

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ



ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ, ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ

ΜΕΛΕΤΗ ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑΣ ΤΗΣ ΑΝΑΔΡΑΣΗΣ ΜΕΤΑΞΥ
ΝΕΦΩΝ ΚΑΙ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΜΕ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ
ΠΕΡΙΟΧΙΚΟΥ ΚΛΙΜΑΤΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ

Μαργαρίτα-Στεφανία Βαβρίτσα

Θεσσαλονίκη, 2016

ΜΕΛΕΤΗ ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑΣ ΤΗΣ ΑΝΑΔΡΑΣΗΣ ΜΕΤΑΞΥ ΝΕΦΩΝ
ΚΑΙ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΜΕ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ ΠΕΡΙΟΧΙΚΟΥ
ΚΛΙΜΑΤΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας,
στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού Προγράμματος Σπουδών
«Μετεωρολογία, Κλιματολογία και Ατμοσφαιρικό Περιβάλλον»
του Τομέα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας

Τριμελής Εξεταστική Επιτροπή

Κατράγκου Ελένη, Επίκουρη Καθηγήτρια Α.Π.Θ., Επιβλέπουσα

Καρακώστας Θεόδωρος, Καθηγητής Α.Π.Θ, Μέλος

Πυθαρούλης Ιωάννης, Επίκουρος καθηγητής Α.Π.Θ., Μέλος

© ΜΑΡΓΑΡΙΤΑ - ΣΤΕΦΑΝΙΑ ΒΑΒΡΙΤΣΑ, 2016
Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved.

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην παρούσα Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδίκευσης πραγματοποιούνται προσομοιώσεις ευαισθησίας για τη μελέτη της αλληλεπίδρασης των νεφών κλίμακας μικρότερης από τη χωρική ανάλυση του μοντέλου (νέφη υποκλίμακας - subgrid scale convective clouds) με την ακτινοβολία (cloud-radiation feedback). Η επίπτωση της αλληλεπίδρασης νεφών-ακτινοβολίας εστιάζεται σε διάφορες παραμέτρους του ενεργειακού και υδατικού ισοζυγίου. Η ανάλυση βασίζεται σε δύο περιοχικές κλιματικές προσομοιώσεις του κλιματικού μοντέλου Weather Research and Forecasting (WRF-ARW v3.6.1) που καλύπτουν την χρονική περίοδο 1990-1994 και αφορούν στην περιοχή της Ευρώπης. Η χωρική ανάλυση του μοντέλου είναι 50 km (0.44°). Στην προσομοίωση αναφοράς, το κλιματικό μοντέλο WRF δεν επιτρέπει την αλληλεπίδραση των νεφών υποκλίμακας με την ακτινοβολία, ενώ στην προσομοίωση ευαισθησίας λαμβάνεται υπόψη. Τα αποτελέσματα των δύο προσομοιώσεων συγκρίνονται για παραμέτρους όπως: το συνολικό ποσοστό νεφοκάλυψης, την ακτινοβολία μικρού και μεγάλου μήκους κύματος, τη συνολική βροχόπτωση, τη βροχόπτωση κατακόρυφης μεταφοράς, τη διαθέσιμη δυναμική ενέργεια για ανωμεταφορά, την υγρασία της ατμόσφαιρας και του εδάφους, καθώς και τις επιφανειακές ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα, η εισαγωγή της αλληλεπίδρασης των νεφών υποκλίμακας με την ακτινοβολία οδηγεί στη μείωση της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στο έδαφος με αποτέλεσμα τη μείωση της διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας για κατακόρυφη ανάπτυξη και επομένως της βροχόπτωσης κατακόρυφης μεταφοράς. Οι διαφορές στην ηλιακή ακτινοβολία στο έδαφος παρατηρούνται κυρίως κατά την περίοδο της άνοιξης (6.4% κατά μέσο όρο πάνω από την Ευρώπη) και του καλοκαιριού (7% κατά μέσο όρο πάνω από την Ευρώπη). Οι πιο ευαίσθητες περιοχές στην ενεργοποίηση της αλληλεπίδρασης νεφών-ακτινοβολίας, φαίνεται να είναι η περιοχή της κεντρικής Ευρώπης, της Γαλλίας και των Βρετανικών νήσων, στις οποίες η ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος στην επιφάνεια μειώνεται κατά 10,1% , 9,2% και 10,5%, αντίστοιχα. Η αύξηση της ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος προς τα κάτω είναι μικρότερη του 2% κατά την διάρκεια όλων των εποχών και συνδέεται με την αύξηση της νέφωσης που παρατηρείται πάνω από την Ευρώπη (~6% την άνοιξη και ~12% το καλοκαίρι). Η ροή

λανθάνουσας θερμότητας εμφανίζεται μειωμένη κατά 7% κατά μέσο όρο σε ολόκληρη την ήπειρο, λόγω της μείωσης της διαθέσιμης ενέργειας για εξάτμιση αλλά και λόγω της μείωσης της βροχόπτωσης. Η μείωση της θερμοκρασίας είναι πολύ μικρή ($\sim 0.2^{\circ}\text{C}$) και προκύπτει ως αποτέλεσμα πολλαπλών συνδυαστικών φυσικών διεργασιών. Από την αξιολόγηση της θερμοκρασίας, της βροχόπτωσης και της ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος με δεδομένα παρατηρήσεων αλλά και δορυφορικά προέκυψε ότι με την ενεργοποίηση του μηχανισμού ανάδρασης, οι προσομοιώσεις της βροχόπτωσης και της ηλιακής ακτινοβολίας είναι πιο ρεαλιστικές (μικρότερες τιμές bias), ενώ η παράμετρος της θερμοκρασίας επηρεάζεται ελάχιστα (σχεδόν ίδιο bias στην προσομοίωση αναφοράς και ευαισθησίας).

ABSTRACT

In the current thesis a sensitivity study is performed to examine the interaction between subgrid scale cumulus clouds and radiation. The study focus on the impact of cloud-radiation feedback on several parameters of energy and water balance. The analysis is based on two 5-year (1990-1994) climate simulations covering Europe. The simulations have been performed with WRF-ARW v3.6.1, with a spatial resolution of 50km (0.44°). In the “control” experiment, WRF does not consider cumulus cloud feedbacks to radiation, while in the “feedback” experiment the subgrid-scale cloudiness associated with convection, is taken into account. The results are compared with the “control” experiment and the differences for total cloud cover, shortwave and longwave radiation, total precipitation, convective precipitation, convective available potential energy, humidity, soil moisture and energy fluxes (latent and sensible) are discussed. According to the results, taking into account subgrid scale cumulus clouds in the radiation scheme leads to a decrease of shortwave radiation which is reflected in the reduction of available potential energy and convective precipitation. Changes in downward shortwave radiation are more pronounced during spring (2% on average over Europe) and summer (7% on average over Europe). The most sensitive subregions in the activation of the cumulus radiation feedback are Central Europe, France and British Isles, where the downward shortwave radiation is reduced to 10.1%, 9.2% and 10.5% respectively. The increase of downward longwave radiation is less than 2% during all seasons and associated with the increase of total cloud cover over Europe (~6% during spring and ~12% during summer). Latent heat flux is also reduced to 7% on average throughout the continent, as a result of less available potential energy and less precipitation. Temperature is reduced (~0.2°C) as a result of multiple combined physical processes. The evaluation study for temperature, precipitation and downward with observational and satellite data indicates that the activation of sub-grid scale cumulus clouds and radiation interaction leads to more realistic simulations as far as precipitation and radiation concerned (smaller biases in feedback experiment), while temperature bias remains almost the same in both simulations.

Ευχαριστίες

Ολοκληρώνοντας τη μεταπτυχιακή μου διατριβή θα ήθελα να ευχαριστήσω τους ανθρώπους που συνέβαλλαν στα διάφορα στάδια αυτής της πορείας.

Πρώτα από όλους θέλω να ευχαριστήσω την Επίκουρη Καθηγήτρια και επιβλέπουσα της μεταπτυχιακής μου διατριβής, κ. Ελένη Κατράγκου που ήταν δίπλα μου από την πρώτη στιγμή της γνωριμίας μας. Την ευχαριστώ για την πολύπλευρη στήριξη, την καθοδήγηση και την αμέριστη συμπαράσταση που έδειξε στο πρόσωπο μου. Η εκπαιδευτική και επιστημονική της εμπειρία αποτέλεσαν καταλυτικό παράγοντα στη διαμόρφωση μου τόσο σε ερευνητικό όσο και σε προσωπικό επίπεδο.

Επίσης θέλω να ευχαριστήσω θερμά τον κ. Θεόδωρο Καρακώστα, Καθηγητή και μέλος της τριμελούς επιτροπής, για την εμπιστοσύνη και την εκτίμηση που μου έδειξε. Η ενθαρρυντική του στάση και η προτροπή του ήταν η κινητήριος δύναμη για τη διεκπεραίωση του προγράμματος των μεταπτυχιακών σπουδών μου.

Επιπλέον, ένα μεγάλο ευχαριστώ στον κ. Ιωάννη Πυθαρούλη, Επίκουρο Καθηγητή και μέλος της τριμελούς επιτροπής, αφενός για τον πολύτιμο χρόνο που μου διέθεσε και αφετέρου για την καθοριστική συμβολή του στην εξελικτική πορεία της παρούσας διατριβής.

Θέλω να ευχαριστήσω επίσης τους υποψήφιους διδάκτορες του τομέα, Στέργιο Κάρτσιο και Βασίλη Παυλίδη, για την άψογη συνεργασία καθ' όλη τη διάρκεια των σπουδών μου.

Ένα ακόμη ευχαριστώ στο Γραφείο Επιστημονικών Υπολογιστικών Υπηρεσιών του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, που μέσω των υποδομών του, EGI και HellasGrid πραγματοποιήθηκαν οι κλιματικές προσομοιώσεις.

Τέλος, θέλω να ευχαριστήσω την οικογένεια μου που με στηρίζει σε κάθε βήμα της ζωής μου.

Μαργαρίτα - Στεφανία Βαβρίτσα

Περιεχόμενα

1	Εισαγωγή	1
2	Αλληλεπίδραση των νεφών με την ακτινοβολία	3
2.1	Σημασία των νεφών στο κλιματικό σύστημα	3
2.2	Η έννοια του κλιματικού εξαναγκασμού λόγω των νεφών	5
2.3	Η έννοια της ανάδρασης των νεφών	9
2.4	Επίδραση νεφών στο ενεργειακό ισοζύγιο εδάφους	11
2.5	Αλληλεπίδραση ακτινοβολίας με διάφορους τύπους νεφών	13
2.5.1	<i>Χαμηλά νέφη</i>	13
2.5.2	<i>Ψηλά νέφη</i>	14
2.5.3	<i>Νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης</i>	15
2.6	Παραμετροποίηση νεφών στα κλιματικά μοντέλα	16
2.7	Τρόποι παραμετροποίησης των νεφών από τα κλιματικά μοντέλα	18
3	Δεδομένα και μεθοδολογία	20
3.1	Περιοχικό κλιματικό μοντέλο WRF	20
3.2	Μεθοδολογία	22
3.2.1	<i>Σχήμα παραμετροποίησης κατακόρυφων κινήσεων Kain-Fritsch</i>	22
3.2.2	<i>Τροποποίηση σχήματος Kain-Fritsch για τη μελέτη επίδρασης των νεφών με την ακτινοβολία</i>	24
3.2.3	<i>Εφαρμογή του τροποποιημένου σχήματος Kain -Fritsch</i>	26
3.3	Σύγκριση μεταβλητών	30

3.4	Παρατηρήσεις	30
4	Αποτελέσματα	33
4.1	Νεφοκάλυψη	33
4.2	Ηλιακή ακτινοβολία στο έδαφος με κατεύθυνση προς τα κάτω ..	36
4.3	Ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος στο έδαφος με κατεύθυνση προς τα κάτω	39
4.4	Θερμοκρασία	43
4.5	Γήινη ακτινοβολία στην ατμόσφαιρα με κατεύθυνση προς τα πάνω ..	46
4.6	Διαθέσιμη δυναμική ενέργεια για ανωμεταφορά	49
4.7	Βροχόπτωση	52
4.7.1	<i>Βροχόπτωση κατακόρυφης μεταφοράς</i>	<i>55</i>
4.8	Ειδική υγρασία	58
4.9	Σχετική υγρασία	61
4.10	Ροή λανθάνουσας θερμότητας.....	64
4.11	Αισθητή θερμότητα	67
4.12	Εδαφική υγρασία.....	70
4.13	Αξιολόγηση κλιματικών προσομοιώσεων.....	75
4.13.1	<i>Θερμοκρασία.....</i>	<i>75</i>
4.13.2	<i>Βροχόπτωση</i>	<i>76</i>
4.13.3	<i>Ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος.....</i>	<i>79</i>
5	Συζήτηση Αποτελεσμάτων	81
6	Συμπεράσματα.....	92
7	Βιβλιογραφία	95

List of Figures

Σχήμα 2.1: Radiative forcing in climate system.	6
Σχήμα 2.2: Net cloud forcing μικρού και μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας σαν συνάρτηση του οπτικού βάθους και της θερμοκρασίας της κορυφής των νεφών για την περιοχή δυτικού Ειρηνικού ωκεανού.	8
Σχήμα 2.3: Εκτίμηση του cloud radiative forcing (shortwave, longwave, net) στην επιφάνεια του εδάφους και στην κορυφή της ατμόσφαιρας.....	9
Σχήμα 2.4: Διανομή της ηλιακής και γήινης ακτινοβολίας σε καθαρό ουρανό και σε ουρανό με χαμηλά νέφη.	14
Σχήμα 2.5: Σχηματική αναπαράσταση της επίδρασης των νεφών στο ενεργειακό ισοζύγιο.....	15
Σχήμα 2.6: Χαρακτηριστικές χρονικές και χωρικές κλίμακες ατμοσφαιρικών διαδικασιών.	17
Σχήμα 3.1: Περιοχή μελέτης.....	21
Σχήμα 3.2: Περιοχές Prudence	29
Σχήμα 4.1: Συνολική νεφοκάλυψη (total cloud cover) για την περιοχή της Ευρώπης για την προσομοίωση αναφοράς (CTRL) (αριστερά), την προσομοίωση με ανάδραση (FB) (μέση) και τις διαφορές τους (δεξιά) για τις τέσσερις εποχές (χειμώνας, άνοιξη, καλοκαίρι, φθινόπωρο).....	35
Σχήμα 4.2: Σχετικές διαφορές (FB-CTRL) της συνολικής νεφοκάλυψης για όλες τις εποχές και υποπεριοχές	36
Σχήμα 4.3: Μέση (1990-1994) ηλιακή ακτινοβολία στο έδαφος με διεύθυνση προς τα κάτω για την περιοχή της Ευρώπης για την προσομοίωση αναφοράς (CTRL) (αριστερά), την προσομοίωση με ανάδραση (FB) (μέση) και	

τις διαφορές τους (δεξιά) για τις τέσσερις εποχές (χειμώνας, άνοιξη, καλοκαίρι, φθινόπωρο).....38

Σχήμα 4.4: Σχετικές διαφορές (FB-CTRL) της μέσης ηλιακής ακτινοβολίας στο έδαφος για όλες τις εποχές και υποπεριοχές.39

Σχήμα 4.5: Μέση (1990-1994) γήινη ακτινοβολία στο έδαφος με διεύθυνση προς τα κάτω για την περιοχή της Ευρώπης για την προσομοίωση αναφοράς (CTRL) (αριστερά), την προσομοίωση με ανάδραση (FB) (μέση) και τις διαφορές τους (δεξιά) για τις τέσσερις εποχές (χειμώνας, άνοιξη, καλοκαίρι, φθινόπωρο).....42

Σχήμα 4.6: Σχετικές διαφορές (FB-CTRL) της μέσης ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος στο έδαφος για όλες τις εποχές και υποπεριοχές.43

Σχήμα 4.7: Θερμοκρασία στα 2m στην περιοχή της Ευρώπης για την προσομοίωση αναφοράς (CTRL) (αριστερά), την προσομοίωση με ανάδραση (FB) (μέση) και τις διαφορές τους (δεξιά) για τις τέσσερις εποχές (χειμώνας, άνοιξη, καλοκαίρι, φθινόπωρο).....45

Σχήμα 4.8: Απόλυτες διαφορές (FB-CTRL) της θερμοκρασίας στα 2m για όλες τις εποχές και υποπεριοχές (°C).....46

Σχήμα 4.9: Μέση (1990-1994) γήινη ακτινοβολία με διεύθυνση προς τα πάνω για την περιοχή της Ευρώπης για την προσομοίωση αναφοράς (CTRL) (αριστερά), την προσομοίωση με ανάδραση (FB) (μέση) και τις διαφορές τους (δεξιά) για τις τέσσερις εποχές (χειμώνας, άνοιξη, καλοκαίρι, φθινόπωρο)..48

Σχήμα 4.10: Σχετικές διαφορές (FB-CTRL) της μέσης γήινης ακτινοβολίας με διεύθυνση προς τα πάνω για όλες τις εποχές και υποπεριοχές.....49

Σχήμα 4.11: Διαθέσιμη δυναμική ενέργεια στην περιοχή της Ευρώπης για την προσομοίωση αναφοράς (CTRL) (αριστερά), την προσομοίωση με ανάδραση (FB) (μέση) και τις διαφορές τους (δεξιά) για τις τέσσερις εποχές (χειμώνας, άνοιξη, καλοκαίρι, φθινόπωρο).51

Σχήμα 4.12: Σχετικές διαφορές (FB-CTRL) της διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας για όλες τις εποχές και υποπεριοχές εκφρασμένες.....52

Σχήμα 4.13: Βροχόπτωση στην περιοχή της Ευρώπης για την προσομοίωση αναφοράς (CTRL) (αριστερά), την προσομοίωση με ανάδραση (FB) (μέση) και τις διαφορές τους (δεξιά) για τις τέσσερις εποχές (χειμώνας, άνοιξη, καλοκαίρι, φθινόπωρο).....53

Σχήμα 4.14: Σχετικές διαφορές (FB-CTRL) της βροχόπτωσης για όλες τις εποχές και υποπεριοχές εκφρασμένες.55

Σχήμα 4.15: Βροχόπτωση κατακόρυφης μεταφοράς στην περιοχή της Ευρώπης για την προσομοίωση αναφοράς (CTRL) (αριστερά), την προσομοίωση με ανάδραση (FB) (μέση) και τις διαφορές τους (δεξιά) για τις τέσσερις εποχές (χειμώνας, άνοιξη, καλοκαίρι, φθινόπωρο).....57

Σχήμα 4.16: Σχετικές διαφορές (FB-CTRL) της βροχόπτωσης κατακόρυφης μεταφοράς για όλες τις εποχές και υποπεριοχές.....58

Σχήμα 4.17: Ειδική υγρασία στην περιοχή της Ευρώπης για την προσομοίωση αναφοράς (CTRL) (αριστερά), την προσομοίωση με ανάδραση (FB) (μέση) και τις διαφορές τους (δεξιά) για τις τέσσερις εποχές (χειμώνας, άνοιξη, καλοκαίρι, φθινόπωρο).....60

Σχήμα 4.18: Σχετικές διαφορές (FB-CTRL) της ειδικής υγρασίας για όλες τις εποχές και υποπεριοχές.61

Σχήμα 4.19: Σχετική υγρασία στην περιοχή της Ευρώπης για την προσομοίωση αναφοράς (CTRL) (αριστερά), την προσομοίωση με ανάδραση (FB) (μέση) και τις διαφορές τους (δεξιά) για τις τέσσερις εποχές (χειμώνας, άνοιξη, καλοκαίρι, φθινόπωρο).....63

Σχήμα 4.20: Απόλυτες διαφορές της σχετικής υγρασίας για όλες τις εποχές και υποπεριοχές (%).64

Σχήμα 4.21: Ροή λανθάνουσας θερμότητας στην περιοχή της Ευρώπης για την προσομοίωση αναφοράς (CTRL) (αριστερά), την προσομοίωση με

ανάδραση (FB) (μέση) και τις διαφορές τους (δεξιά) για τις τέσσερις εποχές (χειμώνας, άνοιξη, καλοκαίρι, φθινόπωρο).66

Σχήμα 4.22: Σχετικές διαφορές (FB-CTRL) των επιφανειακών ροών λανθάνουσας θερμότητας για όλες τις εποχές και υποπεριοχές.67

Σχήμα 4.23: Ροή Αισθητής θερμότητας στην περιοχή της Ευρώπης για την προσομοίωση αναφοράς (CTRL) (αριστερά), την προσομοίωση με ανάδραση (FB) (μέση) και τις διαφορές τους (δεξιά) για τις τέσσερις εποχές (χειμώνας, άνοιξη, καλοκαίρι, φθινόπωρο).69

Σχήμα 4.24: Σχετικές διαφορές (FB-CTRL) των επιφανειακών ροών αισθητής θερμότητας για όλες τις εποχές και υποπεριοχές.70

Σχήμα 4.25: Εδαφική υγρασία στην περιοχή της Ευρώπης για την προσομοίωση αναφοράς (CTRL) (αριστερά), την προσομοίωση με ανάδραση (FB) (μέση) και τις διαφορές τους (δεξιά) για τις τέσσερις εποχές (χειμώνας, άνοιξη, καλοκαίρι, φθινόπωρο).73

Σχήμα 4.26: Σχετικές διαφορές (FB-CTRL) της εδαφικής υγρασίας για όλες τις εποχές και υποπεριοχές74

Σχήμα 4.27: Μέσο εποχιακό bias θερμοκρασίας για το control (αριστερά) και feedback (δεξιά) πείραμα.76

Σχήμα 4.28: Μέσο εποχιακό bias βροχόπτωσης για το control (αριστερά) και feedback (δεξιά) πείραμα.78

Σχήμα 4.29: Μέσο εποχιακό bias ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος για το control (αριστερά) και feedback (δεξιά) πείραμα.80

Σχήμα 5.1: Σχετικές διαφορές ανάμεσα στις δυο προσομοιώσεις για τη συνολική νεφοκάλυψη (clt), ακτινοβολία μικρού και μεγάλου μήκους κύματος με κατεύθυνση προς τα κάτω και προς τα πάνω (rsds, rlids, rlus), βροχόπτωση κατακόρυφης μεταφοράς (prc), συνολική βροχόπτωση (pr), λανθάνουσα (LH) και αισθητή (SH) θερμότητα, εδαφική υγρασία (sm), σχετική

υγρασία (RH), ειδική υγρασία (q), θερμοκρασία (T_{2m}), διαθέσιμη δυναμική ενέργεια την περίοδο της άνοιξης (αριστερά) και του καλοκαιριού (δεξιά)...82

Σχήμα 5.2: Ετήσιος κύκλος της βροχόπτωσης κατακόρυφης μεταφοράς, της συνολικής βροχόπτωσης, της ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος που φτάνει στο έδαφος και της διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας για δυο υποπεριοχές της Ευρώπης, ΕΑ(αριστερά) και ΙΡ (δεξιά).88

Σχήμα 5.3: Ετήσιος κύκλος και χρονοσειρά των ροών αισθητής (κάτω) και λανθάνουσας θερμότητας (πάνω) για όλη την Ευρώπη.90

List of Tables

Πίνακας 3.1: Σχήματα παραμετροποίησης των κλιματικών προσομοιώσεων. Ο αριθμός στην παρένθεση αντιστοιχεί στην επιλογή σχήματος σύμφωνα με το namelist input του WRF.	21
Πίνακας 3.2: Μονάδες μεταβλητών.	28
Πίνακας 3.3: Γεωγραφικές συντεταγμένες υποπεριοχών.	29
Πίνακας 4.1: Απόλυτες διαφορές (FB-CTRL) της συνολικής νεφοκάλυψης με διεύθυνση προς τα πάνω για όλες τις εποχές και υποπεριοχές.	36
Πίνακας 4.2: Απόλυτες διαφορές (FB-CTRL) της μέσης ηλιακής ακτινοβολίας στο έδαφος για όλες τις εποχές και υποπεριοχές (W/m^2).	39
Πίνακας 4.3: Απόλυτες διαφορές (FB-CTRL) της μέσης ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος στο έδαφος για όλες τις εποχές και υποπεριοχές (W/m^2).	43
Πίνακας 4.4: Απόλυτες διαφορές (FB-CTRL) της μέσης ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος με διεύθυνση προς τα πάνω για όλες τις εποχές και υποπεριοχές (W/m^2).	49
Πίνακας 4.5: Διαφορές (FB-CTRL) της διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας για όλες τις εποχές και υποπεριοχές (J/kg).	52
Πίνακας 4.6: Απόλυτες διαφορές (FB-CTRL) της βροχόπτωσης για όλες τις εποχές και υποπεριοχές (mm/day).	54
Πίνακας 4.7: Απόλυτες διαφορές (FB-CTRL) της βροχόπτωσης κατακόρυφης μεταφοράς για όλες τις εποχές και υποπεριοχές (mm/day).	58
Πίνακας 4.8: Απόλυτες διαφορές (FB-CTRL) της ειδικής υγρασίας για όλες τις εποχές και υποπεριοχές (gr/kg).	61

Πίνακας 4.9: Απόλυτες Διαφορές (FB-CTRL) των επιφανειακών ροών λανθάνουσας θερμότητας για όλες τις εποχές και υποπεριοχές (W/m^2)....67

Πίνακας 4.10: Απόλυτες διαφορές (FB-CTRL) των επιφανειακών ροών αισθητής θερμότητας για όλες τις εποχές και υποπεριοχές (W/m^2).70

Πίνακας 4.11: Απόλυτες διαφορές (FB-CTRL) της εδαφικής υγρασίας για όλες τις εποχές και υποπεριοχές (kg/m^2).....74

Πίνακας 5.1: Συντελεστής συσχέτισης των διαφορών της θερμοκρασίας ($T2m$), ειδικής υγρασίας (q), βροχόπτωσης κατακόρυφης μεταφοράς (prc), συνολικής βροχόπτωσης (pr), βροχόπτωσης μεγάλης κλίμακας ($prls$), νεφοκάλυψης (clt), αισθητής (SH) και λανθάνουσας θερμότητας (LH), σχετικής υγρασίας (RH), εδαφικής υγρασίας (sm), διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας για ανωμεταφορά ($cape$), ακτινοβολίας μικρού και μεγάλου μήκους κύματος με κατεύθυνση προς τα κάτω και προς τα πάνω ($rsds,rls,rlus$) ανάμεσα στα δύο πειράματα.....85

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Τα κλιματικά μοντέλα αποτελούν τα σημαντικότερα εργαλεία για τη μελέτη της απόκρισης του κλιματικού συστήματος (response of the climate system) στους διάφορους κλιματικούς εξαναγκασμούς και την εκτίμηση της κλιματικής αλλαγής. Η κλιματική αλλαγή έχει μεγάλες επιπτώσεις στο περιβάλλον, στην οικονομία και στην κοινωνία και είναι μεγάλη η ανάγκη να πραγματοποιούνται ρεαλιστικές και αξιόπιστες προσομοιώσεις. Οι πιο σημαντικές διαδικασίες που καθορίζουν το κλίμα είναι οι αλληλεπιδράσεις μεταξύ της ακτινοβολίας, των νεφών, των ατμοσφαιρικών αιωρημάτων καθώς και των θερμοκηπικών αερίων (Intergovernmental Panel on Climate Change, 2013). Ωστόσο, οι αλληλεπιδράσεις των νεφών κλίμακας μικρότερης από τη χωρική ανάλυση του μοντέλου (νέφη υποκλίμακας από εδώ και στο εξής -sub-grid scale cumulus clouds) με την ακτινοβολία δεν λαμβάνονταν συχνά υπόψη από τα κλιματικά μοντέλα, με αποτέλεσμα οι προσομοιώσεις να μην είναι πάντα τόσο ρεαλιστικές. Τα τελευταία χρόνια έχουν πραγματοποιηθεί διάφορες έρευνες (Alarpy et al., 2012; Herwehe et al., 2014; Koh et al., 2016) που αποδεικνύουν το πόσο σημαντικές είναι οι αλληλεπιδράσεις των νεφών με την ακτινοβολία, αφού αν ληφθούν υπόψη οδηγούν σε πολύ καλύτερη αναπαράσταση των παρατηρούμενων τιμών ορισμένων μεταβλητών, όπως είναι η νεφοκάλυψη, η βροχόπτωση, η ακτινοβολία εδάφους κ.α (μικρά biases).

Στόχος της παρούσας εργασίας είναι να μελετηθεί η επίδραση των νεφών υποκλίμακας σε διάφορες παραμέτρους του ενεργειακού και υδατικού ισοζυγίου λόγω της αλληλεπίδρασης τους με την ακτινοβολία για την περιοχή της Ευρώπης, με τη βοήθεια του μοντέλου Weather Research and Forecasting (WRF). Γι' αυτό το λόγο πραγματοποιούνται δύο προσομοιώσεις για τη χρονική περίοδο 1990-1994, όπου στην μια λαμβάνονται υπόψη οι αλληλεπιδράσεις της ακτινοβολίας με τα νέφη υποκλίμακας, ενώ στην άλλη περίπτωση το κλιματικό μοντέλο δεν

επιτρέπει αυτή την ανάδραση. Τα αποτελέσματα συγκρίνονται μεταξύ τους για τις διάφορες παραμέτρους και συζητούνται τα αποτελέσματα.

2 ΑΛΛΗΛΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΩΝ ΝΕΦΩΝ ΜΕ ΤΗΝ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ

2.1 Σημασία των νεφών στο κλιματικό σύστημα

Τα νέφη διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στο κλιματικό σύστημα και η ακριβής αναπαράστασή τους αποτελεί ένα από τα κυριότερα προβλήματα που αντιμετωπίζει η επιστημονική κοινότητα τα τελευταία χρόνια. Τα νέφη ρυθμίζουν το ποσό της ηλιακής ενέργειας που φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους (solar energy-shortwave radiation) και το ποσό της ενέργειας που εκπέμπεται από τη γη στο διάστημα (thermal energy-longwave radiation). Όσο περισσότερη ενέργεια παγιδεύεται στην ατμόσφαιρα, τόσο θερμότερο είναι το κλίμα και το αντίθετο. Για παράδειγμα, μια μέρα με νεφοκάλυψη, η μέγιστη θερμοκρασία κοντά στην επιφάνεια του εδάφους θα είναι μικρότερη σε σχέση με αυτή που θα σημειωνόταν αν δεν υπήρχαν νέφη, λόγω της ανάκλασης της ηλιακής ακτινοβολία από αυτά. Ένα ακόμα χαρακτηριστικό παράδειγμα αλληλεπίδρασης των νεφών με την ακτινοβολία, είναι οι νύχτες που χαρακτηρίζονται από νεφοκάλυψη και κατά τις οποίες η θερμοκρασία δεν μειώνεται σημαντικά εξαιτίας της γήινης ακτινοβολίας που παγιδεύεται στη βάση των νεφών και επανεκπέμπεται προς το έδαφος. Ωστόσο, η επίδραση των νεφών στο κλιματικό σύστημα εξαρτάται από τα χαρακτηριστικά των νεφών. Υπάρχουν διάφοροι τύποι νεφών που ανάλογα με τα χαρακτηριστικά τους συνεισφέρουν, είτε στη θέρμανση είτε στη ψύξη, του κλιματικού συστήματος.

Ακόμα, τα νέφη και οι αλληλεπιδράσεις τους πέρα από το γεγονός ότι ελέγχουν το ενεργειακό ισοζύγιο του πλανήτη, επηρεάζουν και τον υδρολογικό κύκλο (Stephens, 2005). Ο υδρολογικός κύκλος και το ενεργειακό ισοζύγιο είναι άμεσα συνδεδεμένα (Mitchell et al., 1987; Allen and Ingram, 2002; Wild and Liepert, 2010). Μια μικρή αλλαγή στο ενεργειακό ισοζύγιο θα επηρεάσει και τον υδρολογικό κύκλο. Ο υδρολογικός κύκλος περιλαμβάνει την ανταλλαγή της ενέργειας και υγρασίας μεταξύ της επιφάνειας της Γης και του αέρα η οποία οδηγεί σε θερμοκρασιακές αλλαγές. Συγκεκριμένα, ένα μεγάλο ποσοστό της

ακτινοβολίας που φτάνει στο έδαφος χρησιμοποιείται για την εξάτμιση του νερού από την επιφάνεια των ωκεανών, των λιμνών και των ποταμών. Οι υδρατμοί που σχηματίζονται κινούνται και φτάνουν σε μεγάλα ύψη στην ατμόσφαιρα, όπου λόγω των χαμηλότερων θερμοκρασιών συμπυκνώνονται και σχηματίζουν νέφη. Στα νέφη δημιουργείται η βροχή, το χιόνι και άλλα είδη κατακρημνισμάτων. Ένα μέρος του νερού των κατακρημνισμάτων εξατμίζεται κατά την πτώση και επιστρέφει απευθείας στην ατμόσφαιρα, ενώ το υπόλοιπο εισέρχεται στον υδροφόρο ορίζοντα.

Κατά την εξάτμιση του νερού το περιβάλλον χάνει τεράστια ποσά ενέργειας (λανθάνουσα θερμότητα) και ψύχεται. Το αντίθετο συμβαίνει κατά τη συμπύκνωση, όπου απελευθερώνεται μεγάλο ποσό της ενέργειας και ο αέρας θερμαίνεται. Επίσης, τα νέφη είναι πλούσια σε υδρατμούς και οι υδρατμοί πέρα από τον καθοριστικό ρόλο που διαδραματίζουν στο σχηματισμό των νεφών, δρουν ως θερμοκηπικά αέρια, απορροφώντας μεγάλα ποσά της ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος.

Τα νέφη λοιπόν, επηρεάζουν άμεσα το κλιματικό σύστημα μέσω των διαφόρων αναδράσεων, τόσο με το ενεργειακό ισοζύγιο, όσο και με το ισοζύγιο του νερού. Μια μεταβολή στο ποσοστό της νέφωσης ή στις ιδιότητες των νεφών επηρεάζει άμεσα, όχι μόνο τον μηχανισμό ανάδρασης των νεφών αλλά και των υδρατμών (water vapor feedback). Γίνεται λοιπόν αντιληπτό, ότι τα νέφη επηρεάζουν το κλιματικό σύστημα με διάφορους τρόπους και ο μηχανισμός ανάδρασης των νεφών επηρεάζει πλήθος άλλων μηχανισμών όπως, της ανακλαστικότητας (snow ice albedo), της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας (vertical lapse rate) καθώς και της εδαφικής υγρασίας (soil moisture).

Λόγω λοιπόν, της μεγάλης επίδρασης των νεφών στο ενεργειακό ισοζύγιο και στον υδρολογικό κύκλο, μικρές αλλαγές στις ιδιότητες των νεφών θα επιφέρουν μεγάλες αλλαγές στο κλίμα (Hartmann and Doelling, 1991). Μάλιστα, ο Arakawa (1975) ήταν από τους πρώτους

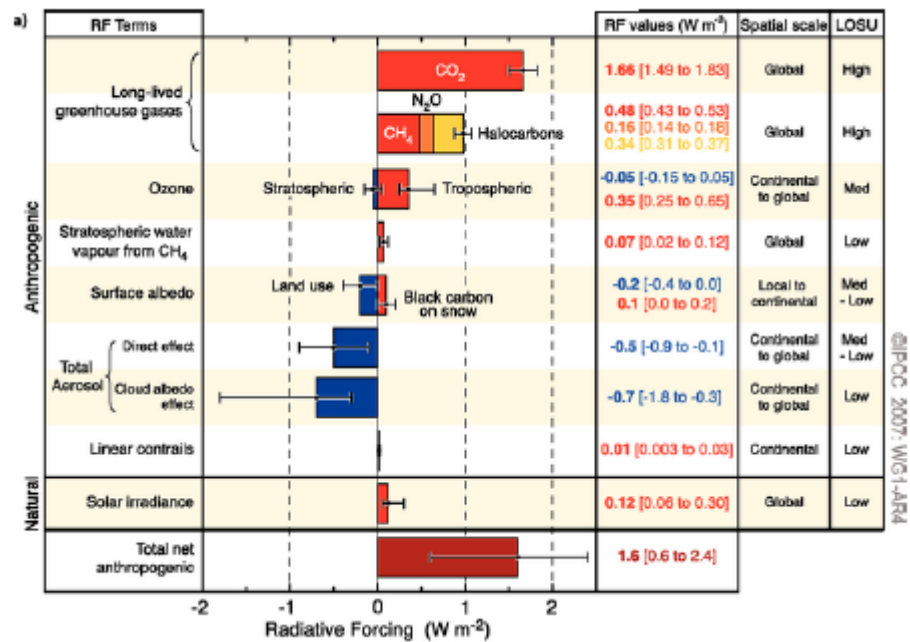
που τόνισε τη σημασία των νεφών στο κλιματικό σύστημα και επισήμανε τους τρόπους με τους οποίους επηρεάζουν το κλίμα. Επιπλέον, σημείωσε την ανάγκη αναπαράστασης των νεφών από τα κλιματικά μοντέλα.

2.2 Η έννοια του κλιματικού εξαναγκασμού λόγω των νεφών

Οποιαδήποτε αλλαγή στο ενεργειακό ισοζύγιο της γης ονομάζεται **κλιματικός εξαναγκασμός** (*climate forcing*). Τα νέφη και ο τρόπος με τον οποίο αλληλοεπιδρούν με την ακτινοβολία μπορεί να αλλάξει το ενεργειακό ισοζύγιο. Η καθαρή επίδραση των νεφών στο ενεργειακό ισοζύγιο μπορεί να μετρηθεί, συγκρίνοντας τις ροές ακτινοβολίας (ηλιακή και γήινη) στην κορυφή της ατμόσφαιρας, όταν ο ουρανός είναι καλυμμένος με νέφη με τις αντίστοιχες που προκύπτουν με την πλήρη απουσία των νεφών. Η διαφορά που προκύπτει έχει οριστεί ως “**cloud radiative forcing**” (Ellis, 1978; Coakley and Baldwin, 1984; Charlock and Ramanathan, 1985; Cess and Potter, 1987). Αρχικά, ο όρος **cloud radiative forcing** είχε χρησιμοποιηθεί για να μελετηθεί το ενεργειακό ισοζύγιο στην κορυφή της ατμόσφαιρας με τη βοήθεια των δορυφόρων ενώ με την πάροδο των χρόνων ο όρος αυτός χρησιμοποιήθηκε για να περιγράψει και το ενεργειακό ισοζύγιο του εδάφους. Βασικό πλεονέκτημα του κλιματικού εξαναγκασμού λόγω των νεφών, είναι ότι μπορεί να υπολογιστεί με τη βοήθεια των δορυφόρων αλλά και μέσω των παγκόσμιων κλιματικών μοντέλων. Αξίζει να σημειωθεί, ότι οι δορυφόροι που αποτελούν τα σημαντικότερα όργανα για την εκτίμηση των ροών της ακτινοβολίας, μετρούν αυτές τις ποσότητες στην κορυφή της ατμόσφαιρας, με αποτέλεσμα να μην μπορεί να μετρηθεί ο κλιματικός εξαναγκασμός λόγω των νεφών σε διάφορα άλλα επίπεδα (όπως για παράδειγμα η επιφάνεια) με τη βοήθεια τους. Η έλλειψη αυτών των δεδομένων αποτελεί το μεγαλύτερο πρόβλημα για την κατανόηση των επιδράσεων των νεφών στο κλιματικό σύστημα. Η προσπάθεια αναπαράστασης των νεφών από τα κλιματικά

μοντέλα είναι η μόνη πηγή, ώστε να εξεταστεί η επίδραση που έχουν τα νέφη στο ενεργειακό ισοζύγιο.

Στο Σχήμα 2.1 φαίνεται ο κλιματικός εξαναγκασμός (radiative forcing) που προκαλείται στο κλιματικό σύστημα από διάφορους παράγοντες.



Σχήμα 2.1: Radiative forcing in climate system (Πηγή:Goosse et al., 2010).

Ο όρος αυτός, μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να περιγράψει ξεχωριστά, τόσο την επίδραση των νεφών στο ενεργειακό ισοζύγιο λόγω της αλληλεπίδρασης τους με τη γήινη, όσο και με την ηλιακή ακτινοβολία. Πιο αναλυτικά,

$$C_{SW} = S - S_{clear}$$

και

$$C_{LW} = L_{clear} - L$$

όπου C_{SW} και C_{LW} είναι ο κλιματικός εξαναγκασμός λόγω αλληλεπίδρασης των νεφών με την ηλιακή και γήινη ακτινοβολία

αντίστοιχα, S , L , S_{clear} , L_{clear} η ακτινοβολία μικρού και μεγάλου μήκους κύματος παρουσία νεφών και σε καθαρό ουρανό αντίστοιχα.

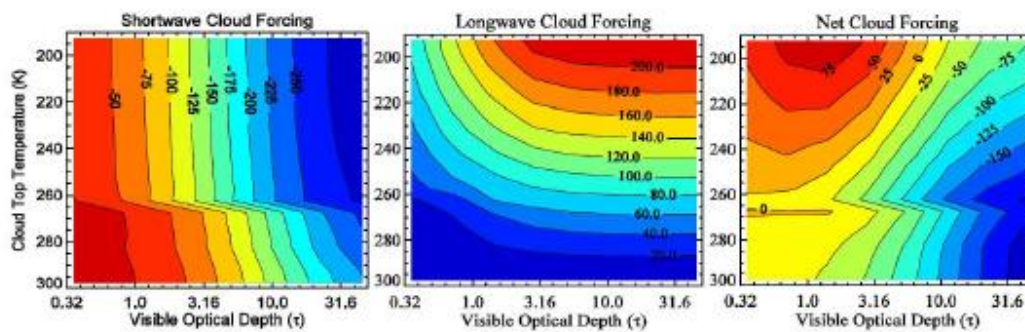
Η ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος στην περίπτωση που υπάρχουν νέφη είναι συνάρτηση της θερμοκρασίας της κορυφής των νεφών, καθώς και της ικανότητας εκπομπής τους.

Η καθαρή ωστόσο επίδραση των νεφών στο ενεργειακό ισοζύγιο δίνεται από τη σχέση:

$$C_{net} = C_{SW} + C_{LW}$$

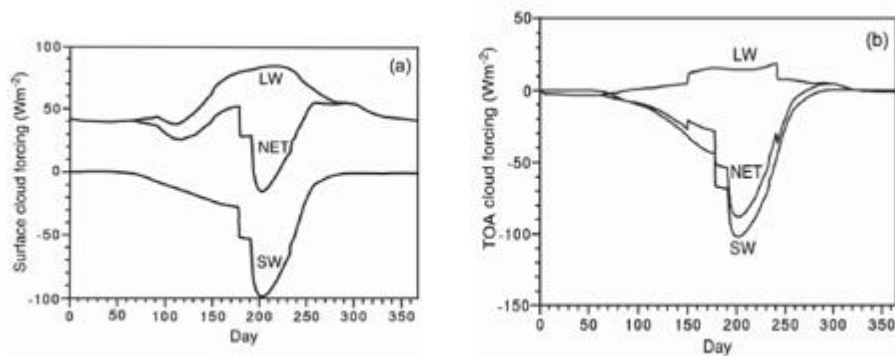
Γενικά, η ποσότητα C_{LW} θεωρείται θετική, ενώ η ποσότητα C_{SW} αρνητική και η καθαρή επίδραση των νεφών είναι τελικά η ψύξη της ατμόσφαιρας. Αυτό βέβαια εξαρτάται από διάφορους παράγοντες, όπως είναι η εποχή, η τοποθεσία, η ανακλαστικότητα του εδάφους, καθώς και οι ιδιότητες των νεφών. Ωστόσο, το παγκόσμιο μέσο ετήσιο “**net cloud forcing**” είναι αρνητικό (Ramanathan et al., 1989).

Στο Σχήμα 2.2 παρουσιάζεται ο κλιματικός εξαναγκασμός που προκαλείται από την αλληλεπίδραση των νεφών με την ηλιακή και γήινη ακτινοβολία (shortwave and longwave cloud forcing) καθώς και η καθαρή επίδραση των νεφών στο ενεργειακό ισοζύγιο (net cloud forcing) στην κορυφή της ατμόσφαιρας, ως συνάρτηση της θερμοκρασίας της κορυφής των νεφών και του οπτικού πάχους, θεωρώντας συνολική νεφοκάλυψη 100% στην περιοχή του δυτικού Ειρηνικού Ωκεανού. Η επίδραση των νεφών στην ηλιακή ακτινοβολία εξαρτάται από το οπτικό πάχος του νέφους, ενώ στην ακτινοβολία μεγάλους μήκους κύματος εξαρτάται κυρίως από τη θερμοκρασία της κορυφής των νεφών. Η καθαρή επίδραση των νεφών εξαρτάται και από τους δύο παράγοντες.



Σχήμα 2.2: Net cloud forcing μικρού και μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας σαν συνάρτηση του οπτικού βάθους και της θερμοκρασίας της κορυφής των νεφών για την περιοχή δυτικού Ειρηνικού ωκεανού. (Πηγή: Kubar et al., 2007).

Γενικά, η καθαρή επίδραση των νεφών είναι η ψύξη της ατμόσφαιρας και της επιφάνειας του εδάφους. Εξαιρέση αποτελούν οι πολικές περιοχές που η ανακλαστικότητα της επιφάνειας του εδάφους είναι πολύ μεγάλη (περιοχές καλυμμένες με χιόνι και πάγο). Στο Σχήμα 2.3 εμφανίζεται ο ετήσιος κύκλος του κλιματικού εξαναγκασμού λόγω των νεφών για την επιφάνεια του εδάφους (αριστερά) και για την κορυφή της ατμόσφαιρας (δεξιά) για την περιοχή του Αρκτικού Ωκεανού, όπως παρουσιάστηκε από τους Curry και Ebert (1992). Ο κλιματικός εξαναγκασμός που προκαλείται από την αλληλεπίδραση των νεφών με τη γήινη ακτινοβολία (longwave cloud forcing) είναι πιο έντονος στην επιφάνεια του εδάφους σε σχέση με την κορυφή της ατμόσφαιρας. Το “**shortwave cloud forcing**” είναι πιο έντονο στην επιφάνεια, λόγω της ανακλαστικότητας της επιφάνειας του εδάφους. Αυτό είναι αναμενόμενο, καθώς η περιοχή του Αρκτικού Ωκεανού είναι μια περιοχή με έντονη χιονοκάλυψη και το χιόνι χαρακτηρίζεται από υψηλές τιμές ανακλαστικότητας. Η καθαρή επίδραση των νεφών στο ενεργειακό ισοζύγιο εδάφους είναι αρνητική για μια μικρή περίοδο του καλοκαιριού, ενώ στην κορυφή της ατμόσφαιρας, η καθαρή επίδραση των νεφών είναι αρνητική για μια μεγαλύτερη περίοδο (περίπου έξι μήνες), κάτι το οποίο οφείλεται στη μεγάλη ανακλαστικότητα των νεφών, ενώ είναι μηδενική την περίοδο του χειμώνα.



Σχήμα 2.3: Εκτίμηση του cloud radiative forcing (shortwave, longwave, net) στην επιφάνεια του εδάφους και στην κορυφή της ατμόσφαιρας (Πηγή: Curry and Ebert, 1992).

2.3 Η έννοια της ανάδρασης των νεφών

Η αλλαγή της θερμοκρασίας της επιφάνειας του εδάφους καθώς και της τροπόσφαιρας λόγω ενός οποιουδήποτε κλιματικού εξαναγκασμού (climate forcing), επηρεάζει τις ιδιότητες των νεφών, και οι αλλαγές στις ιδιότητες των νεφών επηρεάζουν τη θερμοκρασία. Η διαδικασία αυτή είναι γνωστή ως “**ανάδραση νεφών**” (**cloud feedback**) και θεωρείται μια από τις μεγαλύτερες αβεβαιότητες στα κλιματικά μοντέλα, σύμφωνα με την Διακυβερνητική Επιτροπή Κλιματικής Αλλαγής (Intergovernmental Panel on Climate Change-IPCC).

Τα νέφη ανακλώντας την ηλιακή ακτινοβολία αυξάνουν το ποσό της ακτινοβολίας που διαφεύγει στο διάστημα, προκαλώντας ψύξη του εδάφους. Επίσης, απορροφούν την ηλιακή ακτινοβολία με αποτέλεσμα να αυξάνεται η θερμοκρασία της ατμόσφαιρας (ενώ η θερμοκρασία της επιφάνειας του εδάφους μειώνεται δεδομένου ότι λιγότερη ακτινοβολία φτάνει σε αυτό). Από την άλλη, τα νέφη απορροφούν την ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος και επανεκπέμπουν ποσό αυτής προς το διάστημα αλλά και προς το έδαφος ανάλογα με τη θερμοκρασία τους.

Η αλληλεπίδραση των νεφών με την ακτινοβολία είναι μια εξαιρετικά περίπλοκη διαδικασία και προκύπτει λόγω αλλαγών των ιδιοτήτων των νεφών (συνολική νεφοκάλυψη, ύψος νεφών, περιεχόμενο σε νερό ή πάγο, ικανότητα εκπομπής και ανακλαστικότητας). Υπάρχει πλήθος

αναδράσεων των νεφών στο κλιματικό σύστημα, αλλά δεν είναι τόσο κατανοητά λόγω των περίπλοκων φυσικών διεργασιών που λαμβάνουν χώρα. Από τις διάφορες αναδράσεις των νεφών, δύο είναι πιο ξεκάθαρες που μελετώνται και αναφέρονται στη βιβλιογραφία, το **cloud fraction feedback** και το **cloud height feedback**. Η πρώτη ανάδραση εξαρτάται από το ποσοστό της νέφωσης. Αν για παράδειγμα, το ποσοστό νεφοκάλυψης αυξηθεί σε περίπτωση αύξησης της θερμοκρασίας του πλανήτη και δεδομένου ότι δεν υπάρχει καμία μεταβολή σε κάποια από τις υπόλοιπες ιδιότητες των νεφών (ανακλαστικότητα, ύψος, κλπ), η ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους θα μειωθεί λόγω της μεγάλης ανακλαστικότητας των νεφών και θα οδηγήσει σε ψύξη. Η αύξηση λοιπόν της νεφοκάλυψης σε ένα θερμότερο κλίμα λειτουργεί ως ένας αρνητικός μηχανισμός ανάδρασης (negative feedback). Από την άλλη, η αύξηση της νεφοκάλυψης θα οδηγήσει στη μείωση της γήινης ακτινοβολίας που εκπέμπεται προς το διάστημα κάτι το οποίο έχει επίδραση στη θέρμανση του εδάφους (warming effect) και λειτουργεί ως θετικός μηχανισμός αλληλεπίδρασης (positive feedback). Ωστόσο, η θέρμανση ή ψύξη της ατμόσφαιρας και του εδάφους ως συνάρτηση του συνολικού ποσοστού νεφοκάλυψης εξαρτάται από το είδος της νέφωσης που αυξάνεται ή μειώνεται αντίστοιχα (χαμηλά νέφη, ψηλά ή νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης). Αντίθετα είναι τα αποτελέσματα στην περίπτωση μείωσης της νεφοκάλυψης.

Όσον αφορά στο δεύτερο μηχανισμό ανάδρασης (cloud height feedback), αυτός εξαρτάται από την αύξηση ή μείωση του ύψους της κορυφής του νέφους. Αν για παράδειγμα, το ύψος της κορυφής του νέφους αυξηθεί, τότε η θερμοκρασία στο συγκεκριμένο ύψος θα είναι χαμηλότερη. Αυτό συνεπάγεται τη μείωση της ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος που διαφεύγει στο διάστημα, κάτι που υποδεικνύει τάση θέρμανσης της επιφάνειας του εδάφους (θετικός μηχανισμός αλληλεπίδρασης).

2.4 Επίδραση νεφών στο ενεργειακό ισοζύγιο εδάφους

Για την επίδραση των νεφών στο ενεργειακό ισοζύγιο του εδάφους, (θέρμανση ή ψύξη) δεν αρκεί μόνο η μελέτη των ροών ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας, αλλά και στο έδαφος. Η έλλειψη συνήθως αυτών των δεδομένων από τους δορυφόρους αποτελεί το μεγαλύτερο πρόβλημα για την κατανόηση των επιδράσεων των νεφών στο κλιματικό σύστημα.

Οι παράμετροι που επηρεάζουν άμεσα την αλληλεπίδραση των νεφών με την ακτινοβολία σύμφωνα με τον Arking (1991) είναι: α) το περιβάλλον του νέφους, όπως η θερμοκρασία, η υγρασία, η κατανομή των ατμοσφαιρικών αιωρημάτων καθώς και η ανακλαστικότητα και η ικανότητα εκπομπής, β) η οριζόντια ή η κατακόρυφη ανάπτυξη των νεφών και γ) η μικροφυσική δομή τους, όπως το ύψος, το οπτικό πάχος τους αλλά και το είδος των μορίων που υπάρχουν μέσα στο νέφος.

Το ενεργειακό ισοζύγιο της γης, γνωστό ως “**earth radiation budget**” καθορίζεται από την ενέργεια που φτάνει στην επιφάνεια της γης από τον ήλιο καθώς και από την ενέργεια που διαφεύγει στο διάστημα μέσω της ανάκλασης και της εκπομπής. Τα νέφη επηρεάζουν το εδαφικό ενεργειακό ισοζύγιο με διάφορους τρόπους. Μάλιστα, η επίδραση των νεφών στο ενεργειακό ισοζύγιο έχει μελετηθεί από πλήθος ερευνών από το παρελθόν μέχρι και πρόσφατα (Ramanathan, 1987; Ramanathan, 1989; Weaver and Ramanathan, 1996; Chen et al., 2000; Corti and Peter, 2009). Τα νέφη αποτελούν μια από τις σημαντικότερες συνιστώσες του ενεργειακού ισοζυγίου καθώς ανακλούν μεγάλο ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας (περίπου 30% της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας). Λόγω της μεγάλης ανακλαστικότητας που εμφανίζουν τα νέφη λιγότερη ηλιακή ενέργεια είναι διαθέσιμη για τη θέρμανση της ατμόσφαιρας και της επιφάνειας του εδάφους. Αποτέλεσμα της διαδικασίας αυτής, η οποία ονομάζεται “**cloud albedo forcing**” είναι η ψύξη του συστήματος γης-ατμόσφαιρας.

Ωστόσο, η ηλιακή ακτινοβολία που απορροφάται από το έδαφος και την ατμόσφαιρα, έχει σαν αποτέλεσμα τη θέρμανση τους και την εκπομπή νέων ακτινοβολιών (σε μεγαλύτερα μήκη κύματος) προς το διάστημα. Τα νέφη όμως, απορροφούν τη γήινη ακτινοβολία που εκπέμπεται από την επιφάνεια τους εδάφους, ενώ επανεκπέμπουν ένα μέρος αυτής προς το διάστημα και ένα μέρος προς την επιφάνεια του εδάφους. Το ποσό της ακτινοβολίας που εκπέμπεται από τα νέφη εξαρτάται από ένα πλήθος παραγόντων, όπως είναι η θερμοκρασία της κορυφής τους και οι οπτικές ιδιότητες τους (οπτικό πάχος, ύψος κορυφής, περιεχόμενο νέφους σε νερό κ.α). Συνήθως, η θερμοκρασία στην κορυφή των νεφών είναι μικρότερη σε σχέση με αυτή της επιφάνειας του εδάφους, με αποτέλεσμα η ακτινοβολία που εκπέμπεται προς το διάστημα να είναι μικρότερη και η ενέργεια να παγιδεύεται κάτω από την κορυφή του νέφους προκαλώντας αύξηση της θερμοκρασίας της ατμόσφαιρας και της επιφάνειας του εδάφους. Η θέρμανση αυτή συνεχίζεται μέχρις ότου να υπάρξει και πάλι ενεργειακή ισορροπία. Η διαδικασία αυτή ονομάζεται “**cloud greenhouse forcing**” και τείνει να προκαλέσει θέρμανση του συστήματος γης-ατμόσφαιρας.

Αξίζει να σημειωθεί ότι ο τρόπος αλληλεπίδρασης των νεφών με την ακτινοβολία εξαρτάται σημαντικά και από την τοποθεσία αλλά και την εποχή. Επίσης, η καθαρή επίδραση των νεφών στο ενεργειακό ισοζύγιο (θέρμανση ή ψύξη) καθορίζεται από το είδος των νεφών.

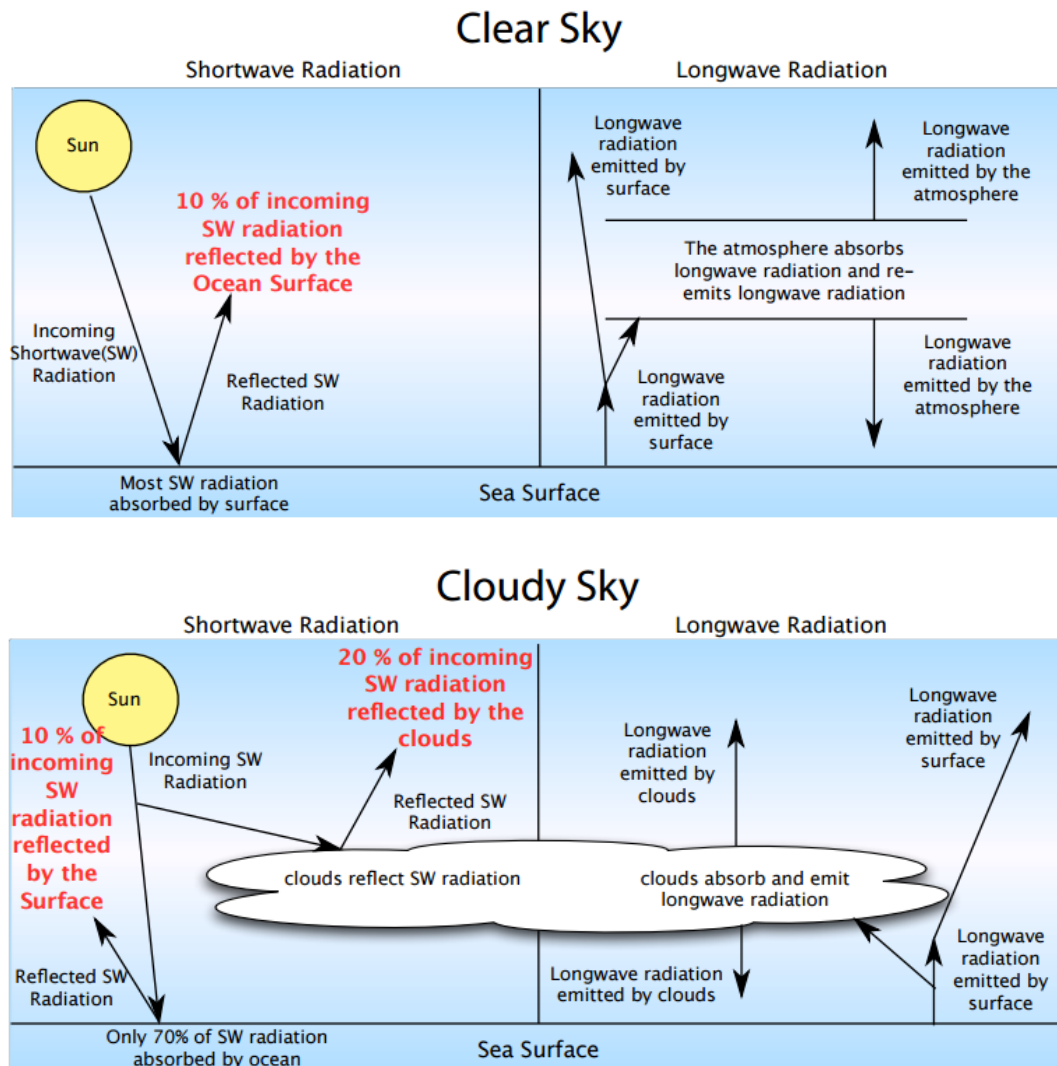
Στο ενεργειακό ισοζύγιο του εδάφους πέρα από τη ροή της ηλιακής και γήινης ακτινοβολίας, καθοριστικό ρόλο παίζουν οι ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας οι οποίες ουσιαστικά συνδέουν το ενεργειακό και υδατικό ισοζύγιο του εδάφους. Οι αλληλεπιδράσεις των νεφών με την ακτινοβολία, λόγω ενός οποιουδήποτε κλιματικού εξαναγκασμού, που επηρεάζουν το ενεργειακό ισοζύγιο του εδάφους, θα επηρεάσουν και τον υδρολογικό κύκλο.

2.5 Αλληλεπίδραση ακτινοβολίας με διάφορους τύπους νεφών

2.5.1 Χαμηλά νέφη

Τα χαμηλά νέφη έχουν μεγαλύτερο οπτικό πάχος σε σχέση με τα υψηλότερα, με αποτέλεσμα να μην είναι τόσο διαφανή στην ηλιακή ακτινοβολία. Αυτό σημαίνει, ότι ανακλούν μεγάλο ποσό της ακτινοβολίας που εκπέμπεται από τον ήλιο προς το διάστημα και κατά συνέπεια έχουν μεγάλο **cloud albedo forcing**. Επιπλέον, τα νέφη αυτά δεδομένου ότι είναι κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, έχουν παρόμοιες θερμοκρασίες με αυτήν του εδάφους και δεν επηρεάζουν σημαντικά την ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος που εκπέμπεται προς το διάστημα (το cloud greenhouse forcing είναι μικρό σε πλανητική κλίμακα). Η ακτινοβολία που εκπέμπεται από την βάση των νεφών προς την επιφάνεια του εδάφους συνεισφέρει στη θέρμανση του εδάφους και στου λεπτού στρώματος αέρα μεταξύ εδάφους και νεφών αλλά το **cloud albedo forcing** είναι επικρατέστερο, με αποτέλεσμα η καθαρή επίδραση αυτού του είδους νεφών να είναι η ψύξη της επιφάνειας.

Στο Σχήμα 2.4 παρουσιάζεται η κατανομή της ακτινοβολίας σε καθαρό ουρανό και σε ουρανό με χαμηλά νέφη. Το ποσό της ακτινοβολίας που ανακλάται είναι μεγαλύτερο παρουσία των νεφών και το **cloud albedo forcing** είναι πολύ μεγάλο με αποτέλεσμα τα νέφη αυτά να οδηγούν σε ψύξη της επιφάνειας.



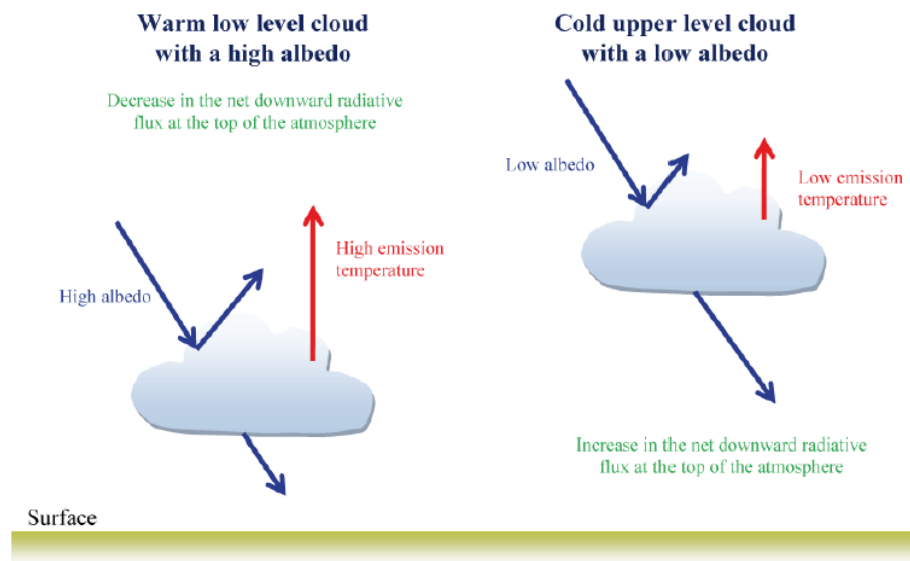
Σχήμα 2.4: Διανομή της ηλιακής και γήινης ακτινοβολίας σε καθαρό ουρανό και σε ουρανό με χαμηλά νέφη (Πηγή: <http://www.cmmmap.org/>).

2.5.2 Ψηλά νέφη

Τα ψηλά νέφη, σε αντίθεση με τα χαμηλότερα, είναι υψηλά διαπερατά από την ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος και κατά συνέπεια έχουν μικρότερο **“cloud albedo forcing”**. Ωστόσο, απορροφούν σημαντικά την ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος και επανεκπέμπουν αυτή την ακτινοβολία στο διάστημα και πίσω στην επιφάνεια της γης. Η κατηγορία αυτών των νεφών χαρακτηρίζεται από μεγάλο **“cloud greenhouse forcing”**. Συγκεκριμένα, η θερμοκρασία της κορυφής αυτών των νεφών είναι χαμηλότερη, με αποτέλεσμα να διαφεύγει λιγότερη ακτινοβολία στο διάστημα σε σχέση με αυτή που θα διέφευγε απουσία του νέφους. Η ακτινοβολία λοιπόν, που

παγιδεύεται με αυτό τον τρόπο στο νέφος, επανεκπέμπεται προς την επιφάνεια του εδάφους και σε συνδυασμό με την ηλιακή ακτινοβολία παρατηρείται θέρμανση της επιφάνειας του εδάφους. Συμπερασματικά, η καθαρή επίδραση των υψηλών νεφών είναι η ενίσχυση της θέρμανσης της ατμόσφαιρας.

Το Σχήμα 2.5 είναι μια σχηματική αναπαράσταση της επίδρασης της ακτινοβολίας στους διάφορους τύπους νεφών.



Σχήμα 2.5: Σχηματική αναπαράσταση της επίδρασης των νεφών στο ενεργειακό ισοζύγιο (Πηγή: Goosse et al., 2010).

2.5.3 Νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης

Υπάρχει και μια κατηγορία νεφών ακόμα, τα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης και ιδιαίτερα αυτά που προέρχονται από τις βαθιές κατακόρυφες κινήσεις (deep convection) και είναι γνωστά ως cumulonimbus. Τα κύρια χαρακτηριστικά αυτών των νεφών είναι ότι έχουν μεγάλο οπτικό πάχος, η κορυφή τους φτάνει σε πολύ μεγάλο υψόμετρο, ενώ η βάση τους βρίσκεται κοντά στην επιφάνεια του εδάφους. Το γεγονός ότι η κορυφή των νεφών αυτών είναι αρκετά ψηλή και κατ' επέκταση η θερμοκρασία είναι χαμηλή, έχει ως αποτέλεσμα η ενέργεια που εκπέμπεται προς το διάστημα να είναι μικρή και σαφώς μικρότερη σε σχέση με αυτή που θα εκπεμπούταν χωρίς το νέφος.

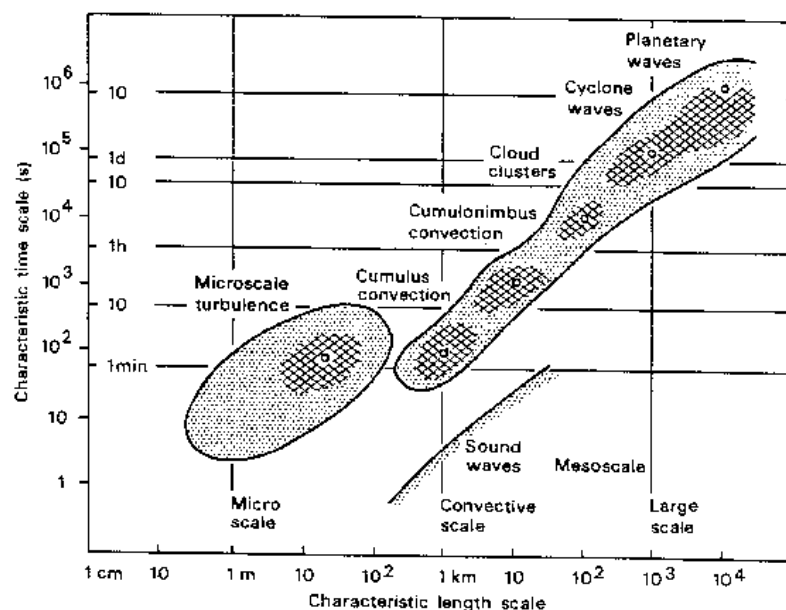
Παρόλα αυτά, το “**cloud albedo forcing**” αυτών των νεφών είναι πολύ μεγάλο εξ’ αιτίας του μεγάλου οπτικού τους πάχους, με αποτέλεσμα να ανακλούν μεγάλο ποσό της ακτινοβολίας πίσω στο διάστημα. Τελικά, οι δυο επιδράσεις φαίνεται να ακυρώνουν η μια την άλλη και η καθαρή επίδραση αυτών των νεφών είναι μην προκαλούν ούτε θέρμανση ούτε ψύξη στο σύστημα γης ατμόσφαιρας.

2.6 Παραμετροποίηση νεφών στα κλιματικά μοντέλα

Η χωρική ανάλυση του μοντέλου παίζει καθοριστικό ρόλο στη σωστή και ολοκληρωμένη αναπαράσταση των φυσικών διεργασιών. Στην ατμόσφαιρα ορισμένες φυσικές διεργασίες, όπως τα νέφη πραγματοποιούνται σε κλίμακες μικρότερες από τη χωρική ανάλυση του πλέγματος του μοντέλου και για να περιγράψουν κατάλληλα από τα μοντέλα πρέπει να παραμετροποιηθούν.

Η αναπαράσταση των νεφών από τα κλιματικά μοντέλα είναι ένα από τα σημαντικότερα προβλήματα που αντιμετωπίζει η επιστημονική κοινότητα και συνεχίζει να είναι μια εμπειρική διαδικασία, παρά τις προσπάθειες που έχουν πραγματοποιηθεί τις τελευταίες δεκαετίες για τη βελτίωση των σχημάτων αυτών.

Η δυσκολία παραμετροποίησης των νεφών έγκειται στο γεγονός ότι, ο σχηματισμός τους εξαρτάται από τις αλληλεπιδράσεις μεταξύ των κατακόρυφων κινήσεων, της τύρβης, της ακτινοβολίας και των διάφορων μικροφυσικών διαδικασιών. Οι διαδικασίες αυτές πραγματοποιούνται σε ένα μεγάλο εύρος χωρικών και χρονικών κλιμάκων. Για παράδειγμα, ενώ τα νεφικά συστήματα μπορούν να εκτείνονται ως και εκατοντάδες χιλιόμετρα, ο σχηματισμός των νεφοσταγόνων και η διαδικασία ανάπτυξης τους συμβαίνει σε μερικά μικρόμετρα. Ακόμα, και οι χρονικές κλίμακες που σχετίζονται με τα νέφη και τη μικροφυσική αυτών κυμαίνονται από μερικά λεπτά ως και εβδομάδες (Σχήμα 2.6). Όλα τα παραπάνω καθιστούν την προσομοίωση των νεφών από τα κλιματικά μοντέλα πολύ δύσκολη (Solomon et al., 2007).



Σχήμα 2.6: Χαρακτηριστικές χρονικές και χωρικές κλίμακες ατμοσφαιρικών διαδικασιών (Πηγή: <http://www.eumetcal.org/>).

Όπως αναφέρθηκε παραπάνω, η ανάγκη παραμετροποίησης των νεφών εξαρτάται από τη χωρική ανάλυση του μοντέλου. Τα λάθη και οι αβεβαιότητες που προκύπτουν από την παραμετροποίηση των νεφών θα πρέπει να μειώνονται με τη μείωση της χωρικής ανάλυσης καθώς, όλο και λιγότερα νέφη θα θεωρούνται σαν νέφη υποκλίμακας (subgrid scale clouds).

Σύμφωνα με όσα αναφέρθηκαν, γίνεται αντιληπτό ότι η νεφοκάλυψη (total cloud cover) αποτελεί μια από τις σημαντικότερες παραμέτρους που πρέπει να λαμβάνεται υπόψη στα κλιματικά μοντέλα, καθώς επηρεάζει άμεσα την ακτινοβολία μικρού και μεγάλου μήκους κύματος που φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους (downwelling shortwave-longwave radiation). Οι αλλαγές στη θερμοκρασία που θα προκύψουν αν δεν ληφθεί υπόψη είναι μεγάλες. Σε μια έρευνα μάλιστα που πραγματοποιήθηκε για την περιοχή της κεντρικής και ανατολικής Ευρώπης (Cortinas and Stensrud, 1995) υπολογίστηκε ότι η αλλαγή της θερμοκρασίας ήταν ίση με 2°K το χειμώνα και 4°K το καλοκαίρι. Οι αλλαγές στη θερμοκρασία εξαρτώνται βέβαια και από την περιοχή.

Για παράδειγμα, οι επιδράσεις των νεφών σε περιοχές με ιδιαίτερη ξηρασία, θα είναι σαφώς μεγαλύτερες.

Η παραμετροποίηση των νεφών εισάγει μια από τις μεγαλύτερες αβεβαιότητες στα κλιματικά μοντέλα και η αβεβαιότητα είναι μεγαλύτερη όταν πρόκειται για την παραμετροποίηση των νεφών υποκλίμακας. Μια έρευνα από τους Li et al. (2013), απέδειξε μάλιστα ότι τα σχήματα παραμετροποίησης των κατακόρυφων κινήσεων (cumulus parameterization schemes) είναι τα πιο ευαίσθητα για την προσομοίωση της βροχόπτωσης την περίοδο του καλοκαιριού στην περιοχή των νοτιοανατολικών Η.Π.Α. Ο καλύτερος τρόπος βελτίωσης της παραμετροποίησης των νεφών εξαρτάται από τις βελτιωμένες παρατηρήσεις των νεφών.

2.7 Τρόποι παραμετροποίησης των νεφών από τα κλιματικά μοντέλα

Τα κλιματικά μοντέλα διαθέτουν πλήθος παραμετροποιήσεων για τα τις διάφορες φυσικές διαδικασίες. Η επιλογή του σχήματος παραμετροποίησης που θα χρησιμοποιηθεί εξαρτάται από διάφορους παράγοντες όπως είναι, η περιοχή μελέτης, η παράμετρος που θα μελετηθεί. Είναι δυνατόν, το ίδιο μοντέλο χρησιμοποιώντας διαφορετικές παραμετροποιήσεις για να περιγράψει την ίδια φυσική διεργασία, να δίνει πολύ διαφορετικά αποτελέσματα για τη μελέτη (Katrakou et al.,2015).

Οι προσεγγίσεις που γίνονται για να αναπαρασταθούν οι διαδικασίες αυτές αναφέρονται στη βιβλιογραφία ως “**cloud parameterization**” και χωρίζονται σε δύο βασικές κατηγορίες: **convective parameterization** και **large scale parameterization**.

Ο όρος **large scale parameterization** αναφέρεται στην αναπαράσταση των νεφών και του υετού που οφείλονται σε διεργασίες μεγάλης κλίμακας, ενώ ο όρος **convective parameterization** χρησιμοποιείται για να περιγράψει τις επιδράσεις των διεργασιών

μικρής κλίμακας (ανωμεταφορά) στο μεγαλύτερης κλίμακας περιβάλλον του μοντέλου.

Η ακριβής αναπαράσταση των νεφών απαιτεί τον ακριβή υπολογισμό της νεφοκάλυψης και του περιεχόμενου του νέφους σε νερό ή πάγο καθώς και τα ποσά θερμότητας και υγρασίας. Υπάρχουν **τρεις** διαφορετικές προσεγγίσεις που χρησιμοποιούνται στα κλιματικά μοντέλα για την πρόβλεψη της νεφοκάλυψης. Συγκεκριμένα, το συνολικό ποσοστό νεφοκάλυψης υπολογίζεται, είτε **εμπειρικά** (Smagorinsky, 1960; Ricketts, 1973; Slingo, 1980, 1987), είτε με τη βοήθεια κάποιων **στατιστικών μεθόδων** (Sesamori, 1975; Plant and Craig, 2008; Keane and Plant, 2012; Dorrestijn et al., 2013), είτε **προγνωστικά** (Sundqvist, 1978, 1988; Roeckner et al., 1987; Tiedtke et al., 1988; Le Treut and Li, 1991; Senior and Mitchell, 1993; Del Genio et al., 1996).

Στην πρώτη περίπτωση, η νεφοκάλυψη υπολογίζεται εμπειρικά από άλλες παραμέτρους του μοντέλου όπως είναι, η σχετική υγρασία, η κατακόρυφη ταχύτητα κ.α), ενώ στη δεύτερη περίπτωση τα νέφη υπολογίζονται από τυχαίες διαδικασίες. Αυτού του είδους οι παραμετροποιήσεις είναι ιδιαίτερα απλές και δεν απαιτούν μεγάλη υπολογιστική ισχύ. Στην περίπτωση των προγνωστικών σχημάτων, υπολογίζεται η νεφοκάλυψη και ο υετός με βάση τη σχετική υγρασία αλλά λαμβάνονται υπόψη και οι μικροφυσικές διεργασίες. Παρόλο που τα προγνωστικά σχήματα οδηγούν σε πιο ρεαλιστικές προσομοιώσεις των νεφών είναι πιο σύνθετα, η απαίτηση σε υπολογιστική ισχύ είναι ακόμα μεγαλύτερη σε σχέση με τις δυο προηγούμενες προσεγγίσεις και για αυτό το λόγο η χρήση τους είναι περιορισμένη.

3 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

3.1 Περιοχικό κλιματικό μοντέλο WRF

Το μοντέλο που χρησιμοποιείται για τη βελτίωση της φυσικής αναπαράστασης των νεφών υποκλίμακας, (sub-grid scale cumulus clouds) είναι το περιοχικό κλιματικό μοντέλο Weather Research and Forecasting model (WRF, Skamarock, 2008). Συγκεκριμένα, πραγματοποιήθηκαν δύο προσομοιώσεις για τη χρονική περίοδο 1989-1994. Ωστόσο, τα αποτελέσματα αναλύθηκαν και συγκρίθηκαν για τη χρονική περίοδο 1990-1994, καθώς το έτος 1989 χρησιμοποιήθηκε ως spin up time, έτσι ώστε η θερμοκρασία και η υγρασία να προσαρμοστούν. Γι' αυτό το λόγο η χρονιά αυτή δεν λαμβάνεται υπόψη στην ανάλυση που ακολουθεί. Τα αποτελέσματα του μοντέλου δίνονται ανά ώρα. Το πλέγμα του μοντέλου καλύπτει την περιοχή της Ευρώπης (Σχήμα 3.1) και έχει χωρική διακριτοποίηση 0.44° (~50km). Το κατακόρυφο προφίλ αναπαρίσταται από 29 κατακόρυφα επίπεδα από την επιφάνεια του εδάφους και εκτείνεται άνω μέχρι του επιπέδου των 50hPa στην ατμόσφαιρα. Στο WRF, τα σχήματα παραμετροποίησης είναι ακριβώς τα ίδια για τις δυο προσομοιώσεις και περιγράφονται στον Πίνακα 3.1. Ο αριθμός στην παρένθεση αντιστοιχεί στην επιλογή του μοντέλου για τις διάφορες φυσικές διεργασίες που παραμετροποιούνται σύμφωνα με το namelist input του WRF3.6.1. Το σχήμα WRF Single-Moment 6-Class Microphysics scheme (WSM6; Hong and Lim 2006) χρησιμοποιήθηκε για την παραμετροποίηση των μικροφυσικών διεργασιών. Οι διεργασίες της ακτινοβολίας περιγράφονται από το σχήμα Rapid Radiative Transfer Model (RRTMG; Iacono et al., 2008), ενώ το σχήμα Yonsei University scheme (YSU; Hong et al., 2006) επιλέχθηκε για να περιγράψει το πλανητικό οριακό στρώμα. Ως μοντέλου εδάφους, χρησιμοποιήθηκε το Noah land surface model με 4 εδαφικά στρώματα (NOAH; Chen et al., 1996) ενώ το σχήμα MM5 ήταν η επιλογή για το επιφανειακό στρώμα (MO; Monin and Obukhov, 1954). Τέλος, το Kain-Fritsch (KF; Kain, 2004) χρησιμοποιήθηκε από το μοντέλο για την

παραμετροποίηση των κατακόρυφων κινήσεων (subgrid scale cumulus clouds).

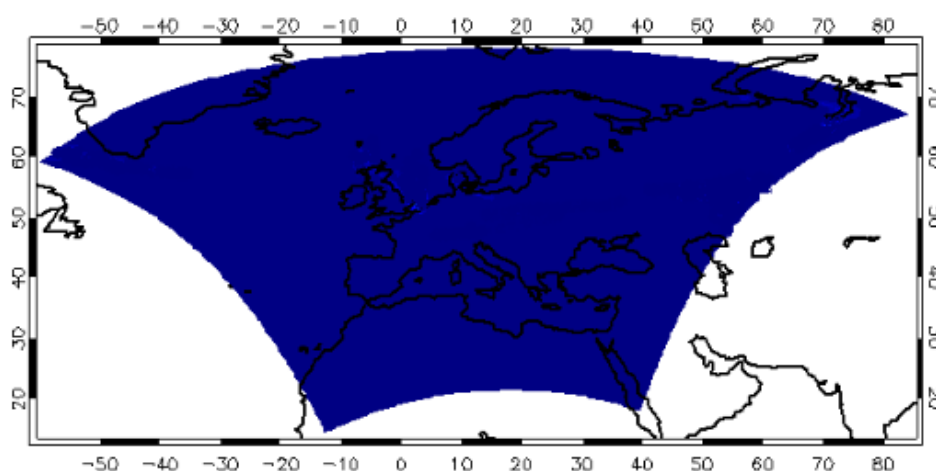
Τα ERA-Interim reanalysis δεδομένα (Dee et al., 2011) χρησιμοποιήθηκαν για τις αρχικές και οριακές συνθήκες (όπως εδαφικά input, SSTs κ.α) με χωρική διακριτοποίηση 0.75° και παρέχονται στο μοντέλο ανά 6 ώρες.

Πίνακας 3.1: Σχήματα παραμετροποίησης των κλιματικών προσομοιώσεων. Ο αριθμός στην παρένθεση αντιστοιχεί στην επιλογή σχήματος σύμφωνα με το namelist input του WRF.

	CTRL¹	FEEDBACK²
Microphysics	WSM6(6)	WSM6(6)
Radiation (SW-LW)	RRTMG(4)	RRTMG(4)
Sfc Layer	MO(1)	MO(1)
Cumulus	Kain-Fritsch(1) ¹	Kain-Fritsch(1) ²
PBL	YSU(1)	YSU(1)
LSM	NOAH(2)	NOAH(2)

¹cu_rad_feedback=true

²cu_rad_feedback=false



Σχήμα 3.1: Περιοχή μελέτης.

3.2 Μεθοδολογία

3.2.1 Σχήμα παραμετροποίησης κατακόρυφων κινήσεων Kain-Fritsch

Το σχήμα παραμετροποίησης κατακόρυφων κινήσεων που χρησιμοποιείται στην παρούσα εργασία είναι το σχήμα Kain-Fritsch . Το σχήμα αυτό, όπως και τα υπόλοιπα, υπολογίζουν τη διαθέσιμη δυναμική ενέργεια των κατακόρυφων κινήσεων (available potential energy - cape). Η ποσότητα αυτή υπολογίζεται από την ανοδική κίνηση που κάνει ένα δείγμα ατμοσφαιρικού αέρα από ένα συγκεκριμένο ύψος μέχρι και το επίπεδο ισορροπίας (equilibrium level). Η σχέση με βάση την οποία ορίζεται η ποσότητα αυτή είναι η παρακάτω:

$$Cape = g \int_{LFC}^{EL} \frac{\theta_{parcel}(z) - \theta_{env}(z)}{\theta_{env}(z)} dz$$

Όπου g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας, θ η δυνητική θερμοκρασία του δείγματος αέρα και του περιβάλλοντος αντίστοιχα και z το ύψος. Η ποσότητα αυτή θα πρέπει να έχει θετικές τιμές ώστε να ξεκινήσουν οι ανοδικές κινήσεις. Ωστόσο, δεν είναι η μοναδική προϋπόθεση για την έναρξη των ανοδικών κινήσεων. Θα πρέπει επίσης το δείγμα αέρα να έχει την απαραίτητη ενέργεια από το περιβάλλον για να φτάσει από την επιφάνεια στο επίπεδο ελεύθερης μεταφοράς (Level of free convection- LFC) και στη συνέχεια να κινηθεί προς τα πάνω αυθόρμητα. Η ενέργεια που απαιτείται ονομάζεται CIN και περιγράφεται από την παρακάτω ποσότητα.

$$CIN = -g \int_S^{LFC} \frac{\theta_{parcel}(z) - \theta_{env}(z)}{\theta_{env}(z)} dz$$

Συμπερασματικά λοιπόν, για να καταναλωθεί η ποσότητα cape που ενδεχομένως υπάρχει σε μια στήλη, το δείγμα αέρα που ανυψώνεται θα πρέπει να έχει την απαραίτητη ενέργεια ώστε να ξεπεράσει την ποσότητα CIN και να φτάσει στο επίπεδο LFC όπου και θα γίνει θερμότερο από το περιβάλλον και θα φτάσει στο επίπεδο ισορροπίας.

Τα σχήματα παραμετροποίησης των κατακόρυφων κινήσεων για να ενεργοποιηθούν πρέπει να ικανοποιούν κάποια κριτήρια (συνάρτηση ενεργοποίησης – trigger function). Η ενεργοποίηση του σχήματος εξαρτάται από τις ανοδικές κινήσεις που κάνει το δείγμα του ατμοσφαιρικού αέρα από το επίπεδο συμπύκνωσης στο επίπεδο ελεύθερης ανωμεταφοράς (Level of free convection).

Αρχικά λοιπόν, εντοπίζονται τα σημεία όπου υπάρχει πιθανότητα να αναπτυχθούν οι κατακόρυφες κινήσεις και γίνεται έλεγχος των στρωμάτων του μοντέλου, τα οποία μπορούν να δώσουν ανοδικές κινήσεις. Ξεκινώντας λοιπόν από την επιφάνεια, επιλέγεται στρώμα πάχους 60 hPa το οποίο ανυψώνεται μέχρι το επίπεδο συμπύκνωσης (Lifted Condensation Level – LCL). Στο ύψος αυτό, συγκρίνεται η θερμοκρασία του περιβάλλοντος (T_{ENV}) με τη θερμοκρασία της ανυψούμενης αέριας μάζας στο επίπεδο LCL (T_{LCL}). Τις περισσότερες όμως φορές, η θερμοκρασία T_{LCL} είναι μικρότερη από τη θερμοκρασία του περιβάλλοντος, με αποτέλεσμα να μην ενεργοποιείται συχνά το σχήμα αυτό. Για αυτό το λόγο, προστίθεται μια διαταραχή (δT_w) η οποία εξαρτάται από την κατακόρυφη ταχύτητα του μοντέλου στο επίπεδο LCL.

Αν ικανοποιείται η συνθήκη αστάθειας και η κατακόρυφη ταχύτητα παραμένει θετική για πάχος νέφους 3-4km, τότε το σχήμα ενεργοποιείται. Η συνθήκη ευστάθειας και αστάθειας περιγράφεται από τη σχέση παρακάτω.

$$T_{LCL} + \delta T_w - T_{env} \begin{cases} > 0, & \text{αστάθεια} \\ < 0, & \text{ευστάθεια} \end{cases}$$

Αν το σχήμα δεν ενεργοποιηθεί για το χαμηλότερο στρώμα αέρα, η διαδικασία θα επαναληφθεί για το επόμενο στρώμα. Η διαδικασία ελέγχου των στρωμάτων συνεχίζει μέχρι το ύψος των 700hPa. Να σημειωθεί ότι στην περίπτωση όπου δεν ικανοποιούνται τα κριτήρια της συνάρτησης ενεργοποίησης για τις βαθιές κατακόρυφες κινήσεις (deep convection), το μοντέλο ενεργοποιεί τις ρηχές κατακόρυφες κινήσεις (shallow convection).

3.2.2 Τροποποίηση σχήματος Kain-Fritsch για τη μελέτη επίδρασης των νεφών με την ακτινοβολία

Διάφορες έρευνες που πραγματοποιήθηκαν, (Otte et.al,2012; Bowden et al.,2012,2013; Bullock et al., 2014) έδειξαν ότι η επιλογή του σχήματος Kain Fritsch, οδηγεί σε πολύ συχνή ενεργοποίηση των ανοδικών κινήσεων και υπερεκτίμηση της βροχόπτωσης στις προσομοιώσεις και ιδιαίτερα την περίοδο του καλοκαιριού (Herwehe et.al,2014).Για την αντιμετώπιση του προβλήματος αυτού, το σχήμα Kain Fritsch τροποποιήθηκε από τους Alapaty et.al (2012). Συγκεκριμένα, στη έρευνα τους συμπέραναν ότι τα μεγάλα ποσά οφείλονται στο γεγονός ότι, η ακτινοβολία περνάει ανεπηρέαστη από τα νέφη υποκλίμακας και φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους, με αποτέλεσμα να αυξάνεται η θέρμανση του εδάφους και να εμφανίζεται περισσότερη αστάθεια.

Για να ληφθεί λοιπόν υπόψη η ανάδραση των νεφών με την ακτινοβολία, τα σχήματα ακτινοβολίας χρησιμοποιούν κάποιες ποσότητες που υπολογίζονται από τα σχήματα μικροφυσικής, όπως για παράδειγμα το περιεχόμενο του νέφους σε νερό ή πάγο. Για τον υπολογισμό αυτό χρειάζονται τη νεφοκάλυψη και το ποσό των υδρατμών που συμπυκνώνεται. Μέχρις στιγμής όμως το WRF, για την ανάδραση των νεφών με την ακτινοβολία λάμβανε υπόψη μόνο τα νέφη μεγάλης κλίμακας και το περιεχόμενο αυτών των νεφών σε νερό και πάγο. Για να συμπεριληφθούν όμως και τα νέφη υποκλίμακας στους υπολογισμούς της ακτινοβολίας, το σχήμα παραμετροποίησης των κατακόρυφων κινήσεων τροποποιείται. Αυτό γίνεται ως εξής. Υπολογίζεται αρχικά η νεφοκάλυψη που προέρχεται τόσο από τα “shallow cumulus” νέφη όσο και από “deep cumulus”, σύμφωνα με τις σχέσεις που περιεγράφηκαν στο CAM3 [Collins et al., 2004], CAM4 [Neale et al., 2010b],and CAM5 [Neale et al., 2010] και ήταν βασισμένες στην έρευνα που είχε πραγματοποιηθεί από τους Xu και Krueger (1991), οι οποίοι συμπέραναν ότι η ροή μάζας είναι η κατάλληλη παράμετρος για να μελετηθούν τα νέφη υποκλίμακας

(subgrid scale convective clouds), ενώ αντίστοιχα η σχετική υγρασία είναι το κατάλληλο μέγεθος για τη μελέτη των νεφών μεγάλης κλίμακας. Συγκεκριμένα, ο υπολογισμός της νεφοκάλυψης τόσο για τα shallow όσο και για τα deep cumulus δίνεται από τις σχέσεις:

$$A_{sh} = K_{1,sh} \ln(1 + K_2 M_{u,sh})$$

$$A_{dp} = K_{1,dp} \ln(1 + K_2 M_{u,dp})$$

Όπου $K_{1,sh}$, $K_{1,dp}$ και K_2 είναι εμπειρικοί παράμετροι ($K_{1,sh} = 0.07$, $K_{1,dp} = 0.14$, $K_2 = 500 m^2 s kg^{-1}$) και $M_{u,sh}$ και $M_{u,dp}$ η ροή μάζας του ανοδικού ρεύματος. Η νεφοκάλυψη η οποία προέρχεται από νέφη, shallow και deep cumulus, δεν μπορεί να ξεπερνάει την τιμή 0.2 και 0.6 αντίστοιχα. Έτσι, για κάθε ανοδικό ρεύμα και σύμφωνα με κάποια κριτήρια, το σχήμα, είτε θα δώσει ανωμεταφορά λόγω των shallow cumulus, είτε λόγω των deep cumulus. Σε ένα κελί, η ανωμεταφορά δεν μπορεί να οφείλεται και στους δύο τύπους νεφών. Συνεπώς ισχύει:

$$A_{cu} = A_{sh} (\leq 0.2)$$

$$A_{cu} = A_{dp} (\leq 0.6)$$

$$A_{cu} = A_{sh} + A_{dp} (\leq 0.8)$$

Στη μεθοδολογία που ακολουθείται [Neale et al., 2010] θεωρείται ότι δεν υπάρχει καμία αλληλοεπικάλυψη των deep και shallow cumulus νεφών και ότι το ανοδικό ρεύμα των νεφών υποκλίμακας είναι τόσο ισχυρό που “εκτοπίζει” τα νέφη μεγάλης κλίμακας, με αποτέλεσμα να μειώνεται το ποσοστό νεφοκάλυψης των νεφών μεγάλης κλίμακας. Μάλιστα, το περιεχόμενο των νεφών αυτών σε νερό και πάγο που χρησιμοποιείται στα σχήματα ακτινοβολίας μειώνεται, ώστε να υπάρχει μια συνέχεια λόγω της μείωσης του ποσοστού νεφοκάλυψης. Σύμφωνα με τα παραπάνω, τα νέφη μεγάλης κλίμακας καταλαμβάνουν περιοχές οι οποίες δεν περιλαμβάνουν cumulus νέφη (non cumulus areas). Το ποσοστό νεφοκάλυψης που προέρχεται από τα νέφη μεγάλης κλίμακας τροποποιείται λόγω των νεφών υποκλίμακας. Η σχέση που περιγράφει αυτό το ποσοστό νεφοκάλυψης είναι η παρακάτω:

$$A_{gs} = (1 - A_{cu})a_{gs}$$

όπου a_{gs} είναι η νεφοκάλυψη των νεφών όταν δεν λαμβάνονται υπόψη τα νέφη υποκλίμακας και πρέπει να παίρνει τιμές μικρότερες από 1 ($a_{gs} \leq 1$).

Η συνολική νεφοκάλυψη, η οποία προέρχεται τόσο από τα νέφη μεγάλης κλίμακας όσο και από τα νέφη υποκλίμακας, δεν πρέπει να ξεπερνάει την τιμή 100% και δίνεται από τη σχέση:

$$A_{total} = A_{gs} + A_{cu}$$

Τελικά, τα σχήματα ακτινοβολίας λαμβάνοντας υπόψη τα νέφη μεγάλης κλίμακας, τα νέφη υποκλίμακας καθώς και το περιεχόμενο των νεφών αυτών σε νερό και πάγο επιτρέπουν την ανάδραση των νεφών υποκλίμακας με τη ακτινοβολία.

3.2.3 Εφαρμογή του τροποποιημένου σχήματος Kain -Fritsch

Η τροποποίηση που περιεγράφηκε παραπάνω, εφαρμόζεται σε μια από τις δυο προσομοιώσεις έτσι να μελετηθεί η επίδραση των νεφών υποκλίμακας στην ακτινοβολία. Συγκεκριμένα, το “**cumulus radiation feedback**” στην παραμετροποίηση των νεφών υποκλίμακας είναι η βασική διαφορά ανάμεσα στις δυο κλιματικές προσομοιώσεις. Στην πρώτη περίπτωση, (control experiment –CTRL από εδώ και στο εξής) δεν λαμβάνεται υπόψη η ανάδραση των νεφών υποκλίμακας με την ακτινοβολία, ενώ στη δεύτερη (feedback experiment- FB από εδώ και στο εξής) ενεργοποιείται ο μηχανισμός αυτός.

Για τη μελέτη της επίδρασης των νεφών στην ακτινοβολία, εξετάστηκαν διάφοροι παράμετροι, όπως θερμοκρασία (T_{2m}), σχετική (RH) και ειδική υγρασία (q), συνολική βροχόπτωση (pr), βροχόπτωση μεγάλης κλίμακας (large scale precipitation-prls) και κατακόρυφης μεταφοράς (convective precipitation-prc), καθώς και η νεφοκάλυψη (total cloud cover -clt). Υπολογίστηκαν ακόμα η ακτινοβολία μικρού και μεγάλου μήκους κύματος για την περίοδο ενδιαφέροντος (1990-1994). Η ανάλυση περιλαμβάνει επίσης, μεταβλητές όπως διαθέσιμη

δυναμική ενέργεια για ανωμεταφορά (available potential energy-CAPE), εδαφική υγρασία (soil moisture-sm) και ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας (sensible and latent heat fluxes – SH και LH αντίστοιχα).

Τα δεδομένα αναλύονται σε εποχιακή βάση για τον χειμώνα (Δεκέμβριο, Ιανουάριο, Φεβρουάριο-DJF), άνοιξη (Μάρτιο, Απρίλιο, Μάιο-MAM), καλοκαίρι (Ιούνιο, Ιούλιο, Αύγουστο-JJA) και φθινόπωρο (Σεπτέμβριο, Οκτώβριο, Νοέμβριο-SON) και υπολογίζονται οι διαφορές ανάμεσα στις δύο προσομοιώσεις. Οι μέσες εποχιακές τιμές των δεδομένων υπολογίστηκαν από τις μηνιαίες τιμές των δεδομένων και περιλαμβάνουν όλες τις ώρες της ημέρας.

Εξαίρεση αποτελεί η μελέτη της διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας, όπου για την ανάλυση λαμβάνονται υπόψη μόνο οι ώρες ημέρας (10:00πμ ως 16:00μμ-UTC ώρες), καθώς η παράμετρος αυτή εξαρτάται σημαντικά από τη θέρμανση του ηλίου κατά τη διάρκεια της ημέρας. Επίσης η ανάλυση όλων των δεδομένων εστιάζεται μόνο σε κελιά πάνω από την ξηρά.

Οι μονάδες των μεταβλητών που μελετώνται απεικονίζονται στον Πίνακα 3.2. Οι τιμές των μεταβλητών είναι τροποποιημένες και όχι όπως προκύπτουν από το WRF output. Να σημειωθεί ότι η συνολική εδαφική υγρασία, υπολογίζεται από το άθροισμα της εδαφικής υγρασίας των 4 επιπέδων σε βάθη 10cm, 30cm, 60cm και 100cm.

Η επεξεργασία και η οπτικοποίηση των δεδομένων πραγματοποιήθηκε με τη βοήθεια της γλώσσας προγραμματισμού IDL (Interactive Data Language). Χρησιμοποιήθηκε επίσης το εργαλείο WRF NetCDF Extract and Join (wrfncxhj) για την εξαγωγή των δεδομένων του μοντέλου καθώς και το λογισμικό Climate Data Operators (CDO) για τη στατιστική ανάλυση των κλιματικών δεδομένων.

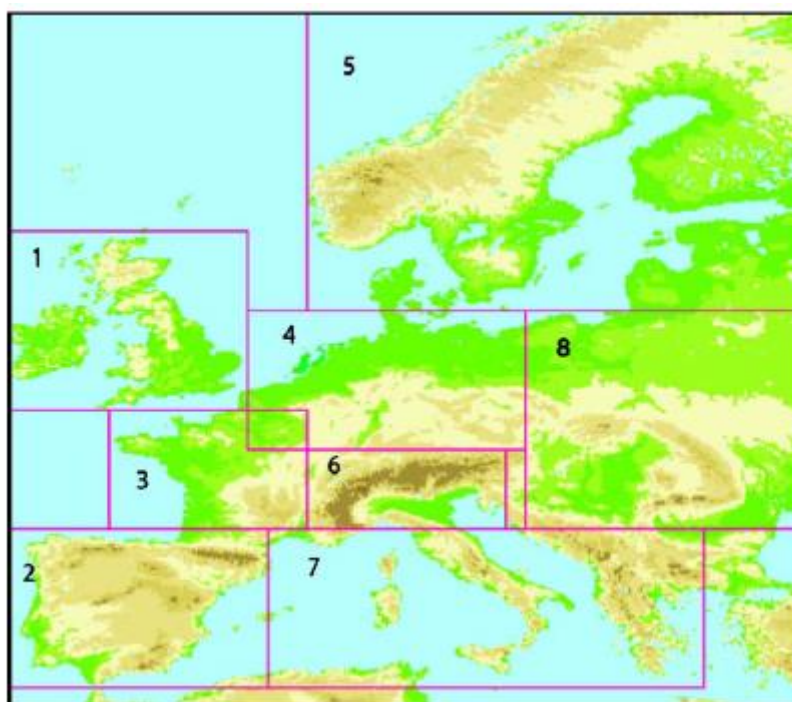
Πίνακας 3.2: Μονάδες μεταβλητών.

Variables	Units
Temperature	°C
Precipitation	mm
Radiation	W/m ²
Energy fluxes	W/m ²
Convective Available Potential Energy	J/kg
Relative humidity	%
Specific humidity	gr/kg
Soil moisture	kg/m ²

Η ανάλυση και η σύγκριση των μεταβλητών πραγματοποιήθηκε για όλη την περιοχή της Ευρώπης. Για την καλύτερη ανάλυση των δεδομένων, η περιοχή της Ευρώπης χωρίστηκε σε 8 υποπεριοχές (Christensen et al., 2007), δεδομένου ότι, στην Ευρώπη παρατηρούνται διάφοροι τύποι κλίματος λόγω της μεγάλης έκτασης που καταλαμβάνει. Οι περιοχές αυτές, παρά το γεγονός ότι δεν έχουν ίση χωρική έκταση, παρουσιάζουν ομογενή κλιματικά χαρακτηριστικά. Οι περιοχές αυτές, οι οποίες είναι γνωστές στη βιβλιογραφία, ως περιοχές Prudence είναι: Alps (AL), British Isles (BI), Eastern Europe (EA), France (FR), mid-Europe (ME), Mediterranean (MD), Iberian Peninsula (IP) και Scandinavian Peninsula (SC), όπως φαίνεται και στον Πίνακα 3.3.

Πίνακας 3.3: Γεωγραφικές συντεταγμένες υποπεριοχών.

	West	East	South	North
(BI) British Isles	-10	2	50	59
(IP) Iberian Peninsula	-10	3	36	44
(FR) France	-5	5	44	50
(ME) Mid-Europe	2	16	48	55
(SC) Scandinavia	5	30	55	70
(AL) Alps	5	15	44	48
(MD) Mediterranean	3	25	36	44
(EA) Eastern Europe	16	30	44	55



Σχήμα 3.2: Περιοχές Prudence

3.3 Σύγκριση μεταβλητών

Όπως αναφέρθηκε παραπάνω για τη μελέτη της επίδρασης των νεφών υποκλίμακας στην ακτινοβολία υπολογίζονται οι διαφορές ανάμεσα στις δύο προσομοιώσεις. Συγκεκριμένα, υπολογίζονται οι απόλυτες διαφορές αφαιρώντας από την προσομοίωση ευαισθησίας την προσομοίωση αναφοράς (FEEDBACK experiment - CONTROL experiment).

Επίσης, υπολογίζονται και οι σχετικές διαφορές ανάμεσα στις δύο προσομοιώσεις. Δηλαδή,

$$\frac{FB - CTRL}{CTRL} * 100$$

Τέλος, υπολογίζεται και ο συντελεστής συσχέτισης των διαφορών των δυο προσομοιώσεων, ο οποίος γενικά δίνει ένα μέτρο της συσχέτισης ανάμεσα σε δύο μεταβλητές και δίνεται από τη σχέση:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_{FB} - \bar{x})(y_{CTRL} - \bar{y})}{n s_{FB} s_{CTRL}}$$

Όπου x_{FB}, y_{CTRL} οι τιμές των προσομοιώσεων, $\bar{x}, \bar{y}$ οι χρονικές μέσες τιμές τους και s_{FB}, s_{CTRL} οι τυπικές αποκλίσεις των x_{FB}, y_{CTRL} .

3.4 Παρατηρήσεις

Για να διαπιστωθεί αν πράγματι η εισαγωγή της αλληλεπίδρασης των νεφών υποκλίμακας με την ακτινοβολία οδηγεί σε πιο ρεαλιστικές και συνεπώς αξιόπιστες προσομοιώσεις, πραγματοποιήθηκε αξιολόγηση τριών μετεωρολογικών παραμέτρων: θερμοκρασίας, βροχόπτωσης και ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος που φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους.

Για την αξιολόγηση λοιπόν των κλιματικών προσομοιώσεων, χρησιμοποιήθηκαν εποχιακά δεδομένα θερμοκρασίας και

βροχόπτωσης από τη βάση δεδομένων E-OBS, έκδοση 11¹. Τα δεδομένα καλύπτουν την περιοχή 25-75°N και 40°W-75°E, ενώ η χωρική διακριτοποίηση είναι 0.44° (Haylock et al., 2008). Τα E-OBS δεδομένα προέρχονται από τη βάση δεδομένων European Climate Assessment and Dataset (ECA&D) που παρέχει ημερήσιες παρατηρήσεις από διάφορους μετεωρολογικούς σταθμούς στην Ευρώπη.

Για την αξιολόγηση της ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος που φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους, χρησιμοποιήθηκαν δορυφορικά δεδομένα που προέρχονται από τη βάση δεδομένων CMSAF – SARAH (Satellite Application Facility on Climate Monitoring – Surface Solar Radiation Data Set). Τα δορυφορικά δεδομένα είναι διαθέσιμα για την περίοδο 1983-2013 με χωρική ανάλυση 0.05° × 0.05° (Mueller et al., 2015) και καλύπτουν την περιοχή ±65° γεωγραφικό μήκος και ±65° αντίστοιχα γεωγραφικό πλάτος. Η χρονική ανάλυση (temporal resolution) είναι μηνιαία. Για να πραγματοποιηθεί η σύγκριση της ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος με τις κλιματικές προσομοιώσεις, έγινε παρεμβολή των δορυφορικών δεδομένων (εποχιακές μέσες τιμές) στο πλέγμα των E-OBS (0.44° rotated pole grid).

Η στατιστική παράμετρος που χρησιμοποιήθηκε για την αξιολόγηση των κλιματικών προσομοιώσεων είναι το μέσο bias (mean bias), η οποία υπολογίζεται από τη διαφορά των δεδομένων του μοντέλου και των παρατηρήσεων και δίνει πληροφορίες σχετικά με το αν το μοντέλο υποεκτιμά, υπερεκτιμά ή είναι σε συμφωνία με τις παρατηρήσεις. Συγκεκριμένα, η στατιστική αυτή παράμετρος δίνεται από τη σχέση:

$$MB = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (M_i - O_i) = \bar{M} - \bar{O}$$

¹<http://eca.knmi.nl/download/ensembles/downloadversion11.0.php>

όπου M_i και O_i είναι η μέση τιμή της παραμέτρου με βάση το μοντέλο και με βάση τις παρατηρήσεις αντίστοιχα.

4 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

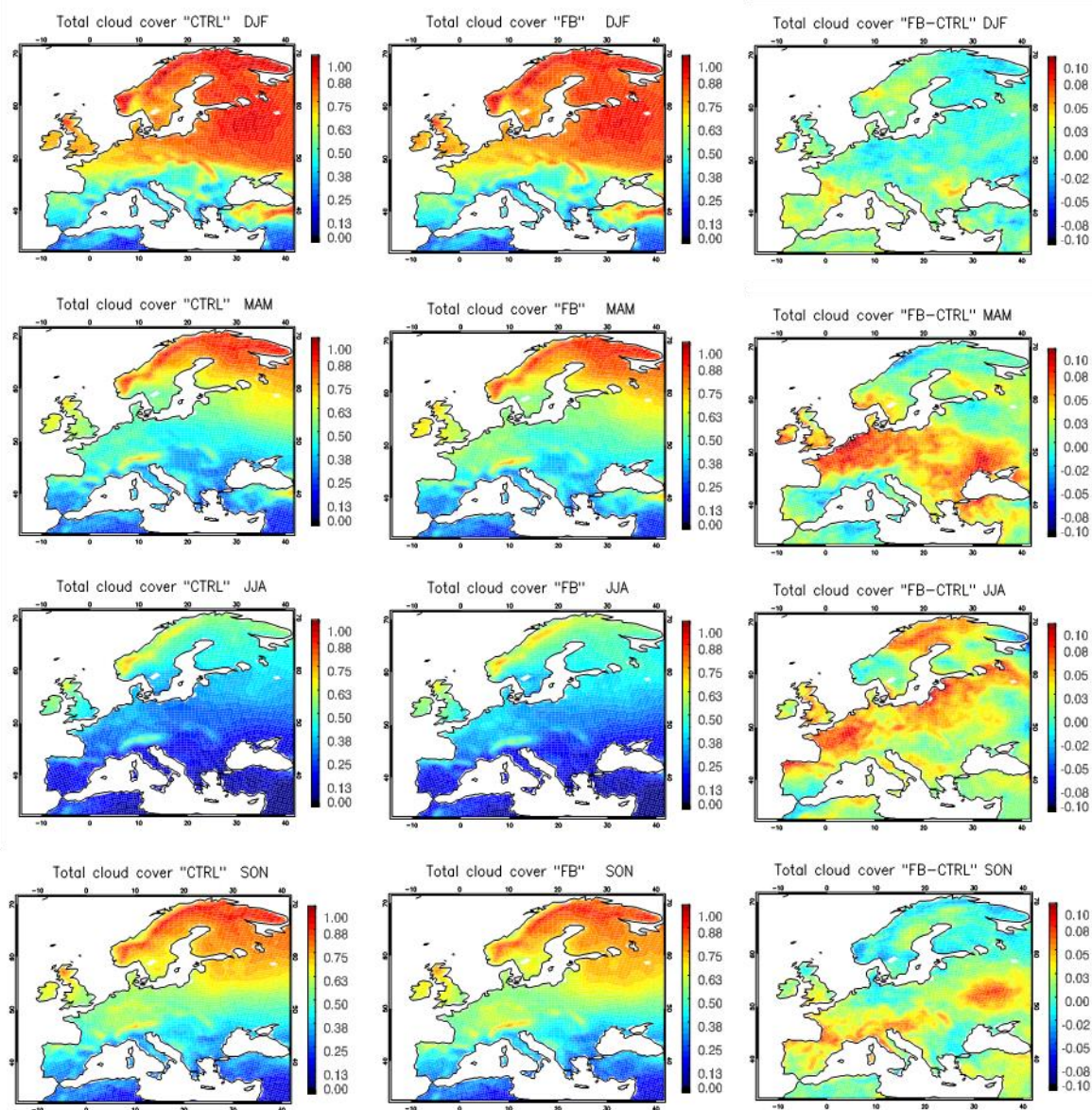
Στο κεφάλαιο αυτό αναλύεται η κλιματολογία της περιοχής της Ευρώπης για το διάστημα 1990-1994 και μελετάται η αλλαγή της συμπεριφοράς διαφόρων μεταβλητών όταν λαμβάνεται υπόψη η ανάδραση μεταξύ των νεφών κλίμακας μικρότερης από την πλεγματική ανάλυση του μοντέλου (subgrid scale clouds) και της ακτινοβολίας. Η συζήτηση γίνεται ανά υπο-περιοχή και ανά εποχή.

4.1 Νεφοκάλυψη

Όπως αναφέρθηκε και στο κεφάλαιο 2, η νεφοκάλυψη αποτελεί μια από τις σημαντικότερες παραμέτρους που ρυθμίζουν το ενεργειακό ισοζύγιο του εδάφους, καθώς επηρεάζουν τον τρόπο με τον οποίο διαδίδεται η ακτινοβολία μικρού και μεγάλου μήκους κύματος. Η παράμετρος αυτή, είναι από τις παραμέτρους που θα επηρεαστούν από την αλληλεπίδραση των νεφών υποκλίμακας με την ακτινοβολία, καθώς στην προσομοίωση αναφοράς, το συνολικό ποσοστό νεφοκάλυψης προέρχεται μόνο από τα νέφη μεγάλης κλίμακας, ενώ στην προσομοίωση ευαισθησίας, λαμβάνονται υπόψη και οι δυο κατηγορίες νεφών (large scale and convective clouds). Στην προσομοίωση αναφοράς (CTRL, Σχήμα 4.1) το μέγιστο ποσοστό νεφοκάλυψης εντοπίζεται στο μεγαλύτερο μέρος της κεντρικής και βόρειας Ευρώπης (0.8-1) και μειώνεται σταδιακά προς τον νότο (τιμές κάτω από 0.5). Το καλοκαίρι, το ποσοστό της νεφοκάλυψης μειώνεται αισθητά σε όλη την ήπειρο, ενώ κατά τις μεταβατικές εποχές το ελάχιστο της νεφοκάλυψης, εντοπίζεται στο νότιο τμήμα της ηπείρου (0.1-0.3).

Η αλληλεπίδραση των νεφών υποκλίμακας με την ακτινοβολία επηρεάζει και το ποσοστό της συνολικής νεφοκάλυψης στην περιοχή της Ευρώπης. Είναι χαρακτηριστική η αύξηση του ποσοστού νεφοκάλυψης στις διάφορες υποπεριοχές της Ευρώπης (Σχήμα 4.2) ιδιαίτερα την περίοδο της άνοιξης και του καλοκαιριού. Τον χειμώνα εντοπίζονται οι μικρότερες διαφορές ανάμεσα στις δύο προσομοιώσεις οι οποίες μάλιστα δεν ξεπερνούν το 2% (Σχήμα 4.2). Αντίθετη είναι η

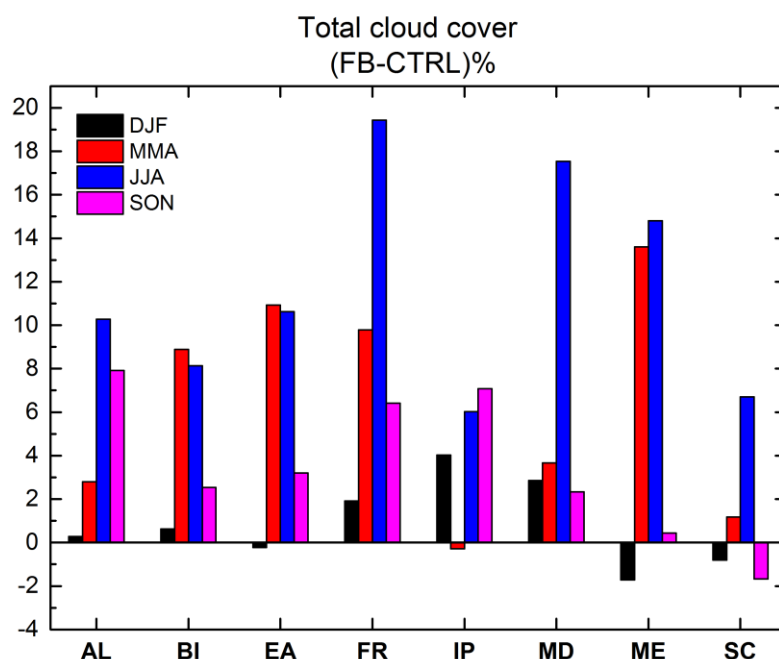
κατάσταση κατά την περίοδο του καλοκαιριού, όπου η νεφοκάλυψη φαίνεται να αυξάνεται στην προσομοίωση ευαισθησίας πάνω από 10% σε ορισμένες υποπεριοχές. Συγκεκριμένα, το καλοκαίρι η αύξηση είναι εμφανής στο βόρειο και κεντρικό τμήμα της ηπείρου, ενώ την άνοιξη στην κεντρική κυρίως Ευρώπη. Το μεγαλύτερο ποσοστό αύξησης εντοπίζεται στην περιοχή της Γαλλίας (19.4%) και της Μεσογείου (17.5%) το καλοκαίρι. Ενδιαφέρον αποτελεί το γεγονός ότι ενώ οι απόλυτες διαφορές ανάμεσα στις δύο προσομοιώσεις δεν ξεπερνούν την τιμή 0.06 (Πίνακας 4.1), οι σχετικές διαφορές είναι μεγάλες. Το γεγονός ότι το συνολικό ποσοστό νεφοκάλυψης αυξάνεται κατά κύριο λόγο το καλοκαίρι και την άνοιξη όταν επιτρέπεται η ανάδραση, πιθανότατα να οφείλεται στην πιο συχνή εμφάνιση των νεφών υποκλίμακας και ιδιαίτερα αυτών που σχηματίζονται από βαθιές κατακόρυφες κινήσεις, την άνοιξη και το καλοκαίρι. Οι Herwehe et al. (2014) σε παρόμοια έρευνα για την περιοχή της Αμερικής διαπίστωσαν την αύξηση της νεφοκάλυψης στα μεσαία νέφη (700-500hPa).



Σχήμα 4.1: Συνολική νεφοκάλυψη (total cloud cover) για την περιοχή της Ευρώπης για την προσομοίωση αναφοράς (CTRL) (αριστερά), την προσομοίωση με ανάδραση (FB) (μέση) και τις διαφορές τους (δεξιά) για τις τέσσερις εποχές (χειμώνας, άνοιξη, καλοκαίρι, φθινόπωρο).

Πίνακας 4.1: Απόλυτες διαφορές (FB-CTRL) της συνολικής νεφοκάλυψης με διεύθυνση προς τα πάνω για όλες τις εποχές και υποπεριοχές.

	DJF	MMA	JJA	SON
AL	0.00	0.01	0.03	0.03
BI	0.00	0.05	0.03	0.01
EA	0.00	0.04	0.02	0.02
FR	0.01	0.04	0.05	0.03
IP	0.02	0.00	0.01	0.03
MD	0.01	0.01	0.02	0.01
ME	-0.01	0.06	0.04	0.00
SC	-0.01	0.01	0.03	-0.01



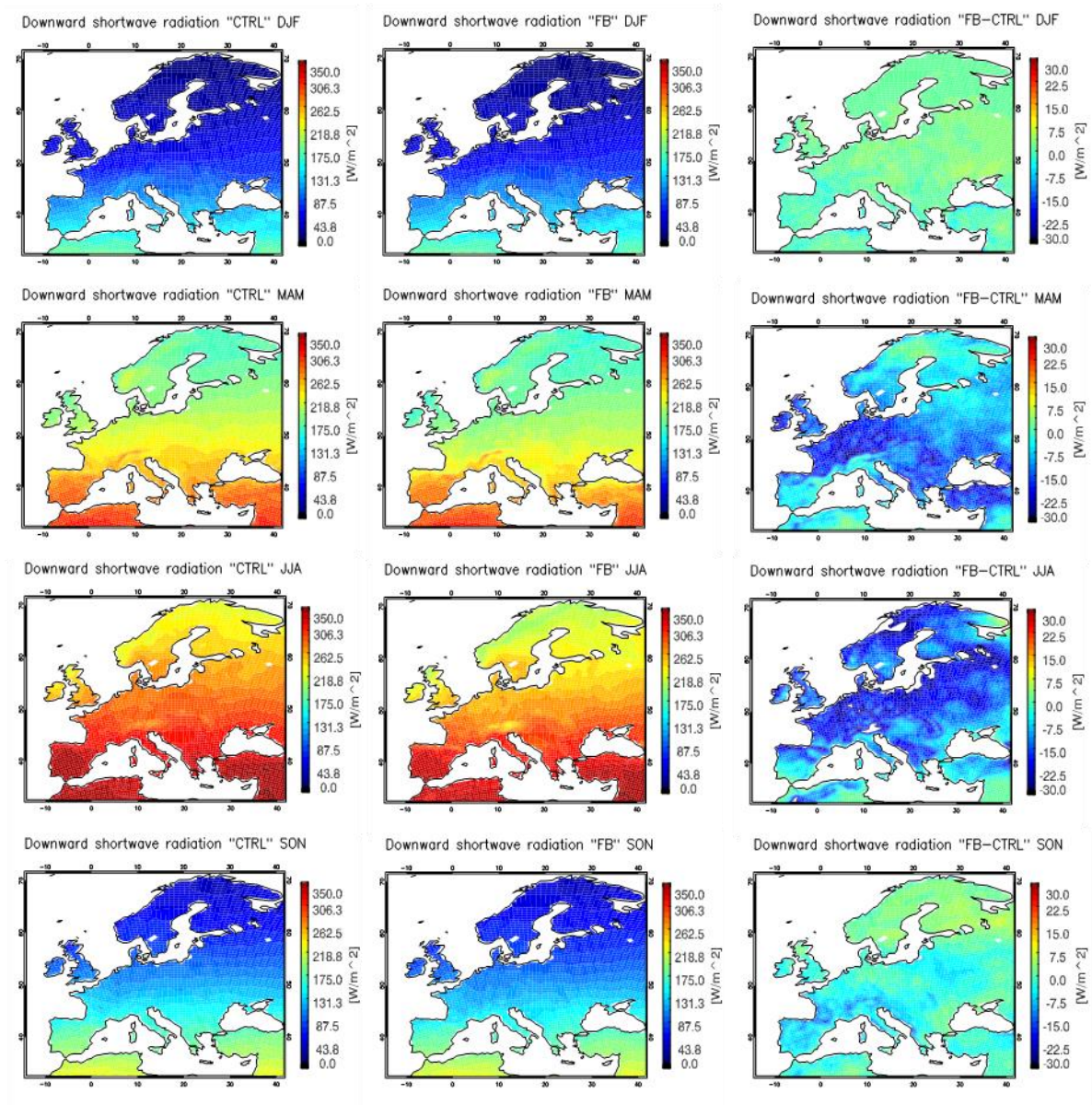
Σχήμα 4.2: Σχετικές διαφορές (FB-CTRL) της συνολικής νεφοκάλυψης για όλες τις εποχές και υποπεριοχές .

4.2 Ηλιακή ακτινοβολία στο έδαφος με κατεύθυνση προς τα κάτω

Η ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος στην επιφάνεια του εδάφους με κατεύθυνση προς τα κάτω (shortwave downward radiation at the surface), είναι η συνιστώσα της ακτινοβολίας η οποία προέρχεται από το ήλιο και φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους. Κατά τη διάδοσή της

στην ατμόσφαιρα, εξασθενεί λόγω ανάκλασης και απορρόφησης, από τα συστατικά της ατμόσφαιρας και από τη νέφωση. Στην προσομοίωση αναφοράς (control experiment), η παραμετροποίηση του μοντέλου είναι τέτοια ώστε να επιτρέπει τη διάδοση της ακτινοβολίας χωρίς να επηρεάζεται από τη νέφωση υποκλίμακας (subgrid scale convective clouds). Στο Σχήμα 4.3 (αριστερά) φαίνεται η μέση ηλιακή ακτινοβολία στο έδαφος με διεύθυνση προς τα κάτω για την περιοχή της Ευρώπης, για την προσομοίωση αναφοράς (CTRL) για τις τέσσερις εποχές (στήλες). Οι τιμές κυμαίνονται το χειμώνα από σχεδόν μηδενικές πάνω από τη Βόρεια Ευρώπη και αυξάνονται σταδιακά προς το νότο μέχρι τα 150 W/m^2 . Το καλοκαίρι οι τιμές φτάνουν μέχρι και τα 350 W/m^2 με το ίδιο χωρικό πρότυπο.

Στην προσομοίωση ευαισθησίας (FB) έχει συμπεριληφθεί η ανάδραση της ακτινοβολίας με τα νέφη υποκλίμακας (subgrid scale cumulus clouds). Με βάση το Σχήμα 4.3 (δεξιά), φαίνεται ότι η ακτινοβολία δεν επηρεάζεται σχεδόν καθόλου το χειμώνα, ενώ οι διαφορές είναι κυρίως αρνητικές (**FB-CTRL**) για τις μεταβατικές εποχές (άνοιξη/φθινόπωρο) κυρίως το καλοκαίρι. Συγκεκριμένα, την άνοιξη η μείωση είναι της τάξης των $15\text{-}20 \text{ W/m}^2$ πάνω από την περιοχή της κεντρικής Ευρώπης και των Βαλκανίων και χαμηλότερη το φθινόπωρο ($5\text{-}10 \text{ W/m}^2$) πάνω από τη νοτιο-δυτική Ευρώπη. Το καλοκαίρι η μείωση της ηλιακής ακτινοβολίας στο έδαφος είναι μεγαλύτερη (πάνω από 25 W/m^2) σχεδόν πάνω από ολόκληρη την Ευρώπη.



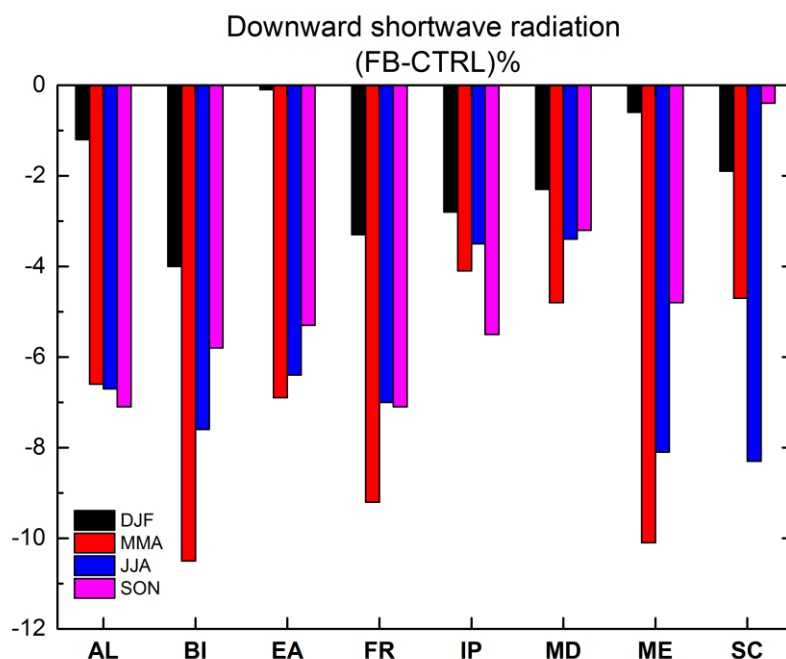
Σχήμα 4.3: Μέση (1990-1994) ηλιακή ακτινοβολία στο έδαφος με διεύθυνση προς τα κάτω για την περιοχή της Ευρώπης για την προσομοίωση αναφοράς (CTRL) (αριστερά), την προσομοίωση με ανάδραση (FB) (μέση) και τις διαφορές τους (δεξιά) για τις τέσσερις εποχές (χειμώνας, άνοιξη, καλοκαίρι, φθινόπωρο).

Στον Πίνακα 4.2 παρουσιάζονται οι απόλυτες διαφορές ανάμεσα στις δυο προσομοιώσεις ενώ στο Σχήμα 4.4 οι σχετικές διαφορές (διαφορές %). Η μείωση της ακτινοβολίας που φτάνει στο έδαφος είναι χαρακτηριστική για όλες τις υποπεριοχές της Ευρώπης όταν ενεργοποιείται ο μηχανισμός ανάδρασης των νεφών με την ακτινοβολία και κυμαίνεται από 0.1 (0.1%) ως και 22.2 W/m^2 (10.5%) ανάλογα την υποπεριοχή και την εποχή. Η επίδραση των νεφών στην ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος είναι χαρακτηριστική την περίοδο της άνοιξης

και του καλοκαιριού (Πίνακας 4.2, Σχήμα 4.4), μείωση που συνδέεται με την αύξηση της νεφοκάλυψης την αντίστοιχη περίοδο.

Πίνακας 4.2: Απόλυτες διαφορές (FB-CTRL) της μέσης ηλιακής ακτινοβολίας στο έδαφος για όλες τις εποχές και υποπεριοχές (W/m^2).

	DJF	MMA	JJA	SON
AL	-1.0	-15.1	-19.1	-8.9
BI	-1.5	-19.8	-18.8	-5.1
EA	-0.1	-15.2	-17.9	-5.5
FR	-2.4	-20.5	-20.3	-8.7
IP	-3.0	-10.5	-11.2	-8.6
MD	-2.7	-12.3	-10.6	-5.1
ME	-0.3	-21.1	-22.2	-4.8
SC	-0.3	-8.2	-19.7	-0.6



Σχήμα 4.4: Σχετικές διαφορές (FB-CTRL) της μέσης ηλιακής ακτινοβολίας στο έδαφος για όλες τις εποχές και υποπεριοχές.

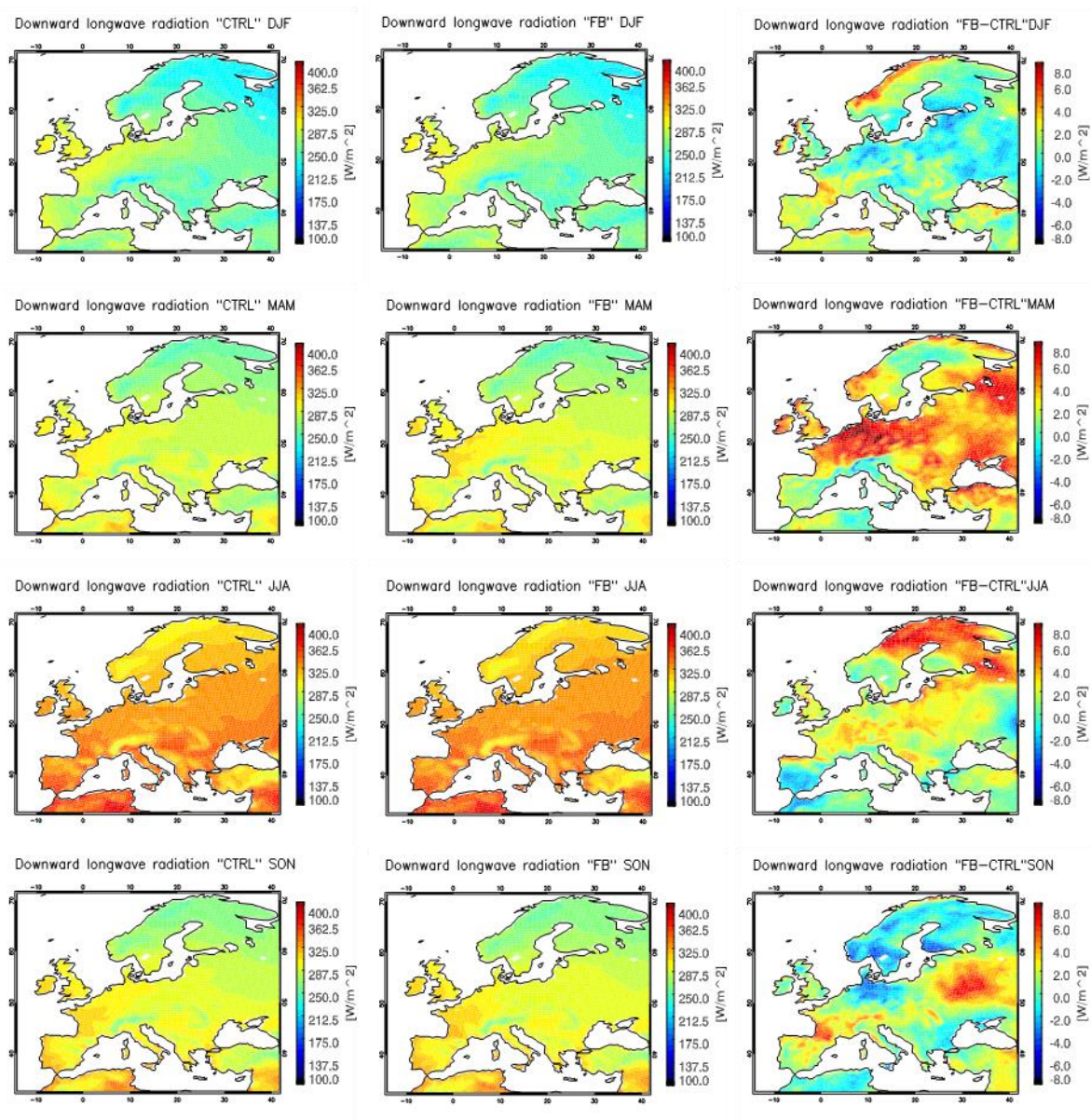
4.3 Ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος στο έδαφος με κατεύθυνση προς τα κάτω

Η ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος στην επιφάνεια του εδάφους (downward longwave radiation), είναι η συνιστώσα της

ακτινοβολίας, η οποία εκπέμπεται από την ατμόσφαιρα στην επιφάνεια του εδάφους. Η συνιστώσα αυτή αποτελεί μια από τις σημαντικότερες παραμέτρους που καθορίζουν την ανταλλαγή της ενέργειας μεταξύ της επιφάνειας του εδάφους και της ατμόσφαιρας. Το ποσό της ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους εξαρτάται από την παρουσία νεφών, υδρατμών καθώς και διαφόρων ατμοσφαιρικών αιωρημάτων (π.χ διοξείδιο του άνθρακα, όζον). Στην προσομοίωση αναφοράς, οι τιμές της γήινης ακτινοβολίας φτάνουν μέχρι τα 400 W/m^2 την περίοδο του καλοκαιριού κυρίως στη νότια Ευρώπη, ενώ μειώνονται σημαντικά την περίοδο του χειμώνα (μέγιστες τιμές $250\text{-}280 \text{ W/m}^2$) και λιγότερο κατά τις μεταβατικές εποχές.

Σύμφωνα με το Σχήμα 4.5 οι αλλαγές στη γήινη ακτινοβολία είναι μικρότερες μεταξύ των δύο προσομοιώσεων σε σύγκριση με τις αλλαγές στην ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους ($\sim 8 \text{ W/m}^2$). Συγκεκριμένα, οι τιμές των διαφορών είναι κυρίως θετικές την άνοιξη και το καλοκαίρι. Η γήινη ακτινοβολία αυξάνεται στην προσομοίωση ευαισθησίας πάνω από την κεντρική και ανατολική Ευρώπη την περίοδο της άνοιξης, ενώ το καλοκαίρι πάνω από τη Σκανδιναβική χερσόνησο (2.9 W/m^2). Ενδιαφέρον παρουσιάζει η περιοχή της ανατολικής Ευρώπης, των Άλπεων, της Ιβηρικής χερσονήσου και της Γαλλίας την περίοδο του φθινοπώρου, όπου η γήινη ακτινοβολία αυξάνεται (1.3 W/m^2 , 1.8 W/m^2 , 1.9 W/m^2 και 2.4 W/m^2 αντίστοιχα) σε σχέση με το υπόλοιπο τμήμα της Ευρώπης όταν ενεργοποιείται ο μηχανισμός της ανάδρασης. Σε αντίθεση, η επίδραση των νεφών υποκλίμακας στην ακτινοβολία είναι ασήμαντη την περίοδο του χειμώνα για τις διάφορες υποπεριοχές της Ευρώπης (από -0.8 ως 1.7 W/m^2). Στο Σχήμα 4.6 φαίνεται ξεκάθαρα ότι η ακτινοβολία αυξάνεται στις διάφορες υποπεριοχές της Ευρώπης όταν το WRF επιτρέπει την ανάδραση των νεφών με την ακτινοβολία. Η αύξηση είναι και πάλι χαρακτηριστική την περίοδο της άνοιξης και του καλοκαιριού. Στην περιοχή της

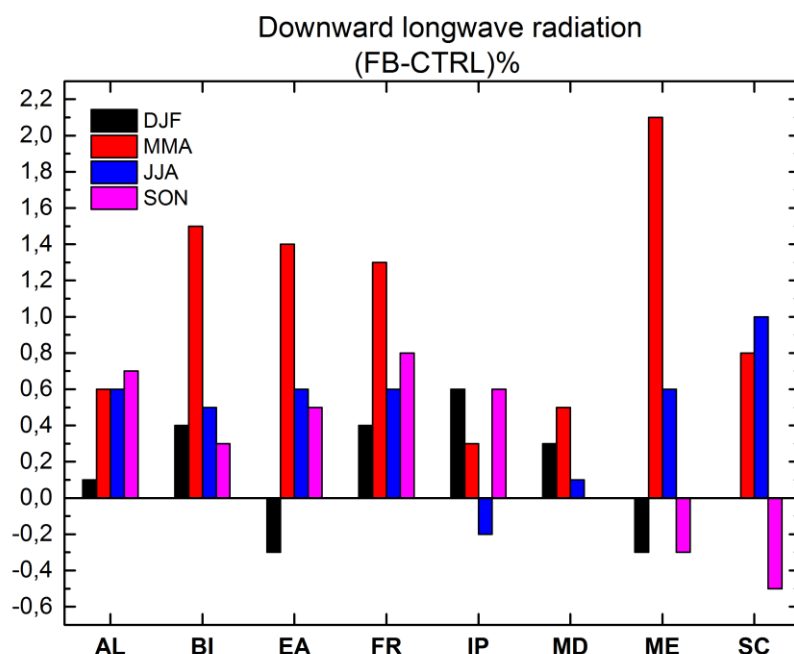
κεντρικής Ευρώπης (ΜΕ), η αύξηση μάλιστα στην ακτινοβολία ξεπερνάει το 2% την άνοιξη ενώ οι περιοχές που βρίσκονται στο νότιο τμήμα της ηπείρου (ΜΔ,ΙΡ) επηρεάζονται λιγότερο κατά την διάρκεια όλων των εποχών (κατά μέσο όρο αύξηση 0.2% και 0.3% αντίστοιχα). Η αύξηση του συνολικού ποσοστού νεφοκάλυψης την άνοιξη και το καλοκαίρι δικαιολογεί την αύξηση αυτής της συνιστώσας της ακτινοβολίας.



Σχήμα 4.5: Μέση (1990-1994) γήινη ακτινοβολία στο έδαφος με διεύθυνση προς τα κάτω για την περιοχή της Ευρώπης για την προσομοίωση αναφοράς (CTRL) (αριστερά), την προσομοίωση με ανάδραση (FB) (μέση) και τις διαφορές τους (δεξιά) για τις τέσσερις εποχές (χειμώνας, άνοιξη, καλοκαίρι, φθινόπωρο).

Πίνακας 4.3: Απόλυτες διαφορές (FB-CTRL) της μέσης ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος στο έδαφος για όλες τις εποχές και υποπεριοχές (W/m^2).

	DJF	MMA	JJA	SON
AL	0.3	1.7	1.7	1.8
BI	1.1	4.4	1.5	0.8
EA	-0.6	3.8	1.8	1.3
FR	1.2	3.8	2.0	2.4
IP	1.7	1.0	-0.6	1.9
MD	0.9	1.3	0.4	-0.1
ME	-0.8	6.0	2.0	-1.0
SC	0.0	2.1	2.9	-1.2



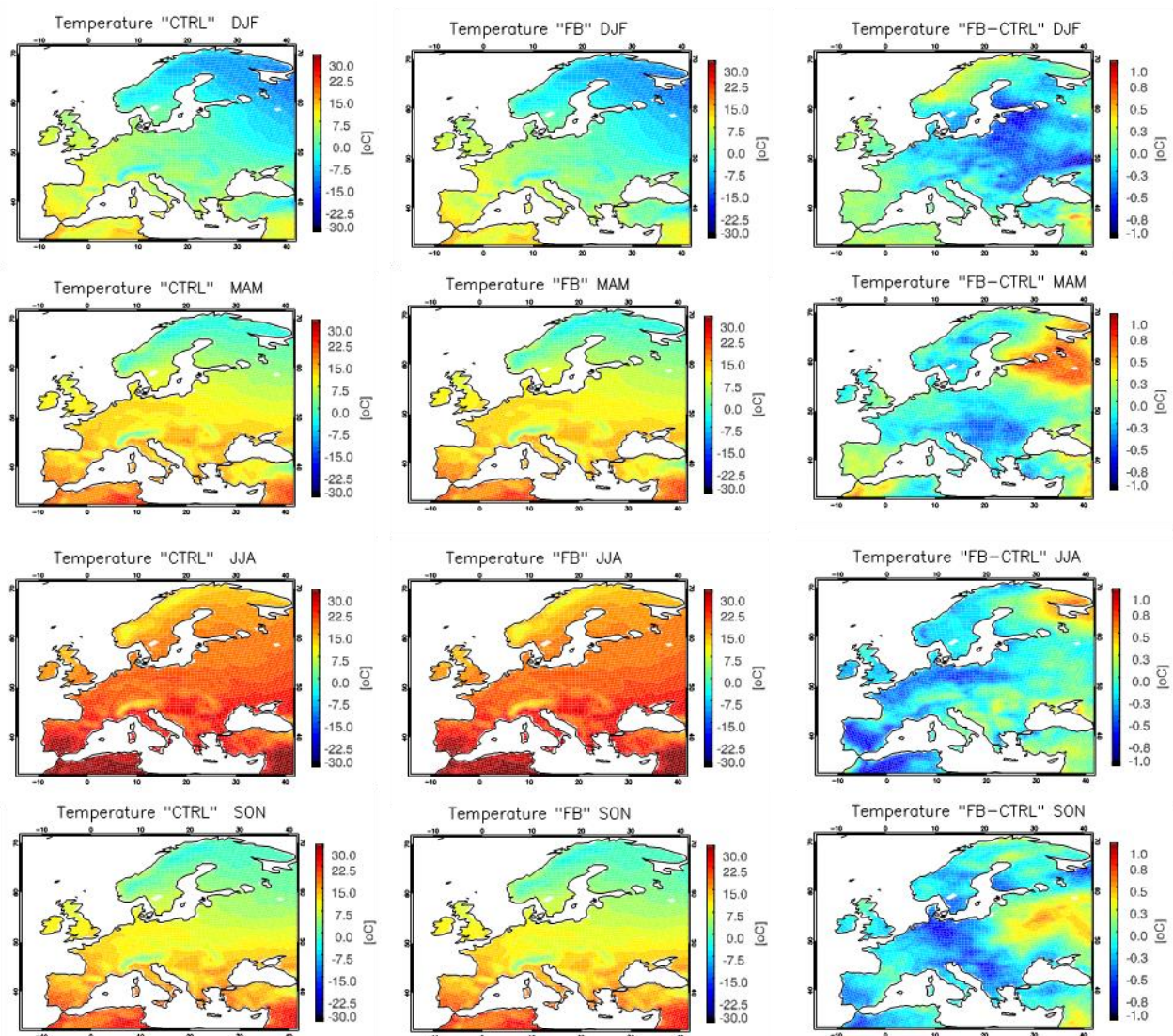
Σχήμα 4.6: Σχετικές διαφορές (FB-CTRL) της μέσης ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος στο έδαφος για όλες τις εποχές και υποπεριοχές.

4.4 Θερμοκρασία

Η επίδραση των νεφών υποκλίμακας στη θερμοκρασία (2m) λόγω της αλληλεπίδρασης τους με την ακτινοβολία παρουσιάζεται στο Σχήμα 4.7. Στην προσομοίωση αναφοράς, την περίοδο του καλοκαιριού σημειώνονται υψηλές μέσες θερμοκρασίες σε όλη την περιοχή της

Ευρώπης (πάνω από 15 °C), ενώ το χειμώνα η μέση θερμοκρασία πέφτει κάτω από τους -10°C σε ορισμένες περιοχές όπως ακριβώς αναμενόταν. Γενικά, το χωρικό πρότυπο της θερμοκρασίας είναι υψηλές τιμές στο νότιο τμήμα της ηπείρου, οι οποίες μειώνονται σταδιακά με την αύξηση του γεωγραφικού πλάτους. Χαρακτηριστικές είναι οι χαμηλές τιμές, τόσο στην περιοχή της Σκανδιναβικής χερσονήσου όσο και των Άλπεων λόγω της ορογραφίας των περιοχών αυτών.

Στην προσομοίωση ευαισθησίας, η θερμοκρασία δεν παρουσιάζει μεγάλες μεταβολές όταν ενεργοποιείται ο μηχανισμός ανάδρασης. Πιο αναλυτικά, οι διαφορές στη θερμοκρασία κυμαίνονται από -1°C ως 1°C και είναι είτε θετικές είτε αρνητικές, ανάλογα με την εποχή και την υποπεριοχή της Ευρώπης. Η θερμοκρασία αυξάνεται στην προσομοίωση ευαισθησίας στην περιοχή της βορειοανατολικής Ευρώπης (0,6-1°C) την περίοδο της άνοιξης. Επίσης, στην περιοχή της ανατολικής Ευρώπης παρατηρείται τόσο αύξηση της θερμοκρασίας σε ένα μικρό κομμάτι της περιοχής αλλά και μείωση την περίοδο του φθινοπώρου. Παρόλα αυτά, η κατά μέσο όρο μεταβολή της θερμοκρασίας στην ευρύτερη περιοχή της ανατολικής Ευρώπης είναι αρνητική (Σχήμα 4.8).

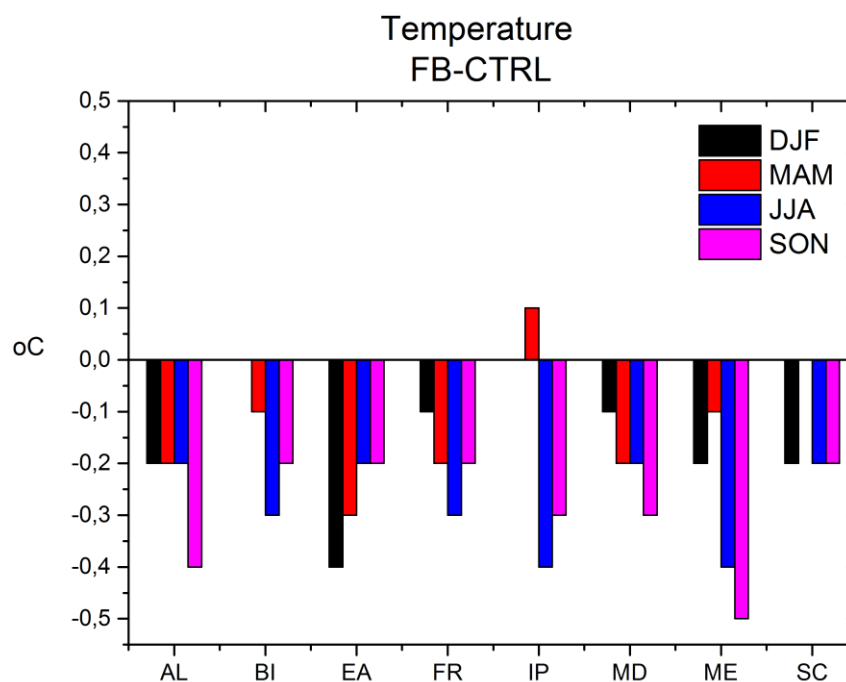


Σχήμα 4.7: Θερμοκρασία στα 2m στην περιοχή της Ευρώπης για την προσομοίωση αναφοράς (CTRL) (αριστερά), την προσομοίωση με ανάδραση (FB) (μέση) και τις διαφορές τους (δεξιά) για τις τέσσερις εποχές (χειμώνας, άνοιξη, καλοκαίρι, φθινόπωρο).

Σύμφωνα με το Σχήμα 4.8, η θερμοκρασία φαίνεται να μειώνεται από 0.1 ως και 0.5 °C στην προσομοίωση ευαισθησίας για όλες τις υποπεριοχές της Ευρώπης και για όλες τις εποχές.

Παρατηρείται λοιπόν, κατά κύριο λόγο ψύξη της επιφάνειας του εδάφους, η οποία συνδέεται με τον τρόπο αλληλεπίδρασης των νεφών με τις συνιστώσες της ακτινοβολίας. Συγκεκριμένα, η αλλαγή στο συνολικό ποσοστό νεφοκάλυψης και οι αλλαγές που προκαλεί στις

συνιστώσες της ακτινοβολίας θα επηρεάσει και τη συμπεριφορά της θερμοκρασίας. Πιο αναλυτικά, η ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους μειώνεται (από 10 ως και 20 W/m^2) και ιδιαίτερα στο βόρειο τμήμα της ηπείρου όπου και η νεφοκάλυψη έχει αυξηθεί. Η θερμοκρασία ελέγχεται κατά κύριο λόγο από την ακτινοβολία που φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους. Η μείωση λοιπόν της ακτινοβολίας έχει ως αποτέλεσμα και τη μείωση της θερμοκρασίας. Ωστόσο, η θερμοκρασία είναι μια μεταβλητή σύνθετη καθώς επηρεάζεται και από άλλες παραμέτρους και συμμετέχει σε ένα πλήθος μη γραμμικών αναδράσεων που πραγματοποιούνται στο κλιματικό σύστημα.



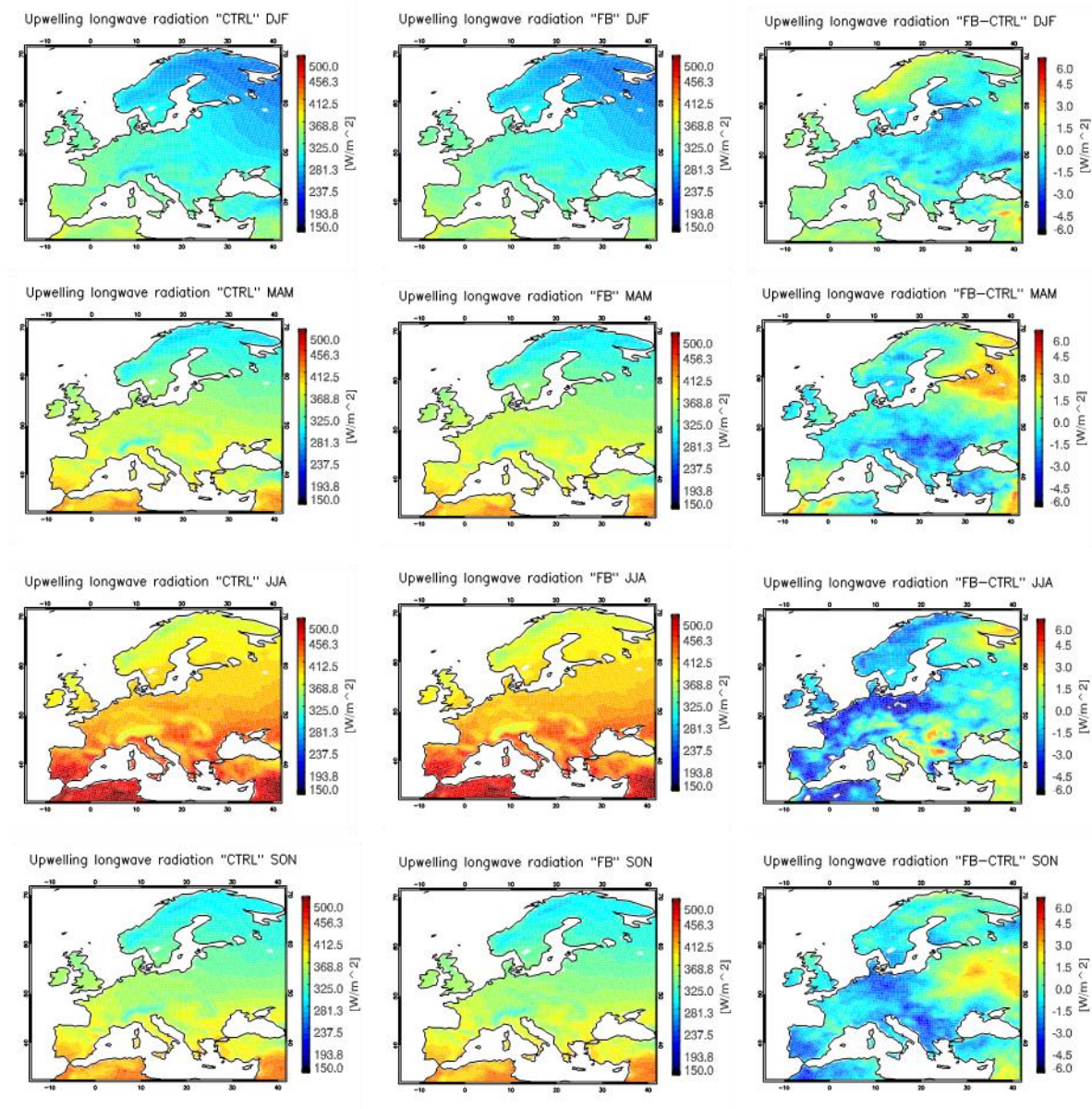
Σχήμα 4.8: Απόλυτες διαφορές (FB-CTRL) της θερμοκρασίας στα 2m για όλες τις εποχές και υποπεριοχές (°C).

4.5 Γήινη ακτινοβολία στην ατμόσφαιρα με κατεύθυνση προς τα πάνω

Στην προσομοίωση αναφοράς (Σχήμα 4.9 αριστερά), οι τιμές της ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος που διαφεύγει από την επιφάνεια του εδάφους, κυμαίνονται από 250 W/m^2 περίπου ως και 500 W/m^2 ανάλογα την εποχή. Πιο αναλυτικά, το χειμώνα το μέγιστο

της ακτινοβολίας φτάνει στα $350\text{--}400\text{ W/m}^2$ και παρατηρείται στη νότια Ευρώπη. Το καλοκαίρι, το μέγιστο φτάνει τα 500 W/m^2 σε περιοχές του νότου, όπως η Ιβηρική χερσόνησος και η Μεσόγειος.

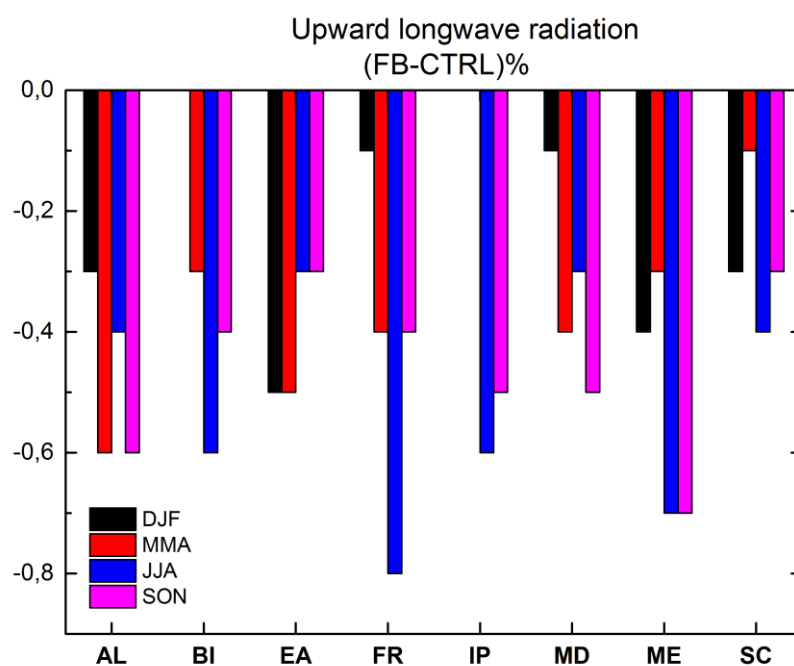
Η γήινη ακτινοβολία που εκπέμπεται από την επιφάνεια του εδάφους (upwelling longwave radiation) είναι συνάρτηση τόσο της θερμοκρασίας όσο και της ικανότητας εκπομπής του εδάφους. Η παράμετρος της θερμοκρασίας, όπως αποδείχθηκε παραπάνω, μειώθηκε στο μεγαλύτερο μέρος της Ευρώπης όταν ενεργοποιήθηκε ο μηχανισμός ανάδρασης. Άμεση συνέπεια είναι και η μείωση του ποσού της ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος που διαφεύγει από την επιφάνεια του εδάφους. Η ακτινοβολία που εκπέμπεται από την επιφάνεια του εδάφους μειώνεται στην προσομοίωση ευαισθησίας (FB) και ιδιαίτερα την περίοδο του καλοκαιριού (0.1 ως 0.8 %, Σχήμα 4.10). Πιο αναλυτικά, με βάση το Σχήμα 4.9 οι διαφορές των δύο προσομοιώσεων είναι κυρίως αρνητικές στο μεγαλύτερο μέρος της Ευρώπης, όπως και στην περίπτωση της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους (κεφάλαιο 4.2). Τον χειμώνα οι διαφορές δεν ξεπερνούν τα 1.6 W/m^2 ενώ το καλοκαίρι φτάνουν μέχρι τα 3 W/m^2 περίπου, σύμφωνα με τον Πίνακα 4.4 (Ιβηρική χερσόνησος, Κεντρική Ευρώπη, Γαλλία). Στην προσομοίωση ευαισθησίας, η ακτινοβολία αυξάνεται στο βορειοανατολικό τμήμα της ηπείρου την άνοιξη ($4\text{--}5\text{ W/m}^2$) και στην ανατολική Ευρώπη το φθινόπωρο. Σύμφωνα βέβαια με τον Πίνακα 4.4 η κατά μέσο όρο μεταβολή της ποσότητας αυτής στην ανατολική Ευρώπη είναι αρνητική (όπως ακριβώς και στην περίπτωση της θερμοκρασίας).



Σχήμα 4.9: Μέση (1990-1994) γήινη ακτινοβολία με διεύθυνση προς τα πάνω για την περιοχή της Ευρώπης για την προσομοίωση αναφοράς (CTRL) (αριστερά), την προσομοίωση με ανάδραση (FB) (μέση) και τις διαφορές τους (δεξιά) για τις τέσσερις εποχές (χειμώνας, άνοιξη, καλοκαίρι, φθινόπωρο).

Πίνακας 4.4: Απόλυτες διαφορές (FB-CTRL) της μέσης ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος με διεύθυνση προς τα πάνω για όλες τις εποχές και υποπεριοχές (W/m^2).

	DJF	MMA	JJA	SON
AL	-0.8	-1.9	-1.5	-1.9
BI	0.0	-1.1	-2.4	-1.3
EA	-1.6	-1.9	-1.4	-1.0
FR	-0.3	-1.4	-3.2	-1.4
IP	0.2	0.2	-2.9	-1.9
MD	-0.3	-1.6	-1.5	-2.0
ME	-1.2	-1.2	-2.9	-2.5
SC	-0.8	-0.3	-1.5	-0.9



Σχήμα 4.10: Σχετικές διαφορές (FB-CTRL) της μέσης γήινης ακτινοβολίας με διεύθυνση προς τα πάνω για όλες τις εποχές και υποπεριοχές.

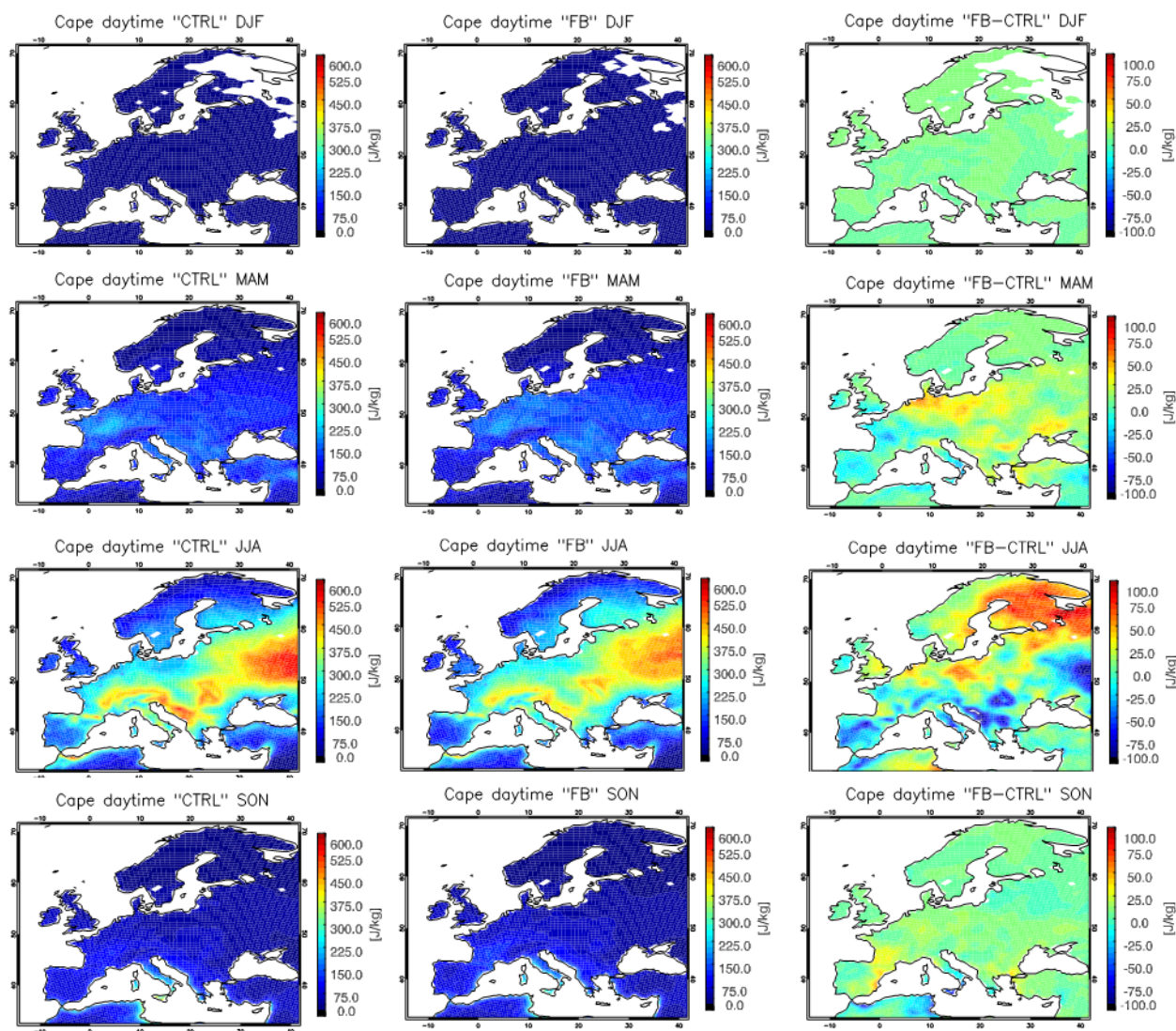
4.6 Διαθέσιμη δυναμική ενέργεια για ανωμεταφορά

Σύμφωνα με τους Alapaty et.al (2012), όταν το WRF δεν λαμβάνει υπόψη την ανάδραση των νεφών με την ακτινοβολία, η ακτινοβολία

περνάει μέσα από την ατμόσφαιρα ανεπηρέαστη καταλήγοντας σε προσομοιώσεις με υπερβολική διαθέσιμη δυναμική ενέργεια (convective available potential energy-cape) και βροχόπτωση κατακόρυφης μεταφοράς. Αξίζει να σημειωθεί ότι οι υψηλές τιμές της διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας δεν σημαίνουν απαραίτητα μεγάλα ποσά βροχόπτωσης κατακόρυφης μεταφοράς. Για να συμβεί αυτό θα πρέπει το σχήμα παραμετροποίησης των ανοδικών κινήσεων να ενεργοποιηθεί αρχικά και ανάλογα με το αν ικανοποιούνται κάποιες συνθήκες (αναφέρονται στο κεφάλαιο 3.2.1), να καταναλωθεί η ποσότητα αυτή και να δώσει μεγάλα ποσά βροχόπτωσης κατακόρυφης μεταφοράς.

Στο Σχήμα 4.11 (αριστερά) παρουσιάζεται, η διαθέσιμη δυναμική ενέργεια για την περιοχή της Ευρώπης, για την προσομοίωση αναφοράς (CTRL) για τις τέσσερις εποχές (στήλες). Οι τιμές της διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας κυμαίνονται τόσο το χειμώνα όσο και κατά τις μεταβατικές εποχές από σχεδόν μηδενικές έως και 250 J/kg. Το καλοκαίρι αντίθετα, οι τιμές φτάνουν μέχρι και τα 600 J/kg στην περιοχή των Άλπεων, της κεντρικής και ανατολικής Ευρώπης.

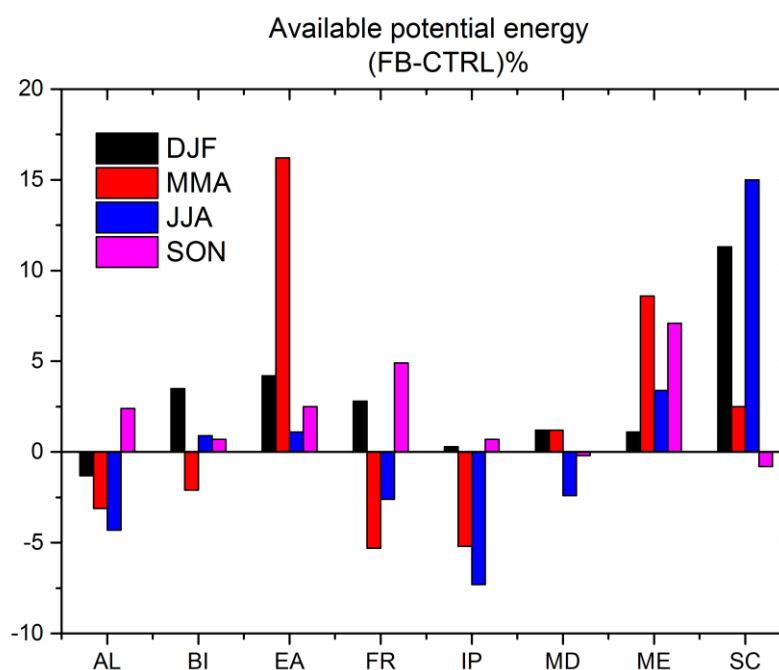
Η αλληλεπίδραση των νεφών υποκλίμακας με την ακτινοβολία έχει σημαντική επίδραση στη διαθέσιμη δυναμική ενέργεια την περίοδο του καλοκαιριού. Πιο αναλυτικά, παρατηρείται μείωση της διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας στη νότια Ευρώπη (IB,MD,AL), η οποία συνδέεται με την αντίστοιχη μείωση στην ακτινοβολία που φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους. Το καθεστώς είναι διαφορετικό στη βόρεια και ανατολική Ευρώπη, όπου παρατηρείται αύξηση της διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας σε ποσοστό που ξεπερνάει το 15% σε ορισμένες περιοχές, παρά τη μείωση της ακτινοβολίας που φτάνει στο έδαφος στην περιοχή αυτή (Σχήμα 4.12). Η ποσότητα αυτή ωστόσο θα πρέπει να επανεξεταστεί λόγω του σφάλματος που εντοπίστηκε στο τρόπο υπολογισμού της από τη ρουτίνα της NCL.



Σχήμα 4.11: Διαθέσιμη δυναμική ενέργεια στην περιοχή της Ευρώπης για την προσομοίωση αναφοράς (CTRL) (αριστερά), την προσομοίωση με ανάδραση (FB) (μέση) και τις διαφορές τους (δεξιά) για τις τέσσερις εποχές (χειμώνας, άνοιξη, καλοκαίρι, φθινόπωρο).

Πίνακας 4.5: Διαφορές (FB-CTRL) της διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας για όλες τις εποχές και υποπεριοχές (J/kg).

	DJF	MMA	JJA	SON
AL	-0.4	-2.8	-11.9	1.2
BI	0.9	-1.9	1.0	0.3
EA	0.0	15.8	-0.2	1.0
FR	0.6	-6.7	-7.3	3.9
IP	-0.1	-5.0	-18.0	0.4
MD	0.1	1.2	-7.4	-1.6
ME	0.4	8.3	5.8	3.1
SC	0.8	1.1	17.3	-0.6

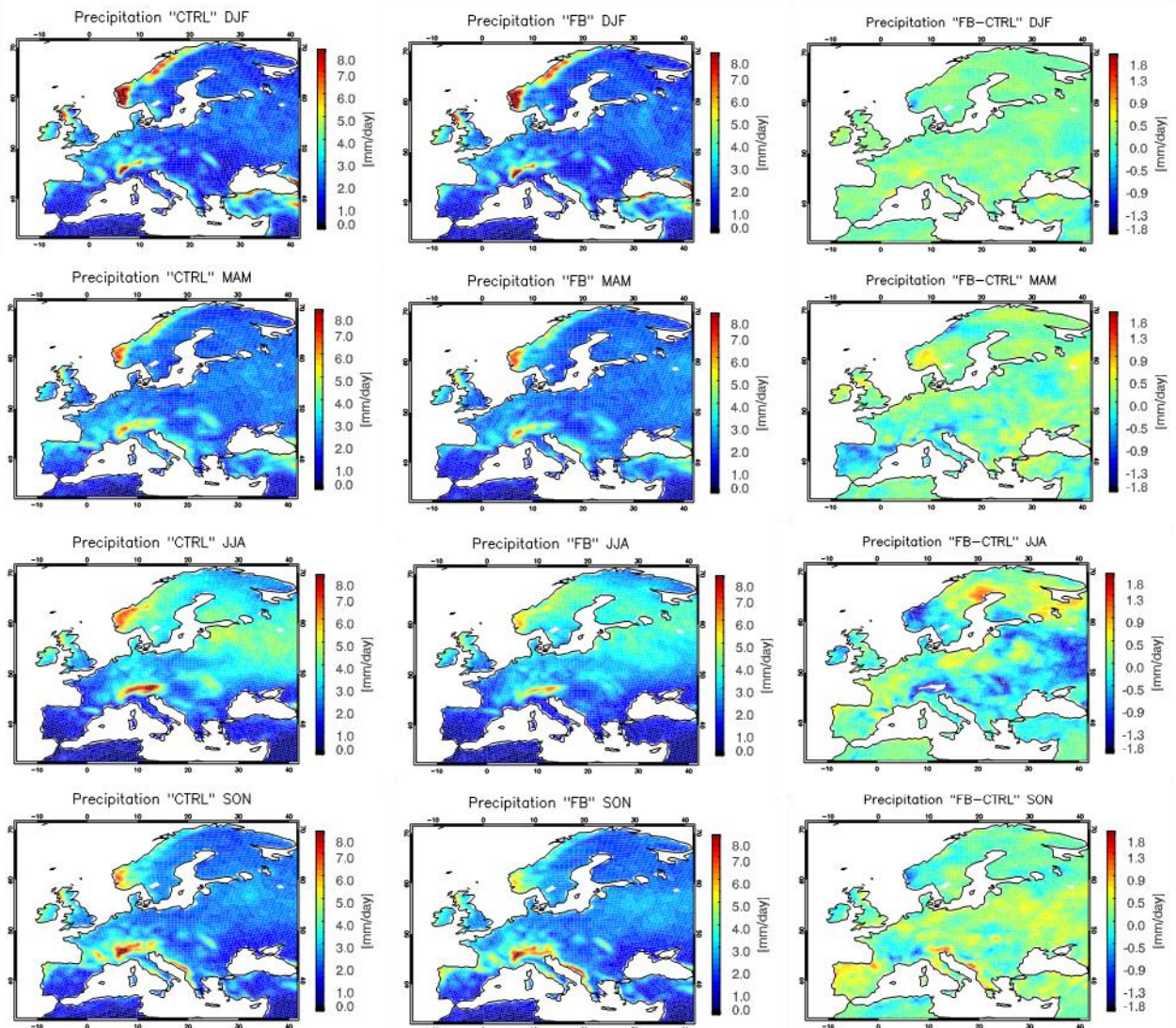


Σχήμα 4.12: Σχετικές διαφορές (FB-CTRL) της διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας για όλες τις εποχές και υποπεριοχές εκφρασμένες.

4.7 Βροχόπτωση

Τόσο στην προσομοίωση ευαισθησίας όσο και στην προσομοίωση αναφοράς (Σχήμα 4.13), απεικονίζεται ένα μέγιστο της βροχόπτωσης πάνω από την περιοχή των Άλπεων (περιοχή με έντονη ορογραφία) και τη δυτική Νορβηγία, το οποίο εντοπίζεται σε όλες τις εποχές. Ωστόσο, στην προσομοίωση αναφοράς, οι μεγάλες τιμές της βροχόπτωσης πάνω από τις Άλπεις είναι αρκετά μικρότερες τον χειμώνα και την άνοιξη,

ενώ στην προσομοίωση ευαισθησίας είναι μικρότερες και κατά την περίοδο του καλοκαιριού. Επίσης, και στις δύο προσομοιώσεις φαίνεται η ξηρασία που χαρακτηρίζει τις περιοχές του νότου.



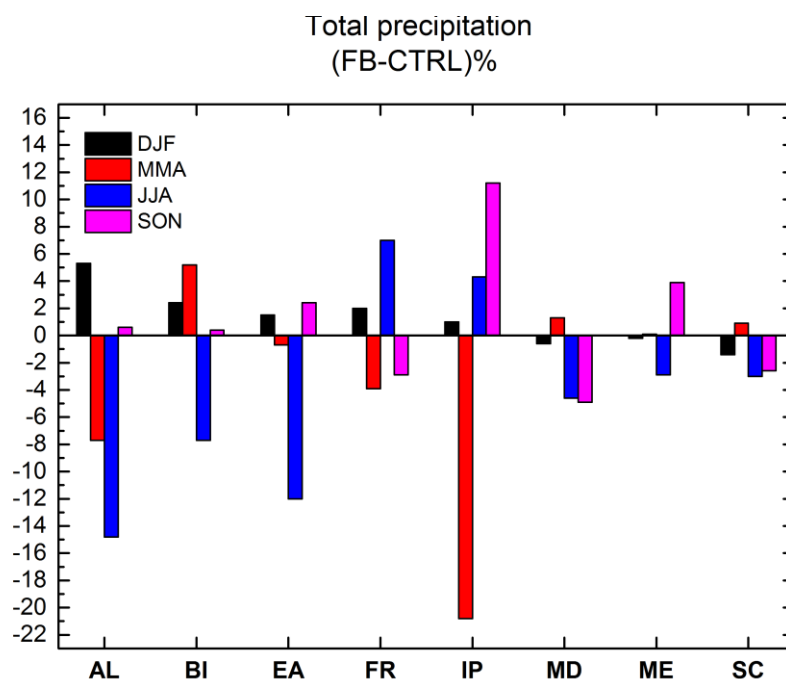
Σχήμα 4.13: Βροχόπτωση στην περιοχή της Ευρώπης για την προσομοίωση αναφοράς (CTRL) (αριστερά), την προσομοίωση με ανάδραση (FB) (μέση) και τις διαφορές τους (δεξιά) για τις τέσσερις εποχές (χειμώνας, άνοιξη, καλοκαίρι, φθινόπωρο).

Οι διαφορές ανάμεσα στις δύο προσομοιώσεις δε ξεπερνούν τα 0.5mm/day κατά τις μεταβατικές εποχές ενώ τον χειμώνα είναι σχεδόν μηδενικές. Στην προσομοίωση ευαισθησίας η βροχόπτωση μειώνεται κατά μέσο όρο 7% σε ολόκληρη την περιοχή της Ευρώπης την περίοδο του καλοκαιριού. Η μείωση είναι πιο έντονη σε περιοχές όπως οι Άλπεις (15%), ανατολική Ευρώπη (12%), Βρετανικά νησιά (8%) (Σχήμα

4.14). Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η περιοχή της Ιβηρικής χερσονήσου, όπου η βροχόπτωση μειώνεται σε ποσοστό 21% την περίοδο της άνοιξης. Σύμφωνα με τα παραπάνω, προκύπτει ότι το WRF κατά κύριο λόγο παράγει λιγότερη βροχόπτωση τους καλοκαιρινούς μήνες όταν επιτρέπεται η ανάδραση των νεφών υποκλίμακας με την ακτινοβολία. Παρόμοια συμπεριφορά παρατηρείται και για τη βροχόπτωση μεγάλης κλίμακας (large scale precipitation).

Πίνακας 4.6: Απόλυτες διαφορές (FB-CTRL) της βροχόπτωσης για όλες τις εποχές και υποπεριοχές (mm/day).

	DJF	MMA	JJA	SON
AL	0.120	-0.260	-0.69	-0.020
BI	0.070	0.120	-0.24	-0.040
EA	0.010	0.030	-0.33	0.040
FR	0.050	-0.110	0.10	-0.120
IP	0.010	-0.420	0.01	0.200
MD	-0.003	-0.060	-0.18	-0.003
ME	-0.010	0.010	-0.11	0.070
SC	-0.030	0.002	-0.17	-0.080



Σχήμα 4.14: Σχετικές διαφορές (FB-CTRL) της βροχόπτωσης για όλες τις εποχές και υποπεριοχές εκφρασμένες.

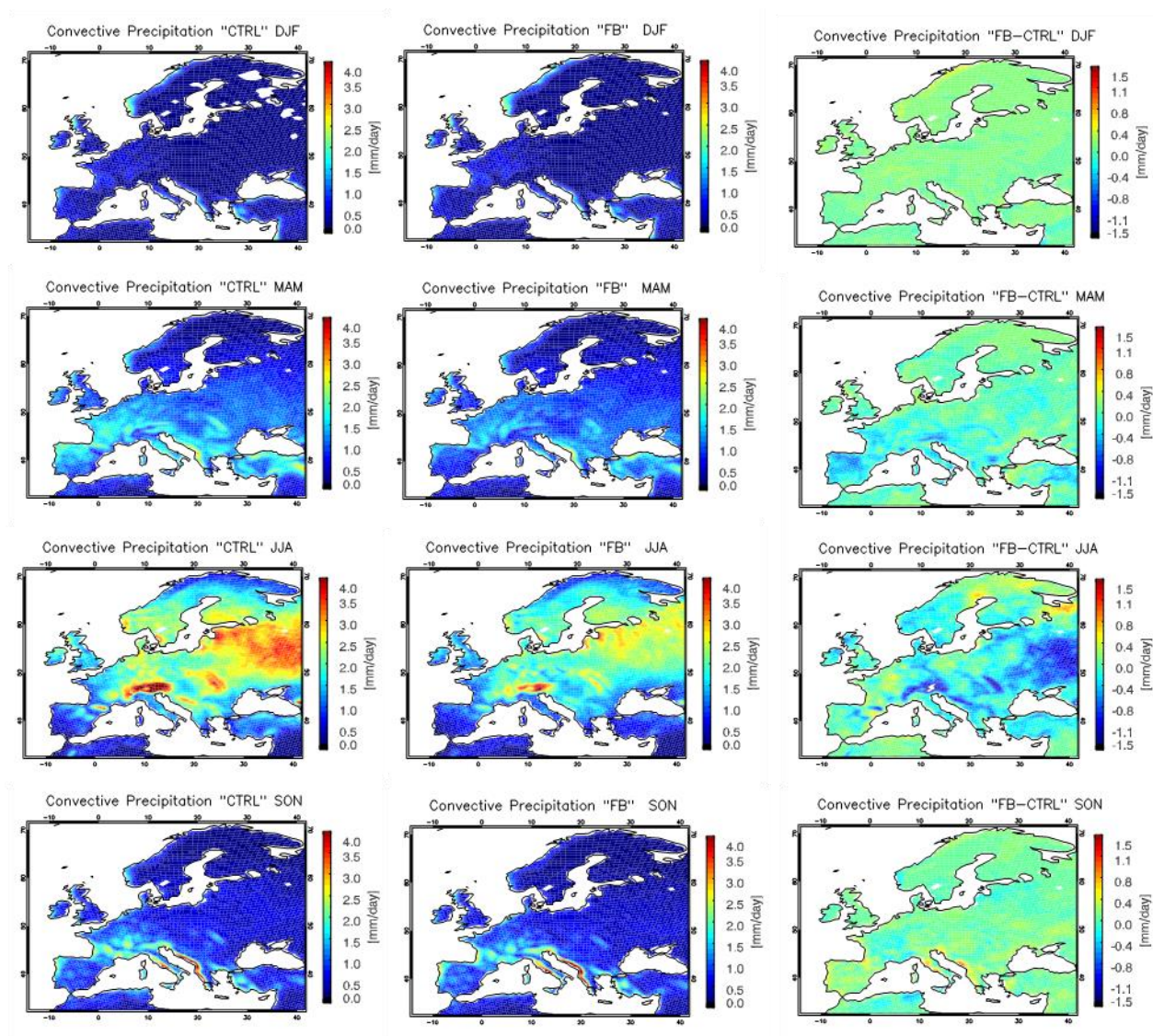
4.7.1 Βροχόπτωση κατακόρυφης μεταφοράς

Από το Σχήμα 4.15, φαίνεται ότι η βροχόπτωση κατακόρυφης μεταφοράς (convective precipitation) ενεργοποιείται κυρίως τους καλοκαιρινούς μήνες, αποτελώντας ένα σημαντικό ποσοστό της συνολικής βροχόπτωσης (convective+large scale precipitation). Συγκρίνοντας τις δύο προσομοιώσεις (FB-CTRL), είναι χαρακτηριστική η μείωση της βροχής κατακόρυφης μεταφοράς (convective precipitation) κατά τη διάρκεια των καλοκαιρινών μηνών. Τον χειμώνα αλλά κατά τις μεταβατικές εποχές οι διαφορές είναι σχεδόν μηδενικές στο μεγαλύτερο μέρος της Ευρώπης. Από το Σχήμα 4.15, φαίνεται ξεκάθαρα ότι η βροχή είναι πολύ λιγότερη το καλοκαίρι πάνω από την περιοχή των Άλπεων και της ανατολικής Ευρώπης όταν λαμβάνεται υπόψη η ανάδραση των νεφών με τα σχήματα της ακτινοβολίας (FB). Οι Herwehe et al. (2014) στην έρευνα που πραγματοποίησαν για την περιοχή της βόρειας Ευρώπης διαπίστωσαν ότι οι τιμές της βροχόπτωσης

κατακόρυφης μεταφοράς μειώνονται την περίοδο του καλοκαιριού όταν ενεργοποιείται ο μηχανισμός ανάδρασης. Σύμφωνα με την έρευνα αυτή, η μείωση οφείλεται στο γεγονός ότι φτάνει λιγότερη ακτινοβολία στο έδαφος με αποτέλεσμα να υπάρχει λιγότερη διαθέσιμη δυναμική ενέργεια για ανωμεταφορά και κατ' επέκταση λιγότερη βροχή κατακόρυφης μεταφοράς, δεδομένου βέβαια ότι δεν αλλάζει σημαντικά η κατάσταση στην ανώτερη-μέση τροπόσφαιρα. Ακόμη, παρατήρησαν ότι ενώ το μοντέλο υπερεκτιμούσε κάποιες μέρες της περιόδου μελέτης (1988-1990) την παράμετρο αυτή τουλάχιστον κατά 2,54cm, μετά την ανάδραση των νεφών υποκλίμακας με την ακτινοβολία, το μοντέλο έδινε πιο ρεαλιστικές τιμές της βροχόπτωσης κατακόρυφης μεταφοράς (μικρές τιμές bias).

Ενδιαφέρον παρουσιάζει το γεγονός ότι, ενώ οι απόλυτες διαφορές της βροχόπτωσης κατακόρυφης μεταφοράς είναι μηδενικές την περίοδο του χειμώνα οι σχετικές διαφορές των δύο προσομοιώσεων φτάνουν μέχρι και 65.5% στην περιοχή της Σκανδιναβίας, κάτι το οποίο οφείλεται στις μικρές απόλυτες τιμές της βροχόπτωσης. Ωστόσο, η γενικότερη τάση είναι η μείωση της βροχόπτωσης κατακόρυφης μεταφοράς τις υπόλοιπες εποχές και ιδιαίτερα την περίοδο του καλοκαιριού και της άνοιξης (0.5% ως 30%).

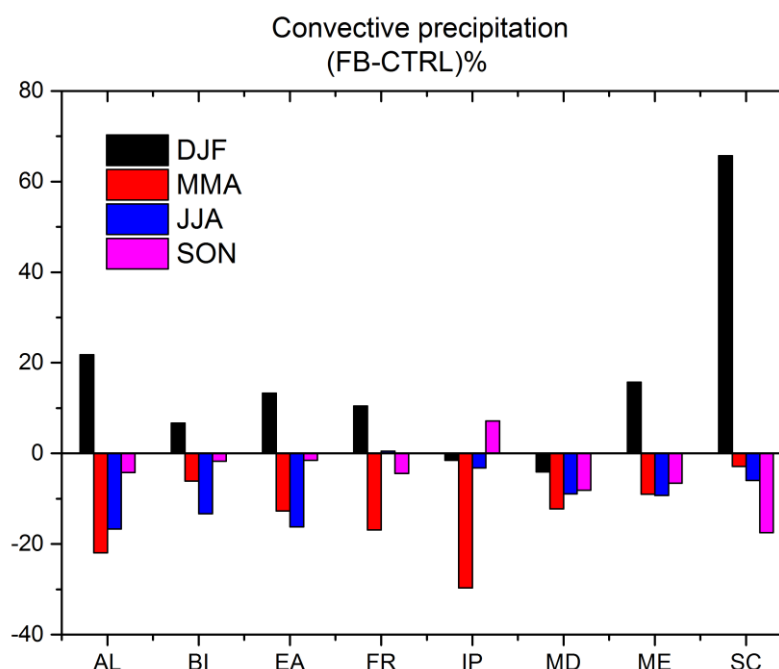
Σύμφωνα μάλιστα με την αξιολόγηση κλιματικών προσομοιώσεων που πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια της έρευνας αυτής (γίνεται ανάλυση παρακάτω), διαπιστώθηκε με τη βοήθεια δορυφορικών δεδομένων αλλά και παρατηρήσεων, ότι η ενεργοποίηση του μηχανισμού ανάδρασης των νεφών με την ακτινοβολία βελτίωσε την προσομοίωση της ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος που φτάνει στο έδαφος καθώς και της βροχόπτωσης κατακόρυφης μεταφοράς.



Σχήμα 4.15: Βροχόπτωση κατακόρυφης μεταφοράς στην περιοχή της Ευρώπης για την προσομοίωση αναφοράς (CTRL) (αριστερά), την προσομοίωση με ανάδραση (FB) (μέση) και τις διαφορές τους (δεξιά) για τις τέσσερις εποχές (χειμώνας, άνοιξη, καλοκαίρι, φθινόπωρο).

Πίνακας 4.7: Απόλυτες διαφορές (FB-CTRL) της βροχόπτωσης κατακόρυφης μεταφοράς για όλες τις εποχές και υποπεριοχές (mm/day).

	DJF	MMA	JJA	SON
AL	0.0200	-0.28	-0.53	-0.04
BI	0.0300	0.05	-0.21	-0.03
EA	0.0003	-0.14	-0.36	-0.02
FR	0.0300	-0.25	-0.02	-0.06
IP	-0.0100	-0.35	-0.09	0.07
MD	-0.0081	-0.16	-0.21	-0.02
ME	0.0200	-0.11	-0.21	-0.05
SC	0.0200	-0.04	-0.17	-0.06



Σχήμα 4.16: Σχετικές διαφορές (FB-CTRL) της βροχόπτωσης κατακόρυφης μεταφοράς για όλες τις εποχές και υποπεριοχές.

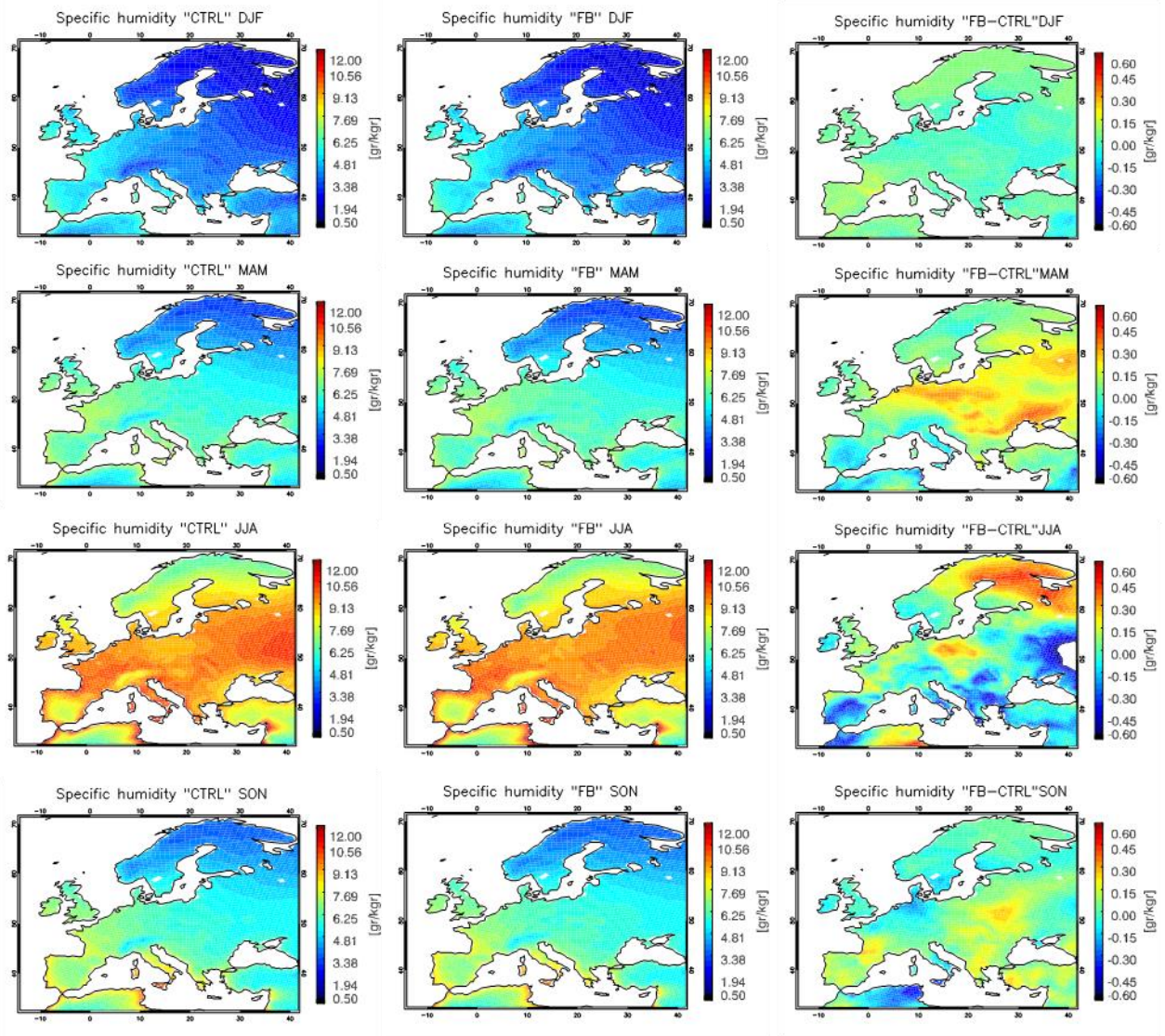
4.8 Ειδική υγρασία

Η ειδική υγρασία είναι ένας δείκτης της απόλυτης ποσότητας των υδρατμών που υπάρχουν στην ατμόσφαιρα. Η παράμετρος αυτή εξαρτάται από τη θερμοκρασία και από τις κινήσεις των αερίων μαζών (δυναμική της ατμόσφαιρας). Ωστόσο, η ειδική υγρασία παραμένει σταθερή, ακόμα και σε περίπτωση μεταβολής της θερμοκρασίας δεδομένου όμως ότι δεν μεταβάλλεται και η ποσότητα των υδρατμών.

Σύμφωνα λοιπόν με το Σχήμα 4.17, οι τιμές της ειδικής υγρασίας μειώνονται με την αύξηση του γεωγραφικού πλάτους (όπως ακριβώς και η θερμοκρασία) και αυτό είναι εμφανές ιδιαίτερα κατά τη διάρκεια των μεταβατικών εποχών. Την περίοδο του καλοκαιριού η ειδική υγρασία εμφανίζει υψηλές τιμές σε όλη την περιοχή της Ευρώπης με εξαίρεση την περιοχή της Σκανδιναβικής και Ιβηρικής χερσονήσου καθώς και την περιοχή των Άλπεων ($\sim 6gr/kg$). Σε περιοχές με ορεινό ανάγλυφο, ο αέρας είναι αρκετά ψυχρός. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα τη μείωση της υγρασίας, καθώς ο αέρας δεν μπορεί να συγκρατήσει πολλούς υδρατμούς στην ατμόσφαιρα. Αυτός λοιπόν είναι και ο λόγος που η περιοχή της Σκανδιναβίας και των Άλπεων έχουν μικρότερες τιμές ειδικής υγρασίας και υψηλές τιμές σχετικής υγρασίας την περίοδο του καλοκαιριού (κεφάλαιο 4.9). Αντίθετα, στην Ιβηρική χερσόνησο, ο σχεδόν μηδενικός υετός (Σχήμα 4.13, Πίνακας 4.6) οδηγεί σε χαμηλές τιμές της εδαφικής υγρασίας (Σχήμα 4.25). Η έλλειψη λοιπόν της διαθεσιμότητας νερού, οδηγεί σε χαμηλές τιμές της εξάτμισης, δικαιολογώντας έτσι και τις χαμηλές τιμές της ειδικής υγρασίας.

Με βάση το Σχήμα 4.17 η ειδική υγρασία δεν επηρεάζεται σχεδόν καθόλου την περίοδο του χειμώνα ενώ οι διαφορές είναι θετικές την άνοιξη σε ένα μεγάλο κομμάτι της ηπείρου ($\sim 0.5gr/kg$). Η αύξηση της ειδικής υγρασίας από 0.1 ως 3.5% περίπου, είναι χαρακτηριστική στις περιοχές της ανατολικής Ευρώπης και στην περιοχή της κεντρικής Ευρώπης, την περίοδο της άνοιξης (Σχήμα 4.18). Την περίοδο του καλοκαιριού, οι τιμές της ειδικής υγρασίας αυξάνονται στην προσομοίωση ευαισθησίας, στην περιοχή της βόρειας Ευρώπης και ιδιαίτερα στην περιοχή της Σκανδιναβίας. Η κατάσταση είναι διαφορετική στη νότια Ευρώπη (IP,MD), όπου οι διαφορές είναι αρνητικές. Όπως διαπιστώνεται, η συμπεριφορά αυτής της ποσότητας είναι διαφορετική στις διάφορες περιοχές της Ευρώπης και δεν ακολουθεί μια ενιαία συμπεριφορά όπως κάποιες άλλες μεταβλητές (πχ ακτινοβολία, όπου μειώνεται σε όλη την περιοχή μελέτης μετά την

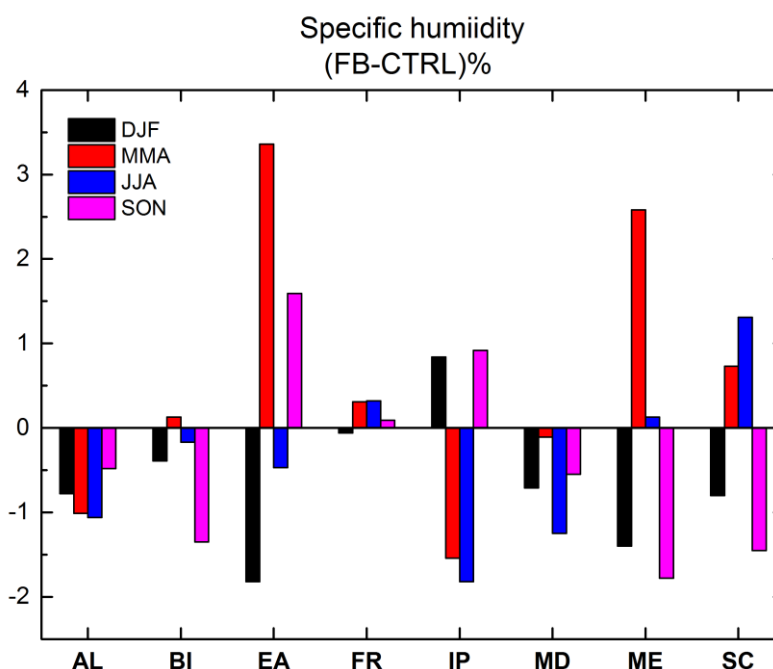
ανάδραση). Μάλιστα, το χωρικό μοτίβο των διαφορών της ειδικής υγρασίας είναι παρόμοιο με αυτό της διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας την περίοδο του καλοκαιριού (κεφάλαιο 4.6), γεγονός το οποίο οφείλεται στην έντονη εξάρτηση του υπολογισμού της διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας από την ειδική υγρασία.



Σχήμα 4.17: Ειδική υγρασία στην περιοχή της Ευρώπης για την προσομοίωση αναφοράς (CTRL) (αριστερά), την προσομοίωση με ανάδραση (FB) (μέση) και τις διαφορές τους (δεξιά) για τις τέσσερις εποχές (χειμώνας, άνοιξη, καλοκαίρι, φθινόπωρο).

Πίνακας 4.8: Απόλυτες διαφορές (FB-CTRL) της ειδικής υγρασίας για όλες τις εποχές και υποπεριοχές (gr/kg).

	DJF	MMA	JJA	SON
AL	-0.03	-0.05	-0.10	-0.03
BI	-0.02	0.01	-0.01	-0.09
EA	-0.06	0.18	-0.05	0.08
FR	0.00	0.02	0.03	0.01
IP	0.04	-0.09	-0.15	0.06
MD	-0.03	-0.01	-0.12	-0.05
ME	-0.06	-0.15	0.01	-0.11
SC	-0.02	0.03	0.09	-0.06



Σχήμα 4.18: Σχετικές διαφορές (FB-CTRL) της ειδικής υγρασίας για όλες τις εποχές και υποπεριοχές.

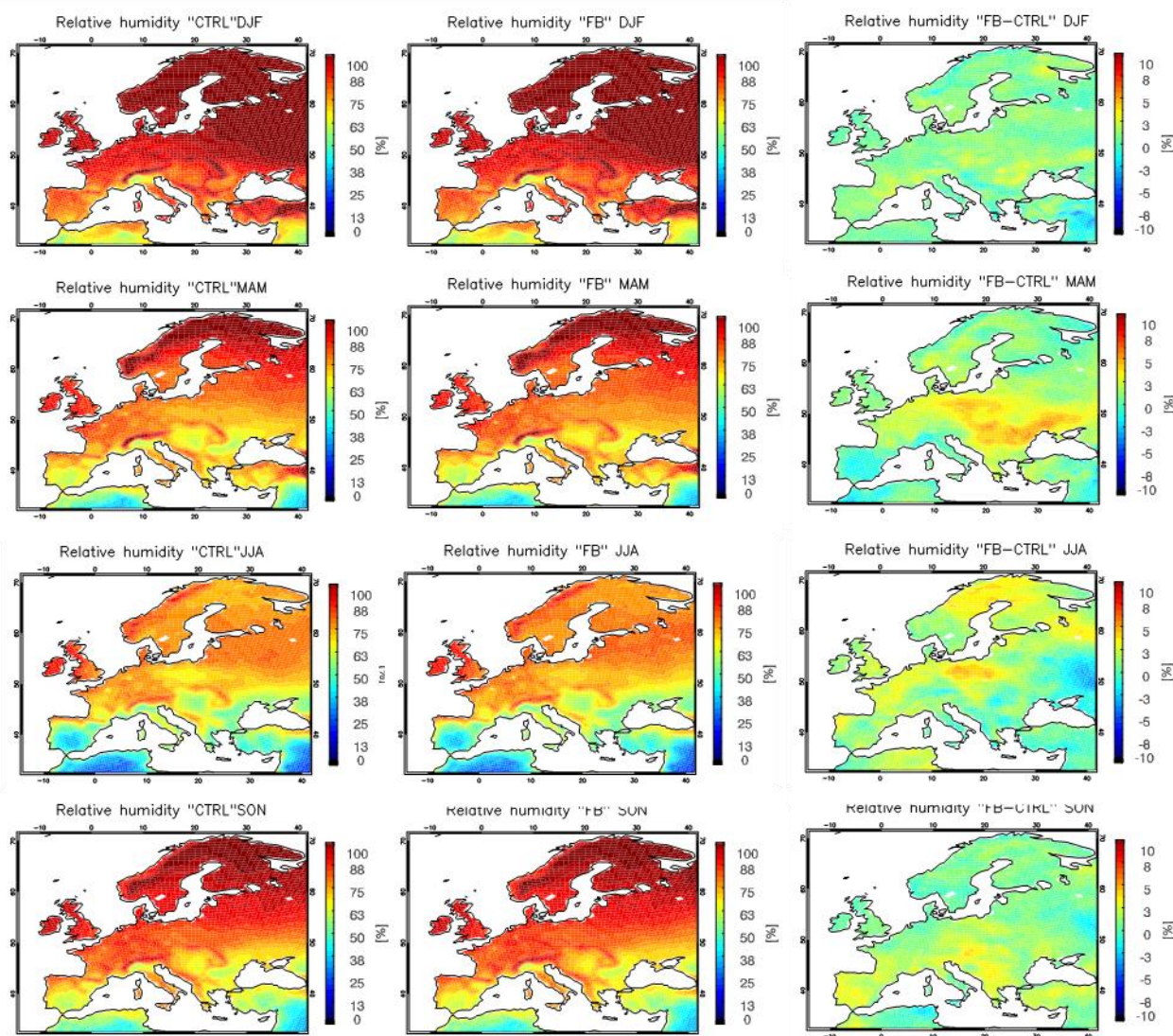
4.9 Σχετική υγρασία

Η σχετική υγρασία συνδέεται άμεσα με τη θερμοκρασία και την ποσότητα των υδρατμών που υπάρχουν στην ατμόσφαιρα. Συγκεκριμένα, όσο υψηλότερη είναι η θερμοκρασία τόσο περισσότερους υδρατμούς μπορεί να συγκρατήσει ο ατμοσφαιρικός

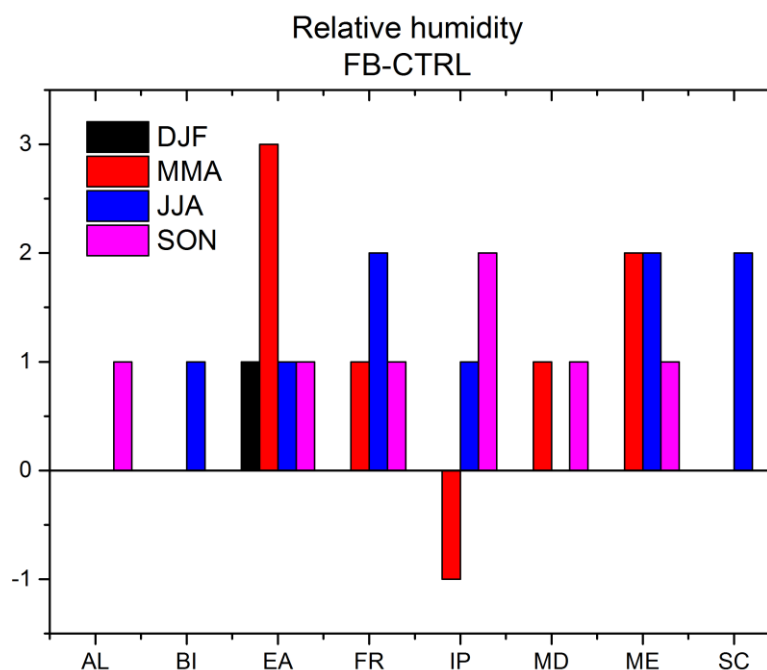
αέρας και έτσι η σχετική υγρασία μειώνεται δεδομένου ότι η ποσότητα των υδρατμών στην ατμόσφαιρα δεν αλλάζει.

Πράγματι, με βάση το Σχήμα 4.19, και στις δύο προσομοιώσεις (CTRL,FB) οι τιμές της σχετικής υγρασίας είναι υψηλότερες κυρίως στη Βόρεια Ευρώπη, ενώ μειώνονται σημαντικά στο νότιο τμήμα που οι θερμοκρασίες είναι σημαντικά υψηλότερες. Το χωρικό αυτό μοτίβο της σχετικής υγρασίας παρατηρείται κατά τη διάρκεια όλων των εποχών. Ωστόσο, οι χαμηλότερες τιμές της σχετικής υγρασίας εντοπίζονται την περίοδο του καλοκαιριού και κυρίως στο νότιο τμήμα της ηπείρου.

Συγκρίνοντας την προσομοίωση αναφοράς με την προσομοίωση ευαισθησίας, διαπιστώνεται και πάλι ότι οι αλλαγές στην παράμετρο της σχετικής υγρασίας είναι πιο έντονες την περίοδο της άνοιξης και του καλοκαιριού και είναι της τάξης του 0-8%. Πιο αναλυτικά, η σχετική υγρασία αυξάνεται στις διάφορες υποπεριοχές της Ευρώπης από 0% ως 3% κυρίως την άνοιξη και το καλοκαίρι (Σχήμα 4.20). Στο κεφάλαιο όπου αναλύθηκε η παράμετρος της θερμοκρασίας διαπιστώθηκε γενικά ψύξη από 0.2 ως 0.4 °C στις διάφορες υποπεριοχές την άνοιξη και το καλοκαίρι, η οποία πιθανότατα να σχετίζεται με την αύξηση της σχετικής υγρασίας.



Σχήμα 4.19: Σχετική υγρασία στην περιοχή της Ευρώπης για την προσομοίωση αναφοράς (CTRL) (αριστερά), την προσομοίωση με ανάδραση (FB) (μέση) και τις διαφορές τους (δεξιά) για τις τέσσερις εποχές (χειμώνας, άνοιξη, καλοκαίρι, φθινόπωρο).



Σχήμα 4.20: Απόλυτες διαφορές της σχετικής υγρασίας για όλες τις εποχές και υποπεριοχές (%).

4.10 Ροή λανθάνουσας θερμότητας

Η ενέργεια που χάνεται από την επιφάνεια του εδάφους με την διαδικασία της εξάτμισης ή αλλιώς λανθάνουσα θερμότητα διαμορφώνει το ενεργειακό και το υδατικό ισοζύγιο του εδάφους. Η παράμετρος αυτή είναι συνάρτηση της υγρασίας της ατμόσφαιρας, της διαθέσιμης ακτινοβολίας, της θερμοκρασίας και της ταχύτητας του ανέμου. Αν ο αέρας σε μια περιοχή είναι κορεσμένος, τότε δεν θα μπορεί να συγκρατήσει πολλούς υδρατμούς με αποτέλεσμα ο ρυθμός της εξάτμισης να μειώνεται. Δηλαδή, σε περιοχές με χαμηλή σχετική υγρασία, ο ρυθμός της εξάτμισης θα είναι μεγαλύτερος σε αντίθεση με περιοχές με μεγαλύτερη σχετική υγρασία. Από την άλλη, η διαδικασία της εξάτμισης λαμβάνει χώρα όταν υπάρχει διαθέσιμο νερό και ενέργεια.

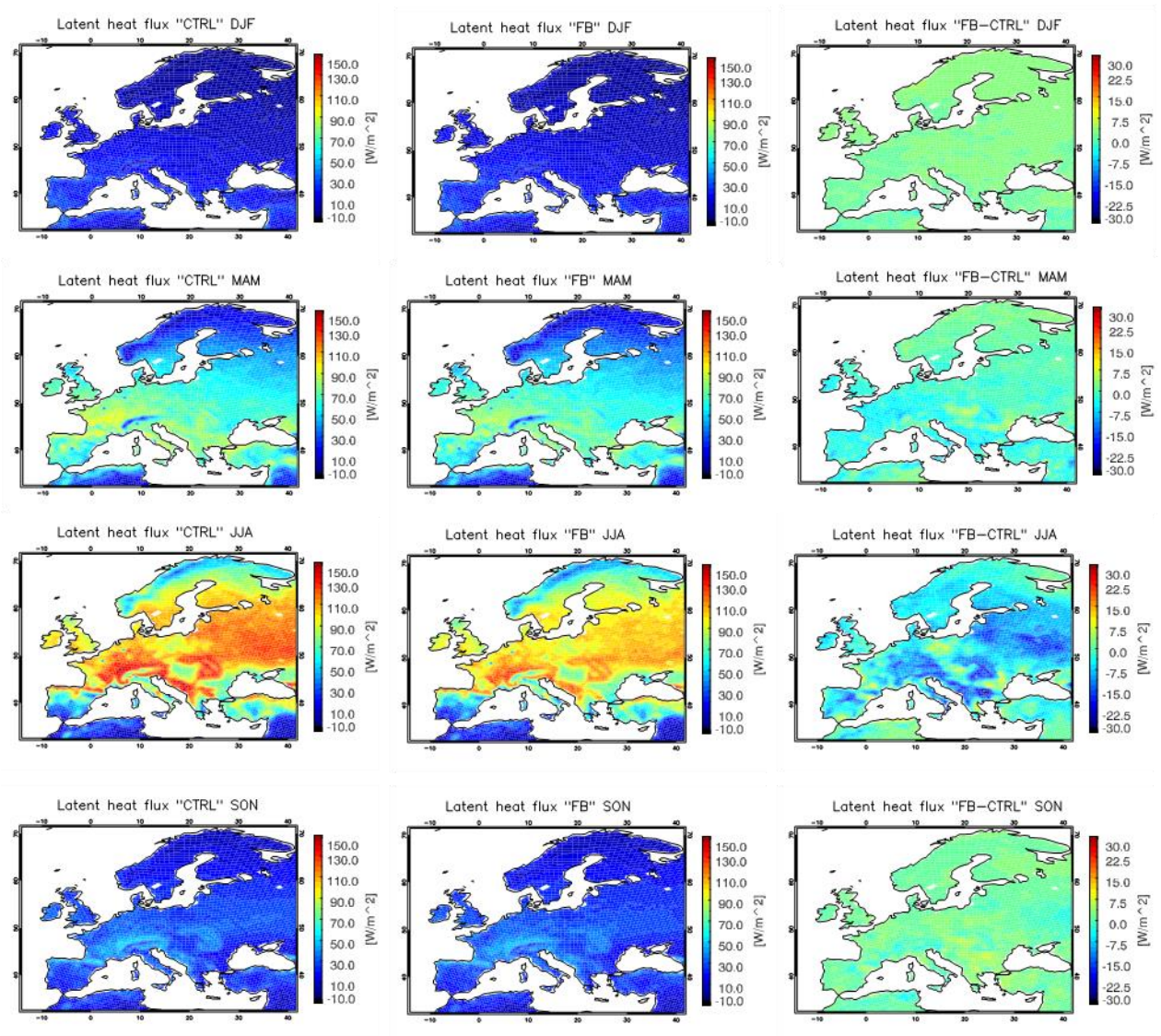
Με βάση το Σχήμα 4.21, στην προσομοίωση αναφοράς οι μεγαλύτερες τιμές των ροών της λανθάνουσας θερμότητας εντοπίζονται την περίοδο του καλοκαιριού, λόγω της διαθέσιμης ακτινοβολίας για

εξάτμιση. Το χειμώνα και το φθινόπωρο, οι τιμές δεν ξεπερνούν τα 50 W/m^2 σε όλη την περιοχή της Ευρώπης, ενώ την άνοιξη η ροή της λανθάνουσας θερμότητας αυξάνεται στη νότια κυρίως Ευρώπη (οι τιμές φτάνουν τα 90 W/m^2). Το καλοκαίρι στο νότιο τμήμα της ηπείρου και ειδικότερα στην περιοχή της Ιβηρικής χερσονήσου, οι τιμές της ροής λανθάνουσας θερμότητας είναι επίσης χαμηλές αλλά λόγω της έλλειψης νερού (χαμηλές τιμές εδαφικής υγρασίας) που συναντώνται στην περιοχή αυτή. Η περιοχή της Ιβηρικής χερσονήσου είναι από τις πιο ξηρές περιοχές της νότιας Ευρώπης. Αντίθετα, στην περιοχή της Σκανδιναβίας που υπάρχει ξεκάθαρα περισσότερη βροχόπτωση (κυρίως βροχόπτωση κατακόρυφης μεταφοράς) αλλά και εδαφική υγρασία, η ροή λανθάνουσας θερμότητας μειώνεται εξαιτίας του ότι ο αέρας είναι κορεσμένος σε υδρατμούς σε αυτή την περιοχή. Διαπιστώνεται λοιπόν, ότι υπάρχουν διαφορετικά κλιματικά καθεστώτα στην περιοχή της Ευρώπης όπου και διαμορφώνουν την συμπεριφορά των διαφόρων μεταβλητών.

Σύμφωνα με το Σχήμα 4.21, στην προσομοίωση ευαισθησίας (FB) που έχει συμπεριληφθεί η ανάδραση της ακτινοβολίας με τα νέφη υποκλίμακας, φαίνεται ότι η ροή της λανθάνουσας θερμότητας δεν επηρεάζεται σχεδόν καθόλου το χειμώνα, ενώ οι διαφορές είναι κυρίως αρνητικές το καλοκαίρι ($5\text{-}15 \text{ W/m}^2$). Μικρές διαφορές εντοπίζονται την περίοδο της άνοιξης και ακόμη μικρότερες την περίοδο του φθινοπώρου. Συγκεκριμένα, την άνοιξη η μείωση είναι της τάξης των $0\text{-}5 \text{ W/m}^2$ στη νότια Ευρώπη, ενώ στη βόρεια Ευρώπη παρατηρείται μια μικρή αύξηση της τάξης των $0\text{-}7 \text{ W/m}^2$, η οποία είναι πιο εμφανής την περίοδο του φθινοπώρου κατά μήκος όλης της ηπείρου.

Συμπερασματικά, η επίδραση του μηχανισμού ανάδρασης στη μεταβλητή αυτή είναι μικρή την περίοδο του χειμώνα και του φθινοπώρου. Το καλοκαίρι, οι τιμές των ροών της λανθάνουσας θερμότητας μειώνονται αισθητά ($5\text{-}10\%$) στην κεντρική, ανατολική Ευρώπη, στην περιοχή της Μεσογείου, καθώς και στην περιοχή των Άλπεων και της Σκανδιναβίας (Σχήμα 4.22). Η μείωση της ποσότητας

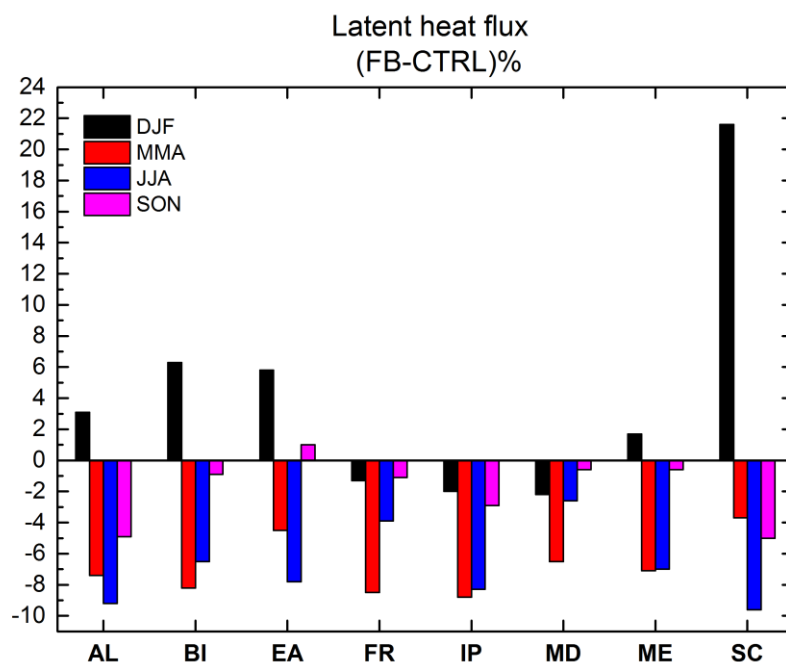
αυτής, πιθανότητα να είναι αποτέλεσμα της μείωσης της ακτινοβολίας, που έχει ως συνέπεια να υπάρχει λιγότερη διαθέσιμη ενέργεια για εξάτμιση αλλά και της μείωσης της βροχόπτωσης.



Σχήμα 4.21: Ροή λαυθάνουσας θερμότητας στην περιοχή της Ευρώπης για την προσομοίωση αναφοράς (CTRL) (αριστερά), την προσομοίωση με ανάδραση (FB) (μέση) και τις διαφορές τους (δεξιά) για τις τέσσερις εποχές (χειμώνας, άνοιξη, καλοκαίρι, φθινόπωρο).

Πίνακας 4.9: Απόλυτες Διαφορές (FB-CTRL) των επιφανειακών ροών λανθάνουσας θερμότητας για όλες τις εποχές και υποπεριοχές (W/m^2).

	DJF	MMA	JJA	SON
AL	0.1	-4.9	-10.8	-1.9
BI	0.6	-5.1	-5.9	-0.3
EA	0.3	-2.7	-8.7	-0.1
FR	-0.2	-6.6	-4.7	-0.5
IP	-0.4	-5.3	-5.2	-0.9
MD	-0.5	-4.2	-5.2	-0.2
ME	0.1	-4.9	-7.9	-0.2
SC	0.4	-1.5	-8.1	-0.6



Σχήμα 4.22: Σχετικές διαφορές (FB-CTRL) των επιφανειακών ροών λανθάνουσας θερμότητας για όλες τις εποχές και υποπεριοχές.

4.11 Ροή αισθητής θερμότητας

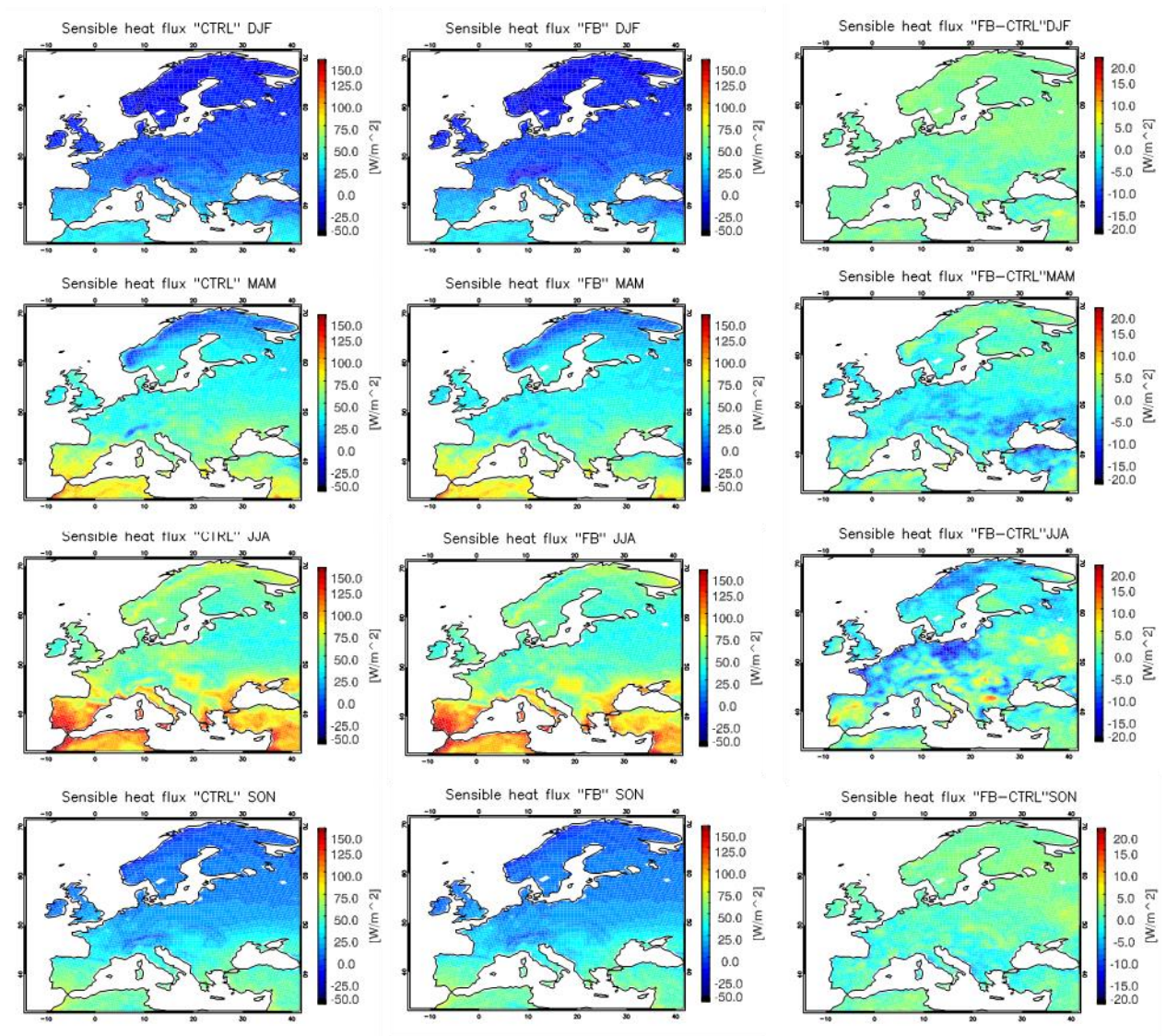
Στο Σχήμα 4.23 παρουσιάζεται η παράμετρος της ροής αισθητής θερμότητας για την προσομοίωση αναφοράς και ευαισθησίας, καθώς και οι διαφορές τους. Η ροή της αισθητής θερμότητας καθορίζει σε σημαντικό βαθμό τη θερμοκρασία μιας περιοχής. Η εδαφική και η ατμοσφαιρική υγρασία μαζί με τη διαθέσιμη ακτινοβολία καθώς και

την ταχύτητα του ανέμου, καθορίζουν τον τρόπο με τον οποίο διανέμεται η ροή της αισθητής και της λανθάνουσας θερμότητας. Το καλοκαίρι, στις περιοχές που βρίσκονται νότια, λόγω της ξηρότητας που εμφανίζουν, σχεδόν όλη η διαθέσιμη ενέργεια μετατρέπεται σε αισθητή θερμότητα καθώς δεν υπάρχει μεγάλη διαθέσιμη ποσότητα νερού για εξάτμιση. Για αυτό το λόγο, υπάρχει και αρνητική συσχέτιση της αισθητής και της λανθάνουσας θερμότητας στη νότια πλευρά της ηπείρου.

Η κατάσταση είναι διαφορετική στη βόρεια Ευρώπη. Στις περιοχές αυτές υπάρχει αρκετή εδαφική υγρασία και διαθέσιμη ακτινοβολία για εξάτμιση και θέρμανση της ατμόσφαιρας το καλοκαίρι. Η εξάτμιση στο βορρά ελέγχεται περισσότερο από τη διαθέσιμη ακτινοβολία και όχι τόσο από τη διαθέσιμη εδαφική υγρασία, αφού είναι σε πλεόνασμα. Στο βόρειο τμήμα μπορεί να υπάρχει θετική συσχέτιση των ροών λανθάνουσας και αισθητής θερμότητας (Knist et al. 2016), αφού η διαθέσιμη ενέργεια μπορεί να διατεθεί και για αύξηση της εξάτμισης (λανθάνουσα θερμότητα) και για αύξηση της θερμοκρασίας (αισθητή θερμότητα).

Σχετικά με τις αλλαγές στη ροή αισθητής θερμότητας ανάμεσα στις δύο προσομοιώσεις, εμφανίζονται μικρότερες σε σχέση με την λανθάνουσα θερμότητα για την περιοχή της Ευρώπης (από -20 ως 20 W/m^2). Οι σχετικές διαφορές ωστόσο, είναι πολύ μεγαλύτερες σε σχέση με τη λανθάνουσα θερμότητα. Σύμφωνα με τον Πίνακα 4.10 είναι χαρακτηριστική η μείωση της αισθητής θερμότητας στην προσομοίωση ευαισθησίας για όλες τις εποχές. Οι διαφορές είναι πιο έντονες και πάλι την περίοδο της άνοιξης και του καλοκαιριού. Πιο αναλυτικά, η περιοχή των Άλπεων, ένα μέρος της Σκανδιναβικής χερσονήσου και ένα μέρος της βόρειας-κεντρικής Ευρώπης, χαρακτηρίζονται από αρκετά μικρότερα ποσά αισθητής θερμότητας όταν λαμβάνεται υπόψη η επίδραση των νεφών στην ακτινοβολία. Η άνοιξη επίσης, είναι μια εποχή όπου εντοπίζονται αρνητικές διαφορές κυρίως στη νοτιοανατολική πλευρά της ηπείρου, ενώ οι τιμές της

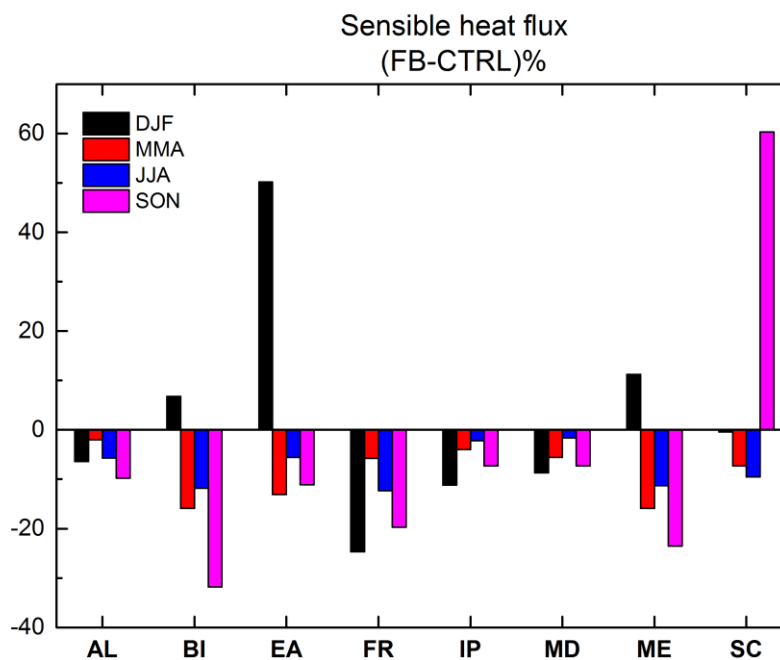
αισθητής θερμότητας εμφανίζουν σχεδόν μηδενικές διαφορές το φθινόπωρο και πιο έντονα τον χειμώνα.



Σχήμα 4.23: Ροή Αισθητής θερμότητας στην περιοχή της Ευρώπης για την προσομοίωση αναφοράς (CTRL) (αριστερά), την προσομοίωση με ανάδραση (FB) (μέση) και τις διαφορές τους (δεξιά) για τις τέσσερις εποχές (χειμώνας, άνοιξη, καλοκαίρι, φθινόπωρο).

Πίνακας 4.10: Απόλυτες διαφορές (FB-CTRL) των επιφανειακών ροών αισθητής θερμότητας για όλες τις εποχές και υποπεριοχές (W/m^2).

	DJF	MMA	JJA	SON
AL	-0.4	-5.1	-3.2	-2.2
BI	-0.9	-5.0	-5.7	-1.9
EA	-0.6	-5.4	-3.4	-1.6
FR	-0.7	-4.5	-7.3	-3.0
IP	-0.8	-2.2	-1.7	-2.6
MD	-0.6	-2.9	-1.9	-2.7
ME	-0.9	-5.2	-6.0	-2.2
SC	0.1	-2.0	-4.7	-0.3



Σχήμα 4.24: Σχετικές διαφορές (FB-CTRL) των επιφανειακών ροών αισθητής θερμότητας για όλες τις εποχές και υποπεριοχές.

4.12 Εδαφική υγρασία

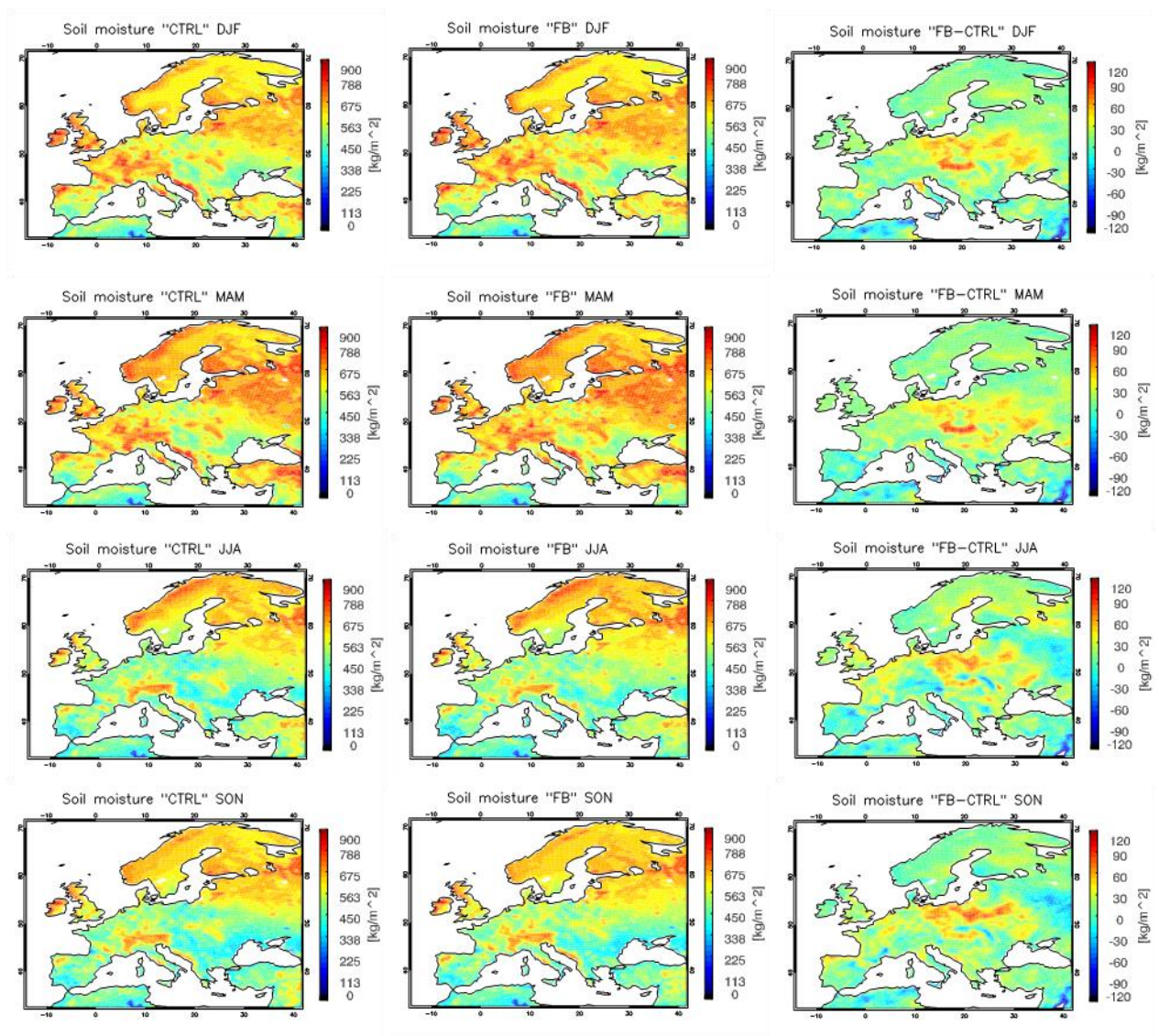
Η εδαφική υγρασία διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στις αλληλεπιδράσεις μεταξύ του εδάφους και της ατμόσφαιρας (land atmosphere interactions). Συγκεκριμένα, καθορίζει τη ροή της αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας (Seneviratne et.al,2010) και

είναι διαφορετική η επίδραση της σε περιοχές του βορρά (οι οποίες χαρακτηρίζονται energy limited areas) και του νότου (water limited regions). Η συμπεριφορά της παραμέτρου αυτής εξαρτάται από το είδος της βλάστησης, τη φυτοκάλυψη και γενικότερα τα χαρακτηριστικά του εδάφους. Σημαντικό ρόλο διαδραματίζει και το μοντέλο εδάφους που επιλέγεται για την προσομοίωση της. Ωστόσο, στην παρούσα εργασία, τα χαρακτηριστικά που αναφέρθηκαν ακριβώς πάνω, παραμένουν ίδια ανάμεσα στις δύο προσομοιώσεις και έτσι η εδαφική υγρασία πλέον ρυθμίζεται από τη βροχόπτωση και την εξάτμιση. Αν το ποσό του διαθέσιμου νερού, λόγω της βροχόπτωσης είναι μεγαλύτερο σε σχέση με το ποσό του νερού που διατίθεται για την εξάτμιση, τότε η εδαφική υγρασία αυξάνεται, ενώ σε αντίθετη περίπτωση μειώνεται. Στην περίπτωση που μεταβληθεί μια από τις δύο ποσότητες, αλλάζει και το ποσό της υγρασίας του εδάφους. Για παράδειγμα, η μείωση της βροχόπτωσης θα οδηγήσει σε μείωση της εδαφικής υγρασίας, δεδομένου ότι η εξάτμιση παραμένει σταθερή. Στην άλλη περίπτωση, η μείωση της εξάτμισης (ροή λανθάνουσας θερμότητας) θα οδηγήσει στην αύξηση της υγρασίας στο έδαφος (soil moisture) και στη μείωση της υγρασίας στην ατμόσφαιρα (specific humidity), δεδομένου ότι οι τιμές της βροχόπτωσης παραμένουν σταθερές. Η συμπεριφορά της εδαφικής υγρασίας γίνεται ιδιαίτερα σύνθετη στην περίπτωση που μεταβάλλονται ταυτόχρονα και το ποσό της συνολικής βροχόπτωσης αλλά και της ροής λανθάνουσας θερμότητας (όπως συμβαίνει στην παρούσα εργασία-μείωση και των δυο ποσοτήτων). Η ταυτόχρονη μεταβολή και των δύο ποσοτήτων μπορεί ακόμα και να οδηγήσει σε μηδενική μεταβολή της εδαφικής υγρασίας. Γενικά, ο τρόπος με τον οποίο θα επηρεαστεί η υγρασία του εδάφους εξαρτάται και πάλι από το ποσό του διαθέσιμου νερού που υπάρχει και είναι διαθέσιμο για εξάτμιση.

Στην παρούσα μελέτη σύμφωνα με το Σχήμα 4.25 παρατηρείται κατά κύριο λόγο μια αύξηση της εδαφικής υγρασίας στο μεγαλύτερο μέρος της Ευρώπης για όλες τις εποχές όταν λαμβάνεται υπόψη η

ανάδραση των νεφών υποκλίμακας με την ακτινοβολία. Αυτό έρχεται σε αντίθεση με τη έρευνα των Herwehe et al. (2014) που διαπίστωσαν μείωση στις τιμές της παραμέτρου αυτής (αρνητικές διαφορές) και ιδιαίτερα την περίοδο του καλοκαιριού όπου η ανωμεταφορά (convection) είναι μεγαλύτερη. Η αύξηση της εδαφικής υγρασίας που παρατηρείται στη συγκεκριμένη μελέτη ευαισθησίας σε ορισμένες υποπεριοχές ξεπερνάει το 2% (Σχήμα 4.26) και ενδεχομένως σχετίζεται με την ελάττωση της εξάτμισης.

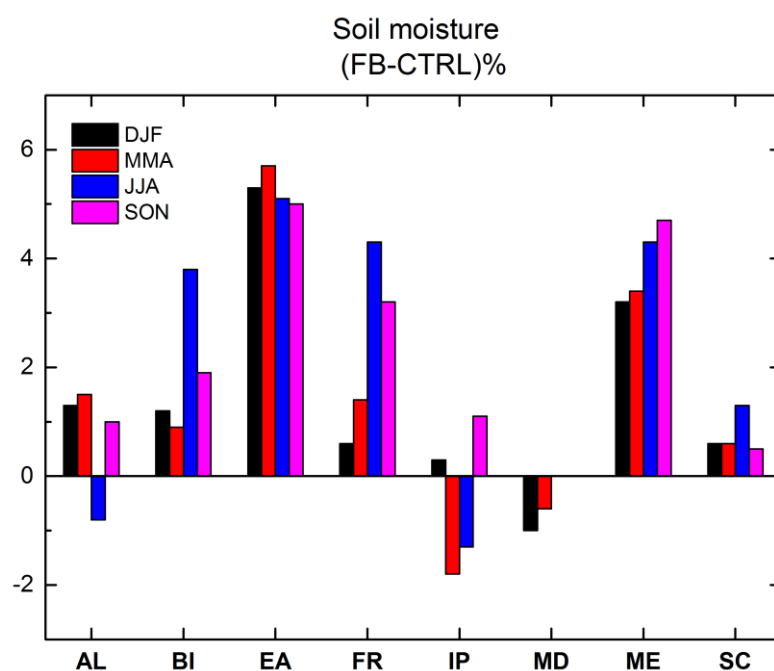
Αξίζει να σημειωθεί ότι η οποιαδήποτε αλλαγή στην εδαφική υγρασία λόγω της αλληλεπίδρασης των νεφών με την ακτινοβολία, θα επηρεάσει και τις αλληλεπιδράσεις της ατμόσφαιρας και του εδάφους, οι οποίες θα οδηγήσουν σε περαιτέρω διατάραξη του ενεργειακού και υδατικού ισοζυγίου.



Σχήμα 4.25: Εδαφική υγρασία στην περιοχή της Ευρώπης για την προσομοίωση αναφοράς (CTRL) (αριστερά), την προσομοίωση με ανάδραση (FB) (μέση) και τις διαφορές τους (δεξιά) για τις τέσσερις εποχές (χειμώνας, άνοιξη, καλοκαίρι, φθινόπωρο).

Πίνακας 4.11: Απόλυτες διαφορές (FB-CTRL) της εδαφικής υγρασίας για όλες τις εποχές και υποπεριοχές (kg/m²).

	DJF	MMA	JJA	SON
AL	7.5	8.2	-7.2	4.3
BI	7.5	5.9	19.8	10.2
EA	27.9	30.5	21.3	22.1
FR	3.6	8.6	19.8	15.0
IP	2.3	-9.3	-5.7	4.5
MD	-4.4	-2.2	-0.2	0.4
ME	18.0	19.4	18.9	22.5
SC	3.9	4.1	7.2	2.8

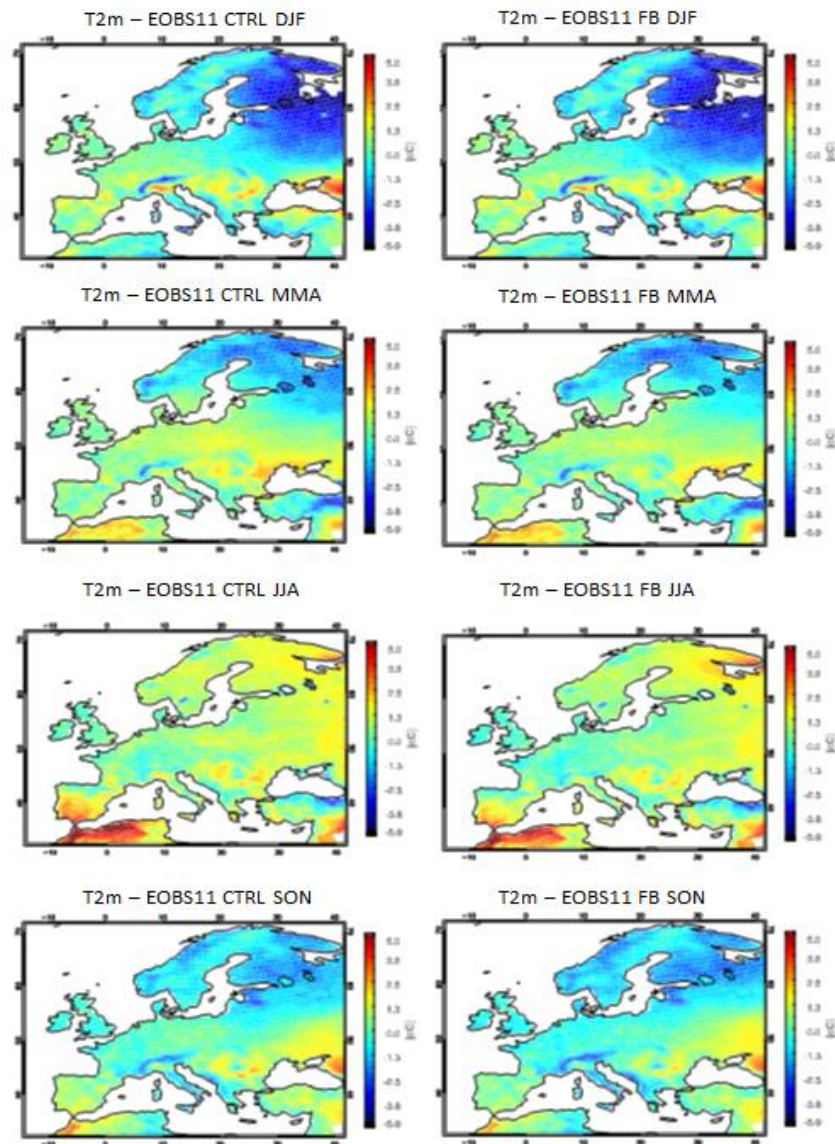


Σχήμα 4.26: Σχετικές διαφορές (FB-CTRL) της εδαφικής υγρασίας για όλες τις εποχές και υποπεριοχές .

4.13 Αξιολόγηση κλιματικών προσομοιώσεων

4.13.1 Θερμοκρασία

Στο Σχήμα 4.27, παρουσιάζονται οι μέσες εποχιακές τιμές του bias για κάθε μια από τις δυο προσομοιώσεις. Η θερμοκρασία τόσο στην προσομοίωση αναφοράς όσο και στην προσομοίωση ευαισθησίας υπερεκτιμάται από το μοντέλο την περίοδο του καλοκαιριού (bias μεγαλύτερο από 4°C) στο μεγαλύτερο μέρος της Ευρώπης ενώ αντίθετα υποεκτιμάται σημαντικά την περίοδο του χειμώνα κυρίως στη βορειανατολική Ευρώπη (~4.5°C υποεκτίμηση). Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της αξιολόγησης, η εισαγωγή της αλληλεπίδρασης των νεφών υποκλίμακας με την ακτινοβολία δεν μεταβάλλει σημαντικά την παράμετρο της θερμοκρασίας.

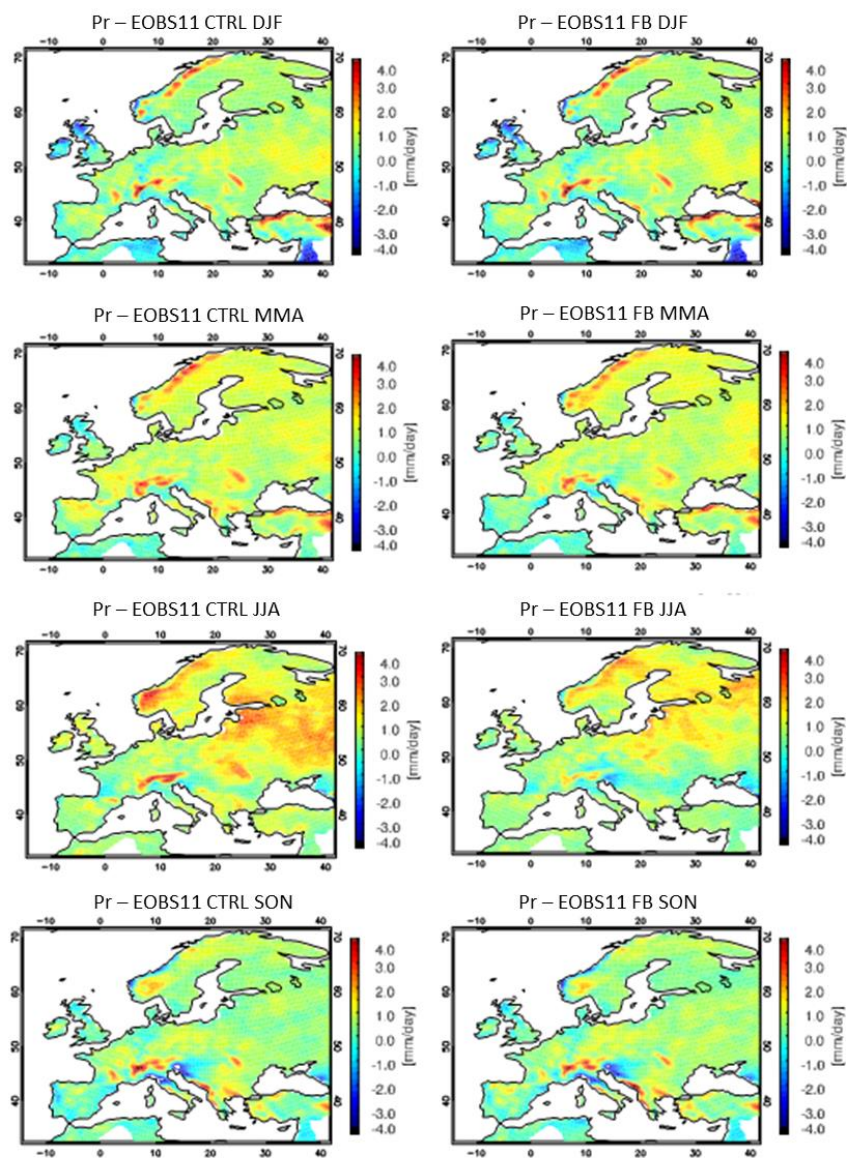


Σχήμα 4.27: Μέσο εποχιακό bias θερμοκρασίας για το control (αριστερά) και feedback (δεξιά) πείραμα.

4.13.2 Βροχόπτωση

Από το Σχήμα 4.28: Μέσο εποχιακό bias βροχόπτωσης για το control (αριστερά) και feedback (δεξιά) πείραμα. Σχήμα 4.28, φαίνεται ξεκάθαρα ότι με την ενεργοποίηση του μηχανισμού ανάδρασης η προσομοίωση της βροχόπτωσης είναι πιο ρεαλιστική ιδιαίτερα την περίοδο του καλοκαιριού. Πιο αναλυτικά, οι τιμές του bias είναι σημαντικά μειωμένες στην προσομοίωση ευαισθησίας το καλοκαίρι στην περιοχή της βόρειας και ανατολικής Ευρώπης, καθώς και στην περιοχή των

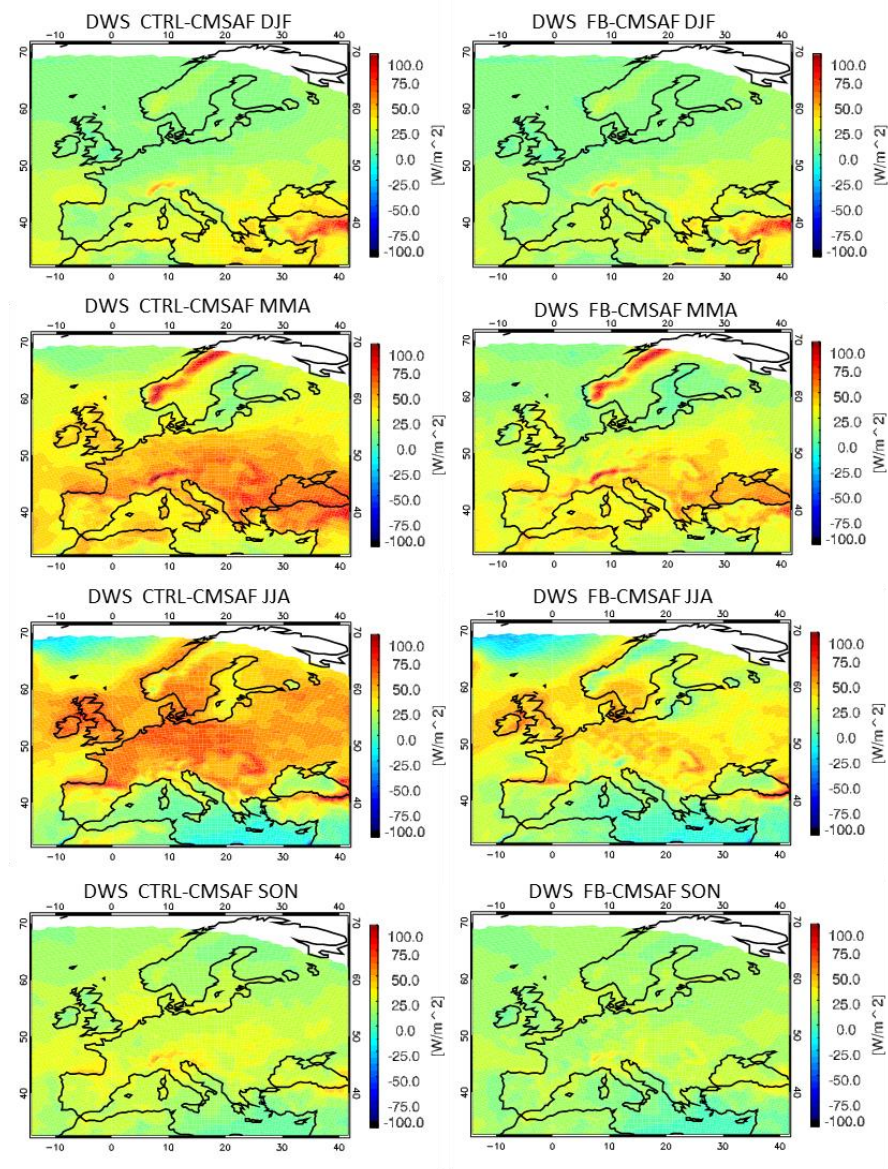
Άλπεων. Οι υπόλοιπες εποχές φαίνεται να μην επηρεάζονται από την εισαγωγή της αλληλεπίδρασης. Παρόλα αυτά, η παράμετρος της βροχόπτωσης εξακολουθεί να υπερεκτιμάται από το μοντέλο κατά τη διάρκεια όλων των εποχών και ιδιαίτερα την άνοιξη στο μεγαλύτερο μέρος της ηπείρου, καθώς και το καλοκαίρι στην περιοχή της βόρειας Ευρώπης. Χαρακτηριστική μάλιστα είναι η περιοχή των Άλπεων, όπου η παράμετρος της βροχόπτωσης υπερεκτιμάται όλες τις εποχές. Η υπερεκτίμηση μάλιστα της καλοκαιρινής βροχόπτωσης σε αυτή την περιοχή, μελετήθηκε από τους Torma et al. (2011) και Mystakidis et al. (2013) σύμφωνα με τους οποίους η προσομοίωση της βροχόπτωσης γίνεται πιο ρεαλιστική, επιλέγοντας υψηλή ανάλυση και κατάλληλο σχήμα παραμετροποίησης των κατακόρυφων κινήσεων. Αξίζει επίσης να σημειωθεί ότι πλήθος ερευνών υποδεικνύουν την υπερεκτίμηση της ποσότητας αυτής από το κλιματικό μοντέλο WRF (Kotlarski et al., 2014; Garcia-Diez et al., 2014; Katragkou et al., 2015).



Σχήμα 4.28: Μέσο εποχιακό bias βροχόπτωσης για το control (αριστερά) και feedback (δεξιά) πείραμα.

4.13.3 Ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος

Είναι χαρακτηριστική η μείωση της ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος την περίοδο της άνοιξης και του καλοκαιριού, όταν το WRF επιτρέπει την αλληλεπίδραση των νεφών υποκλίμακας με την ακτινοβολία. Συγκεκριμένα, οι τιμές του $bias$ μειώνονται περίπου κατά 50 W/m^2 στην προσομοίωση ευαισθησίας. Βέβαια και σε αυτή την περίπτωση, όπως και στην περίπτωση της βροχόπτωσης, η ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στο έδαφος εξακολουθεί να υπερεκτιμάται όλες τις εποχές κυρίως βέβαια τους μήνες της άνοιξης και του καλοκαιριού (τιμές μεγαλύτερες από 50 W/m^2 την άνοιξη και το καλοκαίρι).



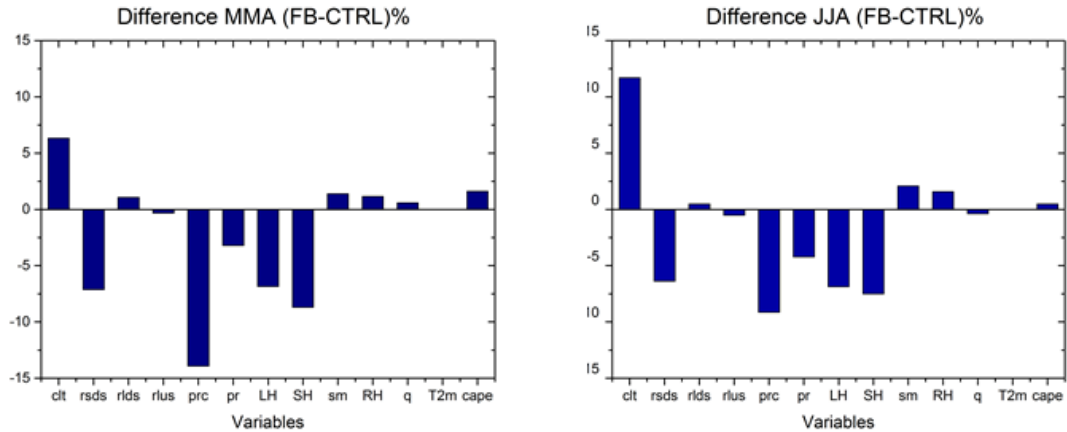
Σχήμα 4.29: Μέσο εποχιακό bias ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος για το control (αριστερά) και feedback (δεξιά) πείραμα.

5 ΣΥΖΗΤΗΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

Στην παρούσα εργασία μελετάται η επίδραση των νεφών υποκλίμακας (subgrid scale convective clouds) σε διάφορες παραμέτρους, λόγω της αλληλεπίδρασης τους με την ακτινοβολία με τη βοήθεια του κλιματικού μοντέλου WRF. Για τη μελέτη αυτής της αλληλεπίδρασης, πραγματοποιούνται δύο κλιματικές προσομοιώσεις και συγκρίνονται για την περιοχή της Ευρώπης. Στην προσομοίωση αναφοράς δε λαμβάνονται υπόψη οι αλληλεπιδράσεις της ακτινοβολίας με τα νέφη ανωμεταφοράς, ενώ στην άλλη περίπτωση (προσομοίωση ευαισθησίας) το κλιματικό μοντέλο επιτρέπει αυτή την ανάδραση. Σημειώνεται ότι, στην προεπιλεγμένη (default) έκδοση του μοντέλου, το WRF δε λαμβάνει υπόψη την αλληλεπίδραση των νεφών αυτών με την ακτινοβολία.

Σύμφωνα με το κεφάλαιο 4, η εισαγωγή της αλληλεπίδρασης των νεφών υποκλίμακας με την ακτινοβολία στο κλιματικό μοντέλο WRF επηρεάζει την προσομοίωση διαφόρων μετεωρολογικών παραμέτρων κυρίως κατά την άνοιξη και το καλοκαίρι, ενώ το φθινόπωρο και τον χειμώνα οι αλλαγές είναι πολύ μικρές. Με βάση το Σχήμα 5.1, όπου παρουσιάζονται οι διαφορές(σχετικές) ανάμεσα στις δύο προσομοιώσεις για τις διάφορες μεταβλητές μεσοποιημένες για όλη την περιοχή της Ευρώπης, φαίνεται ξεκάθαρα ότι οι μεταβλητές που επηρεάζονται περισσότερο από την αλληλεπίδραση της ακτινοβολίας με τα νέφη είναι το συνολικό ποσοστό νεφοκάλυψης, η ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος που φτάνει στο έδαφος, η βροχόπτωση κατακόρυφης μεταφοράς, καθώς και οι ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας.

Στον Πίνακα 5.1 παρουσιάζεται ο συντελεστής χωρικής συσχέτισης που υπολογίστηκε από τις διαφορές ανάμεσα στις δυο προσομοιώσεις για κάθε μεταβλητή, χρησιμοποιώντας τις μέσες εποχιακές τιμές (καλοκαίρι συγκεκριμένα) όλων των κελιών.



Σχήμα 5.1: Σχετικές διαφορές ανάμεσα στις δυο προσομοιώσεις για τη συνολική νεφοκάλυψη (clt), ακτινοβολία μικρού και μεγάλου μήκους κύματος με κατεύθυνση προς τα κάτω και προς τα πάνω (rsds, rlds, rlds), βροχόπτωση κατακόρυφης μεταφοράς (prc), συνολική βροχόπτωση (pr), λανθάνουσα (LH) και αισθητή (SH) θερμότητα, εδαφική υγρασία (sm), σχετική υγρασία (RH), ειδική υγρασία (q), θερμοκρασία (T_{2m}), διαθέσιμη δυναμική ενέργεια για ανωμεταφορά την περίοδο της άνοιξης (αριστερά) και του καλοκαιριού (δεξιά).

Η παράμετρος που επηρεάζεται άμεσα με την ενεργοποίηση του μηχανισμού ανάδρασης είναι η **ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος** που φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους (downward shortwave radiation, rsds). Η ποσότητα αυτή, ανακλάται πλέον και από τα νέφη υποκλίμακας με αποτέλεσμα να φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους περισσότερο μειωμένη. Η επιπλέον μείωση της ακτινοβολίας είναι παρόμοια την άνοιξη και το καλοκαίρι (~7%) για όλη την περιοχή της Ευρώπης. Μάλιστα, η μείωση είναι χαρακτηριστική την περίοδο της άνοιξης στη περιοχή της κεντρικής Ευρώπης (-10.1%), της Γαλλίας (-9.2%) και των Βρετανικών νήσων (-10.5%).

Αντίθετη είναι η συμπεριφορά της **μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας** με κατεύθυνση προς το έδαφος (downward longwave radiation, rlds). Η συνιστώσα αυτή καθορίζεται από την εκπομπή των συστατικών της ατμόσφαιρας (θερμοκηπικών αερίων) και των νεφών. Καθώς η σύσταση της ατμόσφαιρας δε μεταβάλλεται, αναμένεται ότι η συγκεκριμένη συνιστώσα της ακτινοβολίας θα μεταβάλλεται λόγω μεταβολής της νέφωσης. Η ποσότητα αυτή αυξάνεται κατά μέσο όρο 0.5% την περίοδο της άνοιξης και κατά 1% την περίοδο του

καλοκαιριού για όλη την περιοχή της Ευρώπης (Σχήμα 5.1) σαν αποτέλεσμα της αύξησης της νέφωσης. Συγκεκριμένα, είναι χαρακτηριστική η αύξηση της ποσότητας αυτής στις διάφορες υποπεριοχές της Ευρώπης κατά τη διάρκεια της άνοιξης κατά μέσο όρο $3 W/m^2$ (1%). Το καλοκαίρι παρατηρείται επίσης αύξηση της ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος που φτάνει στο έδαφος της τάξης του $1.5 W/m^2$ (0.5%). Η περίοδος του χειμώνα και του φθινοπώρου είναι οι εποχές που επηρεάζονται λιγότερο από την αλληλεπίδραση των νεφών με την ακτινοβολία. Όπως και στην περίπτωση της ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος που φτάνει στο έδαφος, έτσι και στην περίπτωση αυτή οι υποπεριοχές που επηρεάζονται περισσότερο είναι στην περιοχή της κεντρικής Ευρώπης (2.1%), της Γαλλίας (1.4%) και των Βρετανικών νήσων (1.5%).

Η χωρική συσχέτιση της ακτινοβολίας (rsds, rlds) με τα **νέφη** είναι σχετικά μεγάλη (0.7) όπως είναι αναμενόμενο (Πίνακας 5.1).

Κάτι τέτοιο επιβεβαιώνεται και στο Σχήμα 5.1, στο οποίο το **ποσοστό της νεφοκάλυψης** αυξάνεται περισσότερο την περίοδο του καλοκαιριού στην περιοχή της Ευρώπης (κατά μέσο όρο 12%). Οι αλλαγές στη συνολική νεφοκάλυψη είναι της τάξης του 0.2-20% ανάλογα με την υποπεριοχή της Ευρώπης και την εποχή. Πιο αναλυτικά, οι μεγαλύτερες διαφορές εντοπίζονται κατά τη θερμή περίοδο όπου η ανωμεταφορά (λόγω θερμικού αιτίου) είναι χαρακτηριστική. Τόσο το καλοκαίρι όσο και την άνοιξη, το ποσοστό της νεφοκάλυψης αυξάνεται σημαντικά στην περιοχή της Γαλλίας, της κεντρικής Ευρώπης και της Μεσογείου.

Όσον αφορά στη **θερμοκρασία στα 2m**, φαίνεται ότι μειώνεται στις διάφορες υποπεριοχές της Ευρώπης με διαφορές που κυμαίνονται από 0.2 ως και 0.4°C την περίοδο της άνοιξης και του καλοκαιριού. Σύμφωνα με τον Πίνακα 5.1, η μείωση της θερμοκρασίας κοντά στην επιφάνεια φαίνεται να συσχετίζεται χωρικά περισσότερο με τη μείωση της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία (rsds) (0.5), απ'ότι με τη μεταβολή της μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία με κατεύθυνση

προς τα κάτω (0.2). Καθώς η ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος που φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους ελαττώνεται, μειώνεται και η θερμοκρασία. Η αύξηση της μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας με διεύθυνση προς τα κάτω συνδέεται με περισσότερα σύννεφα και η επίπτωση στη θερμοκρασία μπορεί να έχει διαφορετικό πρόσημο, ανάλογα με το είδος της νέφωσης που μεταβάλλεται: εφόσον πρόκειται για υψηλή νέφωση, υπερισχύει το greenhouse forcing (θέρμανση) ενώ εάν πρόκειται για χαμηλή νέφωση, υπερισχύει το cloud albedo forcing (ψύξη). Στα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης (deep convective clouds), τα δύο φαινόμενα αλληλοεξουδετερώνονται, με σχεδόν ουδέτερο αποτέλεσμα στη θερμοκρασία. Για να μελετηθεί πιο λεπτομερώς η επίδραση του **cloud forcing** και οι επιπτώσεις στη θερμοκρασία, θα πρέπει να πραγματοποιηθεί μια λεπτομερέστερη έρευνα για να επιβεβαιωθεί ποιο είδος νέφωσης επηρεάζεται περισσότερο. Οι Herwehe et al. (2014) στην έρευνα που πραγματοποίησαν για την περιοχή της Βόρειας Αμερικής διαπίστωσαν ότι από την ενεργοποίηση του μηχανισμού επηρεάζεται κατά κύριο λόγο η μέσου ύψους νέφωση.

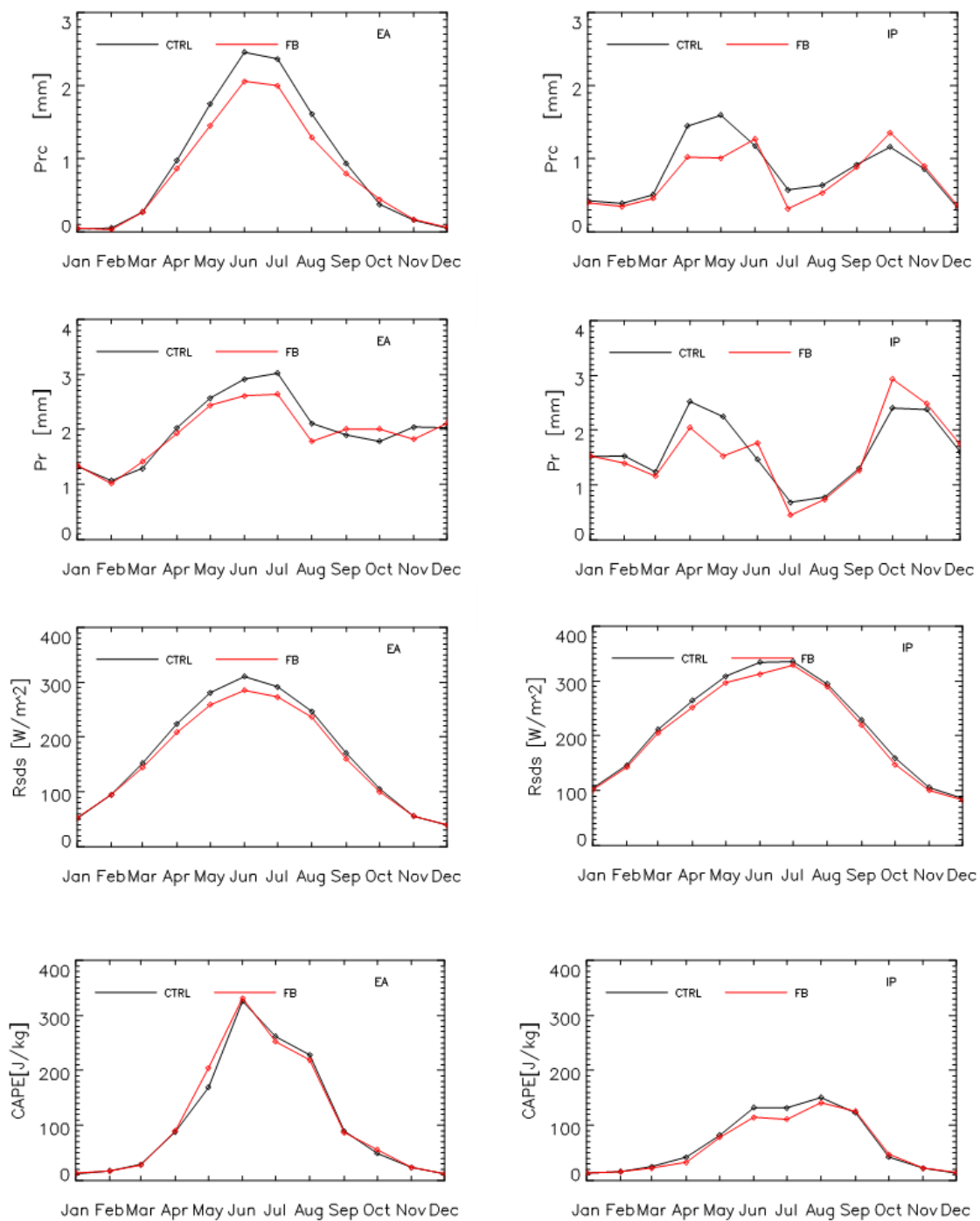
Πίνακας 5.1: Συντελεστής συσχέτισης των διαφορών της θερμοκρασίας (T_{2m}), ειδικής υγρασίας (q), βροχόπτωσης κατακόρυφης μεταφοράς (prc), συνολικής βροχόπτωσης (pr), βροχόπτωσης μεγάλης κλίμακας ($prls$), νεφοκάλυψης (clt), αισθητής (SH) και λανθάνουσας θερμότητας (LH), σχετικής υγρασίας (RH), εδαφικής υγρασίας (sm), διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας ($cape$), ακτινοβολίας μικρού και μεγάλου μήκους κύματος με κατεύθυνση προς τα κάτω και προς τα πάνω ($rsds, rlds, rlus$) ανάμεσα στα δύο πειράματα.

	T_{2m}	q	prc	pr	$prls$	clt	LH	SH	RH	sm	$cape$	$rsds$	$rlds$	$rlus$
T_{2m}	1	0.0	0.2	0.2	0	-0.3	0.3	0.3	-0.5	-0.2	0.1	0.5	0.2	0.9
q	0.0	1	0.5	0.5	0.2	0.3	0.4	-0.5	0.8	0.4	0.6	0.0	0.5	-0.1
prc	0.2	0.5	1	0.9	0.2	0	0.7	-0.1	0.2	0.3	0.3	0.5	0.0	0.1
pr	0.2	0.5	0.9	1	0.7	0.1	0.6	-0.2	0.3	0.4	0.2	0.3	0.1	0.0
$prls$	0.0	0.2	0.2	0.7	1	0.3	0.1	-0.2	0.2	0.3	0.1	-0.1	0.2	-0.1
clt	-0.3	0.3	0	0.1	0.3	1	-0.3	-0.5	0.5	0.4	0.2	-0.7	0.7	-0.4
LH	0.3	0.4	0.7	0.6	0.1	-0.3	1	-0.2	0.0	0.1	0.1	0.7	-0.2	0.1
SH	0.3	-0.5	-0.1	-0.2	-0.2	-0.5	-0.2	1	-0.6	-0.6	-0.4	0.5	-0.5	0.6
RH	-0.5	0.8	0.2	0.3	0.2	0.5	0.0	-0.6	1	0.5	0.5	-0.5	0.5	-0.6
sm	-0.2	0.4	0.3	0.4	0.3	0.4	0.1	-0.6	0.5	1	0.4	-0.3	0.3	-0.3
$rsds$	0.5	0.0	0.5	0.3	-0.1	-0.7	0.7	0.5	-0.5	-0.3	-0.2	1	-0.6	0.5
$cape$	0.1	0.6	0.3	0.2	0.1	0.2	0.1	-0.4	0.5	0.4	1	-0.2	0.4	0.1
$rlds$	0.2	0.5	0.0	0.1	0.2	0.7	-0.2	-0.5	0.5	0.3	0.4	-0.6	1	0.0
$rlus$	0.9	-0.1	0.1	0	-0.1	-0.4	0.1	0.6	-0.6	-0.3	1	0.5	0.0	1

Η **βροχόπτωση κατακόρυφης μεταφοράς** είναι από τις παραμέτρους που επηρεάζονται σημαντικά όταν ενεργοποιείται ο μηχανισμός ανάδρασης. Την περίοδο της άνοιξης είναι χαρακτηριστική η μείωση της ποσότητας αυτής σε ολόκληρη την περιοχή της Ευρώπης (-14%). Συγκεκριμένα, η ποσότητα αυτή μειώνεται στην προσομοίωση ευαισθησίας τόσο την περίοδο της άνοιξης όσο και του καλοκαιριού ως αποτέλεσμα της λιγότερης διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας (CAPE) για ανωμεταφορά. Η μείωση της ακτινοβολίας που φτάνει στο έδαφος έχει σαν αποτέλεσμα τη μείωση της θερμοκρασίας του εδάφους και τη μείωση της διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας για κατακόρυφη μεταφορά. Η μείωση της βροχόπτωσης κατακόρυφης μεταφοράς κυμαίνεται από 0.5 ως 30% την άνοιξη και το καλοκαίρι στις διάφορες υποπεριοχές.

Δύο από τις περιοχές που εμφανίζουν τις μεγαλύτερες διαφορές στην βροχόπτωση κατακόρυφης μεταφοράς είναι η περιοχή της Ιβηρικής (IP) χερσονήσου (κυρίως την άνοιξη) και της ανατολικής Ευρώπης (EA) (κυρίως το καλοκαίρι). Στο Σχήμα 5.2, φαίνεται ο μέσος ετήσιος κύκλος (mean annual cycle), της συνολικής βροχόπτωσης (Pr), της βροχόπτωσης κατακόρυφης μεταφοράς (Prc), της ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος που φτάνει στο έδαφος (rsds) καθώς και της διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας (CAPE) για τις δυο υποπεριοχές που εμφανίζουν τις μεγαλύτερες αλλαγές (EA, IP). Η κλιματολογία της κάθε περιοχής διαφέρει σημαντικά, με μέγιστο βροχόπτωσης στην ανατολική Ευρώπη κατά τη θερινή περίοδο και με ελάχιστο στην Ιβηρική Χερσόνησο. Στη νότια Ευρώπη, επηρεάζεται η βροχόπτωση κατακόρυφης μεταφοράς κυρίως τους μήνες της άνοιξης (Απρίλιο, Μάιο) ενώ στην ανατολική κατά τους θερινούς (Ιούνιο με Αύγουστο). Ενδεχομένως, η μεγαλύτερη ευαισθησία της βροχόπτωσης στην Ιβηρική Χερσόνησο κατά τη διάρκεια της εαρινής αντί της θερινής περιόδου να σχετίζεται με τα ποσά διαθέσιμης υγρασίας στην ατμόσφαιρα (specific humidity) και στο έδαφος (soil moisture): τα ελάχιστα ποσά υγρασίας σε μια γενικά ξηρή περιοχή μπορεί να

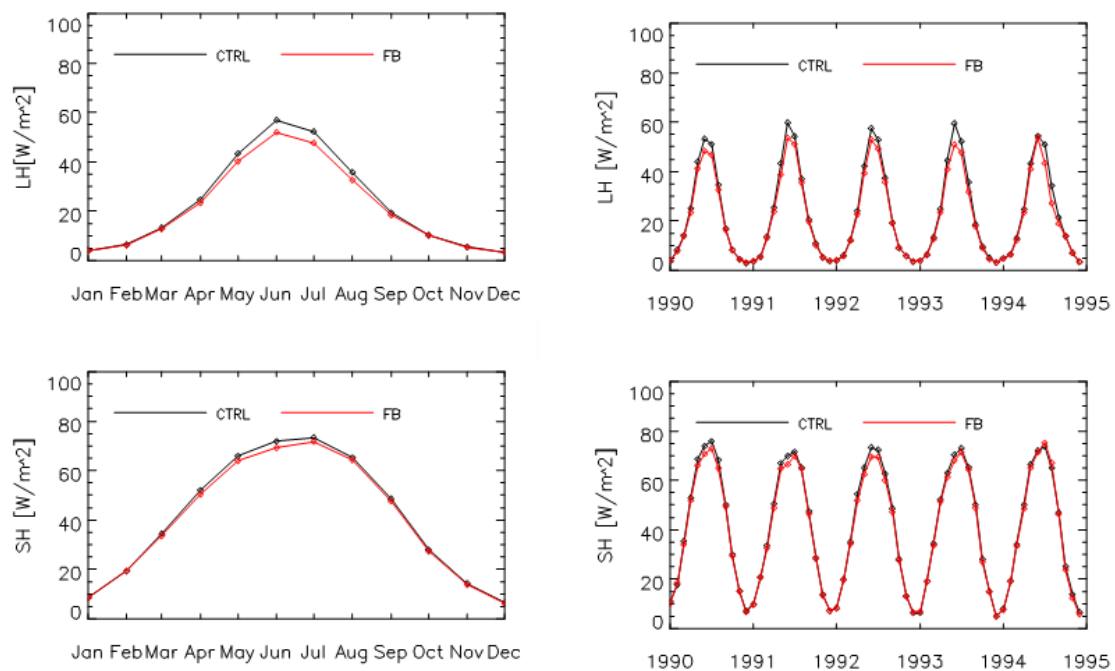
αποτελούν τον περιοριστικό παράγοντα για το σχηματισμό βροχής από ανωμεταφορά τους θερινούς μήνες, παρά τη μεγάλη διαθεσιμότητα ενέργειας. Η διαθέσιμη υγρασία στο έδαφος και στην ατμόσφαιρα μειώνεται στην Ιβηρική κατά τους εαρινούς μήνες (όχι όμως και στην ανατολική Ευρώπη). Να σημειωθεί ότι γενικά σε ξηρές περιοχές, η οποιαδήποτε αλλαγή στη βροχόπτωση οδηγεί σε πολύ μεγάλες διαφορές στην εδαφική υγρασία και επηρεάζει τον τρόπο που αλληλοεπιδρά η εδαφική υγρασία με τη ροή της αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας με αποτέλεσμα την περαιτέρω διατάραξη του ενεργειακού και υδατικού ισοζυγίου (land-atmosphere coupling).



Σχήμα 5.2: Ετήσιος κύκλος της βροχόπτωσης κατακόρυφης μεταφοράς, της συνολικής βροχόπτωσης, της ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος που φτάνει στο έδαφος και της διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας για δυο υποπεριοχές της Ευρώπης, EA(αριστερά) και IP (δεξιά).

Η ακτινοβολία μικρού και μεγάλου μήκους κύματος που φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους καθορίζει και τον τρόπο μεταφοράς της **ροής λανθάνουσας θερμότητας**. Η μείωση της ηλιακής ακτινοβολίας (μεγαλύτερη από την αύξηση της γήινης που φτάνει στο έδαφος) αλλά και η μείωση της βροχόπτωσης έχουν σαν αποτέλεσμα να υπάρχει λιγότερη διαθέσιμη ενέργεια και υγρασία για εξάτμιση. Υψηλός είναι μάλιστα και ο συντελεστής συσχέτισης των διαφορών των ροών λανθάνουσας θερμότητας τόσο με τη βροχόπτωση κατακόρυφης μεταφοράς (0.7) όσο και με την ακτινοβολία που φτάνει στο έδαφος (0.7). Η μείωση των ροών λανθάνουσας θερμότητας είναι χαρακτηριστική την άνοιξη και το καλοκαίρι στο μεγαλύτερο τμήμα της ηπείρου (~7%). Από τον ετήσιο κύκλο της ροής λανθάνουσας θερμότητας (Σχήμα 5.3, πάνω αριστερά) φαίνεται ξεκάθαρα ότι η παράμετρος αυτή δεν επηρεάζεται τις υπόλοιπες εποχές πέρα από το καλοκαίρι, κάτι το οποίο είναι συστηματικό σύμφωνα με την αντίστοιχη χρονοσειρά (time series)(Σχήμα 5.3, πάνω δεξιά).

Η ροή **αισθητής θερμότητας** μειώνεται κατά μέσο όρο 9% την άνοιξη και 7% το καλοκαίρι ως αποτέλεσμα της μείωσης της διαθέσιμης ενέργειας από την ακτινοβολία (rsds). Τόσο ο ετήσιος κύκλος της αισθητής θερμότητας όσο και η χρονοσειρά (Σχήμα 5.3) επιβεβαιώνουν τη μείωση της αισθητής θερμότητας τους μήνες της άνοιξης και του καλοκαιριού.



Σχήμα 5.3: Ετήσιος κύκλος και χρονοσειρά των ροών αισθητής (κάτω) και λανθάνουσας θερμότητας (πάνω) για όλη την Ευρώπη.

Σχετικά με την **εδαφική υγρασία** πρόκειται για μια ποσότητα που ρυθμίζεται από δύο άλλες παραμέτρους, τη βροχόπτωση και την εξάτμιση. Στη συγκεκριμένη μελέτη η εδαφική υγρασία αυξάνεται στο μεγαλύτερο μέρος της Ευρώπης. Αυτό όπως αναφέρθηκε και παραπάνω έρχεται σε αντίθεση με την έρευνα που πραγματοποιήθηκε από τους τους Herwehe et.al (2014), όπου είχε διαπιστωθεί μείωση της υγρασία του εδάφους για την περίοδο μελέτης (1988-1990). Εξαίρεση βέβαια αποτελεί η περιοχή της Ιβηρικής χερσονήσου, όπου η εδαφική υγρασία μειώνεται (-9.3 kg/m^2 την περίοδο της άνοιξης και -5.7 kg/m^2 την περίοδο του καλοκαιριού) αλλά και η περιοχή της Μεσογείου (-2.2 kg/m^2 την περίοδο της άνοιξης και -0.2 kg/m^2 την περίοδο του καλοκαιριού). Ωστόσο, αξίζει να σημειωθεί ότι οι διαφορές ανάμεσα στις δύο έρευνες για τη μεταβλητή της εδαφικής υγρασίας μπορεί να διαφοροποιηθούν εάν πάρουμε διαφορετικό διάστημα αναφοράς μελέτης ή έχουμε διαφορετική χρονική διάρκεια μελέτης (≥ 5 έτη).

Σύμφωνα με όσα αναφέρθηκαν γίνεται αντιληπτό ότι η εισαγωγή της αλληλεπίδρασης των νεφών με την ακτινοβολία στο κλιματικό μοντέλο

WRF επηρεάζει τη συμπεριφορά των διαφόρων μετεωρολογικών παραμέτρων και μεταβάλλει τόσο το ενεργειακό όσο και το υδατικό ισοζύγιο μιας περιοχής. Κάποιες μεταβλητές είναι πιο ευαίσθητες στην αλλαγή αυτή (ακτινοβολία, βροχόπτωση, συνολικό ποσοστό νεφοκάλυψης), ενώ οι υπόλοιπες επηρεάζονται λιγότερο. Με βάση την αξιολόγηση των δεδομένων του μοντέλου με παρατηρησιακά και δορυφορικά δεδομένα που πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια της έρευνας αυτής για την περιοχή της Ευρώπης τη χρονική περίοδο 1990-1994, διαπιστώθηκε ότι, όταν το WRF λαμβάνει υπόψη την αλληλεπίδραση των νεφών υποκλίμακας με την ακτινοβολία, οι προσομοιώσεις κυρίως της βροχόπτωσης και της ηλιακής ακτινοβολίας είναι πιο ρεαλιστικές καθώς οι διαφορές ανάμεσα στα πραγματικά δεδομένα και στα δεδομένα του μοντέλου είναι μικρότερες (μικρότερο bias).

Τέλος, σύμφωνα με τα αποτελέσματα και τα συμπεράσματα η έρευνα αυτή θα μπορούσε να επεκταθεί μελλοντικά έτσι ώστε να μελετηθεί ποια είναι η επίδραση της αλληλεπίδρασης των νεφών υποκλίμακας με την ακτινοβολία στα χαμηλά, μεσαία και ψηλά νέφη και να διαπιστωθεί η επίπτωσή τους στο κλίμα (cloud forcing). Για τη μελέτη αυτή, είναι χρήσιμο να μελετηθούν τα κατακόρυφα προφίλ της θερμοκρασίας και της υγρασίας για να ερευνηθεί πώς διαταράσσονται τα κατακόρυφα προφίλ της ατμόσφαιρας. Επίσης, θα μπορούσε να πραγματοποιηθεί και η αξιολόγηση και άλλων παραμέτρων πέρα από την ακτινοβολία, τη βροχόπτωση και την θερμοκρασία με διαθέσιμα παρατηρησιακά δεδομένα, με περισσότερο έμφαση στην εδαφική υγρασία, της οποίας η συμπεριφορά είναι λιγότερο κατανοητή από τις υπόλοιπες.

6 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Οι αλληλεπιδράσεις των νεφών με την ακτινοβολία αποτελούν μια από τις σημαντικότερες διαδικασίες που καθορίζουν το κλιματικό καθεστώς μιας περιοχής. Παρόλα αυτά, η επίδραση που έχουν τα νέφη υποκλίμακας (subgrid scale cumulus clouds) στο κλίμα, λόγω της αλληλεπίδρασης τους με την ακτινοβολία, θεωρούνταν αμελητέα. Για να μελετηθεί και να ποσοτικοποιηθεί η επίδραση αυτή σε διάφορες μετεωρολογικές παραμέτρους, πραγματοποιήθηκαν για τη χρονική περίοδο 1990-1994 δυο κλιματικές προσομοιώσεις: προσομοίωση αναφοράς (control experiment) και προσομοίωση ευαισθησίας (feedback experiment). Στην πρώτη περίπτωση, δεν επιτρέπεται η αλληλεπίδραση των νεφών υποκλίμακας με την ακτινοβολία, ενώ στη δεύτερη, ο μηχανισμός ανάδρασης ενεργοποιείται.

Από τη σύγκριση των δυο προσομοιώσεων προέκυψε ότι οι μεγαλύτερες αλλαγές εντοπίζονται την περίοδο της άνοιξης και του καλοκαιριού. Οι συνιστώσες της ακτινοβολίας είναι από τις παραμέτρους που επηρεάζονται άμεσα, καθώς αλλάζει ο τρόπος που η ακτινοβολία “βλέπει” τα νέφη. Συγκεκριμένα, η ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος μειώνεται κατά μέσο όρο 7% τόσο την άνοιξη όσο και το καλοκαίρι δεδομένου ότι ανακλάται πλέον και από τα νέφη υποκλίμακας. Η σύγκριση μάλιστα της ποσότητας αυτής με δορυφορικά δεδομένα έδειξε ότι οι προσομοιώσεις είναι πιο ρεαλιστικές όταν ενεργοποιείται ο μηχανισμός ανάδρασης, αφού οι τιμές του bias είναι σημαντικά μικρότερες την άνοιξη και το καλοκαίρι στην προσομοίωση ευαισθησίας. Από την άλλη, η ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος που φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους αυξάνεται κατά μέσο όρο 0.5% την περίοδο της άνοιξης και κατά 1% την περίοδο του καλοκαιριού για όλη την περιοχή της Ευρώπης. Η αύξηση της συνολικής νεφοκάλυψης και ιδιαίτερα το καλοκαίρι (12%), λόγω διατάραξης του ενεργειακού ισοζυγίου, δικαιολογεί τη συμπεριφορά των δυο παραπάνω συνιστωσών της ακτινοβολίας. Η ενεργοποίηση του μηχανισμού επηρεάζει και την παράμετρο της θερμοκρασίας, η οποία

μειώνεται στις διάφορες υποπεριοχές της Ευρώπης (από 0.2 ως και 0.4°C), μείωση που σχετίζεται κατά κύριο λόγο με τη μείωση που παρατηρήθηκε στην ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος. Ωστόσο, οι περίπλοκες αλληλεπιδράσεις των μεταβλητών μέσω των διάφορων ατμοσφαιρικών διεργασιών (ακτινοβολία, ανωμεταφορά, εξατμισοδιαπνοή), καθώς και οι αλληλεπιδράσεις ατμόσφαιρας-εδάφους (land-atmosphere coupling) επηρεάζουν την παράμετρο της θερμοκρασίας. Αξίζει βέβαια να σημειωθεί ότι με βάση την αξιολόγηση της θερμοκρασίας (σύγκριση με πραγματικά δεδομένα), η συμπεριφορά της μεταβλητής αυτής δεν οδηγεί σε μεγάλες αλλαγές στις τιμές του bias, όταν λαμβάνεται υπόψη η ανάδραση νεφών υποκλίμακας και ακτινοβολίας. Επίσης, η ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος με διεύθυνση προς τα πάνω μειώνεται ως αποτέλεσμα μείωσης της θερμοκρασίας (0.3°C την άνοιξη και 0.5°C το καλοκαίρι). Η μείωση της ακτινοβολίας που φτάνει στο έδαφος έχει σαν αποτέλεσμα τη μείωση της διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας για κατακόρυφη μεταφορά. Αποτέλεσμα αυτής της διαδικασίας είναι και η μείωση της βροχόπτωσης κατακόρυφης μεταφοράς (που αποτελεί ένα μεγάλο ποσοστό της συνολικής βροχόπτωσης την άνοιξη και το καλοκαίρι), μείωση που είναι χαρακτηριστική την περίοδο της άνοιξης σε ολόκληρη την περιοχή της Ευρώπης (14%). Το καλοκαίρι η μείωση είναι της τάξης του 9%. Χαρακτηριστική είναι και σε αυτή την περίπτωση η μείωση του bias της βροχής όταν λαμβάνονται υπόψη οι αλληλεπιδράσεις νεφών υποκλίμακας και ακτινοβολίας και ιδιαίτερα το καλοκαίρι. Η μείωση της ακτινοβολίας σε συνδυασμό με τη μείωση της βροχόπτωσης οδηγούν στη μείωση της ροής λανθάνουσας θερμότητας κατά 7% (ίδια μείωση την άνοιξη και το καλοκαίρι). Η μείωση στη ροή αισθητής θερμότητας υπολογίστηκε κατά μέσο όρο 9% την άνοιξη και 7% το καλοκαίρι, κάτι το οποίο οφείλεται στην μείωση της διαθέσιμης ενέργειας από την ακτινοβολία. Όσον αφορά στην εδαφική υγρασία, αυξάνεται κατά κύριο λόγο στη έρευνα αυτή, ενώ εντοπίζονται υποπεριοχές όπου παρατηρείται μείωση (κυρίως στο νότο).

Σύμφωνα λοιπόν με τα παραπάνω, γίνεται αντιληπτό ότι με την ενεργοποίηση του μηχανισμού ανάδρασης, οι προσομοιώσεις γίνονται πιο ρεαλιστικές , αφού είναι καλύτερη πλέον και η αναπαράσταση των διαφορών φυσικών μηχανισμών. Κρίνεται λοιπόν σκόπιμο να μην θεωρείται αμελητέα η επίδραση των νεφών υποκλίμακας στο κλίμα και να λαμβάνεται υπόψη από τα κλιματικά μοντέλα.

7 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ackerman S.A, Knox, J. A. : Meteorology, Understanding the atmosphere, 2nd edition, 2007,467 pages.
- Alapaty, K., Herwehe, J. A., Otte, T. L., Nolte, C. G., Bullock, O. R., Mallard, M. S., Kain, J. S., and Dudhia, J.: Introducing subgrid-scale cloud feedbacks to radiation for regional meteorological and climate modeling, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L24808, doi: 10.1029/2012GL054031, 2012.
- Allen, M. R., and Ingram, W. J.: Constraints on future changes in climate and the hydrological cycle, *Nature*, 419, 224–232, doi: 10.1038/nature01092, 2002.
- Arakawa, A.: Modeling clouds and cloud processes for use in climate model. In *Physical Basis of Climate and Climate Modeling*, GARP Publication Series No. 16, World Meteorological Organization, 183–197, 1975.
- Arking, A.: The radiative effects of clouds and their impact on climate, *Bulletin of American Meteorological Society*, 71, 795–813, 1991.
- Bowden, J. H., Nolte C. G. , and Otte T. L. : Simulating the impact of the large-scale circulation on the 2-m temperature and precipitation climatology, *Clim. Dyn.*, 40(7–8), 1903–1920, doi:10.1007/s00382-012-1440-y, 2013.
- Bowden, J. H., Otte T. L., Nolte, C. G. and Otte M. J.: Examining interior grid nudging techniques using two-way nesting in the WRF model for regional climate modeling, *J. Clim.*, 25(8), 2805–2823, doi:10.1175/jcli-d-11-00167.1. , 2012.
- Bullock, O. R., Alapaty K., Herwehe J. A., Mallard M. S., Otte T. L., Gilliam R. C. , and Nolte C. G. : An observation-based investigation of nudging in WRF for downscaling surface climate information to 12-km grid spacing, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 53(1), 20–33, doi:10.1175/JAMC-D-13-030.1.,2013.
- Cess, R. D., and Potter, G. L.: Exploratory studies of cloud radiative forcing with a general circulation model, *Tellus*, 39A, 460–473, 1987.
- Charlock, T. P., and Ramanathan, V.: The albedo field and cloud radiative forcing produced by a general circulation model with internally generated cloud optics, *J. Atmos. Sci.*, 42, 1408–1429, 1985.
- Chen, F., Mitchell, K., Schaake, J., Xue, Y., Pan, H.-L., Koren, V., Duan, Q. Y., Ek, M., and Betts, A.: Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations, *J. Geophys. Res.*, 101, 7251, doi: 10.1029/95JD02165, 1996.

- Chen, T., Rossow, W. B., and Zhang, Y. C.: Radiative effects of cloud-type variations, *J. Clim.*, 13, 264–286, 2000.
- Christensen, J. H. and Christensen, O. B.: A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century, *Clim. Change*, 81, 7–30, doi: 10.1007/s10584-006-9210-7, 2007.
- Coakley, J. A., Jr., and Badwin, D. G.: Towards the objective analysis of clouds from satellite imagery data, *J. Climate Appl. Meteor.*, 23, 1065–1099, 1984.
- Collins, W. D., Rasch, P. J., Boville, B. A., Hack, J. J., Mc-Caa, J. R., Williamson, D. L., Kiehl, J. T., and Briegleb, B.: Description of the NCAR community atmosphere model (CAM 3.0) NCAR Technical Note, NCAR/TN-464CSTR, 2004.
- Corti, T. and Peter, T.: A simple model for cloud radiative forcing, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 5751–5758, doi:10.5194/acp-9-5751-2009, 2009.
- Cortinas and Stensrud: The Importance of Understanding Mesoscale Model Parameterization Schemes for Weather Forecasting, American Meteorology society, 1995.
- Curry and Ebert: Annual Cycle of Radiation Fluxes over the Arctic Ocean: Sensitivity to Cloud Optical Properties, American Meteorology Society, doi:http://dx.doi.org/10.1175/15200442(1992)005<1267:ACORFO>2.0.CO;2, 1992.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., Van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V, Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F.: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137, 553–597, doi:10.1002/qj.828, 2011.
- Del Genio AD, Yao M-S, Kovari W, and Lo KK-W. : A prognostic cloud water parameterization for global climate models. *J. Clim.* 9: 270–304, 1996.
- Dorrestijn J, Crommelin DT, Siebesma AP, and Jonket HJJ.: Stochastic parameterization of shallow cumulus convection estimated from high-resolution model data. *Theor. Comput. Fluid Dyn.* 27: 133–148., 2013.
- Ellis, J. S.: Cloudiness, the radiation budget, and climate, Ph. D. thesis, Colorado State University, Ft. Collins, 129 pp., 1978.

- García-Díez, Markel, Fernández, J., and Vautard, R.: An RCM Multi-Physics Ensemble over Europe: Multi-Variable Evaluation to Avoid Error Compensation, *Clima. Dynam.*, 1–16. doi:10.1007/s00382-015-2529-x, 2015.
- Goosse H., Barriat P.Y., Lefebvre W., Loutre M.F., and. Zunz V: Introduction to climate dynamics and climate modeling, 2010,196 pages.
- Hartmann, D. L., and Doelling D.: On the net radiative effectiveness of clouds. *J.Geophys. Res.*, 96D, 1991.
- Haylock, M. R., Hofstra, N., Klein Tank, A. M. G., Klok, E. J., Jones, P. D., and New, M.: A European daily highresolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006,*J.Geophys.Res.*,113,D20119,doi:10.1029/2008JD010201, 2008.
- Herwehe, J. A., Alapaty, K., Spero, T. L., and Nolte, C. G.: Increasing the credibility of regional climate simulations by introducing subgrid-scale cloud-radiation interactions, *J. Geophys. Res.*, 119, 5317–5330, doi: 10.1002/2014JD021504, 2014.
- Hong, S. and Lim, J.: The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6), *J. Korean Meteor. Soc.*, 42, 129-151 , 2006.
- Iacono, M. J., Delamere, J. S., Mlawer, E. J., Shephard, M. W., Clough, S. A., and Collins, W. D.: Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models, *J. Geophys. Res.*, 113, D13103, doi: 10.1029/2008JD009944, 2008.
- IPCC, 2013: Climate Change 2013, The Physical Science Basis, by the Working Group I.
- Jacob,C.: The representation of cloud cover in atmospheric general circulation models, Ph. D thesis, University of Munich, 2000.
- Kain, J. S.: The Kain–Fritsch Convective Parameterization: An Update, *J. Appl. Meteorol.*, 43, 170–181, doi: 10.1175/1520-0450(2004)043<0170: TKCPAU>2.0.CO;2, 2004.
- Katragkou E., Kartsios S., Vavritsa M., Alexandri G., and Karacostas T.: Impact of subgrid-scale cloud feedbacks to radiation in a climatic simulation over Europe, European Geosciences Union (EGU) General Assembly 2015, 12– 17/4/2015, Vienna, Austria.
- Katragkou E., Vavritsa M., Kartsios S., Alexandri G., Pytharoulis I., and Karacostas T.: Sensitivity study of convective cloud feedbacks on radiation and impacts on precipitation, International Conference on Regional Climate (ICRC)-CORDEX 2016, 17-20/5/2016, Stockholm, Sweden.

- Katragkou E., García-Díez M., Vautard R., Sobolowski S., Zanis P., Alexandri G., Cardoso R. M., Colette A., Fernandez J., Gobiet A., Goergen K., Karacostas T., Knist S., Mayer S., Soares P. M. M., Pytharoulis I., Tegoulas I., Tsikerdekis A., and Jacob D.: Hindcast regional climate simulations within EURO-CORDEX: Evaluation of a WRF multi-physics ensemble, *Geoscientific Model Development*, 8, 603–618, 2015.
- Keane RJ, and Plant RS. : Length and time scales for stochastic convective parameterization. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 138: 1150–1164, 2012.
- Knist S., Goergen K., Buonomo E., Christensen O.B, Colette A., Cardoso R.M, Fealy R., Fernandez J., Díez M.G, Jacob D., Kartsios S, Katragkou E., Keuler K, Mayer S., Meijgaard E., Nikulin G., Soares P. M.M, Sobolowski S., Szepszo G., Teichmann G., Vautard R., Warrach-Sagi K., Wulfmeyer V., and Simmer C.: Land-atmosphere coupling in EURO-CORDEX evaluation experiments, 2016 (submitted in *JGR Atmospheres*).
- Koh, T.-Y. and Fonseca, R. : Subgrid-scale cloud–radiation feedback for the Betts–Miller–Janjić convection scheme. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 142: 989–1006. doi: 10.1002/qj.2702, 2016.
- Kotlarski, S., Keuler, K., Christensen, O. B., Colette, A., Déqué, M., Gobiet, A., Goergen, K., Jacob, D., Lüthi, D., van Meijgaard, E., Nikulin, G., Schär, C., Teichmann, C., Vautard, R., Warrach-Sagi, K., and Wulfmeyer, V.: Regional climate modeling on European scales: a joint standard evaluation of the EUROCORDEX RCM ensemble, *Geosci. Model Dev.*, 7, 1297–1333, doi:10.5194/gmd-7-1297-2014, 2014.
- Kubar, T. L., Hartmann D. L., and Wood R.: Radiative and convective driving of tropical high clouds, *J. Clim.*, 20, 5510–5526, doi:10.1175/2007JCLI1628.1, 2007.
- Le Treut H., and Li ZX. : Sensitivity of an atmospheric general circulation model to prescribed SST changes: Feedback effects associated with the simulation of cloud optical properties. *Clim. Dyn.* 5: 175–187., 1991.
- Lee, W-H., Iakobellis, S.F., and Somerville R.C.J.: Cloud radiation forcing and feedbacks: General Circulation Model tests and observational validation. *J. Climate*, 10, 1997.
- Li, L., Li W., and Jin, J.: Improvements in WRF simulation skills of southeastern United States summer rainfall: physical parameterization and horizontal Resolution, *Clim Dyn* (2014) 43:2077–2091, DOI 10.1007/s00382-013-2031-2, 2014.
- Mitchell, J. F. B., Wilson C. A., and Cunningham W. M.: On CO₂ climate sensitivity and model dependence of results, *Q. J. R. METEOROL. SOC.*, 113, 293–322, doi:10.1256/smsqj.47516, 1987.

- Monin, A. S., and Obukhov A. M. : Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere (in Russian), Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci., USSR, 151, 163–187, 1954.
- Mueller, R. and Trentmann, J.: Validation Report, SARA climate data records, Satellite Application Facility on Climate Monitoring, 96 pp., doi:10.5676/EUM_SAF_CM/SARAH/V001, 2015a.
- Mueller, R., Pfeifroth, U., Träger-Chatterjee, C., Trentmann, J. and Cremer, R.: Digging the Meteosat Treasure-3 Decades of Solar Surface Radiation, Remote Sens., 7(6), 8067, doi:10.3390/rs70608067, 2015b.
- Mystakidis, S., Zanis, P., Dogras, C., Katragkou, E., Pytharoulis, I., Melas, D., Anadranistakis, E., and Feidas, H.: Optimization of a Regional Climate Model for High Resolution Simulation over Greece, in: Adv. Meteorol. Climatol. Atmos. Phys., edited by: Helmig, C. G. and Nastos, P. T., SE – 89, Springer Berlin Heidelberg, 623–629, 2013.
- Neale, R. B., et al. (2010a): Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM 5.0), Tech. Note NCAR/TN-486+STR, 268 pp., Natl. Cent. For Atmos. Res., Boulder, Colo., 2010.
- Neale, R. B., et al. (2010b): Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM 4.0), Tech. Note NCAR/TN-485+STR, 212 pp., Natl. Cent. For Atmos. Res., Boulder, Colo., 2010.
- Neelin: Climate change and climate modelling, Cambridge University Press, 2011, 298 pages.
- Otte, T. L., Nolte C. G., Otte M. J., and Bowden J. H. : Does nudging squelch the extremes in regional climate modeling, J. Clim., 25(20), 7046–7066, doi:10.1175/jcli-d-12-00048.1., 2012.
- Plant, R.S, and Craig, G.C. : A stochastic parameterization for deep convection based on equilibrium statistics. J. Atmos. Sci. 65: 87–105, 2008.
- Pruppacher, H.R and Klett, J.D: Microphysics of clouds and precipitation, 2nd edition, 2010, 975 pages.
- Ramanathan, V., R. D. Cess, E. F. Harrison, P. Minnis, B. R. Barkstrom, E. Ahmad, and D. Hartmann: Cloud radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment. Science, 243, 57–63, 1989.
- Ramanathan, V.: The role of earth radiation budget studies in climate and general circulation research, J. Geophys. Res., 92, 4075–4095, 1987.
- Ricketts JN. : An investigation into a relationship between upper air relative humidity and cloud cover. Meteorol. Mag. 102: 146–153, 1973.
- Seneviratne, S. I., Corti T. , Davin E. L., Hirschi M., Jaeger E. B., Lehner I., Orlowsky B., and Teuling A. J. : Investigating soil moisture–

- climate interactions in a changing climate: A review, *Earth-Science Rev.*, 99(3-4), 125–161, doi:10.1016/j.earscirev.2010.02.004., 2010.
- Senior, C.A, and Mitchell, J.F.B.: Carbon dioxide and climate. The impact of cloud parameterization. *J. Clim.*, 6, 393–418, 1993.
- Sesamori T.: A statistical model for stationary atmospheric cloudiness, liquid water content and rate of precipitation. *Mon. Weather Rev.* 103: 1037–1049. , 1975.
- Shneider, S.H: Cloudiness as a global climate feedback mechanism: The effects on the radiation balance and surface temperature of variations in cloudiness, *J. Atmos. Sci*, 29, 1413-1422, doi:10.1175/1520-0469(1972)029<1413:CAAGCF>2.0.CO;2, 1972.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, X.-Y., Wang, W., and Powers, J. G.: A description of the advanced research WRF version 3.' NCAR Technical Note TN-475+STR. NCAR: Boulder, CO, 2008.
- Slingo JM. : A cloud parameterization scheme derived from GATE data for use with a numerical model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 106: 747–770, 1980.
- Slingo JM. : The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 113: 899–927, 1987.
- Smagorinsky, J. (1960) On the Dynamical Prediction of Large-Scale Condensation by Numerical Methods, in *Physics of Precipitation: Proceedings of the Cloud Physics Conference*, Woods Hole, Massachusetts, June 3-5, 1959 (ed H. Weickmann), American Geophysical Union, Washington D. C.. doi: 10.1029/GM005p0071
- Solomon, S., Qin D. , Manning M. , Marquis M. , Averyt K., Tignor M. M. B., H. L. Miller Jr., and Z. Chen, Eds.: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, 996 pp, 2007.
- Stensrud, D.J.: *Parameterization Schemes: Keys to Understanding Numerical Weather Prediction Models*. Cambridge University Press, 459 pages, 2007.
- Stephens, G. L.: Cloud Feedbacks in the Climate System: A Critical Review, *J. Climate*, 18, 237–273, 2005.
- Sundqvist H.: A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 104: 677–690, 1978.
- Sundqvist H.: Parameterization of condensation and associated clouds in models for weather prediction and general circulation simulation. In *Physically-based Modelling and Simulation of Climate and Climatic Change – Part I*, M.E Schlesinger, Kluwer Academic Publishers, 433-462, 1988.

- Sundqvist, H., Berge, E., and Kristjánsson, J. E.: Condensation and Cloud Parameterization Studies with a Mesoscale Numerical Weather Prediction Model, *Mon. Weather Rev.*, 117, 1641–1657, 1989.
- Tiedtke M, Hackley WA, Slingo JM. : Tropical forecasting at ECMWF: The influence of physical parameterization on the mean structure of forecasts and analyses. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 114: 639–664, 1988.
- Vavritsa, M., Katragkou, E., Kartsios, S., Pytharoulis, I., and Karacostas T.: Sensitivity study of cloud-radiation feedbacks in a regional climate model simulation over Europe, Springer, 13th International Conference on Meteorology, Climatology and Atmospheric Physics (submitted)
- Weaver, C.P., and V. Ramanathan,: The link between summertime cloud radiative forcing and extratropical cyclones in the North Pacific. *J. Clim.*, 2093-2109, 1996.
- Wild, M. and Liepert, B.: The Earth radiation balance as driver of the global hydrological cycle. *Environ. Res. Lett.* 5, 2010.
- Xu, K.-M., and S. K. Krueger: Evaluation of cloudiness parameterizations using a cumulus ensemble model, *Mon. Weather Rev.*, 119(2), 342-367, doi:10.1175/15200493(1991)119<0342:EOCPUA>2.0.CO;2, 1991.
- Μαζαράκης Ν.Χ: Παρατηρησιακή και αριθμητική μελέτη των δυναμικών και φυσικών διεργασιών που συνδέονται με τη θερινή καταιγιδόφορο δραστηριότητα στον Ελλαδικό χώρο, Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Πατρών, 2010.
- Μπαλαφούτης Χ.Ι και Μαχαίρας Π.Χ: Μαθήματα γενικής κλιματολογίας με στοιχεία βιοκλιματολογίας, Εκδόσεις Γιακούδη, 276 σελ.
- Σαχσαμάνογλου και Μπλούτσος Α.Α: Γενική μετεωρολογία, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, 1988, 376 σελ.
- Σαχσαμάνογλου, Χ.Σ και Μακρογιάννης Τ.Ι: Φυσική κλιματολογία, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, 1988, 301 σελ.

ΙΣΤΟΣΕΛΙΔΕΣ

<http://www.ipcc.ch/>

<http://isccp.giss.nasa.gov/>

<http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/>

<http://www.esrl.noaa.gov/>

<http://www.metoffice.gov.uk/>

<http://www.cmmap.org/>

<http://www.eumetcal.org/>