



ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ - ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΦΥΣΙΚΗΣ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΚΑΙ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ



ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΩΝ ΑΛΛΗΛΕΠΙΔΡΑΣΕΩΝ
ΝΕΦΩΝ-ΑΕΡΟΛΥΜΑΤΩΝ

ΓΕΩΡΓΑΚΑΚΗ Ι. ΠΑΡΑΣΚΕΥΗ

Μεταπτυχιακή Διατριβή

Αθήνα, Ιούλιος 2019



ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ - ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΦΥΣΙΚΗΣ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΚΑΙ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ

Π.Μ.Σ. Φυσικής Περιβάλλοντος

Διπλωματική Εργασία

ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΩΝ ΑΛΛΗΛΕΠΙΔΡΑΣΕΩΝ
ΝΕΦΩΝ-ΑΕΡΟΛΥΜΑΤΩΝ



ΓΕΩΡΓΑΚΑΚΗ Ι. ΠΑΡΑΣΚΕΥΗ

Τριμελής συμβουλευτική επιτροπή:

Τόμπρου- Τζέλλα Μαρία (κύρια επιβλέπουσα) Καθηγήτρια, ΕΚΠΑ

Νένες Αθανάσιος Καθηγητής, ΕΡΦΛ

Γιαννακάκη Ελένη Λέκτορας, ΕΚΠΑ

Αθήνα, Ιούλιος 2019

Ευχαριστίες

Στο σημείο αυτό θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμότατα και ταυτόχρονα να εκφράσω την ευγνωμοσύνη μου στην Καθηγήτρια Μαρία Τόμπρου-Τζέλλα, επιβλέπουσα αυτής της Διπλωματικής Εργασίας, η οποία μου έδωσε τη δυνατότητα να ασχοληθώ με ένα τόσο ενδιαφέρον θέμα. Επιπλέον, θα ήθελα να την ευχαριστήσω για την εμπιστοσύνη και την αμέριστη βοήθεια που μου προσέφερε, την ενθάρρυνση και συνεχή καθοδήγηση στα επιστημονικά πεδία στα οποία εντρύφησα, καθώς και την γενικότερη ηθική και ψυχολογική υποστήριξη.

Ένα μεγάλο ευχαριστώ οφείλω στη Γεωργία Σωτηροπούλου που συνέβαλε σημαντικά ώστε η παρούσα εργασία να ολοκληρωθεί και ήταν πάντα πρόθυμη να βοηθήσει, μεταδίδοντας τις πολύτιμες γνώσεις της και την αγάπη της για τη Φυσική των Νεφών. Ο χρόνος που αφιέρωσε, η εμπειρία και οι συμβουλές της στάθηκαν καθοριστικές για την αρτιότητα του αποτελέσματος. Την ευχαριστώ ακόμα γιατί μου έδωσε την ευκαιρία να έρθω σε επαφή με καταπληκτικούς ανθρώπους στα πλαίσια της μετακίνησης μου στο Πανεπιστήμιο της Στοκχόλμης.

Ιδιαίτερες ευχαριστίες θα ήθελα να εκφράσω στον Παναγιώτη Πορταλάκη για τη σημαντική και ουσιαστική βοήθεια σε διάφορα τεχνικά ζητήματα στην πορεία της εργασίας αλλά και την άμεση καθοδήγηση του, όποτε χρειάστηκε. Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω την Ελισσάβετ Μποσιώλη, την Γεωργία Μεθυμάκη, την Αγγελική Ντάντου και τον Γιώργο Παπαγγελή, για την υποστήριξη και το άριστο και ευχάριστο κλίμα συνεργασίας, στοιχεία που βοήθησαν στη συνεχή προσήλωση στο στόχο της εργασίας.

Να ευχαριστήσω επίσης θερμά τα μέλη της τριμελούς εξεταστικής επιτροπής, τον Καθηγητή Αθανάσιο Νένε και την Λέκτορα Ελένη Γιαννακάκη, για την αποδοχή τους να συμμετάσχουν σε αυτήν, καθώς και όλους τους καθηγητές του Τομέα Φυσικής Περιβάλλοντος-Μετεωρολογίας για τη βελτιστοποίηση και αναβάθμιση της εκπαιδευτικής μου ωριμότητας. Ευχαριστώ ακόμα τους συμφοιτητές μου για την πολύ καλή συνεργασία που είχαμε και τις εμπειρίες που μοιραστήκαμε τα τελευταία δύο χρόνια.

Πολλά ευχαριστώ στους φίλους μου, Βάσω, Μαρία, Μάνο, Χριστιάννα και στην αδερφή μου, που μου στάθηκαν και που με την αγάπη, τη στήριξη και τις συμβουλές τους κατάφερα να ανταπεξέλθω σε όσες δυσκολίες προέκυψαν. Ένα ιδιαίτερο ευχαριστώ στον Νίκο για την κατανόηση, την υπομονή, την αμέριστη συμπαράσταση και την κοινή πορεία όλα αυτά τα χρόνια.

Τέλος, οφείλω ένα μεγάλο ευχαριστώ στους γονείς μου που όλα αυτά τα χρόνια μου πρόσφεραν την πολυτέλεια να ασχοληθώ απερίσπαστα με τις σπουδές μου αλλά και σε όλα τα μέλη της οικογένειας μου, που με στήριζαν και με στηρίζουν με όλη τους τη δύναμη και με εμπνέουν να προχωρώ και να γίνομαι καλύτερη.

Αφιερώνεται, σ' εκείνους που μ' έκαναν σχεδόν ότι είμαι.

Περιεχόμενα

ΠΕΡΙΛΗΨΗ	5
ABSTRACT	6
Κεφάλαιο 1^ο : Εισαγωγή	7
Κεφάλαιο 2^ο : Θεωρητικό Υπόβαθρο	10
A' Μέρος: Φυσική των Νεφών	10
2.1 Σχηματισμός των νεφών.....	10
2.1.1 Δημιουργία νεφοσταγονιδίων.....	11
2.1.2 CCN στην ατμόσφαιρα.....	12
2.1.3 Αύξηση του μεγέθους των νεφοσταγονιδίων.....	14
2.2 Ψυχρά νέφη.....	15
2.2.1 Ετερογενής παγοποίηση.....	15
2.2.2 IN στην ατμόσφαιρα.....	16
2.2.3 Αύξηση του μεγέθους των παγοκρυστάλλων.....	17
2.3 Αλληλεπίδραση ακτινοβολίας-νεφών.....	20
B' Μέρος: Η ατμόσφαιρα της Αρκτικής	24
2.4 Χαμηλά νέφη της Αρκτικής.....	25
2.5 Αρκτικό Οριακό Στρώμα.....	29
Κεφάλαιο 3^ο : Μεθοδολογία	31
3.1 Περιγραφή του LES μοντέλου MIMICA.....	31
3.1.1 Σχήμα Μικροφυσικής.....	33
3.1.2 Ενεργοποίηση των CCN και πρωτογενής σχηματισμός πάγου.....	34
3.2 Επισκόπηση του πειράματος ASCOS κατά την περίοδο ενδιαφέροντος.....	35
3.3 Περιγραφή των αριθμητικών προσομοιώσεων – Έλεγχος ευαισθησίας.....	37
Κεφάλαιο 4^ο : Ανάλυση – Παρουσίαση των Αποτελεσμάτων	41
4.1 Προσομοίωση Ελέγχου.....	41
4.2 Δοκιμές ευαισθησίας.....	50
4.2.1 Αρχικές συγκεντρώσεις CCN.....	50
4.2.2 Αρχικές συγκεντρώσεις IN.....	59
4.2.3 Μεγάλης-κλίμακας καθίζηση.....	68
Κεφάλαιο 5^ο : Συμπεράσματα	78
References	81

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην παρούσα μελέτη μελετάται η δυναμική ενός νέφους μικτής-φάσης τύπου stratocumulus εφαρμόζοντας μοντέλο Large Eddy Simulation (LES) MIMICA. Συγκεκριμένα, διερευνάται η επίδραση των αερολυμάτων στις μικροφυσικές διεργασίες των νεφών και κατά συνέπεια και στην ακτινοβολία με αναφορά στο νέφος μικτής-φάσης, που παρατηρήθηκε το 2008 κατά τη διάρκεια του προγράμματος Arctic Summer Cloud Ocean Study (ASCOS). Αρχικά, έγινε σύγκριση της προσομοίωσης του νέφους με παρατηρήσεις και στη συνέχεια πραγματοποιήθηκαν δοκιμές ευαισθησίας για τον προσδιορισμό της επίδρασης των συγκεντρώσεων των πυρήνων συμπύκνωσης νεφών (CCN) και πυρήνων πάγου (IN) καθώς και της επιβολής μεγάλης-κλίμακας καθίζησης στην ανάπτυξη και διατήρηση του νεφικού στρώματος. Αυξανόμενης της συγκέντρωσης των CCN αυξάνεται η αριθμητική συγκέντρωση των νεφοσταγόνων, ενώ μειώνεται το μέσο μέγεθος αυτών, το οποίο στη συνέχεια καταστέλλει τις κατακρημνίσεις. Το μικρότερο μέγεθος των σταγόνων οδηγεί σε μικρή αύξηση του περιεχομένου του νέφους σε νερό (LWP) και πάγο (IWP). Επειδή το νέφος συμπεριφέρεται ήδη ως μέλαν σώμα, η οποιαδήποτε αύξηση του LWP έχει ελάχιστη επίδραση στην εκπομπή μεγάλου μήκους κύματος (LW) ακτινοβολίας. Με την αύξηση των IN μειώνεται το LWP και αυξάνεται το IWP, κυρίως λόγω της ενισχυμένης δράσης του μηχανισμού Bergeron-Findeisen. Ο αυξημένος αριθμός IN προκαλεί μείωση του πάχους του νέφους, χωρίς να οδηγεί στην πλήρη παγοποίηση του. Τέλος, η αυξημένη καθίζηση περιορίζει το ύψος της κορυφής του νέφους, μειώνοντας την εισροή από την ελεύθερη τροπόσφαιρα καθώς και το LWP.

ABSTRACT

This study investigates the feedbacks involving microphysics, radiation and dynamics of Arctic mixed-phase stratocumulus clouds, by using the Large Eddy Simulations (LES) MIMICA. In particular, the clouds observed during the 2008 Arctic Summer Cloud Ocean Study (ASCOS) campaign, are examined. After verifying that the LES reproduced observed cloud properties reasonably, sensitivity simulations were performed and analyzed to determine the impact of cloud condensation nuclei (CCN) and ice nuclei (IN) number concentrations as well as imposed large-scale subsidence on the development and maintenance of the stratocumulus cloud. Increasing the concentration of CCN, the cloud droplet number concentration is substantially increased, while the mean droplet size is reduced, therefore, it suppresses the precipitation. The smaller droplet size does lead to a slight increase in cloud liquid water path (LWP) and ice water path (IWP). Since the cloud already emits as a blackbody, a further increase in LWP has minimal impact on longwave emissivity. Increasing the IN concentration reduces the LWP and increases IWP mostly because of the increased strength of the Bergeron-Findeisen process. The dominant effect of increased IN in the simulated mixed-phase cloud is a thinning rather than a glaciation, causing the cloud to radiate as a grey body. Finally, increased subsidence restricts cloud-top ascent, lowering the entrainment from the free troposphere and causing a decrease to cloud LWP.

Κεφάλαιο 1^ο: Εισαγωγή

Το ραγδαία μεταβαλλόμενο κλίμα της Αρκτικής προσελκύει έντονα το ενδιαφέρον της επιστημονικής κοινότητας στην περιοχή αυτή (IPCC, 2007). Από τα μέσα της δεκαετίας του 1960, η μέση ετήσια θερμοκρασία της Αρκτικής αυξάνεται περίπου δύο φορές πιο γρήγορα σε σχέση με την παγκόσμια μέση τιμή (Serreze and Barry, 2011), ενώ οι καλυμμένες με πάγο εκτάσεις μειώνονται με έναν επιταχυνόμενο ρυθμό κατά τη διάρκεια των δύο τελευταίων δεκαετιών, ειδικά την περίοδο του καλοκαιριού και στις αρχές του φθινοπώρου (Nghiem et al., 2007; Stroeve et al., 2012). Η μείωση της έκτασης των πάγων αναμένεται να αυξήσει τις ροές των αιωρούμενων σωματιδίων και των πρόδρομων αερίων (Struthers et al., 2011), καθώς και τις ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας από τις ανοικτές επιφάνειες του Αρκτικού Ωκεανού (Boisvert and Stroeve, 2015). Η μεγάλης-κλίμακας μεταφορά αποτελεί ήδη σημαντική πηγή τροφοδότησης της αρκτικής ατμόσφαιρας με σωματιδιακούς ρύπους ανθρωπογενούς προέλευσης (Sand et al., 2017). Επομένως, μελλοντικές αλλαγές στις τοπικές πηγές αερολυμάτων ή στη μεταφορά από τα χαμηλότερα γεωγραφικά πλάτη, θα μπορούσε να επιφέρει σημαντικές επιπτώσεις στις συγκεντρώσεις των αερολυμάτων της Αρκτικής. Επιπλέον, η επίδραση των τυχόν μεταβολών στις συγκεντρώσεις των αερολυμάτων δεν έχει ακόμα πλήρως διευκρινιστεί, εάν θα οδηγήσει σε μία αύξηση ή μείωση της νεφοκάλυψης και των βροχοπτώσεων στην περιοχή. Αυτό διότι δεν έχει ακόμα πλήρως εκτιμηθεί η ποσοτική συμμετοχή των φυσικών μηχανισμών, που διέπουν αυτά τα φαινόμενα.

Η κατανόηση του ταχέως μεταβαλλόμενου κλιματικού συστήματος της Αρκτικής περιορίζεται από την αβεβαιότητα που υπάρχει σχετικά με τους μηχανισμούς ανάδρασης, που σχετίζονται με τα αρκτικά νέφη. Ένα από τα βασικά χαρακτηριστικά της κλιματολογίας των νεφών της Αρκτικής είναι η επίμονη παρουσία τους σε χαμηλά ύψη καθ' όλη τη διάρκεια του χρόνου (Intrieri et al., 2002), και ιδιαίτερα τους καλοκαιρινούς μήνες όπου οι συχνότητες εμφάνισης τους αγγίζουν το 80-90% (Curry and Ebert, 1992; Tjernström et al., 2005; Morrison et al., 2012). Τα νέφη που δημιουργούνται κάτω από τα 3 km a.s.l (above surface level) είναι συνήθως μικτής-φάσης τύπου Στρωματοσωρειτών (Stratocumulus, Sc) και αποτελούνται από ένα συνδυασμό παγωμένων και υγρών υδρομετεώρων, ακόμα και σε θερμοκρασίες σημαντικά χαμηλότερες από το σημείο παγοποίησης (Curry et al., 1996; Shupe and Intrieri, 2004; Verlinde et al., 2007; Sedlar et al., 2011). Τα χαμηλά στρωματομορφα νέφη επιδρούν σημαντικά στο περιοχικό κλίμα, τροποποιώντας το ενεργειακό ισοζύγιο της επιφάνειας και τη δομή του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος, μέσω της τύρβης, των διαταραχών ακτινοβολίας και των κατακρημνίσεων που προκαλούν (Curry and Ebert, 1992; Shupe and Intrieri, 2004; Sedlar et al., 2011).

Η μελέτη του κλίματος με τη βοήθεια των αριθμητικών μοντέλων είναι ένα απαραίτητο εργαλείο για την κατανόηση του σύνθετου κλιματικού συστήματος. Ωστόσο, τα πλέον σύγχρονα κλιματικά μοντέλα δεν μπορούν να αναπαράγουν ικανοποιητικά τη μικροφυσική δομή και τις ιδιότητες ακτινοβολίας αυτών των επίμονων νεφικών στρωμάτων, που παρατηρούνται στην Αρκτική (Tjernström et al., 2008; Klein et al., 2009; Morrison et al., 2012; De Boer et al., 2014). Η προσομοίωση των νεφών μικτής-φάσης από τα αριθμητικά μοντέλα παραμένει μία μεγάλη πρόκληση. Η απευθείας προσομοίωση όλων των ιδιοτήτων των νεφών στα αριθμητικά μοντέλα είναι αδύνατη. Τα νέφη πρέπει να μοντελοποιούνται ως συναρτήσεις μεταβλητών και διαδικασιών, που επιλύονται επακριβώς στο χοντροκομμένο πλέγμα των

μοντέλων. Με άλλα λόγια, τα νέφη πρέπει να παραμετροποιούνται. Μία υψηλή χρονική και χωρική ανάλυση σε συνδυασμό με ένα λεπτομερές σχήμα μικροφυσικής φαίνεται να είναι απαραίτητα για τη σωστή αναπαράσταση των μεταβολών διαφόρων μικροφυσικών παραμέτρων των νεφών εντός του οριακού στρώματος (De Boer et al., 2014; Wesslén et al., 2014; Solomon et al., 2015; Sotiropoulou et al., 2016).

Ένα χρήσιμο εργαλείο για την καλύτερη κατανόηση της σύζευξης ανάμεσα στις μικροφυσικές και δυναμικές διεργασίες εντός των νεφών Sc αποτελούν τα μοντέλα που κάνουν χρήση της προσομοίωσης των μεγάλων στροβίλων (Large Eddy Simulation, LES). Τέτοια εργαλεία προσομοίωσης χρησιμοποιούνται συχνά ως υποκατάστατο των παρατηρήσεων, καθώς παρέχουν μία τρισδιάστατη, συνεπή περιγραφή του συστήματος, συμπεριλαμβάνοντας παραμέτρους που είναι δύσκολο ή ακόμα και απίθανο να μετρηθούν. Τα μοντέλα LES είναι θεωρητικά κατάλληλα για την ενσωμάτωση σύνθετων σχημάτων μικροφυσικής, ενώ οι αυξημένοι υπολογιστικοί πόροι καθιστούν πλέον πιο εφικτή τη χρήση τους. Τις τελευταίες δεκαετίες η προσέγγιση LES βρίσκει εφαρμογή σε αρκετές μελέτες του οριακού στρώματος και των διεργασιών των αρκτικών νεφών (Igel et al., 2017; Roesler, Posselt and Rood, 2017; Sotiropoulou et al., 2018; Young et al., 2018). Αρκετές από αυτές τις μελέτες επικεντρώνονται στην ευαισθησία που παρουσιάζουν τα νέφη της Αρκτικής σε μεταβολές των συγκεντρώσεων των αιωρούμενων σωματιδίων (Morrison et al., 2008; Fu and Xue, 2017; Loewe et al., 2017; Young et al., 2017; Solomon et al., 2018), ενώ άλλες εξετάζουν την απόκριση του συστήματος στην επιβολή μεγαλύτερης κλίμακας διεργασιών (Jiang et al., 2000; van der Dussen et al., 2016; Sotiropoulou, 2016; Young et al., 2018). Μεταξύ αυτών, έχουν πραγματοποιηθεί και αρκετές συγκριτικές μελέτες που εξετάζουν διεξοδικά τα αποτελέσματα από διαφορετικά μοντέλα LES, στην προσπάθεια τους να προσομοιώσουν το ίδιο νεφικό σύστημα (Klein *et al.*, 2009; Morrison *et al.*, 2011; Onchinnikov *et al.*, 2014; Robin G. Stevens *et al.*, 2018). Μέχρι στιγμής, όλες αυτές οι λεπτομερείς συγκριτικές μελέτες αναφέρονται σε συγκεκριμένα συστήματα νεφών, που έχουν παρατηρηθεί κατά τη διάρκεια πειραματικών εκστρατειών.

Οι επίγειες παρατηρήσεις, που πραγματοποιούνται από διάφορες πειραματικές εκστρατείες, αποτελούν ένα βασικό εργαλείο στην προσπάθεια βελτίωσης της αναπαράστασης των νεφών από τα αριθμητικά μοντέλα. Η κακή απόδοση των μοντέλων στην Αρκτική είναι, τουλάχιστον εν μέρει, αποτέλεσμα της έλλειψης ποιοτικών ερευνητικών παρατηρήσεων στην περιοχή αυτή. Πράγματι, η συντριπτική πλειοψηφία των μελετών που σχετίζονται με τις διεργασίες των νεφών διεξάγονται σε χαμηλότερα γεωγραφικά πλάτη, υπό αρκετά διαφορετικές κλιματικές συνθήκες. Οι περισσότερες από αυτές έχουν επικεντρωθεί στην καλοκαιρινή περίοδο του έτους. Ο κύριος λόγος είναι οι ευνοϊκότερες μετεωρολογικές συνθήκες που καθιστούν την περιοχή προσβάσιμη (με τη βοήθεια των παγοθραυστικών πλοίων). Επιπλέον, ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει και η τυχόν επίδραση της συνύπαρξης επιφανειών με πάγο και νερού, στη δομή της κατώτερης ατμόσφαιρας, κατά τη θερινή περίοδο.

Η μελέτη των δυνητικών κλιματικών αναδράσεων των χαμηλών νεφών της Αρκτικής είναι ο στόχος της παρούσας μελέτης. Για το σκοπό αυτό, έγινε προσομοίωση ενός νεφικού συστήματος μικτής-φάσης, με τη βοήθεια ενός αριθμητικού μοντέλου LES. Ολοκληρωμένα σετ δοκιμών ευαισθησίας πραγματοποιούνται, στοχεύοντας στη μελέτη της μικροφυσικής απόκρισης του νέφους σε συνδυασμό με τη δυναμική απόκριση του οριακού στρώματος, προκειμένου να προσδιοριστούν οι παράγοντες που έχουν τη μεγαλύτερη επιρροή στην εξέλιξη και διατήρηση του νεφικού στρώματος. Συγκεκριμένα, επιδιώκεται η αξιολόγηση

εκείνων των μικροφυσικών αναδράσεων, που επηρεάζονται από αλλαγές στις συγκεντρώσεις αλλά και τις ιδιότητες των αιωρούμενων σωματιδίων στην ατμόσφαιρα, καθώς και την επιβολή μεγάλης-κλίμακας καθίζησης. Η κατανόηση των διεργασιών που σχετίζονται με το νέφος και η γνώση εκείνων των εξωτερικών εξαναγκασμών που έχουν μεγαλύτερη επιρροή, επιτρέπουν τις πιο ρεαλιστικές προσομοιώσεις των νεφών στα κλιματικά μοντέλα, καθιστώντας τις κλιματικές προβλέψεις περισσότερο αξιόπιστες.

Για τη σύγκριση των προσομοιώσεων χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα νεφών της καλοκαιρινής πειραματικής εκστρατείας ASCOS (Arctic Summer Cloud Ocean Study), η οποία εκτείνεται από την περίοδο τήξης των πάγων έως την παγωμένη φθινοπωρινή περίοδο (Tjernström et al., 2012, 2014). Οι μετρήσεις της συγκεκριμένης πειραματικής εκστρατείας, έχουν χρησιμοποιηθεί και παρουσιαστεί στο παρελθόν σε διάφορες μελέτες, όπως εκείνες των Birch et al. (2012), Wesslén et al. (2014), Hines and Bromwich, (2016), Sotiropoulou et al. (2016), Igel et al. (2017), Loewe et al. (2017) και Stevens et al. (2018). Οδηγό για την παρούσα εργασία αποτελεί η μελέτη των Stevens et al., (2018), στην οποία γίνεται σύγκριση των προσομοιώσεων από διαφορετικά LES μοντέλα με τις συγκεκριμένες μετρήσεις.

Η παρούσα μελέτη είναι δομημένη ως εξής: Στο δεύτερο κεφάλαιο δίνεται η αναλυτική περιγραφή του θεωρητικού υπόβαθρου, που είναι αναγκαίο για την κατανόηση του σκοπού της εργασίας, καθώς και την ερμηνεία των αποτελεσμάτων που διεξάγονται. Στο τρίτο κεφάλαιο ακολουθεί η μεθοδολογία, και συγκεκριμένα μια σύντομη περιγραφή του μοντέλου και των συνθηκών αρχικοποίησης των δοκιμών ευαισθησίας, όπως και επισκόπηση του πειράματος ASCOS κατά την περίοδο ενδιαφέροντος. Στο τέταρτο κεφάλαιο παρατίθενται τα αποτελέσματα, όπως προκύπτουν από την προσομοίωση ελέγχου και τα πειράματα ευαισθησίας. Τέλος, στο πέμπτο κεφάλαιο διεξάγονται τα βασικά συμπεράσματα της παρούσας μελέτης και εντοπίζονται τα αντικείμενα, στα οποία θα ήταν χρήσιμο να επεκταθεί η μελλοντική έρευνα στον τομέα της φυσικής των νεφών.

Κεφάλαιο 2^ο: Θεωρητικό Υπόβαθρο

A' Μέρος: Φυσική των Νεφών

Η φυσική των νεφών αποτελεί ένα θεμελιώδη κλάδο της ατμοσφαιρικής επιστήμης, με κύριο στόχο την ερμηνεία της ανάπτυξης και της εξέλιξης των. Τα νέφη είναι το ορατό αποτέλεσμα της συμπύκνωσης των υδρατμών στην ατμόσφαιρα. Σε μεγάλο βαθμό ρυθμίζουν τις ροές ενέργειας που φτάνουν στη Γη και έχουν ισχυρή επίδραση στον υδρολογικό κύκλο (Khain and Pinsky, 2018). Τα νέφη αποτελούν μία σημαντική συνιστώσα του κλιματικού συστήματος, καθώς είναι παρόντα στις περισσότερες διαδικασίες που συμβαίνουν στην ατμόσφαιρα. Ανάλογα με τη θερμοκρασία τους είναι δυνατόν να χωριστούν σε δύο διακριτές κατηγορίες; τα νέφη των οποίων η κορυφή είναι θερμότερη από τους 0 °C και ονομάζονται θερμά νέφη ή νέφη υγρής φάσης και τα νέφη που βρίσκονται εξ ολοκλήρου σε θερμοκρασίες μικρότερες των 0 °C ονομάζονται ψυχρά νέφη ή νέφη παγοκρυστάλλων. Τα νέφη, τα οποία περιέχουν ταυτόχρονα υπέρψυχρες υδροσταγόνες, δηλαδή σταγόνες που βρίσκονται σε υγρή φάση παρόλο που η θερμοκρασία του περιβάλλοντος είναι αρκετούς βαθμούς χαμηλότερη από τους 0 °C, και παγοκρυστάλλους ονομάζονται νέφη μικτής-φάσης (Wallace and Hobbs, 2006).

2.1 Σχηματισμός των νεφών

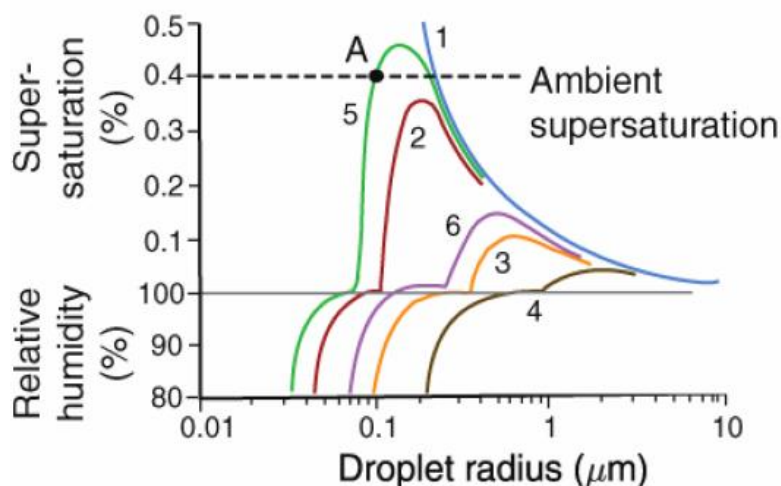
Τα νέφη σχηματίζονται όταν ο αέρας βρίσκεται σε κατάσταση υπερκορεσμού (supersaturation) ως προς το υγρό νερό (ή σε ορισμένες περιπτώσεις ως προς τον πάγο). Εάν η μερική πίεση των υδρατμών στον αέρα είναι e , ο υπερκορεσμός (σε ποσοστό) σε σχέση με την υγρή φάση του νερού είναι $\left(\frac{e}{e_{s\infty}} - 1\right) \cdot 100$, όπου $e_{s\infty}$ είναι η τάση κορεσμένων υδρατμών πάνω από επίπεδη επιφάνεια ύδατος στη θερμοκρασία του αέρα. Ο υπερκορεσμός σε σχέση με τον πάγο μπορεί να οριστεί με ανάλογο τρόπο. Η ποσότητα $S = e/e_{s\infty}$ ονομάζεται αναλογία κόρου. Έτσι, αν $S = 1$, ή $S > 1$, τότε επικρατεί κορεσμός, ή υπερκορεσμός, υδρατμών αντίστοιχα. Για να προκληθεί υδροσυμπύκνωση στην ατμόσφαιρα, η πραγματική τάση των υδρατμών στον αέρα πρέπει να γίνει μεγαλύτερη από την τάση των κορεσμένων υδρατμών ($e > e_{s\infty}$). Στην ατμόσφαιρα, ο πιο συνηθισμένος μηχανισμός δημιουργίας υπερκορεσμού είναι μέσω της ανύψωσης των αερίων μαζών με αποτέλεσμα να εκτονώνονται και να ψύχονται αδιαβατικά. Σύμφωνα με την εξίσωση Clausius-Clapeyron, που περιγράφει τον τρόπο με τον οποίο μεταβάλλεται η τάση κόρου υπεράνω επιφάνειας ύδατος σε σχέση με τη θερμοκρασία, όταν υγρός αέρας ψύχεται η τάση κορεσμένων ατμών ελαττώνεται. Υπό αυτές τις συνθήκες, οι υδρατμοί συμπυκνώνονται για να σχηματίσουν ένα νέφος μικρών υδροσταγόνων ή παγοκρυστάλλων.

Αυτή η απλοϊκή εικόνα του σχηματισμού των νεφών, σε συνδυασμό με εμπειρικές παρατηρήσεις που υποδεικνύουν ότι ποτέ στην ατμόσφαιρα δεν συναντώνται τιμές υπερκορεσμού μεγαλύτερες από 1%, στην πραγματικότητα κρύβει μία σημαντική πολυπλοκότητα του τρόπου με τον οποίο επιτυγχάνεται τελικά η συμπύκνωση των υδρατμών

(Caballero, 2014). Στην ιδεατή περίπτωση απουσίας αιωρούμενων σωματιδίων στον αέρα, είναι δυνατόν μέσω τυχαίων κρούσεων μορίων υδρατμών να υπάρξει συσσωμάτωση τους με αποτέλεσμα την αυθόρμητη γένεση πολύ μικρών σταγονιδίων νερού, που ονομάζονται έμβρυα. Η διεργασία δημιουργίας σταγονιδίων με αυτόν τον τρόπο ονομάζεται ομογενής πυρηνοποίηση (homogeneous nucleation), και είναι δυνατή στην ατμόσφαιρα μόνο όταν υπάρχει μεγάλος βαθμός υπερκορεσμού, και συνεπώς πολύ μεγάλη συγκέντρωση υδρατμών (Rogers and Yau, 1989). Η τάση κόρου εξαρτάται από την ακτίνα των σταγονιδίων: όσο μικρότερη η ακτίνα της σταγόνας τόσο πιο εύκολο είναι για τα μόρια του νερού να δραπετεύσουν από την επιφάνεια της και επομένως τόσο μεγαλύτερη θα είναι η τάση ατμών που απαιτείται για να διατηρηθεί σε ισορροπία. Συγκεκριμένα, απαιτείται υπερκορεσμός (ως προς μία επίπεδη επιφάνεια) της τάξης του 400% για να μπορέσει ένας σημαντικός αριθμός σταγόνων-εμβρύων να υπάρχει σε ισορροπία (Caballero, 2014). Επειδή οι υπερκορεσμοί που αναπτύσσονται με φυσικό τρόπο στα νέφη μέσω αδιαβατικής ανύψωσης του αέρα σπάνια υπερβαίνουν τις μερικές εκατοστιαίες μονάδες, συνεπάγεται ότι τα σταγονίδια δεν σχηματίζονται σε φυσικά νέφη μέσω ομογενούς πυρηνοποίησης του καθαρού νερού (Wallace and Hobbs, 2006).

2.1.1 Δημιουργία νεφοσταγονιδίων

Σύμφωνα με τους Wallace and Hobbs, (2006) η απάντηση πίσω από την ερώτηση “πώς δημιουργούνται τελικά τα σύννεφα” κρύβεται πίσω από τη διαδικασία της ετερογενούς πυρηνοποίησης: όλα τα νεφοσταγονίδια ξεκινούν τη ζωή τους ύστερα από συμπύκνωση γύρω από ένα υγροσκοπικό ατμοσφαιρικό αερόλυμα, το οποίο ενεργεί ως πυρήνας συμπύκνωσης νεφών (Cloud Condensation Nuclei, CCN) σε συνθήκες ήπιου υπερκορεσμού υδρατμών. Η διαδικασία της ετερογενούς συμπύκνωσης περιγράφεται από τη θεωρία των καμπυλών Köhler (Σχήμα 2.1). Η καμπύλη Köhler απεικονίζει τη διακύμανση της σχετικής υγρασίας, $100 e_s/e_{s\infty}$, ή του υπερκορεσμού, $\left(\frac{e_s}{e_{s\infty}} - 1\right) 100$, δίπλα σε ένα σταγονίδιο διαλύματος ως συνάρτηση της ακτίνας του. Εξετάζεται αρχικά η περίπτωση ενός υγρού αιωρήματος χλωριούχου νατρίου (NaCl) με μάζα 10^{-19} kg (κόκκινη γραμμή, Σχήμα 2.1), το οποίο βρίσκεται σε περιβάλλον με υπερκορεσμό 0.4 % (διακεκομμένη οριζόντια γραμμή, Σχήμα 2.1). Καθώς το σωματίδιο ανυψώνεται στην ατμόσφαιρα πρώτα θα φτάσει στο επίπεδο κόρου (γκρι οριζόντια γραμμή), όπου η σχετική υγρασία είναι 100%, ενώ περαιτέρω ψύξη θα οδηγήσει στη δημιουργία μικρού βαθμού υπερκορεσμού στον υπερκείμενο αέρα. Εξαιτίας του υπερκορεσμού, το σωματίδιο αυτό θα αρχίσει να συμπυκνώνει υδρατμούς για να σχηματίσει τελικά ένα σταγονίδιο (έμβρυο) διαλύματος, το οποίο αυξάνει σταδιακά την ακτίνα του κατά μήκος της καμπύλης Köhler. Καθώς συμβαίνει αυτό, ο υπερκορεσμός υπεράνω της επιφάνειας του σταγονιδίου αρχικά αυξάνεται. Μόλις το σταγονίδιο φτάσει στην κορυφή της καμπύλης Köhler, εφόσον ο υπερκορεσμός του υπερκείμενου αέρα είναι χαμηλότερος από αυτόν του περιβάλλοντος, συνεχίζει να αυξάνεται κινούμενο προς τη δεξιά μεριά της καμπύλης Köhler, δημιουργώντας έτσι μία σταγόνα νέφους ή ομίχλης. Οι σταγόνες που έχουν μεγαλώσει πέραν της ακτίνας που αντιστοιχεί στην κορυφή της καμπύλης Köhler, ονομάζονται ενεργοποιημένες σταγόνες (activated droplets).



Σχήμα 2.1 Σχηματική απεικόνιση της διακύμανσης της σχετικής υγρασίας και του υπερκορεσμού που αντιστοιχεί σε σταγόνες που αποτελούνται από: (1) καθαρό νερό (μπλε καμπύλη), ή που περιέχουν τις παρακάτω μάζες αλάτων: (2) 10^{-19} kg NaCl (κόκκινη καμπύλη), (3) 10^{-18} kg NaCl (πορτοκαλί καμπύλη), (4) 10^{-17} kg NaCl (καφέ καμπύλη), (5) 10^{-19} kg $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ (πράσινη καμπύλη) και (6) 10^{-18} kg $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ (μωβ καμπύλη) (Wallace and Hobbs, 2006).

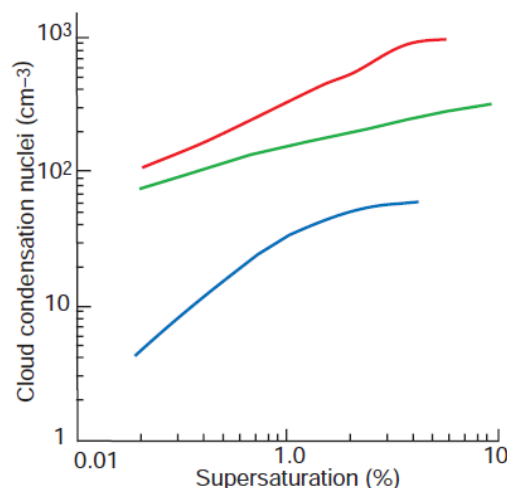
Ενδιαφέρον παρουσιάζει η περίπτωση ενός υγρού αιωρήματος θειικού αμμωνίου ($(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$) με μάζα 10^{-19} kg (πράσινη γραμμή, Σχήμα 2.1). Συγκεκριμένα, όταν αυτό βρίσκεται σε περιβάλλον με την ίδια τιμή υπερκορεσμού (0.4 %), αρχίζει να συμπυκνώνει υδρατμούς και να αυξάνει την ακτίνα του μέχρι το σημείο που η αντίστοιχη καμπύλη Köhler, φτάσει τον υπερκορεσμό του περιβάλλοντος (σημείο A). Το σημείο αυτό αποτελεί σημείο ευσταθούς ισορροπίας για το σταγονίδιο. Περαιτέρω αύξηση της ακτίνας του θα ξεπεράσει τον υπερκορεσμό του περιβάλλοντος οπότε αμέσως θα εξατμιστεί γυρνώντας πίσω στο σημείο A, ενώ αν αντίθετα εξατμιστεί και η ακτίνα του γίνει μικρότερη από αυτή που αντιστοιχεί το σημείο A, αρχίζει να συμπυκνώνει μέχρι να επανέλθει στο σημείο αυτό. Σε αυτή την περίπτωση, οι σταγόνες αδυνατούν να ενεργοποιηθούν και να γίνουν νεφοσταγόνες, παραμένοντας έτσι υγρά σωματίδια αιωρημάτων (inactivated). Αυτή η περίπτωση είναι επίσης υπεύθυνη για τη δημιουργία ελαφριάς ομίχλης (haze droplets).

2.1.2 CCN στην ατμόσφαιρα

Η ατμόσφαιρα περιέχει σε ικανές συγκεντρώσεις διάφορα στερεά, αλλά και υγρά αιωρούμενα σωματίδια, το μέγεθος των οποίων κυμαίνεται από λίγα νανόμετρα (nm) μέχρι μερικές δεκάδες μικρόμετρα (μm). Ωστόσο δεν μπορούν να δράσουν όλα τα αερολύματα ως πυρήνες συμπύκνωσης νεφών. Η ικανότητα ορισμένων σωματιδίων να λειτουργούν ως πυρήνες συμπύκνωσης κάτω από συγκεκριμένες συνθήκες υπερκορεσμού, εξαρτάται κυρίως από το μέγεθος και τη χημική τους σύσταση. Ο πιο συνηθισμένος τύπος αερολυμάτων που δρα αποτελεσματικά ως CCN είναι τα μεγάλα, υδρόφιλα και υδατοδιαλυτά αερολύματα. Μία επιφάνεια λέγεται υδρόφιλη όταν το νερό που έρχεται σε επαφή με αυτήν δημιουργεί πάνω της μία λεπτή μεμβράνη (film). Σε μία υγρή ατμόσφαιρα ένα υδρόφιλο αερόλυμα θα συλλέξει γύρω του μία μεμβράνη νερού και θα ενεργεί ως σταγόνα καθαρού νερού. Εάν η ακτίνα του

σωματιδίου είναι αρκετά μεγάλη, τότε η “σταγόνα” που έχει δημιουργηθεί θα βρίσκεται στα δεξιά της καμπύλης Köhler (Σχήμα 2.1) και το μέγεθος της αυξάνεται απεριόριστα, δημιουργώντας τελικά μία νεφοσταγόνα. Αυτά τα υγροσκοπικά σωματίδια που διαλύονται εύκολα στο νερό και είναι υδρόφιλα μπορούν να οδηγήσουν σε υδροσυμπύκνωση σε χαμηλότερους βαθμούς υπερκορεσμού σε σχέση με την ομογενή πυρηνοποίηση (Caballero, 2014). Ως CCN μπορούν να δράσουν και τα αερολύματα που έχουν μικρή διαλυτότητα στο νερό, με την προϋπόθεση ότι είναι υδρόφιλα και επαρκώς μεγάλα. Ωστόσο, για να μπορέσει να συμβεί αυτό σε μικρές τιμές υπερκορεσμού απαιτούνται μεγάλες ακτίνες αερολυμάτων, με αποτέλεσμα να μην είναι αυτός ο πιο συνηθισμένος μηχανισμός με τον οποίο σχηματίζονται οι νεφοσταγόνες στην ατμόσφαιρα.

Μετρήσεις των CCN, που έχουν διεξαχθεί σε παγκόσμιο επίπεδο, δεν αποκαλύπτουν κάποια συστηματική διακύμανση της συγκέντρωσής τους σε σχέση με το γεωγραφικό πλάτος ή την εποχή του χρόνου. Για την ίδια τιμή υπερκορεσμού (1%), οι συγκεντρώσεις CCN κοντά στην επιφάνεια της Γης είναι γενικά μεγαλύτερες στις ρυπασμένες ηπειρωτικές αέριες μάζες ($\sim 300 \text{ cm}^{-3}$) σε σχέση με τις θαλάσσιες αέριες μάζες ($\sim 100 \text{ cm}^{-3}$), ενώ σε απομακρυσμένες περιοχές του πλανήτη, όπως για παράδειγμα στην Αρκτική, οι συγκεντρώσεις των CCN φτάνουν τα 30 cm^{-3} (Σχήμα 2.2) (Wallace and Hobbs, 2006).



Σχήμα 2.2 Μετρήσεις του φάσματος των πυρήνων συμπύκνωσης μέσα στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα για ρυπασμένη ηπειρωτική αέρια μάζα στην περιοχή των Αζορών (καφέ γραμμή), για θαλάσσια αέρια μάζα στην Φλόριντα (πράσινη γραμμή) και για καθαρή αέρια μάζα στην περιοχή της Αρκτικής (μπλε γραμμή) (Wallace and Hobbs, 2006)

Στις θαλάσσιες αέριες μάζες ο λόγος των CCN προς τον συνολικό αριθμό των αιωρούμενων σωματιδίων στον αέρα (CN) είναι περίπου ίσος με 0.2-0.6, ενώ ο αντίστοιχος λόγος για ηπειρωτικές αέριες μάζες είναι γενικά μικρότερος και κυμαίνεται από 0.01-0.1, για την ίδια τιμή υπερκορεσμού (1%). Αυτή η διαφορά προκύπτει από το γεγονός ότι οι ηπειρωτικές αέριες μάζες περιέχουν πολύ μεγάλο αριθμό μικρών σωματιδίων, τα οποία δεν ενεργοποιούνται σε χαμηλές τιμές υπερκορεσμού. Επίσης, πάνω από τη ξηρά, σημαντικές διαφορές παρατηρούνται στις συγκεντρώσεις των CCN (της τάξης του 5) ανάμεσα στο πλανητικό οριακό στρώμα και την ελεύθερη τροπόσφαιρα (Hobbs et al., 1985). Αντίθετα, οι συγκεντρώσεις των CCN πάνω από τον ωκεανό παραμένουν σχεδόν σταθερές ή μπορεί ακόμα και να αυξάνονται με το ύψος, με μέγιστες τιμές πάνω από το μέσο ύψος του νέφους. Τέλος,

επίγειες μετρήσεις υποδεικνύουν την ύπαρξη ημερήσιας διακύμανσης στις συγκεντρώσεις των CCN με ελάχιστο περίπου στις έξι το πρωί και μέγιστο στις έξι το απόγευμα (Wallace and Hobbs, 2006).

2.1.3 Αύξηση του μεγέθους των νεφοσταγονιδίων

Η θεωρία Köhler, όπως αναλύθηκε παραπάνω, προβλέπει ότι τα μεγαλύτερα και περισσότερο διαλυτά CCN είναι κυρίως αυτά που ενεργοποιούνται αρχικά κοντά στη βάση του νέφους και καθορίζουν τον αρχικό αριθμό καθώς και το μέγεθος των νεφοσταγόνων. Ακολουθεί η ενεργοποίηση των σταδιακά μικρότερων (και τυπικά πολυάριθμων) CCN, όσο ο υπερκορεσμός συνεχίζει να αυξάνεται. Μόλις ενεργοποιηθεί ένας ικανοποιητικός αριθμός CCN, ο υπερκορεσμός του περιβάλλοντος αρχίζει να μειώνεται, καθώς οι υδρατμοί συμπυκνώνονται πάνω στις συνεχώς αυξανόμενες σε μέγεθος σταγόνες με ρυθμό μεγαλύτερο από αυτόν με τον οποίο παράγεται από την αδιαβατική ψύξη του αέρα (Beard and Ochs, 1993; Raes, 2006). Κατά τη διάρκεια της ανάπτυξης μέσω συμπύκνωσης υδρατμών, ο ρυθμός αύξησης της σταγόνας είναι αντιστρόφως ανάλογος της ακτίνας της. Επομένως, οι μικρότερες σε μέγεθος σταγόνες αναπτύσσονται ταχύτερα από τις μεγάλες και με την πάροδο του χρόνου ο συγκεκριμένος μηχανισμός οδηγεί τελικά στη δημιουργία ενός στενού φάσματος κατανομής μεγεθών των σταγόνων στα νέφη (Grabowski and Wang, 2012).

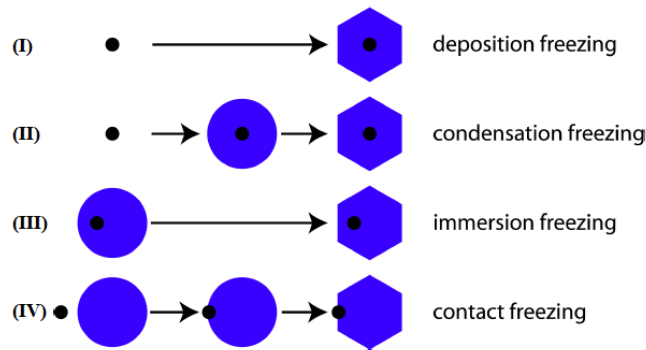
Σε πραγματικές συνθήκες ανάπτυξης των θερμών νεφών, η δημιουργία των σταγονιδίων μέσω συμπύκνωσης υδρατμών είναι πολύ αργή και αδυνατεί να δημιουργήσει σταγόνες με ακτίνες μεγαλύτερες των 20 μm, λόγω και του χαμηλού βαθμού υπερκορεσμού. Προκειμένου τα νεφοσταγονίδια να συνενωθούν σε μεγαλύτερα συσσωματώματα, πρέπει πρώτα να συγκρουστούν, γεγονός που απαιτεί να κινούνται με διαφορεικές ταχύτητες. Υπό τη δράση της βαρύτητας, οι σταγόνες αποκτούν μία σταθερή ταχύτητα πτώσης που ονομάζεται τερματική ταχύτητα. Καθώς αυξάνεται η μέση ακτίνα των νεφοσταγόνων και επομένως, μειώνεται ο ρυθμός αύξησης τους από συμπύκνωση, ο κυρίαρχος μηχανισμός που μπορεί να οδηγήσει σε περαιτέρω αύξηση του μεγέθους τους είναι αυτός της συλλογής. Τα μεγαλύτερα σταγονίδια του νέφους αποκτούν και μεγαλύτερες τερματικές ταχύτητες, ενώ δύναται να συγκρουστούν και να συλλέξουν μέσω συνένωσης τα μικρότερα σταγονίδια που συναντούν στη διαδρομή τους. Συμπερασματικά, κατά τα αρχικά στάδια σχηματισμού των νεφοσταγόνων επικρατεί ο μηχανισμός της συμπύκνωσης. Με την πάροδο του χρόνου όμως και καθώς οι ακτίνες των σταγόνων αυξάνονται ενεργοποιείται ο μηχανισμός της συλλογής, ο οποίος μάλιστα επιταχύνεται γρήγορα, μέχρι τελικά να δημιουργηθούν οι τυπικές βροχοσταγόνες με ακτίνες λίγων χιλιοστών (Pruppacher and Klett, 1997).

2.2 Ψυχρά νέφη

Σε θερμοκρασίες χαμηλότερες από το σημείο παγοποίησης στην ατμόσφαιρα, τα μόρια του νερού στην αέρια ή υγρή (υπέρψυχρη) φάση κινούνται ελεύθερα και ενίοτε, δημιουργούν αυθόρμητα μικρά συμπλέγματα μορίων, τα οποία σχηματίζουν έμβρυα πάγου, υπό την προϋπόθεση ότι έχουν ικανοποιητικό μέγεθος προκειμένου να είναι ευσταθή και να αναπτυχθούν περαιτέρω. Παρόμοια με την υδροσυμπύκνωση τα σωματίδια πάγου σε ένα ψυχρό νέφος ή σε ένα νέφος μεικτής φάσης σχηματίζονται είτε ομογενώς είτε ετερογενώς, υπό την παρουσία ενός αριθμού στερεών αιωρημάτων στην ατμόσφαιρα. Η ομογενής δημιουργία παγωμένων σωματιδίων μπορεί να πραγματοποιηθεί είτε απευθείας από την αέρια φάση (σε συνθήκες μεγάλου υπερκορεσμού ως προς τον πάγο) ή από την κρυστάλλωση των υπέρψυχρων νεφοσταγονιδίων (σε θερμοκρασίες χαμηλότερες των $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$) και γι' αυτό απαντάται μόνο στα ψηλά νέφη και κυρίως στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη (Wallace and Hobbs, 2006). Επομένως, πάνω από μία ορισμένη θερμοκρασία στην ατμόσφαιρα η ομογενής παγοποίηση είναι εξαιρετικά απίθανη.

2.2.1 Ετερογενής παγοποίηση

Η ετερογενής πυρηνοποίηση πάγου πραγματοποιείται στην ατμόσφαιρα, με την προϋπόθεση ότι περιέχει έναν ιδιαίτερο τύπο σωματιδίων, που ονομάζονται πυρήνες παγοποίησης (freezing nuclei). Γενικά, τα σωματίδια πυρηνοποίησης πάγου, αν δεν καθοριστεί ο τρόπος δράσης τους, αναφέρονται ως πυρήνες πάγου (ice nucleus, IN). Η παρουσία των IN βοηθά το σχηματισμό της δομής του παγοκρυστάλλου, καθώς το έμβρυο πάγου που σχηματίζεται διαθέτει εξ αρχής τις διαστάσεις του αιωρούμενου σωματιδίου. Η ετερογενής παγοποίηση μπορεί να επιτευχθεί με διάφορους μηχανισμούς (Σχήμα 2.3) και σε αρκετά υψηλότερες θερμοκρασίες σε σχέση με την ομογενή παγοποίηση. Αρχικά, στην περίπτωση της ψύξης μέσω εναπόθεσης (deposition freezing), ο πάγος σχηματίζεται μέσω εναπόθεσης υδρατμών στα σωματίδια (deposition nucleus) με την προϋπόθεση ότι η θερμοκρασία είναι αρκετά χαμηλή και ο αέρας είναι υπερκορεσμένος ως προς τον πάγο. Αν ο αέρας είναι επιπλέον υπερκορεσμένος σε σχέση με την υγρή φάση του νερού τότε με τη βοήθεια κατάλληλου αιωρούμενου σωματιδίου που δρα αρχικά ως CCN ενδέχεται να σχηματιστεί πρώτα μια υδροσταγόνα (condensation freezing nucleus), η οποία στη συνέχεια θα στερεοποιηθεί. Η συγκεκριμένη διαδικασία είναι γνωστή ως ψύξη μέσω συμπύκνωσης (condensation freezing). Ο μηχανισμός της ετερογενούς παγοποίησης, που προϋποθέτει την ύπαρξη ενός πυρήνα παγοποίησης στο εσωτερικό της νεφοσταγόνας που πρόκειται να ψυχθεί, αποτελεί μία διαδικασία γνωστή ως ψύξη μέσω βύθισης (immersion freezing). Τέλος, οι υπέρψυχρες νεφοσταγόνες μπορούν να ψυχθούν αν έρθουν σε επαφή με κατάλληλο σωματίδιο στον αέρα, διαδικασία η οποία λέγεται ψύξη μέσω επαφής (contact freezing) και το σωματίδιο αναφέρεται ως πυρήνας επαφής (contact nucleus) (Pruppacher and Klett, 1997).



Σχήμα 2.3 Μηχανισμοί ετερογενούς παγοποίησης στην ατμόσφαιρα, μέσω (I) εναπόθεσης, (II) συμπύκνωσης, (III) βύθισης και (IV) επαφής.

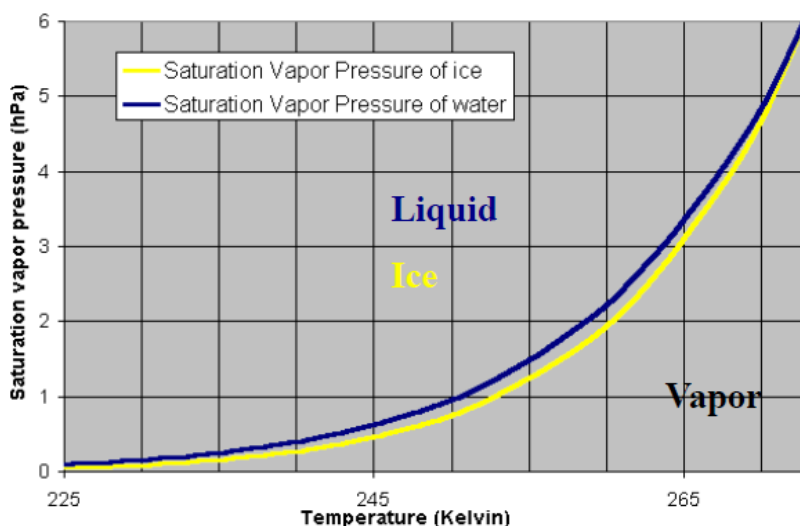
2.2.2 IN στην ατμόσφαιρα

Βάσει επίγειων μετρήσεων και δεδομένων των μειωμένων συγκεντρώσεων των παγοκρυστάλλων σε σχέση με τις νεφοσταγόνες (Murray et al., 2012), θεωρείται ότι μόνο ένα πολύ μικρό ποσοστό επί του συνόλου των αερολυμάτων μπορούν να δράσουν ως πυρήνες πάγου. Οι τυπικές συγκεντρώσεις των IN κυμαίνονται από 10^{-4} έως 10^{-1} cm^{-3} (Rogers et al., 1998; Eidhammer et al., 2009), με ακραίες μέγιστες τιμές της τάξης του 1 cm^{-3} να εντοπίζονται σε πλούμια σκόνης της ερήμου (DeMott et al., 2003). Ο λόγος για τη σπανιότητα τους οφείλεται στην απαίτηση η κρυσταλλική τους δομή να είναι συγκρίσιμη με αυτή των παγοκρυστάλλων. Η ιδιότητα αυτή διευκολύνει σημαντικά τη διαδικασία της παγοποίησης, ωστόσο δεν αποτελεί αναγκαία ούτε ικανή συνθήκη για την αποτελεσματικότητα ενός IN (Wallace and Hobbs, 2006). Τα πιο αποτελεσματικά IN είναι κυρίως τα αδιάλυτα στο νερό (αν διαλύονταν στο νερό τότε το μέγεθος τους δεν θα ήταν αρκετό για να σχηματίσουν ικανοποιητικά μεγάλα έμβρυα πάγου). Η προέλευση τους είναι τόσο φυσική όσο και ανθρωπογενής, συμπεριλαμβανομένων των σωματιδίων ορυκτής σκόνης (DeMott et al., 2003), της αιθάλης (Gorbunov et al., 2001), του θαλάσσιου άλατος (Wise et al., 2012) και των βιολογικών σωματιδίων (Huffman et al., 2013). Παρατηρήσεις από πειραματικές εκστρατείες έχουν επισημάνει το γεγονός ότι οι αριθμητικές συγκεντρώσεις των IN συσχετίζονται με τον αριθμό των μεγαλύτερων αιωρούμενων σωματιδίων ($>0.5 \mu\text{m}$) καθώς και με τη θερμοκρασία (Pruppacher and Klett, 1997; DeMott et al., 2010). Συγκεκριμένα, ο αριθμός των αιωρούμενων σωματιδίων που μπορούν να δράσουν ως IN στην ατμόσφαιρα αυξάνεται δραματικά με τη μείωση της θερμοκρασίας. Οι συγκεντρώσεις των IN σε όλες τις θερμοκρασίες παρουσιάζουν σημαντική εποχιακή και χωρική μεταβλητότητα (Murray et al., 2012).

2.2.3 Αύξηση του μεγέθους των παγοκρυστάλλων

Σε αντιστοιχία με τα θερμά νέφη, τα σωματίδια του ψυχρού νέφους με διαφορετικό σχήμα και μέγεθος πέφτουν με διαφορετικές τερματικές ταχύτητες και συνεπώς συγκρούονται μεταξύ τους, με αποτέλεσμα την αύξηση του μεγέθους τους. Οι τρεις βασικές μέθοδοι βάσει των οποίων γίνεται η ανάπτυξη των σωματιδίων πάγου στα νέφη είναι οι εξής:

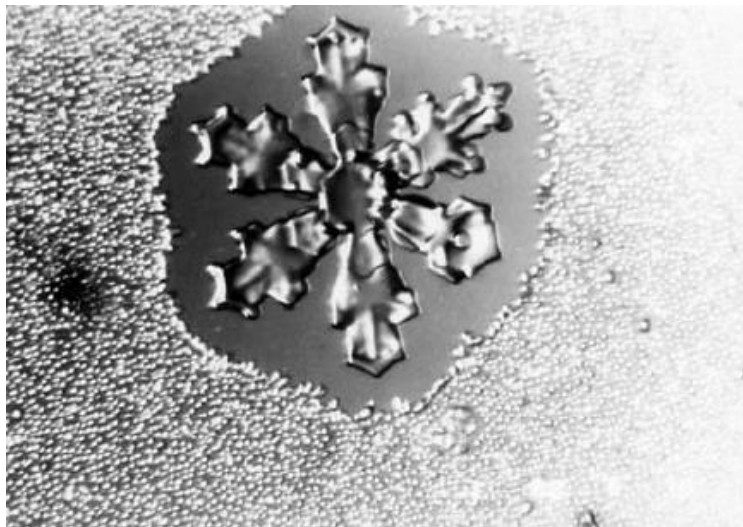
I. Ανάπτυξη μέσω απευθείας εναπόθεσης υδρατμών – μηχανισμός WBF. Η βάση για την κατανόηση του μηχανισμού Wegener-Bergeron-Findeisen (WBF) είναι η διαφορά στην τάση κορεσμένων υδρατμών, που παρουσιάζεται υπεράνω επιφανειών νερού (e_{sl}) και επιφανειών πάγου (e_{si}), σε θερμοκρασίες μικρότερες από 0°C (273 K). Το γεγονός ότι η στερεή φάση του νερού (πάγος) χαρακτηρίζεται από ισχυρότερες διαμοριακές δυνάμεις συνοχής σε σχέση με την υγρή σημαίνει ότι σε οποιαδήποτε θερμοκρασία λιγότερα μόρια μπορούν να δραπετεύουν από την επιφάνεια του πάγου και να μεταβούν στην αέρια φάση, καθιστώντας την τάση κορεσμένων ατμών πάνω από μία επιφάνεια πάγου χαμηλότερη σε σχέση με μία επιφάνεια νερού (Murphy and Koop, 2005). Η σχετική διαφορά στον υπερκορεσμό γίνεται πιο έντονη με την περαιτέρω μείωση της θερμοκρασίας (Σχήμα 2.4).



Σχήμα 2.4 Καμπύλες μεταβολής τάσης κορεσμένων ατμών υπεράνω επίπεδης επιφάνειας ύδατος (μπλε καμπύλη) και πάγου (κίτρινη καμπύλη).

Σαν απόρροια αυτού του φαινομένου, σε ένα νέφος μικτής φάσης, όπου συνυπάρχουν υδρατμοί, υδροσταγόνες και παγοσταγόνες σε θερμοκρασίες χαμηλότερες από 0°C , ο αέρας βρίσκεται κοντά στον κορεσμό ως προς το νερό και συνεπώς είναι υπερκορεσμένος ως προς τον πάγο. Σε αυτήν την περίπτωση, η μερική πίεση ατμών του περιβάλλοντος (e) είναι μεγαλύτερη από τις τάσεις κορεσμένων υδρατμών πάνω από νερό και πάγο, δηλαδή $e_{si} < e_{sl} < e$, και οι υδροσταγόνες και οι παγοκρυστάλλοι αναπτύσσονται ταυτόχρονα στο εσωτερικό του νέφους. Λόγω της αυξημένης τάσης ατμών γύρω από τις σταγόνες δημιουργείται μία βαθμίδα στη συγκέντρωση των υδρατμών ανάμεσα στον αέρα γύρω από τις νεφοσταγόνες και τον αέρα γύρω από τους παγοκρυστάλλους, οι οποίοι αναπτύσσονται εν τέλει με ταχύτερο ρυθμό σε σχέση με τις σταγόνες. Καθώς αναπτύσσονται τα σωματίδια πάγου, ο υπερκορεσμός γύρω από αυτά μειώνεται, ώσπου τελικά ικανοποιείται η ανισότητα

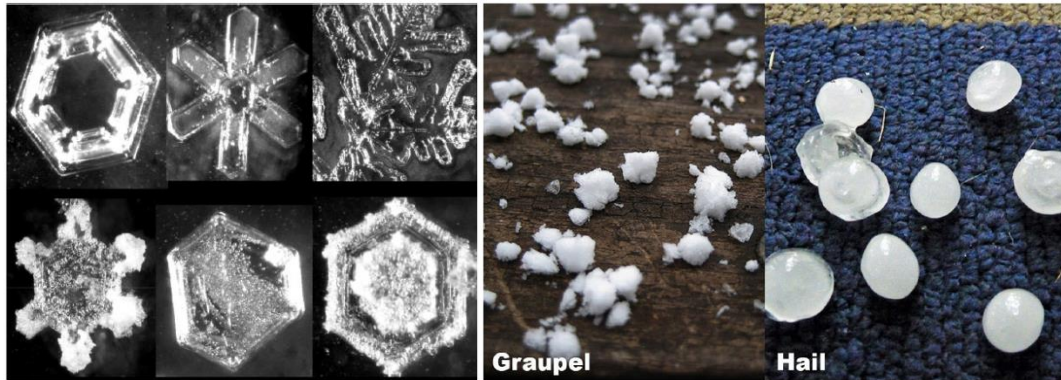
$e_{si} < e < e_{sl}$, οπότε οι γειτονικές σταγόνες αρχίζουν να εξατμίζονται (Σχήμα 2.5). Όπως επισήμανε για παράδειγμα ο Korolev (2007), η διαδικασία WBF ενεργοποιείται όταν πλέον στο εσωτερικό του νέφους ισχύει αυτή η ανισότητα. Στην περίπτωση αυτή οι υδρατμοί που διαχέονται προς την παγοσταγόνα δεν προέρχονται μόνο από τους ελεύθερους υδρατμούς στον αέρα αλλά και από αυτούς που εξατμίζονται από τις υδροσταγόνες που θερμαίνονται τοπικά, λόγω της απελευθέρωσης λανθάνουσας θερμότητας παγοποίησης, και συνεπώς χάνουν υδρατμούς λόγω εξάτμισης. Οι παγοκρύσταλλοι αναπτύσσονται συνεπώς εις βάρος της υγρής φάσης του νερού στο νέφος. Το νέφος οδηγείται σε πλήρη εξάτμιση όταν τελικά ισχύσει η ανισότητα $e < e_{si} < e_{sl}$, οπότε τόσο τα νεφοσταγονίδια όσο και οι παγοκρύσταλλοι αρχίζουν τελικά να εξατμίζονται/εξαχνώνονται (Storelvmo and Tan, 2015).



Σχήμα 2.5 Εργαστηριακή απόδειξη της ανάπτυξης ενός παγοκρυστάλλου εις βάρος των υπέρψυχρων νεφοσταγόνων που τον πλαισιώνουν (Wallace and Hobbs, 2006).

II. Ανάπτυξη μέσω συλλογής μικρότερων σταγόνων υγρής φάσης – Riming. Οι υπέρψυχρες σταγόνες συναντώνται στην ατμόσφαιρα σε θερμοκρασίες έως και ~ -40 °C (Rosenfeld and Woodley, 2000). Όταν αυτές οι σταγόνες έρθουν σε επαφή με τους παγοκρυστάλλους παγώνουν σχεδόν αμέσως και προσκολλώνται στον πάγο, με αποτέλεσμα ο παγοκρύσταλλος να αποκτά ένα επιπρόσθετο παγωμένο κέλυφος. Με αυτόν τον τρόπο αυξάνεται η μάζα του σωματιδίου και τυπικά και η πυκνότητα του. Αυτή η διαδικασία είναι γνωστή ως *riming* και παρατηρείται τόσο στα στρωματόμορφα νέφη όσο και στα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης. Η ανάπτυξη των σωματιδίων πάγου με αυτόν το μηχανισμό δημιουργεί διάφορες παγωμένες δομές, οι οποίες διατηρούν το αρχικό τους σχήμα, έχουν όμως αναπτύξει μία “γυαλάδα” λόγω της προσκόλλησης των σταγόνων (Σχήμα 2.6). Όταν η ανάπτυξη μέσω *riming* φτάσει σε ένα στάδιο πέρα από το οποίο καθίσταται δύσκολη η διάκριση του αρχικού σχήματος του παγοκρυστάλλου, τότε το σωματίδιο που έχει σχηματιστεί ονομάζεται μαλακό χαλάζι (*graupel*, Σχήμα 2.6). Το *graupel* μπορεί να αποτελέσει τον πυρήνα, ή το “έμβρυο”, μιας ταχείας και μεγάλης αύξησης διαστάσεων, η οποία σε συνθήκες ισχυρών ανοδικών ρευμάτων και υψηλής περιεκτικότητας νερού στα νέφη, μπορεί να οδηγήσει στο σχηματισμό μεγάλων χαλαζόκκοκκων (*hailstones*, Σχήμα 2.6) από τους Pruppacher and

Klett (1997). Ο μηχανισμός αυτός μέσω της ταχείας αύξησης του μεγέθους των παγοκρυστάλλων στα νέφη προκαλεί και αύξηση στις ταχύτητες πτώσης αυτών.



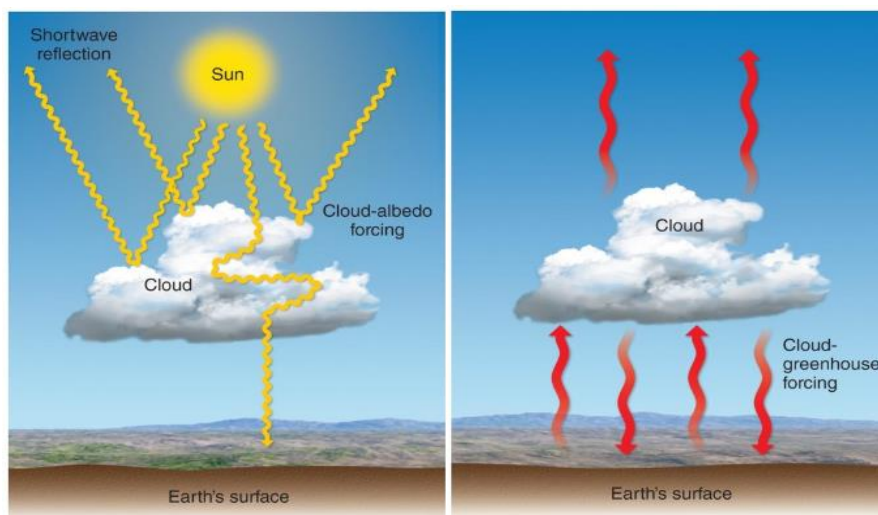
Σχήμα 2.6 Αριστερά: Επίπεδοι παγοκρύσταλλοι, ύστερα από την αύξηση του μεγέθους τους μέσω του μηχανισμού riming (Wallace and Hobbs, 2006). Δεξιά: Διάκριση μεταξύ των σωματιδίων graupel και των χαλαζόκοκκων.

III. Ανάπτυξη μέσω συσσωμάτωσης με άλλα στερεά σωματίδια – Aggregation. Ο τρίτος μηχανισμός με τον οποίο αναπτύσσονται οι παγοκρύσταλλοι ενός νέφους είναι μέσω συγκρούσεων και συσσωματώσεων μεταξύ τους. Τα σωματίδια πάγου μπορούν να συγκρουστούν μεταξύ τους, υπό τον όρο ότι οι τερματικές ταχύτητες πτώσης τους είναι διαφορετικές. Είναι γεγονός ότι οι παγοκρύσταλλοι, που δεν έχουν προηγουμένως αναπτυχθεί περαιτέρω μέσω riming, διαθέτουν όλοι παρόμοιες ταχύτητες πτώσης καθιστώντας απίθανη τη μεταξύ τους σύγκρουση, εκτός αν πλησιάσουν αρκετά μεταξύ τους. Συνεπώς, είναι πιο πιθανό να προκληθεί σύγκρουση και συσσωμάτωση αφού έχει προηγηθεί riming (Wallace and Hobbs, 2006). Ένας δεύτερος παράγοντας που επηρεάζει την ανάπτυξη μέσω συσσωμάτωσης είναι το ενδεχόμενο τα δύο σωματίδια πάγου να προσκολληθούν μόλις συγκρουστούν. Η πιθανότητα προσκόλλησης με τη σειρά της καθορίζεται κυρίως από το σχήμα των παγοκρυστάλλων αλλά και τη θερμοκρασία τους. Συγκεκριμένα, οι κρύσταλλοι που έχουν πολύπλοκο σχήμα τείνουν να περιπλέκονται και να προσκολλώνται ύστερα από πιθανή σύγκρουση. Όμοια, η πιθανότητα προσκόλλησης ανάμεσα σε δύο παγοκρυστάλλους μεγαλώνει με την αύξηση της θερμοκρασίας, καθώς τότε οι επιφάνειες των σωματιδίων γίνονται αρκετά κολλώδεις.

Οι μηχανισμοί riming και aggregation που αναλύθηκαν παραπάνω είναι απαραίτητοι για την ανάπτυξη των σωματιδίων πάγου σε αξιόλογα μεγέθη και μπορούν να οδηγήσουν στη δημιουργία κατακρημνισμάτων. Ο μηχανισμός συμπύκνωσης-διάχυσης υδρατμών δεν είναι ικανός να εξηγήσει το σχηματισμό μεγάλων σωματιδίων σε ρεαλιστικούς χρόνους εντός των νεφών (Pruppacher and Klett, 1997).

2.3 Αλληλεπίδραση ακτινοβολίας-νεφών

Τα νέφη έχουν ένα σημαντικό αλλά πολύπλοκο ρόλο στο ισοζύγιο ακτινοβολίας της Γης (Liou, 2002). Η επιρροή των νεφών στις ροές ακτινοβολίας εξαρτάται από το ποσοστό της νεφοκάλυψης (cloud fraction), το ύψος αλλά και το πάχος του νέφους, την ποσότητα του συμπυκνωμένου νερού που περιέχεται σε αυτό, καθώς και τη φάση (στερεή ή υγρή), το μέγεθος και το σχήμα των σωματιδίων που το απαρτίζουν (Curry and Ebert, 1992). Τα νέφη επιδρούν με δύο ανταγωνιστικούς τρόπους στο ισοζύγιο ακτινοβολίας τόσο στην επιφάνεια όσο και στην κορυφή της ατμόσφαιρας (Top of the Atmosphere-TOA). Τα υδροσταγονίδια που περιέχονται σε αυτά ανακλούν και απορροφούν τη μικρού μήκους κύματος (shortwave, SW) ακτινοβολία επιφέροντας ψύξη στην επιφάνεια, φαινόμενο που είναι γνωστό με τον όρο “cloud albedo effect” (Σχήμα 2.7). Από την άλλη πλευρά, οι νεφοσταγόνες μπορούν να απορροφήσουν και στη συνέχεια να επανεκπέμψουν τη μεγάλη μήκους κύματος (longwave, LW) ακτινοβολία με αποτέλεσμα τη θέρμανση της επιφάνειας, φαινόμενο που είναι γνωστό με τον όρο “cloud greenhouse effect” (Σχήμα 2.7).



Σχήμα 2.7 Επίδραση των νεφών στη μικρού (αριστερά) και μεγάλου (δεξιά) μήκους κύματος ακτινοβολία.

Ο όρος διαταραχή ακτινοβολίας (cloud radiative forcing-CF), ο οποίος παρουσιάστηκε από τους Ramanathan et al. (1989), αναφέρεται στη θέρμανση ή ψύξη που επάγεται στο σύστημα Γης-ατμόσφαιρας, λόγω της παρουσίας των νεφών και υπολογίζεται ως εξής:

$$CF^x = F_{\text{all-sky}}^x - F_{\text{clear-sky}}^x \quad (2.1)$$

όπου x είναι είτε η SW είτε η LW συνιστώσα της ακτινοβολίας, $F_{\text{all-sky}}$ είναι η καθαρή ροή της ακτινοβολίας ενδιαφέροντος σε συγκεκριμένο επίπεδο της ατμόσφαιρας, ενώ $F_{\text{clear-sky}}$ είναι η αντίστοιχη ροή ακτινοβολίας, που αναμένεται σε μία υποθετική ανέφελη ατμόσφαιρα. Η LW συνιστώσα του CF παρουσιάζεται ως συνάρτηση της θερμοκρασίας (κορυφής), του ύψους στην ατμόσφαιρα καθώς και της ικανότητας εκπομπής (δηλαδή της μικροφυσικής) του νέφους. Η SW συνιστώσα του CF είναι συνάρτηση της διαπερατότητας του νέφους, της λευκαύγειας της επιφάνειας αλλά και της γωνίας ζενίθ του ήλιου. Οι αλλαγές στη λευκαύγεια

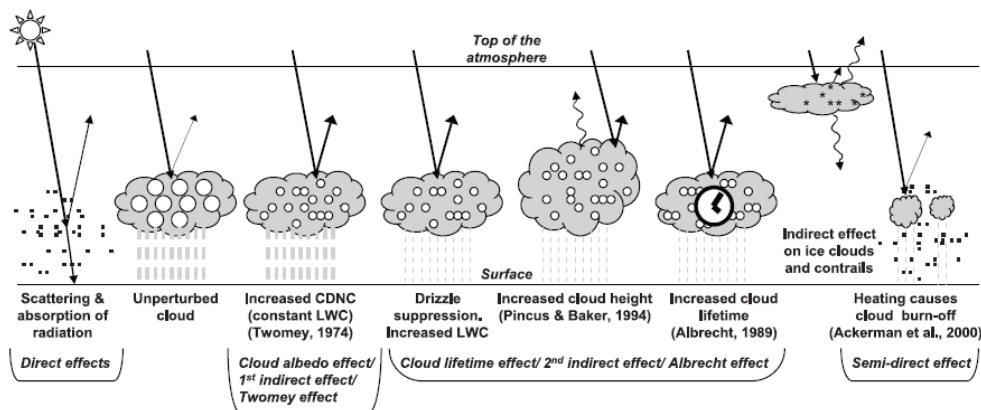
ή στην εκπομπή του νέφους σχετίζονται με μεταβολές του οπτικού του βάθους, οι οποίες προκύπτουν μέσω αλλαγών στο γεωμετρικό του πάχος ή/και αλλαγών στις φυσικές ιδιότητες του, συμπεριλαμβανομένων μεταξύ άλλων του μεγέθους των σωματιδίων που το απαρτίζουν και του περιεχομένου τους σε νερό ή πάγο (Stephens, 2005). Η ποσότητα CF^{LW} είναι ουσιαστικά ένα μέτρο του cloud greenhouse effect των νεφών και έχει συνήθως θετικό πρόσημο, δεδομένου ότι η θερμοκρασία στη βάση των νεφών είναι τυπικά μεγαλύτερη σε σχέση με την ενεργό θερμοκρασία ακτινοβολίας που θα είχε μία ανέφελη ατμόσφαιρα. Η ποσότητα CF^{SW} , ως ένδειξη του cloud albedo effect, είναι συνήθως αρνητική αφού τα νέφη ανακλούν πίσω στο διάστημα μεγάλο μέρος της προσπίπτουσας SW ακτινοβολίας σε σχέση με έναν ανέφελο ουρανό (Stephens and Greenwald, 1991).

Η ισορροπία μεταξύ των δύο αντισταθμιστικών επιδράσεων των νεφών στη SW και LW συνιστώσα της ακτινοβολίας ονομάζεται καθαρή επίδραση των νεφών στο ισοζύγιο ακτινοβολίας της Γης και εκφράζεται ως:

$$CF^{net} = CF^{SW} + CF^{LW} \quad (2.2)$$

Οι θετικές τιμές του CF^{net} υποδεικνύουν ότι η παρουσία των νεφών θερμαίνει το κλιματικό σύστημα σε σχέση με έναν ανέφελο ουρανό, ενώ οι αρνητικές τιμές του CF υποδεικνύουν ότι τα νέφη ψύχουν το κλιματικό σύστημα (Shupe and Intrieri, 2004). Σε παγκόσμιο επίπεδο, η καθαρή επίδραση των νεφών στην κορυφή της ατμόσφαιρας είναι να ψύχουν τον πλανήτη (Ramanathan et al., 1989).

Όπως έχει γίνει ήδη γνωστό σε μία ατμόσφαιρα με επαρκή ποσότητα υδρατμών και αιρούμενα σωματίδια που μπορούν να δράσουν ως CCN ή IN είναι δυνατόν να σχηματιστούν νέφη. Σύμφωνα με την έκθεση της διακυβερνητικής επιτροπής για την κλιματική αλλαγή (Intergovernmental Panel on Climate Change - IPCC, 2007) τα αερολύματα είναι ένας από τους κύριους παράγοντες κλιματικού εξαναγκασμού. Υπάρχουν πολλοί τρόποι με τους οποίους τα αιωρούμενα σωματίδια και τα νέφη αλληλοεπιδρούν με την ακτινοβολία (Σχήμα 2.8). Ο πρώτος τρόπος είναι η άμεση επίδραση (direct effect) των αιωρούμενων σωματιδίων, μέσω της οποίας τα αερολύματα σκεδάζουν και απορροφούν τη SW ακτινοβολία ενώ παράλληλα απορροφούν και επανεκπέμπουν τη LW ακτινοβολία σε διαφορετικές κατευθύνσεις, τροποποιώντας έτσι το ισοζύγιο ακτινοβολίας στη Γη (Liao and Seinfeld, 1998). Ο άλλος τρόπος, που αποτελεί και αντικείμενο της παρούσας εργασίας, εκδηλώνεται μέσω της ικανότητας των αερολυμάτων να δρουν ως CCN ή IN. Αυτό συνεπάγεται ότι πιθανές αλλαγές στη χημική σύνθεση ή στη συγκέντρωση των αερολυμάτων μπορεί να οδηγήσει σε μεταβολές των μικροφυσικών και οπτικών ιδιοτήτων των νεφών, με αντίστοιχες επιπτώσεις στο ισοζύγιο ακτινοβολίας. Ο μηχανισμός αυτός αναφέρεται ως έμμεση επίδραση των αερολυμάτων (Charlson et al., 1992). Υπάρχει ακόμα η ημι-άμεση επίδραση των αερολυμάτων, που προκαλείται από τα έντονα απορροφητικά αερολύματα (Lohmann and Feichter, 2001). Η απορρόφηση της ακτινοβολίας από τα αερολύματα αυτά έχει σαν αποτέλεσμα τη δημιουργία τοπικής θέρμανσης στην ατμόσφαιρα, η οποία δύναται στη συνέχεια να προκαλέσει την εξάτμιση των σωματιδίων του νέφους (Hill and Dobbie, 2008).



Σχήμα 2.8 Σχηματική απεικόνιση των διαφόρων μηχανισμών αλληλεπίδρασης της SW (ευθεία γραμμή) και LW (κυματιστή γραμμή) ακτινοβολίας με τα αιωρούμενα σωματίδια (μαύρες κουκίδες) και τις νεφοσταγόνες (ανοιχτοί κύκλοι) (IPCC, 2007).

Το 1977 ο Twomey υποστήριξε ότι η ρύπανση που σχετίζεται με τις ανθρωπογενείς εκπομπές των αερολυμάτων, μπορεί να επηρεάσει τις μικροφυσικές ιδιότητες των νεφών, επηρεάζοντας έμμεσα και το κλίμα. Τα νέφη που σχηματίζονται θεωρώντας την ύπαρξη μόνο φυσικών αερολυμάτων ως πυρήνων συμπύκνωσης, αποτελούνται από μικρό αριθμό μεγαλύτερων υδροσταγόνων (Σχήμα 2.8). Όταν η συνολική περιεκτικότητα νερού στο εσωτερικό του νέφους παραμένει σταθερή (constant LWC), αν προστεθούν και ανθρωπογενή αερολύματα στην ατμόσφαιρα θα αυξηθεί αρχικά ο συνολικός αριθμός των CCN και ως εκ τούτου και η τελική αριθμητική συγκέντρωση των ενεργοποιημένων νεφοσταγόνων. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα τη μείωση του μεγέθους των σταγόνων που απαρτίζουν το νέφος (Twomey, 1977) και αποτελεί την πρώτη έμμεση επίδραση των αερολυμάτων, γνωστή και ως “cloud albedo effect” ή “Twomey effect” (Σχήμα 2.8). Αποτέλεσμα του φαινομένου αυτού είναι η αύξηση του οπτικού πάχους των νεφών και κατ’ επέκταση της ανακλαστικότητας τους, ενισχύοντας έτσι την ψύξη στην επιφάνεια της Γης.

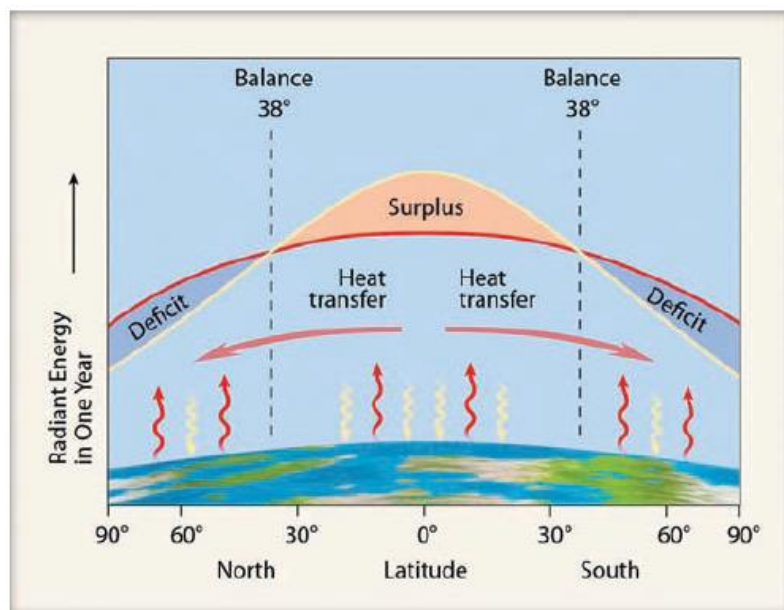
Η δεύτερη έμμεση επίδραση των αερολυμάτων, γνωστή και ως “cloud lifetime effect” ή “Albrecht effect”, σχετίζεται με το χρόνο ζωής των νεφών και συμπεριλαμβάνει την τροποποίηση της μακροσκοπικής δομής του νέφους από τα αιωρούμενα σωματίδια (Albrecht, 1989). Η αφθονία μικρότερων νεφοσταγονιδίων έχει ως αποτέλεσμα να μειώνεται η ικανότητα σύγκρουσης και συνένωσης στο εσωτερικό του νέφους και επομένως τα σωματίδια χρειάζονται περισσότερο χρόνο για να φτάσουν το κρίσιμο μέγεθος και μάζα που θα επιτρέψει να δημιουργηθεί κατακρήμνιση. Το νέφος έχει τώρα περισσότερο χρόνο να αναπτυχθεί, οπότε διογκώνεται και εκτείνεται σε μεγαλύτερα ύψη μέσα στην ατμόσφαιρα (Σχήμα 2.8). Οι προαναφερθείσες διεργασίες παρατείνουν σημαντικά τη διάρκεια ζωής του νέφους, ενώ παράλληλα αυξάνουν την κατακόρυφη έκταση ή/και το περιεχόμενο του σε νερό. Οι διαδικασίες που σχετίζονται με τη δεύτερη έμμεση επίδραση των αερολυμάτων καθώς και οι δυναμικές αναδράσεις μεταξύ τους είναι ιδιαίτερα πολύπλοκες, ενώ οι επιπτώσεις τους στο κλιματικό σύστημα είναι αμφιλεγόμενες (Stevens and Feingold, 2009).

Ενώ μία πιθανή αύξηση των ανθρωπογενών αερολυμάτων είναι ικανή να προκαλέσει αύξηση της ανακλαστικότητας των νεφών στη SW ηλιακή ακτινοβολία, παράλληλα δύναται να προκαλέσει αύξηση της ικανότητας εκπομπής των λεπτών νεφών και επομένως της LW

ακτινοβολίας που εκπέμπεται από αυτά προς όλες τις διευθύνσεις (Curry and Ebert, 1992). Εάν ένα νέφος είναι ψυχρότερο (θερμότερο) από την επιφάνεια, μια αύξηση της ικανότητας εκπομπής του θα ψύξει (θερμάνει) την επιφάνεια της Γης, ενώ θα προκαλέσει θέρμανση (ψύξη) στην τροπόσφαιρα (Garrett et al., 2002). Η σχετική σημασία της ψύξης και θέρμανσης που επάγεται στην επιφάνεια της Γης λόγω αυξήσεων στην ανακλαστικότητα και εκπομπή των νεφών, αντίστοιχα, που προκαλείται από την αυξημένη ρύπανση, εξαρτάται από έναν αριθμό παραγόντων, συμπεριλαμβανομένου του πάχους, της θερμοκρασίας, της περιοχής και της κάλυψης του νέφους, καθώς και της ποσότητας της ηλιακής ακτινοβολίας που ανακλάται από την υποκείμενη επιφάνεια. Η ψύξη λόγω της ενισχυμένης λευκαύγειας του νέφους είναι κυρίαρχη κατά τη διάρκεια της ημέρας, ενώ η θέρμανση λόγω αυξημένης εκπομπής από τα νέφη είναι περισσότερο αποτελεσματική τη νύχτα ή σε χαμηλότερα ύψη ηλίου (Garrett et al., 2002).

B' Μέρος: Η ατμόσφαιρα της Αρκτικής

Το γεγονός ότι δεν παρατηρείται συσσώρευση ενέργειας στον πλανήτη, παρά την ανομοιογενή χωρική κατανομή του ενεργειακού ισοζυγίου, οφείλεται στην ανακατανομή της διαθέσιμης ενέργειας από τον Ισημερινό και τους τροπικούς προς τα μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη που παρουσιάζουν έλλειμμα. Συγκεκριμένα, δημιουργείται μια συνεχή μεταφορά ενέργειας κατά μήκος των μεσημβρινών, μέσω της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας και των ωκεάνιων ρευμάτων, από τα μικρά προς τα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, με σκοπό τη διατήρηση της θερμικής ισορροπίας (Σχήμα 2.9). Αυτή η ανομοιόμορφη θέρμανση της επιφάνειας της Γης αποτελεί την κύρια αιτία της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας σε πλανητική και συνοπτική κλίμακα (Ahrens, 2007). Αυτό έχει ως αποτέλεσμα η θερμοδυναμική δομή της Αρκτικής να επηρεάζεται έντονα από τη μεταφορά ενέργειας από το νότο. Επιπλέον, η τοπογραφία της περιοχής έχει ακόμη μεγαλύτερη επίδραση στην κατώτερη ατμόσφαιρα, δεδομένου ότι αρκετές περιοχές της Αρκτικής είναι καλυμμένες με πάγο ή χιόνι όλο το χρόνο, ενώ σχεδόν όλες οι περιοχές καλύπτονται από παγωμένο νερό στην επιφάνεια για μακρές περιόδους (Sotiropoulou, 2016).



Σχήμα 2.9 Γεωγραφική κατανομή (ως συνάρτηση του γεωγραφικού πλάτους) του ισοζυγίου ενέργειας και μεταφοράς της θερμικής ενέργειας από τα μικρά προς τα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη. Οι κίτρινες γραμμές αναπαριστούν τη μέση ετήσια εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία που απορροφάται από τη Γη και την ατμόσφαιρα, ενώ οι κόκκινες γραμμές αναπαριστούν τη μέση ετήσια υπέρυθρη ακτινοβολία που εκπέμπεται από τη Γη και την ατμόσφαιρα. Η πορτοκαλί περιοχή αναπαριστά το πλεόνασμα (η γαλάζια το έλλειμμα) της εισερχόμενης ακτινοβολίας έναντι της εξερχόμενης. (Ahrens, 2007).

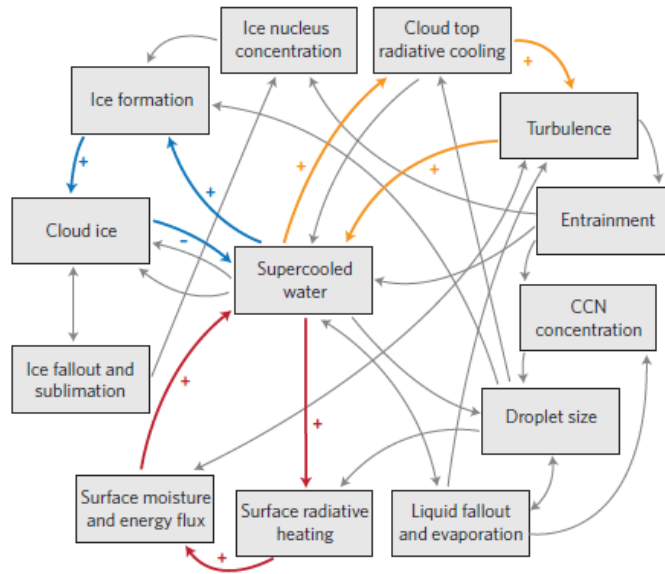
Το περιβάλλον της Αρκτικής δημιουργεί μοναδικές συνθήκες ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος (ΑΟΣ), το οποίο αποτελεί το κατώτερο τμήμα της ατμόσφαιρας που αλληλοεπιδρά άμεσα με τη γήινη επιφάνεια. Ο ετήσιος κύκλος είναι πολύ μεγάλος, ενώ ο ημερήσιος κύκλος, που είναι υπεύθυνος για τη δομή του οριακού στρώματος στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, συχνά απουσιάζει (Tjernström *et al.*, 2005). Οι κρύες επιφανειακές συνθήκες και οι θερμότερες

αέριες που εντοπίζονται συχνά στα ανώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα, ως αποτέλεσμα της οριζόντιας μεταφοράς από τα χαμηλότερα γεωγραφικά πλάτη (Shupe *et al.*, 2013), είναι υπεύθυνα για τη συνεχή παρουσία συχνών χαμηλών επιφανειακών αναστροφών (low-level inversions), χαρακτηριστικό της ατμόσφαιρας στην Αρκτική (Curry *et al.*, 1996; Tjernström and Graversen, 2009; Sotiropoulou, 2016). Η λεγόμενη “Αρκτική αναστροφή” διαχωρίζει το πλανητικό οριακό στρώμα από την ελεύθερη τροπόσφαιρα. Τα χαρακτηριστικά της Αρκτικής αναστροφής επηρεάζονται έντονα από την παρουσία ή μη των νεφών χαμηλού ύψους (Tjernström *et al.*, 2005; Sedlar and Tjernström, 2009).

2.4 Χαμηλά νέφη της Αρκτικής

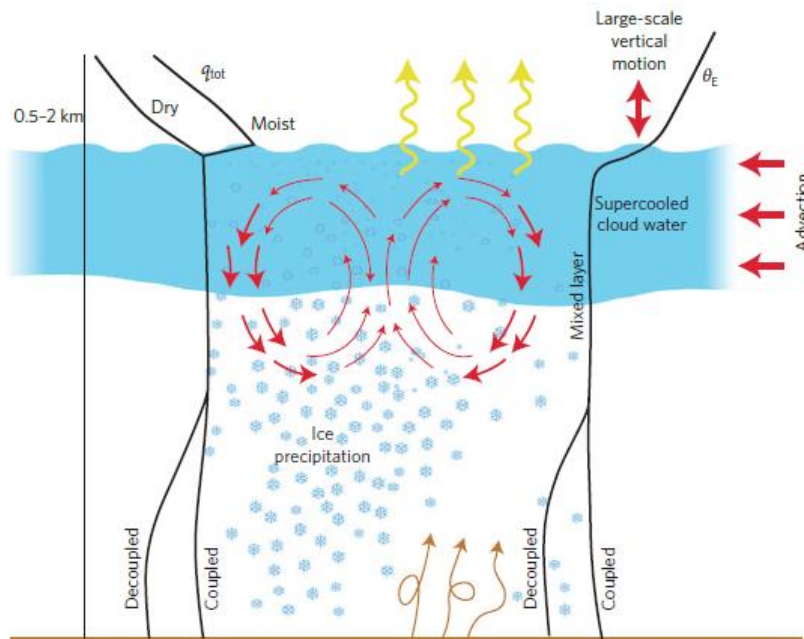
Όπως έχει γίνει γνωστό ήδη, καθ’ όλη τη διάρκεια του έτους τα χαμηλά στρωματομορφα νέφη της Αρκτικής παρατηρούνται με πολύ μεγάλη συχνότητα και επιμονή. Τα συγκεκριμένα νέφη αποτελούνται από ένα λεπτό στρώμα μικτής-φάσης, στην κορυφή του οποίου υπερισχύουν οι υπέρψυχρες υδροσταγόνες, και ένα υποκείμενο στρώμα με έντονη παρουσία των σωματιδίων πάγου που εκτείνεται έως την επιφάνεια (Shupe *et al.*, 2008; Morrison *et al.*, 2012). Η περιεκτικότητα σε παγωμένο νερό ελαττώνεται από τη βάση έως την κορυφή του νεφικού στρώματος (Shupe *et al.*, 2006; J. Verlinde *et al.*, 2007). Τα νέφη αυτά προκαλούν σχεδόν συνεχόμενες κατακρημνίσεις που αποτελούνται από παγωμένο ψιλόβροχο ή παγοκρυστάλλους, που σχηματίζονται εντός του λεπτού, υγρού στρώματος που υπάρχει στην κορυφή τους (Shupe *et al.*, 2008). Στα νέφη της Αρκτικής είναι δυνατόν να παρατηρηθεί νερό σε υγρή μορφή ακόμα και σε πολύ χαμηλές θερμοκρασίες, έως και τους $-34\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Intrieri *et al.*, 2002a). Το περιεχόμενό τους σε νερό έχει μεγάλο αντίκτυπο τόσο στις επιφανειακές ροές ακτινοβολίας και συνεπώς στο ενεργειακό ισοζύγιο και ως εκ τούτου είναι κρίσιμο για το κλίμα (Shupe and Intrieri, 2004). Σε αντίθεση με τα αντίστοιχα νέφη μικτής-φάσης των μικρότερων γεωγραφικών πλατών, η δομή των συγκεκριμένων είναι συχνά μακρόβια, αφού μπορούν να παραμένουν για αρκετές μέρες έως και εβδομάδες, χωρίς να προαπαιτούν συνοπτικής κλίμακας κατακόρυφες ανοδικές κινήσεις που σχετίζονται με κυκλώνες και μέτωπα (Shupe, 2011). Η εμμονή αυτών των νεφών αποτελεί παράδοξο, αν αναλογιστεί κανείς ότι συχνά προκαλούν παγωμένες κατακρημνίσεις και ως εκ τούτου χάνουν συνεχώς νερό (Verlinde *et al.*, 2007; Shupe, 2011).

Ένα πολύπλοκο δίκτυο αλληλεπιδράσεων μεταξύ των διαφόρων φυσικών διεργασιών, συμπεριλαμβανομένων των αλληλεπιδράσεων μεταξύ τύρβης, ακτινοβολίας και μικροφυσικής των νεφών, καθιστά δύσκολη την ερμηνεία και την εύρεση μίας συνολικής εικόνας για το πως εξακολουθούν να υφίστανται τα νέφη μικτής-φάσης στην Αρκτική (Σχήμα 2.10). Η πολυπλοκότητα του προβλήματος εντείνεται από το γεγονός ότι οι εμπλεκόμενες διεργασίες καλύπτουν διαφορετικές κλίμακες, από μικρής-κλίμακας διαδικασίες εντός των νεφών μέχρι μεγάλης-κλίμακας φαινόμενα. Για όλους αυτούς τους λόγους τα νέφη μικτής-φάσης παραμένουν μία μεγάλη πρόκληση για την επιστημονική κοινότητα, που ασχολείται με τα μοντέλα καιρού και κλίματος.



Σχήμα 2.10 Το πολύπλοκο δίκτυο αλληλεπιδράσεων και αναδράσεων που συνδέουν κάποιες από τις διαδικασίες που σχετίζονται με τα νέφη μικτής-φάσης της Αρκτικής. Τα βέλη δηλώνουν την κατεύθυνση της επίδρασης μεταξύ διαφόρων φυσικών μεγεθών και διεργασιών. Τα σύμβολα, + ή -, υποδεικνύουν την αναμενόμενη απόκριση (αύξηση ή μείωση) του στοιχείου λήψης (Morrison et al., 2012).

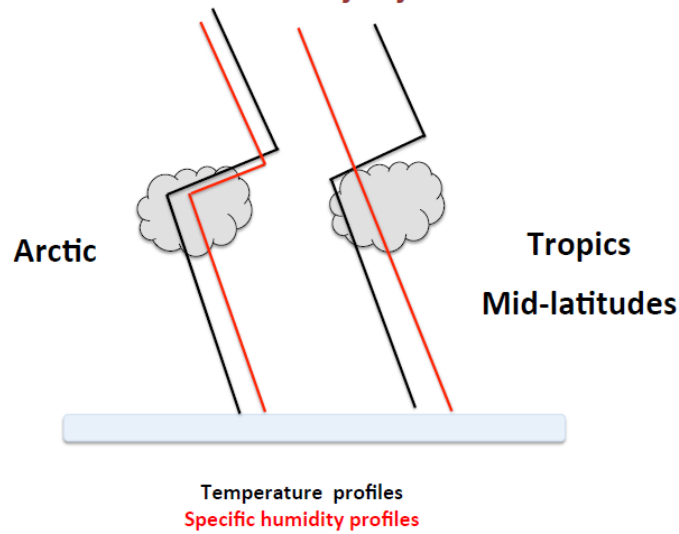
Με χρήση αριθμητικών μοντέλων αλλά και θεωρητικών μελετών έχει γίνει προσπάθεια να εξηγηθεί η εμμονή των νεφών μικτής-φάσης της Αρκτικής παρά τη μικροφυσική αστάθεια που προκαλεί στο μίγμα υπέρηκτων νεφοσταγόνων και πάγου ο μηχανισμός WBF (Morrison et al., 2012). Όπως έχει αναφερθεί ήδη (Ενότητα 2.2.3), ο μηχανισμός αυτός επιτρέπει στους παγοκρυστάλλους να αναπτυχθούν ταχέως εις βάρος των υδροσταγονιδίων και δύναται να μετασχηματίσει μέσα σε λίγες μόνο ώρες τα νέφη μικτής-φάσης σε νέφη που αποτελούνται εξ ολοκλήρου από παγοκρυστάλλους. Η πλήρης κρυστάλλωση του νέφους μπορεί να ανασταλεί μόνο στην περίπτωση που διατηρείται ο κορεσμός ως προς την υγρή φάση και ως εκ τούτου ο υπερκορεσμός ως προς τον πάγο εντός του στρώματος του νέφους. Στο Σχήμα 2.11 που ακολουθεί φαίνεται ένα εννοιολογικό μοντέλο, που συνθέτει τις αλληλεπιδράσεις διαφόρων διεργασιών και το ρόλο τους στη διαμόρφωση της αναδυόμενης συμπεριφοράς των επίμονων νεφών μικτής-φάσης της Αρκτικής. Από παρατηρήσεις έχει διαπιστωθεί ότι ο υπερκορεσμός του πάγου υποστηρίζεται από τις τυρβώδεις κινήσεις στο εσωτερικό του νέφους: καθώς το λεπτό στρώμα υδροσταγόνων που είναι συγκεντρωμένο στην κορυφή του νέφους ψύχεται, λόγω εκπομπής ακτινοβολίας στο διάστημα (Pinto, 1998), μειώνεται η στατική ευστάθεια του νέφους και προκαλείται ανατροπή της κυκλοφορίας λόγω άνωσης (Nicholls, 1984) (Σχήμα 2.11). Στα ισχυρά ανοδικά ρεύματα αυτών των κινήσεων, η σχετική υγρασία αυξάνεται λόγω αδιαβατικής εκτόνωσης και ψύξης των αερίων μαζών, ευνοώντας έτσι την ανάπτυξη των νεφοσταγόνων και των παγοκρυστάλλων, αντί της εξ' ολοκλήρου ανάπτυξης του πάγου εις βάρος του νερού (Korolev, 2007).



Σχήμα 2.11 Σχηματική αναπαράσταση των κύριων διεργασιών που διατηρούν τα νέφη μικτής-φάσης. Παρουσιάζονται και τα χαρακτηριστικά προφίλ της αναλογίας μίγματος του ολικού νερού (ατμός, υγρό και πάγος) (q_{tot}) και η αντίστοιχη δυναμική θερμοκρασία (θ_E). Αυτά τα προφίλ μπορεί να διαφέρουν ανάλογα με τις τοπικές συνθήκες, την ύπαρξη ή μη αναστροφών υγρασίας πάνω από την κορυφή του νέφους και τη δυναμική σύζευξη ή αποσύζευξη του στρώματος ανάμειξης του νέφους με την επιφάνεια. Το σκιασμένο μπλε στρώμα αντιπροσωπεύει το σύννεφο. Τα κίτρινα βέλη αντιπροσωπεύουν την εκπεμπόμενη ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος, τα κόκκινα βέλη αντιστοιχούν στις μεγάλης-κλίμακας κινήσεις (advection) και στις κινήσεις εντός του νέφους, ενώ τα πορτοκαλί βέλη αντιπροσωπεύουν τις επιφανειακές ροές. Παρόλο που αυτό το διάγραμμα απεικονίζει πολλές διεργασίες, εντούτοις δεν αντιπροσωπεύει πλήρως όλες τις εκδηλώσεις αυτών των νεφών (Morrison et al., 2012).

Ένας επιπλέον παράγοντας που συμβάλει στη διατήρηση αυτών των στρωμάτων νεφών μικτής-φάσης είναι η διατήρηση της υγρασίας στο στρώμα του νέφους. Παρατηρήσεις υποδεικνύουν (Sedlar et al., 2011) ότι οι θερμοκρασιακές αναστροφές στην Αρκτική συχνά συμπίπτουν με τις αναστροφές στο κατακόρυφο προφίλ της υγρασίας (Σχήμα 2.12), ως αποτέλεσμα της μεγάλης-κλίμακας κυκλοφορίας που τροφοδοτεί με υδρατμούς την ελεύθερη τροπόσφαιρα (Morrison et al., 2012). Επιπλέον, με τη χρήση μοντέλων (Solomon et al., 2011, 2014) έχει αποδειχθεί ότι η εισροή υδρατμών από τα ανώτερα επίπεδα της ατμόσφαιρας στο στρώμα του νέφους συμβάλλει σημαντικά στη διατήρηση και τον κύκλο ζωής των νεφών αυτών. Επομένως, η ενισχυμένη ευστάθεια που επικρατεί στην αναστροφή δεν μπορεί πάντα να περιορίσει την κατακόρυφη ανάπτυξη αυτών των νεφών. Η επιφάνεια αποτελεί επίσης μια πρόσθετη δυναμική πηγή για τα σύννεφα της Αρκτικής, ιδιαίτερα κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, όπου η τήξη των πάγων μπορεί να ελευθερώσει μεγαλύτερες εκτάσεις του Αρκτικού ωκεανού και κατ' επέκταση να ενισχύσει την ανοδική μεταφορά θερμότητας και υδρατμών. Ωστόσο, αυτός ο μηχανισμός έχει σαν απαίτηση τα νέφη να είναι δυναμικά συζευγμένα με την επιφάνεια, μέσω των συνεχών τυρβωδών ροών. Αυτή η σύζευξη δεν ικανοποιείται πάντα, καθώς ειδικά τους ψυχρούς μήνες η συνεισφορά των επιφανειακών ροών γίνεται αμελητέα, λόγω των συχνών ευσταθών επιφανειακών συνθηκών που επικρατούν (Curry, 1986).

Typical profiles of stratocumulus-topped boundary layers



Σχήμα 2.12 Τυπικά προφίλ θερμοκρασίας (μαύρη γραμμή) και ειδικής υγρασίας (κόκκινη γραμμή) πάνω από την Αρκτική (αριστερά) και πάνω από μικρότερα γεωγραφικά πλάτη (δεξιά).

Ενώ ο σχηματισμός των νεφών εξαρτάται κυρίως από τις επικρατούσες μετεωρολογικές συνθήκες, οι οπτικές ιδιότητες των νεφών καθορίζονται τόσο από τις μικρο- όσο και από τις μακροφυσικές ιδιότητες. Οι μικροφυσικές ιδιότητες των νεφών επηρεάζονται έντονα από το ποσοστό των ατμοσφαιρικών αιωρούμενων σωματιδίων, ικανών να λειτουργούν ως CCN ή IN. Οι αναδράσεις που σχετίζονται με τα αερολύματα περιπλέκουν ακόμα περισσότερο το δίκτυο των αλληλεπιδράσεων. Οι συγκεντρώσεις των CCN κυμαίνονται από 10 έως 1000 cm^{-3} (Morrison et al., 2012). Οι συγκεντρώσεις των IN είναι συνήθως πολύ χαμηλότερες ($10^{-5} - 0.1 \text{ cm}^{-3}$), γεγονός που σημαίνει ότι μόνο 1 στα 10^6 σωματίδια μπορεί να δράσει ως πυρήνας πάγου (DeMott et al., 2010). Το χειμώνα η μεγάλης-κλίμακας ατμοσφαιρική κυκλοφορία διευκολύνει την εισροή ανθρωπογενούς ρύπανσης στην Αρκτική από τα νοτιότερα γεωγραφικά πλάτη. Αντίθετα, κατά τους θερινούς μήνες οι συγκεντρώσεις των αερολυμάτων είναι σχετικά χαμηλές (Tjernström et al., 2014), συνήθως $<150 \text{ cm}^{-3}$ και σε ορισμένες περιπτώσεις $<1 \text{ cm}^{-3}$. Η έλλειψη των CCN μερικές φορές μπορεί να αναστείλει το σχηματισμό των νεφών, ακόμα και σε συνθήκες που θα ενίσχυαν τη νεφοκάλυψη ή οδηγούν σε οπτικά λεπτά νέφη με μικρότερη διάρκεια ζωής (Mauritsen et al., 2011). Η συγκέντρωση των IN είναι επίσης κρίσιμη για τα νέφη μικτής φάσης, καθώς επηρεάζουν το μηχανισμό WBF (Pinto, 1998; Morrison and Pinto, 2006). Μελέτες αριθμητικών μοντέλων έχουν αποδείξει ότι ακόμα και μία μέτρια αύξηση της συγκέντρωσης του πάγου μπορεί να οδηγήσει σε ταχεία μετατροπή των νεφών μικτής-φάσης σε νέφη παγοκρυστάλλων (Pinto, 1998; Morrison and Pinto, 2006).

Τέλος, τα νέφη μικτής φάσης έχουν σημαντικές επιπτώσεις στο ενεργειακό ισοζύγιο της επιφάνειας, αλληλεπιδρώντας ισχυρά τόσο με τη SW όσο και τη LW συνιστώσα της ακτινοβολίας. Όπως συζητήθηκε στην ενότητα 2.3, η επίδραση των νεφών στη SW ακτινοβολία εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από τη λευκαύγεια της υποκείμενης επιφάνειας αλλά και από τις οπτικές ιδιότητες τους, και ιδιαίτερα από το οπτικό τους πάχος. Το οπτικό πάχος των νεφών μεταβάλλεται ανάλογα με το λόγο μίας μικροφυσικής ποσότητας που ονομάζεται

Liquid Water Path (LWP) και αντιπροσωπεύει τη συνολική ποσότητα νερού στην κατακόρυφη στήλη της ατμόσφαιρας, προς την ενεργό ακτίνα των νεφοσταγονιδίων, που αντιστοιχεί στη μέση ακτίνα της κατανομής μεγέθους των (Stephens, 1978). Στο LW τμήμα του φάσματος τα νέφη μικτής-φάσης απορροφούν έντονα τη γήινη υπέρυθη ακτινοβολία και την επανεκπέμπουν προς όλες τις διευθύνσεις. Η εκπεμπόμενη ροή ακτινοβολίας, F , ακολουθεί το νόμο των Stefan-Boltzmann, σύμφωνα με τον οποίο:

$$F = \varepsilon\sigma T^4 \quad (2.3)$$

όπου ε είναι ο συντελεστής εκπομπής, σ είναι η σταθερά Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$) και $T(\text{K})$ είναι η θερμοκρασία ακτινοβολίας της πηγής. Επιπλέον η ικανότητα εκπομπής ενός νέφους, εξαρτάται και από τη φάση και το μέγεθος των σωματιδίων, ενώ παράλληλα παρουσιάζει εκθετική εξάρτηση από το οπτικό του πάχος. Γενικά, με την αύξηση του LWP αυξάνεται και ο συντελεστής εκπομπής του νέφους, ενώ αυτό που παρουσιάζει ενδιαφέρον είναι ότι για τιμές του LWP μεγαλύτερες από 30-50 g/m² το νέφος συμπεριφέρεται ουσιαστικά ως μέλαν σώμα (Stephens, 1978; Curry and Ebert, 1992).

Σε αντίθεση με όμοια νέφη των χαμηλότερων γεωγραφικών πλατών, τα χαμηλά νέφη μικτής-φάσης της Αρκτικής θερμαίνουν την επιφάνεια σχεδόν καθ' όλη τη διάρκεια του έτους, συγκριτικά με αντίστοιχες ανέφελες συνθήκες (Intrieri et al., 2002b; Shupe and Intrieri, 2004; Sedlar et al., 2011). Αυτό συμβαίνει λόγω μίας πολύπλοκης ισορροπίας μεταξύ των οπτικών ιδιοτήτων των νεφών και της υψηλής λευκαύγειας της επιφάνειας. Κατά τη μεγαλύτερη διάρκεια του έτους η ανακλαστικότητα της επιφάνειας είναι το ίδιο μεγάλη, αν όχι μεγαλύτερη, από τη λευκαύγεια της κορυφής του νέφους, με αποτέλεσμα η LW ακτινοβολία να είναι αυτή που καθορίζει την καθαρή επίδραση των νεφών. Εξαιρεση αποτελεί ένα μικρό χρονικό διάστημα τον Ιούλιο, όπου η καθαρή επίδραση των νεφών στο ισοζύγιο ακτινοβολίας της επιφάνειας γίνεται αρνητική, αφού η λευκαύγεια της επιφάνειας μειώνεται δραστικά λόγω της έντονης τήξης των πάγων. Τα χαμηλά νέφη μπορούν επομένως να επάγουν ψύξη στην υποκείμενη επιφάνεια για μία μικρή περίοδο το καλοκαίρι (Curry and Ebert, 1992; Intrieri, Fairall, et al., 2002).

2.5 Αρκτικό Οριακό Στρώμα

Τα νέφη χαμηλού ύψους της Αρκτικής έχουν μεγάλη επίδραση στη δομή του οριακού στρώματος, και ως εκ τούτου η χαμηλότερη συχνότητα εμφάνισης των νεφών κατά τη διάρκεια του χειμώνα σε σχέση με το καλοκαίρι (Shupe et al., 2011) συμβάλλει στις έντονες εποχικές διαφοροποιήσεις της στρωμάτωσης του ΑΟΣ (Tjernström and Graversen, 2009; Zhang et al., 2011). Η εποχικότητα στη συχνότητα εμφάνισης αυτών των νεφών συνδέεται με το γεγονός ότι η περιοχή της Αρκτικής επηρεάζεται από ακραίες τιμές της ηλιακής ακτινοβολίας. Κατά τη διάρκεια του Αρκτικού καλοκαιριού, η λαμβανόμενη ποσότητα της ηλιακής ακτινοβολίας είναι σχετικά υψηλή, λόγω του αδιάλειπτου φωτός του ήλιου. Οι μέσες μηνιαίες θερμοκρασίες που σημειώνονται αυτήν την περίοδο παραμένουν μεταξύ των -5 έως 5 °C (Sotiropoulou, 2016). Από την άλλη πλευρά, κατά τη διάρκεια της πολικής νύχτας η μόνη τοπική πηγή θερμότητας στον Αρκτικό Ωκεανό είναι η θάλασσα, κάτω από το στρώμα των πάγων, ενώ οι μέσες μηνιαίες τιμές θερμοκρασίας πέφτουν αρκετά κάτω από τους -20 °C. Καθώς η μέγιστη

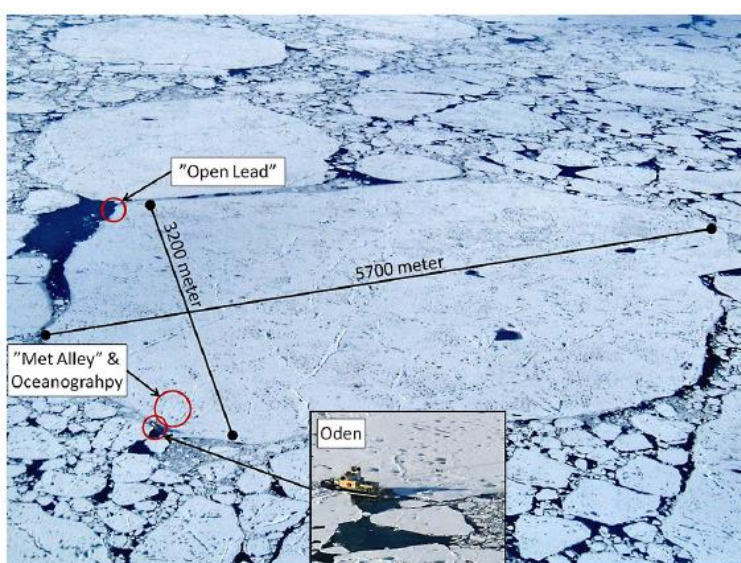
ποσότητα υδρατμών που μπορεί να συγκρατήσει η ατμόσφαιρα μειώνεται με τη μείωση της θερμοκρασίας, κατά τη διάρκεια του πολικού χειμώνα η ατμόσφαιρα της Αρκτικής είναι ξηρότερη σε σχέση με τα καλοκαίρια (Sotiropoulou, 2016).

Κατά τη διάρκεια του Αρκτικού χειμώνα η έλλειψη της ηλιακής ακτινοβολίας σε συνδυασμό με την έντονη και συνεχή απώλεια θερμότητας από την επιφάνεια των πάγων λόγω ακτινοβολίας ευνοεί το σχηματισμό επιφανειακών αναστροφών θερμοκρασίας. Ειδικά κάτω από ήρεμες και ανέφελες συνθήκες η επιφάνεια του εδάφους ψύχεται γρηγορότερα από τον υπερκείμενο αέρα, καθώς είναι καλύτερος πομπός υπέρυθρης ακτινοβολίας, με αποτέλεσμα να δημιουργούνται ισχυρά ευσταθείς ατμοσφαιρικές συνθήκες (Tjernström et al., 2005). Η οριζόντια μεταφορά θερμών και υγρών αερίων μαζών δύναται να ενισχύσει τη στρωμάτωση, εκτός και αν δημιουργηθούν νέφη. Με την πάροδο του χρόνου οι υδρατμοί εκπέμπουν μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία και οι υγρές αέριες μάζες ψύχονται. Αυτή η επερχόμενη ψύξη μπορεί να οδηγήσει σε κορεσμό και κατ' επέκταση στη δημιουργία νεφών (Sotiropoulou, 2016). Καθώς η τροπόσφαιρα της Αρκτικής είναι συχνά κοντά σε κορεσμό, ο σχηματισμός των νεφών εκτιμάται ότι λαμβάνει χώρα με την παρουσία των CCN και των IN (Tjernström et al., 2005). Καθώς σχηματίζονται τα νέφη, η εκπομπή της υπέρυθρης ακτινοβολίας μετατοπίζεται από την επιφάνεια του εδάφους στην κορυφή των νεφών, η ψύξη της οποίας δημιουργεί ανοδικές κινήσεις στο εσωτερικό τους (Sotiropoulou, 2016). Έτσι, η στρωμάτωση της κατώτερης τροπόσφαιρας διαμορφώνεται σε ένα ρηχό, σχετικά καλά αναμεμειγμένο οριακό στρώμα, καλυπτόμενο από μία ανερχόμενη αναστροφή.

Κατά τη διάρκεια του Αρκτικού καλοκαιριού η θέρμανση της επιφάνειας από την εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία επηρεάζει τη θερμική δομή της ατμόσφαιρας, ενώ παρατηρείται συχνά ένα επιφανειακό στρώμα ανάμειξης (Tjernström and Graversen, 2009; Tjernström et al., 2012). Όσο ο πάγος του ωκεανού παραμένει, η ισχυρή ανάκλαση των ηλιακών ακτίνων πάνω στην επιφάνεια του δεν επιτρέπει στη θερμοκρασία να υπερβεί κατά πολύ τους 0 °C, ενώ η περίσσεια ενέργειας καταναλώνεται στην τήξη του χιονιού και του πάγου. Οι αναστροφές που καλύπτουν το ΑΟΣ της Αρκτικής αυτή την εποχή επηρεάζονται επιπλέον και από τοπικές διεργασίες, όπως οι αυξημένες επιφανειακές ροές υγρασίας, που απελευθερώνονται από τις ελεύθερες επιφάνειες του νερού. Σε αντίθεση με τις επιφανειακές αναστροφές που σημειώνονται το φθινόπωρο και το χειμώνα, η μεγάλη συχνότητα εμφάνισης των χαμηλών νεφών κατά τη διάρκεια της άνοιξης και του καλοκαιριού έχει ως αποτέλεσμα την εμφάνιση αναστροφών ύψους (Tjernström and Graversen, 2009). Μέσω της ψύξης λόγω ακτινοβολίας, τα χαμηλά νέφη οδηγούν στην τυρβώδη ανάμειξη και κατά συνέπεια στην αύξηση του πάχους του ΑΟΣ (Sotiropoulou, 2016).

Κεφάλαιο 3^ο: Μεθοδολογία

Στην παρούσα εργασία, έγινε εφαρμογή του μοντέλου MISU MIT Cloud and Aerosol (MIMICA, έκδοση 5), το οποίο αναπτύχθηκε στο τμήμα Μετεωρολογίας του Πανεπιστημίου της Στοκχόλμης (MISU) και στηρίζεται στην προσομοίωση των μεγάλων στροβίλων (LES) (Savre et al., 2014). Η περίοδος προσομοίωσης εκτείνεται από τις 30 Αυγούστου μέχρι την 1^η Σεπτεμβρίου, του 2008. Για το σκοπό αυτής της εργασίας, ελήφθησαν υπόψη παρατηρήσεις και μετεωρολογικά δεδομένα που μετρήθηκαν κατά τη διάρκεια του προγράμματος ASCOS (Arctic Summer Cloud Ocean Study) (Tjernström et al., 2012, 2014), το οποίο διεξήχθη το καλοκαίρι του 2008 στην Αρκτική με το σουηδικό παγοθραυστικό Oden (Σχήμα 3.1).

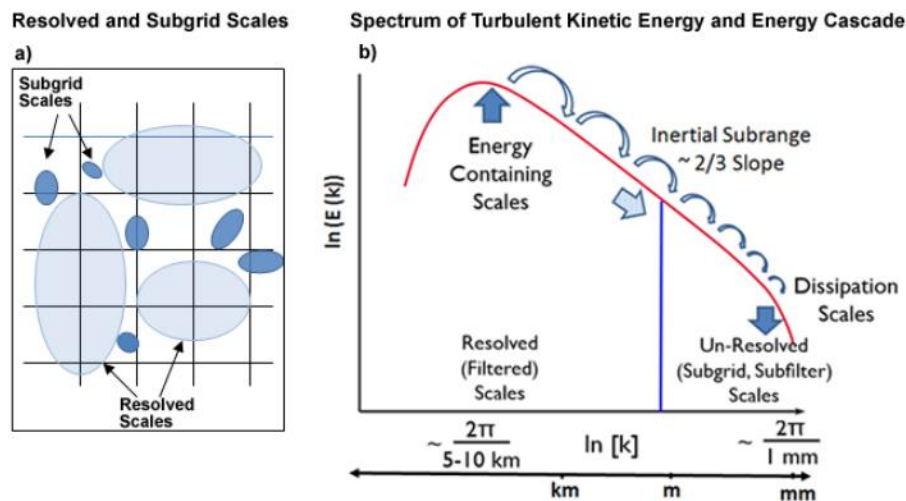


Σχήμα 3.1 Αεροφωτογραφία που απεικονίζει τη νησίδα πάγου, με την οποία το παγοθραυστικό Oden συμπαρασυρόταν από τις 12 Αυγούστου μέχρι την 1^η Σεπτεμβρίου, 2008. Το μέγεθος της παγονησίδας είναι προσεγγιστικά 3x6 km. Οι περισσότερες μετρήσεις οριακού στρώματος και φυσικής-ωκεανογραφίας πραγματοποιήθηκαν στην περιοχή γύρω από το πλοίο (Tjernström et al., 2014).

3.1 Περιγραφή του LES μοντέλου MIMICA

Η θεωρία των μεγάλων στροβίλων είναι ένα βασικό εργαλείο για υψηλής ανάλυσης αριθμητικές προσομοιώσεις των τυρβωδών ροών (Wyngaard, 1984). Η φυσική βάση των LES, που αναλύεται από τον Wyngaard (2010), έγκειται στο διαχωρισμό της ροής σε μεγάλης- και μικρής-κλίμακας κινήσεις (Sullivan et al., 1994). Ο διαχωρισμός των κλιμάκων καθορίζεται από την επιλογή κατάλληλου φίλτρου χαμηλών συχνοτήτων (low-pass filter) στις εξισώσεις Navier-Stokes. Το φίλτρο χαμηλών συχνοτήτων εξομαλύνει τις αριθμητικές λύσεις απομακρύνοντας από αυτές τις μικρής-κλίμακας πληροφορίες, μειώνοντας έτσι το υπολογιστικό κόστος (Moeng et al., 2004). Ως αποτέλεσμα, οι τυρβώδεις στρόβιλοι με κλίμακες μήκους μεγαλύτερες από το μέγεθος της κυψελίδας πλέγματος (grid cell) του μοντέλου επιλύονται ρητά, ενώ οι μικρότεροι στρόβιλοι που εμπίπτουν σε τάξη υποκλίμακας

(sub-grid scale, SGS) παραμετροποιούνται (Σχήμα 3.2a). Οι μεγαλύτεροι τυρβώδεις στρόβιλοι εντός του οριακού στρώματος περιέχουν το μεγαλύτερο μέρος της τυρβώδους ενέργειας και είναι υπεύθυνοι για την τυρβώδη ανάμειξη καθώς και τη μεταφορά σημαντικών ποσών ορμής (Kolmogorov, 1941) (Σχήμα 3.2b). Επειδή στο οριακό στρώμα της ατμόσφαιρας υπάρχει μεγάλη διασπορά στις τυρβώδεις κλίμακες (οι μεγαλύτεροι τυρβώδεις στρόβιλοι έχουν μέγεθος της τάξης του ~ 1 km, ενώ οι μικρότεροι έχουν μέγεθος της τάξης του ~ 1 mm), τα LES θεωρούνται βασική προσέγγιση μοντελοποίησης για τη σύλληψη της φυσικής και της δυναμικής των νεφών εντός του οριακού στρώματος (Savre et al., 2014).



Σχήμα 3.2 Σχηματική αναπαράσταση της κεντρικής ιδέας των LES: (a) Οι κύκλοι με ανοικτό μπλε (σκούρο μπλε) αντιπροσωπεύουν τους στρόβιλους του φυσικού χώρου, με κλίμακα μήκους μεγαλύτερη (μικρότερη) από τη διάμετρο του πλέγματος, οπότε θα επιλυθούν ρητά (παραμετροποιηθούν) από το μοντέλο. (b) Ενεργειακό φάσμα τυρβώδους κινητικής ενέργειας (κόκκινη γραμμή) ως συνάρτηση του κυματαριθμού, k , στο χώρο Fourier. Το k είναι αντιστρόφως ανάλογο με την κλίμακα μήκους των δινών. Η κατακόρυφη μπλε γραμμή αντιστοιχεί στον κυματαριθμό αποκοπής, που διαχωρίζει το επιλύσιμο τμήμα του φάσματος από εκείνο που εμπίπτει στην υποκλίμακα. (meted.ucar.edu)

Το μοντέλο MIMICA είναι ένα μη-υδροστατικό, ανελαστικό, LES εργαλείο προσομοίωσης, που βασίστηκε στο έργο των Wang and Chang (1993). Το MIMICA επιλύει ένα σύνολο μη-υδροστατικών, προγνωστικών εξισώσεων για τη διατήρηση της ορμής, της δυναμικής θερμοκρασίας πάγου/νερού και της αναλογίας μίγματος της συνολικής ποσότητας νερού, χρησιμοποιώντας την ανελαστική προσέγγιση. Όλες οι εξισώσεις επιλύονται σε ένα κλιμακωτό (staggered) Arakawa-C πλέγμα. Ένα $4^{\text{ης}}$ τάξης σχήμα κεντρικών χωρικών διαφορών εφαρμόζεται στην εξίσωση μεταφοράς της ορμής, ενώ μία $2^{\text{ης}}$ τάξης έκδοση του σχήματος Lax-Wendroff χρησιμοποιείται για τη μεταφορά των βαθμωτών μεγεθών. Η χρονική ολοκλήρωση των εξισώσεων πραγματοποιείται με εμπρόσθιες διαφορές χρησιμοποιώντας το $2^{\text{ης}}$ τάξης σχήμα Leapfrog σε συνδυασμό με ένα βελτιωμένο χρονικό φίλτρο Asselin (Williams, 2011). Τέλος, ο συντελεστής τυρβώδους διάχυσης Smagorinsky-Lilly αξιοποιείται για το κλείσιμο των βασικών εξισώσεων που περιγράφουν την τύρβη υποκλίμακας (Lilly, 1992).

Ως αρχικές συνθήκες της εκάστοτε προσομοίωσης, το μοντέλο απαιτεί τον προσδιορισμό μονοδιάστατων προφίλ καθ' ύψος ορισμένων βασικών ατμοσφαιρικών παραμέτρων, όπως η δυναμική θερμοκρασία, η υγρασία καθώς και οι οριζόντιοι άνεμοι. Στις προσομοιώσεις του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος με χρήση της προσομοίωσης LES η επιλογή των

κατώτατων οριακών συνθηκών είναι ιδιαίτερα κρίσιμη. Οι οριακές συνθήκες παρέχουν στο σύστημα τις πηγές υγρασίας και θερμότητας, ενώ παράλληλα δρουν ως επιφάνειες τραχύτητας για την επιβράδυνση των ανέμων. Στην επιφάνεια, οι τυρβώδεις ροές παραμετροποιούνται σύμφωνα με τη θεωρία ομοιότητας Monin-Obukhov, όπως περιγράφεται στον Garratt, (1994). Η παράμετρος που καθορίζει το ύψος τραχύτητας, z_0 , ορίζεται ανάλογα με την εκάστοτε περίπτωση. Τέλος, η τοπογραφία δεν αναπαρίσταται στο μοντέλο (Savre et al., 2014).

Η μεγάλης-κλίμακας καθίζηση, που σχετίζεται με τα συστήματα υψηλών πιέσεων, επιβάλλεται συχνά στις προσομοιώσεις LES, προκειμένου να διατηρείται το ύψος των νεφών εντός του οριακού στρώματος (Young et al., 2018). Στο MIMICA η καθίζηση αναπαρίσταται με μία επιπλέον κατακόρυφη ταχύτητα, που υπολογίζεται ως γραμμική συνάρτηση του ύψους: $w_{LS} = -D_{LS} \cdot z$, όπου D_{LS} είναι η μεγάλης-κλίμακας απόκλιση. Πρακτικά, γίνεται η υπόθεση ότι η απόκλιση διατηρείται σταθερή μέχρι το επίπεδο της θερμοκρασιακής αναστροφής στην ατμόσφαιρα, ενώ μηδενίζεται για μεγαλύτερα ύψη (Onchinnikov et al., 2014). Ως εκ τούτου, κάτω από το επίπεδο της αναστροφής η κατακόρυφη ταχύτητα, w_{LS} , αυξάνεται γραμμικά με το ύψος, ενώ πάνω από αυτό διατηρείται ένας σταθερός κατακόρυφος άνεμος.

3.1.1 Σχήμα Μικροφυσικής

Η μικροφυσική των νεφών στο MIMICA προσομοιάζεται με ένα two-moment σχήμα (Seifert and Beheng, 2001), όπου η αναλογία μίγματος, Q , και οι αριθμητικές συγκεντρώσεις, N , από πέντε τύπους υδρομετεώρων αντιμετωπίζονται ως προγνωστικές μεταβλητές: νεφοσταγόνες (c), σταγόνες βροχής (r), παγοκρύσταλλοι (i), χιόνι (δηλαδή σωσσωμάτωμα πάγου, s) και graupel (δηλαδή παγοκρύσταλλοι που έχουν υποστεί riming, g). Στον Πίνακα 3.1 που ακολουθεί παρατίθενται οι συντομογραφίες των προαναφερθέντων μικροφυσικών ποσοτήτων, οι οποίες θα φανούν χρήσιμες στη μετέπειτα ανάλυση των αποτελεσμάτων. Γενικευμένες συναρτήσεις Γάμμα χρησιμοποιούνται για τον καθορισμό των κατανομών μεγέθους των υδρομετεώρων. Στο εσωτερικό των νεφών, διαδικασίες όπως η αυτόματη μετατροπή των νεφοσταγόνων σε βροχοσταγόνες ($c+c \rightarrow r$), η συσσώρευση των νεφοσταγόνων από τη βροχή ($r+c \rightarrow r$) και η αυτο-συλλογή των νεφοσταγόνων και των σταγόνων βροχής ($c+c \rightarrow c$, $r+r \rightarrow r$), αντιμετωπίζονται ακολουθώντας τους Seifert and Beheng, (2001). Όταν μία νεφοσταγόνα ξεπεράσει το μέγεθος των 80 μm , αναγνωρίζεται ως σταγόνα βροχής από το μοντέλο. Επίσης, οι αλληλεπιδράσεις νερού-πάγου παραμετροποιούνται σύμφωνα με τους Wang and Chang, (1993). Η τερματική ταχύτητα πτώσης καθώς και η μάζα των υδρομετεώρων εκφράζονται χρησιμοποιώντας εκθετικούς νόμους των διαμέτρων των σωματιδίων, σύμφωνα με τους Pruppacher and Klett, (1997). Τέλος, ένα λεπτομερές μοντέλο ακτινοβολίας (Fu and Liou, 1993) είναι δυναμικά συζευγμένο με το MIMICA, έτσι ώστε να λαμβάνονται υπόψη οι ιδιότητες ακτινοβολίας των νεφών κατά τον υπολογισμό των ροών ακτινοβολίας στο ορατό και υπέρυθρο τμήμα του φάσματος.

Πίνακας 3.1 Παράθεση συντομογραφιών των μικροφυσικών ποσοτήτων ενδιαφέροντος.

Ποσότητα	Αριθμητική Συγκέντρωση [cm ⁻³]	Αναλογία Μίγματος [g/kg]
Νεφοσταγόνες	Nc	Qc
Βροχοσταγόνες	Nr	Qr
Παγοκρύσταλλοι	Ni	Qi
Graupel	Ng	Qg
Χιόνι	Ns	Qs

Επειδή οι διαδικασίες συμπύκνωσης/εξάτμισης των νεφοσταγόνων και η εναπόθεση/εξάχνωση των παγοκρυστάλλων δρουν σε πολύ μικρές χρονικές κλίμακες (τυπικά ~1 ms για την ανάπτυξη των σταγονιδίων), η εξέλιξη του υπερκορεσμού πάνω από τον πάγο και το νερό κατά τη διάρκεια του χρονικού βήματος του LES δεν επιλύεται διεξοδικά (Morrison et al., 2005). Αυτό το θέμα αντιμετωπίζεται εφαρμόζοντας την προσαρμογή κορεσμού (saturation adjustment) (Savre et al., 2014). Αυτή η μέθοδος δεν είναι ικανοποιητική σε περιπτώσεις που απαιτείται ακριβής προσομοίωση της ενεργοποίησης των CCN σε νεφοσταγόνες ή/και σε συνθήκες μικτής-φάσης, όπου η ισορροπία πάγου/νερού απέχει πολύ από τον κορεσμό ως προς την υγρή φάση. Επειδή στην παρούσα εργασία μελετώνται αντίστοιχες περιπτώσεις, χρησιμοποιείται μία ψευδο-αναλυτική λύση της εξίσωσης υπερκορεσμού (Morrison and Grabowski, 2008). Αυτή η μέθοδος, αν και περίπλοκη, επιτρέπει τη διατήρηση της ευστάθειας του συστήματος και της ακρίβειας της λύσης (Savre et al., 2014).

3.1.2 Ενεργοποίηση των CCN και πρωτογενής σχηματισμός πάγου

Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιείται ένα απλοποιημένο σχήμα ενεργοποίησης των CCN (Khvorostyanov and Curry, 2006), στο οποίο η αριθμητική συγκέντρωση των παραγόμενων νεφοσταγόνων (Nc) είναι συνάρτηση του υπερκορεσμού και της συγκέντρωσης των CCN. Τα CCN ορίζονται σε μονάδες cm⁻³. Η κατανομή τους παραμένει σταθερή σε όλη την περιοχή και καθ' όλη τη διάρκεια της προσομοίωσης, ανεπηρέαστη από τις διεργασίες εντός του νέφους. Σε συνθήκες υπερκορεσμού η συγκέντρωση των ενεργοποιημένων νεφοσταγόνων υπολογίζεται ολοκληρώνοντας το διαφορικό φάσμα δραστηριότητας υπερκορεσμού των CCN, από το μηδέν μέχρι τη μέγιστη τιμή υπερκορεσμού που επιτυγχάνεται στο πακέτο αέρα (βλ. εξίσωση 41 του Khvorostyanov and Curry, 2006).

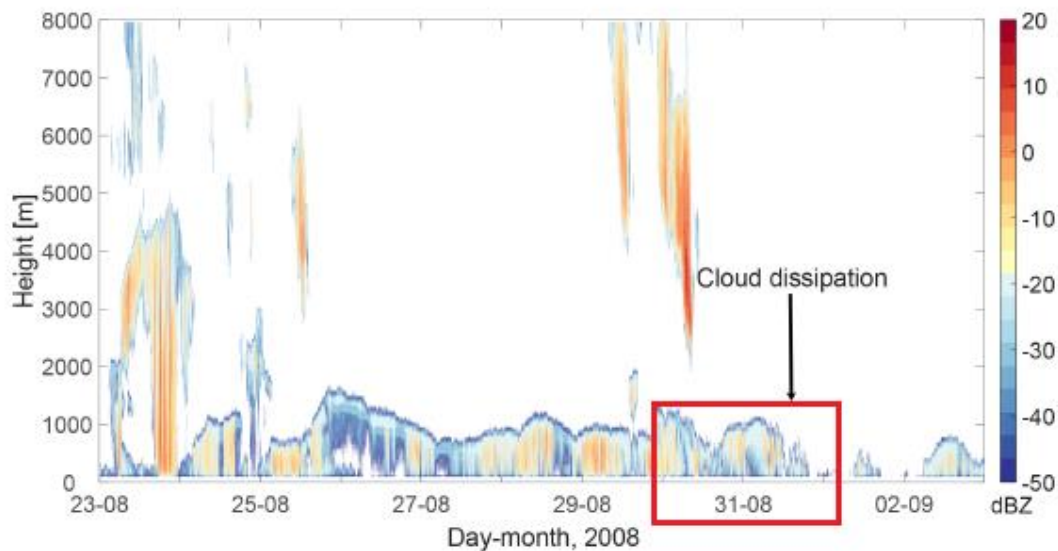
Η διαδικασία πυρηνοποίησης του πάγου παραμετροποιείται ακολουθώντας τους Morrison et al., (2011). Η πυρηνοποίηση του πάγου υπολογίζεται με έναν απλοϊκό, διαγνωστικό τρόπο. Γίνεται σύγκριση ανάμεσα στην προβλεπόμενη από το μοντέλο τοπική αριθμητική συγκέντρωση των παγοκρυστάλλων (Ni) με μία σταθερή, προκαθορισμένη τιμή συγκέντρωσης των IN (N_{IN}). Αν Ni < N_{IN} και εφόσον ο υπερκορεσμός ως προς τον πάγο στο εσωτερικό του νέφους είναι μεγαλύτερος από 5%, τότε το Ni ωθείται προς την τιμή του N_{IN}. Με αυτόν τον τρόπο διατηρείται σταθερή η αριθμητική συγκέντρωση των παγοκρυστάλλων

στο νέφος. Παρόλο που δεν είναι αντιπροσωπευτικό της πραγματικής κατάστασης που διέπει την πυρηνοποίηση του πάγου στα νέφη, το παρόν σχήμα αποτελεί μία αποδεκτή μέθοδο εισαγωγής του σχηματισμού πάγου στα μοντέλα LES (Fridlind et al., 2007; Prenni et al., 2007; Luo et al., 2008).

3.2 Επισκόπηση του πειράματος ASCOS κατά την περίοδο ενδιαφέροντος

Το ASCOS ήταν ένα εντατικό πείραμα, το οποίο διεξήχθη στο βόρειο ατλαντικό τομέα του Αρκτικού Ωκεανού μεταξύ των τελευταίων ημερών της περιόδου τήξης των πάγων (summer melt season) και κατά τη μετάβαση στην παγωμένη φθινοπωρινή περίοδο (autumn freeze-up). Η κύρια αποστολή του ASCOS ήταν η μελέτη των φυσικών και χημικών διεργασιών που οδηγούν στο σχηματισμό των νεφών, καθώς και η καλύτερη κατανόηση του κύκλου ζωής τους και της επίδραση τους στο ενεργειακό ισοζύγιο της επιφάνειας (Sotiropoulou, 2016). Το παγοθραυστικό Oden αναχώρησε από το Αρχιπέλαγος Svalbard στις 2 Αυγούστου, έπλευσε βόρεια στον κεντρικό Αρκτικό Ωκεανό και επέστρεψε στο Longyearbyen του Svalbard στις 9 Σεπτεμβρίου. Από τις 12 Αυγούστου έως την 1 Σεπτεμβρίου το παγοθραυστικό είχε ακυροβολήσει και συμπαρασυρόταν μαζί με μία $\sim 3 \times 6$ km παγονησίδα, κοντά στις 87° (Birch et al., 2012). Σε αυτήν την περίοδο που στη βιβλιογραφία αναφέρεται ως “ice-drift” περίοδος, πραγματοποιήθηκαν λεπτομερείς μετρήσεις της επιφάνειας, της ατμόσφαιρας και των διεργασιών των νεφών (Tjernström et al., 2014).

Το Σχήμα 3.3 απεικονίζει την κατανομή καθ’ ύψος της ανακλαστικότητας [dBz], όπως μετρήθηκε από το Doppler Millimeter Cloud Radar (MMCR) κατά την περίοδο εμφάνισης ενός επίμονου νεφικού στρώματος στην περιοχή ενδιαφέροντος. Ενδιαφέρον παρουσιάζει ένα επεισόδιο που συνέβη προς το τέλος της ice-drift περιόδου, το οποίο φαίνεται εντός του κόκκινου πλαισίου στο Σχήμα 3.3. Η εκτεταμένη, στρωματόμορφη νέφωση μικτής-φάσης ήταν σχεδόν συνεχής για μία εβδομάδα περίπου (23/08 – 02/09), αλλά διαλύθηκε απότομα το βράδυ της 31^{ης} Αυγούστου (Mauritsen et al., 2011; Sedlar et al., 2011). Πριν τη διάλυση του νέφους, η βάση καθώς και η κορυφή του παρουσιάζονται σχεδόν σταθερές (Shupe et al., 2013). Το φαινόμενο αυτό συνέπεσε με μία μείωση στις μετρούμενες επιφανειακές συγκεντρώσεις των CCN από $\sim 70 \text{ cm}^{-3}$ σε $< 1 \text{ cm}^{-3}$ (Mauritsen et al., 2011; Leck and Svensson, 2015).



Σχήμα 3.3 Χρονοσειρά της ανακλαστικότητας όπως μετρήθηκε από το radar για την περίοδο 23 Αυγούστου έως 2 Σεπτεμβρίου 2008. Με κόκκινο πλαίσιο φαίνεται η περίοδος ενδιαφέροντος. Τα προφίλ της ανακλαστικότητας παρουσιάζονται έως τα 8 km (Loewe et al., 2017).

Κατά τη διάρκεια της περιόδου μελέτης, οι άνεμοι που καταγράφηκαν στο σταθμό ήταν δυτικοί, με τις ταχύτητες να κυμαίνονται μεταξύ 2 και 6 m/s. Σύμφωνα με τους Tjernström et al. (2012), αυτή η περίοδος χαρακτηριζόταν από υψηλές πιέσεις και μεγάλης-κλίμακας καθίζηση στην ελεύθερη τροπόσφαιρα, με περιορισμένες διελεύσεις ασθενών μετώπων. Κατά τη διάρκεια της διήμερης περιόδου μελέτης οι επιφανειακές πιέσεις αυξήθηκαν από ~1025 σε ~1030 hPa (Stevens et al., 2018). Οι θερμοκρασίες του αέρα κοντά στην επιφάνεια καταγράφηκαν να είναι κοντά στους -4°C , ενώ έπεσαν στους -13°C μετά τη διάλυση του νέφους (Tjernström et al., 2012). Καθ' όλη τη διάρκεια της πειραματικής καμπάνιας η επιφάνεια ήταν καλυμμένη με πάγο (Σχήμα 3.1) κατά ένα ποσοστό 90-100 % (Wesslén et al., 2014), γεγονός που δικαιολογεί τις μικρές τιμές των ροών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας ($<5\text{ W/m}^2$) που καταγράφηκαν (Sedlar et al., 2011; Tjernström et al., 2012). Η λεπτομερής περιγραφή των μετεωρολογικών συνθηκών κατά τη διάρκεια του προγράμματος ASCOS μπορεί να βρεθεί στο Tjernström et al., (2012).

Κατά τη διάρκεια του ASCOS επιτόπιες μετρήσεις για τις κατανομές μεγέθους καθώς και τις αριθμητικές συγκεντρώσεις των CCN πραγματοποιήθηκαν πάνω στο παγοθραυστικό πλοίο Oden. Για την απόκτηση των αριθμητικών συγκεντρώσεων των CCN, που είναι υπεύθυνα για το σχηματισμό του χαμηλού νέφους Sc, χρησιμοποιήθηκε κατάλληλος μετρητής CCN σε υπερκορεσμό 0.2% (Roberts and Nenes, 2005). Οι μετρούμενες συγκεντρώσεις των CCN ήταν συνήθως μερικές δεκάδες cm^{-3} , σπάνια έφταναν τα 100 cm^{-3} , ενώ μερικές φορές έπεφταν κάτω από 1 cm^{-3} (Birch et al., 2012). Γενικά, η μέση τιμή των συγκεντρώσεων των CCN, όπως μετρήθηκαν κατά την ice-drift περίοδο ήταν 26.55 cm^{-3} (Martin et al., 2011). Περίπου το 50% του πληθυσμού των αιωρούμενων σωματιδίων που παρατηρήθηκαν ήταν οργανικά (Chang et al., 2011) με χαμηλή υγροσκοπικότητα (Leck and Svensson, 2015).

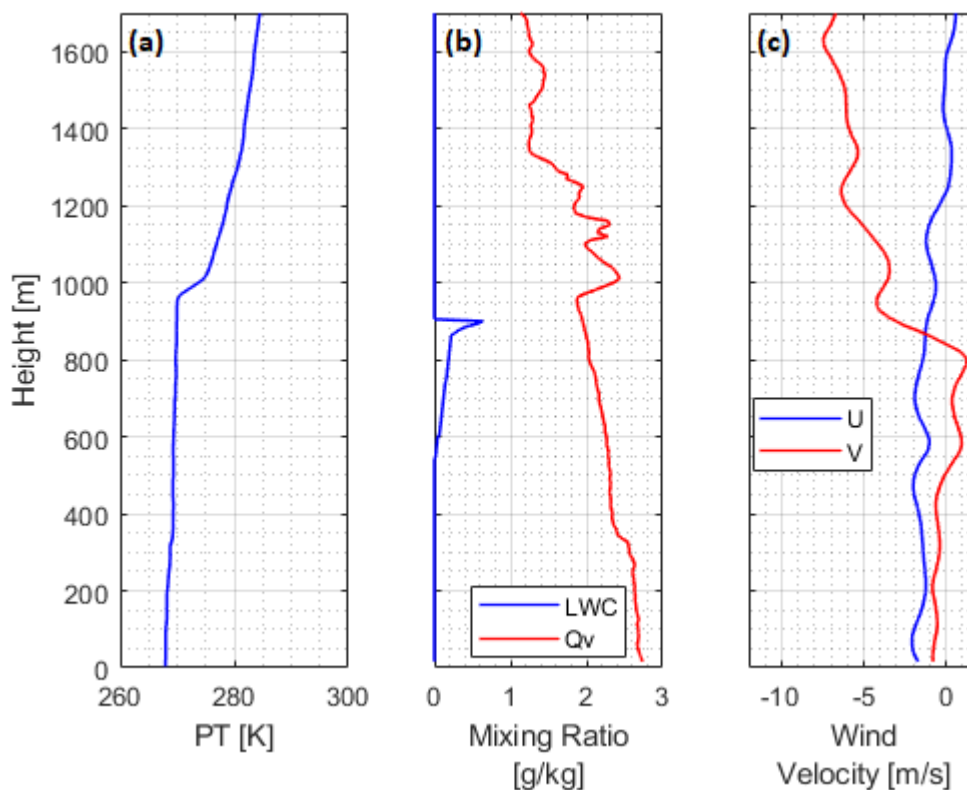
Επιφανειακές παρατηρήσεις αδυνατούσαν να καταγράψουν συγκεντρώσεις των IN, καθώς ήταν κάτω από τον όριο ανίχνευσης του οργάνου (Loewe et al., 2017). Στην Αρκτική, ωστόσο,

οι συγκεντρώσεις των IN είναι σχετικά χαμηλές (Pinto, 1998). Οι συγκεντρώσεις των μετρούμενων IN μπορεί να είναι αβέβαιες, λόγω διαφορετικών οργάνων και τεχνικών μέτρησης ή ακόμα και λόγω της φυσικής μεταβλητότητας των ίδιων των IN (Loewe et al., 2017). Οι συγκεντρώσεις των IN μπορεί να κυμαίνονται από 0.01 έως 1 L⁻¹, αλλά μπορούν να φτάσουν ακόμη και 2 έως 3 τάξεις μεγέθους μεγαλύτερες (Rogers, Demott and Kreidenweis, 2001; Hugh Morrison et al., 2005). Μία προηγούμενη πειραματική εκστρατεία με το παγοθραυστικό Oden κατά τη διάρκεια του Σεπτεμβρίου 1991 στις 88° N μέτρησε μέγιστη συγκέντρωση των IN ίση με 0.25 L⁻¹ (Bigg, 1996).

Στο σημείο αυτό κρίνεται σκόπιμο να οριστούν επιλεγμένα μικροφυσικά μεγέθη, τα οποία είναι χρήσιμα για την ανάλυση των αποτελεσμάτων, καθώς μέσω αυτών αναγνωρίζεται η παρουσία των υγρών και παγωμένων υδρομετεώρων στην ατμόσφαιρα. Η συνολική ποσότητα νερού και πάγου (σε γραμμάρια) που περιέχεται σε 1 m³ αέρα ορίζεται ως Liquid Water Content (LWC) και Ice Water Content (IWC), αντίστοιχα, με μονάδα μέτρησης [g/m³]. Ο πειραματικός προσδιορισμός των ποσοτήτων αυτών γίνεται μέσω εμπειρικών σχέσεων και παραδοχών αξιοποιώντας τους συντελεστές ανακλαστικότητας, που προκύπτουν από το radar (Shupe et al., 2015). Η ολοκλήρωση αυτών των ποσοτήτων στην κατακόρυφη στήλη της ατμόσφαιρας δημιουργεί τις ποσότητες Liquid Water Path (LWP) και Ice Water Path (IWP), αντίστοιχα, με μονάδα μέτρησης [g/m²]. Πειραματικά το LWP μετριέται από τα ραδιόμετρα μικροκυμάτων. Αυτά τα όργανα είναι παθητικοί αισθητήρες που ανιχνεύουν τη μικροκυματική ακτινοβολία που εκπέμπουν τα υδροσταγονίδια. Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκαν οι κατανομές και χρονοσειρές των μικροφυσικών αυτών μεγεθών, όπως μετρήθηκαν και επεξεργάστηκαν κατά τη διάρκεια της εκστρατείας ASCOS (Tjernström et al., 2012, 2014), προκειμένου να γίνει η παράθεση με τα αποτελέσματα του μοντέλου.

3.3 Περιγραφή των αριθμητικών προσομοιώσεων – Έλεγχος ευαισθησίας

Στην παρούσα εργασία επιλέχθηκε να μελετηθεί η περίοδος 30 Αυγούστου έως 1 Σεπτέμβρη, που ανήκει στις τελευταίες μέρες της ice-drift περιόδου, στη διάρκεια της οποίας ήταν παρόν το μικτής-φάσης Sc νέφος. Συγκεκριμένα, η 30^η Αυγούστου (09.00 UTC) ορίζεται ως ο χρόνος έναρξης της προσομοίωσης, ενώ η συνολική διάρκεια της είναι 51 ώρες. Στο Σχήμα 3.4 απεικονίζονται τα κατακόρυφα προφίλ των βασικών ατμοσφαιρικών παραμέτρων που χρησιμοποιήθηκαν ως αρχικές συνθήκες όλων των προσομοιώσεων. Οι μετρήσεις αυτές ελήφθησαν από τη ραδιοβόλιση, που πραγματοποιήθηκε στις 31 Αυγούστου στις 05.35 UTC. Από το προφίλ της δυνητικής θερμοκρασίας (Σχήμα 3.4a) διακρίνεται ότι το στρώμα ανάμειξης εκτείνεται έως τα ~950 m, ενώ καλύπτεται από μία αναστροφή θερμοκρασίας βάθους ~100 m, η οποία συμπίπτει με μία σχετικά ασθενή αναστροφή στο προφίλ της υγρασίας (Σχήμα 3.4b). Σημειώνεται ότι οι 3 πρώτες ώρες της προσομοίωσης θεωρήθηκαν χρόνος spin-up μέχρι το μοντέλο να φτάσει σε μία κατάσταση ισορροπίας, γι' αυτό στην ανάλυση που πραγματοποιείται στο επόμενο Κεφάλαιο παρουσιάζονται τελικά τα αποτελέσματα των επόμενων 48 ωρών μέχρι το τέλος της προσομοίωσης.



Σχήμα 3.4 Κατακόρυφα προφίλ (α) δυνητικής θερμοκρασίας, (β) αναλογίας μίγματος νερού και υδρατμών και (γ) ταχυτήτων ανέμου, όπως μετρήθηκαν σε ραδιοβόλιση του πειράματος ASCOS στις 31 Αυγούστου 05.35 UTC.

Στον Πίνακα 3.2 που ακολουθεί παρατίθενται τα βασικά τεχνικά χαρακτηριστικά των προσομοιώσεων αναφορικά με τις διαστάσεις της περιοχής προσομοίωσης και πως αυτή αποτυπώθηκε τελικά στο πλέγμα του πεδίου ορισμού του μοντέλου. Σημειώνεται ακόμα ότι για τις ανάγκες της παρούσας προσομοίωσης οι πλευρικές συνοριακές συνθήκες που ορίστηκαν είναι περιοδικές, ενώ ένα στρώμα απορρόφησης (sponge layer) στα τελευταία 400 m από την κορυφή της περιοχής προσομοίωσης, είναι υπεύθυνο για την εξασθένηση των κατακόρυφως διαδιδόμενων βαρυτικών κυμάτων, τα οποία μπορεί να δημιουργηθούν αυθόρμητα κατά τη διάρκεια των προσομοιώσεων. Το χρονικό βήμα της προσομοίωσης είναι μεταβλητό και υπολογίζεται συνεχόμενα, ώστε να ικανοποιείται το κριτήριο αριθμητικής ευστάθειας Courant-Friedrichs-Lewy, CFL.

Πίνακας 3.2 Περιγραφή τεχνικών χαρακτηριστικών των προσομοιώσεων του μοντέλου.

Horizontal domain size	6 km
Number of grid points in the horizontal direction	100
Horizontal grid increment (δx)	60 m
Vertical domain size	1.7 km
Number of grid points in the vertical direction	128
Minimum grid increment in the vertical direction (δz_{\min})	7.5 m
Maximum grid increment in the vertical direction (δz_{\max})	47 m

Στην παρούσα μελέτη χρησιμοποιούνται σταθερές μηδενικές ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας, λόγω της εκτεταμένης κάλυψης της επιφάνειας σε πάγο, όπως αναλύθηκε στην προηγούμενη ενότητα. Λόγω των χρονικά ανεξάρτητων επιφανειακών ροών και του ασθενούς ημερήσιου κύκλου θα πρέπει να σημειωθεί ότι τα αποτελέσματα του LES είναι σε μεγάλο βαθμό ανεξάρτητα από την ώρα έναρξης της προσομοίωσης και αναμένεται πάντα να τείνουν σε κάποια κατάσταση ισορροπίας. Η συνοριακή συνθήκη στην επιφάνεια για τη θερμοκρασία και την πίεση είναι σταθερή στους $-1.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ και 1026.3 hPa , αντίστοιχα. Ως γεωγραφικό πλάτος της προσομοίωσης ορίστηκαν οι 87° και η λευκαύγεια του εδάφους θεωρήθηκε ίση με 0.85 (Persson et al., 2002).

Για τους σκοπούς της παρούσας εργασίας πραγματοποιήθηκε μία προσομοίωση ελέγχου (control simulation) και τρία σετ πειραμάτων ευαισθησίας (Πίνακας 3.3). Στην προσομοίωση ελέγχου η ενεργοποίηση των νεφροσταγόνων γίνεται προγνωστικά (Ενότητα 3.1.2), βάσει μίας σταθερής αριθμητικής συγκέντρωσης CCN υποβάθρου, που ορίστηκε ίση με 30 cm^{-3} (CCN30). Η μέση διάμετρος και η γεωμετρική τυπική απόκλιση των CCN τέθηκαν ίσα με 93 και 1.5 nm , αντίστοιχα, ενώ η παράμετρος υγροσκοπικότητας αυτών θεωρήθηκε ίση με 0.3 . Επιπλέον, η σταθερή αριθμητική συγκέντρωση των IN ορίστηκε ίση με 0.20 L^{-1} (IN0p20). Η επιλογή των προαναφερθέντων τιμών για την προσομοίωση αναφοράς βασίστηκε στις παρατηρήσεις κατά τη διάρκεια της νεφελώδους περιόδου του πειράματος ASCOS, όπως αναφέρθηκαν στην Ενότητα 3.2. Σημειώνεται ακόμα ότι στην προσομοίωση ελέγχου η μεγάλης-κλίμακας απόκλιση τέθηκε ίση με 0 s^{-1} και επομένως δεν συμπεριλήφθηκε η επίδραση της καθίζησης. Μετά την εκτέλεση της προσομοίωσης ελέγχου, εκτελέστηκε ακόμα μία σειρά πειραμάτων ευαισθησίας, στα οποία μεταβλήθηκαν διάφοροι τοπικοί αλλά και μεγάλης-κλίμακας εξαναγκασμοί.

Τα δύο πρώτα πειράματα ευαισθησίας πραγματοποιήθηκαν με σκοπό να εξεταστεί η μικροφυσική απόκριση του προσομοιωμένου νέφους σε μεταβολές των αρχικών συγκεντρώσεων των CCN και IN. Γι' αυτό το λόγο πραγματοποιήθηκαν αρχικά δύο προσομοιώσεις, μεταβάλλοντας την αρχική συγκέντρωση των CCN στην ατμόσφαιρα και ορίζοντας την ίση με 3 cm^{-3} (CCN03) και 90 cm^{-3} (CCN90), αντίστοιχα. Στη συνέχεια, έγιναν δύο ακόμα προσομοιώσεις, τροποποιώντας τις αρχικές συγκεντρώσεις των IN και θέτοντας τις ίσες με 0.02 L^{-1} (IN0p02) και 1.00 L^{-1} (IN1p00). Η συγκέντρωση των IN που επιλέχθηκε στην πρώτη προσομοίωση είναι χαμηλότερη σε σχέση με τις παρατηρούμενες τιμές

κατά την περίοδο μελέτης, ενώ στη δεύτερη προσομοίωση είναι αρκετά υψηλότερη από τις αναμενόμενες τιμές που επικρατούν στην Αρκτική (Stevens et al., 2018). Τέλος, για την ανάδειξη των μικροφυσικών αναδράσεων που επηρεάζονται από την καθίζηση, η τιμή της επιβαλλόμενης απόκλισης στις δύο προσομοιώσεις ευαισθησίας τέθηκε ίση με $1.5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (div1.5) και $3 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (div3.0), αντίστοιχα.

Πίνακας 3.3 Επισκόπηση και σύντομη περιγραφή των πειραμάτων ευαισθησίας.

Sensitivity	Initial CCN [cm⁻³]	Initial IN [L⁻¹]	Divergence × 10⁻⁶ s⁻¹
control simulation	30	0.20	0
CCN03	3	0.20	0
CCN90	90	0.20	0
IN0p02	30	0.02	0
IN1p00	30	1.00	0
div1.5	30	0.20	1.5
div3.0	30	0.20	3

Στο σημείο αυτό θα πρέπει να σημειωθεί ότι η επεξεργασία όλων των αποτελεσμάτων που παρουσιάζονται στο επόμενο Κεφάλαιο έχει γίνει με τη χρήση του λογισμικού Matlab.

Κεφάλαιο 4^ο : Ανάλυση – Παρουσίαση των Αποτελεσμάτων

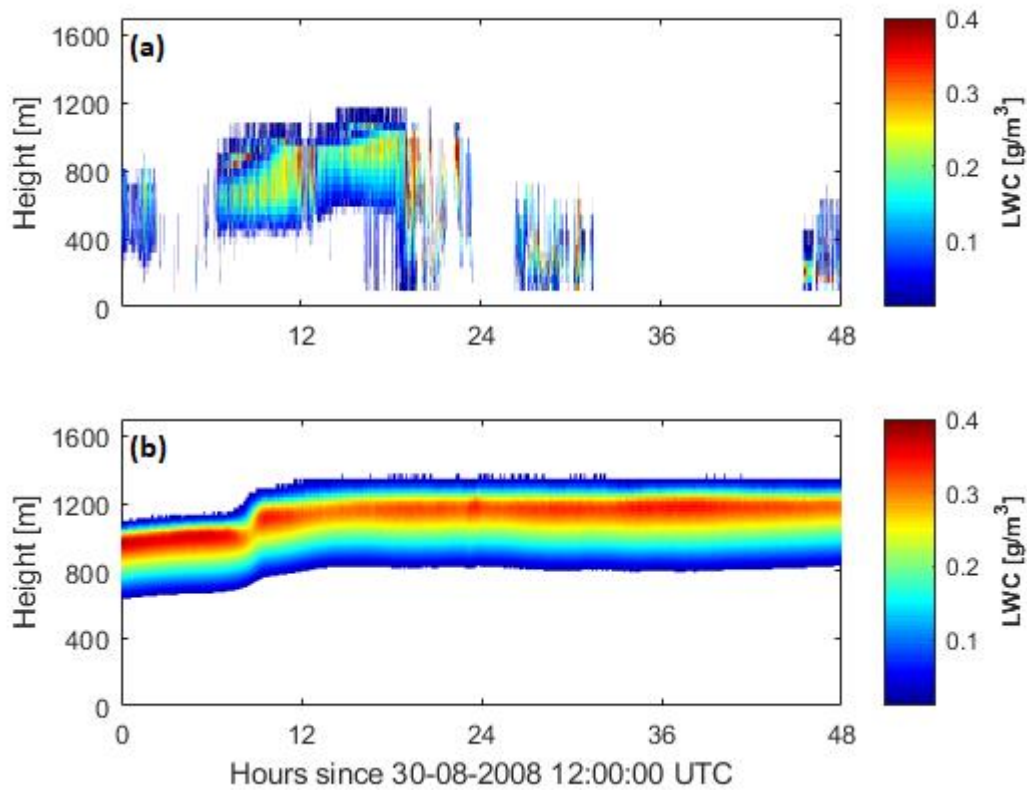
Σε αυτήν την ενότητα παρουσιάζεται αρχικά η προσομοίωση ελέγχου, όπως πραγματοποιήθηκε από το μοντέλο MIMICA για την υπό μελέτη περίοδο. Επίσης, παρατίθενται τα πειραματικά δεδομένα, του πειράματος ASCOS (Tjernström et al., 2012, 2014), ώστε να γίνει ο παραλληλισμός με τα δεδομένα της προσομοίωσης για την περίοδο ενδιαφέροντος. Στη συνέχεια, παρουσιάζονται οι προσομοιώσεις ευαισθησίας, προκειμένου να μελετηθεί ο ρόλος των μεταβολών των διαθέσιμων συγκεντρώσεων CCN και IN, καθώς και της μεγάλης-κλίμακας καθίζησης, στη διατήρηση και εξέλιξη του στρωματομόρφου νέφους μικτής-φάσης, που σχηματίστηκε κατά τη διάρκεια της περιόδου μελέτης.

4.1 Προσομοίωση Ελέγχου

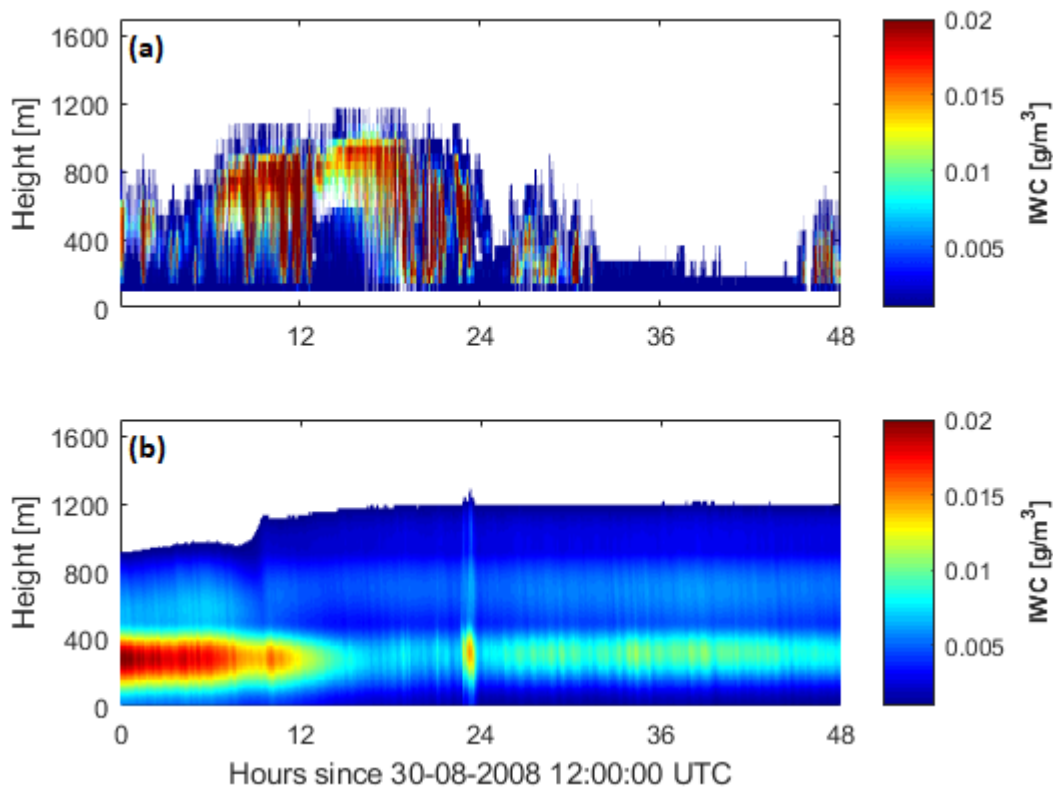
Στην προσομοίωση ελέγχου (control simulation) οι αρχικές αριθμητικές συγκεντρώσεις των CCN και IN είναι ίσες με 30 cm^{-3} και 0.20 L^{-1} , αντίστοιχα. Το Σχήμα 4.1 απεικονίζει τις καθ' ύψος χρονοσειρές της ποσότητας LWC στην ατμόσφαιρα, όπως προέκυψαν από τις μετρήσεις κατά τη διάρκεια του πειράματος ASCOS (Σχήμα 4.1a) και από τα δεδομένα προσομοίωσης του μοντέλου (Σχήμα 4.1b). Στην περιοχή προσομοίωσης το μοντέλο δημιουργεί ένα επίμονο νεφικό στρώμα, το οποίο εκτείνεται αρχικά έως τα $\sim 1100 \text{ m}$, ενώ στην πορεία η κατακόρυφη έκταση του αυξάνεται έως τα $\sim 1250 \text{ m}$. Το γεωμετρικό πάχος του νέφους διατηρείται ωστόσο αναλλοίωτο και ίσο με $\sim 450 \text{ m}$, δεδομένου ότι την ίδια συμπεριφορά με την κορυφή του νέφους ακολουθεί και η βάση του, μεταβαίνοντας από τα $\sim 650 \text{ m}$ που εντοπίζεται στην αρχή της προσομοίωσης στα $\sim 800 \text{ m}$. Η νέφωση αυτή διατηρείται μέχρι το τέλος της προσομοίωσης. Οι προβλέψεις του μοντέλου, επομένως, αδυνατούν να αναπαραστήσουν τη διάλυση της νέφωσης, η οποία βάσει των πειραματικών δεδομένων αναμενόταν κατά το δεύτερο μισό της περιόδου προσομοίωσης. Ωστόσο, το μοντέλο και οι παρατηρήσεις φαίνεται να έρχονται σε συμφωνία αναφορικά με τη δομή του νέφους. Εστιάζοντας στο κατακόρυφο προφίλ του προσομοιωμένου LWC παρατηρείται ότι η περιεκτικότητα του νέφους σε νερό αυξάνεται μέχρι τα πρώτα $\sim 300 \text{ m}$ στο εσωτερικό του, φτάνοντας τα $\sim 0.35 \text{ g/m}^3$ σε ένα λεπτό στρώμα πάχους $\sim 100 \text{ m}$ κοντά στην κορυφή του. Η δομή αυτή είναι χαρακτηριστική για νέφη μικτής-φάσης, όπως περιεγράφηκαν από τους Shupe et al., (2006) και Morrison et al., (2012). Η μικρή χωρική μεταβλητότητα που παρουσιάζουν τα αποτελέσματα είναι αναμενόμενη, λόγω των περιοδικών συννοριακών συνθηκών και των χρονοανεξάρτητων ροών, που επιλέχθηκαν ως αρχικές συνθήκες.

Στο Σχήμα 4.2 παρουσιάζονται οι αντίστοιχες χρονοσειρές της ποσότητας IWC, των πειραματικών δεδομένων (Σχήμα 4.2a) και των δεδομένων προσομοίωσης (Σχήμα 4.2b). Το προβλεπόμενο IWC παρουσιάζεται πάντα υποεκτιμημένο σε σχέση με το παρατηρούμενο, με τις μέγιστες τιμές του να φτάνουν τα $\sim 0.02 \text{ g/m}^3$. Στο Σχήμα 4.2b, φαίνεται ότι οι μεγαλύτερες ποσότητες IWC εντοπίζονται στο στρώμα κάτω από τη βάση του νέφους. Αυτή η δομή του IWC έρχεται σε συμφωνία με τον Shupe et al., (2008), ο οποίος υποστήριξε ότι από το στρώμα νερού στην κορυφή των νεφών μικτής-φάσης δημιουργούνται και καθιζάνουν

παγοκρύσταλλοι, σχηματίζοντας κάτω από τη βάση του νέφους ένα εξίσου παχύ στρώμα παγωμένων υδρομετεώρων, το οποίο εκτείνεται μέχρι και κοντά στην επιφάνεια.

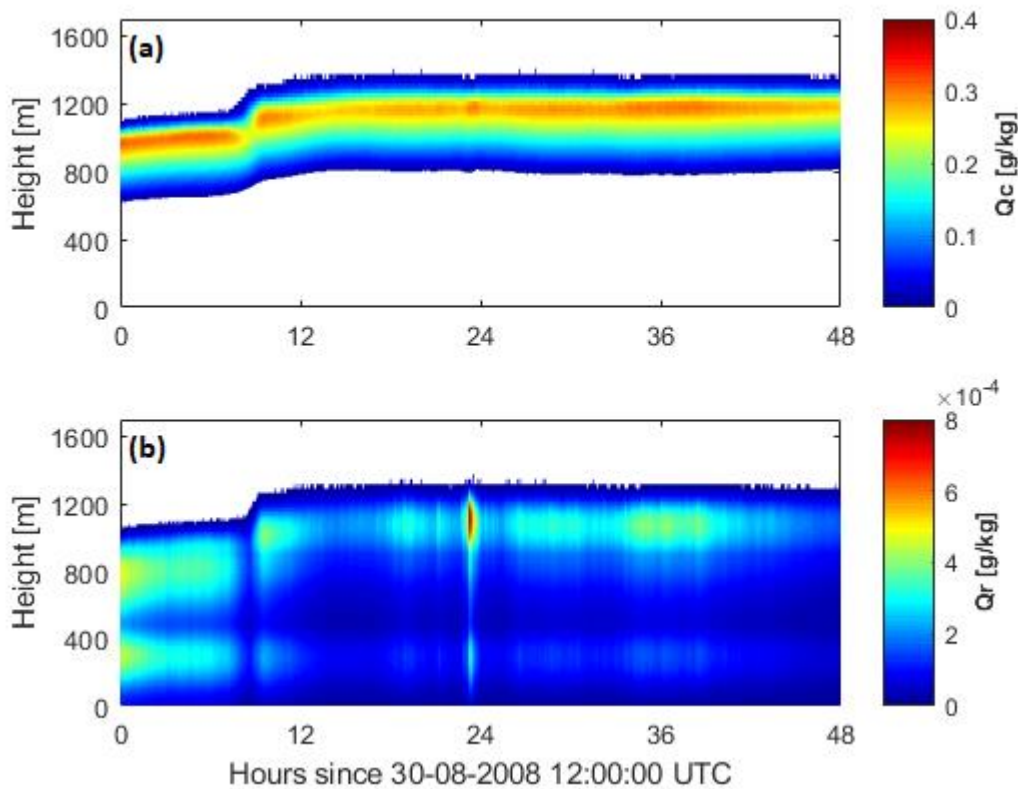


Σχήμα 4.1 Χρονοσειρές καθ' ύψος της ποσότητας LWC [g/m^3], όπως προέκυψαν από (a) τις μετρήσεις κατά τη διάρκεια της εκστρατείας ASCOS (Tjernström et al., 2012, 2014) και (b) τα δεδομένα προσομοίωσης, κατά την περίοδο μελέτης.



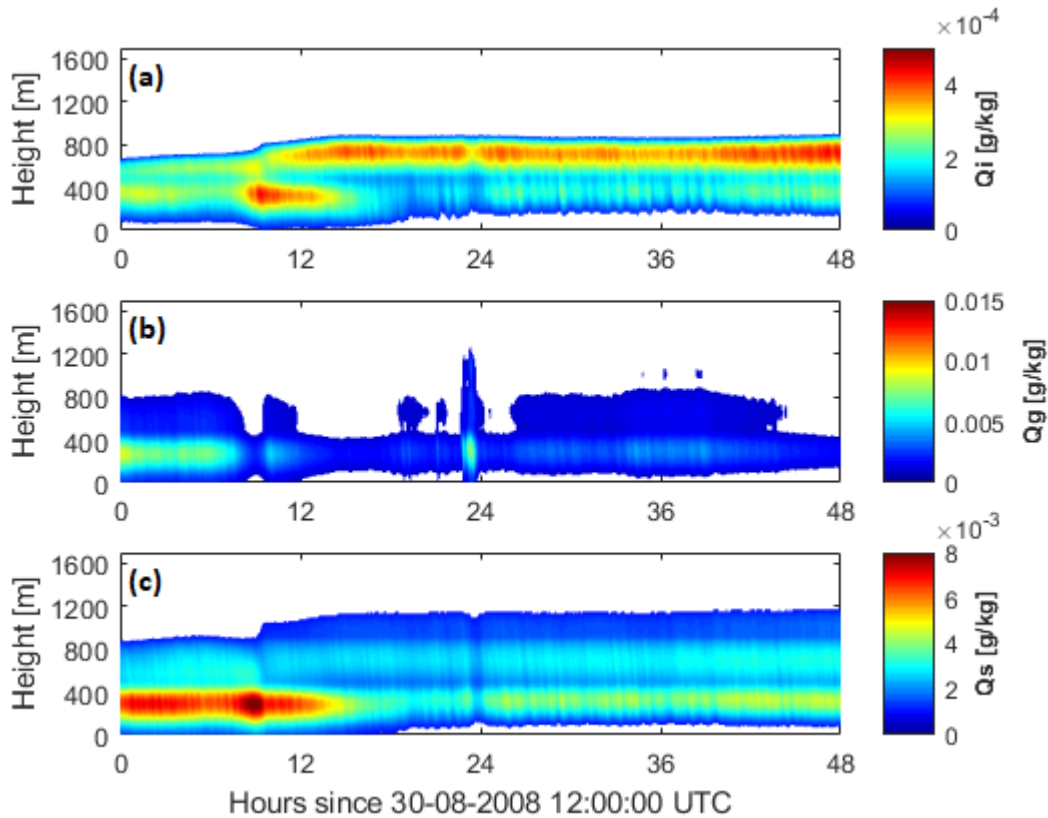
Σχήμα 4.2 Χρονοσειρές καθ' ύψος της ποσότητας IWC [g/m^3], όπως προέκυψαν από (a) τις μετρήσεις κατά τη διάρκεια της εκστρατείας ASCOS (Tjernström et al., 2012, 2014) και (b) τα δεδομένα προσομοίωσης, κατά την περίοδο μελέτης.

Για την καλύτερη μελέτη της κατανομής των υγρών υδρομετεώρων, παρουσιάζονται οι προβλεπόμενες από το μοντέλο αναλογίες μίγματος, Q_c και Q_r (Σχήμα 4.3) (Πίνακας 3.1). Από το Σχήμα 4.3 γίνεται φανερό ότι οι νεφοσταγόνες αποτελούν την κυρίαρχη μορφή των υγρών υδρομετεώρων στο προσομοιωμένο νέφος, καθορίζοντας έτσι σε μεγάλο βαθμό το κατακόρυφο προφίλ του LWC. Αν, λοιπόν, εξεταστεί ξεχωριστά το κατακόρυφο προφίλ του Q_r (Σχήμα 4.3b), παρατηρείται σχεδόν συνεχόμενη κατακρήμνιση βροχής από το εκτεταμένο στρώμα νερού στο νέφος. Η βροχή, ωστόσο, δεν καταφέρνει πάντα να φτάσει στο έδαφος, λόγω της εξάτμισης ή της μετατροπής της σε πάγο.



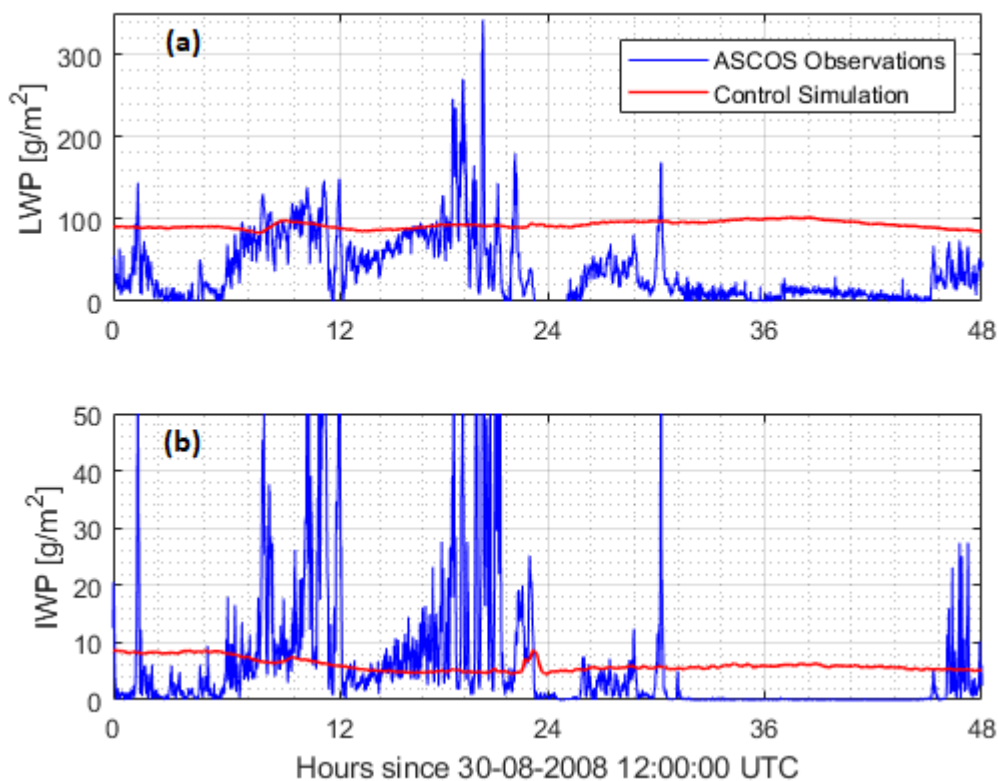
Σχήμα 4.3 Χρονοσειρά καθ' ύψος της αναλογίας μίγματος [g/kg] (a) νεφοσταγόνων και (b) βροχοσταγόνων από τα δεδομένα προσομοίωσης κατά την περίοδο μελέτης.

Προκειμένου να φανεί η συνεισφορά των επιμέρους παγωμένων υδρομετεώρων στο σχηματισμό του συνολικού IWC, στο Σχήμα 4.4 παρουσιάζονται οι χρονοσειρές καθ' ύψος της αναλογίας μίγματος παγοκρυστάλλων, graupel και χιονιού, όπως προέκυψαν από τα δεδομένα προσομοίωσης κατά την υπό μελέτη περίοδο. Οι μεγαλύτερες αναλογίες μίγματος παγοκρυστάλλων συναντώνται κοντά στη βάση του νέφους, δηλαδή σε ύψος ~800m (Σχήμα 4.4a). Το στρώμα των παγοκρυστάλλων που εντοπίζεται σε αυτό το ύψος πιθανότατα προέρχεται από το μετασχηματισμό των βροχοσταγόνων σε πάγο, που δημιουργήθηκαν στο υπερκείμενο υγρό στρώμα του νέφους (Σχήμα 4.3b). Η παγοποίηση των βροχοσταγόνων απελευθερώνει λανθάνουσα θερμότητα στο ύψος αυτό και μπορεί να προκαλέσει τοπική εξάτμιση των νεφοσταγόνων, απελευθερώνοντας υδρατμούς που δεσμεύονται για την περαιτέρω ανάπτυξη του πάγου. Το μοντέλο θεωρεί ότι οποιαδήποτε σύγκρουση ανάμεσα σε υγρό και παγωμένο υδρομετέωρο οδηγεί στο σχηματισμό σωματιδίων graupel, καθιστώντας την κατηγορία αυτή κυρίαρχη έναντι των άλλων δύο (Σχήμα 4.4b). Οι παγοκρυστάλλοι που αυξάνουν το μέγεθος τους μέσω σύγκρουσης με τις νεφοσταγόνες (riming), αποκτούν διαφορετικές ταχύτητες πτώσης, οπότε μπορούν αποτελεσματικότερα να συγκρουστούν μεταξύ τους και να συνενωθούν, οδηγώντας στο σχηματισμό του χιονιού (Ενότητα 2.2.3). Το χιόνι καθιζάνει με γρήγορους ρυθμούς και οι μεγαλύτερες ποσότητες του ανιχνεύονται στα χαμηλότερα επίπεδα της ατμόσφαιρας (Σχήμα 4.4c).



Σχήμα 4.4 Χρονοσειρά καθ' ύψος της αναλογίας μίγματος $[g/kg]$ (a) των παγοκρυστάλλων, (b) των graupel και (c) του χιονιού, από τα δεδομένα προσομοίωσης κατά την περίοδο μελέτης.

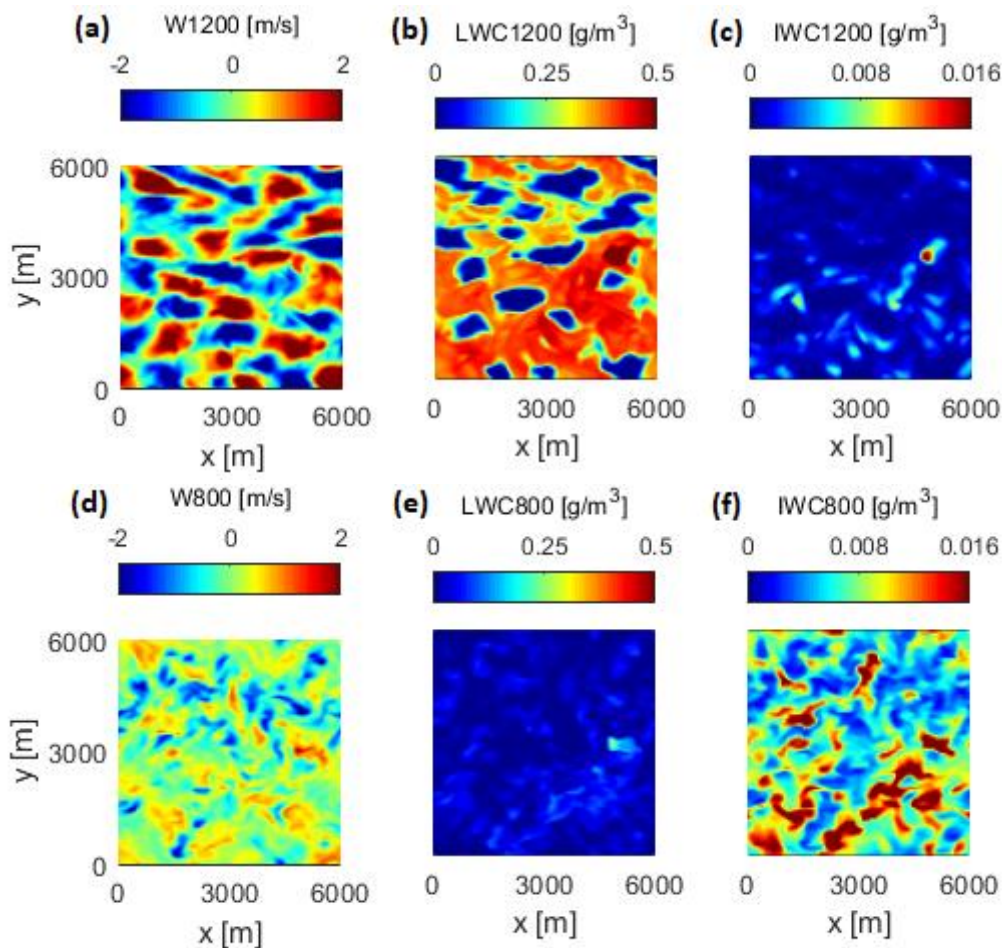
Η σύγκριση ανάμεσα στα πειραματικά δεδομένα και την προσομοίωση ελέγχου, αναφορικά με τις ιδιότητες του νέφους, LWP και IWP, παρουσιάζεται στο Σχήμα 4.5. Μετά από 3 ώρες χρόνο spin-up, ο οποίος έχει αφαιρεθεί από τις χρονοσειρές, το προσομοιωμένο LWP είναι $\sim 90 g/m^2$ και κατά τη διάρκεια του πρώτου εικοσιτετραώρου είναι σε καλή συμφωνία με το πειραματικό LWP, το οποίο μετρείται από ραδιόμετρα μικροκυμάτων και έχει σφάλμα μέτρησης $25 g/m^2$ (Westwater et al., 2001). Εντούτοις, το LWP παραμένει στο ίδιο εύρος καθ' όλη τη διάρκεια της προσομοίωσης και δεν παρουσιάζει την πτωτική τάση των παρατηρήσεων. Το προσομοιωμένο IWP κυμαίνεται γύρω στα $6 g/m^2$ και βρίσκεται στο κατώτερο άκρο του πειραματικού εύρους του IWP. Το μοντέλο οδηγεί σε υποεκτίμηση του IWP, ακόμα και αν ληφθεί υπόψη η μεγάλη αβεβαιότητα που ενέχει ο πειραματικός προσδιορισμός της ποσότητας αυτής (Birch et al., 2012).



Σχήμα 4.5 Χρονοσειρές των ποσοτήτων (a) LWP [g/m²] και (b) IWP [g/m²]. Οι μπλε γραμμές αντιπροσωπεύουν τις πειραματικές μετρήσεις που πραγματοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια του ASCOS (Tjernström et al., 2012, 2014), ενώ οι κόκκινες γραμμές την προσομοίωση ελέγχου.

Στο Σχήμα 4.6 παρουσιάζονται τα διαγράμματα της κατακόρυφης ταχύτητας και των ποσοτήτων LWC και IWC σε x-y άξονες, που αντιστοιχούν σε ύψος 1200 m και 800 m από την επιφάνεια, την 36^η ώρα της προσομοίωσης. Το σχήμα αυτό ουσιαστικά αποτελεί μία κάτοψη του προσομοιωμένου νέφους. Διακρίνονται οι περιοχές των ανοδικών ρευμάτων θερμού αέρα (updraughts) από τα καθοδικά τμήματα ψυχρού αέρα (downdraughts). Τα updraughts μεταφέρουν σημαντικά ποσά ορμής, θερμότητας και υγρασίας. Στο επίπεδο των 1200 m στην ατμόσφαιρα παρατηρείται ότι τα updraughts και downdraughts έχουν ίδιους σχηματισμούς, επομένως έχουν παρόμοια συμμετοχή στην οριζόντια κατανομή της κατακόρυφης ταχύτητας (Σχήμα 4.6a). Στο χαμηλότερο επίπεδο στην ατμόσφαιρα, που ταυτίζεται με τη βάση του νέφους, τα updraughts παρουσιάζονται λιγότερο ισχυρά και με ακανόνιστο σχήμα, ενώ έχουν τυχαία κατανομή στο οριζόντιο επίπεδο (Σχήμα 4.6d). Η κατανομή του LWC στα 1200 m, δεν παρακολουθεί τις ανοδικές κινήσεις αλλά διαχωρίζεται σε μεγαλύτερους σχηματισμούς με μεγάλες και μικρές τιμές. Όπως σημειώθηκε και παραπάνω, οι τιμές του LWC διαφέρουν κατά μία τάξη μεγέθους σε σχέση με τις τιμές του IWC (Σχήμα 4.6b). Το αποτέλεσμα αυτό είναι αναμενόμενο, καθώς το εικονιζόμενο επίπεδο βρίσκεται στο ύψος που εντοπίζεται το στρώμα υπέρψυχρων νεφοσταγόνων, κοντά στην κορυφή του νέφους μικτής-φάσης. Οι περιοχές με υψηλές συγκεντρώσεις παγωμένων υδρομετεώρων, που σε αυτό το ύψος αποτελούνται κυρίως από παγοκρυστάλλους (Σχήμα 4.4a), συμπίπτουν με τις περιοχές αυξημένου LWC, πιθανότατα ως αποτέλεσμα της αύξησης του μεγέθους τους μέσω του μηχανισμού WBF. Από την άλλη πλευρά, στο επίπεδο των 800 m στην ατμόσφαιρα, οι

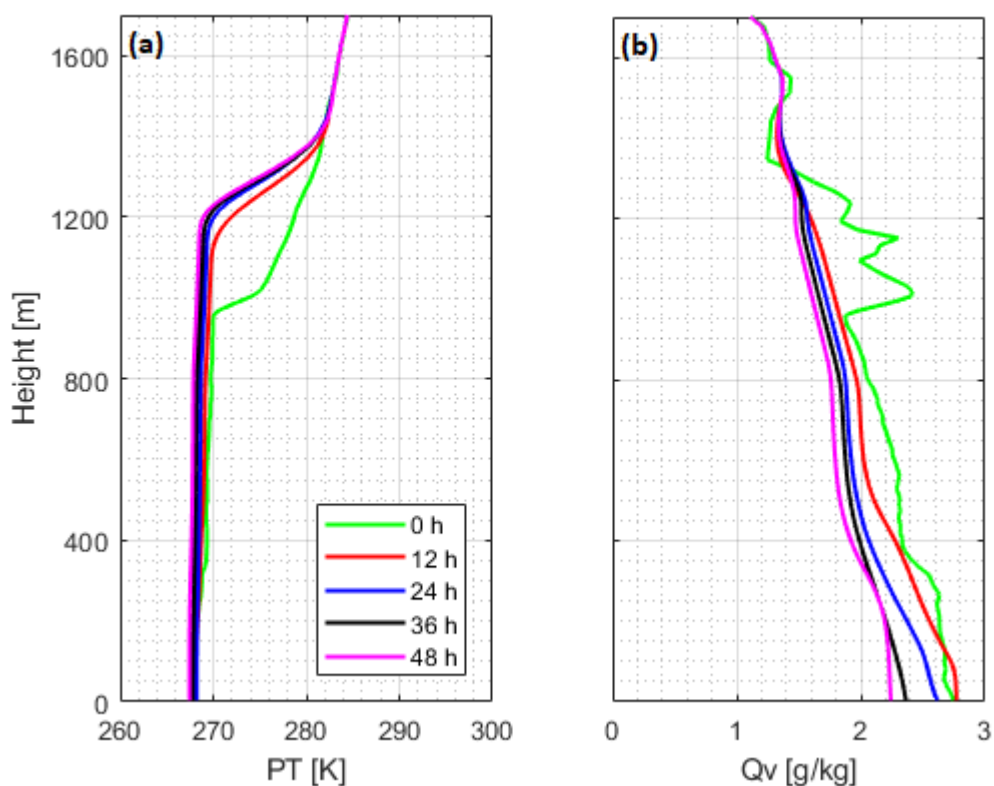
περιοχές με τις σχετικά μεγαλύτερες τιμές LWC και IWC (Σχήμα 4.4 e και f) μπορούν να συσχετιστούν με τις περιοχές που εμφανίζονται τα ισχυρότερα updraughts. Γενικά, τα updraughts είναι υπερκορεσμένα, ενώ τα downdraughts υποκορεσμένα σε σχέση με την υγρή φάση του νερού. Συνεπώς, είναι αναμενόμενο οι νεφοσταγόνες να αυξάνουν το μέγεθος τους μέσω διάχυσης υδρατμών στα updraughts και να εξατμίζονται στα downdraughts (Ovchinnikov et al., 2011).



Σχήμα 4.6 Προβολή στο επίπεδο X-Y των ποσοτήτων (a, d) κατακόρυφη ταχύτητα W [m/s], (b, e) LWC [g/m^3] και (c, f) IWC [g/m^3], όπως προκύπτουν από την προσομοίωση ελέγχου σε ύψος 1200 m και 800 m, αντίστοιχα. Η χρονική στιγμή της απεικόνισης είναι την 36^η ώρα της προσομοίωσης.

Το Σχήμα 4.7 απεικονίζει τα οριζοντίως μεσοποιημένα κατακόρυφα προφίλ της δυνητικής θερμοκρασίας και της ειδικής υγρασίας ανά δώδεκα ώρες, όπως προβλέπονται από το μοντέλο μέχρι το τέλος της προσομοίωσης. Σημειώνεται ότι τα κατακόρυφα προφίλ που αντιστοιχούν στο χρόνο μηδέν της προσομοίωσης είναι εκείνα που αντιστοιχούν στη ραδιοβόλιση και χρησιμοποιήθηκαν ως αρχικές κατανομές για όλες τις προσομοιώσεις (Ενότητα 3.3). Στο Σχήμα 4.7a διακρίνεται μία επιφανειακή θερμοκρασιακή αναστροφή, η οποία είναι παρούσα καθ' όλη τη διάρκεια της προσομοίωσης. Η ισχύς της αναστροφής είναι μεγαλύτερη από 10 °K, ενώ η κορυφή της φαίνεται να μετατοπίστηκε από τα ~950 m, που είχε οριστεί αρχικά (Σχήμα 4.7, πράσινη γραμμή), στα ~1200 m στο τέλος της προσομοίωσης. Συνεπώς, το ύψος

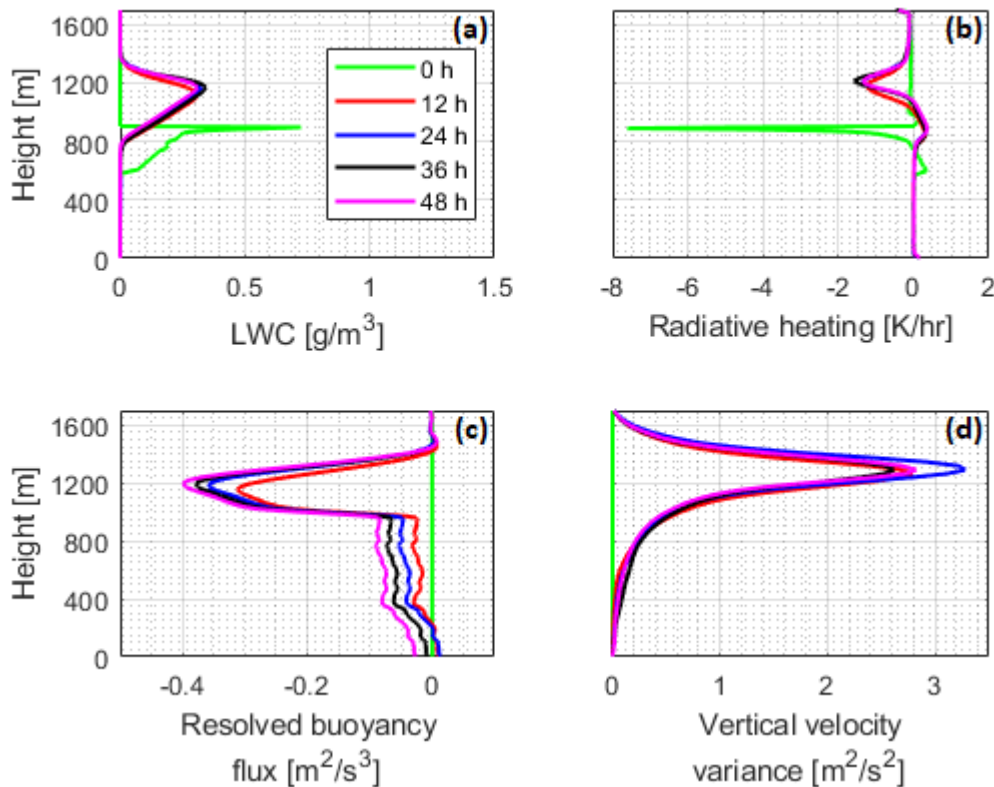
του οριακού στρώματος εκτείνεται τελικά μέχρι τα 1200 m; εκεί που εντοπίζεται και η κορυφή του νέφους. Η αδύναμη αναστροφή στο προφίλ της υγρασίας, η οποία χρησιμοποιήθηκε ως αρχική συνθήκη (Σχήμα 4.7b- πράσινη γραμμή), εξαφανίζεται μέσα στις πρώτες 12 ώρες της προσομοίωσης. Θα άξιζε να μελετηθεί κανείς πως εξελίσσεται το προφίλ της υγρασίας στο σημείο αυτό από κάποια ραδιοβόλιση, ωστόσο δεν εξετάζεται στην παρούσα εργασία. Όπως έχει σχολιαστεί ήδη (Ενότητα 2.4), στην αρκτική ατμόσφαιρα η αναστροφή στο προφίλ της υγρασίας συμπίπτει συχνά με τη θερμοκρασιακή αναστροφή (Sedlar and Tjernström, 2009; Solomon et al., 2011). Αξίζει να σημειωθεί, επομένως, ότι στην παρούσα περίπτωση μία τέτοια αναστροφή δεν προβλέπεται από το μοντέλο, με αποτέλεσμα μία πιθανή εισροή αέρα πάνω από το επίπεδο της θερμοκρασιακής αναστροφής να μην αποτελεί πηγή τροφοδότησης του νέφους με υδρατμούς, αφού ο υπερκείμενος αέρας είναι ξηρότερος σε σχέση με αυτόν στο εσωτερικό του νεφικού στρώματος.



Σχήμα 4.7 Κατακόρυφο προφίλ της (a) δυνητικής θερμοκρασίας [K] και (b) ειδικής υγρασίας [g/kg] για την προσομοίωση ελέγχου. Τα προφίλ αντιστοιχούν στο χρόνο έναρξης (πράσινη γραμμή), στις 12 (κόκκινη γραμμή), 24 (μπλε γραμμή), 36 (μαύρη γραμμή) και 48 (φούξια γραμμή) ώρες της προσομοίωσης.

Τα κατακόρυφα προφίλ των ποσοτήτων LWC, ρυθμού θέρμανσης λόγω ακτινοβολίας, καθώς και των ροών άνωσης και τύρβης, παρουσιάζονται ανά 12 ώρες στο Σχήμα 4.8. Ως ρυθμός θέρμανσης λόγω ακτινοβολίας ορίζεται ο ρυθμός μεταβολής της θερμοκρασίας με την πάροδο του χρόνου. Όταν ο ρυθμός είναι θετικός οδηγεί σε θέρμανση, ενώ όταν είναι αρνητικός σε ψύξη. Στο κατακόρυφο προφίλ του LWC (Σχήμα 4.8a) διακρίνεται αρχικά το στρώμα του νέφους που σχηματίζεται κάτω από τη θερμοκρασιακή αναστροφή. Γίνεται φανερή η απότομη ανύψωση της κορυφής του νέφους, που επισημάνθηκε και από το Σχήμα 4.1b και πιθανότατα

αποτελεί ένδειξη ότι το μοντέλο χρειάζεται περισσότερο χρόνο για να προσαρμοστεί και η περίοδος spin-up μπορεί να είναι μεγαλύτερη από αυτήν που είχε υποτεθεί αρχικά. Πέρα από τη μεταβολή της κορυφής της νέφωσης το LWC δεν παρουσιάζει σημαντική χρονική μεταβλητότητα, με τη μέγιστη τιμή αυτού να εντοπίζεται στα ~1200 m ύψος και να είναι ίση με $\sim 0.35 \text{ g/m}^3$. Στην κορυφή του νέφους σημειώνεται ψύξη λόγω εκπομπής ακτινοβολίας (Ενότητα 2.4), που σχετίζεται κυρίως με την ικανότητα εκπομπής ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος από το στρώμα υπέρψυχρων νεφοσταγόνων, που υπάρχει συγκεντρωμένο σε αυτήν (Σχήμα 4.8b). Η ψύξη λόγω ακτινοβολίας στην κορυφή του νέφους σηματοδοτεί την ανατροπή κυκλοφορίας, η οποία δηλώνεται με τις αρνητικές ροές άνωσης στο ίδιο ύψος (Σχήμα 4.8c) (Nicholls, 1984; Shupe et al., 2008; Morrison et al., 2012), οι οποίες με τη σειρά τους αποτελούν κυρίαρχη πηγή δημιουργίας της τυρβώδους κινητικής ενέργειας (Σχήμα 4.8d). Η διακύμανση της κατακόρυφης ταχύτητας παρουσιάζει τις μέγιστες τιμές της κοντά στην κορυφή του νέφους σε συμφωνία και με την εικόνα της κατακόρυφης ταχύτητας (σχήμα 4.6a) και πέφτει σχεδόν στο μηδέν στα ~400 m. Τελικά, η τυρβώδης ανάμειξη διατηρεί το στρώμα του νέφους καλά αναμεμιγμένο.



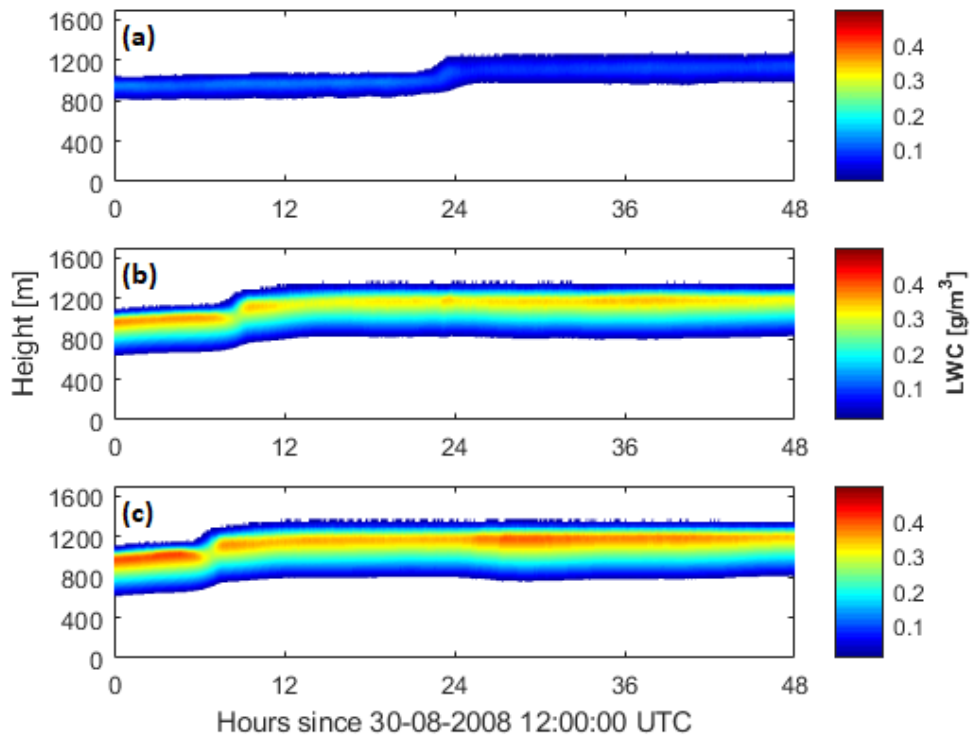
Σχήμα 4.8 Κατακόρυφα προφίλ των ποσοτήτων (a) LWC [g/m^3], (b) ρυθμός θέρμανσης λόγω ακτινοβολίας [K/hr], (c) ροές άνωσης [m^2/s^3] και (d) διακύμανση της κατακόρυφης ταχύτητας [m^2/s^2], για την προσομοίωση ελέγχου. Τα προφίλ αντιστοιχούν στο χρόνο έναρξης (πράσινη γραμμή), στις 12 (κόκκινη γραμμή), 24 (μπλε γραμμή), 36 (μαύρη γραμμή) και 48 (φούξια γραμμή) ώρες της προσομοίωσης.

4.2 Δοκιμές ευαισθησίας

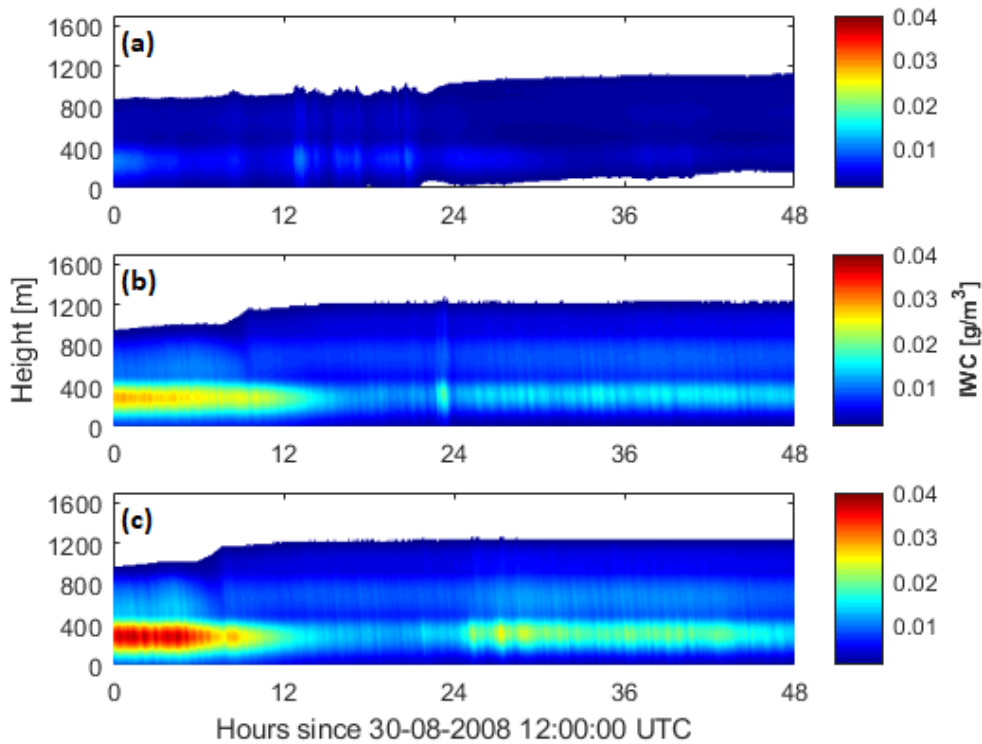
4.2.1 Αρχικές συγκεντρώσεις CCN

Ο σχηματισμός των νεφών στην κεντρική Αρκτική περιορίζεται συχνά από τη διαθεσιμότητα των CCN (Mauritsen et al., 2011; Birch et al., 2012; Tjernström et al., 2014). Μία μικρή μεταβολή στις συγκεντρώσεις των αιωρούμενων σωματιδίων μπορεί να επηρεάσει δραστικά τις μικροφυσικές και οπτικές ιδιότητες των νεφών, τροποποιώντας τη φάση, το μέγεθος και τη συγκέντρωση των σωματιδίων που τα απαρτίζουν (Twomey, 1991; Curry et al., 1993). Στην παρούσα μελέτη το πρώτο σετ προσομοιώσεων ευαισθησίας εξετάζει τις μεταβολές των νεφών μικτής-φάσης, σε πιθανές αυξομειώσεις στις συγκεντρώσεις των CCN. Συγκεκριμένα, πραγματοποιήθηκαν δύο δοκιμές ευαισθησίας, στις οποίες οι αρχικές συγκεντρώσεις των CCN ορίστηκαν ίσες με 3 cm^{-3} (CCN03) και 90 cm^{-3} (CCN90), αντίστοιχα. Στην προσομοίωση ελέγχου η αρχική συγκέντρωση των CCN είναι ίση με 30 cm^{-3} και στο παρόν σετ προσομοιώσεων συμβολίζεται με CCN30.

Στα σχήματα 4.9 και 4.10 που ακολουθούν γίνεται η παράθεση των αποτελεσμάτων του μοντέλου αναφορικά με τις κατακόρυφες κατανομές των ποσοτήτων LWC και IWC, όπως προκύπτουν από τις δύο προσομοιώσεις ευαισθησίας και τη βασική προσομοίωση ελέγχου. Όταν η αρχική συγκέντρωση των CCN μειώνεται σε σχέση με τη συγκέντρωση αναφοράς, το γεωμετρικό πάχος του παραγόμενου νέφους εμφανίζεται μειωμένο κατά ~45%, με τις τιμές του LWC να φτάνουν έως τα $\sim 0.1 \text{ g/m}^3$ και τις τιμές του IWC να μην ξεπερνούν τα $\sim 0.01 \text{ g/m}^3$ κοντά στην επιφάνεια (Σχήμα 4.9a και 4.10a). Η επίδραση της αύξησης του αριθμού των CCN στη δομή και εξέλιξη του νέφους είναι λιγότερο εμφανής στην προσομοίωση CCN90, σε ότι αφορά την κατακόρυφη έκταση του, η οποία αυξήθηκε κατά ένα ποσοστό ~5% σε σχέση με την προσομοίωση αναφοράς. Οι μέγιστες τιμές του LWC και IWC στο εσωτερικό του αυξήθηκαν κατά ένα ποσοστό ~10% και ~30%, αντίστοιχα, σε σχέση με την προσομοίωση αναφοράς. Οι χρονοσειρές αυτές παρέχουν μία πρώτη γενική εικόνα των νεφών που σχηματίζονται στην υπό μελέτη περιοχή. Για την αναλυτικότερη περιγραφή των δοκιμών ευαισθησίας παρουσιάζονται στη συνέχεια επιλεγμένες χρονοσειρές και μέσα προφίλ βασικών ιδιοτήτων του νέφους, μεσοποιημένες τόσο ως προς το οριζόντιο επίπεδο (x-y) όσο και ως προς το χρονικό διάστημα της προσομοίωσης.

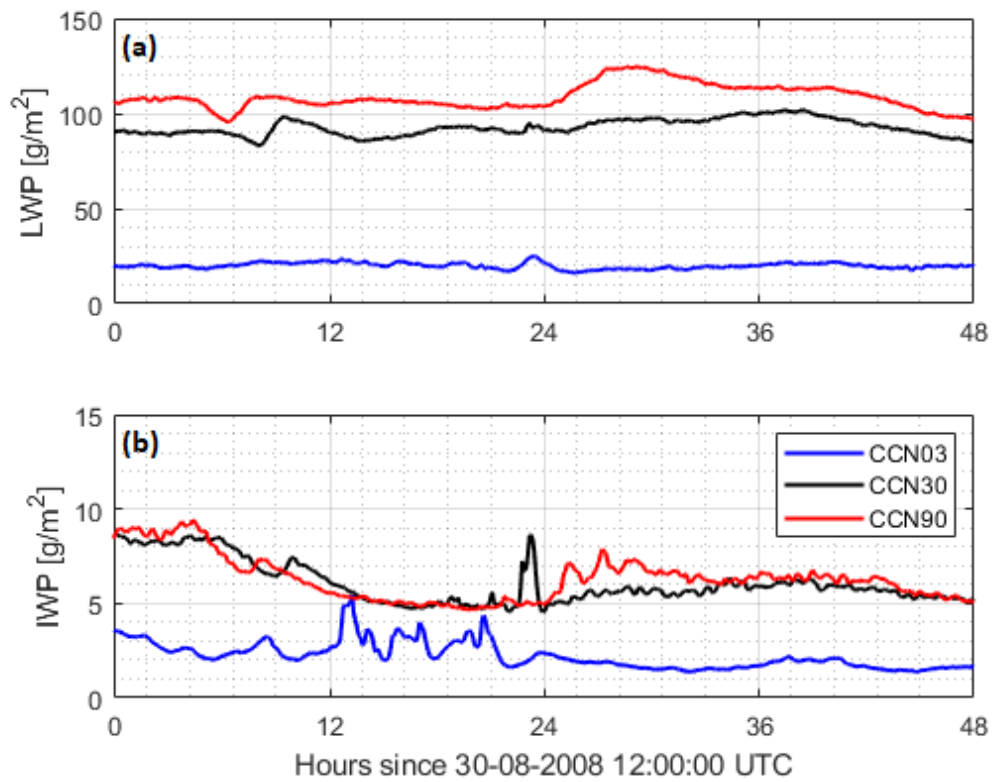


Σχήμα 4.9 Χρονοσειρές καθ' ύψος της ποσότητας LWC [g/m^3] όπως προέκυψαν από τις δοκιμές προσομοίωσης (a) CCN03, (b) CCN30 (control simulation) και (c) CCN90, του μοντέλου κατά την περίοδο μελέτης.

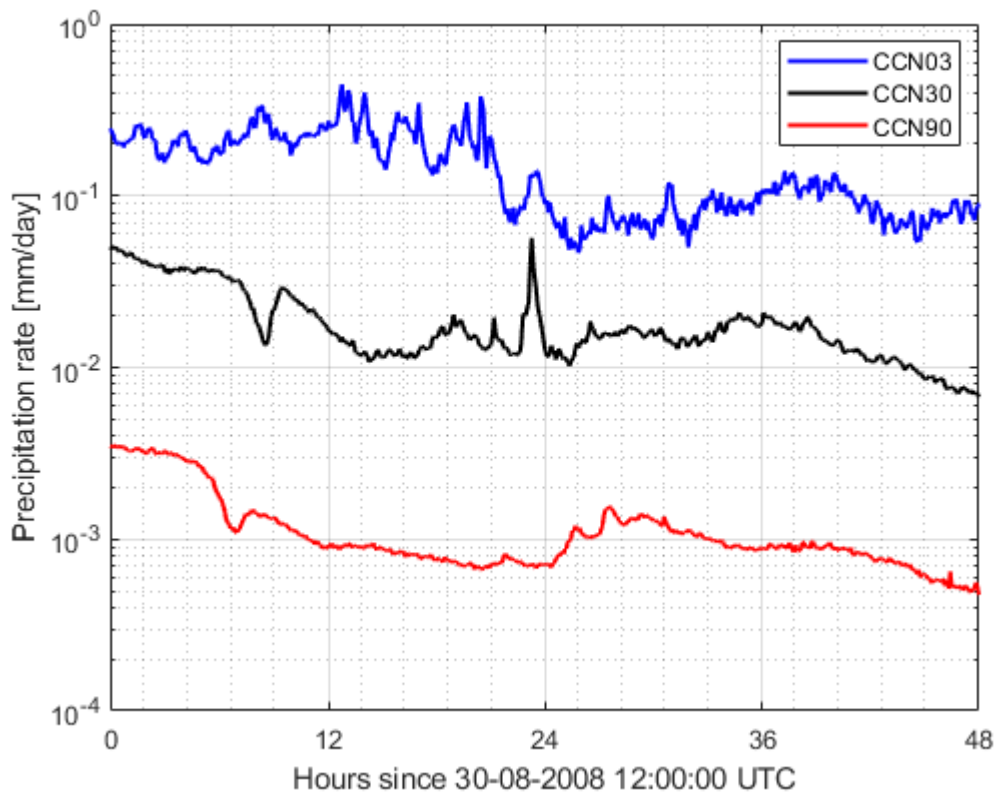


Σχήμα 4.10 Χρονοσειρές καθ' ύψος της ποσότητας IWC [g/m^3] όπως προέκυψαν από τις δοκιμές προσομοίωσης (a) CCN03, (b) CCN30 (control simulation) και (c) CCN90, του μοντέλου κατά την περίοδο μελέτης.

Στα Σχήματα 4.11 και 4.12 παρουσιάζονται επιλεγμένες χρονοσειρές από τις δοκιμές ευαισθησίας του μοντέλου. Η προσομοίωση CCN90, με το αυξημένο φορτίο CCN στην ατμόσφαιρα, οδηγεί σε αύξηση των τιμών του LWP και IWP, κατά ένα ποσοστό 17% και 3%, αντίστοιχα, σε σχέση με την προσομοίωση αναφοράς. Η ελάττωση του αριθμού των CCN, από την άλλη πλευρά, επιφέρει δραματική μείωση στις χρονοσειρές των LWP και IWP κατά 78% και 60%, αντίστοιχα (Σχήμα 4.11). Η μείωση των τιμών του LWP για την περίπτωση CCN03 σχετίζεται άμεσα με τη σημαντική αύξηση του ρυθμού βροχόπτωσης, που σημειώνεται μέχρι τις πρώτες ~24 ώρες της προσομοίωσης (Σχήμα 4.12) (Morrison et al., 2008). Οι προβλεπόμενοι ρυθμοί βροχόπτωσης παρουσιάζουν σχεδόν μία τάξη μεγέθους διαφορά μεταξύ τους. Η προσομοίωση CCN03 παρουσιάζει μέγιστο ρυθμό βροχόπτωσης ~0.4 mm/day, ενώ ο ρυθμός αυτός για την προσομοίωση αναφοράς και την προσομοίωση CCN90 είναι ~0.05 και ~10⁻³ mm/day, αντίστοιχα. Η ελάττωση της χρονοσειράς του IWP, που παρατηρείται με τη μείωση των CCN στην ατμόσφαιρα, οφείλεται πιθανότατα στην ταυτόχρονη μείωση του LWP, με αποτέλεσμα να περιορίζεται το διαθέσιμο νερό στο νέφος, που διαφορετικά θα μπορούσε μέσω παγοποίησης να σχηματίζει παγωμένα σωματίδια (Stevens et al., 2018). Η χρονοσειρά του IWP δεν παρουσιάζει το ίδιο μεγάλη ευαισθησία στην αύξηση των συγκεντρώσεων των CCN. Σημειώνεται ακόμα ότι επερχόμενη μείωση των τιμών του IWP, που παρατηρείται μετά την ~4^η ώρα των προσομοιώσεων CCN30 και CCN90, δικαιολογείται από το γεγονός ότι οι παγοκρύσταλλοι έχουν έως τότε αυξήσει αρκετά το μέγεθος τους, οπότε πιθανότατα καθιζάνουν με μεγαλύτερη αποτελεσματικότητα από το νεφικό στρώμα. Αυτό γίνεται φανερό και από τα προφίλ καθ' ύψος της ποσότητας IWC του Σχήματος 4.10. Απαιτείται ωστόσο περαιτέρω διερεύνηση των μηχανισμών που οδήγησαν στις παραπάνω μεταβολές.



Σχήμα 4.11 Χρονοσειρές των ποσοτήτων (a) LWP [g/m^2] και (b) IWP [g/m^2], από τα δεδομένα των προσομοιώσεων CCN03 (μπλε γραμμή), CCN30 (μαύρη γραμμή) και CCN90 (κόκκινη γραμμή).

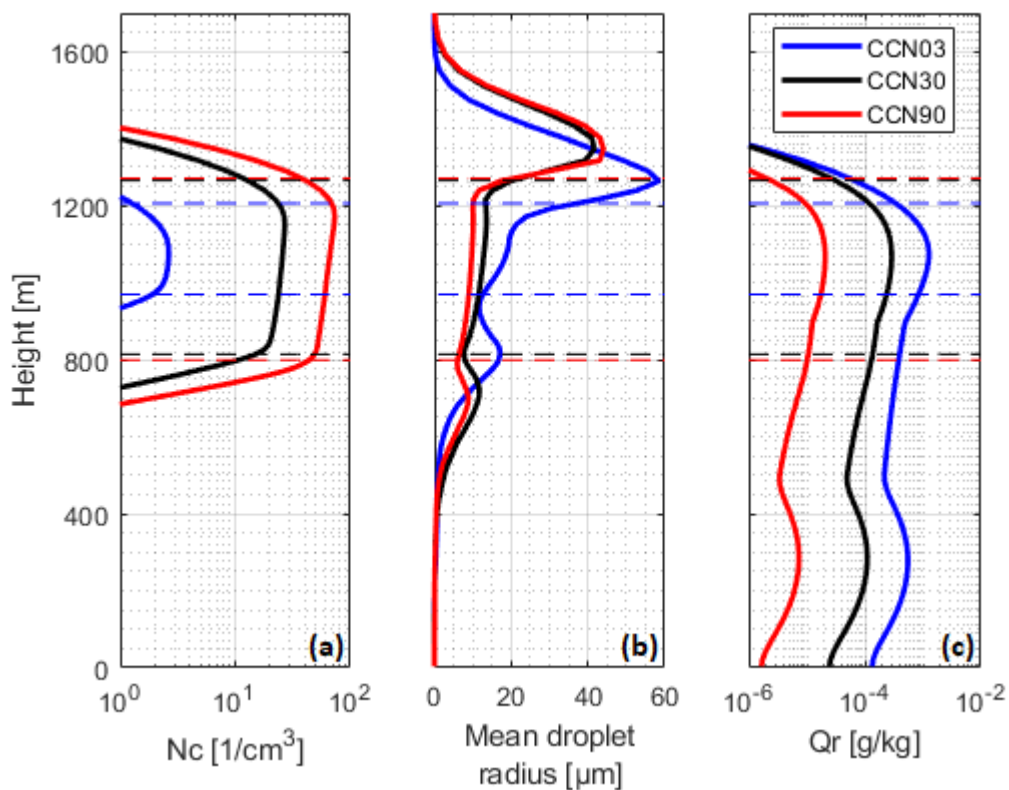


Σχήμα 4.12 Χρονοσειρά του ρυθμού βροχόπτωσης [mm/day], από τα δεδομένα των προσομοιώσεων CCN03 (μπλε γραμμή), CCN30 (μαύρη γραμμή) και CCN90 (κόκκινη γραμμή). Η κατακόρυφη κλίμακα είναι λογαριθμική.

Το Σχήμα 4.13 απεικονίζει το κατακόρυφο προφίλ της αριθμητικής συγκέντρωσης και της μέσης ακτίνας των νεφοσταγόνων, καθώς και της αναλογίας μίγματος βροχής, όπως προέκυψαν μετά από μεσοποίηση των αποτελεσμάτων του μοντέλου το τελευταίο εικοσιτετράωρο της προσομοίωσης. Η αρχή του συγκεκριμένου διαστήματος επιλέχθηκε καθώς θεωρείται ότι το μοντέλο κατά τη διάρκεια των πρώτων 24 ωρών της προσομοίωσης έχει φτάσει σε μία κατάσταση ισορροπίας. Σε όλα τα κατακόρυφα προφίλ που παρουσιάζονται στην πορεία της ανάλυσης δίνονται η κορυφή και η βάση του νέφους. Στο Σχήμα 4.13a φαίνεται η αναμενόμενη συσχέτιση του αριθμού των ενεργοποιημένων νεφοσταγόνων με τον αριθμό των διαθέσιμων CCN υποβάθρου. Συγκεκριμένα, αυξανόμενου του αριθμού των διαθέσιμων CCN στην ατμόσφαιρα, σημειώνεται αναλογική αύξηση και στον αριθμό των ενεργοποιημένων νεφοσταγόνων. Η μέγιστη συγκέντρωση ενεργοποιημένων νεφοσταγόνων, N_c , για την περίπτωση CCN03 είναι $\sim 2.5 \text{ cm}^{-3}$, για την περίπτωση CCN30 είναι $\sim 25 \text{ cm}^{-3}$, και στην περίπτωση CCN90, $\sim 70 \text{ cm}^{-3}$ (Σχήμα 4.13a). Εντός του στρώματος του νέφους το N_c παραμένει σχεδόν σταθερό με το ύψος, γεγονός που έρχεται σε συμφωνία με τις παρατηρήσεις στην Αρκτική (Curry, 1986).

Στις προσομοιώσεις CCN30 και CCN90, όπου ο αριθμός των CCN είναι μεγαλύτερος, ο αυξημένος αριθμός των νεφοσταγόνων που δημιουργούνται “συναγωνίζονται” για τους διαθέσιμους υδρατμούς του νέφους, με αποτέλεσμα να μην αυξάνουν στη συνέχεια το μέγεθος τους αποτελεσματικά μέσω των μηχανισμών συμπύκνωσης και συλλογής. Το γεγονός αυτό δεν τους επιτρέπει να φτάσουν σε μεγέθη κατακρημνισμάτων. Όταν όμως ο αριθμός των CCN

είναι σχετικά μικρός (περίπτωση CCN03), οι διαθέσιμοι υδρατμοί αναλογούν σε μικρότερο αριθμό νεφοσταγόνων, με αποτέλεσμα οι τελευταίες να αυξάνουν αποτελεσματικά το μέγεθος τους (Σχήμα 4.13b) και τελικά καθιζάνουν στο στρώμα κάτω από το νέφος (Ενότητα 2.1.3). Η υπόθεση αυτή ενισχύεται και από το Σχήμα 4.13c, όπου η αναλογία μίγματος βροχής της προσομοίωσης CCN03 υπολογίζεται έως και 1 τάξη μεγέθους μεγαλύτερη από την προσομοίωση ελέγχου. Συμπερασματικά, μία πιθανή αύξηση των συγκεντρώσεων των CCN στην ατμόσφαιρα είναι ικανή να προκαλέσει αύξηση στον αριθμό των παραγόμενων νεφοσταγόνων, ταυτόχρονα με μία μείωση του μεγέθους αυτών (πρώτη έμμεση επίδραση των αερολυμάτων, Twomey, 1977). Το γεγονός αυτό δίνει στο νέφος περισσότερο χρόνο να αναπτυχθεί, περιορίζοντας τις κατακρημνίσεις (δεύτερη έμμεση επίδραση των αερολυμάτων, Albrecht, 1989).

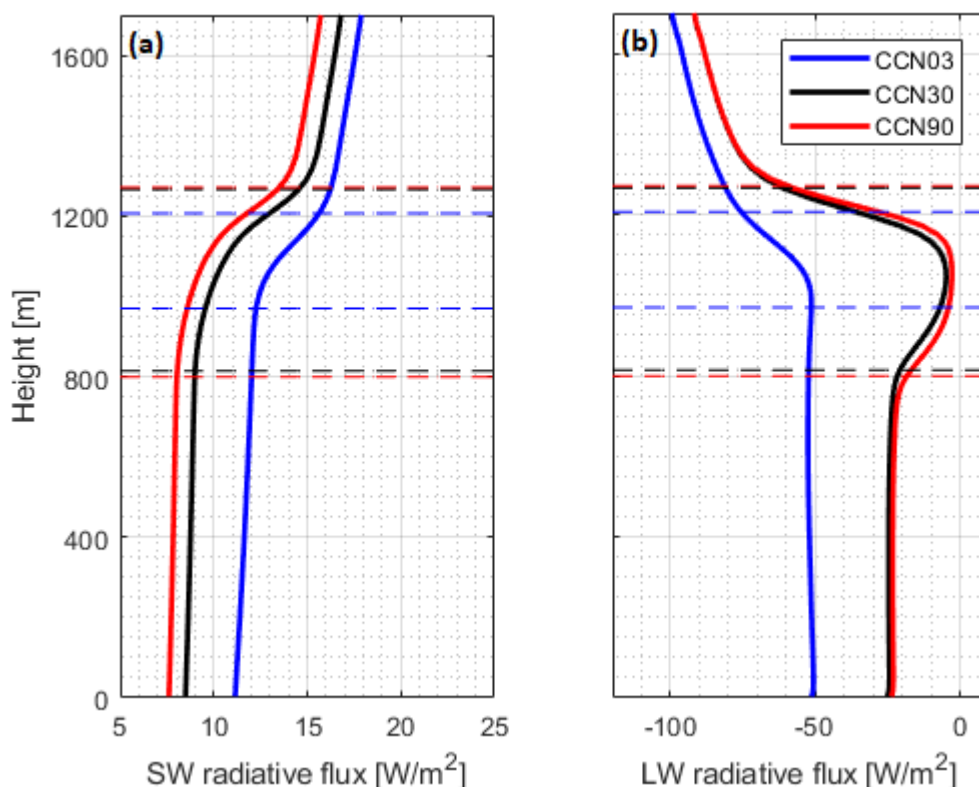


Σχήμα 4.13 Χρονικά μεσοποιημένα προφίλ (24h-48h) της (a) αριθμητικής συγκέντρωσης [cm^{-3}] και (b) μέσης ακτίνας των νεφοσταγόνων [μm], καθώς και της (c) αναλογίας μίγματος βροχοσταγόνων [g/kg], από τα δεδομένα των προσομοιώσεων CCN03 (μπλε γραμμή), CCN30 (μαύρη γραμμή) και CCN90 (κόκκινη γραμμή). Η οριζόντια κλίμακα των a και c είναι λογαριθμική.

Στη συνέχεια, εξετάζεται η επίδραση των μεταβολών των CCN στις ιδιότητες ακτινοβολίας των νεφών. Στο Σχήμα 4.14 απεικονίζονται οι καθαρές ροές ακτινοβολίας μικρού και μεγάλου μήκους κύματος, μεσοποιημένες στο εικοσιτετράωρο. Στο σημείο αυτό πρέπει να τονισθεί ότι ως καθαρή ροή ορίζεται η διαφορά της κατερχόμενης από την ανερχόμενη μικρού και μεγάλου μήκους κύματος ροή ακτινοβολίας. Συνεπώς, μία θετική καθαρή ροή φανερώνει ότι η κατερχόμενη συνιστώσα της ακτινοβολίας είναι μεγαλύτερη από την αντίστοιχη ανερχόμενη. Το νέφος της προσομοίωσης CCN90 δημιουργεί μία μικρή μείωση ($\sim 1 W/m^2$) στη SW που φτάνει στην επιφάνεια, σε σχέση με την προσομοίωση αναφοράς (Σχήμα 4.14a). Από την άλλη

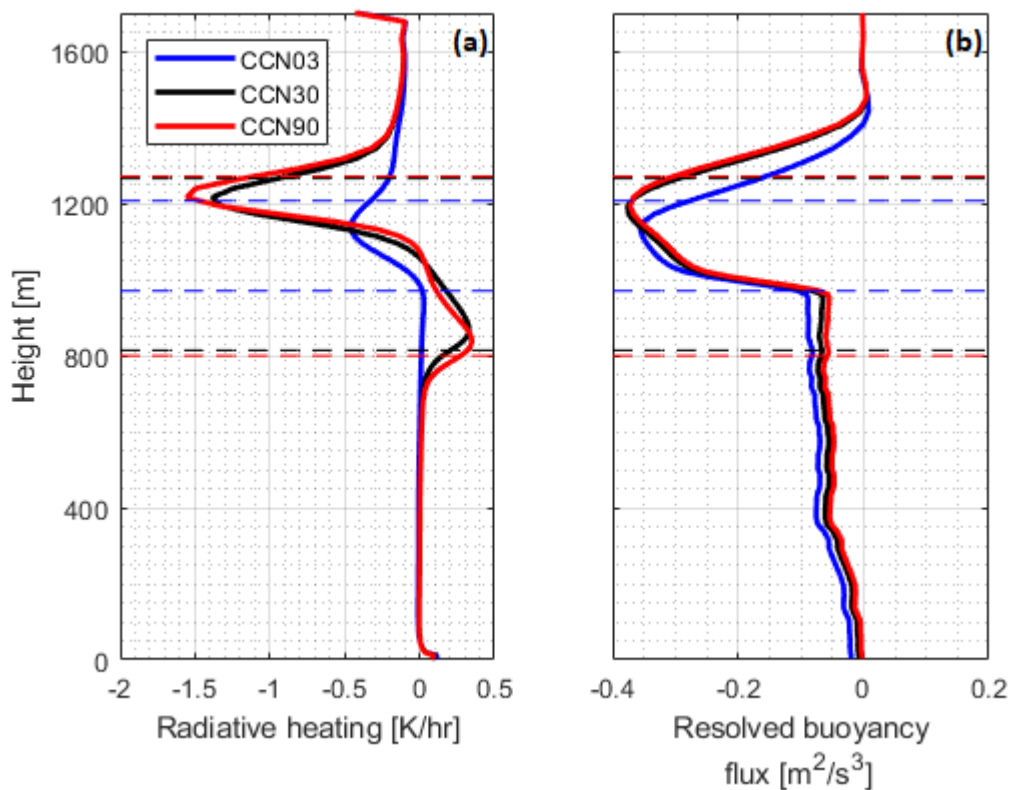
πλευρά, το νέφος που σχηματίζεται στην προσομοίωση CCN03 είναι οπτικά λεπτό και πιο διαφανές σε σχέση με εκείνο της προσομοίωσης CCN30, με αποτέλεσμα η ροή της SW που φτάνει τελικά στη γήινη επιφάνεια να είναι μεγαλύτερη κατά $\sim 3 \text{ W/m}^2$ (Curry et al., 1993). Τα αποτελέσματα αυτά, ουσιαστικά αποτυπώνουν την πρώτη έμμεση επίδραση των αερολυμάτων στα νέφη. Όταν αυτά σχηματίζονται σε ρυπασμένο περιβάλλον αποτελούνται από μεγαλύτερο αριθμό μικρότερων σε μέγεθος νεφοσταγόνων, με αποτέλεσμα να έχουν μεγαλύτερο οπτικό πάχος και κατ' επέκταση μεγαλύτερη λευκαύγεια στην προσπίπτουσα SW ακτινοβολία (Twomey, 1977).

Στο προφίλ των ροών της LW ακτινοβολίας (Σχήμα 4.14b) δεν σημειώνεται κάποια σημαντική διαφορά ανάμεσα στις προσομοιώσεις CCN30 και CCN90. Αυτό συμβαίνει διότι, όπως έχει ήδη αναφερθεί στην Ενότητα 2.4, για τιμές του LWP μεγαλύτερες από $\sim 50 \text{ g/m}^2$, που συναντώνται σε αυτές τις δύο προσομοιώσεις, το νέφος μικτής-φάσης συμπεριφέρεται ουσιαστικά ως μέλαν σώμα (Stephens, 1978; Shupe and Intrieri, 2004), με αποτέλεσμα μία αύξηση στο LWP να έχει ελάχιστη επίδραση στην εκπομπή LW ακτινοβολίας από αυτό (Morrison et al., 2008). Με άλλα λόγια, φαίνεται ότι για μεγάλες τιμές του LWP η LW ακτινοβολία που εκπέμπεται από τα νέφη φτάνει σε κορεσμό. Το νέφος της προσομοίωσης CCN03 έχει σημαντικά μικρότερο LWP και αυτό έχει ως αποτέλεσμα να περιορίζεται η ικανότητα εκπομπής του. Ο λόγος που στην προσομοίωση αυτή οι ροές LW ακτινοβολίας που φτάνουν στην επιφάνεια είναι μικρότερες κατά $\sim 30 \text{ W/m}^2$ σε σχέση με την προσομοίωση αναφοράς είναι γιατί μειώνεται σημαντικά η κατερχόμενη LW που εκπέμπεται από το λεπτό στρώμα νερού στην κορυφή του. Πάνω από την κορυφή των νεφών και στις τρεις προσομοιώσεις η καθαρή ροή LW ακτινοβολίας μειώνεται σημαντικά, με τη μεγαλύτερη μείωση να εντοπίζεται στις προσομοιώσεις CCN30 και CCN90. Αυτό συμβαίνει διότι η ανερχόμενη LW ακτινοβολία, είναι σημαντικά μεγαλύτερη από την κατερχόμενη. Η μεγαλύτερη ποσότητα ανερχόμενης LW ακτινοβολίας που παρατηρείται στην περίπτωση της CCN03 οφείλεται κυρίως στην αυξημένη διαπερατότητα στην εκπεμπόμενη γήινη ακτινοβολία η οποία είναι σημαντικά αυξημένη στη συγκεκριμένη περίπτωση, σε αντίθεση με τα νέφη CCN30 και CCN90, που ως μέλαν σώματα απορροφούν το μεγαλύτερο μέρος της προσπίπτουσας γήινης ακτινοβολίας.



Σχήμα 4.14 Χρονικά μεσοποιημένα προφίλ (24h-48h) της (a) καθαρής ροής ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος [W/m^2] και (b) καθαρής ροής ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος [W/m^2], από τα δεδομένα των προσομοιώσεων CCN03 (μπλε γραμμή), CCN30 (μαύρη γραμμή) και CCN90 (κόκκινη γραμμή).

Στο Σχήμα 4.15 παρουσιάζονται τα χρονικά μεσοποιημένα προφίλ του ρυθμού θέρμανσης λόγω ακτινοβολίας, καθώς και των ροών άνωσης για τις τρεις προσομοιώσεις. Στο εσωτερικό των νεφών, σημειώνεται ψύξη λόγω ακτινοβολίας, η οποία κορυφώνεται στο ύψος του στρώματος με τη μεγαλύτερη περιεκτικότητα σε νερό, κοντά στην κορυφή τους (Σχήμα 4.15a). Ο μέγιστος προβλεπόμενος ρυθμός ψύξης λόγω ακτινοβολίας για την προσομοίωση CCN03 αναμένεται ίσος με $\sim 0.5 \text{ K/hr}$, ενώ για τις προσομοιώσεις CCN30 και CCN90 είναι ίσος με $\sim 1.4 \text{ K/hr}$ και $\sim 1.6 \text{ K/hr}$, αντίστοιχα. Για το μειωμένο ρυθμό ψύξης που εμφανίζεται στην προσομοίωση CCN03 ευθύνεται το μικρότερο προβλεπόμενο LWP, με αποτέλεσμα να μειώνεται κυρίως η ικανότητα εκπομπής LW ακτινοβολίας από την κορυφή του νέφους, αλλά και η ικανότητα ανάκλασης της προσπίπτουσας SW στο ίδιο ύψος. Τέλος, παρατηρείται τοπική θέρμανση σε ένα στρώμα πάχους $\sim 300 \text{ m}$ στις καμπύλες των CCN30 και CCN90 (σχήμα 4.15a), η οποία οφείλεται στην έντονη απορρόφηση της LW ακτινοβολίας που εκπέμπεται τόσο από το υπερκείμενο στρώμα νεφοσταγόνων όσο και από την υποκείμενη γήινη επιφάνεια.



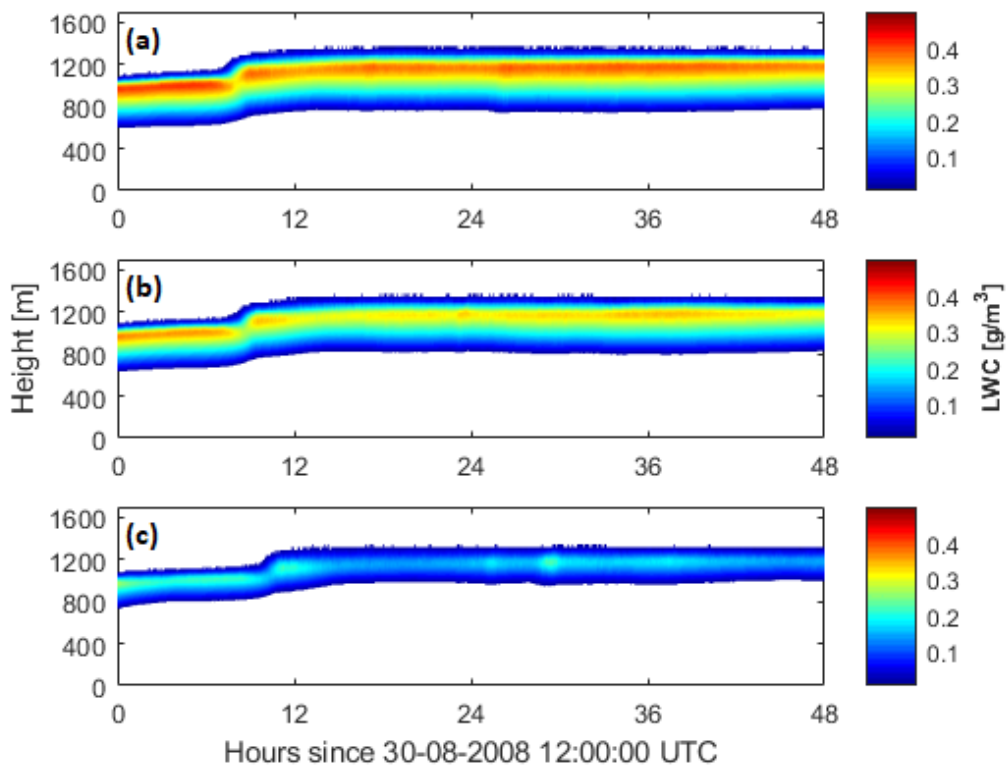
Σχήμα 4.15 Χρονικά μεσοποιημένα προφίλ (24h-48h) των ποσοτήτων (a) ρυθμός θέρμανσης λόγω ακτινοβολίας [K/hr] και (b) ροές άνωσης [m^2/s^3], από τα δεδομένα των προσομοιώσεων CCN03 (μπλε γραμμή), CCN30 (μαύρη γραμμή) και CCN90 (κόκκινη γραμμή).

Το Σχήμα 4.15b επιβεβαιώνει το θεωρητικά αναμενόμενο αποτέλεσμα (Ενότητα 2.4) σχετικά με τη σύνδεση της ψύξης λόγω ακτινοβολίας και της στατικής ευστάθειας στο εσωτερικό του νέφους. Η εντονότερη ψύξη στην κορυφή των νεφών ειδικά στις περιπτώσεις CCN30 και CCN90, λόγω της συνεχούς απώλειας ενέργειας, ενισχύει την κυκλοφορία λόγω άνωσης, όπως δείχνουν οι αυξημένες απόλυτες τιμές, που έχει σαν επακόλουθο την ανάπτυξη τυρβώδους ανάμειξης (Σχήμα 4.15b). Επιπλέον, ένας λόγος που δικαιολογεί τη μειωμένη τυρβώδη ανάμειξη που παρατηρείται στην προσομοίωση CCN03, είναι η λανθάνουσα θερμότητα που απελευθερώνεται στο εσωτερικό του νέφους ως αποτέλεσμα των αυξημένων ρυθμών βροχόπτωσης που χαρακτηρίζουν την περίπτωση αυτή (Σχήμα 4.13c). Η εκλύομενη λανθάνουσα θερμότητα εν μέρει αντισταθμίζει την ψύξη λόγω ακτινοβολίας στην κορυφή του νέφους (Lu and Seinfeld, 2005). Γι' αυτό το λόγο το νέφος της προσομοίωσης CCN03 έχει μικρότερη κατακόρυφη έκταση σε σχέση με την προσομοίωση αναφοράς.

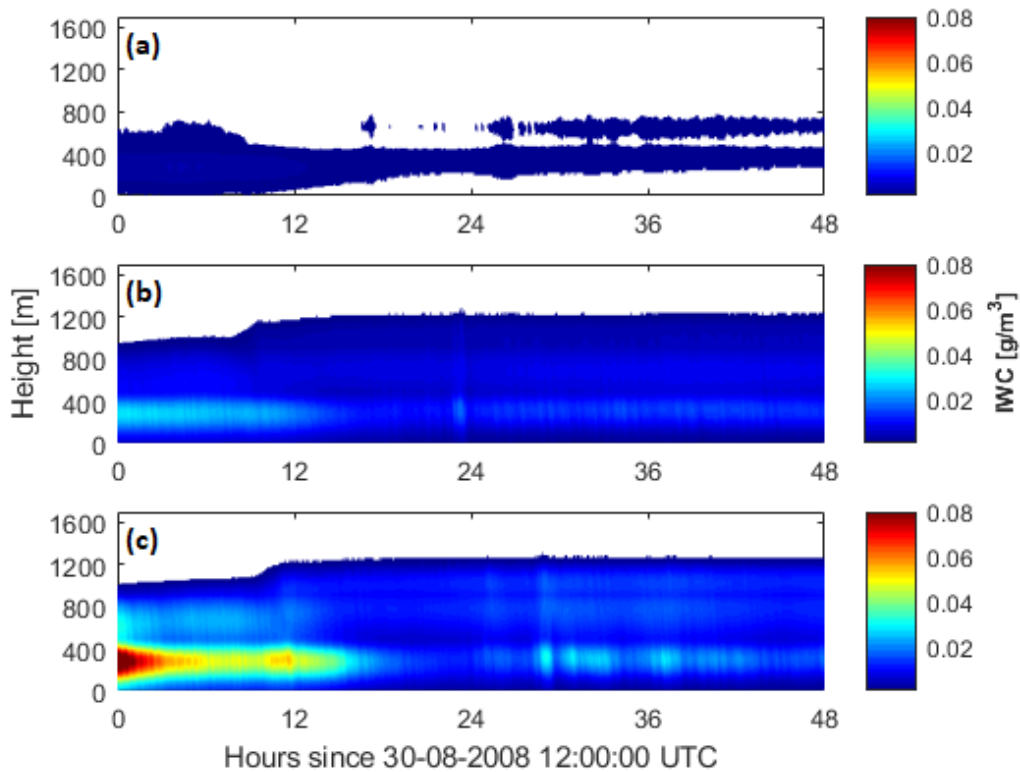
4.2.2 Αρχικές συγκεντρώσεις IN

Όπως έχει ήδη συζητηθεί, η μεγάλη συχνότητα εμφάνισης καθώς και η παραμονή των νεφών μικτής-φάσης για περιόδους ημερών ή εβδομάδων είναι απροσδόκητη (Verlinde et al., 2007; Shupe, 2011), λόγω της μικροφυσικής αστάθειας που χαρακτηρίζει τη δομή τους. Μία μικρή αύξηση στις συγκεντρώσεις των διαθεσίμων IN και κατ' επέκταση των παγοκρυστάλλων μπορεί να οδηγήσει γρήγορα στην πλήρη παγοποίηση και τη μετέπειτα διάλυση του νέφους, μέσω του μηχανισμού WBF (Murray et al., 2012). Ένα δεύτερο σετ προσομοιώσεων σχεδιάστηκε προκειμένου να μελετηθούν οι μηχανισμοί ανάδρασης που εμπλέκουν τη μικροφυσική, την ακτινοβολία και τη δυναμική του προσομοιωμένου νέφους μικτής-φάσης, ύστερα από αλλαγές στις αρχικές συγκεντρώσεις των IN στην ατμόσφαιρα. Στις δύο δοκιμές ευαισθησίας οι αρχικές συγκεντρώσεις των IN ορίστηκαν ίσες με 0.02 L^{-1} (IN0p02) και 1.00 L^{-1} (IN1p00). Στην προσομοίωση αναφοράς η αρχική συγκέντρωση των IN είναι ίση με 0.20 L^{-1} και συμβολίζεται με IN0p20.

Στα σχήματα 4.16 και 4.17 που ακολουθούν παρουσιάζονται τα αποτελέσματα του μοντέλου αναφορικά με τις οριζοντίως μεσοποιημένες κατακόρυφες κατανομές των ποσοτήτων LWC και IWC, όπως προκύπτουν από τις τρεις προσομοιώσεις. Σε όλες τις προσομοιώσεις τα νέφη εμφανίζουν την τυπική δομή των στρωματόμορφων νεφών μικτής-φάσης, που παρατηρούνται στην Αρκτική, με το χαρακτηριστικό λεπτό στρώμα υγρών υδρομετεώρων να είναι συγκεντρωμένο στην κορυφή τους και τις μεγαλύτερες ποσότητες πάγου να διασκορπίζονται κάτω από το στρώμα αυτό μέχρι και την επιφάνεια. Μετά τη $\sim 10^1$ ώρα της προσομοίωσης το ύψος της κορυφής των νεφών φαίνεται να σταθεροποιείται, ενώ δεν παρουσιάζει μεγάλες διαφοροποιήσεις ανάμεσα στις τρεις προσομοιώσεις. Μεταβάλλεται ωστόσο το ύψος της βάσης των νεφών με αποτέλεσμα στην προσομοίωση IN0p02 το γεωμετρικό πάχος του παραγόμενου νέφους να εμφανίζεται μεγαλύτερο κατά $\sim 15\%$ σε σχέση με την προσομοίωση αναφοράς, ενώ εκείνο της προσομοίωσης IN1p00 εμφανίζεται $\sim 37\%$ μικρότερο. Στην προσομοίωση IN0p02, όταν η αρχική συγκέντρωση των IN μειώθηκε σε σχέση με τη συγκέντρωση αναφοράς, το LWC αυξήθηκε έως τα $\sim 0.4 \text{ g/m}^3$, ενώ οι τιμές του IWC έπεσαν στα $\sim 10^{-3} \text{ g/m}^3$ κοντά στην επιφάνεια (Σχήμα 4.16a και 4.17a). Από την άλλη πλευρά η αύξηση του αριθμού των IN (IN1p00), φαίνεται να οδηγεί σε σημαντική αύξηση ($>200\%$) των παγωμένων κατακρημνισμάτων που εκτείνονται έως την επιφάνεια (Σχήμα 4.17c), ενώ αντίθετα οι μέγιστες τιμές του LWC παρουσιάζουν μείωση κατά $\sim 30\%$. Τα αποτελέσματα αυτά επιβεβαιώνουν τη μεγάλη ευαισθησία που παρουσιάζουν οι μικροφυσικές ιδιότητες των νεφών μικτής-φάσης σε δυναμικές μεταβολές των συγκεντρώσεων των IN. Στο συμπέρασμα αυτό καταλήγουν πολλές μελέτες προσομοίωσης που έχουν διεξαχθεί έως τώρα (Pinto, 1998; Jiang et al., 2000; H. Morrison et al., 2005). Αναλυτικότερη περιγραφή των δοκιμών ευαισθησίας πραγματοποιείται παρακάτω.



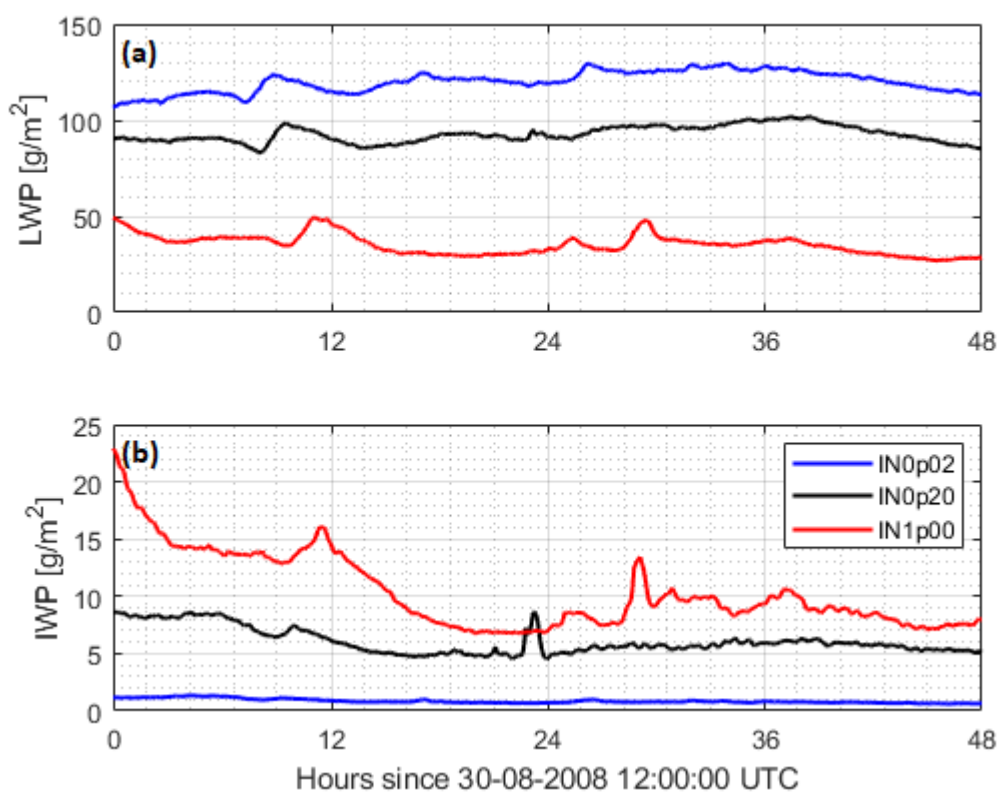
Σχήμα 4.16 Χρονοσειρές καθ' ύψος της ποσότητας LWC [g/m^3] όπως προέκυψαν από τις δοκιμές προσομοίωσης (a) IN0p02, (b) IN0p20 (control simulation) και (c) IN1p00, του μοντέλου κατά την περίοδο μελέτης.



Σχήμα 4.17 Χρονοσειρές καθ' ύψος της ποσότητας IWC [g/m^3] όπως προέκυψαν από τις δοκιμές προσομοίωσης (a) IN0p02, (b) IN0p20 (control simulation) και (c) IN1p00, του μοντέλου κατά την περίοδο μελέτης.

Αντίστοιχα, οι χρονοσειρές των ποσοτήτων LWP και IWP δίνονται στο Σχήμα 4.18, για τις τρεις προσομοιώσεις ευαισθησίας. Η προσομοίωση IN1p00 παράγει τον περισσότερο πάγο λόγω της ενισχυμένης δράσης του μηχανισμού WBF και το λιγότερο νερό. Συγκεκριμένα, αυξανόμενης της συγκέντρωσης των IN υποβάθρου (IN1p00) μειώνονται οι τιμές του LWP κατά ~60%, ενώ παράλληλα αυξάνονται οι τιμές του IWP κατά ~70%, σε σχέση με την προσομοίωση αναφοράς. Με τη μείωση των αρχικών συγκεντρώσεων των IN (IN0p02) η χρονοσειρά του LWP παρουσιάζεται αυξημένη κατά ένα ποσοστό ~30%, ενώ η χρονοσειρά του IWP ελαττωμένη κατά ~85%, σε σύγκριση με την προσομοίωση ελέγχου. Η απόκριση του νεφικού συστήματος στις συγκεκριμένες μεταβολές συμφωνεί με τα αποτελέσματα προηγούμενων μελετών (Harrington *et al.*, 1999; Prenni *et al.*, 2007; Morrison *et al.*, 2008).

Οι υψηλές συγκεντρώσεις IN στην ατμόσφαιρα (IN1p00) οδηγούν στο σχηματισμό περισσότερων παγοκρυστάλλων (Σχήμα 4.19a), οι οποίοι μπορεί να επηρεάσουν σημαντικά την υγρή φάση του νερού μέσω του συναγωνισμού για τους διαθέσιμους υδρατμούς (Ενότητα 2.2.3). Η περεταίρω ανάπτυξη των σωματιδίων πάγου μέσω απόθεσης υδρατμών οδηγεί στην ταχεία αύξηση του IWP και τη μετέπειτα γρήγορη κατανάλωση του LWP (Fu and Xue, 2017). Η επιλογή της τιμής 1.00 L^{-1} , ως ένα ακραίο σενάριο αυξημένων συγκεντρώσεων IN στην ατμόσφαιρα, παρόλο που φαίνεται να μειώνει το πάχος και το περιεχόμενο του νέφους σε νερό, εντούτοις δεν είναι ικανή να προκαλέσει την πλήρη κρυστάλλωση και τη μετέπειτα διάλυση του νέφους μικτής-φάσης. Σε αντίστοιχες μελέτες των Loewe *et al.*, (2017) και Young *et al.*, (2017), οι αρχικές συγκεντρώσεις των IN έπρεπε να τεθούν μεγαλύτερες από 1.00 L^{-1} , ώστε η προσομοίωση να οδηγήσει τελικά στη διάλυση της νέφωσης μικτής-φάσης. Στη μελέτη του Stevens *et al.*, (2018) το μοντέλο MIMICA προέβλεψε την πλήρη παγοποίηση της νέφωσης όταν η τιμή των IN επιλέχθηκε ίση με 1.00 L^{-1} με τη διαφορά ότι η ενεργοποίηση των IN και CCN δεν ήταν προγνωστική, όπως στην παρούσα μελέτη. Επομένως η επιλογή των αρχικών συγκεντρώσεων των IN και CCN προκαθόριζε τις συγκεντρώσεις των παγοκρυστάλλων και των νεφοσταγόνων καθ' όλη τη διάρκεια της προσομοίωσης.

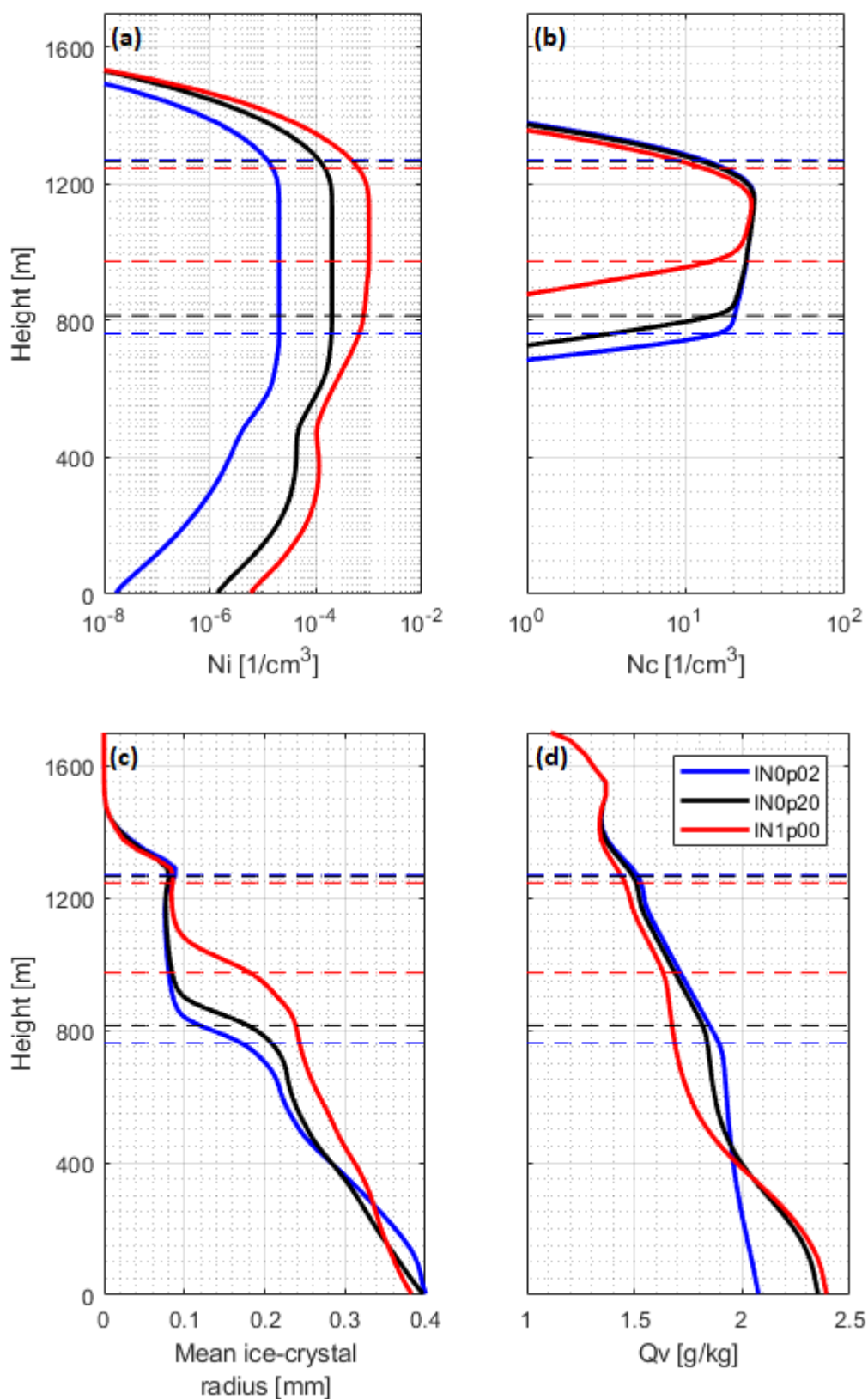


Σχήμα 4.18 Χρονοσειρές των ποσοτήτων (a) LWP [g/m^2] και (b) IWP [g/m^2], από τα δεδομένα των προσομοιώσεων IN0p02 (μπλε γραμμή), IN0p20 (μαύρη γραμμή) και IN1p00 (κόκκινη γραμμή).

Για την καλύτερη εικόνα της επίδρασης που έχει η μεταβολή του αριθμού των IN στη μικροφυσική δομή του νέφους, η υπόλοιπη ανάλυση εστιάζει στα κατακόρυφα προφίλ που προκύπτουν από τις προσομοιώσεις ενδιαφέροντος. Στο Σχήμα 4.19 παρουσιάζονται τα χρονικά μεσοποιημένα (24h-48h) κατακόρυφα προφίλ των συγκεντρώσεων των παγοκρυστάλλων και των νεφοσταγόνων, που απαρτίζουν το προσομοιωμένο νέφος, η μέση ακτίνα των παγοκρυστάλλων σε αυτό καθώς η αναλογία μίγματος υδρατμών. Σε όλα τα διαγράμματα διακρίνεται το ύψος της κορυφής και της βάσης του νέφους για την εκάστοτε προσομοίωση. Από το Σχήμα 4.19a επιβεβαιώνεται η υπόθεση που έγινε και προηγουμένως, ότι η αύξηση του αριθμού των αιωρούμενων σωματιδίων, που μπορούν να δράσουν ως πυρήνες πάγου στην ατμόσφαιρα, αυξάνει και την αριθμητική συγκέντρωση των παγοκρυστάλλων που σχηματίζονται τελικά στα προσομοιωμένα νέφη. Οι μέγιστες συγκεντρώσεις των παραγόμενων παγοκρυστάλλων, διαφέρουν κατά μία τάξη μεγέθους μεταξύ των προσομοιώσεων. Επιπλέον, οι συγκεντρώσεις των παγοκρυστάλλων στο εσωτερικό των νεφών παρουσιάζονται έως και 5 τάξεις μεγέθους μικρότερες σε σχέση με τις αριθμητικές συγκεντρώσεις των σταγόνων στα νέφη (Σχήμα 4.19b). Η διαφορά ανάμεσα στις τάσεις κορεσμένων υδρατμών πάνω από επιφάνεια νερού και πάγου μεγιστοποιείται κοντά στην κορυφή του νέφους, όπου οι θερμοκρασίες είναι πολύ χαμηλές, με αποτέλεσμα ο πάγος να αυξάνεται πολύ γρήγορα εις βάρος των νεφοσταγόνων. Γι' αυτό οι μέγιστες αριθμητικές συγκεντρώσεις των παγοκρυστάλλων εμφανίζονται κοντά στην κορυφή του νέφους (Σχήμα 4.19a) (Harrington et al., 1999).

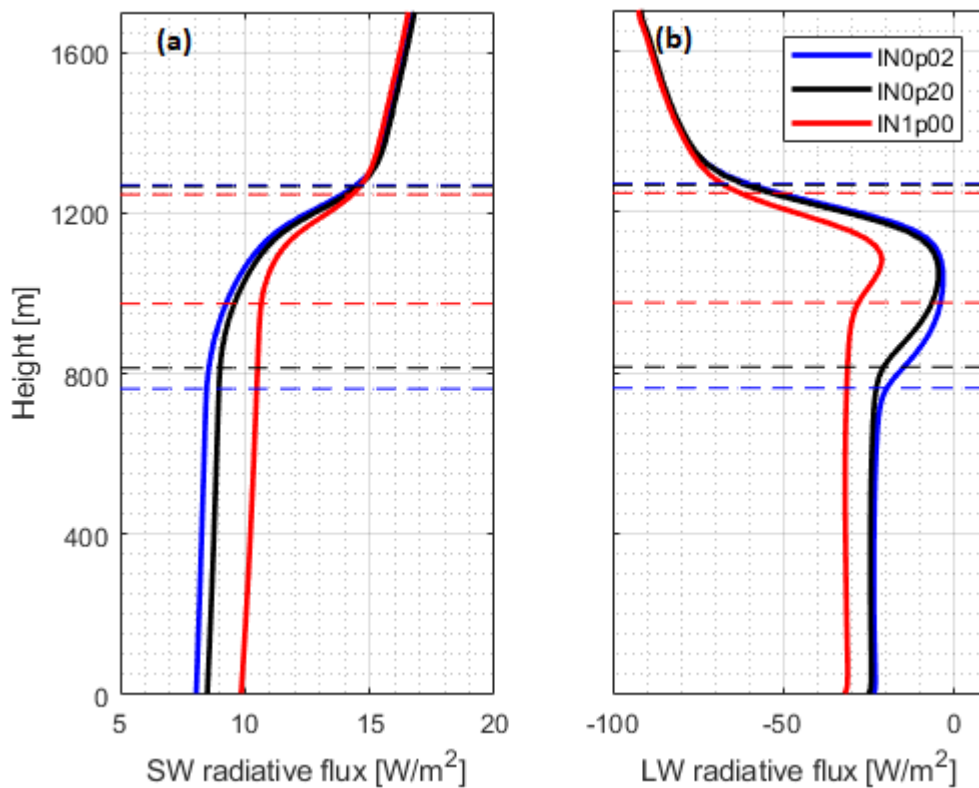
Στο Σχήμα 4.19b εμφανίζεται έντονη διαφορά του ύψους, της βάσης του νέφους στην εκάστοτε προσομοίωση που σχετίζεται άμεσα με την υγρασία των ατμοσφαιρικών στρωμάτων. Πράγματι, στην περίπτωση IN0p02 η αναλογία μίγματος των υδρατμών (Σχήμα 4.19d) είναι μεγαλύτερη έναντι της IN1p00 και αυτό επιτρέπει την κατακόρυφη επέκταση της βάσης του νέφους σε χαμηλότερα ύψη στην ατμόσφαιρα. Ωστόσο, στο στρώμα αέρα κοντά στην επιφάνεια (κάτω από τα ~400m ύψος στην ατμόσφαιρα) η αναλογία μίγματος της προσομοίωσης IN1p00 εμφανίζεται μεγαλύτερη σε σύγκριση με την προσομοίωση IN0p02, λόγω της εξάχνωσης που υφίστανται οι σημαντικές ποσότητες παγωμένων υδρομετεώρων που καθιζάνουν (Harrington et al., 1999).

Τέλος, η διαθεσιμότητα των IN και κατ' επέκταση των συγκεντρώσεων των παγωμένων σωματιδίων, επηρεάζει τις προβλεπόμενες μέσες ακτίνες αυτών (Σχήμα 4.19c). Συγκεκριμένα, μέσα στο στρώμα του νέφους με την αύξηση του αριθμού των παγοκρυστάλλων, αυξάνεται και η μέση ακτίνα αυτών. Το αποτέλεσμα αυτό έρχεται σε αντίθεση με τα αποτελέσματα προηγούμενων μελετών (Harrington et al., 1999; Morrison et al., 2008), οι οποίες υποστηρίζουν ότι η αναμενόμενη συμπεριφορά του συστήματος ύστερα από ενδεχόμενη αύξηση των παγοκρυστάλλων στο εσωτερικό του, είναι η λιγότερο αποτελεσματική αύξηση του μεγέθους αυτών. Αυτό διότι, περισσότεροι παγοκρύσταλλοι συναγωνίζονται για τους διαθέσιμους υδρατμούς στα νέφη, προκειμένου να αναπτυχθούν. Το αντίθετο αποτέλεσμα της παρούσας μελέτης, οφείλεται πιθανότατα στην ενισχυμένη δράση του μηχανισμού WBF, μέσω του οποίου παρουσία υψηλών συγκεντρώσεων παγοκρυστάλλων στο νέφος, εντείνεται η εξάτμιση των γειτονικών νεφοσταγόνων, δημιουργώντας μία σημαντική πρόσθετη πηγή υδρατμών για την περαιτέρω ανάπτυξη των σωματιδίων πάγου (Ενότητα 2.2.3). Η αύξηση του μεγέθους των παγοκρυστάλλων στην προσομοίωση αυτή κάνει πιο αποτελεσματική την περαιτέρω ανάπτυξη τους μέσω των μηχανισμών riming και συγκρούσεων-συνενώσεων και οδηγεί σε περισσότερες παγωμένες κατακρημνίσεις, που φαίνονται στο Σχήμα 4.17c, τη χρονική περίοδο 24h-48h.



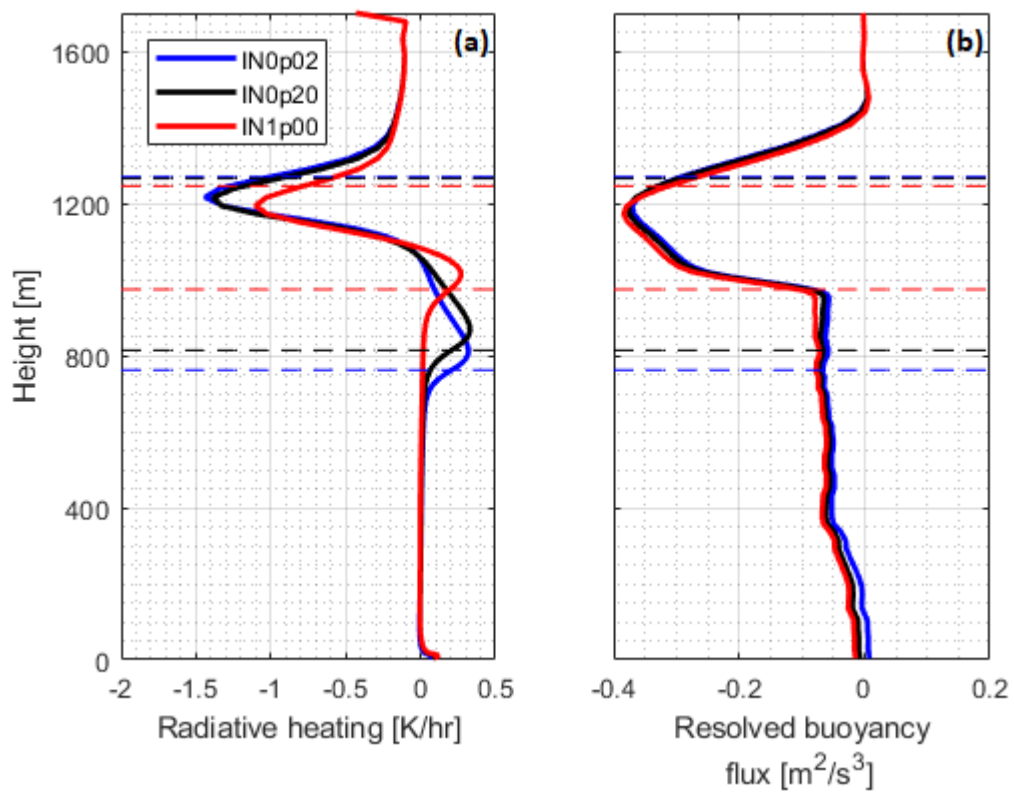
Σχήμα 4. 19 Χρονικά μεσοποιημένα προφίλ (24h-48h) της αριθμητικής συγκέντρωσης (a) των παγοκρυστάλλων [cm^{-3}] και (b) των νεφοσταγόνων [cm^{-3}], καθώς και (c) της μέσης ακτίνας των παγοκρυστάλλων [mm] και (d) της αναλογίας μίγματος υδρατμών [g/kg], από τα δεδομένα των προσομοιώσεων IN0p02 (μπλε γραμμή), IN0p20 (μαύρη γραμμή) και IN1p00 (κόκκινη γραμμή). Η οριζόντια κλίμακα των a και b είναι λογαριθμική.

Τα χρονικά μεσοποιημένα κατακόρυφα προφίλ (24h-48h) των καθαρών ροών ακτινοβολίας μικρού και μεγάλου μήκους κύματος για τις τρεις προσομοιώσεις ευαισθησίας, δίνονται στο Σχήμα 4.20. Έχει ενδιαφέρον ότι οι καθαρές ροές ακτινοβολίας SW και LW δεν διαφοροποιούνται σημαντικά στην περιοχή πάνω από την κορυφή του νέφους. Η αυξημένη παγοποίηση και το μικρότερο LWP, που παρατηρείται στην προσομοίωση του νέφους IN1p00 (Σχήμα 4.18), μειώνει την εκπομπή ακτινοβολίας και το μετατρέπει σε φαιό-σώμα (grey-body) στο LW τμήμα του ενεργειακού φάσματος (Solomon et al., 2018). Αυτό σημαίνει ότι περισσότερη γήινη εκπεμπόμενη ακτινοβολία μπορεί να το διαπεράσει και να διαφύγει στο διάστημα, αντί να απορροφηθεί από αυτό και να επανεκπεμφθεί. Η μείωση στην ένταση της κατερχόμενης LW ακτινοβολίας από το νέφος, σε συνδυασμό με την αυξημένη διαπερατότητα στην ανερχόμενη γήινη LW ακτινοβολία, δημιουργεί τις μειωμένες καθαρές ροές της LW ακτινοβολίας (κατά $\sim 10 \text{ W/m}^2$) στην προσομοίωση IN1p00, έναντι της προσομοίωσης ελέγχου (Σχήμα 4.20b). Στην προσομοίωση IN0p02 όπως και στην προσομοίωση αναφοράς το νέφος εκπέμπει ως μέλαν σώμα, οπότε και η μικρή αύξηση που παρατηρείται στις τιμές του LWP, στην περίπτωση IN0p02, δεν φαίνεται να επιδρά σημαντικά στο προφίλ των καθαρών ροών της LW ακτινοβολίας (Morrison et al., 2008). Για τους ίδιους λόγους επηρεάζονται περισσότερο οι καθαρές ροές της SW ακτινοβολίας στη δοκιμή ευαισθησίας IN1p00 σε σχέση με την IN0p02. Η μικρότερη ποσότητα LWC που σημειώνεται στην προσομοίωση IN1p00 μειώνει το οπτικό πάχος απορρόφησης του νέφους, σε σχέση με τη βασική προσομοίωση. Η συμπεριφορά αυτή αποτυπώνεται στο Σχήμα 4.20b, όπου η ροή της SW που φτάνει τελικά στην επιφάνεια είναι μεγαλύτερη κατά $\sim 2.5 \text{ W/m}^2$ για την περίπτωση IN1p00.



Σχήμα 4.20 Χρονικά μεσοποιημένα προφίλ (24h-48h) της (a) καθαρής ροής ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος [W/m^2] και (b) καθαρής ροής ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος [W/m^2], από τα δεδομένα των προσομοιώσεων IN0p02 (μπλε γραμμή), IN0p20 (μαύρη γραμμή) και IN1p00 (κόκκινη γραμμή).

Τέλος, επιχειρείται η διερεύνηση του ρυθμού θέρμανσης ή ψύξης λόγω ακτινοβολίας με τις ροές άνωσης στο εσωτερικό των νεφών μικτής-φάσης. Στο Σχήμα 4.21 παρουσιάζονται τα αντίστοιχα προφίλ, ύστερα από την εικοσιτετράωρη χρονική μεσοποίηση των αποτελεσμάτων του μοντέλου. Το μοντέλο προβλέπει ψύξη λόγω ακτινοβολίας κοντά στην κορυφή και των τριών προσομοιώσεων. Μικρότερη ψύξη επάγεται από το νέφος που έχει τη μικρότερη περιεκτικότητα νερού συγκεντρωμένη στην κορυφή του. Γι' αυτό το λόγο ο ρυθμός ψύξης εντοπίζεται ελαφρώς μικρότερος στην κορυφή του νέφους της προσομοίωσης IN1p00 (Σχήμα 4.21a). Η προσομοίωση IN0p02 παρουσιάζει ανεπαίσθητες διαφορές με την προσομοίωση ελέγχου, για τους λόγους που αναλύθηκαν παραπάνω. Οι μεγαλύτεροι ρυθμοί ψύξης της προσομοίωσης IN0p02 βοηθούν τη διατήρηση του κορεσμού ως προς την υγρή φάση του νερού, ευνοώντας την περαιτέρω συμπύκνωση/εξάτμιση, που λαμβάνει χώρα στο εσωτερικό του νέφους. Με αυτόν τον τρόπο το στρώμα των νεφοσταγόνων στην κορυφή του νέφους καταφέρνει να διατηρείται αμείωτο μέχρι το τέλος της προσομοίωσης (Σχήμα 4.16a) (Fu and Xue, 2017). Και στις τρεις προσομοιώσεις σημειώνεται θέρμανση λόγω ακτινοβολίας σε ένα μικρό στρώμα κοντά στη βάση των νεφών. Πιθανολογείται ότι αυτή η θέρμανση προέρχεται κυρίως από την έντονη απορρόφηση της LW ακτινοβολίας που εκπέμπεται όχι μόνο από το στρώμα νεφοσταγόνων στην κορυφή των νεφών αλλά και από την υπερκείμενη ατμόσφαιρα. Αυτό που προκαλεί έκπληξη είναι το γεγονός ότι οι ροές άνωσης στο εσωτερικό των νεφών δεν παρουσιάζουν ευαισθησία στις μεταβολές των συγκεντρώσεων των IN, παρά τις έντονες διαφοροποιήσεις στις κατανομές του νερού και του πάγου στο εσωτερικό των νεφών. Οι μεγάλες αρνητικές ροές άνωσης που εντοπίζονται κοντά στην κορυφή των νεφών επιφέρουν τη μετέπειτα τυρβώδη ανάμειξη του οριακού στρώματος, με αποτέλεσμα οι υδρατμοί που βρίσκονται κοντά στην επιφάνεια να μπορούν να μεταφερθούν προς τα πάνω (Harrington et al., 1999), συμβάλλοντας στη διατήρηση του νεφικού στρώματος μικτής-φάσης που διακρίνεται καθ' όλη τη διάρκεια και των τριών προσομοιώσεων.

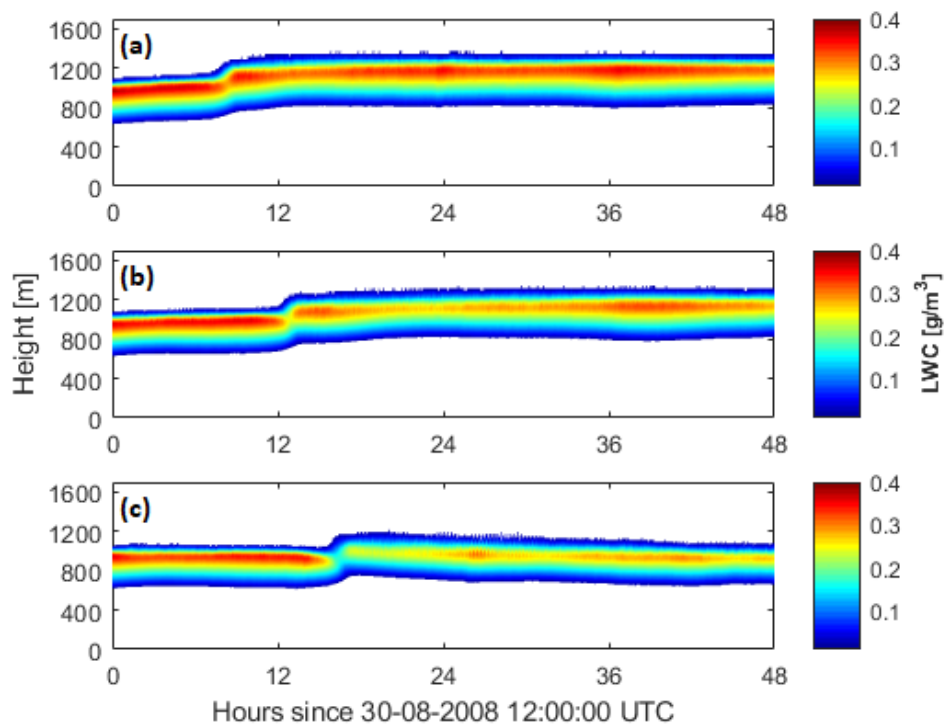


Σχήμα 4.21 Χρονικά μεσοποιημένα προφίλ (24h-48h) των ποσοτήτων (a) ρυθμός θέρμανσης λόγω ακτινοβολίας [K/hr] και (b) ροές άνωσης [m²/s³], από τα δεδομένα των προσομοιώσεων IN0p02 (μπλε γραμμή), IN0p20 (μαύρη γραμμή) και IN1p00 (κόκκινη γραμμή).

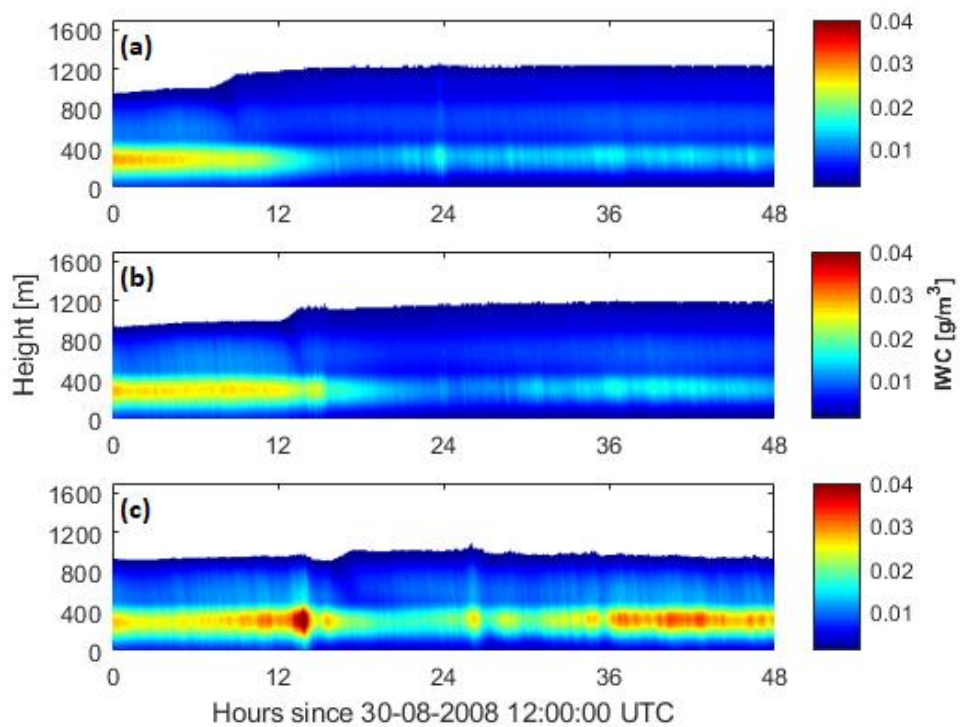
4.2.3 Μεγάλης-κλίμακας καθίζηση

Σκοπός της παρούσας ενότητας είναι η μελέτη της μικροφυσικής απόκρισης του προσομοιωμένου νέφους μικτής-φάσης σε εξωτερικούς εξαναγκασμούς, που σχετίζονται με τη μεγάλης-κλίμακας καθίζηση. Η καθίζηση, που συνδέεται με τα συστήματα υψηλών πιέσεων, όπως εκείνο που παρατηρήθηκε κατά τη διάρκεια της περιόδου ενδιαφέροντος, επηρεάζει τη μικροφυσική εξέλιξη των νεφών, εντός του οριακού στρώματος (Young et al., 2018). Ωστόσο, η σχέση ανάμεσα σε αυτόν τον εξαναγκασμό και τη μικροφυσική των νεφών μικτής-φάσης δεν έχει εξεταστεί ακόμα εκτενώς. Ο υπολογισμός της καθίζησης στα LES πραγματοποιείται μέσω της οριζόντιας απόκλισης (Ενότητα 3.1), με τιμές που κυμαίνονται συχνά από $2.5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (Solomon et al., 2015) έως $5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (Ovchinnikov et al., 2011). Το τελευταίο σετ προσομοιώσεων περιλαμβάνει δύο δοκιμές ευαισθησίας, στις οποίες η τιμή της απόκλισης είναι ίση με $1.5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (div1.5) και $3 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (div3.0), αντίστοιχα. Στην προσομοίωση ελέγχου δεν υπάρχει καθίζηση και συμβολίζεται με div0.0.

Στα Σχήματα 4.22 και 4.23 που παρουσιάζονται οι κατακόρυφες κατανομές των ποσοτήτων LWC και IWC, όπως προκύπτουν από τις τρεις προσομοιώσεις. Η θεώρηση της καθίζησης είναι αναγκαία στη διατήρηση του ύψους του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος και κατ'επέκταση του ύψους των νεφών που σχηματίζονται εντός αυτού. Στην προσομοίωση ελέγχου (div0.0) η μη θεώρηση εξαναγκασμού μεγάλης-κλίμακας επιτρέπει στο νέφος να ανέλθει σε μεγαλύτερα ύψη. Αντίθετα, η αύξηση του ρυθμού καθίζησης έχει τη μεγαλύτερη επίδραση στο νέφος (div3.0), με περιορισμένη κατακόρυφη ανάπτυξη (Σχήμα 4.22c). Στις δοκιμές ευαισθησίας, div1.5 και div3.0, το πάχος του νέφους εμφανίζεται μειωμένο κατά ~7% και ~20%, αντίστοιχα. Εντούτοις, οι Young et al., (2018) δεν παρατήρησαν μείωση του γεωμετρικού πάχους του νέφους ως απόκριση της αυξημένης ταχύτητας καθίζησης σε ανάλογη μελέτη νεφών μικτής-φάσης τύπου Sc. Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν ωστόσο στη μελέτη των Young et al., (2018) αφορούν διαφορετική πειραματική καμπάνια, που πραγματοποιήθηκε στην περιοχή της Αρκτικής κατά την περίοδο της άνοιξης του 2013. Αυξανόμενη της απόκλισης οι τιμές του LWC παρουσιάζουν μείωση (Σχήμα 4.22). Οι μέγιστες τιμές του IWC, από την άλλη πλευρά, παρουσιάζουν μία αύξηση που γίνεται εντονότερη στην προσομοίωση div3.0, στην οποία κατά διαστήματα οι τιμές του IWC εμφανίζονται έως και 50% μεγαλύτερες, σε σχέση με την προσομοίωση αναφοράς (Σχήμα 4.23). Προκειμένου να κατανοηθεί καλύτερα ο ρόλος της δυναμικής, ή πιο συγκεκριμένα, ο ρόλος των κατακόρυφων κινήσεων στη διατήρηση της δομής του νέφους παρουσιάζονται αμέσως παρακάτω επιλεγμένες χρονοσειρές και μέσα προφίλ ορισμένων βασικών παραμέτρων για το νέφος.

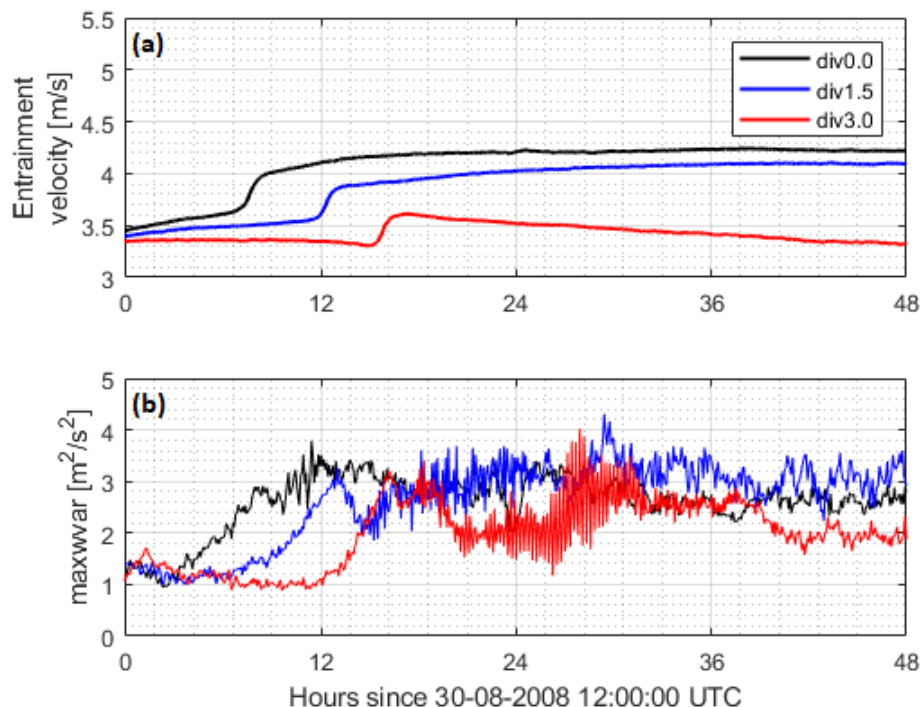


Σχήμα 4.22 Χρονοσειρές καθ' ύψος της ποσότητας LWC [g/m^3] όπως προέκυψαν από τις δοκιμές προσομοίωσης (a)div0.0 (control simulation), (b) div1.5 και (c) div3.0, του μοντέλου κατά την περίοδο μελέτης.



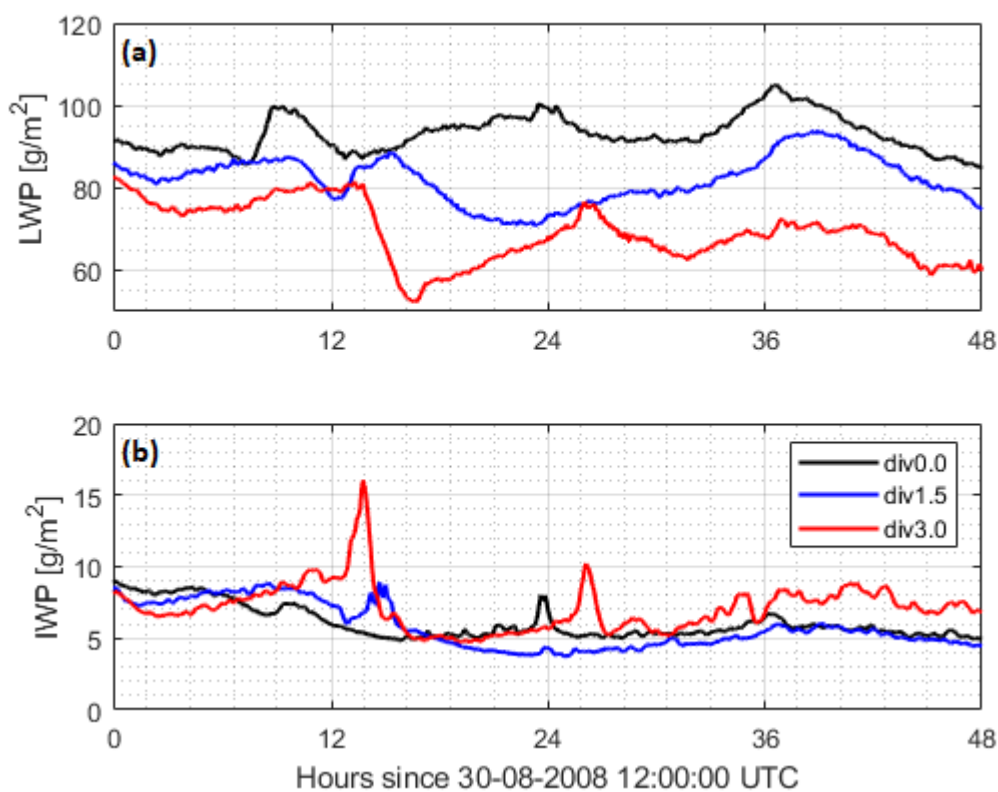
Σχήμα 4.23 Χρονοσειρές καθ' ύψος της ποσότητας IWC [g/m^3] όπως προέκυψαν από τις δοκιμές προσομοίωσης (a) div0.0 (control simulation), (b) div1.5 και (c) div3.0, του μοντέλου κατά την περίοδο μελέτης.

Η μεταβολή της ταχύτητας καθίζησης έχει επισημανθεί από πολλές μελέτες ότι επηρεάζει σημαντικά την ταχύτητα εισροής των αερίων μαζών στη βάση της αναστροφής (Onchinnikov et al., 2011; Feingold et al., 2015; Young et al., 2018). Γι' αυτό το λόγο στο Σχήμα 4.24 παρουσιάζεται αρχικά η χρονική εξέλιξη της ταχύτητας εισροής και της μέγιστης διακύμανσης της κατακόρυφης ταχύτητας, των προσομοιώσεων ευαισθησίας. Η αύξηση της καθίζησης (στις προσομοιώσεις div1.5 και div3.0), σε σχέση με την προσομοίωση αναφοράς, μειώνει το ρυθμό με τον οποίο ο υπερκείμενος αέρας εισρέει στο νεφικό στρώμα (Σχήμα 4.24a). Η μέγιστη διακύμανση της κατακόρυφης ταχύτητας, μπορεί να δώσει την εξήγηση για το συγκεκριμένο μηχανισμό ανάδρασης. Μέχρι τις πρώτες ~12 ώρες της προσομοίωσης οι χρονοσειρές των δύο ποσοτήτων παρουσιάζουν μεγάλη συμφωνία. Η αυξημένη καθίζηση των περιπτώσεων div1.5 και div3.0 αρχικά μειώνει τις διακυμάνσεις της κατακόρυφης ταχύτητας καθιστώντας την κυκλοφορία στο εσωτερικό των νεφών λιγότερο τυρβώδη (Σχήμα 4.24b). Ειδικά στην προσομοίωση div3.0 η εισροή αέρα από τα ανώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα καθίσταται σημαντικά πιο δύσκολη, λόγω της μειωμένης τύρβης που συναντάται εντός του νέφους, σε σύγκριση με την προσομοίωση αναφοράς. Στην πορεία της προσομοίωσης η διακύμανση της κατακόρυφης ταχύτητας στην περίπτωση div1.5 αυξάνεται και αυτό αποτυπώνεται και στη χρονοσειρά της ταχύτητας εισροής, αφού φαίνεται να προσεγγίζει την καμπύλη της προσομοίωσης ελέγχου. Πρέπει ακόμα να σημειωθεί ότι εμφανίζονται αριθμητικές αστάθειες στις χρονοσειρές div1.5 και div3.0, που γίνονται πιο έντονες στο διάστημα μεταξύ 20-30 ωρών της προσομοίωσης (Σχήμα 4.24b). Παρά το γεγονός ότι αναφέρονται σε διαφορετικό πείραμα, οι Young et al. (2018) ερμήνευσαν την εμφάνιση της αστάθειας στις προσομοιώσεις λόγω επιβολής αυξημένης καθίζησης.



Σχήμα 4.24 Χρονοσειρές των ποσοτήτων (a) ταχύτητας εισροής [m/s] και (b) μέγιστης διακύμανσης της κατακόρυφης ταχύτητας [m²/s²], από τα δεδομένα των προσομοιώσεων div0 (μαύρη γραμμή), div1.5 (μπλε γραμμή) και div3.0 (κόκκινη γραμμή).

Οι χρονοσειρές LWP και IWP παρουσιάζονται στο Σχήμα 4.25 και πρακτικά παρουσιάζουν την ίδια συμπεριφορά με τα LWC και IWC (Σχήματα 4.22 και 4.23). Οι αυξημένες τιμές της απόκλισης προκαλούν αρχικά μία μείωση και στις δύο χρονοσειρές, η οποία εξακολουθεί να παρατηρείται στη χρονοσειρά του LWP, ενώ το IWP στη συνέχεια μεταβάλλεται με αντίστροφο τρόπο. Αυτό που έχει ενδιαφέρον είναι ότι οι αυξομειώσεις των LWP και IWP συμπίπτουν χρονικά σε μεγάλο βαθμό, ιδιαίτερα στην προσομοίωση div3.0. Η απότομη μείωση που διακρίνεται στις δύο χρονοσειρές της προσομοίωσης αυτής μετά τη ~13^η ώρα της προσομοίωσης φαίνεται επίσης να ταυτίζεται με την απότομη αύξηση του ρυθμού εισροής. Προκειμένου να γίνει κατανοητή αυτή η συσχέτιση εξετάζονται παρακάτω τα κατακόρυφα προφίλ βασικών ατμοσφαιρικών παραμέτρων, όπως της θερμοκρασίας και της υγρασίας, τα οποία προσφέρουν μία καλύτερη εικόνα για το οριακό στρώμα αλλά και τις ατμοσφαιρικές συνθήκες που επικρατούν πάνω από αυτό.

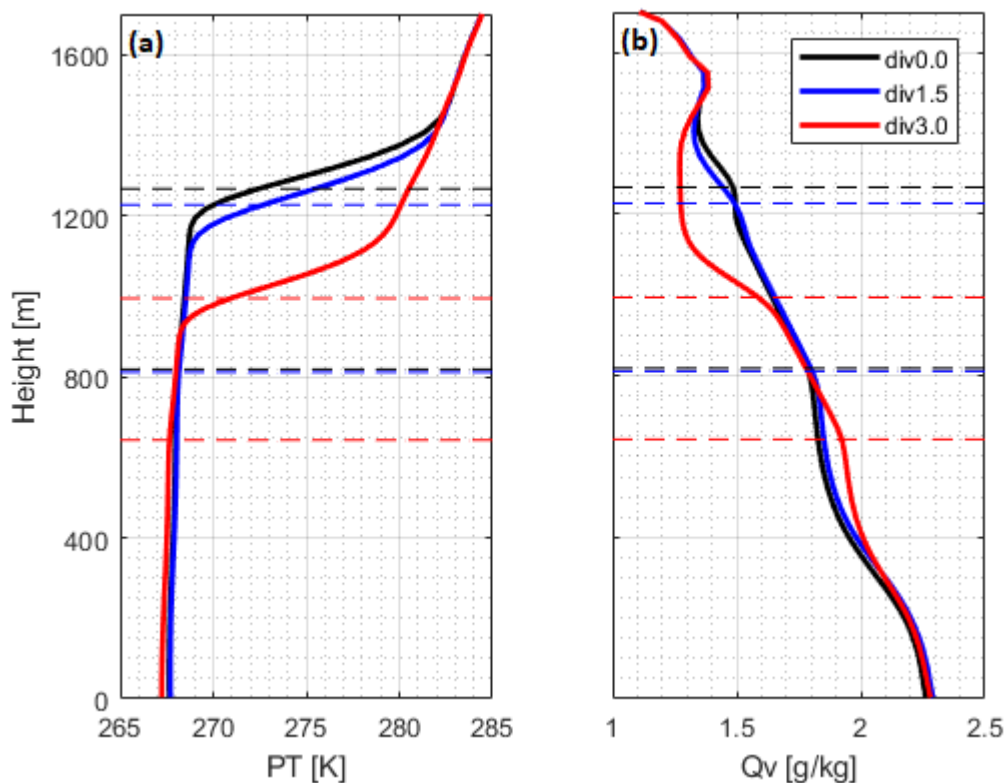


Σχήμα 4.25 Χρονοσειρές των ποσοτήτων (a) LWP [g/m^2] και (b) IWP [g/m^2], από τα δεδομένα των προσομοιώσεων div0 (μαύρη γραμμή), div1.5 (μπλε γραμμή) και div3.0 (κόκκινη γραμμή).

Στο Σχήμα 4.26 απεικονίζονται τα μεσοποιημένα προφίλ καθ' ύψος της δυνητικής θερμοκρασίας και της αναλογίας μίγματος υδρατμών, για το τελευταίο δωδεκάωρο της προσομοίωσης. Σε όλα τα κατακόρυφα προφίλ διακρίνεται το ύψος της κορυφής και της βάσης του νέφους για την εκάστοτε προσομοίωση. Από το προφίλ της δυνητικής θερμοκρασίας (Σχήμα 4.26a) φαίνεται ότι με την αύξηση της καθίζησης το ύψος του στρώματος ανάμειξης μετατοπίζεται σε πιο χαμηλά στρώματα στην ατμόσφαιρα, γεγονός που συμπαρασύρει και το επίπεδο των νεφών. Συγκεκριμένα, η κορυφή της αναστροφής φαίνεται να κατέρχεται σταδιακά από τα ~1200 m, που βρισκόταν στην προσομοίωση ελέγχου, στο επίπεδο των ~1100

και ~920 m, αντίστοιχα. Η ένταση της θερμοκρασιακής αναστροφής, ωστόσο, φαίνεται να μην επηρεάζεται από την αύξηση της ταχύτητας καθίζησης.

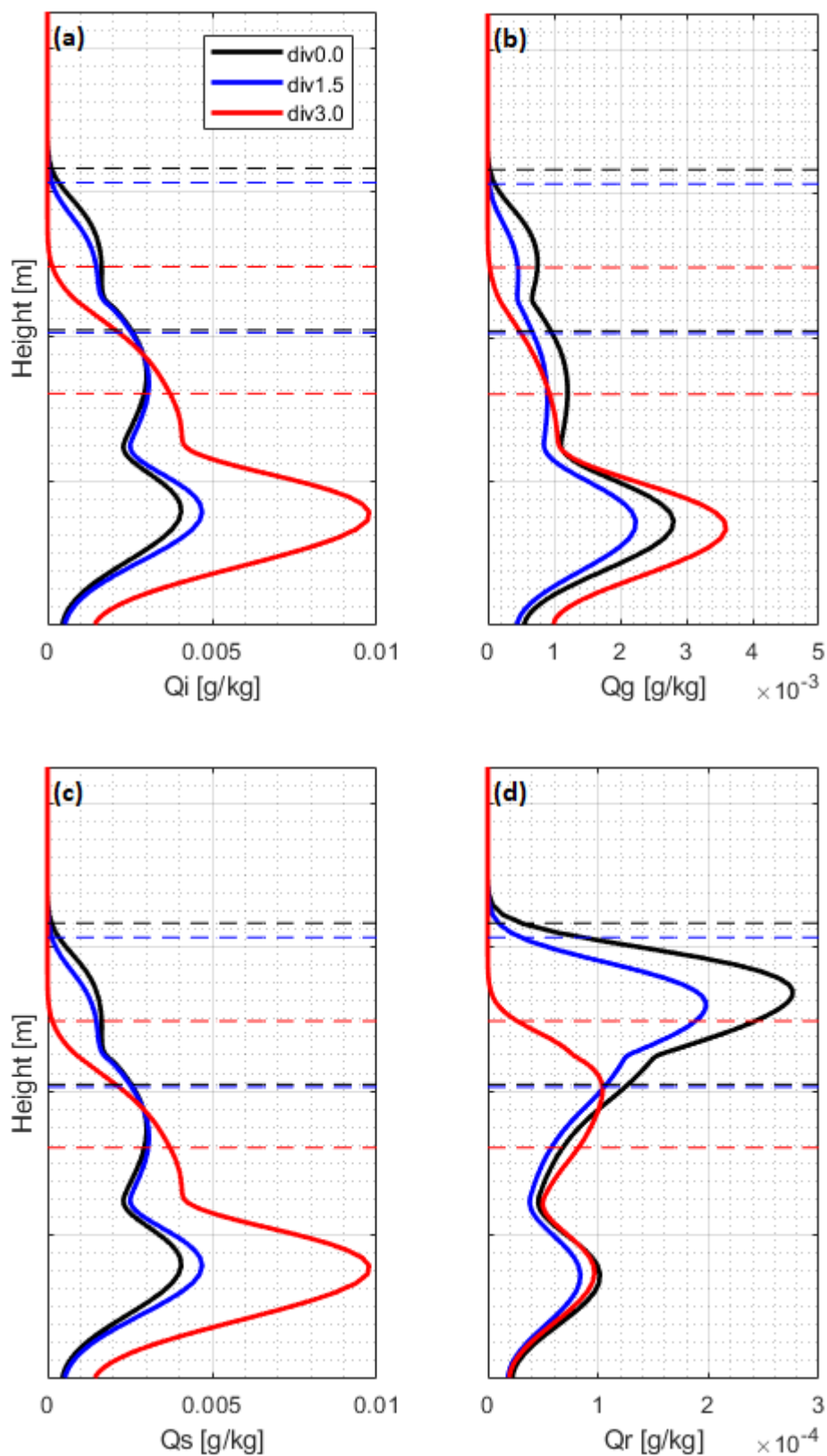
Εστιάζοντας στο προφίλ της αναλογίας μίγματος υδρατμών (Σχήμα 4.26b), διακρίνεται ότι πάνω από τη βάση της θερμοκρασιακής αναστροφής ο αέρας είναι ξηρότερος και στις 3 δοκιμές ευαισθησίας. Μία αναστροφή στο προφίλ της υγρασίας εντοπίζεται σε ελαφρώς μεγαλύτερα ύψη στην ατμόσφαιρα και γίνεται ιδιαίτερα εμφανής στο προφίλ της προσομοίωσης div3.0. Συνεπώς, η παρουσία του πιο ξηρού και θερμού αέρα στο εσωτερικό του νεφικού στρώματος (της div3.0), παρά το γεγονός ότι ο ρυθμός εισροής είναι μικρότερος, μειώνει σημαντικά τον κορεσμό ως προς την υγρή φάση, με αντίστοιχες επιπτώσεις στις προβλεπόμενες τιμές του LWP και του IWP. Από την άλλη πλευρά, η αυξημένη εισροή θερμού και σχετικά πιο υγρού αέρα στο στρώμα του νέφους στις προσομοιώσεις div0.0 και div1.5 δεν φαίνεται να επιδρά μειώνοντας τις χρονοσειρές του LWP. Το αποτέλεσμα αυτό έρχεται σε αντίθεση με τη μελέτη των Young et al., (2018).



Σχήμα 4.26 Χρονικά μεσοποιημένα προφίλ (36h-48h) των ποσοτήτων (a) δυναμική θερμοκρασία [K] και (b) αναλογία μίγματος υδρατμών [g/kg], από τα δεδομένα των προσομοιώσεων div0 (μαύρη γραμμή), div1.5 (μπλε γραμμή) και div3.0 (κόκκινη γραμμή).

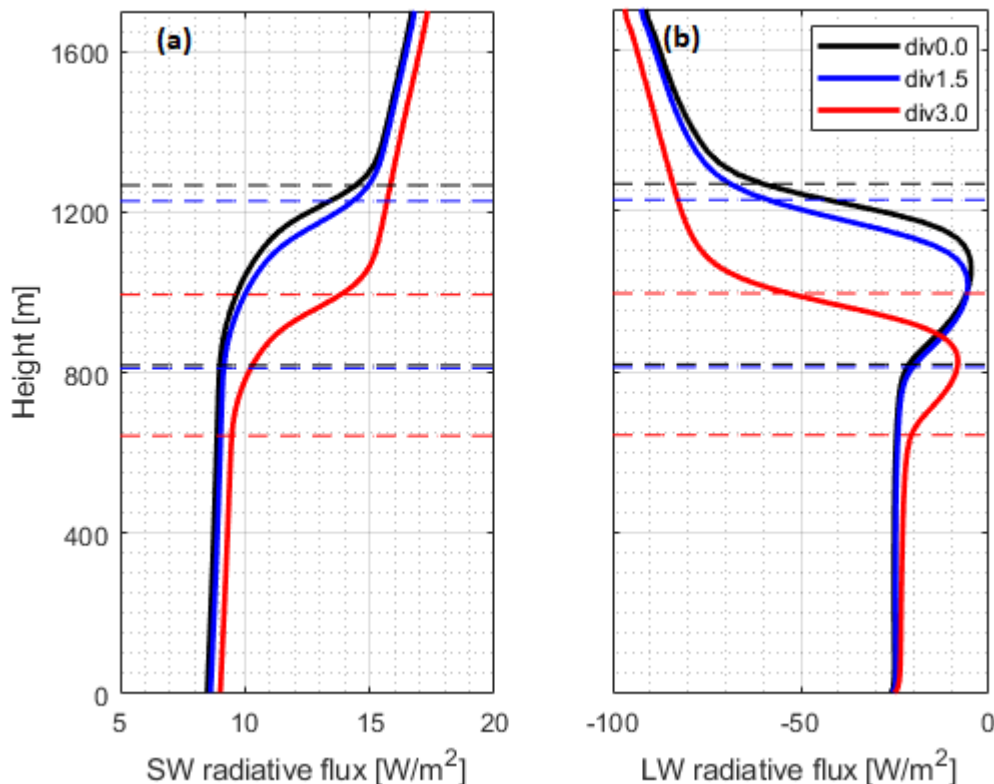
Στο Σχήμα 4.27 απεικονίζονται τα χρονικά μεσοποιημένα (36h-48h) κατακόρυφα προφίλ της αναλογίας μίγματος των παγωμένων υδρομετεώρων και των βροχοσταγόνων. Η προσομοίωση div1.5 εμφανίζει παρόμοια συμπεριφορά ως προς τις κατακρημνίσεις με την προσομοίωση αναφοράς. Περαιτέρω αύξηση της καθίζησης (div3.0) οδηγεί σε αύξηση της αναλογίας μίγματος όλων των παγωμένων υδρομετεώρων κάτω από τη βάση του νέφους, σε συμφωνία με τη χρονοσειρά της κατακόρυφης δομής του IWC (Σχήμα 4.23c). Ειδικά η αναλογία

μίγματος παγοκρυστάλλων και χιονιού παρουσιάζει αύξηση σχεδόν κατά μία τάξη μεγέθους. Σε αυτό το ύψος σημειώνεται και στις τρεις προσομοιώσεις μία ταυτόχρονη ελάττωση των σταγονιδίων βροχής, τα οποία πιθανότατα εξατμίζονται λόγω της αυξημένης λανθάνουσας θερμότητας που απελευθερώνεται κατά την ανάπτυξη των παγωμένων υδρομετεώρων (Young et al., 2018). Μεγαλύτερες τιμές της αναλογίας μίγματος βροχής σημειώνονται εντός του νεφικού στρώματος των προσομοιώσεων div0.0 και div1.5, καθώς εμφανίζουν πιο έντονη τυρβώδη ανάμειξη και μεγαλύτερες τιμές του LWP. Αντίστροφα, η αύξηση της καθίζησης στην προσομοίωση div3.0 φαίνεται να ενισχύει την εξάτμιση της βροχής στην κορυφή και τη βάση του νέφους (Σχήμα 4.23c). Πειραματικές μελέτες για νέφη μικτής-φάσης της Αρκτικής υποστηρίζουν την ύπαρξη έντονων κατακρημνίσεων με μορφή χιονιού κάτω από τη βάση των νεφών, με πολύ μικρά καταγεγραμμένα ποσοστά βροχόπτωσης, και επιβεβαιώνουν τη συμφωνία προσομοιώσεων και μετρήσεων (Young et al., 2018).



Σχήμα 4.27 Χρονικά μεσοποιημένα προφίλ (36h-48h) της αναλογίας μίγματος [g/kg] (a) των παγοκρυστάλλων, (b) των graupel, (c) του χιονιού και (d) των βροχοσταγόνων, από τα δεδομένα των προσομοιώσεων div0 (μαύρη γραμμή), div1.5 (μπλε γραμμή) και div3.0 (κόκκινη γραμμή).

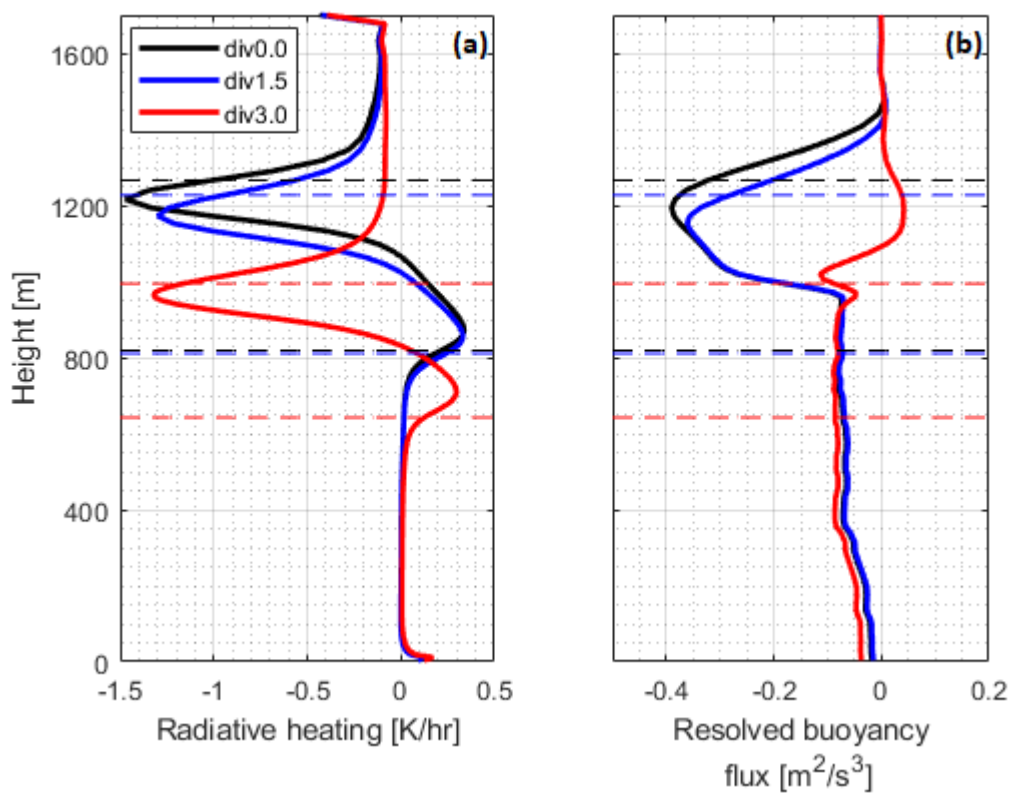
Τέλος, παρουσιάζονται τα χρονικά μεσοποιημένα κατακόρυφα προφίλ των καθαρών ροών ακτινοβολίας μικρού και μεγάλου μήκους κύματος (Σχήμα 4.28). Τα προφίλ της ακτινοβολίας, είναι αναμενόμενο να εξαρτώνται σημαντικά από τις διαφοροποιήσεις των ποσοτήτων LWP και IWP, στην κάθε δοκιμή ευαισθησίας. Έτσι, λόγω της μεγαλύτερης περιεκτικότητας σε νερό που παρατηρείται στην κορυφή της προσομοίωσης div1.5 καθώς και της προσομοίωσης ελέγχου, αυξάνεται το οπτικό πάχος των αντίστοιχων προσομοιωμένων νεφών, με αποτέλεσμα να αυξάνεται σημαντικά η λευκαύγεια στη SW ακτινοβολία, σε σχέση με τη div3.0. Λόγω αυξημένης ανάκλασης, οι καθαρές ροές της SW ακτινοβολίας εντός του νεφικού στρώματος των προσομοιώσεων μειώνονται (Σχήμα 4.28a). Οι ροές LW ακτινοβολίας των div0.0 και div1.5 σχεδόν ταυτίζονται, λόγω της ικανότητας των νεφών αυτών να συμπεριφέρονται ως μέλαν σώματα, λόγω του αυξημένου LWP (Ενότητα 2.4). Λόγω του σημαντικά μικρότερου LWP και του μεγαλύτερου IWP του div3.0 σε σχέση με την προσομοίωση αναφοράς, έχει μειωμένη ικανότητα εκπομπής στο LW, ενώ ταυτόχρονα αυξάνεται η διαπερατότητα στην εκπεμπόμενη γήινη ακτινοβολία. Έτσι δημιουργείται τελικά η μειωμένη καθαρή ροή της LW ακτινοβολίας πάνω από το στρώμα νεφοσταγόνων σε αυτή την περίπτωση (Σχήμα 4.28b).



Σχήμα 4.28 Χρονικά μεσοποιημένα προφίλ (36h-48h) της (a) καθαρής ροής ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος [W/m^2] και (b) καθαρής ροής ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος [W/m^2], από τα δεδομένα των προσομοιώσεων div0 (μαύρη γραμμή), div1.5 (μπλε γραμμή) και div3.0 (κόκκινη γραμμή).

Στο Σχήμα 4.29 παρουσιάζεται ο μεσοποιημένος (12h) ρυθμός θέρμανσης λόγω ακτινοβολίας, καθώς και οι ροές άνωσης. Οι μέγιστοι ρυθμοί ψύξης λόγω ακτινοβολίας διακρίνονται κοντά στην κορυφή των προσομοιωμένων νεφών, όπως ήταν αναμενόμενο (Σχήμα 4.30a). Ο ρυθμός ψύξης που εμφανίζεται στην προσομοίωση div1.5 είναι λίγο μικρότερος από εκείνον της

προσομοίωσης ελέγχου, αφού σε συνέπεια με τα παραπάνω διαγράμματα των SW και LW ροών, το νέφος της προσομοίωσης αυτής είναι λιγότερο ανακλαστικό στην προσπίπτουσα SW ακτινοβολία, ενώ παράλληλα δεν εκπέμπει το ίδιο αποτελεσματικά την LW ακτινοβολία. Αυτό που αποτελεί παράδοξο, είναι ο αυξημένος ρυθμός ψύξης που εντοπίζεται στην προσομοίωση div3.0. Το νέφος αυτό αν και πιο χαμηλά στην ατμόσφαιρα σε σχέση με τα άλλα δύο, έχει την ίδια θερμοκρασία στην κορυφή του, με τα άλλα δύο νέφη (Σχήμα 4.26a), επομένως, δεν μπορεί να ερμηνευτεί ο αυξημένος ρυθμός ψύξης ούτε βάσει του περιεχομένου του νέφους σε νερό, ούτε βάσει του νόμου Stefan-Boltzmann. Η θέρμανση λόγω ακτινοβολίας σε ένα στρώμα πάχους ~250 m κοντά στη βάση των νεφών, οφείλεται πιθανότατα στην απορρόφηση της κατερχόμενης LW ακτινοβολίας που εκπέμπει το στρώμα νεφοσταγόνων που είναι συγκεντρωμένο στην κορυφή τους, καθώς και της ανερχόμενης LW ακτινοβολίας που εκπέμπει η γήινη επιφάνεια και ατμόσφαιρα.



Σχήμα 4.29 Χρονικά μεσοποιημένα προφίλ (36h-48h) των ποσοτήτων (a) ρυθμός θέρμανσης λόγω ακτινοβολίας [K/hr] και (b) ροές άνωσης [m^2/s^3], από τα δεδομένα των προσομοιώσεων div0 (μαύρη γραμμή), div1.5 (μπλε γραμμή) και div3.0 (κόκκινη γραμμή).

Η περιοχή που δημιουργούνται οι μέγιστοι ρυθμοί ψύξης λόγω ακτινοβολίας (Σχήμα 4.29a) συμπίπτει με την περιοχή των έντονων αρνητικών ροών άνωσης (Σχήμα 4.29b). Στην κορυφή των div0.0 και div1.5 παρουσιάζονται έντονες αρνητικές ανωστικές ροές που υποδεικνύουν την ανατροπή της δυναμικής κυκλοφορίας και σχετίζονται τόσο με την έντονη ψύξη λόγω ακτινοβολίας που συνοδεύεται από έντονες καθοδικές κινήσεις και οι οποίες ενισχύονται και μέσω της αυξημένης εισροής αέρα μέσα στο στρώμα του νέφους (Ενότητα 2.4). Η προσομοίωση div3.0 εμφανίζει ένα ιδιαίτερο προφίλ ροών άνωσης, που είναι πιθανό να

σχετίζεται με την αναστροφή υγρασίας που παρατηρείται στο προφίλ της, αν και σε σημαντικά μεγαλύτερο ύψος σε σχέση με την κορυφή του νέφους (Σχήμα 4.26b). Η εισροή θερμότερου και πιο υγρού αέρα στο στρώμα αέρα πάνω από το νέφος δύναται να προκαλέσει θετικές ροές άνωσης, δηλαδή ανοδικές κινήσεις. Οι καθοδικές κινήσεις που παρατηρούνται κοντά στη βάση του νέφους είναι, επομένως, λιγότερο ισχυρές εξαιτίας τόσο του μικρότερου ρυθμού εισροής όσο και της αναστροφής υγρασίας, που δημιουργείται στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας. Καθοδικές κινήσεις εμφανίζονται και στα τρία νέφη σε όλο το στρώμα κάτω από τη βάση τους. Για τη δημιουργία αυτών οφείλονται τα καθοδικά ρεύματα ψυχρού αέρα (downdraughts), των οποίων η κυκλοφορία ωστόσο επιβραδύνεται, λόγω της λανθάνουσας θερμότητας που απελευθερώνει η συνεχής ανάπτυξη των παγωμένων υδρομετεώρων, κάτω από τη βάση των νεφών (Σχήμα 4.27) (Onchinnikov et al., 2011).

Κεφάλαιο 5^ο : Συμπεράσματα

Σε μία σύντομη ανασκόπηση, στα πλαίσια της παρούσας εργασίας χρησιμοποιήθηκε το LES (Large Eddy Simulation) μοντέλο, MIMICA, για την προσομοίωση ενός συμβάντος χαμηλής νέφωσης, μικτής φάσης, που παρατηρήθηκε το καλοκαίρι του 2008 στην κεντρική Αρκτική, κατά τη διάρκεια του πειράματος ASCOS. Για τις ανάγκες της συγκεκριμένης μελέτης, η ενεργοποίηση των CCN σε νεφοσταγόνες αντιμετωπίστηκε από το μοντέλο με προγνωστικό τρόπο, εφαρμόζοντας ένα απλοποιημένο σχήμα μικροφυσικής που βασίζεται σε μία σταθερή, προκαθορισμένη κατανομή μεγέθους αιωρούμενων σωματιδίων, ενώ ένα ιδιαίτερα απλό σχήμα μικροφυσικής εφαρμόστηκε για την αναπαράσταση του πρωτογενούς σχηματισμού πάγου στα νέφη. Έχοντας επιβεβαιώσει από τις πειραματικές μετρήσεις ότι το μοντέλο προσομοιώνει ικανοποιητικά το νεφικό σύστημα, πραγματοποιήθηκαν δοκιμές ευαισθησίας μεταβάλλοντας τις αρχικές συγκεντρώσεις των CCN και IN στην ατμόσφαιρα, καθώς και την ένταση της μεγάλης-κλίμακας καθίζησης.

Τα αποτελέσματα της προσομοίωσης ελέγχου αξιολογήθηκαν βάσει των επίγειων παρατηρήσεων που ελήφθησαν κατά τη διάρκεια του πειράματος ASCOS. Το μοντέλο αναπαράγει εύλογα τα μικροφυσικά χαρακτηριστικά του νέφους που σχετίζονται με το περιεχόμενο του σε νερό, οδηγώντας ωστόσο σε υποεκτίμηση των ποσοτήτων πάγου σε σχέση με τις παρατηρήσεις. Η νέφωση που δημιουργείται διατηρείται μέχρι το τέλος της προσομοίωσης και η δομή της έρχεται σε συμφωνία με την τυπική δομή των στρωματόμορφων νεφών μικτής-φάσης, που παρατηρούνται στην Αρκτική, με το χαρακτηριστικό λεπτό στρώμα υπέρψυχρων νεφοσταγόνων να είναι συγκεντρωμένο στην κορυφή τους και τις μεγαλύτερες ποσότητες πάγου να εντοπίζονται κάτω από το στρώμα αυτό μέχρι και την επιφάνεια.

Το πρώτο σετ προσομοιώσεων έδειξε ότι μία ενδεχόμενη μείωση στις αρχικές συγκεντρώσεις των CCN στην ατμόσφαιρα προκαλεί σημαντική μείωση των τιμών του LWP καθώς και του IWP, κατά ~80% και 60%, αντίστοιχα, σε αντίθεση με μία πιθανή αύξηση των CCN, που δεν φάνηκε να επιδρά το ίδιο σημαντικά στις ιδιότητες του προσομοιωμένου νέφους. Η αύξηση του φορτίου των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα είναι ικανή να προκαλέσει αύξηση στις αριθμητικές συγκεντρώσεις των νεφοσταγόνων και μία ταυτόχρονη μείωση του μεγέθους αυτών, περιορίζοντας έτσι σημαντικά τις βροχοπτώσεις και δίνοντας στο νέφος μεγαλύτερη διάρκεια ζωής. Επίσης, τα αποτελέσματα του μοντέλου επισημαίνουν την ευαισθησία που παρουσιάζουν οι ιδιότητες ακτινοβολίας των νεφών στις διαφοροποιήσεις των αιωρούμενων σωματιδίων. Όταν οι συγκεντρώσεις των CCN στην ατμόσφαιρα είναι μικρές, η ελάττωση του περιεχομένου του νέφους σε νερό περιορίζει το οπτικό πάχος και ως εκ τούτου τη λευκαύγεια του στην προσπίπτουσα SW ακτινοβολία, επιτρέποντας μεγαλύτερο μέρος της ηλιακής ροής να φτάσει στην επιφάνεια. Το νέφος της προσομοίωσης αναφοράς καθώς και το έντονα ρυπασμένο νέφος, λόγω του αυξημένου περιεχομένου τους σε νερό, εκπέμπουν σχεδόν ως μέλαν σώματα, αφήνοντας ανεπηρέαστες τις καθαρές προβλεπόμενες ροές της LW ακτινοβολίας, όχι μόνο στην επιφάνεια αλλά και πάνω από την κορυφή του νέφους. Η αυξημένη ικανότητα εκπομπής των νεφών αυτών οδηγεί σε εντονότερη ψύξη λόγω ακτινοβολίας στην κορυφή τους, που ενισχύει την κυκλοφορία λόγω άνωσης και τη μετέπειτα έντονη τυρβώδη ανάμειξη, μέσα σε αυτό.

Σε δεύτερο στάδιο, η αύξηση της συγκέντρωσης των IN οδηγεί στο σχηματισμό περισσότερων παγοκρυστάλλων με μεγαλύτερες διαμέτρους, που με τη σειρά τους προκαλούν μείωση στις τιμές του LWP (60%) και αύξηση στις τιμές του IWP (70%) καθώς και στην ποσότητα των παγωμένων κατακρημισμάτων που φτάνουν στην επιφάνεια. Αυτό αποδόθηκε κυρίως στην ενισχυμένη δράση του μηχανισμού WBF. Η επιλογή της μεγάλης τιμής 1.00 L^{-1} ως αρχική συγκέντρωση των IN στην ατμόσφαιρα δεν είναι ικανή να προκαλέσει την πλήρη κρυστάλλωση και τη μετέπειτα διάλυση του νέφους μικτής-φάσης. Καθώς το μοντέλο οδηγεί συχνά σε υποεκτίμηση των συγκεντρώσεων του πάγου στα προσομοιωμένα νέφη, είναι πιθανό και η διάλυση της νέφωσης λόγω πλήρους παγοποίησης να μην εκτιμήθηκε σωστά. Η μείωση των αρχικών συγκεντρώσεων των IN προκάλεσε αύξηση στη χρονοσειρά του LWP (~30%) και μείωση στη χρονοσειρά του IWP (~85%), σε σύγκριση με την προσομοίωση ελέγχου. Η μεταβολή του αριθμού των IN στην ατμόσφαιρα δεν διαφοροποίησε τις καθαρές ροές SW και LW ακτινοβολίας στο επίπεδο πάνω από την κορυφή των νεφών. Σε συνθήκες χαμηλών συγκεντρώσεων των IN στην ατμόσφαιρα, το οπτικό πάχος απορρόφησης του νεφικού στρώματος αυξάνεται σημαντικά, μειώνοντας τις ροές της SW ακτινοβολίας που φτάνουν στην επιφάνεια. Η αυξημένη παγοποίηση και το ελαττωμένο περιεχόμενο του νέφους σε νερό, που σημειώνεται αυξανόμενης της συγκέντρωσης των IN υποβάθρου, μετατρέπει το νέφος σε φαιό-σώμα στο LW τμήμα του φάσματος, οδηγώντας σε μείωση των αντίστοιχων καθαρών ροών ακτινοβολίας κάτω από τη βάση του.

Στην τελευταία δοκιμή ευαισθησίας, με την αύξηση της επιβαλλόμενης καθίζησης το ύψος του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος και κατ' επέκταση το ύψος της κορυφής των νεφών μετατοπίζεται σε χαμηλότερα επίπεδα της ατμόσφαιρας. Οι διακυμάνσεις της κατακόρυφης ταχύτητας και ως εκ τούτου η τυρβώδη κυκλοφορία στο εσωτερικό των νεφών μειώνεται, καθιστώντας πιο δύσκολη την εισροή αέρα από την ελεύθερη τροπόσφαιρα. Η εισροή του αέρα επηρεάζει τη μικροφυσική δομή του νέφους μικτής-φάσης ανάλογα με την υγρασία των ατμοσφαιρικών στρωμάτων που υπέρκεινται της θερμοκρασιακής αναστροφής. Έτσι, η εισροή έντονα ξηρότερου αέρα στο στρώμα του νέφους μπορεί να επιφέρει δραματική μείωση στις χρονοσειρές του LWP και ενδεχομένως του IWP. Γενικότερα, τα αποτελέσματα του μοντέλου επισήμαναν μεγαλύτερη ευαισθησία στις τιμές του LWP έναντι του IWP, παρουσία μεταβολών της καθίζησης. Υπό ασθενέστερη ταχύτητα καθίζησης το LWP αυξάνεται, με την αναλογία μίγματος βροχοσταγόνων να παρουσιάζει επίσης αύξηση μέσα στο στρώμα του νέφους, αλλά σημαντική εξάτμιση κάτω από αυτό λόγω της έντονης ανάπτυξης των παγωμένων υδρομετεώρων. Στη συγκεκριμένη δοκιμή ευαισθησίας οι ροές ακτινοβολίας και άνωσης συνθέτουν ένα πολύπλοκο μηχανισμό ανάδρασης, που τροφοδοτείται θετικά με την αύξηση της ταχύτητας καθίζησης.

Στην παρούσα μελέτη προέκυψαν αποτελέσματα, τα οποία χρήζουν περαιτέρω μελέτης, λόγω αβεβαιοτήτων που χαρακτηρίζουν τους μηχανισμούς ανάδρασης των νεφών. Δεδομένης της έντονης παρατηρούμενης έμμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην περιοχή της Αρκτικής, περαιτέρω έρευνα πρέπει να διεξαχθεί για την ποσοτικοποίηση της ανθρωπογενούς συνεισφοράς στις συγκεντρώσεις των φυσικών αερολυμάτων υποβάθρου της περιοχής αυτής. Για πιο αξιόπιστες καιρικές και κλιματικές προβλέψεις στην περιοχή της Αρκτικής είναι σημαντικό να μελετηθεί περαιτέρω η σύνδεση μεταξύ νεφών, επιφανειακών θερμοκρασιών και ατμοσφαιρικής ευστάθειας. Λόγω αδυναμίας των υφιστάμενων μοντέλων να προβλέψουν σωστά τις συγκεντρώσεις των παγωμένων σωματιδίων της ατμόσφαιρας, είναι κρίσιμη η ανάπτυξη βελτιωμένων παραμετροποιήσεων για την αναπαράσταση των διαδικασιών

σχηματισμού και ανάπτυξης του πάγου στα νέφη. Τέλος, η διερεύνηση του ρόλου της καθίζησης στην εξέλιξη των νεφών μικτής-φάσης της Αρκτικής θα άξιζε να διερευνηθεί τη με χρήση μοντέλων διαφορετικών χωρικών κλιμάκων.

References

- Ahrens, C. D. (2007) *Meteorology Today: an Introduction to Weather, Climate, and the Environment*. Belmont, CA: Thomson/Brooks/Cole;
- Albrecht, B. A. (1989) 'Aerosols, cloud microphysics and fractional cloudiness', *Science*, 245, pp. 1227–1230. doi: 10.1126/science.245.4923.1227.
- Beard, K. and Ochs, H. (1993) 'Warm-rain initiation: an overview of microphysical mechanisms.', *Journal of Applied Meteorology*, 32, pp. 608–625.
- Bigg, E. K. (1996) 'Ice forming nuclei in the high Arctic', *Tellus, B: Chemical and Physical Meteorology*, 48(2), pp. 223–233. doi: 10.3402/tellusb.v48i2.15888.
- Birch, C. et al. (2012) 'Modelling atmospheric structure, cloud and their response to CCN in the central Arctic: ASCOS case studies', *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12, pp. 3419–3435. doi: 10.5194/acp-12-3419-2012.
- De Boer, G. et al. (2014) 'Near-surface meteorology during the Arctic Summer Cloud Ocean Study (ASCOS): Evaluation of reanalyses and global climate models', *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14, pp. 427–445. doi: 10.5194/acp-14-427-2014.
- Boisvert, L. N. and Stroeve, J. C. (2015) 'The Arctic is becoming warmer and wetter as revealed by the Atmospheric Infrared Sounder', *Geophysical Research Letters*, 42, pp. 4439–4446. doi: 10.1002/2015GL063775.
- Caballero, R. (2014) *Physics of the Atmosphere*, IOP Publishing. doi: 10.1088/978-0-7503-1052-9.
- Chang, R. Y. W. et al. (2011) 'Aerosol composition and sources in the central Arctic Ocean during ASCOS', *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(20), pp. 10619–10636. doi: 10.5194/acp-11-10619-2011.
- Charlson, R. et al. (1992) 'Climate forcing by anthropogenic aerosols.', *Science*, 255, pp. 423–430.
- Curry, J. A. (1986) 'Interactions among Turbulence, Radiation and Microphysics in Arctic Stratus Clouds', *Journal of the Atmospheric Sciences*, pp. 90–106. doi: 10.1175/1520-0469(1986)043<0090:iatram>2.0.co;2.
- Curry, J. A. and Ebert, E. E. (1992) 'Annual cycle of radiation fluxes over the Arctic Ocean: Sensitivity to Cloud Optical Properties', *Journal of Climate*, 5(11), pp. 1267–1280. doi: 10.1175/1520-0442(1992)005<1267:ACORFO>2.0.CO;2.
- Curry, J. A., Schramm, J. L. and Ebert, E. E. (1993) 'Impact of clouds on the surface radiation balance of the Arctic Ocean', *Meteorology and Atmospheric Physics*, 51(3–4), pp. 197–217.
- DeMott, P. J. et al. (2003) 'African dust aerosols as atmospheric ice nuclei', *Geophysical Research Letters*, 30(14), p. 1732. doi: 10.1029/2003GL017410.
- DeMott, P. J. et al. (2010) 'Predicting global atmospheric ice nuclei distributions and their impacts on climate', *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107, pp. 11217–11222. doi: 10.1073/pnas.0910818107.
- Dussen, J. J. Van Der, Roode, S. R. De and Siebesma, A. P. (2016) 'How large-scale subsidence affects stratocumulus transitions', *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16, pp. 691–701. doi: 10.5194/acp-16-691-2016.
- Eidhammer, T., Demott, P. J. and Kreidenweis, S. M. (2009) 'A comparison of heterogeneous ice nucleation parameterizations using a parcel model framework', *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 114(D06202). doi: 10.1029/2008JD011095.
- Feingold, G. et al. (2015) 'On the reversibility of transitions between closed and open cellular convection', *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15, pp. 7351–7367. doi: 10.5194/acp-15-7351-2015.
- Fridlind, A. M. et al. (2007) 'Ice properties of single-layer stratocumulus during the Mixed-Phase Arctic Cloud Experiment : 2 . Model results', *Journal of Geophysical Research*, 112(D24202). doi: 10.1029/2007JD008646.
- Fu, Q. and Liou, K.-N. (1993) 'Parameterization of the radiative properties of cirrus clouds', *Journal of the Atmospheric Sciences*, 50(13), pp. 2008–2025. doi: 10.1175/1520-0469(1993)050<2008:POTRPO>2.0.CO;2.
- Fu, S. and Xue, H. (2017) 'The Effect of Ice Nuclei Efficiency on Arctic Mixed-Phase Clouds from Large-Eddy

- Simulations', *Journal of the Atmospheric Sciences*, 74(12), pp. 3901–3913. doi: 10.1175/jas-d-17-0112.1.
- Garratt, J. R. (1994) 'Review : the atmospheric boundary layer', *Earth-Science Reviews*, 37(1–2), pp. 89–134. doi: 10.1016/0012-8252(94)90026-4.
- Garrett, T. J., Radke, L. and Hobbs, P. (2002) 'Aerosol Effects on Cloud Emissivity and Surface Longwave Heating in the Arctic', *Journal of the American Meteorological Society*, 59, pp. 769–778.
- Gorbunov, B. et al. (2001) 'Ice nucleation on soot particles', *Journal of Aerosol Science*, 32, pp. 199–215. doi: 10.1016/S0021-8502(00)00077-X.
- Grabowski, W. W. and Wang, L.-P. (2012) 'Growth of Cloud Droplets in a Turbulent Environment', *Annual Review of Fluid Mechanics*, 45, pp. 293–324. doi: 10.1146/annurev-fluid-011212-140750.
- Harrington, J. Y. et al. (1999) 'Cloud resolving simulations of Arctic stratus. Part II: Transition-season clouds', *Atmospheric Research*, 51, pp. 45–75.
- Hill, A. A. and Dobbie, S. (2008) 'The impact of aerosols on non-precipitating marine stratocumulus. II: The semi-direct effect.', *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134, pp. 1155–1165. doi: 10.1002/qj.277.
- Hines, K. M. and Bromwich, D. H. (2016) 'Simulation of Late Summer Arctic Clouds during ASCOS with Polar WRF', *Monthly Weather Review*, 145(2), pp. 521–541. doi: 10.1175/mwr-d-16-0079.1.
- Hobbs, P. V., Bowdle, D. A. and Radke, L. F. (1985) 'Particles in the Lower Troposphere over the High Plains of the United States. Part II: Cloud Condensation Nuclei', *Journal of Climate and Applied Meteorology*, pp. 1358–1369. doi: 10.1175/1520-0450(1985)024<1358:PITLTO>2.0.CO;2.
- Huffman, J. A. et al. (2013) 'High concentrations of biological aerosol particles and ice nuclei during and after rain', *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13, pp. 6151–6164. doi: 10.5194/acp-13-6151-2013.
- Igel, A. L. et al. (2017) 'The free troposphere as a potential source of arctic boundary layer aerosol particles', *Geophysical Research Letters*, 44(13), pp. 7053–7060. doi: 10.1002/2017GL073808.
- Intrieri, J. M., Shupe, M. D., et al. (2002) 'An annual cycle of Arctic cloud characteristics observed by radar and lidar at SHEBA', *Journal of Geophysical Research*, 107(C10). doi: 10.1029/2000JC000423.
- Intrieri, J. M., Fairall, C. W., et al. (2002) 'An annual cycle of Arctic surface cloud forcing at SHEBA', *Journal of Geophysical Research*, 107(C10). doi: 10.1029/2000JC000439.
- Jiang, H. et al. (2000) 'Cloud resolving simulations of mixed-phase arctic stratus observed during BASE: Sensitivity to concentration of ice crystals and large-scale heat and moisture advection', *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57, pp. 2105–2117. doi: 10.1175/1520-0469(2000)057<2105:crsomp>2.0.co;2.
- Khain, A. P. and Pinsky, M. (2018) *Physical Processes in Clouds and Cloud Modeling*, Cambridge University Press. doi: 10.1017/9781139049481.
- Khvorostyanov, V. I. and Curry, J. A. (2006) 'Aerosol size spectra and CCN activity spectra: Reconciling the lognormal, algebraic, and power laws', *Journal of Geophysical Research*, 111(D12202). doi: 10.1029/2005JD006532.
- Klein, S. A. et al. (2009) 'Intercomparison of model simulations of mixed-phase clouds observed during the ARM Mixed-Phase Arctic Cloud Experiment, I: single-layer cloud', *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135, pp. 979–1002. doi: 10.1002/qj.416.
- Kolmogorov, A. (1941) 'The Local Structure of Turbulence in Incompressible Viscous Fluid for Very Large Reynolds' Numbers', *Doklady Akademiia Nauk SSSR*, 32, pp. 22–24.
- Korolev, A. (2007) 'Limitations of the Wegener–Bergeron–Findeisen Mechanism in the Evolution of Mixed-Phase Clouds.', *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64, pp. 3372–3375. doi: 10.1175/jas4035.1.
- Leck, C. and Svensson, E. (2015) 'Importance of aerosol composition and mixing state for cloud droplet activation over the Arctic pack ice in summer', *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(5), pp. 2545–2568. doi: 10.5194/acp-15-2545-2015.
- Liao, H. and Seinfeld, J. H. (1998) 'Effect of clouds on direct aerosol radiative forcing of climate', *Journal of*

- Geophysical Research, 103, pp. 3781–3788. doi: 10.1029/97JD03455.
- Lilly, D. K. (1992) ‘A proposed modification to the Germano subgrid-scale closure method’, *Physics of Fluids*, 4, pp. 633–635. doi: 10.1063/1.858280.
- Liou, K. N. (2002) *An Introduction to Atmospheric Radiation*, Academic Press: London, UK.
- Loewe, K. et al. (2017) ‘Modelling micro- and macrophysical contributors to the dissipation of an Arctic mixed-phase cloud during the Arctic Summer Cloud Ocean Study (ASCOS)’, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(11), pp. 6693–6704. doi: 10.5194/acp-17-6693-2017.
- Lohmann, U. and Feichter, J. (2001) ‘Can the direct and semi-direct aerosol effect compete with the indirect effect on a global scale?’, *Geophysical Research Letters*, 28, pp. 159–161. doi: 10.1029/2000GL012051.
- Lu, M. L. and Seinfeld J. H. (2005) ‘Study of the Aerosol Indirect Effect by Large-Eddy Simulation of Marine Stratocumulus’, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62(11), pp. 3909–3932. doi: 10.1175/JAS3584.1.
- Luo, Y. et al. (2008) ‘Arctic mixed-phase clouds simulated by a cloud resolving model: Comparison with ARM observations and sensitivity to microphysics parameterization’, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65, pp. 1285–1303. doi: 10.1175/2007JAS2467.1.
- Martin, M. et al. (2011) ‘Cloud condensation nuclei closure study on summer arctic aerosol’, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(22), pp. 11335–11350. doi: 10.5194/acp-11-11335-2011.
- Mauritsen, T. et al. (2011) ‘An Arctic CCN-limited cloud-aerosol regime’, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(1), pp. 165–173. doi: 10.5194/acp-11-165-2011.
- Moeng, C. H. et al. (2004) ‘Investigating 2D Modeling of Atmospheric Convection in the PBL’, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61(8), pp. 889–903. doi: 10.1175/1520-0469(2004)061<0889:IDMOAC>2.0.CO;2.
- Morrison, H. et al. (2005) ‘A new double-moment microphysics scheme for application in cloud and climate models. Part II: Single-column modeling of Arctic clouds’, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62, pp. 1678–1693.
- Morrison, Hugh et al. (2005) ‘Possible roles of ice nucleation mode and ice nuclei depletion in the extended lifetime of Arctic mixed-phase clouds’, *Geophysical Research Letters*, 32(18), pp. 1–5. doi: 10.1029/2005GL023614.
- Morrison, H. et al. (2008) ‘Sensitivity of modeled arctic mixed-phase stratocumulus to cloud condensation and ice nuclei over regionally varying surface conditions’, *Journal of Geophysical Research*, 113(D05203), pp. 1–16. doi: 10.1029/2007JD008729.
- Morrison, H. et al. (2011) ‘Intercomparison of cloud model simulations of Arctic mixed-phase boundary layer clouds observed during SHEBA/FIRE-ACE’, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 3(M06003), pp. 1–23. doi: 10.1029/2011MS000066.
- Morrison, H. et al. (2012) ‘Resilience of persistent Arctic mixed-phase clouds’, *Nature Geoscience*. Nature Publishing Group, 5(1), pp. 11–17. doi: 10.1038/ngeo1332.
- Morrison, H., Curry, J. A. and Khvorostyanov, V. I. (2005) ‘A new double-moment microphysics parameterization for application in cloud and climate models. Part I: Description’, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62, pp. 1678–1693. doi: 10.1175/JAS3446.1.
- Morrison, H. and Grabowski, W. (2008) ‘Modeling Supersaturation and Subgrid-Scale Mixing with Two-Moment Bulk’, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(3), pp. 792–812. doi: 10.1175/2007JAS2374.1.
- Morrison, H. and Pinto, J. O. (2006) ‘Intercomparison of Bulk Cloud Microphysics Schemes in Mesoscale Simulations of Springtime Arctic Mixed-Phase Stratiform Clouds’, *Monthly Weather Review*, 134(7), pp. 1880–1900. doi: 10.1175/mwr3154.1.
- Murphy, D. M. and Koop, T. (2005) ‘Review of the vapour pressures of ice and supercooled water for atmospheric applications’, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, pp. 1539–1565. doi: 10.1256/qj.04.94.
- Murray, B. J. et al. (2012) ‘Ice nucleation by particles immersed in supercooled cloud droplets’, *Chem. Soc. Rev.*, 41, pp. 6519–6554. doi: 10.1039/c2cs35200a.

- Nghiem, S. V et al. (2007) 'Rapid reduction of Arctic perennial sea ice', *Geophysical Research Letters*, 34(L19504). doi: 10.1029/2007GL031138.
- Nicholls, S. (1984) 'The dynamics of stratocumulus: Aircraft observations and comparisons with a mixed layer model', *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 110(466), pp. 783–820. doi: 10.1002/qj.49711046603.
- Ovchinnikov, M. et al. (2014) 'Intercomparison of large-eddy simulations of Arctic mixed-phase clouds: Importance of ice size distribution assumptions', *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 6, pp. 223–248. doi: 10.1002/2013MS000282.
- Ovchinnikov, M., Korolev, A. and Fan, J. (2011) 'Effects of ice number concentration on dynamics of a shallow mixed-phase stratiform cloud', *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 116(D00T06), pp. 1–15. doi: 10.1029/2011JD015888.
- Persson, O. et al. (2002) 'Measurements near the Atmospheric Surface Flux Group tower at SHEBA: Near-surface conditions and surface energy budget', *Journal of Geophysical Research*, 107(C10), pp. 1–35. doi: 10.1029/2000jc000705.
- Pinto, J. O. (1998) 'Autumnal Mixed-Phase Cloudy Boundary Layers in the Arctic', *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55(11), pp. 2016–2038. doi: 10.1175/1520-0469(1998)055<2016:AMPCBL>2.0.CO;2.
- Prelli, A. J. et al. (2007) 'Can ice-nucleating aerosols affect Arctic seasonal climate?', *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(4), pp. 541–550. doi: 10.1175/BAMS-88-4-541.
- Pruppacher, H. R. and Klett, J. D. (1997) *Microphysics of Clouds and Precipitation*, 2nd ed., Kluwer Academic Publishers, Norwell, Mass.
- Raes, F. (2006) 'Take a glass of water: concepts from physical chemistry used in describing the behaviour of aerosol and cloud droplets.', *Journal de Physique IV*, 139, pp. 63–80. doi: 10.1051/jp4:2006139006.
- Ramanathan, V. et al. (1989) 'Cloud-radiative forcing and climate: Results for the Earth Radiation Budget Experiment', *Science*, 243, pp. 57–63.
- Roberts, G. C. and Nenes, A. (2005) 'A continuous-flow streamwise thermal-gradient CCN chamber for atmospheric measurements', *Aerosol Science and Technology*, 39, pp. 206–221. doi: 10.1080/027868290913988.
- Roesler, E. L., Posselt, D. J. and Rood, R. B. (2017) 'Using large eddy simulations to reveal the size, strength, and phase of updraft and downdraft cores of an Arctic mixed-phase stratocumulus cloud', *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 122, pp. 4378–4400. doi: 10.1002/2016JD026055.
- Rogers, C., Demott, J. and Kreidenweis, M. (2001) 'Airborne measurements of tropospheric ice-nucleating aerosol particles in the Arctic spring', *Journal of Geophysical Research*, 106, pp. 15053–15063. doi: 10.1029/2000JD900790.
- Rogers, D. C. et al. (1998) 'Measurements of ice nucleating aerosols during SUCCESS', *Geophysical Research Letters*, 25, pp. 1383–1386. doi: 10.1029/97GL03478.
- Rogers, R. R. and Yau, M. K. (1989) *A Short Course in Cloud Physics*, Pergamon Press.
- Rosenfeld, D. and Woodley, W. L. (2000) 'Deep convective clouds with sustained supercooled liquid water down –37.5 °C.', *Nature*, 405, pp. 440–442. doi: 10.1038/35013030.
- Sand, M. et al. (2017) 'Aerosols at the poles: An AeroCom Phase II multi-model evaluation', *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17, pp. 12197–12218. doi: 10.5194/acp-17-12197-2017.
- Savre, J., Ekman, A. M. L. and Svensson, G. (2014) 'Technical note: Introduction to MIMICA, a large-eddy simulation solver for cloudy planetary boundary layers', *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 6, pp. 630–649. doi: 10.1002/2013MS000292.
- Sedlar, J. et al. (2011) 'A transitioning Arctic surface energy budget: The impacts of solar zenith angle, surface albedo and cloud radiative forcing', *Climate Dynamics*, 37, pp. 1643–1660. doi: 10.1007/s00382-010-0937-5.
- Sedlar, J. and Tjernström, M. (2009) 'Stratiform cloud - Inversion characterization during the arctic melt season', *Boundary-Layer Meteorology*, 132(3), pp. 455–474. doi: 10.1007/s10546-009-9407-1.

- Seifert, A. and Beheng, K. D. (2001) 'A double-moment parameterization for simulating autoconversion, accretion and selfcollection', *Atmospheric Research*, 59–60, pp. 265–281. doi: 10.1016/S0169-8095(01)00126-0.
- Serreze, M. C. and Barry, R. G. (2011) 'Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis', *Global and Planetary Change*. Elsevier B.V., 77, pp. 85–96. doi: 10.1016/j.gloplacha.2011.03.004.
- Shupe, M. D. et al. (2008) 'Vertical Motions in Arctic Mixed-Phase Stratiform Clouds', *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(4), pp. 1304–1322. doi: 10.1175/2007jas2479.1.
- Shupe, M. D. et al. (2011) 'Clouds at Arctic Atmospheric Observatories. Part I: Occurrence and Macrophysical Properties', *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50(3), pp. 626–644. doi: 10.1175/2010JAMC2467.1.
- Shupe, M. D. (2011) 'Clouds at arctic atmospheric observatories. Part II: Thermodynamic phase characteristics', *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50(3), pp. 645–661. doi: 10.1175/2010JAMC2468.1.
- Shupe, M. D. et al. (2013) 'Cloud and boundary layer interactions over the Arctic sea ice in late summer', *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13, pp. 9379–9399. doi: 10.5194/acpd-13-13191-2013.
- Shupe, M. D. et al. (2015) 'Deriving Arctic Cloud Microphysics at Barrow, Alaska: Algorithms, Results, and Radiative Closure', *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 54(7), pp. 1675–1689. doi: 10.1175/JAMC-D-15-0054.1.
- Shupe, M. D. and Intrieri, J. M. (2004) 'Cloud radiative forcing of the Arctic surface: The influence of cloud properties, surface albedo, and solar zenith angle', *Journal of Climate*, 17(3), pp. 616–628. doi: 10.1175/1520-0442(2004)017<0616:CRFOTA>2.0.CO;2.
- Shupe, M. D., Matrosov, S. Y. and Uttal, T. (2006) 'Arctic Mixed-Phase Cloud Properties Derived from Surface-Based Sensors at SHEBA', *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63(2), pp. 697–711. doi: 10.1175/jas3659.1.
- Solomon, A. et al. (2011) 'Moisture and dynamical interactions maintaining decoupled Arctic mixed-phase stratocumulus in the presence of a humidity inversion', *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11, pp. 10127–10148. doi: 10.5194/acp-11-10127-2011.
- Solomon, A. et al. (2014) 'The Sensitivity of Springtime Arctic Mixed-Phase Stratocumulus Clouds to Surface-Layer and Cloud-Top Inversion-Layer Moisture Sources', *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71, pp. 574–595. doi: 10.1175/JAS-D-13-0179.1.
- Solomon, A. et al. (2018) 'The relative impact of cloud condensation nuclei and ice nucleating particle concentrations on phase partitioning in Arctic mixed-phase stratocumulus clouds', *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18, pp. 17047–17059. doi: 10.5194/acp-18-17047-2018.
- Solomon, A., Feingold, G. and Shupe, M. D. (2015) 'The role of ice nuclei recycling in the maintenance of cloud ice in Arctic mixed-phase stratocumulus', *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15, pp. 10631–10643. doi: 10.5194/acp-15-10631-2015.
- Solomon, S. et al. (2007) IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Sotiropoulou, G., Tjernström, M., et al. (2016) 'Atmospheric conditions during the arctic clouds in summer experiment (ACSE): Contrasting open water and sea ice surfaces during melt and freeze-up seasons', *Journal of Climate*, 29(24), pp. 8721–8744. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0211.1.
- Sotiropoulou, G., Sedlar, J., et al. (2016) 'Summer Arctic clouds in the ECMWF forecast model: An evaluation of cloud parametrization schemes', *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142(694), pp. 387–400. doi: 10.1002/qj.2658.
- Sotiropoulou, G. (2016) *The Arctic Atmosphere : Interactions between clouds , boundary-layer turbulence and large-scale circulation*, Stockholm University.
- Sotiropoulou, G. et al. (2018) 'Large Eddy Simulation of a warm-air advection episode in the summer Arctic', *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144(717), pp. 2449–2462. doi: 10.1002/qj.3316.
- Stephens, G. L. (1978) 'Radiation Profiles in Extended Water Clouds. II: Parameterization Schemes', *Journal of*

- the Atmospheric Sciences, pp. 2123–2132. doi: 10.1175/1520-0469(1978)035<2123:RPIEWC>2.0.CO;2.
- Stephens, G. L. (2005) ‘Cloud Feedbacks in the Climate System: A Critical Review’, *Journal of Climate*, 18(2), pp. 237–273. doi: 10.1175/JCLI-3243.1.
- Stephens, G. L. and Greenwald, T. J. (1991) ‘The Earth’s radiation budget and its relation to atmospheric hydrology: 2. Observations of cloud effects’, *Journal of Geophysical Research*, 96(D8), pp. 15325–15340. doi: 10.1029/91jd00972.
- Stevens, B. and Feingold, G. (2009) ‘Untangling aerosol effects on clouds and precipitation in a buffered system’, *Nature*. Nature Publishing Group, 461, pp. 607–613. doi: 10.1038/nature08281.
- Stevens, Robin G. et al. (2018) ‘A model intercomparison of CCN-limited tenuous clouds in the high Arctic’, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(15), pp. 11041–11071. doi: 10.5194/acp-18-11041-2018.
- Stevens, Robin G. et al. (2018) ‘A model intercomparison of CCN-limited tenuous clouds in the high Arctic’, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18, pp. 11041–11071. doi: 10.5194/acp-18-11041-2018.
- Storelvmo, T. and Tan, I. (2015) ‘The Wegener-Bergeron-Findeisen process - Its discovery and vital importance for weather and climate’, *Meteorologische Zeitschrift*, 24(4), pp. 455–461. doi: 10.1127/metz/2015/0626.
- Stroeve, J. C. et al. (2012) ‘The Arctic’s rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis’, *Climatic Change*, 110, pp. 1005–1027. doi: 10.1007/s10584-011-0101-1.
- Struthers, H. et al. (2011) ‘The effect of sea ice loss on sea salt aerosol concentrations and the radiative balance in the Arctic’, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(7), pp. 3459–3477. doi: 10.5194/acp-11-3459-2011.
- Sullivan, P. E., McWilliams, J. C. and Moeng, C. (1994) ‘A subgrid-scale model for large-eddy simulation of planetary boundary-layer flows’, 71(3), pp. 247–276.
- Tjernström, M. et al. (2005) ‘Modelling the Arctic boundary layer: An evaluation of six ARCMIP regional-scale models using data from the SHEBA project’, *Boundary-Layer Meteorology*, 117(2), pp. 337–381. doi: 10.1007/s10546-004-7954-z.
- Tjernström, M. et al. (2012) ‘Meteorological conditions in the central Arctic summer during the Arctic Summer Cloud Ocean Study (ASCOS)’, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(15), pp. 6863–6889. doi: 10.5194/acp-12-6863-2012.
- Tjernström, M. et al. (2014) ‘The Arctic Summer Cloud Ocean Study (ASCOS): Overview and experimental design’, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(6), pp. 2823–2869. doi: 10.5194/acp-14-2823-2014.
- Tjernström, M. and Graversen, R. G. (2009) ‘The vertical structure of the lower Arctic troposphere analysed from observations and the ERA-40 reanalysis’, 135(February), pp. 431–443. doi: 10.1002/qj.380.
- Tjernström, M., Sedlar, J. and Shupe, M. D. (2008) ‘How well do regional climate models reproduce radiation and clouds in the Arctic?’, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47, pp. 2405–2422. doi: 10.1175/2008JAMC1845.1.
- Twomey, S. (1991) ‘Aerosols, clouds and radiation’, *Atmospheric Environment Part A, General Topics*, 25(11), pp. 2435–2442. doi: 10.1016/0960-1686(91)90159-5.
- Twomey, S. A. (1977) ‘The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds’, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34, pp. 1149–1152. doi: 10.1175/1520-0469(1977)034<1149:TIOPOP>2.0.CO;2.
- Verlinde, J. et al. (2007) ‘The Mixed-Phase Arctic Cloud Experiment’, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(2), pp. 205–222.
- Wallace, J. and Hobbs, P. (2006) *Atmospheric Science, Second Edition: An Introductory Survey*, Academic Press.
- Wang, C. and Chang, J. (1993) ‘A three-dimensional numerical model of cloud dynamics, microphysics, and chemistry. 1: Concepts and formulation.’, *Journal of Geophysical Research*, 98, pp. 14827–14844.
- Wesslén, C. et al. (2014) ‘The Arctic summer atmosphere: An evaluation of reanalyses using ASCOS data’, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(5), pp. 2605–2624. doi: 10.5194/acp-14-2605-2014.
- Westwater, E. R. et al. (2001) ‘Analysis of Integrated Cloud Liquid and Precipitable Water Vapor Retrievals from

the ARM Microwave Radiometer During SHEBA', *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 106, pp. 32019–32030.

Williams, P. D. (2011) 'The RAW filter: An improvement to the Robert-Asselin filter in semi-implicit integrations', *Monthly Weather Review*, 139, pp. 1996–2007. doi: 10.1175/2010MWR3601.1.

Wise, M. E. et al. (2012) 'Depositional ice nucleation onto crystalline hydrated NaCl particles: A new mechanism for ice formation in the troposphere', *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12, pp. 1121–1134. doi: 10.5194/acp-12-1121-2012.

Wyngaard, J. (1984) *Large-Eddy Simulation: Guidelines for its Application to Planetary Boundary Layer Research*, US Army Research Office Contract.

Wyngaard, J. C. (2010) *Turbulence in the Atmosphere*, Cambridge University Press, Cambridge, UK. doi: 10.1017/CBO9780511840524.

Young, G. et al. (2017) 'Microphysical sensitivity of coupled springtime Arctic stratocumulus to modelled primary ice over the ice pack, marginal ice, and ocean', *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17, pp. 4209–4227. doi: 10.5194/acp-17-4209-2017.

Young, G. et al. (2018) 'Relating large-scale subsidence to convection development in Arctic mixed-phase marine stratocumulus', *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18, pp. 1475–1494. doi: 10.5194/acp-18-1475-2018.

Zhang, Y. et al. (2011) 'Climatological characteristics of Arctic and Antarctic surface-based inversions', *Journal of Climate*, 24(19), pp. 5167–5186. doi: 10.1175/2011JCLI4004.1.