

ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΙΩΑΝΝΙΝΩΝ ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ



Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών "Ατμοσφαιρικές Επιστήμες και Περιβάλλον"

ΜΕΛΕΤΗ ΘΥΕΛΛΩΔΩΝ ΑΝΕΜΩΝ ΣΕ ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΑΣ ΜΕ ΕΝΤΟΝΟ ΟΡΕΙΝΟ ΑΝΑΓΛΥΦΟ

Ιωάννης Γ. Κωλέτσης

Φυσικός - Μετεωρολόγος - Κλιματολόγος

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

ΙΩΑΝΝΙΝΑ 2010

Με απόφαση της Γενικής Συνέλευσης Ειδικής Σύνθεσης του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων (Συνεδρία αριθμ. 964/16-5-07), ορίστηκε Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή, αποτελούμενη από τους:

Μπαρτζώκα Αριστείδη, Αναπληρωτή Καθηγητή Τμ. Φυσικής Π.Ι., Επιβλέποντα

Λαγουβάρδο Κωνσταντίνο, Ερευνητή Β' Ι.Ε.Π.Β.Α. Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, Μέλος

Πνευματικό Ιωάννη, Λέκτορα Τμ. Φυσικής Π.Ι., Μέλος

Επιπρόσθετα, με απόφαση της Γενικής Συνέλευσης Ειδικής Σύνθεσης του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων (Συνεδρία αριθμ. 868/2-2-10), ορίστηκε εκ νέου Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή, αποτελούμενη από τους:

Μπαρτζώκα Αριστείδη, Αναπληρωτή Καθηγητή Τμ. Φυσικής Π.Ι., Επιβλέποντα

Λαγουβάρδο Κωνσταντίνο, Ερευνητή Β' Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, Μέλος

Χατζηαναστασίου Νικόλαο, Επίκουρο Καθηγητή Τμ. Φυσικής Π.Ι., Μέλος

Επίσης, με απόφαση της Γενικής Συνέλευσης Ειδικής Σύνθεσης του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων (Συνεδρία 961/1-3-10), ορίσθηκε Επταμελής Εξεταστική Επιτροπή, αποτελούμενη από τους:

Μπαρτζώκα Αριστείδη, Αναπληρωτή Καθηγητή Τμ. Φυσικής Π.Ι., (Επιβλέπων)

Λαγουβάρδο Κωνσταντίνο, Ερευνητή Β' Ι.Ε.Π.Β.Α. Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, (Μέλος 3-μελούς Σ.Ε.)

Χατζηαναστασίου Νικόλαο, Επίκουρο Καθηγητή Τμ. Φυσικής Π.Ι., (Μέλος 3-μελούς Σ.Ε.)

Κατσούλη Βασίλειο, Ομότιμο Καθηγητή Τμ. Φυσικής Π.Ι.

Καρακώστα Θεόδωρο, Καθηγητή Τμ. Γεωλογίας Α.Π.Θ.

Φλόκα Ελένη, Επίκουρο Καθηγήτρια Τμ. Φυσικής Ε.Κ.Π.Α.

Πυθαρούλη Ιωάννη, Λέκτορα Τμ. Γεωλογίας Α.Π.Θ.

Στους γονείς μου και τον αδελφό μου

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

Πρόλογος - Ευχαριστίες	9
ΕΙΣΑΓΩΓΗ	11
1.ΟΡΕΟΓΡΑΦΙΚΑ ΚΥΜΑΤΑ	19
1.1 Δημιουργία και ανάπτυξη ορεογραφικών κυμάτων	22
1.1.1 Ατμοσφαιρική ευστάθεια	22
1.1.2 Τα βασικά χαρακτηριστικά ορεογραφικού κύματος	24
1.1.3 Τοπογραφία και βασικά χαρακτηριστικά ροής	25
1.1.4 Οι βασικοί τύποι ροής στην υπήνεμη περιοχή ορεινού εμποδίου	29
1.2 Θεωρητική προσέγγιση των ορεογραφικών κυμάτων	33
1.2.1 Θεμελιώδεις αρχές της δημιουργίας ορεογραφικού κύματος	34
1.3 Εφαρμογή της θεωρίας στα ορεογραφικά κύματα μικρού πλάτους	40
1.3.1 Ημιτονοειδείς κορυφές – Σταθερή ταχύτητα του ανέμου και της ευστάθειας	40
1.3.2 Μεμονωμένο ορεινό εμπόδιο – Σταθερή ταχύτητα του ανέμου και της ευστάθειας	42
1.3.3 Μεμονωμένο ορεινό εμπόδιο – Κατακόρυφες μεταβολές της ταχύτητας του ανέμου και της ευστάθειας	45
1.4 Επαλληλία ορεογραφικών κυμάτων	48
1.5 Ατμοσφαιρική ροή σε τρισδιάστατο εμπόδιο	49
1.5.1 Θεωρητική προσέγγιση της τρισδιάστατης ροής	51
1.5.2 Τρισδιάστατα εγκλωβισμένα κύματα υπήνεμης περιοχής	54
1.5.3 Στρόβιλοι	55
1.5.4 Ορεινά απόνερα (wakes)	58
1.6 Οι αριθμοί Froude και Rossby	60
2.ΙΣΧΥΡΕΣ ΡΟΕΣ ΑΝΕΜΟΥ ΛΟΓΩ ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΑΣ	63
Ι. Θυελλώδης καταβατική ροή (downslope windstorm)	65
2.1 Οι φυσικοί μηχανισμοί που συμβάλλουν στη δημιουργία θυελλώδους καταβατικής ροής	66
2.1.1 Κύριο κρίσιμο επίπεδο (mean-state critical level)	66
2.1.2 Ο ρόλος της θερμοκρασιακής αναστροφής (temperature inversion)	67
2.1.3 Αυτό-δημιουργούμενο κρίσιμο επίπεδο (self-induced critical level)	68
2.2 Ιδεατές προσομοιώσεις των περιπτώσεων θυελλώδους καταβατικής ροής	70
2.2.1 Εισαγωγή	70
2.2.2 Προωθούμενη διάτμηση ανέμου (forward wind shear)	71

2.2.3 Αναστροφή της ροής στα μεγάλα ατμοσφαιρικά στρώματα (flow reversal aloft)	72
2.2.4 Ανάστροφη διάτμηση (reverse shear)	73
2.2.5 Θερμοκρασιακή αναστροφή στην κορυφή του βουνού (mountaintop inversion)	74
2.2.6 Ανυψούμενη θερμοκρασιακή αναστροφή (inversion aloft)	75
2.2.7 Αναστροφή της ροής και θερμοκρασιακή αναστροφή	76
2.3 Θεωρητική προσέγγιση δημιουργίας θυελλωδών ανέμων καταβατικής ροής	77
2.3.1 Η θεωρία του υδραυλικού άλματος	78
2.3.2 Η θεωρία της κατακόρυφης διάδοσης των ορεογραφικών κυμάτων	80
2.3.3 Η θεωρία της «κατάρρευσης» του ορεογραφικού κύματος	81
2.4 Ανάντη επιβράδυνση της ροής - διαχωρισμός ροής και «κατάρρευση» κύματος	82
2.5 Άνεμος τύπου föhn	86
2.6 Άνεμος τύπου bora	89
II. Άνεμοι καναλισμού (Gap winds)	93
2.7 Φαινόμενο Venturi ή χοάνης	94
2.8 Ο ρόλος της βαροβαθμίδας	96
2.8.1 Η βαροβαθμίδα της συνοπτικής κλίμακας	96
2.8.2 Η βαροβαθμίδα του υδραυλικού φαινομένου	97
2.9 Παράγοντες που ενισχύουν τη ροή στην έξοδο του καναλιού	99
2.10 Εκτίμηση της ροής του ανέμου καναλισμού	100
2.10.1 Απλή διαγνωστική εκτίμηση – Εξίσωση Bernoulli	101
2.10.2 Συνυπολογισμός της τριβής	101
2.10.3 Εκτίμηση του αριθμητικού μοντέλου	103
ΙΙΙ. Ριπές ανέμου	105
2.11 Ριπή ανέμου – Συντελεστής ριπής του ανέμου	105
2.13 Εκτίμηση των ριπαίων ανέμων	106
2.13.1 Συνοπτική περιγραφή των μεθόδων εκτίμησης των ριπαίων ανέμων	106
3. meaeth pepiptoseos queaaqous katabatikhs pohs sth b.d. eaaada	109
3.1 Η βάση δεδομένων και των ρυθμίσεων του αριθμητικού μοντέλου	113
3.1.1 Ανάλυση και δεδομένα των μετεωρολογικών σταθμών	113
3.1.2 Ρυθμίσεις του αριθμητικού μοντέλου ΜΜ5	114
3.2 Συνοπτική κατάσταση και παρατηρήσεις	118
3.3 Αποτελέσματα του αριθμητικού μοντέλου – Προσομοίωση CNTL	122
3.3.1 Ανάλυση των οριζοντίων πεδίων	122
3.3.2 Κατακόρυφη διατομή (vertical cross section)	131

3.3.3 Ανάλυση των κατακόρυφων δομών	135
3.4 Ανάλυση των προσομοιώσεων της ευαισθησίας - Δοκιμές ευαισθησίας	138
3.5 Συμπεράσματα	142
4.ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΣΗ ΡΟΗΣ ΚΑΙ ΑΝΕΜΟΙ ΚΑΝΑΛΙΣΜΟΥ ΣΤΟ ΝΗΣΙ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ	145
4.1 Ετησίες άνεμοι	149
4.2 Περιγραφή των παρατηρησιακών δεδομένων	151
4.2.1 Δεδομένα από επίγειους μετεωρολογικούς σταθμούς	151
4.2.2 Δορυφόρος QuikSCAT	152
4.2.3 Δεδομένα ραδιοβολίσεων	153
4.3 Επεξεργασία των επίγειων δεδομένων	155
4.3.1 Επεξεργασία των ανεμολογικών δεδομένων	156
(α) Κατανομή της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου	156
(β) Ριπή ανέμου και συντελεστής ριπής	160
4.3.2 Συσχέτιση της ταχύτητας ανέμου και της βαροβαθμίδας	162
4.3.3 Επεξεργασία των δεδομένων της θερμοκρασίας και της υγρασίας	164
4.4 Επεξεργασία των δορυφορικών δεδομένων QuikSCAT	166
4.5 Μελέτη της περιπτώσεως ισχυρής ροής	169
4.5.1 Περιγραφή της συνοπτικής διάταζης	169
4.5.2 Επεξεργασία των παρατηρησιακών δεδομένων	172
(α) Παρατηρήσεις της γενικής ροής	172
(β) Παρατηρήσεις της ροής μέσα στο κανάλι	176
4.6 Συμπεράσματα της επεξεργασίας των δεδομένων παρατήρησης	181
4.7 Αριθμητική μελέτη	183
4.8 Περιγραφή και ρυθμίσεις του αριθμητικού μοντέλου	184
4.9 Αποτελέσματα του μοντέλου – Προσομοίωση CNTL	186
4.9.1 Συνοπτική ανάλυση	186
4.9.2 Ανάλυση των οριζοντίων πεδίων	187
4.9.3 Ανάλυση των χρονοσειρών – Αριθμοί Froude και Rossby	191
4.9.4 Ανάλυση της κατακόρυφης δομής της ατμόσφαιρας	194
4.9.5 Ανάλυση των τροχιών των αέριων σωματίων	200
4.10 Αποτελέσματα του μοντέλου – Προσομοίωση της δοκιμής ευαισθησίας	205
4.11 Συμπεράσματα επί των αποτελεσμάτων της αριθμητικής μελέτης	209
5.ΒΑΣΙΚΑ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΠΡΟΟΠΤΙΚΕΣ	213
5.1 Τα βασικά συμπεράσματα της διατριβής	214

5.2 Προοπτικές μελλοντικής έρευνας	220
ПАРАРТНМА	223
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	245

Πρόλογος - Ευχαριστίες

Θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τα μέλη της τριμελούς συμβουλευτικής επιτροπής κ.κ. Αριστείδη Μπαρτζώκα, Αναπληρωτή Καθηγητή του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων, Νικόλαο Χατζηαναστασίου, Επίκουρο Καθηγητή του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων και Κωνσταντίνο Λαγουβάρδο, Ερευνητή Β' του Ινστιτούτου Ερευνών Περιβάλλοντος του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, για την πολύτιμη καθοδήγηση και ανεκτίμητη βοήθεια στη διάρκεια της εργασίας αυτής ως προς τις συμβουλές που προσέφεραν, τόσο κατά την εξέλιξη της διατριβής, όσο και κατά τη διάρκεια της συγγραφής της.

Μεγάλη και σημαντική ήταν η συνεισφορά της Δρ. Βασιλικής Κοτρώνη, ερευνήτριας Β' του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, με την οποία είχα την τύχη να συζητήσω αρκετά θέματα της παρούσας εργασίας, αποκομίζοντας ανεκτίμητες γνώσεις και εμπειρίες. Οι ιδέες που μου προσέφερε καθώς επίσης και οι συμβουλές της ήταν σημαντικές σε όλα τα στάδια της διατριβής.

Θέλω επίσης να ευχαριστήσω θερμά τους συναδέλφους κ. Νικόλαο Μαζαράκη, Φυσικό-Μετεωρολόγο και υποψήφιο διδάκτορα του Πανεπιστημίου Πατρών και τον Δρ. Δημήτρη Κατσάνο, Φυσικό-Μετεωρολόγο για την πολύτιμη βοήθειά τους στην πραγματοποίηση του πειράματος στο ορεινό κανάλι της Κρήτης, που αποτελεί σημαντικό τμήμα της διατριβής. Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον κ. Σπύρο Λυκούδη, Φυσικό Περιβάλλοντος και υποψήφιο διδάκτορα Πανεπιστημίου Πατρών, για την ουσιαστική βοήθειά του και οργάνωση της διεξαγωγής του πειράματος, καθώς επίσης και των εποικοδομητικών σχόλιών του σε αρκετά θέματα της παρούσας εργασίας. Οφείλω να ευχαριστήσω την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία, καθώς επίσης και τον τομέα διαχείρισης δεδομένων του Υπουργείου Αγροτικής Ανάπτυξης και Τροφίμων, για την παροχή δεδομένων από τους μετεωρολογικούς σταθμούς του αεροδρομίου των Ιωαννίνων και της περιοχής Κατσικά του Νομού Ιωαννίνων, αντίστοιχα.

Επιθυμώ να ευχαριστήσω θερμά και τα μέλη της επταμελούς εξεταστικής επιτροπής κ.κ. Βασίλειο Κατσούλη, Ομότιμο Καθηγητή του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων, Θεόδωρο Καρακώστα, Καθηγητή του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, Ελένη Φλόκα, Επίκουρο Καθηγήτρια του Τμήματος Φυσικής του Εθνικού Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών και Ιωάννη Πυθαρούλη, Λέκτορα του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.

Τέλος, νιώθω την ανάγκη να ευχαριστήσω τον αείμνηστο Ιωάννη Πνευματικό, Λέκτορα του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων, για τις συμβουλές του και τη βοήθεια που μου προσέφερε στο ξεκίνημα της παρούσας εργασίας, δυστυχώς για σύντομο χρονικό διάστημα.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το ορεινό περιβάλλον ανέκαθεν αντιμετωπίζονταν με ιδιαίτερο δέος από την ανθρωπότητα. Οι αργαίοι Έλληνες πίστευαν ότι το όρος Όλυμπος αποτελούσε την κατοικία των θεών, οι Νορβηγοί ότι στο όρος Jötunheim κατοικούσαν οι Jotuns, θεότητες του πάγου, ενώ οι Θιβετιανοί εκτιμούσαν ότι το όρος Έβερεστ ήταν ο «θεός του χιονιού». Σε αρκετούς αρχαίους πολιτισμούς τα βουνά θεωρούνταν τόποι θυσίας, όπως για παράδειγμα η κορυφή Nanga Parbat (8125 m) στα Ιμαλάϊα, που στα σανσκριτικά σημαίνει το «βουνό της θυσίας», ή ο Ταΰγετος (2407 m) στην αρχαία Ελλάδα. Τα κλιματολογικά χαρακτηριστικά που διαμορφώνονται λόγω της παρουσίας βουνών και ιδιαίτερα ο σχηματισμός των νεφών πάνω σε αυτά, περιγράφονται με πολλές ονομασίες και τοπικούς ιδιωματισμούς. Έτσι, παρατηρώντας τις υψηλές κορυφές της Νέας Ζηλανδίας οι αργαίοι Maoris απέδωσαν σε αυτές την ονομασία «η περιοχή με το μακρύ λευκό σύννεφο» ("the long white cloud"), ενώ η ονομασία του όρους Table, στη Νότια Αφρική προέρχεται από τη λέξη "tablecloth" («τραπεζομάντηλο») λόγω της παρουσίας νέφους στην κορυφή του (νέφος τύπου cap). Τέλος, οι τοπικοί άνεμοι που πνέουν σε μια περιοχή και σχετίζονται με την παρουσία βουνών, λαμβάνουν ονόματα από την τοπική διάλεκτο και στη συνέχεια γίνονται γνωστοί παγκοσμίως όπως οι άνεμοι τύπου föhn, chinook, bora και άλλοι.

Παρόλη την περιβαντολλογική και κοινωνική σημασία της παρουσίας ενός βουνού σε μια περιοχή και του γεγονότος ότι τα βουνά καλύπτουν ένα ποσοστό περίπου 25% της γήινης επιφάνειας, οι μετεωρολογικές συνθήκες των περισσότερων ορεινών περιοχών δεν είναι γνωστές με λεπτομέρειες (Barry, 2008). Ένας σημαντικός λόγος είναι η απουσία καταγραφής μετεωρολογικών παραμέτρων στις ορεινές περιογές, αφού η τοποθέτηση των επίγειων μετεωρολογικών σταθμών γίνεται κατά προτίμηση στις επίπεδες περιοχές, οι οποίες είναι πιο προσιτές, αλλά και πιο πυκνοκατοικημένες. Παρόλα αυτά, με την εξέλιξη της τεχνολογίας πραγματοποιούνται πλέον πολλές μελέτες σχετικά με την αλληλεπίδραση της ροής του ανέμου σε πολύπλοκο ορεινό ανάγλυφο, χρησιμοποιώντας επίγειους σταθμούς, ραδιοβολίσεις, ανεμόπτερα. αεροπλάνα και δορυφόρους, ενώ η αλματώδης ανάπτυξη της επιστήμης της πληροφορικής συνέβαλλε τα μέγιστα στη δημιουργία αριθμητικών μοντέλων καιρού. Ο κλάδος της επιστήμης της μετεωρολογίας, που ασχολείται με τις καιρικές συνθήκες των ορεινών περιοχών ονομάζεται μετεωρολογία των ορέων, ως μετάφραση του όρου mountain meteorology ο οποίος επικρατεί διεθνώς (Whiteman, 2000).

Το αντικείμενο της μετεωρολογίας των ορέων γνώρισε ιδιαίτερη ανάπτυξη τον εικοστό αιώνα. Η πρόοδος αυτή μπορεί να ταξινομηθεί σε τέσσερα πεδία: (α) τοπικά ορεινά κλίματα και ανθρώπινη προσαρμογή σε αυτά, (β) δυναμικές αέριας ροής, ή δυναμική επίδραση του εδάφους στους ανέμους, (γ) η θερμική επίδραση των λόφων και των πλαγιών στις τοπικές κυκλοφορίες και (δ) η επιρροή των κυριότερων οροσειρών στην παγκόσμια κυκλοφορία και το κλίμα. Τα πεδία (β), (γ) και (δ) βρίσκονται εμφανώς στον τομέα της ατμοσφαιρικής επιστήμης. Με βάση τον αριθμό των δημοσιευμένων εργασιών, το πεδίο (β) είναι περισσότερο ενεργό, ίσως λόγω της πιο εύκολης εφαρμογής των απλών μαθηματικών προβλημάτων σε αυτό το πεδίο. Αυτή η ευκολία της εφαρμογής έφερε σε κοινή πορεία τους μετεωρολόγους και τους εφαρμοσμένους μαθηματικούς, με σκοπό την ανάπτυξη θεωριών σχετικά με τα στάσιμα ορεογραφικά κύματα τόσο στις δύο όσο και στις τρεις διαστάσεις (Smith, 2004).

Η αφορμή για το έναυσμα τέτοιων εργασιών δόθηκε από τους ισχυρούς ανέμους που έπνεαν σε κάποιες περιοχές, οι οποίες γειτνίαζαν με ορεινούς όγκους και βρίσκονταν είτε στην υπήνεμη πλευρά ενός βουνού, είτε στην έξοδο ενός ορεινού καναλιού. Στην παγκόσμια βιβλιογραφία, αναφέρονται αρκετές μελέτες που αφορούν αλληλεπίδραση του πεδίου στην ροής με τοπογραφικά χαρακτηριστικά, συμπεριλαμβάνοντας τροποποιήσεις της ροής μέσα σε ορεινά κανάλια. Η πλειοψηφία αυτών των μελετών εστιάζεται σε περιοχές της Βόρειας Αμερικής, όπως π.χ. για τους ισχυρούς ανέμους καταβατικής ροής στις υπήνεμες πλαγιές των Rockies Mountains και των Cascades (Klemp and Lilly, 1974; Smith, 1985; Durran, 1986; Colle and Mass; 1998), καθώς επίσης και οι ισχυροί άνεμοι στην έξοδο τοπογραφικών καναλιών όπως στη διώρυγα του Juan de Fuca νότια του Vancouver (Overland and Walter, 1981; Colle and Mass, 2000), στο κανάλι Chievela στον κόλπο Tehuantepec του Μεξικό (Steenburgh et al., 1998), στο τοπογραφικό κανάλι στην περιοχή της Columbia (Sharp and Mass, 2004) κ.λ.π.. Στην Ευρώπη αρκετές εργασίες έχουν πραγματοποιηθεί σχετικά με τη μελέτη των θυελλωδών ανέμων τύπου bora, νοτιοδυτικά των Διναρικών Άλπεων κατά μήκος των Αδριατικών ακτών, όπου οι καταγεγραμμένες ριπές του ανέμου έφτασαν σε ένταση τα 50 m s⁻¹ (Klemp and Durran, 1987; Smith, 1987; Tutiš, 2003; Gohm and Mayr, 2005), ενώ ισχυρές ριπές κατεγράφησαν και στο νησί της Ισλανδίας (Ágústsson and Ólafsson, 2004). Επίσης, ιδιαίτερη αναφορά γίνεται και στις Άλπεις, όπου μελετήθηκε κυρίως η επιβράδυνση της ροής έμπροσθεν (ανάντη) των ορεινών

όγκων (Chen and Smith, 1987; Pierrehumbert and Wyman, 1985), ενώ πραγματοποιήθηκαν και αρκετά πειράματα για τη μελέτη της γενικής επίδρασης του ορεινού αναγλύφου των Άλπεων στην ατμοσφαιρική ροή (ALPEX, Alpine Experiment).

Οι παραπάνω εργασίες αποτέλεσαν τμήμα του θεωρητικού υπόβαθρου της παρούσας διατριβής, η οποία επικεντρώνεται σε παρόμοια φαινόμενα ισχυρής ροής του ανέμου σε αντιπροσωπευτικές περιοχές της Ελλάδας, που γειτνιάζουν με ορεινά εμπόδια. Το τοπογραφικό ανάγλυφο της Ελλάδας είναι ιδιαίτερα πολύπλοκο με αποτέλεσμα τη σημαντική τροποποίηση του πεδίου ατμοσφαιρικής ροής. Οι ισχυροί άνεμοι στην Ελλάδα αρκετές φορές σχετίζονται με καταστροφές, όπως οι πλημμύρες παράκτιων ή παραλίμνιων περιοχών, που προκαλούνται από τη μεταφορά μεγάλων ποσοτήτων νερού λόγω κυματισμού, ή οι δασικές πυρκαγιές σε ορεινές περιοχές που εξαπλώνονται με γρήγορο ρυθμό εξαιτίας τοπικής ενίσχυσης του ανέμου λόγω της περιβάλλουσας τοπογραφίας. Η έκταση των προαναφερθέντων καταστροφών, οι λίγες βιβλιογραφικές αναφορές σχετικά με τη μελέτη της τροποποίησης του πεδίου ροής του ανέμου κατά την αλληλεπίδρασή του με το έντονο ορεινό ανάγλυφο περιοχών της Ελλάδας (Παπαγιαννάκης, 1966; Κατσούλης, 1970, 1975; Metaxas, 1973; Katsoulis, 1993a, b; Helmis et al., 2000; Kotroni et al., 2001), καθώς επίσης και η δυνατότητα χρησιμοποίησης αριθμητικών μετεωρολογικών μοντέλων πολύ υψηλής ανάλυσης (οριζόντιας ανάλυσης έως και 1 km), αποτέλεσαν το έναυσμα για τη μελέτη των ισχυρών ανέμων σε αντιπροσωπευτικά επιλεγμένες περιοχές στην Ελλάδα.

Ο πρωταρχικός στόχος της παρούσας διδακτορικής διατριβής είναι η μελέτη και η διερεύνηση των φυσικών μηχανισμών που οδηγούν στην ενίσχυση της ροής του ανέμου, σε δύο περιοχές της Ελλάδας: το λεκανοπέδιο των Ιωαννίνων και τις νότιες ακτές του κεντρικού τμήματος του νησιού της Κρήτης. Οι δύο αυτές περιοχές επιλέχθηκαν με γνώμονα τους ισχυρούς έως θυελλώδεις ανέμους που κατεγράφησαν σε αυτές εξαιτίας: (α) της επιδράσεως του όρους Μιτσικέλι στην περιοχή των Ιωαννίνων και (β) του πολύπλοκου ορεινού ανάγλυφου του νησιού της Κρήτης και ιδιαιτέρως του ορεινού καναλιού μεταξύ των δύο υψηλότερων βουνών του νησιού (Λευκά Όρη και όρος Ίδη), στην προσπίπτουσα ατμοσφαιρική ροή. Για τις προαναφερόμενες μελέτες χρησιμοποιήθηκαν προσομοιώσεις αριθμητικού μοντέλου πολύ υψηλής ανάλυσης (1-2 km), ενώ για την περίπτωση των ισχυρών ανέμων καναλοποίησης στις νότιες ακτές του

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

κεντρικού τμήματος της Κρήτης πραγματοποιήθηκε πείραμα, λεπτομέρειες του οποίου θα δοθούν στη συνέχεια, με σκοπό την καταγραφή των μετεωρολογικών παραμέτρων κατά μήκος του ορεινού καναλιού. Τόσο οι προσομοιώσεις πολύ υψηλής ανάλυσης, όσο και η διεξαγωγή του πειράματος, αποτελούν καινοτόμες παρεμβάσεις στη μελέτη των ισχυρών ανέμων σε περιοχές που γειτνιάζουν με έντονο ορεινό ανάγλυφο στην περιοχή της Ελλάδας. Οι περιοχές αυτές είναι αντιπροσωπευτικές για την τροποποίηση του πεδίου ροής στον Ελλαδικό χώρο, αφού η περίπτωση των Ιωαννίνων αποτελεί κλασική περίπτωση μιας περιοχής στην ενδοχώρα η οποία γειτνιάζει με υψηλά βουνά και η Κρήτη την περίπτωση ενός απομονωμένου νησιού του Αιγαίου Πελάγους, όπου το καλοκαίρι η ροή προσπίπτει κάθετα σε αυτό. Στο πλαίσιο της διατριβής, διερευνήθηκε το κατά πόσον ένα αριθμητικό μοντέλο καιρού υψηλής ανάλυσης μπορεί να διαγνώσει τους φυσικούς μηχανισμούς που οδηγούν σε μεγάλες ταχύτητες ανέμου σε περιοχές με έντονο ορεινό ανάγλυφο, καθώς επίσης και το σημαντικό ρόλο της οριζόντιας και κατακόρυφης ανάλυσης του μοντέλου σε αυτό το εγχείρημα.

Η διάρθρωση της παρούσας διατριβής είναι η ακόλουθη:

Στο πρώτο κεφάλαιο περιγράφεται το θεωρητικό υπόβαθρο των ορεογραφικών κυμάτων, αφού αναφέρονται οι διαταραχές της ατμοσφαιρικής ροής, οι οποίες προκαλούνται από την αλληλεπίδραση της προσπίπτουσας ροής σε ένα ορεινό εμπόδιο. Συγκεκριμένα, σε αυτό το κεφάλαιο παρουσιάζονται οι παράγοντες που καθορίζουν τη δημιουργία και την ανάπτυξη ενός ορεογραφικού κύματος, τα βασικά χαρακτηριστικά του, καθώς επίσης και τα είδη των διαταραχών της ροής στην υπήνεμη πλευρά του ορεινού εμποδίου. Στη συνέχεια γίνεται περιγραφή των θεωρητικών προσεγγίσεων που εφαρμόστηκαν από ερευνητές, για την προσομοίωση και τη μελέτη ενός ορεογραφικού κύματος μικρού πλάτους. Αρχικά, αναφέρονται οι θεωρητικές τεχνικές που εφαρμόστηκαν σε δύο διαστάσεις, χρησιμοποιώντας απλουστευμένες μορφές ορεινών εμποδίων (ημιτονοειδείς και έπειτα απομονωμένες κορυφές), με την ταχύτητα του ανέμου και την ευστάθεια να διατηρούνται σταθερές καθ' ύψος. Έπειτα, στην προσπάθεια για την προσομοίωση των πραγματικών ατμοσφαιρικών συνθηκών, συνυπολογίστηκε το πεδίο ροής του ανέμου στην υπήνεμη πλευρά του εμποδίου λαμβάνοντας υπ' όψη κατακόρυφες μεταβολές της ταχύτητας του ανέμου και της ευστάθειας. Τέλος, η αναφορά στις θεωρητικές προσεγγίσεις ολοκληρώνεται με τη μελέτη των ατμοσφαιρικών διαταραχών στην υπήνεμη πλευρά ενός τρισδιάστατου

εμποδίου και τη δημιουργία στροβίλων και μεμονωμένων περιοχών ασθενών ανέμων («ορεινών απόνερων»). Επιπροσθέτως, ιδιαίτερη αναφορά γίνεται στους δύο σημαντικούς αριθμούς Froude και Rossby, οι τιμές των οποίων περιγράφουν τη συμπεριφορά της ροής παρουσία τοπογραφίας.

Στο δεύτερο κεφάλαιο γίνεται αναφορά στους φυσικούς μηχανισμούς και στις αντίστοιχες θεωρητικές προσεγγίσεις σχετικά με τους ισχυρούς ανέμους, που παρατηρούνται σε περιοχές που γειτνιάζουν με ορεινά εμπόδια και γενικά με πολύπλοκη τοπογραφία. Στην ουσία το κεφάλαιο αυτό αποτελεί μια συνέχεια του προηγουμένου, αφού εξετάζει τις περιπτώσεις όπου οι ατμοσφαιρικές διαταραχές στην κατάντη περιοχή μιας τοπογραφικής εξάρσεως, όπως παρουσιάστηκαν στο πρώτο κεφάλαιο, αναπτύσσονται σε τέτοιο βαθμό ώστε να ευνοούν την ενίσχυση της ροής. Η ενισχυμένη ροή εντοπίζεται είτε στις υπήνεμες περιοχές ενός ορεινού εμποδίου με τη μορφή καταβατικής ροής στην πλαγιά του, είτε στην έξοδο ενός τοπογραφικού καναλιού. Έτσι λοιπόν, το δεύτερο κεφάλαιο διαιρείται σε τρεις ενότητες. Στην πρώτη ενότητα περιγράφονται οι φυσικοί μηχανισμοί που συμβάλλουν στη δημιουργία της θυελλώδους καταβατικής ροής, ενώ παρουσιάζεται ένας αριθμός ιδεατών προσομοιώσεων εκτιμώντας τη συμβολή κάθε φυσικού μηχανισμού στην ενίσχυση της καταβατικής ροής. Στη συνέχεια γίνεται αναφορά στις θεωρητικές προσεγγίσεις που χρησιμοποιήθηκαν για τη μελέτη της δημιουργίας των θυελλωδών ανέμων καταβατικής ροής, ενώ η πρώτη ενότητα ολοκληρώνεται με την παρουσίαση των δύο διαφορετικών τύπων ανέμων ισχυρής καταβατικής ροής, του föhn και του bora. Οι άνεμοι καναλισμού, οι παράγοντες που ευνούν την ενίσχυσή τους, καθώς επίσης και οι μέθοδοι εκτίμησης της εντάσεώς τους περιγράφονται στη δεύτερη ενότητα του κεφαλαίου. Τέλος, το κεφάλαιο ολοκληρώνεται με την τρίτη ενότητα, η οποία αφορά τις ριπές των ανέμων. Οι ριπές των ανέμων αποτελούν ένα ιδιαίτερο χαρακτηριστικό των ανέμων καταβατικής ροής αλλά και του καναλισμού, αφού η έντασή τους προκαλεί καταστροφές.

Στο τρίτο κεφάλαιο παρουσιάζεται η μελέτη ισχυρής καταβατικής ροής στον Ελλαδικό ηπειρωτικό χώρο. Συγκεκριμένα, εξετάζεται η περίπτωση της 25-26ης Μαρτίου 1998, όπου θυελλώδεις άνεμοι καταβατικής ροής έπληξαν την περιοχή της πόλης των Ιωαννίνων, προκαλώντας εκτεταμένες καταστροφές και πλημμυρικά επεισόδια στις παραλίμνιες περιοχές της πόλης εξαιτίας των μεγάλων κυμάτων. Η

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

μελέτη στηρίχθηκε σε διαθέσιμες πηγές παρατηρήσεων και στα αποτελέσματα προσομοιώσεων του μη-υδροστατικού μοντέλου MM5 υψηλής ανάλυσης (οριζόντιας ανάλυσης 2 km). Επιπρόσθετα, γίνεται η παρουσίαση των αποτελεσμάτων δύο προσομοιώσεων τροποποιώντας την περιβάλλουσα τοπογραφία (δοκιμές ευαισθησίας), με σκοπό τη διερεύνηση του σημαντικού ρόλου που διαδραματίζει το όρος Μιτσικέλι στην επιτάχυνση της καταβατικής ροής. Τα αποτελέσματα του συγκεκριμένου κεφαλαίου παρουσιάστηκαν στο 9ο Συνέδριο της Ελληνικής Μετεωρολογικής Εταιρίας που διεξήχθη στη Θεσσαλονίκη το Mάιο του 2008, ενώ παράλληλα δημοσιεύτηκαν και στο διεθνές περιοδικό Atmospheric Research (Koletsis et al., 2009a).

Στο τέταρτο κεφάλαιο εξετάζεται η τροποποίηση του πεδίου ροής γύρω από το νησί της Κρήτης κατά τη διάρκεια των θερινών μηνών, όπου το κύριο μετεωρολογικό χαρακτηριστικό είναι η επικράτηση βορείου ρεύματος στο Αιγαίο Πέλαγος (Meteorological Office, 1962; Metaxas, 1973, 1977; Ziv et al., 2004), καθώς επίσης και οι ισχυροί άνεμοι λόγω καναλισμού, οι οποίοι παρατηρούνται στις νότιες ακτές της κεντρικής κυρίως Κρήτης. Για αυτό το λόγο, το καλοκαίρι του 2007 πραγματοποιήθηκε ένα πείραμα κατά το οποίο εγκαταστάθηκαν τέσσερις επίγειοι μετεωρολογικοί σταθμοί σε περιοχές κατά μήκος του ορεινού καναλιού μεταξύ των δύο υψηλοτέρων βουνών της Κρήτης, του όρους Ίδη (2456 m) και των Λευκών Ορέων (2453 m), συλλέγοντας δεδομένα 92 ημερών. Επιπλέον, χρησιμοποιήθηκαν κι άλλες πηγές παρατηρήσεων όπως δορυφορικά δεδομένα ανέμου υψηλής ανάλυσης (12.5 km) και ραδιοβολίσεις από το αεροδρόμιο του Ηρακλείου. Επίσης, εξετάστηκε μεμονωμένα το επεισόδιο της 24-26ης Αυγούστου 2007, όπου θυελλώδεις άνεμοι κατεγράφησαν στην έξοδο του ορεινού καναλιού, χρησιμοποιώντας δεδομένα των προαναφερόμενων πηγών παρατήρησης, καθώς επίσης και δεδομένα από τα αποτελέσματα προσομοίωσης πολύ υψηλής ανάλυσης. Το κεφάλαιο διαχωρίζεται σε δύο μέρη: στο πρώτο μέρος πραγματοποιείται η στατιστική μελέτη των παρατηρησιακών μετεωρολογικών δεδομένων μιας χρονικής περιόδου περίπου τριών μηνών, που αφορά τις κυριότερες μετεωρολογικές παραμέτρους όπως ταχύτητα και διεύθυνση ανέμου, θερμοκρασία, υγρασία και ατμοσφαιρική πίεση, καθώς επίσης και στα δορυφορικά δεδομένα για τις θαλάσσιες περιοχές ανάντη και κατάντη του ορεινού καναλιού για την ίδια χρονική περίοδο. Τέλος, δίνονται τα αποτελέσματα της μελέτης για την περίπτωση του Αυγούστου 2007. Η δυναμική και η κατανόηση της τρισδιάστατης δομής των ισχυρών ανέμων

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

καναλισμού στην Κρήτη, ολοκληρώνονται στο δεύτερο μέρος του κεφαλαίου, όπου παρέχονται τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων πολύ υψηλής ανάλυσης (οριζόντια ανάλυση 1 km), συμπεριλαμβάνοντας οριζόντια και κατακόρυφα πεδία ανέμου, προσομοιούμενες ραδιοβολίσεις, τροχιές αερίων σωματιδίων και δοκιμές ευασθησίας του μη υδροστατικού μοντέλου MM5 για την περίπτωση του Αυγούστου 2007. Τα αποτελέσματα του πρώτου μέρους δημοσιεύτηκαν στο διεθνές περιοδικό Natural Hazards and Earth System Sciences της European Geosciences Union (Koletsis et al., 2009b), ενώ τα αποτελέσματα του δεύτερου μέρους παρουσιάστηκαν στο συνέδριο της 11th Plinius on Mediterranean Storms της European Geosciences Union που πραγματοποιήθηκε στη Βαρκελώνη το Σεπτέμβριο του 2009, ενώ έχει υποβληθεί προς δημοσίευση στο διεθνές περιοδικό Natural Hazards and Earth System Sciences της Ευσραπαϊκής Γεωφυσικής Ένωσης (European Geosciences Union).

Η διδακτορική διατριβή ολοκληρώνεται με την παρουσίαση των συμπερασμάτων που προέκυψαν από την εκπόνησή της, καθώς επίσης και των προοπτικών όσον αφορά στη μελέτη του πεδίου ανέμου σε περιοχές του Ελληνικού χώρου με έντονο ορεινό ανάγλυφο.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΟΡΕΟΓΡΑΦΙΚΑ ΚΥΜΑΤΑ

Δεδομένου ότι η ατμόσφαιρα αποτελείται κυρίως από αέρια συστατικά, η μελέτη της ατμοσφαιρικής ροής στηρίζεται στη γενική συμπεριφορά της κίνησης των ρευστών. Πολλές ατμοσφαιρικές διαταραχές εμφανίζονται ως κύματα, τα οποία δημιουργούνται από τις αλληλεπιδράσεις πολλών δυνάμεων όπως οι δυνάμεις βαροβαθμίδας, Coriolis, βαρύτητας και τριβής. Τα ατμοσφαιρικά κύματα μπορούν να ταξινομηθούν βάσει του μεγέθους τους σε: (i) μεγάλης κλίμακας, όπως τα πλανητικά και συνοπτικά κύματα που εμφανίζονται στους συνοπτικούς μετεωρολογικούς χάρτες και σε (ii) μικρής κλίμακας, όπως τα βαρυτικά κύματα (gravity waves). Στα μεγάλης κλίμακας κύματα, οι οριζόντιες κινήσεις υπερέχουν των κατακόρυφων κατά πολλές τάξεις μεγέθους, ενώ αντιθέτως στα μικρής κλίμακας ατμοσφαιρικά κύματα, οι κατακόρυφες κινήσεις υπερτερούν των οριζοντίων.

Όταν ένα ευσταθές στρώμα αέρα αναγκαστεί να ανέλθει πάνω από ένα ορεινό εμπόδιο, τότε δημιουργείται μια ατμοσφαιρική διαταραχή, δηλαδή ένα ατμοσφαιρικό κύμα μικρής κλίμακας. Οι κατακόρυφες ταλαντώσεις (ή η κυματική μορφή) προκαλούνται από τις τοπικές διαφορές της πυκνότητας του αέρα, με τις δυνάμεις της άνωσης ή της βαρύτητας να επαναφέρουν το αέριο σώμα στην αρχική του θέση ισορροπίας (Whiteman, 2000). Η ενέργεια που συνδέεται με αυτή τη διαταραχή συχνά απομακρύνεται από το βουνό μέσω των δημιουργούμενων βαρυτικών κυμάτων. Τα βαρυτικά κύματα τα οποία δημιουργούνται από τα βουνά, ονομάζονται ορεογραφικά κύματα (mountain waves) (Durran, 1990). Τα ορεογραφικά κύματα έχουν μια τάση να εξαπλώνονται κατακόρυφα, με αποτέλεσμα να μην εντοπίζονται μόνο στα χαμηλά στρώματα της ατμόσφαιρας, όπως π.χ. βουνά και λόφους, αλλά και υψηλότερα σε ολόκληρη την τροπόσφαιρα, ακόμα και στην στρατόσφαιρα (Whiteman, 2000). Τα κύματα που δημιουργούνται στις υπήνεμες περιοχές των βουνών, ονομάζονται κύματα υπήνεμης περιοχής (lee wave) και συχνά περιορίζονται ή παγιδεύονται στις υπήνεμες περιοχές των ορεινών εμποδίων, από μία οριζόντια επίπεδη ροή που βρίσκεται υπεράνω τους. Γενικά, τα ορεογραφικά κύματα στα υψηλότερα ατμοσφαιρικά στρώματα συνήθως έχουν μεγαλύτερα μήκη κύματος και μικρότερο πλάτος από ότι τα κύματα υπήνεμης περιοχής (Barry, 2008).

Τα ορεογραφικά κύματα ασκούν μια αντίσταση λόγω τριβής (drag) μεταξύ των αερίων στρωμάτων στην ανώτερη ατμόσφαιρα. Μάλιστα η αθροιστική παγκόσμια επίδραση αυτής της εσωτερικής αντίδρασης των ορεογραφικών κυμάτων, εκτιμάται ότι επηρεάζει σημαντικά την ένταση της μέσης ζωνικής κυκλοφορίας κοντά στους πολικούς αεροχειμάρρους (Durran, 1990). Μια περιγραφή της αντιστάσεως του αέρα, θα δοθεί στη συνέχεια της εργασίας. Τα μεγάλης ανάπτυξης ορεογραφικά κύματα, συνήθως συνδέονται με περιοχές ισχυρής διάτμησης του ανέμου (clear-air turbulence), οι οποίες προκαλούν προβλήματα στην αεροπλοΐα. Τα ορεογραφικά κύματα υπό κατάλληλες συνθήκες, οι οποίες θα αναπτυχθούν στη συνέχεια, μπορούν να συνδεθούν και με τους ισχυρούς επιφανειακούς ανέμους που πνέουν στις υπήνεμες πλαγιές ενός βουνού, με ριπές που σε ορισμένες ακραίες περιπτώσεις ξεπερνούν τα 50 m s⁻¹. Τέλος, όταν η ατμόσφαιρα περιέχει επαρκή ποσοστά υγρασίας, η δημιουργία κάποιων νεφών (π.χ. φακοειδή νέφη (lenticular cloud), cap, banner, rotors, τείχος foehn, τοξοειδής διάταξη chinook) πάνω από ορεινά εμπόδια αποτελούν ενδείξεις ορεογραφικής δραστηριότητας και παρουσίας ορεογραφικών κυμάτων (Σχήμα 1.1). Η μη παρουσία όμως νεφών, σε καμία περίπτωση δεν σημαίνει και απουσία ορεογραφικών κυμάτων.



Σχήμα 1.1. Τύποι νεφών που σχετίζονται με τη δράση ενός ορεογραφικού κύματος και εντοπίζονται στις υπήνεμες περιοχές των ορεινών εμποδίων (Πηγή: <u>http://www.meted.ucar.edu</u>).

1.1 Δημιουργία και ανάπτυξη ορεογραφικών κυμάτων

Η συμπεριφορά της αέριας ροής πάνω από ένα εμπόδιο εξαρτάται κυρίως από: (i) τη δομή της ατμοσφαιρικής ευστάθειας, (ii) τη μορφή του εμποδίου και (iii) την κάλυψη γης. Στη συνέχεια αναφέρονται αναλυτικά οι τρεις παράγοντες που επηρεάζουν τη ροή ενός στρώματος αέρα η οποία διέρχεται πάνω από ένα ορεινό εμπόδιο, καθώς επίσης και τα βασικά χαρακτηριστικά ενός ορεογραφικού κύματος.

1.1.1 Ατμοσφαιρική ευστάθεια

Αν σε ένα τμήμα αέρα δοθεί μια κατακόρυφη ώθηση προς τα πάνω, τότε μπορούν να συμβούν τα εξής: (1) το τμήμα αέρα να γίνει θερμότερο του περιβάλλοντος και κατ' επέκταση να αποκτήσει μικρότερη πυκνότητα, με αποτέλεσμα να αποκτήσει θετική άνωση και να αρχίσει να ανυψώνεται (ασταθής ατμόσφαιρα), (2) το τμήμα αέρα να παραμείνει στην ίδια θερμοκρασία, έχοντας δηλαδή την ίδια πυκνότητα με το περιβάλλον, με αποτέλεσμα να μην υπάρχει άνωση και το τμήμα αέρα να παραμείνει στη νέα του θέση (ουδέτερη ατμόσφαιρα) και τέλος (3) το τμήμα αέρα να γίνει ψυχρότερο του περιβάλλοντος, άρα να αποκτήσει μεγαλύτερη πυκνότητα και να βυθιστεί επιστρέφοντας στην αρχική του θέση (ευσταθής ατμόσφαιρα). Αντίστοιχα, εάν σε ένα τμήμα αέρα δοθεί μια προς τα κάτω κατακόρυφη ώθηση, τότε σε ασταθή ατμόσφαιρα το τμήμα γίνεται ψυχρότερο και πυκνότερο σε σχέση με το περιβάλλον του και βυθίζεται, σε ουδέτερη ατμόσφαιρα το τμήμα αέρα παραμένει σταθερό, ενώ σε ευσταθή ατμόσφαιρα το τμήμα γίνεται θερμότερο έχοντας μικρότερη πυκνότητα από το περιβάλλον, επιστρέφοντας στην αρχική του θέση (θέση ισορροπίας).

Σε ένα ξηρό στρώμα αέρα, ένα τμήμα του κινούμενο κατακορύφως μπορεί να θεωρηθεί ότι δεν ανταλλάσει θερμότητα με το περιβάλλον, κινείται δηλαδή μεταβάλλοντας την κατάστασή του αδιαβατικά. Αποδεικνύεται εύκολα ότι ο ρυθμός πτώσης/ανόδου της θερμοκρασίας του κατά την άνοδο/κάθοδο είναι σταθερός και ίσος με περίπου 10K ανά 100 km (ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα). Η ευστάθεια εξαρτάται από τη θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος. Σε μια ευσταθή ατμόσφαιρα, η θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος είναι μικρότερη από 10 K ανά Km (ξηρή αδιαβατική), ενώ σε μια ασταθή ατμόσφαιρα είναι μεγαλύτερη. Η μέση κλιματολογική τιμή της θερμοβαθμίδος της ατμόσφαιρας είναι περίπου 6.5 K ανά Km, το οποίο σημαίνει ότι η ατμόσφαιρα είναι γενικά ευσταθής.

Στην περίπτωση της ευστάθειας, η ανύψωση ενός τμήματος αέρα πάνω από τη θέση ισορροπίας το καθιστά ψυχρότερο από το περιβάλλον, με αποτέλεσμα να αρχίζει να βυθίζεται όταν αφεθεί ελεύθερο. Όσο χρονικό διάστημα το τμήμα αέρα βρίσκεται πάνω από τη θέση ισορροπίας, είναι πυκνότερο από το περιβάλλον και συνεχίζει να επιταχύνεται προς τα κάτω, έχοντας αρνητική άνωση έως ότου περάσει από τη θέση ισορροπίας. Όταν περάσει τη θέση ισορροπίας, το τμήμα αέρα γίνεται θερμότερο από το περιβάλλον κι αρχίζει να επιβραδύνεται, ώσπου να σταματήσει στιγμιαία. Έπειτα ανυψώνεται και πάλι προς τα πάνω μέχρι να περάσει τη θέση ισορροπίας, όπου γίνεται και πάλι ψυχρότερο συνεχίζοντας αυτή την περιοδική κίνηση. Η κίνηση της αέριας μάζας μοιάζει με την κίνηση ενός σώματος ανάμεσα από δύο ελατήρια, το οποίο ταλαντώνεται γύρω από τη θέση ισορροπίας, με τις τριβές και τις τύρβεις να φθίνουν το πλάτος της ταλάντωσης.

Κατά αναλογία λοιπόν, υπό συγκεκριμένες συνθήκες, οι οποίες θα αναφερθούν στη συνέχεια, όταν ένα ευσταθές στρώμα αέρα πλησιάσει ένα ορεινό εμπόδιο, τότε η ροή θα αναγκαστεί να ανέλθει, με αποτέλεσμα τα τμήματα αέρα και κατ' επέκταση ολόκληρο το στρώμα αέρα, να μετατοπιστεί από τη θέση ισορροπίας του. Όταν η ροή περάσει πάνω από το εμπόδιο, τότε δυνάμεις επαναφοράς (άνωσης) τείνουν να επιστρέψουν τα τμήματα αέρα στην αρχική θέση ισορροπίας, εκκινώντας μια ταλάντωση μετακινούμενη σε ευθεία γραμμή καθώς κινούνται οριζόντια απομακρυνόμενα από το ορεινό εμπόδιο, δημιουργώντας με αυτόν τον τρόπο έναν κυματισμό, δηλαδή ένα ορεογραφικό κύμα (Σχήμα 1.2). Η κίνηση αυτή ισχύει για όλα τα τμήματα αέρα του στρώματος που διασχίζουν το ορεινό εμπόδιο, με αποτέλεσμα σε ένα μικρό χρονικό διάστημα όλα να συμμετέχουν στην ίδια ταλάντωση και να ακολουθούν την ίδια σταθερή διαδρομή. Έτσι καθώς τα τμήματα αέρα κινούνται, η μορφή του κύματος φαίνεται να παραμένει σταθερή. Για αυτό το λόγο το κύμα στην υπήνεμη περιοχή καλείται στάσιμο κύμα (standing wave).

1.1.2 Τα βασικά χαρακτηριστικά ορεογραφικού κύματος

Τα ορεογραφικά κύματα μπορούν να χαρακτηριστούν από τη συχνότητα ταλάντωσής τους, το μήκος κύματος και το πλάτος τους. Η συχνότητα ενός ορεογραφικού κύματος εξαρτάται από την ευστάθεια της ατμόσφαιρας. Συγκεκριμένα, όσο περισσότερο ευσταθής είναι η ατμόσφαιρα τόσο ισχυρότερη θα είναι η δύναμη επαναφοράς άρα και πιο γρήγορα θα γίνεται η ταλάντωση γύρω από τη θέση ισορροπίας. Ως μήκος κύματος ορίζεται η απόσταση μεταξύ δύο διαδοχικών κορυφών ή κοιλάδων, ενώ ως πλάτος η απόσταση από την κορυφή του κύματος έως την ευθεία της θέσεως ισορροπίας (Σχήμα 1.2).

Παράμετροι ορεογραφικού κύματος



Κάθετη ως προς το βουνό απόσταση (x)

Οι ισχυροί οριζόντιοι άνεμοι προκαλούν μεγαλύτερα μήκη κύματος, ενώ η μεγαλύτερη ευστάθεια αυξάνει τη συχνότητα και δημιουργεί μικρότερα μήκη κύματος κατά την οριζόντιο. Για παράδειγμα, η ημερήσια μείωση της ευστάθειας στα χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα (αύξηση αστάθειας τις ζεστές ώρες της ημέρας), τείνει να αυξήσει το μήκος κύματος, ενώ αντίστροφα τις βραδινές ώρες, το μήκος κύματος τείνει τις περισσότερες των περιπτώσεων να μειωθεί (Scorer, 1953). Παρατηρήσεις κυμάτων υπήνεμης πλευράς (lee wave), υποδηλώνουν ένα εύρος τιμών του μήκους κύματος της τάξεως από 5 έως 30 km, με μια μέση τιμή γύρω στα 10 km, ενώ η οριζόντια έκτασή

Σχήμα 1.2. Τα βασικά χαρακτηριστικά ενός ορεογραφικού κύματος: πλάτος (amplitude) και μήκος κύματος (wavelength). Με z_0 συμβολίζεται το ύψος του σημείου ισορροπίας των σωματίων της αέριας ροής, πριν διαταραχθεί η κίνησή τους απ' την παρουσία του ορεινού εμποδίου (Πηγή: <u>http://www.meted.ucar.edu</u>).

τους κατάντη των τοπογραφικών εμποδίων, είναι αντιστρόφως ανάλογες με το πάχος του ευσταθούς στρώματος (Cruette, 1976). Το πλάτος ενός ορεογραφικού κύματος εξαρτάται από τη δομή της ατμόσφαιρας, τη φύση της ροής, το μέγεθος και τη μορφή του εμποδίου. Τα μέγιστα πλάτη ενός ορεογραφικού κύματος έχουν παρατηρηθεί με την ύπαρξη ενός ρηχού στρώματος θερμοκρασιακής αναστροφής στη χαμηλότερη τροπόσφαιρα, ενώ η ύπαρξή τους δεν συνδέεται απαραίτητα με μεγάλα σε ύψος ορεινά εμπόδια (Barry, 2008).

1.1.3 Τοπογραφία και βασικά χαρακτηριστικά ροής

Τα βασικά χαρακτηριστικά της προσπίπτουσας ροής (ταχύτητα και διεύθυνση ανέμου) σε ένα ορεινό εμπόδιο επηρεάζουν σε σημαντικό βαθμό τη δημιουργία και την ανάπτυξη ενός ορεογραφικού κύματος. Σύμφωνα με αρκετές μελέτες, η κατανομή των ταχυτήτων του ανέμου διαφέρει σημαντικά κατά γεωγραφικό πλάτος, με αποτέλεσμα τα διαφορετικά ανά γεωγραφικό πλάτος, γαρακτηριστικά ενός ορεογραφικού κύματος. Συγκεκριμένα στα μέσα και μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, υπάρχει μια αύξηση της ταχύτητας του ανέμου καθ' ύψος εξαιτίας της ζώνης των δυτικών ανέμων (Reiter, 1963), οι άνεμοι στα υψηλότερα βουνά της Ισημερινής ζώνης είναι αρκετά ασθενέστεροι (Allison and Bennett, 1976), ενώ στους τροπικούς η ένταση των ανατολικών αληγών ανέμων μειώνεται καθ' ύψος. Όμως, το πιο σημαντικό χαρακτηριστικό που συνδέεται με την ταχύτητα του ανέμου πάνω από τα βουνά είναι η τοπογραφία, παρά το γεωγραφικό πλάτος. Τα χαρακτηριστικά του ορεινού εμποδίου, καθώς επίσης ο τύπος εδάφους (κοιλάδες, περάσματα, οροπέδια, κορυφογραμμές και λεκανοπέδια) και τα στοιχεία τραχύτητας (κορυφές, υψώματα εδάφους, κάλυψη του εδάφους) κυρίως ανάντη του εμποδίου, επηρεάζουν τόσο την ταχύτητα όσο και τη διεύθυνση της ροής του αέρα.

Το ύψος και το μήκος ενός ορεινού εμποδίου, μπορεί να καθορίσει σημαντικά την πορεία που θα ακολουθήσει η ροή, δηλαδή εάν θα περάσει πάνω ή γύρω από αυτό. Το ποσό της ενέργειας που απαιτείται για να περάσει η ροή πάνω από ένα υψηλό εμπόδιο, είναι μεγαλύτερο από αυτό που απαιτείται για έναν μικρό λόφο και επομένως περισσότερη ενέργεια απαιτείται για να περάσει γύρω απο μια εκτεταμένη οροσειρά παρά απο έναν απομονωμένο λόφο. Επομένως, η μεγάλη ταχύτητα της προσπίπτουσας

ροής, παρέχει την απαιτούμενη ενέργεια για να περάσει μια ροή πάνω απο μία υψηλή κορυφή ή γύρω από μια εκτεταμένη οροσειρά. Το σχήμα του κατακόρυφου εμβαδού διατομής ενός ορεινού εμποδίου, επηρεάζει τις ταχύτητες του ανέμου τόσο στη προσήνεμη, όσο και στην υπήνεμη πλευρά. Η ταχύτητα του ανέμου αυξάνεται στην κορυφή ενός βουνού, κυρίως λόγω της πύκνωσης των ρευματογραμμών, με τη μεγαλύτερη αύξηση της ταχύτητας του ανέμου να εντοπίζεται στους επικλινείς λόφους τριγωνικού σχήματος, ενώ η μικρότερη αύξηση σημειώνεται στις επίπεδες κορυφές και μια μέτριου μεγέθους αύξηση στις κορυφές στρογγυλού σχήματος (Whiteman, 2000).

Επίσης, ο προσανατολισμός μιας κορυφογραμμής σχετικά με την προσπίπτουσα ροή και η καμπυλότητα μιας οροσειράς (όπως παρατηρείται από ψηλά), επηρεάζει την ταχύτητα και τη διεύθυνση του ανέμου (Σχήμα 1.3). Οροσειρές οι οποίες είναι κοίλες στην προσήνεμη πλευρά, καθώς και ορεινά εμπόδια που είναι κάθετα προσανατολισμένα στη ροή, ευνοούν την ενίσχυση της ταχύτητας ροής που έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία κυμάτων υπήνεμης περιοχής (lee waves). Ορεινά εμπόδια των οποίων οι κορυφογραμμές είναι παράλληλες, πλάγιες ή κυρτές στην κίνηση της ροής, αλλάζουν τη διεύθυνσή της ακολουθώντας το υποκείμενο έδαφος, δημιουργώντας κύματα υπήνεμης περιοχής με μικρότερη όμως, συχνότητα εμφάνισης (Whiteman, 2000). Μικρές εναλλαγές της τοπογραφίας πάνω στο ορεινό εμπόδιο, μπορεί να προκαλέσουν καναλοποίηση της εισερχόμενης ροής διαμέσου τοπογραφικών καναλιών (gaps). Η δημιουργία αυτών των ανέμων, θα μελετηθεί με λεπτομέρεια στο δεύτερο μέρος του κεφαλαίου 2 της παρούσας εργασίας, ενώ μια αναλυτική πειραματική και αριθμητική μελέτη ισχυρών ανέμων σε ορεινό κανάλι στον Ελλαδικό χώρο, περιγράφεται στο κεφάλαιο 4.

Άλλος ένα παράγοντας που μεταβάλλει τα βασικά χαρακτηριστικά του ανέμου, κυρίως την ταχύτητα και ορισμένες φορές τη διεύθυνση ροής στα χαμηλά ατμοσφαιρικά επίπεδα είναι η τραχύτητα της επιφάνειας. Όσο πιο τραχιά είναι μια επιφάνεια, τόσο μεγαλύτερη είναι η μείωση της ταχύτητας της ροής. Οι ταχύτητες του ανέμου αυξάνονται όταν οι άνεμοι περνούν από μια τραχιά επιφάνεια σε μια επίπεδη (για παράδειγμα απο μια ορεινή περιοχή με έντονο ανάγλυφο σε μια επιφάνεια μεγάλης λίμνης) και αντίστροφα μειώνονται όταν οι άνεμοι περνούν απο μια επίπεδη επιφάνεια σε μια τραχιά. Μια απότομη αύξηση της τραχύτητας μπορεί να προκαλέσει μια

σύγκλιση των ανέμων, με συνέπεια ο αέρας να ανυψωθεί και να σχηματιστούν νέφη, όπως για παράδειγμα συμβαίνει στις λιμναίες καταιγίδες (lake-effect storms), οι οποίες σχηματίζονται το φθινόπωρο και το χειμώνα στις ανατολικές ακτογραμμές των Great Lakes (H.Π.Α.), ως αποτέλεσμα της απότομης αύξησης της τραχύτητας σε συνδυασμό με τους επικρατούντες δυτικούς ανέμους (Whiteman, 2000). Απομονωμένοι λόφοι και κορυφές ορεινών εμποδίων εμφανίζουν τις μεγαλύτερες ταχύτητες του ανέμου, ως αποτέλεσμα της περιορισμένης επιδράσεως του φαινομένου της τριβής στην κίνηση του ελεύθερου αέρα. Ο πίνακας 1.1 περιέχει συνοπτικές πληροφορίες για τις αναμενόμενες ταχύτητες του ανέμου, σύμφωνα με παρατηρήσεις, σε περιοχές με διαφορετική μορφή τοπογραφίας.



Σχήμα 1.3. Ο προσανατολισμός και η μορφή μιας οροσειράς, επηρεάζουν την ταχύτητα και την κατεύθυνση της ροής, καθώς αυτή διέρχεται του ορεινού εμποδίου. Οι μεγαλύτερες επιταχύνσεις της ροής συμβαίνουν σε οροσειρές που είναι κάθετες στη ροή ή παρουσιάζουν κοίλωμα προσανατολισμένο στην προσπίπτουσα ροή (Πηγή: Whiteman, 2000).

Πίνακας 1.1. Τύποι εδαφών που συνδέονται με ισχυρούς κι ασθενείς ανέμους στο έδαφος (Πηγή: Whiteman, 2000).

Αναμένονται υψηλές ταχύτητες ανέμου σε περιοχές:

- τοποθετημένες σε ορεογραφικά κανάλια, περάσματα και χαράδρες όπου εμφανίζεται ισχυρή κάθετη βαροβαθμίδα.
- εκτεθειμένες άμεσα σε ισχυρούς επικρατούντες ανέμους, ιδιαίτερα στις κορυφές βουνών, σε μεγάλου ύψους προσήνεμες ή υπήνεμες πλαγιές βουνών, σε πεδιάδες και οροπέδια μεγάλων υψομέτρων.
- κατάντη επίπεδων επιφανειών, όπως είναι οι προσήνεμες ακτές μεγάλων λιμνών ή ωκεανών.

Αναμένονται χαμηλές ταχύτητες ανέμου σε περιοχές:

- προστατευόμενες από τους επικρατούντες ανέμους, όπως τα λεκανοπέδια που βρίσκονται σε μικρό υψόμετρο, ή βαθιές κοιλάδες που είναι προσανατολισμένες κάθετα στους επικρατούντες ανέμους.
- τοποθετημένες ανάντη ορεινών εμποδίων ή λεκανοπεδίων μεταξύ βουνών όπου οι αέριες μάζες εμποδίζονται από τα ορεινά εμπόδια.
- τοποθετημένες σε περιοχές με μεγάλα μήκη τραχύτητας, όπως δάση και λόφους.

Ο ρόλος του ορεινού ανάγλυφου στην τροποποίηση της ταχύτητας του ανέμου πάνω από τα ορεινά εμπόδια (βουνά, λόφους), αρχικά μελετήθηκε τη δεκαετία του 1920, όπως το πείραμα με τη χρήση επανδρωμένων μπαλονιών του Von Ficker (1913) και τα κατευθυνόμενα μπαλόνια του Georgii (1923). Σύμφωνα με αυτές τις πειραματικές παρατηρήσεις, οι ταχύτητες του ανέμου γενικά έτειναν να αυξηθούν πάνω από τις κορυφές των βουνών σε ένα υψομετρικό επίπεδο περίπου 30% πάνω από το απόλυτο ύψος του βουνού, το οποίο αργότερα ονομάστηκε «ύψος επιρροής» ("influence height"). Ανάλογα με τα χαρακτηριστικά της προσπίπτουσας ροής, η ενεργός τοπογραφία (effective topography), η οποία στη συνέχεια τροποποιεί την εισερχόμενη ροή, μπορεί να είναι υψηλότερη και ποιο εκτεταμένη από την πραγματική τοπογραφία (actual topography).

Οι δύο βασικοί παράγοντες που επηρεάζουν την ταχύτητα του ανέμου στην κορυφή ενός ορεινού εμποδίου και λειτουργούν σε αντιδιαστολή μεταξύ τους είναι: η κατακόρυφη συμπίεση της αέριας ροής πάνω από το βουνό, η οποία προκαλεί επιτάχυνση της ροής και η τριβή, που προκαλεί επιβράδυνση. Η επιτάχυνση της ροής

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

εξαιτίας της κατακόρυφης συμπίεσης (vertical compression), αποδίδεται στη μείωση της πίεσης στην κορυφή του βουνού κατά 1-2 hPa, ως αποτέλεσμα της κύρτωσης των ρευματογραμμών πάνω από την κορυφή του βουνού, προκαλώντας την επίδραση Bernoulli (Davidson et al., 1964). Η επίδραση Bernoulli μπορεί να προκαλέσει ατμοσφαιρικές πιέσεις στο επίπεδο της κορυφής του βουνού, οι οποίες μπορούν να είναι μη αντιπροσωπευτικές της μεγάλης κλίμακας ροής σε αυτό το επίπεδο (Barry, 2008). Η τριβή λόγω αντίστασης του αέρα (frictional drag) στα χαμηλότερα ατμοσφαιρικά στρώματα προκαλείται μερικώς από: την «επιφανειακή τριβή» ("skin friction") (διατμητική τάση – shear stress), εξαιτίας των μικρής κλίμακας στοιχείων τραχύτητας (<10 m σε διάσταση) και μερικώς από την αντίσταση του αέρα λόγω μορφής ("form drag") που προκαλείται από τοπογραφικά χαρακτηριστικά 0.1-1 Km σε μέγεθος, τα οποία προκαλούν δυναμικές διαταραχές της πίεσης (διαφορές πίεσης) κοντά στην επιφάνεια του εμποδίου. Στις ορεινές περιοχές, η τελευταία αντίσταση του αέρα συνεισφέρει κατά μεγάλο ποσοστό στη συνολική τριβή και ονομάζεται εναλλακτικά ορεογραφική αντίσταση του αέρα ("mountain drag"). Επίσης, για τον υπολογισμό της συνολικής αντίστασης του αέρα (net form drag) συνυπολογίζεται και η εσωτερική αντίσταση που δέχεται η ροή από το σχηματισμό των κυμάτων βαρύτητας, τα οποία δημιουργούνται από την αλληλεπίδραση της ατμόσφαιρας και της ορεογραφίας.

Πειράματα με μπαλόνια στις Κεντρικές Άλπεις έδειξαν ότι η αντίσταση του αέρα επηρεάζει τη ροή έως και 1 km πάνω από το μέσο ύψος της οροσειράς (3 km) (Müller et al., 1980), ενώ ειδικές ραδιοβολίσεις κατά τη διάρκεια του πειράματος ALPEX (Alpine Experiment) έδειξαν ότι η ροή πάνω από τις Κεντρικές Ελβετικές Άλπεις μειώνεται έως και περίπου τα 4 km ύψους (~600 hPa). Η αθροιστική παγκόσμια επίδραση της ορεογραφικής αντιστάσεως του αέρα, εικάζεται ότι επηρεάζει σημαντικά την ένταση της μέσης ζωνικής κυκλοφορίας κοντά στους πολικούς αεροχειμάρρους (Durran, 1990).

1.1.4 Οι βασικοί τύποι ροής στην υπήνεμη περιοχή ορεινού εμποδίου

Όπως αναπτύχθηκε στα προηγούμενα εδάφια, η συμπεριφορά της αέριας ροής πάνω από ένα ορεινό εμπόδιο εξαρτάται από: (1) την ταχύτητα και τη διεύθυνση του ανέμου, (2) τη δομή της ευστάθειας και (3) τη μορφή του εμποδίου. Συνεπώς, βασικό ρόλο στη δημιουργία και ανάπτυξη των ορεογραφικών κυμάτων, διαδραματίζει η μεταβολή της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου καθ' ύψος, δηλαδή η κατατομή του ανέμου. Αρχικά, για λόγους απλούστευσης, εξετάζεται η συμπεριφορά μιας αέριας ροής που προσπίπτει σε μια μεμονωμένη επιμήκη κορυφή βουνού, υπό συνθήκες ευσταθούς ατμόσφαιρας και αύξησης της δυνητικής θερμοκρασίας καθ' ύψος.

Υπό αυτές τις συνθήκες, ο Förchgott (1949) διέκρινε τους κάτωθι τρεις βασικούς τύπους ροής και σχηματισμού ορεογραφικών κυμάτων, σύμφωνα με την κατατομή της εντάσεως του ανέμου (Σχήμα 1.4). Με ασθενείς ανέμους, των οποίων η ένταση θεωρείται σταθερή καθ' ύψος, ο αέρας ρέει ομαλά πάνω από την κορυφή υπό τη μορφή ενός ρηχού (αβαθούς) κύματος (Σχήμα 1.4α), με την ύπαρξη ασθενών κατακόρυφων ρευμάτων. Η μορφή αυτής της ροής είναι γνωστή ως στρωτή ροή (laminar streaming). Όταν οι ταχύτητες ανέμου είναι μεγαλύτερες και παρουσιάζουν μια μέτρια αύξηση της εντάσεώς τους καθ' ύψος, ο αέρας αναστρέφεται (overturn) στην υπήνεμη πλευρά δημιουργώντας ένα στάσιμο στρόβιλο (standing eddy) (Σχήμα 1.4β). Με μια πιο ισχυρή κατακόρυφη βαθμίδα του ανέμου, η ταλάντωση που δημιουργείται από τα βουνά δημιουργεί μια σειρά κυμάτων υπήνεμης περιοχής (lee wave train) (Σχήμα 1.4γ), με την παρουσία νεφών έως και 25 km κατάντη του εμποδίου. Τα δύο προαναφερόμενα κύματα, με την προϋπόθεση ότι οι συνθήκες ροής δεν μεταβάλλονται, χαρακτηρίζονται ως στάσιμα κύματα βαρύτητας (stationary gravity waves), όπως αναφέρθηκε προηγουμένως.

Τέλος, σε ορισμένες περιπτώσεις όπου η ταχύτητα του ανέμου τροποποιείται σημαντικά καθ' ύψος, δηλαδή η διάτμηση του ανέμου είναι ισχυρή, κατάντη του ορεινού εμποδίου δημιουργείται μια περιοχή υψηλής τύρβης. Μία τέτοια περίπτωση σημειώνεται στο Σχήμα 1.4δ, όπου οι ρευματογραμμές φαίνεται να αποκλίνουν σημαντικά από την παράλληλη στην επιφάνεια ροή. Υπό αυτές τις συνθήκες, αναπτύσσονται περιστροφικές κυκλοφορίες κάτω από τις κορυφές των ορεογραφικών κυμάτων, που ονομάζονται ρότορες (Scorer, 1955). Αρκετές φορές στην παγκόσμια βιβλιογραφία αναφέρονται και ως οριζόντιοι περιστρεφόμενοι στρόβιλοι, εξαιτίας του ότι σχηματίζουν ένα πλήρες περιστρεφόμενο τμήμα, με τον άξονα περιστροφής τους παράλληλο στο έδαφος. Οι ρότορες είναι περιοχές υψηλής τύρβης, που μπορούν να προκαλέσουν σημαντικά προβλήματα στην αεροπλοΐα.



Σχήμα 1.4. Σχήματα μιας αέριας ροής πάνω από βουνό, σε σχέση με την κατατομή της ταχύτητας του ανέμου (*a*) στρωτή ροή, (β) ροή στάσιμου στροβίλου, (γ) ροή κύματος, με νέφος στην κορυφή του βουνού και κατάντη νέφη ρότορα και (δ) ροή ρότορα (Πηγή: Barry, 2008).

Τα κύματα υπήνεμης πλευράς δημιουργούνται όταν υπάρχει μια βαθιά ροή αέρα που κατευθύνεται προς το ορεινό εμπόδιο, παρουσιάζοντας μια γωνία περίπου 30° κάθετα στην κορυφογραμμή και εμφανίζοντας μια μικρή αλλαγή στη διεύθυνση του ανέμου καθ' ύψος. Όταν η ταχύτητα του ανέμου αυξάνεται και εν γένει η ευστάθεια μειώνεται με το ύψος, τότε τα ορεογραφικά κύματα δεν μπορούν να αναπτυχθούν κατακόρυφα με αποτέλεσμα τη δημιουργία των εγκλωβισμένων κυμάτων υπήνεμης περιοχής (trapped lee wave) (Σχήμα 1.5α). Σε περιπτώσεις όπου η ατμόσφαιρα περιέχει και επαρκή ποσοστά υγρασίας, τότε παρατηρούνται τα μεμονωμένα φακοειδή νέφη (τύπου lenticular), τα οποία υποδηλώνουν τη δράση ορεογραφικού κύματος και διακρίνονται εύκολα από δορυφορικές εικόνες (Σχήμα 1.5β) και από επίγεια παρατήρηση (Σχήμα 1.1). Τα νέφη αυτά σχηματίζονται κοντά στις κορυφές των ορεογραφικών κυμάτων. Καθώς ο αέρας ανέρχεται και ψύχεται οι υδρατμοί συμπυκνώνονται σχηματίζοντας νέφη, τα οποία διαλύονται καθώς ο αέρας κατέρχεται στην υπήνεμη πλευρά του κύματος. Εξαιτίας του ότι υπάρχει συνεχής ροή αέρα πάνω από το βουνό, το σχηματιζόμενο νέφος φαίνεται να μένει σχετικά στάσιμο και λόγω αυτού πολλοί αναφέρουν αυτά τα νέφη ως στάσιμα φακοειδή νέφη.



Σχήμα 1.5. (a) Ρευματογραμμές και φακοειδή νέφη, που συνδέονται με τα εγκλωβισμένα κύματα υπήνεμης περιοχής (Πηγή: Durran and Klemp, 1983), (β) φακοειδή νέφη στα ανατολικά του νησιού Amsterdam Island του Ινδικού Ωκεανού, όπως διακρίνονται από δορυφορική εικόνα (Πηγή: http://rst.gsfc.nasa.gov/Sect14/Sect14_1.html).

1.2 Θεωρητική προσέγγιση των ορεογραφικών κυμάτων

Οι ερευνητές που ασχολήθηκαν με τη θεωρητική μελέτη της δυναμικής της αέριας ροής, χρησιμοποίησαν το δικό τους σύνολο θεωρητικών τεχνικών. Κοινές αρχές και μαθηματικά τεχνάσματα εμφανίζονται συχνά στη βιβλιογραφία της δυναμικής ενός ορεογραφικού κύματος. Μερικές από τις ευρέως διαδιδόμενες θεωρητικές τεχνικές είναι: οι εξισώσεις *Boussinesq*, στις οποίες απαλείφονται οι επιδράσεις της συμπιεστότητας και της απόκλισης της ροής, η γραμμικοποίηση (linearization) για την απλοποίηση των κυρίαρχων εξισώσεων και για την εύρεση μη γραμμικών επιδράσεων, η υδροστατική προσέγγιση για την απλοποίηση της διάδοσης του κύματος και τη διασφάλιση λύσεων κλειστής μορφής, η εξίσωση του Long για τη θεωρούμενη σταθερή, πεπερασμένου μεγέθους, δισδιάστατη στρωματοποιημένη ροή, η υδραυλική θεωρία για τη μείωση της διαστατικότητας του προβλήματος, οι μετασχηματισμοί Fourier για την επίλυση διαφορικών εξισώσεων, η διαστατική ανάλυση, η ταχύτητα ομάδος και νόμοι ροών του Eliassen-Palm, ο στροβιλισμός και οι νόμοι διατήρησης του Bernoulli για την αναγνώριση των επιδράσεων της διάχυσης.

Στην επόμενη παράγραφο, γίνεται μια προσπάθεια για τη φυσική κατανόηση της δημιουργίας και της ανάπτυξης των ορεογραφικών κυμάτων, παραθέτοντας κάποιες βασικές θεωρητικές έννοιες. Στη συνέχεια, με την εισαγωγή κάποιων θεωρητικών παραδοχών και με τη χρήση της γραμμικής θεωρίας (linear theory), αναλύονται τα είδη των ορεογραφικών κυμάτων που αναπτύσσονται αρχικά υπεράνω μιας σειράς ημιτονοειδών λόφων και έπειτα πάνω από απομονωμένους λόφους με διαφορετικές κατακόρυφες κατατομές ταχύτητας και ευστάθειας. Στην παρούσα εργασία δεν θα αναπτυχθούν με λεπτομέρειες οι θεωρίες και η εξαγωγή των θεωρητικών εξισώσεων, αφού δεν αποτελούν τον αντικειμενικό σκοπό της. Περισσότερες λεπτομέρειες επί των μαθηματικών λεπτομερειών δίδονται σε αρκετά συγγράμματα της διεθνούς βιβλιογραφίας (Holton, 2004; Yuh-Lang Lin, 2007). Στη συνέχεια θα αναπτυχθεί

1.2.1 Θεμελιώδεις αρχές της δημιουργίας ορεογραφικού κύματος

Για τη φυσική κατανόηση της δημιουργίας των ορεογραφικών κυμάτων, κρίνεται απαραίτητη η περιγραφή κάποιων θεμελιωδών αρχών των βαρυτικών κυμάτων. Για λόγους απλοποίησης αγνοείται η επίδραση της δυνάμεως Coriolis και η κίνηση των κυμάτων θα πραγματοποιείται στις δύο διαστάσεις του επιπέδου x-z. Όπως αναφέρθηκε αναλυτικά σε προηγούμενη παράγραφο, κατά τη διέλευση μιας ευσταθούς αέριας ροής πάνω από ένα εμπόδιο δημιουργείται μια ταλάντωση, όπου οι βασικές δυνάμεις επαναφοράς των σχηματιζόμενων βαρυτικών κυμάτων είναι οι δυνάμεις της άνωσης. Η διαφορά των σχηματιζόμενων βαρυτικών κυμάτων είναι οι δυνάμεις της άνωσης. Η διαφορά των δυνάμεων της άνωσης μεταξύ ενός τμήματος αέρα και του περιβάλλοντός του θα προκαλέσει μια δύναμη επαναφοράς, η οποία θα επιταχύνει το τμήμα αέρα προς τη θέση ισορροπίας. Μια ευσταθής ατμόσφαιρα ευνοεί το σχηματισμό κυμάτων μικρού μήκους κύματος και μεγάλου πλάτους. Η παρουσία μιας ρηχής θερμοκρασιακής αναστροφής κοντά στην κορυφή του βουνού, συμβάλλει σημαντικά σε αυτό (Corby and Wallington, 1956).

Η φυσική συχνότητα της κατακόρυφης ταλάντωσης ενός τμήματος αέρα γύρω από τη θέση ισορροπίας, απουσία δυνάμεων τριβής και βαροβαθμίδας, καλείται συχνότητα Brunt-Väisälä. Το μέγεθός της είναι της τάξεως των 10⁻² s⁻¹ και δίνεται από τον τύπο

$$N = \left(\frac{g}{\theta_0} \frac{d\theta_0}{dz}\right)^{1/2} \tag{1.1}$$

όπου $\theta_0(z)$ η δυνητική θερμοκρασία, σε συνάρτηση με το ύψος z και g η επιτάχυνση της βαρύτητας (Durran, 1990). Εάν το τμήμα αέρα αναγκαστεί να ταλαντωθεί σε μια κεκλιμένη ευθεία όπου σχηματίζει γωνία φ με την κατακόρυφο, η συχνότητα ταλάντωσης υπολογίζεται ως *Ncosφ*. Ο συντελεστής *cosφ* προκύπτει από τη μείωση της συνιστώσας της επιτάχυνσης της βαρύτητας και της στρωμάτωσης κατά μήκος της επικλινούς ευθείας. Στην ατμόσφαιρα παρουσία των δυνάμεων βαροβαθμίδας και ανώσεως, προκαλείται μια ταλάντωση των τμημάτων αέρα με συχνότητα μικρότερη από τη συχνότητα *N*. Πρέπει να σημειωθεί ότι δεν είναι δυνατόν να υπάρξουν ταλαντώσεις τμημάτων αέρα, με συχνότητα μεγαλύτερη από τη συχνότητα Brunt-
Väisälä. Οι δυνάμεις βαροβαθμίδας και άνωσης σε ένα κύμα βαρύτητας, δρουν συντονισμένα ώστε να διατηρηθεί η ταλάντωση των τμημάτων αέρα κατά μήκος της επικλινούς ευθείας, με τέτοια γωνία ώστε η συχνότητα του κύματος να ταιριάζει με τη συχνότητα συντονισμού *Ncosφ*.

Για τη μελέτη αυτής της περιοδικής κίνησης, γίνεται η θεώρηση των διαταραχών μικρού πλάτους σε ρευστό που βρίσκεται σε ηρεμία υπό κανονικές συνθήκες σε μια ατμόσφαιρα Boussinesq, ικανοποιώντας τις παρακάτω βασικές γραμμικές εξισώσεις:

$$\frac{\theta u}{\theta t} + \frac{\theta P}{\theta x} = \mathbf{0} \tag{1.2}$$

$$\frac{\theta_W}{\theta_t} + \frac{\theta_z}{\theta_z} = b \tag{1.3}$$

$$\frac{\theta b}{\theta t} + N^2 w = 0 \tag{1.4}$$

$$\frac{\theta u}{\theta x} + \frac{\theta w}{\theta z} = 0 \tag{1.5}$$

Όπου *u*, *w* οι συνιστώσες της ταχύτητας των τμημάτων αέρα κατά τον άξονα *x* και *z*, $b=g(\theta-\theta_0)/\theta_s$, $P=c_p\theta_s(\pi-\pi_0)$ και $N^2=(g/\theta_s)d\theta_0/dz$ (μια μορφή της εξίσωσης (1.1) εκπεφρασμένη κατά Boussinesq). Εδώ το π εκφράζει την εξίσωση πίεσης Exner $(p/p_s)^{R/cp}$, όπου $\pi_0(z)$ και $\theta_0(z)$ είναι η πίεση και η δυνητική θερμοκρασία κανονικών συνθηκών σε υδροστατική ισορροπία, οι p_s και θ_s είναι σταθερές τιμές αναφοράς και το *b* αναπαριστά την άνωση. Οι εξισώσεις (1.2)-(1.5) είναι ισοδύναμες με τις γραμμικές εξισώσεις του Boussinesq για ένα ασυμπίεστο ρευστό (για το οποίο $b= -g(\rho-\rho_0)/\rho_s$, $P=(p-p_0)/\rho_s$ και $N^2= -(g/\rho_s)d\rho_0/dz$). Αυτές οι εξισώσεις ανάγονται σε μια απλή εξίσωση για το *w*:

$$\frac{\theta^2}{\theta t^2} \left[\frac{\theta^2}{\theta x^2} + \frac{\theta^2}{\theta z^2} \right] w + N^2 \frac{\theta^2 w}{\theta x^2} = 0$$
(1.6)

Μια λύση της (1.6), όπου περιγράφει την κατακόρυφη ταχύτητα των διαταραχών σε ένα κύμα βαρύτητας, είναι η

$$w = w_0 \cos(kx + mz - \nu t) \tag{1.7}$$

όπου $\varphi = kx + mz - vt$, η φάση η οποία εξαρτάται γραμμικά από τα z, x, t, με $k = 2\pi/L_x$, $m = 2\pi/L_z$ (L_x , L_z , το οριζόντιο και το κατακόρυφο μήκος κύματος) και v η εγγενής συχνότητα. Αντικαθιστώντας την προηγούμενη έκφραση της w, στη (1.5) θα γίνει

$$u = -\frac{m}{k}w_0\cos(kx + mz - vt) \tag{1.8}$$

ενώ από τη (1.4) προκύπτει ότι

$$b = \frac{N^2}{\nu} w_0 \sin(kx + mz - \nu t) \tag{1.9}$$

Τέλος, από τη (1.2) και τη (1.8) συνεπάγεται ότι

$$P = -\frac{vm}{k^2} w_0 \cos(kx + mz - vt)$$
(1.10)

Τα πεδία διαταραχών των παραμέτρων που εκφράζονται από τις εξισώσεις (1.7 - 1.10) για μια συγκεκριμένη χρονική στιγμή, απεικονίζονται στο Σχήμα 1.6. Όλες οι ποσότητες των διαταραχών είναι σταθερές κατά μήκος των ευθειών $kx+mz=\sigma ta\theta epó$. Αυτές οι γραμμές ονομάζονται γραμμές σταθερής φάσης, ή αλλιώς «μετωπικά κύματα» ("wave fronts"). Από τις εξισώσεις (1.7) και (1.8) συνεπάγεται ότι u/w=-m/k, εξασφαλίζοντας έτσι την παράλληλη κίνηση όλων των τμημάτων αέρα στα μέτωπα του κύματος. Η γωνία (φ) μεταξύ των λοξών τροχιών των τμημάτων αέρα και της κατακορύφου, προσδιορίζεται από τη σχέση διασποράς

$$v^2 = \frac{N^2 k^2}{k^2 + m^2} = N^2 \cos^2 \varphi \tag{1.11}$$

Άρα τα τμήματα αέρα σε ένα εσωτερικό κύμα βαρύτητας, ταλαντώνονται κατά μήκος των επικλινών τροχιών. Για την καλύτερη φυσική διαίσθηση της ταλάντωσης, η κίνηση των τμημάτων αέρα ομοιάζει με το μηχανικό ανάλογο της κίνησης μιας σφαίρας σε μια κεκλιμένη ράβδο, σχηματίζοντας με την κατακόρυφο γωνία $\varphi = cos^{-1}(v/N)$.



Σχήμα 1.6. Η στιγμιαία κατανομή των διαταραχών της ταχύτητας (w) και (u), της πίεσης (p) και της άνωσης (b) σε ένα εσωτερικό κύμα βαρύτητας. Το Σχήμα βρίσκεται στο επίπεδο x-z. Η φάση του κύματος είναι σταθερή κατά μήκος των επικλινών, διακεκομμένων και συνεχών γραμμών. Οι διαταραχές της ταχύτητας και της πίεσης λαμβάνουν τις μέγιστες τιμές τους κατά μήκος των συνεχών γραμμών, σε αντίθεση με τις διαταραχές της άνωσης που είναι μηδενικές. Κατά μήκος των διακεκομμένων γραμμών, οι διαταραχές της άνωσης έχουν μέγιστες τιμές και οι διαταραχές ταχύτητας και πίεσης είναι μηδενικές. Τα μικρά βέλη δείχνουν τις ταχύτητες των διαταραχών, όπου είναι πάντοτε παράλληλες στις γραμμές της σταθερής φάσης, ενώ τα μεγάλη βέλη τη διεύθυνση της διάδοσης της φάσεως και της ταχύτητας ομάδος (Πηγή: Durran, 1990).

Στην περίπτωση του Σχήματος 1.6, ισχύει ότι k<0 και m<0 (όπου συμβατικά το v είναι μεγαλύτερο του μηδενός, με σκοπό να απαλοιφθούν επιπλέον περιττές λύσεις). Οι επικλινείς συνεχείς ευθείες γραμμές στο Σχήμα 1.6, αναπαριστούν τις γραμμές σταθερής φάσης όπου οι διαταραχές της ταχύτητας λαμβάνουν ακραία τιμή. Η διεύθυνση της ταχύτητας κατά μήκος κάθε μιας γραμμής αναπαρίσταται από τα αντίστοιχα βέλη. Στις γραμμές αυτές βρίσκονται και οι θέσεις των ακραίων τιμών του πεδίου πίεσης, όπως αυτές προκύπτουν από την (1.10). Οι διαταραχές της ταχύτητας κατά μήκος των διακεκομμένων γραμμών (μετωπικών κυμάτων). Η εξίσωση (1.9) δηλώνει ότι, όταν k<0, m<0 οι ακραίες τιμές στο πεδίο της άνωσης να λαμβάνουν τις ακραίες τιμές του w κατά 90°. Με αποτέλεσμα, οι διαταραχές της ίνωσης γραμμών. Οι διακεκομμένες γραμμές χαρακτηρίζονται ως «περισσότερο ικανές για άνωση» ("most buoyant") ή «λιγότερο ικανές για άνωση» ("least buoyant"), σύμφωνα με την

εξίσωση (1.9). Για την ανάπτυξη του κύματος, η κατάσταση που απεικονίζεται στο Σχήμα 1.6 εξελίσσεται χρονικά.

Σύμφωνα με την (1.4) οι διαταραχές της άνωσης αναπτύσσονται υπό τη δράση της κατακόρυφης μεταφοράς σε κανονικές συνθήκες στρωματοποίησης. Καθώς το w<0 μέσα στη σκιασμένη περιοχή του Σχήματος 1.6, ο αέρας μέσα σε αυτήν την περιοχή γίνεται περισσότερο ικανός για άνωση. Επιπλέον, η γραμμή του περισσότερου ικανού για άνωση ρευστού πρέπει να μετακινηθεί μέσα στη σκιασμένη περιοχή. Καθώς το κύμα διατηρείται σταθερό και ενιαίο ως προς τη δομή του, οι γραμμές φάσης που συνδέονται με τις διαταραχές των άλλων ποσοτήτων, διαδίδονται επίσης κάτω και αριστερά όπως διακρίνεται στο Σχήμα 1.6. Σημειώνεται για παράδειγμα, το πώς οι γραμμές φάσης στο οριζόντιο πεδίο διαταραχής της ταχύτητας θα αλλάξουν διεύθυνση κατά αντιστοιχία με την οριζόντια βαροβαθμίδα. Όπως είναι φανερό στο Σχήμα 1.6, οι γραμμές της σταθερής φάσης, ή τα μετωπικά κύματα, κινούνται κάθετα προς τις πραγματικές τροχιές των αέριων δεμάτων.

Η συνολική κινητική και δυναμική ενέργεια (ανά μονάδα μάζας) που συνδέεται με τις κυματικές διαταραχές, εκφράζεται από την εξίσωση

$$E = \frac{1}{2} \left(u^2 + w^2 + \frac{b^2}{N^2} \right) \tag{1.12}$$

Οι εξισώσεις (1.2) - (1.5) προϋποθέτουν ότι η E ικανοποιεί την εξίσωση

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \frac{\partial Pu}{\partial x} + \frac{\partial Pw}{\partial z} = 0$$
(1.13)

Έπειτα από τη διερεύνηση των παραπάνω εξισώσεων προκύπτει το συμπέρασμα ότι η ενέργεια μεταφέρεται παράλληλα στις τροχιές των αέριων σωματίων και τα μετωπικά κύματα, με κατεύθυνση παράλληλη προς αυτήν του διανύσματος της ταχύτητας της ομάδας (group velocity) (Durran, 1990). Για την κατανόηση της σχέσεως μεταξύ ταχύτητας φάσεως και ταχύτητας ομάδας, το Σχήμα 1.7 απεικονίζει τα διανύσματα των δύο αυτών ταχυτήτων κατά την ανάπτυξη (Σχήμα 1.7α) και κατακόρυφη διάδοση (Σχήμα 1.7β) ενός ορεογραφικού κύματος. Το βασικό συμπέρασμα που προκύπτει από παραπάνω αναλύσεις είναι ότι ταχύτητα φάσης ένα τις η σε

βαρυτικό κύμα είναι κάθετη στη ροή ενέργειας (ή στην ταχύτητα ομάδος) και η ροή ενέργειας κατευθύνεται παράλληλα στις πραγματικές τροχιές των αέριων δεμάτων (Durran, 1990).



Σχήμα 1.7. (a) Σχηματική απεικόνιση της σχέσεως μεταξύ ταχύτητας ομάδας (c_g), ταχύτητας φάσεως (c_p) και ταχύτητας της κύριας ροής (U). Στο διάγραμμα διακρίνονται οι συνιστώσες της ταχύτητας ομάδας (c_{ga} η συνιστώσα ως προς τον αέρα και c_{gm} η συνιστώσα ως προς το βουνό), καθώς επίσης και η οριζόντια συνιστώσα της ταχύτητας φάσεως (c_{px}). Η οριζόντια ταχύτητα φάσεως του κύματος είναι ίση και αντίθετη με την ταχύτητα της κύριας ροής. Το κύμα ενέργειας διαδίδεται πάνω και ανάντη σε σχέση με τον αέρα, αλλά μεταφέρεται κατάντη λόγω της κύριας ροής. Η ενέργεια που συνδέεται με τα ορεογραφικά κύματα διαδίδεται προς τα άνω και κατάντη σε σχέση με το βουνό (Πηγή: Smith, 1979), (β) Κατακόρυφη διάδοση μιας κυματικής διαταραχής. Οι συμπαγείς και διακεκομμένες γραμμές συμβολίζουν την ταχύτητα ομάδας (c_g) και την ταχύτητα φάσεως (c_p), αντίστοιχα. Η σκιασμένη έλλειψη συμβολίζει την κυματική ενέργεια, η οποία κατά την πάροδο του χρόνου διαδίδεται προς τα πάνω μαζί με την ταχύτητα ομάδας. Η ταχύτητα φάσης ισοδυναμεί με το λόγο x_i/t_i , όπου i=1, 2 και 3 (Πηγή: Yuh-Lang Li, 2007).

1.3 Εφαρμογή της θεωρίας στα ορεογραφικά κύματα μικρού πλάτους

1.3.1 Ημιτονοειδείς κορυφές – Σταθερή ταχύτητα του ανέμου και της ευστάθειας

Οι βασικές ιδιότητες των ορεογραφικών κυμάτων μικρού πλάτους μπορούν να μελετηθούν κάνοντας τις παραδοχές της σταθερής κατάστασης (steady-state) και της δισδιάστατης ροής υπεράνω μιας πεπερασμένης σειράς περιοδικών κορυφών της μορφής

$$h(x) = h_m(x)\cos kx \tag{1.14}$$

Η δισδιάστατη υπόθεση γίνεται με την προϋπόθεση ότι τα βουνά εκτείνονται επ' άπειρον σε μια διεύθυνση παράλληλη προς την κορυφή, ενώ η σταθερή κατάσταση υποδηλώνει ότι τα χαρακτηριστικά της ροής δεν μεταβάλλονται χρονικά. Επιπλέον απλοποιήσεις ορίζουν ότι ο αριθμός *Rossby* (u_0k/f) (ο οποίος θα περιγραφεί στη συνέχεια) που διέπει τη ροή θεωρείται μεγάλος, με αποτέλεσμα οι επιταχύνσεις Coriolis να θεωρηθούν αμελητέες, η ατμόσφαιρα ασυμπίεστη κι η περιγραφή της να γίνεται κατά Boussinesq. Έτσι, εάν η μέση οριζόντια ταχύτητα u_0 είναι μια σταθερά, η δυναμική του προβλήματος περιγράφεται από τις εξισώσεις (1.2) - (1.5), με τη διαφορά ότι σε κάθε χρονική στιγμή η παράγωγος του χρόνου $\partial/\partial t$, αντικαθίσταται από το συντελεστή οριζόντιας μεταφοράς $u_0\partial/\partial x$. Έπειτα από δύο ολοκληρώσεις ως προς x (οι σταθερές ολοκλήρωσης είναι μηδέν, διότι η w δεν έχει μέση ή γραμμική τάση), η εξίσωση που αντιστοιχεί στην (1.6) ανάγεται στη μορφή

$$\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} + \frac{N^2}{u_0^2} w = 0$$
(1.15)

Οι λύσεις της (1.15) μπορούν να γραφούν στη μορφή

$$w = Re\left\{Ae^{i(kx+mz)} + Be^{i(kx-mz)}\right\}$$
(1.16)

Όπου το **Re** συμβολίζει το πραγματικό μέρος και οι A, B τους μιγαδικούς συντελεστές, όπου

$$m = \left(\frac{N^2}{u_0^2} - k^2\right)^{1/2} \tag{1.17}$$

Στην (1.16), οι περιττές λύσεις απορρίπτονται επιλέγοντας τη θετική ρίζα για το m, απαιτώντας το k > 0.

Έπειτα από μια σειρά μαθηματικών επιλύσεων και με την εφαρμογή οριακών συνθηκών, το πεδίο διαταραχής της κατακόρυφης ταχύτητας στα κύματα που προκαλούνται από την ημιτονοειδή κατατομή της τοπογραφίας (1.14), μπορεί να εκφραστεί από τη σχέση

$$w(x,z) = \begin{cases} -u_0 h_m k e^{-\mu z} \sin kx, \ u_0 k > N \\ -u_0 h_m k \sin(kx + mz), \ u_0 k < N \end{cases}$$
(1.18)

όπου το γινόμενο u₀k είναι η εγγενής συχνότητα του βαρυτικού κύματος (Barry, 2008) και $\mu = [(k^2 - N^2)/u_0^2]^{1/2}$. Η βασική διαφορά μεταξύ αυτών των δύο κυματικών μορφών απεικονίζεται στο Σχήμα 1.8. Στην περίπτωση όπου u₀k >N (Σχήμα 1.8α), τα κύματα φθίνουν εκθετικά με το ύψος (*φθίνοντα κύματα – evanescent waves*) και οι κορυφές των κυμάτων ευθυγραμμίζονται κατακόρυφα. Στην περίπτωση όπου u₀k <N (Σχήμα 1.8β), τα κύματα διαδίδονται κατακόρυφα χωρίς απώλεια του πλάτους τους και οι κορυφές των κυμάτων κλίνουν ανάντη καθ' ύψος (upward propagating waves). Τα κύματα φθίνουν μακριά από το σημείο δημιουργίας τους, όταν η εγγενής συχνότητα υπερβαίνει τη συχνότητα Brunt-Väisälä ($u_0 k > N$) διότι, όπως αναφέρθηκε και στην παράγραφο 1.2.1 της παρούσας εργασίας, δεν υπάρχει δυνατότητα για τις δυνάμεις επαναφοράς (δυνάμεις άνωσης) να διατηρήσουν την ταλάντωση. Από την άλλη μεριά, όταν η εγγενής συχνότητα είναι μικρότερη από τη συχνότητα Brunt-Väisälä πραγματοποιείται κατακόρυφη διάδοση, διότι οι δυνάμεις επαναφοράς (δυνάμεις άνωσης) μπορούν να διατηρήσουν τις ταλαντώσεις των τμημάτων αέρα κατά μήκος μια επικλινούς ευθείας, που σχηματίζει με την κατακόρυφο γωνία $\varphi = cos^{-1}(u_0k/N)$. Σε σταθερά ορεογραφικά κύματα, η γωνία φ είναι η γωνία που σχηματίζουν τα κύματα σταθερής φάσης με την κατακόρυφο (διακεκομμένη ευθεία του Σχήματος 1.8β). Το σχηματικό διάγραμμα της διαταραχής των πεδίων της ταχύτητας, της πίεσης και της πυκνότητας του Σχήματος 1.8β, θα είναι πανομοιότυπο με αυτό του Σχήματος 1.6. Παρόλ' αυτά, καθώς υπάρχει μια κύρια ροή στο πρόβλημα του ορεογραφικού κύματος η οποία μεταφέρει την κυματική διαταραχή, οι πραγματικές τροχιές των τμημάτων αέρα δεν ακολουθούν τις επικλινείς ευθείες του Σχήματος 1.6, αλλά τις κυματικές τροχιές του Σχήματος 1.8.



Σχήμα 1.8. Ρευματογραμμές σταθερής ροής πάνω από μια πεπερασμένη σειρά ημιτονοειδών κορυφών όταν (α) $u_0 k > N$ και (β) $u_0 k < N$. Οι διακεκομμένες γραμμές στο (β) σημειώνουν την ανάντη κλίση των γραμμών σταθερής φάσης. Η ροή σε αυτό, καθώς επίσης και σε όλα τα επόμενα Σχήματα είναι από τα αριστερά προς τα δεξιά (Πηγή: Durran, 1990).

1.3.2 Μεμονωμένο ορεινό εμπόδιο – Σταθερή ταχύτητα του ανέμου και της ευστάθειας

Όπως αναλύθηκε στην προηγούμενη παράγραφο, η διαταραχή του πεδίου της κατακόρυφης ταχύτητας ενός ρεύματος αέρα με σταθερή ταχύτητα ροής και ευστάθεια υπεράνω μιας μη πεπερασμένης σειράς ημιτονοειδών κορυφών, περιγράφεται ικανοποιητικά από τη σχέση (1.18). Για τους υπολογισμούς όμως σε μια πιο ρεαλιστική κατακόρυφη διατομή τοπογραφίας και ατμοσφαιρικής δομής, θα πρέπει να ληφθούν υπ' όψη άλλες γραμμικές επιλύσεις οι οποίες να ομοιάζουν με τα πραγματικά ορεογραφικά κύματα. Στη συνέχεια εξετάζεται η περίπτωση της επίδρασης απομονωμένης τοπογραφίας και των μεταβολών της ταχύτητας του ανέμου και της

ευστάθειας, στο σχηματισμό και την ανάπτυξη ενός ορεογραφικού κύματος. Σε μια προσπάθεια για τη φυσική ερμηνεία του φαινομένου, οι μαθηματικές επιλύσεις των εξισώσεων παραλείπονται, ενώ η αναλυτική εξαγωγή τους παρουσιάζεται σε πολλά θεωρητικά συγγράμματα (π.χ. Smith, 1979).

Γίνεται η υπόθεση ενός μεμονωμένου βουνού με μία κορυφή, όπου το υψομετρικό επίπεδο του εδάφους μειώνεται βαθμιαία σε ένα επίπεδο αναφοράς ανάντη και κατάντη του ορεινού εμποδίου. Το σχήμα αυτού του βουνού μοιάζει με κώδωνα (καμπάνα) και ονομάζεται κατατομή τοπογραφίας τύπου "Witch of Agnesi", ενώ χρησιμοποιήθηκε αρχικά από τον Queney (1948) και εκφράζεται από τη σχέση

$$h(x) = \frac{h_m a^2}{a^2 + x^2}$$
(1.19a)

όπου h_m είναι το μέγιστο ύψος του βουνού και α το μισό πλάτος του (half-width), ενώ στη θέση x = 0 τοποθετείται το κέντρο του βουνού. Με τη βοήθεια μετασχηματισμού κατά Fourier η εξίσωση (1.19α) εκφράζεται και ως

$$\check{h}(k) = \frac{h_m a}{2} e^{-ka}, \gamma \iota \alpha k > 0$$
(1.19β)

Ιστορικά, ο τίτλος "Witch of Agnesi" προέρχεται από μια ανακριβή μετάφραση στα Αγγλικά του όρου «κυρτή» καμπύλη ("turning" curve) που χρησιμοποιήθηκε από τη Maria Agnesi (1718-99) (Smith, 2004).

Έπειτα από υπολογισμούς χρησιμοποιώντας μετασχηματισμούς Fourier, η εξίσωση που εκφράζει το πεδίο διαταραχής της κατακόρυφης ταχύτητας είναι η:

$$w(x,z) = 2Re\left[\int_{0}^{\frac{N}{u_{0}}} iku_{0}\tilde{h}(k)e^{i\sqrt{\frac{N^{2}}{u_{0}^{2}}-k^{2}z}}e^{ikx}dk + \int_{\frac{N}{u_{0}}}^{\infty} iku_{0}\tilde{h}(k)e^{-\sqrt{k^{2}-\frac{N^{2}}{u_{0}^{2}}z}}e^{ikx}dk\right]$$
(1.20)

Το πρώτο ολοκλήρωμα αντιστοιχεί στα κύματα που διαδίδονται προς τα άνω, ενώ το δεύτερο ολοκλήρωμα στα φθίνοντα κύματα.

Η διερεύνηση της εξισώσεως (1.20) οδηγεί σε τρεις διαφορετικές περιπτώσεις:

(α) 1η περίπτωση: όταν u₀α⁻¹>>N (περίπτωση στενού βουνού), τότε στην εξίσωση
 (1.20) το δεύτερο ολοκλήρωμα μπορεί να θεωρηθεί αμελητέο, με αποτέλεσμα η εξίσωση να γίνει

$$w(x,z) \approx 2Re\left[u_0 \int_0^\infty ik\left(\frac{h_m a}{2}\right) e^{-ka} e^{-kz} e^{ikx} dk\right]$$
(1.21)

Σύμφωνα με την περίπτωση του μη πεπερασμένου ημιτονοειδούς βουνού, ο σχηματισμός της ροής είναι συμμετρικός καθ' ύψος ως προς το κέντρο του βουνού στη θέση x = 0 (Σχήμα 1.9α όμοια με το Σχήμα 1.8α). Επιπλέον, το πλάτος του κύματος μειώνεται καθ' ύψος.

(β) 2η περίπτωση: όταν $u_0 a^{-1} << N$. Σε αυτή την περίπτωση το πρώτο ολοκλήρωμα της εξίσωσης (1.20) μπορεί να θεωρηθεί αμελητέο με αποτέλεσμα να προκύψει η ακόλουθη λύση:

$$w(x,z) \approx 2Re\left[u_0 \int_0^\infty ik\tilde{h}(k)e^{i\frac{N}{u_0}z}e^{ikx}\,dk\right] = 2Re\left[u_0 \int_0^\infty ik\left(\frac{h_ma}{z}\right)e^{-ka}e^{i\frac{N}{u_0}z}e^{ikx}\,dk\right]$$
(1.22)

Η διάταξη αυτής τη ροής παρουσιάζεται στο Σχήμα 1.9β, το οποίο ομοιάζει με το Σχήμα 1.8β. Το κύμα που σχηματίζεται από αυτή τη διάταξη καλείται υδροστατικό ορεογραφικό κύμα (hydrostatic mountain wave). Η διαταραχή περιορίζεται και διαδίδεται κατά την οριζόντιο πάνω από το βουνό, ενώ η μορφή της υποκείμενης τοπογραφίας (σχήμα κώδωνα) παρουσιάζεται σε κατακόρυφη απόσταση ίση με το ακέραιο πολλαπλάσιο του μήκους κύματος 2πu₀/N.

(γ) 3η περίπτωση: όταν $u_0 \alpha^{-1} \approx N$. Σε αυτή την περίπτωση όλοι οι όροι της εξίσωσης (1.20) θεωρούνται σημαντικοί. Για την επίλυση αυτού του προβλήματος χρησιμοποιούνται ασυμπτωτικές κι αριθμητικές μέθοδοι, ενώ η διάταξη της σχηματιζόμενης ροής απεικονίζεται στο Σχήμα 1.9γ.



Σχήμα 1.9. Ρευματογραμμές σταθερής ροής πάνω από μια μεμονωμένη κορυφή σχήματος «κουδουνιού» (bell-shaped) (μορφή "Witch of Agnesi") όταν (**a**) $u_0 a^{-1} >> N$, (**β**) $u_0 a^{-1} << N$ και (**γ**) $u_0 a^{-1} \approx N$. Στο Σχήμα 1.9γ οι διακεκομμένες γραμμές απεικονίζουν τις μηδενικές γραμμές φάσης, ενώ τα υπήνεμα κύματα στα υψηλότερα ατμοσφαιρικά επίπεδα αποτελούν ένα τμήμα μη υδροστατικών κυμάτων ($u_0 a^{-1} < N$ αλλά όχι $u_0 a^{-1} << N$) (Πηγή **a**, **b** από: Durran, 1990 και **c** από: Queney, 1948).

1.3.3 Μεμονωμένο ορεινό εμπόδιο – Κατακόρυφες μεταβολές της ταχύτητας του ανέμου και της ευστάθειας

Στη συνέχεια μελετάται η περίπτωση στην οποία η ταχύτητα του ανέμου u_0 και η ευστάθεια N μεταβάλλονται καθ' ύψος. Οι κατακόρυφες μεταβολές της u_0 και της N μπορούν να δημιουργήσουν ένα νέο τύπο κύματος στην κατάντη περιοχή του ορεινού εμποδίου – το εγκλωβισμένο κύμα υπήνεμης περιοχής (trapped lee wave), όπως αναφέρθηκε στην παράγραφο 1.1.4. Στο Σχήμα 1.5 απεικονίζεται η ροή μιας σειράς εγκλωβισμένων κυμάτων υπήνεμης περιοχής (ή αλλιώς κύματα συντονισμού υπήνεμης περιοχής, resonant lee waves), όπου η ορεογραφική δραστηριότητα περιορίζεται στα χαμηλότερα κατάντη τροποσφαιρικά στρώματα. Χρησιμοποιώντας τη γραμμική θεωρία, ο Scorer (1949) απέδειξε ότι τα εγκλωβισμένα κύματα δημιουργούνται από τις κατακόρυφες μεταβολές της N(z) και της $u_0(z)$. Αυτές οι μεταβολές εισάγουν έναν επιπρόσθετο όρο στην κύρια εξίσωση (1.15), με αποτέλεσμα να μετατρέπεται στην

$$\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} + l^2 w = 0$$
(1.23)

όπου l η παράμετρος Scorer, που ορίζεται ως

$$l^{2} = \frac{N^{2}}{u_{0}^{2}} - \frac{1}{u_{0}} \frac{d^{2}u_{0}}{dz^{2}}$$
(1.24)

Ο Scorer απέδειξε πως η απαραίτητη συνθήκη για την ύπαρξη των εγκλωβισμένων κυμάτων σε ένα πρόβλημα δύο ατμοσφαιρικών στρωμάτων διαφορετικής ευστάθειας είναι

$$l_L^2 - l_U^2 > \frac{\pi^2}{4H^2} \tag{1.25}$$

Τα σύμβολα l_U και l_L είναι οι παράμετροι Scorer στο άνω και κάτω στρώμα, ενώ το H είναι το πάχος του κατώτερου στρώματος. Όπως υποδηλώνει η εξίσωση (1.25), η διαφορά των δύο στρωμάτων στα χαρακτηριστικά της διάδοσης του κύματος, πρέπει να υπερβαίνει ένα συγκεκριμένο κατώφλι προτού συμβεί ο «εγκλωβισμός» των κυμάτων.

Προηγουμένως, επισημάνθηκε ότι η κατακόρυφη διάδοση των κυμάτων επιτρέπεται όταν $u_0 k < N$. Τη γενίκευση αυτής της συνθήκης σε ένα περιβάλλον με κατακόρυφη διάτμηση ανέμου, αποτελεί η συνθήκη k < l. Ο οριζόντιος κυματαριθμός κάθε συντονισμένου εγκλωβισμένου κύματος υπήνεμης πλευράς σε ένα σύστημα δύο στρωμάτων, ικανοποιείται όταν $l_L > k > l_U$, αποδεικνύοντας ότι το κύμα διαδίδεται κατακόρυφα στα χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα και μειώνεται εκθετικά με το ύψος στα υψηλότερα. Ο σημαντικός ρόλος της κατακόρυφης μεταβολής των παραμέτρων της ευστάθειας και της ταχύτητας της ροής, επισημαίνεται στο Σχήμα 1.10. Στο Σχήμα 1.10α, οι ρευματογραμμές παρουσιάζουν μια ανάντη κλίση κοντά στην κορυφή του ορεινού εμποδίου, με αποτέλεσμα την ενίσχυση της καταβατικής ροής στην υπήνεμη περιοχή. Κατά την κατακόρυφο, η κυματική μορφή επαναλαμβάνεται με ένα μήκος κύματος ίσο με $2\pi/l$, ενώ στο ύψος των 10 km η καθοδική ροή μετατοπίζεται 2-3 km ανατολικότερα σε σχέση με τη θέση της στα χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα. Στο Σχήμα 1.10β εμφανίζονται στα χαμηλά ατμοσφαιρικά επίπεδα κύματα υπήνεμης πλευράς, ενώ στα υψηλότερα ατμοσφαιρικά επίπεδα κύματα κατακόρυφης διάδοσης, με μια ανάντη κλίση των γραμμών φάσεως.



Σχήμα 1.10. Ρευματογραμμές που αποτυπώνουν την ανάπτυξη ενός ορεογραφικού κύματος πάνω από μια κορυφή βουνού για δύο ιδεατές κατατομές της ταχύτητας του ανέμου (*u*), της δυνητικής θερμοκρασίας (Θ), καθώς επίσης και τις τιμές της παραμέτρου l^2 . (**a**) Η *u* και η l^2 διατηρούνται σταθερές καθ' ύψος και (**β**) το l^2 είναι μεγάλο στα χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα κι έπειτα ελαττώνεται ταχέως καθ' ύψος, σε χαμηλότερες τιμές. Η ροή του ανέμου έχει κατεύθυνση από τα αριστερά προς τα δεξιά (Πηγή: Sawyer, 1960).

Τα εγκλωβισμένα κύματα υπήνεμης πλευράς στα χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα δεν παρουσιάζουν κάποια κλίση, ακόμα και εάν φαίνονται πως διαδίδονται κατακόρυφα. Η αιτία αυτού του φαινομένου, οφείλεται στο ότι η ενέργεια του κύματος κατ' επανάληψη ανακλάται από το άνω στρώμα και το επίπεδο έδαφος κατάντη του βουνού, χωρίς την απώλεια του πλάτους του. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα, η κατάντη διαταραχή να αποτελεί μια υπέρθεση των προς τα άνω και προς τα κάτω διαδιδόμενων κυμάτων ίσου πλάτους, ένας συνδυασμός ο οποίος δεν αποφέρει κλίση (Durran, 1990). Η μερική ή ολική ανάκλαση των κυμάτων εντοπίζεται στις περιοχές όπου το *l* μεταβάλλεται αιφνίδια με το ύψος (Barry, 2008).

1.4 Επαλληλία ορεογραφικών κυμάτων

Οι περισσότερες έρευνες για τα κύματα υπήνεμης πλευράς, πραγματεύονται τις επιδράσεις της αέριας ροής σε μεμονωμένες κορυφές ή λόφους, ενώ λίγες ασχολούνται με πολύπλοκα ανάγλυφα. Όταν η τοπογραφία αποτελείται από ένα σύνολο κορυφών που προσανατολίζονται κάθετα στη ροή, τότε μπορεί να συμβεί μια επαλληλία των κυμάτων, τα οποία δημιουργούνται από τα μεμονωμένα ορεινά εμπόδια (Scorer, 1967). Αυτό μπορεί να οδηγήσει σε μια ενισχυτική ή αποσβεστική συμβολή των κυμάτων, διαδικασία που εξαρτάται από το διάστημα (ή τη σχέση φάσεως) μεταξύ των ορεογραφικών κυμάτων (Σχήμα 1.11). Η ενισχυτική συμβολή των ορεογραφικών κυμάτων ονομάζεται συντονισμός (Whiteman, 2000).



Σχήμα 1.11. Τα ορεογραφικά κύματα διαδοχικών κορυφών μπορούν να συμβάλλουν είτε (a) ενισχυτικά είτε (β) αποσβεστικά. Ο τρόπος με τον οποίο θα συμβάλλουν εξαρτάται από τη σχέση μεταξύ της αποστάσεως των κορυφών L και του μήκους κύματος της ροής λ (Πηγή: Whiteman, 2000).

Οι επιδράσεις μιας σειράς κορυφών στην αέρια ροή, μελετήθηκαν από τον Smith (1976), ενώ η περιοδική μέσης-κλίμακας τοπογραφία, προσομοιώθηκε σε μοντέλο από τους Welch et al. (2001). Οι προαναφερόμενοι συγγραφείς βρήκαν πως όταν οι κορυφές των εμποδίων απέχουν αρκετά μεταξύ τους (σε μια απόσταση 1 έως 15 φορές το πλάτος του βουνού) η αντίσταση του αέρα λόγω μορφής (form drag) βαθμιαία θα αυξηθεί, διότι θα υπάρχει μεγαλύτερη διαθέσιμη απόσταση για την καταβατική ροή. Το στρώμα της ροής που εμποδίζεται από τα ορεινά εμπόδια, γίνεται ρηχότερο όσο η απόσταση μεταξύ των εμποδίων αυξάνεται, υποδηλώντας ένα μεγαλύτερο δραστικό ύψος (effective height) του βουνού. Αυτό επιτρέπει τα μεγαλύτερα πλάτη κύματος να δημιουργούν μεγαλύτερες διαφορές πίεσης κατά μήκος των κορυφών και κατ' επέκταση μεγαλύτερη αντίσταση αέρα λόγω μορφής.

Οι Texeira et al. (2005) ανέλυσαν τις συνθήκες υψηλής αντίστασης του αέρα σε ένα γραμμικό μοντέλο στρωματοποιημένης ροής πάνω από κορυφές και ασύμμετρα βουνά μικρότερα των 1000 m, με τις κατάλληλες συνθήκες που ορίζουν την απουσία των κυμάτων υπήνεμης περιοχής. Η ταχύτητα του ανέμου θεωρήθηκε σταθερή στα χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα και μειωνόταν γραμμικά με το ύψος πάνω από ένα συγκεκριμένο ύψος z_1 . Οι Texeira et al. απέδειξαν ότι η αντίσταση του αέρα εξαρτάται από την αδιάστατο παράμετρο του ύψους (Nz_1/U_0) της ασυνέχειας στο $\partial U/\partial z$ και τον *αριθμό Richardson* (*Ri*) στο υπερκείμενο στρώμα διάτμησης, όπου *N* η συχνότητα Brunt-Väisälä και U_0 η ταχύτητα στην επιφάνεια του εδάφους. Τέλος, ανάκλαση ενός κύματος θα συμβεί στην ενδοεπιφάνεια μεταξύ *z* και z_1 , εκεί όπου ο αριθμός *Ri* μειώνεται.

1.5 Ατμοσφαιρική ροή σε τρισδιάστατο εμπόδιο

Στα παραπάνω εδάφια, δόθηκε μια αναλυτική περιγραφή της συμπεριφοράς μιας αέριας ροής, η οποία προσπίπτει σε ένα εμπόδιο. Για τη θεωρητική, καθώς επίσης και για τη φυσική ερμηνεία της δημιουργίας μιας κυματικής διαταραχής, έγινε η υπόθεση ενός δισδιάστατου εμποδίου, κάτι που αποκλίνει όμως αρκετά από την πραγματικότητα, αφού τα εμπόδια έχουν τρισδιάστατη δομή. Ένα ορεινό εμπόδιο μπορεί να αναγκάσει μια αέρια ροή είτε να διέλθει υπεράνω ή γύρω από αυτό, είτε να την παρεμποδίσει. Σύμφωνα με σχετική αναφορά σε προηγούμενη παράγραφο, μια ασταθής αέρια ροή μπορεί εύκολα να περάσει υπεράνω του ορεινού εμποδίου, ενώ η συμπεριφορά μιας ευσταθούς ροής που πλησιάζει έναν ορεινό εμπόδιο, εξαρτάται απο το βαθμό ευστάθειας, την ταχύτητα της ροής και τα χαρακτηριστικά του εδάφους. Όσο περισσότερο ευσταθής είναι ο αέρας, τόσο μεγαλύτερη είναι η πιθανότητα η ροή να ανυψωθεί και να περάσει γύρω απο το ορεινό εμπόδιο, είτε να ενισχυθεί διερχόμενη από ορεινά κανάλια ή ακόμα και να εμποδιστεί. Ένα στρώμα ευσταθούς αέρα μπορεί να διαχωριστεί, με το ένα τμήμα της ροής να βρίσκεται πάνω από το ύψος διαχωρισμού των ρευματογραμμών (dividing streamline height) και να ρέει υπεράνω του ορεινού εμποδίου και το άλλο τμήμα να διαχωρίζεται λίγο πριν το ορεινό εμπόδιο και να ρέει γύρω του επανασυγκλίνοντας στην υπήνεμη πλευρά του (Σχήμα 1.12α). Επίσης, σε απομονωμένο βουνό ή λόφο όταν η ροή διέρχεται γύρω από το εμπόδιο, δημιουργούνται ζώνες ενίσχυσης της ροής στα άκρα του εμποδίου (Whiteman, 2000) (Σχήμα 1.12β).

Μία ευσταθής στρωματοποιημένη ροή στα χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα που πλησιάζει ένα ορεινό εμπόδιο, μπορεί να σταματήσει ή να εμποδιστεί μπροστά από αυτό, καθώς ο πυκνός αέρας εγκαθίσταται στην προσήνεμη πλευρά του βουνού (Σχήμα 1.12γ), προκαλώντας το σχηματισμό ενός τοπικού συστήματος υψηλών πιέσεων. Η βαροβαθμίδα μεσοκλίμακας που δημιουργείται, μπορεί να προκαλέσει αλλαγή στη βαροβαθμίδα συνοπτικής κλίμακας που κατευθύνει την εισερχόμενη ροή, προκαλώντας ορισμένες φορές τον εμποδισμό ή ακόμα και την ακινητοποίηση της αέριας μάζας. Ο εμποδισμός συμβαίνει συχνότερα το χειμώνα, όταν η εμφάνιση ψυχρών ευσταθών αέριων μαζών είναι συχνότερη και μπορούν να επιμείνουν σε μια περιοχή για μεγάλο χρονικό διάστημα. Η εμποδιζόμενη ροή ανάντη του ορεινού εμποδίου είναι συνήθως ρηχότερη από το ύψος του εμποδίου. Ο αέρας πάνω από το εμποδιζόμενο στρώμα ροής, δεν αντιμετωπίζει δυσκολία στο να ξεπεράσει το εμπόδιο.

Η οριζόντια ανάντη έκταση του εμποδισμού εξαρτάται από το ύψος του εμποδίου, την ευστάθεια της ροής που πλησιάζει και το γεωγραφικό πλάτος. Όσο υψηλότερο είναι το εμπόδιο και περισσότερο ευσταθής είναι η αέρια μάζα, τόσο μεγαλύτερη είναι η οριζόντια έκταση του εμποδισμού, ενώ καθώς το γεωγραφικό πλάτος αυξάνει, η οριζόντια έκταση του εμποδισμού μειώνεται (Whiteman, 2000). Η έναρξη και η παύση του φαινομένου του εμποδισμού μπορεί να είναι αιφνίδια, λαμβάνοντας χώρα σε μικρές χρονικές περιόδους της τάξεως της μιας ώρας. Κατά τη διάρκεια του χειμώνα, ο εμποδισμός επηρεάζεται κυρίως από τις συνοπτικές συνθήκες, ενώ εάν το ευσταθές αέριο στρώμα έμπροσθεν του εμποδίου είναι ρηχό ή ασθενώς

ευσταθής, ο εμποδισμός τερματίζεται όταν η ημερήσια κατακόρυφη μεταφορά θερμότητας ανάντη του ορεινού εμποδίου είναι επαρκής για να διαλύσει το ευσταθές στρώμα.



Σχήμα 1.12. (a) Το ύψος διαχωρισμού των ρευματογραμμών είναι το ύψος του ορίου μεταξύ της ροής στα χαμηλά ατμοσφαιρικά επίπεδα, η οποία διαχωρίζεται ανάντη του ορεινού εμποδίου και της ροής στα ανώτερα ατμοσφαιρικά επίπεδα, η οποία περνά πάνω από το εμπόδιο, (β) διαχωρισμός της ροής γύρω από ένα μεμονωμένο ορεινό εμπόδιο, σχηματίζοντας στα άκρα του εμποδίου ζώνες ισχυρών ανέμων, που εφάπτονται της ροής και (γ) η εμποδιζόμενη ροή ανάντη του εμποδίου, δημιουργεί ένα στρώμα στάσιμου αέρα στα χαμηλά ατμοσφαιρικά επίπεδα (Πηγή: Whiteman, 2000).

1.5.1 Θεωρητική προσέγγιση της τρισδιάστατης ροής

Η προσέγγιση της δισδιάστατης θεωρίας των ορεογραφικών κυμάτων βοηθά στην επεξήγηση κάποιων βασικών φαινομένων της ροής, όπως η διάδοση της κυματικής διαταραχής που αναλύθηκε παραπάνω και η ενίσχυση των ανέμων καταβατικής ροής στις υπήνεμες περιοχές των ορεινών εμποδίων όπως θα αναλυθεί στο επόμενο κεφάλαιο της παρούσας εργασίας. Παρόλα αυτά όμως, δεν αντιπροσωπεύει τις πραγματικές μεταβολές του πεδίου ροής υπό την επίδραση ενός τρισδιάστατου εμποδίου πολύπλοκης μορφής. Οι βασικές σχέσεις της δυναμικής της ροής πάνω από ένα ορεινό εμπόδιο πολύπλοκης τοπογραφίας, μπορεί να κατανοηθεί με τη θεώρηση μιας ροής πάνω από ένα ιδεατό, τρισδιάστατο, μεμονωμένο κωνικό βουνό με στρογγυλή κορυφή, σχήματος «κώδωνα». Στην παρούσα παράγραφο θα δοθεί μια συνοπτική περιγραφή της δυναμικής της ροής γύρω από ένα εμπόδιο σχήματος «κώδωνα», όταν η μέση ταχύτητα της ροής και η ευστάθεια παραμένουν σταθερά με το ύψος. Μια λεπτομερέστερη ανάπτυξη της θεωρίας για τη ροή υπεράνω βουνών και λόφων, δίδεται στα συγγράμματα των Smith (1979) και Queney et al. (1960). Ο Smith (1980) μελέτησε τις γραμμικές λύσεις των κυμάτων σε μια ατμόσφαιρα με σταθερές τιμές των N και u₀, σε ροή πάνω από ένα βουνό σχήματος «κώδωνα», όπου περιγράφεται από τη σχέση

$$h(x, y) = \frac{h_m}{\left[\frac{x^2 + y^2}{a^2} + 1\right]^{3/2}}$$
(1.26)

όπου h_m και α είναι το ύψος και η οριζόντια κλίμακα του βουνού (ή το μισό-πλάτος, όπως αναφέρθηκε προηγουμένως), αντίστοιχα. Ένα παράδειγμα της λύσης του Smith για την κατακόρυφη μετατόπιση ενός κύματος, στο επίπεδο του ενός-τετάρτου του κατακόρυφου μήκους κύματος πάνω από την επιφάνεια του εδάφους, φαίνεται στο Σχήμα 1.13. Η ροή στο Σχήμα 1.13 είναι υδροστατική (*Na* / $u_0 >> 1$, βλ. 2η περίπτωση στην παράγραφο 1.3.2), εν τούτοις παρόλο που τα υδροστατικά κύματα προκαλούνται από ένα δισδιάστατο βουνό, η διαταραχή δεν περιορίζεται στην περιοχή ακριβώς πίσω από το βουνό. Αντί αυτού, στον τρισδιάστατο χώρο οι διαταραχές συγκεντρώνονται κατά μήκος των παραβολοειδών που εκτείνονται κατάντη του βουνού.



Σχήμα 1.13. Οριζόντια διατομή του πεδίου της κατακόρυφης μετατόπισης σε μια υδροστατική ροή πάνω από ένα κυκλικό βουνό σχήματος «κώδωνα». Η διατομή βρίσκεται σε ύψος ¼ του κατακόρυφου μήκους κύματος. Η σκιασμένη περιοχή αποτυπώνει την τοπογραφία μέσα σε μια ακτινική απόσταση α από την κορυφή (Πηγή: Durran, 1990).

Στη συνέχεια οι Smolarkiewicz και Rotunno (1989) υπολόγισαν μια σειρά αριθμητικών λύσεων για τη ροή γύρω από ένα τρισδιάστατο βουνό σχήματος «κώδωνα», για διάφορες τιμές του λόγου Nh_m / u₀. Τα αποτελέσματά τους απεικονίζονται στα Σχήματα 1.14 και 1.15. Οι ρευματογραμμές σε μια κατακόρυφη διατομή διαμέσου του κέντρου ενός λόφου φαίνονται στο Σχήμα 1.14. Η περίπτωση όπου $Nh_m / u_0 = 0.45$ (Σχήμα 1.14α) βρίσκεται σε ποσοτική συμφωνία με τη γραμμική θεωρία του Smith, ενώ η ποιοτική συμφωνία διατηρείται κι όταν $Nh_m / u_0 = 1.5$ (Σχήμα 1.14β). Παρόλα αυτά, μια σημαντική αλλαγή στο καθεστώς της ροής συμβαίνει όταν ο λόγος Nh_m / u_0 αυξάνεται στο 4.5 (Σχήμα 1.14γ). Τα κατακόρυφως διαδιδόμενα κύματα βαρύτητας που είναι εμφανή στο $Nh_m / u_0 = 1.5$, εξαλοίφονται, ενώ αναπτύσσονται κλειστές κυκλοφορίες στις υπήνεμες περιοχές των βουνών. Όταν $Nh_m / u_0 = 18$ (Σχήμα 1.14δ), η ροή είναι οριζόντια. Το Σχήμα 1.15 δείχνει ένα διάγραμμα των επιφανειακών ρευματογραμμών με κάθε μία από τις τέσσερις περιπτώσεις του Σχήματος 1.14, σε μορφή κάτοψης. Σημειώνεται πως στις δύο προσομοιώσεις με τις υψηλότερες τιμές του λόγου Nh_m / u_0 , εμφανίζονται κλειστοί *στρόβιλοι* στην υπήνεμη περιοχή του βουνού, που παρατηρούνται συνήθως κατά τη διάρκεια ισχυρής καταβατικής ροής.



Σχήμα 1.14. Οι ρευματογραμμές στο επίπεδο x-z διαμέσου του κέντρου ενός κυκλικού βουνού σχήματος «κώδωνα», όταν η ανάντη τιμή του Nh_m / u_0 είναι (**a**) 0.45, (**β**) 1.5, (**γ**) 4.5, (**δ**) 18. Η ροή του αέρα έχει κατεύθυνση από τα δεξιά προς τα αριστερά (Πηγή: Durran, 1990).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1



Σχήμα 1.15. Όπως στο Σχήμα 1.14, με τη διαφορά ότι οι ρευματογραμμές απεικονίζονται στο επίπεδο xy και αναπαριστούν τη ροή στην επιφάνεια της τοπογραφίας (Πηγή: Durran, 1990).

1.5.2 Τρισδιάστατα εγκλωβισμένα κύματα υπήνεμης περιοχής

Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως στο πρόβλημα της ροής σε ένα δισδιάστατο εμπόδιο, μια ταχεία μείωση της παραμέτρου Scorer με το ύψος έχει ως συνέπεια το σχηματισμό των εγκλωβισμένων κυμάτων υπήνεμης περιοχής. Ο σχηματισμός των τρισδιάστατων εγκλωβισμένων κυμάτων υπήνεμης περιοχής, είναι παρόμοιος με τα κύματα *Kelvin* που παρατηρούνται στις υδάτινες επιφάνειες όπισθεν των πλοίων. Το Σχήμα 1.16α παρουσιάζει ένα παράδειγμα διάταξης νεφών, που σχετίζονται άμεσα με το σχηματισμό τρισδιάστατων κυμάτων υπήνεμης περιοχής, πίσω από ένα ορεινό νησί.

Τα τρισδιάστατα εγκλωβισμένα κύματα υπήνεμης περιοχής, αποτελούνται από εγκάρσια (transverse) και αποκλίνοντα κύματα (diverging waves) (Σχήμα 1.16β). Τα εγκάρσια κύματα βρίσκονται σχεδόν κάθετα στη διεύθυνση ροής και σχηματίζονται

από κύματα τα οποία προσπαθούν να επεκταθούν αντίθετα της κύριας ροής, αλλά παρασύρονται από αυτήν στην υπήνεμη περιοχή. Ο μηχανισμός του σχηματισμού των εγκάρσιων κυμάτων είναι παρόμοιος με αυτών των δισδιάστατων εγκλωβισμένων κυμάτων υπήνεμης περιοχής. Αντιθέτως, τα αποκλίνοντα κύματα προσπαθούν να επεκταθούν απομακρυνόμενα πλαγίως από το ορεινό εμπόδιο, παρασυρόμενα και αυτά στην υπήνεμη περιοχή. Επίσης, τα αποκλίνοντα κύματα φέρουν κορυφές οι οποίες τέμνουν την εισερχόμενη ροή, σχηματίζοντας μια μικρή γωνία.



Σχήμα 1.16. (a) Δορυφορική εικόνα που απεικονίζει τα τρισδιάστατα εγκλωβισμένα κύματα υπήνεμης περιοχής που δημιουργήθηκαν από τα νησιά Sandwich στο Νότιο Ατλαντικό Ωκεανό στις 18 Σεπτεμβρίου 2003. Η μορφή των κυμάτων είναι όμοια με αυτή που σχηματίζουν τα πλοία, (β) σχηματική απεικόνιση των εγκάρσιων (διακεκομμένες γραμμές) και των αποκλινόντων (συμπαγείς γραμμές) γραμμών φάσεως για ένα κλασσικό κύμα (Πηγή: Sharman and Wurtele, 1983).

1.5.3 Στρόβιλοι

Ένα άλλο χαρακτηριστικό μορφής κυκλοφορίας που μπορεί να συμβεί στην υπήνεμη περιοχή ενός τρισδιάστατου απομονωμένου εμποδίου, είναι η δημιουργία μικρών (eddies) και μεγάλων στροβίλων (vortices). Μικροί στρόβιλοι μπορούν να δημιουργηθούν παντού στην ατμόσφαιρα, τόσο στο έδαφος όσο και στα υψηλότερα ατμοσφαιρικά στρώματα λόγω αλληλεπίδρασης με τα εμπόδια, αλλά και υπεράνω εδαφών δίχως εμπόδια ως αποτέλεσμα της διάτμησης του ανέμου ή της ανοδικής μεταφοράς. Οι οριζόντιες και κατακόρυφες διαστάσεις του μικρού στροβίλου,

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ονομάζονται οι περιστρεφόμενες μάζες αέρα μέσω μιας αέριας στήλης ή δίνης, όπου συνήθως περιστρέφονται γύρω από ένα κατακόρυφο ή οριζόντιο άξονα. Οι στρόβιλοι γύρω από κατακόρυφο άξονα στην ατμόσφαιρα, ποικίλουν σε μέγεθος από στροβίλους σκόνης (dust devils) έως ανεμοστρόβιλους, υδροσίφωνες, σίφωνες και μεγάλης κλίμακας συνοπτικά συστήματα χαμηλών και υψηλών πιέσεων. Οι μεγάλοι στρόβιλοι οριζόντιου άξονα, προκαλούνται από την κατακόρυφη διάτμηση του ανέμου και την τύρβη και συναντούνται συνήθως στις υπήνεμες περιοχές εκτεταμένων τοπογραφικών εμποδίων, όπως οροσειρές βουνών, ζώνες εμποδίων και περιοχές με χιονοκάλυψη (Whiteman, 2000).

Η ομάδα στροβίλων εκατέρωθεν μιας ευθείας γραμμής πίσω από ένα εμπόδιο ονομάζεται στροβιλο-οδός (vortex-street) (Σχήμα 1.17α). Η μορφή αυτή έρχεται σε πλήρη συμφωνία με τη θεωρία της στροβιλο-οδού του von Karman. Ενδεικτικά αναφέρεται ότι σε μια περίπτωση στα Κανάρια Νησιά, πάνω από τη θερμοκρασιακή αναστροφή των αληγών ανέμων σε υψόμετρο 2-3 km, το μέγεθος των στροβίλων φτάνει τα 10-30 km (Barry, 2008). Τα νέφη κάτω από τη θερμοκρασιακή αναστροφή λειτουργούν ως ιχνηλάτες των στροβίλων, όπου σε μια ανατολική ροή στρέφονται κυκλωνικά στη βόρεια πλευρά και αντικυκλωνικά στη νότια πλευρά του νησιού (Σχήμα 1.17β). Η ανάλυση 30 δορυφορικών εικόνων του MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) σε νησιά με ορεινό ανάγλυφο, έδειξε ότι ο λόγος μεταξύ της κατακόρυφης και οριζόντιας απόστασης δύο διαδοχικών στροβίλων (*h*/a) είναι μεγαλύτερος από τον αντίστοιχο υπολογιζόμενο θεωρητικό λόγο του von Karman, με τιμή 0.42 έναντι 0.28. Επίσης, ο λόγος της κατακόρυφης απόστασης των στροβίλων προς το πλάτος του εμποδίου (του νησιού) (*h*/*d*) είναι μεγαλύτερος από τον θεωρητικό, με τιμή 1.6 έναντι 1.2 (Young and Zawislak, 2006).



Σχήμα 1.17. (α) Σχηματισμός στροβιλο-οδού von Karman όπως σημειώθηκε στην υπήνεμη περιοχή της νήσου Σαμοθράκη, σύμφωνα με εικόνα του συστήματος δορυφόρων MODIS της NASA στο οπτικό κανάλι, στις 13 Ιανουαρίου 2002, (β) σχηματική απεικόνιση των στροβίλων von Karman στην υπήνεμη περιοχή ενός κυλινδρικού εμποδίου, όπου d η διάμετρος του εμποδίου, h το πλάτος της στροβιλο-οδού και a η απόσταση μεταξύ των διαδοχικών στροβίλων σε κάθε σειρά (Πηγή: Barry, 2008).

Τα αίτια δημιουργίας των στροβίλων αναφέρονται σε αρκετές επιστημονικές μελέτες, όπως σε αυτή των Schär και Durran (1997), όπου μελέτησαν την περίπτωση όπου σε ένα συγκεκριμένο υψομετρικό επίπεδο μια ισεντροπική επιφάνεια διαπερνάται από ένα βουνό. Αυτή η «τρύπα» παραμορφώνεται καθώς ο θερμότερος επιφανειακός αέρας απομακρύνεται από την κορυφή του βουνού και εκτείνεται κατάντη σε δύο καμπυλόγραμμα τμήματα ή «πλοκάμια», τα οποία δημιουργούν δύο μικρούς στροβίλους, οι οποίοι μεταφέρονται επιπλέον κατάντη αποσπώμενοι από την «τρύπα» που παραμένει πάνω από το βουνό. Συχνά γίνεται η υπόθεση πως ο στροβιλισμός δημιουργείται από την τριβή και το διαχωρισμό του οριακού στρώματος. Εργαστηριακά πειράματα συχνά εφαρμόζονται σε ημισφαιρικά ή κωνικά εμπόδια, ενώ σε πλαγιές νησιών, όπου παρατηρούνται κατάντη στρόβιλοι, η κλίση σπάνια είναι μεγαλύτερη από 1:10 με 1:15. Ένας επιπλέον παράγοντας σε πολλές περιπτώσεις που συνεισφέρει στο σχηματισμό της στροβιλο-οδού, είναι η παρουσία μιας ευσταθούς στρωματοποιημένης ροής. Ο Etling (1989) σημείωσε ότι αυτό το φαινόμενο παρατηρείται στις ζώνες των αληγών ανέμων κατά τη διάρκεια εισβολών ψυχρού αέρα το χειμώνα από την Ανατολική Ασία. Σε αυτές τις περιπτώσεις υπάρχει μια θερμοκρασιακή αναστροφή κάτω από την κορυφή του νησιού. Ο αέρας κάτω από το επίπεδο του «διαχωρισμού της

ρευματογραμμής» διέρχεται γύρω από το εμπόδιο με αποτέλεσμα να σχηματίζεται μια σειρά κατάντη κατακόρυφων στροβίλων.

1.5.4 Ορεινά απόνερα (wakes)

Πολλές φορές στην υπήνεμη περιοχή ενός εμποδίου, εμφανίζονται περιορισμένες εκτάσεις με μικρές ταχύτητες ανέμου και στροβιλοειδή κίνηση, οι οποίες ονομάζονται *απόνερα (wakes)*. Σε αυτές τις περιοχές, οι άνεμοι γενικά επιβραδύνονται σε μια απόσταση κατάντη του εμποδίου, περίπου 15 φορές το ύψος του (Angle and Sakiyama, 1991), αλλά μείωση των ταχυτήτων του ανέμου έχει παρατηρηθεί και σε απόσταση μεγαλύτερη από 60 φορές το ύψος του εμποδίου (Whiteman, 2000). Αυτές οι περιοχές εντοπίζονται συνήθως πίσω από απομονωμένα νησιά με ορεινό ανάγλυφο, όπως η Ιαπωνία, τα νησιά της Καραϊβικής, κ.α.. Στον Ελλαδικό χώρο απόνερα σχηματίζονται πίσω από το νησί της Κρήτης κυρίως κατά τη διάρκεια των θερινών μηνών, κατά την επικράτηση βορείου ρεύματος στο Αιγαίο, η ροή του οποίου είναι σχεδόν κάθετη στο πολύπλοκο ορεινό ανάγλυφο της Κρήτης (Σχήμα 1.18). Τα απόνερα είναι ιδιαίτερα σημαντικά για τη μετεωρολογία των ορέων, αφού σχετίζονται σε μεγάλο βαθμό με την αντίσταση του αέρα λόγω της τοπογραφίας του βουνού (κεφάλαιο 2.4 της παρούσας διατριβής), επηρεάζοντας σε μεγάλο βαθμό τις μετεωρολογικές συνθήκες κατάντη του εμποδίου.



Σχήμα 1.18. Δορυφορική εικόνα από το σύστημα δορυφόρων MODIS της NASA στο οπτικό κανάλι. Στην εικόνα διακρίνονται απόνερα πίσω από τη νησί της Κρήτης, κατά τη διάρκεια βορείου ρεύματος στο Αιγαίο την 13η Ιουλίου 2008. Οι περιοχές με το λευκό χρώμα αντιστοιχούν στις περιοχές των απόνερων, όπου η χαμηλή ταχύτητα του ανέμου δημιουργεί χαμηλή νέφωση (αυξημένη υγρασία) λόγω εξάτμισης, ενώ στις εξόδους των καναλιών δεν υπάρχει σχηματισμός χαμηλής νέφωσης εξαιτίας της υψηλής ταχύτητας του ανέμου. Τα ορεινά απόνερα δεν θα πρέπει να συγχέονται με τα κύματα υπήνεμης περιοχής. Βασική διαφορά είναι ότι η περιοχή δράσεως των κυμάτων υπήνεμης περιοχής είναι μεγαλύτερη από την αντίστοιχη των απόνερων, καθώς επίσης ότι μπορούν να διαδοθούν πλευρικά και κατακόρυφα. Τέλος, τα ορεογραφικά κύματα μπορούν να μεταφέρουν ορμή και σε αντίθεση με τα απόνερα, δεν συνδέονται με διαδικασίες διάχυσης και δημιουργίας δυναμικού στροβιλισμού (Smith et al., 1997).

Η θεωρία των απόνερων έχει αναπτυχθεί την τελευταία 15ετία, με τη χρήση μοντέλων στρωματοποιημένων ρευστών ρηχού στρώματος (Smith and Smith, 1995; Grubišić et al., 1995). Χαρακτηριστική είναι η μελέτη των Smith et al. (1997), που πραγματοποίησαν ένα πείραμα χρησιμοποιώντας δεδομένα από πλωτά σκάφη και αεροσκάφη, γύρω από το νησί St. Vincent της Νοτιοανατολικής Καραϊβικής. Τα νησιά σε αυτή την περιοχή βρίσκονται εκτεθειμένα στους αληγείς ανέμους, με αποτέλεσμα τη συχνή δημιουργία επιμηκών ευθύγραμμων ορεογραφικών απόνερων, τα οποία εκτείνονται έως και 300 km κατάντη του βουνού με πλάτος μόλις 20 km. Τα βασικά συμπεράσματα από αυτό το πείραμα ήταν ότι οι δομές των απόνερων κοντά στα νησιά απεικονίζουν την τοπογραφία του νησιού, καθώς επίσης υπάργει σαφής διαγωρισμός μεταξύ των απόνερων και της γειτονικής ροής. Οι παρατηρήσεις έδειξαν ότι ο αέρας κατέρχεται από την πίσω πλευρά του βουνού, ενώ το τμήμα του αέρα μέσα στο απόνερο είναι σχετικά θερμότερο και ξηρότερο. Επίσης, στην ίδια μελέτη παρατηρήθηκε επιτάχυνση της ροής του απόνερου, η οποία μάλλον προκλήθηκε από την περιβάλλουσα κατάντη βαροβαθμίδα, παρά από την πλευρική εισχώρηση της ροής ή τη γεωστροφική προσαρμογή. Αυτό το φαινόμενο καλείται σχηματισμός «ασθενών» απόνερων. Ασθενή απόνερα σχηματίζονται όταν ο δυναμικός στροβιλισμός που δημιουργείται από το βουνό, δεν είναι αρκετά ισχυρός ώστε να μετατραπεί σε στρόβιλο και μεταφέρεται κατάντη από την περιβάλλουσα ροή. Αναλύσεις μοντέλων έδειξαν ότι η δημιουργία των επιμηκών απόνερων αποδίδεται στην καθοδική κίνηση του αέρα πάνω από το βουνό, συνοδευόμενη από επιτάχυνση της ροής, «κατάρρευση» κύματος – φαινόμενο το οποίο θα αναλυθεί στο επόμενο κεφάλαιο της παρούσας εργασίας – και δημιουργία ασθενούς δυναμικού στροβιλισμού.

1.6 Οι αριθμοί Froude και Rossby

Το πεδίο ενός ανέμου παρουσία πολύπλοκης τοπογραφίας, διαμορφώνεται σύμφωνα με τις τιμές δύο παραμέτρων του αριθμού *Froude* (*Fr*) και του αριθμού *Rossby* (*Ro*). Οι αριθμοί αυτοί στο παρελθόν έχουν χρησιμοποιηθεί κυρίως για την προσομοίωση του εμποδισμού μιας ροής ανάντη ορεινών εμποδίων από αριθμητικά μοντέλα (π.χ. Pierrehumbert and Wyman, 1985; Colle and Mass, 1998a; Kotroni et al., 2001; Barry, 2008).

Ο αριθμός Froude (Fr = U / Nh) είναι ένας αδιάστατος αριθμός, ο οποίος εκφράζει το λόγο μεταξύ κινητικής ενέργειας και δυναμικής ενέργειας. Πολλές φορές στην παγκόσμια βιβλιογραφία συναντάται κι ως η τετραγωνική ρίζα αυτού του λόγου. Σύμφωνα με τον αριθμό Froude διακρίνονται οι ακόλουθες γενικευμένες περιπτώσεις: (α) εάν ο αριθμός Froude είναι ίσος ή λίγο μεγαλύτερος από 1, τότε υπάρχει πιθανότητα δράσης ορεογραφικού κύματος, (β) εάν ο αριθμός Froude είναι πολύ μικρότερος από 1, τότε η αέρια ροή χαρακτηρίζεται ως ανεπαρκής για να περάσει υπεράνω του ορεινού εμποδίου, με αποτέλεσμα η ροή να υφίσταται εμποδισμό και (γ) εάν ο αριθμός Froude είναι πολύ μεγαλύτερος από 1, τότε η αέρια ροή μεταβαίνει υπεράνω του ορεινού εμποδίου και πίσω από αυτό, δίγως την πραγματοποίηση σημαντικών ταλαντώσεων. Περισσότερες λεπτομέρειες και ανάλυση για τον αριθμό Froude, θα δοθεί στο επόμενο κεφάλαιο της παρούσας εργασίας. Ο αντίστροφος αριθμός Froude (Nh / U) ορίζεται ως ο αδιάστατος λόγος της δύναμης βαρύτητας προς τη δύναμη αδράνειας. Είναι επίσης γνωστός κι ως αδιάστατο ύψος του βουνού (dimensionless height mountain) (\hat{h}) και χρησιμοποιείται περισσότερο στις εφαρμογές ατμοσφαιρικής ροής υπεράνω λόφων ή άλλων εμποδίων, όπου U η μέση ανάντη ταγύτητα της ροής. Επίσης, η παράμετρος \hat{h} μπορεί να θεωρηθεί κι ως το κατακόρυφο αδιάστατο μήκος κύματος, καθώς επίσης και ως ο λόγος μεταξύ της δυναμικής προς την κινητική ενέργεια. Η τιμή του \hat{h} , καθορίζει εάν η ροή περάσει γύρω (εμποδισμός) ή επάνω (μη εμποδισμός) από το ορεινό εμπόδιο.

Ο αριθμός Rossby (Ro) ορίζεται ως ο αδιάστατος αριθμός που σχετίζεται με το λόγο της αδράνειας προς τη δύναμη Coriolis για μια δοθείσα ροή, από τη σχέση $R_0 = U/fL$. Όπου, U είναι η κλίμακα ταχύτητας, f είναι η παράμετρος Coriolis και L η

κλίμακα οριζόντιου μήκους, ή διαφορετικά το μισό-πλάτος (half-width) του ορεινού εμποδίου. Για ένα μεγάλο L, ο αριθμός Rossby είναι μικρότερος από ένα κι η ροή γίνεται γεωστροφική, ενώ για μικρό L, ο αριθμός Rossby είναι πολύ μεγαλύτερος από ένα, ο όρος της Coriolis γίνεται ασήμαντος κι η ροή χαρακτηρίζεται ως αγεωστροφική. Στην ουσία, ο αριθμός Rossby εξετάζει την επίδραση της περιστροφής της γης στην επίβράδυνση μιας αέριας ροής ανάντη ενός ορεινού εμποδίου. Σε μια τραχιά τοπογραφία, έχει αποδειχθεί ότι αυτή η ζώνη επιβράδυνσης αυξάνεται ανάντη, σε ένα πλάτος που ορίζεται από την ακτίνα παραμόρφωσης Rossby $L_{\rm g} = Nh_m/f$ (Pierrehumbert and Wyman, 1985; Chen and Smith, 1987), όπου N η συχνότητα Brunt-Väisälä (μέτρο ατμοσφαιρικής ευστάθειας). Η επιβράδυνση είναι ασήμαντη όταν Ro < 1, ενώ η ακτίνα παραμόρφωσης και τα 100 km. Παράδειγμα τέτοιας περίπτωσης, συναντάται κατά την επίδραση του ορεινού αναγλύφου της Κρήτης κατά τη διάρκεια των Ετησίων ανέμων στο Αιγαίο, όπου η ακτίνα παραμόρφωσης αγίζει τα 120 km (Kotroni et al., 2001).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ΙΣΧΥΡΕΣ ΡΟΕΣ ΑΝΕΜΟΥ ΛΟΓΩ ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΑΣ ΘΥΕΛΛΩΔΗΣ ΚΑΤΑΒΑΤΙΚΗ ΡΟΗ – ΑΝΕΜΟΙ ΚΑΝΑΛΙΣΜΟΥ

Οι ισχυροί άνεμοι που σημειώνονται σε περιοχές με πολύπλοκο ορεινό ανάγλυφο, μπορούν να ταξινομηθούν σε δύο βασικές κατηγορίες: τους ανέμους που πνέουν στις υπήνεμες περιοχές ενός ορεινού εμποδίου κι έχουν διεύθυνση από την κορυφή προς τους πρόποδες του βουνού και τους ανέμους που πνέουν στις εξόδους ενός τοπογραφικού καναλιού και προέρχονται από το εσωτερικό του καναλιού. Και στους δύο τύπους ανέμων, τόσο η ένταση όσο κι η διεύθυνση της ροής συνδέονται σε μεγάλο βαθμό με την περιβάλλουσα τοπογραφία. Μάλιστα, οι ισχυροί άνεμοι που παρατηρούνται στις υπήνεμες περιοχές των βουνών συνδέονται με την παρουσία ορεογραφικού κύματος, όπως αναπτύχθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο. Οι συγκεκριμένες ανεμολογικές συνθήκες καθορίζουν και τις υπόλοιπες μετεωρολογικές παραμέτρους, όπως η θερμοκρασία και η υγρασία, διαμορφώνοντας έναν ιδιαίτερο τύπο καιρού τοπικής κλίμακας. Η μελέτη τέτοιων φαινομένων κρίνεται ιδιαίτερα σημαντική, αφού επηρεάζουν την ανθρώπινη δραστηριότητα. Μάλιστα σε ακραίες περιπτώσεις, δημιουργούνται τοπικές ενισχύσεις της εντάσεως του ανέμου και περιοχές με ισχυρές τύρβεις, συνθήκες που προκαλούν την καταστροφή υλικών κατασκευών και δέντρων. Δασολόγοι επισημαίνουν ότι οι μεγαλύτερες καταστροφές δέντρων δεν εντοπίζονται στη προσήνεμη πλευρά ενός βουνού, αλλά στην υπήνεμη (WMO, 1960). Οι δύο παραπάνω τύποι ανέμων μπορούν να εμφανιστούν είτε μεμονωμένα σε ορισμένες περιοχές, είτε συνδυαστικά.

Το παρόν κεφάλαιο ταξινομείται σε τρεις ενότητες. Στην πρώτη ενότητα θα περιγραφούν οι φυσικοί μηχανισμοί δημιουργίας των ισχυρών ανέμων στις υπήνεμες περιοχές των ορεινών εμποδίων, αναφέροντας ιδεατές προσομοιώσεις των παραγόντων που καθορίζουν τους ισχυρούς ανέμους, ενώ στη συνέχεια θα παρουσιαστούν ορισμένες θεωρητικές προσεγγίσεις σχετικές με τη μελέτη τέτοιων φαινομένων. Στη δεύτερη ενότητα του κεφαλαίου θα γίνει αναφορά των φυσικών μηχανισμών που ευνοούν την ανάπτυξη των ισχυρών ανέμων στην έξοδο τοπογραφικών καναλιών, επισημαίνοντας τις αντίστοιχες θεωρητικές μελέτες. Τέλος, στην τελευταία ενότητα θα δοθεί συνοπτική περιγραφή των ριπών του ανέμου. μια

Ι. Θυελλώδης καταβατική ροή (downslope windstorm)

Υπό κατάλληλες συνοπτικές συνθήκες, οι μηχανικές και θερμοδυναμικές διεργασίες που προκαλούνται από την αλληλεπίδραση της τοπογραφίας με την αέρια ροή, μπορούν να διακρίνουν τους ανέμους που πνέουν στις υπήνεμες πλευρές των ορεινών εμποδίων. Οι άνεμοι αυτοί καλούνται άνεμοι υπήνεμης πλευράς ("fall" winds) και αποτελούνται από τους ανέμους τύπου föhn (ή chinook), τύπου bora και τους μέσης κλίμακας καταβατικούς ανέμους (katabatic winds). Ο άνεμος τύπου föhn ορίζεται γενικά ως ο άνεμος καταβατικής ροής που συνδέεται με αύξηση της επιφανειακής θερμοκρασίας και μείωση της σχετικής υγρασίας στην υπήνεμη πλευρά του βουνού, ενώ αντίστοιχα ο άνεμος τύπου bora σχετίζεται με πτώση της θερμοκρασίας. Και οι δύο αυτοί τύποι μπορούν να είναι ιδιαίτερα ριπαίοι. Οι δύο αυτοί τύποι ισχυρής καταβατικής ροής, θα αναπτυχθούν αναλυτικά στις παραγράφους 2.5 και 2.6 αντίστοιχα, του τρέχοντος κεφαλαίου. Ο τρίτος τύπος ανέμου είναι ο καταβατικός άνεμος, που δημιουργείται λόγω βαρύτητας και πνέει στην υπήνεμη πλαγιά του βουνού, ιδιαίτερα κατά τη διάρκεια των νυκτερινών ωρών.

Όταν πληρούνται κάποιες συγκεκριμένες συνθήκες ατμοσφαιρικής ροής, ευστάθειας και παρουσίας κατάλληλης τοπογραφίας, οι άνεμοι της καταβατικής ροής μπορούν να λάβουν ακραίες έως και καταστροφικές εντάσεις. Παραδείγματα ακραίων τιμών της ταχύτητας του ανέμου έχουν καταγραφεί στην περιοχή του Colorado, με τις ριπές του ανέμου να φτάνουν έως και τα 50-60 m s⁻¹ (Durran, 1990; Meyers et al. 2003), στο Taku της νοτιοανατολικής Αλάσκας όπου οι ταχύτητες των ανέμων έφτασαν τα 70 m s⁻¹ (Colman and Dierking, 1992), στις υπήνεμες περιοχές των Άλπεων και των Αδριατικών ακτών όπου οι ταχύτητες έφτασαν τα 50 m s⁻¹ (Klemp and Durran, 1987; Smith, 1987). Στον Ελλαδικό χώρο, αρκετά συχνά καταγράφονται υψηλές ταχύτητες ανέμου, όπως για παράδειγμα στο αεροδρόμιο των Ιωαννίνων που κατά τη διάρκεια επεισοδίου θυελλώδους καταβατικής ροής η ριπή του ανέμου έφτασε τα 31 m s⁻¹. Αναλυτική περιγραφή αυτού του επεισοδίου θα δοθεί στο κεφάλαιο 3 της παρούσας εργασίας.

2.1 Οι φυσικοί μηχανισμοί που συμβάλλουν στη δημιουργία θυελλώδους καταβατικής ροής

Έπειτα από θεωρητικές και πειραματικές μελέτες, διαπιστώθηκε ότι οι βασικοί μηχανισμοί που οδηγούν στην ενίσχυση της καταβατικής ροής, συνδέονται με: (α) την ύπαρξη ενός κύριου κρίσιμου στρώματος ή επιπέδου (mean-state critical layer/level) στα μέσα ατμοσφαιρικά στρώματα, (β) την παρουσία μιας θερμοκρασιακής αναστροφής ή ενός περισσότερου ευσταθούς στρώματος πάνω από την κορυφή του ορεινού εμποδίου και (γ) τη δημιουργία ενός «αυτό-δημιουργούμενου» κρίσιμου στρώματος ή επιπέδου ("self-induced" critical layer/level), το οποίο προκαλείται από την «κατάρρευση» ενός ορεογραφικού κύματος ("wave breaking") (Nance and Colman, 2000). Οι μηχανισμοί αυτοί μπορούν να εμφανιστούν είτε μεμονωμένοι είτε σε συνδιασμό μεταξύ τους.

2.1.1 Κύριο κρίσιμο επίπεδο (mean-state critical level)

Σε περιπτώσεις παρουσίας διάτμησης ανέμου, εξαιτίας των αλλαγών στη διεύθυνση ή/και την ταχύτητα του ανέμου, μπορεί η κάθετη στο ορεινό εμπόδιο συνιστώσα της προσπίπτουσας ροής στα υψηλότερα ατμοσφαιρικά στρώματα να μηδενιστεί. Σύμφωνα με αυτή την κατάσταση και επιπρόσθετα όταν πληρούνται οι συνθήκες για τη δημιουργία ενός ορεογραφικού κύματος, το επίπεδο της μηδενικής ροής καλείται κύριο κρίσιμο επίπεδο (mean-state critical layer) (Σχήμα 2.1α). Το κύριο κρίσιμο επίπεδο συμβάλλει στην ενίσχυση της καταβατικής ροής στις υπήνεμες περιοχές ενός ορεινού εμποδίου, αφού αποτρέπει την διάδοση της ενέργειας του ορεογραφικού κύματος προς τα υψηλότερα ατμοσφαιρικά στρώματα. Μάλιστα η ενέργεια των κυμάτων, υπό συγκεκριμένες συνθήκες οι οποίες θα αναλυθούν στη συνέχεια, ανακλάται στο κύριο κρίσιμο επίπεδο επιστρέφοντας στα χαμηλότερα ατμοσφαιρικά στρώματα (Durran, 1990). Συνεπώς, τα κρίσιμα επίπεδα μπορούν να συνεισφέρουν στην ανάπτυξη ή στην ενίσχυση των καταβατικών ροών. Οι ταχύτητες αυτών των ανέμων μπορούν να είναι δύο έως και τρεις φορές μεγαλύτερες από το μέτρο της ανάντη ταχύτητας του ανέμου στο υψομετρικό επίπεδο της κορυφής του βουνού.

Όπως είναι λοιπόν προφανές, οποιαδήποτε ροή αντιστρέφεται στα υψηλότερα ατμοσφαιρικά επίπεδα, μπορεί να συμβάλλει στη δημιουργία ενός κύριου κρίσιμου επιπέδου. Για παράδειγμα, μια αλλαγή της διευθύνσεως της ροής π.χ. κατά 90 μοίρες σε σχέση με τη διεύθυνσή της στα υποκείμενα ατμοσφαιρικά στρώματα, μπορεί να δημιουργήσει ένα κύριο κρίσιμο επίπεδο σε κάποιο υψομετρικό επίπεδο πάνω από την κορυφή του βουνού (Σχήμα 2.1β).



Σχήμα 2.1. (a) Δημιουργία κύριου κρίσιμου επιπέδου με μείωση του μέτρου της ταχύτητας της κάθετης στο ορεινό εμπόδιο συνιστώσας της ροής και με την αλλαγή της διεύθυνσης της ροής καθ' ύψος. (β) Παράδειγμα δημιουργίας κύριου κρίσιμου επιπέδου παρουσία διατμήσεως, με διαφορά 90 μοιρών μεταξύ της κατεύθυνσης της ροής στα χαμηλά και υψηλότερα ατμοσφαιρικά στρώματα (Πηγή: http://www.meted.ucar.edu).

2.1.2 Ο ρόλος της θερμοκρασιακής αναστροφής (temperature inversion)

Μια θερμοκρασιακή αναστροφή ή ένα περισσότερο ευσταθές στρώμα που βρίσκεται πάνω από την κορυφή ενός βουνού, μπορεί να συνεισφέρει στην ενίσχυση της καταβατικής ροής αφού παρεμποδίζει, σε μικρότερο βαθμό από ότι το κύριο κρίσιμο επίπεδο, την προς τα πάνω κατακόρυφη διάδοση της ενέργειας. Στο Σχήμα 2.2 απεικονίζεται η κατακόρυφη διατομή ενός ορεινού εμποδίου, με τη θέση της θερμοκρασιακής αναστροφής πάνω από την κορυφή του βουνού.

Πολλά επεισόδια θυελλωδών ανέμων καταβατικής ροής συνδέονται με την παρουσία θερμοκρασιακής αναστροφής. Ο Aanensen (1965) στην Αγγλία και ο Arakawa (1969) στην Ιαπωνία, καθώς κι οι Mobbs et al. (2005) στα νησιά Falkland, στις εργασίες τους έδωσαν ιδιαίτερη έμφαση στην παρουσία θερμοκρασιακής αναστροφής κατά τη διάρκεια θυελλωδών ανέμων καταβατικής ροής. Επίσης, σημαντικό ρόλο διαδραματίζει η παρουσία θερμοκρασιακής αναστροφής και στην περίπτωση των θυελλωδών ανέμων τύπου bora στις Αδριατικές ακτές. Μάλιστα, εργασία των Klemp and Lilly (1987) υποστηρίζει ότι η παρουσία μιας θερμοκρασιακής αναστροφής, μπορεί να οδηγήσει σε μια ισχυρή ροή στην υπήνεμη πλευρά του ορεινού εμποδίου, με τη ροή να παρομοιάζεται δυναμικά με αυτή ενός υδραυλικού αναλόγου.



Σχήμα 2.2. Η παρουσία μιας θερμοκρασιακής αναστροφής πάνω από ένα βουνό, μπορεί να προκαλέσει ενίσχυση της καταβατικής ροής στην υπήνεμη πλευρά του (Πηγή: <u>http://www.meted.ucar.edu</u>).

2.1.3 Αυτό-δημιουργούμενο κρίσιμο επίπεδο (self-induced critical level)

Όπως αναπτύχθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο, κατά τη διέλευση μιας αέριας ροής πάνω από ένα ορεινό εμπόδιο, υπό κατάλληλες συνθήκες, δημιουργούνται ορεογραφικά κύματα τα οποία διαδίδονται προς τα υψηλότερα ατμοσφαιρικά επίπεδα, αποκτώντας μια ανάντη κλίση. Το κατακόρυφο αναπτυσσόμενο κύμα είναι ιδιαίτερα ισχυρό μέσα στο πρώτο μήκος κύματος κατάντη του ορεινού εμποδίου (Σχήμα 2.3α). Μια ενίσχυση του κύματος μπορεί να προκαλέσει τυρβοειδείς κινήσεις σε μεγάλα υψόμετρα, ενώ όταν η ενίσχυση αυτή πραγματοποιείται κοντά στην τροπόπαυση, οι τυρβοειδείς κινήσεις αυξάνονται αρκετά με αποτέλεσμα τη δημιουργία μιας περιοχής υψηλής τύρβωσης λόγω ισχυρής διάτμησης (clear air turbulence). Όταν το κύμα κατακόρυφης ανάπτυξης αποκτήσει μεγάλο μέγεθος στην τροπόσφαιρα ή ακόμα και στη χαμηλή στρατόσφαιρα και γίνει ασταθής, τότε συμβαίνει «κατάρρευση» του κύματος (wave breaking) (Σχήμα 2.3β). Η περιοχή «κατάρρευσης» ενός κύματος, χαρακτηρίζεται από ισχυρή ανάμειξη και τοπική αναστροφή της κάθετης στο ορεινό εμπόδιο συνιστώσας της ροής, όπως απεικονίζεται στο Σχήμα 2.3γ. Αυτή η περιοχή ονομάζεται «αυτό-δημιουργούμενο» κρίσιμο επίπεδο (self-induced critical level) και δρα ως όριο, ανακλώντας τα προς τα άνω διαδιδόμενα ορεογραφικά κύματα προς τα χαμηλότερα ατμοσφαιρικά επίπεδα (Clark and Peltier, 1977, 1984; Clark and Farley, 1984). Μάλιστα στην περιοχή αυτή ο αριθμός Richardson λαμβάνει χαμηλές τιμές, μικρότερες από 0.25, τιμή που θεωρείται κρίσιμη για τη δυναμική αστάθεια μιας μάζας αέρα και κατά συνέπεια τη δημιουργία τύρβης (Weisman and Klemp, 1986; Durran, 1990). Η ορολογία «αυτόδημιουργούμενο» κρίσιμο επίπεδο προέρχεται από την άποψη ότι η περιοχή αναστροφής της διεύθυνσης της ροής, επηρεάζει την υποκείμενη ροή με έναν τρόπο όμοιο με το τυρβώδες κύριο κρίσιμο επίπεδο (Durran, 1990). Παρόλο που το συγκεκριμένο κρίσιμο επίπεδο μπορεί να μεταβάλλεται εύκολα και δεν μπορεί να εντοπιστεί στην ατμόσφαιρα, συνεισφέρει στην ένταση των καταβατικών ανέμων.







Σχήμα 2.3. (α) Απεικόνιση της περιοχής δράσεως ενός κύματος κατακόρυφης ανάπτυξης, (β) όταν το κύμα κατακόρυφης ανάπτυξης ενισχυθεί αρκετά τότε δημιουργείται μια περιοχή «κατάρρευσης» του κύματος (breaking wave region). (γ) Ιδεατή προσομοίωση που παρουσιάζει περίπτωση παρουσίας «αυτόδημιουργούμενου» κρίσιμου επιπέδου περίπου στα 3000 m (Πηγή: Durran and Klemp, 1983; <u>http://www.meted.ucar.edu</u>).

2.2 Ιδεατές προσομοιώσεις των περιπτώσεων θυελλώδους καταβατικής ροής

2.2.1 Εισαγωγή

Οι επόμενες παράγραφοι στηρίζονται στη μελέτη μιας σειράς προσομοιώσεων προσπίπτουσας ροής σε ένα δισδιάστατο ορεινό εμπόδιο (σχήματος «κώδωνα», με ύψος 1 km) χρησιμοποιώντας ιδεατές ατμοσφαιρικές κατατομές ανέμου και θερμοκρασίας. Οι προσομοιώσεις πραγματοποιήθηκαν με το μοντέλο RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) και παρουσιάζονται στα πλαίσια του προγράμματος COMET (Cooperative Program for Operational Meteorology, Education and Training) με τη συνεργασία των UCAR (University Corporation for Atmospheric Research) και Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας των Η.Π.Α. (http://www.comet.ucar.edu). Η επιλογή των κατατομών έγινε με σκοπό την απεικόνιση του τρόπου με τον οποίο η διάτμηση του ανέμου, τα στρώματα της αυξανόμενης ευστάθειας και τα κύρια κρίσιμα επίπεδα, επηρεάζουν τα χαρακτηριστικά των ορεογραφικών κυμάτων, δίνοντας παράλληλα ένα συγκριτικό εκατοστιαίο ποσοστό της ενίσχυσης της ροής στα χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα που προκαλεί κάθε φυσικός μηχανισμός.

Αρχικά παρουσιάζεται μια ιδεατή προσομοίωση με απλές ατμοσφαιρικές συνθήκες, η οποία θα αποτελέσει το σημείο αναφοράς για τις υπόλοιπες προσομοιώσεις, στις οποίες θα μεταβάλλονται η ταχύτητα του ανέμου και η θερμοκρασία καθ' ύψος. Στην προσομοίωση αναφοράς λοιπόν, η ταχύτητα του ανέμου διατηρείται σταθερή με το ύψος, με μέτρο 15 m s⁻¹ από την επιφάνεια του εδάφους μέχρι το άνω όριο της προσομοίωσης, περίπου τα 20 km. Η θερμοκρασιακή κατατομή ακολουθεί τη σταθερή θερμοβαθμίδα των 6.5 K ανά km (Σχήμα 2.4α). Η κάθετη στο ορεινό εμπόδιο συνιστώσα του ανέμου δεν μηδενίζεται σε κανένα υψομετρικό επίπεδο, με αποτέλεσμα η ροή να μην περιέχει κάποιο κύριο κρίσιμο επίπεδο. Τα αποτελέσματα της πρότυπης προσομοίωσης απεικονίζονται στο Σχήμα 2.4β.


Σχήμα 2.4. Προσομοίωση αναφοράς για τη δημιουργία ορεογραφικού κύματος (σημείο αναφοράς για τις υπόλοιπες ιδεατές προσομοιώσεις), με την προσπίπτουσα ροή να κατευθύνεται από αριστερά προς τα δεξιά. Οι συμπαγείς πράσινες γραμμές απεικονίζουν τη δυνητική θερμοκρασία, ενώ οι κλειστές καμπύλες το μέτρο της κάθετης στο ορεινό εμπόδιο συνιστώσας του ανέμου, ακολουθώντας την αντίστοιχη χρωματική κλίμακα. (α) Η ανεμολογική και θερμοκρασιακή κατατομή που χρησιμοποιήθηκαν στην προσομοίωση αναφοράς, (β) αποτελέσματα της προσομοίωσης αναφοράς. Επισημαίνεται πως 1 Kt = 0.514 m s⁻¹ (Πηγή: http://www.meted.ucar.edu).

Σύμφωνα με την προσομοίωση αναφοράς, δημιουργείται ένα ορεογραφικό κύμα το οποίο αναπτύσσεται κατακόρυφα. Στην επιφάνεια του εδάφους ο άνεμος επιβραδύνεται στις προσήνεμες πλαγιές, ενώ επιταχύνεται ελαφρώς στις υπήνεμες. Επίσης, παρατηρείται μια περιοχή αρνητικών ταχυτήτων του ανέμου (με διεύθυνση από δεξιά προς αριστερά), ακριβώς πάνω από το βουνό στο ύψος των 15 km περίπου, που υποδηλώνει την παρουσία ενός «αυτό-δημιουργούμενου» κρίσιμου επιπέδου. Η παρουσία και μόνο ενός «αυτο-δημιουργούμενου» κρίσιμου επιπέδου όμως, ιδιαίτερα σε αυτό το μεγάλο ύψος, δεν εξασφαλίζει τη δημιουργία μιας ισχυρής καταβατικής ροής.

2.2.2 Προωθούμενη διάτμηση ανέμου (forward wind shear)

Η ροή που θα μελετηθεί σ' αυτή την περίπτωση, χαρακτηρίζεται από μια σταθερή θερμοβαθμίδα των 6.5 K ανά km, παρόμοια με την προσομοίωση αναφοράς, με τη διαφορά ότι η ταχύτητα του ανέμου είναι σταθερή μέχρι τα 2 km κι έπειτα αυξάνεται βαθμιαία από τα 15 m s⁻¹ στα 2 km έως τα 45 m s⁻¹ στα 8 km (Σχήμα 2.5α). Η προωθούμενη διάτμηση μεταξύ 2 και 8 km οδηγεί στο σχηματισμό εγκλωβισμένων

ορεογραφικών κυμάτων υπήνεμης περιοχής, όπως αναφέρθηκε και στο προηγούμενο κεφάλαιο (Σχήμα 2.5β). Παρόλο που το μέτρο των επιφανειακών ανέμων και των χαρακτηριστικών του βουνού είναι όμοια με την πρότυπη προσομοίωση, το ορεογραφικό κύμα δεν εμφανίζει πουθενά ενδείξεις «κατάρρευσης». Με άλλα λόγια, η πρόσθεση της προωθούμενης διάτμησης του ανέμου δρα ανασταλτικά στη δημιουργία «κατάρρευσης» κύματος και κατ' επέκταση του «αυτο-δημιουργούμενου» κρίσιμου επιπέδου.



Σχήμα 2.5. Προσομοίωση περιπτώσεως προωθούμενης διάτμησης για τη δημιουργία ορεογραφικού κύματος. (α) Η θερμοκρασιακή και ανεμολογική κατατομή που χρησιμοποιήθηκαν στην προσομοίωση, (β) αποτελέσματα της προσομοίωσης (Πηγή: <u>http://www.meted.ucar.edu</u>).

2.2.3 Αναστροφή της ροής στα μεγάλα ατμοσφαιρικά στρώματα (flow reversal aloft)

Σε αυτή την προσομοίωση η ταχύτητα του ανέμου είναι σταθερή έως τα 2 km με μέτρο 15 m s⁻¹ περίπου και έπειτα μειώνεται βαθμιαία έως περίπου τα 5 km για να αυξηθεί σταδιακά στα 15 m s⁻¹ στο ύψος των 8 km, αλλάζοντας όμως διεύθυνση. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία ανάστροφης διάτμησης ανέμου στα επίπεδα μεταξύ 2 έως 8 km (Σχήμα 2.6α), διάταξη που ευνοεί το σχηματισμό κύριου κρίσιμου επιπέδου, περίπου στα 5 km όπου και παρατηρείται η μηδενική συνιστώσα της ροής. Η διάταξη αυτή ενισχύει την καταβατική ροή, προκαλώντας θυελλώδεις ανέμους στις υπήνεμες περιοχές του βουνού. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα η ροή στα χαμηλότερα ύψη να επιταχύνεται περισσότερο από 100% σε σχέση με την ανάντη ροή, από τα 15 m s⁻¹ περίπου στα 30 m s⁻¹ (Σχήμα 2.6β).



Σχήμα 2.6. Προσομοίωση περιπτώσεως βαθμιαίας αλλαγής της κατεύθυνσης καθ΄ ύψος (παρουσία κρίσιμου επιπέδου). (α) Η θερμοκρασιακή και ανεμολογική κατατομή που χρησιμοποιήθηκαν στη συγκεκριμένη προσομοίωση, (β) αποτελέσματα της προσομοίωσης (Πηγή: <u>http://www.meted.ucar.edu</u>).

2.2.4 Ανάστροφη διάτμηση (reverse shear)

Ανάστροφη διάτμηση καλείται το φαινόμενο της μείωσης της ταχύτητας της ροής καθ' ύψος. Ο άνεμος στα 2 km έχει μέτρο 15 m s⁻¹ και μειώνεται στα 5 m s⁻¹ στο ύψος των 6 km (Σχήμα 2.7α). Η ροή στα χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα επιταχύνεται κατά 111 %, από τα 15 m s⁻¹ στα 32 m s⁻¹. Αξιοσημείωτη είναι η μείωση του μεγέθους των διαταραχών του ορεογραφικού κύματος πάνω από την περιοχή «κατάρρευσης» του κύματος (Σχήμα 2.7β).

Η ανάστροφη διάτμηση που εξετάζεται σε αυτή την προσομοίωση, δε δημιουργεί ένα κύριο κρίσιμο επίπεδο αφού η ροή στα μεγαλύτερα ύψη δεν αλλάζει διεύθυνση, αλλά προωθεί το σχηματισμό ενός «αυτο-δημιουργούμενου» κρίσιμου επιπέδου μεταξύ των ατμοσφαιρικών επιπέδων των 3 και 5 km λόγω της αντίστροφης διάτμησης σε αυτό το στρώμα. Το «αυτο-δημιουργούμενο» κρίσιμο επίπεδο παρεμποδίζει την κατακόρυφη διάδοση της ενέργειας, αλλά δε χαρακτηρίζεται τόσο αποτελεσματικό σαν εμπόδιο, όσο το κύριο κρίσιμο επίπεδο που αναφέρθηκε στην προηγούμενη περίπτωση.



Σχήμα 2.7. Προσομοίωση περιπτώσεως ανάστροφης διάτμησης (μείωση της ταχύτητας του ανέμου καθ' ύψος). (α) Η θερμοκρασιακή και ανεμολογική κατατομή που χρησιμοποιήθηκαν στη συγκεκριμένη προσομοίωση, (β) αποτελέσματα της προσομοίωσης (Πηγή: <u>http://www.meted.ucar.edu</u>).

2.2.5 Θερμοκρασιακή αναστροφή στην κορυφή του βουνού (mountaintop inversion)

Σε αυτή την προσομοίωση η ταχύτητα διατηρείται σταθερή κι ίση με 15 m s⁻¹ καθ' ύψος, αλλά μεταβάλλεται η ευστάθεια της ατμόσφαιρας. Συγκεκριμένα, η θερμοβαθμίδα μέχρι το ύψος του 1 km παραμένει η κανονική (6.5 K ανά Km) και από το 1 έως το 3 km, λόγω της θερμοκρασιακής αναστροφής, η θερμοβαθμίδα γίνεται 10 K ανά km. Στη συνέχεια πάνω από τα 3 km, η θερμοβαθμίδα επανέρχεται στην αρχική της τιμή (Σχήμα 2.8α).

Η βάση της θερμοκρασιακής αναστροφής τοποθετείται ακριβώς πάνω από το επίπεδο της κορυφής του βουνού. Αυτή η διάταξη των ανυψούμενων ευσταθών στρωμάτων, δημιουργεί ένα μηχανισμό ενίσχυσης της ροής στα χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα, όπως διακρίνεται στα αποτελέσματα της προσομοίωσης (Σχήμα 2.8β), όπου η ταχύτητα του ανέμου στα χαμηλά στρώματα μεταβάλλεται από 15 m s⁻¹ στα 42 m s⁻¹, σημειώνοντας μια αύξηση περίπου 186%.



Σχήμα 2.8. Προσομοίωση περιπτώσεως θερμοκρασιακής αναστροφής στην κορυφή ενός ορεινού εμποδίου. (a) Η θερμοκρασιακή και ανεμολογική κατατομή που χρησιμοποιήθηκαν στη συγκεκριμένη προσομοίωση, (β) αποτελέσματα της προσομοίωσης (Πηγή: <u>http://www.meted.ucar.edu</u>).

2.2.6 Ανυψούμενη θερμοκρασιακή αναστροφή (inversion aloft)

Σ' αυτή την περίπτωση η ροή παρουσιάζει τα ίδια χαρακτηριστικά με την προαναφερόμενη περίπτωση, αλλά η βάση της αναστροφής έχει ανυψωθεί κατά 2 km (δηλαδή στα 3 km) διατηρώντας όμως το πάχος της. Επιπρόσθετα, οι ταχύτητες του ανέμου με το ύψος παραμένουν σταθερές με μέτρο 15 m s⁻¹ (Σχήμα 2.9α). Παρόλο που αυτό το υπερυψωμένο ευσταθές στρώμα παρεμποδίζει την κατακόρυφη διάδοση της ενέργειας, δεν παρατηρείται καμιά σημαντική επιτάχυνση στους ανέμους της υπήνεμης πλευράς (Σχήμα 2.9β). Οι δύο τελευταίες περιπτώσεις επισημαίνουν την εξάρτηση της ταχύτητας του ανέμου στα χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα από τα στρώματα ευστάθειας στα υψηλότερα.



Σχήμα 2.9. Προσομοίωση περιπτώσεως ανυψούμενης θερμοκρασιακής αναστροφής. (a) Η θερμοκρασιακή και ανεμολογική κατατομή που χρησιμοποιήθηκαν στη συγκεκριμένη προσομοίωση, (β) αποτελέσματα της προσομοίωσης (Πηγή: <u>http://www.meted.ucar.edu</u>).

2.2.7 Αναστροφή της ροής και θερμοκρασιακή αναστροφή

Η προσομοιούμενη ροή αυτής της περιπτώσεως, συνδυάζει την κατατομή της στατικής ευστάθειας από την περίπτωση της παραγράφου 2.2.5, με το ανεμολογική κατατομή της περιπτώσεως της παραγράφου 2.2.3 (Σχήμα 2.10α). Δηλαδή μια περίπτωση παρουσίας κύριου κρίσιμου επιπέδου στα υψηλότερα ατμοσφαιρικά επίπεδα, με μία θερμοκρασιακή αναστροφή πάνω από το βουνό.

Όταν η ευνοϊκή θέση του ανυψούμενου ευσταθούς στρώματος συνδυάζεται με την κατατομή του ανέμου που δημιουργεί το κύριο κρίσιμο επίπεδο, τότε προκαλείται η δημιουργία θυελλωδών ανέμων καταβατικής ροής, στις υπήνεμες περιοχές του ορεινού εμποδίου. Η ενίσχυση του σχηματιζόμενου ορεογραφικού κύματος στα χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα, επιταχύνει την ροή στα στρώματα αυτά από 15 m s⁻¹ σε 40 m s⁻¹, κατά ένα ποσοστό περίπου 167% (Σχήμα 2.10β). Από τα αποτελέσματα αυτής της συνδυαστικής διάταξης, προκύπτει το συμπέρασμα ότι παρόλο που μεμονωμένα ένα ανυψούμενο ευσταθές ατμοσφαιρικό στρώμα και ένα κύριο κρίσιμο επίπεδο μπορούν να οδηγήσουν στην επιτάχυνση της ροής στην υπήνεμη πλευρά, ο συνδυασμός αυτών των χαρακτηριστικών δεν ενισχύει επιπλέον τις ταχύτητες του ανέμου στην υπήνεμη πλευρά του ορεινού εμποδίου.



Σχήμα 2.10. Προσομοίωση περιπτώσεως ανυψούμενης θερμοκρασιακής αναστροφής στην κορυφή του βουνού, παρουσία ανάστροφης ροής. (α) Η θερμοκρασιακή και ανεμολογική κατατομή που χρησιμοποιήθηκαν στη συγκεκριμένη προσομοίωση, (β) αποτελέσματα της συνδυαστικής προσομοίωσης (Πηγή: http://www.meted.ucar.edu).

2.3 Θεωρητική προσέγγιση δημιουργίας θυελλωδών ανέμων καταβατικής ροής

Τις τελευταίες δεκαετίες λαμβάνει χώρα μια σημαντική προσπάθεια για τη θεωρητική ερμηνεία των προαναφερθέντων φυσικών μηχανισμών, που δημιουργούν τους θυελλώδεις ανέμους καταβατικής ροής στην υπήνεμη περιοχή ορεινών εμποδίων, με τη χρήση αριθμητικών μοντέλων, καθώς επίσης και αναλυτικών μαθηματικών θεωριών (Smith, 2004).

Όπως αναπτύχθηκε στο κεφάλαιο 1, αρκετοί ερευνητές στο παρελθόν χρησιμοποίησαν τη γραμμική θεωρία για την περιγραφή της ροής υπεράνω ορεινού εμποδίου σε ένα ρευστό συνεχόμενης στρωμάτωσης. Οι μηχανισμοί που προκαλούνται από αυτή την αλληλεπίδραση περιλαμβάνουν ανταλλαγές ορμής και ενέργειας με την κύρια ροή, καθώς επίσης και ανάκλαση των ορεογραφικών κυμάτων. Για τις περιπτώσεις ισχυρής καταβατικής ροής, οι Klemp and Lilly (1975) χρησιμοποίησαν τη γραμμική θεωρία διαταραχών για την εκτίμηση των χαρακτηριστικών συντονισμού σε ιδεατές ατμόσφαιρες με πολλαπλά στρώματα για γραμμικά υδροστατικά ορεογραφικά κύματα. Οι αναλύσεις τους συμπεριελάμβαναν δύο, τρία και τέσσερα στρώματα ευστάθειας. Η θεωρία ανάκλασης παρουσιάζει το πλεονέκτημα ότι μπορεί να εφαρμοστεί εύκολα σε παρατηρήσεις πραγματικών ατμοσφαιρικών κατατομών, με αποτέλεσμα την καλύτερη ερμηνεία των διαταραχών. Παρόλα αυτά, η γραμμική θεωρία δε μπορεί να ερμηνεύσει με απόλυτη επιτυχία τα φαινόμενα που συνδέονται με μεγάλη ενίσχυση του πλάτους ενός ορεογραφικού κύματος και κατ' επέκταση την εκδήλωση των θυελλωδών ανέμων καταβατικής ροής. Η μη εφαρμογή της γραμμικής θεωρίας γίνεται όταν σε ορισμένες περιοχές, η ταχύτητα διαταραχής (*u*') γίνεται μεγάλη συγκριτικά με την ταχύτητα της βασικής ροής (*U*)

u(x, y, z, t) = U(z) + u'(x, y, z, t)(2.1)

όπου U η συνιστώσα της ταχύτητας στη βασική κατάσταση (basic state) όπως η ροή συνοπτικής κλίμακας και u' η συνιστώσα της ταχύτητας διαταραχής στο πεδίο διαταραχών της ροής. Αυτό συμβαίνει όταν το ορεινό εμπόδιο είναι αρκετά υψηλό, η βασική ροή γίνει πολύ αργή ή η στρωματοποίηση γίνει αρκετά ισχυρή. Έτσι λοιπόν, για την πλήρη κατανόηση της δυναμικής φαινομένων όπως ο ανάντη εμποδισμός, η «κατάρρευση» ενός κύματος, η θυελλώδης καταβατική ροή και οι στρόβιλοι υπήνεμης περιοχής, θα πρέπει να εφαρμοστεί η μη-γραμμική προσέγγιση. Σύμφωνα με επιστημονικές εργασίες, η ενίσχυση της καταβατικής ροής στις υπήνεμες περιοχές των ορεινών εμποδίων στηρίζεται σε τρεις διαφορετικές θεωρητικές περιγραφές: (i) θεωρία υδραυλικού άλματος, (ii) θεωρία κατακόρυφης διάδοσης και (iii) θεωρία «κατάρρευσης» ορεογραφικού κύματος.

2.3.1 Η θεωρία του υδραυλικού άλματος

Το παλαιότερο από τα τρία εννοιολογικά μοντέλα των θεωριών εξετάστηκε από τον Long (1953). Ο Long υπέθεσε ότι υπάρχει μια θεμελιώδης ομοιότητα μεταξύ θυελλώδους καταβατικής ροής και υδραυλικού άλματος (υδραυλικό άλμα στη μηχανική των ρευστών θεωρείται η αιφνίδια και πολλές φορές τυρβώδης μετάβαση από μια υπερκρίσιμη σε μια υποκρίσιμη κατάσταση κατάντη του εμποδίου). Για την καλύτερη κατανόηση της υπόθεσης του Long, γίνεται η μελέτη της δυναμικής ενός ομογενούς ρευστού, το οποίο ρέει πάνω από ένα εμπόδιο όμοιο με βουνό, βρίσκεται σε υδροστατική ισορροπία και οριοθετείται από μια ελεύθερη επιφάνεια. Έπειτα από μια σειρά υπολογισμών τελικά προκύπτει ότι η ελεύθερη επιφάνεια μπορεί να ανέλθει ή να υποχωρήσει καθώς το ρευστό συναντά την τοπογραφία, εξαρτώμενη από τον αριθμό Fr (Κατσούλης, 1974; Durran, 1990). Στην περίπτωση όπου Fr > 1 (υπερκρίσιμη ροή) (Σχήμα 2.11α), το πάχος του ρευστού αυξάνεται και επιβραδύνεται η ροή καθώς περνά την κορυφή του εμποδίου, σημειώνοντας την ελάχιστη ταχύτητα στην κορυφή του βουνού. Στην περίπτωση όπου Fr < 1 (υποκρίσιμη ροή) (Σχήμα 2.11β) το πάχος του ρευστού μικραίνει και επιταχύνεται η ροή καθώς διέρχεται από την κορυφή του βουνού, σημειώνοντας τη μέγιστη ταχύτητά του.

Συνεπώς, στην υπερκρίσιμη ροή (Fr > 1) καθώς το τμήμα του ρευστού ανέρχεται πάνω από το εμπόδιο επιβραδύνεται, μετατρέποντας την κινητική ενέργεια (KE) σε δυναμική (PE). Αφού περάσει την κορυφή, επιταχύνεται πάλι καθώς η (PE) μετασχηματίζεται σε (KE) (Σχήμα 2.11α), ενώ το αντίθετο συμβαίνει στην υποκρίσιμη ροή (Fr < 1), που όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.11β, το σωματίδιο του ρευστού ανερχόμενο του εμποδίου επιταχύνεται καθώς η ελεύθερη επιφάνεια υποβιβάζεται και η (PE) μετατρέπεται σε (KE). Μετά το πέρασμα από την κορυφή, η ροή επιβραδύνεται καθώς η (KE) μετατρέπεται σε πάλι σε (PE). Η διαταραχή που παρατηρείται στο κέντρο πάνω από το εμπόδιο του Σχήματος 2.11β, είναι ένα στάσιμο επιφανειακό κύμα βαρύτητας (stationary surface gravity wave).

Το καθεστώς της ροής όπως προτάθηκε από τον Long, ως μοντέλο μηχανισμού ισχυρής καταβατικής ροής απεικονίζεται στο Σχήμα 2.11γ. Εάν υπάρχει μια επαρκής επιτάχυνση στο στάσιμο κύμα βαρύτητας, δηλαδή μια αύξηση στην ταχύτητα της ροής και μείωση στο πάχος του ρευστού καθώς αυτό ανέρχεται προς την κορυφή (στην ουσία μια αύξηση του αριθμού Froude στην κορυφή μεγαλύτερη ή ίση της μονάδος), τότε στην κορυφή του εμποδίου θα πραγματοποηθεί μια μετάβαση από την υποκρίσιμη στην υπερκρίσιμη κατάσταση (Σχήμα 2.11γ). Καθώς η ροή στην υπήνεμη πλευρά είναι υπερκρίσιμη, το ρευστό συνεχίζει να επιταχύνεται καθώς πέφτει κάτω από το βουνό και τελικά επανέρχεται στις περιβάλλουσες κατάντη συνθήκες μέσω ενός τυρβώδους υδραυλικού άλματος (hydraulic jump). Οι πολύ υψηλές ταχύτητες ανέμου που δημιουργούνται κατά μήκος της υπήνεμης πλευράς, είναι αποτέλεσμα της μετατροπής της (PE) σε (KE) καθ' όλη τη χρονική διάρκεια που το σωματίδιο του ρευστού διέρχεται του βουνού.





Σχήμα 2.11. Συμπεριφορά της ροής ρηχού ύδατος πάνω από ένα εμπόδιο (**a**) παντού υπερκρίσιμη ροή, (**β**) παντού υποκρίσιμη ροή και (γ) υδραυλικό άλμα (Πηγή: Durran, 1990).

2.3.2 Η θεωρία της κατακόρυφης διάδοσης των ορεογραφικών κυμάτων

Παρά τη θεωρητικά τεκμηριωμένη άποψη της παραπάνω θεωρίας, το υδραυλικό ανάλογο φαίνεται πως δεν βρίσκει πρακτική εφαρμογή στην πραγματική ατμόσφαιρα, αφού απαιτεί την παρουσία ενός άνω ορίου (ελεύθερη επιφάνεια). Η παρουσία της ελεύθερης επιφάνειας εμποδίζει τη μεταφορά ενέργειας διαμέσου του ανώτερου ορίου του υδραυλικού στρώματος. Έτσι, η υδραυλική θεωρία μπορεί να θεωρηθεί ως αρκετά περιορισμένη για την εφαρμογή της στην ατμόσφαιρα. Επιπλέον, όπως επισημάνθηκε από τη χωρική κατανομή μεταξύ των ρευματογραμμών στα Σχήματα 1.9β και 1.10β, η κατανομή της επιφανειακής ταχύτητας του ανέμου στα κατακορύφως διαδιδόμενα εσωτερικά κύματα βαρύτητας είναι ασύμμετρη σχετικά με την κορυφή του βουνού, με τις μέγιστες τιμές να σημειώνονται στην υπήνεμη πλευρά. Οι προηγούμενες

παρατηρήσεις εισάγουν ένα εναλλακτικό μοντέλο από αυτό της υδραυλικής θεωρίας, το οποίο ερμηνεύει καλύτερα τις περιπτώσεις όπου υπάρχει πιθανότητα κατακόρυφης μεταφοράς ενέργειας και ειδικότερα όταν οι ισχυρές καταβατικές ροές δημιουργούνται από τα μεγάλου πλάτους κατακόρυφα διαδιδόμενα ορεογραφικά κύματα.

Οι Eliassen και Palm (1960) απέδειξαν ότι όταν ένα προς τα πάνω διαδιδόμενο γραμμικό κύμα βαρύτητας, συναντά μια περιοχή όπου η παράμετρος Scorer μεταβάλλεται ταχέως καθ' ύψος (ατμοσφαιρικό στρώμα όπου η ευστάθεια μεταβάλλεται σημαντικά), τότε μέρος της ενέργειας του κύματος μπορεί να ανακλαστεί πίσω, δημιουργώντας ένα προς τα κάτω διαδιδόμενο ορεογραφικό κύμα. Οι Klemp και Lilly (1975) επέκτειναν τα αποτελέσματα των Eliassen και Palm και υποστήριξαν ότι άνεμοι ισχυρής καταβατικής ροής μπορούν να συμβούν, όταν η ατμόσφαιρα συντονίζεται έτσι ώστε οι μερικές ανακλάσεις σε κάθε ενδιάμεσο στρώμα να δημιουργούν τη βέλτιστη υπέρθεση των προς τα άνω και προς τα κάτω διαδιδόμενων κυμάτων.

2.3.3 Η θεωρία της «κατάρρευσης» του ορεογραφικού κύματος

Η τρίτη θεωρητική άποψη για την ανάπτυξη των ανέμων ισχυρής καταβατικής ροής, στηρίζεται στα αποτελέσματα των προσομοιώσεων που πραγματοποιήθηκαν σε ένα αναλυτικό αριθμητικό μοντέλο. Σε μια σειρά δημοσιεύσεων των Clark και Peltier (1977, 1984), Peltier και Clark (1979, 1983) και Clark και Farley (1984), βρέθηκαν σημαντικές ενισχύσεις στις επιφανειακές ταχύτητες στην υπήνεμη περιοχή, που συμβαίνουν όταν τα κατακορύφως διαδιδόμενα κύματα γίνουν στατικά ασταθή και «καταρρεύσουν». Η περιοχή «κατάρρευσης» του κύματος χαρακτηρίζεται από ισχυρή ανάμειξη και τοπική αναστροφή της κάθετης στο βουνό ροής, δημιουργώντας το «αυτό-δημιουργούμενο» κρίσιμο επίπεδο. Υπέθεσαν ότι αυτό το κρίσιμο επίπεδο δρα ως όριο, ανακλώντας τα ορεογραφικά κύματα προς τα κατώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα.

Ένα κρίσιμο επίπεδο δημιουργείται όταν η ταχύτητα φάσεως του κύματος είναι ίση με τη μέση ταχύτητα ροής. Στην περίπτωση των στάσιμων ορεογραφικών κυμάτων, ένα κρίσιμο επίπεδο δημιουργείται όταν η μέση ροή γίνει μηδενική. Εάν ο αριθμός Richardson στο κρίσιμο επίπεδο είναι μικρότερος από ¼, τα μη γραμμικά ορεογραφικά κύματα που συναντούν το κρίσιμο επίπεδο εκτιμάται ότι θα ανακλαστούν από αυτό χωρίς σημαντικές απώλειες του πλάτους τους. Επίσης, η μορφή της τοπογραφίας ενός ορεινού εμποδίου και συγκεκριμένα οι απότομες ή μεγάλης κλίσης υπήνεμες περιοχές, μπορούν να επιταχύνουν τις διαδικασίες «κατάρρευσης» ενός ορεογραφικού κύματος (Smith, 1977).

2.4 Ανάντη επιβράδυνση της ροής - διαχωρισμός ροής και «κατάρρευση» κύματος

Μια σημαντική παράμετρος της θεωρίας του ορεογραφικού κύματος, είναι η διάκριση μεταξύ της έναρξης του διαχωρισμού της ροής και της «κατάρρευσης» ενός κύματος. Όπως αναφέρθηκε στις προηγούμενες παραγράφους, η «κατάρρευση» ενός κύματος συγνά συνδέεται με την καμπυλότητα των επιφανειών της δυνητικής θερμοκρασίας, ενώ ο διαγωρισμός της ροής ορίζεται ως ο οριζόντιος διαγωρισμός της προσπίπτουσας ροής, με τέτοιο τρόπο ώστε η ροή να διέργεται γύρω από το ορεινό εμπόδιο παρά πάνω από την κορυφή του (Σχήμα 1.12α). Ενώ γεωμετρικά τα παραπάνω φαινόμενα διαφέρουν σημαντικά, παρουσιάζουν ένα κοινό χαρακτηριστικό: έπονται μιας επιβραδυνόμενης ροής (flow deceleration) και μιας αρχικής στασιμότητας (incipient stagnation). Ο διαχωρισμός των ρευματογραμμών προϋποθέτει ότι η ροή στα χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα πρέπει να επιβραδυνθεί έως ένα σημείο στασιμότητας (stagnation point). Στο σημείο στασιμότητας, δύο διαφορετικές διανυσματικά ανεμολογικές διευθύνσεις μπορούν να συνυπάρξουν, εισάγοντας μια γεωμετρία που ευνοεί το διαχωρισμό της ρευματογραμμής. Η «κατάρρευση» ενός βαρυτικού κύματος, σε μια κατάσταση ομοιόμορφης ροής, ξεκινά από τη δημιουργία απότομης κλίσης των επιφανειών της δυνητικής θερμοκρασίας, που είναι πιθανές μόνο στην επιβραδυνόμενη ροή.

Σε μια ιδεατή διατύπωση, (π.χ. αγνοώντας τη δύναμη Coriolis) οι παράμετροι που εμπλέκονται στο πρόβλημα είναι: η ανάντη ταχύτητα του ανέμου (U), η ανάντη συχνότητα Brunt-Väisälä (N), η κλίμακα πλάτους του βουνού (α) και το ύψος του βουνού (h). Η παράμετρος Nh/U, μαζί με τις παραμέτρους που περιγράφουν το σχήμα του περιγράμματος κάτοψης του βουνού, όπως ο οριζόντιος λόγος των δύο διαστάσεών του, διαδραματίζουν ένα σημαντικό ρόλο (Σχήμα 2.12). Η ποσότητα $\tilde{h} = Nh/U$ ορίζεται ως το αδιάστατο ύψος του βουνού, όπως αναφέρθηκε στο κεφάλαιο 1.6 της παρούσας εργασίας.

Ο μηχανισμός της επιβράδυνσης της ροής είναι ίδιος τόσο για το διαχωρισμό της ροής, όσο και την «κατάρρευση» ενός κύματος. Σε ένα ευσταθές στρωματοποιημένο αέρα, δημιουργείται μια θετική ανωμαλία της πυκνότητας λόγω ανοδικής κίνησης της ροής. Σύμφωνα με τον υδροστατικό νόμο, οι περιοχές με την υψηλή πίεση θα βρίσκονται στη βάση αυτών των ανωμαλιών του πυκνού ρευστού. Σύμφωνα με το νόμο του Bernoulli για μια σταθερή ασυμπίεστη ροή,

$$B = p + \left(\frac{1}{2}\right)\rho U^2 + \rho g z = const.$$
(2.2)

η σταθερή τιμή της συνάρτησης Bernoulli (B), απαιτεί ότι η πίεση (p) και η ταχύτητα του ανέμου συμπεριφέρονται αντιστρόφως ανάλογα. Καθώς τα αέρια σωματίδια πλησιάζουν την περιοχή των υψηλών πιέσεων, η ταχύτητά τους μειώνεται εξαιτίας της αντίθετης βαροβαθμίδας (Σχήμα 2.13). Ο παράγοντας του ύψους (ρgz , όπου ρ η πυκνότητα του αέρα, g η επιτάχυνση της βαρύτητας και z το υψόμετρο) στην εξίσωση (2.2), παρόλο που φαίνεται να είναι κυρίαρχος, δεν διαδραματίζει σημαντικό ρόλο (Smith, 2004).



Σχήμα 2.12. Διάγραμμα κατάστασης για το διαχωρισμό της ροής και την «κατάρρευση» ενός κύματος. Η τετμημένη αναπαριστά τον οριζόντιο λόγο των δύο διαστάσεων ενός λόφου. Η τεταγμένη αναπαριστά το αδιάστατο ύψος του βουνού. Η γραμμή Α συμβολίζει την εκκίνηση της στασιμότητας στα υψηλά ατμοσφαιρικά στρώματα, που οδηγεί στην «κατάρρευση» του κύματος. Η γραμμή Β συμβολίζει την εκκίνηση της στασιμότητας της ροής στα χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα, που οδηγεί στην «κατάρρευση» του κύματος. Η γραμμή Β συμβολίζει την εκκίνηση της στασιμότητας της ροής στα χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα, που οδηγούς στο διαχωρισμό της ροής. Και οι δύο καμπύλες προέρχονται από την υδροστατική γραμμική θεωρία του ορεογραφικού κύματος. Πάνω από τις καμπύλες, οι ροές είναι μη γραμμικές και διαχεόμενες με δημιουργία δυναμικού στροβιλισμού, η_ε(Πηγή: *Smith, 2004*).

Καθώς το αδιάστατο ύψος του βουνού (\hbar) αυξάνει, η ένταση των περιοχών υψηλών πιέσεων αυξάνεται σε δύο συγκεκριμένα σημεία μέσα στη ροή: στην προσήνεμη πλευρά του βουνού (σημείο B) και σε ένα σημείο ακριβώς πάνω από το βουνό σε ύψος περίπου $z = \frac{\left(\frac{8\pi}{2}\right)u}{N}$ (σημείο A) (Smith, 2004). Το σχετικό μέγεθος των δύο δυναμικών σημείων επιβράδυνσης, ορίζει ποιος από τους δύο μηχανισμούς, του διαχωρισμού της ροής και της «κατάρρευσης» ενός κύματος, συμβαίνει πρώτος (Ólafsson and Bougeault, 1996). Εκτιμήσεις για την έναρξη του διαχωρισμού ή της «κατάρρευσης», υπολογίζονται μέσω της γραμμικής θεωρίας, αποτελέσματα της οποίας απεικονίζονται στο Σχήμα 2.12, για ένα εύρος του λόγου των δύο διαστάσεων ενός λόφου.



Σχήμα 2.13. Απεικόνιση της ανάντη επιβράδυνσης της ροής στα χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα, η οποία προσπίπτει σε ένα ορεινό εμπόδιο. Λόγω ανοδικής κίνησης της ροής, δημιουργείται μια θετική βαροβαθμίδα η οποία αντιτίθεται στην κίνηση των αέριων σωματιδίων με αποτέλεσμα την ανάντη επιβράδυνση (Πηγή: Holton, 2004).

Μόλις ο διαχωρισμός της ροής ή η «κατάρρευση» ενός κύματος ξεκινά, τότε η μορφή του κύματος αναδομείται ριζικά. Η περιοχή της ροής στην υπήνεμη πλευρά λαμβάνει μια πολύπλοκη στροβιλιζόμενη δομή, την οποία η γραμμική μη-διαχεόμενη θεωρία αδυνατεί να ερμηνεύσει. Τα στροβιλιζόμενα κατά την κατακόρυφο απόνερα στη στρωματοποιημένη ροή έχουν διερευνηθεί σε εργαστηριακά πειράματα (Gheusi et al., 2000) και σε πλήθος αριθμητικών προσομοιώσεων.

Μια σημαντική διαφορά μεταξύ μιας θεωρητικής ροής ορεογραφικού κύματος και μιας ροής με διαχωρισμό ή «κατάρρευση» κύματος, είναι η παρουσία δυναμικού στροβιλισμού (potential vorticity) PV, ο οποίος ορίζεται ως

$$\eta_p = \left(\frac{1}{\rho}\right) \boldsymbol{\xi} \nabla \boldsymbol{\theta} \tag{2.3}$$

Όπου ζ το διάνυσμα του στροβιλισμού και θ η δυνητική θερμοκρασία. Η εξίσωση (2.3) με τους κατάλληλους υπολογισμούς γίνεται:

$$\frac{d\eta_p}{dt} = \frac{1}{\rho} (\nabla x F) \nabla \theta + \frac{1}{\rho} \xi \nabla \dot{H}$$
(2.4)

Όπου **F** και *H* η δύναμη τριβής (frictional force) και ο εσωτερικός ρυθμός θέρμανσης (internal heating rate), αντίστοιχα. Σε μια θεωρητική ροή ορεογραφικού κύματος, δημιουργούνται ισχυρές αναπτύξεις στροβίλων εξαιτίας βαροκλινικών επιδράσεων (δηλαδή ροπές βαροβαθμίδας), όπου τα διανύσματα στροβιλισμού είναι κάθετα στις επιφάνειες της δυνητικής θερμοκρασίας, όπου σύμφωνα με την εξίσωση (2.3), $\eta_y = 0$. Όταν συμβαίνει διαχωρισμός της ροής ή «κατάρρευση» ορεογραφικού κύματος, οι επιδράσεις του οριακού στρώματος ή της εσωτερικής τύρβης, δημιουργούν τριβή και ροές θερμότητας οι οποίες λαμβάνονται υπ' όψη στην εξίσωση (2.4), προκαλώντας στροβιλισμό. Αφού τα αέρια σωμάτια εγκαταλείψουν τις βίαιες περιοχές δημιουργίας η_y , το η_y τείνει να διατηρηθεί ξανά, μεταφερόμενο κατάντη στην περιοχή του απόνερου (wake region). Αυτά τα πλούμια (plumes) του δυναμικού στροβιλισμού καλούνται «γραμμές-λωρίδες δυναμικού στροβιλισμού» ("*PV*-banners"). Στο σημείο αυτό θα πρέπει να επισημανθεί ότι το απόνερο (wake) ορίζεται ως περιοχή δυναμικού στροβιλισμού καλει στροβιλισμού σε αντίθεση με τις διαταραχές της υπήνεμης πλευράς, οι οποίες μπορούν να περιέχουν μόνο κύματα υπήνεμης πλευράς (Smith, 1989).

2.5 Άνεμος τύπου föhn

Η αναγνώριση και η μελέτη ανέμων τύπου föhn έχει ιστορία πάνω από 100 χρόνια στις Ευρωπαϊκές Άλπεις, όπου ο Hann (1866) έδωσε την πρώτη σωστή προσέγγιση της προελεύσεως αυτών των ανέμων. Παρόλο που η ονομασία του ανέμου προέρχεται από τις Άλπεις, για το ίδιο τύπο ανέμου χρησιμοποιούνται παγκοσμίως κι άλλες ονομασίες, όπως για παράδειγμα ο όρος chinook για τα ανατολικά των Rocky Mountains, των Η.Π.Α.. Ο κλασσικός μηχανισμός που χρησιμοποιοίται για να ερμηνεύσει τον άνεμο föhn, αναφέρει αρχικά την εξαναγκασμένη άνοδο του υγρού αέρα εξαιτίας της ορεογραφίας, επιτρέποντας τη δημιουργία νεφών και υετού στην προσήνεμη πλαγιά. Στη συνέχεια, ο ανερχόμενος αέρας ψύχεται ακολουθώντας την κορεσμένη αδιαβατική θερμοβαθμίδα (5-6 K km⁻¹), εξαιτίας της απελευθέρωσης λανθάνουσας θερμότητας λόγω συμπύκνωσης πάνω από τη βάση των νεφών, ο καθοδικός αέρας θερμαίνεται ακολουθώντας την ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα των 9.8 K km⁻¹. Η απομάκρυνση ορισμένου ύδατος από τα νέφη μέσω της βροχόπτωσης είναι υπεύθυνση για το ενεργειακό θετικό ισοζύγιο. Αυτή η διαδικασία έχει ως

αποτέλεσμα, οι δυνητικές θερμοκρασίες στην υπήνεμη πλευρά να είναι υψηλότερες (Σχήμα 2.14). Σε πολλές περιπτώσεις, ο άνεμος *föhn* συμβαίνει όμως και χωρίς υγροποίηση στην προσήνεμη πλαγιά (Seibert, 1990).

Ο Cadez (1967) πρότεινε μια ταξινόμηση των ανέμων föhn, βασιζόμενη στις διαφορές θερμοκρασίας και πίεσης κατά μήκος ενός ορεινού εμποδίου. Οι τρεις τύποι απεικονίζονται στο Σχήμα 2.15. Οι τύποι (α) και (β) συμβαίνουν υπό κυκλωνικό πεδίο πίεσης, με την ατμόσφαιρα να είναι λιγότερο ευσταθής στο (β) και την υπήνεμη αύξηση της θερμοκρασίας να είναι μεγαλύτερη. Στον τύπο (γ) υπάρχει εμποδισμός ψυχρού αέρα (damming) στην προσήνεμη πλευρά, εξαιτίας αντικυκλωνικής θερμοκρασιακής αναστροφής. Σε αυτό το σημείο θα πρέπει να επισημανθεί ότι ο Bilwiller (1899) εισήγαγε πρώτος τον όρο του αντικυκλωνικού föhn, ώστε να αναφέρει τη δυναμική θέρμανση που προκαλείται από τη μεγάλης-κλίμακας αντικυκλωνική καθίζηση πάνω από την περιοχή των Άλπεων.



Σχήμα 2.14. Αδιαβατικά θερμοκρασιακές μεταβολές που σχετίζονται με διαφορετικούς μηχανισμούς του καθοδικού *föhn.* (a) Φραγή του αέρα στα χαμηλά ατμοσφαιρικά επίπεδα στην προσήνεμη πλαγιά, με αδιαβατική θέρμανση στην υπήνεμη πλευρά, (β) Άνοδος του αέρα στην προσήνεμη πλευρά, που συνοδεύεται από ψύξη ακολουθώντας την κορεσμένη αδιαβατική θερμοβαθμίδα και θέρμανση του καθοδικού αέρα στην υπήνεμη πλευρά ακολουθώντας την ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα (Πηγή: Barry, 2008).



Σχήμα 2.15. Τρεις τύποι ανέμου *föhn*. (a) Κυκλωνικός *föhn* σε μια ευσταθή ατμόσφαιρα με ισχυρούς ανέμους, (β) κυκλωνικός *föhn* σε λιγότερο ευσταθή ατμόσφαιρα και (γ) αντικυκλωνικός *föhn* με τον ανάντη εμποδισμό σχετικά ψυχρότερου αέρα (Πηγή: Cadez, 1967).

Ένας σημαντικός προβληματισμός για τον άνεμο τύπου föhn, είναι ότι δεν υπάρχει κάποιος γενικός ορισμός των κριτηρίων που θα χαρακτηρίσουν μια θερμή ισχυρή καταβατική ροή ως άνεμο föhn και παράλληλα να ισχύει και για όλες τις περιοχές παγκοσμίως. Επειδή το φαινόμενο είναι τοπικού χαρακτήρα, είναι λογικό ότι τα κριτήρια για το χαρακτηρισμό του θα ποικίλουν τοπικά. Παρόλα αυτά, αρκετές προσπάθειες έγιναν στο πλαίσιο δημιουργίας ενός ενιαίου συνόλου κριτηρίων, που σχετίζονται με το χαρακτηρισμό ενός ανέμου ως föhn στις υπήνεμες περιοχές των ορεινών εμποδίων. Συνήθως τα τρία βασικά κριτήρια που πρέπει να παρατηρηθούν σε υπήνεμους σταθμούς είναι: (i) οι επιφανειακοί άνεμοι να πνέουν με διεύθυνση από το βουνό προς το σημείο παρατήρησης, (ii) η αιφνίδια αύξηση της θερμοκρασίας και (iii) η ταυτόχρονη πτώση της σχετικής υγρασίας (Barry, 2008). Μια άλλη προσέγγιση δίδεται από τον Ives (1950), που προσδιόρισε τον άνεμο föhn μέσω της θερμοδυναμικής θεωρίας, με την προϋπόθεση υετού στην προσήνεμη πλευρά και υψηλότερες δυνητικές θερμοκρασίες στην υπήνεμη πλευρά του ορεινού εμποδίου. Επιπροσθέτως, σημαντικό ρόλο στη δημιουργία συνθηκών ανέμου τύπου föhn διαδραματίζει κι η συνοπτική κατάσταση, αφού η παρουσία μιας μεγάλης κλίμακας καθίζησης στην προσήνεμη περιοχή ενός βουνού ή μιας οροσειράς, προσδίδει στην ατμόσφαιρα ισχυρή ευστάθεια που σε συνδυασμό με την παρουσία μιας θερμοκρασιακής αναστροφής στην επιφάνεια του βουνού, δημιουργούνται οι κατάλληλες συνθήκες για το σχηματισμό ενός άνεμου τύπου *föhn* (Whiteman, 2000).

Συμπερασματικά λοιπόν, υπάρχουν αρκετές προσεγγίσεις όσον αφορά στον προσδιορισμό και την πρόγνωση περιπτώσεων ανέμου *föhn*, καμία από τις οποίες δεν είναι πλήρως ικανοποιητική, αφού εν μέρει αυτό οφείλεται στις διαφορετικές συνθήκες οι οποίες μπορούν να χαρακτηριστούν ως ευνοϊκές, για τη δημιουργία αυτού του τύπου ανέμου.

2.6 Άνεμος τύπου bora

Ο ψυχρός, ξηρός και ριπαίος άνεμος που πνέει στις Διναρικές Άλπεις της Σλοβενίας και της Κροατίας προς την Αδριατική θάλασσα κατά τη διάρκεια του χειμώνα, χαρακτηρίζεται ως άνεμος bora (Σχήμα 2.16). Η ονομασία αυτή χρησιμοποιήθηκε παγκοσμίως για παρόμοιες συνθήκες θυελλωδών ανέμων καταβατικής ροής. Οι άνεμοι bora επηρεάζουν κυρίως τις ανατολικές ακτές της βόρειας Αδριατικής, κοντά στην Τεργέστη της Ιταλίας και νοτιότερα σχεδόν 500 km μεταξύ Rijeka και Dubrovnik, ιδιαίτερα κατά τη διάρκεια του χειμώνα, όταν η έντασή τους είναι ιδιαίτερα μεγάλη, με τις ριπές να ξεπερνούν τα 40 m s⁻¹ στην περιοχή της Τεργέστης, με τη ζώνη της επιρροής τους να φτάνει έως και 50-60 km μακριά από τα παράλια. Η περιοχή Senj (επαρχία της Κροατίας που βρίσκεται στις ακτές της Αδριατικής, στην έξοδο ενός ορεινού καναλιού το οποίο τοποθετείται μεταξύ του βουνού Velebit (1757 m) και του ορεινού συμπλέγματος Gorski kotar (1534 m)) παρουσιάζει τους ισχυρότερους ανέμους bora (στις 12 Δεκεμβρίου 1967 καταγράφτηκε στην περιοχή ταχύτητα 46 m s⁻¹), ενώ παράλληλα εμφανίζει και τη μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης κατά μήκος των Αδριατικών ακτών (Juréec, 1981).

Οι ταχύτητες του ανέμου παρουσιάζουν ένα νυκτερινό μέγιστο, κατά τις 05:00 και 08:00 τοπική ώρα, εξαιτίας της ευσταθούς στρωμάτωσης της ατμόσφαιρας. Επίσης, κατά τη διάρκεια των νυκτερινών ωρών, η απόγειος αύρα μπορεί να συνεισφέρει ενισχυτικά στη ροή κατά μήκος του βουνού. Κάθε συμβάν διαρκεί 12-20 ώρες κατά μέσο όρο με μια χρονική έκταση 6-7 ημερών ή και παραπάνω, με επεισόδια ανέμου

bora να συμβαίνουν τουλάχιστον μια φορά κάθε χειμώνα. Οι θερμοκρασίες στις υπήνεμες ακτές κυμαίνονται γύρω από το επίπεδο παγοποίησης, ενώ η σχετική υγρασία μπορεί να πέσει κάτω από 40% υπό αντικυκλωνικές συνθήκες (Barry, 2008).



Σχήμα 2.16. Διάταξη ανέμου bora. Αέριες μάζες ανάντη του ορεινού εμποδίου, υπό συγκεκριμένες συνθήκες, αναγκάζονται να περάσουν πάνω από αυτό φτάνοντας στην υπήνεμη πλευρά του εμποδίου με χαμηλότερη θερμοκρασία και ενισχυμένη ένταση της ροής, σε σχέση με τις ανάντη συνθήκες (Πηγή: <u>http://www.meted.ucar.edu</u>).

Ο άνεμος τύπου bora ταξινομείται σε δύο κατηγορίες: τον κυκλωνικό (cyclonic) και τον αντικυκλωνικό (anticyclonic) bora, σύμφωνα με τις συνοπτικές συνθήκες που επικρατούν στην Ευρώπη (Juréec and Visković, 1994; Lazić and Tošić, 1998). Ο κυκλωνικός bora (cyclonic bora) χαρακτηρίζεται από την παρουσία μιας ύφεσης στη νότια Αδριατική (κατάντη των Διναρικών Άλπεων), προκαλώντας νεφοκάλυψη, υετό και ισχυρούς ανέμους σχεδόν σε ολόκληρη την Αδριατική θάλασσα. Ο αντικυκλωνικός bora (anticyclonic bora) αναπτύσσεται υπό την επίδραση ενός ισχυρού πεδίου υψηλών πιέσεων που εκτείνεται στην Κεντρική Ευρώπη (ανάντη των Διναρικών συνθηκών στα νότια. Και οι δύο περιπτώσεις χαρακτηρίζονται από μια ευδιάκριτη οριζόντια βαροβαθμίδα κατά μήκος της παράκτιας οροσειράς (Σχήμα 2.17). Οι κυκλωνικές περιπτώσεις εμφανίζουν ρηχότερους ανέμους *σχ*εώ οι αντικυκλωνικές μπορούν να ξεπεράσουν σε πάχος τα 3 km (Yoshimura, 1976).



Σχήμα 2.17. Συνοπτικοί χάρτες των μέσων τιμών της πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας και του γεωδυναμικού ύψους στη στάθμη των 500 hPa (α), (γ) για έξι περιπτώσεις κυκλωνικού ανέμου bora και (β), (δ) για τέσσερεις περιπτώσεις αντικυκλωνικού ανέμου bora (Πηγή: Jurćec and Visković, 1994).

Οι συνθήκες της κατακόρυφης δομής της ατμόσφαιρας που συνδέονται με περιστατικά ανέμου τύπου *bora* σχετίζονται με την παρουσία βορειοανατολικών ανέμων μέσου πάχους 2-3 km, καθώς επίσης και με μια βαθμιαία στροφή της ροής στα υψηλότερα ατμοσφαιρικά στρώματα σε δυτική-νοτιοδυτική, δημιουργώντας μια θερμοκρασιακή αναστροφή (Jurćec, 1981). Συχνά το στρώμα ενός ανέμου *bora* έχει πεπερασμένο πάχος, στην κορυφή του οποίου εμφανίζεται μια θερμοκρασιακή αναστροφή (Glasnović and Jurćec, 1990), η οποία συνδέεται με την παρουσία ενός κύριου κρίσιμου επιπέδου. Παρόλα αυτά, ένα μικρό ποσοστό επεισοδίων ανέμων τύπου bora σημειώνεται απουσία κρίσιμου επιπέδου και ισχυρής θερμοκρασιακής αναστροφής (Smith, 1987; Gohm and Mayr, 2005). Τέλος, δεδομένα που συλλέχθηκαν από αεροπλάνο και ραδιοβολίσεις κατά τη διάρκεια του πειράματος ALPEX, επιβεβαιώνουν ότι ο άνεμος *bora* είναι μια ροή ψυχρού αέρα που τις περισσότερες φορές εγκλωβίζεται κάτω από μια θερμοκρασιακή αναστροφή.

Κατά τη διάρκεια των ανέμων οι εσωτερικοί υδραυλικοί μηχανισμοί φαίνεται να είναι ιδιαίτερα σημαντικοί, καθώς η αρχικά κάθετη στο ορεινό εμπόδιο ροή είναι συνήθως ασθενής. Τα βουνά τροποποιούν τις ανάντη συνθήκες ροής και συντελούν στην ανάπτυξη ενός στρώματος τύρβης στη μέση τροπόσφαιρα, η οποία συνεισφέρει στην αποδέσμευση της ροής του καθοδικού αέρα από τα ανώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα. Αριθμητικά μοντέλα ορεογραφικών κυμάτων, αποκαλύπτουν αρκετούς σημαντικούς παράγοντες στις δυναμικές των επεισοδίων τύπου bora. Κατά τη διάρκεια ανέμων τύπου bora, μπορεί να παρατηρηθεί «εκτίναξη» της ροής όμοια με αυτή που περιγράφεται στην υδραυλική θεωρία (Klemp and Durran, 1987). Η ισχυρή ροή στην υπήνεμη πλευρά μπορεί να δημιουργηθεί με αρκετούς τρόπους, όπως: η κατακόρυφη διάδοση της ενέργειας μπορεί να περιοριστεί από ένα κύριο κρίσιμο επίπεδο (που βρίσκεται κοντά στην κορυφή της θερμοκρασιακής αναστροφής), όπου η κάθετη στο ορεινό εμπόδιο ροή αλλάζει διεύθυνση, είτε μπορεί να δημιουργηθεί αναστροφή του κύματος σε ένα συνεχόμενο στρωματοποιημένο στρώμα αέρα, κάτω από το επίπεδο της αναστροφής.

Παρόλο που ο άνεμος τύπου *bora* θεωρείται ένας ψυχρός και ξηρός άνεμος, οι μεταβολές της θερμοκρασίας και της υγρασίας σε ένα επεισόδιο μπορούν να είναι ευμετάβλητες (Jurćec, 1981). Για παράδειγμα, σύμφωνα με παρατηρήσεις σε διάφορα ατμοσφαιρικά επίπεδα στην Κροατία μεταξύ της υπήνεμης (Split) και της προσήνεμης (Zagreb) περιοχής, ο Yoshino (1976) διεπίστωσε ότι μπορεί να συμβεί ακόμα και αδιαβατική θέρμανση στα χαμηλότερα ατμοσφαιρικά επίπεδα. Οι χαμηλές θερμοκρασίες και η υψηλή σχετική υγρασία, εμφανίζονται κυρίως με κυκλωνικές συνθήκες. Στις αντικυκλωνικές συνθήκες, ο άνεμος τύπου *bora* συμβαίνει κυρίως κατά μήκος των βορειοανατολικών Αδριατικών ακτών, ενώ υπό κυκλωνικές συνθήκες το πεδίο επιρροής του μπορεί να εξαπλωθεί κατά μήκος των ακτών της Κροατίας νότια του Split, με ανέμους βόρειων-βορειοανατολικών διευθύνσεων, μεταβλητών εντάσεων.

92

ΙΙ. Άνεμοι καναλισμού (Gap winds)

Οι άνεμοι καναλισμού (gap winds) παρατηρούνται στα χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα και εντοπίζονται στις περιοχές εξόδου ενός τοπογραφικού καναλιού, ενώ η δημιουργία τους οφείλεται κυρίως στη διαφορά της ατμοσφαιρικής πίεσης μεταξύ των περιοχών ανάντη και κατάντη του καναλιού (Overland and Walter, 1981). Οι άνεμοι αυτοί μπορούν να εντοπιστούν τόσο σε επίπεδο έδαφος (επίπεδοι άνεμοι καναλισμού (level gap)), όσο και σε κανάλια με τοπογραφικές εξάρσεις (κεκλιμένοι άνεμοι καναλισμού (sloping gaps) ή άνεμοι ορεινών καναλιών) που βρίσκονται ανάμεσα σε μεγαλύτερα τοπογραφικά εμπόδια (Σχήμα 2.18). Η οριζόντια έκταση των ανέμων καναλισμού κυμαίνεται σε εύρος από δεκάδες μέτρα έως και πάνω από εκατό χιλιόμετρα και υπό ακραίες συνθήκες μπορούν να συνδεθούν με ισχυρούς ανέμους που υπερβαίνουν σε ένταση τα 25 m s⁻¹. Κατά την κατακόρυφο το πάχος του στρώματος των ισχυρών ανέμων είναι γενικά μικρό και εκτείνεται από δεκάδες έως εκατοντάδες μέτρα πάνω από το έδαφος, σημειώνοντας σημαντικές αλλαγές στην ταχύτητα αλλά κυρίως στη διεύθυνση του ανέμου.



Σχήμα 2.18. Τα κανάλια μπορούν να βρίσκονται σε επίπεδο ή κεκλιμμένο έδαφος. Ανάλογα με τη θέση τους και την υψομετρική διαφορά με την περιβάλλουσα τοπογραφία, επηρεάζουν την ταχύτητα και την κατεύθυνση των ανέμων που διέρχονται του καναλιού. (Πηγή: <u>http://www.meted.ucar.edu</u>).

2.7 Φαινόμενο Venturi ή χοάνης

Για αρκετά χρόνια οι άνεμοι καναλισμού ερμηνεύονταν με το μηχανικό ανάλογο του *φαινομένου Venturi* (*φαινόμενο «χοάνης»*), στο οποίο η ροή του ρευστού αυξάνεται καθώς διέρχεται από ένα στενό τοπογραφικό πέρασμα (κανάλι), με τη μεγαλύτερη ένταση της ροής να σημειώνεται στο στενότερο σημείο του καναλιού (Reed, 1931). Όμως, παρόλο που το φαινόμενο της «χοάνης» μπορεί να επηρεάσει την ταχύτητα του ανέμου, οι μεγαλύτερες εντάσεις δεν εντοπίζονται στα στενότερα σημεία του καναλιού, αλλά όπως θα εξηγηθεί στη συνέχεια στην περιοχή εξόδου της ροής (Sharp and Mass, 2002).

Για την κατανόηση του φαινομένου Venturi, μελετάται η διάταξη ενός καναλιού στο υψομετρικό επίπεδο της θάλασσας που βρίσκεται ανάμεσα σε δύο βουνά (Σγήμα 2.19), παρουσία ενός νοητού άνω ορίου («καπάκι») τοποθετούμενο κάτω από την κορυφή των βουνών, με τέτοιο τρόπο ώστε να εμποδίζεται η διέλευση οποιασδήποτε ροής υπεράνω του ύψους των βουνών. Έτσι, οποιαδήποτε ροή πλησιάζει τα ορεινά εμπόδια μπορεί να κινηθεί μόνο μέσα από το κανάλι. Στο Σχήμα 2.19, μια ασθενής ανατολική ροή προσεγγίζει την είσοδο του καναλιού. Λόγω διατήρησης της μάζας, ο αέρας θα πρέπει να επιταχυνθεί καθώς περνά μέσα από την τοπογραφική στένωση, με τη μεγαλύτερη ένταση των ανέμων να εντοπίζεται στο στενότερο σημείο του καναλιού. Με άλλα λόγια, το ποσό του ταχέως κινούμενου αέρα μέσα από τη στένωση του καναλιού, θα πρέπει να ισούται με το ποσό του βραδέως κινούμενου αέρα που προσεγγίζει το κανάλι από τα ανατολικά. Καθώς ο αέρας περνά τη στένωση και πλησιάζει την έξοδο του καναλιού, η ταχύτητα του ανέμου μειώνεται καθώς το εμβαδόν διατομής του καναλιού αυξάνει. Σύμφωνα με το θεώρημα του Bernoulli, η πίεση θα πρέπει να είναι η ελάχιστη στη στένωση, με τον αέρα να επιταχύνεται από τις υψηλές προς τις χαμηλές πιέσεις ανατολικά της στένωσης και να επιβραδύνεται κατάντη της στένωσης, καθώς περνά από τις χαμηλές προς τις υψηλές πιέσεις.

94



Σχήμα 2.19. Ροή διαμέσου ενός ορεινού καναλιού. Η ταχύτητα του ανέμου είναι μεγαλύτερη στη στένωση του καναλιού, παρά στην είσοδο και την έξοδο (Φαινόμενο «χοάνης» ή Ventouri) (Πηγή: <u>http://www.meted.ucar.edu</u>).

Παρόλα αυτά, το φαινόμενο Ventouri δεν φαίνεται να εφαρμόζεται στα περισσότερα κανάλια, όπου η μεγαλύτερη ταχύτητα του ανέμου, παρατηρείται στην περιοχή εξόδου του ορεινού καναλιού κι όχι στο στενότερο σημείο του. Ο βασικός λόγος για τον οποίο δεν ισχύει το φαινόμενο Ventouri είναι ότι δεν υπάρχει στην πραγματικότητα κάποιο άνω όριο («καπάκι»), ώστε να περιορίζει τη ροή του αέρα μέσα στο κανάλι. Καθώς ο αέρας προσεγγίζει το κανάλι (όντας συχνά ψυχρός και πυκνός), το πάγος του γενικά αυξάνεται εξαιτίας του εμποδισμού από τα γειτονικά ορεινά εμπόδια. Η αύξηση του πάχους του ψυχρού και πυκνού αέρα ανατολικά του εμποδίου, συμβάλλει στην αύξηση της πιέσεως κοντά και ανάντη του κέντρου του ορεινού καναλιού, με συνέπεια η ροή να επιβραδύνεται στην είσοδο του καναλιού. Ένας άλλος λόγος είναι η γρήγορη διαπλάτυνση του καναλιού στην περιοχή εξόδου του, η οποία προκαλεί μια οριζόντια διάχυση της ροής και γρήγορη μείωση του πάχους της. Αυτή η μείωση του πάχους του χαμηλού ατμοσφαιρικού αέρα έχει ως αποτέλεσμα την πτώση της πίεσης, η οποία οδηγεί στο σχηματισμό βαροβαθμίδας στην περιοχή εξόδου του καναλιού, με συνέπεια την επιτάχυνση της ροής στην περιοχή εξόδου. Τέλος, ένα άλλος περιοριστικός όρος της ισχύος του φαινομένου Venturi είναι η πολύπλοκη τρισδιάστατη φύση των αέριων ροών μέσα στα ορεινά κανάλια, καθώς ο αέρας μέσα σε ένα κανάλι δεν κινείται οριζόντια από την ανάντη έως την κατάντη πλευρά του καναλιού, αλλά ρέει μέσα στο κανάλι σε ποικίλες διευθύνσεις και υψομετρικά επίπεδα κατά μήκος του καναλιού. Έτσι, η θεωρία για τη διατήρηση της μάζας και η υπόθεση ότι το κανάλι είναι ένα κλειστό σύστημα, μπορεί να οδηγήσει σε παραπλανητικά, ακόμα και λανθασμένα συμπεράσματα.

Παρόλο που το φαινόμενο Ventouri δεν αποτελεί τον κυρίαρχο μηχανισμό για τα κανάλια μέσης κλίμακας με πλάτος 10 έως 100 χιλιόμετρα, μπορεί να είναι πολύ σημαντικό για κανάλια μικρότερης κλίμακας της τάξεως μερικών χιλιομέτρων ή και λιγότερο.

2.8 Ο ρόλος της βαροβαθμίδας

Γενικά, ισχυρές βαροβαθμίδες κατά μήκος ενός καναλιού, δημιουργούν και ισχυρούς ανέμους. Οι άνεμοι σε κανάλια μικρότερα σε πλάτος από 100 με 200 km, είναι ιδιαίτερα αγεωστροφικοί ενώ κατευθύνονται από τις υψηλές προς τις χαμηλές πιέσεις. Σε μη γεωστροφικές συνθήκες η δύναμη Coriolis, η οποία χρειάζεται αρκετό χρονικό διάστημα να δράσει, δεν είναι τόσο δραστική ώστε να ισορροπήσει τη δύναμη βαροβαθμίδας με αποτέλεσμα οι άνεμοι να επιταχύνονται σημαντικά, με τη δύναμη της τριβής να ελέγχει την κίνηση της ροής. Οι βαροβαθμίδες οι οποίες κατευθύνουν τους ανέμους καναλιού, ταξινομούνται σε δύο κατηγορίες: (1) βαροβαθμίδες που συνδέονται με συνοπτικής ή τοπικής κλίμακας χαρακτηριστικά και (2) βαροβαθμίδες μέσα ή κοντά σε κανάλια που συνδέονται με αιφνίδιες αλλαγές στο πάχος του σχετικά ψυχρότερου αέρα στα χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα.

2.8.1 Η βαροβαθμίδα της συνοπτικής κλίμακας

Η βαροβαθμίδα κατά μήκος ενός καναλιού συχνά συνδέεται με τα γενικά χαρακτηριστικά της επικρατούσας συνοπτικής κατάστασης. Για παράδειγμα, εάν υπάρχει ένα αντικυκλώνας στη μία πλευρά του καναλιού και μια περιοχή χαμηλών πιέσεων ή ένας κυκλώνας που πλησιάζει την άλλη πλευρά του καναλιού, τότε μπορεί να δημιουργηθεί μια ισχυρή βαροβαθμίδα κατά μήκος του καναλιού (Σχήμα 2.20). Αυτό θα έχει ως αποτέλεσμα την επιτάχυνση της ροής κατά τη διέλευσή της μέσω του καναλιού, με τη μέγιστη ταχύτητα να εντοπίζεται στην έξοδο του καναλιού και με διεύθυνση από τις υψηλές προς τις χαμηλές πιέσεις.



Σχήμα 2.20. Με την παρουσία συνοπτικών συστημάτων εκατέρωθεν του καναλιού, μπορεί υπό προϋποθέσεις να δημιουργηθεί μια βαροβαθμίδα, η οποία θα ενισχύσει τη ροή στο κανάλι από τις υψηλές προς τις χαμηλές πιέσεις (Πηγή: <u>http://www.meted.ucar.edu</u>).

2.8.2 Η βαροβαθμίδα του υδραυλικού φαινομένου

Τις περισσότερες φορές το ορεινό εμπόδιο στο οποίο περιέχεται το κανάλι, χωρίζει μια ψυχρότερη αέρια μάζα στην ανάντη από μια θερμότερη στην κατάντη πλευρά. Στην ψυχρότερη περιοχή η επιφανειακή πίεση είναι υψηλότερη, ως αποτέλεσμα του πυκνότερου αέρα που δημιουργεί υψηλές πιέσεις στα χαμηλότερα ατμοσφαιρικά στρώματα. Στις περισσότερες των περιπτώσεων η ψυχρή αέρια μάζα είναι ρηχότερη, από 0.5 έως 2 km σε πάχος, ενώ στην κορυφή της βρίσκεται μια θερμότερη αέρια μάζα. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία μιας θερμοκρασιακής αναστροφής ή γενικότερα ενός ευσταθούς στρώματος στην κορυφή του ψυχρού αέρα. Στις περισσότερες περιπτώσεις, η θερμοκρασιακή αναστροφή τοποθετείται κάτω από το επίπεδο της κορυφής των βουνών, με αποτέλεσμα ο ψυχρός αέρας να μπορεί να διαφύγει μόνο διαμέσου του καναλιού.

Κατά τη διέλευσή του μέσα από το κανάλι, ο σχετικά ψυχρότερος αέρας διαχέεται στην περιοχή εξόδου του, όπου το πλάτος του καναλιού αυξάνεται. Εξαιτίας της διατήρησης της μάζας, ο διαχεόμενος ψυχρός αέρας γίνεται περισσότερο ρηχός. Δεδομένου του ότι η επιφανειακή πίεση εξαρτάται από το πάχος του ψυχρού, πυκνού αέρα, η ταχεία μείωση του όγκου του αέριου στρώματος στην περιοχή εξόδου του καναλιού έχει ως αποτέλεσμα την πτώση της επιφανειακής πίεσης. Η διαδικασία αυτή δημιουργεί μια τοπική βαροβαθμίδα, η οποία συνεισφέρει στην επιτάχυνση της ροής. Επειδή αυτή η μείωση του όγκου του ψυχρού, πυκνού αέρα (από παχιά σε λεπτή ροή) είναι όμοια με την υποβάθμιση της στάθμης του νερού καθώς αυτό εκρέει από μια δεξαμενή, η δημιουργούμενη επιτάχυνση ονομάζεται υδραυλική επίδραση (hydraulic effect).

Η υδραυλική βαροβαθμίδα μαζί με τη συνοπτικής κλίμακας βαροβαθμίδα μπορούν να δράσουν ενισχυτικά δημιουργώντας μια ενιαία βαροβαθμίδα, η οποία ευνοεί τη δημιουργία ισχυρών ανέμων στην περιοχή εξόδου του καναλιού κι όχι στο μέσο του (Σχήμα 2.21). Πράγματι ο εμποδισμός του ψυχρού πυκνού αέρα στην προσήνεμη πλευρά του ορεινού εμποδίου, δημιουργεί μια μέσης κλίμακας σφήνα έζαρσης (upwind ridge), η οποία επιβραδύνει τη ροή στην είσοδο του καναλιού. Ορισμένα κανάλια, αποτελούνται από μια σειρά τοπογραφικών στενώσεων και εξάρσεων. Αυτές οι τοπογραφικές μεταβολές συχνά επηρεάζουν τόσο το πάχος του ψυχρού αέρα, όσο και το πεδίο του ανέμου, με τον άνεμο να επιταχύνεται εντός κι αμέσως κατάντη της τοπογραφικής στένωσης.



Σχήμα 2.21. Η αθροιστική επίδραση των βαροβαθμίδων συνοπτικής κλίμακας και του υδραυλικού σχηματισμού, ενισχύει τη ροή στην έξοδο του καναλιού. Στο διάγραμμα απεικονίζεται γραφικά η συμβολή της υδραυλικής βαροβαθμίδας, καθώς επίσης και η διακύμανση του πάχους, του σχετικά ψυχρότερου αέρα από την είσοδο έως την έξοδο του καναλιού. Η προσπίπτουσα στο ορεινό κανάλι ροή, έχει διεύθυνση από δεξιά προς τα αριστερά (Πηγή: <u>http://www.meted.ucar.edu</u>).

2.9 Παράγοντες που ενισχύουν τη ροή στην έξοδο του καναλιού

Η ενισχυμένη ροή στην έξοδο ενός καναλιού, μπορεί να αποτελεί τη συνισταμένη και άλλων φυσικών διεργασιών (φαινομένων) που συμβαίνουν την ίδια χρονική στιγμή. Ένα κανάλι μπορεί είτε να βρίσκεται ανάμεσα σε δύο βουνά είτε να αποτελεί μέρος ενός ορεινού εμποδίου. Υπό κατάλληλες συνθήκες, οι οποίες περιγράφτηκαν εκτενώς στο προηγούμενο εδάφιο του παρόντος κεφαλαίου, σε υπήνεμες περιοχές παράλληλα με τη ροή μέσα από το κανάλι μπορεί να εκδηλωθεί και θυελλώδης καταβατική ροή. Υπάρχει μια σημαντική αλληλεπίδραση μεταξύ των ανέμων καναλισμού και των θυελλωδών καταβατικών ανέμων, ιδιαίτερα όταν το κανάλι παρουσιάζει τοπογραφικές εξάρσεις. Οι Mass and Albright (1985) περιγράφουν ένα υβριδικό άνεμο καναλισμού και θυελλώδους καταβατικής ροής, στα δυτικά του καναλιού Stampede Gap που βρίσκεται στην οροσειρά Cascade της Washington των Η.Π.Α., με ριπές που έφταναν ακόμα και τα 50 m s⁻¹.

Ένα άλλο ενδιαφέρον φαινόμενο συμβαίνει, όταν ο αέρας περνά πάνω από το ορεινό εμπόδιο και εισέρχεται στο εσωτερικό του ορεινού καναλιού. Η βύθιση (καθίζηση) του αέρα στην υπήνεμη πλευρά του ορεινού εμποδίου, θερμαίνει αδιαβατικά τον αέρα προκαλώντας με αυτόν τον τρόπο μια πτώση της επιφανειακής πίεσης στην υπήνεμη πλευρά. Στην προσήνεμη πλευρά του ορεινού εμποδίου, ο ψυχρός αέρας μπορεί να εγκλωβιστεί και να αυξηθεί το πάχος του καθώς εμποδίζεται από το εμπόδιο, δημιουργώντας μια μέσης κλίμακας προσήνεμη σφήνα έξαρσης. Έτσι, τόσο το υπήνεμο χαμηλό όσο και οι προσήνεμες υψηλές πιέσεις, μπορούν να προκαλέσουν ενίσχυση της κάθετης στο ορεινό εμπόδιο βαροβαθμίδας, με συνέπεια την ενίσχυση των ανέμων στο ορεινό κανάλι. Επιπροσθέτως, έχει παρατηρηθεί ότι μια βαροβαθμίδα μπορεί να ενισχυθεί και με την παρουσία μιας θερμοβαθμίδας μεταξύ εισόδου και εξόδου ενός καναλιού, οδηγώντας σε αύξηση της ταχύτητας της εξερχόμενης ροής (Sharp and Mass, 2004).

Η δυναμική της ροής σε ένα κανάλι, διαμορφώνεται σε μεγάλο βαθμό από τη μορφή του καναλιού. Ο Overland (1984) απέδειξε ότι οι ισορροπίες του πεδίου ορμής

μέσα στο κανάλι και στην περιοχή εξόδου του, εξαρτώνται σε μεγάλο βαθμό από τις διαστάσεις του μήκους και πλάτους του καναλιού. Επίσης, στην ίδια εργασία επισημαίνεται πως το πλάτος του καναλιού καθορίζει πόσο γρήγορα μια ροή μεταβαίνει στις περιβάλλουσες συνθήκες, κοντά στην έξοδο του καναλιού. Σε εργασία των Colle and Mass (2000) επισημαίνεται ότι τα μεγάλα σε πλάτος κανάλια, περιλαμβάνουν μια βαθμιαία μεταβολή στις περιβάλλουσες συνθήκες στην περιοχή εξόδου του καναλιού, ενώ τα κανάλια με μικρότερο πλάτος προωθούν την ταχεία μεταβολή. Από την άλλη, οι Lackmann και Overland (1989) απέδειξαν ότι οι επιδράσεις της αντιστάσεως του ανέμου λόγω επιφανειακής τραχύτητας και της κατακόρυφης πλευρικής ανάμειξης, μπορούν να μειώσουν την επιτάχυνση κατά μήκος του ορεινού καναλιού περίπου κατά 50%.

Η εξέλιξη της δομής και της δυναμικής των ανέμων καναλισμού και της εκροής στην έξοδό του, δεν εξαρτάται μόνο από τη γεωμετρία του καναλιού, την οριζόντια βαροβαθμίδα, την περιβάλλουσα ροή και την ευστάθεια πάνω από το κανάλι, αλλά και από το γεωγραφικό πλάτος και τις υψομετρικές αλλαγές μέσα και γύρω από το κανάλι. Σε μια εργασία των Bond and Stabeno (1998) οι υψομετρικές διαφορές κατάντη του ισθμού Shelikof Strait, δημιούργησαν μεταβολές στα χαρακτηριστικά του ανέμου ανάντη και κατάντη του ισθμού. Επίσης, οι Colle and Mass (1998b), έδειξαν πως η ένταση της ροής στην έξοδο του καναλιού στους πρόποδες της οροσειράς Cascades των Η.Π.Α. καθορίζεται από παράγοντες της περιβάλλουσας ροής, οι οποίοι ενισχύουν τα υπήνεμα ορεογραφικά κύματα, όπως η παρουσία κρίσιμου επιπέδου στα χαμηλά και μέσα ατμοσφαιρικά επίπεδα, η αντιστροφή της διάτμησης στην κορυφή του βουνού και η παρουσία θερμοκρασιακής αναστροφής πάνω από το επίπεδο κορυφής του βουνού.

2.10 Εκτίμηση της ροής του ανέμου καναλισμού

Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, οι άνεμοι καναλισμού συσχετίζονται με την επιφανειακή βαροβαθμίδα κατά μήκος του καναλιού. Ο προσδιορισμός της διεύθυνσης πνοής του ανέμου είναι σχετικά εύκολος, αφού ο άνεμος θα πνέει παράλληλα στον άξονα του καναλιού κατευθυνόμενος από τις υψηλές προς τις χαμηλές πιέσεις, με την

ταχύτητα του ανέμου να είναι σχεδόν ανάλογη με τη διαφορά της πίεσης και τις υψηλότερες τιμές να εντοπίζονται στην περιοχή εξόδου του καναλιού. Στη συνέχεια, αναφέρονται κάποιες θεωρητικές και αριθμητικές εκτιμήσεις που χρησιμοποιήθηκαν για τον ποσοτικό προσδιορισμό των χαρακτηριστικών των ανέμων καναλισμού.

2.10.1 Απλή διαγνωστική εκτίμηση – Εζίσωση Bernoulli

Η πιο απλή μαθηματική σχέση που χρησιμοποιήθηκε για την εκτίμηση της ταχύτητας ενός ανέμου καναλισμού προέρχεται από τη βασική εξίσωση Bernoulli, χρησιμοποιώντας τις παραδοχές της απουσίας τριβής, ευσταθούς ροής, και σταθερού υψομετρικού επιπέδου του καναλιού. Η σχέση αυτή εισήχθηκε από τον Reed (1981) και εκφράζει την ισορροπία μεταξύ της δυνάμεως βαροβαθμίδας κατά μήκος του καναλιού και της αδράνειας (ή ισοδύναμα οριζόντιας μεταφοράς) και περιγράφεται από τη μαθηματική εξίσωση:

$$\frac{u_2^2}{2} = \frac{u_1^2}{2} + \frac{\Delta p}{\rho}$$
(2.5)

όπου u_1 , u_2 η ταχύτητα στην είσοδο και την έξοδο του καναλιού (σε $m s^{-1}$), Δp η διαφορά πίεσης κατά μήκος του καναλιού $(p_2 - p_1)$ (σε Pa) και ρ η πυκνότητα του αέρα (σε $kg m^{-3}$). Η εξίσωση (2.5) επιτρέπει την εκτίμηση της ταχύτητας του ανέμου στην έξοδο του καναλιού, έχοντας ως γνωστά την ταχύτητα στην είσοδο του καναλιού, την πυκνότητα του αέρα, καθώς επίσης και τις πιέσεις στα άκρα του καναλιού.

2.10.2 Συνυπολογισμός της τριβής

Συχνά η εξίσωση Bernoulli υπερεκτιμά την επιτάχυνση του ανέμου στα κανάλια. Αυτή η διαφορά μεταξύ της παρατηρούμενης και της υπολογιζόμενης ταχύτητας του ανέμου, οφείλεται κυρίως στην παραδοχή απουσίας τριβής. Στην πραγματικότητα υπάρχουν δύο σημαντικές παράμετροι μείωσης της ταχύτητας του ανέμου: (1) η επιφανειακή τριβή που οφείλεται στην τραχύτητα των επιφανειακών χαρακτηριστικών και (2) η ελάττωση της ταχύτητας του ανέμου, λόγω της ανάμειξης

του ανώτερου ατμοσφαιρικού στρώματος με τη ροή του καναλιού. Μια καλύτερη εκτίμηση της ταχύτητας του ανέμου, γίνεται με το συνυπολογισμό παραμέτρων και όρων οι οποίοι ερμηνεύουν την τριβή και την ελάττωση της ταχύτητας.

Τα συμπεράσματα των εργασιών των Overland (1984) και Lacman and Overland (1989), έδειξαν ότι ο παράγοντας της τριβής είναι ιδιαίτερα σημαντικός μέσα σε ένα κανάλι. Έτσι, η τριπλή ισορροπία μεταξύ αδράνειας (οριζόντιας μεταφοράς), τριβής και βαροβαθμίδας, δημιουργεί μια πιο πολύπλοκη εξίσωση συγκριτικά με την (2.5), για την εκτίμηση της επιταχυνόμενης ροής μέσα στο κανάλι. Η σχέση αυτή περιγράφεται από τη μαθηματική εξίσωση:

$$u^{2}(x) = \left[u^{2}(0) - \frac{P_{x}}{K}\right]e^{-2Kx} + \frac{P_{x}}{K}$$
(2.6)

όπου u(0) είναι η αρχική ταχύτητα της ροής, u(x) η ταχύτητα σε μια απόσταση x από το σημείο εκκίνησης κατά μήκος του καναλιού, P_x η δύναμη βαροβαθμίδας κατά μήκος του καναλιού και K είναι ένας συντελεστής τριβής, ο οποίος είναι συνάρτηση της επιφανειακής τραχύτητας, της ευστάθειας και του πάχους του οριακού στρώματος.

Μια σύγκριση των προαναφερόμενων διαγνωστικών εκτιμήσεων της ταχύτητας του ανέμου, έγινε στην εργασία των Overland and Walter (1981) για τον ισθμό Juan de Fuca στις Η.Π.Α., για την περίπτωση της 24ης Φεβρουαρίου 1980. Τα αποτελέσματα των υπολογισμών, καθώς επίσης και των παρατηρήσεων που συλλέχθηκαν από ερευνητικό αεροσκάφος NOAA P3, παρουσιάζονται στο Σχήμα 2.22. Η κόκκινη γραμμή απεικονίζει τις παρατηρήσεις, η μπλε γραμμή την ταχύτητα του ανέμου όπως υπολογίστηκε σύμφωνα με την εξίσωση (2.5) και η ροζ γραμμή την εκτίμηση της ταχύτητας του ανέμου με το συνυπολογισμό της τριβής (εξίσωση 2.6). Όπως διακρίνεται στο Σχήμα 2.22, χωρίς τον υπολογισμό της τριβής οι ταχύτητες του ανέμου στο κανάλι, υπερεκτιμήθηκαν. Αντιθέτως, χρησιμοποιώντας την εξίσωση (2.6), η εκτιμόμενη ταχύτητα του ανέμου βρίσκεται πιο κοντά στην πραγματική τιμή της, κυρίως σε ό,τι αφορά αποστάσεις από το σημείο εκκίνησης > 40 km.



Σχήμα 2.22. Ταχύτητες ανέμου κατά μήκος του ισθμού Juan de Fuca, χρησιμοποιώντας την εξίσωση (2.5) της σχέσεως Bernoulli χωρίς τον υπολογισμό της τριβής (μπλε γραμμή) και την εξίσωση (2.6) με συνυπολογισμό της τριβής (ροζ γραμμή). Στο διάγραμμα παρουσιάζονται κι οι πραγματικές ταχύτητες του ανέμου (κόκκινη γραμμή) (Πηγή: Overland and Walter, 1981).

2.10.3 Εκτίμηση του αριθμητικού μοντέλου

Τα μοντέλα μέσης κλίμακας με υψηλή ανάλυση όπως το MM5, είναι ικανά για τη ρεαλιστική διάγνωση και πρόγνωση των ανέμων καναλισμού, με τις αυστηρές προϋποθέσεις της επαρκούς οριζόντιας και κατακόρυφης ανάλυσης, καθώς επίσης και των ικανοποιητικών αποτελεσμάτων του μοντέλου στην προσομοίωση συνοπτικής κλίμακας.

Όποτε χρησιμοποιείται ένα αριθμητικό μοντέλο υψηλής ανάλυσης, είτε για τη μελέτη αέριας ροής σε κανάλι, είτε για οποιοδήποτε άλλο λόγο, θα πρέπει πρώτα να εκτιμηθεί η ρεαλιστικότητα της πρόγνωσης στο πεδίο της συνοπτικής κλίμακας του μοντέλου. Μια ακριβής συνοπτικής κλίμακας πρόγνωση, παρέχει στο μοντέλο τις σωστές αρχικές συνθήκες και την ορθή λειτουργία του σε υψηλότερης ανάλυσης προσομοιώσεις. Σχετικά στενότερα κανάλια απαιτούν τη χρήση μοντέλων υψηλότερης ανάλυσης, για την ορθή προσομοίωση της ροής μέσα σε αυτό. Για παράδειγμα, ένα μοντέλο μέσης κλίμακας με ανάλυση 10 km (απόσταση μεταξύ των πλεγμάτων 10 km) κρίνεται ως μη ικανοποιητικό, όσον αφορά την εκτίμηση/πρόγνωση της ροής σε ένα κανάλι πλάτους 10 km. Γενικά, εφαρμόζεται ένας προσεγγιστικός κανόνας κατωφλίου, ο οποίος υποστηρίζει ότι θα πρέπει να περιέχονται τουλάχιστον τέσσερα σημεία

πλέγματος στις διαστάσεις του πλάτους του καναλιού, ώστε να περιγράφουν χονδροειδώς μια κυματική διαταραχή. Δηλαδή για να προσομοιωθεί ένα ορεινό κανάλι με πλάτος 10 km, θα πρέπει η απόσταση μεταξύ των σημείων του πλέγματος να είναι τουλάχιστον 2.5 km (Σχήμα 2.23). Επίσης σημαντικό ρόλο στις αναλύσεις διαδραματίζει και η κατακόρυφη ανάλυση, ιδιαίτερα όταν το μοντέλο χρησιμοποιείται για τη μελέτη του άνω άκρου της ροής του καναλιού και του φαινομένου της ανάμειξης, που μπορεί να συμβεί στη συγκεκριμένη επιφάνεια επαφής. Αρκετές μελέτες προσομοίωσης παγκοσμίως, έδειξαν πως για την ικανοποιητική πρόγνωση μιας ροής απαιτούνται πάνω από 35 οριζόντια επίπεδα καθ' ύψος (επίπεδα σίγμα), εκ των οποίων τα 15 πρέπει να βρίσκονται στο οριακό στρώμα (συνήθως κάτω από τα 850 mb) (Colle and Mass, 2000).



Σχήμα 2.23. Αναπαράσταση της εφαρμογής του προσεγγιστικού κανόνα κατωφλίου, όπου για την προσομοίωση της ροής σε ένα κανάλι π.χ. 10 km, θα πρέπει η ανάλυση που θα χρησιμοποιηθεί να υποδιαιρεί την απόσταση του πλάτους του καναλιού σε τέσσερα σημεία, δηλαδή η ανάλυση του μοντέλου να είναι τουλάχιστον 2.5 km (Πηγή: <u>http://www.meted.ucar.edu</u>).

III. Ριπές ανέμου

2.11 Ριπή ανέμου - Συντελεστής ριπής του ανέμου

Στα επεισόδια των ανέμων καναλισμού, αλλά περισσότερο στα επεισόδια των θυελλωδών καταβατικών ροών, παρατηρούνται μεγάλες τιμές της ταχύτητας του ανέμου που διαρκούν ελάχιστο χρονικό διάστημα, της τάξεως των δευτερολέπτων. Σύμφωνα με τον Παγκόσμιο Οργανισμό Μετεωρολογίας (W.M.O.), ο άνεμος του οποίου η στιγμιαία ταχύτητα ξεπερνά τη μέση ταχύτητά ενός δεκαλέπτου κατά 5 m s⁻¹ ονομάζεται *ριπή ανέμου (wind gust)*. Οι ριπές του ανέμου είναι υπεύθυνες για τις εκτεταμένες καταστροφές που παρατηρούνται σε επεισόδια ισχυρής καταβατικής ροής, αλλά και ανέμων καναλισμού και ορισμένες φορές η έντασή τους μπορεί να ξεπεράσει τη διπλάσια τιμή της μέσης ταχύτητας του ανέμου (Durran, 1990). Για παράδειγμα, σε αρκετά επεισόδια ισχυρής καταβατικής ροής ανέμου τύπου *bora*, οι μέγιστες ριπές ξεπερνούν τα 50 m s⁻¹ (Belušić and Klaić, 2004).

Για την περιγραφή της ισχύος μιας ριπής, εισάγεται ο συντελεστής ριπής ανέμου (gust factor). Ο συντελεστής αυτός ορίζεται ως ο λόγος της μέγιστης (ριπή) προς τη μέση ταχύτητα του ανέμου, κατά τη διάρκεια του χρονικού βήματος καταγραφής. Σε μια εργασία σχετικά με τις ριπές του ανέμου που εμφανίζονται στους ισχυρούς καταβατικούς ανέμους στην Ισλανδία, οι Ágústsson and Ólafsson (2004) πραγματοποίησαν μια στατιστική επεξεργασία του συντελεστή ριπής, χρησιμοποιώντας δεδομένα από 36 μετεωρολογικούς σταθμούς, χρονικής περίοδου τριών ετών (1999-2001). Τα αποτελέσματα της επεξεργασίας έδειξαν ότι ο μέσος συντελεστής ριπής είναι ανεξάρτητος της ευστάθειας, αλλά παρουσιάζει υψηλή συσχέτιση με το μέτρο της ταχύτητας του ανέμου, το υψόμετρο του μετεωρολογικού σταθμού και την περιβάλλουσα τοπογραφία.

2.13 Εκτίμηση των ριπαίων ανέμων

Ο προσδιορισμός και η εκτίμηση της ριπής ενός ανέμου, είναι ιδιαίτερης σημασίας στο επιχειρησιακό μέρος της πρόγνωσης του καιρού, αφού οι ακραίες τιμές της ταχύτητας μπορούν να δημιουργήσουν εκτεταμένες καταστροφές σε κτίρια, γέφυρες κ.α. και γενικά να επηρεάσουν τις συνθήκες της ανθρώπινης επιβίωσης. Μια ακριβής λοιπόν εκτίμηση φαίνεται να είναι κάτι παραπάνω από σημαντική, αφού θα συμβάλλει στην πρόγνωση αυτού του ακραίου φαινομένου και κατ' επέκταση στην ασφάλεια του κοινωνικού συνόλου. Είναι προφανές πως η ανάπτυξη των μεθόδων εκτίμησης των ριπαίων ανέμων, θα πρέπει να στηριχθεί στη μελέτη των φυσικών μηχανισμών που προκαλούν αυτά τα ακραία φαινόμενα.

Στην εργασία των McCallum and Norris (1990) απεδείχθη πως δεν υπάρχει καμία σχέση μεταξύ της ισχύος των επιφανειακών ριπαίων ανέμων και του ποσοστού εμβάθυνσης μιας ύφεσης κατά τη διάρκεια μιας κακοκαιρίας. Επίσης, τοπικά χαρακτηριστικά όπως το αεροδυναμικό μήκος τραχύτητας, η επίδραση των επιφανειακών πεδίων διαταραχών, η επίδραση των κτιρίων κ.α., έχουν μια επίδραση στη τιμή της μέσης ταχύτητας του ανέμου, αλλά δεν επηρεάζουν πάντοτε τη μέγιστη ταχύτητα των ανέμων. Για παράδειγμα, οι Sneyers et al. (1988) έδειξαν πως η εγκατάσταση ενός κτιρίου κοντά στο μετεωρολογικό σταθμό στην πόλη Uccle του Βελγίου, τροποποίησε μεν τα στατιστικά της μέσης ταχύτητας του ανέμου (παρατηρήθηκε μείωση κατά 0.24 m s⁻¹), αλλά δεν παρατηρήθηκαν μεταβολές στις καταγραφές των μεγίστων ταχυτήτων.

Θα πρέπει να επισημανθεί, πως η εκτίμηση του μέτρου της ριπής του ανέμου δεν αποτελεί ένα εύκολο εγχείρημα, λόγω της μεγάλης μεταβλητότητας που παρουσιάζει από τη φύση του, το πεδίο ροής του ανέμου.

2.13.1 Συνοπτική περιγραφή των μεθόδων εκτίμησης των ριπαίων ανέμων

Στον επιχειρησιακό τομέα της πρόγνωσης καιρού, αρχικά χρησιμοποιήθηκε μια βασική αλλά και απλή μέθοδος για τον προσδιορισμό των ριπαίων ανέμων, θεωρώντας
το λόγο της μέγιστης ριπής του ανέμου προς τη μέση ωριαία επιφανειακή ταχύτητα του ανέμου, σταθερό. Πιο συγκεκριμένα, ο λόγος αυτός κυμαίνεται από 1.3 σε ανοικτή θάλασσα έως 2.3 πάνω από πόλεις (U.K. Met. Office, 1993) εξαρτώμενος άμεσα από την επιφανειακή τραχύτητα. Στη συνέχεια, μια παραλλαγή αυτής της μεθόδου υπολογίζει τον άνεμο ακριβώς πάνω από το οριακό στρώμα, αντί για τα 10 m (Bradbury et al., 1994). Οι μέθοδοι που χρησιμοποιήθηκαν για την εκτίμηση του μέτρου της ριπής του ανέμου, διαφοροποιούνται αναλόγως εάν συνυπολογίζονται οι κατακόρυφες κινήσεις μεταφοράς ή όχι. Στην περίπτωση όπου συμβαίνουν έντονες κατακόρυφες κινήσεις μεταφοράς, αυτές λαμβάνονται υπ' όψη στους υπολογισμούς των ριπαίων ανέμων (Nakamura et al., 1996). Μια άλλη προσέγγιση δόθηκε από τη μέθοδο των Quinet and Neméghaire (1991), όπου συνεκτιμήθηκαν οι ιδιότητες του οριακού στρώματος, κάνοντας την υπόθεση ότι οι ριπαίοι άνεμοι προέρχονται από τις εκτροπές των αέριων σωματιδίων από την κορυφή του επιφανειακού στρώματος. Στη μέθοδο αυτή περιλαμβάνονται και διορθωτικές επεμβάσεις, για τις περιπτώσεις επίδρασης ευσταθούς ή ασταθούς ροής.

Με την εξέλιξη των αριθμητικών μοντέλων πρόγνωσης καιρού, δόθηκε η ευκαιρία υπολογισμού του μέτρου των ριπαίων ανέμων μέσω αυτών. Δύο είναι οι επικρατέστερες μέθοδοι, τα αποτελέσματα των οποίων προκύπτουν με τη χρήση των αποτελεσμάτων του αριθμητικού μοντέλου MM5. Η πρώτη μέθοδος είναι η μέθοδος Brasseur (2001), η οποία βασίζεται αποκλειστικά στη φυσική προσέγγιση της δημιουργίας των ριπαίων ανέμων. Σύμφωνα με τον Brasseur, οι ριπές του ανέμου προέρχονται από το σύνολο των αέριων σωματιδίων που βρίσκονται στα υψηλότερα ατμοσφαιρικά επίπεδα του οριακού στρώματος και μέσω τυρβοειδών στροβίλων κατακόρυφης ανάμειξης, εκτρέπονται (μεταφέρονται) στα χαμηλότερα ατμοσφαιρικά στρώματα και κατ' επέκταση στην επιφάνεια.

Η δεύτερη μέθοδος, χρησιμοποιείται από τη Μετεωρολογική Υπηρεσία της Νέας Ζηλανδίας σε επιχειρησιακή βάση, σύμφωνα με την οποία οι υπολογισμοί των μέγιστων επιφανειακών ριπών στηρίζονται στις μεταβολές της ταχύτητας του ανέμου και της ευστάθειας καθ' ύψος (προσωπική επικοινωνία). Περισσότερες λεπτομέρειες, καθώς επίσης και το θεωρητικό υπόβαθρο αυτών των δύο μεθόδων, δεν θα αναπτυχθούν στην παρούσα διατριβή, αφού δεν αποτελούν το βασικό στόχο της.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΜΕΛΕΤΗ ΠΕΡΙΠΤΩΣΕΩΣ ΘΥΕΛΛΩΔΟΥΣ ΚΑΤΑΒΑΤΙΚΗΣ ΡΟΗΣ ΣΤΗ Β.Δ. ΕΛΛΑΔΑ Η ηπειρωτική Ελλάδα χαρακτηρίζεται από έντονο ορεινό ανάγλυφο, το οποίο επηρεάζει άμεσα το πεδίο ροής του ανέμου διαμορφώνοντας τοπικές ανεμολογικές συνθήκες σε πολλές περιοχές. Όταν οι περιοχές αυτές κατοικούνται, τότε όπως είναι φυσικό οι τοπικές ανεμολογικές συνθήκες επηρεάζουν άμεσα την καθημερινή ζωή και τις δραστηριότητες των κατοίκων. Αρκετές φορές η ένταση των ανέμων μπορεί να προκαλέσει εκτεταμένες καταστροφές, όπως οι υλικές στα κτίρια, σε πυλώνες ηλεκτρικού ρεύματος με αποτέλεσμα τη διακοπή της ηλεκτροδότησης, προβλήματα στις τοπικές συγκοινωνίες ακόμα και με πλημμυρικά φαινόμενα όταν οι περιοχές αυτές γειτνιάζουν με μεγάλες υδάτινες επιφάνειες, π.χ. θάλασσες ή λίμνες. Ένα γεωγραφικό τμήμα στο οποίο έχουν αναφερθεί τέτοιου είδους φαινόμενα είναι η Βορειοδυτική Ελλάδα.

Πιο συγκεκριμένα, στην ευρύτερη περιοχή του λεκανοπεδίου των Ιωαννίνων, το όρος Μιτσικέλι διαδραματίζει ένα σημαντικό ρόλο στο πεδίο ροής του ανέμου. Το Μιτσικέλι είναι ένα μεγάλο σε μήκος (~20 km) και μικρό σε πλάτος (~5 km) βουνό, το οποίο εκτείνεται από βορειοδυτικά προς νοτιοανατολικά. Η ψηλότερη κορυφή του φτάνει τα 1810 μέτρα, ενώ το μέσο ύψος του βουνού εκτιμάται στα 1340 μέτρα (Στοιγεία Υπουργείου Περιβάλλοντος Ενέργειας και Κλιματικής Αλλαγής, www.minenv.gr). Το Μιτσικέλι είναι ένα από τα πολλά βουνά της οροσειράς της Πίνδου, αλλά βρίσκεται σχετικά απομωνομένο από τη λοιπή συνεχόμενη ορεογραφία της Πίνδου (Σχήμα 3.1β). Ένα από τα πιο καταστροφικά φαινόμενα το οποίο δημιουργείται εξαιτίας της παρουσίας του βουνού, είναι οι ιδιαίτερα ριπαίοι βορειοανατολικοί άνεμοι, που πνέουν προς την πόλη των Ιωαννίνων. Η συχνότητα εμφάνισης επεισοδίων ισχυρών βορειοανατολικών ανέμων (μέση ταχύτητα ανέμου μεγαλύτερη από 10 m s⁻¹), υπολογίζεται στο ένα επεισόδιο κάθε 3 περίπου χρόνια σε μια χρονική περίοδο 10 ετών, σύμφωνα με τις καταγραφές της ταχύτητας του ανέμου από το συνοπτικό σταθμό της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας (Ε.Μ.Υ.), που βρίσκεται στο αεροδρόμιο της πόλης. Τα ισχυρότερα επεισόδια των τελευταίων 10 ετών, όπως έχουν καταγραφεί από το συνοπτικό σταθμό Ε.Μ.Υ., παρουσιάζονται στον πίνακα 3.1.



Σχήμα 3.1. (α) Χάρτης της Ελλάδος, όπου στο λευκό τετράγωνο επισημαίνεται η θέση της ευρύτερης περιοχής των Ιωαννίνων, (β) λεπτομέρειες της περιοχής μέσα στο λευκό τετράγωνο του (α), με την αντίστοιχη τοπογραφία και τις γεωγραφικές θέσεις των επιφανειακών μετεωρολογικών σταθμών (αεροδρόμιο Ιωαννίνων και περιοχή Κατσικά), καθώς επίσης και τα τοπογραφικά χαρακτηριστικά που αναφέρονται στο κείμενο και (γ) η τοπογραφία της περιοχής, όπως εξήχθει από το μετεωρολογικό μοντέλο MM5 στο πλέγμα ανάλυσης των 2 km. Η θέση IS στο Σχήμα αντιστοιχεί στο σταθμό του αεροδρομίου στα Ιωάννινα, η θέση KS στο σταθμό του Κατσικά, και η θέση UL η επιλεγόμενη ανάντη θέση των ραδιοβολίσεων του μοντέλου όπως αναφέρονται στο Σχήμα 3.11. Η διακεκομμένη γραμμή σημειώνει τη θέση της κατακόρυφης διατομής, όπου αναφέρεται στο κείμενο (Σχήματα 3.9, 3.10, 3.13).

Σύμφωνα με τον πίνακα 3.1, το ισχυρότερο επεισόδιο που καταγράφηκε την τελευταία δεκαετία και συνοδεύτηκε από εκτεταμένες καταστροφές στην πόλη των Ιωαννίνων, καθώς επίσης και από πλημμυρικά φαινόμενα στις παραλίμνιες περιοχές, έλαβε χώρα το διήμερο της 25-26ης Μαρτίου 1998. Κατά τη διάρκεια αυτού του

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

διημέρου, το μεγαλύτερο τμήμα της Ελληνικής χερσονήσου, επηρεάστηκε από ένα έντονο κύμα κακοκαιρίας. Η κακοκαιρία αυτή συνοδεύτηκε από ισχυρές βροχές και χιονοπτώσεις, αλλά το σημαντικότερο χαρακτηριστικό της ήταν οι ισχυροί ριπαίοι άνεμοι που έπληξαν αρκετές περιοχές της χώρας (Lagouvardos and Kotroni, 1999). Ιδιαίτερα για την περιοχή των Ιωαννίνων, τα κύματα που δημιουργήθηκαν στη λίμνη Παμβώτιδα (επιφάνεια 22 km²) ήταν εξαιρετικά μεγάλα, με αποτέλεσμα την εκδήλωση πλημμυρικού επεισοδίου στις παραλίμνιες περιοχές. Οι ριπαίοι άνεμοι των οποίων η ένταση έφτασε τα 31 ms⁻¹, ξερίζωσαν δέντρα, προκάλεσαν εκτεταμένες βλάβες στο δίκτυο ηλεκτροδότησης και διέκοψαν τα λιμναία δρομολόγια των πλοιαρίων, αλλά και τα αεροπορικά.

H ŧ	Ιμερομηνία επεισοδίου	Μέγιστη μέση ωριαία ταχύτητα ανέμου (m s ⁻ ¹)	Μέγιστη ριπή ανέμου (m s ⁻¹)	Αναφορές καταστροφών
25	5-26/03/1998	21	31	Εκτεταμένες καταστροφές στην πόλη (πτώσεις δέντρων κ.α.) Πλημμυρικά επεισόδια στις παραλίμνιες περιοχές.
03	8-04/01/2002	19	25	-
16	5-17/03/2003	18	30	Καταστροφές στο δίκτυο ηλεκτροδότησης, πτώσεις δέντρων.
				Πλημμυρικά επεισόδια στις παραλίμνιες περιοχές.
23	8-24/01/2006	13	24	-

Πίνακας 3.1. Επεισόδια ισχυρών ανέμων στο αεροδρόμιο των Ιωαννίνων, την τελευταία δεκαετία (1998-2008).

Το παρόν κεφάλαιο της διατριβής επιγκεντρώνεται αφενός στη μελέτη των ισχυρών ανέμων καταβατικής ροής από το όρος Μιτσικέλι στηριζόμενο στις διαθέσιμες παρατηρήσεις και αφετέρου στα αποτελέσματα των πεδίων προσομοίωσης του μη υδροστατικού μοντέλου MM5 σε υψηλή ανάλυση (2 km) για το επεισόδιο της 25-26ης Μαρτίου 1998. Ο σκοπός της αριθμητικής προσομοίωσης του επεισοδίου είναι τριπλός: (1) να προσδιοριστεί το κατά πόσο το μοντέλο μπορεί να προσομοιώσει τους ισχυρούς ανέμους καταβατικής ροής στην υπήνεμη πλευρά του όρους Μιτσικέλι, (2) να διαγνωστούν οι δομές των πεδίων της πίεσης και του ανέμου γύρω από το βουνό, χρησιμοποιώντας τα αποτελέσματα του μοντέλου και (3) να αποτυπωθούν και να μελετηθούν οι φυσικοί μηχανισμοί που είναι υπεύθυνοι για τη δημιουργία τέτοιων ακραίων καιρικών ανεμολογικών φαινομένων. Επιπλέον, σε μια προσπάθεια για τη διερεύνηση του ρόλου που διαδραματίζει η παρουσία του Μιτσικελίου στο πεδίο ροής του ανέμου, πραγματοποιήθηκαν δύο επιπρόσθετες προσομοιώσεις του αριθμητικού μοντέλου, τροποποιώντας την περιβάλλουσα τοπογραφία (δοκιμές ευαισθησίας, sensitivity tests).

3.1 Η βάση δεδομένων και των ρυθμίσεων του αριθμητικού μοντέλου

3.1.1 Ανάλυση και δεδομένα των μετεωρολογικών σταθμών

Για τη συνοπτική περιγραφή του επεισοδίου της 25-26ης Μαρτίου 1998, χρησιμοποιήθηκαν αναλύσεις 0.5 μοίρας από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Μεσο-Πρόθεσμης Πρόγνωσης Καιρού (ECMWF-European Centre for Medium Range Weather Forecasts). Επιπλέον, χρησιμοποιήθηκαν παρατηρήσεις από δύο μετεωρολογικούς σταθμούς: ένα συνοπτικό επιφανειακό σταθμό της Ε.Μ.Υ. που βρίσκεται στο Αεροδρόμιο των Ιωαννίνων (39° 42' Ν, 20° 49' Ε, 475 m), στα βόρειο-βορειοδυτικά της λίμνης Παμβώτιδας και έναν αγρομετεωρολογικό σταθμό στην περιοχή του Κατσικά (39° 37' 59" Ν, 20° 52' 41" Ε, 485 m) στα νότια της λίμνης (Σχήμα 3.1β). Οι δύο προαναφερόμενοι σταθμοί βρίσκονται στις άκρες της λίμνης κι απέχουν μεταξύ τους περίπου 9 km, ενώ η πόλη των Ιωαννίνων βρίσκεται μεταξύ των δύο σταθμών. Για την καταγραφή των επιφανειακών μετεωρολογικών παραμέτρων κατάντη του Μιτσικελίου, όπου αναφέρθηκαν κι οι περισσότερες καταστροφές, χρησιμοποιήθηκαν τα ωριαία δεδομένα της διεύθυνσης και της ταχύτητας του ανέμου από τους προαναφερόμενους μετεωρολογικούς σταθμούς για το χρονικό διάστημα από 25-27 Μαρτίου 1998.

3.1.2 Ρυθμίσεις του αριθμητικού μοντέλου ΜΜ5

Για τις αριθμητικές προσομοιώσεις χρησιμοποιήθηκε το μη υδροστατικό μοντέλο *MM5*. Η διαθεσιμότητα και η χρήση των μη-υδροστατικών μοντέλων μέσης κλίμακας, συνεισφέρει σημαντικά στην κατανόηση και την προγνωσιμότητα των ορεογραφικών κυμάτων και των επεισοδίων θυελλώδους καταβατικής ροής (Czyzyk and Bell, 2007). Το MM5 είναι ένα μη υδροστατικό αριθμητικό μοντέλο, το οποίο χρησιμοποιεί συντεταγμένες που ακολουθούν το έδαφος (Dudhia, 1993). Αρκετά σχήματα παραμετροποίησης είναι διαθέσιμα στο αριθμητικό μοντέλο, όπως για το οριακό στρώμα, τη μεταφορά ακτινοβολίας, τη μικροφυσική και την κατακόρυφη κίνηση των σωματιδίων ενός νέφους. Το αριθμητικό μοντέλο MM5 λειτουργεί σε επιχειρησιακή βάση στο Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών από το 2000 και στο Πανεπιστήμιο Ιωαννίνων από το 2007. Περισσότερες λεπτομέρειες όσον αφορά τις κύριες λειτουργίες και τις βασικές εξισώσεις του αριθμητικού μοντέλου MM5, δίνονται στο Παράρτημα της παρούσας διατριβής.

Τα βασικά σχήματα παραμετροποίησης τα οποία χρησιμοποιήθηκαν και χρησιμοποιούνται τόσο σε επιχειρησιακή βάση, όσο και στην παρούσα εργασία είναι τα ακόλουθα: για την παραμετροποίηση της κατακόρυφης μεταφοράς, το σχήμα των Kain-Fritsch (Kain and Fritsch, 1993), για τη βασική μικροφυσική, το σχήμα του Schultz (1995) και για το πλανητικό οριακό στρώμα το σχήμα των Hong and Pang (1996) (γνωστό ως MRF, Medium Range Forecast), που χρησιμοποιείται επίσης και από το NCEP Global Forecasting System (GFS). Η επιλογή του συνδιασμού των σχημάτων κατακόρυφης μεταφοράς των Kain-Fritsch και της μικροφυσικής του Schultz, βασίζεται στη συγκριτική μελέτη των Kotroni and Lagouvardos (2001). Η επιλογή του συγκεκριμένου σχήματος για το πλανητικό οριακό στρώμα ενισχύεται και από την εργασία των Akylas et al. (2007), οι οποίοι επαλήθευσαν τις επιχειρησιακές προγνώσεις του μοντέλου MM5 στην περιοχή των Αθηνών για τρία διαφορετικά σχήματα τη θερμή περίοδο του 2002 και διεπίστωσαν ότι το σχήμα MRF παράγει τις πιο ακριβείς προγνώσεις. Αρκετές πρόσφατες εργασίες στην παγκόσμια βιβλιογραφία, στηρίζουν τις μελέτες τους σε αριθμητικά μοντέλα πολύ υψηλής ανάλυσης. Μεταξύ αυτών, οι Colle and Mass (2000), Meyers et al. (2003) και Kotroni and Lagouvardos (2004), απέδειξαν

πως αυξάνοντας την οριζόντια ανάλυση τα αποτελέσματα του μοντέλου βελτιώνονταν ικανοποιητικά συγκριτικά με τις παρατηρήσεις, ειδικότερα σε περιπτώσεις της κυκλοφορίας αέριας ροής υπό την επίδραση τοπογραφίας και σημαντικά διαφορετικών τιμών της επιφανειακής τραχύτητας.

Για τις προσομοιώσεις της παρούσας εργασίας, χρησιμοποιήθηκαν ως αρχικές και οριακές συνθήκες τα τρισδιάστατα πεδία ανάλυσης (γεωδυναμικά ύψη, άνεμος, υγρασία, θερμοκρασία) του Ευρωπαϊκού Κέντρου Μεσο-Πρόθεσμης Πρόγνωσης (ECMWF) με χρονικό βήμα 6 ωρών και οριζόντιου χωρικού πλέγματος των 0.5 μοιρών κατά γεωγραφικό μήκος και πλάτος, αντίστοιχα. Η λειτουργία του μοντέλου στηρίζεται στη μέθοδο μονής εμφωλεύσεως (one-way nested grids) των πλεγμάτων ανάλυσης, τα οποία είναι:

(a) Πλέγμα 1, με 220 x 140 σημεία χωρικής ανάλυσης 24 km, το οποίο καλύπτει το μεγαλύτερο μέρος της Ευρώπης, τη Μεσόγειο και τις μεσογειακές ακτές της Βόρειας Αφρικής,

(β) Πλέγμα 2, με 151 x 130 σημεία χωρικής ανάλυσης 8 km, το οποίο καλύπτει την ηπειρωτική και νησιωτική Ελλάδα και

(γ) Πλέγμα 3, με 101 x 101 σημεία με χωρική ανάλυση 2 km, όπου περιέχει το μεγαλύτερο μέρος της Δυτικής Ελλάδας, καθώς επίσης και μέρος του Ιονίου Πελάγους.

Η οριζόντια έκταση των πλεγμάτων απεικονίζεται στο Σχήμα 3.2, ενώ κατά την κατακόρυφο χρησιμοποιήθηκαν 31 χωρικώς ακανόνιστα επίπεδα σίγμα. Τα επίπεδα σίγμα χρησιμοποιούνται ως κατακόρυφες συντεταγμένες στα αριθμητικά μοντέλα και η τιμή τους ορίζεται από το λόγο

$$\sigma = \frac{p - p_T}{p_S - p_T} \tag{3.1}$$

όπου *p* η πίεση σε ένα ατμοσφαιρικό επίπεδο και *p_T*, *p_S* οι τιμές των πιέσεων στην κορυφή και την επιφάνεια του εδάφους σύμφωνα με τους υπολογισμούς του αριθμητικού μοντέλου. Περισσότερες λεπτομέρειες σχετικά με τα επίπεδα σίγμα, δίνονται στο Παράρτημα της παρούσας διατριβής. Τέλος, για τα τρία πλέγματα πραγματοποιήθηκε 48ωρη προσομοίωση, με εκκίνηση στις 00:00 UTC της 25ης Μαρτίου 1998.

Επιπρόσθετα, εκτός από την κύρια προσομοίωση (CNTL, control) του αριθμητικού μοντέλου, πραγματοποιήθηκαν δύο ακόμα προσομοιώσεις δοκιμών ευαισθησίας τροποποιώντας την τοπογραφία του πλέγματος 3, ώστε να επισημανθεί ο σημαντικός ρόλος του Μιτσικελίου στο πεδίο ροής. Οι υπόλοιπες παράμετροι του μοντέλου παρέμειναν οι ίδιες. Πιο συγκεκριμένα στην πρώτη προσομοίωση ευαισθησίας (FILL) η τοπογραφία βορειοανατολικά και ανάντη του όρους Μιτσικέλι αυξήθηκε σε ύψος, έτσι ώστε να εξαλειφθεί το τοπογραφικό κενό μεταξύ του βουνού και του άκρου της οροσειράς της Πίνδου (βλ. Σχήμα 3.1γ), ενώ στη δεύτερη προσομοίωση ευαισθησίας (NMNT) το όρος Μιτσικέλι αφαιρέθηκε. Οι τοπογραφικοί χάρτες του μοντέλου, σύμφωνα με την τροποποιημένη τοπογραφία των δοκιμών ευαισθησίας παρουσιάζονται στο Σχήμα 3.12.



Σχήμα 3.2. (a) Οριζόντια απεικόνιση των πλεγμάτων του αριθμητικού μοντέλου MM5. Τα τετράγωνα σημειώνουν τη θέση του πλέγματος 2 (με ανάλυση πλέγματος 8 km) και του εσωτερικού πλέγματος 3 (με ανάλυση 2 km), (β) Τοπογραφικός χάρτης του πλέγματος 3 (ανά 200 m).

3.2 Συνοπτική κατάσταση και παρατηρήσεις

Στις 25 Μαρτίου 1998, 18:00 UTC (20:00 τοπική ώρα), λίγες ώρες πριν από την έναρξη των θυελλωδών ανέμων στην υπήνεμη περιοχή του όρους Μιτσικέλι, ένα αποκομένο βαρομετρικό χαμηλό στα ανώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα, βρίσκονταν μεταξύ της Νοτιοανατολικής Ιταλίας και της Νοτιοδυτικής Ελλάδας, ενώ στη μέση στάθμη της θάλασσας το επιφανειακό χαμηλό βρισκόταν νοτιοδυτικά της ηπειρωτικής Ελλάδας με τη βαρομετρική πίεση στο κέντρο του να φτάνει περίπου τα 996 hPa (Σχήμα 3.3α). Το επιφανειακό σύστημα ακολούθησε μια νοτιοανατολική διαδρομή ξεκινώντας από το Ιόνιο Πέλαγος κατευθυνόμενο προς τη θαλάσσια περιοχή νότια της Κρήτης, αφού η προς βορρά επέκτασή του παρεμποδίζονταν από το σύστημα των υψηλών πιέσεων στην Κεντρική Ευρώπη και τα Βαλκάνια.

Στις 00:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998, το χαμηλό στην ανώτερη ατμόσφαιρα και συγκεκριμένα στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa, ενισχύθηκε περίπου κατά 30 m και κινήθηκε ελαφρώς προς τα ανατολικά, ενώ το επιφανειακό χαμηλό βαθύνθηκε ως τα 994 hPa (Σχήμα 3.3β). Αυτό είχε ως αποτέλεσμα η βαροβαθμίδα πάνω από τη Βορειοδυτική (ΒΔ) Ελλάδα να ενισχυθεί. Η παραπάνω συνοπτική διάταξη, ομοιάζει σε μεγάλο βαθμό με τη διάταξη που παρατηρείται κατά την εκδήλωση του ανέμου bora και μάλιστα κυκλωνικού τύπου, όπου χαρακτηρίζεται από την παρουσία μιας ύφεσης κατάντη των Διναρικών Άλπεων (Gohm and Mayr, 2005).



Σχήμα 3.3. Ατμοσφαιρική πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας (συνεχείς μπλε γραμμές με βήμα 5 hPa) και γεωδυναμικό ύψος στα 500 hPa (διακεκομμένες κόκκινες γραμμές με βήμα 30 m) για τις (a) 25 Μαρτίου 1998, 18:00 UTC και (β) 26 Μαρτίου 1998, 00:00 UTC, σύμφωνα με τις αναλύσεις του ECMWF.

Εξαιτίας των περιορισμένων παρατηρησιακών δεδομένων στη δυτική πλευρά του όρους Μιτσικέλι, δεν ήταν δυνατή μια αναλυτική και χωρικά πυκνή βάση δεδομένων παρατήρησης για το πεδίο του ανέμου. Έτσι, κατά τη διάρκεια του επεισοδίου ελήφθησαν ανεμολογικά δεδομένα από δύο διαθέσιμους μετεωρολογικούς σταθμούς: τον αγρομετεωρολογικό σταθμό στην περιοχή του Κατσικά, νοτιοδυτικά του όρους Μιτσικέλι και του επιφανειακού συνοπτικού μετεωρολογικού σταθμού της Ε.Μ.Υ. στο αεροδρόμιο των Ιωαννίνων (Σχήμα 3.1β). Ο σταθμός του Κατσικά κατέγραψε ωριαίες ταχύτητες ανέμου μεγαλύτερες από 10 m s⁻¹, από τις 02:00 έως τις 06:00 UTC της 26ης Μαρτίου, με τη μέγιστη μέση ταχύτητα του ανέμου να καταγράφεται στις 04:00 UTC με τιμή ~12 m s⁻¹ βορειοανατολικών διευθύνσεων (Σχήμα 3.4α). Την ίδια ημέρα, 9 km βόρειο-βορειοδυτικά, ο σταθμός στο αεροδρόμιο των Ιωαννίνων κατέγραφε μέση τιμή ταχυτήτων πάνω από 20 m s⁻¹, από τις 03:00 έως τις 12:00 UTC, με τις ριπές του ανέμου να φτάνουν τα 30 m s⁻¹ (Σχήμα 3.4β). Οι ριπαίοι άνεμοι είχαν ανατολική-βορειοανατολική διεύθυνση.

Η διαφορά στις τιμές της ταχύτητας του ανέμου στους παραπάνω σταθμούς, τονίζουν την τοπική μεταβλητότητα του πεδίου ροής του ανέμου κατά τη διάρκεια του επεισοδίου. Η ένταση της ροής εξασθενεί μετά τις 12:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998, όταν το αποκομμένο χαμηλό στην ανώτερη ατμόσφαιρα (στα 500 hPa) και το αντίστοιχο επιφανειακό κινούνται νότια-νοτιοανατολικά.



Σχήμα 3.4. Χρονοσειρά της μέσης ωριαίας ταχύτητας του ανέμου (m s⁻¹) και της διεύθυνσης του ανέμου (μοίρες) για τους μετεωρολογικούς σταθμούς (**a**) στον Κατσικά (6 μέτρα) και (**β**) το αεροδρόμιο των Ιωαννίνων (5 μέτρα) για την περίπτωση της 25-26ης Μαρτίου 1998. Στο αεροδρόμιο των Ιωαννίνων σημειώνονται και οι ριπές του ανέμου (m s⁻¹).

3.3 Αποτελέσματα του αριθμητικού μοντέλου – Προσομοίωση CNTL

3.3.1 Ανάλυση των οριζοντίων πεδίων

Για τον έλεγχο ποιότητας των προσομοιώσεων του μοντέλου, αρχικά γίνεται η σύγκριση των πεδίων της πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας και του γεωδυναμικού ύψους στο ύψος των 500 hPa, μεταξύ των αποτελεσμάτων του μοντέλου στο εξωτερικό πλέγμα 1 και των πραγματικών πεδίων. Στο Σχήμα 3.5α απεικονίζεται το γεωδυναμικό ύψος στα 500 hPa, καθώς επίσης και η πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας στις 18:00 UTC της 25ης Μαρτίου 1998, όπως προσομοιώθηκε από το αριθμητικό μοντέλο MM5 στο πλέγμα 1 (χωρική ανάλυση 24 km). Παρατηρείται η θέση του αποκομμένου χαμηλού στην ανώτερη ατμόσφαιρα, στο επίπεδο των 500 hPa, τοποθετούμενο μεταξύ της Νοτιοανατολικής Ιταλίας και της Νοτιοδυτικής Ελλάδας, καθώς επίσης και το σύστημα των υψηλών πιέσεων που εκτείνεται στην Κεντρική Ευρώπη και τα Βαλκάνια.

Έξι ώρες αργότερα, στις 00:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998, δηλαδή λίγο πριν την έναρξη των θυελλωδών ανέμων στην περιοχή, το αποκομμένο χαμηλό στην ανώτερη ατμόσφαιρα κινήθηκε ανατολικά-νοτιοανατολικά παρουσιάζοντας ταυτόχρονα μια εμβάθυνση (Σχήμα 3.5β). Συγκρίνοντας την ανάλυση του ECMWF (Σχήμα 3.3) με την προσομοίωση του μοντέλου (Σχήμα 3.5), το προσομοιούμενο αποκομμένο χαμηλό στην ανώτερη ατμόσφαιρα καθώς επίσης και το επιφανειακό χαμηλό, είναι βαθύτερα και τοποθετούνται βορειότερα σε σχέση με την ανάλυση του ECMWF. Παρόλα αυτά, η βαροβαθμίδα πάνω από τη ΒΔ Ελλάδα προσομοιώθηκε ικανοποιητικά από το αριθμητικό μοντέλο.



Σχήμα 3.5. Ατμοσφαιρική πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας (συνεχείς μπλε γραμμές με βήμα 5 hPa) και γεωδυναμικό ύψος στα 500 hPa (διακεκομμένες κόκκινες γραμμές με βήμα 30 m) στις (α) 18:00 UTC της 25ης Μαρτίου 1998 (18η ώρα προσομοίωσης) και (β) στις 00:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998 (24η ώρα προσομοίωσης), όπως ελήφθησαν από τα αποτελέσματα της προσομοίωσης του αριθμητικού μοντέλου MM5 του πλέγματος 1.

Στη συνέχεια θα σχολιαστούν τα προσομοιούμενα πεδία ροής του ανέμου στα πλέγματα 2 (με χωρική ανάλυση 8 km) και 3 (με χωρική ανάλυση 2 km), με σκοπό τη μελέτη της ροής του ανέμου γύρω από το όρος Μιτσικέλι και την επίδραση της τοπογραφίας σε αυτήν. Το πλέγμα των 8 km είναι αρκετά κοντά με τη χωρική ανάλυση των αριθμητικών μοντέλων, που χρησιμοποιούνται στην επιχειρησιακή πρόγνωση. Έτσι, αποτελεί ιδιαίτερο ενδιαφέρον η διερεύνηση του κατά πόσο η ανάλυση των επιχειρησιακών μοντέλων, μπορεί να προβλέψει ικανοποιητικά ένα επεισόδιο θυελλώδους καταβατικής ροής στην περιοχή των Ιωαννίνων.

Στο Σγήμα 3.6 απεικονίζεται το πεδίο ροής του ανέμου στα 10 m, καθώς επίσης και το πεδίο της πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας στις 03:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998, κατά τη διάρκεια των ισχυρότερων ανέμων που έπνεαν στην περιοχή. Η προσομοίωση αναδεικνύει μια περιοχή βορειοανατολικών ανέμων με εντάσεις που ξεπερνούν τα 22 m s⁻¹, η οποία περικλείει το αεροδρόμιο των Ιωαννίνων, καθώς επίσης και τις παραλίμνιες περιοχές (περιοχές που διακρίνονται στο Σχήμα 3.1β). Κατάντη αυτής της περιοχής, η ένταση της μέσης ταχύτητας του ανέμου μειώνεται, ενώ στην περιοχή των προσομοιούμενων μεγίστων ανέμων σημειώνεται μια διαφορά πίεσης, της τάξεως των ~2 hPa. Παρόλο που το μέτρο των προσομοιούμενων ταχυτήτων του ανέμου βρίσκεται πολύ κοντά στις τιμές που κατεγράφησαν στην περιοχή του αεροδρομίου, το πεδίο ροής του ανέμου κοντά στην περιοχή μελέτης παρουσιάζεται ομοιόμορφα. Αυτό όμως, δεν συμφωνεί με τις τιμές της ταχύτητας του ανέμου όπως κατεγράφησαν από τον δεύτερο σταθμό του Κατσικά (Σχήμα 3.4α), ούτε βέβαια και με την χωρικά περιορισμένη έκταση των καταστροφών. Στο σημείο αυτό θα πρέπει να επισημανθεί ότι στη χωρική ανάλυση των 8 km, το όρος Μιτσικέλι το οποίο διαδραματίζει βασικό ρόλο στο πεδίο ροής αφού είναι ένα ορεινό εμπόδιο τοποθετημένο κάθετα στην προσπίπτουσα ροή, υποεκτιμάται σημαντικά. Για το λόγο αυτό, κρίνεται αναγκαία η μελέτη του πεδίου ροής στην ανάλυση των 2 km.



Σχήμα 3.6. Κάτοψη των πεδίων ροής του ανέμου και της πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας (συνεχείς γραμμές με βήμα 1 hPa), από την προσομοίωση του πλέγματος 2, για τις 03:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998 (27η ώρα προσομοίωσης) (απεικονίζεται η περιοχή των μεγίστων ταχυτήτων του ανέμου, όπου IS η θέση του αεροδρομίου των Ιωαννίνων και KS ο σταθμός του Κατσικά). Μια πλήρη αγκίδα (barb) αντιστοιχεί σε 5 m s⁻¹ (το τρίγωνο σε 25 m s⁻¹), ενώ οι φαιές αποχρώσεις αντιστοιχούν σε τοπογραφία με υψόμετρο άνω των 1000 m.

Στο Σχήμα 3.7, απεικονίζεται το πεδίο της πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας, καθώς επίσης και το πεδίο ροής του ανέμου στα 10 m όπως προσομοιώθηκε από το πλέγμα χωρικής ανάλυσης 2 km, κατά τη διάρκεια του επεισοδίου. Συγκρίνοντας τα αποτελέσματα του μοντέλου για το πλέγμα των 8 km (Σχήμα 3.6) και των 2 km (Σχήμα 3.7) αντίστοιχα, το τελευταίο απεικονίζει καλύτερα την τοπογραφία, όπως εξάλλου αναμενόνταν και συγκεκριμένα το όρος Μιτσικέλι (επιμήκης γκρι περιοχή στο Σχήμα 3.7).

Στις 12:00 UTC της 25ης Μαρτίου 1998, παρουσιάζεται μια διαφορά πίεσης εκατέρωθεν του βουνού ίση ~2-3 hPa, με τις χαμηλότερες πιέσεις να τοποθετούνται νοτιοδυτικά και τις υψηλότερες βορειοανατολικά του εμποδίου, με τη βορειοανατολική ροή κατάντη του όρους Μιτσικέλι να είναι μικρότερη από 17 m s⁻¹ (Σχήμα 3.7α). Στις 18:00 UTC της ίδιας ημέρας, η διαφορά της πίεσης έφτασε τα 4 hPa, με τη μέση ταχύτητα κατάντη του βουνού να ενισχύεται στα 25 m s⁻¹ (Σχήμα 3.7β). Λίγες ώρες αργότερα, κατά τη διάρκεια των ισχυρότερων ανέμων (03:00 UTC της 26ης Μαρτίου

1998, Σχήμα 3.7γ) η μέση ταχύτητα κατάντη του όρους Μιτσικέλι σημειώνει τις μέγιστες τιμές της (~26-27 m s⁻¹), ενώ η διαφορά της πίεσης εκετέρωθεν του βουνού υπολογίζεται περίπου στα 6 hPa. Σημειώνεται ότι η λίμνη Παμβώτιδα (κλειστή γκρι γραμμή στο Σχήμα 3.7) περικλείεται στην περιοχή των μεγίστων ταχυτήτων των ανέμων (~27 m s⁻¹). Επιπροσθέτως, η βορειοανατολική ροή που προσπίπτει στο ορεινό εμπόδιο έχει μειωθεί σημαντικά κατά τη διάρκεια των τελευταίων 9 ωρών, ως αποτέλεσμα της δημιουργίας προσήνεμης σφήνας εξάρσεως ανάντη του εμποδίου (Colle and Mass, 1998).

Στο σημείο αυτό θα πρέπει να σημειωθεί ότι σε αντίθεση με την περίπτωση που μελέτησαν οι Mass and Allbright (1985), αλλά σε συμφωνία με την περίπτωση των Colle and Mass (1998a, b) για τη μελέτη των θυελλωδών ανέμων καταβατικής ροής στη δυτική πλευρά των Washington Cascade Mountains (Η.Π.Α.), οι μέγιστες ταχύτητες στην υπήνεμη πλευρά του εμποδίου δε σημειώθηκαν όταν η διαφορά πίεσης μειωνόνταν με το μεγαλύτερο ρυθμό, αλλά τη χρονική στιγμή που σημειώθηκε η μέγιστη τιμή της. Στις 06:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998, οι ταχύτητες του ανέμου όπως προσομοιώθηκαν από το μοντέλο στην υπήνεμη πλευρά διατηρήθηκαν υψηλές (~25 m s⁻¹), ενώ στις 12:00 UTC της ίδιας ημέρας όταν το επιφανειακό χαμηλό κινήθηκε νοτιοανατολικά, οι ισχυροί άνεμοι κατάντη του όρους Μιτσικέλι εξασθένησαν στα ~20 m s⁻¹, ενώ η διαφορά πίεσης ελαττώθηκε στα 5 hPa περίπου (Σχήμα 3.7δ).



Σχήμα 3.7. Όπως στο Σχήμα 3.6, αλλά για το πλέγμα 3 (2 km) του MM5, στις (α) 12:00 UTC της 25ης Μαρτίου 1998 (12η ώρα προσομοίωσης), (β) στις 18:00 UTC της ίδιας ημέρας (18η ώρα προσομοίωσης), (γ) στις 03:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998 (27η ώρα προσομοίωσης) και (δ) στις 12:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998 (36η ώρα προσομοίωσης). Σημειώνεται ότι τα Σχήματα 3.6 και 3.7 απεικονίζουν την ίδια περιοχή.

Και οι δύο προσομοιώσεις των δύο πλεγμάτων (χωρικής ανάλυσης 8 και 2 km) φαίνεται να προβλέπουν με ικανοποιητικό βαθμό τις υψηλές ταγύτητες του ανέμου που παρατηρήθηκαν κατά τη διάρκεια του επεισοδίου κατάντη του όρους Μιτσικέλι. Παρόλα αυτά, η βασική διαφορά εντοπίζεται στο γεγονός ότι η προσομοίωση του πλέγματος των 2 km, μπορεί να απεικονίσει με μεγαλύτερη λεπτομέρεια το σχηματιζόμενο πεδίο ροής του ανέμου, αφού σε αυτή την ανάλυση η τοπογραφία αποτυπώνεται με μεγαλύτερη ακρίβεια. Τέλος, θα πρέπει να επισημανθεί πως το αριθμητικό μοντέλο δεν κατάφερε να προσομοιώσει με απόλυτη επιτυχία τη διεύθυνση του ανέμου, ιδιαίτερα στο σταθμό του αεροδρομίου (Σχήμα 3.4β), όπου η επικρατούσα παρατηρούμενη διεύθυνση του ανέμου είναι η ανατολική, σε αντίθεση με την προσομοιούμενη βορειοανατολική διεύθυνση (Σχήματα 3.6, 3.7). Μια πιθανή εξήγηση αυτής της σημαντικής απόκλισης είναι ότι κατά τη διάρκεια του επεισοδίου, στον πραγματικό κόσμο υπήρχε ένα ρηχό στρώμα αέρα ανάντη του Μιτσικελίου το οποίο εμποδιζόμενο από το βουνό, εκτρεπόταν προς το νότο και γύρω από αυτό. Το συγκεκριμένο ρεύμα αέρα, περνώντας στην υπήνεμη πλευρά του βουνού επιταχυνόταν και πάλι προς τα βορειοδυτικά, δημιουργώντας την ανατολική ροή που καταγράφτηκε στο αεροδρόμιο των Ιωαννίνων.

Στο Σχήμα 3.8 παρουσιάζεται η σύγκριση μεταξύ των προσομοιούμενων και των πραγματικών χρονοσειρών της ταχύτητας του ανέμου στο αεροδρόμιο των Ιωαννίνων (Σχήμα 3.8α) και του σταθμού του Κατσικά (Σχήμα 3.8β), αντίστοιχα. Οι προσομοιούμενες χρονοσειρές των δεδομένων του ανέμου, προκύπτουν προεκβάλλοντας τα δεδομένα από το ύψος των 10 μέτρων που υπολογίζονται από το μοντέλο, στο ύψος παρατήρησης των 5 και 6 μέτρων για το σταθμό του αεροδρομίου και του Κατσικά αντίστοιχα, χρησιμοποιώντας τη λογαριθμική κατατομή του ανέμου. Οι υπολογισμοί της προεκβολής έγιναν βάση της μαθηματικής σχέσεως (Oke, 1987):

$$U_z = \frac{u_*}{k} ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \tag{3.2}$$

Εφαρμόζοντάς την πρώτα στο ύψος αναφοράς (10 μέτρα) και στο ύψος προεκβολής (5 και 6 μέτρα για τα Ιωάννινα και την περιοχή του Κατσικά, αντίστοιχα), όπου U_z (m s⁻¹) η ταχύτητα του μοντέλου στα z μέτρα, u_* η ταχύτητα τριβής (m s⁻¹), k η σταθερά Von

Karman (~0.41) και z_0 το αεροδυναμικό μήκος τραχύτητας (m) το οποίο προκύπτει από τις τιμές του μοντέλου για την κάθε περιοχή. Για τη δημιουργία των προσομοιούμενων χρονοσειρών επιλέχθηκε το σημείο του πλέγματος, στη χωρική ανάλυση των 8 km, το οποίο βρίσκεται εγγύτερα στη θέση του κάθε σταθμού (αεροδρόμιο και Κατσικά, αντίστοιχα). Σημειώνεται πως η δημιουργία των χρονοσειρών του πλέγματος των 2 km για τους δύο σταθμούς, αφορά στις συντεταγμένες του ίδιου σημείου στο πλέγμα των 8 km, όπως προαναφέρθηκε.

Η ποιοτική σύγκριση μεταξύ των προσομοιούμενων και των παρατηρούμενων τιμών των ταγυτήτων του ανέμου για το αεροδρόμιο των Ιωαννίνων (Σχήμα 3.8α), δείχνει μια ικανοποιητική συμφωνία με εξαίρεση τη χρονική περίοδο που σημειώνονται οι μέγιστες ταχύτητες του ανέμου (03:00-12:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998), όταν η προσομοίωση του πλέγματος των 2 km αναπαριστά σαφώς καλύτερα τις τιμές από ότι αυτή των 8 km. Επιπροσθέτως, θα πρέπει να επισημανθεί ότι κατά τη διάρκεια των τελευταίων 12 ωρών πριν την έναρξη των θυελλωδών ανέμων, το πλέγμα των 2 km υπερεκτιμά την ταχύτητα του ανέμου. Η αντίστοιχη σύγκριση για το σταθμό του Κατσικά (Σχήμα 3.8β) δείχνει ότι οι προσομοιώσεις του μοντέλου υπερεκτιμούν τις ταχύτητες του ανέμου μέχρι τις 06:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998, με τη βασική διαφορά ότι η προσομοίωση του πλέγματος των 2 km μπορεί να γαρακτηριστεί περισσότερο ρεαλιστική, αφού υπερεκτιμά την ταχύτητα κατά 5 m s⁻¹, σε αντίθεση με την προσομοίωση του πλέγματος των 8 km όπου η μέση τιμή της υπερεκτίμησης είναι περίπου 10 m s⁻¹. Επιπλέον, στην προσομοίωση του πλέγματος των 8 km σημειώνονται υψηλές ταχύτητες ανέμου από τις 06:00 UTC έως το τέλος της χρονικής περιόδου μελέτης, σε αντίθεση με την προσομοίωση του πλέγματος των 2 km όπου σημειώνεται μια μείωση της ταχύτητας του ανέμου, γεγονός που βρίσκεται σε συμφωνία με τις παρατηρήσεις. Η υπερεκτίμηση των τιμών της ταχύτητας του ανέμου στο πλέγμα των 8 km, μπορεί να οφείλεται σε αριθμητικά σφάλματα του μοντέλου σε περιοχές με χαμηλή ανάλυση της τοπογραφίας, όπως πρόσφατα επισημάνθηκε σε εργασία των Reinecke and Durran (2009). Τέλος, πραγματοποιώντας το στατιστικό έλεγγο t (two-paired) για επίπεδο εμπιστοσύνης 95%, διαπιστώθηκε πως οι τιμές της προσομοίωσης του αριθμητικού μοντέλου με τις αντίστοιχες παρατηρούμενες για τους σταθμούς του αεροδρομίου των Ιωαννίνων και του Κατσικά στο πλέγμα των 2 km, δεν παρουσιάζουν σημαντική στατιστική διαφορά.

Συμπερασματικά, η διερεύνηση των οριζόντιων πεδίων όπως αυτά δημιουργήθηκαν από τις προσομοιώσεις του μοντέλου, έδειξε ότι το αριθμητικό μοντέλο μπορεί να προσομοιώσει τα κύρια χαρακτηριστικά ενός επεισοδίου θυελλωδούς καταβατικής ροής, αφού μπορεί να προβλέψει την έναρξη και το μέγιστο της ταχύτητας του ανέμου.



Σχήμα 3.8. Χρονοσειρές των τιμών της ταχύτητας του ανέμου, όπως κατεγράφησαν από τους επιφανειακούς σταθμούς (κύκλος) και των προσομοιούμενων τιμών του πλέγματος των 8 km (ρόμβος) και των 2 km (τρίγωνο) στο ύψος παρατήρησης των επιφανειακών σταθμών από τις 00:00 UTC της 25ης Μαρτίου 1998 έως τις 00:00 UTC της 27ης Μαρτίου 1998 (περίοδος 48ωρης προσομοιώωσης) στο (α) αεροδρόμιο των Ιωαννίνων (5 m) και (β) στην περιοχή του Κατσικά (6 m). Οι προσομοιούμενες χρονοσειρές (στα πλέγματα χωρικής ανάλυσης 8 και 2 km) και για τις δύο τοποθεσίες, αντιστοιχούν στο σημείο του πλέγματος που βρίσκεται εγγύτερα στον κάθε σταθμό, στο πλέγμα χωρικής ανάλυσης των 8 km.

3.3.2 Κατακόρυφη διατομή (vertical cross section)

Για τη μελέτη της πολύπλοκης ατμοσφαιρικής δομής της ροής που προσπίπτει στο όρος Μιτσικέλι, χρησιμοποιήθηκαν κατακόρυφες διατομές τόσο στην προσομοίωση του πλέγματος των 8 km όσο και σε αυτή των 2 km.

Το Σχήμα 3.9 απεικονίζει την κατακόρυφη διατομή που προκύπτει από την ευθεία που τέμνει το όρος Μιτσικέλι από νοτιοδυτικά προς βορειοανατολικά και διέρχεται πάνω από την περιοχή όπου σημειώνονται οι μέγιστες ταχύτητες του ανέμου (διακεκομμένη γραμμή στο Σχήμα 3.1γ), για τις 03:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998, σύμφωνα με την προσομοίωση του πλέγματος των 8 km. Στα χαμηλά ατμοσφαιρικά επίπεδα, το μέτρο της κάθετης στο ορεινό εμπόδιο συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου αυξάνει από την επιφάνεια έως το ισοβαρικό επίπεδο των 850 hPa, φτάνοντας περίπου τα 34 m s⁻¹. Ένα κύριο κρίσιμο επίπεδο διακρίνεται ανάντη του ορεινού εμποδίου περίπου στα 600 hPa, ενώ κατάντη στα 650 hPa. Η ευστάθεια κάτω από το κύριο κρίσιμο επίπεδο είναι σημαντική. Όπως αναμενόταν, στην προσομοίωση του επιχειρησιακού πλέγματος των 8 km διακρίνονται κάποια βασικά χαρακτηριστικά του ορεογραφικού κύματος, όπως η επιτάχυνση της ροής στα χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα και η παραμόρφωση των ισεντροπικών γραμμών υπεράνω του εξομαλυμένου ορεινού εμποδίου. Σημειώνεται όμως, πως τα χαρακτηριστικά αυτά καταλαμβάνουν μια ιδιαίτερα εκτεταμένη περιοχή της ατμόσφαιρας. Για αυτό το λόγο, στη συνέχεια εξετάζονται οι κατακόρυφες διατομές με το πλέγμα της χωρικής ανάλυσης των 2 km, όπου η απεικόνιση της τοπογραφίας είναι περισσότερο ρεαλιστική.



Σχήμα 3.9. Κατακόρυφη διατομή στο πλέγμα 2 (8 km) του μοντέλου MM5, με προσανατολισμό από νοτιοδυτικά προς βορειοανατολικά (όπως φαίνεται στη διακεκομμένη γραμμή του Σχήματος 3.1γ). Στο Σχήμα απεικονίζονται η δυνητική θερμοκρασία (συνεχείς γραμμές, με βήμα 2 K) και η κάθετη στο ορεινό εμπόδιο συνιστώσα του ανέμου (διακεκομμένη γραμμή, με βήμα 2 m s⁻¹), για τις 03:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998 (27η ώρα προσομοίωσης), ενώ η έντονη διακεκομμένη γραμμή αντιστοιχεί στην μηδενική, κάθετη στο ορεινό εμπόδιο, συνιστώσα της ροής. Οι αρνητικές τιμές της συνιστώσας του ανέμου (φορά από βορειοανατολικά (NE) προς νοτιοδυτικά (SW)), απεικονίζονται με λεπτές διακεκομμένες γραμμές. Οι γκρι σκιασμένες περιοχές αντιστοιχούν σε περιοχές, όπου το μέτρο της κάθετης στο ορεινό εμπόδιο συνιστώσας του ανέμου, υπερβαίνει τα 26 m s⁻¹. Το βέλος σημειώνει τη θέση του σταθμού του αεροδρομίου των Ιωαννίνων (IS).

Το Σχήμα 3.10 περιγράφει τις κατακόρυφες διατομές της κάθετης στο ορεινό εμπόδιο συνιστώσας του ανέμου, καθώς επίσης και της δυνητικής θερμοκρασίας σύμφωνα με τα αποτελέσματα του πλέγματος των 2 km, για τις 12:00 UTC της 25ης Μαρτίου, τις 03:00 UTC και 12:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998, αντίστοιχα. Κατά μήκος του όρους Μιτσικέλι (το οποίο πλέον είναι ευδιάκριτο) στις 12:00 UTC της 25ης Μαρτίου 1998, η συνιστώσα του ανέμου που προσπίπτει στο βουνό είναι 18 m s⁻¹ (Σχήμα 3.10α), με το κύριο κρίσιμο επίπεδο να τοποθετείται περίπου στα 700 hPa. Τα ορεογραφικά κύματα που σχηματίστηκαν, αναγνωρίζονται και από τις απότομες καθοδικές και ανοδικές κλίσεις των ισεντροπικών γραμμών (Fudeyasu et al., 2008). Τα προς τα πάνω διαδιδόμενα ορεογραφικά κύματα προσκρούοντας στο κύριο κρίσιμο επίπεδο, κατευθύνουν την ενέργειά τους προς το έδαφος, ενισχύοντας την καταβατική

ροή στην υπήνεμη πλευρά του ορεινού εμποδίου. Από τη μελέτη του πεδίου της δυνητικής θερμοκρασίας, διακρίνεται ένα πολύ ευσταθές στρώμα στα χαμηλά τροποσφαιρικά επίπεδα και μια μείωση της ευστάθειας στα μέσα επίπεδα, όμοια με την περίπτωση της θυελλώδους καταβατικής ροής που μελέτησαν οι Meyers et al. (2003), στη δυτική πλευρά των βουνών στο Βόρειο Colorado (Η.Π.Α.).





Σχήμα 3.10. Όμοια με το Σχήμα 3.9, αλλά για το πλέγμα 3 του αριθμητικού μοντέλου MM5, για τις (**a**) 12:00 UTC της 25ης Μαρτίου 1998 (12η ώρα προσομοίωσης), (**β**) 03:00 UTC (27η ώρα προσομοίωσης) και (**γ**) 12:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998 (36η ώρα προσομοίωσης).

Στις 03:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998 (Σχήμα 3.10β), η κατακόρυφη βαθμίδα της δυνητικής θερμοκρασίας στα χαμηλά ατμοσφαιρικά επίπεδα αυξήθηκε, αυξάνοντας με τη σειρά της την ανάντη στατική ευστάθεια (Colle and Mass, 1998). Το κύριο κρίσιμο επίπεδο, ανυψώνεται στα 600 hPa, ενώ το μέτρο της προσπίπτουσας στο ορεινό εμπόδιο ροής φτάνει τα 22 m s⁻¹. Αποτέλεσμα αυτών των αλλαγών, ήταν η σημαντική ενίσχυση της κάθετης συνιστώσας του ανέμου στην υπήνεμη περιοχή στα 30-32 m s⁻¹, καθώς επίσης και η δημιουργία ενός χαρακτηριστικού άλματος των ισεντροπικών κατάντη του όρους Μιτσικέλι, ένα χαρακτηριστικό το οποίο δεν ήταν εμφανές στην αντίστοιχη προσομοίωση του πλέγματος των 8 km (Σχήμα 3.9). Ένα άλλο χαρακτηριστικό αυτής της προσομοίωσης είναι η ανάντη επιβράδυνση της ροής, που εμφανίζεται στην προσήνεμη πλευρά του όρους Μιτσικέλι, φαινόμενο το οποίο αποτυπώνεται και στο Σχήμα 3.7γ.

Ένα τυπικός δείκτης του μέτρου του ανάντη εμποδισμού και του μέτρου της μηγραμμικής συμπεριφοράς που εμφανίζεται σε τέτοιες περιπτώσεις, είναι ο αδιάστατος αριθμός Froude (Fr), όπως περιγράφηκε στη θεωρία της παρούσας εργασίας (Κεφάλαιο 1.6). Υπενθυμίζεται ότι ο αριθμός *Froude* ορίζεται από το λόγο Fr = U/Nh, όπου U το μέτρο της κάθετης στο ορεινό εμπόδιο συνιστώσας της ταχύτητας ροής, N η συχνότητα Brunt-Vaisäla και h το ύψος του βουνού (Carruthers and Hunt, 1990). Οι περιπτώσεις που διακρίνονται είναι: εάν Fr < 1 τότε η ροή εμποδίζεται, εάν $Fr \ge 1$ υπάρχει σημαντική πιθανότητα δράσης ορεογραφικού κύματος και εάν Fr >> 1 τότε η ροή διέρχεται πάνω από το ορεινό εμπόδιο, δίχως να πραγματοποιούνται σημαντικές ταλαντώσεις. Για την περίπτωση που μελετάται στην παρούσα εργασία, στις 03:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998 και σύμφωνα με τα αποτελέσματα της προσομοίωσης του πλέγματος των 2 km, η μέση ταχύτητα του ανέμου υπολογίζεται στα 18 m s⁻¹ η συχνότητα στο 0.013 s⁻¹ και το ύψος του βουνού στα 1300 m. Οι μέσες τιμές υπολογίστηκαν σε ένα στρώμα ύψους 1300 μέτρων, ίσο με το ύψος του βουνού, περίπου 5 km ανάντη του Μιτσικελίου. Βάσει των τιμών των παραπάνω παραμέτρων ο αριθμός Froude υπολογίζεται περίπου στο 1.07. Παρόλο που αυτή η τιμή υπερβαίνει ελάχιστα την κρίσιμη μονάδα, μπορεί να χαρακτηριστεί ως κάποιος δείκτης δραστηριότητας ορεογραφικού κύματος.

Στις 12:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998 (Σχήμα 3.10γ), η κάθετη στο ορεινό εμπόδιο ροή που προσπίπτει στο βουνό ελαττώνεται στα 16 m s⁻¹, το κύριο κρίσιμο επίπεδο σχεδόν απουσιάζει και το χαρακτηριστικό άλμα περιορίζεται στα υψηλότερα ατμοσφαιρικά επίπεδα. Τα παραπάνω χαρακτηριστικά έχουν ως αποτέλεσμα τη μείωση της ταχύτητας στην υπήνεμη περιοχή περίπου στα 24 m s⁻¹. Η αριθμητική προσομοίωση της περιπτώσεως μελέτης, έδειξε πως η ευνοϊκότερη θέση του κύριου κρίσιμου επιπέδου για τη δημιουργία ισχυρής καταβατικής ροής στην υπήνεμη περιοχή του όρους Μιτσικέλι, εντοπίζεται στα μεσαία τροποσφαιρικά στρώματα (περίπου στα 600-700 hPa).

Τέλος, περίπου στο επίπεδο των 700 hPa κατάντη του ορεινού εμποδίου, ακριβώς πάνω από την υπήνεμη περιοχή και το παρατηρούμενο χαρακτηριστικό άλμα, εντοπίζεται μια περιορισμένη χωρικά περιοχή πολύ χαμηλής ταχύτητας, σχεδόν μηδενικής. Αυτή η περιοχή υποδηλώνει την παρουσία ενός ασθενούς «αυτόδημιουργούμενου» κρίσιμου επιπέδου, που συνδέεται με την «κατάρρευση» ενός ορεογραφικού κύματος. Στο επίπεδο αυτό ανακλάται η ενέργεια των ορεογραφικών κυμάτων προς τα χαμηλότερα ατμοσφαιρικά στρώματα, διατηρώντας τους ισχυρούς ανέμους στην υπήνεμη περιοχή.

3.3.3 Ανάλυση των κατακόρυφων δομών

Σε μια προσπάθεια για την περαιτέρω διερεύνηση της κατακόρυφης δομής της τροπόσφαιρας κατά τη διάρκεια των ισχυρών ανέμων που σημειώνονται στην υπήνεμη περιοχή, μελετήθηκαν οι ραδιοβολίσεις όπως προσομοιώθηκαν από το μοντέλο του πλέγματος των 2 km για τις 12:00 UTC της 25ης Μαρτίου 1998 και τις 03:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998 αντίστοιχα, σε δύο σημεία ανάντη και κατάντη του όρους Μιτσικέλι (Σχήμα 3.11). Ως κατάντη σημείο επιλέχθηκε το αεροδρόμιο των Ιωαννίνων, ενώ η θέση του ανάντη σημείου (UL) σημειώνεται στο Σχήμα 3.1γ.

Στις 12:00 UTC της 25ης Μαρτίου 1998 στην προσομοιούμενη ραδιοβόλιση του ανάντη σημείου, διακρίνεται ένα ευσταθές στρώμα πάνω από το επίπεδο της κορυφής του βουνού (~850 hPa) και συγκεκριμένα στο ισοβαρικό επίπεδο των 700 hPa (Σχήμα 3.11α). Επιπροσθέτως, ένα κύριο κρίσιμο επίπεδο εμφανίζεται στο ισοβαρικό επίπεδο των 650 hPa, με μία στροφή των ανέμων κατά τη φορά των δεικτών του ρολογιού κατά περίπου 90 μοίρες, με αποτέλεσμα η κάθετη στο ορεινό εμπόδιο συνιστώσα του ανέμου να γίνεται μηδενική (όπως επίσης διακρίνεται στο Σχήμα 3.10α και όπως τρισδιάστατα απεικονίζεται στο Σχήμα 2.1β στο κεφάλαιο 2.1). Η θέση του κύριου κρίσιμου επιπέδου διακρίνεται και στην προσομοίωση του κατάντη σημείου (αεροδρόμιο Ιωαννίνων) (Σχήμα 3.11β). Και στα δύο σημεία, η ανατολική ροή στα χαμηλά ατμοσφαιρικά επίπεδα μειώνεται καθ' ύψος (αντίστροφη διάτμηση), στρεφόμενη περισσότερο σε νότιες διευθύνσεις μέχρι τα 700 hPa. Από τη θερμοκρασιακή κατατομή, η θερμοκρασία στα χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα (κάτω από τα 850 hPa) στην κατάντη θέση, είναι κατά 2 Κ υψηλότερη από ότι στην αντίστοιχη ανάντη.

Στις 03:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998 οι προσομοιώσεις των ραδιοβολίσεων μεταβάλλονται σημαντικά. Στο ανάντη σημείο η αντίστροφη διάτμηση γίνεται πιο σημαντική, με την ταχύτητα στα 850 hPa να λαμβάνει την τιμή των 25 m s⁻¹ και να μειώνεται στα 5 m s⁻¹ στο επίπεδο των 650-600 hPa (Σχήμα 3.11γ). Η αντίστροφη διάτμηση ευνοεί το σχηματισμό ενός «αυτό-δημιουργούμενου» κρίσιμου επιπέδου. Η ραδιοβόλιση στο κατάντη σημείο παρουσιάζει μια μείωση της ταχύτητας του ανέμου μεταξύ των 800-750 hPa (Σχήμα 3.11δ). Από τη μελέτη της κατακόρυφης δομής της ατμόσφαιρας βάσει των προσομοιούμενων ραδιοβολίσεων του πλέγματος των 2 km, φαίνεται να πληρούνται οι συνθήκες «κατάρρευσης» ενός ορεογραφικού κύματος, αφού παρατηρούνται τα φαινόμενα της κατακόρυφης αντίστροφης διάτμησης, καθώς επίσης και της μεταβολής της διεύθυνσης του ανέμου καθ' ύψος.

Από τη μελέτη της θερμοκρασιακής κατατομής, στο ανάντη σημείο διακρίνεται ένα περισσότερο ευσταθές στρώμα μεταξύ των ισοβαρικών επιπέδων 850 και 700 hPa, το οποίο βρίσκεται πάνω από την κορυφή του βουνού. Ένα περισσότερο, σε σχέση με τα γειτονικά ατμοσφαιρικά στρώματα, ευσταθές στρώμα και/ή μια θερμοκρασιακή αναστροφή τοποθετούμενη ακριβώς πάνω από το υψομετρικό επίπεδο της κορυφής του βουνού, μπορεί να συνεισφέρει στην επιτάχυνση της καταβατικής ροής. Μια επιπλέον ανάλυση της κατατομής της δυνητικής θερμοκρασίας στο κατάντη σημείο, αποδεικνύει ένα καλώς-αναμεμιγμένο στρώμα μεταξύ των επιπέδων 800 και 700 hPa. Επίσης, σε αυτό το στρώμα η κάθετη στο ορεινό εμπόδιο συνιστώσα του ανέμου ήταν 0-2 m s⁻¹ (σχεδόν μηδενική ροή), ενώ ο *αριθμός Richardson* ήταν μικρότερος από την τιμή 0.25

(κρίσιμη τιμή για δυναμικά ασταθή αέρα) στο στρώμα μεταξύ 800-750 hPa και αρνητικός περίπου στα 750 hPa. Τα προαναφερόμενα χαρακτηριστικά, υποδηλώνουν την παρουσία μιας περιοχής όπου ένα ορεογραφικό κύμα έχει «καταρρεύσει».



Σχήμα 3.11. Προσομοιούμενες ραδιοβολίσεις, όπως προέκυψαν από τα αποτελέσματα του μοντέλου στο πλέγμα των 2 km, στο ανάντη σημείο (όπως διακρίνεται στο Σχήμα 3.1γ) στις (α) 12:00 UTC της 25ης Μαρτίου 1998 (12η ώρα προσομοίωσης), (γ) 03:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998 (27η ώρα προσομοίωσης) και στο κατάντη σημείο (αεροδρόμιο Ιωαννίνων) στις (β) 12:00 UTC της 25ης Μαρτίου 1998 (12η ώρα προσομοίωσης) και (δ) 03:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998 (27η ώρα προσομοίωσης) και στο κατάντη σημείο (αεροδρόμιο Ιωαννίνων) στις (β) 12:00 UTC της 25ης Μαρτίου 1998 (12η ώρα προσομοίωσης) και (δ) 03:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998 (27η ώρα προσομοίωσης). Με κόκκινο χρώμα συμβολίζεται η κατακόρυφη μεταβολή της θερμοκρασίας δρόσου. Στη δεξιά στήλη, με πράσινο χρώμα απεικονίζεται η μεταβολή της ταχύτητας του ανέμου καθ' ύψος.

Στις 12:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998, μετά την παύση των θυελλωδών ανέμων στις υπήνεμες περιοχές του βουνού, η επαρκώς-αναμεμιγμένη ασταθής περιοχή παραμένει στο ίδιο ατμοσφαιρικό επίπεδο (800-700 hPa), με τον αριθμό Richardson να παρουσιάζει αρνητικές τιμές, γεγονότα που υποδηλώνουν την εμμονή της παρουσίας της περιοχής «κατάρρευσης» του ορεογραφικού κύματος μέσα στο προαναφερόμενο ατμοσφαιρικό στρώμα.

3.4 Ανάλυση των προσομοιώσεων της ευαισθησίας - Δοκιμές ευαισθησίας

Τα αποτελέσματα της κύριας προσομοίωσης του μοντέλου στο πλέγμα ανάλυσης των 2 km (CNTL), έδειξαν πως οι ισχυροί άνεμοι εντοπίζονται σε μια περιορισμένη περιοχή κατάντη του όρους Μιτσικέλι, λίγα χιλιόμετρα μακριά από αυτό, καθώς επίσης πως παρατηρείται μια επιβράδυνση της ροής στην προσήνεμη πλευρά του βουνού. Επιπλέον, οι μέγιστες ταχύτητες του ανέμου συμβαίνουν όταν η κάθετη στο ορεινό εμπόδιο βαροβαθμίδα που βρίσκεται ανάντη και κατάντη του βουνού, λαμβάνει τη μέγιστη τιμής της. Σε μια προσπάθεια για την επιπλέον διερεύνηση του ρόλου του όρους Μιτσικέλι στην τροποποίηση του πεδίου ροής, πραγματοποιήθηκαν δύο νέες προσομοιώσεις του μοντέλου, ή όπως εναλλακτικά ονομάζονται δοκιμές ευαισθησίας: (α) με συμπλήρωση ορεογραφίας, αυξάνοντας το ύψος της τοπογραφίας στην περιοχή βορειοανατολικά και ανάντη του όρους Μιτσικέλι, με σκοπό την εξάλειψη του τοπογραφικού «κενού» μεταξύ του όρους Μιτσικέλι και της οροσειράς της Πίνδου (προσομοίωση FILL) και (β) με την απομάκρυνση του όρους Μιτσικέλι ως τοπογραφικό χαρακτηριστικό, από τον τοπογραφικό χάρτη της περιοχής (προσομοίωση ΝΜΝΤ).

Το Σχήμα 3.12 παρουσιάζει τα πεδία του ανέμου και της πίεσης από τις προσομοιώσεις FILL και NMNT. Τα αποτελέσματα της σύγκρισης της κύριας προσομοίωσης (CNTL) (Σχήμα 3.7γ) και της προσομοίωσης FILL (Σχήμα 3.12α) κατά τη διάρκεια των θυελλωδών ανέμων (03:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998) έδειξαν ότι: (α) ανάντη του όρους Μιτσικέλι, σύμφωνα με την προσομοίωση FILL, παρατηρείται μια αύξηση της ταχύτητας του ανέμου στο τεχνητό οροπέδιο, η οποία προκλήθηκε από την αύξηση του υψομέτρου της τοπογραφίας, σε αντίθεση με την κύρια προσομοίωση όπου στην ίδια περιοχή παρατηρείται μια μείωση της ροής, εξαιτίας της ανάπτυξης προσήνεμης σφήνας εξάρσεως ανάντη του ορεινού εμποδίου και (β) κατάντη του βουνού, η προσομοίωση FILL αναπαράγει μια μεγαλύτερη σε έκταση περιοχή ισχυρών ανέμων συγκριτικά με την κύρια προσομοίωση CNTL, κυρίως γύρω από τη λίμνη και τις γειτονικές της περιοχές.

Η προσομοίωση NMNT (Σχήμα 3.12β) δείχνει ότι, το πεδίο πίεσης εν απουσία του όρους Μιτσικέλι μεταβάλλεται σημαντικά συγκριτικά με τις προσομοιώσεις CNTL και FILL, ενώ το πεδίο του ανέμου κατανέμεται ομοιόμορφα στην ευρύτερη περιοχή. Παράλληλα, οι ταχύτητες του ανέμου γύρω από το σταθμό των Ιωαννίνων μειώνονται σε σχέση με την προσομοίωση CNTL, αλλά και πάλι η περιοχή των μεγίστων ταχυτήτων εντοπίζεται στην παραλίμνια περιοχή.



Σχήμα 3.12. Κάτοψη των πεδίων ροής του ανέμου στα 10 m και της πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας (συνεχείς γραμμές με βήμα ανά 1 hPa) από το πλέγμα των 2 km, για τις 03:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998 (27η ώρα προσομοίωσης) σύμφωνα με την προσομοίωση (**α**) FILL και (**β**) NMNT.

Το Σχήμα 3.13 απεικονίζει τις κατακόρυφες διατομές κατά μήκος του όρους Μιτσικέλι στις 03:00 και 12:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998, για τις δύο προσομοιώσεις ευαισθησίας. Στις 03:00 UTC στην προσομοίωση FILL (Σχήμα 3.13α) όπως αναμενόταν, δε σημειώνεται επιβράδυνση της ροής όπως συμβαίνει στην κύρια προσομοίωση CNTL. Επιπλέον, το μέγιστο της ροής κατάντη του ορεινού εμποδίου είναι μεγαλύτερο κατά 2-3 m s⁻¹ στην προσομοίωση FILL, από ότι στην κύρια προσομοίωση CNTL. Στην περιοχή των μέγιστων ανέμων, στις κατακόρυφες κατατομές της προσομοίωσης FILL στην υπήνεμη περιοχή παρουσιάζεται ένα μεγαλύτερο (βαθύτερο) σε σχέση με την προσομοίωση CNTL καλώς- αναμεμιγμένο στρώμα, το οποίο εκτείνεται από τα 850 έως τα 700 hPa. Ο αριθμός Richardson (Ri) είναι αρνητικός στο στρώμα των 800 με 700 hPa, καθώς επίσης και η κάθετη στο ορεινό εμπόδιο ροή αντιστρέφεται. Τα παραπάνω χαρακτηριστικά υποδηλώνουν ότι στην προσομοίωση FILL η «κατάρρευση» του ορεογραφικού κύματος είναι πιο έντονη σε σχέση με την προσομοίωση CNTL, με αποτέλεσμα τους ισχυρότερους ανέμους στην υπήνεμη περιοχή. Από την άλλη, στην προσομοίωση ΝΜΝΤ (Σχήμα 3.13β) αναπαράγεται μια περιοχή ισχυρών ανέμων στα χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα πάνω από τα Ιωάννινα, αλλά με μικρότερη ένταση σχετικά με τις προσομοιώσεις CNTL και FILL, με το στρώμα των μεγίστων ανέμων να αποκόπτεται από την επιφάνεια. Τέλος, η κλίση των ισεντροπικών είναι μειωμένη σχετικά με την κύρια προσομοίωση CNTL, ενώ η θέση του κύριου κρίσιμου επιπέδου δε μεταβάλλεται σημαντικά.

Στις 12:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998 (Σχήμα 3.13γ), οι ισχυροί άνεμοι στα χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα συνεχίζουν να παρουσιάζουν μεγάλη ένταση στην προσομοίωση FILL (4 m s⁻¹ μεγαλύτερη από την προσομοίωση CNTL). Επίσης, στο σημείο αυτό θα πρέπει να επισημανθεί πως ενώ στην κύρια προσομοίωση CNTL, η περιοχή «κατάρρευσης» του κύματος αναπτύσσεται από τις 03:00 έως τις 12:00 UTC αποκτώντας μεγαλύτερο βάθος και περισσότερη αστάθεια, στην προσομοίωση FILL η αντίστοιχη περιοχή διατηρείται σχεδόν αμετάβλητη. Τέλος, στην προσομοίωση NMNT (Σχήμα 3.13δ), οι άνεμοι στην υπήνεμη περιοχή εξασθενούν σημαντικά και το επεισόδιο της ισχυρής καταβατικής ροής βρίσκεται στο τελικό στάδιο, δηλαδή την παύση του.

Ανάλυση των προσομοιώσεων της ευαισθησίας – Δοκιμές ευαισθησίας

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3



Σχήμα 3.13. Κατακόρυφη διατομή από νοτιοδυτικά έως βορειοανατολικά (σύμφωνα με τη διακεκομμένη γραμμή του Σχήματος 3.1γ) στο πλέγμα των 2 km, για τις 03:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998 (27η ώρα προσομοίωσης) σύμφωνα με την προσομοίωση (α) FILL και (β) NMNT, (γ) και (δ) όμοια με τις (α) και (β), αλλά για τις 12:00 UTC της 26ης Μαρτίου 1998 (36η ώρα προσομοίωσης).

3.5 Συμπεράσματα

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάστηκε η δομή της τρισδιάστατης ροής γύρω από το όρος Μιτσικέλι, κατά τη διάρκεια του ισχυρότερου επεισοδίου της τελευταίας δεκαετίας στην περιοχή των Ιωαννίνων. Κατά τη διάρκεια αυτού του επεισοδίου, οι ριπές των ανέμων που έπνεαν στην υπήνεμη περιοχή του βουνού, έφτασαν σε ένταση τα 30-31 m s⁻¹. Τέτοιου είδους επεισόδιο δεν εμφανίζει μεγάλη συχνότητα εμφάνισης, βάσει δεδομένων μιας δεκαετίας, αλλά όταν συμβαίνει μπορεί να προκαλέσει εκτεταμένες καταστροφές, ακόμα και πλημμυρικά επεισόδια στις παραλίμνιες περιοχές.

Η μελέτη της συνοπτικής κατάστασης, έδειξε ότι ο συνδυασμός ενός επιφανειακού συστήματος χαμηλών πιέσεων ευρισκόμενου αρχικά στα νοτιοδυτικά της ηπειρωτικής Ελλάδας και κινούμενου στη συνέχεια ανατολικά, με ένα σύστημα υψηλών πιέσεων στην Κεντρική Ευρώπη και τα Βαλκάνια, δημιουργεί μια ισχυρή βαροβαθμίδα στην περιοχή της Βορειοδυτικής Ελλάδας, η οποία είναι ικανή να εκκινήσει μια ισχυρή βορειοανατολική ροή που προσπίπτει κάθετα στο όρος Μιτσικέλι.

Με σκοπό τον προσδιορισμό του ρόλου της περιβάλλουσας τρισδιάστατης πολύπλοκης τοπογραφίας κατά τη διάρκεια του επεισοδίου και τη διερεύνηση των φυσικών μηχανισμών που είναι υπεύθυνοι για τη δημιουργία του, εκτελέστηκαν αριθμητικές προσομοιώσεις με το αριθμητικό μοντέλο MM5, καθώς επίσης και προσομοιώσεις δοκιμών ευαισθησίας μεταβάλλοντας την τοπογραφία της υπό μελέτης περιοχής. Συγκρίσεις μεταξύ των αποτελεσμάτων των πλεγμάτων 8 και 2 km, έδειξαν πως το πλέγμα των 8 km αναπαράγει το πεδίο ροής του ανέμου που σχετίζεται με τη γενικότερη συνοπτική διάταξη, αλλά η χρήση του πλέγματος των 2 km αναδεικνύει την τοπικότητα του φαινομένου. Πιο συγκεκριμένα, η μελέτη των αποτελεσμάτων του μοντέλου του πλέγματος των 2 km δείχνει ότι οι μέγιστες ταχύτητες στις υπήνεμες περιοχές του βουνού, δεν συμβαίνουν όταν η βαροβαθμίδα εκατέρωθεν του βουνού λαμβάνει τη μέγιστη τιμή της. Η εμφάνιση των ισχυρών ανέμων υπεράνω ενός σχετικά χαμηλού ορεινού εμποδίου, αναδεικνύουν τη σημαντικότητα των μη-γραμμικών φαινομένων κατά τη διάρκεια τέτοιων επεισοδίων (Meyers et al., 2003).
Οι αριθμητικές προσομοιώσεις έδειξαν ότι οι ισχυροί άνεμοι καταβατικής ροής στην περιοχή των Ιωαννίνων, σχετίζονται με την παρουσία ενός κρίσιμου επιπέδου κι «αυτό-δημιουργούμενου» κρίσιμου επιπέδου, συνοδευόμενου από ένα ενός περισσότερο ευσταθές στρώμα πάνω από το επίπεδο κορυφής του βουνού. Το κύριο κρίσιμο επίπεδο λίγες ώρες πριν την έναρξη των θυελλωδών καταβατικών ανέμων ήταν τοποθετημένο στα 700 hPa, ενώ κατά τη διάρκεια της ισχυρής καταβατικής ροής ανέρχεται σε μεγαλύτερο ύψος, παρουσιάζοντας όμοια συμπεριφορά με την περίπτωση θυελλωδών ανέμων στη δυτική πλευρά των Washington Cascades όπως μελετήθηκε από τους Colle and Mass (1998a, b). Η μελέτη των κατατομών στην υπήνεμη περιοχή, αναδεικνύουν πως οι συνθήκες που ευνοούν την «κατάρρευση» ενός ορεογραφικού κύματος εμφανίζονται στο ατμοσφαιρικό στρώμα μεταξύ 800 και 700 hPa. Επιπλέον, οι συνθήκες ενίσχυσης της καταβατικής ροής εξαιτίας της «κατάρρευσης» του κύματος φαίνεται να επιμένουν μετά την εξασθένηση της μέγιστης ταχύτητας των ανέμων, αλλά με μικρότερη ένταση. Η παρουσία του κύριου κρίσιμου επιπέδου ενισχύει την ανάπτυξη ισχυρών ανέμων στα χαμηλότερα ατμοσφαιρικά επίπεδα όπως αναφέρεται σε εργασίες των Clark and Peltier (1977) και Smith (1985), ενώ σημαντική είναι και η συμβολή των «αυτό-δημιουργούμενων» κρίσιμων επιπέδων σύμφωνα με τις εργασίες των Durran and Klemp (1987) και Bacmeister and Pierrehumbert (1988).

Επιπροσθέτως, τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων ευαισθησίας έδειξαν πως το μέγιστο της εντάσεως της καταβατικής ροής στην προσομοίωση FILL είναι μεγαλύτερο από την κύρια προσομοίωση CNTL, εξαιτίας της μεγαλύτερης (βαθύτερης) περιοχής «κατάρρευσης» του ορεογραφικού κύματος. Η προσομοίωση NMNT αναπαράγει ένα σχεδόν ομοιόμορφα κατανεμημένο πεδίο ροής του ανέμου στην περιοχή ενδιαφέροντος, με πιο εξασθενημένη ροή συγκριτικά με την κύρια προσομοίωση και ένα μη ρεαλιστικό πεδίο πίεσης. Το γενικό συμπέρασμα από τις συγκρίσεις των αποτελεσμάτων είναι ότι η παρουσία του Μιτσικελίου, το οποίο αποτελεί ένα απομωνομένο ορεινό εμπόδιο, τροποποιεί σημαντικά το πεδίο ροής του ανέμου τόσο ανάντη όσο και κατάντη του βουνού, κατά τη διάρκεια ενός επεισοδίου θυελλώδους καταβατικής ροής.

Τέλος, στο κεφάλαιο αυτό επισημάνθηκε πως οι προσομοιώσεις υψηλότερης ανάλυσης, βελτιώνουν την ανάπτυξη της τοπικότητας του φαινομένου κατά τη διάρκεια θυελλώδους καταβατικής ροής υπεράνω πολύπλοκης τοπογραφίας, καθώς επίσης

143

συνεισφέρουν ευεργετικά στην πρόγνωση ακραίων φαινομένων με περιορισμένη χωρική έκταση, όπως στη συγκεκριμένη περίπτωση. Παρόλα αυτά, θα πρέπει να επισημανθεί πως αυτή η μελέτη παρουσιάζει το μειονέκτημα των περιορισμένων διαθέσιμων επιφανειακών σταθμών παρατήρησης, κάτι το οποίο αποτελεί βασικό πρόβλημα στις ορεινές περιοχές της Ελλάδας. Ένα πυκνότερο δίκτυο σταθμών ανάντη και κατάντη του βουνού, θα επέτρεπαν την αναλυτικότερη μελέτη και στη συνέχεια, την καλύτερη κατανόηση των χαρακτηριστικών ενός επεισοδίου θυελλώδους καταβατικής ροής.

Κινούμενη σε αυτή την κατεύθυνση, η Περιφέρεια Ηπείρου σε συνεργασία με το Εργαστήριο Μετεωρολογίας του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων, εγκατέστησε ένα δίκτυο δέκα αυτόματων μετεωρολογικών σταθμών για την καλύτερη καταγραφή των μετεωρολογικών συνθηκών στην ευρύτερη περιοχή της Ηπείρου, δημιουργώντας μια βάση δεδομένων ικανή να μελετήσει τοπικά φαινόμενα, όπως αυτό που παρουσιάζεται στην παρούσα διατριβή (<u>http://www.epirusmonitoring.gr</u>). Παράλληλα, σε μια προσπάθεια για την έγκαιρη προειδοποίηση του κοινού της περιφέρειας Ηπείρου αλλά και των τοπικών αρχών της στις περιπτώσεις πρόγνωσης έντονων καιρικών φαινομένων (συμπεριλαμβανομένων και των θυελλωδών ανέμων καταβατικής ροής, στις υπήνεμες περιοχές του όρους Μιτσικέλι), το Εργαστήριο Μετεωρολογίας του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων και το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών, συμμετέχουν στο ερευνητικό πρόγραμμα RISKMED (<u>http://www.riskmed.net</u>). Σκοπός του προγράμματος, είναι η διαρκής ενημέρωση του κοινού όσον αφορά στις τρέχουσες καιρικές συνθήκες και στην πρόγνωση του καιρού, καθώς επίσης και στις περιπτώσεις κατά τις οποίες ενδέχεται να απαιτηθεί η λήψη εκτάκτων μέτρων (Bartzokas et al., 2010).

144

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΣΗ ΡΟΗΣ ΚΑΙ ΑΝΕΜΟΙ ΚΑΝΑΛΙΣΜΟΥ ΣΤΟ ΝΗΣΙ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ Η διάταξη των πολυάριθμων νησιών του Αιγαίου, καθώς επίσης και οι τοπογραφικές εξάρσεις που τα χαρακτηρίζουν, τροποποιούν το πεδίο ροής του ανέμου στο Αιγαίο Πέλαγος. Ιδιαίτερα κατά την περίοδο των θερινών μηνών στο Αιγαίο εγκαθίσταται ένα βόρειο ρεύμα, κατά τη διάρκεια του οποίου παρατηρείται μια μεταβλητότητα της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου ανάμεσα στα νησιά του Αιγαίου, διαμορφώνοντας τις ξεχωριστές κλιματολογικές συνθήκες για κάθε σύμπλεγμα νησιών. Το επικρατούν βόρειο ρεύμα κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, σχετίζεται σε μεγάλο βαθμό με τους *Ετησίες ανέμους*, γνωστούς και ως Μελτέμια. Ιδιαίτερη αναφορά στους Ετησίες, θα δοθεί στην επόμενη παράγραφο του παρόντος κεφαλαίου.

Εξαιρετικό παράδειγμα απομονωμένου τοπογραφικού χαρακτηριστικού, το οποίο προσανατολίζεται κάθετα στο βόρειο ρεύμα, είναι το νησί της Κρήτης. Το νησί της Κρήτης βρίσκεται στο Νότιο Αιγαίο, έχοντας διαστάσεις μεγάλου μήκους και μικρού πλάτους, με τον άξονα Δύσης-Ανατολής να προσανατολίζεται κάθετα στην επικρατούσα βόρεια ροή. Το νησί εμπεριέχεται στην περιοχή που ορίζεται με γεωγραφικό πλάτος από 34.9 Ν έως 35.7 Ν και γεωγραφικό μήκος από 23.4 Ε έως 26.4 Ε (Σχήμα 4.1α). Η τοπογραφία της Κρήτης χαρακτηρίζεται από υψηλά βουνά στο κεντρικό και δυτικό τμήμα της, οι κορυφές των οποίων φτάνουν περίπου τα 2500 m, ενώ βουνά μικρότερου ύψους βρίσκονται στα ανατολικά τμήματα του νησιού. Στην ενδοχώρα του νησιού βρίσκονται αρκετά ορεινά κανάλια, δηλαδή κανάλια τοπογραφικών εξάρσεων μεταξύ των βουνών. Ένα από τα σημαντικότερα ορεινά κανάλια τοποθετείται μεταξύ των δύο υψηλότερων βουνών του νησιού, τα Λευκά Όρη (2453 m) και το όρος $I\delta\eta$ (2456 m) (Σχήμα 4.1β). Το κανάλι αυτό έχει μήκος από βορρά προς νότο ~25 km και πλάτος της τάξεως των 30-40 km, με την τοπογραφία του να αποτελείται από αρκετούς λόφους και μικρότερα βουνά με το ύψος τους να ποικίλει από 100 έως 600 μέτρα.

Στα πλαίσια της παρούσας διατριβής, μελετήθηκε η τροποποίηση του πεδίου ροής του ανέμου γύρω από το νησί της Κρήτης και του ρόλου της τοπογραφίας σε αυτό το φαινόμενο, ενώ δόθηκε έμφαση στη μελέτη της δημιουργίας και της ανάπτυξης του

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

ανέμου καναλισμού που παρατηρείται στο κυριότερο ορεινό κανάλι του νησιού. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από παρατηρήσεις επίγειων μετεωρολογικών σταθμών, που τοποθετήθηκαν σε τέσσερις περιοχές κατά μήκος του καναλιού στα πλαίσια σχετικού πειράματος, λεπτομέρειες του οποίου θα δοθούν στη συνέχεια, δορυφορικά δεδομένα υψηλής ανάλυσης από το δορυφόρο QuikSCAT για τη μελέτη του πεδίου ροής γύρω από το νησί της Κρήτης καθώς και ραδιοβολίσεις από το αεροδρόμιο του Ηρακλείου για την αποτύπωση της ανάντη ροής. Τέλος, εκτελέσθηκαν προσομοιώσεις πολύ υψηλής ανάλυσης με το αριθμητικό μοντέλο MM5, για την περαιτέρω διερεύνηση της τροποποίησης της ροής μέσα στο κανάλι κατά τη διάρκεια ενός επεισοδίου ισχυρού βορείου ρεύματος στο Αιγαίο (24-25 Αυγούστου 2007).

Το παρόν κεφάλαιο διαχωρίζεται σε δύο ενότητες. Στην πρώτη ενότητα (κεφάλαια 4.2–4.6) δίδεται η περιγραφή της πειραματικής διάταξης που χρησιμοποιήθηκε, καθώς επίσης η παρουσίαση και η ανάλυση των αποτελεσμάτων της επεξεργασίας των παρατηρησιακών δεδομένων που συλλέχθηκαν κατά την περίοδο του πειράματος. Επίσης, αναφέρονται τα συμπεράσματα της μελέτης της αλληλεπίδρασης του πεδίου ροής με την τοπογραφία του νησιού κατά τη διάρκεια ενός επεισοδίου ισχυρής ροής Ετησίων ανέμων. Στη δεύτερη ενότητα (κεφάλαια 4.7–4.11) παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της προσομοίωσης του προαναφερόμενου συμβάντος, χρησιμοποιώντας κατακόρυφες διατομές, τροχιές αερίων σωματιδίων και ραδιοβολίσεις. Τέλος, γίνεται παρουσίαση και ανάλυση των αποτελεσμάτων προσομοιώσεων τροποποιημένης τοπογραφίας του καναλιού (δοκιμές ευαισθησίας).





Σχήμα 4.1. Χάρτης (α) της Ελλάδος και (β) του νησιού της Κρήτης, όπου διακρίνονται οι θέσεις των υψηλότερων βουνών της (Λευκά Όρη και Ίδη), καθώς επίσης και οι τοποθεσίες που εγκαταστάθηκαν οι μετεωρολογικοί σταθμοί: στο Ρέθυμνο (RS), στους Αρμένους (AS), στις Μουρνές (MS) και στον Κεραμέ (KS) του Νομού Ρεθύμνου. Επιπλέον, στο χάρτη σημειώνεται και η θέση του αεροδρομίου του Ηρακλείου (LGIR). Τα λευκά τετράγωνα επισημαίνουν τις θαλάσσιες περιοχές ανάντη και κατάντη της εισόδου και εξόδου του καναλιού αντίστοιχα, των οποίων τα δορυφορικά δεδομένα επεξεργάστηκαν. Επίσης, παρουσιάζεται η κατατομή του δυτικού και κεντρικού τμήματος του νησιού όπως διακρίνεται από το νότο. Το υψομετρικό επίπεδο και οι θέσεις των βουνών και του καναλιού σημειώνονται στο διάγραμμα.

4.1 Ετησίες άνεμοι

Κατά τη διάρκεια των θερινών μηνών οι ισχυροί άνεμοι βορείων διευθύνσεων που πνέουν στο Αιγαίο Πέλαγος, ονομάζονται Ετησίες. Συγκεκριμένα στο Βόρειο Αιγαίο οι άνεμοι αυτοί πνέουν από βορειοανατολικές διευθύνσεις, από βόρειες στο Κεντρικό και Νότιο Αιγαίο, ενώ στρέφονται σε βορειοδυτικούς στο Νοτιοανατολικό Αιγαίο. Οι Ετησίες είναι άνεμοι συνήθως ξηροί και σχετικά ψυχροί, καθώς μεταφέρουν τις σχετικά ψυχρότερες ηπειρωτικές αέριες μάζες από την περιοχή της Νότιας Ρωσίας και της Κασπίας Θάλασσας, συνεισφέροντας στη μείωση της επιφανειακής θερμοκρασίας και κατ' επέκταση στην ελάττωση της θερινής ζέστης, διαμορφώνοντας πιο άνετες συνθήκες στην ανατολική ηπειρωτική Ελλάδα και τα νησιά του Αιγαίου (Meteorological Office, 1962). Οι άνεμοι αυτοί μπορούν να πνέουν με θυελλώδεις εντάσεις στις θάλασσιες περιοχές, δημιουργώντας προβλήματα στις ακτοπλοϊκές συγκοινωνίες εντός του Αιγαίου Πελάγους κατά τη διάρκεια της σημαντικότερης τουριστικής περιόδου. Επίσης, οι ισχυροί βόρειοι άνεμοι διαδραματίζουν ένα σημαντικό ρόλο στην εξάπλωση των δασικών πυρκαγιών στην ανατολική και νότια

Οι Ετησίες άνεμοι, δημιουργούνται από το συνδυασμό του αυλώνα του Περσικού Κόλπου (στο δυτικό κράσπεδό του), με την εξάπλωση του υποτροπικού συστήματος υψηλών πιέσεων στην Ανατολική Μεσόγειο (Meteorological Office, 1962; Κατσούλης, 1970; Metaxas, 1973, 1977; Prezerakos, 1975; Αρσένη-Παπαδημητρίου, 1984; Bitan and Saaroni, 1992; Ziv et al., 2004). Επιπροσθέτως, η ροή τους πολλές φορές σχετίζεται με τη διέλευση ψυχρών μετώπων στην περιοχή των Βαλκανίων και τη σχετική κυκλοφορία του ψυχρού αέρα που βρίσκεται πίσω από αυτά (Metaxas, 1973; Kotroni et al., 2001).

Η διεύθυνση Ετησίων επηρεάζεται από τα χαρακτηριστικά της πολύπλοκης τοπογραφίας κάθε περιοχής, όπως τα υψηλά βουνά της ηπειρωτικής Ελλάδας, των νοτίων Βαλκανίων, της Τουρκίας και φυσικά των νησιών του Αιγαίου που ποικίλουν σε έκταση (Σχήμα 4.1α). Οι Brody and Nestor (1985) παρατήρησαν πως αυτά τα τοπογραφικά χαρακτηριστικά μπορούν να δημιουργήσουν καναλισμό μεταξύ των νησιών και της ενδοχώρας, καθώς επίσης και φαινόμενα γωνιακής επίδρασης (corner effects) και εμποδισμού, στις περιοχές των ορεινών εμποδίων. Επιπλέον, ορεινές εξάρσεις οι οποίες προσανατολίζονται κάθετα στη διεύθυνση των Ετησίων (όπως τα βουνά της Κρήτης, Σχήμα 4.1β) μπορούν να επιβραδύνουν σημαντικά τη ροή στην ανάντη πλευρά τους (Kotroni et al., 2001).

Οι συνοπτικές συνθήκες οι οποίες οδηγούν στην έναρξη των Ετησίων ανέμων, αντικείμενο μελέτης πολλών έχουν αποτελέσει ερευνητών στο παρελθόν (Meteorological Office, 1962; Κατσούλης, 1970; Metaxas, 1977; Αρσένη-Παπαδημητρίου, 1984; Brody and Nestor, 1985; Metaxas and Bartzokas, 1994; Ziv et al., 2004). Επίσης, μελέτη έχει πραγματοποηθεί και για τη σχέση των ταχυτήτων των Ετησίων ανέμων με τη βαροβαθμίδα στο Αιγαίο και συγκεκριμένα μεταξύ των πόλεων της Θεσσαλονίκης και της Ρόδου (Prezerakos, 1975). Παρόλα αυτά, ελάχιστες μελέτες έχουν εκπονηθεί για την ανάλυση της αλληλεπιδράσεως των Ετησίων με τα τοπογραφικά χαρακτηριστικά στην περιοχή του Αιγαίου. Ενδεικτικά από τις παλαιότερες εργασίες αναφέρεται η εργασία του Παπαγιαννάκη (1966), όπου αναφέρει τους θυελλώδεις βόρειους ανέμους στην περιοχή της Νότιας Κρήτης και διακρίνει τις περιοχές όπου πνέουν, στηριζόμενη σε παρατηρήσεις πλοίων και επίγειων μετεωρολογικών σταθμών. Επίσης, στην εργασία του Metaxa (1973), αναφέρεται η επίδραση των Ετησίων ανέμων με την πολύπλοκη τοπογραφία των νησιών του Αιγαίου και τη σχέση των θερμοκρασιών της θάλασσας και του αέρα στην ευρύτερη περιοχή. Ενώ, από τις πιο πρόσφατες εργασίες είναι αυτή των Kotroni et al. (2001), όπου χρησιμοποιήθηκαν παρατηρήσεις καθώς επίσης και αποτελέσματα προσομοιώσεων αριθμητικού μοντέλου. Τα αποτελέσματα της μελέτης έδειξαν μια ζώνη επιβράδυνσης της ροής ανάντη του νησιού έως και 120 km, μια εκτροπή της διεύθυνσης της ροής προς τα ανατολικά, καθώς επίσης και το σχηματισμό απόνερων (wakes) στην υπήνεμη πλευρά του νησιού (Σχήμα 1.18).

4.2 Περιγραφή των παρατηρησιακών δεδομένων

4.2.1 Δεδομένα από επίγειους μετεωρολογικούς σταθμούς

Κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού 2007, από τον Ιούλιο έως το Σεπτέμβριο, εγκαταστάθηκαν τέσσερις διατάξεις μετεωρολογικών σταθμών κατά μήκος του καναλιού μεταξύ των δύο υψηλότερων βουνών της Κρήτης (Λευκά Όρη και όρος Ίδη) στις περιοχές: του Ρεθύμνου, των Αρμένων, των Μουρνών και του Κεραμέ του Νομού Ρεθύμνου (Σχήμα 4.1β και πίνακας 4.1). Η εγκατάσταση των μετεωρολογικών σταθμών είχε σκοπό την καταγραφή των μετεωρολογικών παραμέτρων και ιδιαίτερα των ανεμολογικών κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, ώστε να μελετηθεί η μεταβολή της ροής στο εσωτερικό του ορεινού καναλιού. Ένας μετεωρολογικός σταθμός αποτελείται από: έναν ανεμοδείκτη, ένα ανεμόμετρο τριών κυπέλλων, ένα βρογόμετρο, αισθητήρες υγρασίας και θερμοκρασίας σε αεριζόμενο με ανεμιστήρα κλωβό, καθώς επίσης και ένα βαρόμετρο (Σχήμα 4.2α). Σε κάθε μία από τις τέσσερις τοποθεσίες, η διάταξη των σταθμών ήταν τέτοια ώστε η καταγραφή των μετρήσεων της θερμοκρασίας και της υγρασίας να πραγματοποιείται στα ύψη των 2 και 5 μέτρων αντίστοιχα, ενώ η ταχύτητα και η διεύθυνση του ανέμου να καταγράφεται στα ύψη των 5 και 10 μέτρων, αντίστοιχα. Η δειγματοληψία των μετεωρολογικών παραμέτρων γίνεται κάθε 2.5 δευτερόλεπτα, ενώ για τη στατιστική ανάλυση της ταχύτητας του ανέμου, τα δεδομένα μεσοποιούνται στο χρονικό διάστημα των πέντε λεπτών. Επίσης, η μέγιστη καταγραφόμενη τιμή της ταχύτητας του ανέμου στο διάστημα των 5 λεπτών αντιστοιχεί στην τιμή της ριπής του ανέμου.

Οι περιοχές όπου εγκαταστάθηκαν οι σταθμοί παρουσιάζουν διαφορετικά τοπογραφικά χαρακτηριστικά (Πίνακας 4.1). Ο πρώτος σταθμός τοποθετήθηκε στο Ρέθυμνο (RS, στη συνέχεια), σε παραθαλάσσιο σχεδόν επίπεδο έδαφος. Η θέση αυτή επιλέχθηκε ώστε να μελετηθεί η εισερχόμενη ροή στο κανάλι προτού υποστεί οποιαδήποτε τροποποίηση. Ο δεύτερος σταθμός τοποθετήθηκε στην περιοχή του Κεραμέ (KS, στη συνέχεια), σε παραθαλάσσια τοποθεσία και επιλέχθηκε λόγω της θέσης του στην έξοδο του καναλιού. Οι μετεωρολογικές συνθήκες της συγκεκριμένης περιοχής επηρεάζονται σημαντικά από την παρουσία του καναλιού. Επιπροσθέτως, οι

151

δύο ηπειρωτικοί σταθμοί στους Αρμένους (AS, στη συνέχεια) και στις Μουρνές (MS, στη συνέχεια), επιλέχθηκαν για τη μελέτη της ροής στο εσωτερικό του καναλιού. Τέλος, θα πρέπει να επισημανθεί ότι όλοι οι σταθμοί τοποθετήθηκαν σε αγροτικές περιοχές, σε μια προσπάθεια αποφυγής καταγραφών που σχετίζονται με αστικές επιδράσεις.

Σταθμός	Γεωγραφικό Πλάτος	Γεωγραφικό Μήκος	Υψόμετρο (m)	Τοπογραφία θέσης σταθμών
Ρέθυμνο	35° 22' 04" N	24° 26' 40" E	25	παραθαλάσσιος
Αρμένοι	35° 17' 50" N	24° 27' 26" E	359	ηπειρωτικός και σε επίπεδο έδαφος
Μουρναί	35° 12' 34" N	24° 31' 21" E	509	ηπειρωτικός και σε ορεινό έδαφος
Κεραμές	35° 08' 53" N	24° 30' 10" E	10	παραθαλάσσιος

Πίνακας 4.1. Γενικά χαρακτηριστικά επίγειων μετεωρολογικών σταθμών.

4.2.2 Δορυφόρος QuikSCAT

Ένα μεγάλο τμήμα των ανεμολογικών δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν σε αυτή την εργασία, προέρχονται από το σκεδασόμετρο μέτρησης ανέμου σε θαλάσσιες περιοχές του δορυφόρου QuikSCAT (Σχήμα 4.2β), που ανήκει στη Διεθνή Ατμοσφαιρική και Διαστημική Υπηρεσία (National Atmospheric and Space Administration) (Lungu et al., 2006; <u>http://manati.orbit.nesdis.noaa.gov/hires/</u>). Ο δορυφόρος QuikSCAT ήταν πολικής τροχιάς, με το εύρος σάρωσής του περίπου στα 1800 km, ενώ η συχνότητα περάσματος από την ίδια περιοχή ήταν περίπου δύο φορές την ημέρα. Εκτοξεύτηκε στις 19 Ιουνίου 1999, για να αναπληρώσει το δορυφόρο ADEOS-1, ο οποίος παρουσίασε βλάβη τον Ιούνιο του 1997, ενώ η λειτουργία του τερματίστηκε στις 23 Νοεμβρίου του 2009. Το σκεδασόμετρο του συγκεκριμένου δορυφόρου ήταν τύπου Ku-band, το οποίο εκτιμούσε το διάνυσμα του ανέμου στην επιφάνεια της θάλασσας μετρώντας την οπισθοσκέδαση των τριχοειδών κυμάτων στη θαλάσσια επιφάνεια, σε κλίμακα εκατοστού (Brennan et al., 2007). Ο QuikSCAT παρήχε δεδομένα οριζόντιας χωρικής ανάλυσης 25 km, ενώ από το 2003 παρέχονταν και δεδομένα υψηλής ανάλυσης των 12.5 km σε σχεδόν πραγματικό χρόνο (<u>ftp://podaac.jpl.nasa.gov/pub/ocean_wind/quikscat/L2B12/data/</u>). Σε αυτή την εργασία, χρησιμοποιήθηκαν τα δεδομένα υψηλής ανάλυσης των 12.5 km.

Σύμφωνα με τις τεχνικές προδιαγραφές του αισθητήρα, οι μετρήσεις του δορυφόρου όσον αφορά το μέτρο της ταχύτητας του ανέμου, είχαν μια ακρίβεια της τάξεως των ± 0.2 m s⁻¹ σε ένα εύρος από 3-20 m s⁻¹, ενώ η ακρίβεια μετρήσεων της διεύθυνσης ήταν $\pm 20^{\circ}$. Τα ανακτώμενα ανεμολογικά δεδομένα αναφέρονταν στο ύψος των 10 μέτρων από την επιφάνεια της θάλασσας. Η καταγραφή των δεδομένων κάλυπτε μια περιοχή 900 km σε κάθε πλευρά σάρωσης του δορυφόρου, παρέχοντας με αυτό τον τρόπο την καλύτερη χωρική δειγματοληψία στην περιοχή του Αιγαίου Πελάγους. Ο δορυφόρος QuikSCAT «σάρωνε» το Αιγαίο Πέλαγος δύο φορές την ημέρα, με την πρώτη διέλευση να πραγματοποιείται τις πρώτες πρωινές ώρες και τη δεύτερη τις απογευματινές ώρες.

Σύμφωνα με τις αναλύσεις που πραγματοποιήθηκαν σε εργασία των Sharma and D' Sa (2008), μεταξύ δεδομένων του δορυφόρου QuikSCAT και μετρήσεων των παραμέτρων του ανέμου σε πλωτήρες στην περιοχή του Κόλπου του Μεξικού το χρονικό διάστημα από τον Ιανουάριο του 2005 έως το Φεβρουάριο του 2007, τα δεδομένα των 12.5 km εμφανίζουν μεγαλύτερη ακρίβεια σε σχέση με τα δεδομέναν του QuikSCAT ήταν μεγαλύτερη κατά τη διάρκεια παρουσίας βορείου ρεύματος στο Αιγαίο, αφού δε σημειώνεται βροχόπτωση. Η βροχόπτωση γενικά περιορίζει την ακρίβεια του καλοκαιριού η βόρεια ροή που επικρατεί στο Αιγαίο είναι τουλάχιστον μέτριας εντάσεως, γεγονός που εξασφαλίζει την ποιότητα των ανεμολογικών παρατηρήσεων.

4.2.3 Δεδομένα ραδιοβολίσεων

Η ραδιοβολίδα είναι μια πλατφόρμα μετεωρολογικών οργάνων, που χρησιμοποιείται για την καταγραφή των μετεωρολογικών παραμέτρων της θερμοκρασίας αέρα, της υγρασίας καθώς επίσης της διεύθυνσης και της ταχύτητας του ανέμου, από το έδαφος έως περίπου το ύψος των 30 km. Οι καταγραφές της μεταδίδονται ασύρματα από ένα πομπό στη ραδιοβολίδα προς έναν επίγειο δέκτη στη συχνότητα των 403 MHz ή των 1680 MHz, ενώ η ανύψωση της πλατφόρμας μέσα στην ατμόσφαιρα πραγματοποιείται με τη χρήση ενός μπαλονιού με ήλιο, το μέγεθος του οποίου εξαρτάται από το βάρος των οργάνων (Σχήμα 4.2γ) (University of Wisconsin-Madison, <u>http://www.aos.wisc.edu/~hopkins/wx-inst/wxi-raob.htm</u>). Η απελευθέρωση της ραδιοβολίδας πραγματοποιείται δύο φορές την ημέρα, λίγο πριν τις 00:00 και 12:00 UTC, σε περισσότερες από 800 επιλεγόμενες θέσεις εκτόξευσης ραδιοβολίδων, παγκοσμίως (University of Wyoming,<u>http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html</u>).

Στην Ελλάδα υπάρχουν τρεις σταθμοί εκτόξευσης ραδιοβολίδων, που βρίσκονται στα αεροδρόμια: «Μακεδονία» της Θεσσαλονίκης (Κωδικός LGTS, 16622), Ελληνικού της Αθήνας (Κωδικός LGAT, 16716) και «Νίκος Καζαντζάκης» του Ηρακλείου Κρήτης (Κωδικός LGIR, 16754). Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιούνται τα δεδομένα της ραδιοβόλισης του Ηρακλείου, για τη μελέτη των ατμοσφαιρικών συνθηκών ενός επεισοδίου ισχυρής βόρειας ροής στο νησί της Κρήτης.



Σχήμα 4.2. Παρατηρησιακά μέσα που χρησιμοποιήθηκαν για τη μελέτη της αλληλεπίδρασης του βορείου ρεύματος στο Αιγαίο με το πολύπλοκο ορεινό ανάγλυφο του νησιού της Κρήτης, καθώς επίσης και της ροής στο εσωτερικό του σημαντικότερου καναλιού, κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού 2007. (α) Εικόνα διάταξης μετεωρολογικών σταθμών στην περιογή των Μουρνών (MS), για τη μελέτη της τροποποίησης της ροής στο κανάλι. Στην εικόνα διακρίνονται τα δύο διαφορετικά ύψη καταγραφής θερμοκρασίας και υγρασίας (λευκοί κλωβοί) στα 2 και 5 m αντίστοιγα, καθώς επίσης και οι θέσεις των ανεμοδεικτών για τις καταγραφές των παραμέτρων του ανέμου στα 5 και 10 m, αντίστοιχα. (β) Δορυφόρος QuikSCAT, δεδομένα του οποίου χρησιμοποιήθηκαν για τη μέλετη της γενικής ροής του πεδίου ροής του ανέμου γύρω από το νησί της Κρήτης, καθώς επίσης και στις θαλάσσιες περιοχές ανάντη και κατάντη του καναλιού (Εικόνα από: winds.jpl.nasa.gov/missions/quikscat/). (γ) Εικόνα ραδιοβολίδας που χρησιμοποιείται στο αεροδρόμιο του Ηρακλείου (LGIR). Τα δεδομένα της χρησιμοποιήθηκαν για τη μελέτη της ροής ανάντη του καναλιού (Εικόνα $\alpha \pi \dot{\alpha}$ http://www.webmet.com/met_monitoring/912.html).

4.3 Επεξεργασία των επίγειων δεδομένων

Η ανάλυση των δεδομένων από τους επίγειους μετεωρολογικούς σταθμούς που θα παρουσιαστεί σε αυτή την παράγραφο, θα βοηθήσουν στην κατανόηση των μετεωρολογικών συνθηκών που επικρατούν στο εσωτερικό του καναλιού, κατά τη διάρκεια του βορείου ρεύματος στο Αιγαίο. Κατά τη διάρκεια των 92 ημερών που διήρκησε το πείραμα (από τον Ιούλιο έως το Σεπτέμβριο του 2007), στο σταθμό KS κατεγράφησαν 48 ημέρες κατά τις οποίες η ταχύτητα του ανέμου ήταν τουλάχιστον 5 m s⁻¹ στο ύψος των 10 m, βορείων διευθύνσεων (από δυτικές-βορειοδυτικές έως ανατολικές-βορειοανατολικές διευθύνσεις) τις μεσημβρινές κι απογευματινές ώρες (από 12:00 έως 19:00 τοπική θερινή ώρα, δηλαδή από τις 09:00 έως τις 16:00 UTC). Αυτές οι ημέρες χαρακτηρίστηκαν ως ημέρες βόρειας ροής (Northern Wind Flow Days, στη συνέχεια NWFD).

Το κατώφλι των 5 m s⁻¹ επιλέχθηκε αυθαίρετα, ώστε να αποκλειστούν μετρήσεις ασθενών ανέμων που συνδέονται με φαινόμενα τοπικής κλίμακας (όπως θαλάσσια/απόγειος αύρα). Επίσης, το χρονικό διάστημα των μεσημβρινών κι απογευματινών ωρών επελέγη με γνώμονα το γεγονός ότι σε αρκετές μελέτες που σχετίζονται με την ισχυρή βόρεια ροή στο Αιγαίο, έχει επισημανθεί ότι οι μέγιστες εντάσεις των ανέμων παρατηρούνται κατά τις μεσημβρινές ώρες, ενώ κατά τις βραδινές τις περισσότερες φορές, παρουσιάζουν εξασθένηση (Metaxas and Bartzokas, 1994). Οι ημέρες Ετησίων συμπεριλαμβάνονται στις NWFD όταν εξασφαλίζονται οι κατάλληλες συνοπτικές συνθήκες για μια τέτοια ροή. Το υψηλό ποσοστό των επιλεγμένων ημερών (~52%, 48 από τις 92 ημέρες), τονίζει ότι η βόρεια ροή στο Αιγαίου κατά τη διάρκεια των θερινών μηνών (Metaxas and Bartzokas, 1994; Meteorological Office, 1962).

4.3.1 Επεξεργασία των ανεμολογικών δεδομένων

(α) Κατανομή της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου

Τα ραβδογράμματα του Σχήματος 4.3α περιγράφουν τη συχνότητα εμφάνισης της διεύθυνσης του ανέμου και για τους τέσσερις σταθμούς, κατά τη διάρκεια των 48 NWFD. Όπως αναμενόταν, η επικρατούσα διεύθυνση για όλες τις επιλεγμένες θέσεις κατά τη διάρκεια των NWFD, προερχόταν από το βόρειο τομέα (από βορειοδυτικά έως βορειοανατολικά). Για τον RS, το βορειότερο σταθμό, η βορειοδυτική διεύθυνση κυριαρχεί κατά τη διάρκεια της βόρειας ροής με ένα ποσοστό ~24% των δεδομένων, ενώ στον AS η επικρατούσα διεύθυνση ήταν η βόρεια-βορειοδυτική με ένα ποσοστό ~47%. Η βόρεια διεύθυνση ήταν η επικρατούσα στις περιοχές κοντά στην έξοδο του καναλιού, με ποσοστά ~56% για τον KS και ~45% για τον MS. Όπως διακρίνεται στο Σχήμα 4.3α, κατά μήκος του καναλιού παρατηρείται μια στροφή της επικρατούσας διεύθυνσης του ανέμου κατά τη φορά των δεικτών του ρολογιού, που οφείλεται στον τοπικής κλίμακας καναλισμό εξαιτίας της περιβάλλουσας τοπογραφίας.

Για τους σταθμούς RS και AS, η ισχυρότερη ροή καταγράφτηκε από βόρειες έως βορειοδυτικές διευθύνσεις. Στο σημείο αυτό, θα πρέπει να επισημανθεί το σχετικά υψηλό ποσοστό ανέμων νοτίας διεύθυνσης (~16%) κατά τη διάρκεια των NWFD. Σύμφωνα με τη στατιστική ανάλυση, οι νότιοι αυτοί άνεμοι παρατηρούνται κατά τη διάρκεια της νύκτας και των πρώτων πρωινών ωρών (από τις 23:00 έως τις 07:00 τοπική ώρα). Επιπλέον, η ένταση αυτών των ανέμων είναι ιδιαίτερα ασθενής, όπως διακρίνεται και στο Σχήμα 4.3β. Η διεύθυνση αλλά και η ένταση του ανέμου στον RS κατά τη διάρκεια των νυκτερινών ωρών, μαρτυρούν την παρουσία απογείου αύρας στην περιοχή. Τέλος, οι υψηλότερες τιμές της ταχύτητας του ανέμου καταγράφονται στις θέσεις κοντά στην έξοδο του καναλιού, με μέση ταχύτητα ~9 m s⁻¹ και 7 m s⁻¹ για τον KS και MS, αντίστοιχα (Σχήμα 4.3β).

Για την καλύτερη απεικόνιση της συσχέτισης μεταξύ της θέσεως κάθε σταθμού και της έντασης της βόρειας ροής μέσα στο κανάλι, δημιουργήθηκε μια ταξινόμηση της εντάσεως του ανέμου. Τα ανεμολογικά δεδομένα ανάλογα με το μέτρο της ταχύτητας του ανέμου ταξινομήθηκαν σε έξι κατηγορίες, στρογγυλοποιώντας τα διαθέσιμα πεντάλεπτα ανεμολογικά δεδομένα στον πλησιέστερο ακέραιο: τη νηνεμία – μηδενικές ταχύτητες ανέμου –, τους ασθενείς ανέμους (1-3 m s⁻¹), τους σχεδόν μέτριους ανέμους (4-6 m s⁻¹), τους μετρίους ανέμους (7-9 m s⁻¹), τους ισχυρούς ανέμους (10-12 m s⁻¹) και τους σχεδόν θυελλώδεις ανέμους, με ταχύτητες άνω των 12 m s⁻¹. Η συχνότητα εμφάνισης των κατηγοριών κατά τη διάρκεια των NWFD απεικονίζεται στο Σχήμα 4.3γ.

Στον RS η μέγιστη συχνότητα εμφάνισης εντοπίζεται στην κατηγορία των ασθενών ανέμων, έπεται η κατηγορία των σχεδόν μετρίων ανέμων, ενώ οι υπόλοιπες κατηγορίες εμφανίζουν σαφώς χαμηλότερες συχνότητες εμφάνισης. Στον AS, οι τρεις πρώτες κατηγορίες εμφανίζουν τα υψηλότερα ποσοστά, με μια αιφνίδια πτώση της συχνότητας στην κατηγορία των μετρίων ανέμων. Στον MS η μέγιστη τιμή παρουσιάζεται στην κατηγορία των σχεδόν μετρίων ανέμων, ενώ στον KS η μέγιστη συχνότητα εμφάνισης εντοπίζεται στις μέτριες εντάσεις ανέμων, με σχετικά υψηλά ποσοστά και στις δύο επόμενες κατηγορίες των ισχυρών καθώς επίσης και των σχεδόν θυελλωδών ανέμων. Συμπερασματικά, οι κατηγορίες των ισχυρών καθώς επίσης και των σχεδόν θυελλωδών ανέμων εμφανίζονται στους KS και MS, αντίστοιχα.

157





Σχήμα 4.3. Ραβδογράμματα (α) συχνότητας εμφάνισης (%) ως συνάρτηση της διεύθυνσης του ανέμου και (β) κατανομής του μέτρου της ταχύτητας του ανέμου στο ύψος των 10 μέτρων, ανά διεύθυνση για τις ημέρες NWFD, για τους τέσσερεις σταθμούς.





Σχήμα 4.3 (συνέχεια). Ραβδογράμματα (γ) κατανομή της συχνότητας εμφάνισης (%) ως συνάρτηση της κατηγοριοποίησης του μέτρου της ταχύτητας του ανέμου στα 10 m και (δ) ωριαία κατανομή του μέτρου της ταχύτητας του ανέμου στα 10 m για τις ημέρες NWFD, για τους τέσσερεις σταθμούς.

Τα αποτελέσματα της στατιστικής επεξεργασίας, επιβεβαιώνουν τη θεωρία πως οι ισχυρότεροι άνεμοι σε κανάλια τέτοιας κλίμακας συμβαίνουν στην έξοδο του καναλιού, σε αντίθεση με το φαινόμενο Venturi. Το φαινόμενο Venturi, όπως αναφέρεται και στη θεωρία, στηρίζεται στις αρχές διατήρησης της μάζας, που έχει ως αποτέλεσμα την ενίσχυση της ροής στο στενότερο σημείο του καναλιού (Reed, 1931; Sharp and Mass, 2004). Αντιθέτως, σε πολλές μελέτες παγκοσμίως οι ισχυρότεροι άνεμοι εντοπίζονται στην έξοδο του καναλιού όπως στον Ισθμό του Juan de Fuca στον Kαναδά (Overland and Walter, 1981; Colle and Mass, 2000), στο κανάλι Columbia των H.Π.A. (Sharp and Mass, 2002). Τα αποτελέσματα παρόμοιων εργασιών έδειξαν ότι ο σημαντικότερος παράγοντας τροποποίησης της ροής σε ένα κανάλι είναι η οριζόντια βαροβαθμίδα. Παρόλα αυτά, μέγιστες εντάσεις ανέμων μπορούν να σημειωθούν και στο εσωτερικό ενός καναλιού, εξαιτίας του φαινομένου Venturi ή άλλων υδραυλικών επιδράσεων (Sharp and Mass, 2002).

Τέλος, για τη μελέτη της ημερήσιας μεταβολής της ταχύτητας του ανέμου στο εσωτερικό του καναλιού, εξετάστηκε η ωριαία κατανομή των δεδομένων (Σχήμα 4.3δ). Η μεγαλύτερη ένταση της ροής για όλους τους σταθμούς, παρατηρείται τις μεσημβρινές κι απογευματινές ώρες. Τα σημαντικότερα συμπεράσματα της ωριαίας κατανομής είναι τα ακόλουθα: οι υψηλότερες ταχύτητες του ανέμου καταγράφονται στον KS και ακολουθεί ο MS, ενώ πολύ χαμηλές ταχύτητες κατά τη διάρκεια των νυκτερινών και πρώτων πρωινών ωρών σημειώνονται στον AS (όπως διακρίνεται και στο Σχήμα 4.3γ). Επιπλέον, εξετάζοντας την ημερήσια διακύμανση, δηλαδή τη διαφορά μεταξύ της μέγιστης κι ελάχιστης τιμής της ταχύτητας του ανέμου σε ένα 24ωρο, οι ηπειρωτικοί σταθμοί (AS, MS) παρουσιάζουν τη μεγαλύτερη ημερήσια διακύμανση (~4 m s⁻¹), σε αντίθεση με τους παραθαλάσσιους σταθμούς (RS, KS) (~2 m s⁻¹). Αναλυτικά οι μέσες ημερήσιες διακυμάνσεις της ταχύτητας του ανέμου για όλους τους σταθμούς είναι: 1.5 m s⁻¹, 3.6 m s⁻¹ και 2.3 m s⁻¹ για RS, AS, MS και KS, αντίστοιχα.

(β) Ριπή ανέμου και συντελεστής ριπής

Κατά τη διάρκεια της επικράτησης βόρειας ροής στο κανάλι, καταγράφονται μεγάλες ταχύτητες ανέμου οι οποίες διαρκούν μικρό χρονικό διάστημα. Όπως αναφέρθηκε και στη θεωρία, οι καταγραφές αυτές αντιστοιχούν σε *ριπή* ανέμου. Οι μέγιστες ριπές του ανέμου καθ' όλη τη διάρκεια της περιόδου μελέτης (NWFD), κατεγράφησαν στους σταθμούς KS και MS με 25 και 22 m s⁻¹, αντίστοιχα. Η ένταση μιας ριπής ανέμου περιγράφεται από το συντελεστή ριπής (gust factor), ο οποίος υπολογίζεται από το λόγο της μέγιστης ριπής προς την επικρατούσα τιμή της ταχύτητας του ανέμου. Η επικρατούσα τιμή αντιστοιχεί στη μέση ταχύτητα του ανέμου για τη μέση χρονική περίοδο των 5 λεπτών, ενώ η μέγιστη ριπή αντιστοιχεί στην υψηλότερη τιμή που καταγράφτηκε το ίδιο χρονικό διάστημα. Και οι δύο τιμές αφορούν στο ύψος των 10 μέτρων. Σε αυτήν την εργασία, η ανάλυση των δεδομένων της ριπής του ανέμου πραγματοποιείται για την περίοδο από Ιούλιο έως Αύγουστο του 2007, για την οποία τα

δεδομένα της ριπής στα 10 m είναι διαθέσιμα. Τέλος, ο συντελεστής ριπής υπολογίζεται για μέσες ταχύτητες άνω των 5 m s⁻¹.

Οι μικρότερες τιμές του συντελεστή ριπής υπολογίστηκαν στον RS (1.33) και MS (1.44), ενώ οι υψηλότερες τιμές στον KS (1.62) και ακολουθεί ο AS (1.58). Το Σχήμα 4.4 απεικονίζει το συντελεστή ριπής σε σχέση με την ταχύτητα του ανέμου για την περιοχή του KS, όπου καταγράφονται οι μεγαλύτερες ταχύτητες του ανέμου, με τη μορφή θηκογραμμάτων (box plots). Το γράφημα δείχνει μια μείωση του συντελεστή ριπής, καθώς το μέτρο της ταχύτητας του ανέμου αυξάνει. Στις υψηλές τιμές της ταχύτητας του ανέμου, η μείωση αυτή είναι περισσότερο αιφνίδια, που ίσως οφείλεται στον περιορισμένο αριθμό δεδομένων για αυτές τις τιμές. Επίσης, σε μεγάλες ταχύτητες ανέμου (> 10 m s⁻¹) οι ακραίες τιμές του συντελεστή ριπής κυμαίνονται από 1.2 έως 1.9, ενώ η μέση τιμή βρίσκεται περίπου στο 1.5. Σύμφωνα με αναλύσεις του συντελεστή ριπής στη διεθνή βιβλιογραφία, ισχυρές ριπές μπορούν να δημιουργηθούν κατάντη των υψηλών βουνών, καθώς επίσης και στις εξόδους καναλιών, που βρίσκονται ανάμεσα από υψηλά βουνά. Η αλληλεπίδραση της αέριας ροής με την τοπογραφία του νησιού της Κρήτης και η συνεπαγόμενη δημιουργία ριπών ανέμου, φαίνεται να οφείλεται στην ανάπτυξη τοπικής τύρβης εξαιτίας της πολύπλοκης τοπογραφίας. Επίσης, η ενδοημερήσια μεταβολή της μέσης ωριαίας τιμής του συντελεστή ριπής στο KS, κυμαίνεται γύρω στο 10%. Θα πρέπει να σημειωθεί ότι και η ενδοημερήσια μεταβολή της μέση ταχύτητας του ανέμου είναι και αυτή ιδιαίτερα χαμηλή (Σχήμα 4.3δ).



Σχήμα 4.4. Θηκογράμματα συντελεστή ριπής σε σχέση με την ταχύτητα του ανέμου για δεδομένα άνω των 5 m s⁻¹ στον KS. Τα άνω και κάτω όρια του παραλληλογράμμου συμβολίζουν το 75% και 25% της ομάδας δεδομένων, αντίστοιχα. Τα άκρα των κατακόρυφων ευθύγραμμων τμημάτων αντιπροσωπεύουν το 5% και 95% των τιμών των δεδομένων, ενώ οι αστερίσκοι συμβολίζουν τη μέγιστη και την ελάχιστη τιμή, αντίστοιχα. Επίσης, οι γραμμές στο διάγραμμα απεικονίζουν τη μέση τιμή (συμπαγής μαύρη γραμμή) και το μέσο (50%) (διακεκομμένη μαύρη γραμμή) των δεδομένων. Για τη δημιουργία του διαγράμματος χρησιμοποιήθηκαν τα πεντάλεπτα δεδομένα του KS για τις ημέρες NWFD.

4.3.2 Συσχέτιση της ταχύτητας ανέμου και της βαροβαθμίδας

Η διαφορά πίεσης, ή αλλιώς η οριζόντια βαροβαθμίδα, μεταξύ της εισόδου και της εξόδου ενός καναλιού, χρησιμοποιείται σε μεγάλο βαθμό από πολλούς ερευνητές με σκοπό τη μελέτη της εντάσεως της ροής μέσα στο κανάλι (Overland and Walter, 1981; Colle and Mass, 2000; Sharp and Mass, 2004). Στην περίπτωσή μας, κατά τη διάρκεια της βόρειας ροής παρατηρείται μια διαφορά πίεσης μεταξύ των ανάντη και των κατάντη περιοχών του νησιού της Κρήτης. Στην εργασία των Kotroni et al. (2001) κατά τη διάρκεια ενός επεισοδίου ισχυρού Ετησία ανέμου, με τη βοήθεια αριθμητικών προσομοιώσεων υπολογίστηκε μια διαφορά πίεσης ~4 hPa, με τις υψηλότερες πιέσεις να υπολογίζονται στις ανάντη περιοχές και τις χαμηλότερες πιέσεις στις κατάντη περιοχές του νησιού. Σε μια προσπάθεια μελέτης της συσχέτισης μεταξύ της ταχύτητας του ανέμου στο KS και της διαφορά πίεσης στις δύο άκρες του καναλιού, χρησιμοποιήθηκαν τα δεδομένα του RS (είσοδος καναλιού) και του KS (έξοδος του καναλιού). Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, Σχήμα 4.3β, οι ισχυρότεροι άνεμοι στο KS πνέουν από βόρειες διευθύνσεις (βορειοδυτικές έως βόρειες-βορειοανατολικές). Τα δεδομένα της πίεσης αλλά και του ανέμου από τους σταθμούς KS και RS αφού ταξινομήθηκαν βάσει της διεύθυνσης του ανέμου στο KS, στη συνέχεια επιλέχθηκαν μόνο εκείνα τα οποία αντιστοιχούν στις παραπάνω διευθύνσεις. Το διάγραμμα σκέδασης του Σχήματος 4.5 απεικονίζει μια ισχυρή συσχέτιση μεταξύ της διαφοράς πίεσης KS και RS με την ταχύτητα του ανέμου στο KS. Η υψηλή τιμή του τετραγώνου του γραμμικού συντελεστή συσχέτισης, $R^2 = 0.70$, δηλώνει πως η διαφορά πίεσης μεταξύ της εισόδου και της εξόδου του καναλιού, αποτελεί έναν ιδανικό δείκτη για την ταχύτητα του ανέμου στο KS κατά τη διάρκεια βορείου ρεύματος στο Αιγαίο. Για τη στατιστική παράμετρος T, η οποία ακολουθεί τη στατιστική κατανομή Student με n-2 βαθμούς ελευθερίας (Devore, 1991):

$$T = \frac{R\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-R^2}}$$
(4.1)

Η τιμή της στατιστικής παραμέτρου Τ υπολογίστικε σε 108.20, με αντίστοιχο πραγματικό επίπεδο σημαντικότητας ίσο με 0, γεγονός που δηλώνει ότι η μηδενική υπόθεση του $R^2 = 0$, δεν μπορεί να είναι αποδεκτή.

Παρόμοια διαδικασία ακολουθήθηκε και για τον MS, με το συντελεστή γραμμικής συσχέτισης της διαφοράς πίεσης μεταξύ RS και MS και της ταχύτητας ανέμου στο MS, να είναι 0.40. Συγκρίνοντας τους δύο συντελεστές, φαίνεται πως λίγα χιλιόμετρα βόρεια από την έξοδο του καναλιού, η συσχέτιση μεταξύ της διαφοράς πίεσης και της ταχύτητας του ανέμου μειώνεται σημαντικά.

Μια απλή εξήγηση για τη σχέση μεταξύ της ανάντη/κατάντη διαφοράς πίεσης με τους ισχυρούς ανέμους καναλιού, βασίζεται στην αλληλεπίδραση του θαλάσσιου μη διαταραγμένου αέρα που προέρχεται από το Αιγαίο Πέλαγος, με την πολύπλοκη τοπογραφία του νησιού της Κρήτης. Όταν τα τμήματα αέρα κατέρχονται από τις υψηλές πλαγιές των βουνών της Κρήτης, τότε θερμαίνονται αδιαβατικά, προκαλώντας μια μείωση της ατμοσφαιρικής πίεσης στην υπήνεμη πλευρά. Στην προσήνεμη πλευρά των βουνών, το σχετικά ψυχρότερο στρώμα που προσπίπτει σε αυτή εμποδίζεται και στη συνέχεια συσσωρεύεται, με αποτέλεσμα την αύξηση του πάχους του ανάντη του

ορεινού όγκου, δημιουργώντας μια προσήνεμη σφήνα έξαρσης. Ο συνδιασμός του υπήνεμου αυλώνα και της προσήνεμης σφήνας εξάρσεως, μπορούν να συνεισφέρουν ενισχυτικά στη διαφορά πίεσης κατά μήκος του καναλιού και κατ' επέκταση στην ενίσχυση του ανέμου στην έξοδο του καναλιού.



Σχήμα 4.5. Διάγραμμα σκέδασης της διαφοράς πίεσης μεταξύ των σταθμών RS και KS και της ταχύτητας του ανέμου στο KS. Στο διάγραμμα παρουσιάζονται όλα τα δεδομένα του KS κατά τη διάρκεια των NWFD, με διευθύνσεις από βορειοδυτικές έως βόρειες-βορειοανατολικές, για τις ημέρες NWFD.

4.3.3 Επεξεργασία των δεδομένων της θερμοκρασίας και της υγρασίας

Η βόρεια ροή σχετίζεται σε μεγάλο βαθμό με την τροποποίηση των πεδίων της θερμοκρασίας και της υγρασίας στο νησί της Κρήτης. Η σχέση μεταξύ της διεύθυνσης του ανέμου και της θερμοκρασίας/υγρασίας στην είσοδο και την έξοδο του καναλιού, εξετάζεται αναλυτικά από τα δεδομένα του KS και του RS. Στο σημείο αυτό θα πρέπει να επισημανθεί πως για τη μελέτη της καθαρής επίδρασης της διεύθυνσης του ανέμου στην παράμετρο της σχετικής υγρασίας κατά τη διάρκεια των NWFD, επιλέχθηκαν τα ημερήσια δεδομένα της υγρασίας από τις 08:00-20:00 τοπική ώρα, εξαιρώντας από την ανάλυση τις υψηλές νυκτερινές τιμές, οι οποίες δεν σχετίζονται με τη βόρεια ροή.

Στο Σχήμα 4.6 απεικονίζεται η μέση μέγιστη θερμοκρασία καθώς επίσης και η μέση σγετική υγρασία για το σταθμούς KS και RS, αντίστοιχα, κατά τη διάρκεια των NWFD. Οι υψηλότερες/χαμηλότερες τιμές της μέσης μέγιστης θερμοκρασίας/σχετικής υγρασίας στο σταθμό KS, σημειώνονται όταν ο άνεμος πνέει από βόρειες διευθύνσεις (βορειοδυτικές έως βορειοανατολικές). Αντίθετα, οι χαμηλότερες/υψηλότερες τιμές της μέσης μέγιστης θερμοκρασίας/σχετικής υγρασίας στο KS συμβαίνει με τους νότιους ανέμους. Ο ξηρός και θερμός αέρας που παρατηρείται στην περιοχή του KS και σχετίζεται με τους βόρειους ανέμους, οφείλεται σε μεγάλο βαθμό στην αδιαβατική θέρμανση των καθοδικών ρευμάτων του αέρα, από τα γειτονικά βουνά ή τους λόφους που βρίσκονται στο εσωτερικό του καναλιού. Αντιθέτως, οι νότιοι άνεμοι μεταφέρουν θαλάσσιο αέρα στο εσωτερικό του νησιού, με αποτέλεσμα την αύξηση των ποσοστών της σχετικής υγρασίας και τη μείωση των τιμών της μέγιστης θερμοκρασίας, στις νότιες παράκτιες περιοχές. Αντιθέτως, στη θέση RS δεν παρατηρείται κάποια αξιόλογη μεταβολή των πεδίων θερμοκρασίας και υγρασίας με τη διεύθυνση του ανέμου. Παρόλα αυτά οι μέσες μέγιστες θερμοκρασίες είναι γαμηλότερες από τις αντίστοιγες στη θέση KS.



Σχήμα 4.6. Μέση μέγιστη θερμοκρασία (βαθμοί Κελσίου, °C) και ημερήσια σχετική υγρασία (%) στους επίγειους σταθμούς εισόδου (RS) και εξόδου (KS) του καναλιού σε σχέση με τη διεύθυνση του ανέμου, για τις ημέρες NWFD.

4.4 Επεξεργασία των δορυφορικών δεδομένων QuikSCAT

Για τη μελέτη των ανεμολογικών συνθηκών στις θαλάσσιες περιοχές ανάντη της εισόδου και κατάντη της εξόδου του καναλιού κατά τη διάρκεια βορείου ρεύματος (ημέρες NWFD), συλλέχθηκαν τα ανεμολογικά δεδομένα του δορυφόρου QuikSCAT, που περιέχονταν στις τετραγωνισμένες περιοχές του Σχήματος 4.1β.

Το Σχήμα 4.7 περιγράφει την κατανομή της διεύθυνσης του ανέμου στις θαλάσσιες περιοχές ανάντη/κατάντη της εισόδου/εξόδου του ορεινού καναλιού κατά τη διάρκεια των NWFD. Η μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης στην περιοχή ανάντη της εισόδου του καναλιού, σημειώνεται στον τομέα των βορείων ανέμων (NNW έως NNE) (Σχήμα 4.7). Θα πρέπει να σημειωθεί, ότι η επεξεργασία των δορυφορικών δεδομένων δεν μπορεί να αποτυπώσει κάποια νότια ροή στη θαλάσσια περιοχή ανάντη της εισόδου του καναλιού, σε αντίθεση με την αντίστοιχη κατανομή της διεύθυνσης του ανέμου στην επίγεια είσοδο του καναλιού (RS) (Σχήμα 4.3α), αφού το δορυφορικά δεδομένα δεν αναφέρουν μετρήσεις του πεδίου ροής του ανέμου κοντά στην ακτογραμμή, όπου συμβαίνει το φαινόμενο της απογείου αύρας. Στη θαλάσσια περιοχή κατάντη της εξόδου του καναλιού (Σχήμα 4.7), τα ποσοστά εμφάνισης βρίσκονται σε ποιοτική συμφωνία με τα αντίστοιχα της περιοχής KS (Σχήμα 4.3α), παρουσιάζοντας τη βόρεια διεύθυνση ως την επικρατούσα.

Τα ραβδογράμματα του Σχήματος 4.8 περιγράφουν την κατανομή της έντασης του ανέμου, σε σχέση με τη διεύθυνση στις προαναφερόμενες θαλάσσιες περιοχές. Οι υψηλότερες ταχύτητες και για τις δύο περιοχές, εντοπίζονται στη βόρεια διεύθυνση. Για την περιοχή κατάντη της εξόδου του καναλιού, οι μεγαλύτερες εντάσεις σημειώνονται από βόρειες-βορειοδυτικές έως ανατολικές-βορειοανατολικές διευθύνσεις με την ένταση να ξεπερνά τα 7 m s⁻¹, σε αντίθεση με την περιοχή ανάντη της εισόδου του καναλιού όπου η μέση ταχύτητα δεν ξεπερνά την τιμή των 7 m s⁻¹ (Σχήμα 4.8). Τέλος, συγκρίνοντας τις εντάσεις των ανέμων στις θαλάσσιες περιοχές (Σχήμα 4.8) και στις θέσεις της εισόδου και εξόδου του σταθμού (Σχήμα 4.3β), προκύπτουν δύο σημαντικά συμπεράσματα: (α) στη θαλάσσια περιοχή ανάντη της εισόδου του καναλιού, η ένταση του ανέμου είναι μεγαλύτερη από αυτή στην είσοδο (RS), τονίζοντας τη σημαντική επιβράδυνση που δέχεται η προσπίπτουσα στο νησί βόρεια ροή και (β) οι τιμές στη θαλάσσια περιοχή κατάντη του ορεινού καναλιού, φαίνεται να είναι ελαφρώς υψηλότερες από τις αντίστοιχες στην έξοδο του καναλιού, ως αποτέλεσμα της μείωσης της τριβής στην υδάτινη επιφάνεια.



Σχήμα 4.7. Ραβδογράμματα που αφορούν τα δορυφορικά δεδομένα του QuikSCAT, για τις περιοχές των δύο ορθογωνίων πλαισίων, που σημειώνονται στο Σχήμα 4.1β. Τα ραβδογράμματα απεικονίζουν τη συχνότητα εμφάνισης (%) ως συνάρτηση της διεύθυνσης του ανέμου, για τις θαλάσσιες περιοχές ανάντη της εισόδου του καναλιού (μαύρα ραβδογράμματα) και κατάντη της εξόδου του καναλιού (λευκά ραβδογράμματα) για τις ημέρες NWFD.



Σχήμα 4.8. Όμοια με το Σχήμα 4.7, αλλά για την κατανομή της ταχύτητας του ανέμου στα 10 m σε σχέση με τη διεύθυνση στις θαλάσσιες περιοχές ανάντη της εισόδου του καναλιού (μαύρα ραβδογράμματα) και κατάντη της εξόδου του καναλιού (λευκά ραβδογράμματα), για τις ημέρες NWFD.

4.5 Μελέτη της περιπτώσεως ισχυρής ροής

Κατά τη διάρκεια του πειράματος κατεγράφησαν τρεις περιπτώσεις όπου η μέση τιμή της ταχύτητας του ανέμου στο σταθμό KS ξεπέρασε τα 14 m s⁻¹: στις 15 Ιουλίου, στις 24 Αυγούστου και στις 17 Σεπτεμβρίου 2007. Στην παρούσα εργασία, για τη μελέτη της αλληλεπίδρασης της βόρειας ροής στο Αιγαίο με την πολύπλοκη τοπογραφία του νησιού της Κρήτης, επιλέχθηκε το επεισόδιο της 24ης Αυγούστου. Η επιλογή αυτού του επεισοδίου έγινε αφενός διότι σε αυτό κατεγράφησαν οι υψηλότερες τιμές της ταχύτητας του ανέμου σε σχέση με τις υπόλοιπες περιπτώσεις και αφετέρου λόγω της εμμονής του επεισοδίου, αφού υψηλές ταχύτητες ανέμου επικράτησαν στο νησί της Κρήτης σχεδόν για πέντε ημέρες από τις 23 έως τις 27 Αυγούστου του 2007. Τέλος, υπενθυμίζεται πως κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου δασικές πυρκαγιές μεγάλης έκτασης σημειώθηκαν στη νότια ηπειρωτική Ελλάδα (Πελοπόννησος, Εύβοια), που είχαν ως αποτέλεσμα την καταστροφή 1500 σπιτιών και το θάνατο 60 ανθρώπων.

4.5.1 Περιγραφή της συνοπτικής διάταξης

Για τη συνοπτική περιγραφή του επεισοδίου της 24ης Αυγούστου 2007, χρησιμοποιήθηκαν πεδία χωρικής ανάλυσης 0.5 μοιρών του Ευρωπαϊκού Κέντρου Μεσο-Πρόθεσμης Πρόγνωσης Καιρού (European Centre for Medium Range Weather Forecasts – ECMWF).

Στις 12:00 UTC της 23ης Αυγούστου 2007, δηλαδή την πρώτη ημέρα των ισχυρών Ετησίων ανέμων στο Αιγαίο, στο ατμοσφαιρικό επίπεδο των 500 hPa παρατηρείται ένας αυλώνας χαμηλών πιέσεων πάνω από την περιοχή της Τουρκίας, με μία περιορισμένης έκτασης σφήνα εξάρσεως να αναπτύσσεται πάνω από το Ιόνιο και τα Βαλκάνια, παρουσιάζοντας ταυτόχρονα μια κλίση προς τα ανατολικά. Στην επιφάνεια ένα σύστημα χαμηλών πιέσεων διακρίνεται στην περιοχή μεταξύ νότιας Τουρκίας και Κύπρου, με την πίεση στο κέντρο να φτάνει τα 1006 hPa (Σχήμα 4.9α). Το συγκεκριμένο σύστημα χαμηλών πιέσεων αποτελεί το θερμικό χαμηλό της Τουρκίας (Meteorological Office, 1962). Ο συνδυασμός αυτών των συστημάτων, ευνοεί το σχηματισμό μιας ανατολικής-δυτικής βαροβαθμίδας πάνω από την περιοχή του Αιγαίου.

Στις 06:00 UTC της 24ης Αυγούστου 2007, τη στιγμή όπου κατεγράφησαν οι υψηλότερες ταχύτητες στο σταθμό KS, οι επιφανειακές χαμηλές πιέσεις στη νότια Τουρκία παρέμειναν σχεδόν αμετάβλητες, ενώ οι υψηλές πιέσεις στην ηπειρωτική Ελλάδα ενισχύθηκαν στα 1016-1020 hPa (Σχήμα 4.9β). Η ανατολική-δυτική βαροβαθμίδα πάνω από το Αιγαίο ενισχύθηκε περίπου κατά 9 hPa σε μια απόσταση περίπου 430 km, από την περιοχή του Νοτιοανατολικού Αιγαίου (νησί της Kω) έως την κεντρική περιοχή του Βορείου Αιγαίου (παράλια Αγίου Όρους). Επίσης, στην ανώτερη ατμόσφαιρα και συγκεκριμένα στο επίπεδο των 500 hPa η κλειστής μορφής σφήνα εξάρσεως ενισχύεται, ενώ ο αυλώνας χαμηλών πιέσεων διακρίνεται πλέον στη δεξιά περιοχή του Σχήματος 4.9.

Στις 12:00 UTC της 26ης Αυγούστου 2007, στην ανώτερη ατμόσφαιρα ο αυλώνας χαμηλών πιέσεων παρατηρείται πάνω από τα Βαλκάνια, ενώ η σφήνα εξάρσεως περιορίζεται στο Ιόνιο Πέλαγος. Η συγκεκριμένη συνοπτική διάταξη αποτελεί την έναρξη της παύσεως των Ετησίων στο Αιγαίο Πέλαγος (Kotroni et al., 2001; Brody and Nestor, 1985). Παράλληλα, οι υψηλές πιέσεις πάνω από την ηπειρωτική Ελλάδα παρουσιάζουν σημαντική εξασθένιση (Σχήμα 4.9γ).



Σχήμα 4.9. Ατμοσφαιρική πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας, σύμφωνα με τις αναλύσεις του ECMWF (συνεχείς μπλε γραμμές ανά διάστημα 2 hPa) και με γεωδυναμικό ύψος στα 500 hPa (διακεκομμένες κόκκινες γραμμές ανά διάστημα 20 m) για τις (**a**) 23 Αυγούστου 2007, 12:00 UTC και (**β**) 24 Αυγούστου 2007, 06:00 UTC.



Σχήμα 4.9 (συνέχεια). Ατμοσφαιρική πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας, σύμφωνα με τις αναλύσεις του ECMWF (συμπαγείς μπλε γραμμές ανά διάστημα 2 hPa) και με γεωδυναμικό ύψος στα 500 hPa (διακεκομμένες κόκκινες γραμμές ανά διάστημα 20 m) για τις (γ) 26 Αυγούστου 2007, 12:00 UTC.

4.5.2 Επεξεργασία των παρατηρησιακών δεδομένων

(α) Παρατηρήσεις της γενικής ροής

Η γενική μορφή του πεδίου ροής του ανέμου ανάντη και κατάντη του νησιού της Κρήτης, εξετάζεται από τα δεδομένα του δορυφόρου QuikSCAT χωρικής ανάλυσης 12.5 x 12.5 km. Το Σχήμα 4.10 απεικονίζει το πεδίο της ταχύτητας του ανέμου στο ύψος των 10 μέτρων στις 04:21 UTC της 24ης Αυγούστου 2007, στην περιοχή του νοτίου Αιγαίου. Η χρονική στιγμή της σαρώσεως του δορυφόρου (04:21 UTC) στην περιοχή ενδιαφέροντος, βρίσκεται αρκετά κοντά με τη χρονική στιγμή καταγραφής των μέγιστων ταχυτήτων κατά τη διάρκεια του επεισοδίου (~06:00 UTC), στην περιοχή εξόδου του καναλιού (KS). Όπως διακρίνεται από το Σχήμα 4.10, το νησί της Κρήτης διαδραματίζει ένα σημαντικό ρόλο στην τροποποίηση του πεδίου ροής του ανέμου.

Ανάντη του νησιού διακρίνεται εμφανώς μια περιοχή επιβράδυνσης της ροής, στην οποία η ταχύτητα μειώνεται τουλάχιστον κατά 5 m s⁻¹ σε σχέση με τη μη διαταραγμένη ροή, ενώ αυτή η περιοχή εκτείνεται σε μια απόσταση περίπου 110 km βόρεια από τις ακτές του νησιού. Αυτό το χαρακτηριστικό είναι περισσότερο εμφανές στις δυτικό τμήμα του νοτίου Αιγαίου, όπου βρίσκονται και τα υψηλότερα βουνά της Κρήτης παρά στο ανατολικό (Σχήμα 4.1β). Συμπληρωματικά αναφέρεται πως χαμηλές τιμές της ταχύτητας του ανέμου παρατηρούνται επίσης και στον βορειότερο επίγειο σταθμό (RS), όπου κατά τη διάρκεια εκείνης της ημέρας κατέγραψε μέγιστη τιμή μόλις 7 m s⁻¹. Ένα από τα κυριότερα χαρακτηριστικά της δορυφορικής παρατήρησης είναι η προς τα ανατολικά εκτροπή της ροής, καθώς οι άνεμοι πνέουν από βόρειες-βορειοανατολικές διευθύνσεις στο κεντρικό Αιγαίο, στρεφόμενοι σε βορειοδυτικές διευθύνσεις στο κεντρικό Αιγαίο, αποτελεί μια συνηθισμένη εικόνα κατά την επικράτηση Ετησίων (Kotroni et al., 2001).

Στην περιοχή του νοτίου Αιγαίου, η μέγιστη ένταση της ροής παρατηρείται στα ανατολικά και δυτικά άκρα του νησιού. Μάλιστα, η επιτάχυνση της ροής στη θαλάσσια περιοχή ανατολικά του νησιού σύμφωνα με τους Brody and Nestor (1985) οφείλεται στον καναλισμό της ροής μεταξύ της Κρήτης και των νησιών της Καρπάθου και της Ρόδου. Παρόλα αυτά όμως, αριθμητικές προσομοιώσεις με τροποποιημένη τοπογραφία που χρησιμοποιήθηκαν στην εργασία των Kotroni et al. (2001), έδειξαν πως η παρατηρούμενη ενίσχυση της ροής οφείλεται στην πολύπλοκη τοπογραφία του νησιού της Κρήτης. Στη νότια πλευρά του νησιού παρατηρείται γενικά μια εξασθενημένη ροή, ενώ εμφανίζονται και ασθενή ορεινά απόνερα κατάντη των περιοχών όπου βρίσκονται τα υψηλότερα βουνά. Επιπλέον, σε αντίθεση με τις παρατηρήσεις του σκεδασόμετρου ESR-2 (χωρικής ανάλυσης 25 km) στην περιοχή μελέτης, που παρουσιάστηκαν στην εργασία των Kotroni et al. (2001) για ορισμένα επεισόδια Ετησίων ανέμων (5 Αυγούστου 1997, 6 Σεπτεμβρίου 1997, 21 Ιουλίου 1998 και 11 Αυγούστου 1998), οι δορυφορικές παρατηρήσεις υψηλής ανάλυσης (12.5 km) αποτύπωσαν κάποιες μεμονωμένες περιοχές στην υπήνεμη περιοχή του νησιού με υψηλότερες ταχύτητες ανέμου. Οι μεμονωμένες αυτές περιοχές σχετίζονται με τους ισχυρούς ανέμους, που συμβαίνουν στην έξοδο των βασικών τοπογραφικών καναλιών της Κρήτης. Στο Σχήμα 4.10 μια τέτοια περιοχή εντοπίζεται ανάμεσα στα υψηλότερα βουνά του νησιού, ενώ κατάντη της περιοχής παρατηρείται μια βαθμιαία μείωση της εντάσεως της ροής.

Σε μια προσπάθεια για τη μελέτη της κατακόρυφης δομής της ατμόσφαιρας ανάντη του νησιού της Κρήτης κατά τη διάρκεια Ετησίων ανέμων, εξετάστηκε η

173

ραδιοβόλιση του αεροδρομίου στο Ηράκλειο (LGIR, WMO-16754). Το αεροδρόμιο του Ηρακλείου βρίσκεται περίπου 65 km ανατολικά του RS (Σχήμα 4.1β), αλλά η θέση του αποτελεί ένα καλό σημείο για τη μελέτη της ανάντη ροής που προσπίπτει στο νησί. Στη ραδιοβόλιση των 12:00 UTC της 24ης Αυγούστου 2007 (Σχήμα 4.11), διακρίνονται δύο περισσότερα ευσταθή στρώματα στα χαμηλά στρώματα της ατμόσφαιρας: μια ασθενής θερμοκρασιακή αναστροφή (θαλάσσιας προέλευσης (marine inversion), που δημιουργείται από την οριζόντια μεταφορά του θαλάσσιου αέρα στις προσήνεμες πλευρές του βουνού) στο στρώμα μεταξύ 900 hPa και 850 hPa, καθώς επίσης και μια ρηχότερη θερμοκρασιακή αναστροφή στα 750 hPa. Το μεγαλύτερο σε βάθος ευσταθές στρώμα, που η βάση του τοποθετείται στα 900 hPa βρίσκεται κάτω από το επίπεδο της κορυφής του όρους Ίδη (Σχήμα 4.1β), του οποίου η κορυφή βρίσκεται περίπου στα 750 hPa. Η συγκεκριμένη κατακόρυφη διάταξη ομοιάζει με τη διάταξη ενός föhn αντικυκλωνικού τύπου, όπου σχετικά ψυχρότερος αέρας συσσωρεύεται εμποδιζόμενος στην προσήνεμη πλευρά του ορεινού εμποδίου εξαιτίας μιας θερμοκρασιακής αναστροφής υπό αντικυκλωνικές συνθήκες, σύμφωνα με την ταξινόμηση του Cadez (Cadez, 1967). Μια μέρα αργότερα, στις 12:00 UTC της 25ης Αυγούστου 2007, το πάχος της θερμοκρασιακής αναστροφής μειώνεται, ενώ στις 12:00 UTC της 26ης Αυγούστου 2007 όπου η ροή εξασθενεί σημαντικά, το κύριο χαρακτηριστικό της κατακόρυφης ατμοσφαιρικής δομής ήταν η απουσία ευσταθούς στρώματος σε ολόκληρη την ατμόσφαιρα.



Σχήμα 4.10. Πεδίο ροής στην περιοχή του νοτίου Αιγαίου, όπως αποτυπώθηκε από τα δορυφορικά δεδομένα του QuikSCAT υψηλής ανάλυσης 12.5 km, για τις 04:21 UTC, της 24ης Αυγούστου 2007. Μια πλήρης αγκίδα (full barb) αντιστοιχεί σε 5 m s⁻¹. Οι τιμές της ταχύτητας του ανέμου για λόγους ευκρίνειας απεικονίζονται και με χρωματική κλίμακα, με τις χαμηλότερες τιμές να συμβολίζονται με αποχρώσεις του μπλε και τις υψηλότερες με αποχρώσεις του πρασίνου. Επίσης, το μέτρο της ταχύτητας του ανέμου αντιστοιχεί στο υψομετρικό επίπεδο των 10 μέτρων.



Σχήμα 4.11. Ραδιοβόλιση του αεροδρομίου του Ηρακλείου (LGIR, WMO-16754) στις 12:00 UTC, της 24ης Αυγούστου 2007. Με την πράσινη συνεχή γραμμή απεικονίζεται η κατακόρυφη μεταβολή της θερμοκρασίας, ενώ με την κόκκινη συνεχής γραμμή η κατακόρυφη μεταβολή της θερμοκρασίας δρόσου. Επίσης, στα αριστερά του διαγράμματος η μπλε συνεχής γραμμή απεικονίζει την κατακόρυφη μεταβολή της σχετικής υγρασίας.

(β) Παρατηρήσεις της ροής μέσα στο κανάλι

Η χρονοσειρά της ταχύτητας του ανέμου κατά τη διάρκεια του επεισοδίου της 24ης Αυγούστου, παρουσιάζεται στο Σχήμα 4.12α. Κατά τη διάρκεια του επεισοδίου οι ριπές του ανέμου στο σταθμό του KS έφτασαν τα 24 m s⁻¹. Οι ισχυρότεροι άνεμοι κατεγράφησαν κατά τη διάρκεια της ημέρας, με τη μέγιστη ένταση να σημειώνεται στο σταθμό του KS, εξασθενώντας προοδευτικά μέχρι το βορειότερο σταθμό του καναλιού (RS). Οι ισχυροί άνεμοι στο KS ξεκίνησαν περίπου στις 00:00 τοπικής ώρας της 23ης Αυγούστου 2007, παρουσιάζοντας μέγιστη τιμή γύρω στις 09:00 τοπική ώρα της 24ης Αυγούστου. Η μέση ταχύτητα του ανέμου παρέμεινε άνω των 10 m s⁻¹ για περίπου 17

ώρες, ενώ μια εξασθένηση των ισχυρών ανέμων κατεγράφτηκε τις νυκτερινές ώρες της 25ης Αυγούστου. Κατά το παραπάνω χρονικό διάστημα η ταχύτητα στους σταθμούς RS και AS δεν ξεπέρασε τα 8 m s⁻¹. Η χρονοσειρά της ταχύτητας του ανέμου παρουσιάζει μια ημερήσια μεταβολή, με τις μέγιστες τιμές να καταγράφονται τις πρωινές και μεσημεριανές ώρες για τους σταθμούς KS και MS, αντίστοιχα. Αξιοσημείωτες πάντως είναι οι τιμές της ταχύτητας του ανέμου στο AS κατά τη διάρκεια των νυκτερινών ωρών, σημειώνοντας τις ελάχιστες εντάσεις μέσα στο κανάλι. Παρόμοια συμπεριφορά παρατηρείται καθ' όλη τη διάρκεια του πειράματος, όπως εξάλλου διακρίνεται και στα Σχήματα 4.3γ, δ.

Σύμφωνα με τις παρατηρήσεις της εντάσεως της ροής μέσα στο κανάλι, οι μεγαλύτερες ταχύτητες ανέμου παρατηρούνται στην περιοχή εξόδου του καναλιού (KS). Αυτό έχει ως αποτέλεσμα, την μη εφαρμογή του φαινομένου Venturi. Παρόλα αυτά όμως, τη δεύτερη ημέρα του επεισοδίου (25 Αυγούστου 2007) ισχυροί άνεμοι παρατηρούνται και στο σταθμό του MS. Ίσως αυτό το μέγιστο, να οφείλεται σε τοπικούς παράγοντες τοπογραφίας και/ή άλλων υδραυλικών επιδράσεων (Jackson and Steyn, 1994; Sharp and Mass, 2002). Για μια τέτοια όμως ανάλυση απαιτείται η τρισδιάστατη μελέτη των πεδίων ροής από προσομοιώσεις αριθμητικών μοντέλων πολύ υψηλής ανάλυσης, οι οποίες θα αναλυθούν σε επόμενες παραγράφους του παρόντος κεφαλαίου.

Το Σχήμα 4.12β παρουσιάζει τις καταγραφές της θερμοκρασίας στα 2 m, για όλους τους επίγειους σταθμούς. Η χρονοσειρά για κάθε σταθμό ακολουθεί τον ημερήσιο κύκλο θέρμανσης, με τις μέγιστες τιμές καθ' όλη τη διάρκεια του 24ώρου να καταγράφονται στο σταθμό του KS. Οι ημερήσιες μέγιστες θερμοκρασίες στους σταθμούς RS, MS και στο AS είναι 4-5 βαθμούς Κελσίου χαμηλότερες από το σταθμό KS (Σχήμα 4.12β). Οι χαμηλότερες θερμοκρασίες που καταγράφονται στους ηπειρωτικούς σταθμούς στο εσωτερικό του καναλιού (AS, MS), οφείλονται στου ψυχρότερο αέρα που δημιουργείται από την ψύξη δια ακτινοβολίας και τους καταβάτες λόγω βαρύτητας ανέμους από τα γειτονικά βουνά, κατά τη διάρκεια των νυκτερινών ωρών. Η ανάλυση των δεδομένων της θερμοκρασίας στα ύψη των 2 και 5 μέτρων για το σταθμό AS, έδειξε πως στη συγκεκριμένη περιοχή, ιδιαίτερα για το διήμερο 23-24/08/2007, ευνοείται περισσότερο η ψύξη των υπερκείμενων αερίων στρωμάτων δια ακτινοβολίας από ότι στο MS, ίσως λόγω των ασθενέστερων ανέμων όπως διακρίνεται επίσης και από το Σχήμα 4.12α.





Σχήμα 4.12. Χρονοσειρές 5λεπτων δεδομένων της (α) ταχύτητας του ανέμου στα 10 m, (β) της θερμοκρασίας στα 2 m, όπως κατεγράφησαν από τους επίγειους μετεωρολογικούς σταθμούς το χρονικό διάστημα από την 00:00 τοπική ώρα της 23ης Αυγούστου έως την 00:00 τοπική ώρα της 26ης Αυγούστου 2007.


Σχήμα 4.12 (συνέχεια). Χρονοσειρά 5λεπτων δεδομένων της (γ) ατμοσφαιρικής πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας, όπως κατεγράφει από τους επίγειους μετεωρολογικούς σταθμούς το χρονικό διάστημα από 00:00 τοπική ώρα της 23ης Αυγούστου έως την 00:00 τοπική ώρα, της 26ης Αυγούστου 2007.

Η θαλάσσια επίδραση στην είσοδο του καναλιού (RS) διακρίνεται από τη χαμηλότερη θερμοκρασιακή διαφορά μεταξύ της ημερήσιας μέγιστης και ελάχιστης τιμής (Σχήμα 4.12β). Επίσης, το πεδίο της θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας, επηρεάζεται από τον καταβατικό θερμότερο και ξηρότερο αέρα των γειτονικών βουνών. Η θερμοκρασιακή διαφορά μεταξύ της εισόδου και της εξόδου του καναλιού, οδηγεί στη δημιουργία μιας οριζόντιας θερμοβαθμίδας κατά τη διάρκεια των Ετησίων. Τέτοιου είδους θερμοβαθμίδα μπορεί να προκαλέσει την ενίσχυση της υπάρχουσας βαροβαθμίδας κατά μήκος του καναλιού, συνεισφέροντας στην αύξηση της έντασης της ροής (Sharp and Mass, 2004).

Η χρονοσειρά της πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας για τους σταθμούς κατά μήκος του καναλιού, εξετάστηκε χρησιμοποιώντας τα πεντάλεπτα δεδομένα παρατήρησης από τις 00:00 τοπική ώρα της 23ης Αυγούστου έως τις 00:00 τοπική ώρα της 26ης Αυγούστου (Σχήμα 4.12γ). Κατά τη διάρκεια του πειράματος, η ατμοσφαιρική πίεση στην είσοδο του καναλιού (RS) είναι υψηλότερη από αυτή στην έξοδο (KS), δημιουργώντας μια μέση διαφορά της τάξεως των 2.6 hPa. Παρόλ' αυτά, όταν το βόρειο ρεύμα εγκαθίσταται στην περιοχή του Αιγαίου (περίοδος NWFD), η μέση τιμή

της διαφοράς πίεσης αυξάνεται στα 3.2 hPa. Η διακύμανση της πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας για όλους τους σταθμούς παρουσιάζει την ίδια πορεία, ενώ το κύριο χαρακτηριστικό της χρονοσειράς είναι οι συστηματικά χαμηλότερες τιμές της πίεσης στο KS, γεγονός που παρατηρείται όλες τις ημέρες των Ετησίων ανέμων.

Ο σχετικά ψυχρότερος θαλάσσιος αέρας ο οποίος προσπίπτει στα υψηλά βουνά μεταξύ των οποίων βρίσκεται το υπό μελέτη κανάλι, συσσωρεύεται στην προσήνεμη πλευρά τους, δημιουργώντας υψηλές πιέσεις. Η παρουσία της θερμοκρασιακής αναστροφής θαλάσσιας προέλευσης κάτω από το επίπεδο κορυφής του βουνού (Σχήμα 4.11), επιτρέπει τη διέλευση του αέρα μόνο μέσω των ορεινών καναλιών, το πλάτος του οποίου αυξάνεται απότομα φτάνοντας στην έξοδο του καναλιού (KS). Με την απότομη αύξηση του πλάτους, το πάχος του αέριου στρώματος μειώνεται εξίσου απότομα. Καθώς η επιφανειακή πίεση εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από το πάχος του σχετικά ψυχρότερου αέρα, η απότομη μείωσή του έχει ως αποτέλεσμα την πτώση της πίεσης. Η διαδικασία αυτή οδηγεί στη δημιουργία μιας υδραυλικής βαροβαθμίδας, όπως έχει αναφερθεί και στην παράγραφο 2.8.2 της παρούσας εργασίας. Η βαροβαθμίδα αυτή συνεισφέρει ενισχυτικά στη ροή στην έξοδο του καναλιού.

Η σχέση της διαφοράς πίεσης μεταξύ εισόδου (RS) κι εξόδου (KS) του καναλιού, με την ταχύτητα του ανέμου στην έξοδο του καναλιού, παρουσιάζεται στο Σχήμα 4.13. Μεταξύ 00:00 και 11:30 τοπική ώρα της 23ης Αυγούστου 2007, οι άνεμοι στο KS αυξάνονται βαθμιαία από ~4 έως 15 m s⁻¹, ενώ η διαφορά πίεσης αυξάνεται από 2.6 έως 4.7 hPa. Γενικά, η μεταβολή της διαφοράς πίεσης με τις μεταβολές της ταχύτητας βρίσκονται σε φάση. Για παράδειγμα η αύξηση της διαφοράς πίεσης από 3.6 (04:20 τοπική ώρα της 24ης Αυγούστου) έως 5.3 hPa (13:00 τοπική ώρα της ίδια ημέρας) συμπίπτει με την αύξηση της ταχύτητας του ανέμου από 11.6 έως 14.3 m s⁻¹. Επίσης, η απότομη μείωση της διαφοράς πίεσης από 4.2 (17:15 τοπική ώρα της 25ης Αυγούστου) έως 2 hPa (20:45 τοπική ώρα της ίδιας ημέρας) βρίσκεται σε συμφωνία με τη μείωση της ταχύτητας του ανέμου στο KS από 11.6 έως 5.4 m s⁻¹.

180

Συμπεράσματα της επεξεργασίας των δεδομένων παρατήρησης





Σχήμα 4.13. Παρουσίαση της χρονοσειράς 5λεπτων δεδομένων της διαφοράς της πίεσης μεταξύ των σταθμών RS και KS και της ταχύτητας του ανέμου στα 10 m, κατά το χρονικό διάστημα από 00:00 τοπική ώρα της 23ης Αυγούστου έως την 00:00 τοπική ώρα, της 26ης Αυγούστου 2007.

4.6 Συμπεράσματα της επεξεργασίας των δεδομένων παρατήρησης

Στα προηγούμενα εδάφια παρουσιάστηκε η μελέτη της επίδρασης της βόρειας ροής στο Αιγαίο Πέλαγος με την πολύπλοκη τοπογραφία του νησιού της Κρήτης και ιδιαίτερα η ροή μέσα στο σημαντικότερο ορεινό κανάλι, που βρίσκεται μεταξύ των δύο υψηλότερων βουνών της Κρήτης (Λευκά Όρη και Όρος Ίδη). Για την εκπλήρωση αυτού του στόχου, επεξεργάστηκαν μετεωρολογικά δεδομένα από ένα δίκτυο σταθμών που τοποθετήθηκαν κατά μήκος του καναλιού, συλλέγοντας δεδομένα τους καλοκαιρινούς μήνες του έτους 2007. Επίσης για την ίδια περίοδο, χρησιμοποιήθηκαν και δεδομένα του δορυφόρου QuikSCAT, για τη μελέτη της ροής γύρω από το νησί αλλά και στις θαλάσσιες περιοχές ανάντη και κατάντη του καναλιού.

Από τις 92 ημέρες του πειράματος κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού 2007, οι 48 ημέρες χαρακτηρίστηκαν ως ημέρες βόρειας ροής (NWFD). Η στατιστική ανάλυση της ταχύτητας αλλά και της διεύθυνσης του ανέμου, έδειξαν ότι η επικρατούσα διεύθυνση για τις επιλεγμένες περιοχές εντός του καναλιού, ήταν η βόρεια. Παρόλα

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

αυτά, παρατηρήθηκαν κάποιες μικρές διαφοροποιήσεις στη διεύθυνση, που οφείλονταν κατά κύριο λόγο στα περιβάλλοντα τοπογραφικά στοιχεία. Σχεδόν θυελλώδεις άνεμοι (> 15 m s⁻¹) σημειώθηκαν στην έξοδο του καναλιού, ενώ η έντασή τους μειωνόταν βαθμιαία προς τους βορειότερους σταθμούς. Στο RS (το βορειότερο σταθμό), παρατηρήθηκε ένας σημαντικός αριθμός περιπτώσεων νοτίων ανέμων ασθενούς εντάσεως κατά τη διάρκεια των νυκτερινών και των πρώτων πρωινών ωρών, σε αντίθεση με τη θαλάσσια περιοχή ανάντη της εισόδου του καναλιού. Η παρουσία αυτών των ανέμων υποδηλώνει την ύπαρξη απογείου αύρας, που καταγράφεται εμφανώς λόγω των ασθενών ανέμων στην είσοδο του καναλιού (εμποδισμός ανάντη ροής).

Η ημερήσια κατανομή της ταχύτητας του ανέμου κατά τη διάρκεια του 24ώρου, δείχνει πως οι ηπειρωτικοί σταθμοί (AS, MS) παρουσιάζουν μεγαλύτερο εύρος διακύμανσης των ταχυτήτων του ανέμου, σε σχέση με τους παραθαλάσσιους σταθμούς (RS, KS). Επίσης, η μέση τιμή του συντελεστή ριπής στο KS μεταβάλλεται από 1.4 έως 1.8, με την περιβάλλουσα τοπογραφία στο KS να επηρεάζει την ένταση των ριπών. Τέλος, οι ισχυρότεροι άνεμοι παρατηρούνται στην περιοχή εξόδου του καναλιού, σε αντίθεση με το φαινόμενο Venturi, δηλώνοντας ότι η κύρια αιτία των ισχυρότερων ανέμων είναι η διαφορά πίεσης μεταξύ της εισόδου και της εξόδου του καναλιού.

Για αυτό το λόγο έγινε ιδιαίτερη αναφορά στη διαφορά πίεσης μεταξύ της εισόδου και της εξόδου του καναλιού. Κατά τη διάρκεια της βόρειας ροής στο Αιγαίο, εμφανίζεται μια σημαντική διαφορά πίεσης μεταξύ RS και KS. Η υψηλή τιμή του τετραγώνου του συντελεστή γραμμικής συσχέτισης ($R^2 = 0.70$) μεταξύ της διαφοράς πίεσης και της ταχύτητας στο KS, τονίζει με έμφαση πως η διαφορά πίεσης μεταξύ της εισόδου και της εξόδου του συγκεκριμένου καναλιού αποτελεί ένα σημαντικό δείκτη για την ταχύτητα του ανέμου στην έξοδο του καναλιού.

Επιπλέον, τα αποτελέσματα της παρούσας εργασίας, έδειξαν πως η επικράτηση βορείου ρεύματος επηρεάζει άμεσα τα πεδία της θερμοκρασίας και της υγρασίας στην έξοδο του καναλιού, αυξάνοντας τη θερμοκρασία και μειώνοντας τα επίπεδα της

σχετικής υγρασίας. Αυτές οι συνθήκες θεωρείται ότι είναι αποτέλεσμα της αδιαβατικής θέρμανσης, λόγω των καταβατικών ροών από τους λόφους που βρίσκονται μέσα στο κανάλι. Τέλος, εξετάστηκε η περίπτωση της 24ης Αυγούστου 2007 όπου κατεγράφησαν οι υψηλότερες ταχύτητες ανέμου ολόκληρη την περίοδο μελέτης. Η συνοπτική κατάσταση της συγκεκριμένης περιπτώσεως ευνοούσε την ανάπτυξη Ετησίων ανέμων. Σύμφωνα με την ανάλυση των δορυφορικών παρατηρήσεων του QuikSCAT, παρατηρείται ο σχηματισμός μιας ζώνης εξασθενημένων ανέμων ανάντη του νησιού της Κρήτης με σημαντική εκτροπή της ροής, παρουσιάζοντας μικρές ταχύτητες του ανέμου στο βόρειο τμήμα του νησιού. Κατάντη του νησιού, δημιουργούνται απόνερα καθώς επίσης και περιοχές, περιορισμένες σε έκταση, με μεγάλες ταχύτητες ανέμου.

Αυτή η περιορισμένη χωρικά αύξηση του μέτρου της ταχύτητας του ανέμου, σχετίζεται με φαινόμενα καναλισμού της ροής μέσα στα ορεινά κανάλια του νησιού. Κατά τη διάρκεια του επεισοδίου, ο σχετικά ψυχρότερος αέρας που προσπίπτει στις προσήνεμες πλευρές του βουνού συσσωρεύεται με αποτέλεσμα τον εμποδισμό του. Αυτό το φαινόμενο σε συνδυασμό με την προαναφερόμενη θέρμανση στην έξοδο του καναλιού, δημιουργεί μια βαροβαθμίδα, η οποία μπορεί να ενισχύσει την υπάρχουσα βαροβαθμίδα κατά μήκος του καναλιού. Τέλος, η διαφορά πίεσης μεταξύ RS και KS σχετίζεται σε μεγάλο βαθμό με την ταχύτητα του ανέμου στο KS, ενώ οι μεταβολές της διαφοράς πίεσης και της ταχύτητας βρίσκονται σε φάση.

4.7 Αριθμητική μελέτη

Όπως έχει ήδη αναφερθεί στη θεωρία, η χρήση των αριθμητικών μοντέλων έχει βοηθήσει στην κατανόηση της δομής και της ανάπτυξης των ανέμων καναλισμού σε αρκετές περιοχές παγκοσμίως. Στην περίπτωση του κυριότερου ορεινού καναλιού της Κρήτης, οι ισχυροί άνεμοι προκαλούν σοβαρά προβλήματα τόσο στη θαλάσσια έξοδό του, αφού χρησιμοποιείται για εμπορικούς και τουριστικούς λόγους, όσο και στο εσωτερικό του, αφού συμβάλλουν στην εξάπλωση των δασικών πυρκαγιών στην ενδοχώρα του νησιού. Λαμβάνοντας υπ' όψη τα παραπάνω, καθώς επίσης και τη μεγάλη συχνότητα εμφάνισής τους, η κατανόηση της τρισδιάστατης δομής και της ανάπτυξης αυτών των ανέμων κρίνεται αναγκαία. Στην παρούσα εργασία εξετάζεται η περίπτωση της 24-25ης Αυγούστου 2007, χρησιμοποιώντας τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων υψηλής ανάλυσης του αριθμητικού μοντέλου MM5.

4.8 Περιγραφή και ρυθμίσεις του αριθμητικού μοντέλου

Για την προσομοίωση της επιλεγόμενης περιπτώσεως χρησιμοποιήθηκε το μηυδροστατικό αριθμητικό μοντέλο MM5, του οποίου οι βασικές επιλογές των παραμέτρων περιγράφονται στο κεφάλαιο 3.1.2, ενώ αναλυτικά το μοντέλο περιγράφεται στο Παράρτημα της παρούσας διατριβής. Για τις αρχικές και οριακές συνθήκες του μοντέλου, χρησιμοποιήθηκαν τα τρισδιάστατα πεδία ανάλυσης του Ευρωπαϊκού Κέντρου Μεσο-Πρόθεσμης Πρόγνωσης (ECMWF) με χρονικό βήμα 6 ωρών και οριζόντιου πλέγματος 0.5 μοιρών κατά γεωγραφικό μήκος και πλάτος, αντίστοιχα. Η λειτουργία του μοντέλου βασίζεται στη μέθοδο της μονής εμφωλεύσεως των πλεγμάτων ανάλυσης, τα οποία είναι:

(α) Πλέγμα 1, με 220 x 140 σημεία χωρικής ανάλυσης 16 km, καλύπτοντας το κυριότερο τμήμα της Ευρώπης, τη Μεσόγειο και τις ακτές της Βόρειας Αφρικής

(β) Πλέγμα 2, με 185 x 205 σημεία χωρικής ανάλυσης 4 km, καλύπτοντας τον Ελλαδικό χώρο και τα νησιά του Αιγαίου

(γ) Πλέγμα 3, με 249 x 205 σημεία χωρικής ανάλυσης 1 km, που καλύπτει τη δυτική περιοχή του Νοτίου Αιγαίου, καθώς επίσης και το κεντρικό και δυτικό τμήμα του νησιού της Κρήτης.

Η οριζόντια έκταση των των πλεγμάτων απεικονίζεται στο Σχήμα 4.14. Η προσομοιούμενη κορυφή της κατακόρυφης δομής της ατμόσφαιρας ορίζεται στα 100 hPa, ενώ χρησιμοποιήθηκαν 39 κατακόρυφα επίπεδα σίγμα, με το μεγαλύτερο πλήθος τους να συγκεντρώνεται στο οριακό στρώμα. Για όλα τα πλέγματα πραγματοποιήθηκε 48ωρη προσομοίωση, με εκκίνηση στις 00:00 UTC της 24ης Αυγούστου 2007.

Τέλος, εκτός από το κύριο τρέξιμο (CNTL) του αριθμητικού μοντέλου, πραγματοποιήθηκε και μια ακόμη δοκιμή ευαισθησίας τροποποιώντας την τοπογραφία του καναλιού, με τις υπόλοιπες παραμέτρους του μοντέλου να παραμένουν οι ίδιες. Στην προσομοίωση αυτή, η τοπογραφία στο εσωτερικό του καναλιού τροποποιήθηκε με τέτοιο τρόπο ώστε το κανάλι να αποκτήσει επίπεδο τοπογραφικό χαρακτήρα και σταθερό ύψος ~100 m (FULLGAP, στο εξής).



Σχήμα 4.14. Οριζόντια απεικόνιση της χωρικής ανάλυσης των πλεγμάτων του αριθμητικού μοντέλου MM5. Τα τετράγωνα μέσα στο πλέγμα 1 σημειώνουν τις θέσεις των εσωτερικών πλεγμάτων 2 (ανάλυση πλέγματος 4 km) και 3 (ανάλυση 1 km). Η τοπογραφία των περιοχών απεικονίζεται με αποχρώσεις του καφέ χρώματος ανά 200 m. Τα ευθύγραμμα τμήματα AA', BB' και CC' σημειώνουν τις θέσεις των κατακόρυφων διατομών των σχημάτων 4.18, 4.19 και 4.20, αντίστοιχα.

4.9 Αποτελέσματα του μοντέλου – Προσομοίωση CNTL

4.9.1 Συνοπτική ανάλυση

Όπως αναφέρθηκε στο κεφάλαιο 4.5.1, οι συνοπτικές συνθήκες το διήμερο 24-25ης Αυγούστου 2007, ευνόησαν τη δημιουργία βορείου ρεύματος στο Αιγαίο Πέλαγος και συγκεκριμένα Ετησίων ανέμων. Σχεδόν θυελλώδεις άνεμοι κατεγράφησαν στις νότιες ακτές του νησιού της Κρήτης, με τη μέγιστη ριπή στην έξοδο του υπό μελέτη καναλιού να φτάνει τα 24 m s⁻¹. Το Σχήμα 4.15 παρουσιάζει το γεωδυναμικό ύψος στη στάθμη των 500 hPa, καθώς επίσης και την πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας στις 06:00 UTC της 24ης Αυγούστου, όπως προσομοιώθηκε από το αριθμητικό μοντέλο MM5 στο πλέγμα 1, χωρικής ανάλυσης 16 km.

Στη στάθμη των 500 hPa παρατηρείται ένας αυλώνας χαμηλών πιέσεων, ο οποίος τοποθετείται στην ανατολική Τουρκία, ενώ μια σφήνα εξάρσεως υψηλών πιέσεων βρίσκεται πάνω από την περιοχή του Ιονίου Πελάγους και των Βαλκανίων, παρουσιάζοντας μια κλίση προς τα ανατολικά (Σχήμα 4.15). Στην επιφάνεια το κέντρο των χαμηλών πιέσεων (~1006 hPa) βρίσκεται στην περιοχή μεταξύ της Νότιας Τουρκίας και της Κύπρου. Η συγκεκριμένη συνοπτική διάταξη προκαλεί μια βαροβαθμίδα ~8 hPa σε μια απόσταση περίπου 430 km από την περιοχή του Νοτιοανατολικού Αιγαίου έως ττην κεντρική περιοχή του Βορείου Αιγαίου, προκαλώντας του ισχυρούς βόρειους ανέμους στην περιοχή του Αιγαίου. Η σύγκριση μεταξύ της προσομοιούμενης συνοπτικής κατάστασης (Σχήμα 4.15) και της πραγματικής, όπως αποτυπώθηκε από τα δεδομένα του ECMWF (Σχήμα 4.9β), δείχνει μια ικανοποιητική συμφωνία τόσο στη διάταξη των συστημάτων όσο και στη δημιουργούμενη βαροβαθμίδα πάνω από την περιοχή ενδιαφέροντος.



Σχήμα 4.15. Ατμοσφαιρική πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας (συνεχείς μπλε γραμμές ανά 2 hPa) και γεωδυναμικό ύψος στα 500 hPa (διακεκομμένες κόκκινες γραμμές ανά 20 m), όπως προσομοιώθηκαν από το αριθμητικό μοντέλο MM5 στο πλέγμα 1 για τις 06:00 UTC της 24ης Αυγούστου 2007 (6η ώρα προσομοίωσης CNTL).

4.9.2 Ανάλυση των οριζοντίων πεδίων

Για τη μελέτη της ροής γύρω από το νησί της Κρήτης, χρησιμοποιήθηκαν τα αποτελέσματα της προσομοίωσης του πεδίου ταχύτητας του ανέμου στα 10 m για τις 06:00 UTC της 24ης Αυγούστου 2007 του πλέγματος 3 (ανάλυσης 1 km) (Σχήμα 4.16α). Ανάντη του νησιού η προσομοιούμενη ροή παρουσιάζει μια ζώνη επιβράδυνσης, η οποία εκτείνεται έως περίπου 90 km βόρεια από τις ακτές του νησιού, με την ταχύτητα του ανέμου να μειώνεται βαθμιαία από 10 m s⁻¹ έως 2.5 m s⁻¹ στη θαλάσσια περιοχή πλησίον των βορείων ακτών της Κρήτης. Επιπρόσθετα, παρατηρείται μια σημαντική εκτροπή της ροής προς τα ανατολικά (εκτροπή της ροής προς τα αριστερά, καθώς πλησιάζει την Κρήτη). Οι ισχυρότεροι άνεμοι που εντοπίζονται στη δυτική πλευρά του Νοτίου Αιγαίου, όπως προσομοιώνονται από το μοντέλο αλλά και όπως παρατηρούνται από το δορυφόρο (Σχήμα 4.10), είναι της τάξεως των 10 - 12.5 m s⁻¹.

Στην κεντρική και δυτική υπήνεμη πλευρά του νησιού κατάντη των υψηλότερων βουνών, παρατηρούνται δύο περιοχές με ασθενείς ανέμους μεταβλητών

διευθύνσεων (< 5 m s⁻¹), που σχετίζονται με την παρουσία ορεινών «απόνερων». Οι περιοχές αυτές αποτελούνται από μικρούς περιστρεφόμενους στροβίλους. Επίσης, στην υπήνεμη πλευρά του νησιού παρατηρούνται περιορισμένες σε έκταση περιοχές που χαρακτηρίζονται από σχετικά υψηλές ταχύτητες του ανέμου και σχετίζονται με τους ανέμους καναλοποίησης.

Πιο συγκεκριμένα, στη θαλάσσια περιοχή κατάντη της εξόδου του υπό μελέτη καναλιού η ταχύτητα του ανέμου στα 10 m ξεπερνά τα 15 m s⁻¹ και εκτείνεται περίπου 40-50 km νότια του νησιού, παρουσιάζοντας μια σταδιακή επιβράδυνση καθώς κινείται κατάντη. Ένας σημαντικός αριθμός εργασιών έχουν ασχοληθεί με την κατάντη επέκταση των ανέμων καναλοποίησης. Η ενισχυμένη ροή στην έξοδο ενός καναλιού μπορεί να επεκταθεί αρκετές εκατοντάδες γιλιόμετρα κατάντη, όπως για παράδειγμα στον Κόλπο του Tehuantepec, στο Μεξικό (Steenburgh et al., 1998), στους Κόλπους του Panama και του Papagayo (Legeckis, 1988) ή να περιοριστεί σε μια ζώνη μερικών δεκάδων χιλιομέτρων παρουσιάζοντας εξασθένηση ή συγχώνευση με την περιβάλλουσα ροή, όπως στην περίπτωση του Ισθμού Juan de Fuca (Overland and Walter, 1981) και στο Wide Bay της Αλάσκα (Bond and Macklin, 1993). Επιπροσθέτως, ακριβώς στην έξοδο του ορεινού καναλιού στη θαλάσσια περιοχή κοντά στο KS, η εξερχόμενη του καναλιού ροή παρουσιάζει μια μικρή ενίσχυση λόγω της μειωμένης επιφανειακής τραχύτητας της υδάτινης επιφάνειας (Mass et al., 1995; Hsu, 1988). Ως συνέπεια των παραπάνω καταστάσεων, στην υπήνεμη περιοχή του νησιού κατά μήκος του νοητού άξονα ανατολής-δύσης και συγκεκριμένα στα άκρα της εξερχόμενης ροής του καναλισμού, παρατηρείται μια σημαντική οριζόντια διάτμηση του ανέμου.

Συμπερασματικά, η ανάντη επιβράδυνση, η οριζόντια εκτροπή της ροής, καθώς επίσης και τα «απόνερα» νότια του νησιού προσομοιώθηκαν με μεγάλη ακρίβεια τόσο ποιοτικά όσο και ποσοτικά από το μοντέλο, όπως προκύπτει από τη σύγκριση με το παρατηρούμενο πεδίο ροής του ανέμου που αποτυπώνεται από το δορυφόρο QuikSCAT (Σχήμα 4.10), κατά τη διάρκεια των μεγίστων ανέμων στην έξοδο του καναλιού.

Το πεδίο των προσομοιούμενων τιμών της θερμοκρασίας στα 2 m κατά τη διάρκεια των ισχυρών ανέμων, απεικονίζεται στο Σχήμα 4.16β. Οι υψηλότερες τιμές

της θερμοκρασίας σημειώνονται ακριβώς κατάντη των υψηλότερων ορεινών εμποδίων, πιθανόν ως αποτέλεσμα του θερμότερου καταβατικού αέρα, ενώ οι σχετικά χαμηλότερες τιμές της θερμοκρασίας παρατηρούνται κατάντη του ορεινού καναλιού, δηλώνοντας πως το ορεινό κανάλι φαίνεται να λειτουργεί ως φυσικός αγωγός διοχετεύοντας το σχετικά ψυχρότερο θαλάσσιο αέρα βόρεια του νησιού προς την νότια πλευρά του.

Επίσης, από τη μελέτη του πεδίου της πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας διακρίνεται μια διαφορά πίεσης μεταξύ των προσήνεμων και των υπήνεμων ακτών του νησιού. Στις 06:00 UTC της 24ης Αυγούστου, η προσομοιούμενη μέση πίεση στην προσήνεμη περιοχή είναι 4 hPa μεγαλύτερη από την αντίστοιχη τιμή της υπήνεμης, εμφανίζοντας ένα φαινόμενο το οποίο αποτελεί κοινό χαρακτηριστικό των περιοχών όπου η ροή του ανέμου εμποδίζεται από υψηλά ορεινά εμπόδια (Smith, 1982; Kotroni et al., 2001). Τέλος, η διαφορά της μέσης πίεσης όπως υπολογίστηκε από το μοντέλο μεταξύ της εισόδου και της εξόδου του καναλιού είναι περίπου 3 hPa. Κατά τη διάρκεια των ισχυρών ανέμων στην περιοχή, η προσομοιούμενη προσήνεμη/υπήνεμη, καθώς επίσης και εισόδου/εξόδου διαφορά πίεσης παρέμεινε στην τάξη των 4-5 hPa, μέγεθος το οποίο βρίσκεται σε συμφωνία με τις παρατηρούμενες τιμές της πίεσης στη μέση



ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

Σχήμα 4.16. (α) Πεδίο ροής της ταχύτητας του ανέμου στα 10 m και (β) πεδίο θερμοκρασίας αέρα στα 2 m, όπως προσομοιώθηκαν από το αριθμητικό μοντέλο MM5 για τα πλέγμα 3 (ανάλυσης 1 km) για τις 06:00 UTC της 24ης Αυγούστου 2007 (6η ώρα προσομοίωσης CNTL). Μια πλήρη αγκίδα (barb) αντιστοιχεί σε 5 m s⁻¹, ενώ μια αγκίδα σημειώνεται κάθε 5 σημεία πλέγματος.

4.9.3 Ανάλυση των χρονοσειρών – Αριθμοί Froude και Rossby

Ένας από τους βασικούς σκοπούς της προσομοίωσης, ήταν ο προσδιορισμός της ακρίβειας με την οποία το μοντέλο θα μπορούσε να προσομοιώσει το πεδίο ροής μέσα στο ορεινό κανάλι. Για αυτό το λόγο, στη συνέχεια γίνεται μια σύγκριση των προσομοιούμενων και των πραγματικών χρονοσειρών της ταχύτητας του ανέμου για όλους τους επίγειους σταθμούς μέσα στο κανάλι (Σχήμα 4.17). Για τη δημιουργία των χρονοσειρών, επιλέχθηκε το εγγύτερο σημείο πλέγματος οριζόντιας ανάλυσης 1 km, στις συντεταγμένες κάθε σταθμού (θέση σταθμών RS, AS, MS, KS, στο Σχήμα 4.1β). Επιπροσθέτως για λόγους σύγκρισης, τα ωριαία δεδομένα κάθε παρατηρούμενης χρονοσειράς υπολογίζονται από τη μεσοποίηση των 5-λεπτων δεδομένων της ταχύτητας του ανέμου στο χρονικό διάστημα της μίας ώρας.

Η ποιοτική σύγκριση μεταξύ των προσομοιούμενων και των πραγματικών ταχυτήτων του ανέμου σε όλους τους σταθμούς, δείχνει γενικά μια ικανοποιητική συμφωνία (Σχήμα 4.17). Συγκεκριμένα, η ταχύτητα του ανέμου στους σταθμούς RS και MS προσομοιώνονται αρκετά ρεαλιστικά (απόκλιση 2-3 m s⁻¹) (Σγήμα 4.17α, γ). Στις χρονοσειρές των σταθμών AS, KS το μοντέλο γενικά υπερεκτιμά την ταχύτητα του ανέμου (Σχήμα 4.17β, δ). Πραγματοποιώντας το στατιστικό έλεγχο t (two-paired) για τις μέσες τιμές στο επίπεδο εμπιστοσύνης 95%, διαπιστώθηκε πως οι τιμές της προσομοίωσης του αριθμητικού μοντέλου με τις αντίστοιχες παρατηρούμενες για τους σταθμούς RS και MS, δεν παρουσιάζουν σημαντική στατιστική διαφορά, ενώ αντίθετα για τους σταθμούς AS και KS η διαφορά είναι στατιστικά σημαντική. Στην έξοδο του καναλιού, σε αντίθεση με τις παρατηρήσεις, το μέγιστο της εντάσεως των ανέμων όπως προέκυψαν από τους υπολογισμούς του μοντέλου σημειώνεται τις μεσημεριανές ώρες της 25ης Αυγούστου. Η διαφορά αυτή, οφείλεται κατά κύριο λόγο στην υπερεκτίμηση της διαφοράς της πίεσης μεταξύ εισόδου κι εξόδου του καναλιού κατά 1-2 hPa, έχοντας ως αποτέλεσμα τις μεγαλύτερες τιμές της ταχύτητας του ανέμου. Τέλος, τα αποτελέσματα της προσομοίωσης όσον αφορά τη διεύθυνση του ανέμου για όλους τους σταθμούς, συμφωνεί με τις αντίστοιχες παρατηρούμενες.



Σχήμα 4.17. Η ταχύτητα του ανέμου στα 10 m, όπως καταγράφεται από τους επίγειους σταθμούς (συνεχής κόκκινη γραμμή) και όπως υπολογίζεται από το μοντέλο MM5 (διακεκομμένη μπλε γραμμή), για το πλησιέστερο σημείο του πλέγματος κοντά στις συντεταγμένες των σταθμών (*a*) RS και (β) AS, για τη χρονική περίοδο από τις 00:00 UTC της 24ης Αυγούστου έως τις 18:00 UTC της 25ης Αυγούστου 2007 (42η ώρα προσομοίωσης).



Σχήμα 4.17 (συνέχεια). Η ταχύτητα του ανέμου στα 10 m, όπως καταγράφεται από τους επίγειους σταθμούς (συνεχής κόκκινη γραμμή) και όπως υπολογίζεται από το μοντέλο MM5 (διακεκομμένη μπλε γραμμή), για το πλησιέστερο σημείο του πλέγματος κοντά στις συντεταγμένες των σταθμών (γ) MS και (δ) KS, για τη χρονική περίοδο από τις 00:00 UTC της 24ης Αυγούστου έως τις 18:00 UTC της 25ης Αυγούστου 2007 (42η ώρα προσομοίωσης).

Οι δύο αριθμοί Froude (*Fr*) και Rossby (*Ro*) περιγράφουν τη συμπεριφορά της ροής του ανέμου παρουσία πολύπλοκης τοπογραφίας (Pierrehumbert and Wyman, 1985; Smith, 1989). Οι μαθηματικές σχέσεις που υπολογίζουν τους προαναφερόμενους αριθμούς παρουσιάζονται αναλυτικά στο κεφάλαιο 1.6. Στην περίπτωση περιστροφής, οι δύο αριθμοί χρησιμοποιούνται για την περιγραφή της ατμοσφαιρικής συμπεριφοράς μιας ροής, η οποία προσπίπτει σε ορεινά εμπόδια. Συγκεκριμένες τιμές του *Fr* και *Ro* δηλώνουν εμποδισμό και επιβράδυνση της ροής. Αναλυτικά, οι τιμές *Fr* <1 υποδηλώνουν εμποδισμό και *Ro* > 1 ανάντη επιβράδυνση της ροής. Έτσι, σε μια προσπάθεια για τον ποσοτικό προσδιορισμό της ορεογραφικής επίδρασης στο πεδίο ροής του ανέμου, υπολογίστηκαν οι δύο αριθμοί σύμφωνα με τα αποτελέσματα του μοντέλου για τις 06:00 UTC της 24ης Αυγούστου.

Οι υπολογιζόμενες τιμές των παραμέτρων στην περιοχή βόρεια της Κρήτης, έδωσαν τις ακόλουθες τιμές: μέση τιμή της συχνότητας Brunt-Vaisala ~ 10^{-2} s⁻¹, μέση ταχύτητα ροής 6 m s⁻¹, παράμετρος Coriolis ~ 10^{-4} s⁻¹, ύψος ορεινού εμποδίου 1300 m (το μέσο ύψος των υψηλότερων βουνών της Κρήτης όπως υπολογίζονται από το μοντέλο στην ανάλυση του 1 km, που βρίσκεται αρκετά κοντά με την πραγματική τους τιμή) και παράμετρος l_m ~ 20 km. Οι παραπάνω τιμές δίδουν Fr = 0.46 και Ro = 3, υποδηλώνοντας τις κατάλληλες συνθήκες για τον εμποδισμό και τη σημαντική επιβράδυνση της ανάντη ροής.

4.9.4 Ανάλυση της κατακόρυφης δομής της ατμόσφαιρας

Για τη μελέτη της κατακόρυφης δομής της ατμόσφαιρας κατά τη διάρκεια επικράτησης του ανέμου καναλισμού, εξετάστηκαν κατακόρυφες διατομές και ραδιοβολίσεις, όπως δημιουργήθηκαν από τα αποτελέσματα της προσομοίωσης του πλέγματος 3 του μοντέλου.

Το Σχήμα 4.18 απεικονίζει την κατακόρυφη διατομή ΑΑ', όπως διαγράφεται από το αντίστοιχο ευθύγραμμο τμήμα στο Σχήμα 4.14, η οποία εκτείνεται κατά μήκος του υπό μελέτη ορεινού καναλιού και διέρχεται από την είσοδό του (RS) έως την έξοδό του (KS) για τις 06:00 UTC της 24ης Αυγούστου. Ο κεκλιμένος ορεινός χαρακτήρας της τοπογραφίας του καναλιού είναι εμφανής. Η ροή μέσα στο κανάλι κατέρχεται απότομα κοντά στην έξοδο, δημιουργώντας μια περιοχή ισχυρών ανέμων (~16 m s⁻¹) στα χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα (~940 hPa). Στη στάθμη περίπου των 900-850 hPa, ακριβώς πάνω από την απότομη κάθοδο των ισεντροπικών, παρατηρείται μια περιοχή ασθενούς ροής (~0 m s⁻¹).



Σχήμα 4.18. Κατακόρυφη διατομή με προσανατολισμό από βόρεια-βορειοδυτικά προς νότιανοτιοανατολικά, σύμφωνα με τα αποτελέσματα του μοντέλου στο πλέγμα 3 (ακολουθώντας τη γραμμή AA' του Σχήματος 4.14), της δυνητικής θερμοκρασίας (συνεχής γραμμές με βήμα 2 K) και της παράλληλης στον άξονα του καναλιού συνιστώσας του ανέμου (διακεκομμένες γραμμές με βήμα 2 m s⁻¹) για τις 06:00 UTC της 24ης Αυγούστου 2007 (6η ώρα προσομοίωσης CNTL). Οι θετικές τιμές του μέτρου της συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου (μπλε αποχρώσεις) αντιστοιχούν σε διεύθυνση από βορρά προς νότο. Τα βέλη σημειώνουν τη θέση της εισόδου (RS) και της εξόδου (KS) του ορεινού καναλιού.

Συμπερασματικά, η κατακόρυφη δομή της ατμόσφαιρας πάνω από την έξοδο του καναλιού, ομοιάζει σε μεγάλο βαθμό με την υδραυλική ροή που παρατηρείται στους ισχυρούς ανέμους καταβατικής ροής, υποδηλώνοντας ότι το τοπογραφικό ανάγλυφο του ορεινού καναλιού μπορεί να προκαλέσει τη δημιουργία ενός ορεογραφικού κύματος (Durran, 1990). Επιπρόσθετα, τη δημιουργία ορεογραφικού κύματος ενισχύει ο κεκλιμένος χαρακτήρας του καναλιού, με την ομαλή προσήνεμη πλευρά του και την απότομη υπήνεμη πλευρά του (Lilly and Klemp, 1979). Παρόμοιες δομές έχουν παρατηρηθεί και σε άλλα ορεινά κανάλια, όπως το Stampede Gap στις Η.Π.Α. (Colle and Mass, 1998a, b) και το Wide Bay της Αλάσκα (Bond and Macklin, 1993).

Οι μεταβολές της ροής εγκάρσια στο κανάλι, μπορούν να διερευνηθούν καλύτερα χρησιμοποιώντας τις κατακόρυφες διατομές CC' και BB' (ευθύγραμμα τμήματα στο Σχήμα 4.14), οι οποίες παρουσιάζονται στα Σχήματα 4.19 και 4.20, αντίστοιχα. Η κατακόρυφη διατομή CC' (Σχήμα 4.19) διέρχεται πάνω από τη θέση MS, ενώ η κατακόρυφη διατομή BB' (Σχήμα 4.20) πάνω από την έξοδο του καναλιού (KS). Στην περιογή μεταξύ του μέσου του καναλιού και κοντά στην έξοδό του (θέση MS), η ισχυρότερη ροή παράλληλα στον άξονα του καναλιού (~8 m s⁻¹) τοποθετείται κάτω από τη στάθμη των 900 hPa κοντά στον κεντρικό άξονα του καναλιού (Σχήμα 4.19α). Επιπλέον, μια περιοχή χαμηλών τιμών της δυνητικής θερμοκρασίας (< 302 K) βρίσκεται ακριβώς πάνω από τη θέση του MS μεταξύ του ατμοσφαιρικού στρώματος της επιφάνειας και των 900 hPa (Σχήμα 4.19β). Αυτή η περιοχή συνδέεται με το σχετικά ψυχρότερο αέρα, ο οποίος υπόκεινται σε καναλισμό μέσω του ορεινού καναλιού. Μερικά χιλιόμετρα νότια, στην έξοδο του καναλιού (KS), η ταχύτητα της ροής ενισχύεται στα 18 m s⁻¹ (Σχήμα 4.20α), ενώ το πάχος του στρώματος των χαμηλών δυνητικών θερμοκρασιών μειώνεται σημαντικά (< 302 K) (κάτω από το επίπεδο των 970 hPa) (Σχήμα 4.20β).



Σχήμα 4.19. Κατακόρυφη διατομή με προσανατολισμό από δύση προς ανατολή σύμφωνα με τα αποτελέσματα του μοντέλου στο πλέγμα 3 (ακολουθώντας τη γραμμή CC' του Σχήματος 4.14) (α) της παράλληλης στον άξονα του καναλιού συνιστώσας του ανέμου (διακεκομμένες γραμμές με βήμα 2 m s⁻¹) και (β) της δυνητικής θερμοκρασίας (συνεχής γραμμές με βήμα 2 K) για τις 06:00 UTC της 24ης Αυγούστου 2007 (6η ώρα προσομοίωσης CNTL). Το μέτρο της συνιστώσας του ανέμου από βορρά προς νότο συμβολίζεται με κόκκινες αποχρώσεις, ενώ οι δυνητικές θερμοκρασίες κάτω των 304 K απεικονίζονται με μπλε αποχρώσεις. Τα βέλη σημειώνουν τη θέση του MS.



Σχήμα 4.20. Κατακόρυφη διατομή με προσανατολισμό από δύση προς ανατολή σύμφωνα με τα αποτελέσματα του μοντέλου στο πλέγμα 3 (ακολουθώντας τη γραμμή BB' του Σχήματος 4.14) (**a**) της παράλληλης στον άξονα του καναλιού συνιστώσας του ανέμου (διακεκομμένες γραμμές με βήμα 2 m s⁻¹) και (**β**) της δυνητικής θερμοκρασίας (συνεχής γραμμές με βήμα 2 K) για τις 06:00 UTC της 24ης Αυγούστου 2007 (6η ώρα προσομοίωσης CNTL). Το μέτρο της συνιστώσας του ανέμου από βορρά προς νότο συμβολίζεται με κόκκινες αποχρώσεις, ενώ οι δυνητικές θερμοκρασίες κάτω των 304 K απεικονίζονται με μπλε αποχρώσεις. Τα βέλη σημειώνουν τη θέση του KS.

Οι προσομοιούμενες ραδιοβολίσεις δίδουν μια επιπρόσθετη πληροφορία για την κατακόρυφη δομή της ατμόσφαιρας υπεράνω του ορεινού καναλιού. Στη ραδιοβόλιση του RS (Σχήμα 4.21α), διακρίνεται ένα στρώμα 100 hPa με τη βάση του στο έδαφος, υπεράνω του οποίου βρίσκεται ένα άλλο στρώμα ασθενούς θερμοκρασιακής αναστροφής με την κορυφή του να φτάνει τη στάθμη των 850 hPa και τη βάση του στα 925-900 hPa. Oi άνεμοι κοντά στην επιφάνεια του εδάφους είναι ασθενείς (< 5 m s⁻¹), ενώ στα υπερκείμενα στρώματα ο άνεμος μεταβάλλεται τόσο στη διεύθυνση (μεταβολή καθ' ύψος σύφωνα με τους δείκτες των δεικτών του ρολογιού) όσο και στην ένταση (περαιτέρω εξασθένηση). Λίγα χιλιόμετρα κατάντη της ροής του καναλιού, θέση AS, δεν σημειώνεται καμιά αξιόλογη μεταβολή, ενώ στη θέση MS (στο εσωτερικό του καναλιού) ένα εντονότερο στρώμα θερμοκρασιακής αναστροφής βρίσκεται στα 900-850 hPa, ενισχύοντας τη ροή στα χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα στα 7.5 m s⁻¹ (Σχήμα 4.21β). Επίσης, στα χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα οι άνεμοι στρέφονται περισσότερο παράλληλα στον προσανατολισμό του καναλιού. Η ραδιοβόλιση στη θέση ΚS αποκαλύπτει ένα ξηρό και θερμό χαμηλό ευσταθές στρώμα, με την ταχύτητα κοντά στο έδαφος να φτάνει ~ 17.5 m s⁻¹. Το ξηρό και θερμό χαμηλό ατμοσφαιρικό στρώμα, ίσως οφείλεται στο καταβατικό αέρα που προέρχεται από το ορεινό κανάλι. Για τη διερεύνηση αυτής της υπόθεσης όμως, απαιτείται η μελέτη της τροχιάς των αέριων σωματιδίων που διέρχονται μέσω του ορεινού καναλιού.



Σχήμα 4.21. Προσομοιωμένες ραδιοβολίσεις, όπως προέκυψαν από τα αποτελέσματα του μοντέλου στο πλέγμα 3, κατά μήκος του ορεινού καναλιού στις θέσεις: (α) RS (είσοδος καναλιού), (β) MS (στο εσωτερικό του καναλιού και (γ) KS (στην έξοδο του καναλιού) στις 06:00 UTC της 24ης Αυγούστου 2007 (6η ώρα προσομοίωσης). Με κόκκινο χρώμα συμβολίζεται η κατακόρυφη μεταβολή της θερμοκρασίας, ενώ με μπλε η κατακόρυφη μεταβολή της θερμοκρασίας δρόσου. Στη δεξιά στήλη με πράσινο χρώμα, απεικονίζεται η μεταβολή της ταχύτητας του ανέμου καθ' ύψος.

4.9.5 Ανάλυση των τροχιών των αέριων σωματίων

Τρισδιάστατες τροχιές αέριων σωματίων εμπροσθοπορείας (forward trajectories) με χρονικό διάστημα απεικόνισης μίας ώρας, οι οποίες εκκινούν στις 03:00 UTC και τερματίζουν στις 18:00 UTC της 24ης Αυγούστου 2007, αποσαφηνίζουν τη διαδρομή της ροής του ανέμου στο κεντρικό και δυτικό τμήμα του νησιού της Κρήτης,

καθώς επίσης και μέσα στο ορεινό κανάλι κατά την επικράτηση Ετησίων ανέμων. Η δημιουργία των αεροτροχιών πραγματοποιήθηκε για ένα σύνολο 31 σημείων τοποθετημένα βόρεια του νησιού. Στο ύψος των 40 m πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας (Σχήμα 4.22α), οι τροχιές 1-13 εκτρέπονται προς τα δυτικά ως αποτέλεσμα της επιρροής της ροής από την παρουσία των Λευκών Ορέων, ενώ συγκεκριμένα η τροχιά 12, μερικά χιλιόμετρα κατάντη του νησιού, στρέφεται κυκλωνικά. Η στροφή αυτής της τροχιάς, καθώς επίσης και η ασθενής ένταση της ροής σε αυτό το σημείο (< 3 m s⁻¹), σχετίζεται με την παρουσία ορεινού «απόνερου» το οποίο παρατηρείται στην περιοχή κατάντη των Λευκών Ορέων και απεικονίζεται από τη δορυφορική εικόνα του QuikSCAT (Σχήμα 4.10). Οι τροχιές 14, 15 υφίστανται καναλισμό μέσα στο υπό βρίσκονται δεξιά του όρους Τδη. Τέλος, ένα μεγάλος αριθμός αεροτροχιών (18-31) εκτρέπεται προς τα ανατολικά ανάντη του όρους Τδη.



Σχήμα 4.22. (a) Τροχιές εμπροσθοπορείας (forward trajectories) 1-30 με χρόνο εκκίνησης τις 03:00 UTC της 24ης Αυγούστου 2007 και σημείο εκκίνησης περίπου 40 m από την επιφάνεια (απεικόνιση με βέλος) και (β) η τροχιά 14 η οποία διέρχεται από το ορεινό κανάλι (αναπαράσταση με παραλληλόγραμμο μεταβλητού πλάτους). Και στα δυο Σχήματα η κεφαλή του βέλους υποδηλώνει τις θέσεις των αέριων σωματίων με χρονικό βήμα 1 ώρας. Το πλάτος της κεφαλής κάθε βέλους, καθώς επίσης και το πλάτος του παραλληλογράμμου είναι ανάλογα με το ύψος της τροχιάς εκείνη τη χρονική στιγμή. Η τοπογραφία απεικονίζεται με καφέ αποχρώσεις βήματος 200 m, στο πλέγμα 3 χωρικής ανάλυσης 1 km.

Σύμφωνα με το Σχήμα 4.22α, οι μεσαίες τροχιές 12-16 ανυψώνονται πάνω από την τοπογραφία του νησιού πριν κατέβουν απότομα στην επιφάνεια των νότιων ακτών του. Η ανάλυση των πεδίων της θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας για τις συγκεκριμένες αεροτροχιές, περιγράφει μια απότομη αύξηση της θερμοκρασίας και μείωση της σχετικής υγρασίας, υποδηλώνοντας ότι στις περιοχές αυτές λαμβάνουν χώρα συνθήκες föhn (Gaffin, 2002) κατά τη διάρκεια των βορείων ανέμων. Επιπλέον, οι μέγιστες τιμές του πεδίου θερμοκρασίας γύρω από την Κεντρική και Δυτική Κρήτη εντοπίζονται σε αυτές τις περιοχές, όπως προσομοιώνεται εξάλλου και από το μοντέλο (Σχήμα 4.16β).

Όσον αφορά τις τροχιές 14, 15 καθώς αυτές διέρχονται μέσα από το ορεινό κανάλι επιταχύνονται και αιφνίδια κατέρχονται από τους λόφους του ορεινού καναλιού. Συγκεκριμένα, μέσα στο κανάλι η τροχιά 14 κατέρχεται απότομα από το ύψος των 590 m, στην επιφάνεια ακριβώς στην έξοδο του καναλιού (KS) (Σχήμα 4.22β). Το μέτρο της ταχύτητας της τροχιάς στην είσοδο του καναλιού ήταν 5 m s⁻¹ και αυξήθηκε περίπου στα 10 m s⁻¹ κοντά στην έξοδό του (Σχήμα 4.23α). Στη θαλάσσια περιοχή κατάντη της εξόδου του καναλιού το αέριο σωμάτιο (τρογιά 14) συνεγίζει να υφίσταται μια μικρή επιτάχυνση, φτάνοντας τη μέγιστη τιμή των ~11 m s⁻¹. Μέσα στο ορεινό κανάλι η απότομη κάθοδος των αέριων σωματίων από τα 590 m στην επιφάνεια, έχει ως αποτέλεσμα την απότομη αύξηση της θερμοκρασίας και την πτώση της σχετικής υγρασίας (Σχήμα 4.23β) (όσον αφορά την τροχιά 14). Επιπλέον, η βαθμιαία επιβράδυνση της ταχύτητας του ανέμου και η εκτροπή της ροής ανάντη των Λευκών Ορέων απεικονίζονται εμφανώς στο Σχήμα 4.23β. Μια επιπλέον ένδειξη για την προαναφερόμενη συμπεριφορά της ροής παρατηρείται και στις επίγειες καταγραφές για την ίδια χρονική στιγμή (12:00 τοπική ώρα, 24/08/2007), όπου στην είσοδο του καναλιού πνέουν σχεδόν μέτριοι άνεμοι (~5 m s⁻¹) βορειοδυτικών διευθύνσεων, ενώ στην έξοδο ισχυροί άνεμοι βορείων διευθύνσεων (~14 m s⁻¹).

Στη συνέχεια απελευθερώθηκαν τροχιές από τα ίδια σημεία σε υψηλότερα όμως ατμοσφαιρικά στρώματα και συγκεκριμένα στα 500 m από την επιφάνεια (δεν παρουσιάζονται). Τα αποτελέσματα της ανάλυσης έδειξαν πως τα αέρια σωμάτια δέχονται μια μικρότερη οριζόντια εκτροπή καθώς διέρχονται από το κεντρικό και δυτικό τμήμα του νησιού, περνώντας πάνω από χαμηλότερα τοπογραφικά στοιχεία (< 900 m). Παρόλα αυτά, σημειώνεται και πάλι διαχωρισμός της ροής γύρω από τα υψηλότερα βουνά, καθώς επίσης και καναλισμός μέσα από το υπό μελέτη ορεινό κανάλι, όπου οι τροχιές συνεχίζουν να υφίστανται την προαναφερόμενη απότομη κάθοδο στην επιφάνεια κοντά στην έξοδό του, με την συνεπαγόμενη αύξηση της θερμοκρασίας και τη μείωση της σχετικής υγρασίας.



Σχήμα 4.23. (α) Μέτρο της ταχύτητας του ανέμου (σε m s⁻¹) και (β) της θερμοκρασίας (σε βαθμούς Κελσίου) και της σχετικής υγρασίας (%) για τα αέρια σωμάτια της τροχιάς 14 του Σχήματος 4.22β. Οι διακεκομμένες γραμμές σημειώνουν προσεγγιστικά την ώρα που τα αέρια σωμάτια της συγκεκριμένης τροχιάς κινούνται μέσα στο ορεινό κανάλι (η πρώτη γραμμή από τα αριστερά την ώρα εισόδου και η δεξιά γραμμή την ώρα εξόδου).

Τέλος, πραγματοποιήθηκε μελέτη των τρισδιάστατων τροχιών οπισθοπορείας (backward trajectories), οι οποίες απελευθερώνονται στο χαμηλότερο επίπεδο σίγμα

203

(~40 m) πάνω από την επιφάνεια στην περιοχή της εξόδου του καναλιού στις 06:00 UTC της 24ης Αυγούστου 2007 (Σχήμα 4.24). Η ανάλυση της μελέτης του συγκεκριμένου είδους τροχιών, περιγράφει την προέλευση των αέριων σωματίων κατά τη διάρκεια των μέγιστων ταχυτήτων του ανέμου στη συγκεκριμένη περιοχή. Οι τροχιές που καταλήγουν στην έξοδο του καναλιού, προέρχονται από δύο βασικές περιοχές. Η πλειοψηφία των τροχιών διέρχεται μέσα από το ορεινό κανάλι, αλλά η τροχιά 10 (πράσινο χρώμα) η οποία ανάντη του νησιού κινείται σε υψηλότερα ατμοσφαιρικά επίπεδα σχετικά με τις υπόλοιπες τροχιές, όταν προσπίπτει στα Λευκά Όρη εκτρέπεται και κατέρχεται ταχέως από τα 1300 m στην επιφάνεια κοντά στην έξοδο του καναλιού.



Σχήμα 4.24. Τροχιές οπισθοπορείας (backward trajectories) με χρόνο εκκίνησης τις 06:00 UTC της 24ης Αυγούστου 2007 στο χαμηλότερο επίπεδο σίγμα στην περιοχή εξόδου του καναλιού. Το πλάτος του παραλληλογράμμου είναι ανάλογο με το ύψος της τροχιάς εκείνη τη χρονική στιγμή. Η τοπογραφία απεικονίζεται με αποχρώσεις του καφέ με βήμα 200 m, στο πλέγμα 3 χωρικής ανάλυσης 1 km.

4.10 Αποτελέσματα του μοντέλου – Προσομοίωση της δοκιμής ευαισθησίας

Σύμφωνα με την ανάλυση των αεροτροχιών που αναπτύχθηκε στην προηγούμενη παράγραφο, υπάρχει μια τάση των αερίων σωματίων να διέλθουν μέσα από το ορεινό κανάλι που βρίσκεται ανάμεσα από τα δύο μεγαλύτερα βουνά της Κρήτης. Έτσι, το σημαντικό ερώτημα που δημιουργείται είναι ο ρόλος που διαδραματίζει η πολύπλοκη τοπογραφία του καναλιού στη δομή και την ένταση των ισχυρών ανέμων που σημειώνονται στην έξοδο του καναλιού. Για τη λύση αυτού του ερωτήματος, πραματοποιήθηκε μια επιπρόσθετη προσομοίωση στο πλέγμα 3 του μοντέλου, χωρικής ανάλυσης 1 km, χρησιμοποιώντας τριάντα εννέα κατακόρυφα επίπεδα σίγμα, στις οποίες η τοπογραφία στο εσωτερικό του καναλιού μεταβλήθηκε μειώνοντας το ύψος της τοπογραφίας σε σταθερό υψομετρικό επίπεδο (100 m) (προσομοίωση FULLGAP). Η κατακόρυφη κατατομή της τοπογραφίας που χρησιμοποιήθηκε στη νέα προσομοίωση παρουσιάζεται στο Σχήμα 4.25.



Σχήμα 4.25. Τροποποιημένη τοπογραφική κατατομή που χρησιμοποιήθηκε στην προσομοίωση FULLGAP. Στο Σχήμα παρουσιάζεται η κατατομή του κεντρικού και δυτικού τμήματος του νησιού, όπως διακρίνεται από το νότο. Οι θέσεις των βουνών καθώς επίσης και του τροποποιημένου ορεινού καναλιού σημειώνονται πάνω στο Σχήμα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

Στο Σχήμα 4.26α παρουσιάζεται το πεδίο του ανέμου στα 10 m σύμφωνα με τα αποτελέσματα της προσομοίωσης FULLGAP, ενώ το Σχήμα 4.26β παρουσιάζει τις διαφορές του πεδίου ανέμου στα 10 m μεταξύ του FULLGAP και του CNTL κατά τη διάρκεια των μεγίστων ανέμων (06:00 UTC της 24ης Αυγούστου 2007). Παρόλο που η τοπογραφία του καναλιού τροποποιήθηκε σε μεγάλο βαθμό, η γενική ροή γύρω από το νησί δεν μεταβλήθηκε σημαντικά. Παρόλα αυτά, οι άνεμοι αμέσως κατάντη της εξόδου του καναλιού είναι ασθενέστεροι κατά 2-4 m s⁻¹ σχετικά με την κύρια προσομοίωση (CNTL). Επιπλέον, οι ισχυροί άνεμοι που σχετίζονται με τον καναλισμό εκτείνονται σε μια απόσταση περίπου 10 km ανατολικότερα συγκριτικά με την κύρια προσομοίωση, εξαιτίας της απουσίας των υψηλότερων τοπογραφικών χαρακτηριστικών κοντά στο ανατολικό άκρο της εξόδου του καναλιού.

Για την περαιτέρω διερεύνηση των αλλαγών της ροής λόγω της τροποποιημένης τοπογραφίας, το Σχήμα 4.27 απεικονίζει την κατακόρυφη διατομή που ελήφθει κατά μήκος του άζονα του καναλιού (τομή AA', που απεικονίζεται στο Σχήμα 4.14) για τις 06:00 UTC της 24ης Αυγούστου 2007 για τη δοκιμή ευαισθησίας. Για την προσομοίωση FULLGAP (Σχήμα 4.27) η απότομη καθοδική κίνηση των ισεντροπικών καθώς επίσης και η ένταση των ανέμων στην έζοδο του καναλιού, είναι ασθενέστεροι από ότι στην προσομοίωση CNTL. Παρόλα αυτά, θα πρέπει να επισημανθεί ότι οι ισχυρότεροι άνεμοι παραμένουν στην έζοδο του καναλιού. Η κατακόρυφη δομή της ατμόσφαιρας που αντιστοιχεί στην προσομοίωση FULLGAP, ομοιάζει σε μεγάλο βαθμό με τις αντίστοιχες κατακόρυφες δομές που παρατηρήθηκαν στις εξόδους καναλιών που στερούνται τοπογραφικών εξάρσεων και τοποθετούνται στο επίπεδο της στάθμης της θάλασσας όπως το κανάλι Juan de Fuca, μεταξύ της δυτικής πολιτείας Washigton και της British Columbia (Colle and Mass, 2000 –κατακόρυφη διατομή AA' στην εργασία τους-).



ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

Σχήμα 4.26. Πεδίο ροής της ταχύτητας του ανέμου στα 10 m, που αντιστοιχεί στις 06:00 UTC της 24ης Αυγούστου 2007 (6η ώρα προσομοίωσης) πλέματος 3, χωρικής ανάλυσης 1 km, για (α) την προσομοίωση FULLGAP και (β) τη διαφορά της ταχύτητας του ανέμου στα 10 m μεταξύ των προσομοιώσεων CNTL και FULLGAP (FULLGAP – CNTL).





Σχήμα 4.27. Κατακόρυφη διατομή με προσανατολισμό από βόρειο-βορειοδυτικά έως νότιονοτιοανατολικά (όμοια με το Σχήμα 4.18), για τις 06:00 UTC της 24ης Αυγούστου 2007 (6η ώρα προσομοίωσης) που αντιστοιχεί στην προσομοίωση FULLGAP. Τα βέλη υποδεικνύουν την είσοδο (RS) και την έξοδο (KS) του ορεινού καναλιού.

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα και των δύο προσομοιώσεων (CNTL, FULLGAP) προκύπτει το συμπέρασμα ότι οι ισχυροί άνεμοι στην έξοδο του κυριότερου καναλιού της Κρήτης, παρουσιάζουν τόσο χαρακτηριστικά καναλισμού (σύγκριση κύριας προσομοίωσης με προσομοίωση FULLGAP) όσο και ισχυρής καταβατικής ροής (δράση ορεογραφικού κύματος). Η σημαντικότητα του ορεογραφικού κύματος στην υπήνεμη πλευρά του ορεινου καναλιού, όσον αφορά την επίδρασή του στην ένταση της ροής στην έξοδο του καναλιού, είναι όμοια με την περίπτωση ορεινών καναλιών όπως το Stampede Gap στις κεντρικές Cascade της Washington (Colle and Mass, 1998a, b) και στην υπήνεμη περιοχή του Chivela Pass στο Μεξικό (Steenburgh et al., 1998).

4.11 Συμπεράσματα επί των αποτελεσμάτων της αριθμητικής μελέτης

Στην παρούσα εργασία εξετάστηκε η σημαντικότητα του ορεινού καναλιού που βρίσκεται ανάμεσα από τα δύο υψηλότερα βουνά της Κρήτης, τα Λευκά Όρη και το όρος Ίδη. Κατά τη διάρκεια των θερινών μηνών, όταν στην περιοχή του Αιγαίου εγκαθίσταται βόρειο ρεύμα, παρατηρούνται μεγάλες ταχύτητες ανέμου στην έξοδο του προαναφερόμενου καναλιού. Καθώς η θαλάσσια περιοχή κατάντη της εξόδου χρησιμοποιείται για εμπορικούς και τουριστικούς λόγους και οι ισχυροί άνεμοι κοντά στην έξοδο του καναλιού αρκετές φορές συμβάλλουν στη γρήγορη εξάπλωση των δασικών πυρκαγιών στο εσωτερικό του καναλιού και στα γειτονικά βουνά, η μελέτη της τρισδιάστατης δομής του καναλισμού της ροής και των φυσικών μηχανισμών που οδηγούν στις υψηλές ταχύτητες κρίθηκε απαραίτητη.

Για αυτό το λόγο, προσομοιώθηκε το ισχυρότερο επεισόδιο βόρειων ανέμων στο Αιγαίο που συνέβηκε το καλοκαίρι του 2007. Κατά τη διάρκεια του διημέρου 24-25 Αυγούστου 2007, σχεδόν θυελλώδεις άνεμοι παρατηρήθηκαν στις νότιες ακτές της Κρήτης και συγκεκριμένα στην έξοδο του ορεινού καναλιού, όπου οι ριπές του ανέμου στο σταθμό KS έφτασαν τα 24 m s⁻¹. Για τη μελέτη αυτού του επεισοδίου, χρησιμοποιήθηκαν προσομοιώσεις του μη υδροστατικού αριθμητικού μοντέλου MM5, με οριζόντια ανάλυση 1 km και κατακόρυφη ανάλυση τριάντα εννέα επιπέδων σίγμα. Η συνοπτική κατάσταση αυτών των ημερών προσομοιώθηκε ικανοποιητικά από το μοντέλο, δίδοντας μια ισχυρή βαροβαθμίδα πάνω από την περιοχή του Αιγαίου (5 hPa / 300 km), με το κέντρο του επιφανειακού χαμηλού (~1006 hPa) να τοποθετείται στην περιοχή της Νότιας Τουρκίας και της Κύπρου, ενώ οι υψηλές πιέσεις να βρίσκονται πάνω από τα Βαλκάνια και την Ελλάδα.

Πολλές από τις παρατηρούμενες δομές που σχετίζονται με τη γενική ροή γύρω από τη νησί προσομοιώθηκαν ικανοποιητικά: όπως η ανάντη επιβράδυνσή της και η σημαντική προς τα αριστερά εκτροπή της. Σύμφωνα με τους υπολογισμούς του μοντέλου, οι αριθμοί Froude (Fr = 0.46) και Rossby (Ro = 3) επιβεβαιώνουν τον εμποδισμό και γενικά τη συμπεριφορά της ροής, όταν συναντά εκτεταμένα ορεινά εμπόδια. Επιπλέον, κατάντη του νησιού το μοντέλο προσομοίωσε με ικανοποιητική ακρίβεια τις θέσεις των δύο ορεινών «απόνερων» πίσω από τα υψηλότερα βουνά, καθώς επίσης και τις περιοχές με τις υψηλές ταχύτητες του ανέμου, που βρίσκονται κατάντη των κυριότερων ορεινών καναλιών. Συγκεκριμένα, η ταχύτητα του ανέμου κατάντη του υπό μελέτη καναλιού, όπως υπολογίστηκε από το μοντέλο ξεπέρασε τα 10 m s⁻¹. Επίσης, οι προσομοιώσεις δείχνουν μια επέκταση των ισχυρών βορείων ανέμων στη θαλάσσια περιοχή κατάντη του καναλιού (40-50 km), ενώ σε μεγαλύτερη απόσταση παρατηρείται μια σταδιακή επιβράδυνση της ταχύτητας του ανέμου, κάτι που βρίσκεται σε συμφωνία με την αντίστοιχη παρατηρούμενη κατάντη ροή (Σχήμα 4.10).

Οι ισχυρότεροι άνεμοι καναλισμού σύμφωνα με τις προσομοιώσεις βρέθηκαν κοντά στην έξοδο του καναλιού. Αυτό το αποτέλεσμα είναι σε συμφωνία με τα συμπεράσματα των εργασιών των Overland and Walter (1981) και Colle and Mass (2000), οι οποίοι απέδειξαν ότι η ροή σε ένα κανάλι δεν μπορεί να περιγραφεί με το φαινόμενο χοάνης (φαινόμενο Venturi) που σχετίζεται με τη διατήρηση της μάζας. Όπως αναπτύχθηκε και στη θεωρία, σύμφωνα με το φαινόμενο Venturi, οι μέγιστες τιμές της ταχύτητας του ανέμου θα έπρεπε να εντοπίζονται στο στενότερο σημείο του καναλιού. Παρόλα αυτά, τόσο οι παρατηρήσεις, όσο και οι προσομοιώσεις, εμφανίζουν τις μέγιστες ταχύτητες του ανέμου στην έξοδο του καναλιού. Τέλος, η σύγκριση μεταξύ των παρατηρούμενων και των προσομοιούμενων χρονοσειρών της ταχύτητας του ανέμου υπερεκτιμά το πεδίο της ατμοσφαιρικής πίεσης στη στάθμη της θάλασσας κατά 1-2 hPa, το οποίο έχει ως αποτέλεσμα την αύξηση της ταχύτητας του ανέμου κατά 2-8 m s⁻¹ σε σχέση με τις καταγραφόμενες τιμές στην έξοδο του καναλιού (KS).

Στη συνέχεια, η ανάλυση των κατακόρυφων διατομών έδειξε μια ομοιότητα με τις δομές που παρατηρούνται στις περιπτώσεις ανέμων ισχυρής καταβατικής ροής, δηλώνοντας ότι η τοπογραφία του καναλιού μπορεί να προκαλέσει τη δημιουργία ορεογραφικού κύματος. Ως συνέπεια αυτής της θεώρησης, οι ισχυροί άνεμοι κοντά στην έξοδο του καναλιού δημιουργούνται από την απότομη καθοδική κλίση των ισεντροπικών γραμμών. Επιπλέον, η μελέτη των κατακόρυφων διατομών υποδηλώνει τον καναλισμό του σχετικά ψυχρότερου αέρα που προέρχεται από τη θάλασσα μέσω του ορεινού καναλιού, όπου φτάνοντας στην έξοδό του αναγκάζεται να κατέλθει απότομα λόγω των έντονων τοπογραφικών εξάρσεων. Επίσης, η ραδιοβόλιση του μοντέλου στη θέση KS δείχνει ένα ξηρότερο και θερμότερο, συγκριτικά με τους υπόλοιπους σταθμούς μέσα στο ορεινό κανάλι (AS, MS), στρώμα στα χαμηλά ατμοσφαιρικά επίπεδα όπου συμβαίνουν και οι μεγαλύτερες ταχύτητες του ανέμου. Αυτό το χαμηλό στρώμα στο KS πιθανόν σχετίζεται με την καταβατική ροή μέσα στο ορεινό κανάλι. Για την περαιτέρω διερεύνηση αυτής της υπόθεσης, πραγματοποιήθηκε στη συνέχεια ανάλυση των αεροτροχιών.

Στο πλέγμα 3 του μοντέλου, χωρικής ανάλυσης 1 km, σχεδιάστηκαν οι τροχιές των αέριων σωματίων. Σύμφωνα με την ανάλυση, παρατηρείται μια εκτροπή της ροής ανάντη των δύο υψηλότερων βουνών, καθώς επίσης και καναλισμός εντός των ορεινών καναλιών. Τα αέρια σωμάτια αναγκάζονται να ανέλθουν πάνω από τα ορεινά εμπόδια και στη συνέχεια να κατέλθουν σε χαμηλότερα ύψη και συγκεκριμένα στις νότιες ακτές της Κρήτης. Αυτή η κίνηση της ροής έχει ως αποτέλεσμα την αύξηση της επιφανειακής θερμοκρασίας και τη μείωση της σχετικής υγρασίας. Ακριβώς πάνω από το εμποδιζόμενο στρώμα αέρα στην προσήνεμη πλευρά των βουνών, εντοπίζεται μια θερμοκρασιακή αναστροφή, η οποία αναγκάζει το στρώμα αέρα στα υψηλότερα ατμοσφαιρικά επίπεδα να κατέλθει από το επίπεδο τη κορυφής των βουνών στην επιφάνεια του εδάφους προκαλώντας τοπική θέρμανση λόγω αδιαβατικής συμπίεσης (Barry, 2008). Αυτός ο άνεμος τύπου föhn, στον οποίο δεν πραγματοποιείται απελευθέρωση υδρατμών, παρατηρήθηκε πρώτα από τον Hann (1885) και διαδόθηκε ευρέως στη συνέχεια. Στο εσωτερικό του ορεινού καναλιού, παρατηρείται μια επιτάχυνση των αέριων σωματίων από 5 m s⁻¹ στα 10 m s⁻¹. Τέλος, στη θέση του KS σύμφωνα με την ανάλυση συγκεκριμένης τροχιάς, τα αέρια σωμάτια φτάνουν στην έξοδο του καναλιού αφού πρώτα κατέλθουν από υψόμετρο ~590 m, παρουσιάζοντας χαρακτηριστικά ανέμου τύπου föhn.

Για τη διερεύνηση της σημαντικότητας της τοπογραφίας του καναλιού, η οποία φαίνεται να επηρεάζει τις ταχύτητες του ανέμου στην έξοδό του, πραγματοποιήθηκε μια δοκιμή ευαισθησίας. Τα αποτελέσματα επιβεβαίωσαν την προαναφερόμενη άποψη, αφού οι αλλαγές στο υψόμετρο διαδραμάτισαν σημαντικό ρόλο στην εξέλιξη και τη δομή των ανέμων καναλισμού. Το συμπέρασμα αυτό έρχεται σε συμφωνία με τα αποτελέσματα πολλών σχετικών εργασιών, στις οποίες οι υψομετρικές ανωμαλίες στο

εσωτερικό ενός καναλιού επηρεάζουν σημαντικά τους ανέμους καναλισμού (Colle and Mass, 1998; Bond and Stabeno, 1998). Τέλος, το βασικό συμπέρασμα που προκύπτει τόσο από την κύρια προσομοίωση όσο και από την προσομοίωση των δοκιμών ευαισθησίας, είναι ότι οι ισχυροί άνεμοι στην έξοδο του υπό μελέτη ορεινού καναλιού παρουσιάζουν συνδυασμένα χαρακτηριστικά ανέμων καναλισμού αλλά και ισχυρής καταβατικής ροής (προσομοίωση CNTL), όπου μάλιστα σημειώνονται μεγαλύτερες τιμές της ταχύτητας του ανέμου από ότι παρατηρούνται σε περιπτώσεις καναλιού δίχως τοπογραφικές εξάρσεις (προσομοίωση FULLGAP) (Sharp and Mass, 2004).

Καθώς τα φαινόμενα ισχυρών ανέμων καναλισμού στην Κρήτη συμβαίνουν κάθε χρόνο, σε αντίθεση με περιπτώσεις ισχυρών ανέμων καναλισμού παγκοσμίως όπου η δημιουργία τους σχετίζεται από την προσέγγιση μιας ατμοσφαιρικής διαταραχής συνοπτικής κλίμακας (π.χ. στο Stampede Gap, Colle and Mass 1998a, b), τα αποτελέσματα αυτής της εργασίας δηλώνουν τη δυναμική των αριθμητικών μοντέλων ώστε να μπορούν να προσομοιώσουν με ακρίβεια τέτοιας έντασης ανέμους, που λαμβάνουν χώρα σε ορεινά κανάλια με πολύπλοκη τοπογραφία. Παρόλα αυτά, υπάρχει η ανάγκη για την περαιτέρω διερεύνηση του καναλισμού της ροής ανάμεσα από τα στενά περάσματα των πολυάριθμων νησιών του Αιγαίου, ώστε να γίνει σε μεγαλύτερο βαθμό κατανοητή η δομή της κυκλοφορίας της ροής στην περιοχή του Αιγαίου Πελάγους. Στη σύγχρονη κοινωνία η ανάγκη για μεγαλύτερη ακρίβεια της πρόγνωσης των ανθρώπινων δραστηριοτήτων, ιδιαίτερα της ναυσιπλοίας είναι επιτακτική. Στόχος είναι η πραγματοποίηση αυτού του εγχειρήματος, χρησιμοποιώντας μοντέλα και τεχνικές παρατήρησης μεγαλύτερης ανάλυσης.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

ΒΑΣΙΚΑ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΠΡΟΟΠΤΙΚΕΣ

5.1 Τα βασικά συμπεράσματα της διατριβής

Η παρούσα διατριβή είχε ως κύριο σκοπό τη μελέτη των ισχυρών ανέμων που εκδηλώνονται σε περιοχές του ελληνικού χώρου, οι οποίες γειτνιάζουν με έντονο ορεινό ανάγλυφο. Χρησιμοποιώντας κυρίως, αποτελέσματα αριθμητικών μοντέλων πολύ υψηλής ανάλυσης, καθώς επίσης και παρατηρησιακά μέσα όπως επίγειους μετεωρολογικούς σταθμούς, ραδιοβολίσεις και δορυφορικά δεδομένα, εξήχθησαν χρήσιμα συμπεράσματα όσον αφορά τη δυναμική και τη δημιουργία των φυσικών μηχανισμών που προκαλούν τους ισχυρούς ανέμους. Τα κίνητρα για τη συγκεκριμένη εργασία ήταν δύο: (i) ο μικρός αριθμός εργασιών σχετικά με τη μελέτη ανέμων μεγάλης έντασης σε περιοχές της Ελλάδας, όπου το πολύπλοκο ορεινό ανάγλυφο στον ηπειρωτικό κορμό και ο καναλισμός στα πολυάριθμα νησιά της δημιουργεί φαινόμενα ισχυρών ανέμων τοπικής κλίμακας (οδηγώντας τις περισσότερες φορές σε καταστροφές) και (ii) η πρόκληση της μελέτης τέτοιων τοπικών φαινομένων χρησιμοποιώντας αριθμητικό μοντέλο πολύ υψηλής ανάλυσης. Έτσι λοιπόν, επιλέχθηκαν δύο αντιπροσωπευτικές περιοχές στον ελληνικό χώρο στις οποίες καταγράφονται θυελλώδεις άνεμοι και χαρακτηρίζονται από έντονο ορεινό ανάγλυφο: η περιοχή των Ιωαννίνων και οι νότιες ακτές της κεντρικής Κρήτης.

Αρχικά εξετάστηκε η περίπτωση θυελλωδών ανέμων στην περιοχή των Ιωαννίνων, που αποτελεί χαρακτηριστική περίπτωση ισχυρών ανέμων σε ηπειρωτική περιοχή, μελετώντας το επεισόδιο της 25ης Μαρτίου 1998. Οι θυελλώδεις άνεμοι έχουν κατεύθυνση από το όρος Μιτσικέλι (άνεμοι βορειοανατολικής διεύθυνσης) και χαρακτηρίζονται ως καταβατικής ροής, προκαλώντας συχνά πλημμυρικά επεισόδια στις παραλίμνιες περιοχές και εκτεταμένες καταστροφές. Χρησιμοποιώντας παρατηρησιακά δεδομένα από δύο επίγειους μετεωρολογικούς σταθμούς (Κατσικά και Αεροδρόμιο Ιωαννίνων), καθώς επίσης και τα αποτελέσματα προσομοίωσης υψηλής ανάλυσης από το αριθμητικό μοντέλο MM5, οι θυελλώδεις άνεμοι στην περιοχή σχετίζονται με:

 την παρουσία μιας ισχυρής βορειοανατολικής βαροβαθμίδας, που προέκυψε από τον συνδιασμό ενός επιφανειακού συστήματος χαμηλών πιέσεων τοποθετούμενο αρχικά στα νοτιοδυτικά της χώρας, το οποίο στη συνέχεια
κινήθηκε ανατολικά, με τις υψηλές πιέσεις της Κεντρικής Ευρώπης και των Βαλκανίων.

την παρουσία ενός κύριου κρίσιμου επιπέδου κι ενός «αυτό-δημιουργούμενου» κρίσιμου επιπέδου, το οποίο σχετίζεται με την παρουσία ενός ευσταθούς στρώματος πάνω από το επίπεδο κορυφής του βουνού, εμφανίζοντας συνθήκες στην υπήνεμη περιοχή του βουνού που ευνοούν την «κατάρρευση» ενός ορεογραφικού κύματος (αριθμός Richardson < 0.25, σχεδόν μηδενική ροή και καλώς αναμεμιγμένο στρώμα) στο ατμοσφαιρικό στρώμα μεταξύ των 800 με 700 hPa.

Επίσης, τα σημαντικότερα αποτελέσματα των συγκρίσεων των προσομοιώσεων του επεισοδίου με δύο διαφορετικές οριζόντιες αναλύσεις (8 και 2 km), καθώς επίσης και των δύο δοκιμών ευαισθησίας (α) με το όρος Μιτσικέλι να «ενώνεται» με την οροσειρά της Πίνδου (FILL) και (β) να αφαιρείται τελείως (NMNT), είναι ότι:

- το επιχειρησιακό πλέγμα των 8 km αναπαράγει ορθά το πεδίο ροής του ανέμου που σχετίζεται με τη γενικότερη συνοπτική διάταξη, παρόλα αυτά όμως το πλέγμα των 2 km αναδεικνύει την τοπικότητα του φαινομένου, περιορίζοντας τους ισχυρότερους ανέμους στην περιοχή γύρω από τη λίμνη Παμβώτιδα,
- η παρουσία του όρους Μιτσικέλι, διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στην ενίσχυση των ανέμων στην περιοχή των Ιωαννίνων.

Στο επόμενο κεφάλαιο, εξετάζεται η περίπτωση θυελλωδών ανέμων σε μια νησιωτική περιοχή της Ελλάδας και συγκεκριμένα στις νότιες ακτές της κεντρικής Κρήτης. Σε αντίθεση με την περίπτωση των Ιωαννίνων όπου η συχνότητα εμφάνισης θυελλωδών ανέμων είναι μικρή, στις νότιες ακτές της Κρήτης οι θυελλώδεις άνεμοι εμφανίζονται αρκετά συχνότερα, αφού το νησί προσανατολίζεται κάθετα στο βόρειο ρεύμα που επικρατεί κυρίως κατά τη διάρκεια των θερινών μηνών (Ετησίες άνεμοι). Για αυτό το λόγο, τους θερινούς μήνες του 2007 πραγματοποιήθηκε ένα πείραμα, κατά το οποίο εγκαταστάθηκαν μετεωρολογικοί σταθμοί σε τέσσερις περιοχές, που βρίσκονται κατά μήκος του ορεινού καναλιού της Κρήτης, ανάμεσα από τα δύο μεγαλύτερα βουνά της: τα Λευκά Όρη (2453 m) και το όρος Ίδη (2456 m). Οι επιλογές των θέσεων των σταθμών, πραγματοποιήθηκαν έτσι ώστε να λαμβάνονται μετρήσεις τόσο στα άκρα (είσοδο κι έξοδο), όσο και στο εσωτερικό του ορεινού καναλιού. Στην παρούσα διατριβή μελετήθηκε η τροποποίηση της γενικής ροής γύρω από το νησί κατά τη διάρκεια βορείου ρεύματος, αλλά ειδικότερα οι θυελλώδεις βόρειοι άνεμοι που σημειώνονται στην έξοδο του ορεινού καναλιού του νησιού, χρησιμοποιώντας παρατηρησιακά δεδομένα από τους επίγειους μετεωρολογικούς σταθμούς και από το δορυφόρο QuikSCAT, καθώς επίσης και αποτελέσματα από τις προσομοιώσεις πολύ υψηλής ανάλυσης του αριθμητικού μοντέλου MM5.

Τα σημαντικότερα αποτελέσματα της στατιστικής επεξεργασίας των παρατηρησιακών δεδομένων κατά τη διάρκεια βορείου ρεύματος (NWFD), είναι ότι:

- οι ισχυρότεροι άνεμοι σημειώνονται στην έξοδο του καναλιού (θέση Κεραμέ, KS), ενώ η έντασή τους μειώνεται βαθμιαία προς τους βορειότερους σταθμούς, γεγονός που έρχεται σε αντίθεση με το φαινόμενο Venturi το οποίο υποστηρίζει ότι οι ισχυρότεροι άνεμοι καταγράφονται στο σημείο της τοπογραφικής στενώσεως, δηλαδή περίπου στο μέσο του ορεινού καναλιού,
- στη θαλάσσια περιοχή ανάντη του καναλιού επικρατούν μικρές ταχύτητες ανέμου (< 7 m s⁻¹), σε αντίθεση με τη θαλάσσια περιοχή κατάντη του καναλιού όπου σημειώνονται οι μεγαλύτερες τιμές (> 7 m s⁻¹),
- ο συντελεστής ριπής στην έξοδο του καναλιού (KS) μεταβάλλεται από 1.4 έως 1.8, τιμές που φανερώνουν την επιρροή της τοπογραφίας στο πεδίο του ανέμου (Ágústsson and Ólafsson, 2004),
- στην περιοχή της εισόδου του καναλιού (θέση Ρέθυμνο, RS) παρουσιάζεται ένα σημαντικό ποσοστό εμφάνισης νοτίων ανέμων ασθενούς εντάσεως, το οποίο οφείλεται στην παρουσία απογείου αύρας κατά τη διάρκεια των νυκτερινών ωρών,
- υπάρχει ένα υψηλός βαθμός συσχέτισης μεταξύ της διαφοράς της ατμοσφαιρικής πίεσης εισόδου και εξόδου του καναλιού με την ταχύτητα

στην έξοδο του καναλιού (KS) (υψηλή τιμή του τετραγώνου του συντελεστή γραμμικής συσχέτισης $R^2 = 0.70$),

 οι ισχυροί βόρειοι άνεμοι στην περιοχή εξόδου του καναλιού (KS), συνδιάζονται με την αύξηση της θερμοκρασίας και τη μείωση της σχετικής υγρασίας, ως αποτέλεσμα της αδιαβατικής θέρμανσης λόγω της καταβατικής ροής.

Στη συνέχεια, εξετάζεται μεμονωμένα η περίπτωση της 24ης Αυγούστου 2007, όπου κατεγράφησαν οι μεγαλύτερες τιμές της ταχύτητας του ανέμου κατά τη διάρκεια των θερινών μηνών του 2007. Τα δορυφορικά δεδομένα του QuikSCAT για αυτή την ημέρα, αποτύπωσαν το γενικό πεδίο ροής του ανέμου γύρω από το νησί της Κρήτης, διακρίνοντας το σχηματισμό:

- μιας ζώνης εξασθενημένων ανέμων και μιας σημαντικής εκτροπής της ροής
 προς τα ανατολικά, στην προσήνεμη περιοχή του νησιού,
- περιοχών μικρών ταχυτήτων ανέμου (ορεινά «απόνερα») πίσω από τα βουνά και περιορισμένων σε έκταση περιοχών με μεγάλες ταχύτητες ανέμου κατάντη των ορεινών καναλιών, στην υπήνεμη περιοχή του νησιού.

Επιπρόσθετα, από τα αποτελέσματα της επεξεργασίας των δεδομένων των επίγειων μετεωρολογικών σταθμών για τη ροή εντός του ορεινού καναλιού, διαπιστώθηκε ότι:

- οι μεγαλύτερες ταχύτητες κατεγράφησαν στην έξοδο του ορεινού καναλιού (KS) με τις ριπές να φτάνουν σε ένταση τα 24 m s⁻¹, με την τοπική ενίσχυση της ροής να οφείλεται στη δημιουργία τοπικής βαροβαθμίδας, η οποία προκλήθηκε από τη μεταβολή του πάχους του σχετικά ψυχρότερου θαλάσσιου αέρα κατά τη διέλευσή του μέσα από το ορεινό κανάλι (υδραυλική βαροβαθμίδα),
- οι υψηλότερες τιμές της θερμοκρασίας και οι χαμηλότερες της σχετικής υγρασίας, εντοπίζονταν στο σταθμό KS καθ' όλη τη διάρκεια του επεισοδίου, ενώ οι χαμηλότερες τιμές της θερμοκρασίας καταγράφονταν στην είσοδο του καναλιού (RS), λόγω του εμποδισμού του σχετικά ψυχρότερου θαλάσσιου αέρα, δημιουργώντας μια θερμοβαθμίδα η οποία

μπορεί να συμβάλλει στην ενίσχυση της τοπικής βαροβαθμίδας (Sharp and Mass, 2004),

η διαφορά ατμοσφαιρικής πίεσης μεταξύ εισόδου (RS) και εξόδου (KS) του καναλιού με την ταχύτητα στην έξοδο του καναλιού (KS), συμμεταβάλλονται εντυπωσιακά, γεγονός που αποτελεί βασικό χαρακτηριστικό των ανέμων καναλισμού.

Στην επόμενη ενότητα εξετάστηκε η τρισδιάστατη δομή του ανέμου καναλισμού στο κυριότερο ορεινό κανάλι της Κρήτης, κατά τη διάρκεια του επεισοδίου της 24ης Αυγούστου 2007, χρησιμοποιώντας τα αποτελέσματα προσομοιώσεων και μιας δοκιμής ευαισθησίας του μη-υδροστατικού μοντέλου MM5, με οριζόντια ανάλυση 1 km. Η σύγκριση μεταξύ των παρατηρήσεων και των αποτελεσμάτων της προσομοίωσης έδειξε πως:

- το μοντέλο προσομοίωσε ικανοποιητικά τη συνοπτική κατάσταση κατά τη διάρκεια του επεισοδίου,
- τα βασικά χαρακτηριστικά της τροποποίησης της ροής γύρω από το νησί (ανάντη επιβράδυνση και εκτροπή και κατάντη σχηματισμός περιοχών «απόνερων» και τοπικής ενίσχυσης της ροής) αποτυπώθηκαν με ακρίβεια, όπως υποδηλώνεται και από τους υπολογισμούς των αριθμών Froude (Fr = 0.46) και Rossby (Ro = 3),
- η χρονοσειρά των τιμών της ταχύτητας του ανέμου για όλους τους σταθμούς
 του ορεινού καναλιού παρουσιάζει μια ποιοτική συμφωνία με τις
 παρατηρούμενες τιμές, με τους ισχυρότερους ανέμους να σημειώνονται στην
 έξοδο του καναλιού,
- η υπερεκτίμηση του πεδίου της ατμοσφαιρικής πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας κατά 1-2 hPa σε σχέση με την πραγματικότητα, έχει ως αποτέλεσμα την υπερεκτίμηση της ταχύτητας του ανέμου στην έξοδο του καναλιού (KS) κατά 2-8 m s⁻¹.

Τέλος, από την επεξεργασία των αποτελεσμάτων των προσομοιώσεων, εξήχθησαν τα ακόλουθα συμπεράσματα:

- η κατακόρυφη δομή κατά μήκος του καναλιού, ομοιάζει σε μεγάλο βαθμό με την υδραυλική ροή που παρατηρείται στους ισχυρούς ανέμους καταβατικής ροής, υποδηλώνοντας ότι τα τοπογραφικά χαρακτηριστικά του ορεινού καναλιού (κυρίως η κλίση) μπορούν να προκαλέσουν τη δημιουργία ενός ορεογραφικού κύματος,
- οι κατάκορυφες δομές της ατμόσφαιρας εγκάρσια του άξονα του καναλιού, παρουσιάζουν μια καναλοποίηση του σχετικά ψυχρότερου θαλάσσιου αέρα, του οποίου το πάχος στην έξοδο του καναλιού μειώνεται απότομα, (δημιουργία της υδραυλικής βαροβαθμίδας),
- τα αέρια σωμάτια κατά τη διέλευσή τους εντός του ορεινού καναλιού επιταχύνονται σημαντικά από 5 m s⁻¹ στα 10 m s⁻¹, ενώ η απότομη κάθοδό τους από το εσωτερικό του καναλιού (ύψος ~600 m) στην επιφάνεια της θάλασσας στην έξοδό του, συνοδεύεται από μια αύξηση της επιφανειακής θερμοκρασίας και μείωση της σχετικής υγρασίας, παραπέμποντας σε χαρακτηριστικά ανέμου τύπου föhn,
- οι ισχυροί άνεμοι στην έξοδο του καναλιού παρουσιάζουν συνδυασμένα χαρακτηριστικά ανέμων καναλισμού αλλά και ισχυρής καταβατικής ροής, σύμφωνα με τη σύγκριση των αποτελεσμάτων μεταξύ της κύριας προσομοίωσης και της δοκιμής ευαισθησίας, στην οποία αντικαταστάθηκε το πολύπλοκο ορεινό ανάγλυφο του καναλιού, με ένα επίπεδο έδαφος σταθερού υψομέτρου (~100 m).

5.2 Προοπτικές μελλοντικής έρευνας

Το πολύπλοκο ορεινό ανάγλυφο της Ελλάδας, επηρεάζει το ανεμολογικό πεδίο σε πολλές περιοχές δημιουργώντας υπο ορισμένες ατμοσφαιρικές συνθήκες προβλήματα ή ακόμα και καταστροφές. Η γνώση των φυσικών μηχανισμών που οδηγούν σε τέτοιες ακραίες καταστάσεις, είναι ιδιαίτερα χρήσιμη. Μια πρόκληση λοιπόν σε ερευνητικό επίπεδο είναι η διερεύνηση των διαφορετικών ατμοσφαιρικών συνθηκών που ευνοούν τη δημιουργία αυτών των μηχανισμών σε διάφορες περιοχές της χώρας. Εκτός από τις περιπτώσεις των ισχυρών ανέμων στην περιοχή των Ιωαννίνων και των νοτίων ακτών της Κρήτης, οι φυσικοί μηχανισμοί των οποίων αναπτύχθηκαν αναλυτικά στην παρούσα διατριβή, ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζουν στον ελληνικό χώρο οι ισχυροί άνεμοι που σχετίζονται με τη διέλευση ψυχρού μετώπου κυρίως στις περιοχές της Βόρειας Ελλάδας, αποτελώντας παράλληλα ένα από τα επόμενα στάδια της έρευνας. Για αυτό το λόγο εξάλλου, τους χειμερινούς μήνες του έτους 2007 πραγματοποιήθηκε πείραμα στην κοιλάδα του Αξιού, συλλέγοντας δεδομένα από επίγειους μετεωρολογικούς σταθμούς, οι οποίοι τοποθετήθηκαν κατά μήκος της κοιλάδας. Παρά το ότι η εργασία αυτή βρίσκεται σε αρχικό στάδιο, η πρώτη επεξεργασία των δεδομένων δείχνει μια σημαντική μεταβολή των μετεωρολογικών παραμέτρων κατά τη διέλευση του ψυχρού μετώπου, τροποποιώντας σημαντικά το πεδίο του ανέμου.

Όπως αναφέρθηκε και στην παρούσα διατριβή, το κύριο χαρακτηριστικό των καταστροφών που σχετίζονται με τους ισχυρούς ανέμους είναι η ριπή του ανέμου. Στην παγκόσμια βιβλιογραφία υπάρχουν αρκετές μέθοδοι για τον υπολογισμό των ριπών σε μια περιοχή, δύο όμως είναι οι επικρατέστερες: η μέθοδος Brasseur που χρησιμοποιεί την παράμετρο της τυρβώδους κινητικής ενέργειας και η μέθοδος υπολογισμού της ριπής που χρησιμοποιεί παραμέτρους ευστάθειας και ανάμειξης (Μετεωρολογική Υπηρεσία Νέας Ζηλανδίας). Ήδη τα αποτελέσματα της δεύτερης μεθόδου έχουν εφαρμοστεί σε περιπτώσεις ισχυρών ανέμων στα Ιωάννινα και την Κρήτη, δίνοντας ενθαρρυντικά αποτελέσματα. Παρόλα αυτά, η εφαρμογή και της πρώτης μεθόδου και οι συγκρίσεις μεταξύ των δύο μεθόδων, θα μπορέσουν να δώσουν τη δυνατότητα

εφαρμογής της καλύτερης μεθόδου για το ελληνικό ανάγλυφο σε επιχειρησιακή βάση, για την έγκαιρη προειδοποίηση και ενημέρωση όσον αφορά τις ριπές του ανέμου.

Τέλος, για την προώθηση της έρευνας σχετικά με την τροποποίηση του πεδίου ροής του ανέμου, κρίνεται απαραίτητη η κάλυψη τόσο των ηπειρωτικών όσο και των νησιωτικών περιοχών με ένα πυκνό δίκτυο μετεωρολογικών σταθμών, οι καταγραφές των οποίων θα αποτελέσουν μια σημαντική βάση δεδομένων. Το πυκνό δίκτυο σταθμών που επιχειρείται τα τελευταία χρόνια από το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών καθώς επίσης και από την Περιφέρεια Ηπείρου σε συνεργασία με το Πανεπιστήμιο Ιωαννίνων, θα βοηθήσει σε αυτό το σκόπο. Ιδιαίτερα στην περιοχή του Αιγαίου Πελάγους, όπου υπάρχει η ανάγκη για τη διερεύνηση του καναλισμού της ροής ανάμεσα από τα στενά περάσματα των πολυάριθμων νησιών του, οι καταγραφές από το δίκτυο σταθμών του Εθνικού Αστεροσκοπείου, θα βοηθήσει ώστε να γίνει σε μεγαλύτερο βαθμό κατανοητή η δομή της κυκλοφορίας της ροής στην περιοχή.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

Στο Παράρτημα της παρούσας διατριβής, δίνεται μια συνοπτική περιγραφή των λειτουργιών, καθώς επίσης και των βασικών εξισώσεων των υπολογισμών του αριθμητικού μοντέλου MM5. Η ανάπτυξη του παραρτήματος βασίζεται κατά κύριο λόγο στον οδηγό χρήσης του μοντέλου MM5.

Π.1 Εισαγωγή στο αριθμητικό μοντέλο ΜΜ5

Η πέμπτη γενιά του αριθμητικού μοντέλου μέσης κλίμακας MM5 NCAR (National Center for Atmospheric Research) είναι η τελευταία από μια σειρά αριθμητικών μοντέλων, την οποία πρώτα ανέπτυξε ο Anthes στο Penn State University (Anthes και Warner, 1978). Από τη δεκαετία του '70 έως σήμερα, υπήρξαν πολλές αλλαγές οι οποίες και διεύρυναν τη χρησιμότητα του μοντέλου. Τέτοιες αλλαγές ήταν η: (i) ικανότητα για πολλαπλές εμφωλεύσεις (multiple-nest capability), (ii) μη υδροστατική προσέγγιση, (iii) ικανότητα για τετρασδιάστατη αφομοίωση δεδομένων (four-dimensional data assimilation), (iv) αύξηση των του αριθμού επιλογών των φυσικών παραμετροποιήσεων, (v) ικανότητα για εφαρμογή σε ένα μεγάλο εύρος υπολογιστικών συστημάτων, συμπεριλαμβανομένων των συστημάτων OpenMP και MPI.

Η δομή του αριθμητικού μοντέλου, παρουσιάζεται σχηματικά από το διάγραμμα του Σχήματος 1. Στο Σχήμα παρουσιάζεται η σειρά εκτέλεσης των προγραμμάτων, η ροή των δεδομένων και συνοπτικά οι λειτουργίες του. Επίσης, στο διάγραμμα εμφανίζεται και η επιλογή της αντικειμενικής ανάλυσης (LITLLE_R/RAWINS). Στην παρούσα διατριβή δεν χρησιμοποιήθηκε αυτή η επιλογή.

Τα επιφανειακά και ισοβαρικά μετεωρολογικά δεδομένα παρεμβάλλονται οριζοντίως (προγράμματα TERRAIN και REGRID) από ένα πλέγμα γεωγραφικού μήκους και πλάτους, στην επιλεγόμενη περιοχή μέσης κλίμακας, με βάση ένα από τα παρακάτω συστήματα προβολής: Mercator, Lambert ή Polar Stereographic. Καθώς η παρεμβολή των μετεωρολογικών δεδομένων δεν παρέγει ορισμένες φορές αρκετές πληροφορίες στη μεσοκλίμακα, τα παρεμβαλλόμενα δεδομένα μπορούν να εμπλουτιστούν (πρόγραμμα LITTLE_R/RAWINS) με πληροφορίες από ένα δίκτυο επιφανειακών μετεωρολογικών σταθμών ή σταθμών ραδιοβολίσεων χρησιμοποιώντας μαθηματικές τεχνικές, όπως η ανάλυση Cressman. Στη συνέχεια το πρόγραμμα INTERPF, πραγματοποιεί την κατακόρυφη παρεμβολή, από τα επίπεδα πίεσης στις συντεταγμένες σίγμα του αριθμητικού μοντέλου ΜΜ5. Μετά την ολοκλήρωση της εκτέλεσης (τρεξίματος) του μοντέλου MM5, το πρόγραμμα INTERPB μπορεί να γρησιμοποιηθεί για να προβάλλει τα δεδομένα από συντεταγμένες σίγμα ξανά στα ισοβαρικά επίπεδα, ενώ το πρόγραμμα NESTDOWN μπορεί να γρησιμοποιηθεί για να προβάλλει τα δεδομένα του μοντέλου σε μια μεγαλύτερη ανάλυση, ώστε να ξαναεκτελεστεί το μοντέλο. Τέλος, τα προγράμματα γραφικών όπως RIP και GRAPH,

χρησιμοποιούνται για την οπτική απεικόνιση των αποτελεσμάτων της εκτέλεσης του μοντέλου MM5.



Σχήμα 1. Το διάγραμμα ροής του αριθμητικού μοντέλου ΜΜ5.

Π.2 Οριζόντιο και κατακόρυφο πλέγμα του αριθμητικού μοντέλου ΜΜ5

Είναι ιδιαίτερα χρήσιμο να γίνει μια αναφορά στα πλέγματα του μοντέλου. Το σύστημα του μοντέλου λαμβάνει και αναλύει τα δεδομένα σε ισοβαρικές επιφάνειες, οι οποίες θα πρέπει να προβληθούν στο κατακόρυφο σύστημα συντεταγμένων του μοντέλου, πριν εισαχθούν στο μοντέλο. Το κατακόρυφο σύστημα συντεταγμένων ακολουθεί την επιφάνεια του εδάφους (Σχήμα 2), που σημαίνει ότι το χαμηλότερο πλεγματικό επίπεδο ακολουθεί την τοπογραφία της επιφάνειας, ενώ το υψηλότερο είναι σχεδόν επίπεδο. Τα ενδιάμεσα πλεγματικά επίπεδα βαθμιαία γίνονται οριζόντια, καθώς η πίεση μειώνεται μέχρι το ανώτερο ισοβαρικό επίπεδο. Μια αδιάστατη ποσότητα, η ποσότητα σ, χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό των κατακόρυφων επιπέδων του μοντέλου, που ορίζεται από τη σχέση

$$\sigma = \frac{p_0 - p_T}{p_{S0} - p_T} \tag{1}$$

Όπου p_0 είναι η πίεση στο σημείο αναφοράς, p_T η πίεση σταθερής τιμής στο υψηλότερο επίπεδο και p_{S0} είναι η πίεση στην επιφάνεια.



Σχήμα 2. Σχηματική απεικόνιση της κατακόρυφης δομής του μοντέλου. Το Σχήμα αναφέρεται σε 15 κατακόρυφα επίπεδα. Οι διακεκομμένες γραμμές απεικονίζουν ημι-επίπεδα σ, ενώ οι συνεχείς γραμμές τα πλήρη επίπεδα σ.

Όπως διακρίνεται από την εξίσωση (1), καθώς επίσης και από το Σχήμα 2, η τιμή της παραμέτρου σ λαμβάνει μηδενική τιμή στην κορυφή του μοντέλου, ενώ κάθε επίπεδο του μοντέλου χαρακτηρίζεται από μία τιμή της παραμέτρου σ. Η κατακόρυφη ανάλυση ορίζεται από ομάδα τιμών της παραμέτρου σ μεταξύ μηδέν και ένα, οι οποίες δεν χρειάζεται να διαχωρίζονται ισόχωρα. Συνήθως η ανάλυση στο οριακό στρώμα είναι μεγαλύτερη, συνεπώς και το πλήθος των τιμών της παραμέτρου σ, από ότι στα υψηλότερα επίπεδα. Το πλήθος των τιμών σ, ποικίλει από 10 έως 40, δίχως όμως να υπάρχει κάποιο δεσμευτικό όριο.

Στο οριζόντιο πλέγμα ακολουθείται ο πλεγματικός τύπος Arakawa-Lamb-B. Σύμφωνα με το Σχήμα 3, τα βαθμωτά μεγέθη (T, q, κ.λπ.), ορίζονται στο κέντρο του τετραγωνικού πλέγματος, ενώ οι συνιστώσες τη ταχύτητας (u) και (v) τοποθετούνται στις γωνίες του πλέγματος. Τα κέντρα των σημείων των τετραγωνικών πλεγμάτων θα συμβολίζονται με σημεία διασταύρωσης (cross points), ενώ τα γωνιακά σημεία (corner points) με σημεία κουκκίδας (dot points).



Σχήμα 3. Σχηματική απεικόνιση του οριζόντιου επιπέδου, σύμφωνα με την κλίμακα Arakawa-B, με τα σημεία κουκκίδας (1) και διασταύρωσης (x) του πλέγματος. Το εσωτερικό τετράγωνο αποτελεί ένα παράδειγμα για την παρουσίαση των σημείων του πλέγματος, με λόγο 3:1 μεταξύ του εξωτερικού και εσωτερικού πλέγματος.

Όλες οι παραπάνω μεταβλητές ορίζονται στο μέσο κάθε κατακόρυφου στρώματος του μοντέλου, το οποίο καλείται ημι-επίπεδο και απεικονίζεται με διακεκομμένες γραμμές στο Σχήμα 2. Η κατακόρυφη ταχύτητα βρίσκεται στα ακέραια επίπεδα (συνεχείς γραμμές). Η πλήρης λίστα των επιπέδων σ, απαριθμείται συμπεριλαμβάνοντας τα επίπεδα 0 και 1. Συνεπώς, τα κατακόρυφα επίπεδα του μοντέλου είναι κατά 1 λιγότερα από ότι τα επίπεδα σ.

Π.3 Εμφώλευση (Nesting)

Το MM5 παρέχει την ικανότητα της πολλαπλής εμφώλευσης έως και εννέα περιοχών που να εκτελούνται ταυτόχρονα και να αλληλεπιδρούν. Μια επιλογή των περιοχών δίνεται στο Σχήμα 4. Ο λόγος εμφώλευσης είναι πάντοτε 3:1 για μια αμφίδρομη αλληλεπίδραση (two-way interaction). Αμφίδρομη αλληλεπίδραση σημαίνει ότι τα εισερχόμενα δεδομένα εμφώλευσης από το εξωτερικό πλέγμα λαμβάνονται μέσω των ορίων του, ενώ η ανάδραση στο εξωτερικό πλέγμα συμβαίνει από την εμφώλευση προς το εσωτερικό.





Στο αριθμητικό μοντέλο MM5 υπάρχει κι η δυνατότητα εφαρμογής της τεχνικής μονής εμφώλευσης (one-way nesting), η οποία εφαρμόζεται στις προσομοιώσεις της παρούσας διατριβής. Σε αυτή τη μέθοδο το μοντέλο αρχικά εκτελείται δημιουργώντας τα αρχεία εξόδου, τα οποία προβάλλονται από το εξωτερικό στο εσωτερικό πλέγμα χρησιμοποιώντας κάποιο λόγο (όχι αυστηρά το λόγο 3:1), δημιουργώντας ένα αρχείο

ПАРАРТНМА

οριακών συνθηκών. Τυπικά το αρχείο των οριακών συνθηκών μπορεί να περιέχει ωριαία δεδομένα (εξαρτώμενο από τη συχνότητα εξόδου των αρχείων του εξωτερικού πλέγματος), τα οποία προβάλλονται χρονικά για την εμφώλευση. Η βασική διαφορά μεταξύ της αμφίδρομης και μονόδρομης τεχνικής εμφώλευσης, είναι ότι η μονόδρομη εμφώλευση δεν εμφανίζει ανάδραση μεταξύ εσωτερικού και εξωτερικού πλέγματος. Στη μονόδρομη εμφώλευση μπορούν να χρησιμοποιηθούν και εμπλουτισμένα δεδομένα ανάλυσης και εδάφους.

Π.4 Οριακές συνθήκες

Για να εκετελεστεί μια προσομοίωση σε οποιοδήποτε τοπικό αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης, απαιτούνται πλευρικές οριακές συνθήκες. Στο MM5 οι μεταβλητές που απαιτούνται για τις οριακές συνθήκες είναι η οριζόντια ταχύτητα του ανέμου, η θερμοκρασία, η πίεση και η υγρασία, ενώ είναι δυνατόν να χρησιμοποιηθούν και τα πεδία μικροφυσικής (όπως τα νέφη), εφόσον είναι διαθέσιμα. Έτσι λοιπόν, πριν την εκτέλεση μιας προσομοίωσης, θα πρέπει να οριστούν εκτός των αρχικών συνθηκών και οι οριακές συνθήκες για αυτά τα πεδία. Οι οριακές συνθήκες προέρχονται από αναλύσεις, ή από τις προσομοιώσεις ενός εξωτερικού πλέγματος (μέθοδος μονής εμφώλευσης), ή ακόμα από τις προγνώσεις ενός προγνωστικού αριθμητικού μοντέλου.

Το μοντέλο χρησιμοποιεί διακριτές χρονικά αναλύσεις, πραγματοποιώντας μια γραμμική προβολή από τον πραγματικό χρόνο στον χρόνο του μοντέλου. Οι αναλύσεις αυτές προσδιορίζουν αποκλειστικά τη συμπεριφορά της εξωτερικής στήλης και γραμμής του πλέγματος του μοντέλου. Στις επόμενες τέσσερεις εσωτερικές στήλες και γραμμές του πλέγματος, το μοντέλο αναπαράγει τις αναλύσεις εισάγοντας έναν όρο εξομάλυνσης. Η ένταση αυτής της αναπαραγωγής μειώνεται γραμμικώς, απομακρυνόμενη από τα όρια. Για την εφαρμογή αυτής της διαδικασίας, το μοντέλο χρησιμοποιεί ένα αρχείο οριακών συνθηκών με πληροφορίες από πέντε σημεία τα οποία βρίσκονται πλησιέστερα από τα τέσσερα όρια, για κάθε ώρα του ορίου. Σχηματίζεται με αυτόν τον τρόπο ένα σύνολο οριακών σημείων από αναλύσεις, όπως αναφέρθηκε παραπάνω.

ПАРАРТНМА

Για τις πλευρικές οριακές συνθήκες το μοντέλο παρέχει τρεις επιλογές: τη σταθερή, την χρονοεξαρτώμενη εμφώλευση (Time-dependent/Nest) και την εκτόνωση/εισροή-εκροή (Relaxation/inflow-outflow). Στις προσομοιώσεις της διατριβής επιλέχθηκε η τρίτη περίπτωση πλευρικών οριακών συνθηκών. Σε αυτή την περίπτωση, η εξωτερική στήλη και γραμμή καθορίζεται από μια χρονοεξαρτώμενη μεταβλητή, τα επόμενα τέσσερα σημεία εκτονώνονται (relaxed) προς τις οριακές τιμές, με μια σταθερά εκτόνωσης η οποία μειώνεται γραμμικά απομακρυνόμενη από τα όρια. Τα πεδία χωρίς οριακές συνθήκες ορίζονται ως μηδενικά στην εισροή και μηδενικής βαθμίδας στα όρια της εκροής.

Οι οριακές συνθήκες στο κάτω όριο περιλαμβάνουν τη θερμοκρασία επιφάνειας-θάλασσας, θερμοκρασία υπεδάφους και κατ' επιλογή χιονοκάλυψη και κατανομή θάλασσας-πάγου. Οι οριακές συνθήκες στο άνω όριο εισάγονται στο μοντέλο από το χρήστη, επιλέγοντας ανάμεσα από δύο συνθήκες: (0) συνθήκη έλλειψης ανώτερου στρώματος και (1) συνθήκη ανώτερης ακτινοβολίας. Στην παρούσα διατριβή έχει επιλεχθεί η δεύτερη συνθήκη, στην οποία υπολογίζεται η κατακόρυφη ταχύτητα στο ανώτερο σημείο, μειώνοντας την ανάκλαση της ενέργειας από την κορυφή του μοντέλου, που προκαλεί κάποιο θόρυβο. Η επιλογή αυτής της συνθήκης συνίσταται για μήκος πλέγματος μικρότερο από 50 km.

Π.5 Μη υδροστατική και υδροστατική δυναμική

Ιστορικά οι πρώτες μορφές του αριθμητικού μοντέλου μέσης κλίμακας χρησιμοποιούσαν την υδροστατική προσέγγιση, καθώς η οριζόντια ανάλυση πλέγματος που χρησιμοποιούσαν τα μοντέλα μέσης κλίμακας ήταν συγκρίσιμη ή μεγαλύτερη από την κατακόρυφη κλίμακα φαινομένων προσομοίωσης. Παρόλα αυτά, όταν ο λόγος διαστάσεων της κλίμακας των χαρακτηριστικών ενδιαφέροντος και του οριζοντίου πλέγματος στο μοντέλο πλησίασε τη μονάδα, ή όταν η οριζόντια κλίμακα έγινε μικρότερη από την κατακόρυφη κλίμακα, η υδροστατική προσέγγιση δεν ίσχυε πια κι έτσι το αριθμητικό μοντέλο MM5 εξελίχθηκε σε ένα μη υδροστατικό.

Ο μόνος όρος στη μη υδροστατική δυναμική είναι η κατακόρυφη επιτάχυνση, ο οποίος συνεισφέρει στην κατακόρυφη βαροβαθμίδα, έτσι ώστε να μην υφίσταται πλέον

230

η υδροστατική ισορροπία. Οι διαταραχές της πίεσης από μία συνθήκη αναφοράς, μαζί με την κατακόρυφη ορμή δημιουργούν ένα σύνολο τρισδιάστατων μεταβλητών, οι οποίες πρέπει να αρχικοποιηθούν στο μοντέλο.

Π.6 Κατηγορίες χρήσης γης

Το αριθμητικό μοντέλο παρέχει την επιλογή τριών ομάδων κατηγοριοποίησης της χρήσης γης, οι οποίες προσδιορίζονται μαζί με πρόγραμμα TERRAIN. Οι ομάδες αυτές περιλαμβάνουν 13, 16 και 24 κατηγορίες χρήσης γης (τύπος βλάστησης, έρημος, αστική περιοχή, νερό, πάγος κ.λπ.). Κάθε κύταρρο πλέγματος του μοντέλου λαμβάνει μία τιμή σύμφωνα με τις κατηγορίες κάθε ομάδας και καθορίζεται από μια σειρά παραμέτρων όπως: η λευκαύγεια (albedo), το αεροδυναμικό μήκος τραχύτητας (roughness length), η ικανότητα εκπομπής μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας (longwave emissivity), η ικανότητα θέρμανσης (heat capacity) και η διαθεσιμότητα υγρασίας (moisture availability). Επιπλέον, εάν η βάση δεδομένων περιέχει πληροφορίες για τη χιονοκάλυψη, οι ιδιότητες του εδάφους τροποποιούνται καταλλήλως. Οι τιμές σε κάθε κατηγορία, μεταβάλλονται ανά εποχή, αφού παρέχονται δύο τιμές, μία για καλοκαίρι και μία για χειμώνα (για το βόρειο ημισφαίρειο). Στο σημείο αυτό θα πρέπει να σημειωθεί ότι οι τιμές αυτές είναι κλιματολογικές και μπορεί να μην είναι αντιπροσωπευτικές για μια συγκεκριμένη περίπτωση, ιδιαίτερα η παράμετρος της διαθεσιμότητας της υγρασίας.

Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιείται η ομάδα USGS (United States Geological Survey), που περιλαμβάνει 24 κατηγορίες για κάθε μία από τις δύο εποχές, καλοκαίρι και χειμώνα.

Π.7 Προβολές και συντελεστές κλίμακας του χάρτη (Map projections and mapscale factors)

Το αριθμητικό μοντέλο παρέχει έναν αριθμό επιλογών προβολών χάρτη, όπως η προβολή Lambert Conformal, η οποία είναι κατάλληλη για τα μέσα γεωγραφικά πλάτη, η πολική στερεογραφική (Polar Stereographic) για τα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη και η

ПАРАРТНМА

Μερκατορική (Mercator) για τα μικρά γεωγραφικά πλάτη. Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιείται η προβολή Lambert. Οι διευθύνσεις x και y του μοντέλου δεν αντιστοιχούν στις διευθύνσεις δύσης-ανατολής και βορρά-νότου, με εξαίρεση τη Μερκατορική προβολή, με αποτέλεσμα ο παρατηρούμενος άνεμος να πρέπει να περιστραφεί στο πλέγμα του μοντέλου και οι συνιστώσες του μοντέλου u και v να πρέπει να περιστραφούν, ώστε να συγκριθούν με τις αντίστοιχες παρατηρούμενες. Αυτοί οι μετασχηματισμοί ερμηνεύονται στο μοντέλο μέσω διαδικασιών προυπολογισμών και μετα-υπολογισμών.

Ένας συντελεστής που χρησιμοποιείται στους υπολογισμούς του αριθμητικού μοντέλου είναι ο συντελεστής κλίμακας χάρτη, που ορίζεται από το λόγο

και η τιμή του είναι κοντά στη μονάδα και μεταβάλλεται ανάλογα με το γεωγραφικό πλάτος. Οι προβολές διατηρούν το σχήμα των μικρών περιοχών, έτσι ώστε dx = dy παντού, αλλά το μήκος του πλέγματος ποικίλει κατά μήκος μιας περιοχής, ώστε να επιτραπεί η αναπαράσταση μιας σφαιρικής επιφάνειας στο επίπεδο. Οι συντελεστές κλίμακας χάρτη χρησιμοποιούνται στους υπολογισμούς των εξισώσεων του μοντέλου, οποτεδήποτε χρησιμοποιούνται οριζόντιες βαθμίδες.

Π.8 Δεδομένα που απαιτούνται για την εκτέλεση του μοντέλου

Για την εκτέλεση του αριθμητικού μοντέλου MM5, απαιτούνται κάποια δεδομένα τα οποία απαριθμούνται ως εξής:

- 1. Τοπογραφία και χρήση γης (σε κατηγορίες)
- Πλεγματικά ατμοσφαιρικά δεδομένα, τα οποία θα περιέχουν τουλάχιστον τις εξής μεταβλητές: πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας, άνεμο, θερμοκρασία, σχετική υγρασία και γεωδυναμικό ύψος στις ακόλουθες ισοβαρικές επιφάνειες: επιφάνειας, 1000, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 150, 100 mb.

Π.9 Βασικές εξισώσεις του αριθμητικού μοντέλου ΜΜ5

Σε αυτή την παράγραφο θα περιγραφούν οι βασικές εξισώσεις που χρησιμοποιούνται στο αριθμητικό μοντέλο MM5, καθώς επίσης η ακολουθία των χωρικών και χρονικών βημάτων που χρησιμοποιούνται για τους υπολογισμούς. Η εξαγωγή των κάτωθι εξισώσεων καθώς επίσης και η αναλυτική περιγραφή τους, δίνεται στην ηλεκτρονική διεύθυνση του αριθμητικού μοντέλου MM5 ((<u>http://www.mmm.ucar.edu/mm5/documents/MM5_tut_Web_notes/App-A/append-</u> a.htm).

(α) Βασικές εξισώσεις του αριθμητικού μοντέλου ΜΜ5

Οι μαθηματικές εξισώσεις που χρησιμοποιεί το αριθμητικό μοντέλο MM5, αφορούν μη υδροστατικές μεταβλητές και εκφράζονται συναρτήσει των συντεταγμένων (*x*, *y*, *σ*). Οι σημαντικότερες εξισώσεις, εξαιρουμένης της υγρασίας, αφορούν τις παραμέτρους:

Πίεση

$$\frac{\partial p'}{\partial t} - \rho_0 g_W + \gamma p \nabla \cdot \mathbf{V} = -\mathbf{V} \cdot \nabla p' + \frac{\gamma p}{T} \left(\frac{\dot{Q}}{c_p} + \frac{T_0}{\theta_0} D_{\theta} \right)$$
(3)

Ορμή (χ-συνιστώσα)

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = -\mathbf{V} \cdot \nabla u + v \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) - ew \cos \alpha - \frac{uw}{r_{earth}} + D_u$$
(4)

Ορμή (γ-συνιστώσα)

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial y} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = -\mathbf{V} \cdot \nabla v - u \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) + ew \sin \alpha - \frac{vw}{r_{earth}} + D_v$$
(5)

 $O \rho \mu \eta ~(z \text{-sunstwist} \omega \text{sa})$

$$\frac{\partial w}{\partial t} - \frac{\rho_0}{\rho} \frac{g}{p^*} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} + \frac{gp'}{\gamma p} = -\mathbf{V} \cdot \nabla w + g \frac{\rho_0}{p} \frac{T'}{T_0} - \frac{g_{Rd}}{c_p} \frac{p'}{p} + e(u\cos\alpha - v\sin\alpha) + \frac{u^2 + v^2}{r_{earth}} + D_w$$
(6)

Θερμοδυναμική

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla T + \frac{1}{\rho c_p} \left(\frac{\partial p'}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla p' - \rho_0 g w \right) + \frac{Q}{c_p} + \frac{T_0}{\theta_0} D_{\theta}$$
(7)

Ο όρος οριζόντιας μεταφοράς μπορεί να εκφραστεί και ως

$$\mathbf{V} \cdot \nabla A \equiv m u \frac{\partial A}{\partial x} + m v \frac{\partial A}{\partial y} + \dot{\mathbf{\sigma}} \frac{\partial A}{\partial \mathbf{\sigma}}$$
(8)

.

όπου

$$\dot{\sigma} = -\frac{\rho_0 g}{p^*} w - \frac{m\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} u - \frac{m\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} v \tag{9}$$

Ο όρος απόκλισης μπορεί να εκφραστεί και από τη σχέση

234

$$\nabla \cdot \mathbf{V} = m^2 \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u}{m} \right) - \frac{m\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + m^2 \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{v}{m} \right) - \frac{m\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - \frac{\rho_0 g \partial w}{p^* \partial \sigma}$$
(10)

Μερικές παρατηρήσεις σχετικά με τις προαναφερόμενες εξισώσεις είναι:

- Στους υπολογισμούς του αριθμητικού μοντέλου για την πίεση, εξίσωση (3), δεν συμπεριλαμβάνεται ο όρος που βρίσκεται στην παρένθεση. Ο όρος αυτός θεωρείται αμελητέος και περιγράφει την αύξηση της πίεσης εξαιτίας της θέρμανσης, που προκαλεί διόγκωση του αέρα.
- Οι εξισώσεις (4) (6) συμπεριλαμβάνουν όρους (eu και ew) που συνήθως θεωρούνται αμελητέοι και περιγράφουν τις συνιστώσες της δυνάμεως Coriolis, όπου e = 2 Ω cosλ, α = φ – φ_c, λ το γεωγραφικό πλάτος, φ το γεωγραφικό μήκος και φ_c το κεντρικό γεωγραφικό μήκος.
- Οι όροι u dm/dy, v dm/dx, rearth περιγράφουν τις επιδράσεις καμπυλότητας της γης, με
 m το συντελεστή κλίμακας χάρτη.
- Οι εξισώσεις (4), (5) και (10) περιλαμβάνουν όρους που χρησιμοποιούνται για τα επικλινή επίπεδα σίγμα, όταν στους υπολογισμούς συμπεριλαμβάνονται οριζόντιες βαθμίδες.
- Οι προγνωστικές εξισώσεις που υπολογίζουν υδρατμούς και μεταβλητές μικροφυσικής όπως νέφη και υετός, συνυπολογίζονται στο μοντέλο εφόσον επιλεγούν. Αυτές οι εξισώσεις περιλαμβάνουν οριζόντια μεταφορά, καθώς επίσης και όρους πηγών/καταβόθρων.

(β) Χωρικές και χρονικές πεπερασμένες διαφορές υπολογισμών (spatial and temporal finite differencing)

Οι εξισώσεις του αριθμητικού μοντέλου επιλύονται χρησιμοποιώντας πεπερασμένες διαφορές. Οι χωρικές βαθμίδες υπολογίζονται χρησιμοποιώντας δευτέρας τάξεως πεπερασμένες, εκτός τον όρο του υετού που για την περιγραφή του χρησιμοποιείται πρώτης τάξεως πεπερασμένη διαφορά.

Αναφορικά με τη χρονική διαφόριση, χρησιμοποιείται ένα σχήμα δευτέρας τάξεως διαδοχικής ακολουθίας χρονικού βήματος (leapfrog), όπως φαίνεται στο Σχήμα 5. Οι εξισώσεις (3) – (6), περιέχουν κάποιους επιπλέον όρους στο αριστερό μέλος τους, οι οποίοι καλούνται γρήγοροι όροι και αφορούν τα ηχητικά κύματα τα οποία πρέπει να υπολογιστούν σε μικρότερα χρονικά διαστήματα. Στο σχήμα διαδοχικής ακολουθίας χρονικού βήματος (leapfrog), οι τάσεις στη χρονική στιγμή *n* χρησιμοποιούνται για βήμα των μεταβλητών στις χρονικές στιγμές *n-1* έως *n+1*. Αυτή η μέθοδος χρησιμοποιείται για τους περισσότερους όρους των δεξιών μελών των εξισώσεων (οριζόντια μεταφορά, coriolis, άνωση). Ένα έμπροσθεν βήμα (forward step) χρησιμοποιείται για τη διάχυση και τη μικροφυσική, όπου οι τάσεις υπολογίζονται τη χρονική στιγμή *n-1* και χρησιμοποιούνται για το βήμα των μεταβλητών από *n-1* έως *n+1*.

Πρώτο χρονικό βήμα:



Χρονικό βήμα η:

Τ, qv, qc, κ.λπ., οριζόντια μεταφορά, φυσική, όρια, coriolis, όροι διάχυσης.



Σχήμα 5. Διατάξεις χρονικών βημάτων που χρησιμοποιούνται στους υπολογισμούς του αριθμητικού μοντέλου MM5. Τα σχήματα αφορούν το πρώτο χρονικό βήμα, το n και n+1 χρονικό βήμα, αντίστοιχα.

Π.10 Βασικές φυσικές διεργασίες – παραμετροποιήσεις αριθμητικού μοντέλου ΜΜ5

Στην πραγματική ατμόσφαιρα συμβαίνουν φυσικές διεργασίες, που τα αριθμητικά μοντέλα δεν μπορούν να επιλύσουν όταν αυτές περιορίζονται μέσα σε ένα στοιχείο πλέγματος. Η μέθοδος για να ληφθούν υπ' όψη τα αποτελέσματα των διεργασιών χωρίς να υπολογιστούν άμεσα ονομάζεται παραμετροποίηση. Η παραμετροποίηση είναι η μοντελοποίηση των αποτελεσμάτων μιας διεργασίας και όχι της ίδιας της διαδικασίας. Οι φυσικές διεργασίες παραμετροποιούνται γιατί: (α) οι υπολογιστές δεν είναι ακόμη αρκετά ισχυροί ώστε να επιλύσουν τις διαδικασίες αυτές είτε γιατί συμβαίνουν σε πολύ μικρή κλίμακα είτε γιατί είναι εξαιρετικά πολύπλοκες για να επιλυθούν αριθμητικά και (β) οι διεργασίες δεν είναι ακόμα κατανοητές αρκετά ώστε να αναπαραχθούν από μια εξίσωση. Μερικές από τις φυσικές διεργασίες που παραμετροποιούνται στο αριθμητικό μοντέλο παρουσιάζονται στο Σχήμα 6.

Το μοντέλο MM5 περιλαμβάνει τη δυνατότητα επιλογής μεταξύ των πλέον διαδεδομένων παραμετροποιήσεων για κάθε φυσική διεργασία. Στη συνέχεια αναφέρονται οι παραμετροποιήσεις που περιλαμβάνονται στο αριθμητικό μοντέλο MM5 για τις βασικές φυσικές διεργασίες, καθώς επίσης και η παραμετροποίηση που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή.



Σχήμα 6. Φυσικές διεργασίες που συμβαίνουν στην ατμόσφαιρα και παραμετροποιούνται από το αριθμητικό μοντέλο (Πηγή: http://www.meted.ucar.edu).

(α) Παραμετροποίηση κατακόρυφων κινήσεων μεταφοράς

Για την παραμετροποίηση των κατακόρυφων κινήσεων μεταφοράς και ανάπτυξης νεφών (Σχήμα 7), υπάρχουν τα εξής σχήματα: Anthes-Kuo, Grell, Arakawa-Schubert, Fritsch-Chappell, Kain-Fritsch, Betts-Miller. Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιήθηκε το σχήμα Kain-Fritsch. Το σχήμα Kain-Fritsch χρησιμοποιεί μια κατατομή για τις ιδιότητες των ανοδικών (updraft) και καθοδικών (downdraft) κινήσεων, καθώς επίσης και των καθιζήσεων (subsidence) (Σχήμα 7). Επιπλέον, χρησιμοποιείται ένα υποσχήμα για τον υπολογισμό της πλευρικής εισχώρησης (entrainment) κι εκχώρησης (detrainment) του αέρα. Τέλος, με τη βοήθεια του

σχήματος γίνονται υπολογισμοί για τη δημιουργία νεφών κι υετού καθώς επίσης και τις επιδράσεις του υετού.



Σχήμα 7. Παραμετροποιήσεις cumulus για τη φυσικές διεργασίες κατακόρυφων κινήσεων μεταφοράς (Πηγή: <u>http://www.mmm.ucar.edu/mm5/documents/MM5_tut_Web_notes/MM5/mm5.htm</u>).

(β) Παραμετροποίηση πλανητικού οριακού στρώματος

Για την παραμετροποίηση των φυσικών διεργασιών που συμβαίνουν στο πλανητικό οριακό στρώμα (PBL, Planetary Boundary Layer), υπάρχουν τα σχήματα: μη επεξεργασμένο (bulk PBL), Blackadar, Burk-Thompson, ETA, MRF, Gayno-Seaman, Pleim-Chang. Για τις προσομοιώσεις της παρούσας διατριβής χρησιμοποιήθηκε το σχήμα MRF. Το σχήμα MRF ή αλλιώς σχήμα Hong-Pan, είναι κατάλληλο για υπολογισμούς υψηλών αναλύσεων των διεργασιών στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα (Hong and Pan, 1996). Στο σχήμα αυτό η διεργασία της κατακόρυφης διάχυσης χρησιμοποιεί ένα υποσχήμα, το οποίο επιτρέπει τους υπολογισμούς σε μεγαλύτερα χρονικά βήματα.



Σχήμα 8. Παραμετροποιήσεις για τις φυσικές διεργασίες στο πλανητικό οριακό στρώμα (Πηγή: <u>http://www.mmm.ucar.edu/mm5/documents/MM5 tut Web notes/MM5/mm5.htm</u>).

(γ) Παραμετροποίηση μικροφυσικών διεργασιών

Οι φυσικές διεργασίες μικροφυσικής, όπως δημιουργία νεφών, χαλαζιού, υετού και υγρασίας, περιγράφονται από τις εξής επιλογές: ατμόσφαιρα ξηρή (dry), στρατόμορφη βροχή (stable precip.), θερμή βροχή (warm rain) και τα σχήματα Dudhia, Reisner-1, Goddard, Reisner-2 και Schultz. Στις προσομοιώσεις της παρούσας εργασίας χρησιμοποιείται η μικροφυσική Schultz, μια απλή παραμετροποίηση των φυσικών διεργασιών της μικροφυσικής, ειδικά κατασκευασμένη για γρήγορες εκτελέσεις του αριθμητικού μοντέλου. Στη συγκεκριμένη μικροφυσική συμπεριλαμβάνονται κι οι διεργασίες χαλαζιού (Schultz, 1995). Το Σχήμα 9 παρουσιάζει τις αλληλεπιδράσεις μεταξύ των μικροφυσικών διεργασιών στις σημαντικότερες μικροφυσικές διατάξεις.



Απεικόνιση μικροφυσικών διεργασιών

Σχήμα 9. Παραμετροποιήσεις για τις μικροφυσικές διεργασίες. Στο σχήμα περιγράφονται κι οι μικροφυσικές αλληλεπιδράσεις για τις σημαντικότερες επιλογές μικροφυσικών σχημάτων (Πηγή: http://www.mmm.ucar.edu/mm5/documents/MM5_tut_Web_notes/MM5/mm5.htm).

(δ) Παραμετροποίηση διεργασιών ακτινοβολίας

Η παραμετροποίηση των διεργασιών ακτινοβολίας περιλαμβάνουν τα σχήματα: απλής ψύξεως (simple cooling), επιφανειακής ακτινοβολίας (surface radiation), ακτινοβολίας νεφών (cloud-radiation), ακτινοβολίας CCM2 και μακροκυματικής ακτινοβολίας RRTM. Για τις προσομοιώσεις της παρούσας διατριβής, χρησιμοποιήθηκε το σχήμα ακτινοβολίας νεφών, το οποίο υπολογίζει την ακτινοβολία μικρού όσο και μεγάλου μήκους κύματος, καθώς επίσης και την αλληλεπίδραση ακτινοβολίας μεταξύ των νεφών και του αέρα. Επιπρόσθετα, υπολογίζονται και οι ροές επιφανειακής ακτινοβολίας (Σχήμα 10).



Απεικόνιση των διεργασιών ακτινοβολίας της ελεύθερης ατμόσφαιρας

Σχήμα 10. Παραμετροποιήσεις διεργασιών ακτινοβολίας. Στο σχήμα διακρίνονται όλες οι φυσικές διεργασίες της εκπομπής ακτινοβολίας και ποιες λαμβάνει υπ' όψη του το μοντέλο για τις παραμετροποιήσεις (Πηγή: http://www.mmm.ucar.edu/mm5/documents/MM5_tut_Web_notes/MM5/htm).

(ε) Παραμετροποίηση διεργασιών επιφάνειας εδάφους

Για την παραμετροποίηση των φυσικών διεργασιών που συμβαίνουν στην επιφάνεια του εδάφους, το μοντέλο παρέχει τέσσερεις επιλογές: σχήμα Blackadar (force/restore), μοντέλο εδάφους πέντε στρωμάτων (Five-Layer Soil Model), μοντέλο εδάφους-επιφάνειας Noah (Noah Land-Surface Model) και μοντέλο εδάφουςεπιφάνειας Pleim-Xiu (Pleim-Xiu Land-Surface Model). Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο εδάφους πέντε στρωμάτων (Five-Layer Soil Model), το οποίο υπολογίζει τη θερμοκρασία σε βάθος 1, 2, 4, 8 και 16 cm περίπου με σταθερό υπόστρωμα εδάφους, χρησιμοποιώντας εξισώσεις διάχυσης. Το σημαντικότερο στοιχείο αυτού του μοντέλου είναι ότι συνυπολογίζει την ημερήσια θερμοκρασιακή μεταβολή, που έχει ως αποτέλεσμα την ταχεία αντίληψη της επιφανειακής θερμοκρασίας. Στο Σχήμα 11 παρουσιάζονται οι φυσικές διεργασίες μεταξύ των διαφόρων στρωμάτων του υπεδάφους και της επιφάνειας.



Σχήμα 11. Παραμετροποιήσεις των φυσικών διεργασιών μεταξύ των στρωμάτων του υπεδάφους και της επιφάνειας του εδάφους (Πηγή: http://www.mmm.ucar.edu/mm5/documents/MM5_tut_Web_notes/MM5/mm5.htm).

Οι παραπάνω παραμετροποιήσεις δεν δρουν μεμονωμένα στο μοντέλο, αλλά αλληλεπιδρούν και μεταξύ τους, δημιουργώντας ένα μεγάλο αριθμό υπολογισμών (Σχήμα 12).



Άμεσες αλληλεπιδράσεις των παραμετροποιήσεων

Σχήμα 12. Διάγραμμα ροής αλληλεπιδράσεων των φυσικών διεργασιών που παραμετροποιούνται στο αριθμητικό μοντέλο MM5 (Πηγή: <u>http://www.mmm.ucar.edu/mm5/documents/MM5_tut_Web_notes/MM5/mm5.htm</u>).

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Ξενόγλωσση βιβλιογραφία

Aanensen, C. J. M., 1965: Gales in Yorkshire in February 1962. Geophys. Mem., 14, 1-44.

- Akylas E., V. Kotroni and K. Lagouvardos, 2007: Sensitivity of high resolution operational weather forecasts to the choice of the planetary boundary layer scheme, *Atmospheric Research*, 84, 49-57.
- Ágústsson, H., and H. Ólafsson, 2004: *Gust Factors*. University of Iceland and Icelandic Meteorological Office.
- Allison, I., and Bennet, J., 1976: Climate and microclimate: In G. S. Hope, *et al.* (eds), *The Equatorial Glaciers of New Guinea*. Rotterdam: A. A. Balkema, pp. 61-80.
- Angle, R.P., and S.K., Sakiyama, 1991: *Plume Dispersion in Alberta. Standards and Approvals Division*. Alberta Environment, Edmonton, Alberta. 428 pp.
- Anthes, R.A., and T. T. Warner, 1978: Development of hydrodymanic models suitable for air pollution and other mesometeorological studies. Mon. Wea. Rev., **106**, 1045-1078.
- Arakawa, S., 1969: Climatological and dynamical studies on the local strong winds, mainly in Hokkaido, Japan. *Geophys. Mag.*, **34**, 359-425.
- Bacmeister, J. T., and R. T. Pierrehumbert, 1988: On high-drag states of non-linear stratified flow over an obstacle. J. Atmos. Sci., 45, 63-80.
- Barry, G. R., 2008: *Mountain Weather and Climate*. Boulder, 3rd Edition, Cambridge University Press.
- Bartzokas A., V. Kotroni, K. Lagouvardos, C. Lolis, A. Gkikas, and M. Tsirogianni, 2010: Weather forecast in north-western Greece: RISKMED warnings and verification of MM5 model. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, in press.
- Belušić, D., and Z. B. Klaić, 2004: Estimation of bora wind gusts using a limited area model. *Tellus*, **56A**, 296-307.
- Bilwiller, R., 1899: Uber verschiedene Entstehungsarten und Erscheinungsformen des Föhns. *Met. Zeit.*, **16**, 204–15.
- Bitan, A., and H. Saaroni, 1992: The horizontal and vertical extension of the Persian Gulf trough. *Int. J. Climatol.*, **12**, 733–747.
- Bond, N. A., and P. J. Stabeno, 1998: Analysis of surface winds in Shelikof Strait, Alaska, using moored buoy observations. *Wea. Forecasting*, **13**, 547-559.
- Bond, N. A., and S. A. Macklin, 1993: Aircraft observations of off-shore-directed flow near Wide Bay, Alaska. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 150-161.
- Bradbury, W. M. S., D. M. Deaves, J. C. R. Hunt, R. Kershaw, M. E. Nakamura, M. E. Hardman, and P. W. Bearman, 1994: The importance of convective gusts. *Meteor. Appl.*, **1**, 365-378.
- Brasseur, O.: 2001, Development and application of a physical approach to estimating wind gusts, *Mon. Weather Rev.* **129**, 5 25.
- Brennan, J. M., H. D. Cobb, and R. D. Knabb, 2007: Observations of Gulf of Tehuantepec gap wind events from QuikSCAT: An updated event climatology and operational model evaluation. 22nd Conference on weather analysis and forecasting/ 18th conference on numerical weather prediction, 8A4.
- Brody, L. R., and M. J. R. Nestor, 1985: Regional forecasts for the Mediterranean basin, *Technical Report*, No. 80-110, Naval Environmental Prediction Research Facility, Monterey, California, U.S.A..
- Cadez, M., 1967: Uber synoptische Probleme in Südostalpinen Raum. Veröff. Schweiz. Met. Zentralanstalt, 4, 155–75.
- Carruthers, D. J., and J. C. R. Hunt, 1990: Fluid mechanics of airflow over hills: Turbulence, fluxes and waves in the boundary layer. *Atmospheric Processes over Complex Terrain, Meteor. Monogr.*, 45, Amer. Meteor. Soc., 83-107.
- Chen, W. D., and R. B. Smith, 1987: Blocking and deflection of airflow by the Alps. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2578-97.

- Clark, T. L., and R. D. Farley, 1984: Severe downslope windstorm calculations in two and three spatial dimensions using an elastic interactive grid nesting: A possible mechanism for gustiness. *J. Atmos. Sci.*, 41, 329–50.
- Clark, T. L., and W. R. Peltier, 1977: On the evolution and stability of finite mountain waves. J. Atmos. Sci., 34, 1715-1730.
- Clark, T. L., and W. R. Peltier, 1984: Critical level reflection and resonant growth of nonlinear mountain waves. J. Atmos. Sci., 41, 3122–34.
- Colle, B. A., and C. F. Mass, 1998a: Windstorms along the western side of the Washington Cascade Mountains. Part I: A high-resolution observational and modeling study of the 12 February 1995 Event. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 28-52.
- Colle, B. A., and C. F. Mass, 1998b: Windstorms along the western side of the Washington Cascade Mountains. Part II: Characteristics of past events and three-dimensional idealized simulations. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 53-71.
- Colle, B. A., and C. F. Mass, 2000: High-resolution observations and numerical simulations of easterly gap flow through the Strait of Juan de Fuca on 9-10 December 1995. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 2398-2422.
- Colle, B.A., C.F. Mass and K.J. Westrick, 2000: MM5 precipitation verification over the Pacific Northwest during the 1997-99 cool seasons. *Wea. Forecasting*, **15**, 730-744.
- Colman, B. R., and C. F. Dierking, 1992: The Taku wind of southeast Alaska: Its identification and prediction. *Wea. Forecasting*, **7**, 49-64.
- Corby, G. A., and C. E., Wallington, 1956: Airflow over mountains: the lee-wave amplitude. *Q. J. R. Met. Soc.*, **82**, 266-74.
- Cruette, D., 1976: Experimental study of mountain lee-waves by means of satellite photographs and aircraft measurements. *Tellus*, **28**, 499-523.
- Czyzyk, S., and C. Bell, 2007: Forecast challenges and impacts of severe downslope wind events. *The 22nd Conference on weather analysis and forecasting, 18th conference on numerical weather prediction.*
- Davidson, B., S. Gerbier, S. Papagionakis, and P. Rijkoork, 1964: Sites for Wind-power Installations. W.M.O. Tech. Note 63, Geneva: World Meteorological Organization.
- Devore, J. L., 1991: *Probability and Statistics for Engineering and the Sciences*. Third Edition, Brooks/Cole Publishing Company, 492 p.
- Dudhia, J., 1993: A non-hydrostatic version of the Penn State/NCAR mesoscale model: validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Mon.Wea. Rev.*, **121**, 1493-1513.
- Durran, D. R., 1986: Another look at downslope windstorms. Part I: On the development of supercritical flow in an infinitely deep, continuously stratified fluid. J. Atmos. Sci., 43, 2527-2543.
- Durran, D. R., 1990: Mountain waves and downslope winds. In W. Blumen (ed.) Atmospheric Processes Over Complex Terrain, Meteorological Monograph, 23(45). Boston, MA: American Meteorological Society. pp. 59-81.
- Durran, D. R., and J. B. Klemp, 1983: A compressible model for the simulation of moist mountain waves. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 2341-2361.
- Durran, D. R., and J. B. Klemp, 1987: Another look at downslope windstorms. Part II: Nonlinear amplification beneath wave-overturning layers. J. Atmos. Sci., 44, 3402-3412.
- Eliassen, A., and E. Palm, 1960: On The Transfer Of Energy In Stationary Mountain Waves. *Geofys. Publ.*, **22**, 1-23.
- Etling, D., 1989: On atmospheric vortex streets in the wake of large islands. *Met. Atmos. Phys.*, **41**, 157-64.
- Ficker, H. von, 1913: Die Wirkung der Berge auf Luftströmungen. Met. Zeit., 30, 608-10.
- Förchgott, J., 1969: Evidence for mountain-sized, lee eddies. Weather, 24, 255-60.
- Fudeyasu, H., T. Kuwagata, Y. Ohasi, S. Suzuki, Y. Kiyohara and Y. Hozumi, 2008: Numerical study of the local downslope wind "Hirodo-Kaze" in Japan. *Mon. Wea. Rev.*, 136, 27-40.
- Gaffin, D. M., 2002: Unexpected warming induced by foehn winds in the lee of the Smoky mountains. *Wea. Forecasting*, **17**, 907-915.

Georgii, W., 1923: Die Luftströmung über Gebirge. Met. Zeit., 40, 108-12, 309-11.

- Gheusi, F., J. Stein, and O. Eiff, 2000: A numerical study of three dimensional orographic gravity wave breaking observed in a hydraulic tank. *J. Fluid Mech.*, **410**, 67-99.
- Glasnović, D., and V. Jurćec, 1990: Determination of the upstream bora layer depth. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **43**, 137-144.
- Gohm, A., and G. J., Mayr, 2005: Numerical and observational case-study of a deep Adriatic bora. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 1363-1392.
- Grubišić, V., R. B. Smith, and C. Schär, 1995: The effect of bottom friction on shallow-water flow past an isolated obstacle. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1985–2005.
- Hann, J., 1866: Zur Frage über den Ursprung des Föhns. Zeit. Osterreich Ges. Met., 1(17), 257–63.
- Hann, J., 1885: Einige Bermerkungen zur Entwicklungs-Geschichte der Ansichten über den Ursprung des Föhns. *Met. Zeit.*, **2**, 393–9.
- Helmis, C. G., H. A. Flocas, J. A. Kalogiros and D. N. Asimakopoulos, 2000: Strong downslope winds and application of hydraulic-like theory. J. Geophys. Res., 105, 18039-18051.
- Holton, J. R., 2004: An introduction to dynamic meteorology. 4th Edition, Elsevier Academic Press.
- Hong, S-Y, and H-L Pan, 1996: Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Mon Wea. Rev.*, 124, 2322-2339.
- Hsu, S. A., 1988: Coastal Meteorology. Academic Press, 261 pp.
- Ives, R. L., 1950: Frequency and physical effects of chinook winds in the Colorado high plains region. Ann. Ass. Am. Geog., 40, 293–327.
- Jackson, P. L., and D. G. Steyn, 1994: Gap winds in a Fjord. Part I: Observations and numerical simulation. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 2645-2665.
- Jurćec, V., 1981: On mesoscale characteristics of bora conditions in Yugoslavia. *Pure Appl. Geophys.*, **119**, 640-657.
- Jurćec and Visković, 1994: Mesoscale characteristics of southern Adriatic bora storms, Geofizika, 11.
- Kain, J.S., and J.M. Fritsch, 1993: Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. *The Representation of Cumulus in numerical models, Meteor. Monogr.*, No 46, Amer. Met., Soc., 165-177.
- Katsoulis, B., 1993a: A Survey on the Assessment of Wind Energy Potential in Greece. *Theor. Appl. Climatol.*, **46**.
- Katsoulis, B., 1993b: An Estimation of Wind Energy along the Greek Coasts and on the Islands. *Meteor. Zeitschrift, N.F.*, **2**.
- Klemp, J. B., and D. K. Lilly, 1975: The dynamics of wave-induced downslope winds. J. Atmos. Sci., **32**, 320-339.
- Klemp, J. B., and D. R. Durran, 1987: Numerical modeling of bora winds. *Meteor. Atmos. Phys.*, **36**, 215-227.
- Koletsis, I., K. Lagouvardos, V. Kotroni, and A. Bartzokas, 2009a: Numerical study of a downslope windstorm in Northwestern Greece. *Atmos. Res.*, **94**, 178-193.
- Koletsis, I., K. Lagouvardos, V. Kotroni, and A. Bartzokas, 2009b: The interaction of northern wind flow with the complex topography of Crete Island Part 1: Observational study. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **9**, 1845-1855.
- Kotroni, V., and K. Lagouvardos, 2001: Precipitation forecast skill of different convective parameterization and microphysical schemes: application for the cold season over Greece. *Geoph. Res. Let.*, Vol. **108**, No 10, 1977-1980.
- Kotroni V., and K. Lagouvardos, 2004: Evaluation of MM5 high-resolution real-time forecasts over the urban area of Athens, Greece. J. Appl. Meteor., 43, 1666-1678.
- Kotroni, V., K. Lagouvardos, and D. Lalas, 2001: The effect of the island of Crete on the Etesian winds over the Aegean Sea. Q. J. R. Meteorol. Soc., 127, 1917-1937.
- Lackmann, G. M., and J. E. Overland, 1989: Atmospheric structure and momentum balance during a gap-wind event in the Shelikof Strait, Alaska. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1817-1833.
- Lazić, L., and I. Tošić, 1998: A real data simulation of the Adriatic bora and the impact of mountain height on bora trajectories. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **66**, 143-155.

- Legeckis, R., 1988: Upwelling off the Gulfs of Panama and Papagayo in the tropical Pacific during March 1985. J. Geophys. Res., 93, 15485-15489.
- Lagouvardos, K., and V. Kotroni, 1999: Aspects of the storm of 25/26 March 1998 over Greece. *Weather*, Vol. 54, No. 5, 154-160.
- Lilly, D. K., and J. B. Klemp, 1979: The effect of terrain shape on non-linear hydrostatic mountain waves. *J. Fluid Mech.*, **95**, 241–61.
- Long, R. R., 1953: Some aspects of the flow of stratified fluids. I. A. theoretical investigation. *Tellus*, **5**, 42–58.
- Lungu, T., and coauthors, 2006: *QuikSCAT science data product user's manual version 3.0*, Jet Propulsion Laboratory Rep. D-18053-Rev A, 97 pp.
- Mass, C. F., and M. D. Albright, 1985: A severe windstorm in the lee of the Cascade Mountains of Washington State. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1261-1281.
- Mass, C. F., S. Businger, M. D. Albright, and Z. A. Tucker, 1995: A windstorm in the lee of a gap in a coastal mountain barrier. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 315-331.
- McCallum, E., and W. J. T. Norris, 1990: The storms of January and February 1990. *Meteor. Mag.*, **119**, 201-219.
- Metaxas, D., 1973: Air-sea interaction in the Greek seas and resulted Etesian wind characteristics. Technical Report No. 5, School of Physics and Mathematics, University of Ioannina, 32 pp.
- Metaxas, D., 1977: The interannual variability of the Etesian frequency as a response of atmospheric circulation anomalies. *Bull. Hell. Meteorol. Soc.*, **2**, 30-40.
- Metaxas, D., and A. Bartzokas, 1994: Pressure covariability over the Atlantic, Europe and N. Africa. Application: centers of action for temperature, winter precipitation and summer winds in Athens, Greece, *Theor. Appl. Climatol.*, **49**, 9-18.
- Meteorological Office, 1962: *Weather in Mediterranean*, Vol. I, General Meteorology, H.M.S.O., London, Second Edition.
- Meyers, M. P., J. S. Snook, D. A. Wesley and G. S. Poulos, 2003: A Rocky-mountain storm. Part II: The forest blowdown over the west slope of the northern Colorado mountains- Observations, analysis, and modeling. *Wea. Forecasting*, **18**, 662-674.
- Mobbs, S. D., S. Vosper, P. Sheridan, R. Cardoso, R. Burton, S. Arnold, M. Hill, V. Horlacher, A. Gadian, 2005: Observations of downslope winds and rotors in the Falkland Islands. Q. J. R. Met. Soc., 131 (605), 329–51.
- Müller, F., A. Ohmura, K. Schroff, M. Funk, K. Pfirter, A. Bernath, K. Steffen, 1980: Combined ice, water and energy balances of a glacierized basin of the Swiss Alps – the Rhonegletscher Project. *Geography in Switzerland. Geogr. Helvet.*, **35** (5), 57-69.
- Nakamura, K., R. Kershaw, and N. Gait, 1996: Prediction of near-surface gusts generated by deep convection. *Meteor. Appl.*, **3**, 157-167.
- Nance, L., and B. Colman, 2000: Evaluating the use of a nonlinear two-dimensional model in downslope windstorm forecasts. *Wea. Forecasting*, **15**, 715-729.
- Oke, T. R., 1987: Boundary Layer Climates. Methuen.
- Olafsson, H., and P. Bougeault, 1996: Nonlinear flows past an elliptic mountain ridge. J. Atmos. Sci., 53, 2465-2489.
- Overland, J. E., 1984: Scale analysis of marine winds in straits and along mountainous coasts. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2532-2536.
- Overland, J. E., and B. A., Jr. Walter, 1981: Gap winds in the Strait of San Juan de Fuca. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 2221–33.
- Peltier, W. R., and T. L. Clark, 1979: The evolution and stability of finite-amplitude mountain waves. Part II: Surface wave drag and severe downslope windstorms. J. Atmos. Sci., 36, 1498-1529.
- Peltier, W. R., and T. L. Clark, 1983: Nonlinear mountain waves in two and three spatial dimensions. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **109**, 527–548.
- Pierrehumbert, R. T., and B. Wyman, 1985: Upstream effects of mesoscale mountain ridges. J. Atmos. Sci., 42, 977–1003.

- Prezerakos, N., 1975: Linear correlation of north component winds greater than Beaufort force 5 and the pressure gradient between Thessaloniki and Rhodos, *Meteorologica*, No **51**, Publication of the Meteorological Institute of the University of Thessaloniki.
- Queney, M. P., G. A. Corby, N. Gerbier, H. Koschmieder, and J. Zierep, 1960: The airflow over mountains. W.M.O. Tech. Note No. 34, 135 pp.
- Queney, P., 1948: The problem of airflow over mountains: a summary of theoretical studies. *Bull. Am. Met. Soc.*, **29**, 16-26.
- Quinet, A., and J. Neméghaire, 1991: Gust forecastin (in French). Royal Meteorological Institute of Belgium Publ. 125, Vol. A, 57 pp. [Available from Institut Royal Meteorologique, Avenue Circulaire 3, 1180 Bruxelles, Belgium].
- Reed, R. J., 1981: A case study of a Bora-like windstorm in western Washington. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 2382-2393.
- Reed, T. R., 1931: Gap winds in the Strait of Juan de Fuca. Mon. Wea. Rev., 59, 373-376.
- Reinecke, P.A., and D. R. Durran, 2009: The over-amplification of gravity waves in numerical solutions to flow over topography. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 1533-1549.
- Reiter, E. R., 1963: Jet Stream Meteorology. Chicago, IL: University of Chicago Press.
- Sawyer, J. S., 1960: Numerical calculation of the displacements of a stratified airstream crossing a ridge of small height. *Q. J. R. Met. Soc.*, **86**, 326-45.
- Schär, C., and D. R., Durran, 1997: Vortex formation and vortex shedding in continuously stratified flows past isolated topography. J. Atmos. Sci., 54, 534-54.
- Schultz, P., 1995: An explicit cloud physics parameterization for operational numerical weather prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3331-3343.
- Scorer, R. S., 1949: Theory of waves in the lee of the mountains. Q. J. R. Met. Soc., 74, 41-56.
- Scorer, R. S., 1953: Forecasting mountain and lee waves. Met. Mag., 82, 232-4.
- Scorer, R. S., 1955: Theory of airflow over mountains. IV. Seperation of airflow from the surface. *Q. J. R. Met. Soc.*, **81**, 340-50.
- Scorer, R. S., 1967: Causes and consequences of standing waves. In E. Reiter and J. L. Rasmussen (eds), *Symposium on Mountain Meteorology*, Atmospheric Science Paper No. 122. Fort Collins, CO: Colorado State University, pp. 75-101.
- Seibert, P., 1990: South foehn studies since the ALPEX experiment. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **43**, 91-103.
- Sharma, N., and E. D' Sa, 2008: Assessment and Analysis of QuikSCAT Vector Wind Products for the Gulf of Mexico: A Long-Term and Hurricane Analysis. *Sensors*, **8**, 1927-1949.
- Sharman, R. D., and M. G. Wurtele, 1983: Ship waves and lee waves. J. Atmos. Sci., 40, 396-427.
- Sharp, J., and C. F. Mass, 2002: Columbia Gorge gap flow Insights from observational analysis and ultra-high-resolution simulation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1757-1762.
- Sharp, J., and C. F. Mass, 2004: Columbia Gorge Gap Winds: Their Climatological Influence and Synoptic Evolution. *Wea. Forecasting*, **19**, 970-992.
- Smith, R. B., 1976: Generation of lee waves by the Blue Ridge. J. Atmos. Sci., 33, 587-609.
- Smith, R. B., 1977: The steepening of hydrostatic mountain waves. J. Atmos. Sci., 34, 1634–54.
- Smith, R. B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere. Adv. Geophys., 21, 87-230.
- Smith, R. B., 1980: Linear theory of stratified hydrostatic flow past an isolated mountain. *Tellus*, **32**, 348-64.
- Smith, R. B., 1982: Synoptic observations and theory of orographically disturbed wind and pressure. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 60-70.
- Smith, R. B., 1985: On severe downslope winds. J. Atmos. Sci., 42, 2597-2603.
- Smith, R. B., 1987: Aerial observations of the Yugoslavian Bora. J. Atmos. Sci., 44, 269-297.
- Smith, R. B., 1989: Mountain-induced stagnation points in hydrostatic flow. Tellus, 41A, 270–4.
- Smith, R. B., 2004: Mountain Meteorology and Regional Climates, Chapter 9 in Atmospheric Turbulence and Mesoscale Meteorology, Ed. E. Fedorovich, R. Rotunno, B. Stevens, Cambridge University Press, p.193-222.
- Smith, R. B., and D. F. Smith, 1995: Pseudoinviscid wake formation by mountains in a shallowwater flow with a drifting vortex. J. Atmos. Sci., 52, 436–454.
- Smith, R. B., Gleason, C. A., Gluhosky, A. P., and V. Grubišić, 1997: The wake of St. Vincent. J. Atmos. Sci., 54, 606-23.
- Smolarkiewicz, P. K., and R. Rottuno, 1989: Low Froude number flow past three dimensional obstacle. Part I: Baroclinically generated lee vortices. J. Atmos. Sci., 46, 1154-1164.
- Sneyers, R., M. Vandiepenbeek, and R. Van Lierde, 1988: Climatological series for Bruxelles-Uccle station. The mean wind speed. Royal Meteorological Institute of Belgium Publ. 127, Series B, 23pp. [Available from Institut Royal Meteorologique, Avenue Circulaire 3, 1180 Bruxelles, Belgium].
- Steenburgh, W. J., D.M. Schultz, and B. A. Colle, 1998: The structure and evolution of gap outflow over the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Mon. Wea. Rev.*, **126**(10), 2673–91.
- Tutiš, V., 2003: Violent Adriatic Windstorms. *Mediterranean Storms, Proceedings of the 4th EGS Plinius Conference held at Mallorca, Spain, October 2002.*
- Weisman, M. L., and J. B. Klemp, 1986: Characteristics of isolated convective storms. *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, P. Ray, Ed., Amer. Meteor. Soc., ch. 15, 504–520.
- Welch, W. P., P. Smolarkiewicz, R. Rottuno, and B. Boville, 2001: The large-scale effects of flow over periodic mesoscale topography. J. Atmos. Sci., 58, 1477-92.
- Whiteman, C. D., 2000: *Mountain Meteorology, Fundamentals and Applications*. New York, Oxford University Press.
- World Meteorological Organization, 1960: *The airflow over mountains*. W.M.O. Tech Note, No **98**, TP 43, Geneva: World Meteorological Organization.
- U. K. Met. Office, 1993: Forecasters' Reference Book. 191 pp.
- Yoshimura, M., 1976: *Synoptic and aerological climatology of the bora day*. In M. M. Yoshino (ed.), Local Wind Bora. Tokyo: University of Tokyo Press, pp. 99–111.
- Yoshino, M. M., 1976: Local Wind Bora. Tokyo: University of Tokyo Press.
- Young, G. R., and J. Zawislak, 2006: An observational study of vortex spacing in island wake vortex streets. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2285-94.
- Yuh-Lang Lin, 2007: Mesoscale Dynamics. Cambridge University Press.
- Ziv, B., H. Saaroni, and P. Alpert, 2004: The factors governing the summer regime of the eastern Mediterranean. *Int. J. Climatol.*, **24**, Issue 14, 1859-1871.

Ελληνική Βιβλιογραφία

- Αρσένη-Παπαδημητρίου Α., 1984: Συμβολή στη μελέτη του προβλήματος των Ετησίων. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη.
- Κατσούλης, Β., 1970: «Αι ανεμολογικαί συνθήκαι εις το Αιγαίον Πέλαγος». Διατριβή επί διδακτορία, σελ. 168, Φυσ/κή Σχολή Παν. Αθηνών, Αθήναι.
- Κατσούλης, Β., 1974: Αριθμητική επίλυσις των εξισώσεων, αι οποίαι διέπουν τους ισχυρούς τοπικούς καταβατούς ανέμους. Υπομνήματα του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, Σειρά ΙΙ, Μετεωρολογία, Αρ. 40, σελ. 13, Αθήναι.
- Κατσούλης, Β., 1975: Συμβολή εις την μελέτην των καταβατών ανέμων της Δυτικής Βαλκανικής. Υπομνήματα του Εθν. Αστεροσκοπείου Αθηνών. Σειρά ΙΙ., Μετεωρολογία, Αρ. 37, σελ.11, Αθήναι.
- Παπαγιαννάκης, Σ., 1966: Αι βόρειαι θύελλαι των ακτών της Νοτίου Κρήτης. Δελτίο Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού.

Ηλεκτρονική Βιβλιογραφία

The COMET Program: <u>http://www.comet.ucar.edu</u>

Υπουργείο Περιβάλλοντος Ενέργειας και Κλιματικής Αλλαγής: Το έργο «Οικοτόπων» ΦΥΣΗ 2000, Το Όρος Μιτσικέλι: <u>http://www.minenv.gr/1/12/121/12103/viotopoi/g2130008.htm</u>

ΔορυφορικάΔεδομέναQuikSCAT:ftp://podaac.jpl.nasa.gov/pub/ocean_wind/quikscat/L2B12/data/QuikSCAT:

Satellite QuikSCAT: http://manati.orbit.nesdis.noaa.gov/hires/

University of Wisconsin – Madison, Department of Atmospheric and Oceanic Sciences: Radiosondes: <u>http://www.aos.wisc.edu/~hopkins/wx-inst/wxi-raob.htm</u>

University of Wyoming, College of Engineering, Department of Atmospheric Sciences: Soundings: <u>http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html</u>