύ κοντά στο κίτρινο και όχι στο μπλε. Αυτό συμβαίνει γιατί 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 4μm (με μέγιστο της ηλιακής ακτινοβολίας περίπου στα 0,5μm), ενώ το σύνολο της γήινης ακτινοβολίας εκπέμπεται στην περιοχή με μήκη κύματος μεγαλύτερα των 4μm.



Σχήμα 3.5 *Καμπύλη του ηλιακού φάσματος, όπως προκύπτει από μετρήσεις (συνεχής γραμμή). Οι διακεκομμένες καμπύλες δίνουν το φάσμα μελανού σώματος σε θερμοκρασία 5.700 K και 6.000 K (τροποποίηση από Χαλδούπης Χ., 2000).*

Ουσιαστικά, η μέγιστη γήινη ακτινοβολία εκπέμπεται πολύ κοντά στα 10μm (Σχήμα 3.6). 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 3.6 *Φασματικές κατανομές της θεωρητικής ηλιακής ακτινοβολίας (αριστερά) και της θεωρητικής γήινης ακτινοβολίας (δεξιά). Για τη γήινη ακτινοβολία, οι τιμές στον δεξιό κατακόρυφο άξονα είναι πολλαπλασιασμένες επί 10^{-6}. Παρατη-*

ρείται ότι η εισερχόμενη ηλιακή και η εξερχόμενη γήινη ακτινοβολία εμπίπτουν σε διαφορετικά μήκη κύματος (τροποποίηση από Mc Knight, T.L., 1990).

Η ακτινοβολία του μελανού σώματος είναι η μεγίστη ενέργεια που μπορεί να εκπέμψει ένα πραγματικό σώμα στη θερμοκρασία Τ. Για ένα οποιοδήποτε άλλο, πραγματικό σώμα (φαιό σώμα) ορίζεται ένα νέο μέγεθος, η *ικανότητα εκπομπής* ε_λ (emissivity), που δίνεται από τη σχέση:

$$\varepsilon_\lambda = \frac{E_\lambda}{E_\lambda^*} \tag{3.9}$$

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 σε 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:

$$\varepsilon_\lambda = A_\lambda \tag{3.10}$$

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.

3.4 Εξασθένιση της Ηλιακής Ακτινοβολίας στην Ατμόσφαιρα

Η ηλιακή 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 φτάνουν στην επιφάνεια της Γης). Η απορρόφηση της ηλιακής 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 ηλιακής ακτινοβολίας οφείλεται τόσο στην ύπαρξη των αιωρούμενων σωματιδίων (σκέδαση τύπου Mie), όσο και στα μόρια της ατμόσφαιρας (σκέδαση τύπου Rayleigh).

3.4.1 Απορρόφηση της Ηλιακής Ακτινοβολίας

Τα μόρια των αερίων της ατμόσφαιρας απορροφούν την ηλιακή ακτινοβολία, με αποτέλεσμα τη μετατροπή της ηλιακής 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 ενέργειάς του. Καθώς το μόριο είναι σε θέση να απορροφά και να ακτινοβολεί ενέργεια σε συγκεκριμένες ποσότητες, μπορεί και 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 0,44μm έως 0,70μm). Αντίθετα, ιδιαίτερα σημαντική είναι η απορρόφηση της υπεριώδους ακτινοβολίας (για μήκη κύματος λ<0,37μm). Είναι χαρακτηριστικό ότι στην επιφάνεια της Γης δεν φτάνει ακτινοβολία με μήκος κύματος μικρότερο από 0,29μm. 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 0,22μm έως 0,35μm, ενώ τα μήκη κύματος που αντιστοιχούν στο ακραίο υπεριώδες (0,12μm–0,16μm) 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. 0,63μm και 0,69μm), το διοξείδιο του άνθρακα απορροφά στην υπέρυθρη περιοχή (2,7μm και 4,3μm), οι υδρατμοί στο ερυθρό και στο υπέρυθρο, ενώ το NO_2 απορροφά έντονα μεταξύ 0,25μm-0,70μm, με μέγιστη απορρόφηση στα 0,4μm. 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 ως 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 προσπίπτουσας ακτινοβολίας καθορισμένου μήκους κύματος, αλλά είναι αρκετό τα φωτόνιά της να διαθέτουν υψηλότερη ενέργεια από ένα κατώτατο όριο (κατώφλι ενέργειας). Στην περίπτωση αυτή, το πιθανό πλεόνασμα ενέργειας μεταφέρεται ως κινητική ενέργεια στα προϊόντα της αντίδρασης. Συνοπτικά, οι προαναφερόμενοι μηχανισμοί είναι:

- Η προσπίπτουσα ακτινοβολία προκαλεί διάσπαση του μορίου σε άτομα ή ελαφρύτερα μόρια. Αντιδράσεις αυτού του είδους ονομάζονται φωτοχημικές αντιδράσεις. Κοντά στα 0,3μm το όζον αρχίζει να απορροφά ακτινοβολία και διασπάται σε O_2 και σε ατομικό οξυγόνο (O). Η απορρόφηση συνεχίζεται για το διάστημα από 0,2μm έως 0,3μm, με αποτέλεσμα την ουσιαστική αποκοπή αυτής της ακτινοβολίας, που τελικά δεν φθάνει στο έδαφος. Το βάθος διείσδυσης για λ μεταξύ 0,2μm και 0,3μm φθάνει περίπου στα 40km. Παράδειγμα φωτοχημικής αντίδρασης αποτελεί η φωτόλυση του O_2 από την υπεριώδη ακτινοβολία. Κάτω από 0,25μm, το O_2 απορροφά ακτινοβολία και διασπάται σε ατομικό οξυγόνο (σχέση 3.11), το οποίο είναι το επικρατέστερο στοιχείο στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας (ύψη πάνω από τα 80km):

$$O_2 + hf \rightarrow O + O, \ (\lambda < 0{,}242\,\mu m) \tag{3.11}$$

  όπου *hf* είναι η ενέργεια του φωτονίου. Οι φωτοχημικές αντιδράσεις κάτω από ορισμένες συνθήκες μπορεί να είναι αμφίδρομες και συνοδεύεται 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 ηλεκτρονιακή στοιβάδα. Η ακτινοβολία που απαιτείται για ιονισμό στην ατμόσφαιρα, έχει συνήθως μικρά μήκη κύματος (λ<0,15μm). Κάτω από αυτό το κατώφλι ενέργειας, τα φωτόνια μεταφέρουν αρκετή ενέργεια για να οδηγήσουν σε διάφορες αντιδράσεις ιονισμού, όπως:
  για το μονοξείδιο του αζώτου (NO):

$$NO + hf \rightarrow NO^+ + e, \ (\lambda < 0{,}134\,\mu m) \tag{3.12}$$

  για το μοριακό οξυγόνο (O_2),

$$O_2 + hf \rightarrow O_2^+ + e,\ (\lambda < 0{,}103\,\mu m) \tag{3.13}$$

για το ατομικό οξυγόνο (O):

$$O + hf \rightarrow O^+ + e,\ (\lambda < 0{,}091\,\mu m) \tag{3.14}$$

για το ατομικό άζωτο (N):

$$N + hf \rightarrow N^+ + e,\ (\lambda < 0{,}085\,\mu m) \tag{3.15}$$

Χαρακτηριστική είναι η περίπτωση του μορίου αζώτου, το οποίο διασπάται σε δύο στάδια με τη δράση ακτινοβολίας μήκους κύματος λ<0,127μm. Στην αρχή, το N_2 διεγείρεται και φτάνει σε μια ασταθή κατάσταση, ενώ στη συνέχεια ακολουθεί η διάσπαση σε ατομικό N, σύμφωνα με τις αντιδράσεις:

$$N_2 + hf \rightarrow N_2^+ + e,\ (\lambda < 0{,}127\,\mu m)\ \Rightarrow N_2^+ \rightarrow 2N \tag{3.16}$$

Το βάθος διείσδυσης στην περιοχή από 0,1μm–0,15μm, 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 70km πάνω από την επιφάνεια της Γης.

3.4.2 Οζονόσφαιρα

Το μεγαλύτερο ποσοστό της υπεριώδους ηλιακής ακτινοβολίας εκπέμπεται στην περιοχή μεταξύ 0,17μm και 0,37μm. Το πιο σημαντικό φίλτρο στα συγκεκριμένα μήκη κύματος είναι το όζον (O_3). 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 διάφορων αντιδράσεων που συμμετέχουν σε αυτόν. Η βασική πηγή O_3 στην ατμόσφαιρα είναι η φωτόλυση του O_2, που παρατηρείται πάνω από τα 20km από την επιφάνεια της Γης, με το μέγιστο να συμβαίνει γύρω στα 100km. Η φωτόλυση του O_2 δίνεται από την αντίδραση:

$$O_2 + hf \rightarrow 2\,O,\ (0{,}1\,\mu m \leq \lambda \leq 0{,}242\ \mu m) \tag{3.17}$$

Από το O που παράγεται σε χαμηλότερα ύψη αυτού του στρώματος, ένα μέρος μετατρέπεται σε O_3, σύμφωνα με την αντίδραση:

$$O + O_2 + M \rightarrow O_3 + M^* \tag{3.18}$$

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 ως 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 O_3 θα διέθετε αρκετή ενέργεια για να διασπαστεί εκ νέου. Το παραγόμενο O_3 δεν

συσσωρεύεται μόνιμα στην ατμόσφαιρα και διασπάται ξανά, μέσω μιας σειράς από χημικές αντιδράσεις διάσπασης, οι πιο σημαντικές από τις οποίες είναι οι παρακάτω:

$$O + O_3 \rightarrow 2O_2 \tag{3.19}$$

ή η αντίδραση φωτόλυσης:

$$O_3 + hf \rightarrow O_2 + O,\ (0{,}1\ \mu m \leq \lambda \leq 0{,}3\ \mu m) \tag{3.20}$$

Μέσω της αντίδρασης (3.20) επιτυγχάνεται η μέγιστη απορρόφηση της υπεριώδους ηλιακής ακτινοβολίας, που είναι επιβλαβής για τη βιόσφαιρα.

3.4.3 Διάχυση και Ανάκλαση Ηλιακής Ακτινοβολίας

Η ηλιακή ακτινοβολία εξασθενεί στην ατμόσφαιρα μέσω όχι μόνο του μηχανισμού της απορρόφησης, αλλά και μέσω δύο ακόμη μηχανισμών, της *ανάκλασης* και της *σκέδασης-διάχυσης*. 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 0,7μm, ενώ σκέδαση–διάχυση (scattering–diffusion) είναι το φαινόμενο κατά το οποίο όταν προσπίπτει ακτινοβολία σε ένα σώμα κατευθύνεται στη συνέχεια προς όλες τις διευθύνσεις, είτε ομοιόμορφα, οπότε το φαινόμενο χαρακτηρίζεται ως διάχυση, είτε ανομοιόμορφα οπότε το φαινόμενο χαρακτηρίζεται ως σκέδαση. Η σκέδαση-διάχυση 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 δραστικότητά της είναι αντιστρόφως ανάλογη του λ^4, 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 0,7μm. 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, δεν σημειώνεται δραστική απορρόφηση των μικρών μηκών κύματος (γαλάζια περιοχή του φάσματος) και επομένως, αυτά είναι τα μήκη κύματος που σκεδάζονται κατά κύριο λόγο, σύμφωνα με τον Νόμο της Σκέδασης Rayleigh ($\sim 1/\lambda^4$), έχοντας ως συνέπεια το γαλάζιο χρώμα του ουρανού. Αντίθετα, κατά την Ανατολή ή τη Δύση του Ήλιου (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 κάπως 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 απομονωθεί 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 το 60% είναι άμεση, υπό μορφή δέσμης ακτίνων, που μπορούν π.χ., να εστιαστούν με κάτοπτρα ή φακούς. Η υπόλοιπη ακτινοβολία είναι διάχυτη, γιατί 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 αυτή.

3.5 Η Γήινη Ακτινοβολία

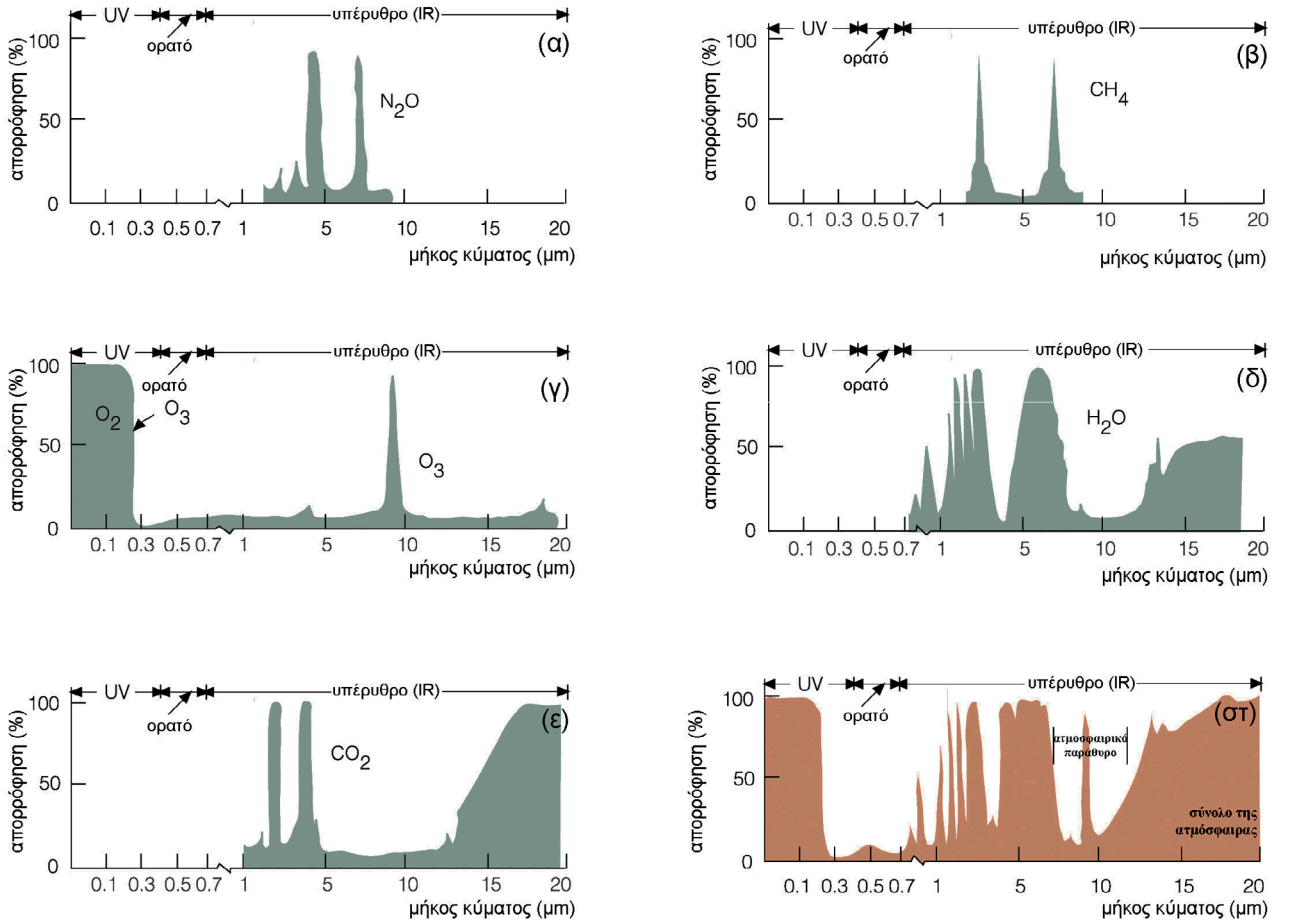
Το σύστημα Γη–Ατμόσφαιρα απορροφά περίπου το 70% της ηλιακής ακτινοβολίας. Όμως, όπως προαναφέρθηκε, η θερμοκρασία του συστήματος σε βάθος χρόνου δεν παρουσιάζει μεγάλες μεταβολές. Αυτό σημαίνει ότι η ενέργεια που απορροφάται πρέπει να επανεκπέμπεται στο διάστημα. Η θερμοκρασία του συστήματος κυμαίνεται στα διάφορα τμήματά του από 200K-300K 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.

3.5.1 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 5μm και 8μm, υπάρχει έντονη απορρόφηση από τους υδρατμούς, που εξασθενεί από τα 8μm μέχρι τα 13μm. Από τα 13μm μέχρι τα 19μm, υπάρχει έντονη απορρόφηση από το CO_2, ενώ οι υδρατμοί απορροφούν και αυτοί έντονα πάνω από τα 13μm. Μεταξύ 7μm και 14μm, υπάρχει μία στενή ζώνη έντονης απορρόφησης με κέντρο τα 9,7μm, 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 9,7μm μέσα στην τροπόσφαιρα. Εμφανίζεται, δηλαδή, η τροπόσφαιρα διαφανής για αυτή την περιοχή μηκών κύματος, η οποία ονομάζεται *ατμοσφαιρικό παράθυρο* (σαν ένα ανοικτό παράθυρο, που επιτρέπει τη συγκεκριμένη ακτινοβολία να περάσει χωρίς απορρόφηση). Στο Σχήμα 3.7 καταγράφονται σχηματικά, οι σημαντικότεροι απορροφητές στην ατμόσφαιρα, τα μήκη κύματος 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 από τη Γη ενέργεια 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

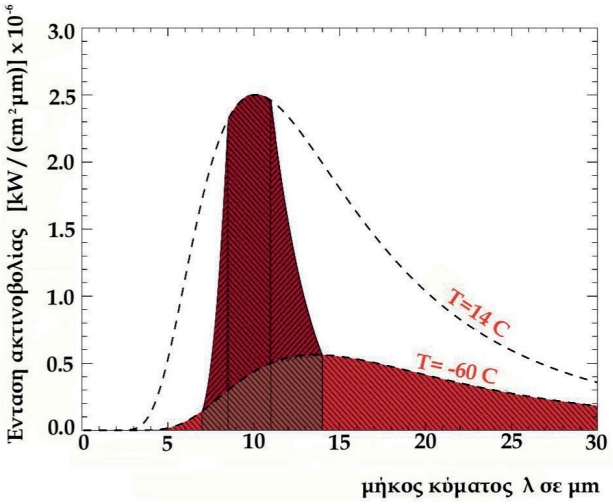
στρώμα πάχους 0,3mm. Ένα τέτοιο στρώμα κοντά στο έδαφος, θα μπορούσε να έχει πάχος περί τα 200m, αλλά αρκετά μεγαλύτερο σε υψηλότερα επίπεδα, όπου ο αέρας περιέχει λιγότερη υγρασία.



Σχήμα 3.7 *Σχηματική καταγραφή των συντελεστών απορρόφησης των σημαντικότερων απορροφητών της γήινης ακτινοβολίας σε συνάρτηση με το μήκος κύματος: α) Υποξείδιο του Αζώτου, β) Μεθάνιο, γ) Όζον, δ) Υδρατμοί, ε) Διοξείδιο του Άνθρακα και στ) το σύνολο των απορροφητών (τροποποίηση από Ahrens C.D., 2006).*

Η γραμμοσκιασμένη περιοχή στο Σχήμα 3.8 αντιστοιχεί στην ολική απώλεια ενέργειας διαμέσου της ατμόσφαιρας. Με βάση τον Νόμο του Kirckhoff, 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. Θα απορροφά φυσικά, μερικώς τα μήκη κύματος στα οποία συμπεριφέρεται ως φαιό 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 σαν μελανό σώμα (η ικανότητα εκπομπής, όπως προαναφέρθηκε, κυμαίνεται μεταξύ 0,9 και 0,95, αλλά πρακτικά θεωρείται ίση με τη μονάδα), τα νέφη ακτινοβολούν σαν μελανά σώματα και ο αέρας, σύμφωνα με τα προαναφερθέντα, είναι ημιδιαφανής, τότε η ακτινοβολία θα περνά αδιατάρακτη από το έδαφος διαμέσου της ατμόσφαιρας, μόνο στην περιοχή του ατμοσφαιρικού παράθυρου ($7<\lambda<14$ μm), όπου η ατμόσφαιρα είναι διαφανής. Αυτό παριστάνει η γραμμοσκιασμένη περιοχή για τα μήκη κύματος μεταξύ 7μm και 14μm (Σχήμα 3.8). Στις περιοχές όπου τα λεπτά στρώματα απορροφούν σαν μελανά σώματα (δηλαδή, για $\lambda<7$μm και $\lambda>14$μm), 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 $\lambda<7$μm και $\lambda>14$μm η ατμόσφαιρα χάνει ενέργεια σαν μελανό σώμα θερμοκρασίας –60°C (Σχήμα 3.8). 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 3.8 *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 Χ., 2000*).

Συνεπώς, όταν ένας παρατηρητής εξετάσει τη Γη από το διάστημα, αυτή εμφανίζεται τελείως διαφορετική από ένα μελανό σώμα. Το φάσμα της ακτινοβολίας της έχει τη μορφή της καμπύλης που αντιστοιχεί στη γραμμοσκιασμένη επιφάνεια του Σχήματος 3.8. Αν δεν υπήρχε η ατμόσφαιρα, η Γη θα εξέπεμπε σαν μελανό σώμα και η προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία θα μπορούσε να εξισορροπηθεί από μία πολύ μικρότερη θερμοκρασία εδάφους. Η ύπαρξη ατμόσφαιρας που είναι διαπερατή από τη μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία (ηλιακή ακτινοβολία), αλλά έχει την ιδιότητα να παγιδεύει μερικά και την εξερχόμενη ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος (γήινη ακτινοβολία), οδηγεί στην ανάπτυξη μεγαλύτερης θερμοκρασίας στο έδαφος, συνεισφέροντας στη διατήρηση του ισοζυγίου ακτινοβολιών.

3.5.2 Το Απλοποιημένο Μοντέλο Ισοζυγίου Ενέργειας κοντά στην Επιφάνεια

Ένα απλοποιημένο μοντέλο ισοζυγίου της ενέργειας κοντά στην επιφάνεια της Γης περιλαμβάνει την ένταση της ακτινοβολίας, που απορροφά η μονάδα επιφανείας του εδάφους από την ηλιακή ακτινοβολία και την εκπομπή ακτινοβολίας από το έδαφος (Σχήμα 3.9α). Σε φάση ισορροπίας οι δύο ακτινοβολίες εξισώνονται.

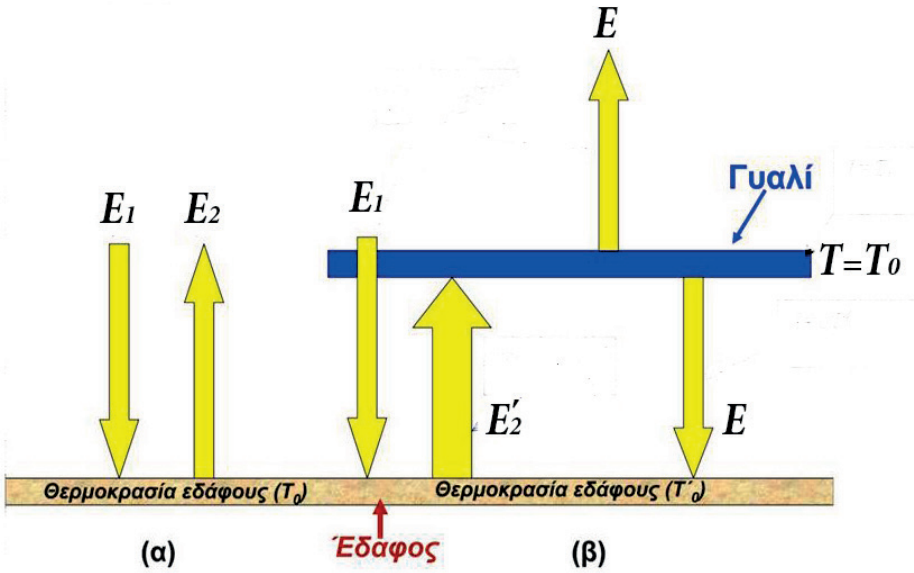
Έστω ότι μερικά μέτρα πάνω από το έδαφος τοποθετείται γυάλινο κάλυμμα, όπως απεικονίζεται στο Σχήμα 3.9β. Το γυαλί επιτρέπει τη διέλευση ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος και προς τις δύο κατευθύνσεις (της προσπίπτουσας και της ανακλώμενης ηλιακής ακτινοβολίας), αλλά απορροφά την ακτινοβολία μεγάλου 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 4μm έως την περιοχή του μακρινού υπέρυθρου (μερικές δεκάδες μm).

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 σαν μελανό σώμα, η εκπομπή ακτινοβολίας του (ανά μονάδα χρόνου και μονάδα επιφάνειας) είναι ίση με $E_2=\sigma \cdot T_o^4$, όπου T_o είναι η θερμοκρασία του εδάφους σε K. Η συγκεκριμένη θερμοκρασία θα αυξάνεται μέχρις ότου η ενέργεια που εκπέμπεται ισορροπήσει την ενέργεια που απορροφάται από τον Ήλιο. Όταν συμβεί αυτό, το σύστημα φτάνει σε ισορροπία ακτινοβολιών, που εκφράζεται από την παρακάτω σχέση και απεικονίζεται στο Σχήμα 3.9α:

$$E_1 = E_2 = \sigma \cdot T_0^4 \tag{3.21}$$



Σχήμα 3.9 *Απλοποιημένο μοντέλο μελέτης του ισοζυγίου ενέργειας κοντά στην επιφάνεια της Γης: α) Ισοζύγιο ροών ακτινοβολίας χωρίς γυάλινη οροφή και β) Ισοζύγιο ροών ακτινοβολίας με γυάλινη οροφή. Το E είναι η ηλιακή ακτινοβολία που απορροφάται από το έδαφος, ανά μονάδα επιφάνειας και χρόνου. Οι θερμοκρασίες T_0 και T_0' είναι οι θερμοκρασίες του εδάφους, χωρίς, και με γυάλινη οροφή, αντίστοιχα, ενώ το T είναι η θερμοκρασία του γυαλιού (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

Στη συνέχεια, γίνεται η υπόθεση ότι μερικά μέτρα πάνω από το έδαφος υπάρχει ένα γυάλινο κάλυμμα, όπως φαίνεται στο Σχήμα 3.9β. Στη συγκεκριμένη περίπτωση, το γυαλί, παίζοντας τον ρόλο της ατμόσφαιρας (H_2O, CO_2, νέφη κ.ά.) επιτρέπει τη διέλευση ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος και προς τις δύο κατευθύνσεις (προσπίπτουσας και ανακλώμενης), 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, ένα ποσό από την ακτινοβολία που απορροφάται ίσο με $E=\sigma \cdot T^4$, 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 από 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 $E=E_1=\sigma \cdot T^4$, καθώς 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 $T=T_o$, επειδή $E_1=\sigma \cdot T_o^4$. Δηλαδή το γυαλί έχει τη θερμοκρασία που θα είχε το έδαφος, χωρίς γυάλινη επικάλυψη. Σε ό,τι αφορά το έδαφος, αν υποτεθεί ότι T_0' είναι η τελική θερμοκρασία του, τότε στη νέα κατάσταση ισορροπίας πρέπει πάλι να εξισορροπεί την ενέργεια που απορροφά. Συνεπώς:

$$E_2' = E_1 + E = \sigma \cdot T_0^4 + \sigma \cdot T_0^4 = 2\sigma \cdot T_0^4 \tag{3.22}$$

Όμως:

$$E_2' = \sigma(T_0')^4 \tag{3.23}$$

Από τις σχέσεις (3.22) και (3.23) προκύπτει:

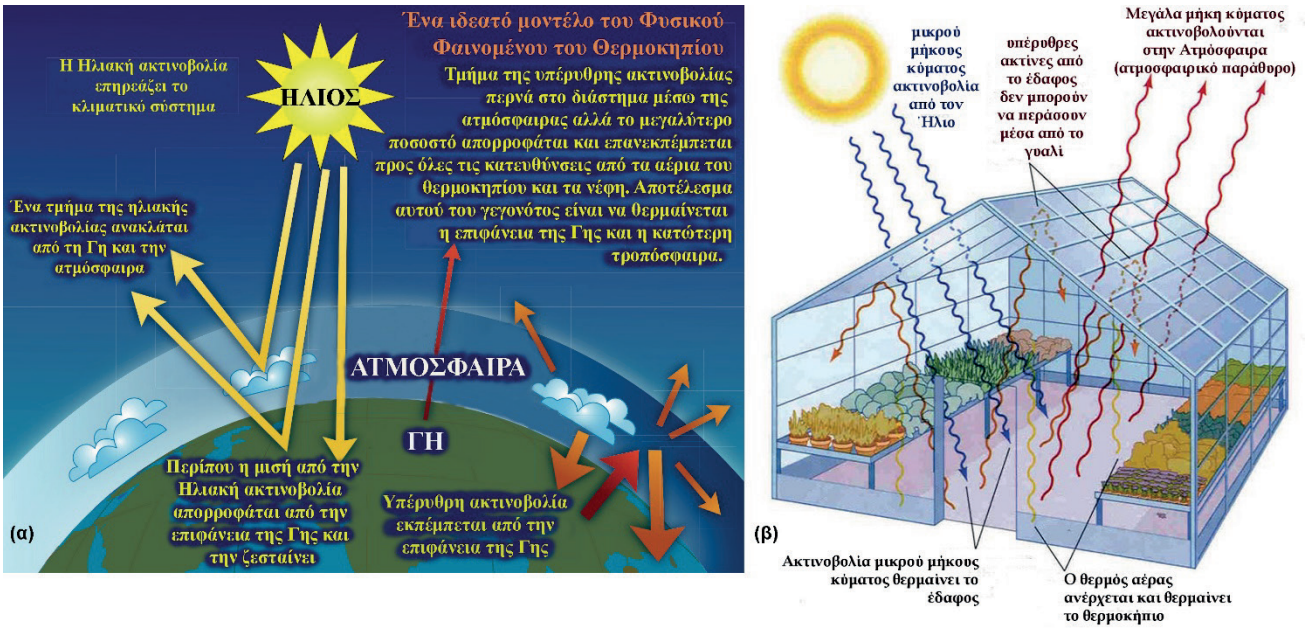
$$2\sigma \cdot T_0^4 = \sigma(T_0')^4 \tag{3.24}$$

και τελικά:

$$T_0' = (2)^{\frac{1}{4}} T_0 = 1{,}19 \cdot T_0 \tag{3.25}$$

Για παράδειγμα, αν T_0=293K (20°C), τότε T_0'=348K (75°C). Βέβαια, το αποτέλεσμα αυτό δεν είναι απολύτως ακριβές, γιατί 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 3.10). 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 σε ένα λεπτό στρώμα με την ίδια θερμοκρασία (όπως στο γυαλί), αλλά επεκτείνεται σε μεγάλα ύψη και η θερμοκρασία της είναι συνάρτηση του ύψους.



Σχήμα 3.10 *Σχηματική αναπαράσταση του φαινομένου 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 βέβαια, με αρκετές απλουστεύσεις, ως εξής:

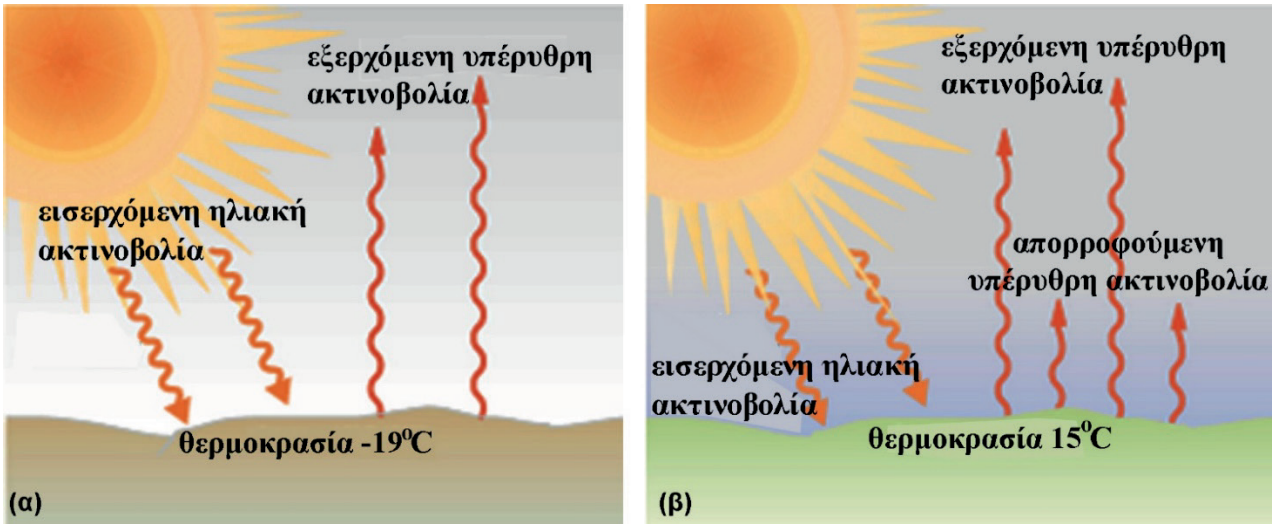
Είναι γνωστό ότι η μέση ηλιακή ισχύς (ολική ένταση) που προσπίπτει κάθετα ανά μονάδα επιφάνειας στο εξωτερικό όριο της ατμόσφαιρας (ηλιακή σταθερά), είναι S=1366,18W m^{-2} και ότι με απουσία ατμόσφαιρας, αν η ενέργεια αυτή μοιραζόταν σε όλη την επιφάνειά της Γης, η μέση εισερχόμενη ισχύς ανά μονάδα επιφάνειας θα ήταν ίση με $S{\cdot}\pi(R_\Gamma)^2/4\pi(R_\Gamma)^2=S/4\approx$341,5W m^{-2} (Παράγραφος 3.3). Λόγω, όμως, της ανακλαστικότητας A της ατμόσφαιρας, η ενέργεια που θα είχε απορροφηθεί τελικά, θα έφθανε στα $E_1=(1-A)\bullet$341,5W m^{-2}=235,6W m^{-2} (με την υπόθεση ότι A=0,31). Με αυτά τα δεδομένα, η θερμοκρασία στην επιφάνεια του εδάφους θα μπορούσε να υπολογιστεί περίπου, ίση με -19°C (σχέση (3.26)):

$$2\sigma \cdot T_0^4 = 235{,}6\ Wm^{-2} \Rightarrow T_0 = 253{,}9\ K\ (\approx -19°C) \tag{3.26}$$

και σε αντιστοιχία με το παράδειγμα της γυάλινης οροφής, για την επιφάνεια της Γης ισχύει:

$$\sigma(T_0')^4 = 2\sigma \cdot T_0^4 \Rightarrow T_0' = (2)^{\frac{1}{4}} T_0 = 1{,}19 \cdot T_0 \Rightarrow T_0' = 1{,}19 \cdot 253{,}9\ K = 302{,}14\ K\ (\approx 29\,°C) \tag{3.27}$$

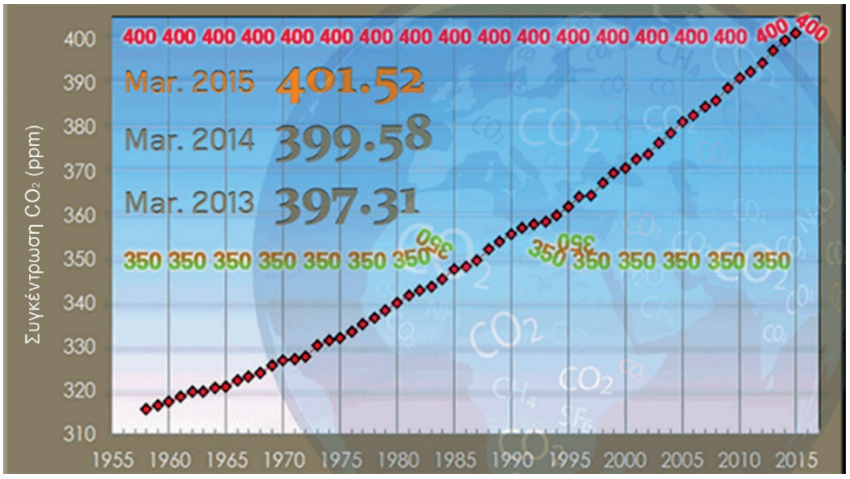
Βέβαια, στην πραγματικότητα η μέση θερμοκρασία του πλανήτη, λόγω του ατμοσφαιρικού παράθυρου μεταξύ 7μm–14μm, είναι περίπου 15°C. Συνοψίζοντας, αν δεν υπήρχε η ατμόσφαιρα, η μέση θερμοκρασία κοντά στην επιφάνεια της Γης θα ήταν περίπου –19°C, ενώ λόγω των ιδιοτήτων της ατμόσφαιρας, υπερβαίνει τους 15°C (Σχήμα 3.11).



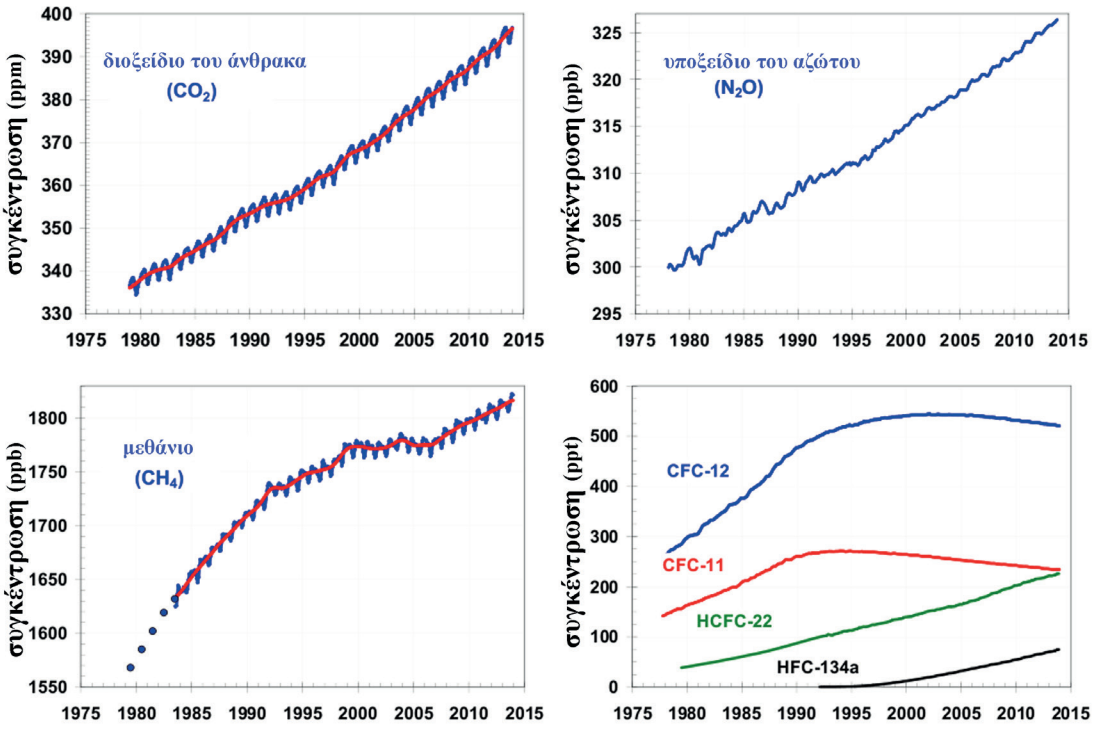
Σχήμα 3.11 *Θερμοκρασία της επιφάνειας της Γης: α) χωρίς την ύπαρξη του φαινομένου του θερμοκηπίου, β) με ύπαρξη του φαινομένου του θερμοκηπίου (τροποποίηση από Ahrens C.D., 2006).*

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 γιατί 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 σαν τη γυάλινη οροφή) η οποία απορροφά την ακτινοβολία που εκπέμπεται, και λόγω του φαινομένου του θερμοκηπίου, δεν επιτρέπει την ψύξη του εδάφους και του υπερκείμενου ατμοσφαιρικού αέρα. Μια πολύ καλή προστασία είναι η παρουσία νεφών που ενεργούν σαν μελανά σώματα, έχοντας τον 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.

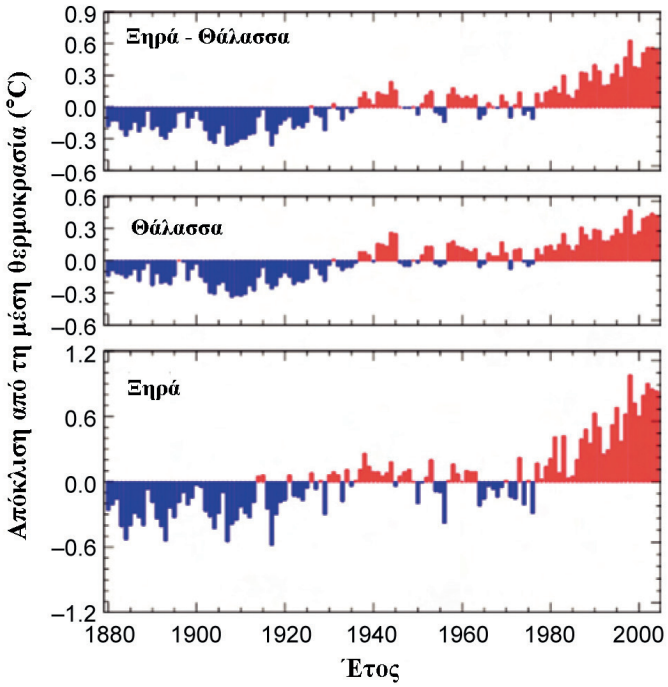
Το φαινόμενο του θερμοκηπίου σχετίζεται σημαντικά με την αύξηση του CO_2, που είναι ένας από τους κύριους απορροφητές γήινης ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα (αέριο του θερμοκηπίου). Η τεράστια ανάπτυξη ανθρωπογενών δραστηριοτήτων, όπως η βιομηχανία και οι μετακινήσεις, συνεπάγεται την απελευθέρωση μεγάλων ποσοτήτων CO_2 στην ατμόσφαιρα, ως αποτέλεσμα των καύσεων. Σήμερα, ο ρυθμός αύξησης του CO_2 στην ατμόσφαιρα είναι 0,8ppm (parts per million) ανά έτος, ενώ η ολική συγκέντρωσή του υπερβαίνει τα 400ppm, κάτι που δείχνει ότι τα τελευταία 100 χρόνια έχει αυξηθεί περίπου κατά 15% (Σχήμα 3.12). Η ίδια κατάσταση επικρατεί και με τα υπόλοιπα αέρια του θερμοκηπίου (Σχήμα 3.13). 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 3.14), μεταβολή της ατμοσφαιρικής και ωκεάνιας κυκλοφορίας) και σε γεωλογικές μεταβολές (λιώσιμο των πάγων, άνοδο του επίπεδου της επιφάνειας των θαλασσών), όπως και επαύξηση της βιολογικής δραστηριότητας.



Σχήμα 3.12 *Ετήσιες συγκεντρώσεις ατμοσφαιρικού CO_2 την περίοδο 1958-2015, με βάση μετρήσεις από το παρατηρητήριο Mauna Loa, Χαβάη (τροποποίηση από http://CO2Now.org με δεδομένα από NOAA, Earth System Research Laboratory).*



Σχήμα 3.13 *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).*

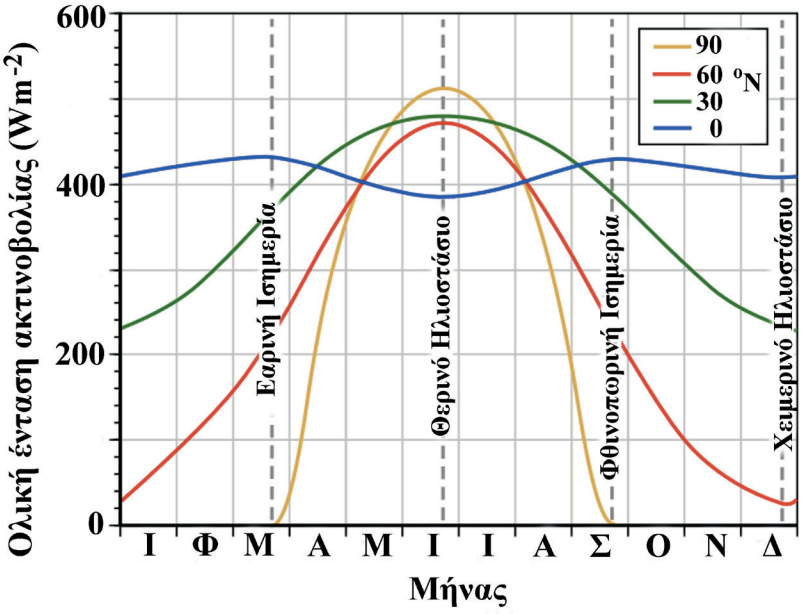


Σχήμα 3.14 *Χρονοσειρές των αποκλίσεων των μέσων ετήσιων τιμών θερμοκρασίας αέρα πάνω από την ξηρά, τη θάλασσα και το σύστημα ξηράς–θάλασσας. Θερμοκρασία έναρξης (απόκλιση 0) θεωρήθηκε η μέση τιμή για το χρονικό διάστημα 1880 – 2003 (τροποποίηση από Wallace, J.M., & Hobbs, P.V., 2006) . Τα δεδομένα προέρχονται από το National Climatic Data Center του NOAA).*

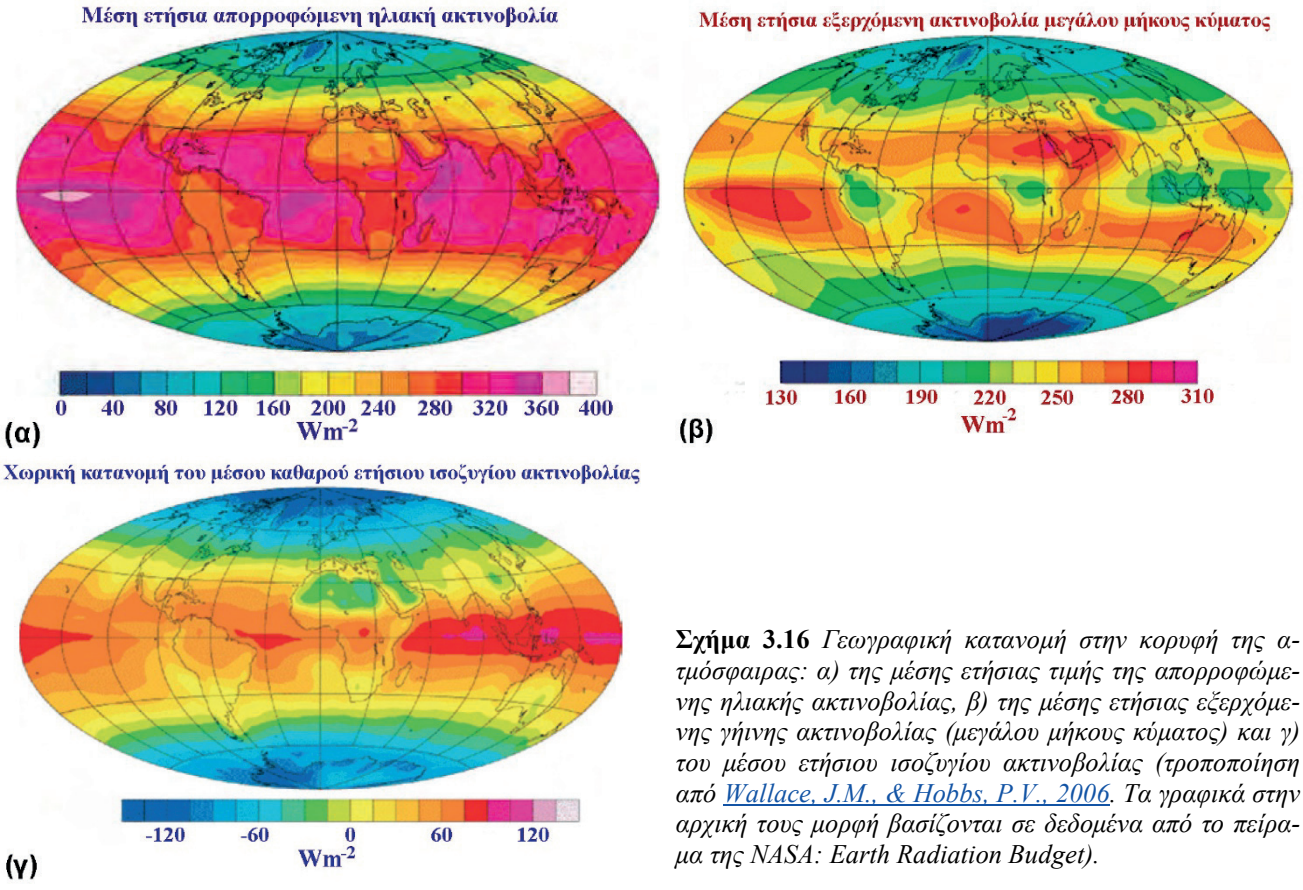
3.6 Ισοζύγιο Ενέργειας Γης–Ατμόσφαιρας

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 3.3 με τιμή 1366,18W·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 [$S{\cdot}\pi(R_\Gamma)^2$]. Εάν θεωρηθεί ότι η συγκεκριμένη ισχύς κατανέμεται ομοιόμορφα σε όλη την επιφάνεια της Γης, τότε ανά μονάδα επιφάνειας είναι ίση με 341,5W·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 επιφάνειά 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 3.15, 3.16 και 3.17. Ειδικότερα, στο Σχήμα 3.16α παρουσιάζεται η γεωγραφική κατανομή της μέσης ετήσιας τιμής της ηλιακής ακτινοβολίας που απορροφάται από την επιφάνεια της Γης. Όπως 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 Πόλους της Γης και αποδίδεται στη μεγάλη γωνία με την οποία προσπίπτει η ηλιακή ακτινοβολία, αλλά και στις μεγάλες τιμές του συντελεστή ανακλαστικότητας, λόγω της παγοκάλυψης. Στο Σχήμα 3.16β 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 3.16γ 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 Πόλους παρουσιάζεται έλλειμμα ενέργειας (αρνητικό ισοζύγιο).



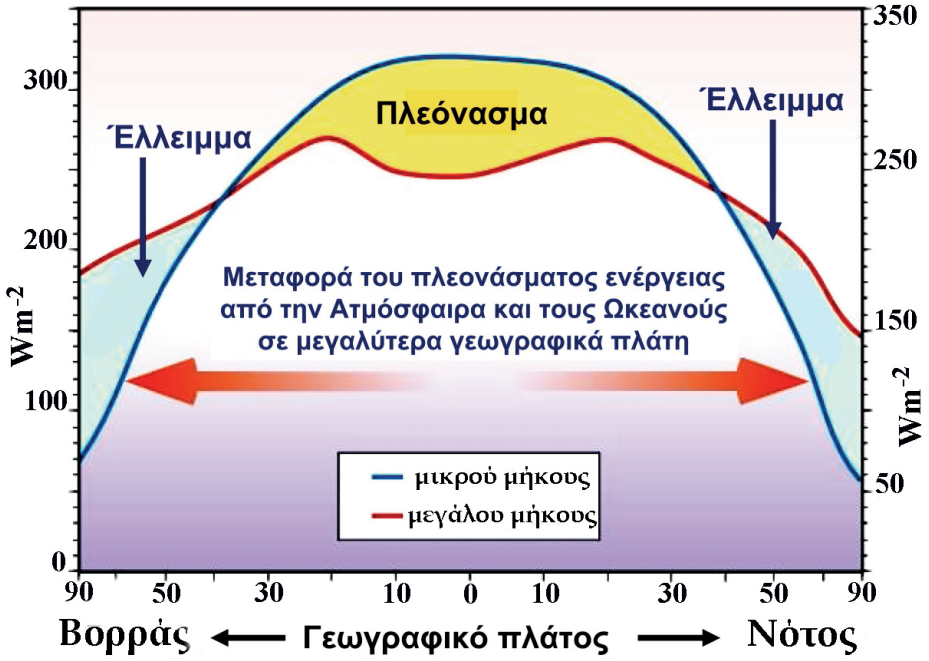
Σχήμα 3.15 *Γεωγραφική κατανομή μέσων μηνιαίων τιμών ηλιακής ακτινοβολίας (τροποποίηση από http://www.seas.harvard.edu/climate/eli/research/equable/ccf.html).*



Σχήμα 3.16 *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., & Hobbs, P.V., 2006. Τα γραφικά στην αρχική τους μορφή βασίζονται σε δεδομένα από το πείραμα της NASA: Earth Radiation Budget).*

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 3.17). Τελικά, αυτή η

ανομοιόμορφη θέρμανση της επιφάνειας της γης αποτελεί την κύρια αιτία της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας σε πλανητική και συνοπτική κλίμακα.



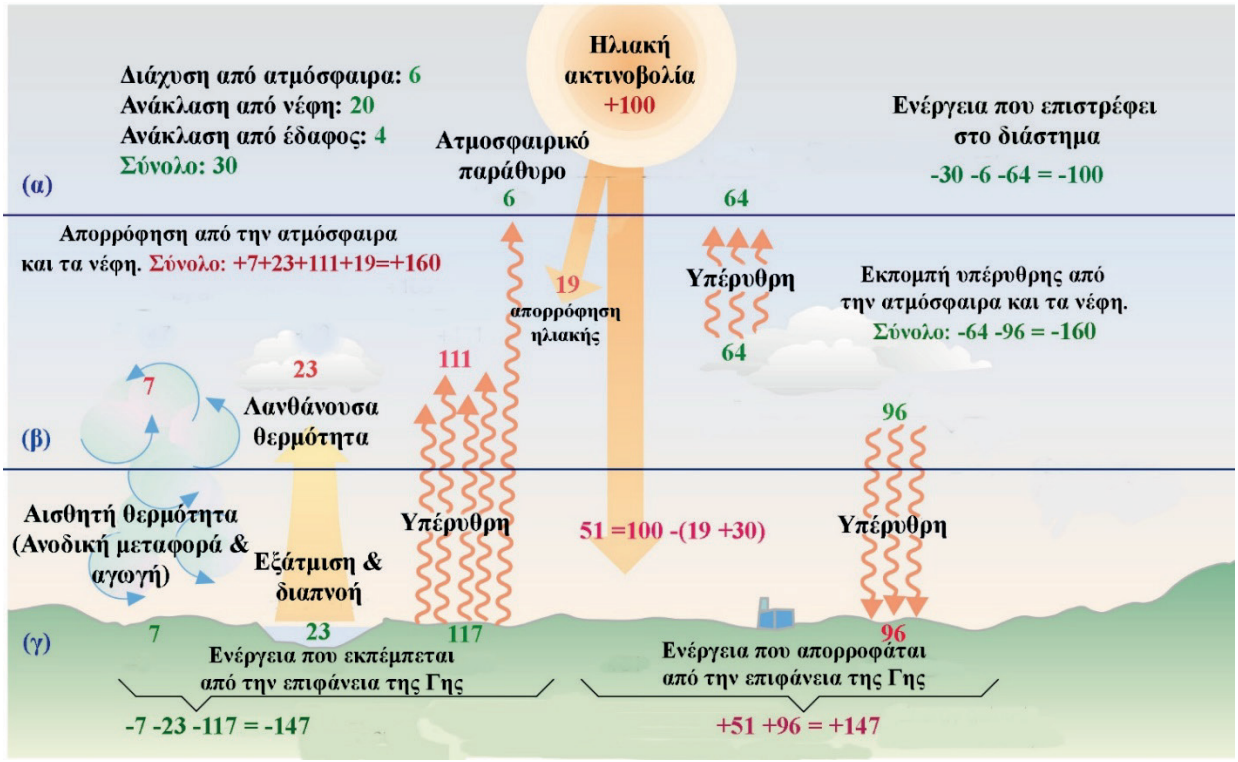
Σχήμα 3.17 *Γεωγραφική κατανομή (ως συνάρτηση του γεωγραφικού πλάτους) του ισοζυγίου ενέργειας και μεταφοράς της θερμικής ενέργειας από τα μικρά προς τα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη. Η μπλε γραμμή αναπαριστά τη μέση ετήσια εισερχόμενη μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία που απορροφάται από τη Γη και την Ατμόσφαιρά 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 εξερχομένης (τροποποίηση από Ahrens, C.D., 2006, 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 Γη-Ατμόσφαιρα. 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 3.18), 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 3.18), 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.ά.) 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. Αυτό μπορεί να διαπιστωθεί αν προστεθούν αλγεβρικά (Πίνακες 3.2, 3.3 και 3.4) οι επιμέρους ποσότητες ενέργειας που φαίνονται στο παρακάτω σχήμα (Σχήμα 3.18).



Σχήμα 3.18 *Σχηματική αναπαράσταση του παγκόσμιου 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., 2006).*

Κέρδη		**Απώλειες**	
Ηλιακή ακτινοβολία	**100**	Διάχυση ακτινοβολίας από την ατμόσφαιρα	**6**
		Ανάκλαση ακτινοβολίας από τα νέφη	**20**
		Ανάκλαση ακτινοβολίας από την επιφάνεια της Γης	**4**
		Υπέρυθρη ακτινοβολία από το ατμοσφαιρικό παράθυρο	**6**
		Εκπομπή υπέρυθρης ακτινοβολίας από την ατμόσφαιρα	**64**
Σύνολο	**100**	**Σύνολο**	**100**

Πίνακας 3.2*: Ισοζύγιο ενέργειας στην εξωτερική επιφάνεια της ατμόσφαιρας (διαχωριστική γραμμή (α) στο Σχήμα 3.18).*

Κέρδη		**Απώλειες**	
Ηλιακή ακτινοβολία: άμεση και διάχυτη	**51**	Εκπομπή υπέρυθρης από Γη	**117**
Υπέρυθρη ακτινοβολία από αέρια του θερμοκηπίου και σύννεφα	**96**	Αισθητή θερμότητα	**7**
		Λανθάνουσα θερμότητα	**23**
Σύνολο	**147**	**Σύνολο**	**147**

Πίνακας 3.3 *Ισοζύγιο ενέργειας στη διαχωριστική επιφάνεια ατμόσφαιρας-επιφάνειας Γης (επίπεδο (γ) στο Σχήμα 3.18).*

Κέρδη		**Απώλειες**	
Απορρόφηση γήινης ακτινοβολίας: σύννεφα και αέρια θερμοκηπίου	**111**	Εκπομπή υπέρυθρης ακτινοβολίας στο διάστημα	**64**
Απορρόφηση ηλιακής ακτινοβολίας: σύννεφα, O_3, H_2O, σκόνη	**19**	Εκπομπή υπέρυθρης ακτινοβολίας προς τη Γη	**96**
Αισθητή θερμότητα	**7**		
Λανθάνουσα θερμότητα	**23**		
Σύνολο	**160**	**Σύνολο**	**160**

Πίνακας 3.4 *Ισοζύγιο ενέργειας μέσα στην ατμόσφαιρα (διαχωριστική γραμμή (β) στο Σχήμα 3.18).*

3.7 Εργαστηριακή Εφαρμογή και Σχέδιο Μαθήματος για το Φαινόμενο του Θερμοκηπίου

Μετά την εκτέλεση της εργαστηριακής δραστηριότητας, οι εκπαιδευόμενοι (φοιτητές/μαθητές) θα πρέπει να μπορούν να εξηγήσουν την επίδραση και τον ρόλο του CO_2 στην αύξηση της θερμοκρασίας και γενικά τις επιπτώσεις των αερίων του θερμοκηπίου στο περιβάλλον. Γενικά, θα πρέπει να είναι σε θέση να κατανοήσουν την έννοια του φαινομένου του θερμοκηπίου και την κλιματική αλλαγή.

3.7.1 Θεωρητικό Υπόβαθρο

Ως *Φαινόμενο του Θερμοκηπίου* ορίζεται η διαφορά ανάμεσα στη θερμική εκπομπή της γήινης επιφάνειας και της εξερχόμενης μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας (Κατσαφάδος & Μαυροματίδης, 2015). Μερικά από τα βασικά αέρια του θερμοκηπίου είναι το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2), οι υδρατμοί (H_2O), το μεθάνιο (CH_4), το υποξείδιο του αζώτου (N_2O), το όζον (O_3) και οι χλωροφθοράνθρακες (CFCs). Τα αέρια αυτά απορροφούν τη μεγάλου μήκους κύματος γήινη ακτινοβολία και επανεκπέμπουν τη θερμική ακτινοβολία, θερμαίνοντας την επιφάνεια της Γης. Επιπλέον, επιτρέπουν τη διέλευση της ηλιακής ακτινοβολίας προς τη Γη, ενώ αντίθετα απορροφούν και εκπέμπουν επιστρέφοντας στο έδαφος, ένα μέρος της υπέρυθρης ακτινοβολίας που εκπέμπεται αρχικά από την επιφάνειά του. Αυτή η παγίδευση της υπέρυθρης ακτινοβολίας από τα συγκεκριμένα αέρια ονομάζεται φαινόμενο του θερμοκηπίου. Σχηματική αναπαράσταση του φαινομένου έχει ήδη δοθεί στα Σχήματα 3.10, 3.11 και 3.18.

Χωρίς το φαινόμενο του θερμοκηπίου, η Γη δεν θα ήταν αρκετά ζεστή για να ζήσουν οι άνθρωποι και τα υπόλοιπα έμβια όντα (όπως υπολογίστηκε στο κεφάλαιο 3.5.2, η θερμοκρασία της ατμόσφαιρας κοντά στην επιφάνεια της Γης θα έφτανε περίπου, τους -19°C). Παρόλα αυτά, εάν το φαινόμενο του θερμοκηπίου γινόταν εντονότερο, η Γη θα μπορούσε να γίνει θερμότερη από το συνηθισμένο. Το φαινόμενο του θερμοκηπίου σχετίζεται σε μεγάλο βαθμό με την αύξηση του CO_2, ένα αέριο από τους κύριους απορροφητές της γήινης ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα (αέριο του θερμοκηπίου). Η τεράστια αύξηση ανθρωπογενών δραστηριοτήτων, όπως δραστηριοτήτων που σχετίζονται με τη βιομηχανία και τα μέσα μεταφοράς, έχει ως συνέπεια την απελευθέρωση μεγάλων ποσοτήτων CO_2 στην ατμόσφαιρα, ως αποτέλεσμα των καύσεων.

Κλιματική αλλαγή είναι η μεταβολή του παγκόσμιου κλίματος, με αλλαγές στο ευρύτερο φάσμα συνθηκών, συμπεριλαμβανομένης της θερμοκρασίας και της εμφάνισης ακραίων καιρικών φαινομένων.

3.7.2 Εξοπλισμός

Η διάταξη μελέτης του φαινομένου του θερμοκηπίου αποτελείται από:

- δύο κυλινδρικά γυάλινα δοχεία των 3 λίτρων (L), μέσα στα οποία έχει τοποθετηθεί άμμος για να αναπαρασταθεί η επιφάνεια του εδάφους.
- δύο αισθητήρες θερμοκρασίας για την μέτρηση της θερμοκρασίας του αέρα στη φιάλη,
- δύο λαμπτήρες,
- ποσότητα CO_2,
- σωληνάκι σιλικόνης για την εισαγωγή του CO_2 στο ένα γυάλινο δοχείο

Η συσκευή της μελέτης του φαινομένου του θερμοκηπίου φαίνεται στο (Σχήμα 3.19).

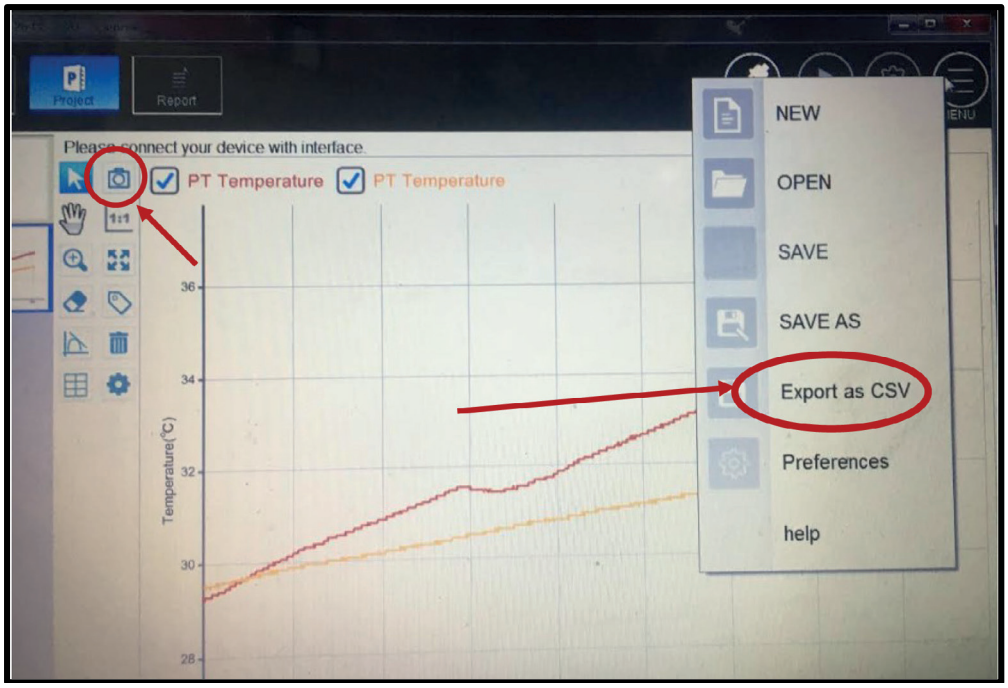
Σχήμα 3.19 *Συσκευή μελέτης του φαινομένου του θερμοκηπίου από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

3.7.3 Διαδικασία Πειράματος

Εκτελέστε τα ακόλουθα βήματα:

- Από το σωληνάκι σιλικόνης που βρίσκεται στο ένα γυάλινο δοχείο, εισάγετε CO_2.
- Ανάψτε τους λαμπτήρες.
- Στον συνδεδεμένο με την πειραματική διάταξη υπολογιστή, ανοίξτε το λογισμικό καταγραφής δεδομένων Science Cube (http://eng.sciencecube.com/product/sciencecube_pro.html).
- Βεβαιωθείτε ότι το Connect στην οθόνη δείχνει τους αισθητήρες θερμοκρασίας.
- Πατήστε το Play.
- Προσέξτε στην οθόνη τη γραφική παράσταση θερμοκρασίας–χρόνου και για τα δύο δοχεία. Η καταγραφή των θερμοκρασιών πραγματοποιείται ανά λεπτό μέχρι αυτές να σταθεροποιηθούν.
- Αποθηκεύστε τα δεδομένα σε ένα καινούργιο αρχείο με το όνομα «Θερμοκήπιο-το επίθετο σας», πατώντας Menu→Save As→αρχείο τύπου CSV (Σχήμα 3.20-Export as CSV).

Η μορφή της καταγραφής των θερμοκρασιών παρουσιάζεται στον Πίνακα 3.5.



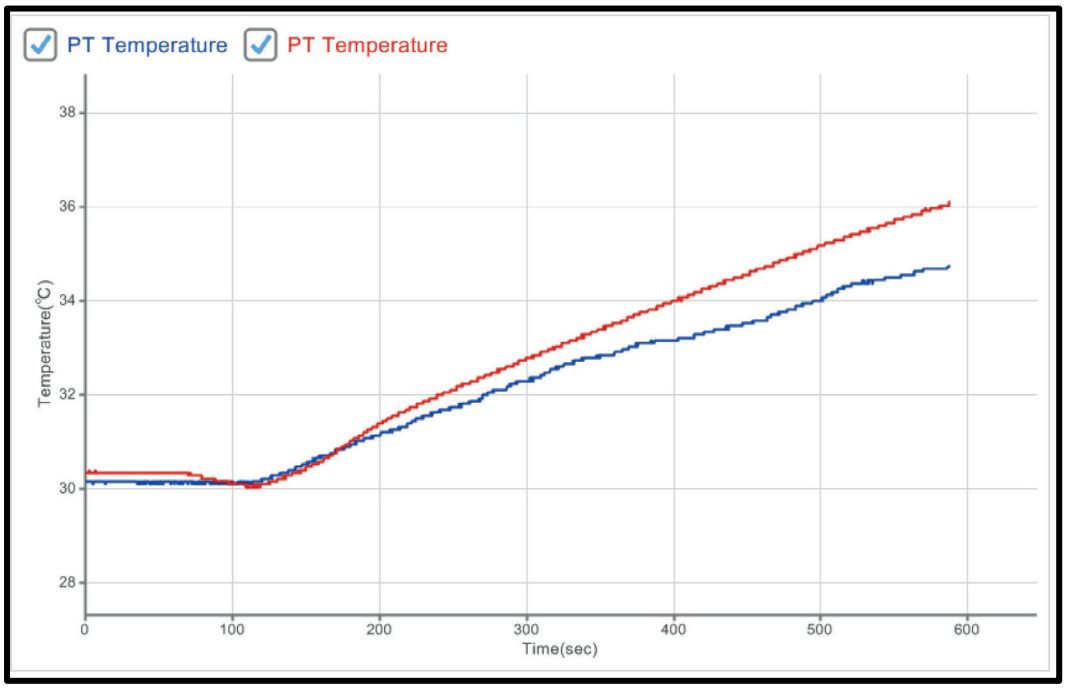
Σχήμα 3.20 *Το λογισμικό Science Cube, όπως θα εμφανίζεται στην οθόνη του υπολογιστή (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

Χρόνος (sec)	**Θερμοκρασία δοχείου με αυξημένη συγκέντρωση CO_2 (°C)**	**Θερμοκρασία δοχείου με τυπική συγκέντρωση CO_2 (°C)**
0.00	29.23	29.54
2.00	29.29	29.54
4.00	29.29	29.54
6.00	29.35	29.54
8.00	29.35	29.54
10.00	29.41	29.60
12.00	29.48	29.60
14.00	29.48	29.60
16.00	29.54	29.60
18.00	29.60	29.66
20.00	29.60	29.66
22.00	29.66	29.66
24.00	29.72	29.72
26.00	29.72	29.72
28.00	29.78	29.72
30.00	29.84	29.72
32.00	29.84	29.78
34.00	29.90	29.78
36.00	29.96	29.78
38.00	29.96	29.84
40.00	30.02	29.84
42.00	30.02	29.84
44.00	30.08	29.84

46.00	30.08	29.84
48.00	30.15	29.90
50.00	30.21	29.90
52.00	30.21	29.90
54.00	30.27	29.90
56.00	30.33	29.96
58.00	30.33	29.96
60.00	30.33	29.96
62.00	30.39	29.96
64.00	30.39	29.96
66.00	30.39	29.96
68.00	30.45	29.96
70.00	30.51	30.02
72.00	30.51	30.02
74.00	30.58	30.02
76.00	30.58	30.02
78.00	30.58	30.02
80.00	30.64	30.08
82.00	30.64	30.08
84.00	30.70	30.08
86.00	30.70	30.08
88.00	30.76	30.15
90.00	30.76	30.08
92.00	30.82	30.15

Πίνακας 3.5 *Θερμοκρασία των δύο δοχείων της διάταξης, συναρτήσει του χρόνου.*

Τα διαγράμματα θερμοκρασίας–χρόνου και για τα δύο δοχεία απεικονίζονται στο (Σχήμα 3.21)



Σχήμα 3.21 *Τα διαγράμματα θερμοκρασίας–χρόνου για το δοχείο με την τυπική συγκέντρωση CO_2 (μπλε γραμμή) και για το δοχείο με αυξημένη συγκέντρωση CO_2 (κόκκινη γραμμή) (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

3.7.4 Συμπεράσματα και Ερωτήσεις

Το δοχείο στο οποίο μεταφέρουμε μέσω του σωλήνα σιλικόνης, επιπλέον ποσότητα CO_2, θερμαίνεται περισσότερο και πιο γρήγορα από το δοχείο που περιέχει αέρα με την τυπική ποσότητα CO_2. Πώς σχετίζεται αυτό με την ατμόσφαιρα; Αυτό το απλό πείραμα του φαινόμενου του θερμοκηπίου είναι ανάλογο με την ικανότητα της ατμόσφαιρας να παγιδεύει τη θερμότητα. Όταν η ηλιακή ενέργεια φτάνει στην ατμόσφαιρα της Γης, ένα μέρος της απορροφάται από το έδαφος και ένα άλλο μέρος απορροφάται από την ίδια την ατμόσφαιρα. Το υπόλοιπο ανακλάται πίσω στην ατμόσφαιρα με κατεύθυνση προς το διάστημα. Στην ατμόσφαιρα, τα αέρια του θερμοκηπίου απορροφούν και επανεκπέμπουν την ανακλώμενη ακτινοβολία προς όλες τις κατευθύνσεις (Κατσαφάδος & Μαυροματίδης, 2015). Με βάση τα παραπάνω, καλείστε να απαντήσετε στα παρακάτω ερωτήματα:

1. Πώς το φαινόμενο του θερμοκηπίου συντελεί στη διατήρηση της ζωής στη Γη;
2. Τι προβλέπετε ότι θα συμβεί στη θερμοκρασία της Γης, εάν αυξηθεί η συγκέντρωση του CO_2 στην ατμόσφαιρά της;

Βιβλιογραφία/Αναφορές

Χαλδούπης Χ., 2000: *Εισαγωγικά Στοιχεία Ατμοσφαιρικής Φυσικής*, Ηράκλειο Κρήτης.

Ahrens, C. D. (2006). *Meteorology Today* (8th ed.). Brooks Cole.

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.

Κατσαφάδος, Π., & Μαυροματίδης, Η. (2015). *Εισαγωγή στη Φυσική της Ατμόσφαιρας και την Κλιματική Αλλαγή*. [ηλεκτρ. βιβλ.] Αθήνα: Σύνδεσμος Ελληνικών Ακαδημαϊκών Βιβλιοθηκών. http://hdl.handle.net/11419/3708.

Katsafados, P., Kalogirou, S., Papadopoulos, A., & Korres, G. (2012). Mapping long-term atmospheric variables over Greece. *J. of Maps*. *8*(2), 181-184. https://doi.org/10.1080/17445647.2012.694273

Kondratiev, K. Y. (1969). *Radiation in the Atmosphere*. Academic Press, Elsevier.

McKnight, T. L. (1990). *Physical Geography* (Eds. 10). Prentice Hall.

Saleh, M. (2017). *Band Structure of Some Photonic Crystals*. http://doi.org/10.13140/RG.2.2.20730.08646.

Wallace, J.M., & Hobbs, P.V. (2006). *Atmospheric Science. An Introductory Survey.* Academic Press, Elsevier.

Κριτήρια αξιολόγησης με απαντήσεις

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Το μήκος κύματος του μέγιστου του ηλιακού φάσματος είναι 0,475μm και αντιστοιχεί στο μπλε χρώμα. Να βρεθεί η αντίστοιχη θερμοκρασία χρώματος. Γιατί ο Ήλιος εμφανίζεται κιτρινωπός;

Απάντηση/Λύση

Από τον Νόμο Μετατόπισης του Wien, η θερμοκρασία του Ηλίου είναι 6.100,63K. 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 (0,475μm και μπλε χρώμα).

Κριτήριο αξιολόγησης 2

Με ποιο τρόπο η θερμοκρασία ενός αντικειμένου επηρεάζει την ακτινοβολία την οποία εκπέμπει;

Απάντηση/Λύση

Με βάση τον Νόμο Μετατόπισης του Wien, οι τιμές του λ (σε μm) που αντιστοιχούν στο μέγιστο της εκπομπής για ένα μελανό σώμα σε θερμοκρασία T (σε K), υπακούουν στη σχέση (3.8), $\lambda_{max} \cdot T = 2897{,}8$.

Κριτήριο αξιολόγησης 3

Χρησιμοποιώντας τα τυπικά μήκη κύματος από τον Πίνακα 3.1, 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; Δίνεται η ακτίνα του ήλιου $R_H = 6{,}95 \times 10^8$ m.

Απάντηση/Λύση

Θεωρώντας τον Ήλιο ως σφαίρα, υπολογίζουμε το εμβαδό της σφαιρικής επιφάνειας του ηλιακού δίσκου και διαιρούμε τη ροή ακτινοβολίας προς το εμβαδό αυτό.

Κριτήριο αξιολόγησης 5

Να υπολογίσετε την ισοδύναμη θερμοκρασία μελανού σώματος T_E της φωτόσφαιρας του Ήλιου (το εξώτερο ορατό τμήμα του Ήλιου), αν η ηλιακή σταθερά είναι $S = 1366{,}18$ Wm^{-2}, η απόσταση Ήλιος-Γη είναι $d_I = 1{,}496 \times 10^{11}$ m και η ακτίνα της φωτόσφαιρας του Ήλιου είναι $R_H = 6{,}95 \times 10^8$ m.

Απάντηση/Λύση

Από την Ενότητα 3.3 είναι γνωστό ότι ισχύει $S=E(R_H)^2/(d_\Gamma)^2$. Από τη σχέση αυτή υπολογίζεται ότι E=6,33x10^7 W·m^{-2}. Στη συνέχεια, με τη χρήση του Νόμου Stefan-Boltzman, ισχύει $\sigma(T_E)^4$ = 6,33x10^7 Wm^{-2}, η οποία στη συνέχεια επιλύεται ως προς T_E.

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=1366,18W·m^{-2}, η ακτίνα της Γης R_Γ=6,37x10^6 m και η σταθερά Stefan-Boltzmann σ=5,67x10^{-8} W·m^{-2}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 επιφάνειά της Γης, τότε η μέση εισερχόμενη ισχύς (σε απουσία ατμόσφαιρας) ανά μονάδα επιφάνειας είναι ίση με $S\cdot\pi(R_\Gamma)^2/4\pi(R_\Gamma)^2=S/4\approx$341,5W·m^{-2} (Παράγραφοι 3.3 και 3.5.2). Λόγω, όμως, της ανακλαστικότητας A της ατμόσφαιρας, η ενέργεια που απορροφάται τελικά, αν θεωρηθεί ότι A=0,30, είναι: E_1=(1-A)·341,5W·m^{-2}=0,70x341,5 W·m^{-2}=239,05W·m^{-2} και η θερμοκρασία στην επιφάνεια προκύπτει από τη σχέση: $\sigma(T_0)^4$=239,05 W·m^{-2}.

Κριτήριο αξιολόγησης 7

Κατά πόσο διαφέρει η φασματική κατανομή της ηλιακής ακτινοβολίας από την ανάλογη κατανομή της ακτινοβολίας που εκπέμπεται από τη Γη και πώς εξηγείται αυτή η διαφορά;

Απάντηση/Λύση

Η απάντηση προκύπτει από τον Νόμο Μετατόπισης του Wien και το Σχήμα 3.6. Η βασική παράμετρος διαφοροποίησης των εκπεμπόμενων ακτινοβολιών είναι η απόλυτη θερμοκρασία των δύο σωμάτων.

Κριτήρια αξιολόγησης χωρίς απαντήσεις

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Αν η μέση ολική ένταση ακτινοβολίας του Ήλιου είναι E_H=6,33x10^7 W·m^{-2}, η ακτίνα του Ήλιου R_H=6,95x10^8 m, η μέση απόσταση Ήλιος-Γη d_I=1,496x10^{11} m και η ακτίνα της Γης R_I=6,37x10^6 m, πόσο είναι το συνολικό ποσό ενέργειας που προσπίπτει στη μονάδα επιφανείας της Γης σε χρόνο 1s;

Κριτήριο αξιολόγησης 2

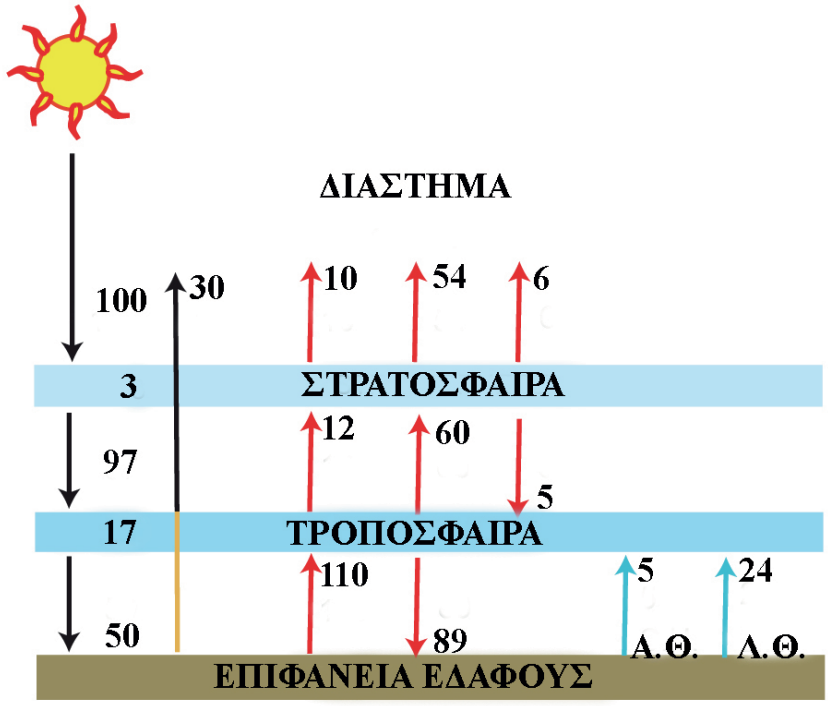
Να εξηγήσετε τον μηχανισμό εμφάνισης του φυσικού φαινομένου του θερμοκηπίου, στο σύστημα Γη-Ατμόσφαιρα.

Κριτήριο αξιολόγησης 3

Στην Ατμόσφαιρα, ποια αέρια θεωρούνται υπεύθυνα για το ενισχυμένο φαινόμενο του θερμοκηπίου;.

Κριτήριο αξιολόγησης 4

Με βάση τα δεδομένα του Σχήματος (3.22), να εκτιμήσετε το ενεργειακό ισοζύγιο στην τροπόσφαιρα, αν τα μαύρα βέλη αναπαριστούν τη μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία, τα κόκκινα βέλη τη μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία και τα μπλε βέλη τις ροές λανθάνουσας θερμότητας (ΛΘ) και αισθητής θερμότητας (ΑΘ). Η καθαρή ροή ενέργειας σε κάθε μία διαχωριστική επιφάνεια θεωρείται ίση με το μηδέν.



Σχήμα 3.22 *Σχηματική αναπαράσταση του παγκόσμιου ενεργειακού ισοζυγίου στο «Κριτήριο Αξιολόγησης Χωρίς Απάντηση 4» (τροποποίηση από Wallace, J.M. & Hobbs, P.V., 2006).*

Κεφάλαιο 4

Σύνοψη
Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο παρουσιάζεται αναλυτικά, ο κύκλος του άνθρακα στη βιόσφαιρα. Στη συνέχεια, αναλύεται ο ρόλος της σύστασης της ατμόσφαιρας στην κλιματική αλλαγή και παρουσιάζονται τα βασικά θερμοκηπικά αέρια και οι φυσικοχημικές ιδιότητές τους. Επίσης, παρουσιάζονται τα βασικά χαρακτηριστικά της φωτοχημικής ρύπανσης και αναλύονται οι επιπτώσεις της στην κλιματική αλλαγή.

Προαπαιτούμενη γνώση
Για την καλύτερη κατανόηση των εννοιών προτείνεται η αναδρομή στα εισαγωγικά κεφάλαια του συγγράμματος, καθώς και στο ισοζύγιο ακτινοβολιών του πλανήτη μας (3ο Κεφάλαιο).

4 Κύκλος του Άνθρακα και Θερμοκηπικά Αέρια

Η κινητήριος δύναμη για τον καιρό και το κλίμα είναι η ηλιακή ενέργεια. Η ατμόσφαιρα και η επιφάνεια της Γης μεταβάλλουν την ηλιακή ακτινοβολία (μικρού μήκους κύματος), της οποίας περίπου το ένα τρίτο αντανακλάται και το υπόλοιπο ποσό απορροφάται. Η ενέργεια που απορροφάται θα πρέπει να εξισορροπείται με την εξερχόμενη ακτινοβολία από τη Γη, η οποία είναι μία ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος. Οποιαδήποτε μεταβολή αυτής της εξισορρόπησης της ενέργειας προκαλεί μεταβολή του κλίματος. Ο όρος *κλιματική αλλαγή* υποδηλώνει οποιαδήποτε συστηματική μεταβολή της στατιστικής κατανομής των ατμοσφαιρικών παραμέτρων όπως είναι η υγρασία, η θερμοκρασία και ο άνεμος για μια μεγάλη χρονική περίοδο που μπορεί να κυμαίνεται μεταξύ δεκαετιών και εκατομμυρίων ετών.

Η σύζευξη μεταξύ της κλιματικής αλλαγής και της σύστασης των αερίων στην ατμόσφαιρα προκύπτει από τη βασική δομή του κλιματικού συστήματος Γη-Ατμόσφαιρα και τις θεμελιώδεις διεργασίες μέσα σ' αυτό. Η σύσταση της ατμόσφαιρας καθορίζεται από τις φυσικές και τις ανθρώπινες εκπομπές αερίων, καθώς και την ενέργεια που ρέει προς, από και μέσα στην ατμόσφαιρα. Αυτή η εισερχόμενη ενέργεια είναι σε ισορροπία στην κορυφή της ατμόσφαιρας, σε σχέση με την εξερχόμενη εκπομπή της υπέρυθρης ακτινοβολίας (Infrared Radiation-IR) από την επιφάνεια της Γης και από την ατμόσφαιρα. Η θερμοκρασιακή δομή της Τροπόσφαιρας, που χαρακτηρίζεται γενικά με μείωση της θερμοκρασίας με το ύψος, καθορίζεται σε μεγάλο βαθμό από την ενέργεια που απορροφάται στην επιφάνεια της Γης, η οποία οδηγεί στην εξάτμιση του νερού και τη δημιουργία νεφών που ανακλούν και απορροφούν την υπέρυθρη ακτινοβολία. Μέσα από πολλές αλληλεπιδράσεις, η σύνθεση και η χημεία της ατμόσφαιρας συνδέονται εγγενώς, με το κλιματικό σύστημα.

Η κλιματική αλλαγή αποτυπώνεται και από την αλλαγή στο ενεργειακό ισοζύγιο στην κορυφή της ατμόσφαιρας, αλλά και στα όρια του διαστήματος. Επιπλέον, το κλίμα επηρεάζεται από την ατμοσφαιρική σύσταση, μεταβάλλοντας το ισοζύγιο των ακτινοβολιών μέσα στο σύστημα Γη-Ατμόσφαιρα. Ένα μέρος της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας ανακλάται πίσω προς το διάστημα, από τα νέφη και την επιφάνεια της Γης, ενώ η θερμοκρασιακή δομή της ατμόσφαιρας επηρεάζεται από την παρουσία συγκεκριμένων αερίων που εμποδίζουν την υπέρυθρη ακτινοβολία να διαφεύγει άμεσα από την επιφάνεια της Γης, στο διάστημα. Τα συγκεκριμένα αέρια καλούνται *θερμοκηπικά*, γιατί λειτουργούν ως θερμοκήπιο για τον πλανήτη, εγκλωβίζοντας την υπέρυθρη ακτινοβολία (θερμότητα) μέσα στην Τροπόσφαιρα, αντί να την αφήσουν να διαφύγει στο διάστημα.

4.1 Τα Αέρια του Θερμοκηπίου

Πολλές χημικές ενώσεις στην ατμόσφαιρα δρουν ως αέρια του θερμοκηπίου. Αυτά τα αέρια επιτρέπουν στο ηλιακό φως (ακτινοβολία μικρού κύματος) να διαπερνά την ατμόσφαιρα της Γης και να θερμαίνει την ξηρά και τους ωκεανούς του πλανήτη. Η θερμαινόμενη επιφάνεια εκπέμπει προς τα πάνω υπέρυθρη ακτινοβολία (ακτινοβολία μεγάλου κύματος) υπό μορφή θερμότητας. Μέρος της υπέρυθρης ακτινοβολίας, μέσω της ατμόσφαιρας, επιστρέφει πίσω στο διάστημα. Ωστόσο, τα αέρια του θερμοκηπίου δεν αφήνουν όλη την υπέρυθρη ακτινοβολία να περάσει μέσα από την ατμόσφαιρα. Τα αέρια του θερμοκηπίου απορροφούν ένα

σημαντικό μέρος της ακτινοβολούμενης ενέργειας και έτσι η επιφάνεια της Γης διατηρείται ζεστή, γεγονός ζωτικής σημασίας για την επιβίωσή μας στον πλανήτη. Χωρίς το φυσικό φαινόμενο του θερμοκηπίου, ο μέσος όρος της θερμοκρασίας της επιφάνειας της γης θα ήταν περίπου -19°C, αντί για την επικρατούσα τιμή των 15°C, καθιστώντας τις συνθήκες διαβίωσης αδύνατες (Παράγραφος 3.5.2).

Τα κύρια αέρια του θερμοκηπίου είναι το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2), το τροποσφαιρικό όζον (O_3), το μεθάνιο (CH_4), το υποξείδιο του αζώτου (N_2O), οι υδρατμοί (H_2O), και οι χλωροφλωράνθρακες (CFCs). Τα αέρια του θερμοκηπίου λειτουργούν ως κουβέρτα που κρατάει την επιφάνεια της Γης περίπου 30°C πιο ζεστή από ότι θα ήταν αν η ατμόσφαιρα περιείχε μόνο οξυγόνο (O_2) και άζωτο (N_2). Τα αέρια που προκαλούν το φυσικό φαινόμενο του θερμοκηπίου αποτελούν λιγότερο από το 1% της σύστασης της ατμόσφαιρας. Τα επίπεδά τους καθορίζονται από την ισορροπία μεταξύ των πηγών και των απορροφητών τους. Οι πηγές περιλαμβάνουν τις φυσικές και ανθρωπογενείς διεργασίες που παράγουν τα αέρια του θερμοκηπίου, ενώ οι απορροφητές είναι οι διεργασίες που καταστρέφουν ή αφαιρούν τα αέρια του θερμοκηπίου από την ατμόσφαιρα. Κατά τον περασμένο αιώνα παρατηρήθηκε σημαντική αύξηση στη μέση θερμοκρασία του πλανήτη, μία αύξηση που σχετίζεται με αυξήσεις των ατμοσφαιρικών συγκεντρώσεων των αέριων του θερμοκηπίου, δηλαδή των CO_2, CH_4, N_2O, O_3, καθώς και των CFCs. Οι αυξημένες εκπομπές των αερίων του θερμοκηπίου προέρχονται από τις ανθρώπινες δραστηριότητες και αποτελούν το *ενισχυμένο φαινόμενο του θερμοκηπίου* (IPCC, 1996).

Οι χρόνοι ζωής των αερίων καθορίζονται από τις πηγές και τους απορροφητές τους στους ωκεανούς, στην ατμόσφαιρα και στη βιόσφαιρα. Το διοξείδιο του άνθρακα, οι χλωροφθοράνθρακες και το υποξείδιο του αζώτου απομακρύνονται με πολύ αργούς ρυθμούς από την ατμόσφαιρα και ως εκ τούτου, εμφανίζουν σημαντικές δυνατότητες συσσώρευσης, αύξησης δηλαδή των συγκεντρώσεών τους στην ατμόσφαιρα. Ο παρακάτω πίνακας (Πίνακας 4.1) δείχνει τους χρόνους ζωής των βασικών αερίων του θερμοκηπίου.

Αέριο του θερμοκηπίου	**Χρόνος ζωής**	
Διοξείδιο του Άνθρακα	5-200 χρόνια	
Μεθάνιο	12 χρόνια	
Υδρατμοί	Μόλις 9 ημέρες	
Τροποσφαιρικό Όζον	Από μερικές ημέρες έως τρεις εβδομάδες	
Χλωροφθοράνθρακες	CFC-11 ($CFCl_3$)	45 έτη
	CFC-12 (CF_2Cl_2)	100 έτη
	CFC-13 (CF_3Cl)	640 έτη
Υποξείδιο του αζώτου	114 χρόνια	

Πίνακας 4.1 *Ο χρόνος ζωής των βασικών θερμοκηπικών αερίων (IPCC, 2007).*

4.2 Ο Κύκλος του Άνθρακα

Το ατμοσφαιρικό διοξείδιο του άνθρακα αντιπροσωπεύει την κύρια ατμοσφαιρική φάση στο κύκλο του άνθρακα πάνω στον πλανήτη. Ο παγκόσμιος κύκλος του άνθρακα μπορεί να θεωρηθεί ως μια σειρά από δεξαμενές άνθρακα στη βιόσφαιρα της Γης, οι οποίες συνδέονται με ανταλλαγή των ροών του άνθρακα. Ο παγκόσμιος κύκλος του άνθρακα διακρίνεται σε δύο κατηγορίες. Στον *γρήγορο κύκλο* και στον *αργό κύκλο*. Ο γρήγορος κύκλος, γνωστός και ως βιολογικός, περιέχει τη μεγάλη ανταλλαγή ροών του άνθρακα με την ατμόσφαιρα, τους ωκεανούς και το έδαφος. Ο αργός κύκλος περιλαμβάνει τις τεράστιες αποθήκες άνθρακα που βρίσκονται στα πετρώματα, στα ιζήματα, στο πετρέλαιο και το φυσικό αέριο και ανταλλάσσει άνθρακα με το επιφανειακό σύστημα της Γης.

Ο άνθρακας χρειάζεται 100-200 εκατομμύρια χρόνια για να κινηθεί μεταξύ των πετρωμάτων του εδάφους, των ωκεανών και της ατμόσφαιρας στον αργό κύκλο του άνθρακα, μέσω μιας σειράς χημικών αντιδράσεων και τεκτονικής δραστηριότητας (The Slow Carbon Cycle, 2022). Κάθε χρόνο, κατά μέσο όρο, 10^{13} έως 10^{14} γραμμάρια άνθρακα μετακινούνται μέσω του αργού κύκλου άνθρακα. Η κίνηση του άνθρακα αρχίζει με τη βροχή, από την ατμόσφαιρα στη λιθόσφαιρα. Ένα ασθενές οξύ, το ανθρακικό οξύ (H_2CO_3), σχηματίζεται από τον συνδυασμό του άνθρακα της ατμόσφαιρας και του νερού το οποίο πέφτει στην επιφάνεια. Με μια διαδικασία που ονομάζεται χημική διάβρωση το συγκεκριμένο οξύ διαλύει τα πετρώματα και απελευθερώνει ιόντα ασβεστίου, μαγνησίου, καλίου ή νατρίου, που μεταφέρονται στον ωκεανό μέσω της ποτάμιας ροής. Ο αργός κύκλος επιστρέφει άνθρακα στην ατμόσφαιρα μέσω των ηφαιστείων. Οι επιφάνειες της γης και των ωκεανών βρίσκονται σε μορφή κινούμενων πλακών στον φλοιό. Όταν οι πλάκες συγκρούονται, η μία βυθίζεται κάτω από την άλλη και μέρος του υλικού που φέρουν λιώνει κάτω από την

υπερβολική ζέστη και πίεση. Το θερμαινόμενο υλικό συνδυάζεται με τα πυριτικά ορυκτά, απελευθερώνοντας έτσι διοξείδιο του άνθρακα. Όταν τα ηφαίστεια εκρήγνυνται καλύπτουν τη Γη με φρέσκο πυριτικό πέτρωμα για να ξεκινήσει ξανά ο κύκλος του άνθρακα. Επί του παρόντος, τα ηφαίστεια εκπέμπουν μεταξύ 130 και 380 εκατομμύρια μετρικούς τόνους διοξειδίου του άνθρακα ετησίως. Για σύγκριση, οι άνθρωποι με την καύση ορυκτών καυσίμων εκπέμπουν περίπου 30 δισεκατομμύρια τόνους διοξειδίου του άνθρακα ετησίως, δηλαδή 100 έως 300 φορές περισσότερη ποσότητα από αυτή των ηφαιστείων.

Η μεταφορά του άνθρακα μέσω των μορφών ζωής στη βιόσφαιρα, αποτελεί τον γρήγορο κύκλο του άνθρακα. Τα φυτά και το φυτοπλαγκτόν (μικροσκοπικοί οργανισμοί στον ωκεανό) είναι τα κύρια συστατικά αυτής της διαδικασίας, καθώς λαμβάνουν το διοξείδιο του άνθρακα από την ατμόσφαιρα, απορροφώντας το στα κύτταρά τους. Χρησιμοποιώντας την ηλιακή ενέργεια, τόσο τα φυτά όσο και το πλαγκτόν, συνδυάζουν το διοξείδιο του άνθρακα και το νερό για να σχηματιστεί το σάκχαρο (CH_2O) και το οξυγόνο (O_2). Η χημική αντίδραση είναι η ακόλουθη:

$$CO_2 + H_2O + ενέργεια \rightarrow CH_2O + O_2 \tag{4.1}$$

Η μεταφορά του άνθρακα από ένα φυτό προς την ατμόσφαιρα εκτελείται σε τέσσερις φάσεις. Τα φυτά διασπούν τα σάκχαρα για να πάρουν την ενέργεια που χρειάζονται για να αναπτυχθούν. Τα ζώα (συμπεριλαμβανομένων των ανθρώπων) τρώνε τα φυτά ή το πλαγκτόν και διασπούν το σάκχαρο του φυτού (ή του πλαγκτόν) για να πάρουν ενέργεια. Τα φυτά και το πλαγκτόν πεθαίνουν και αποσυντίθενται στο τέλος της περιόδου καλλιέργειας. Γενικά, το οξυγόνο συνδυάζεται με τα σάκχαρα για να απελευθερώσει νερό, διοξείδιο του άνθρακα και ενέργεια. Η βασική χημική αντίδραση είναι η (4.2), που είναι η αντίστροφη της (4.1):

$$CH_2O + O_2 \rightarrow CO_2 + H_2O + ενέργεια \tag{4.2}$$

Και στις τέσσερις φάσεις, το διοξείδιο του άνθρακα που απελευθερώνεται στην αντίδραση συνήθως, καταλήγει στην ατμόσφαιρα. Σε ετήσια βάση, ο άνθρακας κινείται στον γρήγορο κύκλο άνθρακα, μεταξύ 10^{15} και 10^{17} g (1.000 έως 10.0000 εκατομμύρια μετρικοί τόνοι).

Η φυσική ανταλλαγή ροών μεταξύ του αργού και του γρήγορου κύκλου του άνθρακα, είναι σχετικά μικρή και μπορεί να θεωρηθεί σταθερή με τον χρόνο, αν και η διάβρωση και οι ροές των ποταμών μπορεί να έχουν τροποποιηθεί από τις ανθρωπογενείς αλλαγές στη χρήση γης.

Κατά τη διάρκεια της εποχής του Ολόκαινου (Holocene), η οποία ξεκίνησε 11.700 χρόνια πριν από τη Βιομηχανική Εποχή, ο γρήγορος κύκλος του άνθρακα ήταν σταθερός, όπως αποδεικνύεται από τις σχετικά μικρές διακυμάνσεις του ατμοσφαιρικού διοξειδίου του άνθρακα που καταγράφονται στους πυρήνες πάγου, παρόλο που υπήρξαν αλλαγές στις εκπομπές του διοξειδίου του άνθρακα που προκλήθηκαν από τον άνθρωπο με τη χρήση γης, τις τελευταίες χιλιετίες. Σε αντίθεση με την αρχή της Βιομηχανικής Εποχής, η εξόρυξη ορυκτών καυσίμων από τις γεωλογικές δεξαμενές, και η καύση τους, είχε ως αποτέλεσμα τη μεταφορά σημαντικής ποσότητας ορυκτού άνθρακα από την περιοχή του αργού κύκλου στην περιοχή του γρήγορου, προκαλώντας έτσι, μια πρωτοφανή, σημαντική ανθρωπογενή διαταραχή στον κύκλο του άνθρακα. Το διάγραμμα του παγκόσμιου κύκλου του άνθρακα, με εστίαση στον γρήγορο κύκλο, παρουσιάζεται στο (Σχήμα 4.3) και αναλύεται στην επόμενη ενότητα. Ο κύκλος του άνθρακα έχει μεγάλη σημασία, τόσο στη λειτουργία της βιόσφαιρας, όσο και στη ρύθμιση του κλίματος της Γης. Η διαταραχή του αργού κύκλου του άνθρακα στην ατμόσφαιρα έχει ως αποτέλεσμα το ενισχυμένο φαινόμενο του θερμοκηπίου που οδηγεί στην υπερθέρμανση του πλανήτη.

4.2.1 Το Διοξείδιο του Άνθρακα (CO_2)

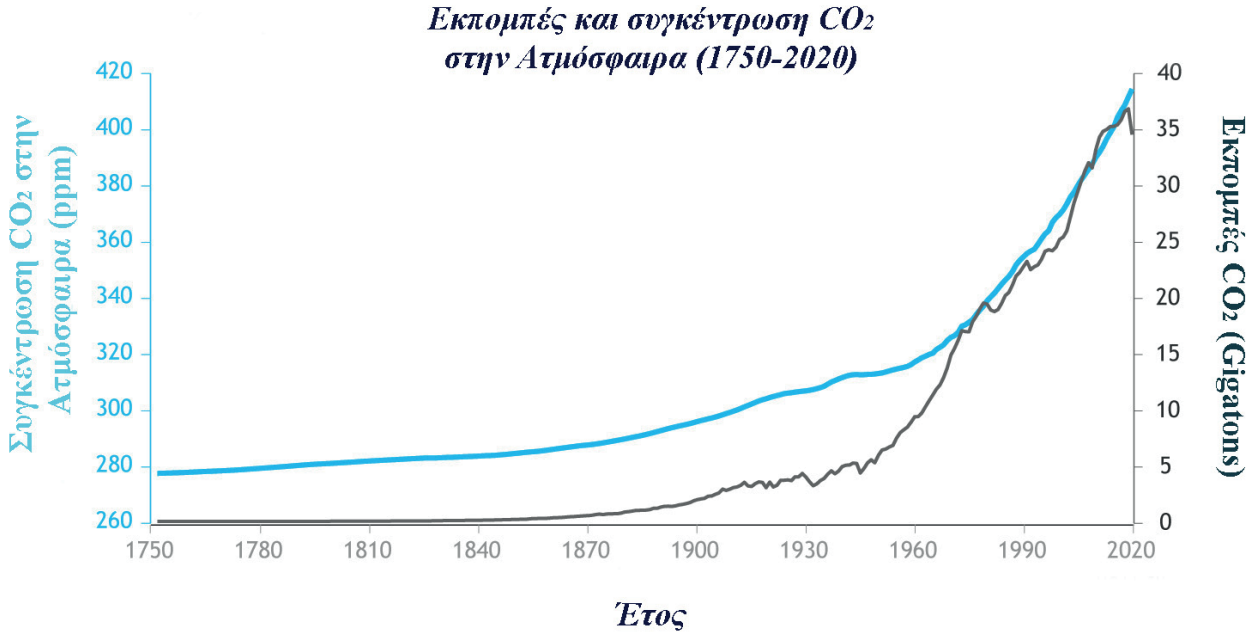
Ο άνθρακας είναι αμέταλλο χημικό στοιχείο με ατομικό αριθμό 6 και είναι το βασικό δομικό στοιχείο των οργανικών μορίων. Ο άνθρακας παίζει ουσιαστικό ρόλο στη Βιολογία, λόγω της ικανότητάς του να σχηματίζει πολλούς δεσμούς, έως τέσσερις ανά άτομο, σε μια φαινομενικά ατελείωτη ποικιλία πολύπλοκων οργανικών μορίων. Πολλά οργανικά μόρια περιέχουν άτομα άνθρακα που έχουν σχηματίσει ισχυρούς δεσμούς με άλλα άτομα άνθρακα και συνδυάζονται μεταξύ τους σε μακριές αλυσίδες και δακτυλίους. Τέτοιες αλυσίδες και δακτύλιοι άνθρακα αποτελούν τη βάση των κυττάρων. Για παράδειγμα, το DNA αποτελείται από δύο αλληλένδετα μόρια ενωμένα γύρω από μια αλυσίδα άνθρακα. Οι δεσμοί στις μακριές αλυσίδες

άνθρακα περιέχουν μεγάλη ποσότητα ενέργειας. Όταν οι αλυσίδες σπάσουν, η αποθηκευμένη ενέργεια απελευθερώνεται. Αυτή η ενέργεια κάνει τα μόρια του άνθρακα εξαιρετική πηγή καυσίμου για όλα τα έμβια όντα.

Ο άνθρακας είναι δομικό στοιχείο στις οργανικές χημικές ενώσεις και υπάρχει σε όλους τους οργανισμούς (ζωντανούς και νεκρούς) και κυκλοφορεί στη βιόσφαιρα, στη λιθόσφαιρα, στην υδρόσφαιρα και στην ατμόσφαιρα. Στην ατμόσφαιρα, ο άνθρακας βρίσκεται κυρίως, στο διοξείδιο του άνθρακα (CO_2) και στο μεθάνιο (CH_4). Αν και αυτά τα δύο αυτά αέρια αποτελούν λιγότερο από το 0,1% κατ' όγκο της ατμόσφαιρας της Γης, είναι και τα δύο, σημαντικά αέρια του θερμοκηπίου.

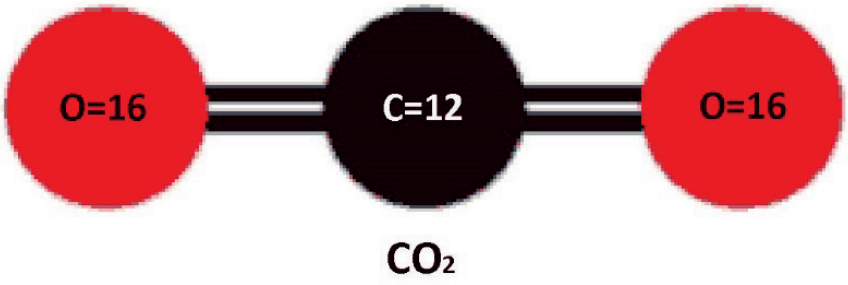
Στην υδρόσφαιρα, ο άνθρακας βρίσκεται κυρίως, με τη μορφή διττανθρακικού ιόντος (HCO_3^-), το οποίο σχηματίζεται από τη διάλυση του διοξειδίου του άνθρακα στο νερό. Υπάρχει περίπου 50 φορές περισσότερος άνθρακας στους ωκεανούς από ότι υπάρχει στην ατμόσφαιρα ως αέριο CO_2. Στη λιθόσφαιρα, μεγάλοι όγκοι των ιζηματογενών πετρωμάτων αποτελούνται από ανθρακικά ορυκτά (ασβεστόλιθος και μάρμαρο), το μεγαλύτερο μέρος των οποίων βρίσκεται στον φλοιό της Γης. Επίσης, υπάρχουν κοιτάσματα υδρογονανθράκων που προέρχονται από θαμμένη οργανική ύλη, η οποία μετατρέπεται με τη βοήθεια της θερμότητας και της πίεσης, σε ορυκτά καύσιμα (άνθρακα, πετρέλαιο και φυσικό αέριο). Στον μανδύα της Γης και στα μάγματα, ο άνθρακας βρίσκεται με τη μορφή διαλυμένου, αερίου διοξειδίου του άνθρακα.

Το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2) αποτελεί το πιο σημαντικό αέριο του θερμοκηπίου. Όπως προαναφέρθηκε, οι συνεχείς αυξήσεις του παγκόσμιου πληθυσμού και η εξάρτησή του από τα ορυκτά καύσιμα, ως πηγή ενέργειας, έχει αυξήσει τη συγκέντρωση CO_2 στην ατμόσφαιρα. Αυτή η σταθερή αύξηση των ανθρωπογενών εκπομπών CO_2, από την αρχή της βιομηχανικής εποχής, οδήγησε στην αύξησή του από περίπου τα 277ppm (parts per million) το 1750, περίπου στα 415ppm, το 2021, όπως παρουσιάζεται στο (Σχήμα 4.1) (Climate Change: Atmospheric Carbon Dioxide, 2022), και περίπου στα 421ppm, το 2022 (Carbon dioxide now more than 50% higher than pre-industrial levels, 2022).



Σχήμα 4.1 *Ετήσιες συγκεντρώσεις ατμοσφαιρικού CO_2 την περίοδο 1750-2021 (τροποποίηση από http://www.climate.gov/news-features/understanding-climate/climate-change-atmospheric-carbon-dioxide).*

Το μόριο του CO_2 αποτελείται από ένα άτομο άνθρακα, συνδεδεμένο με δύο άτομα οξυγόνου (Σχήμα 4.2). Επειδή τα άτομά στο μόριό του συνδέονται με σχετικά χαλαρούς δεσμούς, το μόριο μπορεί να απορροφήσει υπέρυθρη ακτινοβολία και να αρχίσει να ταλαντώνεται. Τελικά, το ταλαντευόμενο μόριο του CO_2 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 4.2 *Σχηματική δομή ενός μορίου CO_2 με τα ατομικά βάρη των στοιχείων του (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

Υπάρχουν τόσο φυσικές όσο και ανθρωπογενείς πηγές CO_2. Ειδικότερα, οι φυσικές διεργασίες που εμπλέκονται στον κύκλο του άνθρακα είναι η φωτοσύνθεση και η κυτταρική αναπνοή. Άλλες πηγές φυσικού CO_2 περιλαμβάνουν την αποσύνθεση οργανικής ύλης, τις δασικές πυρκαγιές και τις εκπομπές από ηφαιστειακές εκρήξεις. Κατά την αναπνοή, τα ζώα επιστρέφουν τόσο διοξείδιο του άνθρακα όσο και υδρατμούς στην ατμόσφαιρα. Κάθε κύτταρο χρειάζεται να αναπνεύσει για να παράγει την ενέργεια που χρειάζεται. Αυτή η διαδικασία είναι γνωστή ως *κυτταρική αναπνοή*. Η διαδικασία της αναπνοής παράγει ενέργεια για τους οργανισμούς, συνδυάζοντας τη γλυκόζη με το οξυγόνο από τον ατμοσφαιρικό αέρα. Κατά τη διάρκεια της κυτταρικής αναπνοής, η γλυκόζη και το οξυγόνο μετατρέπονται σε ενέργεια και διοξείδιο του άνθρακα. Επομένως, το διοξείδιο του άνθρακα απελευθερώνεται στην ατμόσφαιρα κατά τη διαδικασία της *κυτταρικής αναπνοής* η οποία δίνεται από την παρακάτω χημική αντίδραση (Σχέση 4.3):

$$C_6H_{12}O_6 + 6O_2 \rightarrow 6CO_2 + 6H_2O + ενέργεια \quad (4.3)$$

Οι φυσικές πηγές CO_2 ευθύνονται για το μεγαλύτερο μέρος του CO_2 που απελευθερώνεται στην ατμόσφαιρα. Η ροή από τους ωκεανούς προς την ατμόσφαιρα παρέχει τη μεγαλύτερη ετήσια ποσότητα CO_2 από οποιαδήποτε φυσική ή ανθρωπογενή πηγή. Το ατμοσφαιρικό CO_2 ανταλλάσσεται με την επιφάνεια των ωκεανών, μέσω της αέριας ανταλλαγής. Η συγκεκριμένη ανταλλαγή ροής πραγματοποιείται εξαιτίας της διαφοράς πίεσης μεταξύ του αέρα και της θάλασσας. Στον ωκεανό, ο άνθρακας είναι διαθέσιμος, κυρίως ως διαλυμένος ανόργανος άνθρακας (Σχήμα 4.3), δηλαδή ανθρακικό οξύ (διαλυμένο CO_2 σε νερό), διττανθρακικά και ανθρακικά ιόντα, τα οποία συνδέονται στενά μέσω της χημείας των ωκεανών.

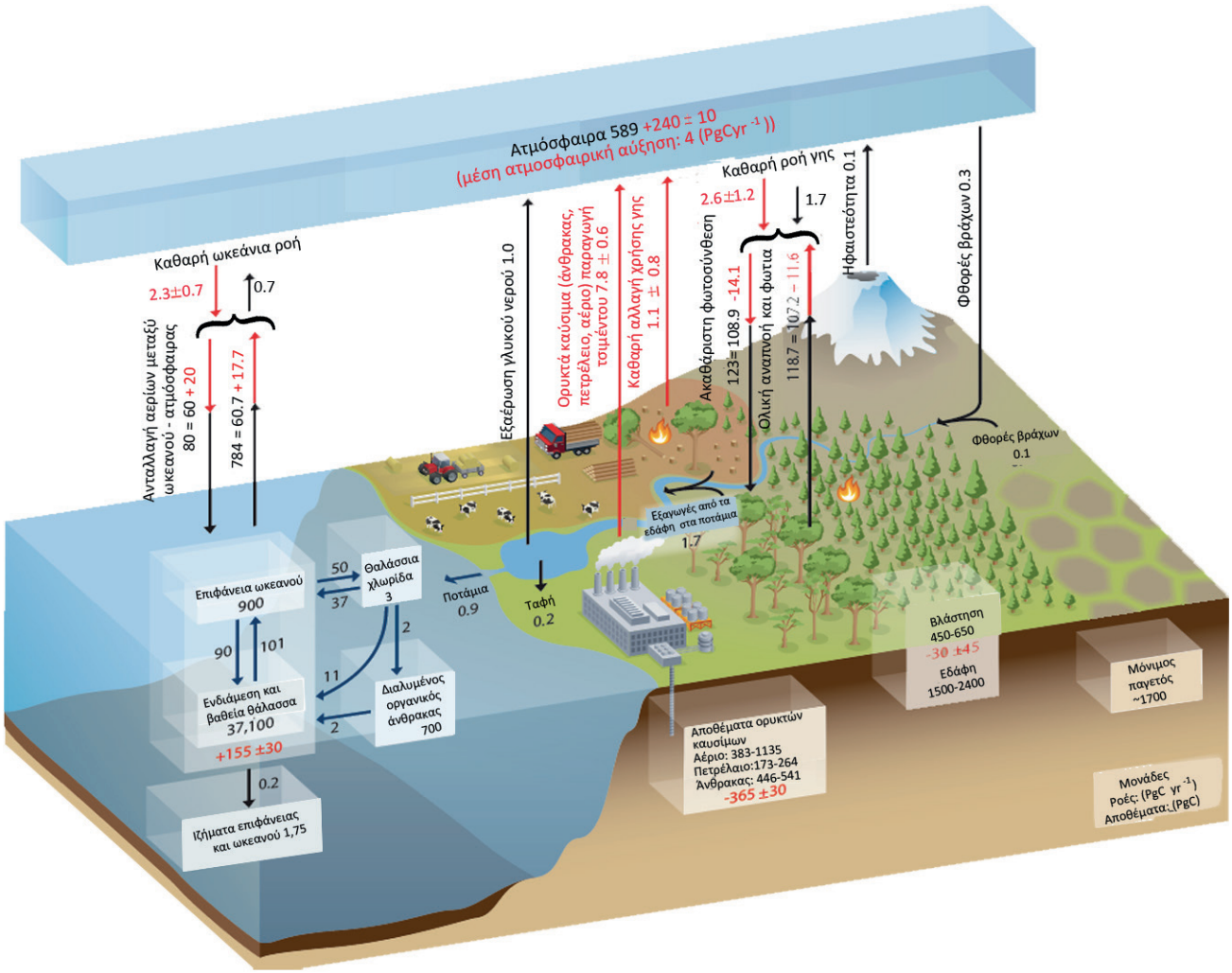
Επιπλέον, ο ωκεανός αποτελεί μια δεξαμενή διαλυμένου οργανικού άνθρακα της τάξεως των 700PgC (Peta-grams άνθρακα), εκ των οποίων ένα σημαντικό ποσοστό έχει κύκλο ζωής 1.000 έτη ή περισσότερα. Η θαλάσσια χλωρίδα (κατά κύριο λόγο το φυτοπλαγκτόν και άλλοι μικροοργανισμοί), αντιπροσωπεύουν μια μικρή οργανική δεξαμενή άνθρακα (~3PgC). Ο άνθρακας μεταφέρεται μέσα στον ωκεανό με τους παρακάτω τρεις μηχανισμούς (Σχήμα 4.3):

- την αντλία διαλυτότητας,
- τη βιολογική αντλία,
- την αντλία ανθρακικού θαλάσσιου άλατος που πραγματοποιείται με τον σχηματισμό ασβεστολιθικών κελυφών ορισμένων ωκεάνιων μικροοργανισμών στον επιφανειακό ωκεανό, οι οποίοι, αφού βυθιστούν, επανα-μεταλλοποιούνται σε ιόντα ασβεστίου.

Οι ανθρωπογενείς πηγές CO_2 αποτελούν μέρος των καθημερινών μας δραστηριοτήτων και περιλαμβάνουν την παραγωγή ηλεκτρικής ενέργειας, τις μεταφορές, τις βιομηχανικές πηγές, την παραγωγή χημικών, την παραγωγή πετρελαίου και τις γεωργικές πρακτικές. Πολλοί από αυτούς τους τύπους πηγών χρησιμοποιούν ορυκτά καύσιμα (άνθρακα, πετρέλαιο και φυσικό αέριο), με αποτέλεσμα τις εκπομπές CO_2, ως προϊόν καύσης. Από αυτές τις πηγές CO_2, η παραγωγή ηλεκτρικής ενέργειας συνεισφέρει τη μεγαλύτερη ποσότητα ανθρωπογενούς CO_2 στην ατμόσφαιρα.

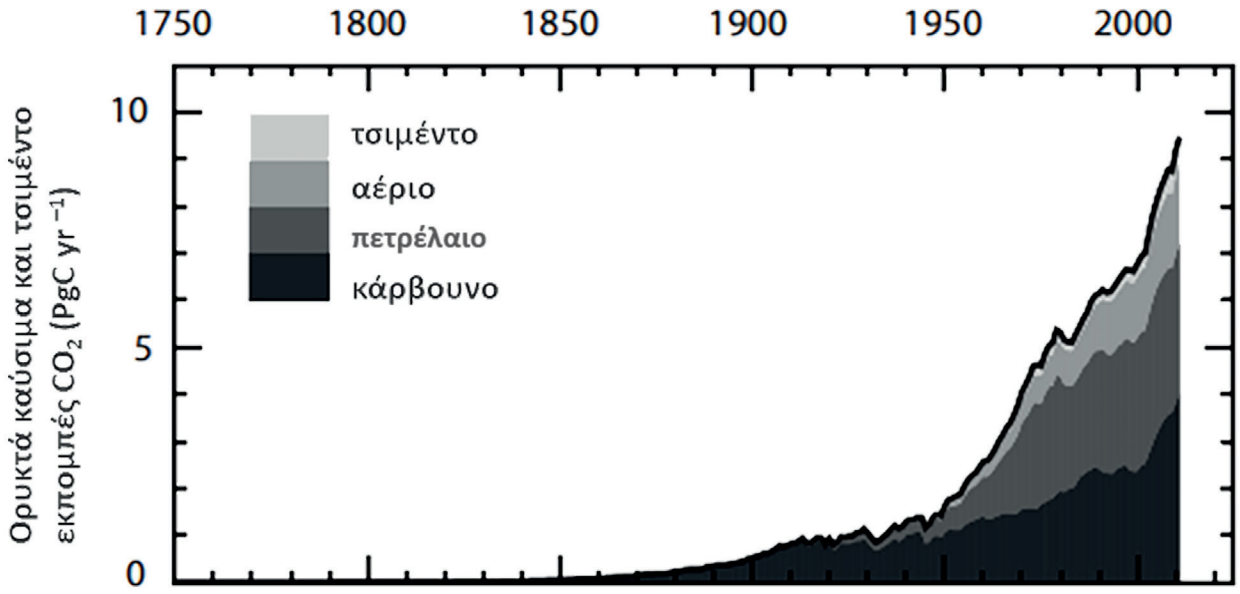
Οι ανθρωπογενείς εκπομπές CO_2 στην ατμόσφαιρα ήταν 555±85PgC μεταξύ 1750 και 2011 (Ciais et al., 2013). Οι παγκόσμιες εκπομπές CO_2 από την καύση ορυκτών καυσίμων και την παραγωγή τσιμέντου ήταν 7,8±0,6PgC yr^{-1} κατά μέσο όρο, την περίοδο 2000–2009, 6,4±0,5PgC yr^{-1} κατά την περίοδο 1990–1999

και 5,5±0,4PgC yr^{-1} κατά την περίοδο 1980–1989 (Σχήμα 4.4). Η καύση των ορυκτών καυσίμων ήταν υπεύθυνη περίπου για το 64%±15% των συνολικών ανθρωπογενών εκπομπών του διοξειδίου του άνθρακα, αυξάνοντας τη συνεισφορά της στο 86%±14% τα τελευταία 10 χρόνια (Masson et al., 2021). Το υπόλοιπο ποσοστό προήλθε από την αλλαγή χρήσης γης. Κατά τη δεκαετία 2010–2019, οι μέσες ετήσιες ανθρωπογενείς εκπομπές CO_2 έφθασαν τα υψηλότερα επίπεδα στην ανθρώπινη ιστορία σε 10,9±0,9PgC yr^{-1}. Από αυτές τις εκπομπές, το 46% συσσωρεύτηκε στην ατμόσφαιρα (5,1±0,02PgC yr^{-1}), το 23% (2,5±0,6PgC yr^{-1}) απορροφήθηκε από τους ωκεανούς και το 31% (3,4±0,9PgC yr^{-1}) αφαιρέθηκε από τα χερσαία οικοσυστήματα.



Σχήμα 4.3 *Απλοποιημένο διάγραμμα του παγκόσμιου κύκλου άνθρακα. Οι αριθμοί αντιπροσωπεύουν τη δεξαμενή μάζας, που ονομάζεται επίσης, απόθεμα άνθρακα σε Peta-grams άνθρακα, PgC, (1PgC=10^{15} gC) και την ετήσια ανταλλαγή ροών άνθρακα (σε PgC yr^{-1}). Οι μαύροι αριθμοί και τα βέλη υποδεικνύουν τη μάζα της δεξαμενής και τις ροές ανταλλαγής που υπολογίζονται για την περίοδο πριν από τη Βιομηχανική Εποχή, περίπου το 1750 (τροποποίηση από Ciais et al., 2013).*

Η IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) κατέληξε στο συμπέρασμα ότι η αύξηση των εκπομπών CO_2, τόσο από την καύση ορυκτών καυσίμων όσο και από την αλλαγή χρήσης γης, είναι η κυρίαρχη αιτία της παρατηρούμενης αύξησης της συγκέντρωσης CO_2 στην ατμόσφαιρα. Σε παγκόσμιο επίπεδο, οι συνδυασμένες φυσικές καταβόθρες CO_2 της Γης και των ωκεανών, συμβαδίζουν με τον ατμοσφαιρικό ρυθμό αύξησης, αφαιρώντας το 55% των συνολικών ανθρωπογενών εκπομπών κάθε χρόνο κατά μέσο όρο, κατά την περίοδο 1958–2011.



Σχήμα 4.4 *Ετήσιες ανθρωπογενείς εκπομπές CO_2 ($PgC \cdot yr^{-1}$) από το 1975 έως το 201,1 ανά κατηγορία (τροποποίηση από Ciais et al., 2013).*

Το διοξείδιο του άνθρακα απομακρύνεται από την ατμόσφαιρα με τη *φωτοσύνθεση* των φυτών κατά την οποία παράγεται οξυγόνο και γλυκόζη, παρουσία ηλιακού φωτός (Σχέση 4.4).

$$6CO_2 + 6H_2O \xrightarrow{\varphi\omega\varsigma} C_6H_{12}O_6 + 6O_2 \tag{4.4}$$

Ο άνθρακας που βρίσκεται στα φυτά ανακυκλώνεται μέσω των φυτικών ιστών της νεκρής ύλης και μπορεί να απελευθερωθεί πίσω στην ατμόσφαιρα είτε από ένα αυτότροφο (φυτό) είτε από ένα ετερότροφο οργανισμό (ζώο), μέσω της κυτταρικής αναπνοής. Πρέπει να ληφθεί υπόψη ότι η πρόσληψη CO_2 κατά τη διάρκεια της φωτοσύνθεσης, συμβαίνει μόνο κατά τη διάρκεια της περιόδου που καλλιεργούνται τα φυτά, ενώ η απελευθέρωση του CO_2 με την αναπνοή, συμβαίνει σχεδόν όλο τον χρόνο. Επιπλέον, το CO_2 απομακρύνεται από την ατμόσφαιρα με τη ροή από την ατμόσφαιρα προς τους ωκεανούς.

4.2.2 Το Μεθάνιο (CH_4)

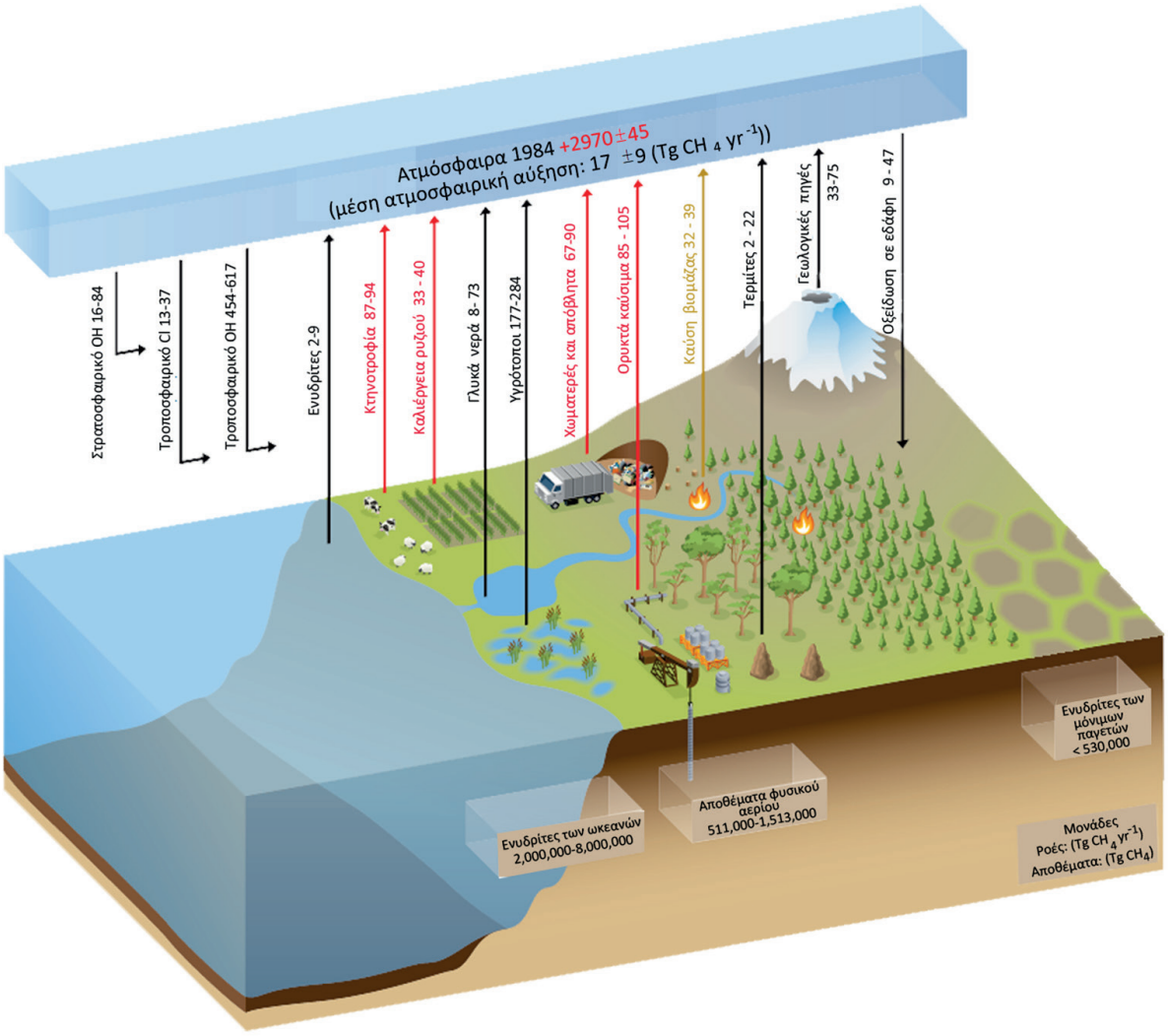
Το μεθάνιο (CH_4) αποτελεί το δεύτερο πιο σημαντικό ανθρωπογενές αέριο του θερμοκηπίου και απορροφά την υπέρυθρη ακτινοβολία 25 φορές ισχυρότερα ανά μόριο, σε σύγκριση με το διοξείδιο του άνθρακα. Οι χημικές αντιδράσεις στην τροπόσφαιρα στις οποίες συμμετέχει το μεθάνιο μπορούν να οδηγήσουν στην παραγωγή του όζοντος που είναι επιβλαβές για την υγεία των ανθρώπων. Η αντίδρασή του με ανιόντα υδροξυλίου (OH^-) στη στρατόσφαιρα, έχει ως αποτέλεσμα την παραγωγή υδρατμών που κατατάσσονται και αυτοί στα θερμοκηπικά αέρια. Οι πηγές του μεθανίου στην επιφάνεια της Γης είναι οι εξής (Σχήμα 4.5):

- οι φυσικές εκπομπές απολιθωμάτων CH_4 από γεωλογικές πηγές (θαλάσσιες και χερσαίες διαρροές και ηφαιστειακή λάσπη),
- οι εκπομπές που προκαλούνται από διαρροές από την εξόρυξη και τη καύση ορυκτών καυσίμων (βιομηχανία φυσικού αερίου και πετρελαίου),
- οι πηγές που προκύπτουν από την ατελή καύση ορυκτών καυσίμων και φυτικής βιομάζας (τόσο από φυσικές όσο και από ανθρωπογενείς πυρκαγιές).
- οι βιογενείς πηγές συμπεριλαμβανομένων των φυσικών εκπομπών κυρίως από υγροτόπους, από τερμίτες και πολύ μικρές εκπομπές από τον ωκεανό. Οι ανθρωπογενείς βιογενείς εκπομπές προέρχονται από τη γεωργία ορυζώνων, τα μηρυκαστικά ζώα (όπως οι αγελάδες), τις χωματερές, τις ανθρωπογενείς (τεχνητές) λίμνες, τους υγροτόπους και την επεξεργασία απορριμμάτων. Γενικά, το βιογενές CH_4 παράγεται από οργανική ύλη υπό συνθήκες χαμηλού οξυγόνου, από τις διαδικασίες ζύμωσης ορισμένων μικροβίων.

Το ατμοσφαιρικό μεθάνιο αφαιρείται μέσω χημικών αντιδράσεων, όταν αντιδρά με τις ρίζες υδροξυλίου (OH^-) και παράγει υδρατμούς (H_2O) και μεθυλοκατιόν (CH_3^+). Η βασική χημική αντίδραση είναι η εξής:

$$OH^- + CH_4 \rightarrow CH_3^+ + H_2O \tag{4.5}$$

Μικρότερη ποσότητα μεθανίου απομακρύνεται στη στρατόσφαιρα μέσω αντίδρασης, με ρίζες χλωρίου και οξυγόνου. Στην επιφάνεια, απομακρύνεται με οξείδωση, σε καλά αεριζόμενα εδάφη και συνήθως, αντιδρώντας με χλώριο στο θαλάσσιο οριακό στρώμα. Ένα πολύ μεγάλο γεωλογικό απόθεμα (σε παγκόσμιο επίπεδο 1.500 PgC έως 7.000PgC, Σχήμα 4.5) του μεθανίου συναντάται σε μορφή παγωμένων υδριτών (clathrates), στα ρηχά ιζήματα των ωκεανών, στις πλαγιές των ηπειρωτικών υφαλοκρηπίδων και στα μόνιμα παγωμένα εδάφη. Αυτές οι ένυδρες ενώσεις μεθανίου είναι σταθερές σε συνθήκες χαμηλής θερμοκρασίας και υψηλής πίεσης. Η θέρμανση ή οι αλλαγές στην πίεση, θα μπορούσαν να καταστήσουν ορισμένες από αυτές τις ένυδρες ενώσεις ασταθείς, με πιθανή απελευθέρωση μεθανίου στο υπερκείμενο έδαφος, στον ωκεανό και στην ατμόσφαιρα.



Σχήμα 4.5 *Σχηματική απεικόνιση του παγκόσμιου κύκλου του μεθανίου. Οι αριθμοί αντιπροσωπεύουν τις ετήσιες ροές σε Tg(CH_4) yr^{-1} (Tera-grams CH_4 ανά έτος) που υπολογίζονται για τη χρονική περίοδο 2000–2009 και τις δεξαμενές CH_4 σε Tg(CH_4), δηλαδή την ατμόσφαιρα και τις τρεις γεωλογικές δεξαμενές. Τα μαύρα βέλη υποδηλώνουν τις φυσικές ροές, δηλαδή ροές που δεν προκαλούνται άμεσα από τις ανθρώπινες δραστηριότητες, από το 1750, τα κόκκινα βέλη τις ανθρωπογενείς ροές και το ανοιχτό καφέ βέλος υποδηλώνει μια συνδυασμένη φυσική και ανθρωπογενής ροή,(τροποποίηση από Ciais et al., 2013).*

4.2.3 Οι Χλωροφθοράνθρακες (CFCs)

Οι χλωροφθοράνθρακες (ChloroFluoroCarbons-CFCs) είναι μια ομάδα ανθρωπογενών ενώσεων που περιέχουν χλώριο, φθόριο και άνθρακα. Η παραγωγή χλωροφθορανθράκων ξεκίνησε τη δεκαετία του 1930, για την παρασκευή ψυκτικών υγρών και έκτοτε έχουν χρησιμοποιηθεί εκτενώς ως προωθητικά σε αεροζόλ, ως διογκωτικά μέσα για την κατασκευή αφρού, σε μονάδες κλιματισμού και σε διάφορες άλλες εφαρμογές. Δεν υπάρχουν μηχανισμοί απομάκρυνσης των χλωροφθορανθράκων στα χαμηλότερα στρώματα της ατμόσφαιρας. Ως αποτέλεσμα, οι χλωροφθοράνθρακες μεταφέρονται στη στρατόσφαιρα (υψόμετρο 10km έως 50km) όπου διασπώνται από την υπεριώδη ακτινοβολία, απελευθερώνοντας ελεύθερα άτομα χλωρίου που προκαλούν σημαντική καταστροφή του στρατοσφαιρικού όζοντος, αφού το άτομο του χλωρίου λειτουργεί ως καταλύτης και διασπάει το όζον (Παράγραφος 2.4).

Αν και υπάρχουν πολλά είδη χλωροφθορανθράκων, δύο έχουν κυριαρχήσει στα περιβαλλοντικά ζητήματα: το τριχλωροφθορομεθάνιο [CCl_3F (CFC-11)] και το διχλωροδιφθορομεθάνιο [CCl_2F_2 (CFC-12)]. Οι υψηλές δυνατότητες υπερθέρμανσης του πλανήτη από τα συγκεκριμένα αέρια, προέρχονται κυρίως, από τη μεγάλη διάρκεια ζωής τους. Οι χλωροφθοράνθρακες έχουν χρησιμοποιηθεί σε πολλές εφαρμογές, αλλά κυρίως, σε μηχανήματα ψύξης και κλιματισμού. Τα παλαιότερα χρόνια χρησιμοποιούνταν ως αεροζόλ και τις τελευταίες δεκαετίες χρησιμοποιούνται ως διαλύτες καθώς και στην παραγωγή πλαστικών αφρού. Παρά τις υψηλές δυνατότητες απορρόφησης της υπέρυθρης ακτινοβολίας, οι χλωροφθοράνθρακες δεν έχουν φτάσει σε αρκετά υψηλές συγκεντρώσεις ώστε να παίζουν σημαντικό ρόλο στην υπερθέρμανση του πλανήτη. Τις τελευταίες δεκαετίες οι CFC-11, 12 και 113 (CF_3CClF_2) αυξήθηκαν ταχύτερα (σε ποσοστιαία βάση) από οποιοδήποτε άλλο αέριο θερμοκηπίου, αλλά υπάρχουν πλέον σαφείς ενδείξεις ότι οι ρυθμοί αύξησης των χλωροφθορανθράκων έχουν επιβραδυνθεί σημαντικά, μετά το Πρωτόκολλο του Μόντρεαλ (1985) για την πρόληψη της καταστροφής του όζοντος. Στην πραγματικότητα, το 1998 η ατμοσφαιρική συγκέντρωση του CFC-11 ήταν χαμηλότερη από τη συγκέντρωσή του 5 χρόνια νωρίτερα. Η συνολική τιμή κλιματικού εξαναγκασμού για τους χλωροφθοράνθρακες είναι $+0{,}3 W \cdot m^{-2}$ (Watson et al., 1992). Αυτή η τιμή περιλαμβάνει τους CFC-11, 12, 113, 114 [τετραχλωράνθρακα (CCl_4)] και 115 [μεθυλοχλωροφόρμιο (CH_3CCl_3)]. Σύμφωνα με το Πρωτόκολλο του Μόντρεαλ, η παραγωγή χλωροφθορανθράκων CFC-11, 12 και 113 έχει σταδιακά καταργηθεί από το 1995. Ωστόσο, παρά τα μέτρα αυτά, τον επόμενο αιώνα η συγκέντρωση των χλωροφθορανθράκων στην ατμόσφαιρα θα παραμείνει σημαντική, λόγω του σχετικά μεγάλου χρόνου ζωής τους (περίπου 100 έτη).

Οι κύριες πηγές των χλωροφθορανθράκων στην Τροπόσφαιρα δίνονται στη συνέχεια:

- Ψυγεία και κλιματιστικά: Τα ψυκτικά είναι οι πιο συνηθισμένες πηγές χλωροφθορανθράκων. Εάν το ψυκτικό που χρησιμοποιείται σε ψυγεία, κλιματιστικά, αυτοκίνητα δεν απορριφθεί σωστά, θα διαρρεύσουν οι χλωροφθοράνθρακες στην ατμόσφαιρα.
- Πυροσβεστήρες: Σε ορισμένες χώρες, οι βιομηχανίες εξακολουθούν να χρησιμοποιούν σύστημα πυρόσβεσης με ψυκτικό υγρό χλωροφθορανθράκων. Θα πρέπει να ακολουθούνται αυστηροί κανόνες για την απόρριψη ή για την ανακύκλωση αυτής της επικίνδυνης χημικής ουσίας.
- Σπρέι αεροζόλ: Τα δοχεία αεροζόλ και τα προωθητικά υγρά χρησιμοποιούν αέρια που περιέχουν χλωροφθοράνθρακες. Σταδιακά, η βιομηχανία χρησιμοποιεί στη θέση τους, τους λιγότερο επιβλαβείς, υδρογονάνθρακες.

Στη Στρατόσφαιρα, η ένταση της υπεριώδους ακτινοβολίας είναι τόσο μεγάλη που ακόμη και οι σταθεροί χλωροφθοράνθρακες διασπώνται για να απελευθερώσουν ένα άτομο χλωρίου:

$$CFCl_3 \xrightarrow{UV} CFCl_2 + Cl \tag{4.6}$$

$$CF_2Cl_2 \xrightarrow{UV} CF_2Cl + Cl \tag{4.7}$$

Είναι σημαντικό να σημειωθεί ότι το ατομικό χλώριο (Cl) είναι επιζήμιο, αφού μπορεί να αντιδράσει με το όζον (O_3) για να σχηματίσει ένα μόριο οξυγόνου (O_2). Οι ακόλουθες αντιδράσεις δείχνουν πώς τα άτομα Cl καταστρέφουν μαζικά το στρατοσφαιρικό όζον:

$$Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2 \tag{4.8}$$

$$ClO + O \rightarrow Cl + O_2 \tag{4.9}$$

Το χλώριο είναι ικανό να καταστρέψει μεγάλο μέρος του όζοντος επειδή δρα ως καταλύτης. Το χλώριο ξεκινά τη διάσπαση του όζοντος για να δημιουργήσει δύο μόρια οξυγόνου. Μετά από κάθε αντίδραση, το χλώριο ξεκινά πάλι τον καταστροφικό του κύκλο με ένα άλλο μόριο όζοντος. Ένα άτομο χλωρίου μπορεί έτσι να καταστρέψει χιλιάδες μόρια όζοντος.

4.3 Ο Κύκλος του Αζώτου

Το αέριο στοιχείο άζωτο (N_2) αποτελεί το 78% κατ' όγκο της σύστασης της ατμόσφαιρας και είναι συστατικό των πρωτεϊνών και των νουκλεϊκών οξέων που είναι απαραίτητα για τη ζωή στη Γη. Το άζωτο κινείται αργά κατά τη διάρκεια του κύκλου του και αποθηκεύεται σε δεξαμενές, όπως είναι η ατμόσφαιρα, οι ζωντανοί οργανισμοί, τα εδάφη και οι ωκεανοί.

Οι βιογεωχημικοί κύκλοι του αζώτου και του άνθρακα συνδέονται στενά μεταξύ τους, λόγω των μεταβολικών αναγκών των οργανισμών γι' αυτά τα δύο στοιχεία. Οι αλλαγές στη διαθεσιμότητα του ενός στοιχείου θα επηρεάσουν όχι μόνο τη βιολογική παραγωγικότητα, αλλά και τη διαθεσιμότητα και τις απαιτήσεις του άλλου στοιχείου (Gruber & Galloway, 2008) και μακροπρόθεσμα, τη δομή και τη λειτουργία των οικοσυστημάτων.

Πριν από τη Βιομηχανική Εποχή, η δημιουργία του χημικά δραστικού αζώτου (N) από το αδρανές ατμοσφαιρικό μοριακό άζωτο (N_2), πραγματοποιούνταν κυρίως μέσω δύο φυσικών διεργασιών: κατά τη διάρκεια της κεραυνικής δραστηριότητας και κατά τη βιολογική δέσμευση του αζώτου. Η βιολογική δέσμευση του αζώτου είναι ένα σύνολο αντιδράσεων που μετατρέπουν το μοριακό άζωτο (N_2) σε αμμωνία (NH_3) και πραγματοποιείται από μικροβιακούς οργανισμούς. Η αύξηση της συγκέντρωσης του αζώτου στην ηπειρωτική και στην ωκεάνια βιόσφαιρα ήταν σε ισορροπία με την απώλεια του αζώτου λόγω της απονιτροποίησης, διαδικασία που επιστρέφει το μοριακό άζωτο (N_2) πίσω στην ατμόσφαιρα. Αυτή η ισορροπία έχει διαταραχθεί από την αρχή της Βιομηχανικής Εποχής. Το άζωτο παράγεται από τις ανθρώπινες δραστηριότητες και μεταφέρεται στα οικοσυστήματα. Τις τελευταίες δεκαετίες, η ανθρωπογενής παραγωγή αζώτου έχει ξεπεράσει τη φυσική παραγωγή. Υπάρχουν τρεις κύριες ανθρωπογενείς πηγές αζώτου:

- Η διαδικασία Haber-Bosch κατά την οποία το μοριακό άζωτο (N_2) αντιδρά με το υδρογόνο (H_2) και παράγεται αμμωνία (NH_3) που χρησιμοποιείται στα αζωτούχα λιπάσματα.
- Η εντατική καλλιέργεια οσπρίων και άλλων καλλιεργειών, που αυξάνει τη βιολογική δέσμευση του αζώτου.
- Η καύση ορυκτών καυσίμων, η οποία μετατρέπει το ατμοσφαιρικό N_2 και το άζωτο των ορυκτών καυσίμων, σε οξείδια του αζώτου (NO_x) που εκπέμπονται στην ατμόσφαιρα και εναποτίθενται εκ νέου, στην επιφάνεια της Γης.

Επιπλέον, υπάρχει μια μικρή ροή προς την ατμόσφαιρα του δεσμευμένου δραστικού αζώτου (N) στα πλούσια σε άζωτο ιζηματογενή πετρώματα.

Όλα τα φυτά και τα ζώα χρειάζονται άζωτο για να παράγουν αμινοξέα, πρωτεΐνες και DNA, αλλά το άζωτο στην ατμόσφαιρα δεν είναι σε τέτοια μορφή που να μπορούν να το χρησιμοποιήσουν άμεσα. Τα μόρια του αζώτου στην ατμόσφαιρα μπορούν να χρησιμοποιηθούν από τους ζωντανούς οργανισμούς όταν διασπώνται, κατά τη διάρκεια κεραυνών ή πυρκαγιών, από ορισμένους τύπους βακτηρίων. Άλλα φυτά λαμβάνουν το άζωτο που χρειάζονται από το έδαφος ή το νερό, κυρίως με τη μορφή ανόργανου νιτρικού άλατος (XNO_3). Το άζωτο είναι ένας περιοριστικός παράγοντας για την ανάπτυξη των φυτών. Τα ζώα

λαμβάνουν το άζωτο που χρειάζονται, καταναλώνοντας φυτά ή άλλα ζώα που περιέχουν οργανικά μόρια που αποτελούνται εν μέρει, από άζωτο. Όταν οι οργανισμοί πεθαίνουν, τα σώματά τους αποσυντίθενται, μεταφέροντας το άζωτο στο έδαφος ή στους ωκεανούς. Καθώς τα νεκρά φυτά και ζώα αποσυντίθενται, το άζωτο μετατρέπεται σε ανόργανες μορφές, όπως τα άλατα αμμωνίου (NH_4^+) με μια διαδικασία που ονομάζεται *αμμωνιοποίηση*. Τα άλατα αμμωνίου απορροφώνται στα αργιλικά εδάφη και στη συνέχεια μεταβάλλονται από βακτήρια σε νιτρώδη (NO_2^-) και στη συνέχεια σε νιτρικά (NO_3^-) ιόντα (*νιτροποίηση*). Τα διαλυμένα νιτρικά άλατα μπορούν να επιστραφούν στην ατμόσφαιρα από ορισμένα βακτήρια, μέσω μιας διαδικασίας που ονομάζεται *απονιτροποίηση*.

Ορισμένες ενέργειες του ανθρώπου προκαλούν αλλαγές στον κύκλο του αζώτου και στην ποσότητα που αποθηκεύεται στο έδαφος και στους ωκεανούς. Η χρήση λιπασμάτων πλούσιων σε άζωτο μπορεί να προκαλέσει υπερσυγκέντρωση θρεπτικών ουσιών στους υδροφόρους ορίζοντες, καθώς τα νιτρικά άλατα από το λίπασμα καταλήγουν σε ρυάκια και λίμνες. Τα αυξημένα επίπεδα νιτρικών αναγκάζουν τα φυτά να αναπτύσσονται γρήγορα, μέχρι να εξαντλήσουν την παροχή νιτρικών και να πεθάνουν. Επιπλέον, οι άνθρωποι επεμβαίνουν στον κύκλο του αζώτου με την καύση ορυκτών καυσίμων και δασών, τα οποία απελευθερώνουν διάφορες στερεές μορφές αζώτου. Επίσης, η εντατική κτηνοτροφία επηρεάζει τον κύκλο του αζώτου. Τα απόβλητα προερχόμενα από την κτηνοτροφία απελευθερώνουν μεγάλη ποσότητα από το στοιχείο αυτό στο έδαφος και στο νερό.

4.3.1 Το Υποξείδιο του Αζώτου (N_2O)

Το υποξείδιο του αζώτου (N_2O) αποτελεί ένα από τα πιο σημαντικά αέρια του θερμοκηπίου. Είναι επίσης, η κύρια πηγή στη στρατόσφαιρα των οξειδίων του αζώτου, τα οποία παίζουν σημαντικό ρόλο στην κατανομή του στρατοσφαιρικού όζοντος. Εκτιμήσεις από μετρήσεις πυρήνα πάγου υποδηλώνουν ότι η προβιομηχανική ατμοσφαιρική συγκέντρωση του υποξειδίου του αζώτου ήταν περίπου 275ppbv (με εύρος από 260 έως 285ppbv), ενώ το 1994 αυτή η συγκέντρωση είχε αυξηθεί κατά περίπου 15%, φτάνοντας τα 312ppbv (IPCC, 1996). Ο μέσος χρόνος παραμονής ενός μορίου υποξειδίου του αζώτου στην ατμόσφαιρα είναι περίπου 114 χρόνια, ο οποίος είναι ένας μεγάλος χρόνος παραμονής, σε σύγκριση με τα χρονοδιαγράμματα των περισσότερων ατμοσφαιρικών διαδικασιών μεταφοράς και ανάμειξης, τα οποία συνήθως κυμαίνονται από μερικές ώρες έως και μερικά χρόνια. Το υποξείδιο του αζώτου αναφέρεται συνεπώς, ως ένα καλά αναμεμειγμένο και μακρόβιο αέριο.

Οι φυσικές πηγές του υποξειδίου του αζώτου σχετίζονται με τη βιολογική δραστηριότητα στα εδάφη και στον ωκεανό. Οι κύριες ανθρωπογενείς πηγές του υποξειδίου του αζώτου παγκοσμίως, είναι η γεωργία και συγκεκριμένα η χρήση λιπασμάτων μέσω της οποία εναποτίθενται στο έδαφος νιτρικό άλας και αμμώνιο, αλλά και η ανάπτυξη βοσκοτόπων σε τροπικές περιοχές. Επιπλέον, η καύση της βιομάζας καθώς και μια σειρά βιομηχανικών διεργασιών, όπως η παραγωγή νιτρικού οξέος. Η μεγαλύτερη ανθρωπογενής πηγή προέρχεται από τη χρήση αζωτούχων λιπασμάτων στο γεωργικό τομέα άλλα περιλαμβάνει και την καύση ορυκτών καυσίμων, βιομάζας και βιοκαυσίμων και τις βιομηχανικές διεργασίες. Στο έδαφος δύο μηχανισμοί μπορούν να οδηγήσουν στην απελευθέρωση υποξειδίου του αζώτου: η νιτροποίηση και η απονιτροποίηση. Η ροή του υποξειδίου του αζώτου επηρεάζεται τόσο από τον τύπο εδάφους όσο και από τις περιβαλλοντικές συνθήκες. Επομένως, ο ποσοτικός προσδιορισμός των εκπομπών του υποξειδίου του αζώτου από το έδαφος είναι δύσκολος, λόγω της ετερογένειας των χερσαίων οικοσυστημάτων και της μεταβλητότητας των παραγόντων που ελέγχουν τις ροές. Στην περίπτωση των ωκεανών, δεν είναι ακόμη σαφές εάν το N_2O παράγεται κυρίως από τη νιτροποίηση σε ρηχά επιφανειακά ύδατα ή την απονιτροποίηση σε βαθιά νερά, υπό συνθήκες έλλειψης οξυγόνου.

Το υποξείδιο του αζώτου είναι σχετικά αδρανές στην Τροπόσφαιρα. Σε μεγαλύτερα ύψη, στη Στρατόσφαιρα, το υποξείδιο του αζώτου απομακρύνεται από την ατμόσφαιρα μέσω της διαδικασίας της φωτόλυσης, δηλαδή της διάσπασης των μορίων N_2O από την ηλιακή ακτινοβολία. Αυτή η φωτοχημική αντίδραση στην ανώτερη ατμόσφαιρα, αφαιρεί περίπου το 0,9% του συνόλου του υποξειδίου του αζώτου στην ατμόσφαιρα, σε ετήσια βάση. Μια δευτερεύουσα διαδικασία αφαίρεσης, η οποία αντιπροσωπεύει περίπου το 10% της απομάκρυνσης, είναι μέσω της αντίδρασης με διεγερμένα άτομα οξυγόνου. Υπάρχουν κάποιες ενδείξεις ότι τα εδάφη μπορεί να αντιπροσωπεύουν μια μικρή καταβόθρα για το υποξείδιο του αζώτου, αλλά μέχρι σήμερα, δεν υπάρχουν αρκετά στοιχεία για την αξιολόγησή τους (IPCC, 1996).

4.4 Το Τροποσφαιρικό Όζον (O_3)

Το όζον απορροφά την υπεριώδη ηλιακή ακτινοβολία (Ultra-Violet-UV), θερμαίνοντας έτσι τη Στρατόσφαιρα, ενώ αποτελεί και ένα αέριο του θερμοκηπίου μέσα στην Τροπόσφαιρα. Διαδραματίζει λοιπόν, σημαντικό ρόλο στο κλιματικό σύστημα. Επιπλέον, η απορρόφηση της επιβλαβούς υπεριώδους ηλιακής ακτινοβολίας από το στρώμα του όζοντος της στρατόσφαιρας, προστατεύει τη ζωή στην επιφάνεια της Γης. Η συγκέντρωση του στρατοσφαιρικού όζοντος είχε μειωθεί τις τελευταίες δεκαετίες, λόγω των εκπομπών στην ατμόσφαιρα διάφορων ουσιών που καταστρέφουν το όζον, οι περισσότερες από τις οποίες αποτελούν αέρια του θερμοκηπίου (Παράγραφος 2.4). Το 90% της συνολικής στήλης του όζοντος βρίσκεται στη Στρατόσφαιρα και το υπόλοιπο 10% στην Τροπόσφαιρα.

Στην Τροπόσφαιρα, το όζον αποτελεί έναν δευτερογενή αστικό ρύπο που προέρχεται κυρίως, από την κυκλοφορία και την βιομηχανία. Το όζον σχηματίζεται φωτοχημικά στην Τροπόσφαιρα όταν το μονοξείδιο του άνθρακα (CO), το μεθάνιο (CH_4), οι υδρογονάνθρακες πλην μεθανίου (Non-Methane HydroCarbons-NMHCs) και τα οξείδια του αζώτου (NO_x) αντιδρούν παρουσία του ηλιακού φωτός, μέσω ενός μη γραμμικού συνόλου χημικών αντιδράσεων. Οι χημικές αντιδράσεις πραγματοποιούνται στην Τροπόσφαιρα, παρουσία κυρίως, της υπεριώδους ακτινοβολίας, με μήκη κύματος μικρότερα από τα 320nm. Ο σχηματισμός της ρίζας υδροξυλίου (OH^-) στην Τροπόσφαιρα ξεκινά με τη φωτόλυση του όζοντος (O_3) παρουσία υδρατμών (Σχέσεις 4.10 και 4.11):

$$O_3 \xrightarrow{UV} O + O_2 \tag{4.10}$$

$$O + H_2O \rightarrow 2OH + O_2 \tag{4.11}$$

Το τροποσφαιρικό όζον παράγεται είτε επί τόπου ή με διείσδυση από τη Στρατόσφαιρα (Crutzen, 1973, Chameides & Walker, 1973). Στην δεύτερη περίπτωση, το όζον δημιουργείται από τη φωτοδιάσπαση του μοριακού οξυγόνου σε υψόμετρο άνω των 25km, συνδυασμένο με άτομα οξυγόνου που βρίσκονται κοντά στην επιφάνεια (Σχέσεις 4.12 και 4.13):

$$O_2 \xrightarrow{UV} 2O \tag{4.12}$$

$$O + O_2 + M \rightarrow O_3 + M \tag{4.13}$$

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 ως 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.

Τα μόρια του οξυγόνου της Στρατόσφαιρας αλληλεπιδρούν με την υπεριώδη ακτινοβολία σε σταθερό κύκλο. Αυτή η διαδικασία θεωρείται κυκλική, λόγω της συνεχούς μετατροπής της, μεταξύ διαφορετικών μορίων οξυγόνου. Το στρώμα του όζοντος δημιουργείται όταν η υπεριώδης ακτινοβολία αντιδρά με μόρια οξυγόνου (O_2) για να δημιουργήσουν το όζον (O_3) και το ατομικό οξυγόνο (O). Αυτή η διαδικασία ονομάζεται *κύκλος Chapman*. Αυτός ο μηχανισμός πραγματοποιείται σε 4 βασικά βήματα–χημικές αντιδράσεις που είναι τα εξής:

- Ένα μόριο οξυγόνου φωτολύεται από την ηλιακή ακτινοβολία, δημιουργώντας δύο ιόντα οξυγόνου (Σχέση 4.12).
- Το άτομο οξυγόνου (O) αντιδρά γρήγορα με το μόριο οξυγόνου (O_2) παρουσία ενός τρίτου ατόμου, που υποδηλώνεται με το M (συνήθως ένα άλλο O_2 ή N_2), για να σχηματιστεί το όζον (Σχέση 4.13).

- Το όζον απορροφά την ηλιακή ακτινοβολία στην περιοχή μήκους κύματος από 240nm έως 320nm και αποσυντίθεται σε ατομικό και μοριακό οξυγόνο (Σχέση 4.10).
- Το όζον πλέον, μπορεί να αντιδράσει με το ατομικό οξυγόνο για να αναγεννηθούν δύο μόρια οξυγόνου (O_2) με βάση την αντίδραση (4.14).

$$O_3 + O \rightarrow 2O_2 \tag{4.14}$$

Η επί τόπου πηγή τροποσφαιρικού όζοντος προκύπτει από την αντίδραση υδροϋπεροξυλίου (HO_2) με μονοξείδιο του αζώτου (NO), ακολουθούμενη από τη φωτοδιάσπαση του παραγόμενου διοξειδίου του αζώτου (Σχέσεις 4.15 και 4.16):

$$HO_2 + NO \rightarrow NO_2 + OH \tag{4.15}$$

$$NO_2 \xrightarrow{UV} O + NO \tag{4.16}$$

Αν και οι συγκεντρώσεις μονοξείδιου του αζώτου (NO) και διοξειδίου του αζώτου (NO_2) μειώνονται στη μέση τροπόσφαιρα, η επίδραση αυτής της αλληλουχίας αντιδράσεων μπορεί να παρέχει μια σημαντική πηγή όζοντος (O_3). Το όζον μπορεί επίσης, να παράγεται από μια σειρά αντιδράσεων όπου εμπλέκονται οι οργανικές ρίζες υπεροξείδιου, αντί για το υδροϋπεροξύλιο (HO_2).

Η (Σχέση 4.14) είναι σημαντική για την κατανομή του όζοντος στην Τροπόσφαιρα, δεδομένου ότι παρέχει μια σημαντική πηγή απομάκρυνσης για το όζον. Υπάρχει επίσης, μια απώλεια των συγκεντρώσεων του όζοντος μέσω αντίδρασης με το διοξείδιο του αζώτου (NO_2), για να δώσει νιτρικό ανιόν (NO_3^-), υδροϋπεροξύλιο (HO_2) και ακόρεστους υδρογονάνθρακες. Η πιο σημαντική από αυτές τις αντιδράσεις είναι η αντίδραση με το υδροϋπεροξύλιο (HO_2):

$$HO_2 + O_3 \rightarrow 2O_2 + OH \tag{4.17}$$

Σε απομακρυσμένες περιοχές με χαμηλά επίπεδα συγκεντρώσεων οξειδίων του αζώτου (NO_x), παρουσιάζεται απώλεια όζοντος, ενώ στην τροπόσφαιρα σε βιομηχανικές περιοχές με υψηλότερα επίπεδα συγκεντρώσεων οξειδίων του αζώτου (NO_x) η παραγωγή του όζοντος (O_3) κυριαρχεί. Το ελεύθερο τροποσφαιρικό O_3 αντιπροσωπεύει μόνο το 10% του συνολικού όζοντος στην ατμόσφαιρα, αλλά παραμένει ένας κρίσιμος καθοριστικός παράγοντας της οξειδωτικής ικανότητας της Τροπόσφαιρας, επειδή αποτελεί την κύρια πηγή ριζών OH.

Επιπλέον, το τροποσφαιρικό όζον μπορεί να δημιουργηθεί από την οξείδωση του μονοξειδίου του άνθρακα (CO), μέσω της (Σχέσης 4.18) και της (Σχέσης 4.19), ακολουθούμενη από τις προηγούμενες σχέσεις (4.16), (4.13) και (4.15).

$$CO + OH \rightarrow CO_2 + H \tag{4.18}$$

$$H + O_2 + M \rightarrow HO_2 + M \tag{4.19}$$

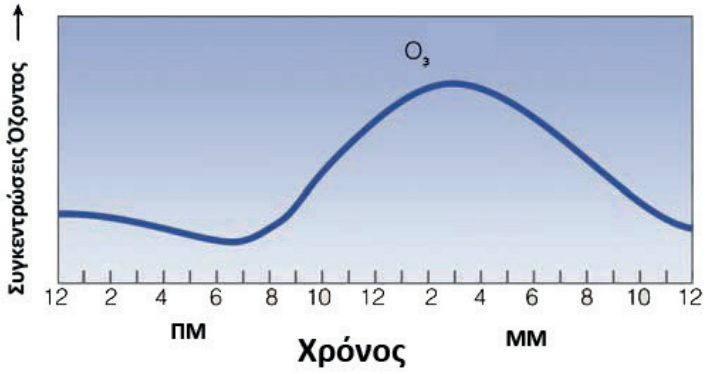
Οι υδρογονάνθρακες και το μονοξείδιο του άνθρακα παρέχουν το καύσιμο για την παραγωγή του τροποσφαιρικού όζοντος και καταναλώνονται κατά τη διαδικασία σχηματισμού του. Σε απομακρυσμένες περιοχές της Τροπόσφαιρας, το μονοξείδιο του άνθρακα και το μεθάνιο παρέχουν συνήθως, το καύσιμο για την παραγωγή όζοντος (Seiler & Fishman, 1981).

Επίσης, οι αντιδράσεις του μεθανίου είναι μια σημαντική πηγή τροποσφαιρικού όζοντος και αυτή η πηγή είναι συγκρίσιμη ή και μεγαλύτερη, από την διείσδυση του όζοντος από τη Στρατόσφαιρα. Σύμφωνα με τον Crutzen (1973), το μεθάνιο οξειδώνεται αργά στην ατμόσφαιρα, με βάση τη (Σχέση 4.20):

$$CH_4 \rightarrow CH_3 \rightarrow CH_3O_2 \rightarrow CH_3O \rightarrow H_2CO \rightarrow HCO \rightarrow CO \rightarrow CO_2 \quad (4.20)$$

Κατά τη φωτοχημική καύση του μεθανίου, σχηματίζονται οι ελεύθερες ρίζες υδροϋπεροξυλίου (HO_2) και μέθυλοϋπεροξυλίου (CH_3O_2), ως ενδιάμεσα προϊόντα, τα οποία μπορούν να αντιδράσουν με μονοξείδιο του αζώτου (NO) για να σχηματίσουν το διοξείδιο του αζώτου (NO_2) και στη συνέχεια το όζον.

Η επιφανειακή εναπόθεση όζοντος επηρεάζει σημαντικά τα επίπεδα του όζοντος στην Τροπόσφαιρα. Οι μεγάλες ανομοιογένειες στις διαδικασίες παραγωγής και απώλειας όζοντος, σε συνδυασμό με τη βραχεία διάρκεια ζωής του όζοντος, ιδιαίτερα στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα, οδηγεί σε μεγάλες χωρικές και χρονικές διακυμάνσεις στις συγκεντρώσεις του όζοντος. Ειδικότερα, τα επίπεδα του όζοντος συχνά υπερβαίνουν το όριο ποιότητας του αέρα σε τοπικές και περιφερειακές ρυπογόνες περιοχές. Επίσης, παρουσιάζει έντονη ημερήσια διακύμανση των συγκεντρώσεών του, λόγω της εξάρτησής του από την ηλιακή ακτινοβολία. Παρατηρούνται έτσι, κυκλικές, ημερήσιες αλλαγές στα επίπεδα του τροποσφαιρικού όζοντος, όπου οι μέγιστες τιμές των συγκεντρώσεών του εντοπίζονται τις μεσημβρινές ώρες, όπου επικρατεί και η μέγιστη ηλιακή ακτινοβολία (Σχήμα 4.6). Οι ελάχιστες συγκεντρώσεις όζοντος σημειώνονται τις ώρες ακριβώς πριν από την ανατολή του Ήλιου, καθώς οι εναπομείναντες συγκεντρώσεις της προηγούμενης ημέρας απομακρύνονται από τις νέες εκπομπές μονοξείδιου του αζώτου (NO) που απελευθερώνονται κατά την έναρξη της βιομηχανικής παραγωγής και της κυκλοφορίας.



Σχήμα 4.6 *Οι μέσες ωριαίες συγκεντρώσεις τροποσφαιρικού όζοντος έξι μεγάλων πόλεων, για περίοδο δύο ετών (τροποποίηση από Ahrens, C.D., 2006).*

4.5 Οι Υδρατμοί (H_2O)

Οι υδρατμοί είναι το πιο ισχυρό αέριο θερμοκηπίου στην ατμόσφαιρα της Γης, αλλά η συμπεριφορά του είναι θεμελιωδώς διαφορετική από αυτή των άλλων αερίων του θερμοκηπίου. Ο πρωταρχικός ρόλος των υδρατμών είναι η ανάδραση του κλίματος, δηλαδή η απόκριση εντός του κλιματικού συστήματος που επηρεάζει τη συνεχιζόμενη δραστηριότητα του συστήματος. Αυτή η διάκριση προκύπτει επειδή η ποσότητα των υδρατμών στην ατμόσφαιρα δεν μπορεί, γενικά, να τροποποιηθεί άμεσα από την ανθρώπινη δραστηριότητα, αλλά αντίθετα καθορίζεται από την θερμοδυναμική κατάσταση του αέρα. Όσο πιο ζεστή είναι η επιφάνεια, τόσο μεγαλύτερος είναι ο ρυθμός εξάτμισης του νερού από την επιφάνεια. Ωστόσο, οι υδρατμοί στην κατώτερη Στρατόσφαιρα, αποτελούν επίσης, σημαντικό θερμοκηπικό αέριο. Τα βασικά επίπεδα του H_2O της Στρατόσφαιρας ελέγχονται από τη θερμοκρασία της τροπόπαυσης, παράμετρος που αλλάζει με το κλίμα (Moyer et al., 1996; Rosenlof et al., 1997).

Το μεγαλύτερο μέρος των υδρατμών είναι φυσικής προέλευσης και βρίσκεται στην Τροπόσφαιρα. Εισέρχεται στη Στρατόσφαιρα κυρίως μέσω του στρώματος της τροπόπαυσης. Εκεί, οι χαμηλές θερμοκρασίες της τροπικής Τροπόπαυσης δημιουργούν μια ψυχρή παγίδα (Read et al., 2004), προκαλώντας χαμηλότερες συγκεντρώσεις υδρατμών στη Στρατόσφαιρα από ότι στην Τροπόσφαιρα. Οι υδρατμοί, που εισέρχονται στη Στρατόσφαιρα μέσω του τροπικού στρώματος Τροπόπαυσης, στη συνέχεια μεταφέρονται μέσω της κυκλοφορίας Brewer-Dobson από τους τροπικούς στα μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη. Από τη μέση Στρατόσφαιρα και πάνω, οι υδρατμοί παράγονται κυρίως, από την οξείδωση του μεθανίου της Στρατόσφαιρας μέσω της αντίδρασης:

$$CH_4 + OH^- \rightarrow H_2O + CH_3^-$$

(4.21)

Μέσω διάφορων φωτοχημικών διεργασιών, το μεθυλοκατιόν (CH_3^-) μετατρέπεται πρώτα σε μεθανάλη (HCHO) και μετά σε υδρατμούς (H_2O), με αποτέλεσμα την αντίδραση:

$$CH_4 + 2O_2 \rightarrow 2H_2O + CO_2$$

(4.22)

Σύμφωνα με την αντίδραση (4.22), ένα μόριο μεθανίου τελικά, παράγει δύο μόρια υδρατμών, που σημαίνει ότι το άθροισμα των αναλογιών ανάμιξης όγκου υδρατμών (H_2O) και δύο μεθανίων (CH_4) αναμένεται να διατηρείται στη Στρατόσφαιρα, εάν δεν συμβούν αλλαγές στην ανάμειξη των αερίων μαζών και εάν οι διακυμάνσεις στις συγκεντρώσεις του υδρογόνου (H_2) μπορούν να παραβλεφθούν. Επομένως, ο συνδυασμός των υδρατμών και του μεθανίου μπορεί να δώσει πληροφορίες για τις πηγές και τις καταβόθρες των υδρατμών, καθώς και τις δυναμικές επιδράσεις τους στη Στρατόσφαιρα.

Συγκρίνοντας τους υδρατμούς με άλλα αέρια του θερμοκηπίου, οι υδρατμοί παραμένουν στην ατμόσφαιρα για πολύ μικρότερο χρονικό διάστημα. Οι υδρατμοί θα παραμείνουν γενικά στην ατμόσφαιρα για ημέρες (πριν κατακρημνιστούν), ενώ άλλα αέρια του θερμοκηπίου, όπως το διοξείδιο του άνθρακα ή το μεθάνιο, θα παραμείνουν στην ατμόσφαιρα για πολύ μεγαλύτερο χρονικό διάστημα (που κυμαίνεται από χρόνια έως αιώνες, συμβάλλοντας έτσι στην αύξηση της θερμοκρασίας για πολύ μεγάλο χρονικό διάστημα. Για τον λόγο αυτό, σήμερα τα συγκεκριμένα αέρια του θερμοκηπίου αποτελούν την κύρια αιτία της συνολικής θέρμανσης του πλανήτη, παρόλο που βρίσκονται σε χαμηλότερες συγκεντρώσεις, σε σχέση με τους υδρατμούς στην ατμόσφαιρα. Άλλωστε, η θέρμανση της ατμόσφαιρας μπορεί να οδηγήσει σε περισσότερη εξάτμιση, η οποία με τη σειρά της οδηγεί σε επιπλέον θέρμανση. Αυτή η ενίσχυση της αρχικής θέρμανσης καλείται *ανάδραση*.

4.6 Βασικές Μονάδες και Μεγέθη Μέτρησης Αερίων στην Ατμόσφαιρα

Συγκέντρωση *C* ενός συστατικού στην Ατμόσφαιρα είναι η αναλογία της μάζας του συστατικού ανά μονάδα όγκου του αέρα που περιέχεται. Η συγκέντρωση εξαρτάται από το πλήθος των μορίων του συστατικού (π.χ. του CO_2) που βρίσκονται στον συνολικό όγκο του μείγματος των αερίων της Ατμόσφαιρας.

$$C = \frac{m_{co_2}}{V_{air}},\ kg{\cdot}m^{-3}$$

(4.23)

Η αναλογία μίγματος εκφράζει την αναλογία συγκεκριμένου στοιχείου σε σχέση με το άθροισμα όλων των στοιχείων (δηλαδή «1 μέρος στα 10» σημαίνει 10gr του ενός στοιχείου σε 100gr του συνόλου). 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).

$$ppmv = \frac{v_i}{v_{total}} \times 10^6$$

(4.24)

$$ppmm = \frac{m_i}{m_{total}} \times 10^6$$

(4.25)

Η μετατροπή από την μονάδα συγκέντρωσης (*C*, μg m^{-3}) στη μονάδα αναλογίας μίγματος (*c*, ppb) δίνεται από τη σχέση:

$$c = \frac{83{,}14{\cdot}T}{p{\cdot}M} C\ '$$

(4.26)

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 της μέσης συγκέντρωσης του συστατικού προς τον 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 ατομικό βάρος του άνθρακα είναι 12 και το μοριακό βάρος του CO_2 είναι 44 (Σχήμα 4.2) η μετατροπή γιγατόνων C σε γιγατόνους CO_2 μπορεί να γίνει με πολλαπλασιασμό 44/12. Δηλαδή, 1GtC αντιστοιχεί σε 3,67GtCO_2. Η συγκέντρωση CO_2 στην ατμόσφαιρα εκφράζεται σε ppm με 1ppm CO_2 να αντιστοιχεί σε 2,13GtC. Με βάση τον παραπάνω κανόνα των 44/12, προκύπτει ότι 1ppm=7,81GtCO_2.

4.7 Οι Μεταβολές στη Συγκέντρωση των Θερμοκηπικών Αερίων

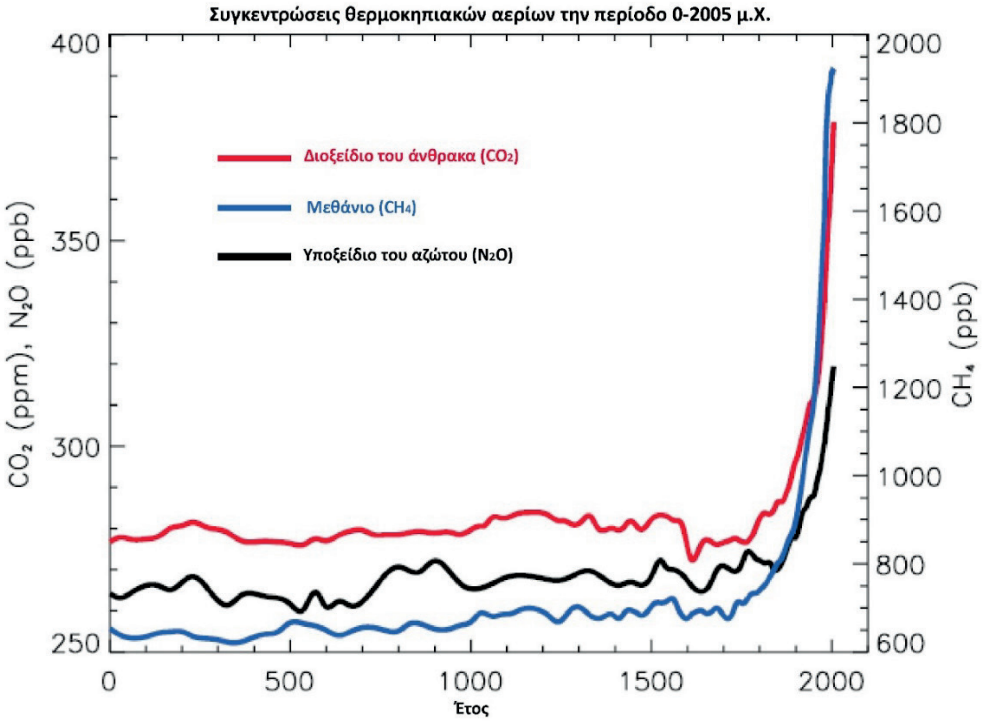
Οι ανθρώπινες δραστηριότητες προκαλούν μεταβολές στις συγκεντρώσεις των αερίων του θερμοκηπίου, των αερολυμάτων, καθώς και στη νέφωση. Η ευρύτερα γνωστή συνεισφορά των ανθρώπινων δραστηριοτήτων προέρχεται από την καύση των ορυκτών καυσίμων, τα οποία απελευθερώνουν διοξείδιο του άνθρακα στην ατμόσφαιρα. 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 θερμοκηπικών 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. Κατά τη διάρκεια της σύγχρονης εποχής, η ανθρώπινη επίδραση στο κλίμα έχει υπερβεί σημαντικά 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), το υποξειδίου του αζώτου (N_2O) και των αλογονανθράκων, που είναι μια ομάδα αερίων που περιέχουν φθόριο, χλώριο και βρώμιο. Στην ατμόσφαιρα, η ανθρώπινη δραστηριότητα δρα συσσωρευτικά για τα συγκεκριμένα αέρια, έχοντας ως αποτέλεσμα οι συγκεντρώσεις τους να αυξάνονται με την πάροδο του χρόνου. Σημαντικές αυξήσεις σε όλα τα θερμοκηπικά αέρια παρατηρούνται από την έναρξη της βιομηχανικής επανάστασης μέχρι σήμερα (Σχήμα 4.7). 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 του αζώτου συνολικά, προέρχονται από ανθρώπινες δραστηριότητες, 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 χρησιμοποιούνταν 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 χλωροφθορανθράκων

στην ατμόσφαιρα παρουσιάζουν σημαντική μείωση, ως αποτέλεσμα των διεθνών κανονισμών που σχεδιάστηκαν για την προστασία του στρατοσφαιρικού όζοντος (O_3).

- Το όζον είναι ένα θερμοκηπικό αέριο, που συνεχώς παράγεται και καταστρέφεται στην ατμόσφαιρα εξαιτίας χημικών αντιδράσεων. Εντός της τροπόσφαιρας, οι ανθρώπινες δραστηριότητες έχουν αυξήσει το όζον διαμέσου της απελευθέρωσης αερίων, όπως το μονοξείδιο του άνθρακα (CO), οι υδρογονάνθρακες (C_xH_y) και τα οξείδια του αζώτου (N_xO_y), τα οποία αντιδρούν χημικά προς παραγωγή όζοντος (φωτοχημική παραγωγή). Το τροποσφαιρικό όζον θεωρείται αέριος ρύπος και θερμοκηπικό αέριο, ενώ το στρατοσφαιρικό όζον παράγεται μέσω φυσικών διεργασιών και προστατεύει την επιφάνεια του πλανήτη από την υπεριώδη ηλιακή ακτινοβολία.
- Οι υδρατμοί (αέρια κατάσταση 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 τα αερολύματα θείου και τέφρας, που παράγονται από ηφαιστειακές εκρήξεις.



Σχήμα 4.7 *Συγκεντρώσεις των σημαντικότερων και μακροβιότερων αερίων του θερμοκηπίου κατά τη διάρκεια των τελευταίων 2.000 ετών. Οι μονάδες είναι μέρη ανά εκατομμύριο (ppm) ή μέρη ανά δισεκατομμύριο (ppb) (τροποποίηση από IPCC, 2007).*

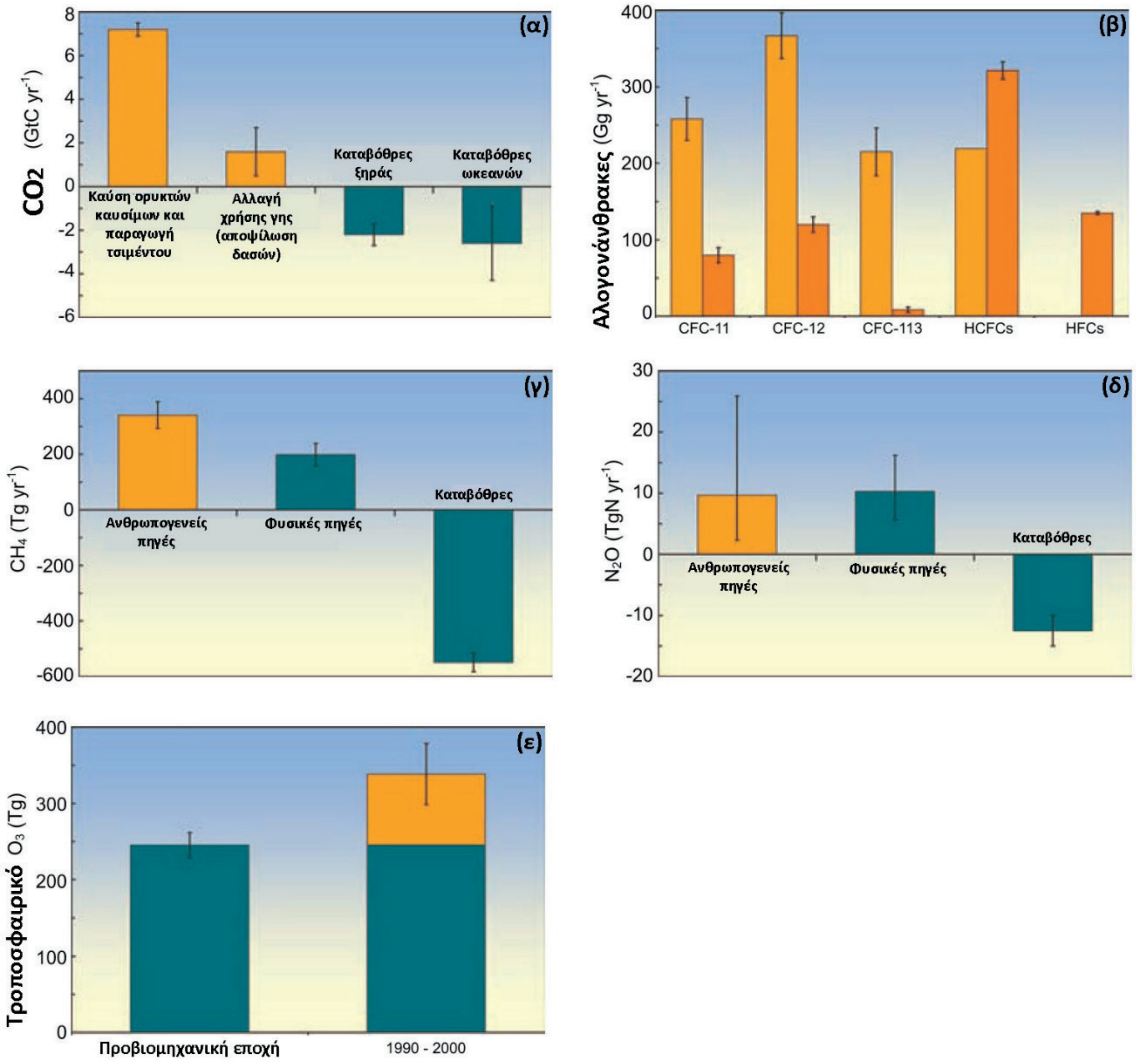
Οι αυξήσεις στο ατμοσφαιρικό διοξείδιο του άνθρακα και άλλων αερίων του θερμοκηπίου, κατά τη διάρκεια της βιομηχανικής επανάστασης προέρχονται από τις ανθρώπινες δραστηριότητες. Από το 1959, περίπου 350 δισεκατομμύρια τόνοι άνθρακα έχουν απελευθερωθεί στην ατμόσφαιρα από τα οποία το 55% έχει απορροφηθεί 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 και 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 CO_2. Η αλλαγή χρήσης γης (κυρίως η αποψίλωση των δασών) είναι υπεύθυνη για το υπόλοιπο ποσοστό. Για το μεθάνιο, ένα άλλο σημαντικό αέριο του θερμοκηπίου, οι εκπομπές του που οφείλονται σε 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 πριν τη βιομηχανική επανάσταση. Η αύξηση αυτή οφείλεται στις ατμοσφαιρικές αντιδράσεις των αέριων ρύπων που εκπέμπονται από την ανθρώπινη δραστηριότητα. Η συγκέντρωση του CO_2 υπερβαίνει τώρα τα 400ppm και το μεθάνιο είναι πάνω από 1800ppb, τιμές μέγιστες για τα τελευταία 650.000 έτη, όπου το CO_2 παρέμενε μεταξύ 180 και 300ppm και το μεθάνιο μεταξύ 320 και 790ppb. Ο σύγχρονος ρυθμός μεταβολής είναι ιδιαίτερα έντονος, καθώς οι αυξήσεις της συγκέντρωσης του CO_2 ποτέ δεν υπερέβησαν τα 30ppm ανά 1.000 έτη, ενώ το CO_2 έχει ήδη αυξηθεί κατά 30ppm τα τελευταία 17 έτη μέχρι το 2000. Έκτοτε, η συγκέντρωση του CO_2 έχει αυξηθεί κατά 43,5ppm, δηλαδή κατά 12%, έως το 2023.

4.7.1 Μεταβολές του Διοξειδίου του Άνθρακα

Οι εκπομπές CO_2 (Σχήμα 4.8α) από την καύση ορυκτών καυσίμων, με σημαντική συνεισφορά από την τσιμεντοβιομηχανία, είναι υπεύθυνες για περίπου το 75% της αύξησης της συγκέντρωσης του CO_2 στην ατμόσφαιρα, από τη προ-βιομηχανική εποχή. Το υπόλοιπο ποσοστό της αύξησης προέρχεται από τις αλλαγές χρήσεων γης, όπου κυριαρχεί η αποψίλωση 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 CO_2 προκαλούνται από την ανθρώπινη δραστηριότητα. Ο φυσικός κύκλος του άνθρακα δεν μπορεί να εξηγήσει την παρατηρούμενη αύξηση CO_2 στην ατμόσφαιρα από 3,2 σε 4,1GtC ανά έτος, κατά τη διάρκεια των τελευταίων 25 ετών έως το 2000. Υπενθυμίζεται πως 1GtC ισοδυναμεί με 3,67GtCO_2.

Φυσικές διεργασίες, όπως η φωτοσύνθεση, η αναπνοή, η αποσύνθεση και οι ανταλλαγές με την επιφάνεια της θάλασσας, αποτελούν τις πηγές και τους απορροφητές του CO_2. Αν δεν ήταν οι φυσικές καταβόθρες του CO_2, που απορροφούν σχεδόν τη μισή ποσότητα του ανθρωπογενούς παραγόμενου CO_2 οι ατμοσφαιρικές συγκεντρώσεις του CO_2 θα είχαν αυξηθεί ακόμα περισσότερο.

Η αύξηση της συγκέντρωσης CO_2 στην ατμόσφαιρα, φαίνεται ότι προέρχεται από ανθρωπογενείς δραστηριότητες, επειδή τα χαρακτηριστικά του CO_2 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 CO_2 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.



Σχήμα 4.8 *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 με κυανό χρωματισμό (τροποποίηση από IPCC, 2007).*

4.7.2 Μεταβολές των Αλογονούχων Αερίων

Οι ανθρώπινες δραστηριότητες είναι υπεύθυνες για το κύριο μέρος των αερίων που περιέχουν αλογόνο στην ατμόσφαιρα. Πριν από τη βιομηχανική επανάσταση υπήρχαν στη φύση μόνο κάποια αέρια που εμπεριείχαν αλογόνο, όπως το μεθυλικό βρωμίδιο (CH_3Br) και το μεθυλικό χλωρίδιο (CH_3Cl). Η ανάπτυξη νέων τεχνολογιών είχε ως αποτέλεσμα τον πολλαπλασιασμό των χημικά παρασκευασμένων αερίων που εμπεριέχουν αλογόνο κατά τη διάρκεια των τελευταίων 50 χρόνων του 20ού αιώνα. Οι εκπομπές των βασικών αερίων, που εμπεριέχουν αλογόνο και προέρχονται από την ανθρώπινη δραστηριότητα, παρουσιάζονται στο Σχήμα 4.8β. 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-δεν απεικονίζονται) παραμένουν στην ατμόσφαιρα για χιλιάδες έτη. Οι συγκεντρώσεις πλήθους σημαντικών αερίων που περιέχουν αλογόνο, συμπεριλαμβανομένων των χλωροφθορανθράκων (CFCs), παρουσιάζουν ελάττωση, ως αποτέλεσμα των πολιτικών που εφαρμόστηκαν επί των ουσιών που μειώνουν το στρώμα του όζοντος, στο πλαίσιο του Πρωτόκολλου του Montreal. 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.

4.7.3 Μεταβολές του Μεθανίου

Στην Ατμόσφαιρα, οι εκπομπές του μεθανίου (CH_4) από τις ανθρώπινες δραστηριότητες, υπερβαίνουν τις φυσικές πηγές (Σχήμα 4.8γ). 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 1.650ppb στα μέσα του 1980 και τα 1.803ppb 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 οφείλεται στις ανθρωπογενείς δραστηριότητες.
Η κυριότερη φυσική πηγή μεθανίου στην ατμόσφαιρα είναι οι υγρότοποι. Επιπρόσθετες φυσικές πηγές περιλαμβάνουν τους τερμίτες, τους ωκεανούς, τη χλωρίδα 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. Το μεθάνιο, από τη στιγμή που εκπέμπεται, παραμένει στην ατμόσφαιρα για περίπου 8,4 έτη, πριν την απομάκρυνσή 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.

4.7.4 Μεταβολές του Υποξειδίου 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 εξισορροπείται 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 είναι η βιομηχανική μέθοδος Haber-Bosch (Παράγραφος 4.3). 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 άζωτο (N_2) και το άζωτο των ορυκτών καυσίμων μετατρέπονται σε οξείδια του αζώτου που εκπέμπονται στην ατμόσφαιρα και επιστρέφουν στην επιφάνεια. Παράλληλα, υπάρχει μία ροή αζώτου από τη μετακίνηση ιζηματογενών πετρωμάτων.

Οι ανθρωπογενείς πηγές υποξειδίου του αζώτου (N_2O) στην ατμόσφαιρα είναι περίπου ισοδύναμες με τις πηγές των νιτρικών οξειδίων από τα φυσικά συστήματα (Σχήμα 4.8δ). 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, 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). Τα υποξείδια του αζώτου, από τη στιγμή που εκπέμπονται, παραμένουν στην ατμόσφαιρα για περίπου 114 έτη, πριν την απομάκρυνσή τους, κυρίως λόγω της διάλυσής τους στη στρατόσφαιρα.

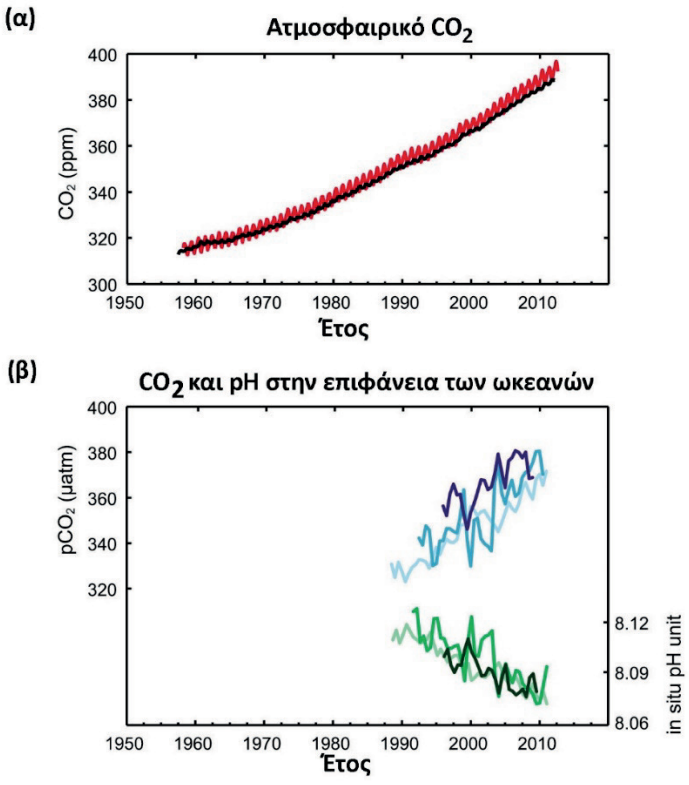
4.7.5 Μεταβολές του Τροποσφαιρικού Όζοντος

Το τροποσφαιρικό όζον (O_3) παράγεται από φωτοχημικές αντιδράσεις στην ατμόσφαιρα, εμπλέκοντας 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 προδρόμων ενώσεων, των υδρατμών και της ηλιακής 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 4.8ε).

4.8 Ο Άνθρακας 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 800.000 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 οξίνισή τους.

Οι ατμοσφαιρικές συγκεντρώσεις του διοξειδίου του άνθρακα (CO_2), του μεθανίου (CH_4) και του υποξειδίου του αζώτου (N_2O), έχουν αυξηθεί από το 1750, εξαιτίας των ανθρώπινων δραστηριοτήτων. Το 2011 οι συγκεντρώσεις των συγκεκριμένων θερμοκηπικών αερίων ήταν 391ppm για το διοξείδιο του άνθρακα (Σχήμα 4.9α), 1803ppb για το μεθάνιο και 324ppb για το υποξείδιο του αζώτου. Οι συγκεντρώσεις αυτές ξεπέρασαν τις προβιομηχανικές τους συγκεντρώσεις κατά 40%, 150% και 20%, αντίστοιχα. Από τις ανθρωπογενείς εκπομπές διοξειδίου του άνθρακα, 240GtC (διακύμανση από 230 GtC έως 250 GtC) συσσωρεύονται στην ατμόσφαιρα, 155GtC (διακύμανση από 125 GtC έως 185 GtC) έχουν απορροφηθεί από τους ωκεανούς και 160GtC (από 70 GtC έως 250 GtC) 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 (Σχήμα 4.9β) από τις αρχές της βιομηχανικής εποχής (με μεγάλη βεβαιότητα), ενώ η αντίστοιχη αύξηση των συγκεντρώσεων ιόντων υδρογόνου είναι 26%.



Σχήμα 4.9 *Πολλαπλές ενδείξεις μεταβολής του κύκλου του άνθρακα: (α) ατμοσφαιρικές συγκεντρώσεις του διοξειδίου του άνθρακα (CO_2) από την περιοχή Mauna Loa (19°32'Β, 155°34'Δ-κόκκινη γραμμή) και Νότιος Πόλος (89°59'Ν, 24°48'Δ-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°10'Β, 15°30'Δ-σκούρα μπλε/σκούρα πράσινη καμπύλη, 31°40'Β, 64°10'Δ-μπλε/πράσινη γραμμή) και του Ειρηνικού Ωκεανού (22°45'Β, 158°00'Δ-ανοιχτό μπλε/ανοιχτή πράσινη γραμμή) (τροποποίηση από IPCC, 2013).*

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 800.000 ετών. Κατά τη διάρκεια του 20ου αιώνα μέχρι και σήμερα, οι μέσοι ρυθμοί αύξησης των ατμοσφαιρικών τους συγκεντρώσεων 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 8,3GtC yr^{-1} (διακύμανση από 7,6 GtC yr^{-} έως 9,0 GtC yr^{-}) συνολικά για τα έτη 2002 έως 2011 (με μεγάλη βεβαιότητα) και 9,5GtC yr^{-1} (διακύμανση από 8,7 GtC yr^{-} έως 10,3 GtC yr^{-}) 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 0,9GtC yr^{-1} (διακύμανση από 0,1 GtC yr^{-} έως 1,7 GtC yr^{-}) 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 375GtC (διακύμανση από 345 GtC έως 405 GtC) στην ατμόσφαιρα, ενώ η αποψίλωση των δασών και οι υπόλοιπες αλλαγές στη χρήση γης υπολογίζεται ότι έχουν ελευθερώσει 180GtC (διακύμανση από 100 GtC έως 260 GtC). Συνεπώς, οι ανθρωπογενείς εκπομπές οδηγούν σε απελευθέρωση 555GtC (διακύμανση από 470 GtC έως 640 GtC).

Βιβλιογραφία/Αναφορές

Ahrens, C.D. (2006). *Meteorology Today* (8th ed.). Brooks Cole.

Carbon dioxide now more than 50% higher than pre-industrial levels. (2022, December 25). In National Oceanic and Atmospheric Administration https://www.noaa.gov

Chameides, W.L., & Walker, J.C.G. (1973). A photochemical theory of tropospheric ozone. *J. Geophys. Res*. 78(36), 8751-8760. https://doi.org/10.1029/JC078i036p08751

Climate Change: Atmospheric Carbon Dioxide. (2022, December 25). In https://www.climate.gov/news-features/understanding-climate/climate-change-atmospheric-carbon-dioxide

Ciais, P., Sabine, C., Bala, G., Bopp, L., Brovkin, V., Canadell, J., Chhabra, A., DeFries, R., Galloway, J., Heimann, M., Jones, C., Le Quéré, C., Myneni, R.B., Piao, S., & Thornton, P. (2013). *Carbon and Other Biogeochemical Cycles. In: 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.

Crutzen, P.J. (1973). A discussion of the chemistry of some minor constituents in the stratosphere and troposphere. *Pure Appl. Geophys*. 106, 1385-1399. https://doi.org/10.1007/BF00881092

Gruber, N., & Galloway, J. N. (2008). An Earth-system perspective of the global nitrogen cycle. *Nature, 451*, 293–296. https://doi.org/10.1038/nature06592

IPCC (1996). *Second Assessment Climate Change 1995*, Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. '*The Science of Climate Change'*, Contribution of Working Group I. 'Impacts, Adaptations and Mitigation of Climate Change', Contribution of Working Group 2. 'Economic and Social Dimensions of Climate Change', Contribution of Working Group 3, WMO, UNEP. Cambridge University Press.

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.

Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S. L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M. I., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J. B. R., Maycock, T. K., Waterfield, T., Yelekçi, O., Yu, R., Zhou, B., (2021). Summary for Policymakers. *Climate Change 2021: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.IPCC/Cambridge University Press.

Moyer, E.J., Irion, F.W., Yung, Y.L., & Gunson, M.R. (1996). ATMOS stratospheric deuterated water and implications for troposphere-stratosphere transport. *Geophys. Res. Lett*., 23(17), 2385-2388. https://doi.org/10.1029/96GL01489

Read, W. G., Wu, D. L., Waters, J. W., & Pumphrey, H. C. (2004). Dehydration in the tropical tropopause layer: Implications from the UARS Microwave Limb Sounder, *J. Geophys. Res. Atmos*., 109, https://doi.org/10.1029/2003JD004056

Rosenlof, K.H., Tuck, A.F., Kenneth, K.K., Russell, J.M., & McCormick, M.P. (1997). Hemispheric asymmetries in water vapor and inferences about transport in the lower stratosphere. *J. Geophys. Res*., 102, 13213-13234. https://doi.org/10.1029/97JD00873

Seiler, W., & Fishman, J. (1981). The distribution of carbon monoxide and ozone in the free troposphere, *J. Geophys. Res*., 86, 7255-7265.

The Slow Carbon Cycle. (2022, December 25). In https://earthobservatory.nasa.gov/features/CarbonCycle/page2.php

Watson, R.T., Meira Filho, L.G., Sanhueza E. & Janetos, T. (1992). *Sources and sinks*. In: Houghton JT, Callander BA and Varney SK (eds) Climate Change 1992, pp 25–46. Cambridge University Press.

Κριτήρια αξιολόγησης με απαντήσεις

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Τι είναι τα αέρια του θερμοκηπίου;

Απάντηση/Λύση

Αέρια του θερμοκηπίου καλούνται τα ατμοσφαιρικά αέρια που διατηρούν την επιφάνεια της Γης σε μέση θερμοκρασία 15°C. Περίπου τα τρία τέταρτα του φυσικού φαινομένου του θερμοκηπίου οφείλονται στους υδρατμούς. Το επόμενο πιο σημαντικό αέριο θερμοκηπίου είναι το διοξείδιο του άνθρακα. Το μεθάνιο, το υποξείδιο του αζώτου, το όζον στην τροπόσφαιρα, και οι χλωροφθοράνθρακες (CFC) είναι επίσης, σημαντικά αέρια του θερμοκηπίου.

Κριτήριο αξιολόγησης 2

Ποιες είναι οι αιτίες της καταστροφής του στρώματος του όζοντος και ποιες χημικές αντιδράσεις λαμβάνουν χώρα κατά την καταστροφή του;

Απάντηση/Λύση

Οι αιτίες της καταστροφής του στρώματος του όζοντος είναι η απελευθέρωση των ελεύθερων ριζών, η χρήση χλωροφθορανθράκων (CFC) και η υπερβολική καύση ορυκτών καυσίμων. Οι χημικές αντιδράσεις που αναπαριστούν πώς τα άτομα χλωρίου (Cl) καταστρέφουν το όζον, είναι οι αντιδράσεις (4.8) και (4.9), δηλαδή οι:

$$Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2 \tag{4.8}$$

$$ClO + O \rightarrow Cl + O_2 \tag{4.9}$$

Κριτήριο αξιολόγησης 3

Ποιες είναι οι χημικές αντιδράσεις δημιουργίας του τροποσφαιρικού όζοντος;

Απάντηση/Λύση

Οι χημικές αντιδράσεις δημιουργίας του τροποσφαιρικού όζοντος είναι οι (4.12) και (4.13), δηλαδή οι:

$$O_2 \xrightarrow{UV} 2O \tag{4.12}$$

$$O + O_2 + M \rightarrow O_3 + M \tag{4.13}$$

Κριτήριο αξιολόγησης 4

Να περιγραφεί ο κύκλος του Chapman.

Απάντηση/Λύση

Ο κύκλος του Chapman πραγματοποιείται σε τέσσερα βασικά βήματα–χημικές εξισώσεις, οι οποίες είναι οι εξής:

- Ένα μόριο οξυγόνου φωτολύεται από την ηλιακή ακτινοβολία, δημιουργώντας δύο ρίζες οξυγόνου (Σχέση 4.12):

$$O_2 \xrightarrow{UV} 2O$$

- Το άτομο οξυγόνου (O) αντιδρά γρήγορα με το μόριο οξυγόνου (O_2), παρουσία ενός τρίτου ατόμου, που υποδηλώνεται με το M (συνήθως ένα άλλο O_2 ή N_2), για να σχηματιστεί το όζον (Σχέση 4.13):

$$O + O_2 + M \rightarrow O_3 + M$$

- Το όζον απορροφά την ηλιακή ακτινοβολία στην περιοχή μήκους κύματος από 240nm έως 320nm και αποσυντίθεται σε ατομικό και μοριακό οξυγόνο (Σχέση 4.10).

$$O_3 \xrightarrow{UV} O + O_2$$

- Το όζον πλέον, μπορεί να αντιδράσει με το ατομικό οξυγόνο για να αναγεννήσει δύο μόρια οξυγόνου (O_2), με βάση την αντίδραση (4.14):

$$O_3 + O \rightarrow 2O_2$$

Κριτήριο αξιολόγησης 5

Από ποιους από τους παρακάτω παράγοντες εξαρτάται η δυνατότητα υπερθέρμανσης του πλανήτη:

α) ικανότητα απορρόφησης υπέρυθρων ακτινοβολιών,
β) διάρκεια ζωής των θερμοκηπικών αερίων,
γ) εύρος υπέρυθρων μηκών κύματος που μπορεί να απορροφήσει η επιφάνεια του πλανήτη,
δ) όλα τα παραπάνω.

Απάντηση/Λύση

Σωστή απάντηση είναι η (δ). Όλοι οι αναφερθέντες παράγοντες συνεισφέρουν στο φαινόμενο του θερμοκηπίου.

Κριτήριο αξιολόγησης 6

Ποια είναι τα βασικά θερμοκηπικά αέρια;

Απάντηση/Λύση

Το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2), οι υδρατμοί (H_2O), το μεθάνιο (CH_4), τα οξείδια του αζώτου (N_2O), το όζον (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). Στο μόριο του διοξειδίου του άνθρακα, το άτομο του άνθρακα συνδέεται με δύο άτομα οξυγόνου, με κάθε ένα από τα οποία αναπτύσσει έναν διπλό ομοιοπολικό δεσμό (Σχήμα 4.2). Το CO_2 έχει την δυνατότητα να απορροφά υπέρυθρη ακτινοβολία και να θερμαίνει το ατμοσφαιρικό στρώμα στο οποίο βρίσκεται.

Κριτήριο αξιολόγησης 7

Με ποιο τρόπο έχει επιδράσει η ανθρώπινη δραστηριότητα στις συγκεντρώσεις των θερμοκηπικών αερίων;

Απάντηση/Λύση

Η ανθρώπινη δραστηριότητα επιδρά στην αύξηση της συγκέντρωσης όλων των θερμοκηπικών αερίων στην ατμόσφαιρα. Συγκεκριμένα:

- Οι κύριοι λόγοι αύξησης της συγκέντρωσης του διοξειδίου του άνθρακα είναι η χρήση των ορυκτών καυσίμων και η αποψίλωση των δασών.
- Το μεθάνιο έχει αυξηθεί, 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 χρησιμοποιούνταν 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 θερμοκηπακό 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 (H_xC_y) 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 8

Ποια η διάρκεια ζωής των θερμοκηπικών αερίων στην ατμόσφαιρα;

Απάντηση/Λύση

Το μεγαλύτερο ποσοστό διοξειδίου του άνθρακα παραμένει στην ατμόσφαιρα, από 5 έως 200 χρόνια, ενώ ένα μικρό ποσοστό του μπορεί να παραμείνει μέχρι και 1.000 χρόνια. Η μέση διάρκεια ζωής του μεθανίου είναι

περίπου 12 χρόνια. Το υποξείδιο του αζώτου και κάποιοι από τους χλωροφθοράνθρακες παραμένουν στην ατμόσφαιρα για περισσότερο από εκατό χρόνια.

Κριτήριο αξιολόγησης 9

Ποια είναι η ανθρωπογενής προέλευση των αερίων του θερμοκηπίου;

Απάντηση/Λύση

Το μεγαλύτερο μέρος της αύξησης του διοξειδίου του άνθρακα προέρχεται από την καύση των ορυκτών καυσίμων, όπως το πετρέλαιο, ο άνθρακας και το φυσικό αέριο για ενέργεια, καθώς και από την αποψίλωση των δασών.

Οι αγελάδες, τα πρόβατα και τα άλλα μηρυκαστικά ζώα αποτελούν πηγή μεθανίου στην ατμόσφαιρα. Οι ορυζώνες παράγουν επίσης, μεθάνιο. Άλλες πηγές μεθανίου είναι οι χωματερές, τα ανθρακωρυχεία και τα κοιτάσματα φυσικού αερίου.

Οι συγκεντρώσεις του υποξειδίου του αζώτου αυξάνονται λόγω αλλαγών στον τρόπο με τον οποίο χρησιμοποιείται η γη, από τη χρήση λιπασμάτων, από ορισμένες βιομηχανικές διεργασίες και από την καύση της βλάστησης.

Το όζον είναι συστατικό της φωτοχημικής αιθαλομίχλης, η οποία, με τη σειρά της, είναι το αποτέλεσμα των εκπομπών υδρογονανθράκων και οξειδίων του αζώτου από τα οχήματα και τη βιομηχανία.

Οι χλωροφθοράνθρακες (CFCs) κατασκευάζονταν στο παρελθόν για να χρησιμοποιηθούν ως ψυκτικά μέσα, προωθητικά συσκευασιών ψεκασμού, για την παραγωγή αφρώδους πλαστικού και ως διαλύτες για ηλεκτρονικά εξαρτήματα. Η συγκέντρωσή τους έχει μειωθεί δραστικά τις τελευταίες δεκαετίες, λόγω της αποκλειστικά ανθρωπογενούς προέλευσής τους και των πολιτικών που εφαρμόζονται.

Κεφάλαιο 5

Σύνοψη
Το συγκεκριμένο κεφάλαιο περιλαμβάνει τις βασικές αρχές που διέπουν το φαινόμενο του θερμοκηπίου. Δίνεται επίσης ο διαχωρισμός του φυσικού υ από το ενισχυμένο φαινόμενο. Για την καλύτερη κατανόηση των ενεργειακών μεταβολών στο σύστημα Γη-Ατμόσφαιρα, αναπτύσσεται η έννοια της τροποποίησης του ισοζυγίου ακτινοβολίας, υπό τη μορφή του κλιματικού εξαναγκασμού, και παρουσιάζονται οι επιδράσεις του στην κλιματική αλλαγή.

Προαπαιτούμενη γνώση
Για το συγκεκριμένο κεφάλαιο, προαπαιτούμενη γνώση θεωρείται το ισοζύγιο ακτινοβολιών του πλανήτη (3ο Κεφάλαιο) και τα θερμοκηπικά αέρια (4ο Κεφάλαιο).

5 Φυσικό και Ενισχυμένο Φαινόμενο του Θερμοκηπίου

Ο όρος *φαινόμενο του θερμοκηπίου* χρησιμοποιήθηκε αρχικά τον 18ο αιώνα για να περιγραφούν οι φυσικές λειτουργίες που συνέβαιναν στην ατμόσφαιρα από τα συστατικά της, ενώ ο όρος αυτός δεν συνδεόταν τότε, με καμία αρνητική έννοια. Όμως, από τα μέσα της δεκαετίας του ’50 ο όρος φαινόμενο του θερμοκηπίου συνδυάστηκε με την ανησυχία σχετικά με την αλλαγή του κλίματος. Τις τελευταίες δεκαετίες, το φαινόμενο του θερμοκηπίου συνδέεται με τις πιθανές επιδράσεις ενός ενισχυμένου φαινομένου του θερμοκηπίου. Όπως θα εξηγηθεί σε επόμενες ενότητες, 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 επαγγελματίες ή και ερασιτέχνες κηπουρούς. Ιδιαίτερα, στα ψυχρότερα κλίματα, τα θερμοκήπια είναι αναγκαία για την ανάπτυξη και τον πολλαπλασιασμό των καλλιεργειών, επειδή επιτρέπουν στο φως του ήλιου να εισέλθει στον χώρο καλλιέργειας, αποτρέποντας παράλληλα, τη θερμότητα να διαφύγει από αυτόν, στην ατμόσφαιρα. Η διαφανής κάλυψη ενός θερμοκηπίου επιτρέπει στο ορατό φως να εισέλθει χωρίς κανένα εμπόδιο, στο εσωτερικό του, θερμαίνοντας τον χώρο, καθώς αυτό απορροφάται από το υλικό στο εσωτερικό του. Η διαφανής κάλυψη εμποδίζει επίσης, τη θερμότητα να διαφύγει, ανακλώντας την ενέργεια πίσω στο εσωτερικό και εμποδίζοντας το εξωτερικό περιβάλλον να τη μεταφέρει μακριά.

Η αρχή λειτουργίας του θερμοκηπίου ισχύει και στη γήινη ατμόσφαιρα. Μεγάλο μέρος της ηλιακής ενέργειας φτάνει 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 ως ορατό φως (μόνο πολύ θερμά αντικείμενα, όπως ο ήλιος, μπορούν να εκπέμψουν σε συχνότητες ορατού φωτός). 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 Επιφάνεια-Ατμόσφαιρα.

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 τη θερμότητα με παρόμοιο τρόπο, όπως ένα διαφανές κάλυμμα θερμοκηπίου. Χωρίς το φυσικό φαινόμενο του θερμοκηπίου, η θερμοκρασία στην επιφάνεια της Γης θα ήταν πολύ πιο χαμηλή, κοντά σε επίπεδα ψύχους. Αύξηση, όμως, στα ίχνη των αερίων στην ατμόσφαιρα, θα μπορούσε να επιφέρει αύξηση στην απορροφώμενη θερμική ακτινοβολία και θα οδηγούσε σε αύξηση της μέσης παγκόσμιας θερμοκρασίας.

Στο ατμοσφαιρικό φαινόμενο του θερμοκηπίου, εξίσου σημαντικός παράγοντας είναι ο τύπος της επιφάνειας στην οποία προσπίπτει αρχικά, η ηλιακή ακτινοβολία. Τα δάση, οι χορτολιβαδικές εκτάσεις, οι επιφάνειες των ωκεανών, οι καλυμμένες με πάγο επιφάνειες, 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 της Γης και της κατώτερης ατμόσφαιρας. Αντίθετα η πρόσπτωση της ηλιακής ακτινοβολίας σε σκούρο ερημικό έδαφος, έχει ως αποτέλεσμα την έντονη απορρόφησή της, η οποία συνεισφέρει τελικά, στην ισχυρή θέρμανση τόσο της επιφάνειας όσο 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).

5.1 Το 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 το σύστημα μπορεί να επανέλθει, αλλά με αύξηση της επιφανειακής θερμοκρασίας της Γης.

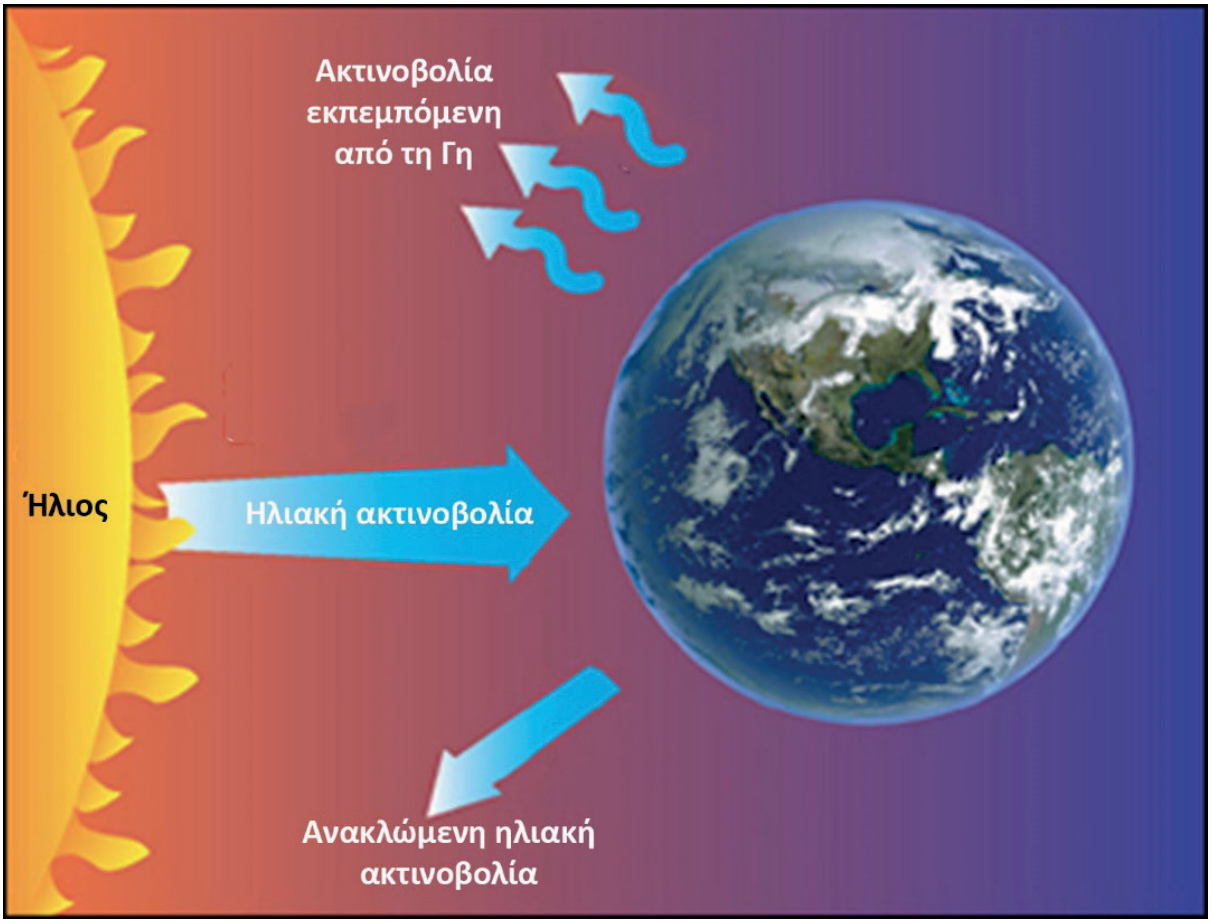
Για την κατανόηση των διεργασιών με τις οποίες θερμαίνεται η Γη και η ατμόσφαιρα, ακολουθείται ένα απλοποιημένο μοντέλο της Γης. Έστω ότι απομακρύνονται από την ατμόσφαιρα όλα τα νέφη, οι υδρατμοί, το διοξείδιο του άνθρακα και όλα τα υπόλοιπα, λιγότερο σημαντικά αέρια, μαζί με τη σκόνη, και παραμένει μόνο το άζωτο και το οξυγόνο, που αποτελούν το 98% της σύστασης της ατμόσφαιρας. Όλα τα υπόλοιπα χαρακτηριστικά διατηρούνται αμετάβλητα. Τι θα συνέβαινε με την ατμοσφαιρική θερμοκρασία, υπό αυτές τις συνθήκες;

Ο υπολογισμός της ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας γίνεται μέσω ενός απλού ισοζυγίου ακτινοβολίας. Η μέση ακτινοβολούμενη ενέργεια από τον Ήλιο, που προσπίπτει κάθετα σε επιφάνεια ενός τετραγωνικού μέτρου στην κορυφή της ατμόσφαιρας, αντιστοιχεί σε 1.366,18W, ισχύς που ισοδυναμεί με αυτή που ακτινοβολείται από μία οικιακή ηλεκτρική θερμάστρα. 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 341,5W. Αναλυτική περιγραφή του υπολογισμού της μέσης ηλιακής ισχύος, ανά μονάδα επιφάνειας, δίνεται στην Παράγραφο 3.5.2. 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 287W m^{-2}, παραμένει στο σύστημα, θερμαίνοντας την επιφάνεια που ισοδυναμεί με την ισχύ που χρησιμοποιείται από τρεις ηλεκτρικούς λαμπτήρες πυρακτώσεως.

Σε φάση ισορροπίας, θα πρέπει η Γη να ακτινοβολεί κατά μέσο όρο, το ίδιο ποσό ενέργειας προς το διάστημα (Σχήμα 5.1), υπό μορφή θερμικής ακτινοβολίας. Όλα τα σώματα εκπέμπουν αυτού του είδους την ακτινοβολία και αν είναι αρκετά θερμά, μπορεί η ακτινοβολία που εκπέμπουν να εμπίπτει στην ορατή περιοχή του φάσματος (Νόμος του Planck). Ο Ήλιος, στη θερμοκρασία των 6.000°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 3.2.

Το ποσό της θερμικής ακτινοβολίας που εκπέμπεται από την επιφάνεια της Γης προς το διάστημα εξαρτάται από τη θερμοκρασία της. Όσο πιο θερμή είναι η επιφάνειά της, τόσο πιο ισχυρή και 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 μόνο με υπέρυθρα μήκη κύματος. Αυτό σημαίνει ότι όλες οι επιφάνειες απορροφούν το σύνολο της θερμικής ακτινοβολίας που προσπίπτει σε αυτές, αντί να το ανακλούν. Η μέση θερμοκρασία της Γης που αντιστοιχεί στην εισερχόμενη ακτινοβολία, υπολογίζεται πως θα έπρεπε να είναι -

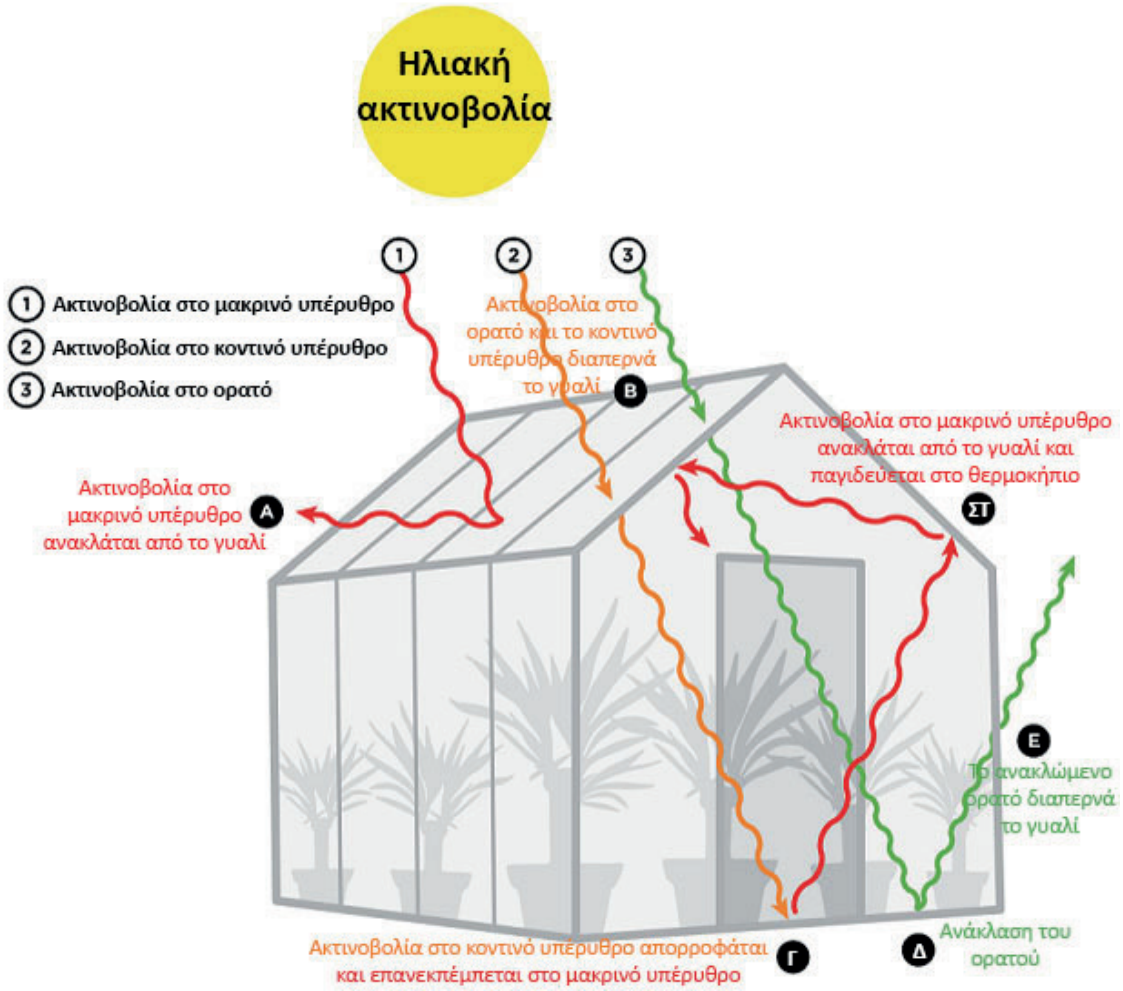
19°C (Σχέση 3.26). Η συγκεκριμένη θερμοκρασία είναι αρκετά μικρότερη από την επικρατούσα μέση θερμοκρασία της επιφάνειας της Γης, η οποία προέρχεται από παρατηρήσεις σε όλο τον πλανήτη, επάνω από ωκεανούς και ξηρά, και είναι περίπου 15°C. Πού όμως οφείλεται αυτή η ασυμφωνία μεταξύ της θεωρητικής και της πραγματικής μέσης θερμοκρασίας του πλανήτη;



Σχήμα 5.1 *Το ισοζύγιο ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας. Η εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία ισορροπεί με την ανακλώμενη και την εξερχόμενη θερμική ακτινοβολία από τη Γη (τροποποίηση από NASA Earth Observatory).*

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 μία μεταβολή που φθάνει τους 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 3.5.2). Το συγκεκριμένο φαινόμενο καλείται φαινόμενο του θερμοκηπίου και τα αέρια που λαμβάνουν μέρος είναι γνωστά ως αέρια του θερμοκηπίου. Ονομάζεται φυσικό φαινόμενο του θερμοκηπίου, επειδή τα θερμοκηπικά αέρια (με εξαίρεση τους χλωροφθοράνθρακες) προϋπήρχαν του ανθρώπου, ως συστατικά της Ατμόσφαιρας.

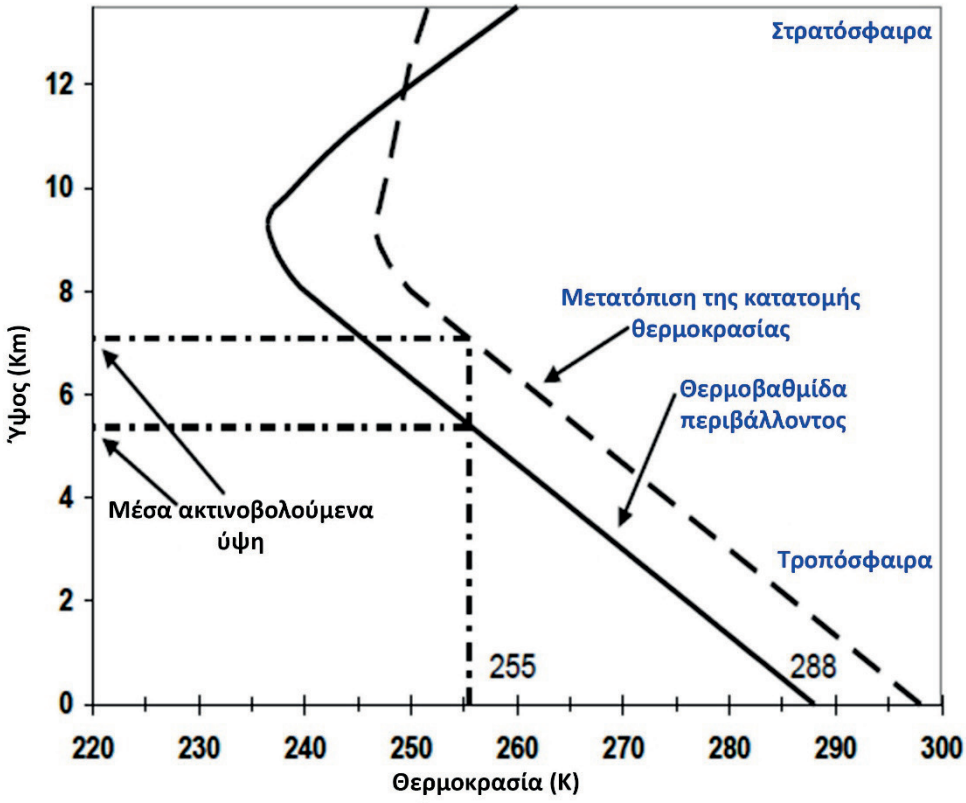
Οι βασικές αρχές του φαινομένου του θερμοκηπίου είναι γνωστές από τις αρχές του 19ου αιώνα, όταν παρατηρήθηκαν ομοιότητες στη διαχείριση του ισοζυγίου ακτινοβολίας, τόσο στην ατμόσφαιρα της Γης όσο και στη γυάλινη οροφή ενός θερμοκηπίου (Σχήμα 5.2). Στο θερμοκήπιο, η ορατή ακτινοβολία από τον Ήλιο διέρχεται από το γυαλί και απορροφάται από τα φυτά και το έδαφος που βρίσκονται κάτω από αυτό. Η θερμική ακτινοβολία που εκπέμπεται από τα φυτά και το έδαφος, απορροφάται από το γυαλί και αυτό με τη σειρά του, επανεκπέμπει ένα μέρος της ακτινοβολίας, προς το έδαφος. Έτσι, το γυαλί δρα ως ένα κάλυμμα ακτινοβολίας που διατηρεί τη θερμοκρασία υψηλότερη μέσα στο θερμοκήπιο, από ότι έξω στο 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.



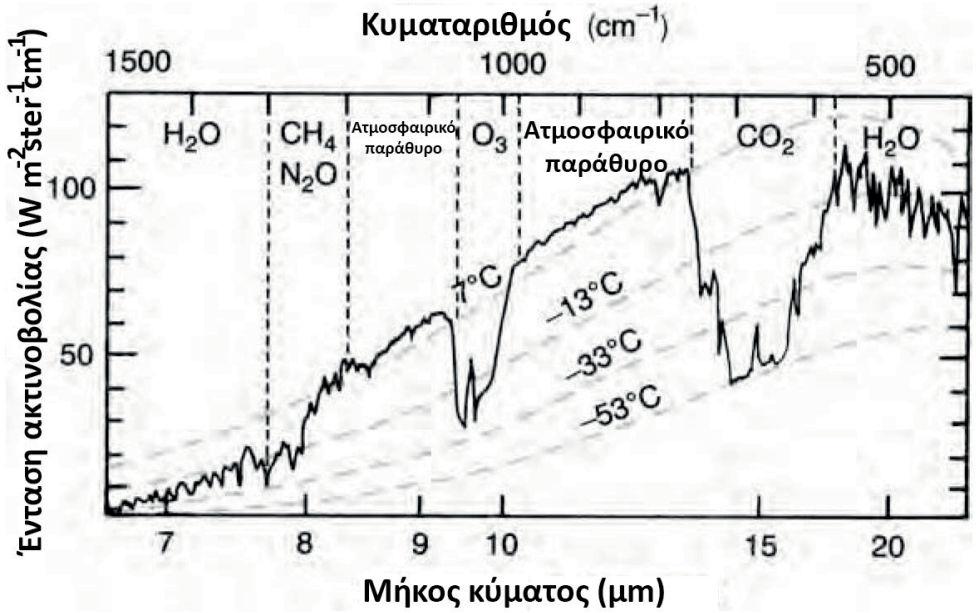
Σχήμα 5.2 *Διαχείριση της εισερχόμενης και εκπεμπόμενης θερμικής ακτινοβολίας σε ένα θερμοκήπιο. Α) Η ακτινοβολία στο μακρινό υπέρυθρο, ανακλάται από το γυαλί. Β) Η ακτινοβολία στο ορατό φάσμα και το κοντινό υπέρυθρο, διαπερνά το γυαλί. Γ) Η ακτινοβολία στο κοντινό υπέρυθρο, απορροφάται και επανεκπέμπεται στο μακρινό υπέρυθρο. Δ) Ανάκλαση της ακτινοβολίας στο φάσμα του ορατού. Ε) Η ανακλώμενη ακτινοβολία στο ορατό, διαπερνά το γυαλί. ΣΤ) Η ακτινοβολία στο μακρινό υπέρυθρο, ανακλάται από το γυαλί και παγιδεύεται μέσα στο θερμοκήπιο (τροποποίηση από https://www.comsol.fr/blogs/the-greenhouse-effect/).*

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 πάνω 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 5.3).

Μία εικόνα της μεταφοράς θερμότητας μέσω της θερμικής ακτινοβολίας, 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 (7-14μm), η ατμόσφαιρα, απουσία νεφών, είναι άκρως διαπερατή, όπως ακριβώς συμβαίνει και στο ορατό φάσμα (Σχήμα 5.4). 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 3.5.1). 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.

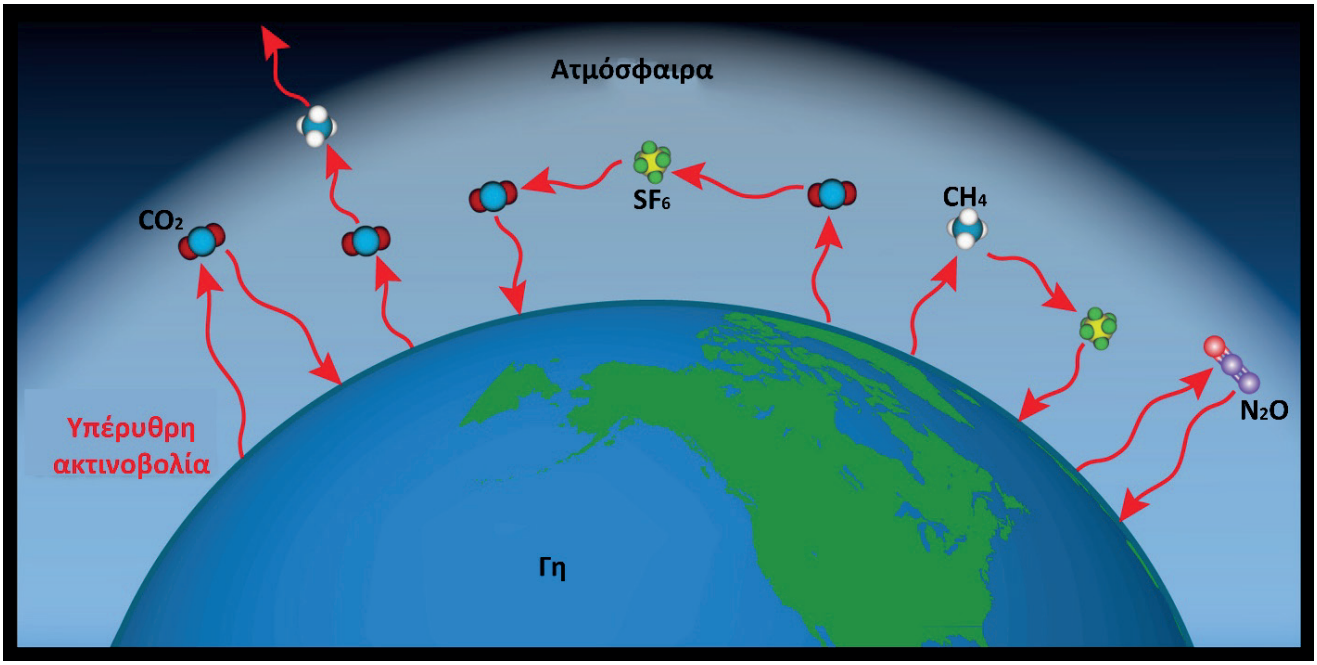


Σχήμα 5.3 *Η θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος (συνεχής γραμμή) σε μη διαταραγμένη ατμόσφαιρα, τροποποιείται σε περίπτωση αύξησης της συγκέντρωσης διοξειδίου άνθρακα (διακεκομμένη γραμμή). Τροποποιείται, επίσης, το μέσο ύψος από το οποίο διαφεύγει η θερμική ακτινοβολία από την ατμόσφαιρα (περίπου 5,5km για μη διαταραγμένη ατμόσφαιρα) (τροποποίηση από http://hockeyschtick.blogspot.com/2014/02/why-earths-climate-is-self-regulating.html).*



Σχήμα 5.4 *Η ένταση ακτινοβολίας στο υπέρυθρο φάσμα που εκπέμπεται από την επιφάνεια της Γης και την ατμόσφαιρα. Αποτυπώνονται τμήματα του φάσματος, όπου διαφορετικά αέρια συμβάλλουν στην απορρόφηση της ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα. Από 8μm έως 14μm, εκτός της περιοχής απορρόφησης του όζοντος (περίπου 10μm), η ατμόσφαιρα, απουσία νεφών, εμφανίζεται σχεδόν διαπερατή. Το συγκεκριμένο φασματικό εύρος καλείται ατμοσφαιρικό παράθυρο. Στο σχήμα συμπεριλαμβάνονται οι καμπύλες ακτινοβολίας (γκρι διακεκομμένες) μελανών σωμάτων στους 7 ℃, -13 ℃, -33 ℃ και -53 ℃ (τροποποίηση από Houghton J.T., 2004).*

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 προς το διάστημα (Σχήμα 5.5). Το ποσό της θερμικής ακτινοβολίας που εκπέμπουν εξαρτάται από τη θερμοκρασία τους.

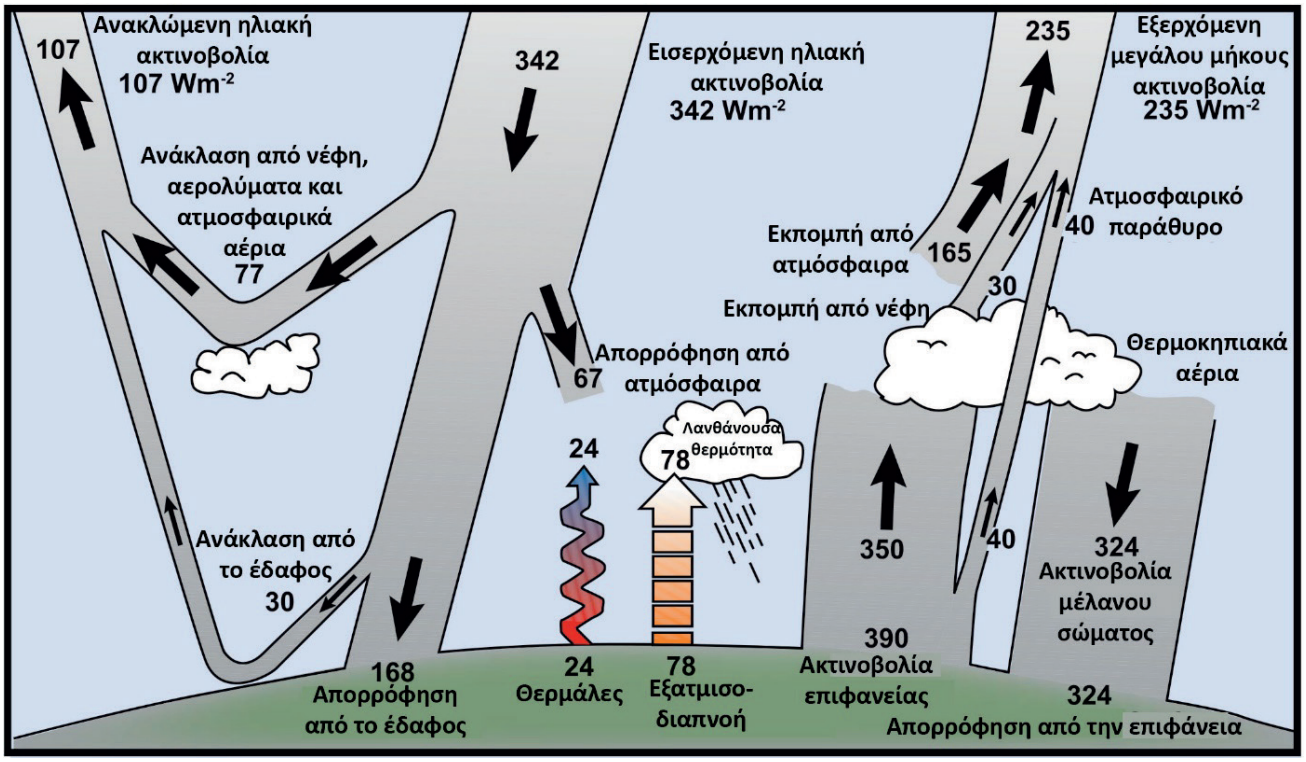


Σχήμα 5.5 *Απορρόφηση της υπέρυθρης ακτινοβολίας από τα αέρια του θερμοκηπίου (τροποποίηση από NOAA).*

Τα αέρια του θερμοκηπίου που εκπέμπουν πίσω στο διάστημα τη θερμική ακτινοβολία, παρουσιάζουν μέγιστες συγκεντρώσεις σε ύψη μεταξύ 5km και 10km. Επειδή τα συγκεκριμένα αέρια είναι ψυχρά (-30°C 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 5.6, υπάρχουν πολλές συνιστώσες της ακτινοβολίας που εισέρχονται ή εξέρχονται από την κορυφή της ατμόσφαιρας, σε πραγματικές ατμοσφαιρικές συνθήκες. Έτσι, κατά μέσο όρο, από τα 342W ηλιακής ακτινοβολίας ανά τετραγωνικό μέτρο, τα 235W απορροφώνται από την ατμόσφαιρα και από την επιφάνεια. Το ποσό αυτό είναι μικρότερο των 287W 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 θερμοκηπικών αερίων. Οι συγκεκριμένες διεργασίες δρουν 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 5.6 αποτυπώνεται η απαιτούμενη ισορροπία που αντιστοιχεί σε 235W εισερχόμενης ακτινοβολίας ανά τετραγωνικό μέτρο, προς 235W 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 εφαρμόζεται αποκλειστικά στην περίπτωση όπου οι θερμοκρασίες στην ανώτερη ατμόσφαιρα είναι ψυχρότερες, σε σχέση με τα κατώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα.



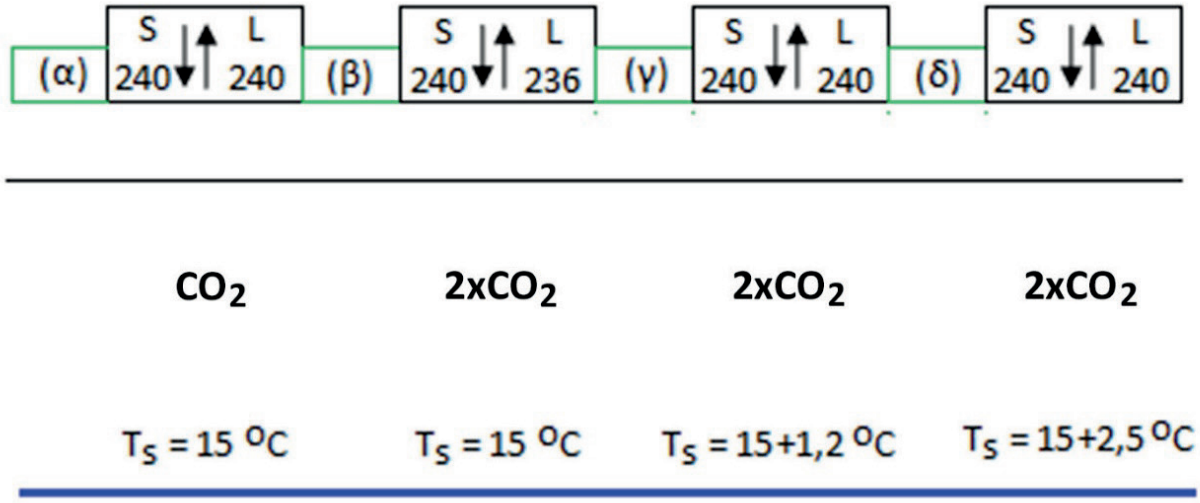
Σχήμα 5.6 *Εκτίμηση του μέσου ετήσιου ισοζυγίου ενέργειας του πλανήτη. Το ποσό της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας που απορροφάται από την επιφάνεια και την ατμόσφαιρα, βρίσκεται σε ισορροπία με την εξερχόμενη θερμική ακτινοβολία που εκπέμπεται από την επιφάνεια και την ατμόσφαιρα. Περίπου το μισό 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 εξατμισοδιαπνοής και από τη μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία, η οποία απορροφάται από τα νέφη και τα θερμοκηπικά 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 τα συστατικά αυτά βρίσκονται σε φυσιολογικές συγκεντρώσεις. Η ποσότητα των υδρατμών στην ατμόσφαιρα εξαρτάται κυρίως, από τη θερμοκρασία της επιφάνειας των ωκεανών. Τα μεγαλύτερα ποσά υδρατμών προέρχονται κατά τη διαδικασία της εξάτμισης, από την επιφάνεια των ωκεανών, η οποία είναι μια διαδικασία που δεν επηρεάζεται άμεσα από τις ανθρώπινες δραστηριότητες. Αντίθετα, οι συγκεντρώσεις των υπολοίπων συστατικών παρουσιάζουν σημαντική αύξηση (πάνω από 40% μέχρι σήμερα, για το CO_2) από την εποχή της βιομηχανικής επανάστασης, εξαιτίας των ανθρώπινων δραστηριοτήτων και της αποψίλωσης 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.

5.2 Το 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 5.7).

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 4W m^{-2} (ακριβέστερα κατά 3,7W m^{-2}).



Σχήμα 5.7 *Το ενισχυμένο φαινόμενο του θερμοκηπίου. Υπό συγκεκριμένες συνθήκες:(α) Το καθαρό ποσό εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας (κατά προσέγγιση S=240W m^{-2}) εξισορροπείται από τη θερμική ακτινοβολία (L) που διαφεύγει από την κορυφή της ατμόσφαιρας. Η μέση θερμοκρασία επιφανείας είναι (T_s) 15 °C. Εάν η συγκέντρωση του διοξειδίου του άνθρακα διπλασιαστεί (β) η L μειώνεται κατά 4W m^{-2}. Σε φάση ισορροπίας (γ) η θερμοκρασία της επιφάνειας και της κατώτερης ατμόσφαιρας αυξάνεται κατά 1,2 °C. Εάν συμπεριληφθούν οι αναδράσεις (δ), η θερμοκρασία αυξάνεται κατά 2,5 °C (τροποποίηση από Houghton J.T., 2004).*

Η συγκεκριμένη κατάσταση επιφέρει διατάραξη της ισορροπίας 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°C.

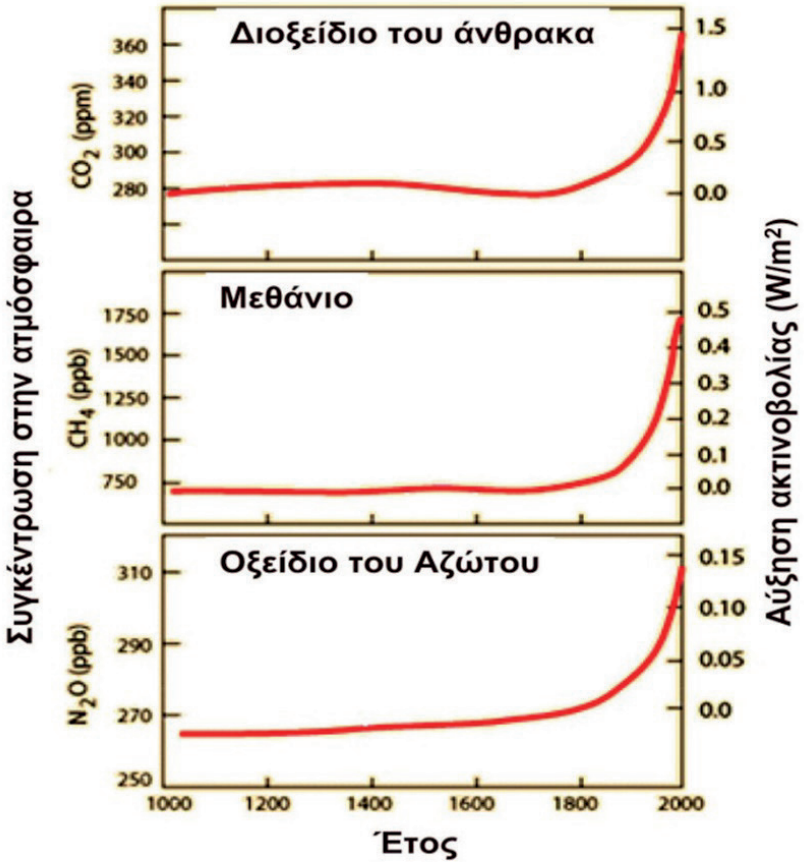
Όμως, στην πραγματικότητα, πολλοί παράγοντες θα μεταβληθούν, ώστε να συμβάλλουν στην ενίσχυση της θέρμανσης (αυτοί καλούνται παράγοντες θετικής ανατροφοδότησης) ή στη μείωση της υπερθέρμανσης (παράγοντες αρνητικής ανατροφοδότησης). Περισσότερα στοιχεία για τις θετικές και αρνητικές ανατροφοδοτήσεις του συστήματος παρουσιάζονται στο Κεφάλαιο 8. 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°C και συνδέεται με το *ενισχυμένο φαινόμενο του θερμοκηπίου*. Συνεπώς, το ενισχυμένο φαινόμενο του θερμοκηπίου είναι αυτό που προκαλεί την υπερθέρμανση του πλανήτη και όχι το φυσικό φαινόμενο.

Στην υποθετική περίπτωση σταθεροποίησης της συγκέντρωσης του CO_2 στην ατμόσφαιρα, η μεταβολή (ελάττωση) της εξερχόμενης ακτινοβολίας θα ήταν της τάξης των 25W 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 5.4) και μεγάλες μεταβολές στη συγκέντρωσή του επιφέρουν σχετικά μικρές μεταβολές στην ποσότητα της απορροφούμενης ακτινοβολίας.

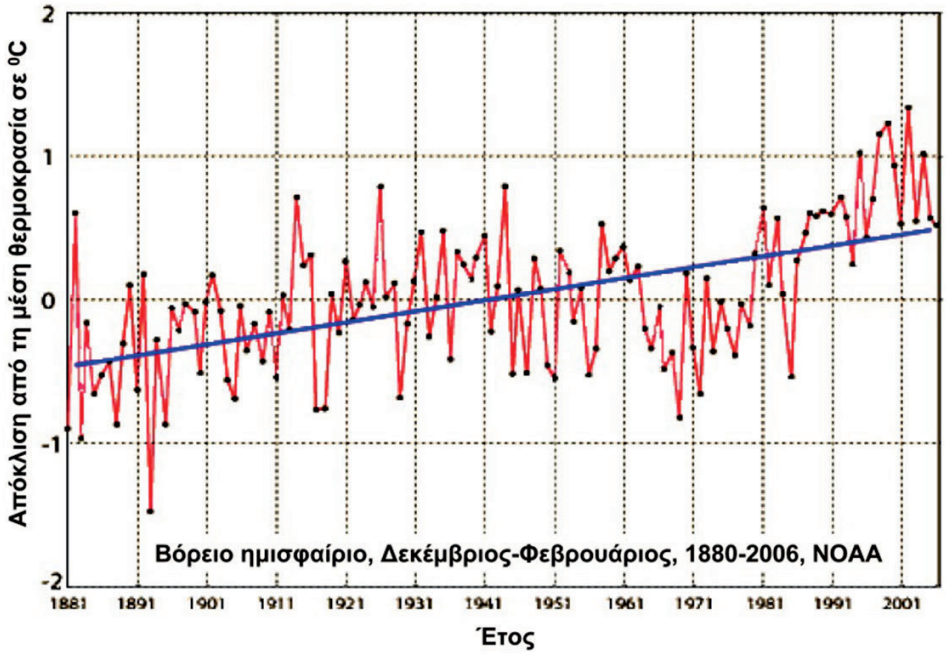
Ένα εύλογο ερώτημα που τίθεται είναι εάν υπάρχουν ενδείξεις των επιπτώσεων του ενισχυμένου φαινομένου του θερμοκηπίου. Όπως φαίνεται τον τελευταίο αιώνα περίπου, η Γη θερμάνθηκε κατά 0,75°C. Το γεγονός αυτό πιθανότατα, οφείλεται στο ενισχυμένο φαινόμενο του θερμοκηπίου, αλλά υπάρχουν και αβεβαιότητες, εξαιτίας του 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 0,8ppm (parts per million) ανά έτος, ενώ η ολική συγκέντρωσή του υπερβαίνει τα 400ppm. Τα τελευταία 100 χρόνια, έχει αυξηθεί περίπου κατά 15%. Η ίδια κατάσταση επικρατεί και με τα υπόλοιπα αέρια του θερμοκηπίου (Σχήμα 5.8) Αν η κατάσταση αυτή συνεχιστεί ή επιταχυνθεί, μπορεί να επιφέρει αύξηση της μέσης θερμοκρασίας της επιφάνειας της Γης (Σχήμα 5.9) 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 5.8 *Συγκεντρώσεις των βασικών αερίων του θερμοκηπίου από το 1000 μ.Χ. μέχρι το 2000 μ.Χ. και η επίδρασή τους στην αύξηση της απορροφούμενης ακτινοβολίας (τροποποίηση από IPCC, 2007).*



Σχήμα 5.9 *Αποκλίσεις από τις μέσες ετήσιες τιμές θερμοκρασίας αέρα στο Βόρειο Ημισφαίριο, για τους μήνες Δεκέμβριο–Φεβρουάριο, την περίοδο 1881-2005 (τροποποίηση από NOAA).*

5.3 Η Έννοια της Τροποποίησης του Ισοζυγίου της Ακτινοβολίας

Υπάρχουν πολλοί τρόποι με τους οποίους μπορούν να εξεταστούν 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 εξεταστεί η επίδρασή τους στην κλιματική αλλαγή. Ωστόσο, είναι δύσκολο να βρεθούν μετρήσεις που επηρεάζονται αποκλειστικά από έναν παράγοντα και σχεδόν αδύνατον να προσομοιωθεί υπολογιστικά αυτή η απόκριση του καθενός παράγοντα που επηρεάζει το κλίμα. 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 μεταβάλλουν 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 Γη-Ατμόσφαιρα, εξαιτίας κάποιας εξωτερικής διαταραχής. Η θετική μεταβολή στο ισοζύγιο ακτινοβολίας επιφέρει θέρμανση, ενώ η αρνητική προκαλεί ψύξη και χρησιμεύει για τη σύγκριση της επίδρασης των παραγόντων του κλιματικού συστήματος στη μέση παγκόσμια επιφανειακή θερμοκρασία. Η τροποποίηση στο ισοζύγιο ακτινοβολίας υπολογίζεται από τις μεταβολές των ροών ενέργειας της περιόδου 1750-2011, δηλαδή κατά τη βιομηχανική περίοδο (Σχήμα 5.10). Οι αβεβαιότητες δίνονται σε σχέση με τις καλύτερες εκτιμήσεις, για διάστημα εμπιστοσύνης από 5% έως 95%.

Η τροποποίηση στο ισοζύγιο της ακτινοβολίας αφορά τις μεταβολές της εισερχόμενης και εξερχόμενης ακτινοβολίας στο σύστημα Γη-Ατμόσφαιρα, λόγω αλλαγών στη σύσταση της ατμόσφαιρας, της κάλυψης γης ή της ηλιακής δραστηριότητας. Η τροποποίηση στο ισοζύγιο ακτινοβολίας μετριέται σε μονάδες $W \cdot m^{-2}$ και εκφράζει την ποσότητα (θετική ή αρνητική) της ενέργειας που παρακρατεί το σύστημα, λόγω κάποιας μεταβολής που λαμβάνει χώρα. Η εκτίμηση της μεταβολής του ισοζυγίου ακτινοβολιών παρέχει μία βάση σύγκρισης, για την επίδραση διάφορων 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 πάνω 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 ή του κλιματικού εξαναγκασμού (radiative forcing-RF) και στην απόκριση της μέσης παγκόσμιας θερμοκρασίας ΔT, είναι μη γραμμική. Ωστόσο, μπορεί να προσεγγιστεί από τη γραμμική σχέση (5.1) που 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 θερμοκηπικών αερίων και των αλλαγών χρήσης γης.

5.3.1 Κλιματικός Εξαναγκασμός

Η ιδέα του *κλιματικού εξαναγκασμού* (*Radiative Forcing-RF*) προέκυψε από πρώιμες μελέτες για την απόκριση του κλίματος στις μεταβολές της ηλιακής ακτινοβολίας και του διοξειδίου του άνθρακα (CO_2), χρησιμοποιώντας απλά μοντέλα. Ο όρος κλιματικός εξαναγκασμός χρησιμοποιείται για την εκτίμηση της εξωτερικά επιβαλλόμενης διαταραχής στο ισοζύγιο των ακτινοβολίων του κλιματικού συστήματος της Γης. Δηλαδή, ο κλιματικός εξαναγκασμός είναι η ποσοτική αλλαγή στο ενεργειακό ισοζύγιο του πλανήτη, λόγω κάποιας επιβαλλόμενης διαταραχής. Συνήθως, εκφράζεται σε $W \cdot m^{-2}$, με μέσο όρο για μια συγκεκριμένη χρονική περίοδο και ποσοτικοποιεί την ενεργειακή ανισορροπία που εμφανίζεται όταν λαμβάνει χώρα η επιβαλλόμενη αλλαγή. Αυτή η διαταραχή μπορεί να προκληθεί είτε από αλλαγές στις συγκεντρώσεις των ενεργών μορίων των θερμοκηπικών αερίων, είτε από αλλαγές στην ηλιακή ακτινοβολία που προσπίπτει στον πλανήτη ή από αλλαγές που επηρεάζουν την ακτινοβολούμενη ενέργεια από την επιφάνεια (π.χ. αλλαγές στις ιδιότητες της ανακλώμενης ακτινοβολίας από την επιφάνεια της Γης, λόγω αλλαγής της χρήσης γης). Αυτή η

ανισορροπία στο ισοζύγιο ακτινοβολίας έχει τη δυνατότητα να οδηγήσει σε αλλαγές στις κλιματικές παραμέτρους και έτσι, προκύπτει μια νέα κατάσταση ισορροπίας του κλιματικού συστήματος.

Η διατάραξη ή η εισαγωγή ενός παράγοντα (πχ. μια αλλαγή στις συγκεντρώσεις των αερίων του θερμοκηπίου) επιφέρει αλλαγή στην καθαρή ακτινοβολία (άθροισμα μικρού και μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολιών σε W m^{-2}) στην τροπόπαυση. Στο πλαίσιο της κλιματικής αλλαγής, ο όρος κλιματικός εξαναγκασμός περιορίζεται στις μεταβολές στην ισορροπία ακτινοβολίας του συστήματος Επιφάνεια της Γης-Τροπόσφαιρα, που επιβάλλονται από εξωτερικούς παράγοντες, χωρίς αλλαγές στη δυναμική της στρατόσφαιρας και χωρίς καμία ανάδραση επιφάνειας–τροπόσφαιρας.

Η αλλαγή στην καθαρή ακτινοβολία στην Τροπόπαυση είναι ένας δείκτης της μέσης συνολικής ισορροπίας μεταβολής της θερμοκρασίας της επιφάνειας, η οποία υπολογίζεται σε παγκόσμιο και ετήσιο μέσο όρο. Η *παράμετρος ευαισθησίας του κλίματος* αποτελεί την απόκριση της συνολικής μέσης επιφανειακής θερμοκρασίας ΔT στη μεταβολή της καθαρής κατακόρυφης ακτινοβολίας στην τροπόπαυση ΔF και ορίζεται ως εξής:

$$\Delta T = \lambda \cdot \Delta F \tag{5.1}$$

όπου λ είναι η παγκόσμια μέση κλιματική παράμετρος ευαισθησία, με τιμή 0,5°C/W m^{-2} (IPCC, 2007).

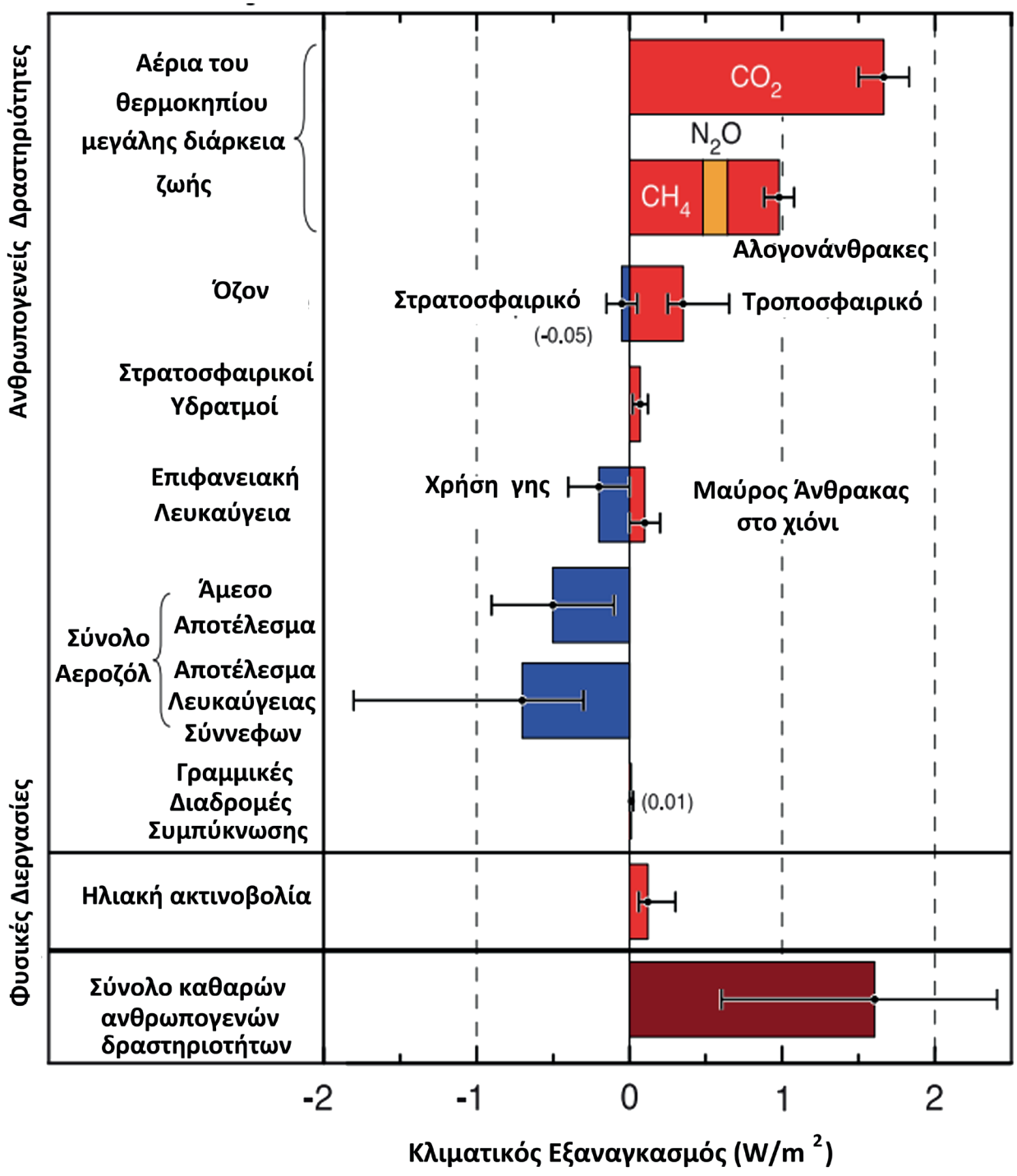
Η παραπάνω σχέση καθορίζει τη μετάβαση του συστήματος Επιφάνεια Γης-Τροπόσφαιρα, από μια κατάσταση ισορροπίας σε μια άλλη, ως απόκριση σε μια εξωτερικά επιβαλλόμενη διαταραχή ακτινοβολίας. Αντιπροσωπεύει μια γραμμική σχέση της παγκόσμιας μέσης κλιματικής αλλαγής μεταξύ δύο κλιματικών καταστάσεων ισορροπίας. Ο κλιματικός εξαναγκασμός είναι ένα απλό μέτρο, τόσο για τον ποσοτικό προσδιορισμό, όσο και για την κατάταξη των πολλών διαφορετικών επιδράσεων στην κλιματική αλλαγή. Επιπλέον, παρέχει ένα περιορισμένο μέτρο της κλιματικής αλλαγής, καθώς δεν επιχειρεί να αναπαραστήσει τη συνολική κλιματική απόκριση. Ωστόσο, καθώς η ευαισθησία του κλίματος και οι άλλες πτυχές της κλιματικής απόκρισης στις εξωτερικές δυνάμεις, παραμένουν ανεπαρκώς ποσοτικοποιημένες, ο κλιματικός εξαναγκασμός έχει το πλεονέκτημα ότι είναι πιο εύκολα υπολογίσιμος και συγκρίσιμος από τις εκτιμήσεις για την απόκριση του κλίματος.

Οι εκπομπές εξαναγκαστικών παραγόντων, όπως είναι τα θερμοκηπικά αέρια, είναι οι πιο θεμελιώδεις κινητήριες δυνάμεις της κλιματικής αλλαγής και αυτές οι εκπομπές μπορούν να χρησιμοποιηθούν στα σύγχρονα κλιματικά μοντέλα για την αλληλεπιδραστική εξέλιξη των παραγόντων που σχετίζονται με την κλιματική αλλαγή. Σε τέτοια μοντέλα, είναι απαραίτητη κάποια απόκριση για την αξιολόγηση του κλιματικού εξαναγκασμού. Αυτή η απόκριση είναι πολύ σημαντική για τις αλλαγές στα νέφη, όπου η τροποσφαιρική κατάσταση πρέπει να αλλάξει σημαντικά, προκειμένου να δημιουργηθεί μια διαταραχή ακτινοβολίας του κλιματικού συστήματος.

Οι επιμέρους συνεισφορές στην ακτινοβολία από τους παράγοντες που επηρεάζονται από τις ανθρωπογενείς δραστηριότητες, παρουσιάζονται στο Σχήμα 5.10. Οι τιμές αντικατοπτρίζουν τη συνολική επιβολή, σε σχέση με την αρχή της βιομηχανικής εποχής (περίπου το 1750). Οι εξαναγκασμοί για όλες τις αυξήσεις των αερίων του θερμοκηπίου, οι οποίες είναι καλύτερα κατανοητές από αυτές που οφείλονται στις ανθρωπογενείς δραστηριότητες, είναι θετικές, επειδή κάθε αέριο απορροφά την εξερχόμενη υπέρυθρη ακτινοβολία μέσα στην τροπόσφαιρα. Μεταξύ των αερίων του θερμοκηπίου, οι αυξήσεις του CO_2 προκάλεσαν τη μεγαλύτερη πίεση κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου. Οι αυξήσεις του τροποσφαιρικού όζοντος συνέβαλαν επίσης, στη θέρμανση, ενώ οι μειώσεις του όζοντος της στρατόσφαιρας συνέβαλαν στην ψύξη. Τα αερολύματα επηρεάζουν άμεσα την ακτινοβολία, μέσω της ανάκλασης και της απορρόφησης της ηλιακής και υπέρυθρης ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα. Η συνολική ένταση του κλιματικού εξαναγκασμού από τις ανθρωπογενείς δραστηριότητες αθροίζεται σε 1,47W m^{-2} (IPCC, 2007).

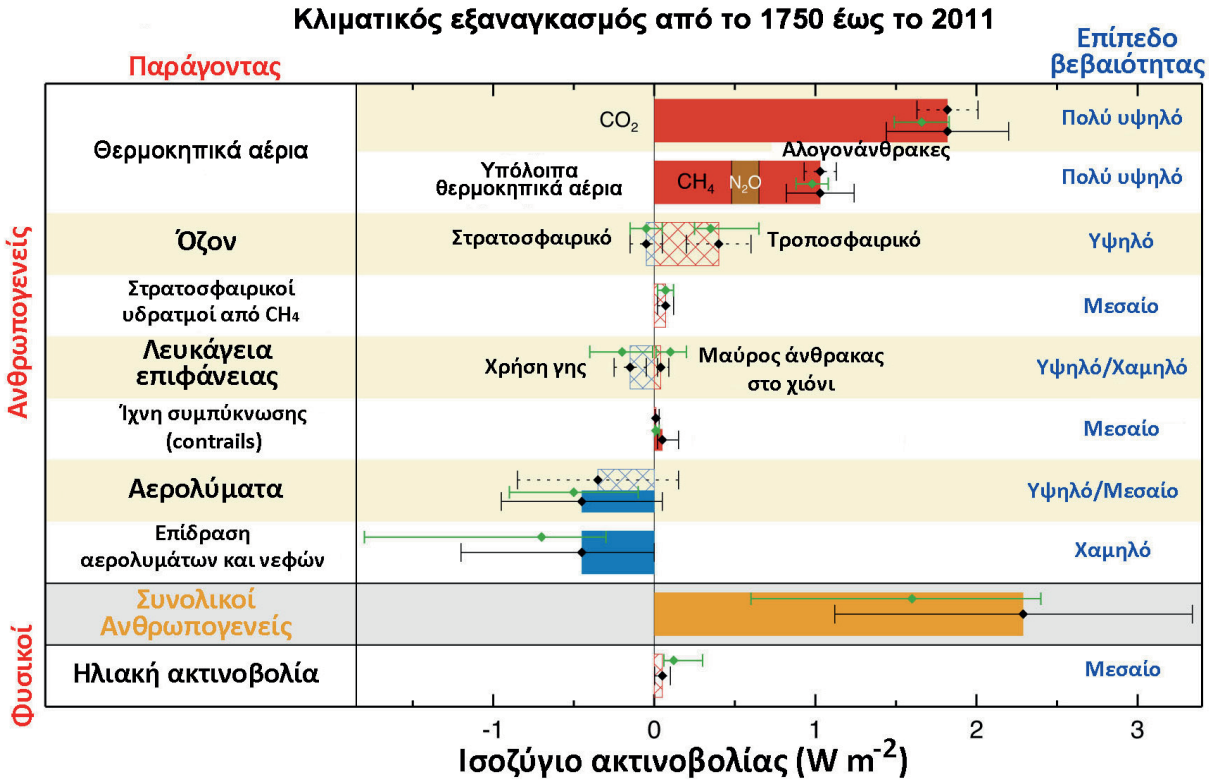
Οι παραπάνω παράγοντες και η επίπτωσή τους στον κλιματικό εξαναγκασμό έχουν επικαιροποιηθεί κατά την 5η Έκθεση Αξιολόγησης της IPCC (2013). Καθώς η ανθρώπινη δραστηριότητα επιφέρει άμεσες (μέσω εκπομπών αερίων ή σωματιδίων) ή έμμεσες (μέσω ατμοσφαιρικών χημικών αντιδράσεων) μεταβολές της ατμοσφαιρικής σύστασης, είναι συνεπώς, βέβαιο ότι η αύξηση του διοξειδίου του άνθρακα εντείνει τον κλιματικό εξαναγκασμό από το 2005 έως το 2011. Με βάση τις μεταβολές των συγκεντρώσεων, ο κλιματικός εξαναγκασμός από όλα τα θερμοκηπικά αέρια, ήταν 2,83W·m^{-2} (διακύμανση από 2,54 W·m^{-2} έως 3,12 W·m^{-2}) με υψηλή βεβαιότητα (Σχήμα 5.11). Από το 2005, παρατηρήθηκε μεταβολή κατά 0,20W·m^{-2} (διακύμανση από 0,18 W·m^{-2} έως 0,22 W·m^{-2}), η οποία οφείλεται στην αύξηση των συγκεντρώσεων του διοξειδίου του άνθρα-

κα. Από τη βιομηχανική εποχή, η μεταβολή στο ισοζύγιο, που αποδίδεται στο διοξείδιο του άνθρακα, είναι 1,82W·m^{-2} (διακύμανση από 1,63 W·m^{-2} έως 2,01 W·m^{-2}). Τα τελευταία 15 χρόνια, το διοξείδιο του άνθρακα κυριαρχεί στη συνεισφορά της τροποποίησης του ισοζυγίου ακτινοβολίας και έχει προκαλέσει ρυθμό αύξησης 0,3W·m^{-2} ανά δεκαετία.



Σχήμα 5.10 *Οι παράγοντες του κλιματικού εξαναγκασμού, μεταξύ του 1750 και του 2005 και η επίπτωσή τους στο ισοζύγιο ακτινοβολιών του πλανήτη (τροποποίηση από IPCC, 2007).*

Ύστερα από μία δεκαετία σχετικής σταθερότητας, η πρόσφατη αύξηση της συγκέντρωσης του μεθανίου τροποποίησε τον κλιματικό εξαναγκασμό κατά 2% σε 0,48W·m^{-2} (διακύμανση από 0,43 W·m^{-2} έως 0,53 W·m^{-2}). Είναι πολύ πιθανό η συγκεκριμένη μεταβολή, που οφείλεται αποκλειστικά στο μεθάνιο, να υπερβαίνει την αντίστοιχη που επιφέρει το σύνολο των αλογονανθράκων (Σχήμα 5.11).



Σχήμα 5.11 *Ο κλιματικός εξαναγκασμός ανά παράγοντα που συνεισφέρει στην κλιματική αλλαγή, από το 1750 έως το 2011 (τροποποίηση από IPCC, 2013).*

Οι ατμοσφαιρικές συγκεντρώσεις των οξειδίων του αζώτου έχουν αυξηθεί κατά 6% από το 2005 έως το 2011, μεταβάλλοντας το ισοζύγιο κατά 0,17W·m^{-2} (διακύμανση από 0,14 W·m^{-2} έως 0,20 W·m^{-2}). 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 5.11). 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 ($CF_2ClCFCl_2$, 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 έτη. Γενικά, ο ρυθμός αύξησης της μεταβολής του ισοζυγίου ακτινοβολίας, που οφείλεται στα θερμοκηπικά αέρια, είναι μικρότερος την παρούσα περίοδο, σε σχέση με το 1970 και το 1980, εξαιτίας του περιορισμού της αύξησης της συγκέντρωσης των θερμοκηπικών αερίων, εκτός του διοξειδίου του άνθρακα.

Το τροποσφαιρικό 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 (Σχήμα 5.11). Αυτή η αύξηση συνεχίστηκε ιδιαίτερα σε περιοχές της Ασίας κατά τις τελευταίες δεκαετίες. Η επίδραση του όζοντος στο ισοζύγιο είναι 0,35W·m^{-2} (διακύμανση από 0,15 W·m^{-2} έως 0,55 W·m^{-2}), με σχετικά υψηλή βεβαιότητα, ενώ το ποσό μεταβολής που αποδίδεται στο τροποσφαιρικό όζον, είναι 0,40W·m^{-2} (διακύμανση από 0,20 W·m^{-2} έως 0,60 W·m^{-2}) και στο στρατοσφαιρικό όζον, -0,05W·m^{-2} (διακύμανση από -0,15 W·m^{-2} έως -0,05 W·m^{-2}). Το όζον δεν εκπέμπεται απευθείας στην ατμόσφαιρα, αλλά παράγεται μέσω φωτοχημικών αντιδράσεων στην τροπόσφαιρα, παρουσία κυρίως, οξειδίων του αζώτου και πτητικών 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 και στο όζον και όχι μόνο στις απευθείας εκπομπές διοξειδίου του άνθρακα. Ο κλιματικός εξαναγκασμός στους στρατοσφαιρικούς υδρατμούς, που παράγονται από την οξείδωση του μεθανίου, είναι 0,07W·m^{-2} (διακύμανση από 0,02 W·m^{-2} έως 0,12 W·m^{-2}). Οι υπόλοιπες μεταβολές στη συγκέντρωση των στρατοσφαιρικών υδρατμών, καθώς και όλες γενικά μεταβολές των υδρατμών στην τροπόσφαιρα, προέρχονται από ανατροφοδοτήσεις άλλων θερμοκηπικών αερίων (Σχήμα 5.11).

5.3.2 Κλιματικός Εξαναγκασμός από τα Αερολύματα

Τα ανθρωπογενή αερολύματα συμβάλλουν στον κλιματικό εξαναγκασμό 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 -0,35W·m^{-2} (διακύμανση από -0,85 W·m^{-2} έως 0,15 W·m^{-2}) με σχετικά υψηλή ακρίβεια. Η αλληλεπίδραση των αερολυμάτων με τον άνθρακα επιφέρει περαιτέρω μείωση στο ισοζύγιο ακτινοβολίας έως -0.45W·m^{-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 αερολύματα, είναι -0,9W·m^{-2} (διακύμανση από -1,9 W·m^{-2} έως -0,1 W·m^{-2}) με μέτρια βεβαιότητα. Αυτή η εκτίμηση περιλαμβάνει όλες τις προσαρμογές, τις μεταβολές στα νέφη και τις μικροφυσικές επιδράσεις των αερολυμάτων στα νεφικά συστήματα.

5.4. Το Δυναμικό Παγκόσμιας Θέρμανσης (Global Warming Potential-GWP)

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, τα αέρια του θερμοκηπίου θερμαίνουν τη Γη, απορροφώντας τη γήινη ακτινοβολία και επιβραδύνοντας τον ρυθμό με τον οποίο η ενέργεια αυτή διαφεύγει στο διάστημα. Ωστόσο, κάθε θερμοκηπικό αέριο επιφέρει διαφορετικές επιπτώσεις στη θέρμανση της Γης. Δύο βασικοί παράγοντες διαχωρισμού των θερμοκηπικών αερίων είναι η ικανότητά τους να απορροφούν ενέργεια (κλιματικός εξαναγκασμός) και ο χρόνος ζωής τους στην ατμόσφαιρα. Το *δυναμικό παγκόσμιας θέρμανσης* (Global Warming Potential-GWP) αναπτύχθηκε για να επιτρέπει τις συγκρίσεις των επιπτώσεων της υπερθέρμανσης του πλανήτη των διαφορετικών αερίων. Αποτελεί, δηλαδή, έναν ποσοτικοποιημένο δείκτη του παγκόσμιου μέσου όρου των σχετικών επιπτώσεων του κλιματικού εξαναγκασμού, ενός συγκεκριμένου αερίου του θερμοκηπίου. Συγκεκριμένα, είναι ένα μέγεθος που αποτυπώνει το ποσοστό της θερμότητας που απορροφά ένα θερμοκηπικό αέριο, σε συγκεκριμένο χρονικό εύρος, σε σχέση με το διοξείδιο του άνθρακα που αποτελεί την τιμή αναφοράς (1). Η χρονική περίοδος που χρησιμοποιείται συνήθως, είναι τα 100 χρόνια, αλλά μπορεί να χρησιμοποιηθεί και ο χρονικός ορίζοντας εύρους από 20 έως και 500 χρόνια από σήμερα. Οι τιμές του GWP επιτρέπουν τη σύγκριση των επιπτώσεων των εκπομπών καθώς και των παρεμβάσεων, στο πλαίσιο του περιορισμού των εκπομπών διαφορετικών αερίων.

Τρεις βασικοί παράγοντες καθορίζουν την τιμή του δυναμικού παγκόσμιας θέρμανσης ενός θερμοκηπικού αερίου και είναι οι ακόλουθοι:

- η ικανότητα του αερίου να απορροφά την υπέρυθρη ακτινοβολία,
- το εύρος του φάσματος των μηκών κύματος απορρόφησης του αερίου (το GWP του είναι υψηλότερο αν εμφανίζει υψηλή ικανότητα απορρόφησης στο θερμικό υπέρυθρο της Γης),
- ο χρόνος ζωής του αερίου στην ατμόσφαιρα.

Συνήθως, το GWP χρησιμοποιείται μόνο για αέρια που έχουν μεγάλο χρόνο ζωής στην ατμόσφαιρα, επειδή μόνο αυτά έχουν την ικανότητα για να αναμειχθούν ομοιόμορφα και να διαχέονται σε όλη την ατμόσφαιρα,

σχηματίζοντας έτσι, μια σχετικά ομοιόμορφη συγκέντρωση. Εάν ένα αέριο είναι βραχύβιο και δεν εμφανίζει σημαντική συγκέντρωση, επειδή καταστρέφεται πολύ γρήγορα, τότε δεν μπορεί να έχει GWP.

Εξ ορισμού, το διοξείδιο του άνθρακα έχει δυναμικό παγκόσμιας θέρμανσης ίσο με 1 (Πίνακας 5.1), ανεξάρτητα από τη χρονική περίοδο που χρησιμοποιείται, επειδή είναι το αέριο που χρησιμοποιείται ως αναφορά. Το CO_2 παραμένει στο κλιματικό σύστημα για πολύ μεγάλο χρονικό διάστημα και οι εκπομπές CO_2 προκαλούν αυξήσεις στις ατμοσφαιρικές συγκεντρώσεις του, που θα διαρκέσουν για χιλιάδες χρόνια. Το μεθάνιο (CH_4) εκτιμάται ότι έχει GWP ίσο με 25, για περίοδο 100 ετών. Το CH_4 που εκπέμπεται έχει διάρκεια ζωής περίπου μια δεκαετία κατά μέσο όρο, χρόνος που είναι πολύ λιγότερος από τη μέση ζωή του CO_2. Ωστόσο, κάθε μόριο CH_4 απορροφά πολύ περισσότερη ενέργεια, σε σχέση με το αντίστοιχο μόριο CO_2.

Αέριο του θερμοκηπίου	**Δυναμικό Παγκόσμιας Θέρμανσης (GWP)**		
	20 έτη	**100 έτη**	**500 έτη**
Διοξείδιο του Άνθρακα (CO_2)	1	1	1
Μεθάνιο (CH_4)	72	25	7,6
Υποξείδιο του αζώτου (N_2O)	289	298	153
CFC-11 (CCl_3F)	6730	4750	1620
CFC-12 (CCl_2F)	11000	10900	5200
HCFC-22 ($CHClF_2$)	5160	1810	549
HFC-23 (CHF_3)	12000	14800	12200

Πίνακας 5.1 *Το δυναμικό παγκόσμιας θέρμανσης (GWP) των βασικών θερμοκηπικών αερίων (IPCC, 2007).*

5.5 Η Επίδραση της Χρήσης Γης στην Κλιματική Αλλαγή

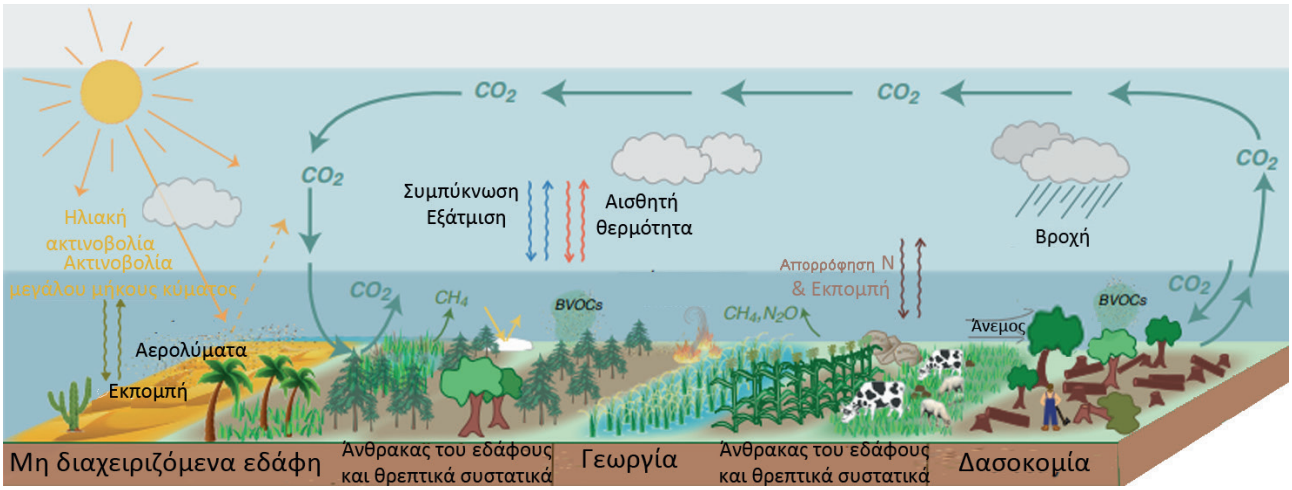
Η χρήση γης και η κλιματική αλλαγή συνδέονται στενά και αλληλοεπηρεάζονται, καθώς η αλλαγή της χρήσης γης αποτελεί έναν σημαντικό παράγοντα της κλιματικής αλλαγής και αντίστροφα. Η *αλλαγή χρήσης γης* είναι μια διαδικασία κατά την οποία οι ανθρώπινες δραστηριότητες μεταμορφώνουν το φυσικό τοπίο. Είναι υπεύθυνη για την ανισοκατανομή του ανθρώπινου πληθυσμού, την αποψίλωση των δασών, την επάρκεια τροφής και τη ζήτηση για ενέργεια. Αντίστροφα, η κλιματική αλλαγή φαίνεται να επηρεάζει τη χρήση γης, μέσω της αύξησης της θερμοκρασίας και της μείωσης των βροχοπτώσεων, σε συγκεκριμένες περιοχές του πλανήτη που καθιστούν πρώην γόνιμα εδάφη, μη καλλιεργήσιμα (Jamet & Corfee-Morlot, 2009). Η αλλαγή χρήσης γης είναι θεμελιώδης για την παγκόσμια προσαρμογή που επηρεάζει άμεσα την κλιματική αλλαγή.

Τους τελευταίους τρεις αιώνες, η ζήτηση για τρόφιμα και ενέργεια αυξάνεται σε όλες σχεδόν τις αναπτυσσόμενες χώρες, λόγω της αύξησης του πληθυσμού και είχε ως αποτέλεσμα την αποψίλωση των δασών, την αύξηση των καλλιεργειών και την αστικοποίηση (Lambin & Meyfroidt, 2011). Αρκετές μελέτες στην Κίνα, στην Ινδία, στο Νεπάλ και στη Νότια Ασία, έδειξαν ότι οι καλλιεργήσιμες εκτάσεις αυξάνονται, εις βάρος των δασικών εκτάσεων (Thapa, 2020).

Η κλιματική αλλαγή σε τοπική κλίμακα, μπορεί να μειωθεί ή να ενισχυθεί από τις αλλαγές στη χρήση γης και αυτό εξαρτάται από τις θέσεις των περιοχών και την εποχή. Για παράδειγμα, στις βόρειες περιοχές, η κλιματική αλλαγή θα αυξήσει τη διάρκεια της καλλιεργητικής περιόδου και θα λιώσει το μόνιμο πάγο. Η θέρμανση κατά τη χειμερινή περίοδο θα ενισχυθεί, λόγω της μειωμένης λευκαύγειας, δηλαδή της ανακλαστικότητας των εδαφών που δεν θα έχουν μόνιμη παγοκάλυψη, ενώ η αύξηση της θερμοκρασίας θα μετριαστεί κατά τη διάρκεια της καλλιεργητικής περιόδου, εξαιτίας της αυξημένης εξατμισοδιαπνοής. Στους τροπικούς, όπου αυξάνονται οι βροχοπτώσεις, θα αναπτυχθεί η βλάστηση και η σχετική αύξηση της εξατμισοδιαπνοής θα οδηγήσει σε μείωση της επίδρασής της, στην περιφερειακή υπερθέρμανση.

Οι αλλαγές στην επιφάνεια του πλανήτη, εκτός από την επιφανειακή λευκαύγεια, μεταβάλλουν και τον παγκόσμιο κύκλο του άνθρακα, επηρεάζοντας σημαντικά, το ισοζύγιο της ακτινοβολίας του πλανήτη (Σχήμα 5.12). Συνεπώς, προκύπτει ότι η χρήση γης αποτελεί τη δεύτερη ανθρωπογενή δραστηριότητα που ενισχύει την κλιματική αλλαγή, μετά την καύση των ορυκτών καυσίμων (Li et al., 2021). Υπάρχει μια σημαντική θετική συσχέτιση μεταξύ της αλλαγής χρήσης γης και της θερμοκρασίας του αέρα (Gries et al., 2019), δηλαδή η αλλαγή χρήσης γης επιταχύνει και ενισχύει την υπερθέρμανση του πλανήτη. Αυτό όμως, δημιουργεί μία

αρνητική ανάδραση (negative feedback) κατά την οποία η αύξηση της θερμοκρασίας οδηγεί σε περιορισμό των αλλαγών χρήσης γης.



Σχήμα 5.12 *Η δομή και η λειτουργία των διαχειριζόμενων και μη διαχειριζόμενων οικοσυστημάτων που επηρεάζουν το τοπικό, περιφερειακό και παγκόσμιο κλίμα. Τα χαρακτηριστικά της επιφάνειας της Γης όπως είναι η λευκαύγεια (albedo) και η εκπομπή, καθορίζουν την ποσότητα της ηλιακής ακτινοβολίας και της ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος που απορροφάται από την ξηρά και ανακλάται ή εκπέμπεται στην ατμόσφαιρα. Η επιφανειακή τραχύτητα επηρεάζει τις ανταλλαγές ορμής, ενέργειας και υδρατμών. Τα χερσαία οικοσυστήματα διαμορφώνουν την ατμοσφαιρική τους σύνθεση, μέσω της εκπομπής και απορρόφησης των αέριων του θερμοκηπίου (τροποποίηση από IPCC, 2019).*

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 -0,15W m^{-2} (με διακύμανση από -0,25 W m^{-2} έως -0,05W m^{-2} W m^{-2}). 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 εκτιμηθεί με ακρίβεια η επίδραση της αλλαγής χρήσης γης στη μέση παγκόσμια επιφανειακή θερμοκρασία. Ιδιαίτερα, η αποψίλωση των δασών, εκτός από την αλλαγή χρήσης γης, έχει επίδραση στις συγκεντρώσεις των θερμοκηπικών αερίων, συνεισφέροντας στη μεταβολή του ισοζυγίου ακτινοβολίας που οφείλεται στις εκπομπές και στις αλλαγές της συγκέντρωσης του διοξειδίου του άνθρακα.

Η μελέτη των επιπτώσεων της ανθρωπογενούς αλλαγής κάλυψης γης στην υπερθέρμανση του πλανήτη, κατά τη διάρκεια του 20ού αιώνα, έχει προέλθει από εκτιμήσεις διάφορων μοντέλων που προσομοιώνουν ταυτόχρονα βιογεωχημικές και βιοφυσικές αλληλεπιδράσεις της επιφάνειας του πλανήτη στο κλίμα. Από προσομοιώσεις μοντέλων για τα τελευταία 10.000 χρόνια (Ολόκαινος Εποχή) προκύπτει ότι η αύξησης της θερμοκρασίας κατά +0,72°C προέρχεται από τις ανθρωπογενείς αλλαγές της κάλυψης γης. Αυτή η μικρή αύξηση της θερμοκρασίας προέρχεται από τις επιδράσεις της βιοφυσικής ψύξης και της βιογεωχημικής θέρμανσης. Η παγκόσμια βιοφυσική ψύξη που έχει εκτιμηθεί από ένα μεγάλο πλήθος κλιματικών μοντέλων, κυμαίνεται από –0,57°C έως +0,06°C (Simmons & Matthews, 2016) και ουσιαστικά προέρχεται από αύξηση στη λευκαύγεια της επιφάνειας. Η μειωμένη εισερχόμενη ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος στην επιφάνεια, εξαιτίας της μειωμένης εξατμισοδιαπνοής και επομένως της μείωσης των συγκεντρώσεων των υδρατμών στην ατμόσφαιρα, αποτελεί έναν πιθανό παράγοντα ψύξης. Η ψύξη, ωστόσο, φαίνεται να μετριάζεται από τις μειώσεις των τυρβωδών ροών που οδηγούν σε μειωμένη απώλεια θερμότητας και υδρατμών από το έδαφος, μέσω των διεργασιών μεταφοράς. Αυτοί οι μηχανισμοί συχνά, αντιτίθενται στις αλλαγές της θερμοκρασίας της επιφάνειας που προέρχονται από αλλαγές στη λευκαύγεια.

Οι αλλαγές της κάλυψης γης κατά το παρελθόν, συνέβαλαν στην αύξηση της περιεκτικότητας της ατμόσφαιρας σε CO_2 και συνεπώς, στην υπερθέρμανση του πλανήτη (βιογεωχημική επίδραση). Η παγκόσμια μέση βιογεωχημική θέρμανση έχει υπολογιστεί από εκτιμήσεις βάσει παρατηρήσεων, στους +0,25°C, με σφάλμα ± 0,10°C (Avitabile et al., 2016). Το μέγεθος των βιογεωχημικών επιδράσεων μπορεί, ωστόσο, να

υποτιμηθεί, καθώς δεν λαμβάνονται υπόψη ορισμένες διεργασίες, όπως η διαχείριση της γης, οι κύκλοι αζώτου/φωσφόρου και οι αλλαγές στις εκπομπές CH_4, N_2O από την ξηρά (Arneth, et al., 2017).

Η αποψίλωση των δασών μπορεί να προκαλέσει θετική ανάδραση (θέρμανση) ή και αρνητική ανάδραση (ψύξη) της επιφάνειας και της ατμόσφαιρας μέσω των αλλαγών στα διάφορα χαρακτηριστικά τους (Pitman, 2003). Μετά την αποψίλωση των δασών, θέρμανση μπορεί να προκύψει από:

i. την απελευθέρωση CO_2 και άλλων αέριων του θερμοκηπίου (GreenHouse Gases-GHG) στην ατμόσφαιρα (βιογεωχημική επίδραση) και την επακόλουθη αύξηση της εισερχόμενης υπέρυθρης ακτινοβολίας στην επιφάνεια (ενισχυμένο φαινόμενο του θερμοκηπίου),
ii. τη μείωση της συνολικής απώλειας ενέργειας, μέσω των τυρβωδών ροών λανθάνουσας και αισθητής ροής θερμότητας που προκύπτουν λόγω της μειωμένης τραχύτητας της επιφάνεια,
iii. την αυξημένη εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία, λόγω μείωσης της νεφοκάλυψης που συχνά συνοδεύει τη μειωμένη εξατμισοδιαπνοή.

Αντίθετα, η ψύξη μπορεί να προκύψει ως απόκριση:

iv. στην αυξημένη επιφανειακή λευκαύγεια που μειώνει την ποσότητα της απορροφούμενης ηλιακής ακτινοβολίας,
v. στη μειωμένη εισερχόμενη υπέρυθρη ακτινοβολία που προκαλείται από τον περιορισμό της εξατμισοδιαπνοής και την επακόλουθη ελάττωση της συγκέντρωσης των υδρατμών της ατμόσφαιρας.

Τα σημεία (ii)-(v) αναφέρονται ως βιοφυσικά αποτελέσματα. Η αποψίλωση των δασών και η αναδάσωση μεταβάλλουν επίσης, τις βροχοπτώσεις και τους ανέμους. Ωστόσο, η βιβλιογραφία που μελετά τις επιπτώσεις της αναδάσωσης στο κλίμα είναι πιο περιορισμένη, σε σχέση με τη βιβλιογραφία που μελετά την αποψίλωση των δασών, αλλά αποκαλύπτει παρόμοια κλιματική απόκριση με αντίθετο πρόσημο. Όσον αφορά την αναδάσωση, η δενδροφύτευση θα έχει πάντα ως αποτέλεσμα τη δέσμευση περισσότερου ατμοσφαιρικού CO_2, συνεισφέροντας στην ετήσια ψύξη του πλανήτη. Σε περιφερειακό επίπεδο, ωστόσο, το μέγεθος και το πρόσημο της τοπικής μεταβολής της θερμοκρασίας εξαρτάται από:

i. την περιοχή της αναδάσωσης,
ii. το μέγεθος της αναδάσωσης,
iii. το επίπεδο θέρμανσης κάτω από το οποίο εφαρμόζεται η αλλαγή της κάλυψης του εδάφους,
iv. τον τύπο μετατροπής της χρήσης γης.

Τα παραπάνω επηρεάζονται από τις προϋπάρχουσες κλιματολογικές μεταβλητές, όπως είναι η βροχόπτωση ,το χιόνι και η μέση ετήσια θερμοκρασία, εντός των οποίων οι αλλαγές της κάλυψης του εδάφους συμβαίνουν και ποικίλλουν μεταξύ των περιοχών (Pitman et al., 2011).

Σε μεγάλα και μέσα γεωγραφικά πλάτη, η παρουσία του δάσους έχει ως αποτέλεσμα τον περιορισμό του ετήσιου θερμομετρικού εύρους των περιοχών αυτών. Στις υγρές τροπικές περιοχές, η αναδάσωση αυξάνει την εξατμισοδιαπνοή όλο τον χρόνο, μειώνοντας με αυτό τον τρόπο τη θερμοκρασία. Σε τροπικές περιοχές με έντονη εποχική βροχόπτωση, η αναδάσωση θα αυξήσει επίσης, την εξατμισοδιαπνοή, εκτός εάν το έδαφος γίνει πολύ ξηρό. Σε όλες τις περιοχές, το εύρος της ημερήσιας θερμοκρασίας μειώνεται με την αύξηση της δασικής κάλυψης, με δυνητικά μειωμένες ακραίες τιμές θερμοκρασίας. Αν και δεν υπάρχει ακόμη αρκετή βιβλιογραφία που να συγκρίνει αυστηρά τόσο τις βιοφυσικές όσο και τις βιογεωχημικές επιδράσεις, υπάρχει μεγάλη πεποίθηση ότι σε τοπική κλίμακα, οι βιοφυσικές επιδράσεις στη θερμοκρασία της επιφάνειας είναι πολύ πιο σημαντικές από τις επιπτώσεις που προκύπτουν από τις αλλαγές στη συγκέντρωση του CO_2.

Επίσης, οι αστικές περιοχές, περιλαμβάνουν πολλά χαρακτηριστικά που μπορούν να επηρεάσουν το κλίμα. Σε αυτά τα χαρακτηριστικά περιλαμβάνονται τα δομικά υλικά, που απορροφούν περισσότερη θερμότητα σε σχέση με τη βλάστηση και τα εδάφη, η αδιαπέρατη κάλυψη, που ελαχιστοποιεί τον φυσικό αερισμό και την εξατμισοδιαπνοή, η αρχιτεκτονική των κτιρίων, που έχει τη τάση να παγιδεύει και να παράγει θερμότητα από τις εκπομπές των οχημάτων και των κτιρίων. Αυτοί οι παράγοντες κάνουν τις αστικές περιοχές πιο ζεστές από το περιβάλλον τους, ένα φαινόμενο γνωστό ως *φαινόμενο της αστικής θερμικής νησίδας*. Η αστικοποίηση φαίνεται να έχει μικρή επίδραση στην παγκόσμια υπερθέρμανση, ωστόσο οι επιδράσεις της είναι σημαντικές σε τοπικό και περιφερειακό επίπεδο.

5.5.1 Ο Ρόλος των Δασικών Πυρκαγιών στην Αλλαγή του Κλίματος

Η κλιματική αλλαγή υπήρξε βασικός παράγοντας για την αύξηση του κινδύνου εμφάνισης και επέκτασης των δασικών πυρκαγιών. Ο κίνδυνος πυρκαγιάς εξαρτάται από διάφορους παράγοντες, όπως η θερμοκρασία, η υγρασία του εδάφους και η παρουσία καύσιμης ύλης (δέντρα, βλάστηση και άλλα πιθανά καύσιμα). Όλοι αυτοί οι παράγοντες έχουν ισχυρούς άμεσους ή έμμεσους δεσμούς με την κλιματική αλλαγή. Η κλιματική αλλαγή ενισχύει την ξήρανση της οργανικής ύλης στα δάση (το υλικό που καίει και εξαπλώνει τις πυρκαγιές).

Περίπου το 3% της επιφάνειας της Γης καίγεται ετησίως, γεγονός που επηρεάζει τόσο τις ανταλλαγές ενέργειας όσο και ύλης στο σύστημα Γη-Ατμόσφαιρα (Stanne et al., 2009). Το κλίμα αποτελεί έναν καθοριστικό παράγοντα των πυρομετεωρολογικών συνθηκών που επικρατούν μέσω της αλληλεπίδρασής του με την παραγωγικότητα της βλάστησης (διαθεσιμότητα καυσίμου) και της κατανομής και ευφλεκτότητας της καύσιμης ύλης (Archibald et al., 2013). Οι δασικές πυρκαγιές οφείλονται κυρίως, στον ανθρώπινο παράγοντα, με την κεραυνική δραστηριότητα να παίζει μικρότερο ρόλο, παγκοσμίως (Bowman et al., 2017). Οι κεραυνοί, ωστόσο, θεωρούνται κυρίως, υπεύθυνοι για τις μεγάλες πυρκαγιές σε περιοχές όπως τα δάση της Βόρειας Αμερικής (Veraverbeke et al., 2017). Επίσης, οι άνθρωποι επηρεάζουν την εξέλιξη μίας δασικής πυρκαγιάς μέσω των δράσεων της πυρόσβεσης.

Αν και η κεραυνική δραστηριότητα ήταν η κύρια αιτία ανάφλεξης των δασών πριν από την Ολόκαινο Εποχή, ωστόσο, από τότε οι ανθρώπινες δραστηριότητες είναι αυτές που ευθύνονται για την έναρξη των δασικών πυρκαγιών (Bowman et al., 2011). Αξίζει να σημειωθεί πως υπήρχε λιγότερη καύση βιομάζας κατά τη διάρκεια του 20ού αιώνα από οποιαδήποτε άλλη περίοδο, τις τελευταίες δύο χιλιετίες. Η Βόρεια Αφρική έχει υποστεί μείωση των δασικών πυρκαγιών κατά –1,4% yr^{-1} από το 2000, ενώ η Νότια Αφρική σημείωσε αύξηση κατά +1,8% yr^{-1} κατά την ίδια περίοδο. Η Νοτιοανατολική Ασία σημείωσε μια μικρή αύξηση +2,5% yr^{-1} από το 1997, ενώ η Αυστραλία σημείωσε απότομη μείωση περίπου –10,7% yr^{-1}, κατά την περίοδο 2001–2011, ακολουθούμενη από μια έξαρση το 2011 που ξεπέρασε την ετήσια έκταση που κάηκε τα προηγούμενα 14 χρόνια. Η καθαρή μείωση της έκτασης που κάηκε παγκοσμίως, κατά την περίοδο 1998–2015, ήταν –24,3 ± 8,8% (–1,35 ± 0,49% yr^{-1}). Σχετικά με τις εκπομπές αερίων κατά τη διάρκεια μίας πυρκαγιάς, είναι σημαντικό να ληφθούν υπόψη οι τύποι κάλυψης γης που έχουν υποστεί αλλαγές στην περιοχή που καίγεται. Σε αυτή την περίπτωση, οι περισσότερες μειώσεις προήλθαν από λιβάδια, σαβάνα και άλλους μη δασικούς τύπους κάλυψης γης (Andela et al., 2017).

Η μεταβλητότητα του κλίματος και τα ακραία καιρικά φαινόμενα, όπως η έντονη ξηρασία, ειδικά όταν σχετίζονται με το El Niño (El Niño Southern Oscillation-ENSO), παίζουν εξίσου σημαντικό ρόλο στην έναρξη των πυρκαγιών. Οι εκπομπές από την καύση των τροπικών δασών αυξήθηκαν κατά μέσο όρο 133% κατά τη διάρκεια και μετά από έξι έτη εμφάνισης El Niño, σε σύγκριση με έξι έτη La Niña, κατά τη χρονική περίοδο 1997–2016, λόγω της μείωσης των βροχοπτώσεων και των αποθεμάτων χερσαίου νερού (Chen et al., 2017). Η επέκταση της γεωργίας και η αποψίλωση των δασών στις τροπικές περιοχές, έχει επίσης, καταστήσει αυτές τις περιοχές πιο ευάλωτες στις πυρκαγιές που προκαλούνται από την ξηρασία. Ακόμη και όταν τα ποσοστά αποψίλωσης μειώνονταν συνολικά, όπως στον Αμαζόνιο της Βραζιλίας κατά την περίοδο 2003–2015, η συχνότητα πυρκαγιών αυξήθηκε κατά 36% το 2015, κατά την περίοδο ξηρασίας (Aragao et al., 2018).

Οι πυρκαγιές όχι μόνο μεταφέρουν άνθρακα από το έδαφος στην ατμόσφαιρα, αλλά και μεταξύ διαφορετικών χερσαίων απορροφητών του, μετατρέποντας τη ζωντανή βιομάζα σε νεκρή. Ο άνθρακας απομακρύνεται από την ατμόσφαιρα μέσω της βλάστησης που αναγεννάται ξανά με ρυθμούς που εξαρτώνται από τον τύπο της βλάστησης καθώς και από άλλες περιβαλλοντικές μεταβλητές. Συνεπώς, οι εκπομπές των δασικών πυρκαγιών δεν αποτελούν μόνο πηγή εκπομπής άνθρακα προς την ατμόσφαιρα, καθώς η ανάπτυξη της βλάστησης μετά την πυρκαγιά μπορεί να δεσμεύσει περίπου ισοδύναμη ποσότητα άνθρακα ως βιομάζα, σε χρονικό διάστημα έως μερικών ετών στις χορτολιβαδικές και γεωργικές εκτάσεις και έως δεκαετίες στα τροπικά δάση. Οι πυρκαγιές που οφείλονται στην αποψίλωση των δασών για αλλαγή χρήσης γης (ανθρωπογενείς πυρκαγιές) και από τους τυρφώνες (περιοχές που αποθηκεύουν περισσότερο άνθρακα από τη χερσαία βλάστηση), αποτελούν προφανώς, μια σημαντική πηγή εκπομπής άνθρακα από τη Γη στην ατμόσφαιρα. Αυτοί οι τύποι πυρκαγιών εκτιμήθηκαν ότι εκπέμπουν 0,4GtC·yr^{-1} τις τελευταίες δεκαετίες (van der Werf et al., 2017). Οι πυρκαγιές σε τύρφη, όπου επικρατεί καύση υπό χαμηλές θερμοκρασίες και συνθήκες υψηλής υγρασίας, μπορούν να είναι ενεργές για μεγάλες περιόδους (δεκαετίες).

Η άνοδος της θερμοκρασίας και η μείωση των βροχοπτώσεων αποτελούν τους κύριους ατμοσφαιρικούς παράγοντες έναρξης μίας δασικής πυρκαγιάς, καθώς αυξάνεται η εξατμισοδιαπνοή και μειώνεται η υγρασία του εδάφους. Ο κίνδυνος των δασικών πυρκαγιών στο μέλλον, αναμένεται να αυξηθεί σημαντικά στη Βόρεια

Αμερική, στη Νότια Αμερική, στην Κεντρική Ασία, στη Νότια Ευρώπη, στη Νότια Αφρική και στην Αυστραλία (Liu et al., 2010).

Ωστόσο, το κλίμα αποτελεί μόνο μία παράμετρο ενός πολύπλοκου συνόλου περιβαλλοντικών, οικολογικών και ανθρώπινων παραγόντων που επηρεάζουν τα καθεστώτα πυρκαγιάς (Bowman et al., 2011). Η ανθρώπινη διακινδύνευση σε δασικές πυρκαγιές θα μπορούσε να αυξηθεί, λόγω της επέκτασης του πληθυσμού σε περιοχές με υψηλό κίνδυνο πυρκαγιών. Υπάρχει επίσης, ανάγκη για ενσωμάτωση διάφορων στρατηγικών διαχείρισης των πυρκαγιών, όπως η μείωση της εύφλεκτης ύλης σε φυσικά δάση, μαζί με άλλες περιβαλλοντικές και κοινωνικές πολιτικές για την επίτευξη των στόχων της μείωσης των εκπομπών του άνθρακα, της διατήρησης της ποιότητας του νερού, της διατήρησης της βιοποικιλότητας και της ανθρώπινης ασφάλειας.

Συνοψίζοντας, η κλιματική αλλαγή παίζει έναν σημαντικό και συνεχώς αυξανόμενο ρόλο στη διαμόρφωση των χαρακτηριστικών των δασικών πυρκαγιών, παράλληλα με την ανθρώπινη δραστηριότητα και τη μελλοντική μεταβλητότητα του κλίματος που αναμένεται να ενισχύσει τον κίνδυνο και τη ένταση των δασικών πυρκαγιών. Οι πυρομετεωρολογικές συνθήκες που ευνοούν την έναρξη των δασικών πυρκαγιών, έχουν επιμηκυνθεί χρονικά την περίοδο 1979-2013. Η παγκόσμια καμένη έκταση έχει μειωθεί τις τελευταίες δεκαετίες, κυρίως λόγω της μικρότερης καύσης σε χορτολιβαδικές εκτάσεις και περιοχές σαβάνας. Αν και η ξηρασία παραμένει κυρίαρχος παράγοντας έναρξης δασικών πυρκαγιών, έχει παρατηρηθεί αύξηση της συχνότητάς τους σε ορισμένες τροπικές και εύκρατες περιοχές, κατά τη διάρκεια κανονικών έως υγρότερων από το μέσο όρο ετών, λόγω των υψηλότερων θερμοκρασιών που ενισχύουν την εξατμισοδιαπνοή και αυξάνουν την ευφλεκτότητα της βλάστησης.

Βιβλιογραφία/Αναφορές

Andela, N., Morton, D., Giglio, L., Chen, Y., van der Werf, G., Kasibhatla, P., et al. (2017). A human-driven decline in global burned area. *Science*, 356, 1356–1362. https://doi.org/10.1126/science.aal4108

Aragao, L. E., Anderson, L. O., Fonseca, M. G., Rosan, T. M., Vedovato, L. B., Wagner, F. H., et al. (2018). 21st Century drought-related fires counteract the decline of Amazon deforestation carbon emissions. *Nat. Commun.*, 9, 536. https://doi.org/10.1038/s41467-017-02771-y

Archibald, S., Lehmann, C., Gómez-Dans, J., & Bradstock, R. (2013). Defining pyromes and global syndromes of fire regimes. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 110, 6442–6447. https://doi.org/10.1073/pnas.1211466110

Arneth, A., Sitch, S., Pongratz, J., Stocker, B. D., Ciais, P., Poulter, B., et al. (2017). Historical carbon dioxide emissions caused by land-use changes are possibly larger than. *Nature Geoscience*. 10, 79-84. https://doi.org/10.1038/ngeo2882

Avitabile, V., Herold, M., Heuvelink, G.B.M., Lewis, S.L., Phillips, O.L., Asner, G.P., Armston, J., Ashton, P.S., Banin, L., Bayol, N., Berry, N.J., Boeckx, P., de Jong, B.H.J., DeVries, B., Girardin, C.A.J., Kearsley, E., Lindsell, J.A., Lopez-Gonzalez, G., Lucas, R., Malhi, Y., Morel, A., Mitchard, E.T.A., Nagy, L., Qie, L., Quinones, M.J., Ryan, C.M., Ferry, S.J.W., Sunderland, T., Laurin, G.V., Gatti, R.C., Valentini, R., Verbeeck, H., Wijaya, A. and Willcock, S. (2016). An integrated pan-tropical biomass map using multiple reference datasets. *Glob Change Biol*. 22, 1406-1420. https://doi.org/10.1111/gcb.13139

Bowman, D., Williamson, G., Abatzoglou, J., Kolden, C., Cochrane, M., & Smith, A. (2017). Human exposure and sensitivity to globally extreme wildfire events. *Nat. Ecol. Evol.*, 1.0(3.0), 0058. https://doi.org/10.1038/s41559-016-0058

Bowman, D.M.J.S., Balch, J., Artaxo, P., Bond, W.J., Cochrane, M.A., D'Antonio, C.M., DeFries, R., Johnston, F.H., Keeley, J.E., Krawchuk, M.A., Kull, C.A., Mack, M., Moritz, M.A., Pyne, S., Roos, C.I., Scott, A.C., Sodhi, N.S. & Swetnam, T.W. (2011). The human dimension of fire regimes on Earth. *J. Biogeography*, 38, 2223-2236. https://doi.org/10.1111/j.1365-2699.2011.02595.x

Chen, Y., Morton, D. C., Andela, N., van der Werf, G. R., Giglio, L., & Randerson, J. T. (2017). A pan-tropical cascade of fire driven by El Niño/Southern Oscillation. *Nature Clim. Chang*e, 7, 906-911. https://doi.org/10.1038/s41558-017-0014-8

Gries, T., Redlin, M., & Ugarte, J.E. (2019). Human-induced Climate Change: the Impact of Land-Use Change. *Theor. Appl. Climatol*. 135, 1031–1044. https://doi.org/10.1007/s00704-018-2422-8

Houghton, CJ. T. (2004). *Global Warming: The Complete Briefing* (3rd ed.). Cambridge University Press.

Jamet, S., & Corfee-Morlot, J. (2009). Assessing the Impacts of Climate Change: A Literature Review. *OECD Economics Department Working Papers*. 691, OECD Publishing, Paris. https://doi.org/10.1787/224864018517

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.

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.

IPCC (2019). *Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems*. https://www.ipcc.ch/srccl/download/

Κατσαφάδος, Π., & Μαυροματίδης, Η. (2015). *Εισαγωγή στη Φυσική της Ατμόσφαιρας και την Κλιματική Αλλαγή*. [ηλεκτρ. βιβλ.] Αθήνα: Σύνδεσμος Ελληνικών Ακαδημαϊκών Βιβλιοθηκών. http://hdl.handle.net/11419/3708

Lambin, E., & Meyfroidt, P. (2011). Global land use change, economic globalization, and the looming land scarcity. *Proc. Natl. Acad. Sci*., 108(9), 3465-3472. https://doi.org/10.1073/pnas.110048010

Li, F., Yang, C., Li, Z., & Failler, P. (2021). Does Geopolitics Have an Impact on Energy Trade? Empirical Research on Emerging Countries. *Sustainability*., 13, 5199. https://doi.org/10.3390/su13095199

Liu, Y., Stanturf, J., & Goodrick, S. (2010). Trends in global wildfire potential in a changing climate. *For. Ecol. Manag*., 259, 685–697. https://doi.org/10.1016/j.foreco.2009.09.002

Pitman, A. (2003). The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. *Int. J. Climatol*., 23, 479-510. https://doi.org/10.1002/joc.893

Pitman, A., Avila, F., Abramowitz, G., Wang, Y., Phipps, S., & de Noblet-Ducoudré, N. (2011). Importance of background climate in determining impact of land-cover change on regional climate. *Nature Clim. Chang*e, 1, 472–475. https://doi.org/10.1038/nclimate1294

Simmons, C., & Matthews, H. (2016). Assessing the implications of human and-use change for the transient climate response to cumulative carbon emissions. *Environ. Res. Lett*., 11(3). https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/3/035001

Stanne, T., Sjögren, L., Koussevitzky, S., & Clarke, A. (2009). Identification of new protein substrates for the chloroplast ATP-dependent Clp protease supports its constitutive role in Arabidopsis. *Biochem. J*., 417, 257–269. https://doi.org/10.1042/BJ20081146

Thapa, P. (2020). Spatial estimation of soil erosion using RUSLE modeling: a case study of Dolakha district. Nepal. *Environ. Syst. Res*., 9(1), 1-10. https://doi.org/10.1186/s40068-020-00177-2

van der Werf, G. R., Randerson, J. T., Giglio, L., van Leeuwen, T. T., Chen, Y., Rogers, B. M., Mu, M., van Marle, M. J. E., Morton, D. C., Collatz, G. J., Yokelson, R. J., & Kasibhatla, P. S. (2017). Global fire emissions estimates during 1997–2016. *Earth Syst. Sci. Data*, 9, 697–720. https://doi.org/10.5194/essd-9-697-2017

Veraverbeke, S., Rogers, B., Goulden, M., Jandt, R., Miller, C., Wiggins, E., et al. (2017). Lightning as a major driver of recent large fire years in North American boreal forests. *Nature Clim. Change*, 7(7), 529-534. https://doi.org/10.1038/nclimate3329

Κριτήρια αξιολόγησης με απαντήσεις

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Να γίνει περιγραφή του φυσικού φαινομένου 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 θερμοκηπικών αερίων, επιφέρει ανισορροπία στο ισοζύγιο της ακτινοβολίας. Με την αύξηση των θερμοκηπικών 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 του κλιματικού εξαναγκασμού;

Απάντηση/Λύση

Οι ανθρώπινες δραστηριότητες έχουν μεταβάλει και εξακολουθούν να μεταβάλλουν 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. Ο κλιματικός εξαναγκασμός αποτελεί ένα μέτρο της μεταβολής της ενέργειας του συστήματος Γη-Ατμόσφαιρα, εξαιτίας κάποιας εξωτερικής διαταραχής. Η θετική μεταβολή του κλιματικού εξαναγκασμού επιφέρει θέρμανση, ενώ η αρνητική προκαλεί ψύξη. Αποτελεί, συνεπώς, μία συμβολή στη σύγκριση της επίδρασης στη μέση παγκόσμια επιφανειακή θερμοκρασία από διάφορους παράγοντες του κλιματικού συστήματος. Δηλαδή, ο κλιματικός εξαναγκασμός είναι ένας από τους πιο βασικούς τρόπους μελέτης και ποσοτικής εκτίμησης της κλιματικής αλλαγής.

Κριτήριο αξιολόγησης 4

Η ατμόσφαιρα της γης είναι θερμότερη από ότι θα ήταν χωρίς το φυσικό φαινόμενο του θερμοκηπίου. Ποιο είναι το φάσμα της ακτινοβολίας που απορροφάται από την ατμόσφαιρα και προκαλεί κυρίως, την συγκεκριμένη θέρμανση; Επιλέξτε μία από τις παρακάτω απαντήσεις:

α) ραδιοκύματα,
β) υπέρυθρη ακτινοβολία,
γ) ορατό φως,

δ) υπεριώδη ακτινοβολία,
ε) ακτινογραφίες.

Απάντηση/Λύση

Σωστή απάντηση είναι η (β). Η ατμόσφαιρα, μέσω των θερμοκηπικών αερίων, απορροφά κυρίως την υπέρυθρη ακτινοβολία που εκπέμπεται από την επιφάνεια του πλανήτη.

Κριτήριο αξιολόγησης 5

Εάν ο ανθρώπινος πολιτισμός δεν είχε αναπτυχθεί ποτέ στη Γη, θα υπήρχε το φαινόμενο του θερμοκηπίου; Επιλέξτε μία από τις παρακάτω απαντήσεις:

α) Ναι, γιατί το φαινόμενο του θερμοκηπίου προκαλείται από φυσικά αίτια.
β) Ναι, γιατί το φαινόμενο του θερμοκηπίου προκαλείται από τους ωκεανούς και τους πάγους του πλανήτη.
γ) Όχι, γιατί ο φαινόμενο του θερμοκηπίου προκαλείται από τον άνθρωπο και την καύση ορυκτών καυσίμων.
δ) Όχι, γιατί το φαινόμενο του θερμοκηπίου προκαλείται από τον άνθρωπο που καταστρέφει το όζον.
ε) Όχι, γιατί δεν υπάρχουν πειστικές ενδείξεις ότι υπάρχει φαινόμενο θερμοκηπίου.

Απάντηση/Λύση

Σωστή απάντηση είναι η (α).

Κριτήριο αξιολόγησης 6

Ποια είναι η κύρια αιτία του φαινομένου του θερμοκηπίου; Επιλέξτε μία από τις παρακάτω απαντήσεις:

α) Κάποια συγκεκριμένα αέρια στην ατμόσφαιρα που απορροφούν τη θερμότητα από τον Ήλιο.
β) Κάποια συγκεκριμένα αέρια στην ατμόσφαιρα που απορροφούν τη θερμότητα από την επιφάνεια της Γης.
γ) Κάποια συγκεκριμένα αέρια στο στρώμα του όζοντος που απορροφούν τη θερμότητα από τον Ήλιο.
δ) Κάποια συγκεκριμένα αέρια στο στρώμα του όζοντος που απορροφούν τη θερμότητα από την επιφάνεια της Γης.

Απάντηση/Λύση

Σωστή απάντηση είναι η (β).

Κριτήριο αξιολόγησης 7

Πώς επιδρούν τα θερμοκηπικά αέρια και τα αερολύματα στον κλιματικό εξαναγκασμό;

Απάντηση/Λύση

Οι ανθρωπογενείς εκπομπές έχουν προκαλέσει αλλαγές στις συγκεντρώσεις των θερμοκηπικών 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 την τελευταία δεκαετία το διοξείδιο του άνθρακα κυριαρχεί στη συνεισφορά της τροποποίησης του ισοζυγίου ακτινοβολίας και έχει προκαλέσει ρυθμό αύξησης $0,3 W \cdot m^{-2}$. Η πρόσφατη αύξηση της συγκέντρωσης του μεθανίου τροποποίησε το ισοζύγιο της ακτινοβολίας κατά 2% (δηλαδή $0,48 W \cdot m^{-2}$). Το οξείδιο του αζώτου αποτελεί τον τρίτο

παράγοντα συνεισφοράς στη μεταβολή του ισοζυγίου ακτινοβολιών και η αύξηση της συγκέντρωσής του κατά 6% από το 2005 έως το 2011 έχει μεταβάλλει το ισοζύγιο κατά 0,17W·m^{-2}. Αντίθετα με τα προηγούμενα αέρια, η επίδραση των αλογονανθράκων στο ισοζύγιο παραμένει σχετικά σταθερή. Η επίδραση του όζοντος στο ισοζύγιο εκτιμάται σε 0,35W·m^{-2}.

Η ανθρωπογενής επίδραση των αερολυμάτων στο ισοζύγιο ακτινοβολιών, όπως εκτιμάται από παρατηρήσεις και μοντέλα, είναι -0,35W·m^{-2}, ενώ η αλληλεπίδραση των αερολυμάτων με τον άνθρακα επιφέρει περαιτέρω αρνητική μεταβολή στο ισοζύγιο ακτινοβολίας έως -0.45W·m^{-2}.

Κριτήριο αξιολόγησης 8

Πώς συμβάλλει η χρήση γης στην αλλαγή του κλίματος;

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 -0,15W 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.

Οποιεσδήποτε αλλαγές στο έδαφος και στον τρόπο χρήσης του μπορούν να επηρεάσουν τις ανταλλαγές υδρατμών, ενέργειας, αέριων του θερμοκηπίου (π.χ. CO_2, CH_4, N_2O) και αερολυμάτων μεταξύ της γης και της ατμόσφαιρας. Ως εκ τούτου, αλλαγές στη χρήση γης μεταβάλλουν την κατάσταση της ατμόσφαιρας (π.χ. τη χημική σύνθεση και την ποιότητα αέρα, τη θερμοκρασία και την υγρασία), καθώς και τη δυναμική της ατμόσφαιρας (αλλαγή στην επιφανειακή τραχύτητα που επιφέρει τροποποίηση του επιφανειακού ανέμου), οι οποίοι, με τη σειρά τους, μπορούν να μετριάσουν ή να ενισχύσουν την κλιματική αλλαγή σε τοπική κλίμακα. Η βλάστηση απορροφά CO_2 για να χρησιμοποιηθεί στην ανάπτυξή της. Τα δάση περιέχουν περισσότερο άνθρακα στη βιομάζα και στα εδάφη τους από ότι οι καλλιέργειες και έτσι, η μετατροπή του δάσους σε καλλιεργήσιμη γη, για παράδειγμα, έχει ως αποτέλεσμα αυξημένες εκπομπές CO_2 στην ατμόσφαιρα, ενισχύοντας έτσι, την υπερθέρμανση του πλανήτη που προκαλείται από τα αέρια του θερμοκηπίου (GHG). Τα χερσαία οικοσυστήματα αποτελούν πηγές και καταβόθρες χημικών ενώσεων, όπως το άζωτο και το όζον. Οι βιογενείς πτητικές οργανικές ενώσεις (Biogenic Volatile Organic Compound-BVOC) συμβάλλουν στον σχηματισμό του τροποσφαιρικού όζοντος και των δευτερογενών αερολυμάτων που επηρεάζουν αντίστοιχα, τη θέρμανση της επιφάνειας και τον σχηματισμό νεφών. Οι ημίξηρες και οι άνυδρες περιοχές εκπέμπουν ερημική σκόνη, όπως και οι καλλιέργειες μετά τη συγκομιδή. Η αύξηση της ποσότητας των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα επηρεάζει τη θερμοκρασία μέσω θετικών και αρνητικών αναδράσεων, ανάλογα με το μέγεθος των σωματιδίων, το υψόμετρο και την ατμοσφαιρική κατάσταση. Αν και η υπερθέρμανση του πλανήτη επηρεάζει τις χρήσεις γης, αυτή δεν είναι μία μονόδρομη αλληλεπίδραση, καθώς οι αλλαγές στη χρήση γης μπορούν να επηρεάσουν το κλίμα και έτσι, να αποτελέσουν σημαντικούς ρυθμιστές της κλιματικής αλλαγής. Η κατανόηση αυτής της αμφίδρομης αλληλεπίδρασης μπορεί να βοηθήσει στη βελτίωση των στρατηγικών προσαρμογής και μετριασμού, καθώς και στη διαχείριση των φυσικών πόρων και του περιβάλλοντος.

Κριτήριο αξιολόγησης 9

Οι δασικές πυρκαγιές προκαλούνται από την κλιματική αλλαγή;

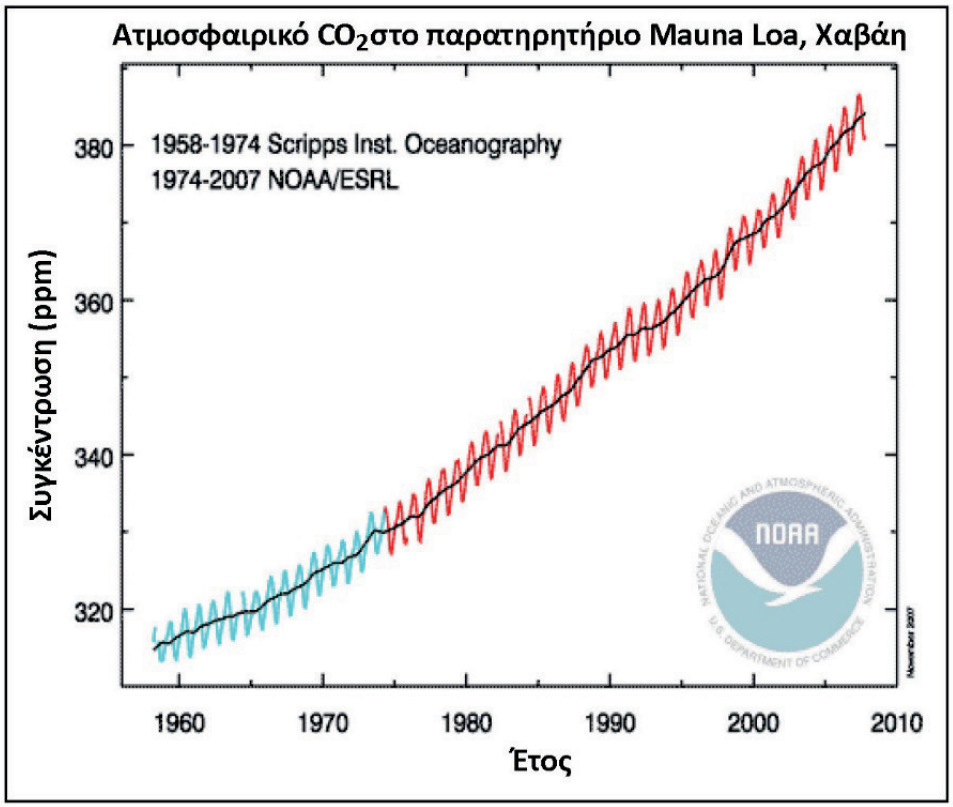
Απάντηση/Λύση

Παρόλο που η κλιματική αλλαγή δεν προκαλεί άμεσα τις δασικές πυρκαγιές, ωστόσο φαίνεται να επιδεινώνει τις περιβαλλοντικές συνθήκες, καθιστώντας τις δασικές πυρκαγιές πιο συχνές και έντονες. Η κλιματική

αλλαγή μπορεί να οδηγήσει σε υψηλότερες θερμοκρασίες, πιο έντονες ξηρασίες, ισχυρότερους ανέμους, ξηρότερο έδαφος και ασθενέστερα δέντρα. Όλοι αυτοί οι παράγοντες συμβάλλουν στην επιδείνωση των πυρκαγιών. Οι υψηλότερες θερμοκρασίες από την κλιματική αλλαγή δημιουργούν έναν θετικό κύκλο ανατροφοδότησης. Αυτός ο κύκλος είναι ένα ενισχυτικό αποτέλεσμα, όπου οι υψηλές θερμοκρασίες οδηγούν σε ακραίες καιρικές συνθήκες και ξηρασίες.

Κριτήριο αξιολόγησης 10

Η καμπύλη Keeling (Σχήμα 5.13) είναι ένα γράφημα που απεικονίζει τη μεταβολή της συγκέντρωσης του διοξειδίου του άνθρακα (CO_2) 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 (μπλε) απεικονίζει τη διακύμανση στη συγκέντρωση του CO_2, από το 1958 έως το 1974.
Οι μετρήσεις του Keeling έδειξαν μία ραγδαία αύξηση του CO_2 στην ατμόσφαιρα από το 1958. Ομάδα ερευνητών στο NOAA επέκτειναν τη καμπύλη για τα έτη 1974-2006.



Σχήμα 5.13 *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:

α) Ποια ήταν η συγκέντρωση του CO_2 το 2005, σύμφωνα με το γράφημα;
β) Εάν 127ppm CO_2 αντιστοιχούν σε 1.000Gt (1.000Gt=1.000 δισεκατομμύρια τόνοι) CO_2, ποια ήταν η ολική μάζα του CO_2 το 2005;
γ) Πόσοι επιπλέον Gt CO_2 προστέθηκαν στην ατμόσφαιρα από το 1958 έως το 2005;
δ) Ποιος ήταν ο μέσος ρυθμός αύξησης του CO_2 σε Gt ανά έτος, για τη χρονική περίοδο 1958-2005;
ε) Στο Σχήμα 5.13 απεικονίζεται με κυματοειδή μορφή η εποχιακή μεταβολή στη συγκέντρωση του CO_2. Ποιο είναι το πλάτος της κυματομορφής (εύρος μεταξύ μέγιστης και ελάχιστης τιμής) σε ppm, και σε πόσους Gt αντιστοιχεί αυτή η φυσική μεταβλητότητα;

Απάντηση/Λύση

α) Η εκτιμώμενη συγκέντρωση του CO_2 για το 2005, ήταν περίπου 375ppm.
β) Η ολική μάζα CO_2 το 2005, υπολογίζεται ως:

$$m_{2005} = \frac{375ppm}{127ppm} 1.000Gt = 2.952{,}76Gt$$

γ) Η συγκέντρωση CO_2 το 1958, ήταν περίπου 315ppm και συνεπώς, η μάζα του ήταν:

$$m_{1958} = \frac{315ppm}{127ppm} 1.000Gt = 2.480{,}32Gt$$

Άρα, η αύξηση ήταν 2.952,76-2.480,32=472,44Gt.

δ) Ο μέσος ρυθμός αύξησης λ υπολογίζεται ως εξής:

$$\lambda = \frac{2.952{,}76 - 2.480{,}32}{2.005 - 1.958} = 8{,}29Gt \cdot yr^{-1}$$

ε) Το ετήσιο πλάτος της κυματομορφής που αποτυπώνει τη συγκέντρωση CO_2 είναι περίπου 10ppm, τα οποία αντιστοιχούν σε 78,74Gt.

Κεφάλαιο 6

Σύνοψη
Το συγκεκριμένο κεφάλαιο περιλαμβάνει τους μηχανισμούς εκπομπής, μεταφοράς και εναπόθεσης αερολυμμάτων φυσικής προέλευσης στην ατμόσφαιρα, όπως είναι η ερημική σκόνη. Ιδιαίτερη σημασία δίνεται στη γεωγραφία των περιοχών παραγωγής σκόνης, καθώς και στην κατανομή τους, σε παγκόσμιο επίπεδο. Εξετάζεται επίσης, ο ρόλος τους στη διαμόρφωση του παγκόσμιου κλιματικού συστήματος και στην κλιματική αλλαγή.

Προαπαιτούμενη γνώση
Για το συγκεκριμένο κεφάλαιο, προαπαιτούμενη γνώση θεωρείται ο κύκλος του άνθρακα και τα θερμοκηπικά αέρια (4ο Κεφάλαιο), καθώς και το φυσικό και ενισχυμένο φαινόμενο του θερμοκηπίου (5ο Κεφάλαιο).

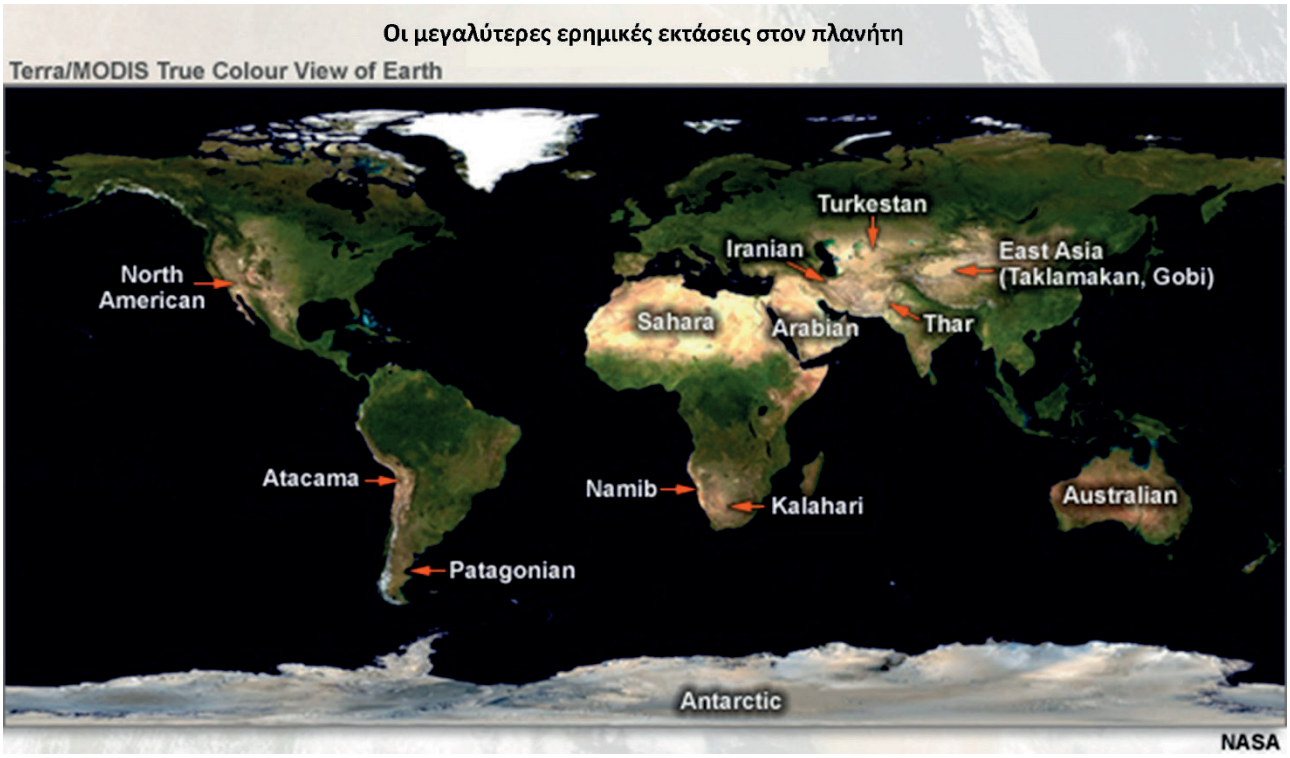
6 Αερολύμματα Φυσικής Προέλευσης ως Κλιματικοί Παράγοντες

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 ημίξηρες περιοχές του πλανήτη, ενώ οι γεωργικές και άλλες ανθρώπινες δραστηριότητες θα μπορούσαν να θεωρηθούν δευτερεύουσες πηγές σκόνης (Σχήμα 6.1). 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 & 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 ημίξηρες 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 1μm. 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 & 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 1.000-3.000Tg ανά έτος, ενώ το 80% της σκόνης προέρχεται από το Βόρειο Ημισφαίριο (Goudie & Middleton, 2006, Tanaka et al., 2007). Η μεγαλύτερη πηγή σκόνης παγκοσμίως, θεωρείται η Έρημος Σαχάρα, με ποσά εκπομπών κυμαινόμενα από 160Tg έως 760Tg ανά έτος, καλύπτοντας από το ένα τρίτο έως το ήμισυ των παγκόσμιων 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 10^8Mt ανά έτος (Guerzoni & 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 η έρημος της Αραβικής χερσονήσου, της Αυστραλίας, του Περού και των νοτιοδυτικών ΗΠΑ (Σχήμα 6.1). Πολύ μικρότερες πηγές σκόνης μπορούν να θεωρηθούν παραλίμνιες περιοχές με συγκεκριμένα χαρακτηριστικά και συγκεκριμένα, με υψηλές ποσότητες άλατος (π.χ. η περιοχή γύρω από την Κασπία θάλασσα, η Salt Lake στη Utah κ.ά.).



Σχήμα 6.1 *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 & Fitzwater, 1988, Goudie & 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 χημικών παραμέτρων, όπως το DMS (DiMethyl Sulphate-Θειικό Διμεθύλιο). 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).

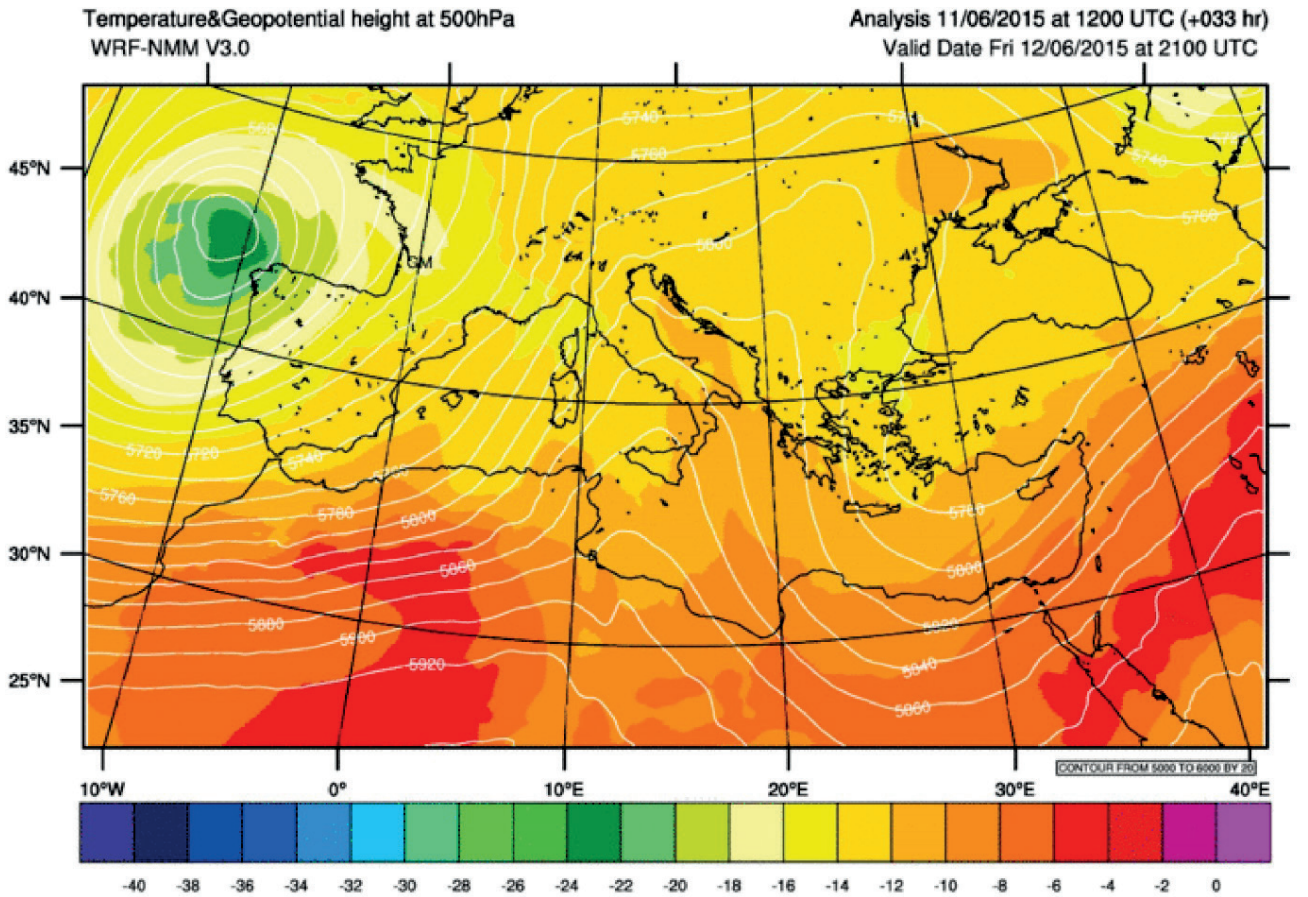
6.1 Φυσικές Διεργασίες της Σκόνης

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 (Dufrence, 2001; Tegen, 2003). Επιδρούν επίσης, στην υποβάθμιση των κατασκευών, στην όξινη βροχή και στον περιορισμό της ατμοσφαιρικής ορατότητας.

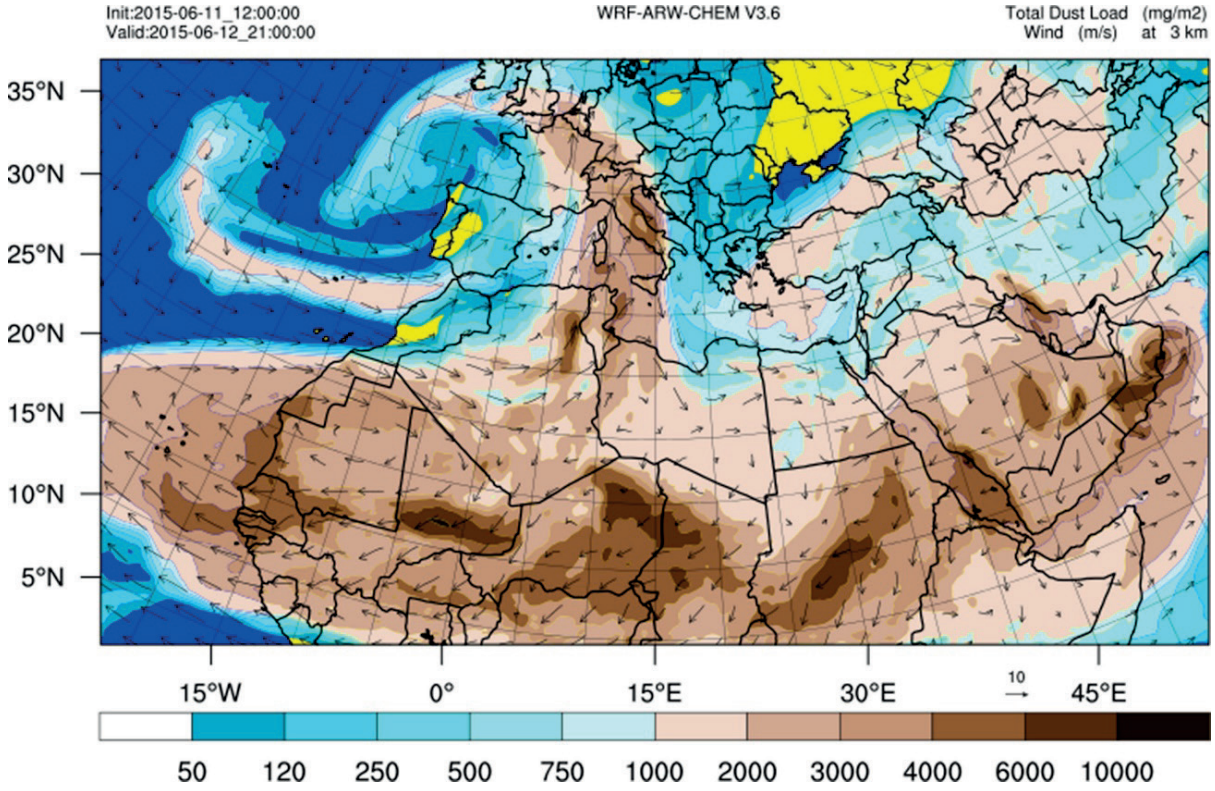
Τα σωματίδια σκόνης αποτελούν σημαντική πηγή αβεβαιοτήτων στην αριθμητική πρόγνωση καιρού και ιδιαίτερα, στα μοντέλα γενικής κυκλοφορίας (General Circulation Models-GCMs) τα οποία εφαρμόζονται σε κλιματικές προσομοιώσεις. Αξίζει να σημειωθεί ότι ισχυρές αμμοθύελλες (dust storms) επιδρούν καταστροφικά 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 αιωρούμενων σωματιδίων και ιδιαίτερα, των σωματιδίων με διάμετρο μέχρι 2,5μm (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 τον 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: τον πολικό αεροχείμαρρο (Polar Front Jet Stream), ο οποίος βρίσκεται τυπικά πάνω από την Ευρώπη, και τον υποτροπικό αεροχείμαρρο (Subtropical Jet Stream), ο οποίος αναπτύσσεται στη Βόρεια Αφρική. 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 6.2 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 3km για την ίδια περίοδο, παρουσιάζονται στο Σχήμα 6.3. 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 6.2 *Συνοπτική κατάσταση που ευνοεί τη μεταφορά σκόνης από τη Βόρεια Αφρική στην κεντρική Μεσόγειο, με βάση την κατανομή των γεωδυναμικών υψών (λευκές ισοπληθείς, μονάδες gpm) 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 Χαροκοπείου Πανεπιστημίου Αθηνών (http://meteoclima.gr).*

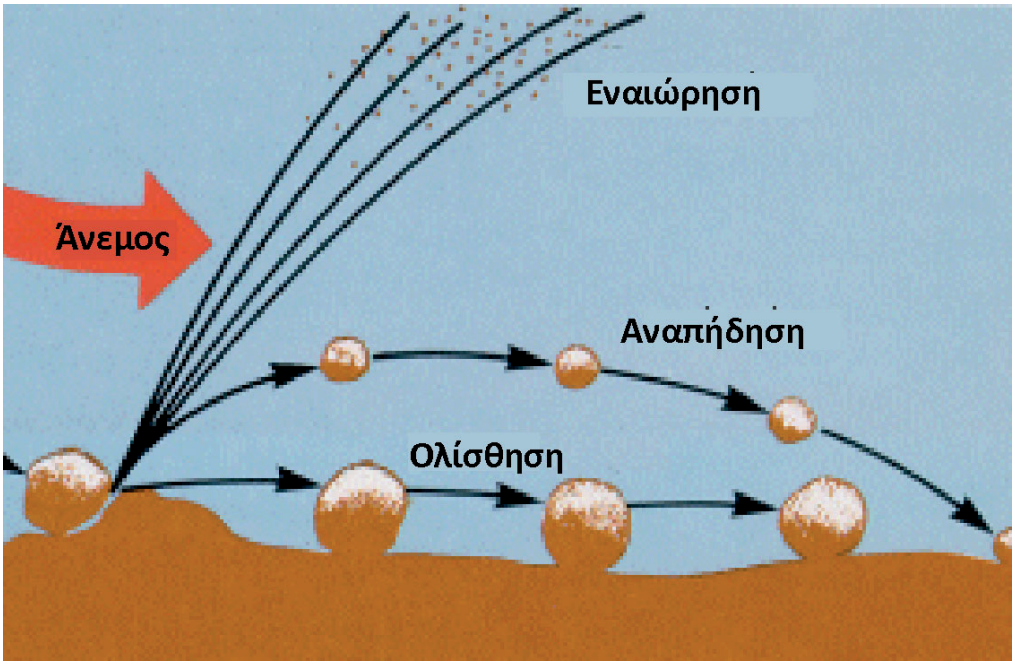


Σχήμα 6.3 *Φορτίο σκόνης (mg m^{-2}) και η ένταση (m s^{-1})και διεύθυνση ανέμου στα 3 km, για τις 12 Ιουνίου 2015, στις 21:00 UTC, με βάση τη συνοπτική κατάσταση του Σχήματος 6.2. Ο χάρτης αποτελεί προγνωστικό προϊόν από το ατμοσφαιρικό μοντέλο WRF-HUA που εκτελείται καθημερινά στο Τμήμα Γεωγραφίας του 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 6.4. Συγκεκριμένα:

- 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 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 αυτή. 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 6.4 *Σχηματική αναπαράσταση των φυσικών διεργασιών απελευθέρωσης σκόνης στην ατμόσφαιρα: ολίσθηση (creeping), αναπήδηση (saltation) και εναιώρηση (suspension) (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, http://www.meted.ucar.edu).*

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 2,5μm) μεταφέρονται σε μεγαλύτερες αποστάσεις, ενώ τα μεγαλύτερα (διαμέτρου 10μm) εναποτίθενται γρηγορότερα, στην επιφάνεια έχοντας διανύσει αποστάσεις από μερικά χιλιόμετρα έως μερικές εκατοντάδες χιλιόμετρα.

6.2 Μέγεθος Σωματιδίων και Ταχύτητα Καθίζησης

Η σκόνη κατατάσσεται σε μία από τις τρεις βασικές κατηγορίες αερολυμάτων: α) αερολύματα από ερημικές ή ημιερημικές περιοχές, β) βιομηχανικά αερολύματα και γ) ηφαιστειακά αερολύματα. Τα σωματίδια σκόνης από ερημικές εκτάσεις εμφανίζουν διαμέτρους που κυμαίνονται από δέκατα μέχρι δεκάδες μm. 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 6.1).

Το μέγεθος των σωματιδίων μπορεί να κυμαίνεται από 0,001μm έως και 500μm (Seinfeld & Pandis, 1998). Σωματίδια διαμέτρου 2,5μm-10μm καλούνται χοντρόκοκκα (coarse), ενώ αυτά με διαμέτρους 0,1μm-2,5μm καλούνται λεπτόκοκκα (fine). Σωματίδια με διάμετρο μικρότερη από 0,1μm καλούνται υπερ-λεπτόκοκκα (ultra-fine). Οι δύο πολύ γνωστές κατηγορίες αιωρούμενων σωματιδίων PM2.5 και PM10 αφορούν σωματίδια με διαμέτρους μέχρι 2,5μm και 10μm, 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, αφού 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 Βόρειας Ευρώπης, της Ασίας ή ακόμα και της Βόρειας 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 σωματίων στην ατμόσφαιρα, καθώς συγκρούονται με άλλα σωματίδια κατά την επιστροφή τους στο έδαφος (saltation).

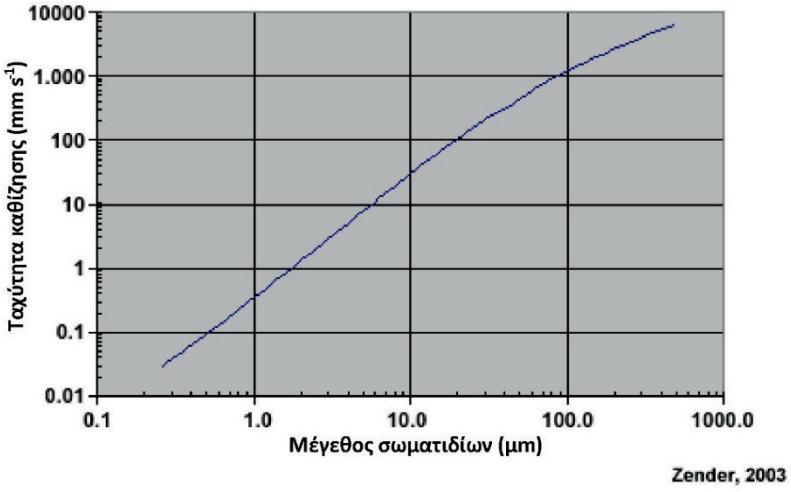
Τα σωματίδια που εκπέμπονται από αργιλώδη εδάφη και εδάφη χαρακτηριζόμενα από σημαντικές ποσότητες ιλύος (λάσπης), έχουν ενδεικτικές διαμέτρους 1,6 μm, 6,7 μm και 14,2μm (Alfaro et al., 1997). Ο μηχανισμός απελευθέρωσης σκόνης βασίζεται στην εισαγωγή στην ατμόσφαιρα σωματιδίων διαμέτρου μέχρι 60μm. Ωστόσο, μόνο τα μικρότερα σωματίδια με ακτίνα μέχρι 10μm 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}(μm)**	**r_{max}(μm)**	**r_{eff}(μm)**	**r_n(μm)**	**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 6.1 *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 10μm. Σωματίδια μεγαλύτερα από 10μm 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 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 αυτό 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 6.5. Τα σωματίδια που μπορούν να μεταφέρονται σε μεγάλες αποστάσεις, έχουν διάμετρο μικρότερη από 20μm και ταχύτητα καθίζησης περίπου 0,1m·s^{-1}. Σωματίδια με διάμετρο μεγαλύτερη από 20μm πέφτουν πολύ πιο γρήγορα. Τα PM10 έχουν ταχύτητα καθίζησης περίπου 0,03m·s^{-1}. Τα λεπτόκοκκα σωματίδια έχουν πολύ μικρές ταχύτητες καθίζησης, της τάξης των 0,001m·s^{-1}, με αποτέλεσμα να μπορούν να μεταφερθούν σε μακρινές από τις πηγές τους αποστάσεις, σε περιπτώσεις ευνοϊκών συνοπτικών συνθηκών.



Σχήμα 6.5 *Η ταχύτητα καθίζησης σε συνάρτηση με το μέγεθος των σωματιδίων (τροποποίηση από Zender et al., 2003).*

6.3 Πηγές Προέλευσης

Στις ερημικές εκτάσεις επικρατούν κυρίως σωματίδια αργίλου (clay particles), με διάμετρο μικρότερη από 2μm, σωματίδια ιλύος (silt particles) με διάμετρο 2-50μm και σωματίδια άμμου με διάμετρο μεγαλύτερη από 70μm. Επομένως, περιοχές στις οποίες παρατηρούνται μεγάλες ποσότητες των συγκεκριμένων σωματιδίων, 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 αμμώδη εδάφη συνεισφέρουν ως πηγές σκόνης υπεύθυνες περισσότερο, για την εκδήλωση αμμοθυελλών σε τοπικό επίπεδο.

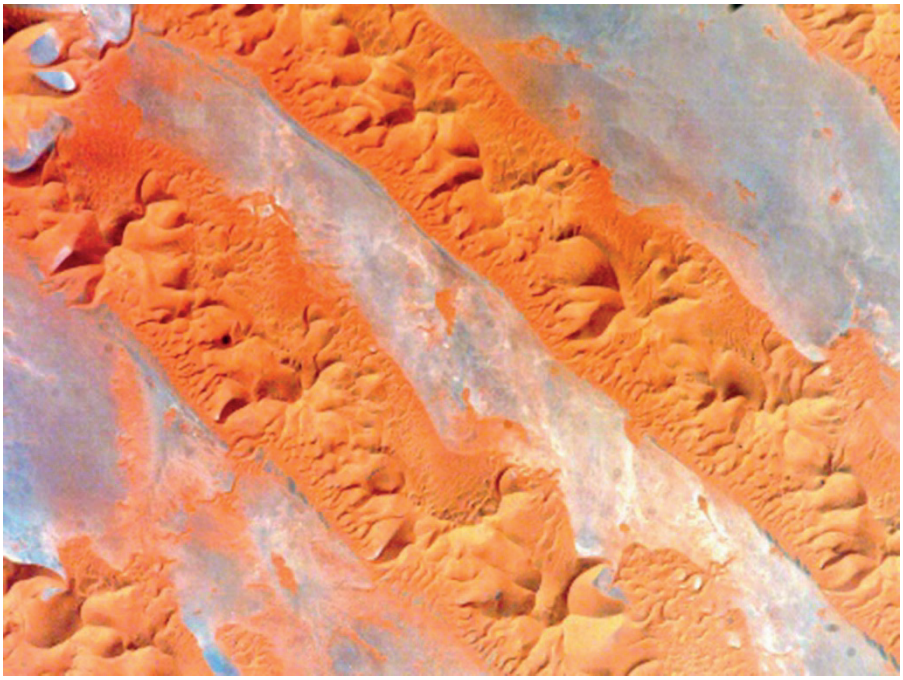
Τα μεγαλύτερα ποσά εδαφικής σκόνης προέρχονται από ερημικές ή ημιερημικές εκτάσεις και μεταφέρονται από τον άνεμο σε κοντινές ή μακρινότερες αποστάσεις. Μικρότερες ποσότητες προέρχονται από άλλες περιοχές και έχουν συνήθως, ανθρωπογενή προέλευση, όπως καλλιεργήσιμες εκτάσεις, οδικές αρτηρίες και λατομεία. 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 5.000 εκατομμυρίων τόνων ανά έτος. Πρόσφατες, όμως, εκτιμήσεις επανακαθορίζουν το εύρος εκπομπής μεταξύ 1.000 και 3.000 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 mm -250mm 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, τη Νότια Ασία και τα Ιμαλάια. 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 τους ανάμεσα στους ορεινούς όγκους. Εκτός από τη «ζώνη της σκόνης» σημαντικές πηγές μπορούν να θεωρηθούν και περιοχές του Νοτίου Ημισφαιρίου, όπως η Αυστραλία, η Ναμίμπια, το Περού κ.ά. 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 νοτιοδυτικές 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 νοτιοδυτικής Αλγερίας στο Σχήμα 6.6.

Η περιοχή της Μεσογείου επηρεάζεται συχνά από αμμοθύελλες. 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 μεταφερόμενης σκόνης από τη Βόρεια Αφρική (Αλγερία, Τυνησία, Λιβύη και Αίγυπτο) τις μεταβατικές περιόδους του έτους, δηλαδή Άνοιξη και Φθινόπωρο. Οι πιο σημαντικές πηγές σκόνης σε παγκόσμια κλίμακα, όπως ταυτοποιήθηκαν και ομαδοποιήθηκαν στη μελέτη των Prospero et al. (2002) παρουσιάζονται στις επόμενες ενότητες.



Σχήμα 6.6 *Η περιοχή της νοτιοδυτικής Αλγερίας θεωρείται σημαντική πηγή σκόνης προς το ατμοσφαιρικό περιβάλλον (πηγή: NASA Photo ISS013-E-75141, 2 September 2006, http://earthobservatory.nasa.gov/Newsroom/NewImages).*

6.3.1 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 (Σχήμα 6.1).

6.3.2 Μάλι, Μαυριτανία, Νίγηρας και Όρη Ahaggar

Αποτελούν τις πιο παραγωγικές περιοχές σε ποσότητες σκόνης στον κόσμο. Αυτό συμβαίνει λόγω της ύπαρξης μεγάλου αριθμού αμμόλοφων, 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 (Σχήμα 6.1).

6.3.3 Λεκανοπέδιο λίμνης Chad και περιοχή Bodélé

Είναι η περιοχή με τις πιο υψηλές τιμές εκπομπών σκόνης σε όλο 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 (νέφη) σκόνης που κατευθύνονται προς τον Ατλαντικό, τον κόλπο της Γουινέας, καθώς και την περιοχή της Μεσογείου (Σχήμα 6.1).

6.3.4 Τυνησία και Βορειοανατολική Αλγερία

Οι συγκεκριμένες περιοχές εμφανίζουν σημαντικές πηγές σκόνης σε διάφορα υψόμετρα. Τα αιωρούμενα σωματίδια σκόνης από αυτές τις περιοχές έχουν διαφορετική υδροσκοπικότητα, οπότε και επηρεάζουν

σημαντικά τον σχηματισμό των νεφών και τη βροχόπτωση. Επιπλέον, τα σωματίδια σκόνης προέρχονται από ανάμικτα αργιλώδη και αλλουβιακά 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 (chotts) και οι σημαντικότερες πηγές σκόνης, εντοπίζονται στην υπήνεμη πλευρά της οροσειράς του Άτλαντα, όπου και σημειώνονται σπάνιες βροχοπτώσεις (περίπου 100mm βροχής τον χρόνο).

6.3.5 Λιβυκή και Αιγυπτιακή Έρημος

Περιοχή που εκτείνεται από την Ανατολική Λιβύη έως την Αίγυπτο και είναι κυρίως, ενεργή την άνοιξη και το φθινόπωρο. Στο βορειότερο τμήμα βρίσκονται 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 αλλουβιακή και η περιοχή συνεισφέρει στη μεταφορά μεγάλων ποσοτήτων σκόνης προς τη Μεσόγειο και την Ευρώπη (Σχήμα 6.1).

6.3.6 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 (Σχήμα 6.1).

6.3.7 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).

6.3.8 Έρημοι Δυτικής και ΝΔ Ασίας

Οι πηγές σκόνης της νοτιοδυτικής Ασίας εντοπίζονται στις περιοχές του Ιράν, του Αφγανιστάν και του Πακιστάν. Πηγές σκόνης θεωρούνται και κάποιες περιοχές της βορειοδυτικής 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 (Σχήμα 6.1). 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 άλατος 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.

6.3.9 Έρημοι Κεντρικής Ασίας

Στην Κεντρική Ασία υπάρχουν πολύ σημαντικές πηγές σκόνης, όπως οι έρημοι Γκόμπι, Τάκλα Μακάν και Ταρίμ (Σχήμα 6.1). 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.

6.3.10 Αυστραλία

Η ήπειρος της Αυστραλίας περιλαμβάνει κάποιες πηγές σκόνης με σημαντική δραστηριότητα (Σχήμα 6.1). Η ενεργή περίοδος ξεκινά την περίοδο Σεπτεμβρίου-Οκτωβρίου (αυστραλιανή άνοιξη) με μέγιστα εκπομπών την περίοδο Δεκεμβρίου-Φεβρουαρίου (αυστραλιανό καλοκαίρι).

6.3.11 Νότια Αφρική

Οι πιο γνωστές πηγές σκόνης στη συγκεκριμένη περιοχή, βρίσκονται στη Ναμίμπια, στην Μποτσουάνα, στο Δέλτα του ποταμού Okavango, καθώς επίσης και στην έρημο Kalahari (Σχήμα 6.1). 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.

6.3.12 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 (Σχήμα 6.1). 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 από τον 19^{ο} αιώνα μέχρι σήμερα, λόγω της ανθρώπινης δραστηριότητας. Οι εκπομπές παρουσιάζουν σημαντική εποχιακή μεταβλητότητα με τις μέγιστες τιμές να παρατηρούνται την περίοδο της άνοιξης.

6.3.13 Λατινική Αμερική

Στη Νότια Αμερική υπάρχουν περιορισμένες πηγές σκόνης (Σχήμα 6.1). 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 υψόμετρο πάνω από 2.000 μέτρα από τη στάθμη της θάλασσας, ενώ κάποιες από αυτές φτάνουν μέχρι τα 4.000 μέτρα. Μερικές από τις πηγές αυτές βρίσκονται σε περιοχές αποξηραμένων λιμνών, όπου και συγκεντρώνονται σημαντικές ποσότητες άλατος. Δευτερεύουσες πηγές σκόνης εντοπίζονται στις περιοχές της Δυτικής Αργεντινής, και της Παταγονίας.

6.4 Μεταφορά της Σκόνης

Τα χαρακτηριστικά του ανεμολογικού πεδίου επηρεάζουν σημαντικά τη μεταφορά των σωματιδίων της σκόνης. Γενικά, για τη μετακίνηση των σωματιδίων σκόνης απαιτούνται ταχύτητες ανέμου τουλάχιστον 7m·s^{-1}. Τα αρχικά σωματίδια σκόνης παρασύρουν τα μικρότερα προς την ατμόσφαιρα μέσω της διαδικασίας αναπήδησης. Στον Πίνακα 6.2 φαίνονται οι ελάχιστες απαιτούμενες ταχύτητες για τη μετακίνηση σωματίων σκόνης από διαφορετικές πηγές.

Πηγή	**Ελάχιστη ταχύτητα ανέμου (m·s^{-1})**
Περιοχές αμμολόφων	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 6.2 *Ελάχιστες απαιτούμενες ταχύτητες ανέμου (m·s^{-1}) για τη μετακίνηση σωματιδίων σκόνης από διαφορετικές πηγές (Πηγή http://www.meted.ucar.edu).*

Μετά την εκπομπή μεγάλης ποσότητας σκόνης στην ατμόσφαιρα, η αμμοθύελλα 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 αμμοθύελλας 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 ταχύτητας 5m·s^{-1} μπορεί να προκαλέσει μεταφορά σκόνης την ημέρα, αλλά όχι τη νύχτα. Η δημιουργία αναστροφής δεν επηρεάζει τη σκόνη που έχει ήδη απελευθερωθεί στην ατμόσφαιρα και μετακινείται πάνω από το οριακό στρώμα.

6.5 Η Επίδραση της 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 0,6m·s^{-1}. Η ταχύτητα τριβής, u_*, δίνεται ως:

$$u_* = \frac{V_s \cdot \kappa}{ln(z_s/z_o) - \psi_m(z_s/L)} \tag{6.1}$$

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 ψ_m=0. Κατά τη

διάρκεια της ημέρας, όπου οι ατμοσφαιρικές συνθήκες είναι ασταθείς, ισχύει $z_s/L<0$ και $\psi_m>0$. Στον Πίνακα 6.3 δίνονται ενδεικτικές τιμές ταχύτητας τριβής για διάφορες τιμές της ελάχιστης απαιτούμενης ταχύτητας του ανέμου (Westphal et al., 1998).

	u_*	
V_t (m·s^{-1})	**Ουδέτερες συνθήκες (z/L=0)**	**Ασταθείς συνθήκες (z/L=-2)**
5	29	35
8	46	55
11	64	77

Πίνακας 6.3 *Τυπικές τιμές ταχύτητας τριβής (u_*) και ελάχιστης απαιτούμενης ταχύτητας ανέμου σε ουδέτερες και ασταθείς συνθήκες.*

6.6 Διάχυση της Σκόνης

Ο κύκλος της σκόνης στο ατμοσφαιρικό περιβάλλον γενικά, περιγράφεται από ένα σετ *K*-Eulerian προγνωστικών εξισώσεων συνέχειας για τη συγκέντρωση της σκόνης:

$$\frac{\partial C_k}{\partial t} = -u\frac{\partial C_k}{\partial x} - v\frac{\partial C_k}{\partial y} - (w - v_{gk})\frac{\partial C_k}{\partial z} - \nabla(K_H \nabla C_k) - \frac{\partial}{\partial z}\left(K_z \frac{\partial C_k}{\partial z}\right) + \left(\frac{\partial C_k}{\partial t}\right)_{source} - \left(\frac{\partial C_k}{\partial t}\right)_{sink} \tag{6.2}$$

όπου k η κλάση των σωματιδίων 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, $(\partial C_k/\partial t)_{\text{source}}$ ο ρυθμός εκπομπής σκόνης στις περιοχές-πηγές και $(\partial C_k/\partial t)_{\text{sink}}$ ο όρος της καθίζησης που περιλαμβάνει την ξηρή και υγρή εναπόθεση. Η ολική συγκέντρωση δίνεται από τη σχέση:

$$C = \sum_{k=1}^{K} \delta_k C_k \,, \sum_{k=1}^{K} \delta_k = 1 \tag{6.3}$$

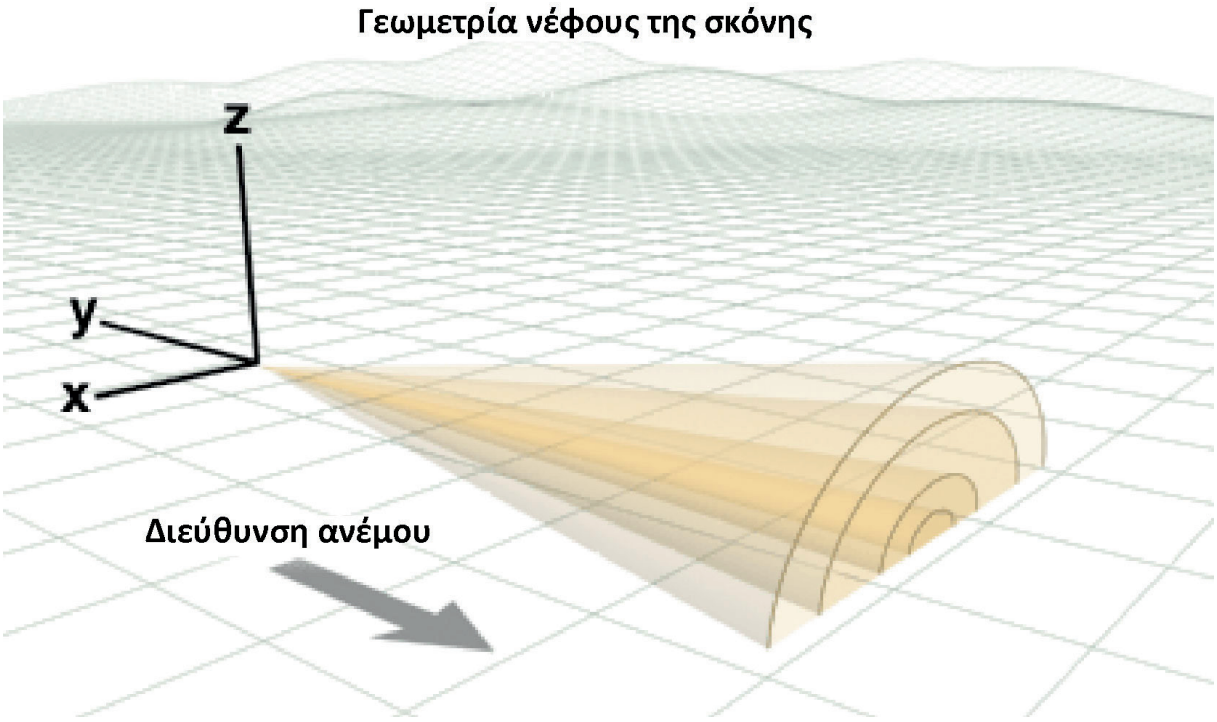
Το δ_k υποδηλώνει την αναλογία μάζας για την k-κλάση σωματιδίων.

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 σωματιδίων σκόνης:

- διασπορά,
- βαρυτική καθίζηση,
- εισροή σκόνης σε κινήσεις κατακόρυφης μεταφοράς και εναπόθεση μέσω του υετού.

6.7 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 6.7 αποτυπώνεται η διαδικασία της διασποράς, η οποία εκκινεί από σημειακή πηγή, με την συγκέντρωση να μην έχει ομοιόμορφη κατανομή μέσα στο νέφος. Παραμένει μέγιστη στο κέντρο του νέφους και ελαχιστοποιείται σε περιοχές που απέχουν από αυτό.



Σχήμα 6.7 *Σχηματική αναπαράσταση της μεταφοράς σκόνης (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, http://www.meted.ucar.edu).*

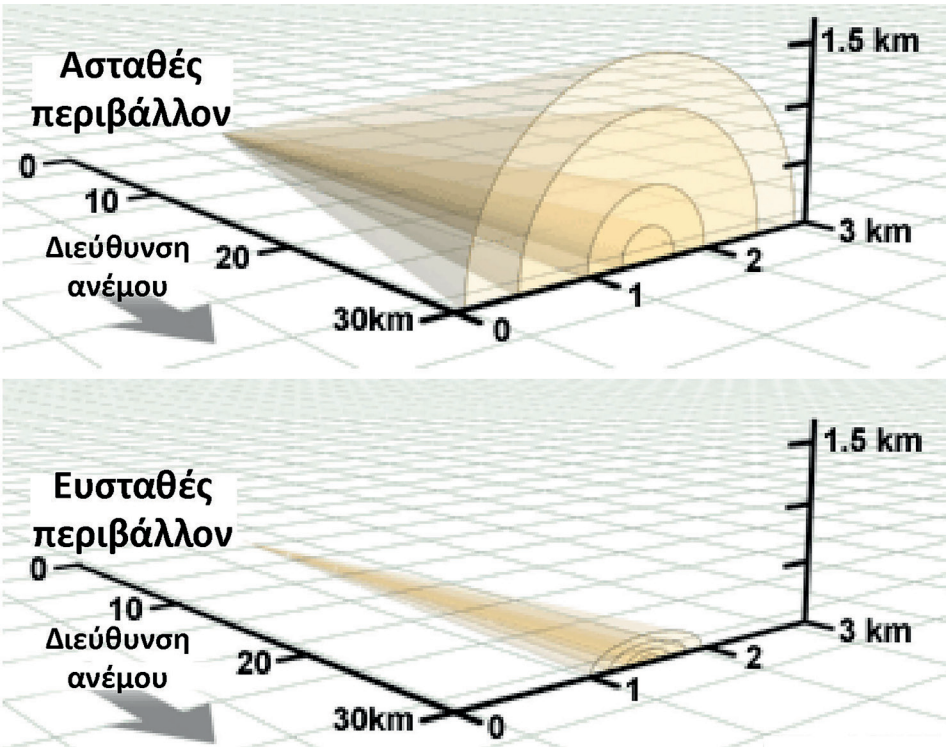
Η τύρβη αποτελεί τον κύριο μηχανισμό που ελέγχει τη διασπορά, καθώς αναμειγνύει τον περιβάλλοντα αέρα με το πλούμιο (μεγαλύτερη τύρβη οδηγεί σε μεγαλύτερη διασπορά). Τρεις τύποι τύρβης συμμετέχουν στη διαδικασία της διασποράς: η μηχανική τύρβη, η τύρβη λόγω διάτμησης του ανέμου και η τύρβη από ανωστικές δυνάμεις λόγω διαφοράς πυκνότητας (buoyancy). Πιο συγκεκριμένα:

- 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 6.8).

Σχήμα 6.8 *Η τύρβη από ανωστικές δυνάμεις λόγω αστάθειας (buoyancy turbulence) (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, http://www.meted.ucar.edu).*

Εάν δεν υπάρχουν συνθήκες τύρβης, τα σωματίδια της σκόνης μπορούν να μεταφέρονται οριζόντια με ρυθμό 300m την ώρα. Ωστόσο, αυτό εξαρτάται κυρίως, από τις συνθήκες συνοπτικής και μέσης κλίμακας που επικρατούν, ενώ μια ασταθής ατμόσφαιρα θα επιβραδύνει τον ρυθμό με τον οποίο μεταφέρεται η σκόνη.

Οι συνθήκες ευστάθειας επηρεάζουν σημαντικά, τον μηχανισμό διασποράς της σκόνης. Στο Σχήμα 6.9 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 6.9 *Διασπορά και συνθήκες ατμοσφαιρικής ευστάθειας (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, http://www.meted.ucar.edu).*

6.8 Επίδραση της Σκόνης στο Ισοζύγιο Ακτινοβολίας

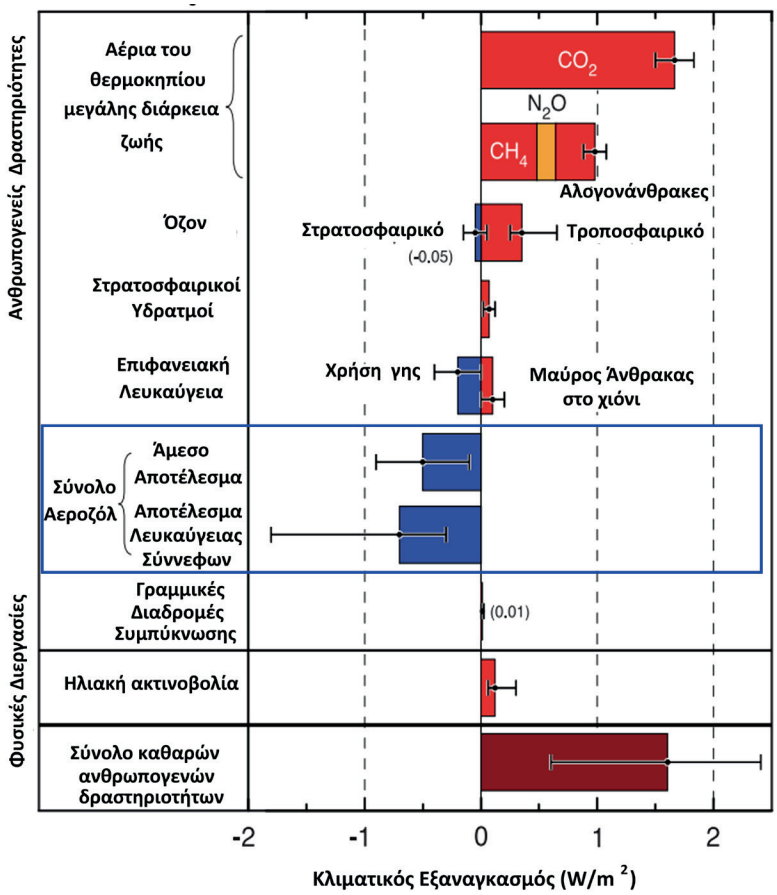
Η παρουσία των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα έχει επίδραση στη μεταφορά ακτινοβολίας και στο ενεργειακό ισοζύγιο της τροπόσφαιρας. Σε αντίθεση με τα θερμοκηπικά αέρια (CO_2, CH_4), τα οποία επηρεάζουν μόνο την υπέρυθρη γήινη ακτινοβολία, τα σωματίδια σκόνης απορροφούν και διαχέουν και την ηλιακή ακτινοβολία, 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 θερμοκηπικά 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 6.10 εμφανίζονται μεταβολές του κλιματικού εξαναγκασμού, από το 1750 (έναρξη βιομηχανικής εποχής) έως το 2005, όπως παρουσιάστηκαν στην έκθεση της IPCC το 2007 (Παράγραφος

5.3.1). Οι γραμμές μαύρου χρώματος σε κάθε οριζόντιο ιστόγραμμα αντιστοιχούν στο ποσό αβεβαιότητας για κάθε στοιχείο. Τα αερολύματα (μπλε πλαίσιο) 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). Στο σύνολό τους φαίνεται να μεταβάλλουν τον κλιματικό εξαναγκασμό κατά -1,2W·m^{-2}, περίπου.



Σχήμα 6.10 *Η επίδραση των αερολυμάτων στον κλιματικό εξαναγκασμό (μπλε πλαίσιο) (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 -130W·m^{-2} στην περιοχή της Δυτικής Αφρικής. Στο πείραμα ERBE (Earth Radiation Budget Experiment) οι Hsu et al. (2001) μέτρησαν μείωση της τάξης -45W·m^{-2} στην περιοχή της Βόρειας Αφρικής και ταυτόχρονα παρατήρησαν αύξηση +25W·m^{-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 +24W·m^{-2} (Bierwirth et al., 2008).

6.9 Παραμετροποίηση του Κύκλου της Σκόνης

Όπως έχει αναφερθεί, τα σωματίδια της σκόνης αρχίζουν να απελευθερώνονται στην ατμόσφαιρα όταν μεγαλύτερα σωματίδια (διαμέτρου μεγαλύτερης των 10μm) διαρρηγνύουν 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 τη 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 & Bergametti, 1995; Tegen & Fung, 1994).

Δύο τύποι παραμέτρων διέπουν τη συγκέντρωση των σωματιδίων σκόνη, 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 F_s:

$$F_{s,j} = T \cdot A_m \cdot S \cdot \alpha \cdot Q_s \cdot \sum_{i=1}^{I} M_{i,j} \tag{6.4}$$

όπου T 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 μεγαλύτερων 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 6.4.

Κατηγορίες εδαφών (Cosby et al., 1984)	**$M_{i,j}$**			
	Άργιλος	**Μικρή Ιλύς**	**Μεγάλη Ιλύς**	**Άμμος**
Αργιλώδης άμμος	0,12	0,08	0,08	0,80
Άργιλος με ιλύ	0,34	0,56	0,56	0,10
Άργιλος	0,45	0,30	0,30	0,25
Αμμώδης ιλύς	0,12	0,18	0,18	0,70
Αμμώδης άργιλος	0,40	0,10	0,10	0,50
Αργιλώδης ιλύς	0,34	0,36	0,36	0,30
Αμμώδης και αργιλώδης ιλύς	0,22	0,18	0,18	0,60

Πίνακας 6.4 *Αντιστοίχιση κατηγοριών εδαφών και αργίλου, άμμου και ιλύος 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:

$$A_m = \frac{Αριθμός\ πλεγματικών\ σημείων\ σκόνης\ σε\ μία\ περιοχή}{Συνολικός\ αριθμός\ πλεγματικών\ σημείων\ βλάστησης\ σε\ μία\ περιοχή} \tag{6.5}$$

Η παράμετρος α της (Σχέσης 6.4) δίνεται από τους Marticorena & Bergametti (1995), ως ακολούθως:

$$\alpha = 100 \cdot exp[(13{,}4 \cdot M_{clay} - 6) \cdot ln10] \tag{6.6}$$

όπου clay είναι ο άργιλος.

6.9.1 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:

$$V_d = V_{SED} + \frac{1}{r_a + r_b + r_a \cdot r_b \cdot V_{SED}} \tag{6.7}$$

$$r_a = \frac{1}{k \cdot u_*} \cdot \left[ln\left(\frac{1}{z_0}\right) - \varphi_h \right] \tag{6.8}$$

$$r_b = \frac{1}{u_* \cdot \left(S_c^{-2/3} + 10^{-3/S_t}\right)} \tag{6.9}$$

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 τον νόμο του Stokes.

6.9.2 Υγρή Εναπόθεση της Σκόνης

Ο όρος υγρή εναπόθεση αναφέρεται στην απομάκρυνση των αερολυμάτων από την ατμόσφαιρα, λόγω υετού και αφορά κυρίως, σωματίδια διαμέτρου 0,1μm-10μm (Σχήμα 6.11). 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 0,1μm-1μm 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 6.11 *Τα στάδια της υγρής εναπόθεσης σκόνης (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, http://www.meted.ucar.edu).*

Ο ρυθμός απομάκρυνσης της συγκέντρωσης σκόνης C από την ατμόσφαιρα, λόγω βροχόπτωσης, δίνεται ως (Seinfeld & Pandis, 1998):

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\Lambda \cdot C \tag{6.10}$$

όπου Λ ο συντελεστής απομάκρυνσης. Για τα σωματίδια μέσα στα νέφη ισχύει:

$$\Lambda = 4{,}2 \times 10^{-7} \frac{EP}{d_d} \tag{6.11}$$

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 & Pandis (1998) προτείνουν:

$$E_{d_p} = \frac{4}{Re \cdot S_c}\left(1 + 0{,}4 \cdot Re^{1/2} \cdot S_c^{1/3} + 0{,}16 \cdot Re^{1/2} \cdot S_c^{1/2}\right) + 4\varphi\left[\frac{\mu}{\mu_w} + \varphi \cdot \left(1 + Re^{1/2}\right)\right] + \left(\frac{S_t - S^*}{S_t - S^* + 2/3}\right)^{3/2} \tag{6.12}$$

$$S^* = \frac{1{,}2 + ln(1 + Re)/12}{1 + ln(1 + Re)} \tag{6.13}$$

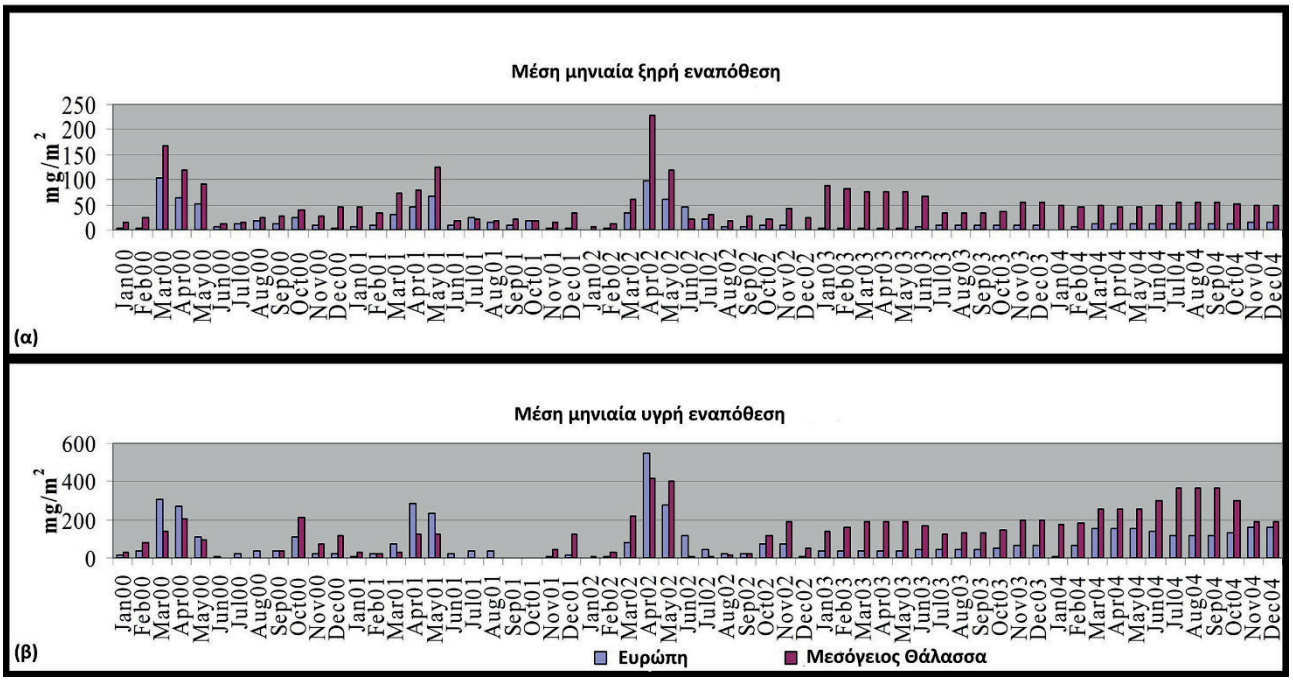
όπου μ και μ_w το κινηματικό ιξώδες του αέρα ($1{,}8\text{x}10^{-5}$ kg·m^{-1}s^{-1})·και του νερού (10^{-3} kg·m^{-1}s^{-1}),·αντίστοιχα, $\varphi = d_p / d_d$, όπου d_p η διάμετρος του σωματίου και d_d η διάμετρος της υδροσταγόνας, Re ο αριθμός Reynolds, S_c ο αριθμός Schmidt και S_t ο αριθμός Stokes.

6.10 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 6.12 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 6.12 *(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 6.5 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	**Ξηρή**	**Υγρή**	**Συνολικά**	**Ξηρή**	**Υγρή**
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 6.5 *Κατανομή ετήσιας ξηρής και υγρής 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. & Maille, M. (1997). Modeling the size distribution of a soil aerosol produced by sandblasting. *J. Geoph. Res.,* 102, 11239-11249. https://doi.org/10.1029/97JD00403

Barkan, J., Kutiel, H. & Alpert, P. (2004). Climatology of Dust Sources in North Africa and the Arabian Peninsula, Based on TOMS Data. *Indoor Built Environ.,* 2004, 13:407–419. https://doi.org/10.1177/1420326X04046935

Bierwirth, E., Wendisch, M., Eehrlich, A., Heese, B., Tesche, M., Althausen, D., Schladitz, A., Muller, D., Otto, S., Trautmann, T., Dinter, T., Von Hoyningen-Huene, W., & Kahn, R. (2008). Spectral surface albedo over Morocco and its impact on radiative forcing of Saharan dust. *Tellus*, 61B, 252–269. https://doi.org/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. *J. Clim. & Appl. Meteor.,* 25, 1100-1124. https://doi.org/10.1175/1520-0450(1986)025<1100:EOTAWW>2.0.CO;2

Callot, Y., Marticorena, B., & Bergametti, G. (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), 245–270. https://doi.org/10.1080/09853111.2000.11105373

Claquin, T., Schulz, M., Balkanski, Y., & Boucher, O. (1998). Uncertainties in assessing radiative forcing by mineral dust. *Tellus*, 50B, 491–505. https://doi.org/10.3402/tellusb.v50i5.16233

Cosby, B.J., Hornberger, G.M., Clapp, R.B., & Ginn, T.R. (1984). A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resour. Res.*, 20(6), 682-690.

Dufrense, J.L., Gautier, C., Ricchiazzi, P., & Fouquart, Y.(2001). Longwave Scattering of Mineral Aerosols. *J. Atmos. Sci.*, 59, 1959-1966. https://doi.org/10.1175/1520-0469(2002)059<1959:LSEOMA>2.0.CO;2

Goudie, A.S., & Middleton, N.J. (2006). *Desert Dust in the Global System*. Springer.

Goudie, A.S,. & Middleton, N.J. (2001). Saharan dust: Sources and trajectories, *Trans. Inst. Br. Geogr*.,26, 165–181.

Granat, G. (1972). On the relation between pH and the chemical composition in atmospheric precipitation. *Tellus*, 24, pp. 550-560. https://doi.org/10.3402/tellusa.v24i6.10682

Guerzoni, S., & Chester, R. (1996). *The Impact of Desert Dust Across the Mediterranean*. Kluwer Academic.

Haywood, J.M., Allan, R.P., Culverwell, I., Slingo, T., Milton, S., Edwards, J., & Clerbaux, N. (2005). Can desert dust explain the outgoing longwave radiation anomaly over the Sahara during July 2003? *J. Geophys. Res*., 110, D05105. https://doi.org/10.1029/2004JD005232

Haywood, J.M, Francis, P., Osborne, S., Glew, M., Loeb, N., Highwood, E., Tanré, D., Myhre, G., Formenti, P., and Hirst, E. (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, https://doi.org/10.1029/2002JD002687

Helmert J., Heinold, B., Tegen, I., Hellmuth, O., & Wendisch, M. (2007). On the direct and semidirect effects of Saharan dust over Europe: A modelling study. *J. Geophys. Res*.,112, D13208, https://doi.org/10.1029/2006JD007444

Hsu, N.C., Herman, J.R., & Weaver, C. (2000). Determination of Radiative forcing of Saharan dust using combined TOMS and ERBE data. *J.Geophys. Res*., 105(D16), 20649–20661. https://doi.org/10.1029/2000JD900150

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.

Kallos, G., Katsafados, P., & Spyrou, C. (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.

Kallos G., Spyrou, C., & Mitsakou, C. (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.

Kallos, G., Katsafados, P., Spyrou, C., & Papadopoulos, A. (2005). *Desert dust deposition over the Mediterranean Sea estimated with the SKIRON/Eta*, 4th EuroGOOS Conference, Brest, France.

Kallos, G., Papadopoulos, A., Katsafados, P. & Nickovic, S. (2006). Trans-Atlantic Saharan dust transport: Model simulation and results. *J. Geophys. Res.*, 111, https://doi.org/10.1029/2005JD006207

Kallos, G., Astitha, M., Katsafados, P., & Spyrou, C. (2007). Long-Range Transport of Anthropogenically and Naturally Produced Particulate Matter in the Mediterranean and North Atlantic: Current State of Knowledge. *J. App. Meteor. & Clim.*, 46, 8, 1230-1251. https://doi.org/10.1175/JAM2530.1

Katsafados P., Kallos, G., Spyrou, C., & Papadopoulos, A. (2007). *Geographical distribution of seasonal and annual amounts of Saharan dust deposition over Mediterranean and Europe*. 8th Hellenic Geographical Conference of the Greek Geographical Society, Athens.

Kaufman, Y.J., Tanre, D., Holben, B.N,. Mattoo, S., Remer, L.A,. Eck, T.F., Vaughan, J., & Chatenet, B. (2002). Aerosol radiative impact on spectral solar flux at the surface, derived from principal-plane sky measurements. *J. Atmos. Sci.*, 59, 635-646. https://doi.org/10.1175/1520-0469(2002)059<0635:ARIOSS>2.0.CO;2

Kumar, N., Lurmann, F.W., Wexler, A.S., Pandis, S., & Seinfeld, J.H. (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, North Carolina, USA.

Levin Z., Teller, A., Ganor, E., & Yin, Y. (2005). On the interactions of mineral dust, sea-salt particles and clouds: A measurement and modeling study from the Mediterranean Israeli Dust Experiment campaign. *J. Geophys. Res.*, 110, D20202, https://doi.org/10.1029/2005JD005810

Marticorena, B., & Bergametti, G. (1995). Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme. *J. Geophys. Res.,* 100, 16415-16430. https://doi.org/10.1029/95JD00690

Martin, J.M., & Fitzwater, S. E. (1988). Iron deficiency limits phytoplancton growth in the north-east Pacific subarctic. *Nature*, 331, 341-343. https://doi.org/10.1038/331341a0

Miller, R.L., & Tegen, I. (1998). Climate Response to soil dust aerosols. *J. Clim.*, 11, 3247-3267. https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<3247:CRTSDA>2.0.CO;2

Ozsoy, E., Kubilay, N., Nickovic, S., & Moulin, C. (2001). A hemisphere dust storm affecting the Atlantic and Mediterranean in April 1994: Analyses, modeling, ground-based measurements and satellite observations. *J. Geophys. Res.*, 106, 18439-18460. https://doi.org/10.1029/2000JD900796

Papadopoulos A., Katsafados, P., Kallos, G., Nickovic, S., Rodriguez, S., & Querol, X. (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, 279-286, Istanbul, Turkey.

Perez C., Nickovic, S., Baldasano, J.M., Sicard, M., Rocadenbosch, F., & Cachorro, V.E. (2006). A long Saharan dust event over the western Mediterranean: Lidar, Sun photometer observations, and regional dust modelling. *J. Geophys. Res.*, 111, D15214, https://doi.org/10.1029/2005JD006579

Perry, K.D., Cahill, T.A., Eldred, R.A., Dutcher, D.D., & Gill, T.E. (1997). Long-range transport of North African dust to the eastern Union States. *J. Geophys. Res.*, 102, 11225-11238. https://doi.org/10.1029/97JD00260

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. & Chester, R., Kluwer Academic.

Querol, X., Alastuey, A., Rodriguez, S., Viana, M.M., Artinano, B., Salvador, P., Mantilla, E., Santos S.G.D., Patier, R.F., Rosa, J.D.L., Campa, A.S.D.L., & Menedez, M. (2002). Interpretation de series temporales (1996-2000) de niveles de particulas en suspension en Espana, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid.

Rodriguez, S., Querol, X., Alastuey, A., Kallos, G., & Kakaliagou, O. (2001). Saharan dust inputs to suspended particles time series (PM10 and TSP) in Southern and Eastern Spain. *Atmos. Environ.*, 35/14, 2433-2447. https://doi.org/10.1016/S1352-2310(00)00496-9

Seinfeld, J.H., & Pandis, S.N. (1998) *Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change*, Wiley-Interscience.

Spyrou C., Mitsakou, C., Kallos, G., Louka, P., & Vlastou, G. (2010). An improved limited area model for describing the dust cycle in the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 115, D17211, https://doi.org/10.1029/2009JD013682,

Stanelle T., Vogel, B., Vogel, H., Baumer, D., & Kottmeier, C. (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, https://doi.org/10.5194/acp-10-10771-2010

Swap, R., Garstang, M., Greco, S., Talbot, R., & Kallberg, P. (1992). Sahara dust in the Amazon basin. *Tellus,* 44, 133–149. https://doi.org/10.3402/tellusb.v44i2.15434

Tanaka, Taichu, Y., & Hanson, H. (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. *Quat. Sci. Rev.*, 22, 1821–1834. https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00163-X

Tegen, I., & Fung, I. (1994). Modeling of mineral dust in the atmosphere: Sources, transport and optical thickness. *J. Geophys. Res.*, 99, 22897-22914. https://doi.org/10.1029/94JD01928

Wang, Y., Zhuang, G., Sun, Y., & An, Z. (2005). Water-soluble part of the aerosol in the dust storm season-evidence of the mixing between mineral and pollution aerosols. *Atmos. Environ.*,39, 7020–7029. https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2005.08.005

Westphal, D.L., Toon, O.B., & Carlson, T.N. (1988). A case study of Mobilization and transport of Saharan dust. *J. of Atmos. Sci.*, 45, 2145-2175. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1988)045<2145:ACSOMA>2.0.CO;2

Yoshioka M., Mahowald, N.M., Conley, A.J., Collins, W.D., Fillmore, D.W., Zender, C.S., & Coleman, D.B (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. *J. Clim.*, 20, 1445-1467. https://doi.org/10.1175/JCLI4056.1

Zender, C. S., Bian, H., & Newman, D. (2003). Mineral Dust Entrainment and Deposition (DEAD) model: Description and 1990s dust climatology. *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 108, D14, https://doi.org/10.1029/2002JD002775

Κριτήρια αξιολόγησης

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Να περιγραφούν 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.ά. Τα αερολύματα αλληλεπιδρούν με την ηλιακή και τη γήινη ακτινοβολία με συγκεκριμένους τρόπους (Direct Aerosol Effect-DAE). 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 (σε ακραίες περιπτώσεις έως και 10%) και προκαλεί θέρμανση στη μέση τροπόσφαιρα, απορροφώντας ακτινοβολία, οπότε και ενισχύει την ευστάθεια της κατώτερης τροπόσφαιρας. Επιπλέον, τα αερολύματα 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 μακριά από την περιοχή εκπομπής της. 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 μεταφέρονται τα σωματίδια σκόνης μέσα στην ατμόσφαιρα;

Απάντηση/Λύση

Τα σωματίδια σκόνης μεταφέρονται με τρεις διαφορετικούς τρόπους μέσα στην ατμόσφαιρα: την ολίσθηση (creeping), την αναπήδηση (saltation) και την εναιώρηση (suspension). Αναλυτικότερα:

- Η ολίσθηση ευνοείται από ασθενείς ανέμους και την κοκκοποίηση (granulation) των ελαφρύτερων σωματιδίων.
- Κατά την αναπήδηση, λόγω ισχυρότερων ανέμων, παρασύρονται μεγαλύτερα σωματίδια τα οποία, όταν θα χτυπήσουν στο έδαφος, θα απελευθερώσουν στην ατμόσφαιρα σωματίδια μικρότερου μεγέθους.
- Η εναιώρηση είναι η διαδικασία κατά την οποία τα σωματίδια εισέρχονται στην ατμόσφαιρα και παραμένουν αιωρούμενα σε αυτή, αν αυτά είναι ιδιαιτέρως ελαφριά, λόγω των ανέμων,. Στη συνέχεια, μεταφέρονται μέσω τυρβωδών ροών. Όσο ισχυρότεροι είναι οι άνεμοι, τόσο μεγαλύτερα και βαρύτερα σωματίδια μπορούν να αιωρηθούν στην ατμόσφαιρα.

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 PM2.5 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, αφού αναμειγνύει τον περιβάλλοντα αέρα με το νέφος της σκόνης (μεγαλύτερη τύρβη οδηγεί σε μεγαλύτερη διασπορά). 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). Πιο συγκεκριμένα:

- 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 δημιουργία συνθηκών αστάθειας, όπως φαίνεται στο Σχήμα 6.8).

Κριτήριο αξιολόγησης 4

Ποια είναι η επίδραση της σκόνης στο ισοζύγιο της ακτινοβολίας;

Απάντηση/Λύση

Η παρουσία των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα έχει επίδραση στη μεταφορά ακτινοβολίας και στο ενεργειακό ισοζύγιο της τροπόσφαιρας. Σε αντίθεση με τα θερμοκηπικά 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 θερμοκηπικά 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 0,1μm-10μm. Τα σωματίδια σκόνης είναι κυρίως, υγροσκοπικά και συνεπώς, μπορούν να δράσουν ως πυρήνες συμπύκνωσης για τον σχηματισμό νεφοσταγόνων (Cloud Condensation Nuclei-CCN). 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 0,1μm-1μm

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

Ποιες 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

Ποια 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 όλο 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 είναι τα χαρακτηριστικά διασποράς της σκόνης σε ευσταθείς και ασταθείς ατμοσφαιρικές συνθήκες;

Απάντηση/Λύση

Οι συνθήκες ευστάθειας επηρεάζουν σημαντικά τον μηχανισμό διασποράς της σκόνης (Σχήμα 6.9). 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

Πώς συμβάλλει ο άνεμος και η τύρβη στην εκπομπή της σκόνης πάνω από τις περιοχές-πηγές;

Απάντηση/Λύση

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. Επομένως, 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 Ήλιου, 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 1000Tg-3000Tg ανά έτος, ενώ το 80% της σκόνης προέρχεται από το Βόρειο Ημισφαίριο. Η μεγαλύτερη πηγή σκόνης παγκοσμίως θεωρείται η Έρημος Σαχάρα με τιμές εκπομπών κυμαινόμενες από 160Tg έως 760Tg ανά έτος, καλύπτοντας από το ένα τρίτο έως το ήμισυ των παγκόσμιων εκπομπών σκόνης.

Κεφάλαιο 7

Σύνοψη
Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα πεπραγμένα και οι αρμοδιότητες της Διακυβερνητικής Επιτροπής για την Κλιματική Αλλαγή, οι ομάδες εργασίας και οι εκθέσεις αξιολόγησής της. Επίσης, γίνεται μία ιστορική αναδρομή της εξέλιξης των κλιματικών σεναρίων για τις εκπομπές των θερμοκηπικών αερίων, καθώς και η κατηγοριοποίησή τους σε οικογένειες πλοκής. Στο τέλος του κεφαλαίου, παρουσιάζονται τα σύγχρονα κλιματικά σενάρια και οι προβολές τους μέχρι το τέλος του 21ού αιώνα.

Προαπαιτούμενη γνώση
Για το συγκεκριμένο κεφάλαιο, προαπαιτούμενη γνώση θεωρείται η κλιματική μεταβλητότητα και η κλιματική αλλαγή (2ο Κεφάλαιο), καθώς και το φυσικό και ενισχυμένο φαινόμενο του θερμοκηπίου (5ο Κεφάλαιο).

7 Προβολές του Κλίματος

7.1 Η Διακυβερνητική Επιτροπή για την Κλιματική Αλλαγή

Οι εγκυρότερες και πιο αξιόπιστες εκθέσεις για την κλιματική αλλαγή έχουν δημοσιευτεί από την Διακυβερνητική Επιτροπή για την Κλιματική Αλλαγή (Intergovernmental Panel on Climate Change-IPCC) η οποία ιδρύθηκε το 1988, από τον Παγκόσμιο Μετεωρολογικό Οργανισμό (World Meteorological Organization-WMO) και τον Οργανισμό Ηνωμένων Εθνών (United Nations-UN), στο πλαίσιο του Προγράμματος του τελευταίου για το περιβάλλον (United Nations Environment Programme-UNEP). Σκοπός της επιτροπής αποτέλεσε η αξιολόγηση της υπάρχουσας 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 4η Έκθεση Αξιολόγησης (IPCC, Fourth Assessment Report-AR4) για την κλιματική αλλαγή. Οι επιστήμονες εργάστηκαν σε τρεις ομάδες, όσοι και οι τόμοι που εκδόθηκαν με τα στοιχεία της έκθεσης. Αναλυτικότερα, αναφορικά με τις ομάδες και με το περιεχόμενο των τόμων της έκθεσης:

- Πρώτη Ομάδα Εργασίας/Working Group I (WGI)-Τίτλος τόμου: *The Physical Science Basis-Η Βάση της Φυσικής Επιστήμης*. Ο τόμος αυτός περιέχει τα επιστημονικά δεδομένα της κλιματικής αλλαγής και τη σύνδεσή της με ανθρώπινες δραστηριότητες, καθώς και εκτιμήσεις για την μελλοντική εξέλιξη της κλιματικής αλλαγής.
- Δεύτερη Ομάδα Εργασίας/Working Group II (WGII)-Τίτλος τόμου: *Impacts, Adaptation and Vulnerability-Επιπτώσεις, Προσαρμογή και Τρωτότητα*. Ο δεύτερος τόμος περιγράφει τις επιπτώσεις λόγω 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)-Τίτλος τόμου: *Mitigation of Climate Change-Μετριασμός της Κλιματικής Αλλαγής*. Στον τόμο αυτό εξετάζεται η δυνατότητα μετριασμού και αποφυγής των επιπτώσεων της κλιματικής αλλαγής, με εκτίμηση του σχετικού οικονομικού κόστους.

Το 1990 και το 1992, η IPCC ανέπτυξε τα πρώτα μακροπρόθεσμα σενάρια εκπομπών θερμοκηπικών αερίων. Τα συγκεκριμένα σενάρια έχουν χρησιμοποιηθεί ευρέως, στην ανάλυση της πιθανής αλλαγής του κλίματος σε μελλοντικές χρονικές περιόδους 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, όπως αναφέρονται

και στο Κεφάλαιο 5, 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). Τα συγκεκριμένα σενάρια αναφέρονται και ως IPCC Scenarios (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 που ακολούθησε μετά τη δημιουργία των IS92 σεναρίων. Οι εκπομπές θείου αναγνωρίστηκαν ως σημαντικός παράγοντας στο ισοζύγιο ακτινοβολιών, ενώ υιοθετήθηκαν και κάποιες περιφερειακές πολιτικές ελέγχου. Η ανασυγκρότηση στις χώρες της Ανατολικής Ευρώπης και της πρώην Σοβιετικής Ένωσης επέφερε σημαντικότερες επιπτώσεις στην οικονομική δραστηριότητα και αλλαγές στις εκπομπές των θερμοκηπικών αερίων, 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 CO_2 στα σενάρια IS92 ήταν σχετικά αντιπροσωπευτικές των παραλλαγών που βρέθηκαν στη διαθέσιμη βιβλιογραφία για εφαρμογή 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 προορίζονταν να έχουν ευρύτερες χρήσεις από το να είναι απλά ένα σύνολο εκπομπών που χρησιμοποιούνται στα κλιματικά μοντέλα, θα έπρεπε να αναπτυχθούν νέα και αναβαθμισμένα. Επίσης, κατά τη φάση της αξιολόγησης, έγιναν συστάσεις προς την κατεύθυνση να εξεταστούν οι σημαντικές αλλαγές που επήλθαν μετά το 1992 και αφορούν την κατανόηση των αιτιών των εκπομπών και των ακολουθούμενων 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 το 1996, στην απόφαση που πάρθηκε από την ολομέλεια της IPCC, να αναπτυχθεί ένα νέο σύνολο σεναρίων, τα οποία τελικά δημοσιεύτηκαν το 2000, στην Ειδική Έκθεση για τα Σενάρια Εκπομπών (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 θερμοκηπικών αερίων. Τα σενάρια εκπομπών SRES είναι βασισμένα σε μία εκτενή ανασκόπηση της βιβλιογραφίας, έξι εναλλακτικές προσεγγίσεις μοντέλων και μία ανοικτή διαδικασία με την ευρεία συμμετοχή πολλών ομάδων και ατόμων. Το σύνολο των σεναρίων περιλαμβάνει τις ανθρωπογενείς εκπομπές όλων των θερμοκηπικών αερίων, του διοξειδίου του θείου (SO_2), του μονοξειδίου του άνθρακα (CO), των οξειδίων του αζώτου (NO_x) και των πτητικών οργανικών ενώσεων (Volatile Organic Compounds-VOCs), όπως φαίνεται στον Πίνακα 7.1.

Διοξείδιο του άνθρακα	CO_2
Μονοξείδιο του άνθρακα	CO
Υδροχλωροφθοράνθρακες	HCFCs
Υδροφθοράνθρακες	HFCs
Μεθάνιο	CH_4
Υποξείδιο του αζώτου	N_2O
Οξείδια του αζώτου	NO_x
Υδρογονάνθρακες (εκτός του μεθανίου), Non-MethaneHydrocarbons	NMVOCs
Υπερφθοράνθρακες	PFCs
Διοξείδιο του θείου	SO_2
Εξαφθοριούχο θείο	SF_6

Πίνακας 7.1 *Ονομασίες και χημικά σύμβολα ή συντομογραφίες των ανθρωπογενών εκπομπών των θερμοκηπικών αερίων που εξετάζονται στα σενάρια εκπομπών (IPCC, 2001).*

Τα σενάρια εκπομπών αποτελούν έναν από τους κεντρικούς παράγοντες οποιασδήποτε αξιολόγησης της πορείας της κλιματικής αλλαγής. Τα σενάρια διευκολύνουν την αξιολόγηση των μελλοντικών εξελίξεων στα

πολυσύνθετα συστήματα, που είναι είτε εγγενώς απρόβλεπτα, είτε έχουν επιστημονικές αβεβαιότητες, καθώς η αξιολόγηση των μελλοντικών εκπομπών είναι ένα ουσιαστικό συστατικό της γενικής αξιολόγησης της παγκόσμιας αλλαγής του κλίματος από την IPCC. Όμως, οι μελλοντικές εκπομπές, καθώς και η εξέλιξη των κινητήριων παραγόντων που τις επηρεάζουν, είναι ιδιαίτερα αβέβαιες. Γενικά, υπάρχουν τρεις τύποι αβεβαιοτήτων: η αβεβαιότητα σχετικά με τα ποσοτικά αποτελέσματα των εκτιμήσεων, η αβεβαιότητα που αφορά τη δομή των μοντέλων και η αβεβαιότητα που προκύπτει από διαφωνίες για τις τιμές των δεδομένων 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 διαφωνίες μεταξύ των επιστημόνων και η εκτίμηση κατά προσέγγιση. Οι Funtowicz & Ravetz (1990) διακρίνουν τρεις κύριες πηγές αβεβαιότητας: αβεβαιότητα δεδομένων, αβεβαιότητα μοντέλων και αβεβαιότητα πληρότητας. Στις εκθέσεις της IPCC οι ομάδες εργασίας χρησιμοποιούν και τις τρεις αυτές κατηγορίες. Στη συνέχεια, αναλύεται η προέλευση της αβεβαιότητας για καθεμία από τις παραπάνω 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 στο ότι δεν είναι πλήρως καθορισμένες οι σχέσεις των εκπομπών με τις γενεσιουργές αιτίες των εκπομπών (όπως ο πληθυσμός, η τεχνολογική ανάπτυξη κ.ά.), είτε στο ότι δεν υπάρχει ολοκληρωμένη κατανόηση των διεργασιών του κύκλου του άνθρακα.
- *Οι αβεβαιότητες των μοντέλων* προκύπτουν από την ελλιπή κατανόηση των φαινομένων που προσομοιώνονται, 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).

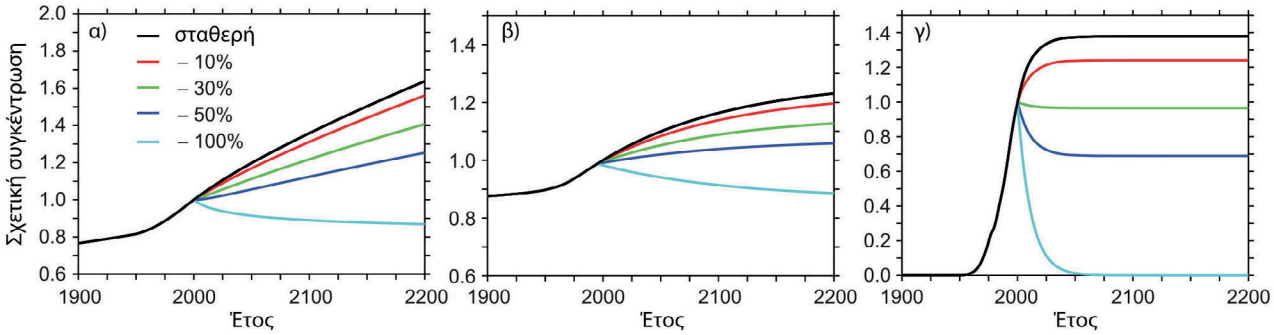
7.2 Σενάρια Εκπομπών Θερμοκηπικών Αερίων

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 διοξείδιο 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 το 20%, του εκπεμπόμενου διοξειδίου του άνθρακα, παραμένει στην ατμόσφαιρα για τουλάχιστον μία χιλιετία. Εξαιτίας του αργού ρυθμού των διεργασιών απομάκρυνσης, το ατμοσφαιρικό διοξείδιο 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 οξείδια του αζώτου (NO_x) και οι αλογονάνθρακες καταστρέφονται στην ανώτερη ατμόσφαιρα από την ηλιακή ακτινοβολία. Καθεμία από αυτές τις διεργασίες λειτουργούν σε διαφορετικές κλίμακες χρόνου, που κυμαίνονται από έτη έως χιλιετίες. 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 καθοριστούν: για το CH_4 σε περίπου 12 έτη, για τα NO_x 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 και των διεργασιών απομάκρυνσής του. Συνεπώς, ο χρόνος ζωής και οι διεργασίες απομάκρυνσης των διαφορετικών αερίων καθορίζουν την εξέλιξη των συγκεντρώσεών τους, όταν οι εκπομπές ελαττώνονται.

Το Σχήμα 7.1 παρουσιάζει υποθετικά σενάρια, σχετικά με το πώς θα αποκριθούν στο μέλλον οι συγκεντρώσεις τριών θερμοκηπικών αερίων, σε πιθανές μεταβολές των εκπομπών τους. Για κάθε αέριο παρουσιάζονται πέντε εικονικά σενάρια των μελλοντικών εκπομπών: το ένα σενάριο αφορά τη 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 7.1α) 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 21ο 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 7.1β) ή 12 ετών (Σχήμα 7.1γ), η σταθεροποίηση των εκπομπών τους στα σημερινά επίπεδα θα οδηγούσε σε μια σταθεροποίηση της συγκέντρωσής τους σε ένα επίπεδο υψηλότερο από τα σημερινά εντός μερικών εκατονταετιών ή δεκαετιών, αντίστοιχα.



Σχήμα 7.1 *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 120 έτη, καθοδηγούμενο από φυσικές και ανθρωπογενείς εκπομπές και γ) όπως στο α) για ένα αέριο ίχνος με χρόνο ζωής 12 έτη, καθοδηγούμενο μόνο από ανθρωπογενείς εκπομπές (τροποποίηση από IPCC, 2007).*

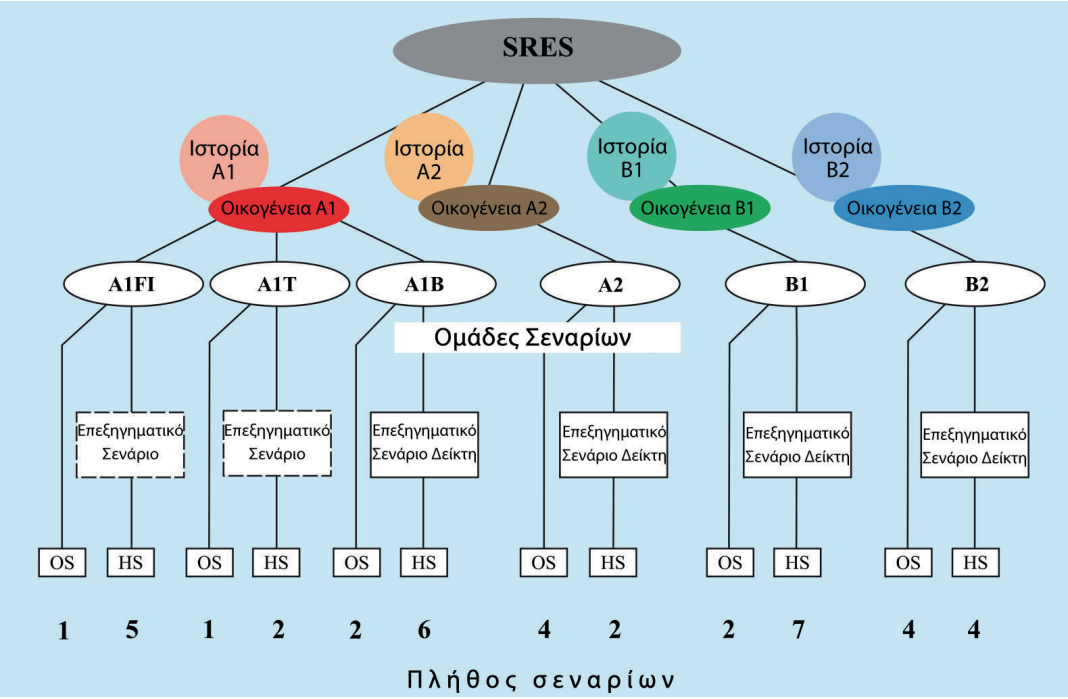
Ειδικότερα, ο ρυθμός των εκπομπών του CO_2 υπερβαίνει κατά πολύ τον ρυθμό απομάκρυνσής του και η μετριοπαθής ελάττωση των εκπομπών του δεν θα φέρει ως αποτέλεσμα τη σταθεροποίηση των συγκεντρώσεων του CO_2, αλλά μάλλον θα ελαττώσει μόνο, τον ρυθμό αύξησής του στις επερχόμενες δεκαετίες. Μια μείωση των 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 ωκεανών θα μειώσουν τη 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 40ppm, κατά τον 21ο αιώνα.

Η κατάσταση παρουσιάζεται διαφορετική για αέρια, με ρητά καθορισμένο χρόνο ζωής. Για το εικονιζόμενο αέριο με χρόνο ζωής 120 ετών, π.χ. το NO_x, η μείωση των εκπομπών πάνω από 50% θα σταθεροποιήσει τις συγκεντρώσεις κοντά στις σημερινές τιμές (Σχήμα 7.1β). 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 συγκεντρώσεών του για μερικές δεκαετίες (Σχήμα 7.1γ). Η ελάττωση στο επίπεδο σταθεροποίησης της συγκέντρωσης ενός τέτοιου αερίου είναι ευθέως 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 ενός αερίου με χρόνο ζωής περίπου μιας δεκαετίας, θα οδηγούσε σε μια επιστροφή σε προ-βιομηχανικές συγκεντρώσεις σε λιγότερο από μια εκατονταετία.

7.3 Περιγραφή Σεναρίων

Στο Σχήμα 7.2 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 ισοδύναμη ισχύ, χωρίς να έχουν οριστεί διαφορετικές πιθανότητες πραγματοποίησής τους. Το σύνολο 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 σενάρια OS (Other Scenarios-Άλλα Σενάρια) περικλείονται τα σενάρια που διερευνούν τις αβεβαιότητες που υπάρχουν στις αιτίες των εκπομπών, πέρα από εκείνες των εναρμονισμένων σεναρίων. Για καθεμία από τις έξι ομάδες σεναρίων παρέχεται ένα επεξηγηματικό σενάριο (που είναι πάντα εναρμονισμένο). Μέχρι το 2100, ο κόσμος θα έχει αλλάξει με διαδικασίες 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 αβεβαιοτήτων που ελλοχεύουν στις κύριες αιτίες εκπομπών. Καλύπτουν ένα ευρύ φάσμα βασικών μελλοντικών χαρακτηριστικών, όπως η δημογραφική αλλαγή, η οικονομική ανάπτυξη και η τεχνολογική εξέλιξη. Για αυτό τον λόγο, η αληθοφάνεια ή η δυνατότητα πραγματοποίησής τους δεν πρέπει να εξεταστεί, με βάση μια προέκταση των σύγχρονων οικονομικών, τεχνολογικών και κοινωνικών τάσεων.

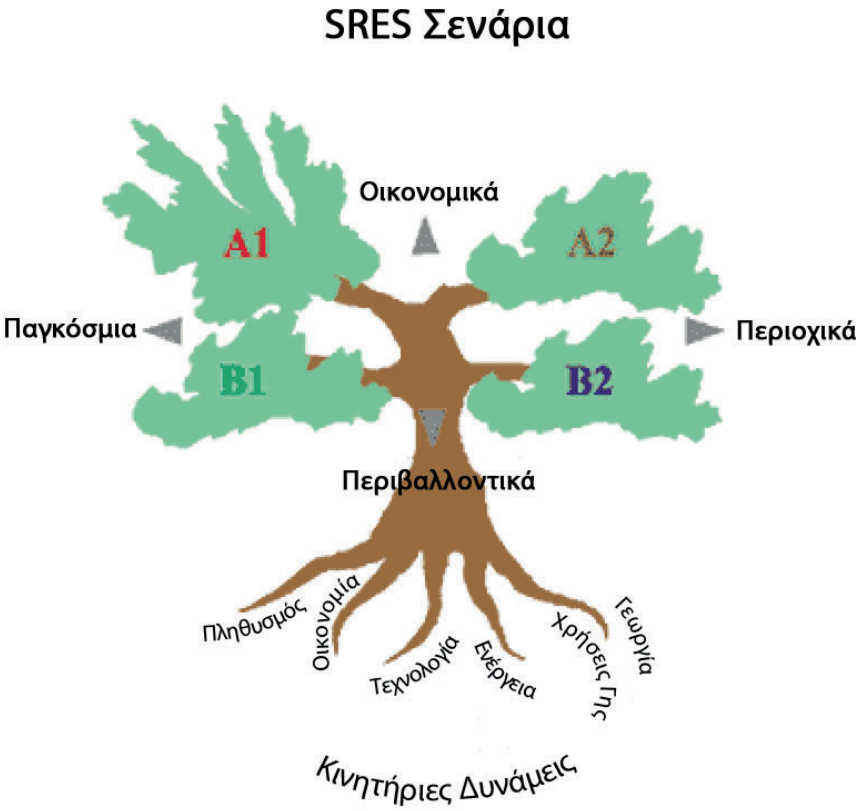


Σχήμα 7.2 *Σχηματική απεικόνιση των σεναρίων SRES (τροποποίηση από IPCC, 2001).*

Στη συνέχεια, 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 αλλά έκτοτε παρουσιάζει μείωση 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 κοινοτήτων και η διατήρηση της τοπικής ταυτότητας. Οι δομές που σχετίζονται με τη γεννητικότητα στις διάφορες περιοχές συγκλίνουν πολύ αργά, γεγονός που οδηγεί σε συνεχώς αυξανόμενο παγκόσμιο πληθυσμό. Η οικονομική ανάπτυξη είναι πρώτιστα προσανατολισμένη τοπικά και η κατά κεφαλήν οικονομική ανάπτυξη και τεχνολογική μετάβαση 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 χαμηλότερο ρυθμό από αυτόν στο 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.

Στο Σχήμα 7.3, τα σενάρια στηρίζονται στους κύριους κινητήριους παράγοντες των εκπομπών θερμοκηπικών 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 πολυμοντελική προσέγγιση για την ανάπτυξη των σεναρίων εκπομπών. Εν γένει, έξι διαφορετικές προσεγγίσεις μοντέλων χρησιμοποιήθηκαν για να παραχθούν 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.



Σχήμα 7.3 *Σχηματική αναπαράσταση των σεναρίων SRES (τροποποίηση από Nakicenovic et al., 2000).*

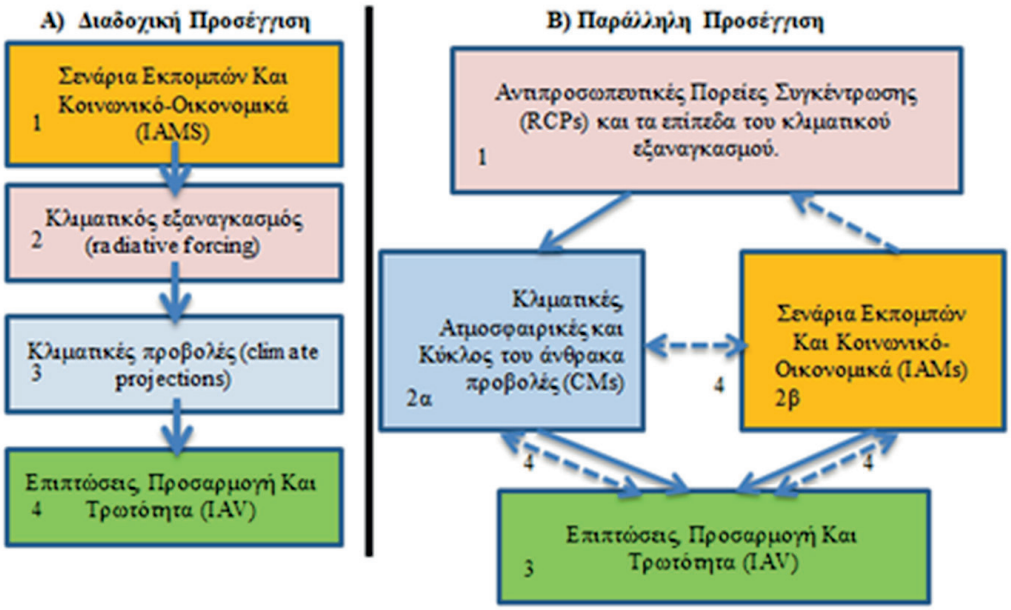
7.4 Η Δημιουργία Νέων Σεναρίων

Περιοδικά, χρειάζεται να λαμβάνονται υπόψη νέα σενάρια για την έρευνα της κλιματικής αλλαγής που θα λαμβάνουν υπόψη την επιστημονική πρόοδο στην κατανόηση του κλιματικού συστήματος, καθώς και να ενσωματώνουν νέα δεδομένα σχετικά με τις εκπομπές των θερμοκηπικών αερίων (IPCC, 2013).

Στην πράξη, οι επιστήμονες πάντα επιδιώκουν να βελτιώσουν τις γνώσεις τους, τις δεξιότητές τους, τα εργαλεία και τις μεθόδους τους. Κάθε νέα ανακάλυψη θα πρέπει να ενσωματώνεται στα σενάρια που χρησιμοποιούν. Οι επιστήμονες και οι υπεύθυνοι στα κέντρα λήψης αποφάσεων που μελετούν την κλιματική αλλαγή, επιθυμούν όσο το δυνατόν γρηγορότερα αποτελέσματα, περισσότερη ανάλυση και περισσότερες λεπτομέρειες. Με βάση τα παραπάνω στοιχεία, υπάρχει μια συνεχής απαίτηση για τη βελτίωση των σεναρίων.

Τα σενάρια δεν περιέχουν μόνο δεδομένα αναφοράς, αλλά καθορίζουν επίσης, και την ακολουθούμενη διαδικασία. Τα προηγούμενα σενάρια της Διακυβερνητικής Επιτροπής για την Αλλαγή του Κλίματος (IPCC), όπως είναι τα SRES, εκτελέστηκαν διαδοχικά. Ακολουθήθηκε δηλαδή, η διαδοχική προσέγγιση, η οποία παρουσιάζεται στο Σχήμα 7.4. Αυτό είχε ως αποτέλεσμα μία χρονοβόρα και παρατεταμένη ανάπτυξη. Σύμφωνα με την IPCC, οι καθυστερήσεις στη διαδικασία ανάπτυξης σήμαιναν ότι συχνά περνούσαν πολλά χρόνια έως ότου να είναι διαθέσιμα τα κλιματικά και κοινωνικοοικονομικά σενάρια για τη χρήση τους στις μελέτες επιπτώσεων, προσαρμογής και τρωτότητας. Επίσης, οι αλλαγές που πραγματοποιούνταν σε προηγούμενες διαδικασίες σε ένα διαδοχικό μοντέλο, είχαν ως αποτέλεσμα την ανάγκη για επιστροφή και επανεκτέλεση των προσομοιώσεων, προκειμένου να ενσωματωθούν τα καινούργια τροποποιημένα δεδομένα.

Η παράλληλη προσέγγιση μπορεί να θεωρηθεί ως η βελτίωση της προηγούμενης διαδοχικής προσέγγισης, για διάφορους λόγους. Κατά την καινούργια προσέγγιση με την ονομασία *αντιπροσωπευτικές διαδρομές συγκέντρωσης* (Representative Concentration Pathway-RCPs) των αερίων του θερμοκηπίου, ακολουθείται μια διαδικασία που κάνει τη μοντελοποίηση λιγότερο χρονοβόρα, πιο ευέλικτη και με μειωμένο οικονομικό κόστος υπολογισμού, καθώς οι προσομοιώσεις δεν χρειάζεται πλέον, να επαναλαμβάνονται κάθε φορά που αλλάζουν τα σενάρια εκπομπών. Οι αντιπροσωπευτικές διαδρομές συγκέντρωσης (RCPs) αποτελούν μια μέθοδο για την καταγραφή υποθέσεων μέσα σε ένα σύνολο σεναρίων. Οι συνθήκες κάθε σεναρίου χρησιμοποιούνται στη διαδικασία μοντελοποίησης της πιθανής μελλοντικής κλιματικής εξέλιξης.



Σχήμα 7.4 *Προσεγγίσεις για την ανάπτυξη των παγκόσμιων σεναρίων: (α) η προηγούμενη διαδοχική προσέγγιση. (β) η προτεινόμενη παράλληλη προσέγγιση. Οι αριθμοί υποδεικνύουν αναλυτικά τα βήματα (2α και 2β προχωρούν ταυτόχρονα). Τα βέλη δείχνουν τις μεταφορές πληροφοριών (συνεχής γραμμή), επιλογή RCP (διακεκομμένη γραμμή) και ενοποίηση των πληροφοριών και των ανατροφοδοτήσεων (τροποποίηση από Moss et al. ,2008).*

7.5 Επεξήγηση της Ορολογίας και Αναμενόμενα Προϊόντα των Σεναρίων RCP

Τα RCPs στοχεύουν να μας βοηθήσουν να αντιληφθούμε πώς μπορεί να αλλάξει το κλίμα στο μέλλον, τι εκτιμήσεις πρέπει να κάνουμε και πώς να ενεργήσουμε. Για παράδειγμα, μπορούμε να συνεχίσουμε να καταναλώνουμε ορυκτά καύσιμα, με διαρκώς αυξανόμενο ρυθμό ή πρέπει να στραφούμε προς τις ανανεώσιμες πηγές ενέργειας; Είναι δηλαδή, σενάρια εκπομπών που χρησιμοποιούνται για να εκτιμηθούν τα χαρακτηριστικά του μελλοντικού κλίματος. Τα RCPs προσπαθούν να συμπεριλάβουν αυτές τις μελλοντικές τάσεις. Κάνουν προβλέψεις για το πώς οι συγκεντρώσεις των αερίων του θερμοκηπίου στην ατμόσφαιρα θα αλλάξουν στο μέλλον, ως αποτέλεσμα της ανθρώπινης δραστηριότητας. Οι επιστήμονες χρησιμοποιούν τα RCPs για να μοντελοποιήσουν την κλιματική αλλαγή και να δημιουργήσουν σενάρια σχετικά με τις επιπτώσεις της.

Τα RCPs χρησιμοποιήθηκαν στην 5η Έκθεση Αξιολόγησης της Διακυβερνητικής Επιτροπής για την Κλιματική Αλλαγή (IPCC), το 2013, ως βάση για τα πορίσματα της έκθεσης. Σε προηγούμενες εκθέσεις αξιολόγησης της IPCC χρησιμοποιήθηκε, όπως προαναφέρθηκε, ένα σύνολο σεναρίων γνωστά ως SRES (Παράγραφος 7.3), τα οποία εκκινώντας από τις κοινωνικοοικονομικές συνθήκες προβάλλουν τις διαδρομές των εκπομπών και τις κλιματικές τους επιπτώσεις. Σε αντίθεση, τα RCPs διορθώνουν τις διαδρομές των εκπομπών και εκτιμούν την επίπτωση στο ισοζύγιο της ακτινοβολίας (κλιματικός εξαναγκασμός), παρά στις κοινωνικοοικονομικές συνθήκες.

Η επιλογή να ονομαστεί η νέα προσέγγιση ως Αντιπροσωπευτική Διαδρομή Συγκέντρωσης (RCP) των αερίων του θερμοκηπίου, έγινε με σκοπό την κατανόηση της λογικής πίσω από τη χρήση αυτών των σεναρίων. Τα RCPs αναφέρονται ως διαδρομές συγκέντρωσης, προκειμένου να τονιστεί ότι ο πρωταρχικός τους σκοπός είναι να παρέχουν εξαρτώμενες με τον χρόνο προβολές των ατμοσφαιρικών συγκεντρώσεων των αερίων του θερμοκηπίου. Επιπλέον, ο όρος διαδρομή (pathway) έχει ως στόχο να τονιστεί ότι δεν είναι μόνο μια συγκεκριμένη μακροπρόθεσμη συγκέντρωση, αλλά είναι και ο καθορισμός της πορείας που ακολουθείται με την πάροδο του χρόνου, για να επιτευχθεί αυτό το αποτέλεσμα. Ο όρος *αντιπροσωπευτική διαδρομή* (representative pathway) υποδηλώνει ότι είναι ένα αντιπροσωπευτικό σενάριο από τα πολλά διαφορετικά σενάρια που έχουν όμως, παρόμοια χαρακτηριστικά κλιματικού εξαναγκασμού και εκπομπών. Ο όρος *σημείο αναφοράς* που χρησιμοποιήθηκε στην απόφαση της Διακυβερνητικής Επιτροπής για την Κλιματική Αλλαγή, ουσιαστικά εγκαταλήφθηκε, καθώς υπήρχε ο κίνδυνος να υπονοηθεί ότι ένα συγκεκριμένο σενάριο βρίσκεται σε ειδικό καθεστώς, σε σχέση με ένα άλλο, με βάση τη βιβλιογραφία, αντί να είναι απλώς αντιπροσωπευτικό του. Αυτό αποτελεί σημείο κλειδί, γιατί ο εντοπισμός και η χρήση των RCPs στη μοντελοποίηση του

κλίματος είναι μόνο το πρώτο βήμα σε μια νέα παράλληλη προσέγγιση ανάπτυξης σεναρίων που συντονίζεται από την ερευνητική κοινότητα. Τα αναμενόμενα τελικά προϊόντα από τη διαδικασία ανάπτυξης είναι τα παρακάτω:

1 *Οι τέσσερις Αντιπροσωπευτικές Διαδρομές Συγκέντρωσης (RCPs)*. Αναπτύχθηκαν τέσσερα σενάρια με βάση τα μοντέλα ολοκληρωμένης αξιολόγησης (IAM-Integrated Assessment Models) που καθορίστηκαν από τις τιμές αναφοράς μεταβολής του κλιματικού εξαναγκασμού (radiative forcing), για το έτος 2100. Στο πρώτο σενάριο (RCP8.5), που είναι το πιο απαισιόδοξο, η τιμή του κλιματικού εξαναγκασμού φτάνει σε τιμές μεγαλύτερες από 8,5W·m^{-2} έως το 2100 και συνεχίζει να έχει αυξητική τάση για ένα χρονικό διάστημα πέρα από το έτος αναφοράς. Στα άλλα δύο ενδιάμεσα (πιο μετριοπαθή) σενάρια (RCP4.5 και RCP6.0), ο κλιματικός εξαναγκασμός σταθεροποιείται περίπου στα 4,5W και 6,0W·m^{-2}, αντίστοιχα, μετά το 2100. Τέλος, στο αισιόδοξο σενάριο (RCP2.6) ο κλιματικός εξαναγκασμός αυξάνεται μέχρι περίπου τα 3W·m^{-2} έως το 2100 και κατά το επόμενο χρονικό διάστημα μειώνεται. Αυτά τα σενάρια περιλαμβάνουν χρονικές διαδρομές για τις εκπομπές και τις συγκεντρώσεις των αερίων του θερμοκηπίου, των αερολυμάτων και των χημικά ενεργών αερίων, καθώς και της χρήσης και κάλυψη γης. Το σενάριο RCP8.5 είναι το πιο απαισιόδοξο, με την υπόθεση ότι ο πλανήτης έχει αυξημένες ενεργειακές ανάγκες, εξαιτίας της αύξησης του πληθυσμού και της χαμηλής τεχνολογικής ανάπτυξης. Το σενάριο RCP2.6 είναι το πιο αισιόδοξο, με την υπόθεση ότι οι ανθρωπογενείς εκπομπές μειώνονται λόγω της χρήσης ανανεώσιμων πηγών ενέργειας και εφαρμογής νέων τεχνολογιών. Ένα νέο σενάριο, το RCP3.4, αντιπροσωπεύει μια ενδιάμεση διαδρομή μεταξύ του πολύ αυστηρού RCP2.6 και των λιγότερο αυστηρών προσπαθειών μετριασμού που σχετίζονται με το RCP4.5. Προβλέπεται ότι το RCP3.4 αποτελεί την πιο πιθανή διαδρομή του κλίματος που θα επιφέρει παγκόσμια αύξηση της θερμοκρασίας κατά 2,0°C–2,4°C, μέχρι το 2100 (Pielke et al., 2022). Το RCP 4.5 περιγράφεται από τη Διακυβερνητική Επιτροπή για την Κλιματική Αλλαγή (IPCC) ως ένα μέτριο σενάριο στο οποίο οι εκπομπές κορυφώνονται γύρω στο 2040 και στη συνέχεια, μειώνονται. Το RCP 8.5 είναι το υψηλότερο βασικό σενάριο εκπομπών κατά το οποίο οι εκπομπές συνεχίζουν να αυξάνονται κατά τον 21ο αιώνα.

2 *Τα σύνολα των κλιματικών μοντέλων που βασίζονται στα RCPs*. Τα σύνολα των κλιματικών προβολών που παράγονται από τα πολλαπλά κλιματικά μοντέλα, συμπεριλαμβανομένων των συζευγμένων μοντέλων Ατμοσφαιρικής-Ωκεάνιας Γενικής Κυκλοφορίας (Coupled Atmospheric-Ocean General Circulation Models-AOGCMs), των Μοντέλων Γήινου Συστήματος (Earth System Models-ESMs) και των περιοχικών κλιματικών μοντέλων (Regional Climate Models-RCMs), προετοιμάστηκαν για τα τέσσερα μακροπρόθεσμα RCPs. Τα μακροπρόθεσμα σενάρια (πέρα από το 2100) αναμένονται να εκτελούνται σε χωρική ανάλυση πλέγματος περίπου 2°, ενώ τα βραχυπρόθεσμα σε υψηλότερη ανάλυση (από 0,5° έως 1°).

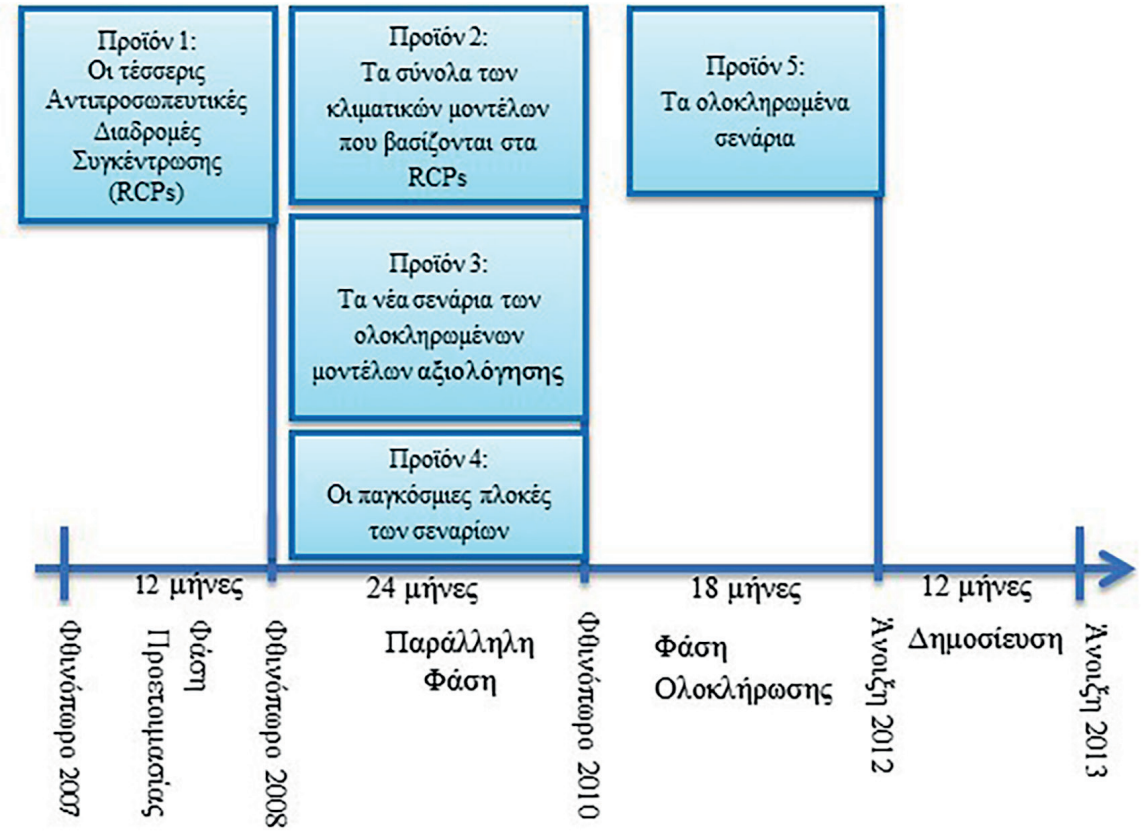
3 *Τα νέα σενάρια των ολοκληρωμένων μοντέλων αξιολόγησης (IAMs)*. Τα νέα σενάρια θα αναπτυχθούν από την ερευνητική κοινότητα που δραστηριοποιείται στο πεδίο των ολοκληρωμένων μοντέλων αξιολόγησης (Integrated Assessment Models-IAM) για να διερευνηθεί το ευρύ φάσμα διαστάσεων που σχετίζονται με την ανθρωπογενή κλιματική αλλαγή. Τα αναμενόμενα αποτελέσματα περιλαμβάνουν τις εναλλακτικές κοινωνικοοικονομικές δυνάμεις, την ανάπτυξη εναλλακτικών τεχνολογιών, τα εναλλακτικά σενάρια σταθεροποίησης, συμπεριλαμβανομένων των παραδοσιακών σεναρίων και των αναπαραστάσεων των περιφερειακών ετερογενών πολιτικών μετριασμού της κλιματικής αλλαγής, καθώς και των τοπικών και περιφερειακών κοινωνικοοικονομικών τάσεων και πολιτικών. Αυτά τα σενάρια αναμένονται να συνδυαστούν με τα αποτελέσματα που προκύπτουν από το σύνολο των προσομοιώσεων των προβολών κλίματος από τα διαθέσιμα κλιματικά μοντέλα.

4 *Οι παγκόσμιες πλοκές σεναρίων*. Αυτές αποτελούν λεπτομερείς περιγραφές που σχετίζονται με τα τέσσερα RCPs που παράγονται στην προπαρασκευαστική φάση και με τέτοιες διαδρομές που αναπτύχθηκαν ως μέρος του προϊόντος 3, από τις επιστημονικές κοινότητες των μοντέλων ολοκληρωμένης αξιολόγησης (IAM) και αξιολόγησης των επιπτώσεων, της

προσαρμογής και της τρωτότητας (Impacts, Adaptation and Vulnerability-IAV). Αυτές οι παγκόσμιες πλοκές θα πρέπει να μπορούν να ενημερώνουν την επιστημονική κοινότητα IAV, καθώς και τους υπόλοιπους ερευνητές.

5 *Τα ολοκληρωμένα σενάρια*. Τα σύνολα των κλιματικών μοντέλων που βασίζονται στα RCPs θα συσχετιστούν με συνδυασμούς των νέων μοντέλων ολοκληρωμένης αξιολόγησης (IAM), για τη δημιουργία νέων συνδυασμών. Αυτά τα σενάρια θα είναι διαθέσιμα για να χρησιμοποιηθούν στις νέες αξιολογήσεις της ερευνητικής κοινότητας. Επιπλέον, τα ολοκληρωμένα μοντέλα αξιολόγησης (IAM) θα αρχίσουν να ενσωματώνουν τα αποτελέσματα των αξιολογήσεων της επιστημονικής κοινότητας (IAV) στα μοντέλα που θα παράξουν ολοκληρωμένα σύνθετα αποτελέσματα για την κλιματική αλλαγή.

Το αναμενόμενο χρονοδιάγραμμα για την παραγωγή αυτών των πέντε προϊόντων, απεικονίζεται στο Σχήμα 7.5



Σχήμα 7.5 *Το χρονοδιάγραμμα εξέλιξης των πέντε βασικών προϊόντων ανάπτυξης σεναρίων (τροποποίηση από IPCC 2013).*

7.6 Η Διαδικασία Ανάπτυξης Σεναρίου

Τα προϊόντα αυτά όπως αποτυπώνονται στο Σχήμα 7.5 εξελίχθηκαν μέσω μιας νέας διαδικασίας ανάπτυξης σεναρίων που περιλαμβάνει τρεις φάσεις: μία προπαρασκευαστική φάση και δύο κύριες φάσεις ανάπτυξης σεναρίου. Οι δύο κύριες φάσεις ανάπτυξης σεναρίου είναι μια παράλληλη φάση για τη μοντελοποίηση και την ανάπτυξη νέων σεναρίων και μια φάση ολοκλήρωσης, διάδοσης και εφαρμογής.

7.6.1 Προπαρασκευαστική Φάση

Το κύριο προϊόν της προπαρασκευαστικής φάσης είναι τα τέσσερα RCPs, που παράγονται από τα μοντέλα ολοκληρωμένης αξιολόγησης (IAM). Τα RCP όμως, δεν πρέπει να είναι το επίκεντρο όλης της μετέπειτα έρευνας.

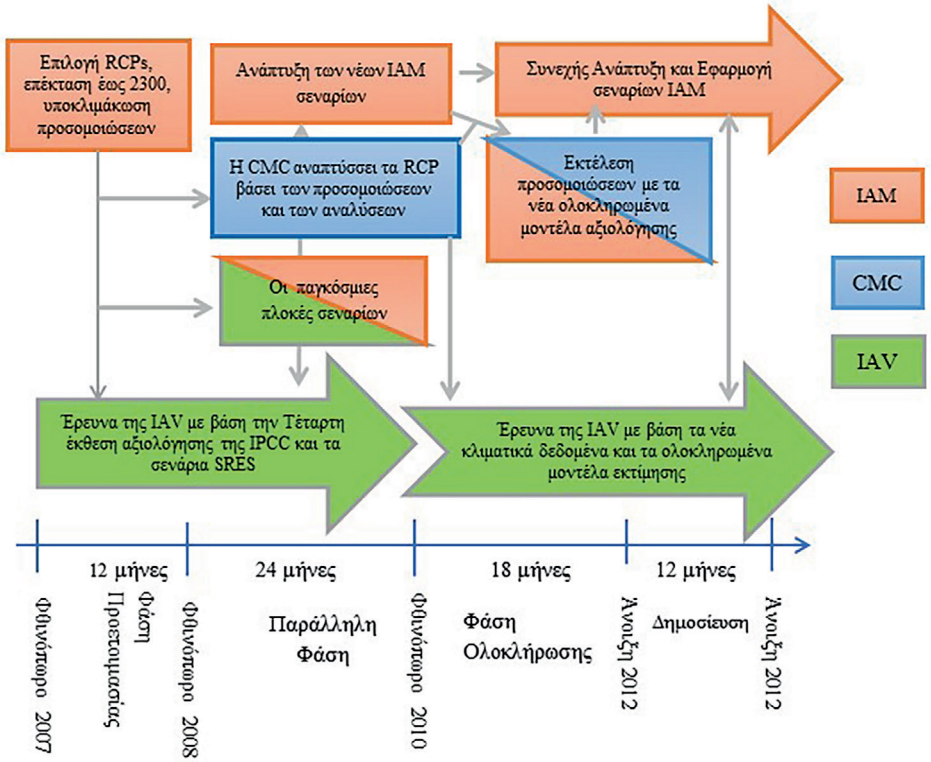
Οι επιστημονικές κοινότητες των μοντέλων ολοκληρωμένης αξιολόγησης (IAM) και των κλιματικών μοντέλων (Climate Modeling Community-CMC), που παρουσιάζονται στο προϊόν 2, συνεργάζονται για να διασφαλιστεί ότι τα RCPs αντικατοπτρίζουν τις ανάγκες της κοινότητας των απλών κλιματικών δεδομένων. Το σύνολο των δεδομένων που παρέχονται με κάθε RCP θα πρέπει να μειωθεί χωρικά στις εκπομπές αερίων και αερολυμάτων και στη χρήση γης/κάλυψη γης. Άλλη μια σημαντική πρόκληση είναι η επέκταση των RCPs πέρα από το 2100, έως στο 2300.

Με δεδομένες τις μεγάλες κοινωνικοοικονομικές αβεβαιότητες, είναι υπό συζήτηση μια ποικιλία προσεγγίσεων για την παραγωγή δεδομένων εκπομπών και συγκεντρώσεων των θερμοκηπικών αερίων. Οι προγραμματισμένες μέθοδοι που προκύπτουν από αυτές τις συζητήσεις, θα είναι διαθέσιμες για σχολιασμό. Η κοινότητα των ολοκληρωμένων μοντέλων αξιολόγησης (IAM) θα παράγει τα απαιτούμενα δεδομένα για τις ομάδες των κλιματικών μοντέλων (CMC). Μια προσεκτική ανασκόπηση και διασταύρωση των δεδομένων από τις συμμετέχουσες επιστημονικές κοινότητες θα συμπεριληφθεί ως μέρος της όλης διαδικασίας. Όλα τα δεδομένα που σχετίζονται με τα RCP θα δημοσιοποιούνται σε όσους ενδιαφέρονται να τα χρησιμοποιήσουν.

7.6.2 Φάση Παράλληλης Μοντελοποίησης

Η παράλληλη φάση αναπτύχθηκε για να επισπεύσει τη διαδικασία ανάπτυξης ενός σεναρίου. Υπάρχουν πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα, τόσο στην παραδοσιακή διαδοχική προσέγγιση, όσο και στη νέα παράλληλη προσέγγιση.

Η φάση της παράλληλης μοντελοποίησης έχει σχεδιαστεί για να παρέχει έναν πλήρη χαρακτηρισμό των πολλών πτυχών της κλιματικής αλλαγής. Στην παράλληλη φάση, πραγματοποιούνται ταυτόχρονα, τρεις δράσεις. Πρώτον, οι ομάδες των κλιματικών μοντέλων (CMC) χρησιμοποιούν τα RCPs και τις σχετικές εκπομπές για την ανάπτυξη σεναρίων στην ατμόσφαιρα, στο κλίμα και στις σχετικές συνθήκες, όπως είναι η άνοδος της στάθμης της θάλασσας, σε δύο χρονικούς ορίζοντες: βραχυπρόθεσμα (έως το 2035) και μακροπρόθεσμα (έως το 2300). Δεύτερον, η επιστημονική κοινότητα των ολοκληρωμένων μοντέλων αξιολόγησης (IAM) αναπτύσσει μια νέα σειρά σεναρίων που επανεξετάζουν τις επιλογές αναφοράς, σταθεροποίησης, τεχνολογίας και πολιτικής, για τη δημιουργία μίας βιβλιοθήκης νέων σεναρίων. Τρίτον, οι ερευνητικές κοινότητες των ολοκληρωμένων μοντέλων αξιολόγησης (IAM) και αξιολόγησης των επιπτώσεων, της προσαρμογής και της τρωτότητας (IAV) εργάζονται για την ανάπτυξη μεθοδολογιών υποκλιμάκωσης (downscaling) των RCP προσομοιώσεων και των επιπτώσεών τους (Σχήμα 7.6).



Σχήμα 7.6 *Οι κύριες δραστηριότητες των επιστημονικών κοινοτήτων IAV, IAM, CMC και οι μεταξύ τους σχέσεις. Τα χρονικά όρια μεταξύ αυτών των φάσεων είναι ενδεικτικά (τροποποίηση από IPCC 2013).*

7.6.3 Φάση Ολοκλήρωσης και Δημοσίευσης

Στη φάση ολοκλήρωσης, νέα σενάρια αναπτύσσονται για το κλίμα και ενσωματώνονται με τα σενάρια εκπομπών και τα κοινωνικοοικονομικά σενάρια. Στη συγκεκριμένη φάση, στόχο αποτελεί η αναπαράσταση των ανθρώπινων δραστηριοτήτων, στο πλαίσιο αλλαγών του κλίματος, στους ωκεανούς και στα υπόλοιπα οικοσυστήματα. Οι αλληλεπιδράσεις μεταξύ των ερευνητικών κοινοτήτων, κατά τη διάρκεια των τριών φάσεων ανάπτυξης ενός σεναρίου, απεικονίζονται στο Σχήμα 7.6.

7.7 Οι Αντιπροσωπευτικές Διαδρομές Συγκέντρωσης (Representative Concentration Pathways–RCPs)

Ο έγκαιρος καθορισμός ενός συνόλου Αντιπροσωπευτικών Διαδρομών Συγκεντρώσεων (RCPs) θερμοκηπικών αερίων διευκολύνει στον συντονισμό των νέων ολοκληρωμένων κοινωνικοοικονομικών κλιματικών σεναρίων, όπως και σεναρίων εκπομπών. Η κύρια αρχή των RCPs είναι η ανάπτυξη νέων και ολοκληρωμένων σεναρίων, επιτρέποντας τη μοντελοποίηση των αντιδράσεων του κλιματικού συστήματος στις ανθρώπινες δραστηριότητες με την παράλληλη ανάπτυξη των σεναρίων εκπομπών. Τα RCPs πρέπει να είναι συμβατά με όλο το φάσμα σεναρίων της σταθεροποίησης, του μετριασμού και των βασικών εκπομπών που είναι διαθέσιμα στη βιβλιογραφία και θα πρέπει να περιλαμβάνουν πληροφορίες για μια σειρά παραγόντων, πέρα από τις συγκεντρώσεις και τις εκπομπές των αεριών του θερμοκηπίου, συμπεριλαμβανόμενων των συγκεντρώσεων των αιωρούμενων σωματιδίων, της χρήση γης και των κοινωνικοοικονομικών συνθηκών. Αυτές οι πληροφορίες θα πρέπει να είναι επαρκείς για τη μοντελοποίηση του κλίματος. Προκειμένου να ληφθούν υπόψη οι επιπτώσεις των εκπομπών όλων των αεριών του θερμοκηπίου και των αερολυμάτων, τα RCPs έχουν επιλεγεί με βάση κυρίως, τις εκπομπές, συναρτήσει των συγκεντρώσεων και του κλιματικού εξαναγκασμού.

7.7.1 Χρήσεις και Όρια

Οι βασικές εφαρμογές των RCPs και τα σχετικά αποτελέσματα των κλιματικών προσομοιώσεων (CMC) είναι:

- *Δεδομένα εισόδου κλιματικών μοντέλων (CMC)*. Κύριος σκοπός των RCPs είναι η ανάπτυξη ολοκληρωμένων σεναρίων μέσω των εκτιμήσεων των κλιματικών μοντέλων με τη χρησιμοποίηση δεδομένων εκπομπών, συγκεντρώσεων και χρήσεων γης. Τα αποτελέσματα αυτών των εκτιμήσεων ανατροφοδοτούν τις κοινωνικοοικονομικές συνθήκες και επιπτώσεις, σε μεταγενέστερες φάσεις της διαδικασίας ανάπτυξης σεναρίων.
- *Κλιμάκωση των αποτελεσμάτων των κλιματικών μοντέλων*. Οι εκτιμήσεις για την κλιματική αλλαγή με βάση τα RCPs, καλύπτουν ένα ευρύ φάσμα αποτελεσμάτων. Αυτά τα αποτελέσματα, μαζί με τις προσομοιώσεις ελέγχου (control runs), οι οποίες δεν περιλαμβάνουν τον ανθρωπογενή κλιματικό εξαναγκασμό, χρησιμοποιούνται για να διερευνηθεί ο βαθμός στον οποίο μπορούν να κλιμακωθούν, ώστε να παρέχουν αποτελέσματα (αποκρίσεις) της κλιματικής αλλαγής για ενδιάμεσα επίπεδα κλιματικού εξαναγκασμού, χωρίς την επανεκτέλεση των κλιματικών προσομοιώσεων. Για τον σκοπό αυτό, είναι σημαντικό να αναλυθεί η μη γραμμικότητα της απόκρισης της κλιματικής αλλαγής, σε διαφορετικά επίπεδα και χρονικές περιόδους (περιλαμβάνοντας τις ακρότατες, μέγιστες και ελάχιστες, διαδρομές), χρησιμοποιώντας συγκρίσιμες προσομοιώσεις που εκτελούνται με πολλαπλά RCPs.
- *Η διερεύνηση του εύρους των κοινωνικοοικονομικών συνθηκών για μια συγκεκριμένη διαδρομή συγκέντρωσης*. Η ευρύτητα του φάσματος των κοινωνικοοικονομικών συνθηκών που επηρεάζονται από μια συγκεκριμένη διαδρομή κλιματικού εξαναγκασμού, αποτελεί ένα ανοικτό ερευνητικό ερώτημα.
- *Η διερεύνηση των κλιματικών επιπτώσεων από χωρικά πρότυπα εξαναγκασμού*. Κάθε RCP έχει ένα συγκεκριμένο χωρικό πρότυπο εξαναγκασμού, λόγω διαφορών, τόσο στις χωρικές εκπομπές, όσο και στις χρήσεις γης. Τα RCPs εστιάζουν στο ερευνητικό ερώτημα κατά πόσο ένα ευρύ φάσμα χωρικών προτύπων εξαναγκασμού μπορεί να σχετίζεται με ένα δεδομένο αποτέλεσμα της κλιματικής αλλαγής.

Υπάρχουν ορισμένοι περιορισμοί στη χρήση των RCP που πρέπει να ληφθούν υπόψη για να αποφευχθούν οι ακατάλληλες εφαρμογές τους. Αυτοί οι περιορισμοί περιλαμβάνουν τα ακόλουθα:

- *Δεν πρέπει τα RCPs να θεωρούνται προβλέψεις ή απόλυτα όρια*. Τα RCPs είναι αληθοφανή εναλλακτικά σενάρια για το μέλλον, αλλά δεν είναι προβλέψεις ή εκτιμήσεις μελλοντικών αποτελεσμάτων. Κανένα RCP δεν μπορεί να θεωρηθεί ως η καλύτερη εικασία για το μέλλον.
- *Δεν θα πρέπει τα RCPs να θεωρούνται καθοριστικά για την πολιτική*. Τα RCPs προορίζονται να υποστηρίξουν την επιστημονική έρευνα για να εξεταστούν διάφορες μελλοντικές προβλέψεις της κλιματικής αλλαγής και οι επιπτώσεις τους στην προσαρμογή και τον μετριασμό.
- *Τα κοινωνικοοικονομικά σενάρια στα οποία βασίζεται κάθε RCP δεν θα πρέπει να θεωρούνται μοναδικά*. Κάθε RCP βασίζεται σε ένα σενάριο της βιβλιογραφίας που περιλαμβάνει μια διαδρομή κοινωνικοοικονομικής ανάπτυξης. Ωστόσο, το κοινωνικοοικονομικό σενάριο που βασίζεται σε κάθε RCP είναι μόνο ένα από τα πολλά πιθανά σενάρια που θα μπορούσαν να είναι συνεπή με τη διαδρομή των συγκεντρώσεων.
- *Τα κοινωνικοοικονομικά σενάρια στα οποία βασίζονται τα RCPs δεν μπορούν να αντιμετωπίζονται ως ένα σύνολο*. Ενώ κάθε μεμονωμένο RCP αναπτύχθηκε από το δικό του εσωτερικό κοινωνικοοικονομικό πρότυπο, τα τέσσερα RCPs ως ομάδα, επιλέχθηκαν με βάση τις συγκεντρώσεις και τα αποτελέσματα του κλιματικού εξαναγκασμού, για να είναι συμβατά με τα σενάρια εκπομπών που είναι διαθέσιμα στη βιβλιογραφία. Επομένως, δεν υπάρχει συνοχή στο σύνολο των κοινωνικοοικονομικών υποθέσεων που σχετίζονται με τα RCPs. Ειδικότερα, το κοινωνικοοικονομικό σενάριο στο οποίο βασίζεται ένα RCP δεν θα πρέπει να χρησιμοποιείται σε συνδυασμό με αυτό που χρησιμοποιείται σε ένα άλλο RCP και δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί εναλλακτικά με τις υποθέσεις που διέπουν άλλα RCPs. Επιπλέον, το σύνολο των υποκείμενων κοινωνικοοικονομικών σεναρίων δεν προορίζεται να καλύπτει σειρά υποθέσεων για οποιοδήποτε συγκεκριμένο κοινωνικοοικονομικό στοιχείο (πληθυσμός, αύξηση του ακαθάριστου εγχώριου προϊόντος, χρήση Γης κ.ά.).
- *Υπάρχουν αβεβαιότητες κατά τη μετατροπή των προφίλ εκπομπών σε συγκεντρώσεις και κλιματικό εξαναγκασμό*. Αυτό ισχύει ιδιαίτερα για τον κύκλο του άνθρακα και την ατμοσφαιρική χημεία. Κάθε RCP αντιπροσωπεύει ένα πιθανό σύνολο υποθέσεων σχετικά με αυτή τη μετατροπή. Τόσο η ανάπτυξη νέων τεχνικών και εργαλείων για τη μετατροπή των εκπομπών σε συγκεντρώσεις, όσο και οι αναλύσεις της αβεβαιότητας θα πρέπει να συντονίζονται σε επόμενες φάσεις, από τις επιστημονικές κοινότητες των κλιματικών μοντέλων (CMC) και των ολοκληρωμένων μοντέλων αξιολόγησης (IAM).

7.7.2 Επιθυμητά Χαρακτηριστικά

Τα επιθυμητά χαρακτηριστικά των RCP σεναρίων περιλαμβάνουν το εύρος, τον αριθμό, τον διαχωρισμό και το σχήμα, τη στιβαρότητα, τη πληρότητα και τη βραχυπρόθεσμη ανάλυση. Στη συνέχεια, αναλύονται τα παραπάνω χαρακτηριστικά των RCP:

- *Εύρος*: Τα RCPs είναι συμβατά με όλο το φάσμα των σεναρίων εκπομπών, σταθεροποίησης, και μετριασμού, που είναι διαθέσιμα στην τρέχουσα βιβλιογραφία. Επίσης οι επιστημονικές κοινότητες κατέστησαν σαφές το ενδιαφέρον τους για ένα σύνολο διαδρομών συγκεντρώσεων και κλιματικού εξαναγκασμού που εκτείνεται από μία χαμηλή έως μία υψηλή διαδρομή.
- *Αριθμός*: Προέκυψε το συμπέρασμα ότι πρέπει να παραχθούν τέσσερα RCPs, παρόλο που δεν αναμένεται ότι όλες οι ομάδες CMC θα πραγματοποιήσουν προσομοιώσεις με βάση αυτά τα συγκεκριμένα σενάρια. Ο αριθμός των σεναρίων που κρίθηκε κατάλληλος είναι ζυγός διότι έτσι αποφεύγεται η επιλογή της ενδιάμεσης περίπτωσης ως η βέλτιστη εκτίμηση, είναι πάνω από δύο τα σενάρια (τέσσερα σενάρια RCPs) για να επιτραπούν ενδιάμεσες διαδρομές εκτός από την υψηλή και τη χαμηλή. Τέλος ο αριθμός των σεναρίων είναι μικρός (έτσι ώστε να αποφεύγονται πολλαπλές απαιτητικές κλιματικές προσομοιώσεις).

- *Διαχωρισμός και σχήμα*: Η ερμηνεία των εκτελέσεων των συζευγμένων Ατμοσφαιρικών-Ωκεάνιων Μοντέλων Γενικής Κυκλοφορίας (AOGCMs) είναι πιο αποτελεσματική όταν το σήμα της κλιματικής αλλαγής είναι μεγάλο, σε σύγκριση με τον θόρυβο της εσωτερικής μεταβλητότητας του κλίματος. Τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων θα πρέπει να είναι στατιστικά διακριτά ανά διαδρομή κλιματικού εξαναγκασμού και οι κατανομές τους να έχουν σαφώς διαχωρισμένα σχήματα, στα τέλη του 21ού αιώνα. Τα ευδιάκριτα αποτελέσματα της κλιματικής αλλαγής θα διευκολύνουν τις ερευνητικές προσπάθειες συσχέτισης των επιπτώσεων που πρέπει να αποφεύγονται, εκτιμώντας σε κάθε περίπτωση τα επιμέρους κόστη και οφέλη.
- *Στιβαρότητα*: Είναι συνετό τα RCPs και τα σενάρια στα οποία βασίζονται, να θεωρούνται ισχυρά. Ο όρος στιβαρότητα σημαίνει ότι ένα σενάριο είναι τεχνικά ορθό, χρησιμοποιώντας ορθές υποθέσεις, λογικούς υπολογισμούς και ότι τα επίπεδα κλιματικού εξαναγκασμού θα μπορούν, με την πάροδο του χρόνου, να αναπαραχθούν, ανεξάρτητα από άλλα μοντέλα τα οποία αντιπροσωπεύουν άλλα σύνολα υποθέσεων.
- *Πληρότητα*: Η ανθρωπογενής κλιματική αλλαγή οφείλεται σε διάφορους παράγοντες, όλοι εκ των οποίων συμβάλλουν στον κλιματικό εξαναγκασμό. Τα RCPs πρέπει να μοντελοποιήσουν όλους αυτούς τους παράγοντες, ώστε να είναι εσωτερικά συνεπείς. Οι παράγοντες κλιματικού εξαναγκασμού περιλαμβάνουν τα αέρια του θερμοκηπίου, τα αιωρούμενα σωματίδια, τα χημικά ενεργά αέρια και τις χρήσεις γης.
- *Βραχυπρόθεσμη ανάλυση*: Καθένα από τα RCPs χρησιμοποιείται για την παραγωγή προβολών της κλιματικής αλλαγής με αυξημένη χωρική ανάλυση (π.χ. 0,5°x0,5° γεωγραφικό πλάτος x γεωγραφικό μήκος) για τα πρώτα 30 χρόνια (έως το 2035). Η χρησιμοποίηση ενός από τα RCP, αντί ενός τυχαίου σεναρίου, παρέχει βραχυπρόθεσμη και μακροπρόθεσμη συνέχεια.

7.7.3 Κριτήρια Σχεδιασμού

Τέσσερα κριτήρια έχουν ακολουθηθεί κατά τον σχεδιασμό των RCP σεναρίων (Moss et.al. 2008; van Vuuren 2011):

1. Τα RCPs θα πρέπει να βασίζονται σε σενάρια που είναι δημοσιευμένα στην υπάρχουσα βιβλιογραφία, να έχουν αναπτυχθεί ανεξάρτητα από τις διαφορετικές ομάδες μοντελοποίησης και, ως σύνολο, να είναι αντιπροσωπευτικά, όσον αφορά τις εκπομπές και τις συγκεντρώσεις.
2. Τα RCPs θα πρέπει να παρέχουν πληροφορίες για τον κλιματικό εξαναγκασμό, οι οποίες είναι απαραίτητες για να εφαρμοστούν ως δεδομένο εισόδου των κλιματικών προσομοιώσεων.
3. Τα RCPs θα πρέπει να έχουν εναρμονιστεί πλήρως, με τις ετήσιες υποθέσεις για τις εκπομπές των θερμοκηπικών αερίων και τη χρήση γης και να επιτρέπουν την ομαλή μετάβαση μεταξύ των αναλύσεων ιστορικών και μελλοντικών περιόδων.
4. Τα RCPs θα πρέπει να καλύπτουν τη χρονική περίοδο έως το 2100. Επίσης, θα πρέπει να παρέχονται πληροφορίες και για τους επόμενους αιώνες.

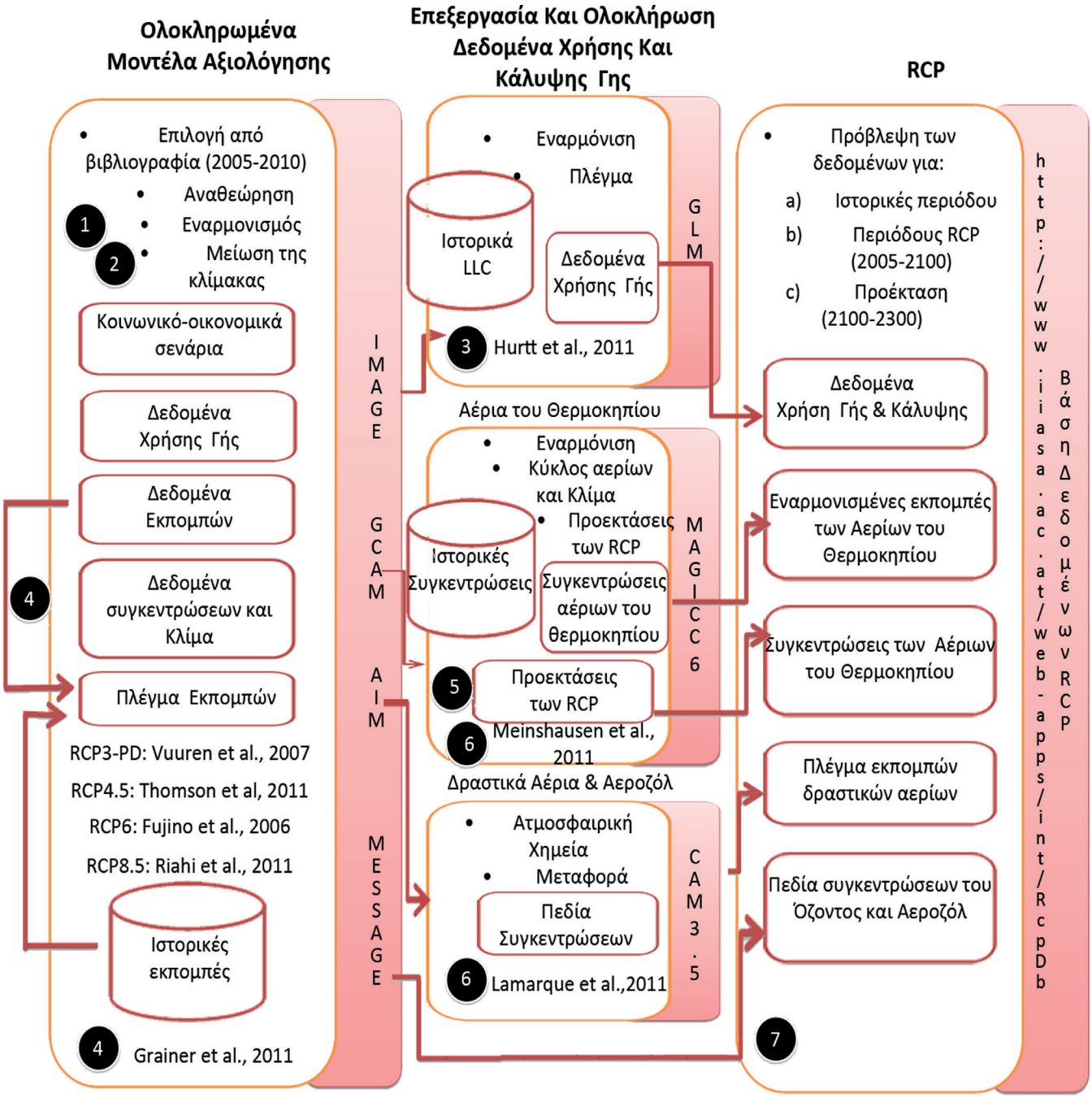
Στο Σχήμα 7.7 παρουσιάζεται η διαδικασία ανάπτυξης των RCPs, σε επτά διαδοχικά βήματα.

7.7.4 Βελτιώσεις σε σχέση με την Ειδική Έκθεση για τα Σενάρια Εκπομπών (SRES)

Ίσως η πιο καινοτόμος πτυχή των RCPs αποτελεί το ότι αντί να ξεκινούν με το κοινωνικό-οικονομικό μέρος που ονομάζεται *πλοκή*, από το οποίο προβάλλονται οι τροχιές εκπομπών και οι κλιματικές επιπτώσεις (η μεθοδολογία των SRES), περιγράφουν το καθένα από μια διαδρομή εκπομπών και συγκεντρώσεων, μέχρι το έτος 2100, καθώς και τον συνακόλουθο κλιματικό εξαναγκασμό. Στη συνέχεια, μπορούν να δοκιμαστούν διάφορες καταστάσεις κοινωνικών, τεχνικών και οικονομικών συνθηκών.

Η βασική διαφορά μεταξύ των προσεγγίσεων των SRES και των RCPs είναι ότι τα SRES καθορίζουν αρχικά, τις κοινωνικό-οικονομικές συνθήκες για κάθε σενάριο, περιορίζοντας τις επιλογές για κοινωνικοοικονομικές αλλαγές.

Καθορίζοντας την διαδρομή των εκπομπών, τα RCPs αντιμετωπίζουν το πρόβλημα αντίστροφα. Οι κοινωνικοοικονομικές επιλογές γίνονται πιο ευέλικτες και μπορούν να τροποποιηθούν κατά βούληση, επιτρέποντας περισσότερο ρεαλιστικές προσεγγίσεις και ενσωματώνοντας πολιτική και οικονομική ευελιξία σε περιφερειακή κλίμακα. Οι πολιτικές αποφάσεις σχετικά με τον μετριασμό και την προσαρμογή, μπορούν να ερευνηθούν για την οικονομική τους αποτελεσματικότητα, τόσο βραχυπρόθεσμα όσο και μακροπρόθεσμα. Επίσης, μπορούν να δοκιμαστούν διάφορα κοινωνικοοικονομικά μέτρα, έναντι των σταθερών ρυθμών θέρμανσης που ενσωματώνονται στα RCPs, για να προσδιοριστούν ποιοι συνδυασμοί μετριασμού ή προσαρμογής παράγουν την πιο οικονομική απόκριση.



Σχήμα 7.7 *Επισκόπηση της διαδικασίας ανάπτυξης των RCPs (τροποίηση από van Vuuren et al. 2011).*

7.7.5 Επέκταση των Σεναρίων μετά το 2100

Κατά τη φάση της διαβούλευσης, κατέστη σαφές το ενδιαφέρον για την εξερεύνηση μακροπρόθεσμων διαδικασιών, αναπτύσσοντας μια ενιαία επέκταση για καθένα RCP σενάριο, μέχρι το έτος 2300. Αυτά τα δεδομένα αποτελούν την εκτεταμένη διαδρομή συγκέντρωσης (Extended Concentration Pathway-ECP).

Δεδομένου ότι οι κοινωνικοοικονομικοί παράγοντες δεν μπορούν να προβλεφθούν με αξιοπιστία σε μεγάλα χρονικά διαστήματα, τα ECPs αναπτύχθηκαν χρησιμοποιώντας απλούς κανόνες για την επέκταση των συγκεντρώσεων των αέριων του θερμοκηπίου, των εκπομπών και των δεδομένων χρήσης γης. Τα ECPs προορίζονται αποκλειστικά, ως βάση για μακροπρόθεσμες προσομοιώσεις του κλίματος (Πίνακας 7.2).

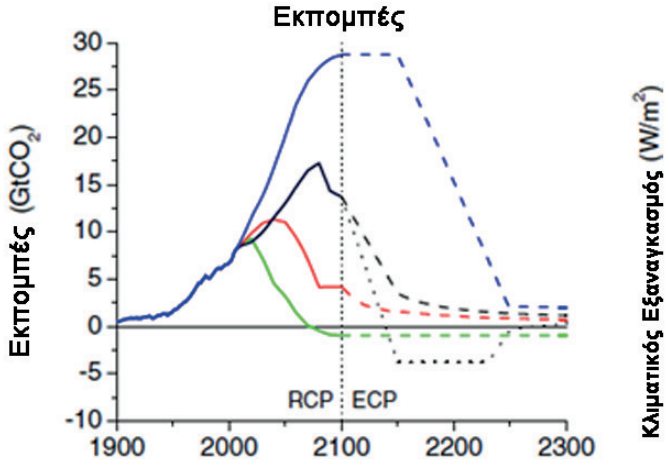
Ένα συμπληρωματικό RCP, που ονομάζεται SCP6to4.5, αναπτύχθηκε με κορύφωση το 2100, ακολουθούμενο από μείωση, για τη διευκόλυνση εξειδικευμένων ερευνών, σχετικά με τις φυσικές ασυμμετρίες και την αναστρεψιμότητα του κλίματος, τον κύκλο του άνθρακα και τα συστήματα των βιοφυσικών επιπτώσεων (π.χ. οικοσυστήματα, άνοδος της στάθμης της θάλασσας κ.ά.).

Παράμετρος	**Εκτεταμένη Διαδρομή Συγκέντρωσης (ECP)**	**Γενικός Κανόνας**
Διοξείδιο του άνθρακα και άλλα αέρια του θερμοκηπίου	ECP8.5	Η τροχιά εκπομπής οδηγείται σε σταθεροποίηση στα 12W·m^{-2}
	ECP6	Η σταθεροποίηση των συγκεντρώσεων το 2150 (περίπου στα 6,0W·m^{-2})
	ECP4.5	Η σταθεροποίηση των συγκεντρώσεων το 2150 (περίπου στα 4,5W·m^{-2})
	ECP3PD	Οι εκπομπές παραμένουν σταθερές στα επίπεδα του 2100
	SCP6to4.5	Η επιστροφή των τιμών του κλιματικού εξαναγκασμού όλων των αερίων από τα επίπεδα των RCP6.0 στα επίπεδα RCP4.5, έως το 2250
Δραστικά αέρια (NO_x, O_3, VOCs, SO_2)	Όλα τα ECPs	Σταθεροποίησή τους στα επίπεδα του 2100
	SCP6to4.5	Κλιμάκωση του εξαναγκασμού των δραστικών αερίων, ανάλογη με των θερμοκηπικών αερίων
Χρήση Γης	Όλα τα ECPs	Σταθεροποίησή τους στα επίπεδα του 2100

Πίνακας 7.2 *Βασικοί κανόνες για την εξαγωγή των εκτεταμένων διαδρομών συγκεντρώσεων (van Vuuren et al., 2011).*

Το Σχήμα 7.8 αποτυπώνει τις εκπομπές του διοξειδίου του άνθρακα και τις διαδρομές του κλιματικού εξαναγκασμού, για καθένα από τα τέσσερα εκτεταμένα RCPs (ECP). Πρέπει να σημειωθεί ότι δεν βασίζονται σε ολοκληρωμένα μοντέλα αξιολόγησης (IAM), αλλά σε απλούς κανόνες επέκτασης του καθενός από τα RCP, με τα οποία συνδέονται (βλέπε Πίνακας 7.2). Στο Σχήμα 7.8 φαίνεται ότι οι απλοί κανόνες επέκτασης (σταθεροποίηση του κλιματικού εξαναγκασμού για το ECP8.5, το ECP6 και το ECP4.5 στα 12W·m^{-2}, 6W·m^{-2} και στα 4,5W·m^{-2}, αντίστοιχα) συνεπάγεται σημαντικές μειώσεις στις εκπομπές CO_2, πέρα από το 2100. Για τα δύο τελευταία ECPs, το ECP6 και το ECP4.5, αυτό μπορεί να θεωρηθεί ως συνέχεια των τάσεων που επικρατούσαν πριν το 2100. Για το ECP8.5 συνεπάγεται σημαντική αλλαγή της τάσης και μείωση των εκπομπών μεταξύ του 2150 και του 2250, το οποίο μειώνει τις εκπομπές με παρόμοιο ρυθμό, όπως στο RCP2.6 πριν από το 2100. Για το ECP3PD, οι υποτιθέμενες αρνητικές εκπομπές συνεπάγονται ότι θα βρεθεί

επαρκής χωρητικότητα αποθήκευσης CO_2 από τη βιοενέργεια ή άλλες τεχνολογίες που ενδέχεται να απομακρύνουν το CO_2 από την ατμόσφαιρα. Η αποθήκευση πριν το έτος του 2100 (των εκπομπών από βιοενέργεια και ορυκτά καύσιμα) εκτιμάται περίπου στους 600GtC.



Σχήμα 7.8 *Επέκταση των RCPs (συναφείς εκπομπές CO_2). Με τα ECPs επεκτείνονται οι διαδρομές συγκεντρώσεων (τροποποίηση από IPCC, 2013).*

7.8 Τα Βασικά Χαρακτηριστικά των Αντιπροσωπευτικών Διαδρομών Συγκέντρωσης (Representative Concentration Pathways-RCP)

Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για την ανάπτυξη των RCP προέρχονται από την επιστημονική βιβλιογραφία. Κάθε RCP αναπτύχθηκε με βάση ένα ολοκληρωμένο μοντέλο αξιολόγησης (IAM). Στη συνέχεια, κάθε ομάδα διερεύνησε και δημιούργησε σύνολα δεδομένων σύνθεσης από διαθέσιμες μελέτες, οι οποίες εξετάστηκαν επανειλημμένα από διαφορετικούς επιστημονικούς φορείς. Τελικά, προέκυψαν οι ακόλουθες διαδρομές συγκέντρωσης (Πίνακας 7.3).

Διαδρομή Συγκέντρωσης	**Βιβλιογραφική Αναφορά**	**Μοντέλο Αξιολόγησης**
RCP8.5	Riahi et al., 2007	MESSAGE
RCP6	Fujino et al., 2006; Hijioka et al., 2008	AIM
RCP4.5	Clarke et al., 2007; Smith & Wigley, 2006; Wise et al., 2009	MiniCAM
RCP3-PD ή RCP2.6	Van Vuuren et al., 2007; van Vuuren et al., 2006	IMAGE

Πίνακας 7.3 *Οι διαδρομές συγκέντρωσης με τις σχετικές αναφορές και τα αντίστοιχα μοντέλα αξιολόγησης.*

Το RCP8.5 αναπτύχθηκε χρησιμοποιώντας το μοντέλο MESSAGE. Το συγκεκριμένο RCP χαρακτηρίζεται από τις αυξανόμενες εκπομπές των αερίων του θερμοκηπίου που με την πάροδο του χρόνου οδηγούν σε υψηλά επίπεδα συγκεντρώσεων (Riahi et al., 2007). Στην περίπτωση του RCP8.5, καταβάλλεται μικρή προσπάθεια για τη μείωση των εκπομπών των αερίων του θερμοκηπίου και αντιπροσωπεύει, γενικά, αποτυχημένες πολιτικές περιορισμού της υπερθέρμανσης του πλανήτη έως το 2100. Η ένταση της κλιματικής αλλαγής αναμένεται να υπερβεί το θερμοκρασιακό όριο που έχει ορίσει η επιστημονική κοινότητα, στους 2°C πάνω από τα προβιομηχανικά επίπεδα. Η πλοκή του RCP8.5, καθώς και η προκύπτουσα πορεία ανάπτυξης βασίζονται στο σενάριο A2r της προηγούμενης γενιάς σεναρίων, παρόμοιο με το SRES A1FI. Έτσι, πολλές υποθέσεις σεναρίων και αποτελέσματα του RCP8.5 προέρχονται απευθείας, από το αποκαλούμενο σενάριο A2r, το οποίο επιλέχθηκε από τη βιβλιογραφία για να χρησιμεύσει ως βάση για το RCP8.5.

Το RCP6 αναπτύχθηκε από την ομάδα μοντελοποίησης AIM. Αποτελεί ένα σενάριο σταθεροποίησης, κατά το οποίο ο συνολικός κλιματικός εξαναγκασμός σταθεροποιείται λίγο μετά το 2100, με την εφαρμογή

μιας σειράς τεχνολογιών και πολιτικών μείωσης των εκπομπών των αερίων του θερμοκηπίου (Fujino et al., 2006; Hijioka et al., 2008).

Το RCP4.5 αναπτύχθηκε από την ομάδα μοντελοποίησης GCAM Αποτελεί και αυτό, ένα σενάριο σταθεροποίησης, κατά το οποίο ο συνολικός κλιματικός εξαναγκασμός σταθεροποιείται λίγο μετά το 2100, χωρίς υπέρβαση του ορίου που έχει τεθεί για τον κλιματικό εξαναγκασμό (Clarke et al., 2007; Smith & Wigley, 2006).

Το RCP2.6 αναπτύχθηκε από την ομάδα μοντελοποίησης IMAGE. Η συγκεκριμένη διαδρομή εκπομπής, με βάση τα αντιπροσωπευτικά σενάρια στη βιβλιογραφία, οδηγεί σε πολύ χαμηλά επίπεδα συγκεντρώσεων των αερίων του θερμοκηπίου. Είναι ένα σενάριο αρχικής κορύφωσης και μείωσης στη συνέχεια, όπου ο κλιματικός εξαναγκασμός φτάνει πρώτα, στη τιμή περίπου των 3,1W·m^{-2}, στα μέσα του αιώνα και επιστρέφει στα 2,6W·m^{-2} το 2100. Για την επίτευξη τέτοιων επιπέδων κλιματικού εξαναγκασμού, οι εκπομπές των αερίων του θερμοκηπίου (και έμμεσα οι εκπομπές των ατμοσφαιρικών ρύπων) μειώνονται σημαντικά με την πάροδο του χρόνου (Van Vuuren et al., 2007). Αναλυτικές πληροφορίες για τα RCPs παρέχονται στον Πίνακα 7.4.

Αναλυτικές πληροφορίες για τα RCPs		
-Αέρια του θερμοκηπίου	Ανάλυση (τομείς)	Ανάλυση (γεωγραφική)
Εκπομπές από τα αέρια του θερμοκηπίου		
CO_2	Ενέργεια /Βιομηχανία, Γη	Παγκόσμια
CH_4	12 τομείς	0.5°×0.5°
N_2O, HFCs, PFCs, CFCs, SF_6	Συνολικά	Παγκόσμια
SO_2, Αιθάλη, Οργανικός Άνθρακας, CO, NO_x, VOCs, NH_3	12 τομείς	0.5°×0.5°
Προδιαγραφή εκπομπών πτητικών οργανικών ενώσεων (VOC)		0.5°×0.5°
Συγκεντρώσεις των αερίων του θερμοκηπίου		
CO_2, CH_4, N_2O, HFCs, PFCs, CFCs, SF_6		Παγκόσμια
Συγκεντρώσεις των αεροζόλ και των χημικά δραστικών αερίων		
O_3, Αερολύματα, Εναπόθεση N, Εναπόθεση S		0.5°×0.5°
Δεδομένα χρήσης γης/κάλυψης γης	Καλλιέργειες , βοσκότοποι, βλάστηση, δάση	0.5°×0.5°

Πίνακας 7.4 *Αναλυτικές πληροφορίες για τα RCPs (van Vuuren et al., 2011).*

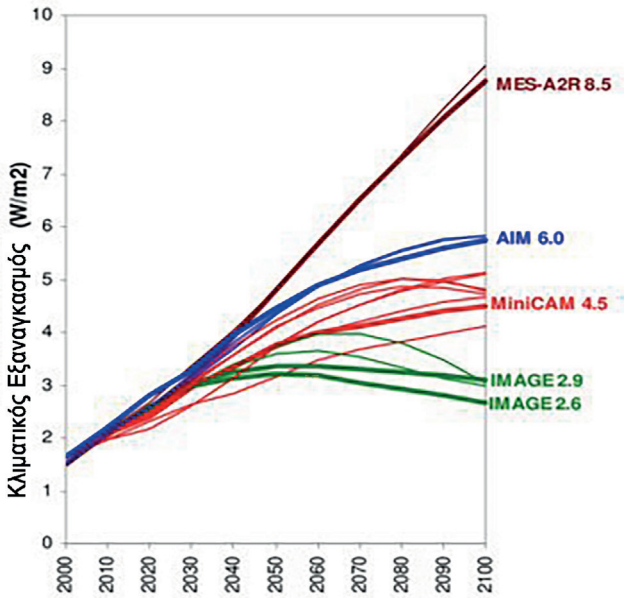
Κάθε Αντιπροσωπευτική Διαδρομή Συγκέντρωσης (RCP) ορίζει ένα συγκεκριμένο σενάριο εκπομπών και κλιματικού εξαναγκασμού (Πίνακας 7.5).

Τύπος	Κλιματικός Εξαναγκασμός	Συγκέντρωση CO_2 (ppm)	Θερμοκρασιακή Ανωμαλία (°C)	Μορφή Διαδρομής
RCP8.5	>8.5W·m^2 το 2100	> 1370 το 2100	4,9	Αυξανόμενη
RCP6	~ 6W·m^2 με σταθεροποίηση μετά το 2100	~850 με σταθεροποίηση μετά το 2100	3,0	Σταθεροποίηση χωρίς υπέρβαση
RCP4.5	~4.5W·m^2 με σταθεροποίηση μετά το 2100	~650 με σταθεροποίηση μετά το 2100	2,4	Σταθεροποίηση χωρίς υπέρβαση
RCP3-PD ή RCP2.6	Μέγιστο στα ~3W·m^2 πριν το 2100 και μετά μείωση στα 2,6W·m^2 το 2100	Κορυφή ~490 CO_2 πριν το 2100 και μετά μείωση	1,5	Μέγιστο και μετά μείωση

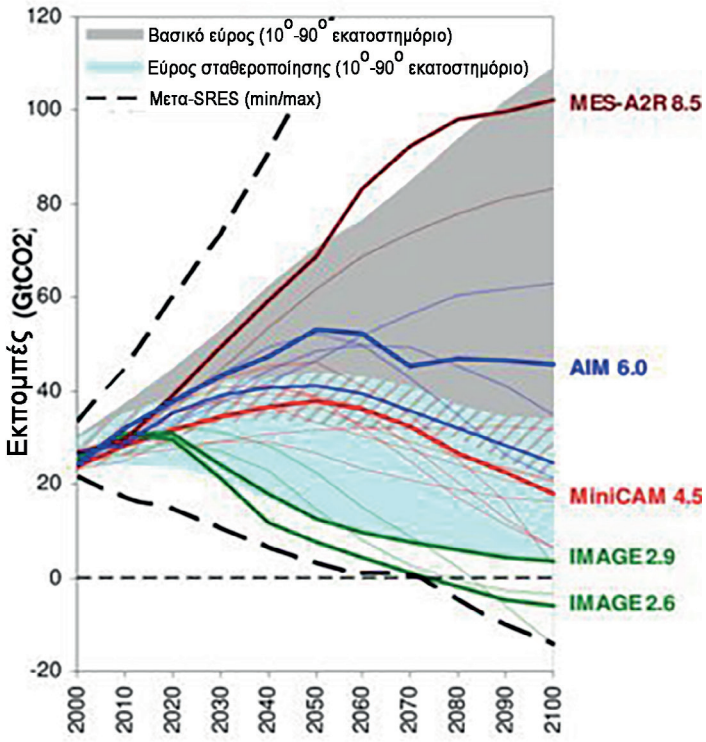
Πίνακας 7.5 *Συσχέτιση διαδρομής συγκέντρωσης με κλιματικό εξαναγκασμό και θερμοκρασιακή ανωμαλία (Moss et al., 2010).*

Το Σχήμα 7.9 αποτυπώνει τις διαδρομές του κλιματικού εξαναγκασμού για τα τέσσερα RCPs, τα παρεμφερή σενάρια που ενημέρωσαν τις τελικές εκδόσεις και την ομάδα μοντελοποίησής τους. Οι διαδρομές του κλιματικού εξαναγκασμού συμφωνούν με τις κοινωνικοοικονομικές προβλέψεις, για κάθε RCP. Για παράδειγμα, το RCP2.6 (RCP3PD) υποθέτει ότι μέσω μιας δραστικής πολιτικής παρέμβασης, οι εκπομπές των αερίων του θερμοκηπίου μειώνονται άμεσα, οδηγώντας σε ελαφρά μείωση των σημερινών επιπέδων έως το 2100. Το πιο απαισιόδοξο σενάριο (RCP8.5) υποθέτει αμετάβλητες εκπομπές, όπως στα σημερινά επίπεδα.

Η επιλογή των εκπομπών CO_2 των τεσσάρων RCP πραγματοποιήθηκε με βάση τη βιβλιογραφία (Σχήμα 7.10). Το εύρος κάθε εκατοστημόριου δεν χρησιμοποιείται ως κριτήριο για την επιλογή του σεναρίου, αλλά παρέχει ένα στατιστικό περιγραφικό μέτρο της πιθανής επικάλυψης μεταξύ των περιοχών δύο σεναρίων. Το RCP8.5 αποτελεί ένα αντιπροσωπευτικό σενάριο κατά το οποίο δεν έχει εφαρμοστεί καμία πολιτική περιορισμού των εκπομπών. Οι διαδρομές του σεναρίου RCP4.5 είναι συγκρίσιμες με αντίστοιχα σενάρια χαμηλών εκπομπών αναφοράς, όπως το σενάριο SRES B1. Το RCP2.6 αντιπροσωπεύει το φάσμα σεναρίων των χαμηλότερων εκπομπών, το οποίο απαιτεί υιοθέτηση αυστηρών κλιματικών πολιτικών, άμεσα για τον περιορισμό των συγκεντρώσεων των θερμοκηπικών αερίων, μέχρι τα τέλη του 21ού αιώνα.



Σχήμα 7.9 *Ο κλιματικός εξαναγκασμός για καθένα από τα τέσσερα RCPs, σε σχέση με την προβιομηχανική περίοδο (τροποποίηση από Moss et al., 2008).*



Σχήμα 7.10 *Οι βιομηχανικές και ενεργειακές εκπομπές CO_2 των RCP σεναρίων (έγχρωμες γραμμές), των μέγιστων και ελάχιστων τιμών (διακεκομμένες γραμμές) και του 10ου-90ού εκατοστημορίου(σκιαγραφημένη περιοχή) στη μετα-SRES βιβλιογραφία. Αυτά τα εκατοστημόρια εκφράζουν την κατανομή συχνοτήτων των υπαρχόντων σεναρίων και όχι την κατανομή πιθανοτήτων. Η γαλάζια περιοχή αντιστοιχεί στα σενάρια μετριασμού και η γκρι περιοχή στα σενάρια βάσης (τροποποίηση από Moss et al., 2008).*

7.9 Η Επόμενη Γενιά Κλιματικών Σεναρίων (Shared Socioeconomic Pathways-SSP)

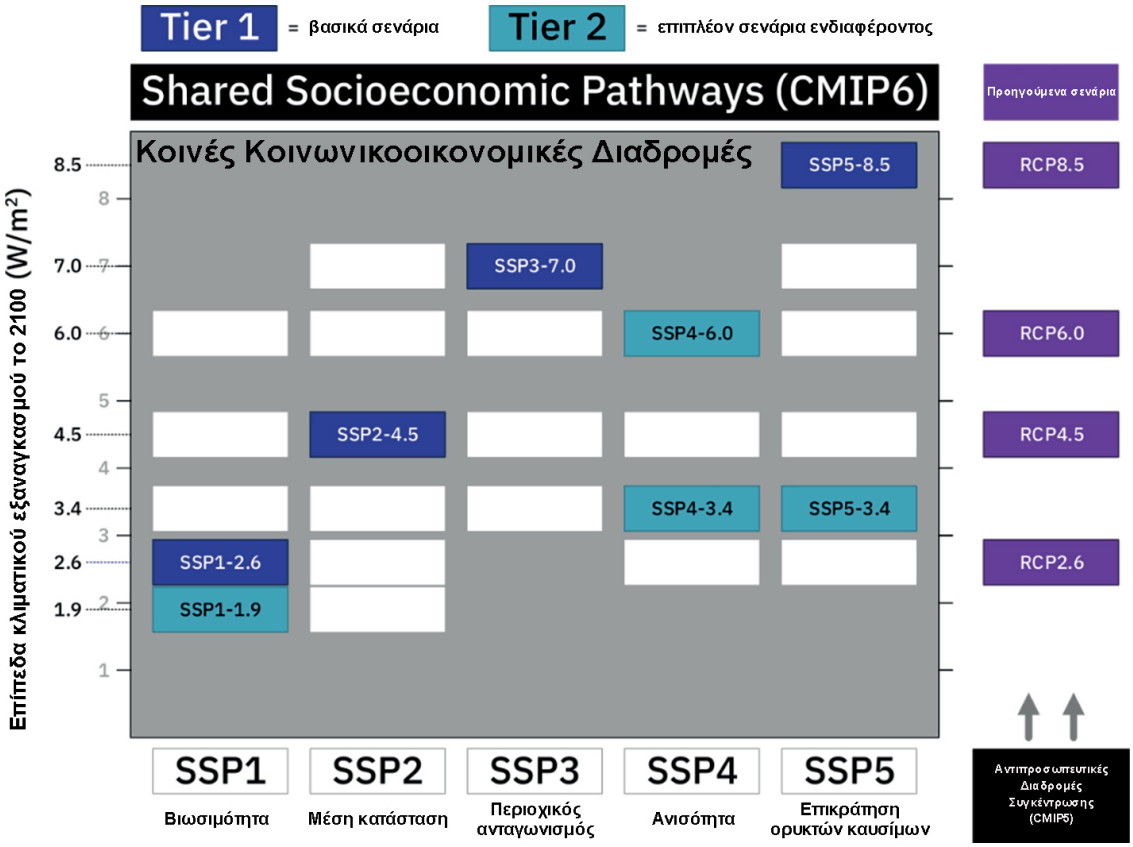
Μετά την ανάπτυξη των RCPs, που περιγράφουν ένα σύνολο εναλλακτικών διαδρομών για τις ατμοσφαιρικές συγκεντρώσεις βασικών αερίων θερμοκηπίου, η ερευνητική κοινότητα της κλιματικής αλλαγής έχει προχωρήσει στην ανάπτυξη ενός νέου συνόλου ολοκληρωμένων σεναρίων που περιγράφουν μελλοντικές κλιματικές, κοινωνικές και περιβαλλοντικές αλλαγές (O'Neill et al., 2017). Αυτά τα εναλλακτικά σενάρια μελλοντικής κοινωνικής ανάπτυξης ονομάζονται Κοινές Κοινωνικοοικονομικές Διαδρομές (Shared Socioeconomic Pathways-SSP) και παρέχουν κρίσιμα δεδομένα για τα κλιματικά μοντέλα, μέσω της περιγραφής και της ποσοτικοποίησης, τόσο της αλλαγής χρήσης γης όσο και των σεναρίων εκπομπών (Gidden et al., 2019).

Τα SSP δημοσιεύτηκαν για πρώτη φορά το 2016, ωστόσο από το 2018 άρχισαν να χρησιμοποιούνται στα επόμενα στάδια μοντελοποίησης του κλίματος (Coupled Model Intercomparison Project-CMIP6), στο πλαίσιο της προετοιμασίας για την 6η Έκθεση Αξιολόγησης της IPCC. Τα SSPs περιγράφουν εύλογες εναλλακτικές αλλαγές σε πτυχές της κοινωνίας, όπως δημογραφικοί, οικονομικοί, τεχνολογικοί, κοινωνικοί, πολιτικοί και περιβαλλοντικοί παράγοντες (O'Neill et al., 2017). Αποτελούνται από δύο στοιχεία: μια αφηγηματική πλοκή και ένα σύνολο ποσοτικοποιημένων μέτρων ανάπτυξης. Τα SSPs είναι διαδρομές αναφοράς, καθώς δεν υποθέτουν καμία αλλαγή του κλίματος ή κλιματική επίπτωση και καμία νέα κλιματική πολιτική. Η επιλογή του ορισμού των SSP με αυτό τον τρόπο, έγινε για να εξυπηρετήσει έναν μεθοδολογικό σκοπό. Ο απώτερος στόχος της συνολικής διαδικασίας του σεναρίου είναι η παραγωγή ολοκληρωμένων σεναρίων που θα περιλαμβάνουν ρεαλιστικές κοινωνικοοικονομικές και περιβαλλοντικές συνθήκες, οι οποίες επηρεάζονται τόσο από την κλιματική αλλαγή, όσο και από την εφαρμοζόμενη κλιματική πολιτική. Τα SSPs περιλαμβάνουν ποσοτικοποιήσεις παραγόντων που θεωρούνται κινητήριες δυνάμεις τέτοιων αποτελεσμάτων, όπως η αύξηση του πληθυσμού και η οικονομική ανάπτυξη. Η ποσοτικοποίηση των συνεπειών αυτών των παραγόντων επαφίεται στα σενάρια που θα παραχθούν με βάση τα SSPs (O'Neill, 2014).

Τα σενάρια που επιλέχθηκαν καλύπτουν το εύρος του κλιματικού εξαναγκασμού (Radiative Forcing-RF) από 1,9W·m^{-2} έως 8,5W·m^{-2}, με βάση το κλιματικό μοντέλο MAGICC6. Ο αριθμός των επιλεγόμενων σεναρίων είναι εννέα και τα σενάρια μπορούν να χωριστούν σε δύο ομάδες. Στη μία ομάδα εντάσσονται τα σενάρια που έχουν μελετηθεί και στην προηγούμενη γενιά σεναρίων στο CMIP5 και αφορούν τα επίπεδα εξαναγκασμού 2.6W·m^{-2}, 4.5W·m^{-2}, 6W·m^{-2} και 8.5W·m^{-2}, σχεδιασμένα ώστε να παρέχουν ένα πλήρες φάσμα στόχων εξαναγκασμού παρόμοιων, τόσο σε μέγεθος όσο και σε κατανομή, με τα RCPs. Στην άλλη ομάδα

μπορούν να ενταχθούν τα υπόλοιπα πέντε σενάρια, συμπληρώνοντας τα κενά από την προηγούμενη γενιά σεναρίων RCP, συμπεριλαμβανομένων και ενός νέου, χαμηλότερου επιπέδου εξαναγκασμού έντασης 1,9 $W \cdot m^{-2}$. Συνεπώς, στη νέα γενιά σεναρίων, το σενάριο με την μικρότερη τιμή κλιματικού εξαναγκασμού είναι το SSP1.9, μετατοπίζοντας τα SSP προς χαμηλότερα επίπεδα κλιματικού εξαναγκασμού, σε σχέση με τα RCPs που είχαν ελάχιστη τιμή εξαναγκασμού 2.6$W \cdot m^{-2}$. Αξίζει να σημειωθεί ότι το σενάριο SSP1.9 αντιστοιχεί στην πιο αισιόδοξη ερμηνεία του Άρθρου 2, της Συμφωνίας του Παρισιού (2015), δηλαδή με την συνέχιση των προσπαθειών για περιορισμό της παγκόσμιας αύξησης της μέσης θερμοκρασίας μέχρι τους 1,5°C, πάνω από τα προβιομηχανικά επίπεδα. Εκτός του SSP1-1.9 περιλαμβάνουν και τα SSP3-LowNTCF, SSP4-3.4, SSP4-7 και SSP5-3.4-Overshoot (OS) (Gidden et al., 2019).

Στο Σχήμα 7.11 έχουν αποτυπωθεί τα νέα κλιματικά σενάρια SSP, σε σχέση με τα RCPs, με βάση τον κλιματικό εξαναγκασμό και των πέντε κοινών κοινωνικοοικονομικών διαδρομών των σεναρίων SSPs. Μέσα στον πίνακα διακρίνονται κελιά όπου το καθένα από αυτά αντιστοιχεί στον συνδυασμό των SSPs και του αντίστοιχου κλιματικού εξαναγκασμού. Στην οριζόντια στήλη του πίνακα έχουν τοποθετηθεί τα SSPs. Στην αριστερή κάθετη στήλη έχει τοποθετηθεί η μεταβολή της ακτινοβολίας. Έτσι, το κάθε κελί του πίνακα προκύπτει από τον συνδυασμό του οριζόντιου και του αριστερού άξονα. Οι τιμές με έντονα γράμματα της αριστερής κάθετης στήλης δηλώνουν τα επτά κλιματικά σενάρια της AR6. Στη δεξιά κάθετη στήλη, αποτυπώνονται τα RCPs του CMIP5, σε αντιστοιχία με τις τιμές ακτινοβολίας της αριστερής στήλης. Τα RCPs παρουσιάζονται στο συγκεκριμένο σχήμα για σύγκριση με τα SSP. Τα κλιματικά σενάρια διαχωρίστηκαν σε δύο ομάδες, με βάση τα επίπεδα προτεραιότητας που τέθηκαν. Στην πρώτη ομάδα σεναρίων (Tier 1) με τη σκούρα μπλε απόχρωση, εντάχθηκαν τα βασικά σενάρια πρώτης προτεραιότητας και στη δεύτερη ομάδα (Tier 2), με την γαλάζια απόχρωση, περιλαμβάνονται πρόσθετα σενάρια για τις κλιματικές προσομοιώσεις. Τέλος, τα λευκά κελιά υποδεικνύουν σενάρια τα οποία θα προκύψουν από τα αντίστοιχα SSP που βρίσκονται στην ίδια σειρά.

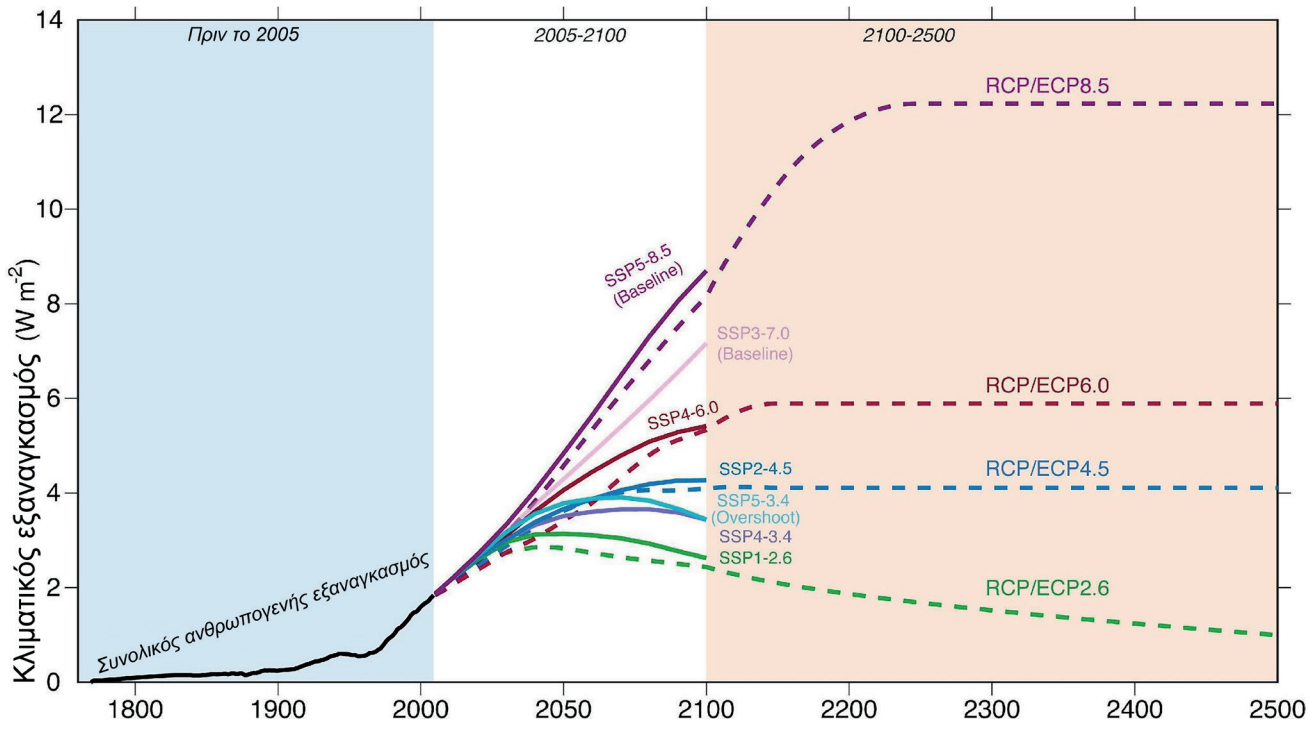


Σχήμα 7.11 *Σύγκριση υφιστάμενων (RCPs) νέων (SSPs) κλιματικών σεναρίων (τροποποίηση από O' Neil et al., 2016).*

Τα SSPs βασίζονται σε πέντε αφηγήσεις που περιγράφουν ευρείες κοινωνικοοικονομικές τάσεις που θα μπορούσαν να διαμορφώσουν το μέλλον του πλανήτη. Αυτά προορίζονται να καλύπτουν ένα εύλογο εύρος πιθανής μελλοντικής εκπλήρωσής τους και περιλαμβάνουν:

- το SSP1 που αναφέρεται σε έναν κόσμο ανάπτυξης και ισότητας ,με επίκεντρο τη βιωσιμότητα,
- το SSP2 που αναφέρεται σε ένα ενδιάμεσο κόσμο, όπου οι τάσεις ακολουθούν σε γενικές γραμμές τα ιστορικά τους πρότυπα,
- το SSP3 περιγράφει έναν κατακερματισμένο κόσμο του αναγεννώμενου εθνικισμού,
- το SSP4 περιγράφει έναν κόσμο με διαρκώς αυξανόμενες ανισότητες,
- το SSP5 παραπέμπει σε έναν κόσμο ταχείας και απεριόριστης ανάπτυξης στην οικονομική παραγωγή και τη χρήση ενέργειας.

Στο διάγραμμα του Σχήματος 7.12 αποτυπώνεται η εξέλιξη των κλιματικών σεναρίων RCPs, των πιο μακροπρόθεσμων κλιματικών σεναρίων ECPs, καθώς και τα σενάρια νέας γενιάς SSPs.



Σχήμα 7.12 *Η εξέλιξη των κλιματικών σεναρίων RCPs των πιο μακροπρόθεσμων κλιματικών σεναρίων ECPs και της νέας γενιάς σεναρίων SSPs (τροποποίηση από Abram et al., 2019).*

Βιβλιογραφία/Αναφορές

Abram, N., Gattuso, J.P., Prakash, A., Cheng, L., Chidichimo, M.P., Crate, S., Enomoto, H., Garschagen, M., Gruber, N., Harper, S., Holland, E., Kudela, R.M., Rice, J., Steffen, K. & von Schuckmann, K. (2019). Framing and Context of the Report Supplementary Material. In: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem,J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)].

Clarke L.E., Edmonds, J.A., Jacoby, H., Pitcher, H., Reilly, J. & Richels, R. (2007). *Scenarios of greenhouse gas emissions and atmospheric concentrations*. Sub-report 2.1a of Synthesis and Assessment Product 2.1. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research, Department of Energy, Office of Biological & Environmental Research, Washington DC (http://www.climatescience.gov/Library/sap/sap2-1/finalreport/default.htm).

Funtowicz, S. & Ravetz, J.R. (1990). *Uncertainty and Quality in Science for Policy*. Kluwer Academic Publishers.

Fujino, J., Nair, R., Kainuma, M., Masui, T. & Matsuoka, Y. (2006). Multigas mitigation analysis on stabilization scenarios using AIM global model. Multigas. *Energ. J.* 0(I), 343–354.

Gidden, M.J., Riahi, K., Smith, S.J., Fujimori, S., Luderer, G., Kriegler, E., van Vuuren, D.P., van den Berg, M., Feng, L., Klein, D., Calvin, K., Doelman, J.C., Frank, S., Fricko, O., Harmsen, M., Hasegawa, T., Havlik, P., Hilaire, J., Hoesly, R., Horing, J., Popp, A., Stehfest, E. & Takahashi, K. (2019). Global emissions pathways under different socioeconomic scenarios for use in CMIP6: a dataset of harmonized emissions trajectories through the end of the century. *Geosci. Model Dev*., 12, 1443–1475. https://doi.org/10.5194/gmd-12-1443-2019

Granier, C., Bessagnet, B., Bond, T., D'Angiola, A., van der Gon, H.G., Frost, G., Heil, A., Kainuma, M., Kaiser, J., Kinne, S., Klimont, Z., Kloster, S., Lamarque, J.F., Liousse, C., Masui, T., Meleux, F., Mieville, A., Ohara, T., Raut, J.C., Riahi, K., Schultz, M.G., Smith, S.J., Thompson, A., van Aardenne, J., van der Werf, G.R. & van Vuuren D.P. (2011). Evolution of anthropogenic and biomass burning emissions at global and regional scales during the 1980–2010 period. *Clim. Change*.109, 163-190, https://doi.org/10.1007/s10584-011-0154-1

Hijioka, Y., Matsuoka, Y., Nishimoto, H., Masui, T. & Kainuma, M. (2008). Global GHG emission scenarios under GHG concentration stabilization targets. *J. Glob. Environ*. Eng., 13, 97–108.

Hurtt, G.C., Chini, L.P., Frolking, S., Betts, R.A., Feddema, J., Fischer, G., Fisk, J.P., Hibbard, K., Houghton, R.A., Janetos, A., Jones, C.D., Kindermann, G., Kinoshita, T., Goldewijk, K.K., Riahi, K., Shevliakova, E., Smith, S., Stehfest, E., Thomson, A., Thornton, P., van Vuuren, D.P. & Wang, Y.P. (2011). Harmonization of land-use scenarios for the period 1500–2100: 600 years of global gridded annual land-use transitions, wood harvest, and resulting secondary lands. *Clim. Change*. 109, 117. https://doi.org/10.1007/s10584-011-0153-2

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.

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.

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. https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324

Lamarque, J.F., Page Kyle, G., Meinshausen, M., Riahi, K., Smith, S., van Vuuren, D.P., Conley, A.J., Vitt, F. (2011). Global and regional evolution of short-lived radiatively-active gases and aerosols in the Representative Concentration Pathways. *Clim. Change*, 109(191). https://doi.org/10.1007/s10584-011-0155-0

Moss, R., Babiker, M., Brinkman, S., Calvo, E., Carter, T., Edmonds, J., Elgizouli, I., Emori, S., Erda, L., Hibbard, K., Jones, R., Kainuma, M., Kelleher, J., Lamarque, J.F., Manning, M., Matthews, B., Meehl, J., Meyer, L., Mitchell, J., Nakicenovic, N., O'Neill, B., Pichs, R., Riahi, K., Rose, S., Runci, P., Stouffer, R., van Vuuren, D., Weyant, J., Wilbanks, T., vanYpersele, J.P. & Zurek, M. (2008). *Towards new scenarios for analysis of emissions, climate change, impacts, and response strategies*. In IPCC Expert Meeting Report: Towards New Scenarios. Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, Switzerland.

Meinshausen, M., Smith, S.J., Calvin, K., Daniel, J.S., Kainuma, M.L., Lamarque, J.F., Matsumoto, K., Montzka, S.A., Raper, S.C., Riahi, K., Thomson, A. Velders, G.J. & van Vuuren D.P. (2011). The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Clim. Change*, 109, 213-241. https://doi.org/10.1007/s10584-011-0156-z

Nakicenovic, N., Alcamo, J., Davis, G., de Vries, B., Fenhann, J., Gaffin, S., Gregory, K., Grübler, A., Jung, T.Y., Kram, T., La Rovere, E.L., Michaelis, L., Mori, S., Morita, T., Pepper, W., Pitcher, H., Price, L., Riahi, K., Roehrl, A., Rogner, H.H., Sankovski, A., Schlesinger, M., Shukla, P., Smith, S., Swart, R., van Rooijen, S., Victor, N. & Dadi, Z. (2000). *Special report on emissions scenarios, international panel on climate change.* Cambridge University Press, Cambridge, UK.

O'Neill, B.C., Kriegler, E., Riahi, K., Ebi, K.L., Hallegatte, S., Carter, T.R., Mathur, R. & van Vuuren, D.P. (2014). A new scenario framework for climate change research: the concept of shared socioeconomic pathways. *Clim. Change*, 122, 387–400. https://doi.org/10.1007/s10584-013-0905-2

O'Neill, B.C., Tebaldi, C., van Vuuren, D.P., Eyring, V., Friedlingstein, P., Hurtt, G., Knutti, R., Kriegler, E., Lamarque, J.F., Lowe, J., Meehl, G.A., Moss, R., Riahi, K. & Sanderson, B.M. (2016). The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6. *Geosci. Model Dev.*, 9, 3461–3482. https://doi.org/10.5194/gmd-9-3461-2016

O'Neill B.C., Kriegler, E., Ebi, K.L., Kemp, B.E., Riahi, K., Rothman, D.S., van Ruijven, B.J., van Vuuren, D.P., Birkmann, J., Kok, K., Levy, M. & Soleckim, W. (2017). The roads ahead: Narratives for shared socioeconomic pathways describing world futures in the 21st century. *Glob. Environ. Change*, 42, 169-180. https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2015.01.004

Pielke, R.Jr., Burgess, M.G. & Ritchie, J. (2022*).* Most plausible 2005-2040 emissions scenarios project less than 2.5 degrees C of warming by 2100. *Environ. Res. Lett.*, 17, 024027. https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac4ebf 2

Riahi, K., Gruebler, A. & Nakicenovic, N. (2007). Scenarios of long-term socioeconomic and environmental development under climate stabilization. *Technol. Forecast. Soc. Change*. 74(7):887–935. https://doi.org/10.1016/j.techfore.2006.05.026

Smith, S.J. & Wigley, T.M.L. (2006). MultiGas forcing stabilization with minicam. *Energ. J*. 27, 373-391.

Thomson, A.M., Calvin, K.V., Smith, S.J., Kyle, G.P., Volke, A., Patel, P., Delgado-Arias, S., Bond-Lamberty, B., Wise, M.A., Clarke, L.E. & Edmonds, J.A. (2011). RCP4.5: a pathway for stabilization of radiative forcing by 2100. *Clim. Change*. 109, 77. https://doi.org/10.1007/s10584-011-0151-4

Van Vuuren, D.P., Eickhout, B., Lucas, P.L. & Den Elzen, M.G.J. (2006). Long-term multi-gas scenarios to stabilise radiative forcing-exploring costs and benefits within an integrated assessment framework. *Energ. J*. 27, 201-233.

van Vuuren, D.P., den Elzen, M.G.J., Lucas, P.L., Eickhout, B., Strengers, B.J., van Ruijven, B., Wonink, S. & van Houdt, R. (2007). Stabilizing greenhouse gas concentrations at low levels: an assessment of reduction strategies and costs. *Clim. Change*. 81, 119–159. https://doi.org/10.1007/s10584-006-9172-9

van Vuuren, D.P., Edmonds, J., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A., Hibbard, K., Hurtt, G., Kram, T., Krey, V., Lamarque, J.F., Masui, T., Meinshausen, M., Nakicenovic, N., Smith, S. & Rose, S. (2011). The representative concentration pathways: An overview. *Clim. Change*. 109(1), 5–31. https://doi.org/10.1007/s10584-011-0148-z

Κριτήρια αξιολόγησης

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Από τι εξαρτάται η μείωση της συγκέντρωσης των θερμοκηπικών αερίων στην ατμόσφαιρα;

Απάντηση/Λύση

Η συγκέντρωσή ενός αερίου στην ατμόσφαιρα εξαρτάται από τις σχετικές μεταβολές, όχι μόνο των εκπομπών του, αλλά επίσης, και των διεργασιών απομάκρυνσής του. Όταν οι εκπομπές μειώνονται, οι παράγοντες που καθορίζουν την εξέλιξη των συγκεντρώσεων των θερμοκηπικών αερίων είναι ο χρόνος ζωής τους και οι διεργασίες απομάκρυνσής τους.

Κριτήριο αξιολόγησης 2

Ποιες είναι οι πηγές αβεβαιότητας στα σενάρια εκπομπών των θερμοκηπικών αερίων;

Απάντηση/Λύση

Υπάρχουν τρεις πηγές αβεβαιότητας στα σενάρια εκπομπών των θερμοκηπικών αερίων: οι αβεβαιότητες των δεδομένων, οι αβεβαιότητες των μοντέλων και οι αβεβαιότητες πληρότητας. Οι αβεβαιότητες των δεδομένων προκύπτουν από την ποιότητα ή την καταλληλότητα των δεδομένων που χρησιμοποιούνται ως δεδομένα εισόδου στα αριθμητικά μοντέλα. Έτσι, παρουσιάζονται αβεβαιότητες για τις μελλοντικές συγκεντρώσεις των αερίων του θερμοκηπίου. Οι αβεβαιότητες των μοντέλων προκύπτουν από την ελλιπή κατανόηση των φαινομένων που προσομοιώνονται, όπως των νεφών, από τη φυσική μεταβλητότητα του κλίματος ή από τις παραδοχές και τις παραμετροποιήσεις που ακολουθούνται. 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 SRES 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 να παρουσιάζει μείωση, έκτοτε. 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

Τι δηλώνουν οι αριθμοί στα RCP σενάρια;

Απάντηση/Λύση

Οι αριθμοί δηλώνουν τον κλιματικό εξαναγκασμό που προβλέπεται για το κάθε σενάριο, το έτος 2100. Τα σενάρια δημιουργήθηκαν έτσι ώστε με καθορισμένο συνδυασμό συγκεντρώσεων θερμοκηπικών αερίων και αερολυμάτων, να οδηγούν σε συγκεκριμένο κλιματικό εξαναγκασμό ως το έτος 2100.

Κριτήριο αξιολόγησης 5

Ποιο σενάριο στοχεύει να διατηρήσει την υπερθέρμανση του πλανήτη έως 2^{o}C πάνω από τις προβιομηχανικές θερμοκρασίες;

Απάντηση/Λύση

Το σενάριο RCP2.6 αποτελεί το πλέον αισιόδοξο σενάριο, στοχεύοντας στη διατήρηση θερμοκρασιών έως 2^{o}C, πάνω από τις προβιομηχανικές θερμοκρασίες.

Κριτήριο αξιολόγησης 6

Τι περιλαμβάνουν τα RCP σενάρια;

Απάντηση/Λύση

Τα RCP είναι σενάρια εκπομπών που χρησιμοποιούνται για να εκτιμηθούν οι πιθανές θερμοκρασίες στο μέλλον. Τα RCP σενάρια περιλαμβάνουν ένα αυστηρό σενάριο μετριασμού (RCP2.6), δύο ενδιάμεσα σενάρια (RCP4.5 και RCP6.0) και ένα σενάριο με πολύ υψηλές συγκεντρώσεις αερίων του θερμοκηπίου (RCP8.5), που οδηγούν σε ισχυρό κλιματικό εξαναγκασμό 8,5W·m^{-2}, στο τέλος του 21ού αιώνα.

Κριτήριο αξιολόγησης 7

Ποια αέρια χρησιμοποιούνται για την ανάπτυξη ενός σεναρίου RCP;

Απάντηση/Λύση

Τα αέρια που χρησιμοποιούνται είναι το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2), το υποξείδιο του αζώτου (N_2O), το μεθάνιο (CH_4) και οι χλωροφθοράνθρακες (CFCs).

Κριτήριο αξιολόγησης 8

Ποιο σενάριο από τα RCP είναι το πιο απαισιόδοξο και ποιο το πιο αισιόδοξο;

Απάντηση/Λύση

Το σενάριο RCP8.5 είναι το πιο απαισιόδοξο, με την υπόθεση ότι ο πλανήτης έχει αυξημένες ενεργειακές ανάγκες, εξαιτίας της αύξησης του πληθυσμού και της χαμηλής τεχνολογικής ανάπτυξης. Το σενάριο RCP2.6 είναι το πιο αισιόδοξο, με την υπόθεση ότι οι ανθρωπογενείς εκπομπές μειώνονται λόγω της χρήσης ανανεώσιμων πηγών ενέργειας και νέων τεχνολογιών.

Κριτήριο αξιολόγησης 9

Ποιο σενάριο RCP είναι πιο πιθανό;

Απάντηση/Λύση

Το RCP3.4 αντιπροσωπεύει μια ενδιάμεση διαδρομή μεταξύ του πολύ αυστηρού RCP2.6 και των λιγότερο αυστηρών προσπαθειών μετριασμού, που σχετίζονται με το RCP4.5. Οι Pielke et al., (2022) προέβλεψαν ότι το RCP3.4 (3,4W·m^{-2}, 2,0–2,4°C αύξηση της θερμοκρασίας μέχρι το 2100) αποτελεί την πιο πιθανή διαδρομή του μελλοντικού κλίματος.

Κριτήριο αξιολόγησης 10

Σε τι διαφέρουν τα σενάρια RCP4.5 και RCP8.5;

Απάντηση/Λύση

Το RCP4.5 περιγράφεται από τη Διακυβερνητική Επιτροπή για την Κλιματική Αλλαγή (IPCC) ως ένα μέτριο σενάριο κατά το οποίο οι εκπομπές κορυφώνονται γύρω στο 2040 και στη συνέχεια, μειώνονται. Το RCP8.5 αποτελεί το υψηλότερο βασικό σενάριο εκπομπών κατά το οποίο οι εκπομπές θερμοκηπικών αερίων συνεχίζουν να αυξάνονται έως το 2100.

Κριτήριο αξιολόγησης 11

Τι σημαίνει ο όρος Αντιπροσωπευτικές Διαδρομές Συγκέντρωσης;

Απάντηση/Λύση

Οι Αντιπροσωπευτικές Διαδρομές Συγκέντρωσης (RCPs) είναι μια μέθοδος για την καταγραφή υποθέσεων μέσα σε ένα σύνολο σεναρίων. Οι συνθήκες κάθε σεναρίου χρησιμοποιούνται στη διαδικασία μοντελοποίησης της πιθανής μελλοντικής εξέλιξης των κλιματικών συνθηκών του πλανήτη.

Κριτήριο αξιολόγησης 12

Ποια είναι τα προγενέστερα σενάρια που αντικατέστησαν τα RCPs;

Απάντηση/Λύση

Τα RCP αντικατέστησαν το σύνολο σεναρίων εκπομπών SRES που δημοσιεύθηκαν στην Ειδική Έκθεση για τα σενάρια εκπομπών (IPCC 2000). Τα σενάρια SRES χρησιμοποιήθηκαν ως δεδομένα εισόδου για τα κλιματικά μοντέλα των εκθέσεων της 3ης και της 4ης αξιολόγησης της IPCC, που δημοσιεύθηκαν το 2001 και το 2007, αντίστοιχα.

Κριτήριο αξιολόγησης 13

Από πόσες φάσεις αποτελείται η Διαδικασία Ανάπτυξης Σεναρίου;

Απάντηση/Λύση

Η Διαδικασία Ανάπτυξης Σεναρίου αποτελείται από τρεις φάσεις: τη προπαρασκευαστική φάση, τη παράλληλη φάση για τη μοντελοποίηση και τη φάση ολοκλήρωσης, διάδοσης και εφαρμογής.

Κεφάλαιο 8

Σύνοψη
Στο πλαίσιο κατανόησης των διεργασιών του κλίματος περιλαμβάνεται εκτεταμένη συζήτηση ανοικτών θεμάτων, που σχετίζονται με τις αλληλεπιδράσεις των φυσικών συστημάτων, τις δυναμικές αποκρίσεις τους, τον ρόλο των ανθρωπογενών δραστηριοτήτων και εν τέλει, τις υπάρχουσες αβεβαιότητες της κλιματικής αλλαγής.

Προαπαιτούμενη γνώση
Για την καλύτερη κατανόηση των εννοιών προτείνεται η αναδρομή στη θεματική ενότητα των κλιματικών σεναρίων και των προβολών του κλίματος (7ο Κεφάλαιο).

8 Ανοικτά Θέματα της Κλιματικής Αλλαγής

8.1 Οι Μελλοντικές Προβολές της Θερμοκρασίας και το Εύρος Διακύμανσής τους

Τα μοντέλα που χρησιμοποιήθηκαν για την πρόβλεψη της θερμοκρασίας, βάσει των σεναρίων SRES του προηγούμενου κεφαλαίου, συμφωνούν προς την κατεύθυνση της μελλοντικής παγκόσμιας κλιματικής αλλαγής, όχι όμως, και στην εκτίμηση του μεγέθους των αλλαγών αυτών. Οι ρυθμοί εκπομπής των θερμοκηπικών 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 8.1).

Η εξάρτηση των εκπομπών θερμοκηπικών 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 στην 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.

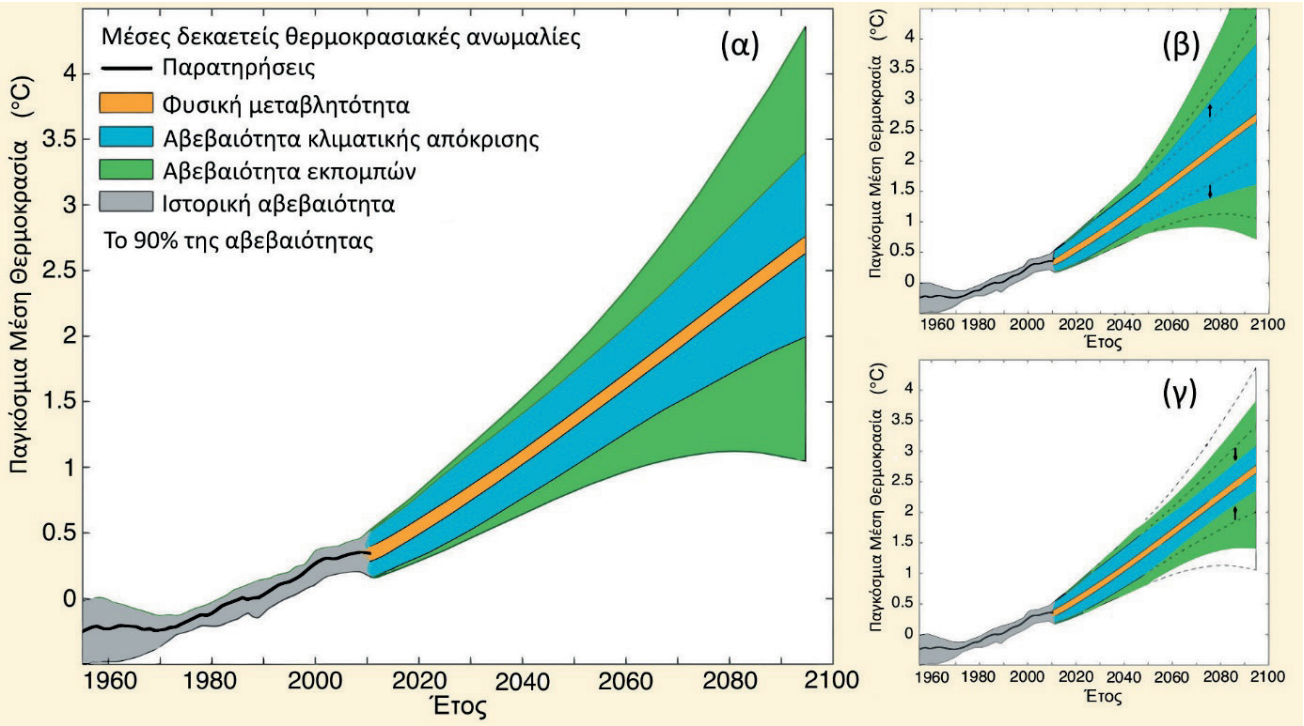
Τα τελευταία χρόνια, εντοπίζεται σημαντική πρόοδος στον τομέα της ανάλυσης δεδομένων στην κρυόσφαιρα, στην ατμόσφαιρα, στο έδαφος, στη βιόσφαιρα και στα συστήματα των ωκεανών. Επίσης, βελτίωση έχει επιτευχθεί στη μοντελοποίηση των νεφών, του θαλάσσιου πάγου, των αερολυμάτων, της μικρής κλίμακας ωκεάνιας ανάμιξης, του κύκλου του άνθρακα κ.ά. 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 ηφαιστειακές εκρήξεις, καθώς και η ενέργεια που φτάνει 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 θερμοκηπικών 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 8.1 *Σχηματικό διάγραμμα που αναπαριστά τη σχετική σημασία διάφορων αβεβαιοτήτων και την εξέλιξή τους στο χρόνο. (α) Δεκαετείς 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 διάφορων 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 (γ) μπορεί να μειωθούν εάν υπάρξει βελτίωση των μοντέλων και των δεδομένων παρατήρησης. 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).*

8.2 Στοιχεία της Υπερθέρμανσης του Πλανήτη

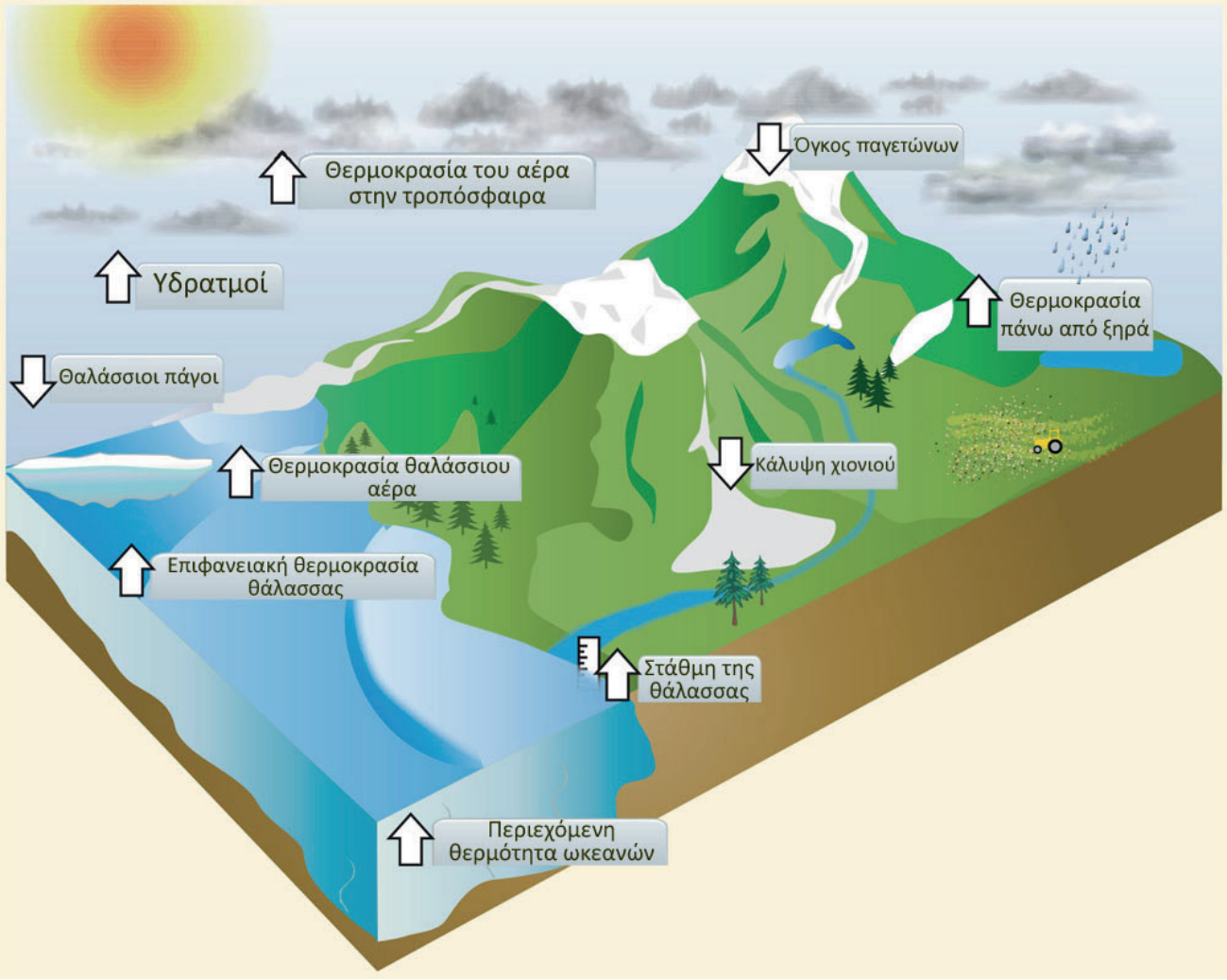
Υπάρχουν πλέον απτές αποδείξεις ότι ο πλανήτης έχει υπερθερμανθεί. Τα στοιχεία προκύπτουν από τα ανώτερα ύψη της ατμόσφαιρας έως τα βάθη των ωκεανών και περιλαμβάνουν αλλαγές στην επιφανειακή, ατμοσφαιρική και ωκεάνια θερμοκρασία, στη χιονοκάλυψη, στους πάγους, στη στάθμη της θάλασσας και στην ποσότητα των ατμοσφαιρικών υδρατμών (Σχήμα 8.2). Είναι, συνεπώς, αδιαμφισβήτητο ότι υπάρχει υπερθέρμανση του πλανήτη από τον 19ο 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

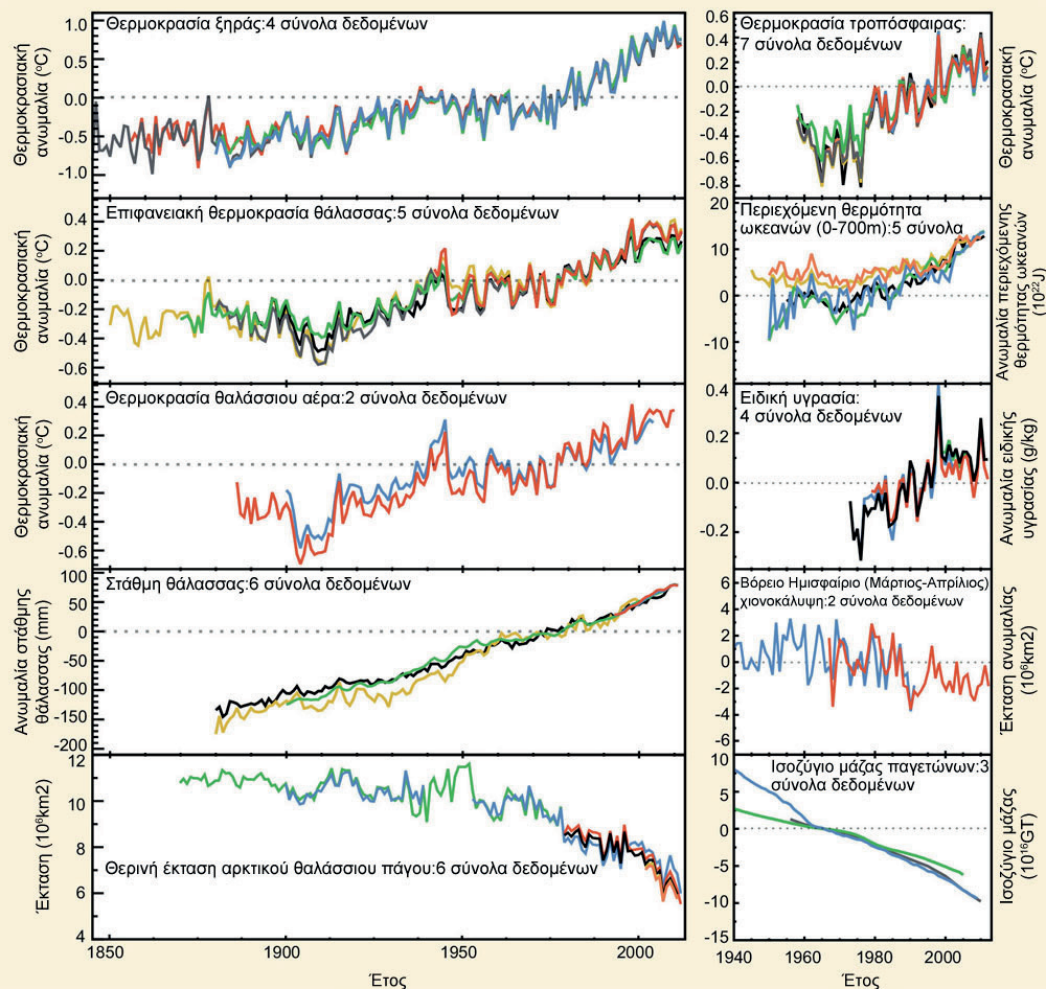
κλιματικής αλλαγής. Η άνοδος της θερμοκρασίας της ξηράς συμβαδίζει αρκετά, με την τάση θέρμανσης των ωκεανών, καθώς και οι μετρήσεις της θερμοκρασίας του αέρα πάνω από ωκεάνιες περιοχές με την επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας.

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 8.3). 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, 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 8.2 *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).*

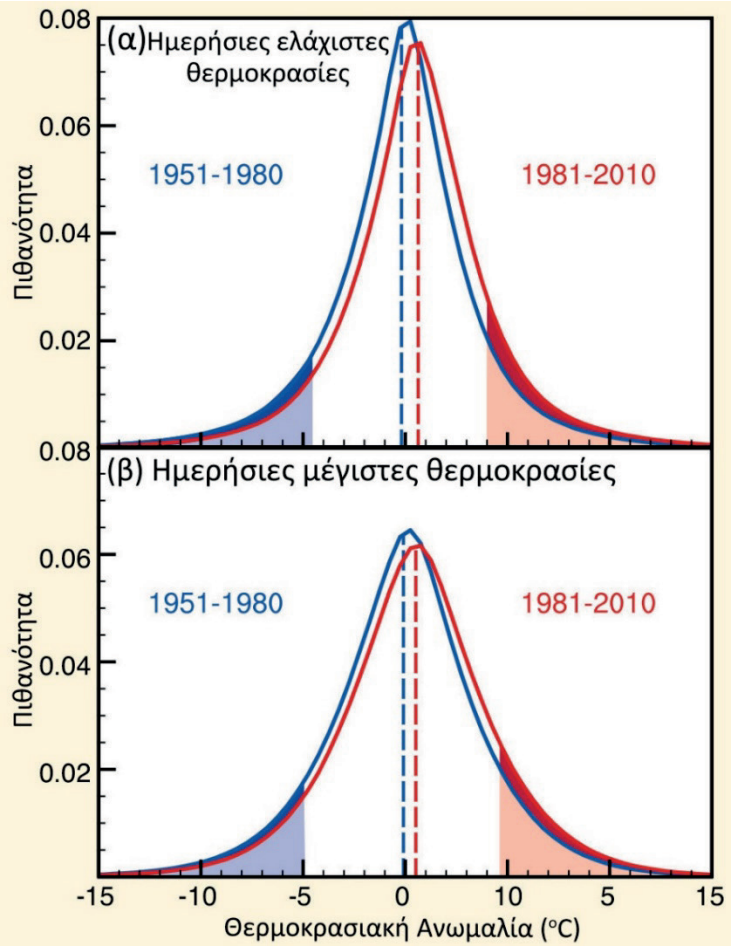


Σχήμα 8.3 *Πολλαπλοί ανεξάρτητοι δείκτες αλλαγής του παγκόσμιου κλίματος. Κάθε γραμμή παριστάνει έναν ανεξάρτητο υπολογισμό της μεταβολής κλιματικού στοιχείου. Σε κάθε διάγραμμα όλα τα σύνολα δεδομένων έχουν κανονικοποιηθεί για συγκεκριμένη χρονική περίοδο (τροποποίηση από IPCC, 2013).*

8.3 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 20ού 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.

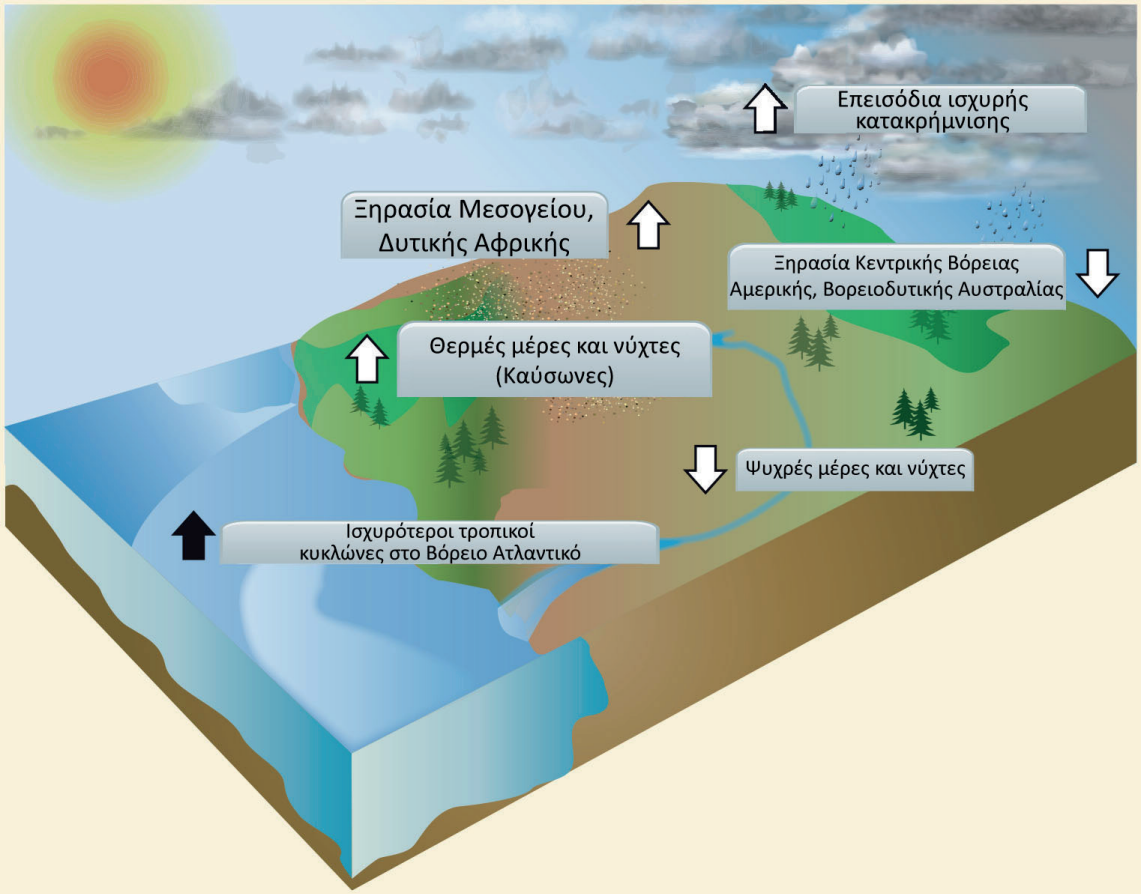
Οι ζεστές μέρες και νύχτες έχουν αυξηθεί, σε αντίθεση με τις κρύες νύχτες και μέρες, οι οποίες έχουν ελαττωθεί για τις περισσότερες περιοχές του πλανήτη. Εξαίρεση αποτελούν οι κεντρικές και ανατολικές περιοχές της Βόρειας Αμερικής και οι νότιες περιοχές της Νότιας Αμερικής. Οι περίοδοι που περιέχουν συνεχείς εξαιρετικά θερμές μέρες ή νύχτες, έχουν μελετηθεί λιγότερο. Στο Σχήμα 8.4 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 20ού αιώνα. Μία εξαίρεση είναι η νοτιοανατολική πλευρά των ΗΠΑ, 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 8.4 *Κατανομή (α) των ανωμαλιών των ημερήσιων ελαχίστων θερμοκρασιών, (β) των ανωμαλιών των ημερήσιων μεγίστων θερμοκρασιών, σε σχέση με τη 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 (α) νυκτών και (β) ημερών για τη 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 20ού 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 περίπου αιώνα, υπάρχουν ενδείξεις μείωσης της συχνότητας των κυκλώνων στον Βόρειο Ατλαντικό και στο Νότιο Ειρηνικό Ωκεανό. Σχετικά με τους κυκλώνες μέσων 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 αντίστοιχα μειωθεί.

Το Σχήμα 8.5 συνοψίζει κάποιες από τις παρατηρούμενες αλλαγές των κλιματικών ακρότατων τιμών. Συνολικά, οι πιο εμφανείς αλλαγές εντοπίζονται στις μετρήσεις των ημερήσιων θερμοκρασιών, συμπεριλαμβανομένων και των κυμάτων καύσωνα. Τα ακρότατα των βροχοπτώσεων φαίνεται να αυξάνουν, αλλά υπάρχει μεγάλη χωρική μεταβλητότητα.



Σχήμα 8.5 *Τάσεις στη συχνότητα (ή την ένταση) των διάφορων ακραίων κλιματικών συνθηκών (το βέλος κατεύθυνσης υποδηλώνει το πρόσημο της μεταβολής) από τα μέσα του 20ού αιώνα. Οι κυκλώνες του Βορείου Ατλαντικού αναφέρονται από τη δεκαετία του 1970 (τροποποίηση από IPCC, 2013).*

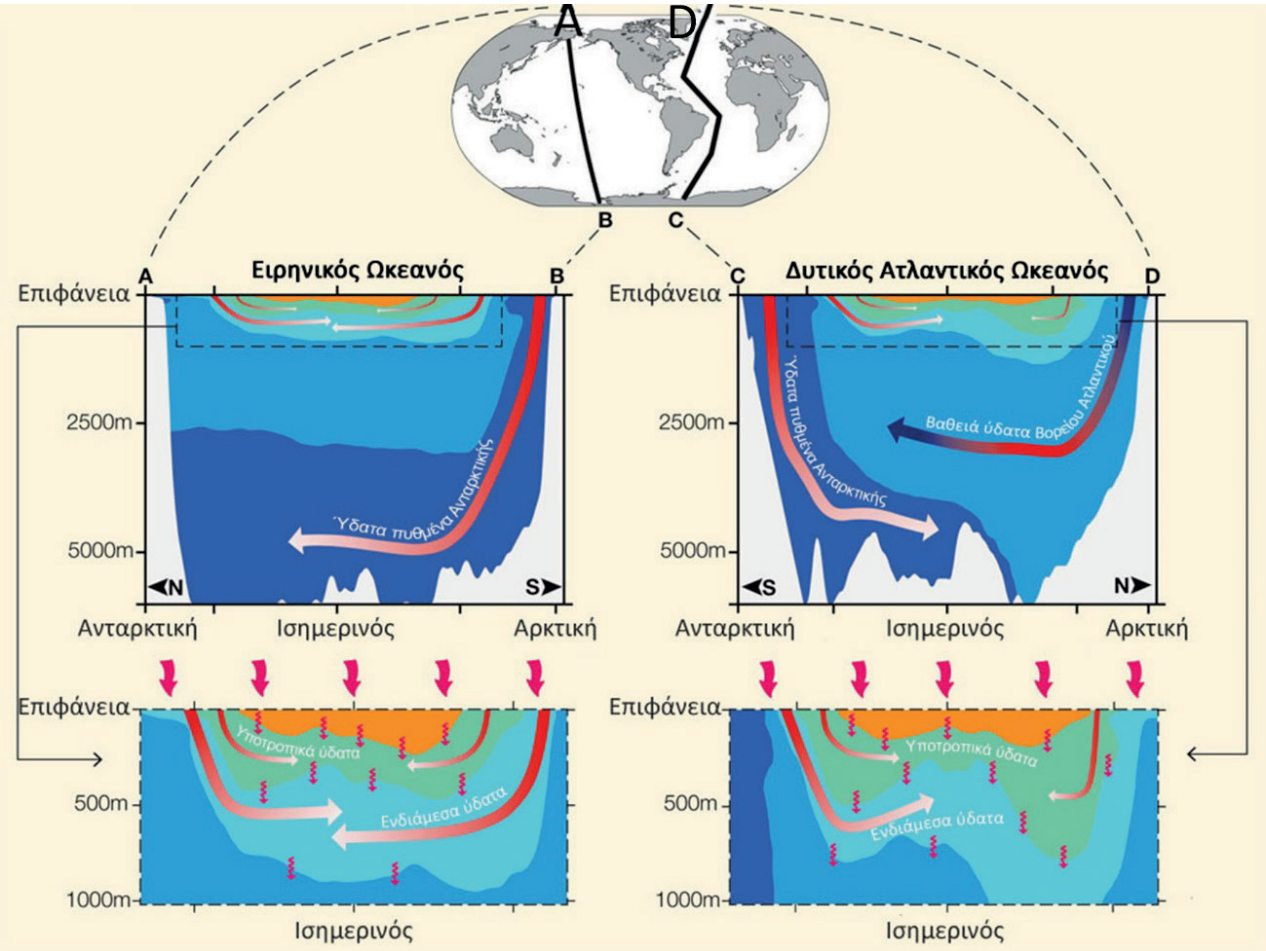
8.4 Η Υπερθέρμανση των Ωκεανών

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 μίας 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 75m των ωκεανών, η τάση θέρμανσης είναι 0,11 [0,09 - 0,13]°C ανά δεκαετία. Η τάση αυτή μειώνεται από την επιφάνεια προς τα μέσα βάθη, αφού στα 200 m φτάνει τους 0,04°C ανά δεκαετία και λιγότερο από 0,02°C ανά δεκαετία στα 500 m.

Οι θερμοκρασιακές ανωμαλίες διαδίδονται σε μεγαλύτερα βάθη, μέσω διάφορων διαδρομών, αλλά και από την ανάμειξη στην επιφάνεια (Σχήμα 8.6). 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 μεταφέρεται σε μεγάλα βάθη ακόμα και μέχρι τον πυθμένα. Ακολούθως, αυτό το νερό απλώνεται οριζόντια και καλύπτει το μεγαλύτερο μέρος των βαθιών ωκεανών.



Σχήμα 8.6 *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 Ωκεανού (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 Ωκεανού (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).*

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°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 αυτή 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 θερμοκηπικών 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 μία 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.

8.5 Οι Αλλαγές στον Κύκλο του Νερού

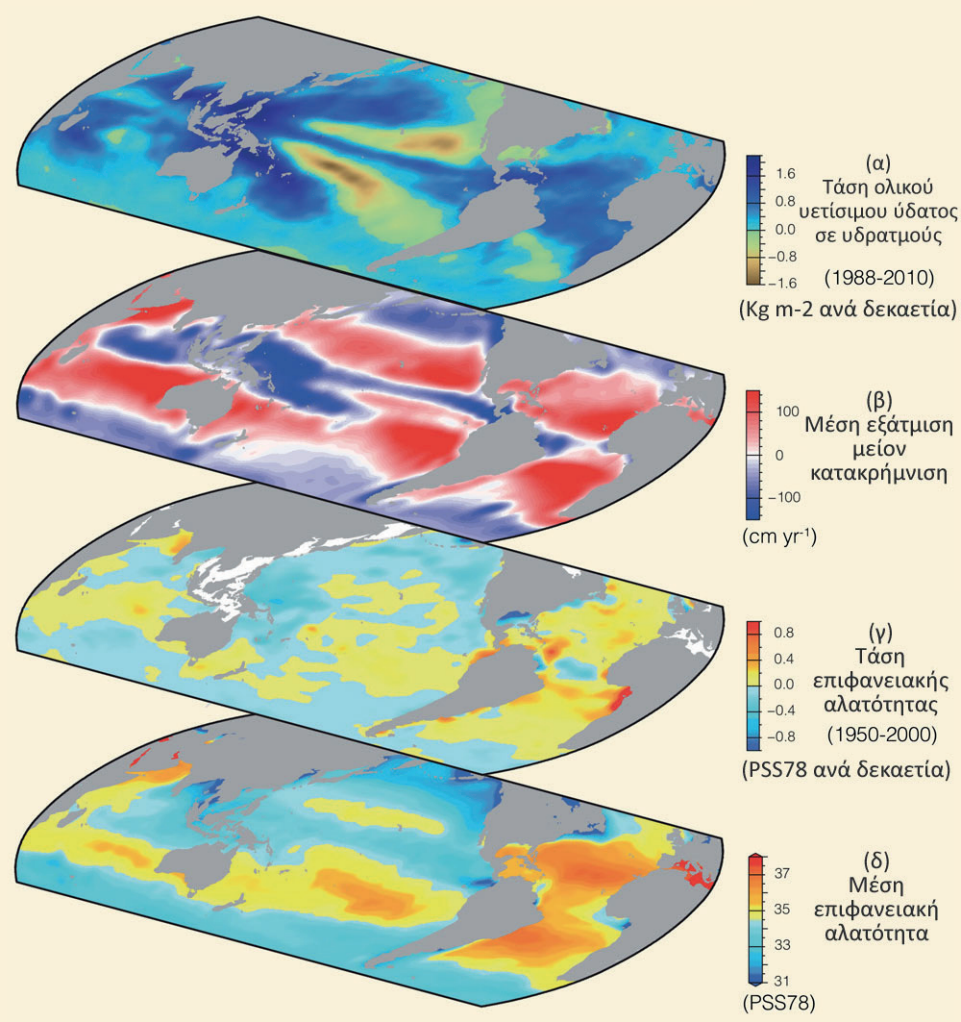
Ο κύκλος του νερού στον πλανήτη περιλαμβάνει την εξάτμιση και την κατακρήμνιση του υετίσιμου νερού στην επιφάνεια της Γης. Οι αλλαγές στην περιεκτικότητα των υδρατμών της ατμόσφαιρας παρέχουν ισχυρές ενδείξεις ότι ο κύκλος του νερού ανταποκρίνεται ήδη, στη θέρμανση του κλίματος. Περαιτέρω στοιχεία προέρχονται 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 8.7), με έναν 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 8.7). 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 8.7 *Οι αλλαγές στην επιφανειακή αλατότητα σχετίζονται με τις ατμοσφαιρικές κατανομές της εξάτμισης, μείον την κατακρήμνιση (E-K) και τις τάσεις του ολικού υετίσιμου νερού: α) Γραμμική τάση (1988-2010) του ολικού υετίσιμου 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 για περιοχές πάνω στην ξηρά, ενώ δεν υπάρχουν καταγραφές εξάτμισης για αντίστοιχη περίοδο. Οι παρατηρήσεις βροχόπτωσης 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.

8.6 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 (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 διαπνοή 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 συγκεντρώσεών του, από 278ppm σε 390,5ppm, το 2011 (Σχήμα 8.8). 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±30PgC (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±85PgC) συνεχώς, από την προβιομηχανική εποχή. Η συγκεκριμένη φυσική διαδικασία της απορρόφησης έχει μειώσει σημαντικά τις συγκεντρώσεις των θερμοκηπικών 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, πραγματοποιείται μία σειρά από χημικές αντιδράσεις, οι οποίες αυξάνουν τις συγκεντρώσεις των ενώσεων που περιέχουν ως δομικό στοιχείο τον άνθρακα (Σχέσεις 8.1). Οι ενώσεις αυτές είναι το διαλυμένο $CO_{2(aq)}$, το ανθρακικό οξύ (H_2CO_3) και τα διττανθρακικά ανιόντα (HCO_3^-), όπως αποτυπώνονται από τις αντιδράσεις 8.1:

$$CO_{2(atmos)} \rightleftharpoons CO_{2(aq)} \tag{8.1α}$$

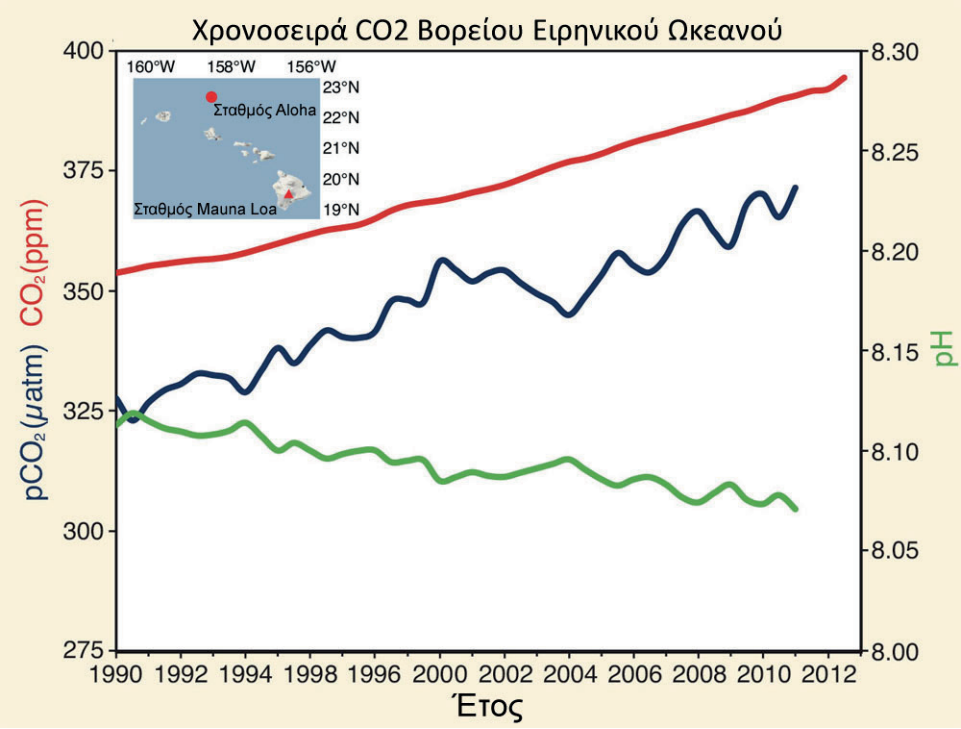
$$CO_{2(aq)} + H_2O \rightleftharpoons H_2CO_3 \tag{8.1β}$$

$$H_2CO_3 \rightleftharpoons H^+ + HCO_3^- \tag{8.1γ}$$

$$HCO_3^- \rightleftharpoons H^+CO_3^{2-} \tag{8.1δ}$$

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 τη 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 κατά 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, απελευθερώνοντας ιόντα υδρογόνου, με τελικό αποτέλεσμα τη σταθεροποίηση του pH.



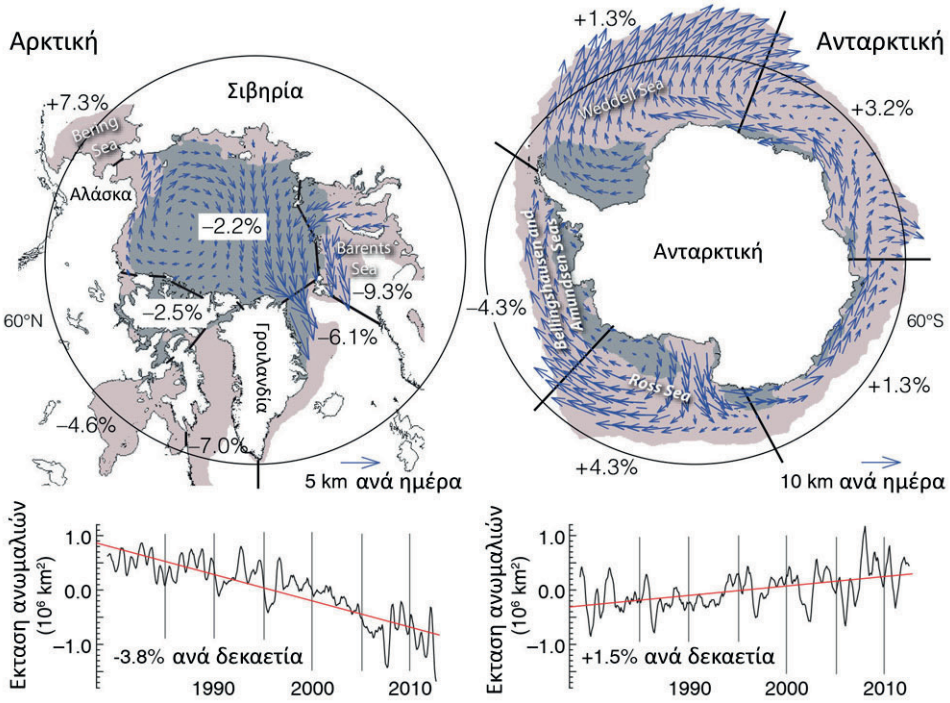
Σχήμα 8.8 *Χρονοσειρές ατμοσφαιρικού CO_2 (ppm) στο παρατηρητήριο Mauna Loa στη Χαβάη (κόκκινη γραμμή), μερική πίεση CO_2 στην επιφάνεια της θάλασσας (pCO_2, μπλε γραμμή) και επιφανειακό pH ωκεανών (πράσινη γραμμή) στον σταθμό ALOHA της Χαβάη για την περίοδο 1990-2011. Με βάση τα διαγράμματα, η τάση της επιφανειακής πίεσης pCO_2 ακολουθεί την αύξηση της συγκέντρωσης. Εμφανίζει όμως, μεγαλύτερη διακύμανση, λόγω της μεγάλης κλίμακας υπερετήσιας μεταβλητότητας των ωκεάνιων διεργασιών (τροποποίηση από IPCC, 2013).*

8.7 Οι Μεταβολές των Θαλάσσιων Πάγων σε Αρκτικό και Ανταρκτικό Ωκεανό

Η κάλυψη των θαλάσσιων πάγων στον Αρκτικό 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 1,8m. Παράλληλα, τα τελευταία 34 χρόνια παρουσιάζεται μικρή αύξηση του θαλάσσιου πάγου στην Ανταρκτική, σε ποσοστό 1,5% ανά δεκαετία, με μεγάλες όμως, αποκλίσεις μεταξύ των περιοχών.

Μία μεγάλη ποσότητα του θαλάσσιου Αρκτικού πάγου βρίσκεται σε γεωγραφικά πλάτη μεγαλύτερα από 60°Β και περιβάλλεται κυρίως, από ξηρά στο νότιο κομμάτι, με ανοίγματα προς το Αρκτικό Καναδικό Αρχιπέλαγος και τις θάλασσες Γροιλανδίας, Barents και Bering (Σχήμα 8.9). 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 2m σε πάχος, ενώ οι πολυετείς 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 πολυετών πάγων και ο συνολικός όγκος των θαλάσσιων πάγων, μπορεί να ανακάμψει με αργούς ρυθμούς.



Σχήμα 8.9 *Η μέση κυκλοφορία του θαλάσσιου πάγου και οι δεκαετείς τάσεις (%) των ετήσιων ανωμαλιών της έκτασης πάγου (μετά την αφαίρεση του 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).*

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 1m 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 συμπιέσει την επιφάνεια του πάγου κάτω από το επίπεδο της θάλασσας, το θαλασσινό 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 μελέτη αποδίδει τις αντίρροπες τάσεις της παγοκάλυψης σε περιοχικές μεταβολές της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας στην περιοχή.

8.8 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. Επίσης, είναι 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 τη 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.

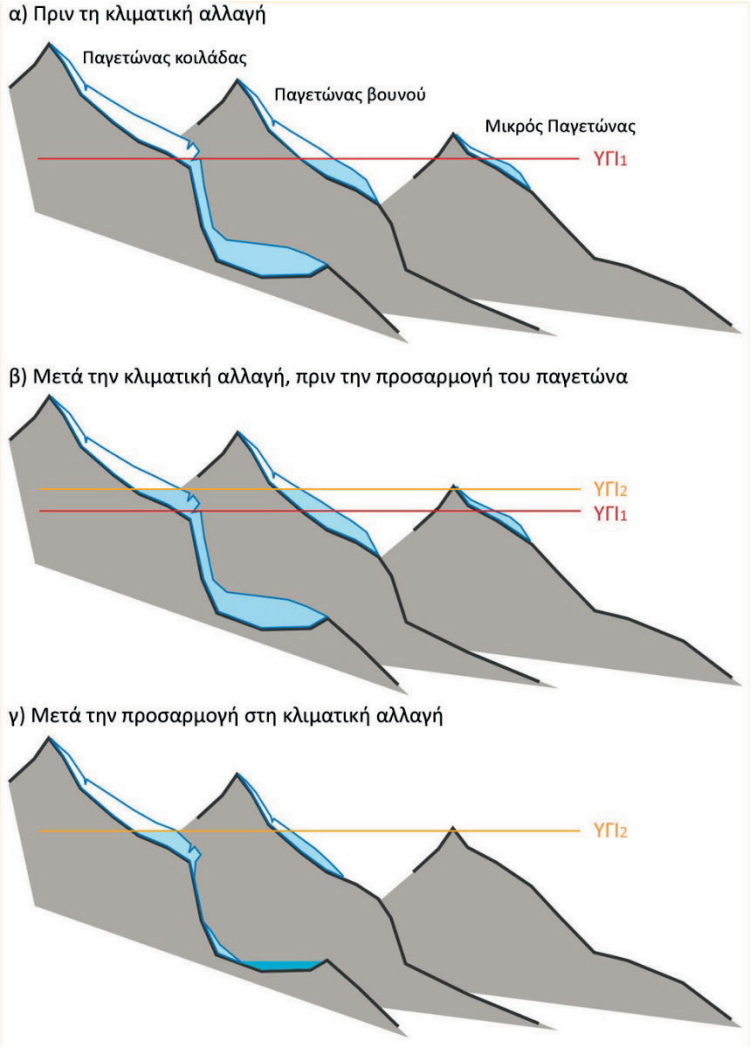
Η προσαρμογή των παγετώνων στην κλιματική αλλαγή μπορεί να διαρκέσει αρκετές δεκαετίες. Συνεπώς, οι μεγάλοι σε έκταση παγετώνες θα εξακολουθήσουν να συρρικνώνονται στις επόμενες δεκαετίες, ακόμη και υπό το καθεστώς σταθεροποίησης της θερμοκρασίας, καθώς απαιτούν μεγαλύτερο χρόνο προσαρμογής. Οι μικρότεροι 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 μέγεθός του, η κλίση, το εύρος του πάχους του, η κατανομή της έκτασής του, σε σχέση με το πάχος του και τα χαρακτηριστικά της επιφάνειάς 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 προσομοιωθεί 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 150m για κάθε °C ατμοσφαιρικής θέρμανσης. Το ύψος της γραμμής ισορροπίας αντιστοιχεί στη 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 8.10.

Αρχικά, οι παγετώνες εμφανίζουν μία περιοχή συσσώρευσης (λευκή) και μία αποκόλλησης (κυανή), άνω και κάτω από το ΥΓΙ (Σχήμα 8.10α). 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 8.10β). 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 8.10γ). Στην περίπτωση που η κλιματική αλλαγή είναι αρκετά ισχυρή, ώστε να ανεβάσει το ΥΓΙ μόνιμα πάνω από το υψηλότερο σημείο του παγετώνα (Σχήμα 8.10β, δεξιά), ο παγετώνας θα εξαφανιστεί οριστικά (Σχήμα 8.10γ, δεξιά). Υψηλότεροι παγετώνες οι οποίοι διατηρούν τις περιοχές συσσώρευσής τους, θα συρρικνωθούν, αλλά δεν θα εξαφανιστούν (Σχήμα 8.10γ, 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 8.10γ, αριστερά).

Εκτός από τη θερμοκρασία, μεταβολές στην ποσότητα και την εποχικότητα του υετού, σε συνδυασμό με στοιχεία της δυναμικής του παγετώνα (π.χ. 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 Άλπεις) παρουσιάζουν σήμερα 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 8.10 *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 τον 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).*

8.9 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 στη 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 20ού αιώνα, ωστόσο δεν μπορεί να εξηγήσει την παρατηρούμενη αύξηση από τα τέλη της δεκαετίας του ’70, 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 ποικίλλει, 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 1361W 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 τη 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 ραδιοϊσότοπα που σχηματίζονταν στην ατμόσφαιρα και συσσωρεύονται στους παγετώνες ή στους δακτύλιους των δέντρων.

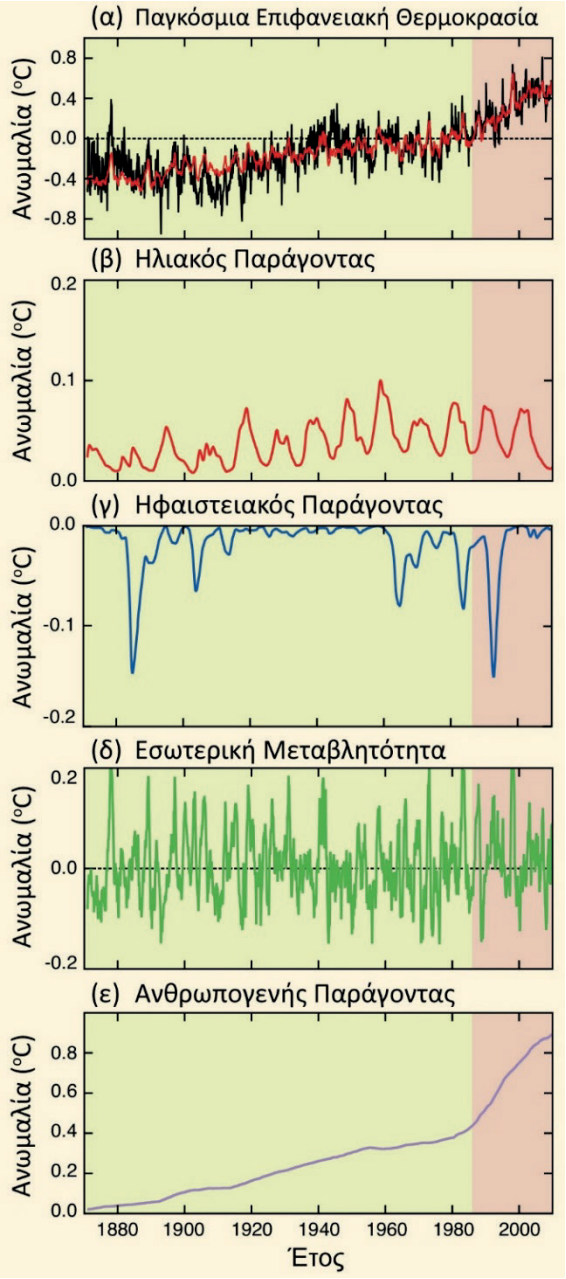
Η ηλιακή μεταβλητότητα θα μπορούσε να βοηθήσει στην κατανόηση της παρατηρούμενης αύξησης της παγκόσμιας επιφανειακής θερμοκρασίας, αν συμπεριληφθούν και οι υπόλοιποι παράγοντες που μπορούν να την επηρεάσουν, όπως οι ηφαιστειακές εκρήξεις, σε συνδυασμό με άλλους φυσικούς παράγοντες ή οι ανθρωπογενείς επεμβάσεις, όπως είναι οι μεταβολές των συγκεντρώσεων των θερμοκηπικών αερίων. Η εσωτερική μεταβλητότητα αναφέρεται στις διακυμάνσεις εντός του κλιματικού συστήματος, για παράδειγμα στη 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°C, τα έτη 1870-2010 (Σχήμα 8.11α). 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°C, μεταξύ των ελαχίστων και μεγίστων τιμών (Σχήμα 8.11β). Μια μακροπρόθεσμη τάση αύξησης της ηλιακής δραστηριότητας, στις αρχές του 20ού 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 θερμοκηπικών αερίων και τη μειωμένη ηφαιστειακή δραστηριότητα. Ωστόσο, αυτό δεν μπορεί να εξηγήσει την παρατηρούμενη αύξηση από τα τέλη της δεκαετίας του ’70, με βάση και την πτωτική τάση της ΟΕΑ από το 1986 έως το 2008.

Οι ηφαιστειακές εκρήξεις επιφέρουν μεταβολές της θερμοκρασίας, μέσω της έκλυσης αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα, τα οποία συμβάλλουν στην ψύξη της επιφάνειας της Γης (Σχήμα 8.11γ). Μεγάλες εκρήξεις ηφαιστείων, όπως η έκρηξη του όρους Πινατούμπο το 1991, επιφέρουν ψύξη στην επιφάνεια, κατά περίπου από 0,1 °C έως 0,3 °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 8.11α), προέρχεται από συνδυασμό αλληλεπιδράσεων, φυσικών (ηλιακή, ηφαιστειακή, εσωτερική κλιματική δραστηριότητα) και ανθρωπογενών. Πριν από το 1870, όταν οι ανθρωπογενείς εκπομπές των θερμοκηπικών αερίων και των αερολυμάτων ήταν μικρότερες, οι μεταβολές στην ηλιακή και στην ηφαιστειακή δραστηριότητα, καθώς 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, οι διακυμάνσεις της φαίνεται να επηρεάζουν, σε μικρότερο βαθμό, την κλιματική αλλαγή, σε σχέση με τις ανθρωπογενείς επεμβάσεις.



Σχήμα 8.11 *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 θερμοκηπικών αερίων και συνεισφορά σε ψύξη των αερολυμάτων (τροποποίηση από IPCC, 2013).*

8.10 Ανάλυση του Ρυθμού Μεταβολής της Στάθμης Θάλασσας

Ο ρυθμός μεταβολής της μέσης παγκόσμιας στάθμης θάλασσας παρουσιάζει μέση τιμή 1,7±0,2mm yr^{-1} για το σύνολο του 20ού αιώνα, ενώ από το 1993 κυμαίνεται από 2,8mm yr^{-1} έως και 3,6mm yr^{-1} (Σχήμα 8.12). 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-ωκεανός στην κατανομή της μάζας στον πλανήτη, ειδικά του ωκεάνιου νερού και του πάγου της ξηράς.

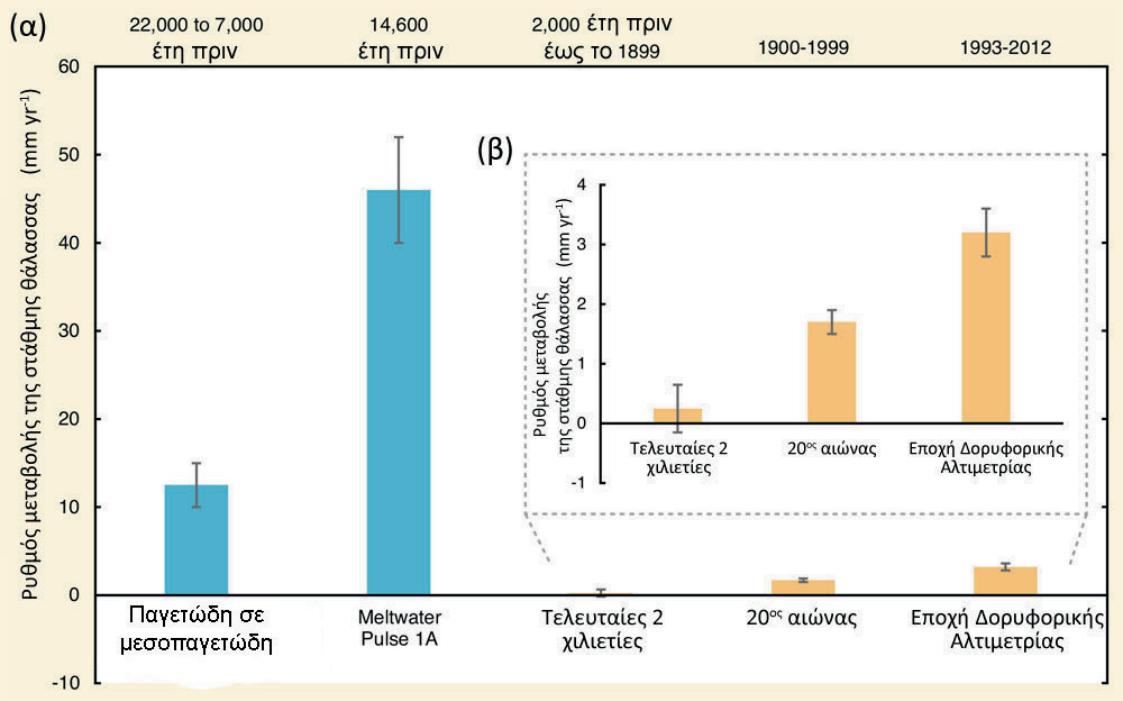
Η επίδραση του κλίματος περιλαμβάνει διακυμάνσεις της θερμοκρασίας των ωκεανών, οι οποίες προκαλούν συστολή ή διαστολή των θαλάσσιων υδάτων, μεταβολές στον όγκο των παγετώνων και των πάγων και αποκλίσεις των ωκεάνιων ρευμάτων. Τοπικές και περιοχικές μεταβολές των συγκεκριμένων γεωφυσικών και κλιματικών παραγόντων δημιουργούν σημαντικές αποκλίσεις από το μέσο παγκόσμιο ρυθμό μεταβολής της στάθμης θάλασσας. Σε τοπικό επίπεδο, η στάθμη θάλασσας στις Βόρειες Σουηδικές ακτές (Κόλπος της Βοθνίας) μειώνεται, με ρυθμό περίπου 10mm 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 20mm 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±0,2mm yr^{-1} κατά τη διάρκεια του 20ού 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 ιζηματογενών, 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 χιλιετιών, 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 ΗΠΑ, η οποία, σε συνδυασμό με δεδομένα παλιρροιών και εκτιμήσεις από μοντέλα, τεκμηριώνει έναν μέσο ρυθμό μεταβολής της στάθμης θάλασσας 2,1±0,2mm yr^{-1} στα τέλη του 19ου αιώνα. Η συγκεκριμένη εκτίμηση ανόδου υπερβαίνει οποιονδήποτε άλλο ρυθμό που έχει καταγραφεί κατά τον 20ό αιώνα, σε αυτή 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 500.000 έτη, οι μεταβολές στη στάθμη θάλασσας εκτιμώνται από 120m έως 140m. Η μεγαλύτερη μεταβολή παρατηρήθηκε μεταξύ της περιόδου των παγετώνων και της μεσοπαγετώδους περιόδου, η οποία διήρκεσε 10.000 έως 15.000 χρόνια και εμφάνισε μέσο ρυθμό 10mm yr^{-1} με 15mm 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, 21.000 έτη πριν) στη σημερινή μεσοπαγετώδη (Ολόκαινο, τα τελευταία 11.600 έτη), η παγκόσμια στάθμη της θάλασσας ανυψώθηκε απότομα κατά 14m έως 18m, σε λιγότερο από 500 έτη. Αυτό το φαινόμενο είναι γνωστό ως Meltwater Pulse 1A, στο οποίο ο ρυθμός μεταβολής της στάθμης θάλασσας υπερέβη τα 40mm yr^{-1}. Συνεπώς, περιπτώσεις μεγαλύτερων χρονικών κλιμάκων εμφανίζουν μεταβολές της στάθμης θάλασσας, σημαντικά μεγαλύτερες από αντίστοιχες πρόσφατες. Θα πρέπει όμως, να επισημανθεί πως τα παραπάνω 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 ιζημάτων 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 χιλιετίες. Υψηλότεροι ρυθμοί έχουν παρατηρηθεί από γεωλογικές καταγραφές, ιδιαίτερα κατά τη μετάβαση από την παγετώδη στη μεσοπαγετώδη περίοδο.



Σχήμα 8.12 *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 20ός 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).*

8.11 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, συμπεριλαμβανομένου του υποθαλάσσιου ρηχού παγωμένου στρώματος 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 αυτή που υπάρχει σήμερα, στην ατμόσφαιρα υπό μορφή διοξειδίου του άνθρακα (CO_2). Οπότε, εάν ένα σημαντικό μέρος αυτού του άνθρακα εκλυόταν 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±0,4PgC yr^{-1} αντιστοιχεί σε περιοχές αυξανόμενης βλάστησης και αντιπροσωπεύει περίπου το 10% των δυνατοτήτων απομάκρυνσης CO_2 από την ξηρά (Σχήμα 8.13). Αποτελεί, επίσης, μια μέτρια πηγή μεθανίου (CH_4), καθώς εκπέμπονται 15Tg(CH_4) yr^{-1} έως 50Tg (CH_4) 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 350PgC, 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 τη διάρκεια του καλοκαιριού θα μπορούσε να ενισχύσει περαιτέρω την τήξη του μόνιμα παγωμένου εδάφους. 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 θερμοκηπικών αερίων αναπαριστούν μία σχετικά αργή θετική ανάδραση, σε χρονική κλίμακα εκατοντάδων ετών. Μέχρι το έτος 2100, θα μπορούσαν να απελευθερωθούν μέχρι 250PgC, υπό μορφή CO_2, και μέχρι 5Pg ως CH_4. Καθώς το μεθάνιο είναι ισχυρότερο θερμοκηπιακό αέριο, σε σχέση με το διοξείδιο του άνθρακα (απορροφά πολύ ισχυρότερα την θερμική ακτινοβολία), οι συγκεκριμένες ποσότητες αντιστοιχούν σε επιπλέον 100PgC ισοδύναμου CO_2 που θα απελευθερωθεί στην ατμόσφαιρα μέχρι το 2100. Τα συγκεκριμένα ποσά εμφανίζονται παρόμοια σε μέγεθος με άλλες βιογεωχημικές ανατροφοδοτήσεις, όπως το επιπλέον CO_2 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 λιμνών ή χερσαίων εκτάσεων κορεσμένων από νερό.

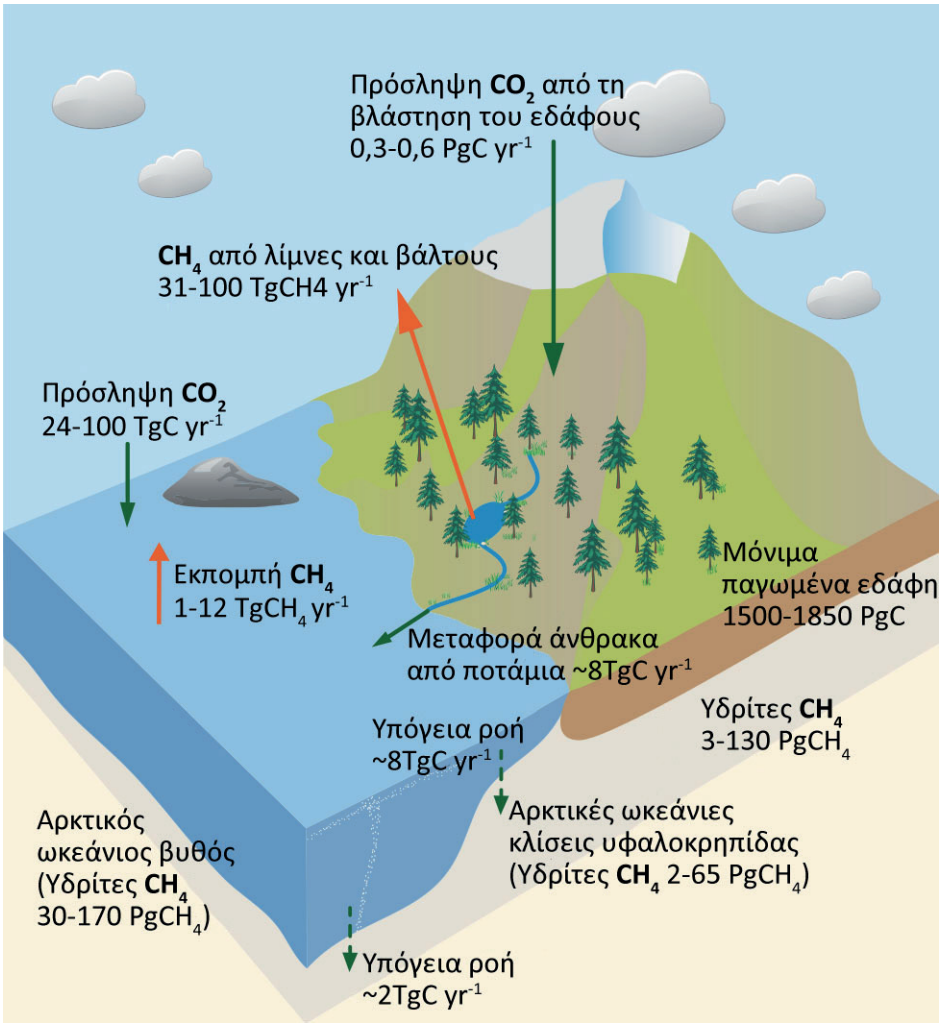
Οι υδρίτες μεθανίου αποτελούν μία μορφή παγωμένου άνθρακα που εμφανίζεται σε μεγάλα βάθη μονίμως παγωμένων εδαφών, ωκεάνιων πλαγιών και πυθμένων, καθώς και ιζημάτων σε μεγάλα βάθη. Αποτελούνται από μεθάνιο και συστοιχίες μορίων νερού, τα οποία παραμένουν ευσταθή σε συγκεκριμένες συνθήκες χαμηλών θερμοκρασιών 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 ιζημάτων, σε συνδυασμό με μεταβολή της πίεσης, θα μπορούσε να αποσταθεροποιήσει τους υδρίτες, απελευθερώνοντας το CH_4 που συγκρατούν στον ωκεανό. Κατά την διάρκεια ισχυρότερων και σποραδικών απελευθερώσεων, ένα ποσοστό του CH_4 θα μπορούσε επίσης, να εξαερώνεται στην ατμόσφαιρα. Η Αρκτική αποτελεί μια περιοχή που περιέχει σημαντικές ποσότητες υδριτών. Σήμερα, η ποσότητα CH_4 που αποθηκεύεται εκεί, υπό μορφή υδριτών, θα μπορούσε να είναι 10 φορές μεγαλύτερη από την παγκόσμια συγκέντρωση CH_4 στην ατμόσφαιρα.

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 CH_4 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 CH_4 έχουν παρατηρηθεί στην περιοχή της Αρκτικής Σιβηρίας και σε λίμνες της Σιβηρίας. Δεν έχει εξακριβωθεί η ποσόστωση CH_4 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 χιλιετιών, η απελευθέρωση CO_2 και CH_4 από το μόνιμα παγωμένο στρώμα και τις ωκεάνιες πλαγιές, αναμένεται να ενταθεί σημαντικά.



Σχήμα 8.13 *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).*

8.12 Οι Διεργασίες του Διοξειδίου Άνθρακα στην Ατμόσφαιρα

Το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2), αφού απελευθερωθεί στην ατμόσφαιρα, αρχικά, κατανέμεται με γρήγορους ρυθμούς στην επιφάνεια και σε μικρά βάθη των ωκεανών, καθώς και στη βλάστηση. Στη συνέχεια, εξακολουθεί να κινείται μεταξύ των διάφορων 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 2.000 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 και ο άνθρακας, αντί να ανακατανέμεται μεταξύ των διάφορων δεξαμενών του παγκόσμιου κύκλου του άνθρακα, τελικά, ανακυκλώνεται πίσω στην ατμόσφαιρα σε διαφορετικές χρονικές κλίμακες. Το Σχήμα 8.14 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 CO_2 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 CO_2, οι διεργασίες εναλλαγής CO_2 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 διάφορων δεξαμενών του να προσεγγίσουν μία νέα κατάσταση ισορροπίας.

Πάνω από τον ωκεανό τα μόρια CO_2 περνούν μέσα από τη διεπιφάνεια Ατμόσφαιρα-Ωκεανός, μέσω της ανταλλαγής αερίων. Στο θαλασσινό νερό το CO_2 αλληλεπιδρά με τα μόρια του νερού προς σχηματισμό ανθρακικού οξέος, 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 φτάνει στον βυθό της θάλασσας και συσσωματώνεται στα ιζήματα.

Ο πλεονάζων άνθρακας από τις ανθρωπογενείς εκπομπές οδηγεί σε αύξηση της ατμοσφαιρικής μερικής πίεσης του CO_2, η οποία με τη σειρά της, αυξάνει την ανταλλαγή μορίων CO_2 από την ατμόσφαιρα προς τον ωκεανό. Στην επιφάνεια του ωκεανού, οι διάφοροι χημικοί μετασχηματισμοί του άνθρακα μπορούν να συγκρατήσουν το επιπλέον CO_2. 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 CO_2, διαλύει τα ανθρακικά ιζήματα στον πυθμένα της θάλασσας, ενισχύοντας περαιτέρω την πρόσληψη CO2 από τους ωκεανούς. Ωστόσο, εάν δεν επέλθουν ουσιαστικές μεταβολές στην ωκεάνια κυκλοφορία, η ανάπτυξη του πλαγκτόν θα παραμένει σχεδόν αμετάβλητη, γιατί 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 CO_2 από τους ωκεανούς.

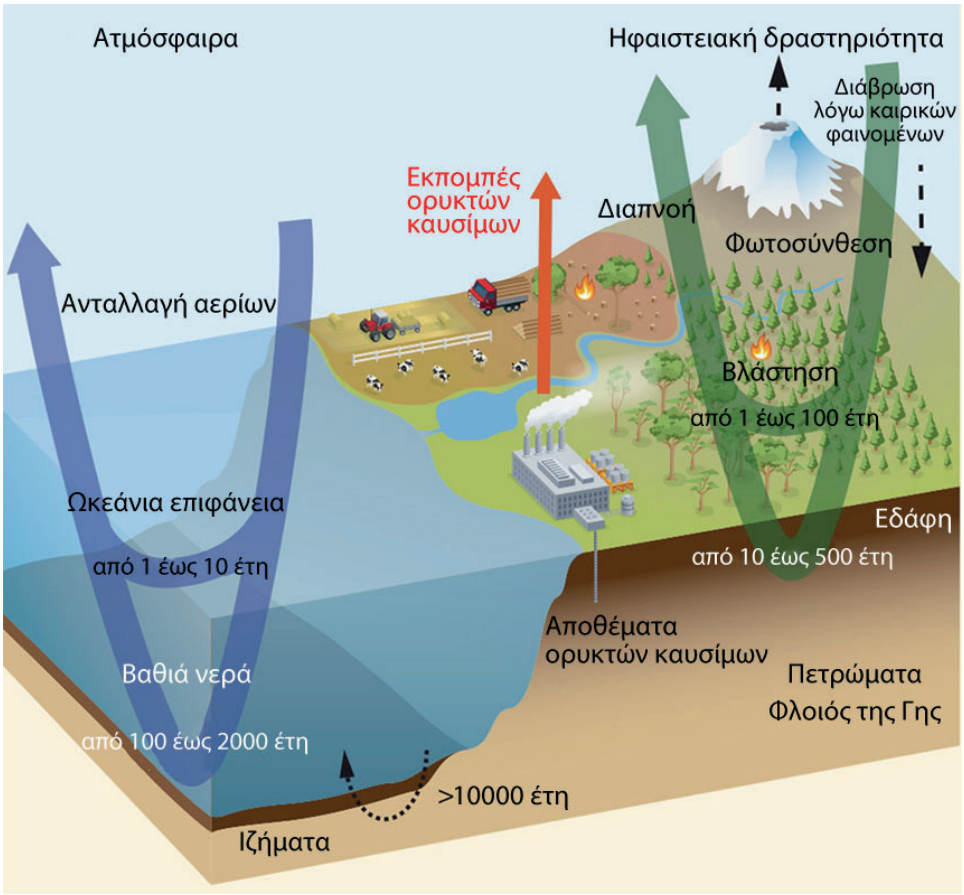
Στο έδαφος η βλάστηση απορροφά το CO_2 μέσω της φωτοσύνθεσης και το μετατρέπει σε οργανική ύλη. Ένα μέρος αυτού επιστρέφει άμεσα στην ατμόσφαιρα, ως CO_2, από την αναπνοή των φυτών, ενώ το υπόλοιπο το παρακρατούν τα φυτά για την ανάπτυξή τους. Η νεκρή φυτική ύλη επικάθεται στα εδάφη, αποσυντίθεται από μικροοργανισμούς και τελικά επιστρέφει στην ατμόσφαιρα, υπό μορφή CO_2. Επιπλέον, ο άνθρακας στη βλάστηση και στο έδαφος, μετατρέπεται εκ νέου σε CO_2 από τις δασικές πυρκαγιές, τα έντομα, τα φυτοφάγα ζώα, καθώς και από τη συγκομιδή φυτικών προϊόντων και την επακόλουθη κατανάλωσή τους από ζώα ή ανθρώπους. Ένα μέρος οργανικού άνθρακα εναποτίθεται στον ωκεανό από χειμάρρους και ποτάμια.

Μία αύξηση CO_2 στην ατμόσφαιρα ενισχύει τη φωτοσύνθεση, με αποτέλεσμα την αύξηση πρόσληψης άνθρακα από τα φυτά. Επιπλέον, υψηλές συγκεντρώσεις CO_2 βοηθούν τα φυτά σε ξηρές περιοχές, να χρησιμοποιούν το νερό του εδάφους πιο αποτελεσματικά, αυξάνοντας τη 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

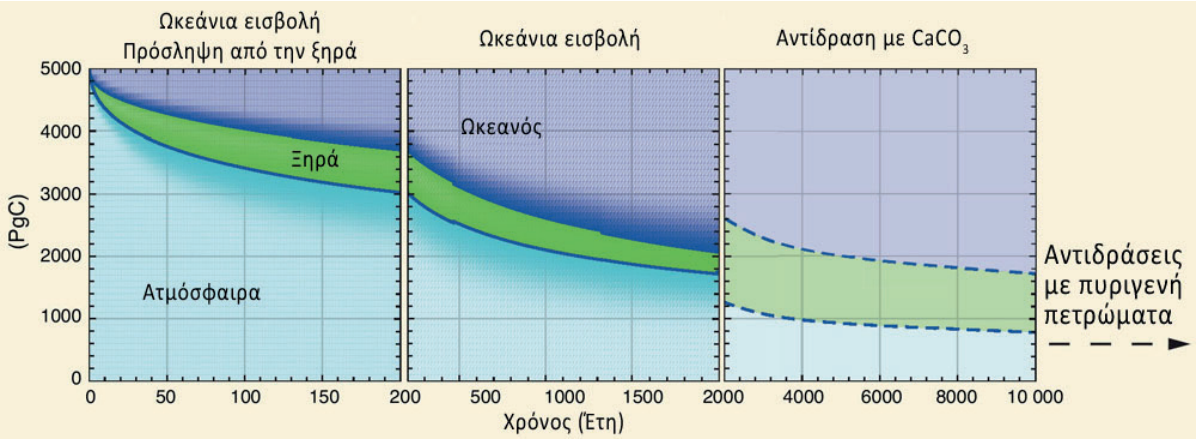
ανάδραση. Οι παράγοντες που συμβάλλουν προς τη συγκεκριμένη κατεύθυνση είναι πολλοί και διαφορετικοί. Τα θερμότερα θαλάσσια ύδατα, για παράδειγμα, εμφανίζουν χαμηλότερη διαλυτότητα του CO_2, με αποτέλεσμα οι τροποποιημένες χημικές αντιδράσεις του άνθρακα να επιφέρουν περιορισμένη ωκεάνια πρόσληψη της περίσσειας ατμοσφαιρικού CO_2. 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 μία 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, γίνονται σημαντικές οι πολύ αργές δευτερεύουσες γεωλογικές διεργασίες, όπως η διάλυση των ανθρακικών ιζημάτων.



Σχήμα 8.14 *Σχηματική αναπαράσταση του κύκλου του άνθρακα με τις κλίμακες χρόνου μεταφοράς του, μεταξύ των μεγαλύτερων δεξαμενών (τροποποίηση από IPCC, 2013).*

Το Σχήμα 8.15 απεικονίζει την αποσύνθεση μιας μεγάλης περίσσειας ποσότητας CO_2 (5000PgC ή περίπου 10 φορές μεγαλύτερη ποσότητα των συνολικών εκπομπών CO_2 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 (~ 38.000PgC), σε σύγκριση με την ξηρά (~ 4.000PgC) και την ατμόσφαιρα (589PgC, 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 CO_2 που θα παραμείνει στην ατμόσφαιρα. Μετά από 2.000 έτη, η ατμόσφαιρα θα εξακολουθεί να περιέχει μέρος (15%-40%) των συγκεκριμένων αρχικών εκπομπών CO_2. 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 8.15 *Περίσσεια διασπασμένου CO_2, 5.000PgC, εκπέμπεται σε χρόνο μηδέν στην ατμόσφαιρα και ανακατανέμεται στη ξηρά 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 γραφήματα αντιστοιχούν σε μέσες τιμές από πείραμα πολλαπλών προσομοιώσεων. Το τελευταίο γράφημα αντιστοιχεί στη μακροπρόθεσμη ανακατανομή, συμπεριλαμβανομένης της διάλυσης των ανθρακικών ιζημάτων από τους ωκεανούς, όπως υπολογίστηκε με το Earth System Model of Intermediate (τροποποίηση από IPCC, 2013).*

8.13 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 προσομοιώνουν 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 διάφορων διεργασιών. Παράγουν κατακρημνίσματα (βροχή και χιόνι) που θεωρούνται απαραίτητα για τις περισσότερες μορφές ζωής στον πλανήτη. Προσφέρουν ενέργεια στην ατμόσφαιρα, κατά την 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 τις υπερετήσιες μεταβολές, όπως αυτές που σχετίζονται με το El Niño.

Οι διεργασίες στα νέφη αλλάζουν, καθώς αλλάζουν οι κλιματικές συνθήκες. Άρα, οποιαδήποτε αλλαγή σε μια διεργασία του νέφους, που προκαλείται από την αλλαγή του κλίματος και τελικά επηρεάζει το κλίμα, αντιπροσωπεύει μία ανάδραση του συστήματος νέφος-κλίμα. 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 8.16). 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.

Σε μεγάλα ύψη, πυκνά νέφη 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 τη θερμοκρασία στην επιφάνεια λιγότερο ευαίσθητη σε μεταβολές των υψηλών νεφώ σε σχέση με τις μεταβολές νεφών σε χαμηλότερα ύψη. Οι συγκεκριμένες επιδράσεις θα μπορούσαν να μεταβληθού 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 8.16 *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 προσομοιώνουν ελάττωση των χαμηλών και μεσαίων νεφών, η οποία θα ενισχύσει 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 προσομοιώσεις 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 προσομοιωθούν 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 προσομοίωση συστήματα.

8.14 Πώς Μπορεί να Εκτιμηθεί το Κλίμα της Επόμενης Δεκαετίας παρά τις Πολλές Α-βεβαιότητες 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 μίας 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 οριστεί 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, μίας 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 είναι η πιθανότητα, 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: Σ*την Αθήνα, θα βρέξει αύριο ή μεθαύριο*; 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, στη θεωρία του χάους η οποία αναπτύχθηκε το 1963, από τον Lorenz.

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 θερμοκηπικών 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 στη 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 *προγνωστική 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 την 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 θερμοκηπικών 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 επιβεβαιώνει το συγκεκριμένο συμπέρασμα. Στην δεκαετή πρόγνωση, είναι απαραίτητο να εξακριβωθεί ο μηχανισμός κατά τον οποίο 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.

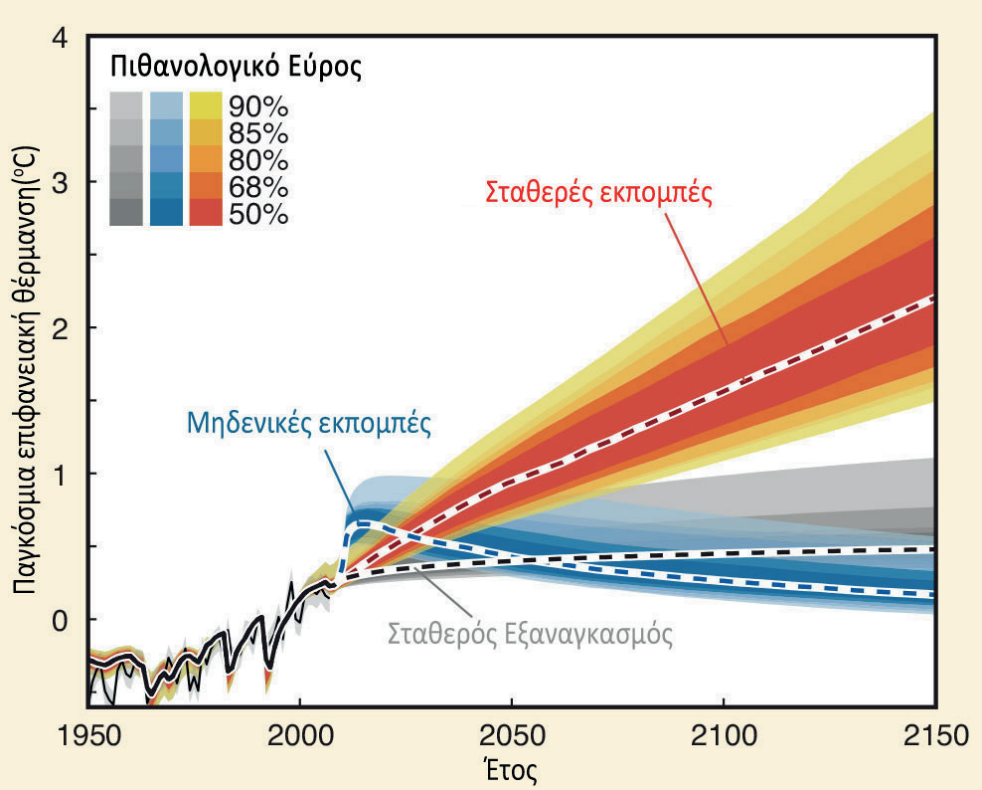
8.15 Οι Επιπτώσεις των Εκπομπών Θερμοκηπικών Αερίων στο Μελλοντικό Κλίμα

Το σενάριο να σταματήσουν οι εκπομπές θερμοκηπικών αερίων σήμερα, δεν φαίνεται να είναι ένα ρεαλιστικό, 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 θερμοκηπικών αερίων.

Τα θερμοκηπικά 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 τον χρόνο ζωής του θερμοκηπιακού αερίου, ο οποίος ορίζεται ως ο χρόνος που απαιτείται για να μειωθεί η συγκέντρωση κατά παράγοντα e (2,71). Τα θερμοκηπικά 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 υποξείδιο του αζώτου (N_2O) 100 έτη και το εξαφθοραιθάνιο (C_2F_6) 10.000 έτη. Το διοξείδιο 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 1.000PgC, η μισή ποσότητα 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 1.000 ετών.

Αποτέλεσμα των σημαντικών χρόνων ζωής των θερμοκηπικών 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 θερμοκηπικών 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 των ηπείρων) θα εξακολουθήσει να θερμαίνεται, έως ότου επέλθει ισορροπία με το νέο καθεστώς ισοζυγίου ακτινοβολίας. Στην περίπτωση όπου οι συγκεντρώσεις των θερμοκηπικών αερίων θα παρέμεναν σταθερές στα σημερινά επίπεδα, η επιφάνεια του πλανήτη θα εξακολουθούσε να θερμαίνεται, με ρυθμό 0,6°C ανά έτος για τον 21ο αιώνα, σε σχέση με το 2000. Δηλαδή, παρά τη σταθεροποίηση των εκπομπών των αερίων θα συνεχιζόταν η αύξηση της συγκέντρωσής τους στην ατμόσφαιρα και συνεπώς, αυτή η κατάσταση θα ενίσχυε τη θέρμανση (Σχήμα 8.17).



Σχήμα 8.17 *Προβολές βασισμένες στο μοντέλο ισοζυγίου ενέργειας του κύκλου του άνθρακα για την εκτίμηση της μεταβολής του κλίματος που οφείλεται στα θερμοκηπικά 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 σκίαση δηλώνουν την παρατηρούμενη θέρμανση και αβεβαιότητα, αντίστοιχα (τροποποίηση από IPCC, 2013).*

Το σενάριο άμεσης παύσης των ανθρωπογενών εκπομπών θερμοκηπικών 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 θερμοκηπικών 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 θειϊκού 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 θερμοκηπικών 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 τον 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 θερμοκηπικά αέρια, τα αερολύματα 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

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.

Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R. & Joseph, D. (1996). The NMC/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc., 77*, 437-471. https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2

Meinshausen, M., Smith, S.J., Calvin, K., Daniel, J.S., Kainuma, M.L., Lamarque, J.F., Matsumoto, K., Montzka, S.A., Raper, S.C., Riahi, K., Thomson, A., Velders, G.J. & van Vuuren, D.P. (2011): The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Clim. Change*. 109, 213-241. https://doi.org/10.1007/s10584-011-0156-z

Κριτήρια αξιολόγησης

Κριτήριο αξιολόγησης 1

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 στη μέση παγκόσμια θερμοκρασία 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, την άνοδο της στάθμης της θάλασσας, τις αλλαγές στη χρήση γης ή την αύξηση των υδρατμών στην ατμόσφαιρα.

Κριτήριο αξιολόγησης 2

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 στον Βόρειο Ατλαντικό, από το 1970. Όμως, σε χρονική διάρκεια ενός περίπου αιώνα, 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 3

Πως έχει μεταβληθεί η παγοκάλυψη στον Αρκτικό και στον 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 4

Πώς μπορούμε να προβλέψουμε το κλίμα της επόμενης δεκαετίας χωρίς να χρειάζεται να προβλέψουμε τον καιρό;

Απάντηση/Λύση

Μπορούμε να προβλέπουμε 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 μίας 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 5

Πώς θα επιδρούσε στο μελλοντικό κλίμα μία παύση των εκπομπών θερμοκηπικών 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 προβιομηχανικά επίπεδα. Οι μεταβολές στις εκπομπές συστατικών με μικρό χρόνο ζωής, όπως είναι τα αερολύματα, θα συντελούσαν σε στιγμιαίες αλλαγές στη συγκέντρωσή τους. Η επιφάνεια των ωκεανών (επομένως και της ξηράς) θα συνέχιζε να θερμαίνεται 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 θειικού άλατος θα προκαλούσε προσωρινή θέρμανση της τάξης του ενός δεκάτου. Θέτοντας όλες τις εκπομπές μηδενικές, ύστερα από μία μικρή θέρμανση, θα μπορούσε να υπάρξει σταθεροποίηση του κλίματος για αρκετούς αιώνες.

Παράρτημα

Σύνοψη
Το συγκεκριμένο Κεφάλαιο περιλαμβάνει εφαρμογές κλιματικών δεδομένων, με βάση το μελλοντικό σενάριο A2 της IPCC. Παρουσιάζονται αναλυτικές οδηγίες χρήσης του ελεύθερου εξειδικευμένου λογισμικού (Integrated Data Viewer-IDV) προκειμένου να εφαρμοστεί στη διαχείριση και οπτικοποίηση των κλιματικών δεδομένων. Η ύλη του παραρτήματος αναμένεται να υποστηρίξει τις τεχνικές δεξιότητες των φοιτητών στη διαχείριση και ανάλυση κλιματικών δεδομένων.

Προαπαιτούμενη γνώση
Για την καλύτερη κατανόηση και εξοικείωση των φοιτητών προτείνεται η αναδρομή στο σύνολο των κεφαλαίων του συγγράμματος, καθώς και βασικές γνώσεις πληροφορικής και συστημάτων γεωγραφικών πληροφοριών.

Π Εισαγωγή

Οι εγκυρότερες και πιο αξιόπιστες εκθέσεις για την κλιματική αλλαγή έχουν δημοσιευτεί από την 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 σύγχρονης επιστημονικής γνώσης για τη μελέτη της κλιματικής αλλαγής, καθώς και η αξιολόγηση των συνεπειών των κλιματικών μεταβολών που προέρχονται από τις ανθρώπινες δραστηριότητες, μελετώντας πιθανές πολιτικές και δράσεις για την αντιμετώπιση των ενδεχόμενων κινδύνων.

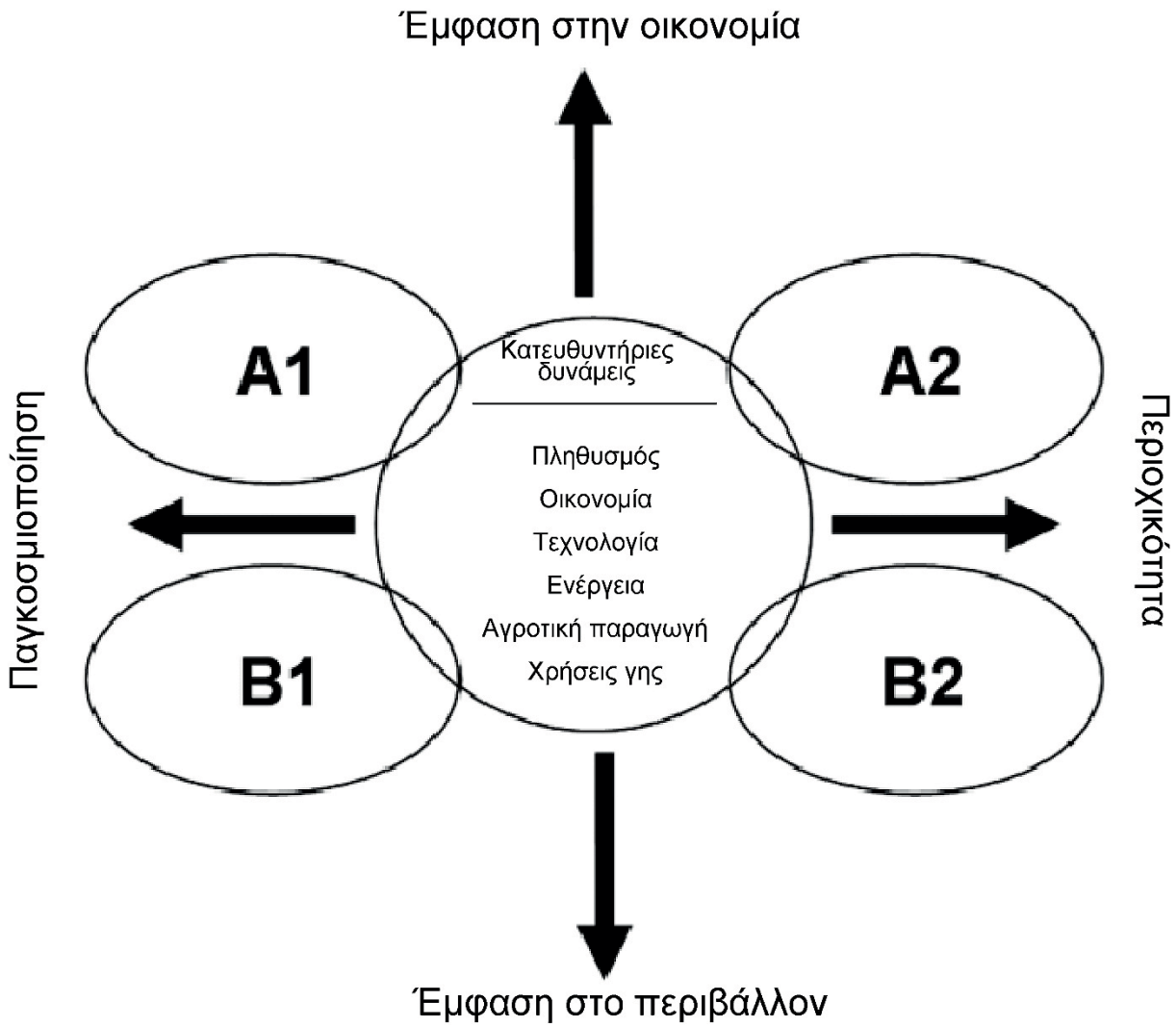
Π.1 Τα Σενάρια Εκπομπών SRES

Το 1992 δημοσιεύτηκαν 6 σενάρια εκπομπών, τα οποία παρουσίασαν εναλλακτικές εκπομπές των αερίων, που σχετίζονται με το φαινόμενο του θερμοκηπίου, για τα έτη από το 1990 μέχρι το 2100 (IPCC Scenarios-IS92). Αυτά τα αέρια ήταν 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). 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 στις χρήσεις γης. Το 1996 αναπτύχθηκε ένα νέο σύνολο σεναρίων, τα οποία τελικά δημοσιεύτηκαν το 2000 (Special Report on Emissions Scenarios-SRES).

Συνολικά, αναπτύχθηκαν τέσσερις πλοκές, οι οποίες έδωσαν τέσσερεις ομάδες σεναρίων, τις αποκαλούμενες οικογένειες (A1, A2, B1 και B2) και τελικά 40 σενάρια SRES, από 6 ομάδες μοντέλων (Σχήμα Π1). Το σύνολο των σεναρίων αποτελείται από 6 ομάδες, που προέρχονται από τις τέσσερις οικογένειες. Για κάθε μία από τις οικογένειες A2/B1/B2 έχει δημιουργηθεί και μία ομάδα, ενώ έχουν δημιουργηθεί 3 ομάδες μέσα στην οικογένεια A1. Ακολουθεί μια συνοπτική περιγραφή των σεναρίων:

- *A1*: Το σενάριο αυτό περιγράφει έναν μελλοντικό κόσμο πολύ γρήγορης οικονομικής ανάπτυξης, με παγκόσμιο πληθυσμό, που κορυφώνεται στα μέσα του αιώνα και έκτοτε παρουσιάζει μείωση, και με ταχεία εισαγωγή νέων και αποδοτικότερων τεχνολογιών. Αναπτύσσεται σύγκλιση μεταξύ των περιοχών, δυνατότητα κατασκευής υποδομών και αυξανόμενες πολιτιστικές και κοινωνικές αλληλεπιδράσεις, με ουσιαστική μείωση των τοπικών διαφορών στο κατά κεφαλήν εισόδημα.
- *A1FI*: Σύμφωνα με αυτό το σενάριο γίνεται εντατική χρήση ορυκτών καυσίμων.
- *A1T*: Χρησιμοποιούνται άλλες πηγές ενέργειας, εκτός των ορυκτών καυσίμων.

- *A2*: Στο σενάριο αυτό περιλαμβάνεται ένας πολύ ετερογενής κόσμος. 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 σε έναν συνεχώς αυξανόμενο παγκόσμιο πληθυσμό. Η οικονομική ανάπτυξη είναι κυρίως, τοπικά προσανατολισμένη και η κατά κεφαλήν οικονομική ανάπτυξη και τεχνολογική αλλαγή είναι τεμαχισμένες και πιο αργές σε σχέση με άλλες πλοκές.
- *B1*: Το σενάριο αυτό περιγράφει έναν συγκλίνοντα κόσμο, με τον παγκόσμιο πληθυσμό να κορυφώνεται στα μέσα του αιώνα και έκτοτε να παρουσιάζει μείωση, όπως στη πλοκή A1, αλλά με γρήγορες αλλαγές στις οικονομικές δομές προς μια οικονομία υπηρεσιών και πληροφοριών, με μειώσεις στην πυκνότητα των υλικών και την εισαγωγή των καθαρών και αποδοτικών ως προς τους πόρους τεχνολογιών. Η έμφαση δίνεται σε παγκόσμιες λύσεις για οικονομική, κοινωνική, και περιβαλλοντική βιωσιμότητα, συμπεριλαμβανομένου και ενός βελτιωμένου δικαίου, αλλά χωρίς πρόσθετες πρωτοβουλίες για το κλίμα.
- *B2*: Το σενάριο 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 όμως, χαμηλότερο από το σενάριο A2, ενδιάμεσα επίπεδα οικονομικής ανάπτυξης και λιγότερο γρήγορη και 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.



Σχήμα Π1 *Οι τέσσερις βασικές οικογένειες σεναρίων SRES (τροποποίηση από Nogués Bravo et al., 2008).*

Π.1.1 Διαχείριση και Οπτικοποίηση Κλιματικών Δεδομένων

Για την καλύτερη κατανόηση των εννοιών και της ύλης των προηγούμενων κεφαλαίων του συγγράμματος, προτείνονται εφαρμογές διαχείρισης και οπτικοποίησης κλιματικών δεδομένων που προέρχονται από κλιματικές προσομοιώσεις μελλοντικών σεναρίων της IPCC και διατίθενται ελεύθερα από την ιστοσελίδα https://www.ipcc-data.org/sim/gcm_monthly/. Τα αντίστοιχα αρχεία διατίθενται σε μορφοποίηση NetCDF (Network Common Data Form) και αναφέρονται στο κλιματικό σενάριο A2 της οικογένειας SRES (Σχήμα Π1). Για τη συγκεκριμένη εφαρμογή, παρέχονται τέσσερα πεδία πλεγματικών δεδομένων θερμοκρασίας και μεταβολής της θερμοκρασίας κοντά στην επιφάνεια, ρυθμού βροχόπτωσης και μεταβολής του ρυθμού βροχόπτωσης για τρεις κλιματικές περιόδους 30 ετών (2010-2039, 2040-2069, 2070-2099). Περισσότερες λεπτομέρειες για τα συγκεκριμένα δεδομένα που αποτελούν αποτελέσματα κλιματικών προσομοιώσεων του μοντέλου CCSM3 του NCAR (National Center for Atmospheric Research), δίνονται στη διεύθυνση https://www.ipcc-data.org/ar4/info/NCAR-CCSM3_SRA2_tas.html. Η προσπέλαση των πεδίων και η οπτικοποίησή τους πραγματοποιούνται με το ελεύθερο εξειδικευμένο λογισμικό Integrated Data Viewer-IDV της εταιρείας Unidata και τα αποτελέσματα μέσων μηνιαίων τιμών προβάλλονται σε θεματικούς χάρτες παγκόσμιας ή περιοχικής κάλυψης. Η λίστα των έξι αρχείων που θα χρησιμοποιηθούν για τη θερμοκρασία και τη μεταβολή της, είναι:

- Μέση μηνιαία θερμοκρασία κοντά στην επιφάνεια (°C)
  NCCCSM_SRA2_1_tas_2010-2039.nc (χρονική περίοδος 2010-2039)
  NCCCSM_SRA2_1_tas_2040-2069.nc (χρονική περίοδος 2040-2069)
  NCCCSM_SRA2_1_tas_2070-2099.nc (χρονική περίοδος 2070-2099)
- Μεταβολή της θερμοκρασίας κοντά στην επιφάνεια (°C)
  NCCCSM_SRA2_1_tas-change_2010-2039.nc (χρονική περίοδος 2010-2039)
  NCCCSM_SRA2_1_tas-change_2040-2069.nc (χρονική περίοδος 2040-2069)
  NCCCSM_SRA2_1_tas-change_2070-2099.nc (χρονική περίοδος 2070-2099)

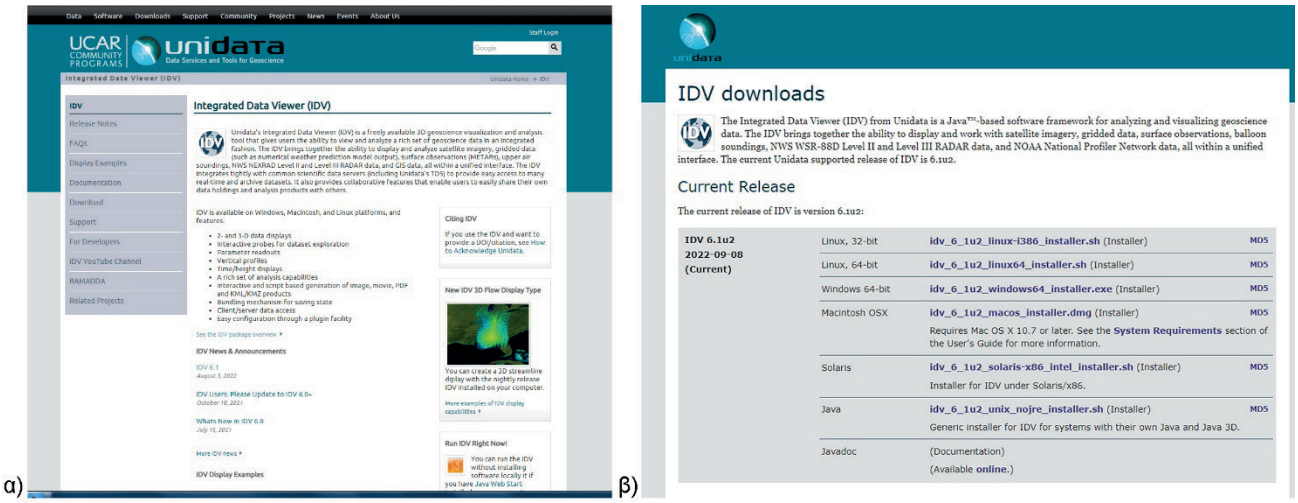
Αντίστοιχα, η λίστα των έξι αρχείων που θα χρησιμοποιηθούν για τη βροχόπτωση και τη μεταβολή της, είναι:

- Ρυθμός βροχόπτωσης ($kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ ή $mm \cdot s^{-1}$)
  NCCCSM_SRA2_1_pr_2010-2039.nc (χρονική περίοδος 2010-2039)
  NCCCSM_SRA2_1_pr_2040-2069.nc (χρονική περίοδος 2040-2069)
  NCCCSM_SRA2_1_pr_2070-2099.nc (χρονική περίοδος 2070-2099)
- Μεταβολή του ρυθμού βροχόπτωσης ($kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ ή $mm \cdot s^{-1}$)
  NCCCSM_SRA2_1_pr-change_2010-2039.nc (χρονική περίοδος 2010-2039)
  NCCCSM_SRA2_1_pr-change_2040-2069.nc (χρονική περίοδος 2040-2069)
  NCCCSM_SRA2_1_pr-change_2070-2099.nc (χρονική περίοδος 2070-2099)

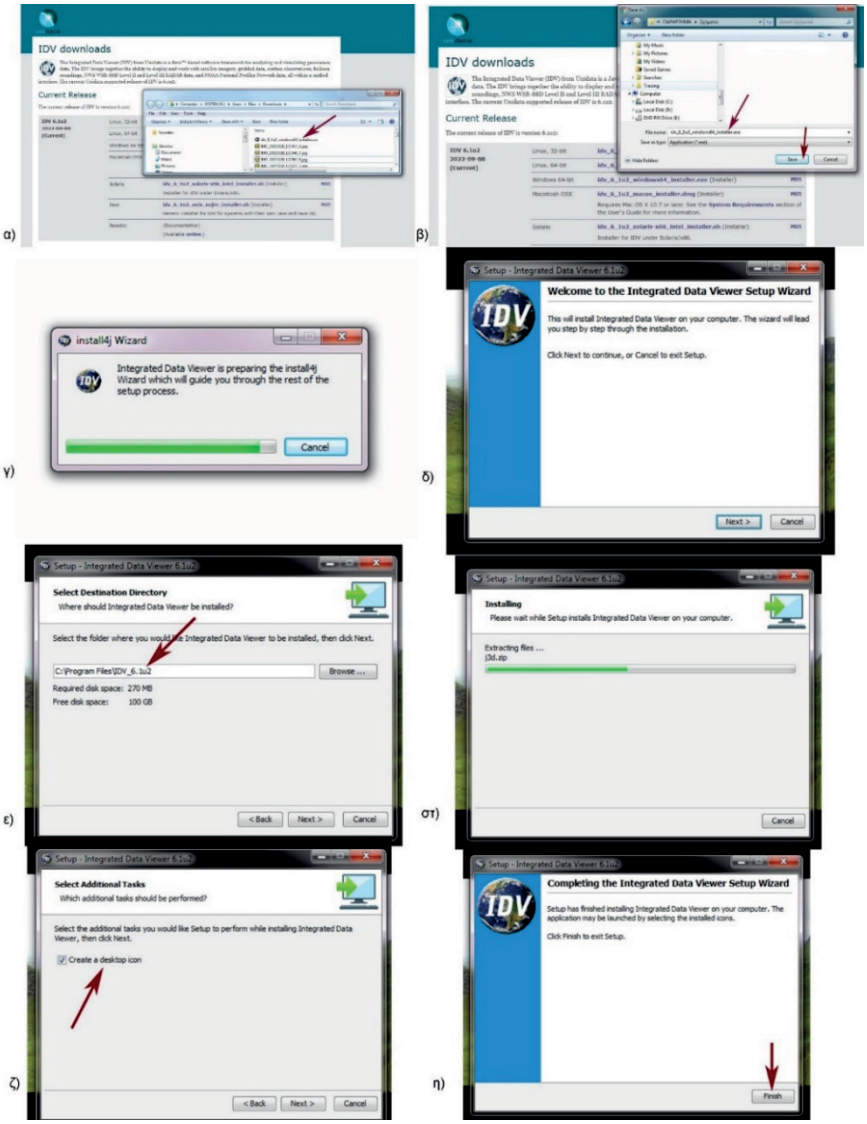
Π.1.2 Εγκατάσταση του Λογισμικού IDV

Το λογισμικό Integrated Data Viewer (IDV) της ερευνητικής κοινότητας Unidata (https://www.unidata.ucar.edu) είναι ένα δωρεάν διαθέσιμο εργαλείο 3-διάστατης απεικόνισης και ανάλυσης που δίνει στους χρήστες τη δυνατότητα να προβάλλουν και να αναλύουν, με ολοκληρωμένο τρόπο, το σύνολο των γεωχωρικών δεδομένων. Το IDV συνδυάζει μέσα σε ενοποιημένη διεπαφή, τη δυνατότητα προβολής και ανάλυσης δορυφορικών εικόνων, πλεγματικών δεδομένων (όπως αποτελέσματα αριθμητικών προσομοιώσεων, επιφανειακών παρατηρήσεων (τύπου SYNOP ή METAR), ραδιοβολήσεων, δεδομένων ραντάρ και δεδομένων συστημάτων γεωγραφικών πληροφοριών). Το λογισμικό είναι διαθέσιμο για λειτουργικά συστήματα Windows, Macintosh και Linux και μεταφορτώνεται (download) από την πλατφόρμα https://downloads.unidata.ucar.edu/idv/ (Σχήμα Π2).

Αρχικά, μεταφορτώνεται στον υπολογιστή εργασίας ένας οδηγός εγκατάστασης λογισμικού, σε εκτελέσιμη μορφή, με ονομασία της μορφής idv_version_windowsxx_installer.exe (για λειτουργικό σύστημα Windows). Στη συνέχεια, η εγκατάσταση του IDV ολοκληρώνεται σχετικά εύκολα, ακολουθώντας τα βήματα, του οδηγού εγκατάστασης (Σχήμα Π3). Υπάρχει η δυνατότητα να δημιουργηθεί εικονίδιο του Integrated Data Viewer (IDV) και στην επιφάνεια εργασίας των Windows.



Σχήμα Π2 *Οθόνες πρόσβασης και μεταφόρτωσης του λογισμικού IDV (https://downloads.unidata.ucar.edu/idv/).*



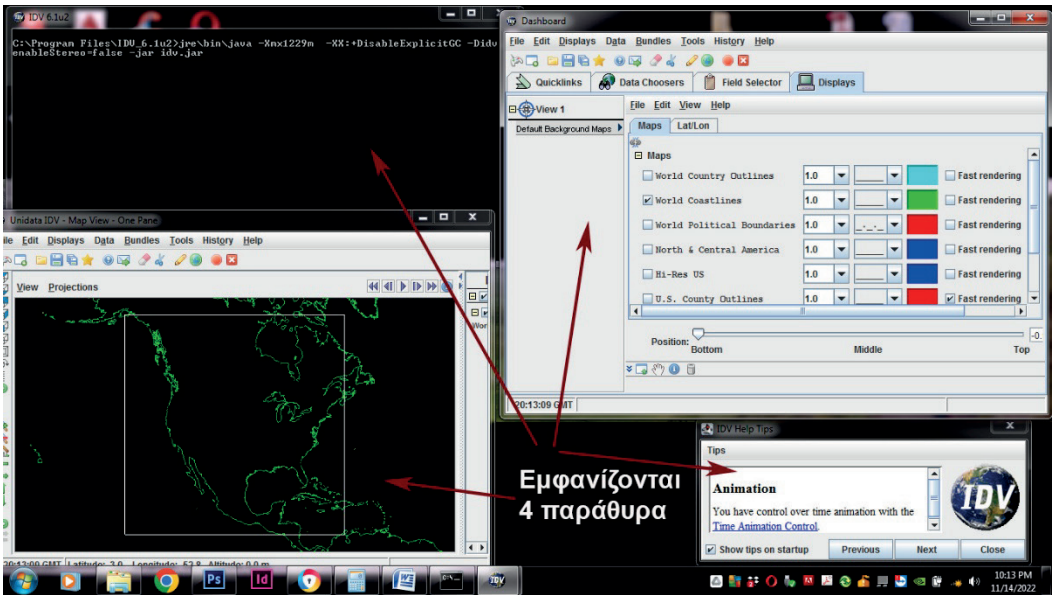
Σχήμα Π3 *Διαδικασία εγκατάστασης (τα πιο σημαντικά βήματα) της τελευταίας έκδοσης 6.1 του λογισμικού IDV (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

Π.1.3 Χρήση του Λογισμικού IDV

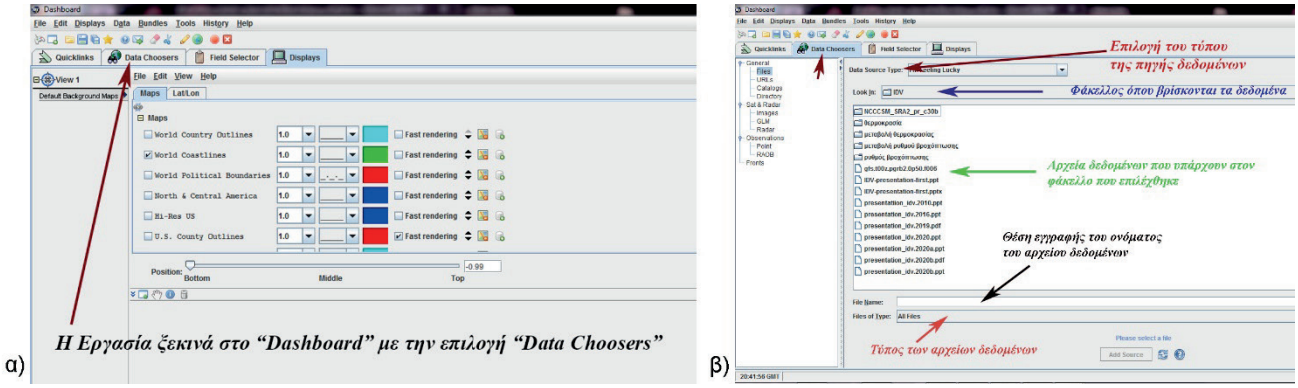
Για εκκίνηση της εφαρμογής, γίνεται επιλογή στην επιφάνεια εργασίας του εικονιδίου του Integrated Data Viewer και στη συνέχεια, εμφανίζονται 4 παράθυρα εργασίας (Σχήμα Π4). Η εργασία ανάλυσης και απεικόνισης των πλεγματικών δεδομένων ξεκινά στο παράθυρο εργασίας Dashboard, στο οποίο επιλέγονται και ορίζονται τα δεδομένα, τα οποία τελικά θα οπτικοποιηθούν (Data Choosers). Για την επιλογή των δεδομένων θα πρέπει απαραίτητα να δηλωθεί:

- ο τύπος της πηγής των δεδομένων,
- ο φάκελος όπου βρίσκονται τα δεδομένα
- ο τύπος των αρχείων δεδομένων.

Εμφανίζεται επίσης, το σύνολο των αρχείων δεδομένων που υπάρχουν στον φάκελο που θα επιλεγεί, όπως επίσης, και η θέση εγγραφής του ονόματος του αρχείου δεδομένων (Σχήμα Π5).



Σχήμα Π4 *Τα τέσσερα παράθυρα εργασίας που εμφανίζονται κατά την εκκίνηση του IDV (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

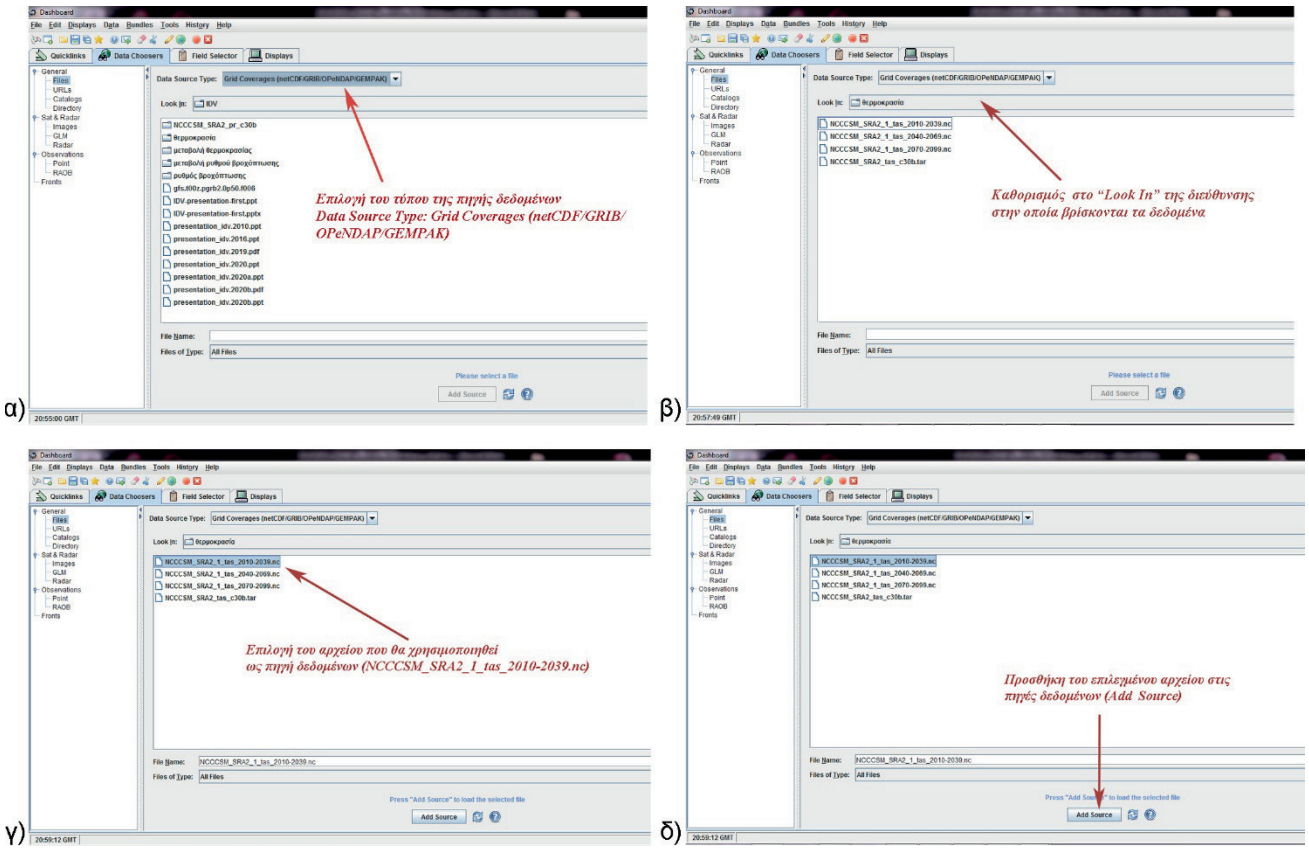


Σχήμα Π5 *α) Το παράθυρο εργασίας Dashboard και β) τα σημεία επιλογής των δεδομένων (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

Επίσης, σε αυτή τη φάση, πρέπει να γίνουν τέσσερις επιλογές:

- δήλωση στο Data Source Type του τύπου της πηγής των δεδομένων. Στην προκειμένη περίπτωση πλεγματικά πεδία netCDF/GRIB/OPeNDAP/GEMPAQ,

- επιλογή στο Look in του φακέλου, στον οποίο βρίσκονται τα δεδομένα,
- επιλογή του αρχείου, το οποίο θα είναι η πηγή των δεδομένων (π.χ. NCCCSM_SRA2_1_tas_2010-2039.nc) και
- προσθήκη του επιλεγμένου αρχείου στις πηγές των δεδομένων με την επιλογή Add Source (Σχήμα Π.6).



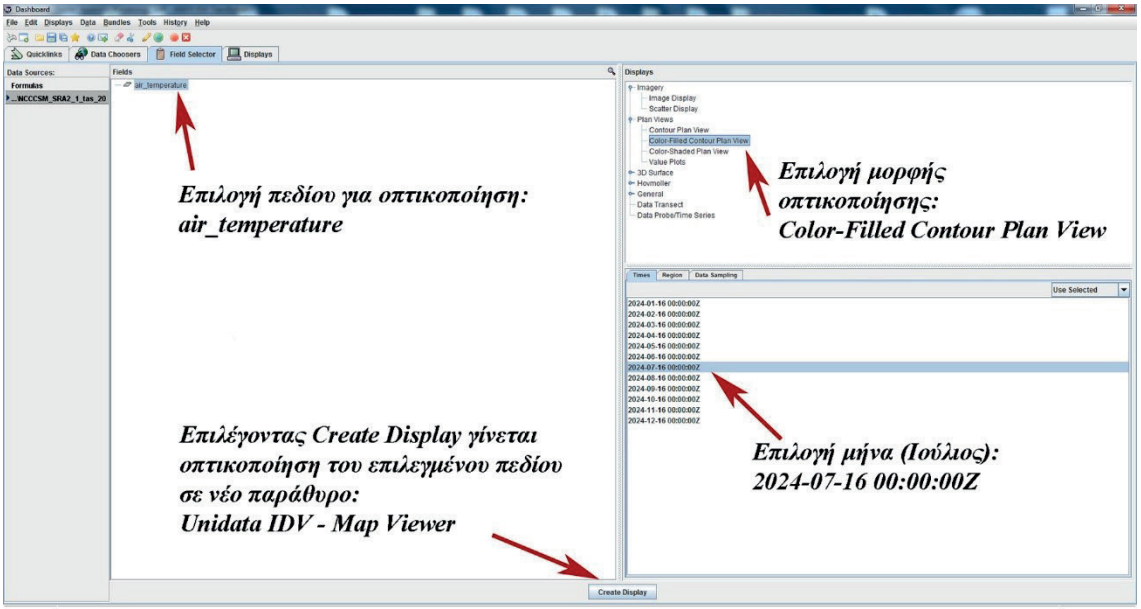
Σχήμα Π6 *Απαραίτητες επιλογές: α) δήλωση του τύπου της πηγής των δεδομένων στο Data Source Type: Grid files netCDF/GRIB/OPeNDAP/GEMPAQ, β) επιλογή στο Look in του φακέλου στον οποίο βρίσκονται τα δεδομένα, γ) επιλογή του αρχείου, το οποίο θα είναι η πηγή των δεδομένων (π.χ. NCCCSM_SRA2_1_tas_2010-2039.nc), δ) Προσθήκη του επιλεγμένου αρχείου στις πηγές των δεδομένων με την επιλογή Add Source (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

Π.1.3.1 Οπτικοποίηση της Θερμοκρασίας και της Μεταβολής της Θερμοκρασίας κοντά στην Επιφάνεια της Γης

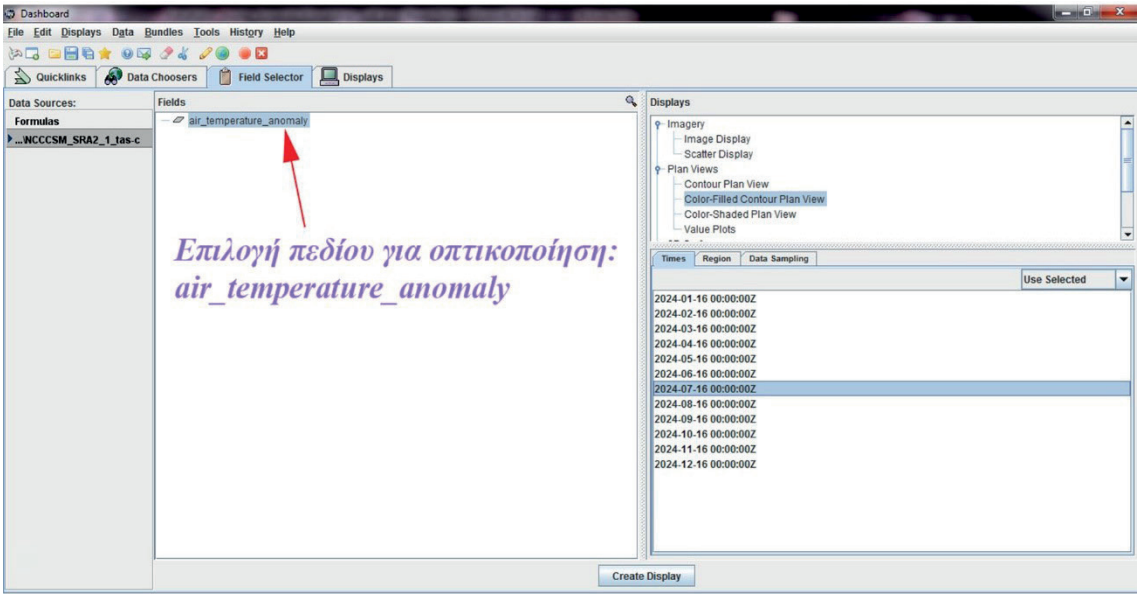
Αφού (στο προηγούμενο βήμα) επιλεγεί το αρχείο εργασίας και προστεθεί στις πηγές δεδομένων (Add Source), στη συνέχεια, γίνεται η επιλογή του πεδίου που θα απεικονιστεί (Field Selector). Στην συγκεκριμένη περίπτωση εμφανίζεται μόνο ένα πεδίο για επιλογή (air_temperature). Για τη μεταβολή της θερμοκρασίας αέρα ακολουθείται ακριβώς η ίδια διαδικασία και τα ίδια βήματα. Η μόνη διαφορά είναι ότι στο Field Selector εμφανίζεται ως επιλέξιμο πεδίο για απεικόνιση, το air_temperature_anomaly. Θα μπορούσε βέβαια, το αρχείο να περιλαμβάνει και άλλα 2-διάστατα ή 3-διάστατα πεδία (2D ή 3D). Απλώς, τα συγκεκριμένα αρχεία περιέχουν μόνο ένα πεδίο. Στη συνέχεια, πρέπει να επιλεγεί στο Displays η μέθοδος χάραξης των ισόθερμων καμπύλων πάνω στον χάρτη. Προτείνεται η επιλογή Color-Filled Contour Plan View, αλλά είναι διαθέσιμες και πολλές άλλες επιλογές, για να δοκιμάσει ο χρήστης. Τέλος, στο Time πρέπει να επιλεγεί ο μήνας, του οποίου τα δεδομένα θα οπτικοποιηθούν με την επιλογή μίας από τις 12 εγγραφές που αντιστοιχούν στις μέσες μηνιαίες κλιματικές τιμές της θερμοκρασίας ή αντίστοιχα της μεταβολής της θερμοκρασίας (Σχήμα Π.7). Δηλαδή, η καθεμία από τις 12 εγγραφές αντιστοιχεί σε κάθε μήνα του έτους, ξεκινώντας από τον Ιανουάριο. Το προκαθορισμένο από την εφαρμογή είναι να επιλεγούν και οι 12 εγγραφές (όλοι οι μήνες) και τότε παράγονται ταυτόχρονα 12 γραφικές παραστάσεις.

Κάνοντας διάφορες ενέργειες στο Dashboard μπορεί να τροποποιηθεί η μορφή του χάρτη. Υπάρχουν επίσης, διαδικασίες με τις οποίες επιτυγχάνεται η μεγέθυνση/σμίκρυνση του χάρτη, η μετακίνηση στις τέσσερις διευθύνσεις του ορίζοντα, η αλλαγή της ακτογραμμής και των συνόρων και η αλλαγή της χρωματικής κλίμακας (Σχήματα Π8 έως Π14).

Η γραφική παράσταση μπορεί να αποθηκευτεί με τις διαδοχικές επιλογές view→capture→image. Σε αναδυόμενο παράθυρο γίνεται η επιλογή του φακέλου αποθήκευσης και ο ορισμός του ονόματος της γραφικής παράστασης (Σχήματα Π15 και Π16).

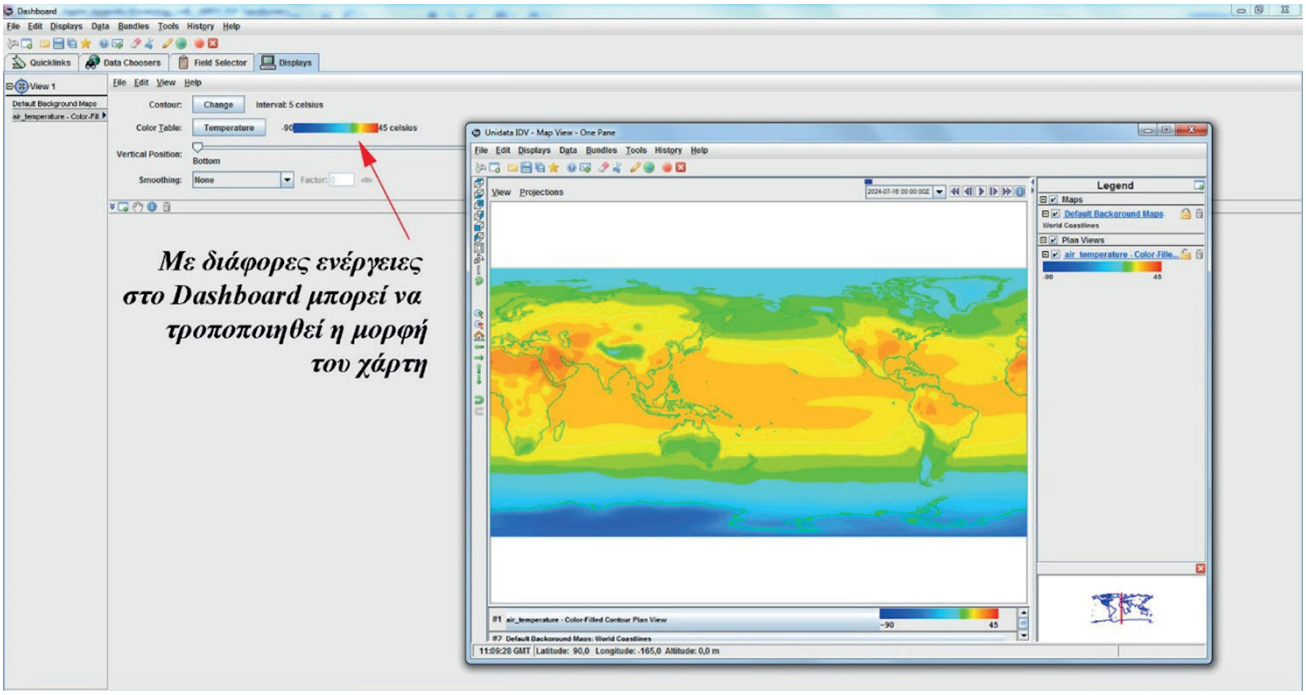


(α)

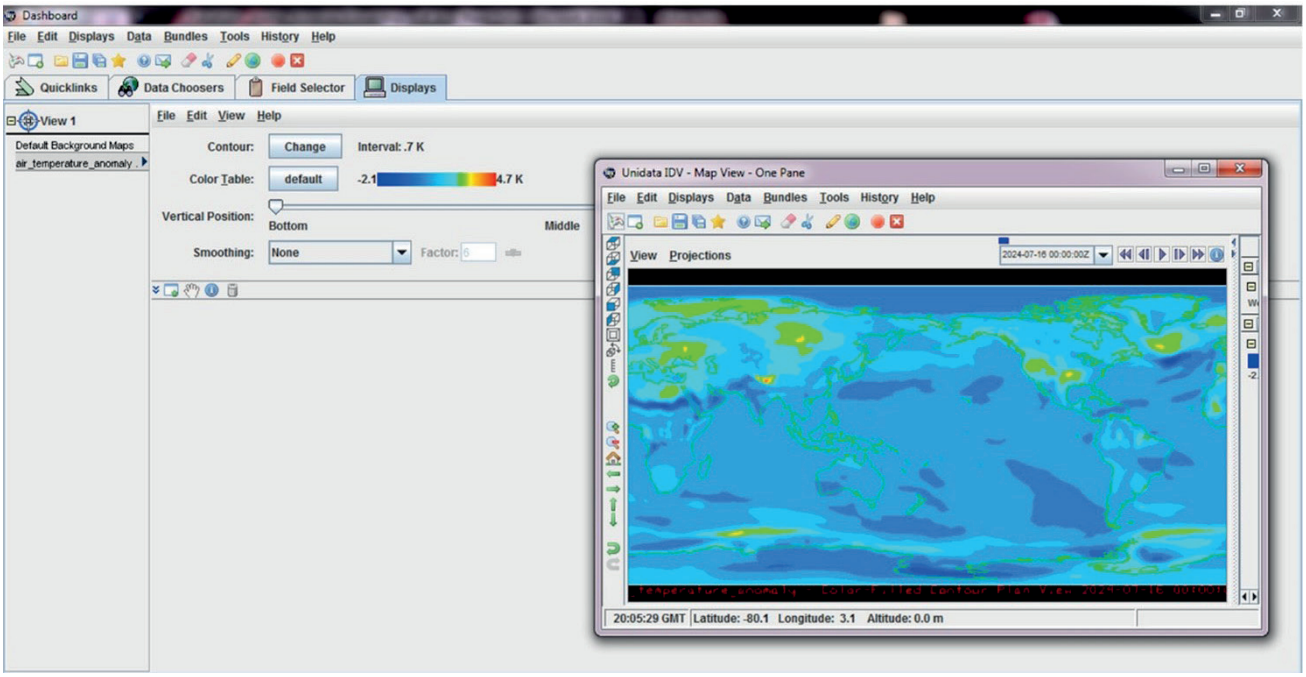


(β)

Σχήμα Π7 *Επιλογή του πεδίου προς οπτικοποίηση (Field Selector), επιλογή μορφής της απεικόνισης (Displays) και επιλογή μήνα (Times) α) θερμοκρασία αέρα και β) μεταβολή της θερμοκρασίας αέρα (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

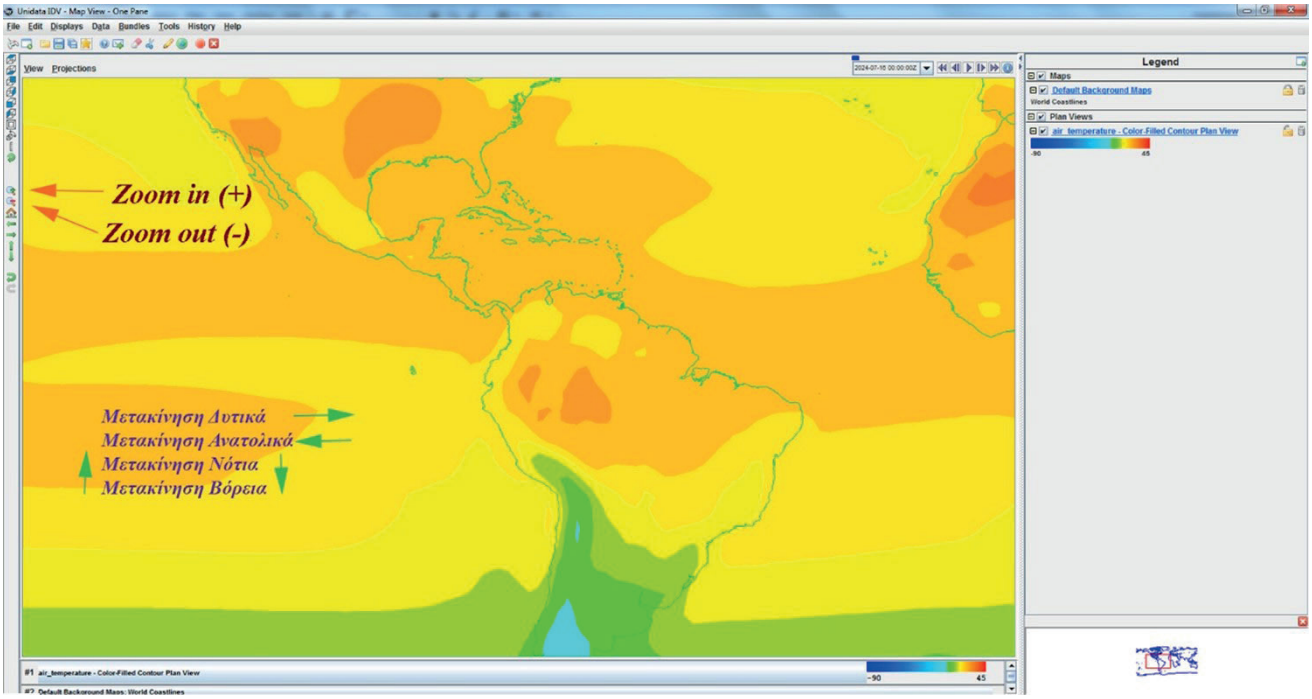


(α)

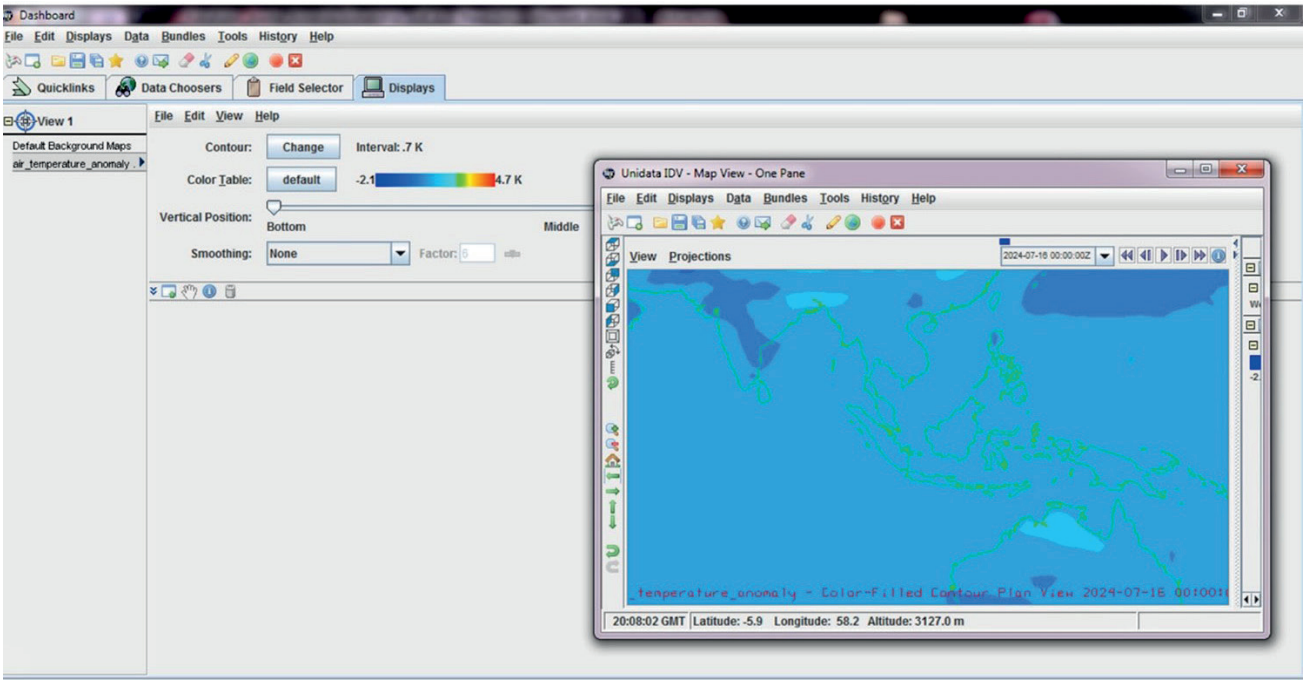


(β)

Σχήμα Π8 *Οπτικοποίηση των πεδίων α) θερμοκρασία και β) μεταβολή της θερμοκρασίας (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

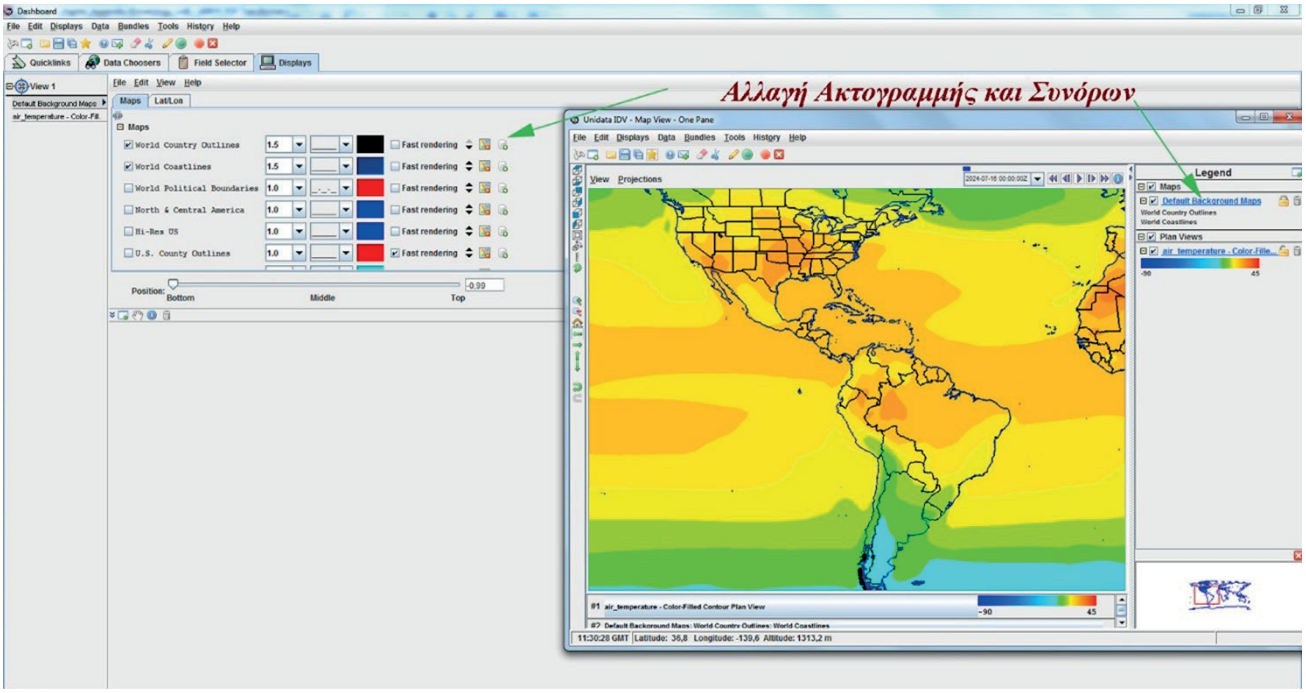


(α)

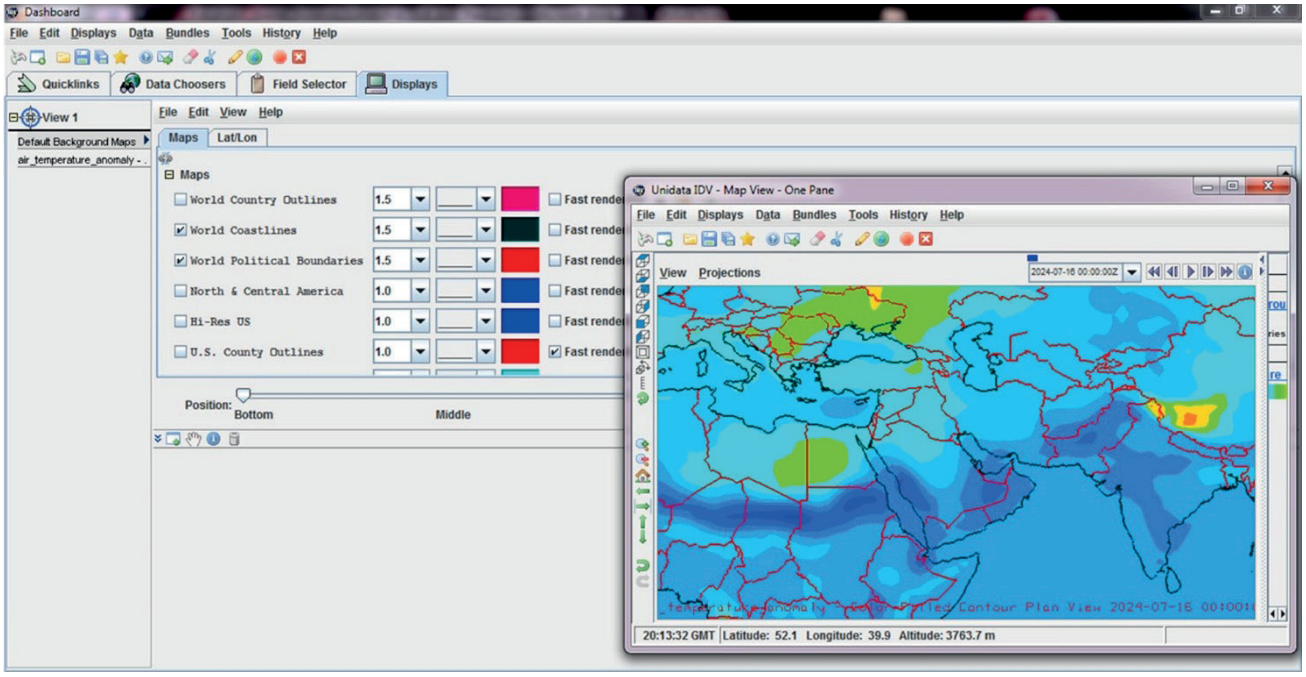


(β)

Σχήμα Π9 *Οπτικοποίηση των πεδίων α) θερμοκρασία και β) μεταβολή της θερμοκρασίας. Μεγέθυνση του χάρτη και βέλη μετακίνησης στις τέσσερεις διευθύνσεις του ορίζοντα (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

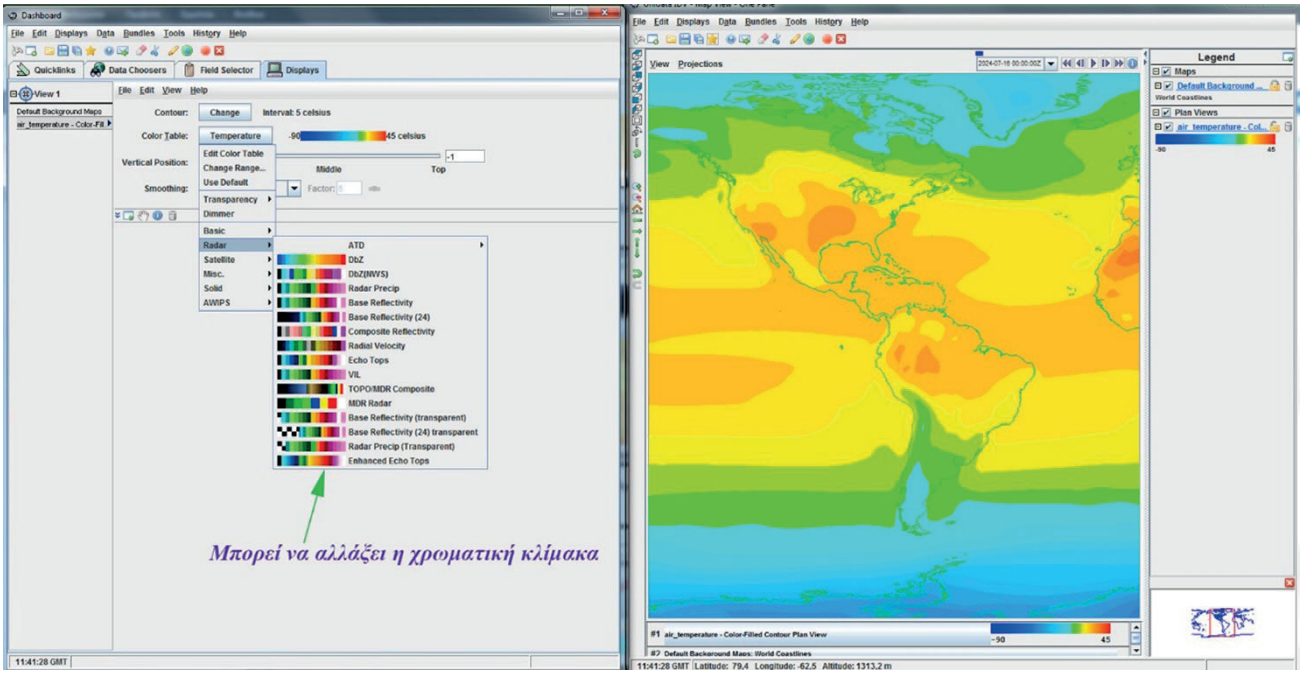


(α)

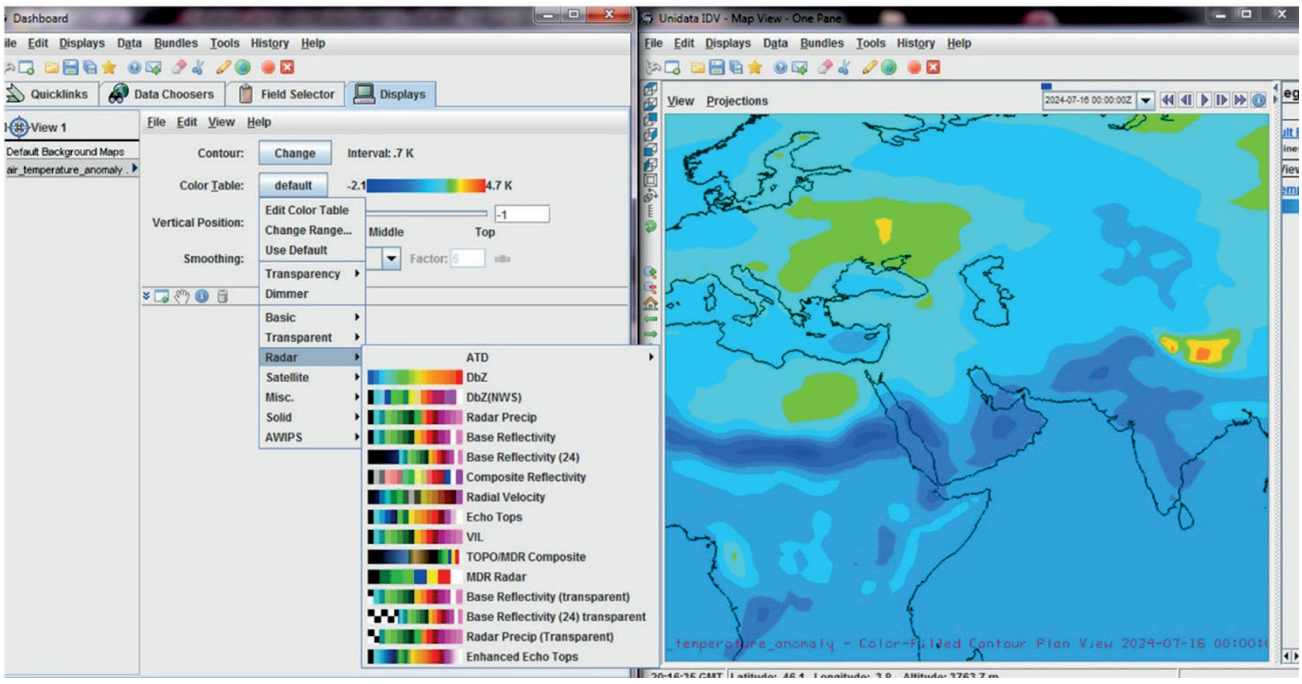


(β)

Σχήμα Π10 *Οπτικοποίηση των πεδίων α) θερμοκρασία και β) μεταβολή της θερμοκρασίας. Αλλαγή ακτογραμμής και συνόρων στους χάρτες (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

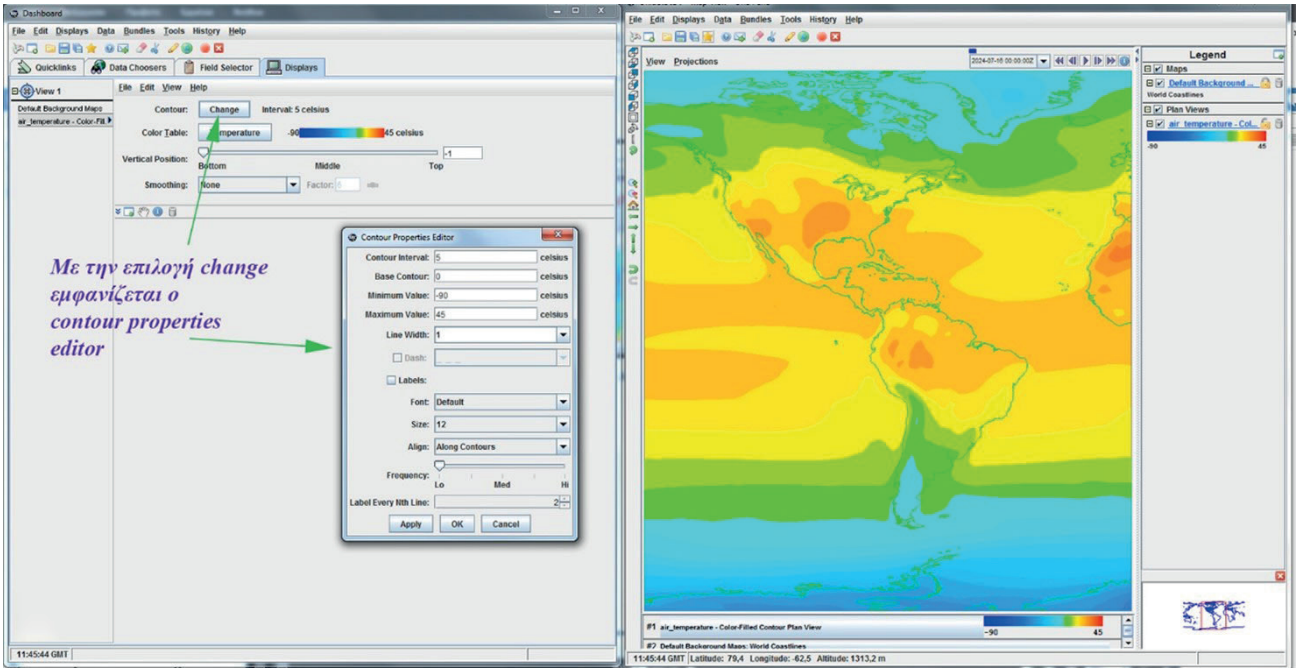


(α)

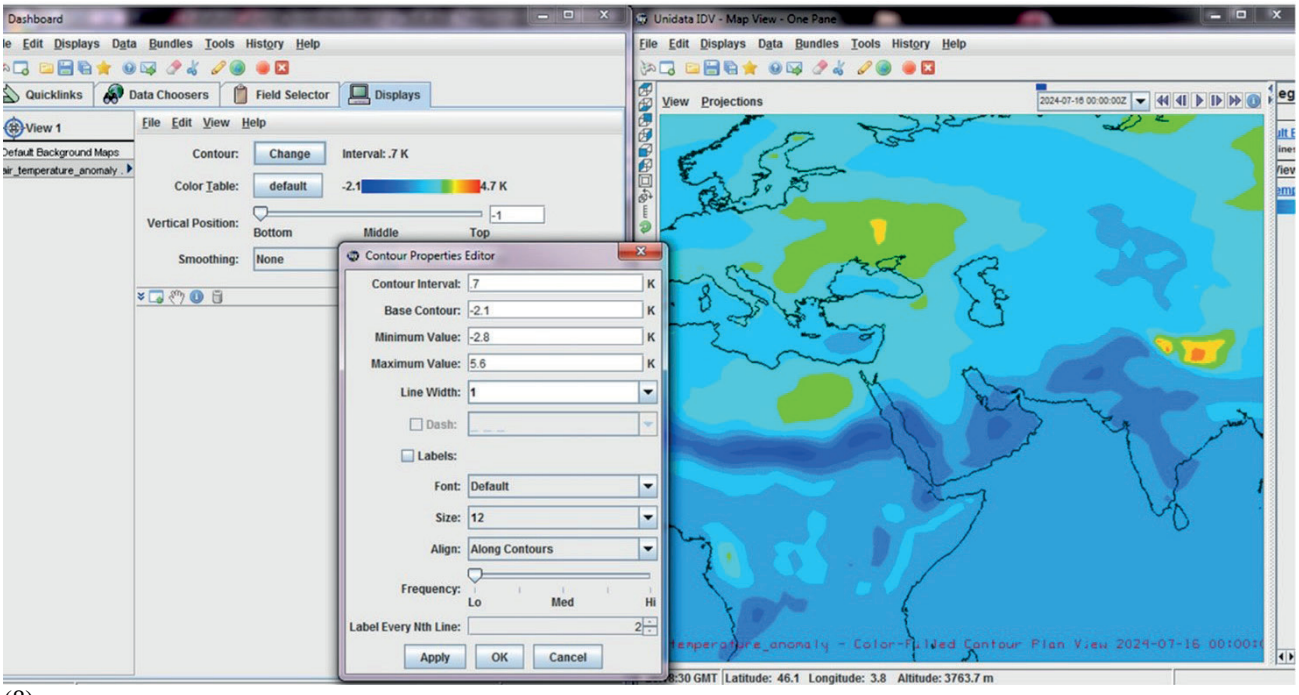


(β)

Σχήμα Π11 *Οπτικοποίηση των πεδίων α) θερμοκρασία και β) μεταβολή της θερμοκρασίας. Αλλαγή χρωματικής κλίμακας των χαρτών (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

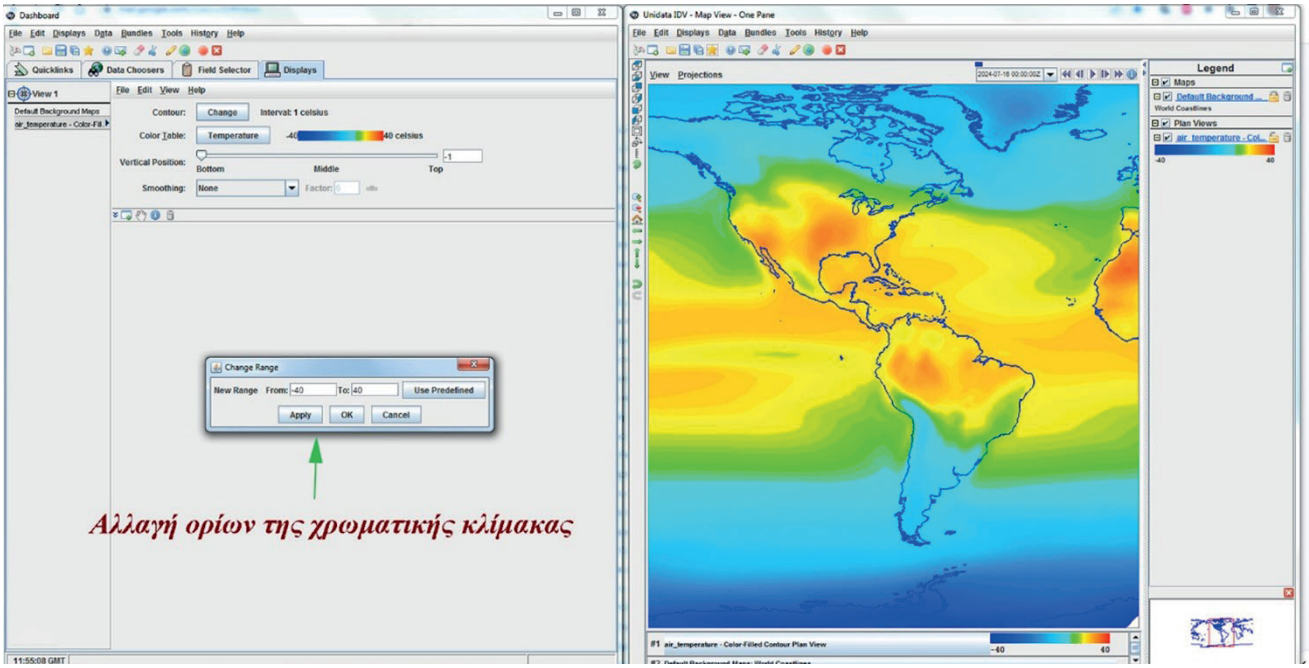


(α)

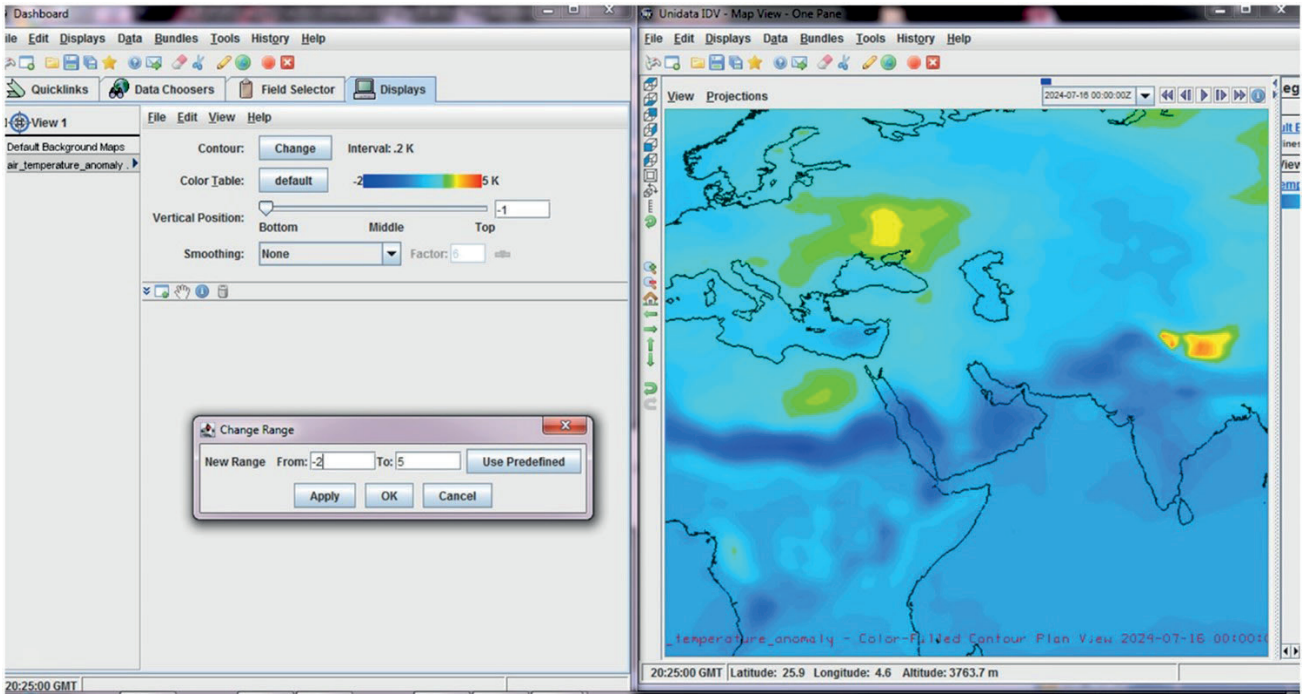


(β)

Σχήμα Π12 *Οπτικοποίηση των πεδίων α) θερμοκρασία και β) μεταβολή της θερμοκρασίας. Αλλαγή χρωματικής κλίμακας και ιδιότητες χάραξης ισόθερμων καμπύλων (contour properties editor) (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

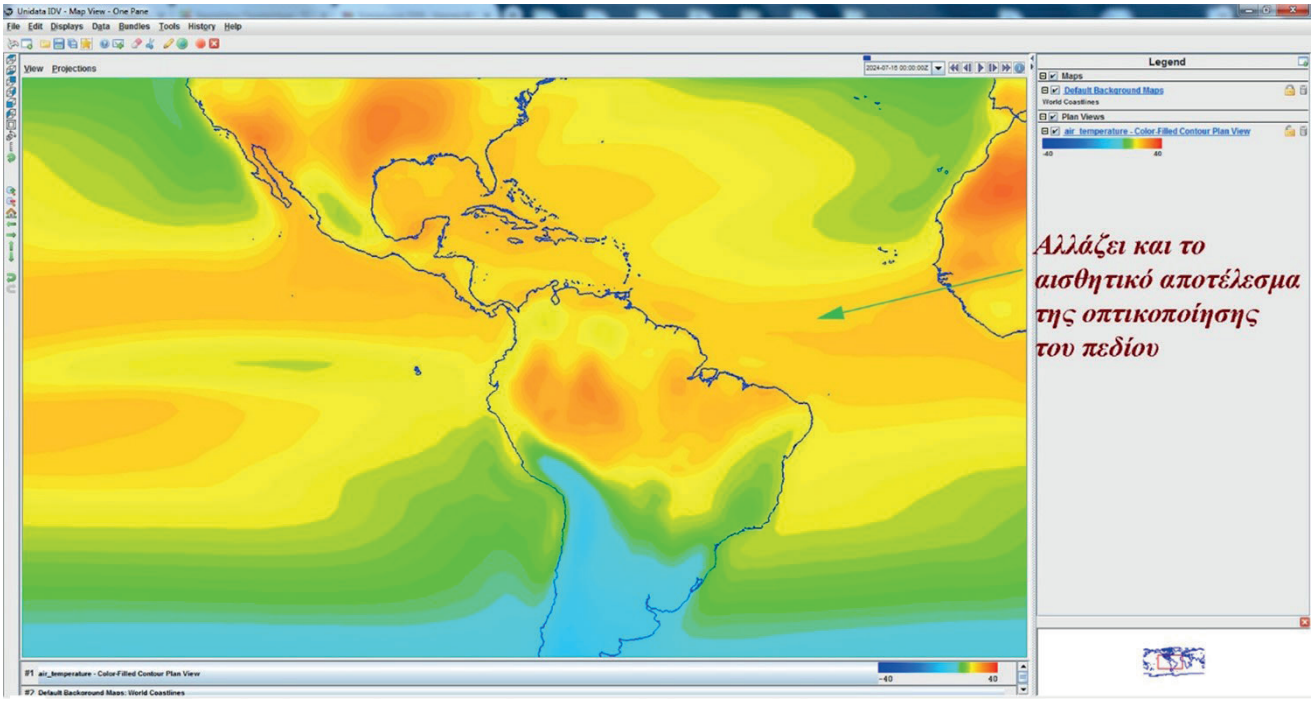


(α)

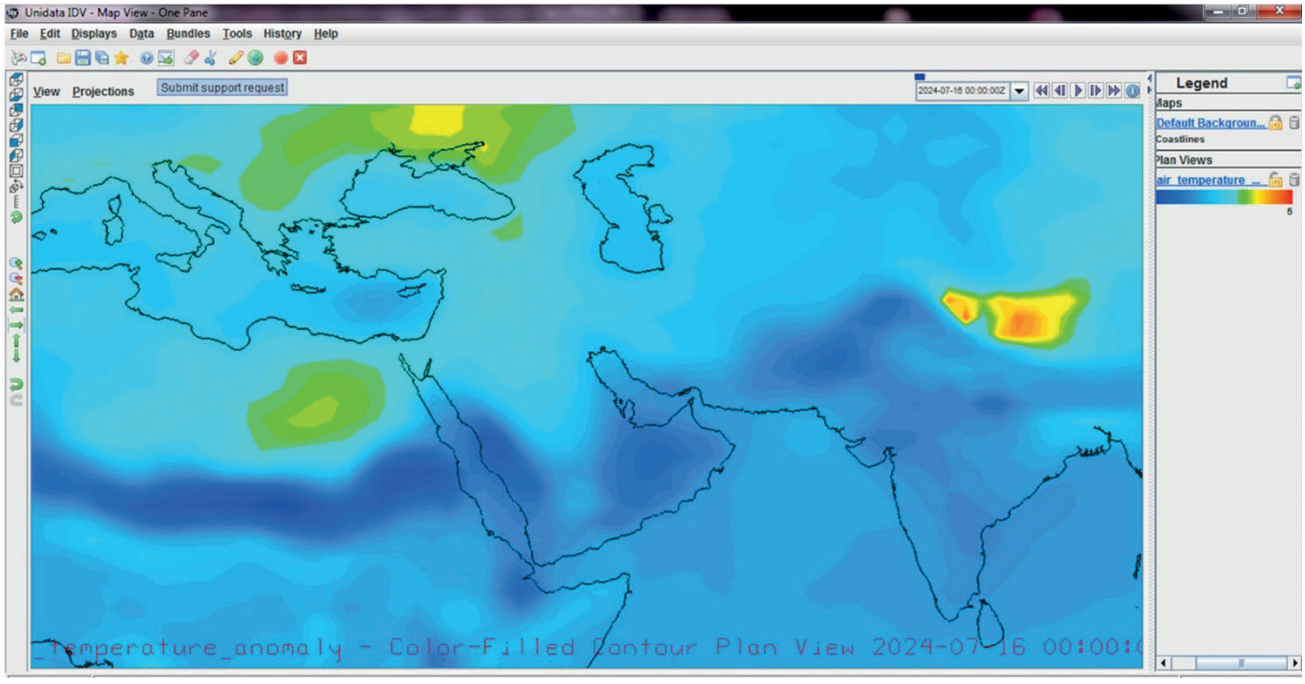


(β)

Σχήμα Π13 *Οπτικοποίηση των πεδίων α) θερμοκρασία και β) μεταβολή της θερμοκρασίας. Αλλαγή των ορίων της χρωματικής κλίμακας των χαρτών (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

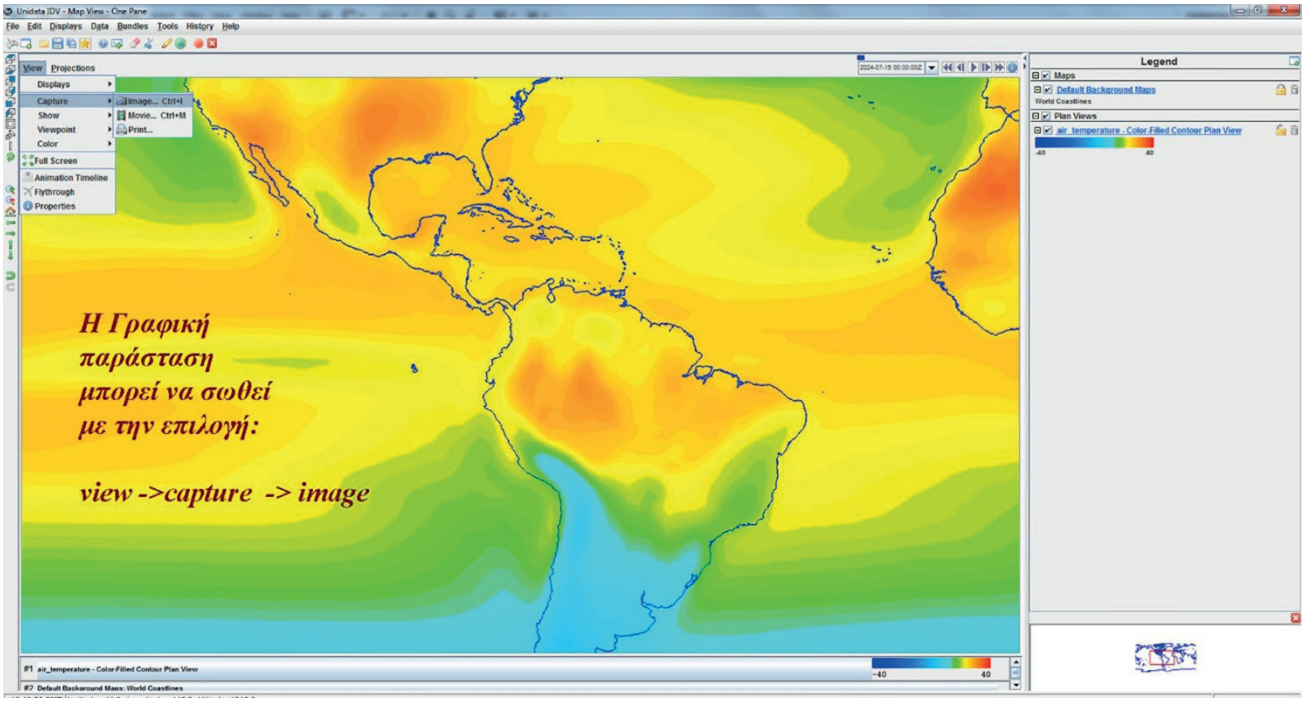


(α)

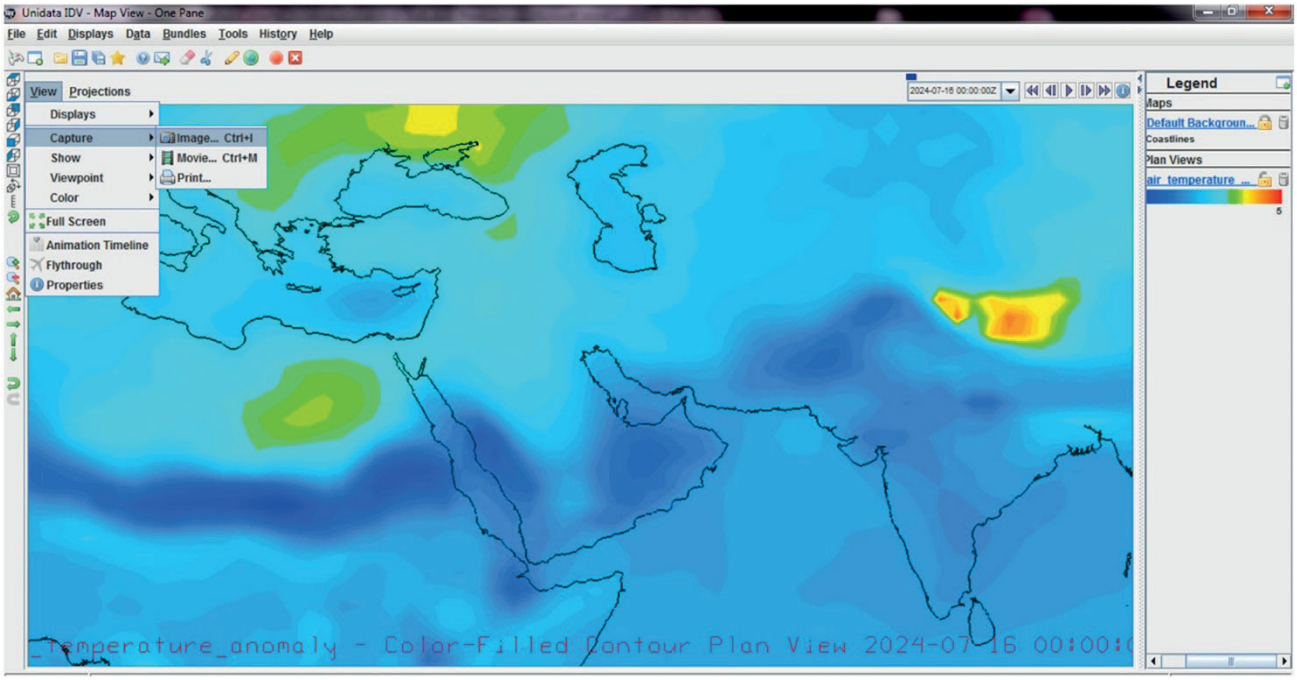


(β)

Σχήμα Π14 *Οπτικοποίηση των πεδίων α) θερμοκρασία και β) μεταβολή της θερμοκρασίας. Η τελική μορφή των χαρτών απεικόνισης (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

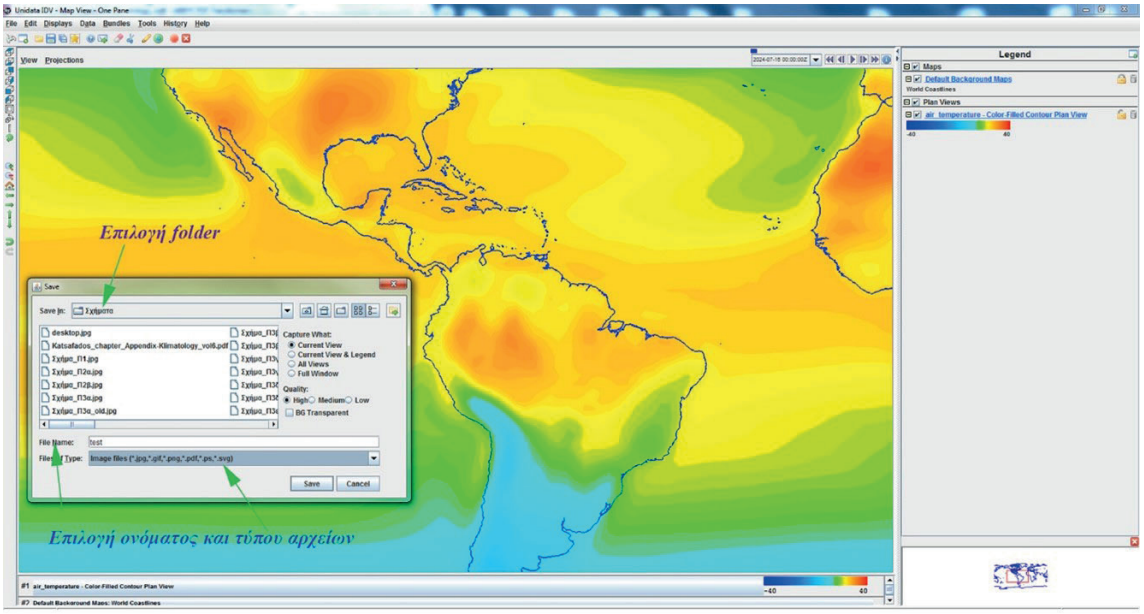


(α)

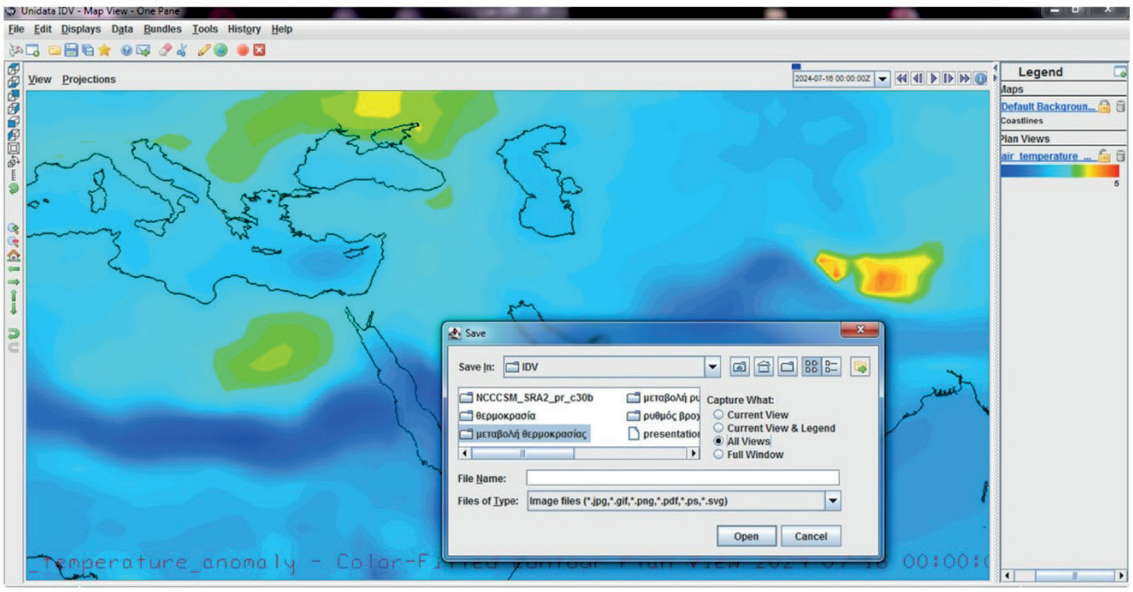


(β)

Σχήμα Π15 *Οπτικοποίηση των πεδίων α) θερμοκρασία και β) μεταβολή της θερμοκρασίας. Ενέργειες αποθήκευσης των χαρτών (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*



(α)



(β)

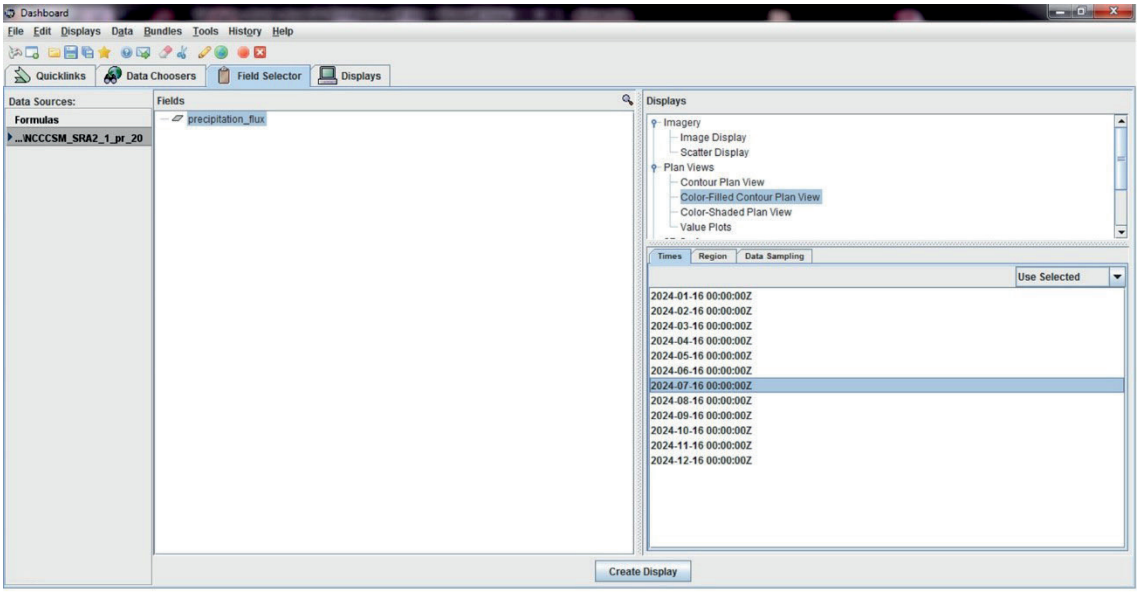
Σχήμα Π16 *Οπτικοποίηση των πεδίων α) θερμοκρασία και β) μεταβολή της θερμοκρασίας. Ενέργειες επιλογής του φακέλου αποθήκευσης και ορισμού του ονόματος του χάρτη (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

Π.1.3.2 Οπτικοποίηση του Ρυθμού Βροχόπτωσης και της Μεταβολής του Ρυθμού Βροχόπτωσης

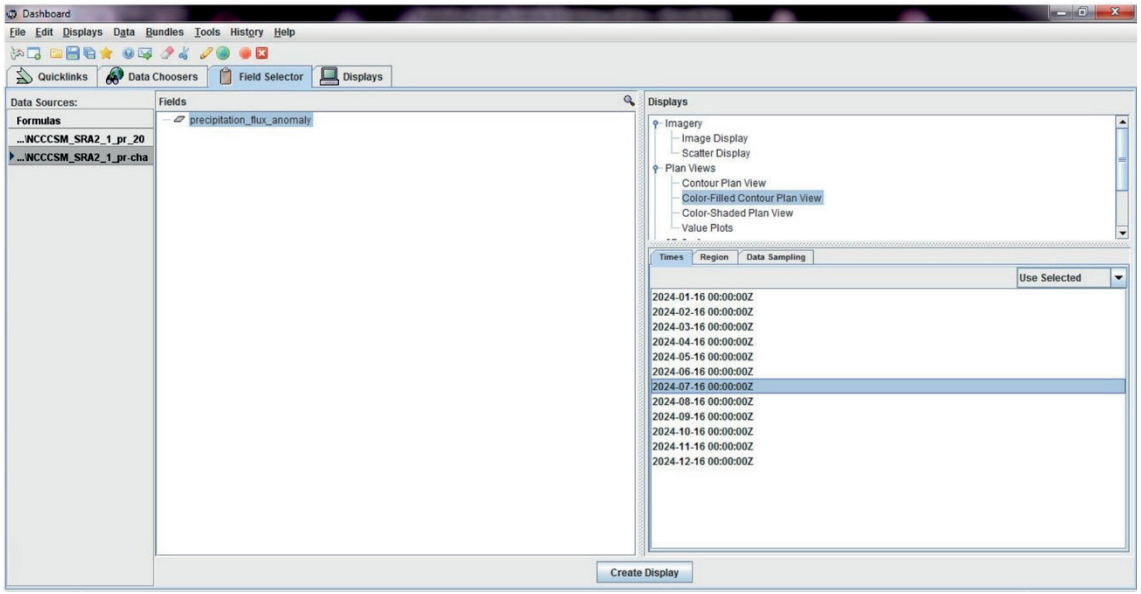
Στα αρχεία των κλιματικών δεδομένων υπάρχουν ακόμη τα πεδία του ρυθμού της βροχόπτωσης (NCCCSM_SRA2_1_pr) και της μεταβολής του ρυθμού της βροχόπτωσης (NCCCSM_SRA2_1_pr-change) σε μονάδες $mm \cdot s^{-1}$. Εργαζόμενοι, όπως προηγουμένως με τη θερμοκρασία και τη μεταβολή της θερμοκρασίας, επιλέγεται κατ' αρχάς το αρχείο εργασίας που προστίθεται στις πηγές δεδομένων (Add Source). Στη συνέχεια, γίνεται η επιλογή του πεδίου που θα απεικονιστεί (Field Selector). Στην συγκεκριμένη περίπτωση, εμφανίζεται και πάλι μόνο ένα πεδίο για επιλογή, με όνομα precipitation_flux. Για τη μεταβολή του ρυθμού βροχόπτωσης ακολουθείται ακριβώς η ίδια διαδικασία και τα ίδια βήματα. Η μόνη διαφορά είναι ότι στο Field Selector εμφανίζεται ως επιλέξιμο πεδίο για απεικόνιση το precipitation_flux_anomaly.

Στη συνέχεια, πρέπει να επιλεγεί στο Displays η μέθοδος σχεδιασμού των ισοπληθών της βροχόπτωσης στους χάρτες. Παρόμοια με τη θερμοκρασία, προτείνεται το Color-Filled Contour Plan View, αλλά είναι

διαθέσιμες και πολλές άλλες επιλογές. Τέλος, στο Time επιλέγεται ο μήνας, του οποίου τα δεδομένα θα οπτικοποιηθούν με την επιλογή ενός από τα 12 αρχεία (ένα για κάθε μήνα), που περιλαμβάνουν τις μέσες μηνιαίες κλιματικές τιμές του ρυθμού βροχόπτωσης ή αντίστοιχα της μεταβολής του ρυθμού βροχόπτωσης (Σχήμα Π17).



(α)

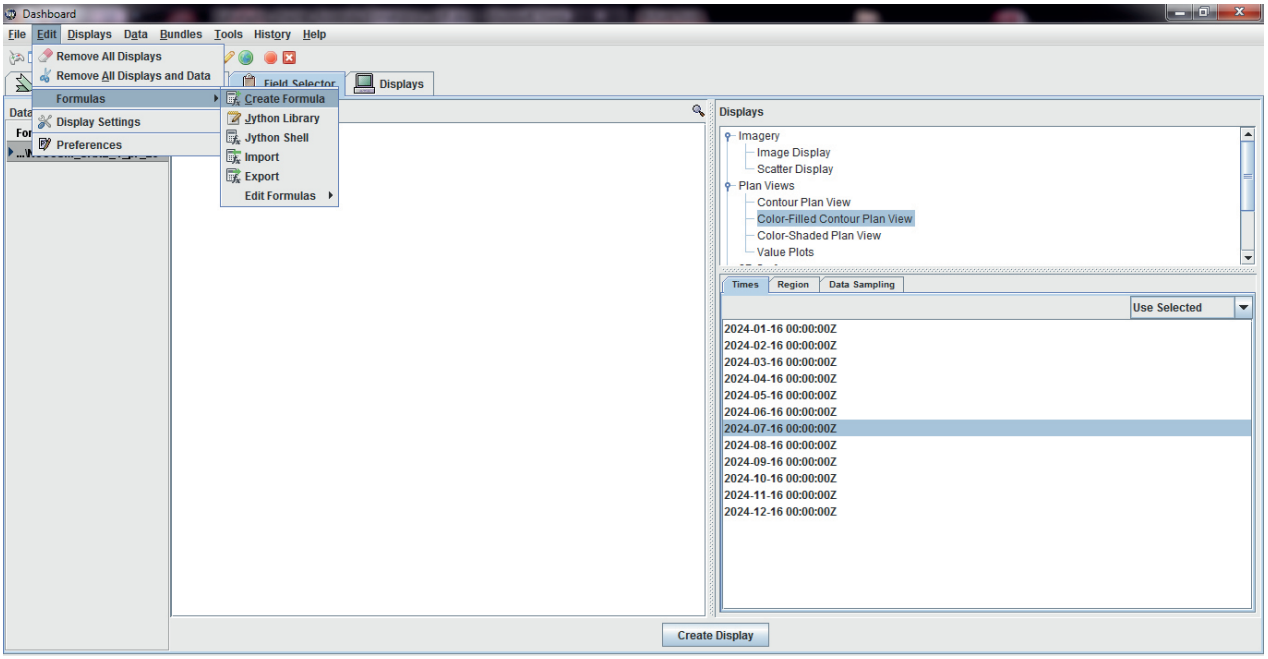


(β)

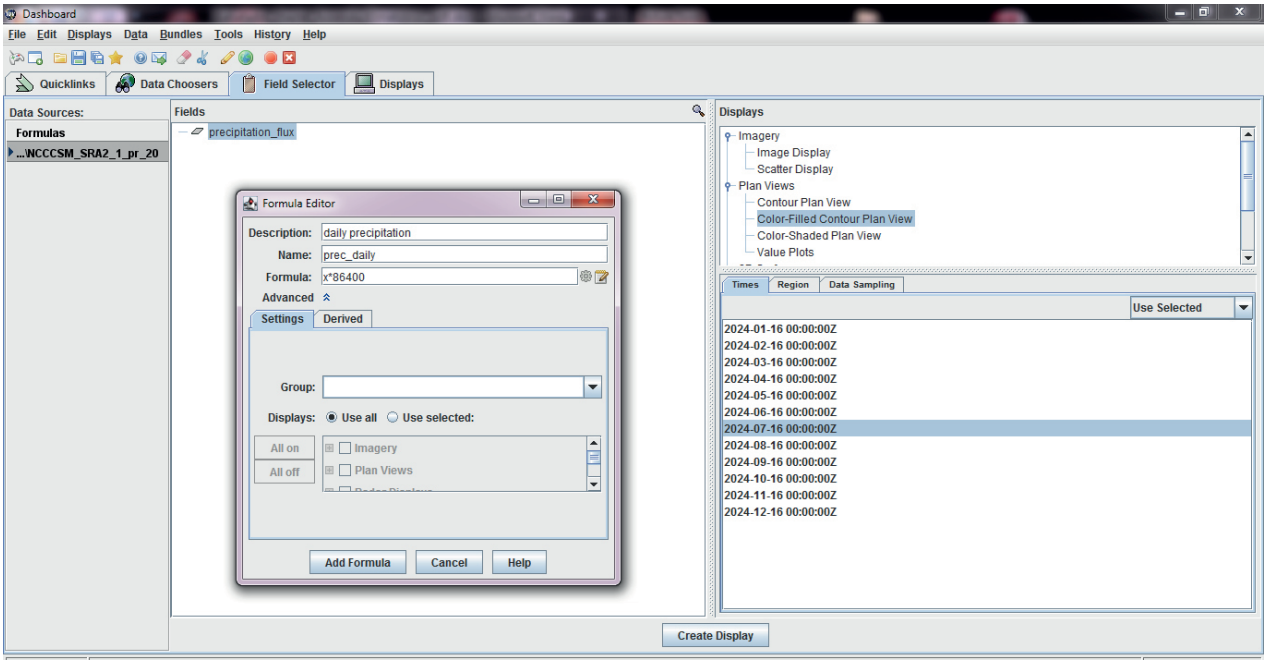
Σχήμα Π17 *Επιλογή του πεδίου προς οπτικοποίηση (Field Selector), επιλογή μορφής της απεικόνισης (Displays) και επιλογή μήνα (Times) των πεδίων α) ρυθμός βροχόπτωσης (precipitation flux) και β) μεταβολή του ρυθμού βροχόπτωσης (precipitation flux anomaly) (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

Οι τιμές του ρυθμού βροχόπτωσης, καθώς και της μεταβολής του ρυθμού βροχόπτωσης είναι εξαιρετικά μικρές, αφού η χρονική αναγωγή τους είναι το δευτερόλεπτο ($kg \cdot m^{-2} s^{-1} = mm \cdot s^{-1}$). Είναι προτιμότερο να εξαχθεί από αυτές τις τιμές είτε η μέση ωριαία βροχόπτωση (πολλαπλασιασμός επί 3.600), είτε η μέση ημερήσια βροχόπτωση (πολλαπλασιασμός επί 86.400) είτε η μέση μηνιαία βροχόπτωση (πολλαπλασιασμός επί 2.592.000).

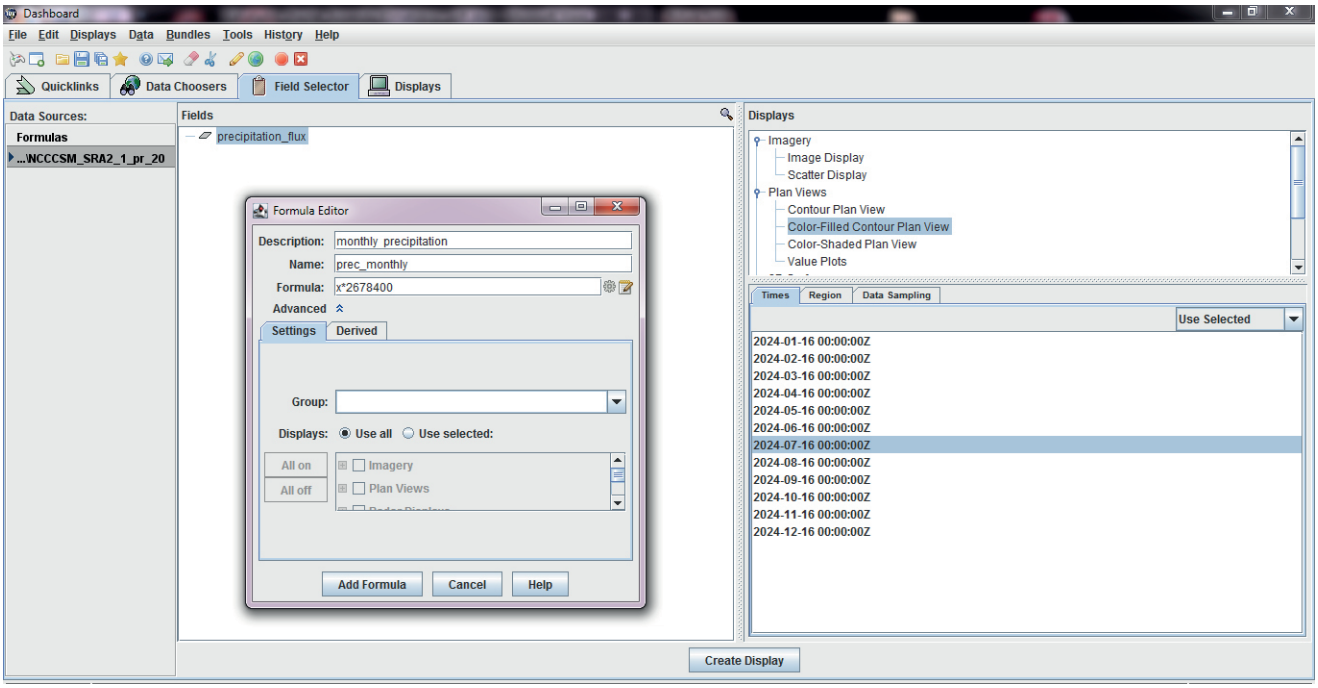
Το IDV δίνει τη δυνατότητα δημιουργίας σχέσεων μετατροπής μονάδων, ενώ διαθέτει και βιβλιοθήκη με πλήθος μετατροπών, όπως υπολογισμό μέσων τιμών (Averages), υπολογισμό ταχύτητας του ανέμου από τις συνιστώσες του (Speed from 2 components) και πολλές άλλες. Για να δημιουργηθεί μία καινούργια σχέση (formula) επιλέγονται στο Dashboard τα ακόλουθα βήματα: Edit→Formula→Create Formula. Εμφανίζεται σε παράθυρο ο συντάκτης μαθηματικών τύπων (Formula Editor), όπου δίνουμε μια ονομασία της επιλογής μας (π.χ. precipitation_daily ή precipitation_monthly) και ορίζουμε τη formula ως ένα απλό πολλαπλασιασμό (x*3.600 ή x*86.400 ή x*2.592.000), όπου x είναι η τιμή του ρυθμού βροχόπτωσης.



Σχήμα Π18 *Δημιουργία σχέσης (formula) για τον υπολογισμό της αθροιστικής βροχόπτωσης 24ώρου(ημερήσιας) από τον ρυθμό βροχόπτωσης (mm·s^{-1}) (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

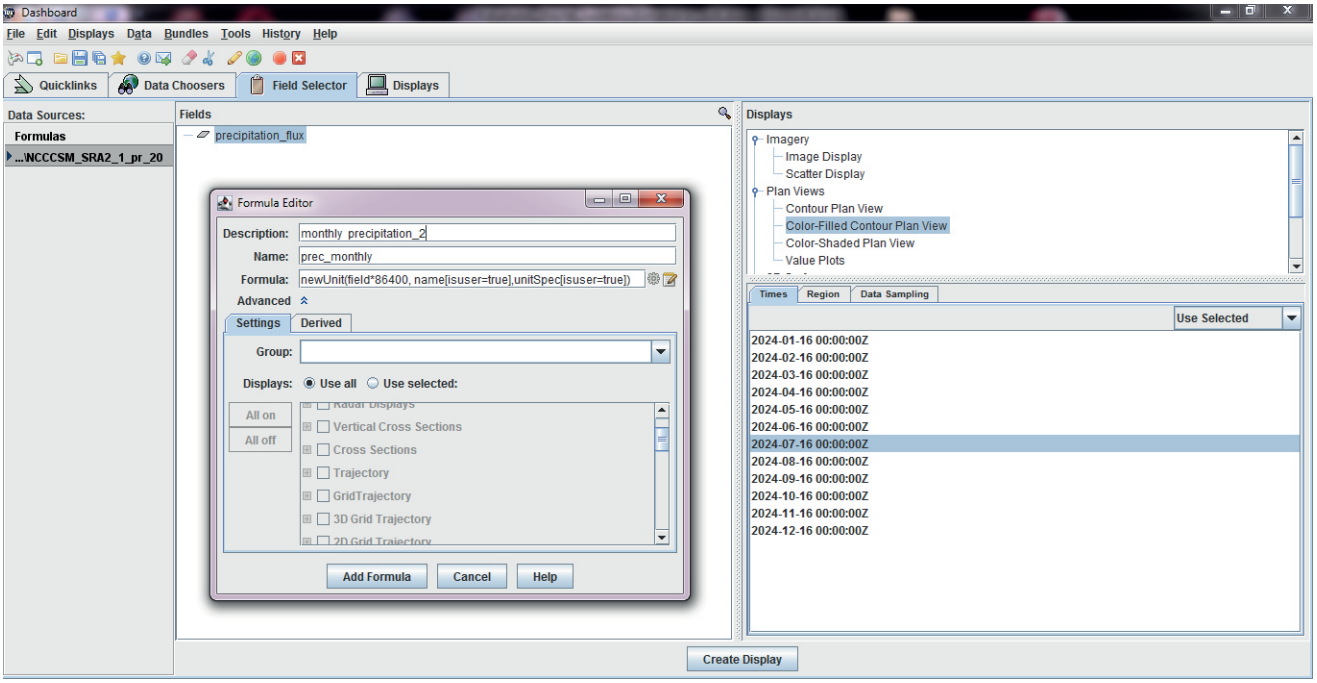


Σχήμα Π19 *Δημιουργία σχέσης (formula) για τον υπολογισμό της αθροιστικής βροχόπτωσης 24ώρου (ημερήσιας), όπως εξάγεται από τον ρυθμό βροχόπτωσης, χωρίς αλλαγή μονάδων στον συντάκτη μαθηματικών τύπων (Formula Editor) (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*



Σχήμα Π20 *Δημιουργία σχέσης (formula) για τον υπολογισμό της μηνιαίας αθροιστικής βροχόπτωσης, όπως εξάγεται από τον ρυθμό βροχόπτωσης, χωρίς αλλαγή μονάδων στον συντάκτη μαθηματικών τύπων (Formula Editor) (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

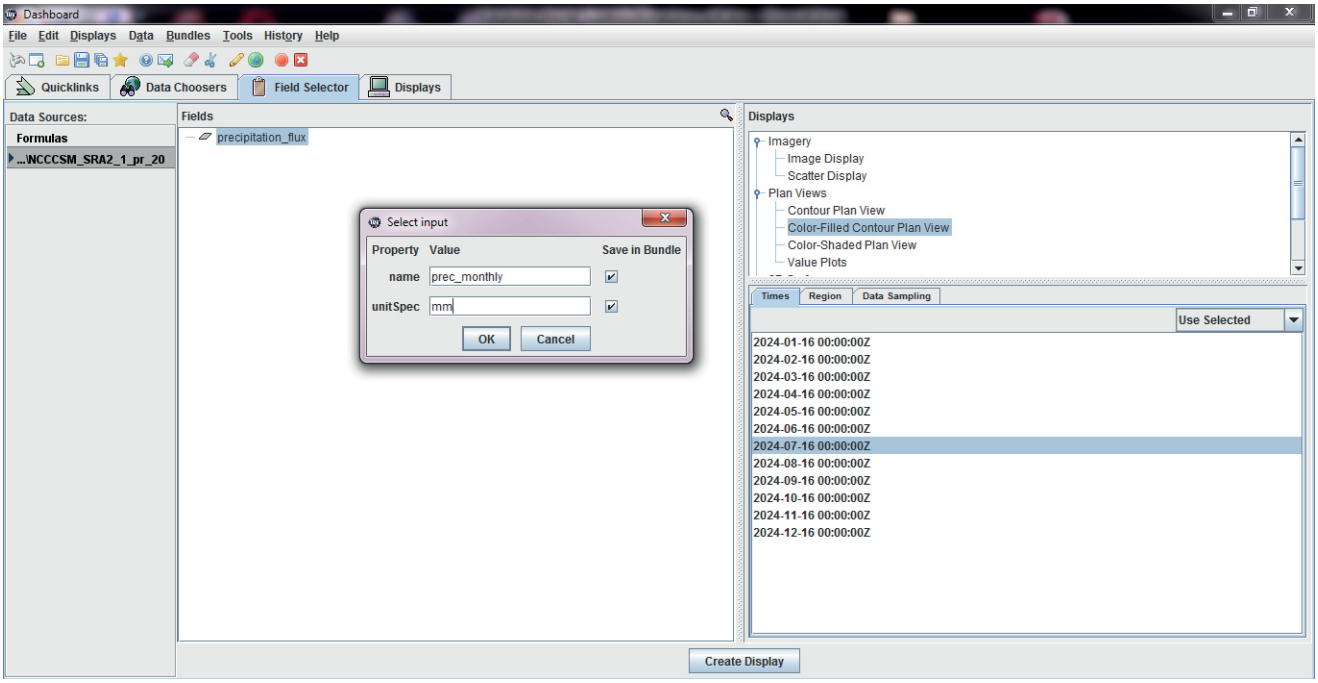
Οι παραπάνω ενέργειες περιλαμβάνουν μόνο την εκτίμηση της ημερήσιας και μηνιαίας βροχόπτωσης, χωρίς την αλλαγή μονάδων από $kg \cdot m^{-2} s^{-1} = mm \cdot s^{-1}$ σε $mm \cdot day^{-1}$ ή $mm \cdot mon^{-1}$, αντίστοιχα. Δηλαδή, στους παραγόμενους χάρτες η μονάδα θα παραμένει σε $mm \cdot s^{-1}$.



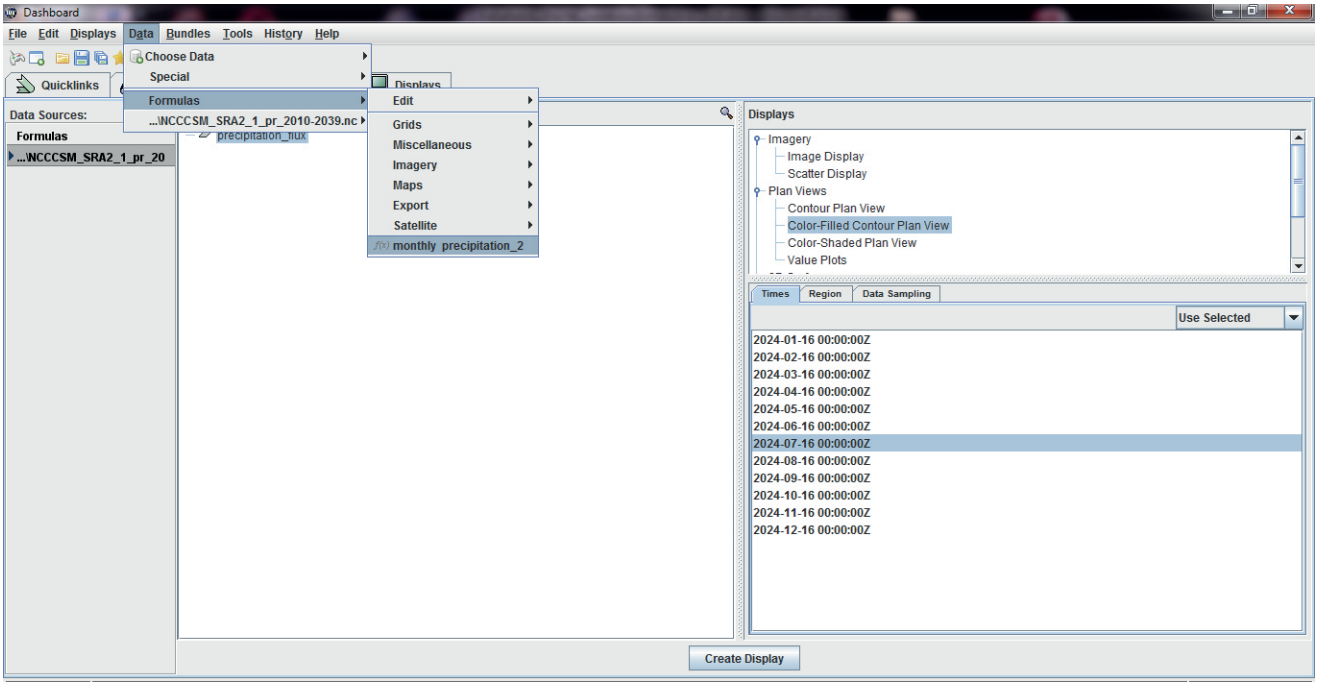
Σχήμα Π21 *Δημιουργία σχέσης (formula) για τον υπολογισμό της αθροιστικής βροχόπτωσης 24ώρου (ημερήσιας), όπως εξάγεται από τον ρυθμό βροχόπτωσης, με αλλαγή μονάδων στον συντάκτη μαθηματικών τύπων (Formula Editor) (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

Για την αλλαγή των μονάδων, η σχέση γίνεται πιο πολύπλοκη από ένα απλό πολλαπλασιασμό. Συγκεκριμένα, για την ημερήσια βροχόπτωση θα πρέπει να ακολουθηθούν οι ενέργειες (Σχήμα Π21) Formula:

newUnit(field*86400, name[isuser=true],unitSpec[isuser=true]). Για την ωριαία βροχόπτωση, το 86.400 αντικαθίσταται από την τιμή 3.600 και ανάλογα, για την μηνιαία βροχόπτωση (πολλαπλασιασμός επί 2.592.000 για μήνα 30 ημερών). Η ιδιότητα isuser=true σημαίνει ότι ο χρήστης θα κληθεί σε κάποιο στάδιο της διαδικασίας, να ορίσει το όνομα της μονάδας σε παράθυρο που θα αναδυθεί (Σχήμα Π22). Στη συγκεκριμένη περίπτωση η μονάδα θα είναι mm ή $kg \cdot m^{-2}$. Θα μπορούσε βέβαια να είναι και $mm \cdot hr^{-1}$ ή $mm \cdot day^{-1}$ ή $mm \cdot mon^{-1}$, αντίστοιχα.



Σχήμα Π22 *Δημιουργία σχέσης (formula) για τον υπολογισμό της αθροιστικής βροχόπτωσης 24ώρου (ημερήσιας), όπως εξάγεται από τον ρυθμό βροχόπτωσης, με αλλαγή μονάδων στον συντάκτη μαθηματικών τύπων (Formula Editor) και καθορισμό μονάδας σε mm ή $kg \cdot m^{-2}$ (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

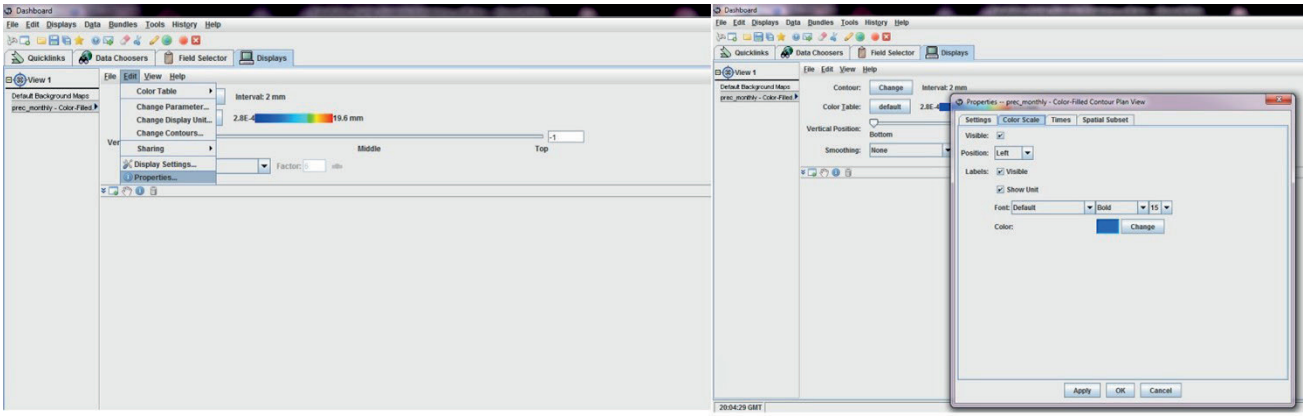


Σχήμα Π23 *Επιλογή του πεδίου προς οπτικοποίηση (monthly precipitation_2), επιλογή μορφής της απεικόνισης (Displays) και επιλογή μήνα (Times) (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

Για να απεικονιστεί για παράδειγμα, η μηνιαία βροχόπτωση και σε εφαρμογή όλων των παραπάνω, θα πρέπει να ακολουθηθούν τα βήματα Data→Formulas→monthly precipitation_2 (ονομασία της μεταβλητής όπως ορίστηκε προηγουμένως από τον χρήστη για τη μηνιαία βροχόπτωση, στο Σχήμα Π21). Όπως έγινε και στην οπτικοποίηση της θερμοκρασίας, επιλέγονται κατά σειρά Displays→Color Filled Contour Plan View και φυσικά στο Times επιλέγεται ο μήνας του οποίου οι τιμές θα οπτικοποιηθούν. Μπορούν να επιλεγούν και όλοι οι μήνες, όπως φαίνεται στο Σχήμα Π23. Παρόμοια είναι η διαδικασία που ακολουθείται και για την οπτικοποίηση της μεταβολής της βροχόπτωσης, με τη μόνη διαφορά ότι τώρα η μεταβλητή έναρξης είναι η precipitation_flux_anomaly.

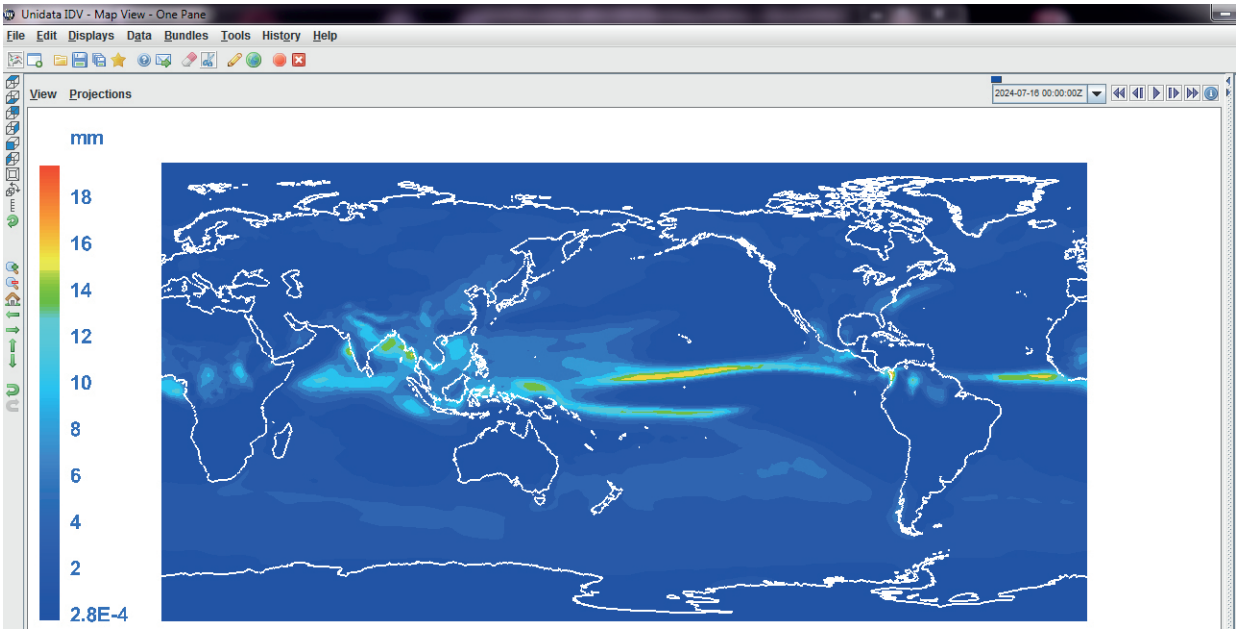
Π.1.3.3 Εισαγωγή της Χρωματικής Κλίμακας στην Εικόνα

Για να γίνει εισαγωγή της χρωματικής κλίμακας στον χάρτη, ακολουθούνται τα βήματα στο Dashboard: Edit→Properties→Color Scale. Στο παράθυρο που θα αναδυθεί, πρέπει να επιλεγεί το Visible, όπως επίσης, και στο Labels πρέπει να επιλεγεί το Visible. Επίσης, στο position δίνεται η δυνατότητα επιλογής top, bottom, left, right, που καθορίζει τη θέση στην οποία θα εμφανιστεί η χρωματική κλίμακα (Σχήματα Π.24). Το τελικό αποτέλεσμα του χάρτη της ημερήσιας βροχόπτωσης παρουσιάζεται στο Σχήμα Π25.



(α) (β)

Σχήμα Π24 *Εισαγωγή της χρωματικής κλίμακας σε εφαρμογή ημερήσιας βροχόπτωσης (properties) (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*



Σχήμα Π25 *Τελική μορφή της χρωματικής κλίμακας στο αριστερό τμήμα της απεικόνισης σε χάρτη ημερήσιας βροχόπτωσης (από το προσωπικό αρχείο του Κατσαφάδου Π.).*

Βιβλιογραφία/Αναφορές

Nogués Bravo, D., Araújo, M. B., Lasanta, T., & López Moreno, J. I. (2008). Climate change in Mediterranean mountains during the 21st century. *Ambio*, *37*(4), 280–285. https://doi.org/10.1579/0044-7447(2008)37[280:ccimmd]2.0.co;2.

IDV User's Guide, 2022. *https://docs.unidata.ucar.edu/idv/current/userguide/.*

Το παρόν σύγγραμμα χρηματοδοτήθηκε από το Πρόγραμμα Δημοσίων Επενδύσεων του Υπουργείου Παιδείας