

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΧΡΗΣΤΟΣ Δ. ΒΑΓΕΝΑΣ
Πτυχιούχος Γεωλόγος

**ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΑΝΕΜΩΝ ΣΤΙΣ ΕΛΛΗΝΙΚΕΣ ΘΑΛΑΣΣΕΣ ΚΑΙ
ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΕΣ ΕΚΤΙΜΗΣΕΙΣ ΤΩΝ ΜΕΤΑΒΟΛΩΝ ΤΟΥΣ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ
ΚΛΙΜΑΤΙΚΟΥ ΠΕΡΙΟΧΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ**

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2014

ΧΡΗΣΤΟΣ Δ. ΒΑΓΕΝΑΣ
Πτυχιούχος Γεωλόγος

ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΤΟΥ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΟΥ ΑΝΕΜΟΥ ΣΤΙΣ ΕΛΛΗΝΙΚΕΣ
ΘΑΛΑΣΣΕΣ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΚΛΙΜΑΤΙΚΟΥ ΠΕΡΙΟΧΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας στα πλαίσια του
Μεταπτυχιακού Προγράμματος Σπουδών
“Μετεωρολογία, Κλιματολογία και Ατμοσφαιρικό Περιβάλλον”
Τομέας Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας,
17 Σεπτεμβρίου 2014

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

Αναγνωστοπούλου Χριστίνα, Επικ. Καθηγήτρια, (Επιβλέπουσα)
Τολίκα Κωνσταντία, Επικ. Καθηγήτρια
Τουρπάλη Κλεαρέτη, Επικ. Καθηγήτρια

© Χρήστος Δ. Βαγενάς, 2014

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος, All right reserved.

ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΑΝΕΜΩΝ ΣΤΙΣ ΕΛΛΗΝΙΚΕΣ ΘΑΛΑΣΣΕΣ ΚΑΙ
ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΕΣ ΕΚΤΙΜΗΣΕΙΣ ΤΩΝ ΜΕΤΑΒΟΛΩΝ ΤΟΥΣ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ
ΚΛΙΜΑΤΙΚΟΥ ΠΕΡΙΟΧΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ

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

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

Περιεχόμενα

Πρόλογος	1
1 Εισαγωγή	3
1.1 Στόχοι – Αντικείμενα μελέτης.....	3
1.2 Επιφανειακός άνεμος.....	4
1.2.1 Όργανα μέτρησης του επιφανειακού ανέμου	5
1.2.2 Μεταβλητότητα του επιφανειακού ανέμου.....	6
1.3 Μελέτες σχετικά με τον επιφανειακό άνεμο	8
2 Δεδομένα.....	15
2.1 Η Integrated Surface Database – ISD	17
2.2 Το μοντέλο RegCM.....	17
2.2.1 Ατμοσφαιρικό μοντέλο γενικής κυκλοφορίας ECHAM5	17
2.2.2 Το ReGCM	18
2.2.2.1 Συνιστώσες του μοντέλου	21
2.2.2.2 Οριζόντιο και κατακόρυφο πλέγμα.....	21
2.2.2.3 Χαρτογραφικές προβολές και παράγοντες κλίμακας.....	24
2.3 Υποβιβασμός κλίμακας – Downscaling	24
2.3.1 Δυναμικός υποβιβασμός κλίμακας στο μοντέλο RegCM3.....	27
3 Κλιματολογία σταθμών	29
3.1 Βόρειο Αιγαίο	29
3.2 Κυκλάδες	34
3.3 Νοτιοανατολικό Αιγαίο.....	36
3.4 Νότιο Αιγαίο	38
3.5 Νοτιοδυτικό Αιγαίο	42
3.6 Ιόνιο πέλαγος.....	42
4 Αξιολόγηση του RegCM3 στο πεδίο του επιφανειακού ανέμου.....	47
4.1 Ανάλυση σε Κύριες Συνιστώσες	47
4.1.1 Θεωρία	47
4.1.2 Ανάλυση.....	53
4.2 Σύγκριση ταχύτητας και διεύθυνσης ISD – RegCM3	57
4.2.1 Χειμώνας – διεύθυνση ανέμου.....	58

4.2.2 Χειμώνας – ταχύτητα ανέμου.....	60
4.2.3 Άνοιξη– διεύθυνση ανέμου	63
4.2.4 Άνοιξη – ταχύτητα ανέμου	66
4.2.5 Καλοκαίρι – διεύθυνση ανέμου	68
4.2.6 Καλοκαίρι – ταχύτητα ανέμου	71
4.2.7 Φθινόπωρο – διεύθυνση ανέμου	72
4.2.8 Φθινόπωρο – ταχύτητα ανέμου	74
4.3 Διαγράμματα ποσοστημορίων Q-Q.....	77
4.3.1 Θεωρία.....	77
4.3.2 Ανάλυση.....	78
4.4 Εύρεση καταλληλότερης προσαρμοσμένης κατανομής.....	84
4.4.1 Παραμετρικές κατανομές πιθανότητας.....	84
4.4.2 Ποιοτικές αξιολογήσεις καλής προσαρμογής	92
4.4.3 Ανάλυση.....	93
5 Το μοντέλο RegCM3 – Ενδοετήσια διακύμανση του επιφανειακού ανέμου.....	103
5.1 Μηνιαίοι χάρτες μέσης ταχύτητας και επικρατούσας διεύθυνσης.....	103
5.1.1 Περίοδος αναφοράς 1980 – 2000	104
5.1.2 1η μελλοντική περίοδος 2030 – 2050	111
5.1.3 2 ^η μελλοντική περίοδος 2080 – 2100	118
5.2 Τομές.....	125
5.2.1 Περίοδος αναφοράς, 1980 - 2000.....	125
5.2.2 1η μελλοντική περίοδος 2030 - 2050	129
5.2.3 2η μελλοντική περίοδος, 2080 – 2100	132
6 Ακραίες τιμές ανέμου	137
6.1 Generalized Extreme Value – GEV	137
6.2 Peak Over Threshold – POT	139
6.2.1 Επιλογή κατωφλίου και χρονικού διαστήματος μεταξύ γεγονότων	140
6.3 Παραμετρικές μέθοδοι.....	141
6.4 Μη παραμετρικές μέθοδοι.....	143
6.4.1 Ομαδοποίηση.....	144
6.5 Αυτοματοποιημένη μέθοδος επιλογής κατωφλίου	145
6.5.1 Σύγκριση οπτικής – αυτοματοποιημένης επιλογής τιμής κατωφλίου	147
6.6 Αποτελέσματα παραμετρικών και μη παραμετρικών μεθόδων	152

6.6.1	Περίοδος αναφοράς 1980 – 2000	152
6.6.2	1η μελλοντική περίοδος 2030 – 2050	156
6.6.3	2η μελλοντική περίοδος 2080 – 2100	160
6.7	Ενδοετήσια κατανομή ακραίων ανέμων	164
6.7.1	Περίοδος αναφοράς 1980 – 2000	164
6.7.2	1η μελλοντική περίοδος 2030 – 2050	167
6.7.3	2η μελλοντική περίοδος 2080 – 2100	171
7	Σύνοψη και συμπεράσματα	177
7.1	Αξιολόγηση του RegCM3	177
7.2	Ενδοετήσια μεταβλητότητα του επιφανειακού ανέμου από το μοντέλο RegCM3.	181
7.2.1	Μέσες ταχύτητες.....	181
7.2.2	Επικρατούσες διευθύνσεις.....	183
7.3	Ακραίοι άνεμοι.....	184
7.3.1	Κατώφλια ακραίων ανέμων	184
7.3.2	Η ενδοετήσια κατανομή των ακραίων ανέμων	185
	Περίληψη.....	187
	Abstract.....	188
	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	190

Πρόλογος

Η παρούσα Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδίκευσης εκπονήθηκε στο πλαίσιο των σπουδών μου στο Μεταπτυχιακό Πρόγραμμα Σπουδών «Μετεωρολογία, Κλιματολογία και Ατμοσφαιρικό Περιβάλλον», του Τομέα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας, του Τμήματος Γεωλογίας, του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Σκοπός της είναι η μελέτη του πεδίου του επιφανειακού ανέμου πάνω από τις ελληνικές θάλασσες με τη χρήση Περιοχικού Κλιματικού Μοντέλου.

Θέλω να εκφράσω την ευχαρίστηση μου για τη φοίτηση μου στο συγκεκριμένο Μεταπτυχιακό Πρόγραμμα Σπουδών, στη διάρκεια της οποίας αποκόμισα υψηλής ποιότητας επιστημονικές γνώσεις από την καθημερινή επαφή μου με το, πολυποίκιλου πεδίου ειδίκευσης, διδακτικό προσωπικό του Τομέα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας, που λειτουργεί υπό την επιμέλεια του διευθυντή του τομέα, Καθηγητή Θεόδωρου Καρακώστα.

Το θέμα της διατριβής και η χρήση του Περιοχικού Κλιματικού Μοντέλου ICTP – RegCM3 για την παροχή δεδομένων αποτελούν μέρος του έργου ΘΑΛΗΣ – ΑΠΘ «Επίδραση της κλιματικής αλλαγής στη στάθμη και το κυματικό κλίμα των ελληνικών θαλασσών, στην τρωτότητα των παράκτιων περιοχών και στην ασφάλεια θαλάσσιων και παράκτιων έργων», στο οποίο συμμετείχα με μορφή σύμβασης έργου στη διάρκεια του έτους 2013. Το έργο αυτό αποτελεί μία ολοκληρωμένη μελέτη του συστήματος ατμόσφαιρα – θάλασσα σε συνθήκες κλιματικής αλλαγής.

Θέλω να ευχαριστήσω από καρδιάς την επιβλέπουσα καθηγήτρια μου, Αναγνωστοπούλου Χριστίνα, Επίκουρη Καθηγήτρια του Τμήματος Γεωλογίας, ΑΠΘ, τόσο για την πολύτιμη καθοδήγηση της στην εκπόνηση της μεταπτυχιακής διατριβής μου, όσο και για τη γενικότερη άποψη συνεργασία μας, από τα χρόνια που ήμουν προπτυχιακός φοιτητής του Τμήματος Γεωλογίας έως και σήμερα. Κοντά της αποκόμισα το μικρόβιο για την ενασχόληση μου με την επιστήμη της Κλιματολογίας και εξελίχτηκε ο τρόπος σκέψης και εργασίας μου σε θέματα της επιστήμης, αλλά και συμβουλές που ξεπερνούν το τυπικό πλαίσιο συνεργασίας “καθηγητή – φοιτητή”.

Επίσης, θέλω να ευχαριστήσω θερμά την Επίκουρη Καθηγήτρια Κωνσταντία Τολίκα, για τη καθοδήγηση και τις συμβουλές της στο πλαίσιο των μεταπτυχιακών σπουδών μου, όσο και για τη συνεργασία μας στο έργο ΘΑΛΗΣ – ΑΠΘ. Την Επίκουρη Καθηγήτρια Κλεαρέτη Τουρπάλη για τη συμμετοχή της στην τριμελή εξεταστική επιτροπή, τις διορθώσεις και τα σχόλια της για τη βελτίωση της παρούσας διατριβής. Για την άριστη συνεργασία μας στο παραπάνω έργο θέλω να ευχαριστήσω, επίσης, τον υποψήφιο διδάκτορα Ιωάννη Τεγούλια και τη υποψήφια διδάκτορα Κονδυλία Βελίκου.

Στους γονείς μου, Δημήτρη και Δέσποινα, θέλω να πω το μεγαλύτερο ευχαριστώ όλων, για την αστείρευτη υποστήριξη και υπομονή τους σε όλη μου τη ζωή.

1 Εισαγωγή

1.1 Στόχοι – Αντικείμενα μελέτης

Οι κύριοι στόχοι της παρούσας διατριβής ειδίκευσης είναι η αξιολόγηση του Περιοχικού Κλιματικού Μοντέλου ICTP – RegCM3 να προσομοιώνει το πεδίο του επιφανειακού ανέμου πάνω από τις ελληνικές θάλασσες, και η χρήση του για την εξαγωγή κατωφλίων ακραίων ταχυτήτων του επιφανειακού ανέμου, καθώς και για την ενδοετήσια κατανομή αυτών.

Αρχικά, στο 2ο κεφάλαιο γίνεται περιγραφή των δεδομένων και της προέλευσης τους, καθώς και η περιγραφή του μοντέλου RegCM3. Στο 3^ο κεφάλαιο διερευνώνται τα κύρια χαρακτηριστικά και οι εποχιακές μεταβολές του επιφανειακού ανέμου, σύμφωνα με δεδομένα παρατηρήσεων από 15 νησιωτικούς και παράκτιους μετεωρολογικούς σταθμούς. Στο 4^ο κεφάλαιο, αξιολογείται η ικανότητα του Περιοχικού Κλιματικού Μοντέλου ICTP – RegCM3 στην αποτύπωση των κύριων χαρακτηριστικών του πεδίου του επιφανειακού ανέμου στην περιοχή μελέτης και στην ενδοετήσια μεταβλητότητά του, με σύγκριση με τα δεδομένα των παρατηρήσεων. Διερευνάται η ύπαρξη κοινών μικρότερων υποπεριοχών, που παρουσιάζουν ιδιαίτερα τοπικά χαρακτηριστικά στο πεδίο του επιφανειακού ανέμου. Η ενδοετήσια διακύμανση του επιφανειακού ανέμου, όπως προκύπτει από τα δεδομένα του μοντέλου παρουσιάζεται στο κεφάλαιο 5. Στη συνέχεια, στο 6^ο κεφάλαιο εφαρμόζονται παραμετρικές και μη παραμετρικές στατιστικές μέθοδοι για την εξαγωγή κατωφλίων ακραίων ταχυτήτων ανέμων από τα δεδομένα του μοντέλου, με εισαγωγή μίας αξιόπιστης αυτοματοποιημένης διαδικασίας υπολογισμού τους. Επίσης, μελετάται η ενδοετήσια κατανομή των ακραίων ανέμων. Τέλος, στα κεφάλαια 5 και 6 παράγονται μελλοντικές προβολές των εκάστοτε αντικειμένων μελέτης, για τις περιόδους 2030 – 2050 και 2080 – 2100.

1.2 Επιφανειακός άνεμος

Η ταχύτητα (velocity) του ανέμου είναι ένα τρισδιάστατο διάνυσμα με μικρής κλίμακας τυχαίες διακυμάνσεις στο χώρο και το χρόνο, μέσα σε μία μεγαλύτερης κλίμακας οργανωμένη ροή. Η παρούσα διπλωματική διατριβή μελετά τον επιφανειακό άνεμο, ο οποίος θα θεωρείται ως δισδιάστατο διάνυσμα που ορίζεται από δύο αριθμούς που αντιπροσωπεύουν την κατεύθυνση και την ταχύτητα του ανέμου. Όταν ο άνεμος χαρακτηρίζεται από ταχείες διακυμάνσεις της ταχύτητας του οι διακυμάνσεις αυτές ονομάζονται ριπές (gusts).

. Το μέτρο της ταχύτητας (speed) του ανέμου μετριέται σε μέτρα ανά δευτερόλεπτο (m/s). Για τις συνοπτικές παρατηρήσεις απαιτείται η μέση τιμή της ταχύτητας σε διάρκεια 10 λεπτών. Η διεύθυνση του ανέμου αναφέρεται στην κατεύθυνση από την οποία πνέει ο άνεμος και μετριέται δεξιόστροφα σε μοίρες από το βορρά ($0 - 360^\circ$). Για τις συνοπτικές παρατηρήσεις απαιτείται η μέση διεύθυνση σε διάρκεια 10 λεπτών.

Η παρατήρηση και μέτρηση του ανέμου είναι απαραίτητη για την παρακολούθηση και πρόβλεψη του καιρού, για την κλιματολογία του αιολικού φορτίου, για την εκτίμηση πιθανών ζημιών από ανέμους, για την εκτίμηση της αιολικής ενέργειας, και ως μέρος της εκτίμησης των επιφανειακών ροών. Εκτός από τη μέση ταχύτητα και διεύθυνση του ανέμου, πολλές εφαρμογές απαιτούν τυπικές αποκλίσεις και ακραίες τιμές του ανέμου. Αυτές μπορούν να μετρηθούν με ακρίβεια με τη χρήση σύγχρονων οργάνων μέτρησης. Η μεγαλύτερη δυσκολία στη μέτρηση του επιφανειακού ανέμου αποτελεί η εύρεση της κατάλληλης θέσης του ανεμομέτρου. Αυτό συμβαίνει επειδή είναι δύσκολο να βρεθεί μία τοποθεσία όπου ο επιφανειακός άνεμος αντιπροσωπεύει επακριβώς τις συνθήκες της ευρύτερης περιοχής, για το λόγο αυτό συνιστάται η εκτίμηση σφαλμάτων έκθεσης (exposure errors). Επίσης, πολλές εφαρμογές απαιτούν πληροφορία για τις ριπές του επιφανειακού ανέμου. Τέτοιες εφαρμογές παρέχουν βραχυπρόθεσμες προγνώσεις για προσγείωση και απογείωση αεροσκαφών, για κλιματολογία φορτίου ανέμου, για προβλήματα διασποράς ρύπανσης και για διόρθωση σφαλμάτων έκθεσης.

Οι επίγειοι συνοπτικοί σταθμοί στους οποίους γίνονται οι μετρήσεις, λειτουργούν υπό την ευθύνη του κάθε *Μέλους του Παγκόσμιου Μετεωρολογικού Οργανισμού – World Meteorological Organization (WMO)*. Η Ελλάδα εκπροσωπείται στον WMO από την *Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία (EMY)*. Κάθε επίγειος συνοπτικός σταθμός αναγνωρίζεται από έναν αριθμό ευρετηρίου (index number). Οι σταθμοί θα πρέπει να βρίσκονται σε τέτοια τοποθεσία, ώστε η μέτρηση να είναι αντιπροσωπευτική της ευρύτερης περιοχής. Οι κύριες πρότυπες ώρες συνοπτικών παρατηρήσεων είναι 0000, 0600, 1200 και 1800 UTC. Οι πρότυπες ενδιάμεσες ώρες είναι 0300, 0900, 1500 και 2100 UTC (WMO – Manual on the Global Observing System vol I, 2010).

1.2.1 Όργανα μέτρησης του επιφανειακού ανέμου

Για τη μέτρηση του επιφανειακού ανέμου χρησιμοποιούνται, συνήθως, ένας ανεμοδείκτης (wind vane) για τη διεύθυνση και ένα ανεμόμετρο κυπέλλου (cup anemometer) ή προπέλας (propeller anemometer) για την ταχύτητα. Σχεδόν, όλες οι εφαρμογές απαιτούν μετρήσεις της μέσης διεύθυνσης και ταχύτητας του επιφανειακού ανέμου, οπότε τα παραπάνω όργανα συνοδεύονται από ένα σύστημα επεξεργασίας και καταγραφής των μετρήσεων. Σε περίπτωση βλάβης ή απουσίας των οργάνων μέτρησης μπορεί να γίνει υποκειμενική εκτίμηση της διεύθυνσης και της ταχύτητας του ανέμου, όμως με μεγαλύτερα σφάλματα.

Οι μετρήσεις του επιφανειακού ανέμου πάνω από την ξηρά και τους ωκεανούς βασίζεται σε αρκετά ξεχωριστά συστήματα παρατήρησης. Τα πρώτα θαλάσσια συστήματα παρατήρησης εξαρτιόνταν από την ταχύτητα των πλοίων και οι εκτιμήσεις της ταχύτητας του ανέμου βασιζόταν στην παρατήρηση της κατάστασης της θάλασσας η οποία μετατρεπόταν σε ταχύτητα του ανέμου χρησιμοποιώντας την κλίμακα Beaufort. Μετρήσεις με ανεμόμετρα εισήχθησαν κατά τη δεκαετία του 1950. Η μετάβαση από την κλίμακα Beaufort στις μετρήσεις με ανεμόμετρα εισήγαγε μια πλαστή τάση, που επιδεινώθηκε από τη σταδιακή αύξηση του μέσου ύψους των ανεμομέτρων (Kent et al., 2007; Thomas et al., 2008).

Ο επιφανειακός άνεμος πάνω από τη θάλασσα μετράται, επίσης, από το διάστημα με τη χρήση διαφόρων οργάνων στο φάσμα των μικροκυμάτων. Δημιουργούνται βάσεις δεδομένων επιφανειακού ανέμου πάνω από τη θάλασσα με συγχώνευση δεδομένων από διάφορους δορυφόρους, καθώς και δεδομένων από επαναλύσεις (reanalyses). Πρόσφατα, οι Kent et al. (2012) σύγκριναν αρκετά από αυτά τα σύνολα δεδομένων και διαπίστωσαν μεγάλες διαφορές. Παρόλα αυτά, στα περισσότερα σύνολα δεδομένων εμφανίζονται μερικά σημαντικά στατιστικά χαρακτηριστικά, συμπεριλαμβανομένων ενός μοτίβου ζωνών θετικών και αρνητικών τάσεων σε όλο το βόρειο Ατλαντικό ωκεανό, και θετικές τάσεις κατά μήκος της δυτικής ακτής της βόρειας Αμερικής. Επίσης, παρατηρείται ενίσχυση των ανέμων στο Νότιο ωκεανό.

1.2.2 Μεταβλητότητα του επιφανειακού ανέμου

Η ταχύτητα του ανέμου αυξάνει σημαντικά με το ύψος, ιδιαίτερα πάνω από ανώμαλο έδαφος. Για το λόγο αυτό, ορίζεται ένα πρότυπο ύψος 10 μ. πάνω από ανοικτή έκταση για την έκθεση των οργάνων μέτρησης. Για την κατεύθυνση του ανέμου, η αντίστοιχη μετατόπιση για ένα τέτοιο διάστημα ύψους είναι σχετικά μικρή και μπορεί να αγνοηθεί στις μετρήσεις του επιφανειακού ανέμου. Μία βέλτιστη θέση παρατήρησης του ανέμου είναι εκείνη όπου ο παρατηρούμενος άνεμος είναι αντιπροσωπευτικός του ανέμου που πνέει σε μια έκταση τουλάχιστον λίγων χιλιομέτρων, ή που μπορεί να διορθωθεί εύκολα ώστε να είναι αντιπροσωπευτικός. Για έδαφος που είναι ανώμαλο, που περιέχει εμπόδια, ή δεν έχει ομοιογενή κάλυψη, τόσο η ταχύτητα του ανέμου, όσο και η κατεύθυνση μπορεί να επηρεαστούν σημαντικά. Ωστόσο, συχνά είναι δυνατές διορθώσεις με τα κατάλληλα εργαλεία.

Η τυπική έκθεση των οργάνων μέτρησης του ανέμου πάνω από επίπεδο και ανοιχτό έδαφος είναι σε ύψος 10 μ. πάνω από το έδαφος. Ως ανοιχτό έδαφος (open terrain) ορίζεται η περιοχή όπου η οριζόντια απόσταση μεταξύ του οργάνου και οποιουδήποτε εμποδίου είναι, τουλάχιστον, 10 φορές το ύψος του εμποδίου. Το ύψος αυτό καλείται και 'ενεργό ύψος' (effective height) του ανεμομέτρου. Μετρήσεις που λαμβάνονται σε θέση που επηρεάζεται άμεσα από

δέντρα, κτήρια ή άλλα εμπόδια έχουν μικρή αξία και περιέχουν ελάχιστη πληροφορία για τον αδιατάρακτο άνεμο. Επειδή τέτοιες επιδράσεις στον άνεμο μπορεί να εκτείνονται έως 15 φορές το ύψος του εμποδίου προς την υπήνεμη πλευρά του, η απαίτηση της προαναφερθείσας οριζόντιας απόστασης μεταξύ οργάνου και εμποδίου κρίνεται ως η απολύτως ελάχιστη. Βέβαια, στην πράξη είναι δύσκολη η εύρεση μίας καλής, ή έστω αποδεκτής, τοποθεσίας για μέτρηση του επιφανειακού ανέμου.

Πίνακας 1.1 Διόρθωση τη ταχύτητας του ανέμου στο πρότυπο ύψος των 10 μ. για ανεμόμετρα ξηράς.

Πηγή: The Met Office, Observer's Handbook, 4th ed., 1982.

<i>Ενεργό ύψος ανεμομέτρου σε μέτρα</i>	<i>Διόρθωση</i>
1 – 2	+ 30%
3 – 4	+ 20%
5 – 7	+ 10%
8 – 13	χωρίς διόρθωση
14 – 22	- 10%
23 – 42	- 20%
43 - 93	- 30%

Όταν πρότυπο έκθεσης των οργάνων είναι αδύνατο να επιτευχθεί, το ανεμόμετρο μπορεί να εγκατασταθεί σε τέτοιο ύψος ώστε οι ενδείξεις του να μην επηρεάζονται πάρα πολύ από τα τοπικά εμπόδια και να αντιπροσωπεύουν όσο το δυνατόν περισσότερο τον άνεμο στα 10 μ. χωρίς την επίδραση εμποδίων. Εάν το έδαφος διαφέρει λίγο με το αζιμούθιο, μπορεί γίνει τοποθέτηση του ανεμομέτρου σε κάποιο ύψος άνω των 10 μ. που εξαρτάται από το ενεργό μήκος τραχύτητας της επιφάνειας (effective surface roughness length), z_0 , του περιβάλλοντος χώρου. Αυτό είναι, περίπου, 13 μ. για $z_0 = 0,1$ μ. και περίπου 19 μ. για $z_0 = 0,5$ μ. Ο Wieringa (1980) έδειξε ότι η πρακτική της αύξησης του ενεργού ύψους του ανεμομέτρου δεν έχει καλά αποτελέσματα εάν το έδαφος

μεταβάλλεται πολύ με το αζιμούθιο. Πλέον, υπάρχουν απλές υπολογιστικές διαδικασίες για τον προσδιορισμό της επίδρασης τοπογραφίας (Walmsley et al., 1990). Στον πίνακα 2.2 παρουσιάζονται οι διορθώσεις που πρέπει να γίνονται στη μετρούμενη τιμή ταχύτητας του επιφανειακού ανέμου, ανάλογα με το ενεργό ύψος του ανεμομέτρου.

1.3 Μελέτες σχετικά με τον επιφανειακό άνεμο

Οι ακραίες ταχύτητες ανέμου αποτελούν έχουν αρνητικές επιπτώσεις στην ανθρώπινη ασφάλεια, τις θαλάσσιες και αεροπορικές δραστηριότητες, και την ασφάλεια των υποδομών. Εκτός από τις ακραίες ταχύτητες, υπάρχουν και άλλα χαρακτηριστικά του ανέμου που μπορούν μπορεί να προκαλέσουν σημαντικές επιπτώσεις. Τάσεις στη μέση ταχύτητα του ανέμου μπορούν να επηρεάσουν τη δυνητική εξάτμιση και η οποία με τη σειρά της επηρεάζει τη διαθεσιμότητα του νερού και την ξηρασία (McVicar et al., 2008). Συνεχείς άνεμοι σε μέσα γ. πλάτη μπορούν να αυξήσουν τη στάθμη της θάλασσας σε παράκτιες περιοχές (McInnes et al., 2009), ενώ πιο μακροπρόθεσμες μεταβολές στην κατεύθυνση του ανέμου μπορούν να προκαλέσουν αλλαγές στην κλιματολογία των κυμάτων και τη σταθερότητα των ακτογραμμών (Pirazzoli and Tomasin, 2003). Οι αιολικές διεργασίες ασκούν σημαντική επίδραση στη διαμόρφωση και την εξέλιξη των άνυδρων και ημι-άνυδρων περιβαλλόντων, καθώς συνδέονται στενά με μεταβολές του εδάφους και της βλάστησης (Okin et al., 2006). Ταχεία αλλαγή στην κατεύθυνση του ανέμου μπορεί να μεταβάλλει τη θέση του μετώπου μίας δασικής πυρκαγιάς, ενώ η ίδια η φωτιά μπορεί να δημιουργήσει μία τοπική κυκλοφορία, όπως έναν ανεμοστρόβιλο (Cunningham and Reeder, 2009). Σε αντίθεση με άλλες μετεωρολογικές και κλιματικές παραμέτρους, όπως η θερμοκρασία και η βροχόπτωση, οι ακραίοι άνεμοι μελετώνται, συχνά, στο πλαίσιο των γενικότερων ακραίων φαινομένων με τα οποία συνδέονται, όπως οι τροπικοί κυκλώνες, αλλά και αυτοί των μέσων γ. πλατών, τα ισχυρά καθοδικά ρεύματα καταιγίδων, και οι ανεμοστρόβιλοι. Παρά το γεγονός ότι ο άνεμος, συχνά, δεν χρησιμοποιείται για να προσδιορίσει το ίδιο το ακραίο φαινόμενο

(Peterson et al., 2008), μπορούν να χρησιμοποιηθούν όρια ταχύτητας του ανέμου για να χαρακτηρίσει τη σφοδρότητα του φαινομένου (π.χ. η κλίμακα Saffir – Simpson για τους τροπικούς κυκλώνες). Μεταβολές των ακραίων ανέμων μπορεί να προκύψουν από τις μεταβολές στην ένταση ή τη θέση των συνδεόμενων φαινομένων ή από άλλες μεταβολές στο κλιματικό σύστημα, όπως η μετακίνηση των συστημάτων της γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας. Οι ακραίες τιμές ταχύτητας ανέμου μπορούν να προσδιοριστούν από μια σειρά μεταβλητών, όπως υψηλά ποσοστημόρια, μέγιστες τιμές για ένα ορισμένο χρονικό διάστημα (δεκαετία, έτος, εποχή κλπ.), ή μέγιστες τιμές καταιγίδων.

Η 4^η Έκθεση Αξιολόγησης (Assessment Report 4 – AR4, 2007) του IPCC δεν ασχολήθηκε ξεχωριστά με τις μεταβολές των ακραίων ανέμων, αν αναφέρονται οι μεταβολές του ανέμου στο πλαίσιο άλλων φαινομένων, όπως οι τροπικοί κυκλώνες και οι υφέσεις των μέσων γ. πλατών, και τα ωκεάνια κύματα, καταλήγοντας στο συμπέρασμα ότι έχουν ενισχυθεί οι επικρατούντες δυτικοί άνεμοι των μέσων γ. πλατών και στα δύο ημισφαίρια (Trenberth et al., 2007). Η άμεση διερεύνηση των μεταβολών στην αιολική κλιματολογία εμποδίζεται από την σπανιότητα μακροπρόθεσμων, υψηλής ποιότητας μετρήσεων του ανέμου από επίγεια ανεμόμετρα, εξαιτίας αλλαγών στα όργανα μέτρησης, στις θέσεις των μετεωρολογικών σταθμών, και στη χρήση της γης γύρω από τους σταθμούς (Cherry, 1988; Pryor et al., 2007; Jakob, 2010). Παρόλα αυτά, μια σειρά από πρόσφατες μελέτες αναφέρουν τάσεις στις μέσες και ακραίες ταχύτητες του επιφανειακού ανέμου σε διάφορες περιοχές της γης, και βασίζονται σε δεδομένα παρατηρήσεων του ανέμου και σε επαναλύσεις.

Στην περιοχή της Βόρειας Αμερικής, παρατηρήθηκε πτωτική τάση στο 50^ο και το 90^ο ποσοστημόρια της ταχύτητας του ανέμου για το μεγαλύτερο μέρος των ΗΠΑ μεταξύ 1973 – 2005 (Pryor et al., 2007), καθώς επίσης, και στο δυτικό και στο μεγαλύτερο μέρος του νοτίου Καναδά μεταξύ 1953 – 2006 (Wan et al., 2010). Τάση αύξησης της μέσης ταχύτητας του ανέμου πάνω από την Αλάσκα παρατηρήθηκε για την περίοδο 1955 – 2001 από τους Lynch et al. (2004). Οι Wan et al. (2010) παρατήρησαν τάση αύξησης της μέσης ταχύτητας στον αρκτικό Καναδά σε όλες τις εποχές και σε περιοχές του ανατολικού Καναδά την άνοιξη

και το φθινόπωρο. Οι Hundecha et al. (2008) παρατήρησαν αύξηση της ετήσιας μέγιστης ταχύτητας των ανέμων στον ανατολικό Καναδά, για την περίοδο 1979 – 2003. Στην περιοχή της Κίνας αναφέρονται αρνητικές τάσεις της μέσης μηνιαίας ταχύτητας του ανέμου και αυτής του 95^{ου} ποσοστημορίου, για την περίοδο 1969 – 2005 (Guo et al., 2011), στις μέσες ημερήσιες ταχύτητες της περιόδου 1956 – 2004 από τους Jiang et al. (2010), και στο μέσο άνεμο στα 2 μ. πάνω από το οροπέδιο του Θιβέτ, για την περίοδο 1966 – 2003 (Y. Zhang et al., 2007), επιβεβαιώνοντας προηγούμενα αποτελέσματα των Xu et al. (2006) που έδειχναν πτωτικές τάσεις στους μέσους και ισχυρούς επιφανειακούς ανέμους. Στην Ευρώπη, διαπιστώθηκε πτωτική τάση των ακραίων ανέμων της περιόδου 1962 – 2002 από τους Smits et al. (2005). Οι Pirazolli και Tomasin (2003) ανέφεραν μια γενική πτωτική τάση, τόσο στη μέση ετήσια, όσο και στην ετήσια μέγιστη ταχύτητα, από το 1951 έως τα μέσα της δεκαετίας του '70 και τάση αύξησης από τότε, από παρατηρήσεις στην περιοχή της κεντρικής Μεσογείου. Παρόμοια με τις, κυρίως, πτωτικές τάσεις του επιφανειακού ανέμου που βρέθηκαν από μελέτες για το βόρειο ημισφαίριο, οι Vautard et al. (2010) διαπίστωσαν, επίσης, κυρίως πτωτικές τάσεις στις βόρειες περιοχές των ηπειρωτικών μέσων γ. πλατών, με τη μείωση στους ακραίους ανέμους να είναι μεγαλύτερη από αυτή στη μέση ταχύτητα. Στο νότιο ημισφαίριο, οι McVicar et al. (2008) ανέφεραν μείωση στη μέση ταχύτητα ανέμου (στα 2 μ.) στο 88% της Αυστραλίας για την περίοδο 1975 – 2006 και θετικές τάσεις σε, περίπου, 12% του εσωτερικού της ηπείρου και των νοτίων και ανατολικών παράκτιων περιοχών, συμπεριλαμβανομένης και της Τασμανίας. Στην Ανταρκτική, αναφέρονται αυξητικές τάσεις στη μέση ταχύτητα του ανέμου κατά το δεύτερο μισό του 20^{ου} αιώνα (Turner et al., 2005). Με εξαίρεση τις ισχυρές τάσεις μείωσης στην Κίνα, οι μελέτες στις περισσότερες περιοχές είναι πολύ λίγες ώστε να συναχθούν ισχυρά συμπεράσματα για την μεταβολή της ταχύτητας του ανέμου και ακόμα λιγότερες μελέτες έχουν ασχοληθεί με μεταβολές των ακραίων. Κάποιες μελέτες αναφέρουν αντίθετες τάσεις μεταξύ δεδομένων από ανεμόμετρα και δεδομένων από επαναναλύσεις σε μερικές περιοχές (Smits et al., 2005; McVicar et al., 2008; Vautard et al., 2010). Ωστόσο, συγκρίσεις των δεδομένων ανεμομέτρων σε ύψος 10 μ. ή και μικρότερο

με δεδομένα επιφανειακού ανέμου στα 10 μ. τα οποία δεν μπορούν να αναλύσουν περίπλοκα χαρακτηριστικά της γήινης επιφάνειας, είναι προβληματική.

Η βεβαιότητα για τις μελλοντικές αλλαγές των ανέμων στην Ευρώπη παραμένει σχετικά χαμηλή. Αρκετές μελέτες με χρήση κλιματικών μοντέλων (Zwiers and Kharin, 1998; Knippertz et al., 2000. Leckebusch and Ulbrich, 2004; Pryor et al., 2005; Van den Hurk et al., 2006) έχουν δείξει αύξηση των μέσων και/ή ακραίων ταχυτήτων του επιφανειακού ανέμου στη βόρεια και/ή την κεντρική Ευρώπη, ωστόσο, μερικές μελέτες δείχνουν παρουσιάζουν αντίθετα αποτελέσματα (Pryor et al., 2005). Οι μεταβολές τόσο στις μέσες, όσο και στις ακραίες ταχύτητες του επιφανειακού ανέμου μπορεί να παρουσιάζουν εποχιακή μεταβλητότητα, όμως οι λεπτομέρειες αυτής της μεταβλητότητας φαίνεται εξαρτάται από τη χρήση του εκάστοτε μοντέλου (Raisanen et al., 2004; Rockel and Woth, 2007).

Ένας βασικός παράγοντας είναι η μεταβολή της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας μεγάλης κλίμακας (Raisanen et al., 2004; Leckebusch et al., 2007). Προσομοιώσεις με αυξημένη βαροβαθμίδα βορρά – νότου κατά μήκος της Βόρειας Ευρώπης δείχνει ισχυρότερους ανέμους στη Βόρεια Ευρώπη, εξαιτίας, τόσο της μεγαλύτερης βαροβαθμίδας, όσο και της μετατόπισης της κυκλωνικής δραστηριότητας βορειότερα. Αντίθετα, αυτή η μετατόπιση της κυκλωνικής δραστηριότητας τείνει να αποδυναμώσει του ανέμους στην περιοχή της Μεσογείου. Από την άλλη πλευρά, οι προσομοιώσεις με μικρή μεταβολή της βαροβαθμίδας τείνουν να εμφανίζουν μόνο μικρές αλλαγές στη μέση ταχύτητα του επιφανειακού ανέμου. Με βάση τις περισσότερες από τις μελλοντικές προβολές της μεταβολής της πίεσης, είναι πιθανό η μεταβολή του επιφανειακού ανέμου να είναι μεταξύ των δύο παραπάνω περιπτώσεων.

Οι ακραίες ταχύτητες του επιφανειακού ανέμου στην Ευρώπη συνδέονται, ως επί το πλείστον, με την ισχυρή κυκλωνική δραστηριότητα κατά το χειμώνα (Leckebusch and Ulbrich, 2004), η εμφάνιση των οποίων σχετίζεται μόνο έμμεσα με τη μέση κυκλοφορία. Παρόλα αυτά, τα μοντέλα δείχνουν μία γενική ομοιότητα μεταξύ των μεταβολών στις μέσες και ακραίες ταχύτητες του ανέμου (Knippertz et

al., 2000; Raisanen et al., 2004). Γενικά, στα περισσότερα περιοχικά κλιματικά μοντέλα, η προσομοιωμένες ακραίες ταχύτητες του επιφανειακού ανέμου πάνω από την ξηρά τείνουν να είναι πολύ χαμηλές.

Μετά την AR4, νέες μελέτες έχουν επικεντρωθεί στις μελλοντικές μεταβολές των ανέμων. Οι McInnes et al. (2011) παρουσίασαν χάρτες μεταβολών του επιφανειακού ανέμου, μεταξύ των περιόδων 1981 – 2000 και 2081 - 2100, από ένα σύνολο 19 μοντέλων (ensemble), όπου έδειξαν συμφωνία πολλών μοντέλων όσο αναφορά στις διαφορές της μέσης ταχύτητας και εκείνης του 99^{ου} ποσοστημορίου. Αυτά δείχνουν αύξηση των μέσων ταχυτήτων των ανέμων πάνω από την Ευρώπη, σε περιοχές της κεντρικής και βόρειας Αμερικής, στο τροπικό Νότιο Ειρηνικό, και στο Νότιο Ωκεανό. Μείωση των μέσων ανέμων εμφανίζεται κατά μήκος του ισημερινού αντικατοπτρίζοντας επιβράδυνση στην κυκλοφορία Walker (Collins et al., 2010). Επίσης, μείωση των μέσων ανέμων εμφανίζεται και στις περιοχές των υποτροπικών ράχων των δύο ημισφαιρίων, που σε συνδυασμό με την ενίσχυση των ανέμων σε μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη, αντανakλά τη μετατόπιση των τροχιών των υφέσεων των μέσων γ. πλατών βορειότερα. Επίσης, είναι εμφανείς εποχιακές διαφορές με πιο εκτεταμένες μέσες αυξήσεις της ταχύτητας του επιφανειακού ανέμου στην Αρκτική και σε τμήματα του Βόρειου Ειρηνικού το χειμώνα και μειώσεις στο μεγαλύτερο μέρος του Βόρειου Ειρηνικού μεταξύ Ιανουαρίου – Απριλίου. Οι μεταβολές στο 99^ο εκατοστημόριο της ταχύτητας δείχνουν πτώση στις περισσότερες περιοχές των ωκεανών, εκτός από το Βόρειο Ειρηνικό, τον Αρκτικό και το Νότιο Ωκεανό νότια των 40° S για το χειμώνα, το νότιο Ειρηνικό μεταξύ 10 – 25° S για Ιανουάριο - Απρίλιο, και το Νότιο Ωκεανό νότια από 50° S για το ίδιο διάστημα. Αυξήσεις στο 99^ο εκατοστημόριο παρουσιάζονται πάνω από την Αρκτική και σε μεγάλα τμήματα της ξηράς στο βόρειο ημισφαίριο το χειμώνα και στην Αφρική, τη βόρεια Αυστραλία και την κεντρική και τη νότια Αμερική στην μεταξύ Ιανουαρίου – Απριλίου. Ωστόσο, το σχετικά μικρό πλήθος μελετών των μελλοντικών προβολών ακραίων ανέμων, σε συνδυασμό με τις αδυναμίες στην προσομοίωση των ακραίων ανέμων, τα διαφορετικά μοντέλα, τις διαφορετικές περιοχές και την ποικιλία των μεθόδων που χρησιμοποιούνται για την ανάπτυξη των μελλοντικών

προβολών, έχουν ως αποτέλεσμα την αβεβαιότητα στις προβλέψεις των μεταβολών των ισχυρών ανέμων.

Εκτός από τις μελέτες που χρησιμοποιούν Παγκόσμια Κλιματικά Μοντέλα (Global Climate Models – GCMs) υπήρξαν και αρκετές πρόσφατες μελέτες που χρησιμοποιούν Περιοχικά Κλιματικά Μοντέλα (Regional Climate Models – RCMs). Εκείνες που εστιάζουν στην Ευρώπη (π.χ., Beniston et al., 2007; Rockel and Woth, 2007; Haugen and Iversen, 2008; Rauthe et al., 2010) παρουσιάζουν, επίσης, μια γενική αύξηση των ακραίων ανέμων στη βόρεια Ευρώπη, παρά το εύρος των διαφορετικών μοντέλων δυναμικού υποβιβασμού κλίμακας που χρησιμοποιούνται, των διαφορετικών GCMs και των διαφορετικών μονάδων μέτρησης για την ποσοτικοποίηση των ακραίων ανέμων. Από τις προσομοιώσεις των RCMs φαίνεται πως οι μικρής κλίμακας πολικές υφέσεις που σχηματίζονται βόρεια των 60° ελαττώνονται σε συχνότητα, υπό διαφορετικά σενάρια εκπομπών. Πιθανώς, αυτό σχετίζεται με αύξηση της σταθερότητας πάνω από την περιοχή λόγω τη ταχύτερης αύξησης της θερμοκρασίας της μέσης τροπόσφαιρας σε σχέση με την αύξηση θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας (Zahn and von Storch, 2010). Για άλλες περιοχές του κόσμου ο αριθμός των μελετών είναι αρκετά περιορισμένος. Στην Κίνα, οι Jiang et al. (2010), βασιζόμενοι σε δύο RCMs με διαφορετικά μητρικά GCMs, εκτιμούν μείωση στην μέση ετήσια και τη μέση χειμερινή ταχύτητα του ανέμου,. Στη Βόρεια Αμερική, ο στατιστικός υποβιβασμός κλίμακας τεσσάρων GCMs πάνω από πέντε αεροδρόμια στις βορειοδυτικές ΗΠΑ, έδειξε μειώσεις των ταχυτήτων του ανέμου του καλοκαίρι και μεταβολές με μεγαλύτερη αβεβαιότητα το χειμώνα (Sailor et al., 2008).

Γενικά, η βεβαιότητα για τις μεταβολές του επιφανειακού ανέμου πάνω από την ξηρά και τους ωκεανούς είναι μικρή, κάτι που οφείλεται σε αβεβαιότητες όσο αφορά στις βάσεις δεδομένων και τις μεθόδους μέτρησης που χρησιμοποιούνται.

2 Δεδομένα

Για τη μελέτη χρησιμοποιούνται δεδομένα διεύθυνσης και ταχύτητας επιφανειακού ανέμου από δύο βάσεις δεδομένων. Η πρώτη είναι η Integrated Surface Database (ISD) του National Climatic Data Center (NCDC) του National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) και περιλαμβάνει δεδομένα παρατηρήσεων μετεωρολογικών σταθμών (Διαδικτυακή ιστοσελίδα: <http://www.ncdc.noaa.gov/data-access/land-based-station-data/land-based-datasets/integrated-surface-database-isd>). Η δεύτερη αποτελείται από δεδομένα του Περιοχικού Κλιματικού Μοντέλου *Regional Climate Model 3 – RegCM3* του *International Centre for Theoretical Physics – ICTP*. Η χρήση του RegCM3 γίνεται στο πλαίσιο για την παροχή των δεδομένων του επιφανειακού ανέμου γίνεται στα πλαίσια του έργου ΘΑΛΗΣ – ΑΠΘ «Επίδραση της κλιματικής αλλαγής στη στάθμη και το κυματικό κλίμα των ελληνικών θαλασσών, στην τρωτότητα των παράκτιων περιοχών και στην ασφάλεια θαλάσσιων και παράκτιων έργων» (Διαδικτυακή ιστοσελίδα: <http://www.thalis-ccseawavs.web.auth.gr>). Τα δεδομένα του μοντέλου παράγονται μετά από εφαρμογή δυναμικού υποβιβασμού της κλίμακας τους σε οριζόντια χωρική διακριτοποίηση 10 km.

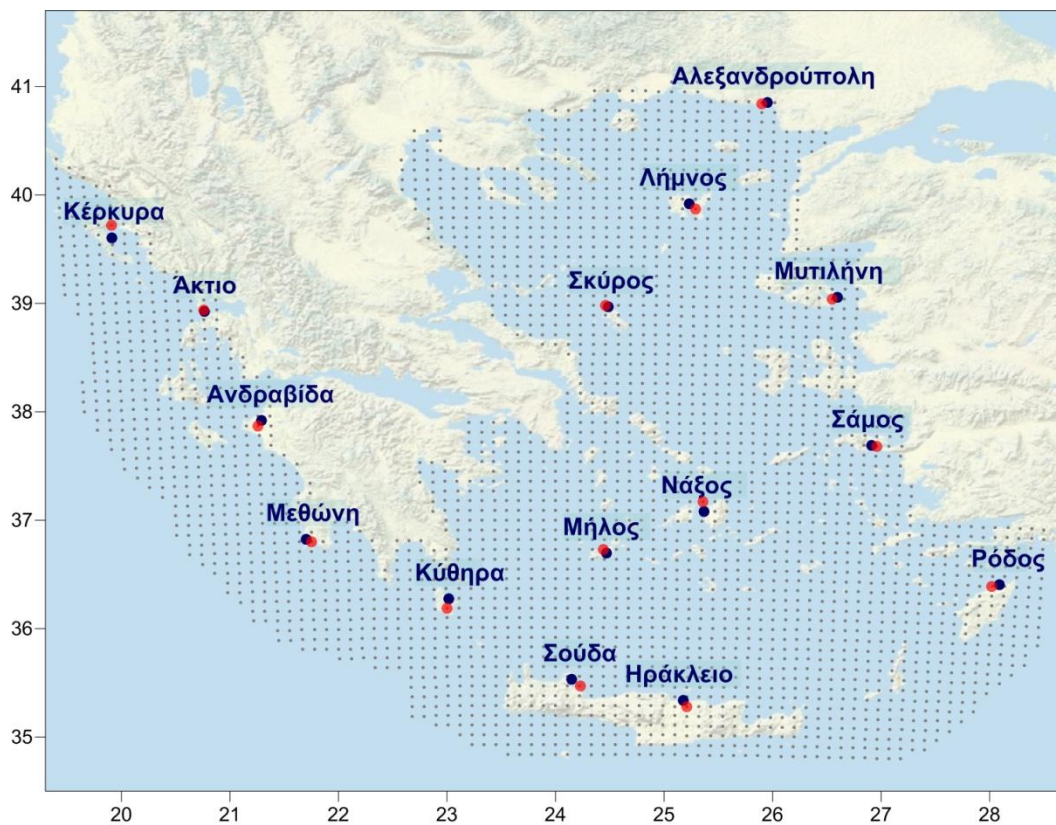
Τα δεδομένα του επιφανειακού ανέμου αφορούν μεταβλητό ύψος από την επιφάνεια του εδάφους για τις παρατηρήσεις των μετεωρολογικών σταθμών και ύψος 10 μέτρων από την επιφάνεια του εδάφους ή της θάλασσας για τα σημεία πλέγματος του RegCM3. Τα δεδομένα της διεύθυνσης του ανέμου αφορούν στην αζιμούθια γωνία από το βορρά της οριζόντιας συνιστώσας του διανύσματος του ανέμου, μετρούμενη κατά τη φορά των δεικτών του ρολογιού. Τα δεδομένα της ταχύτητας του ανέμου αφορούν το μέτρο της οριζόντιας συνιστώσας του διανύσματος του ανέμου σε m/s.

Τα δεδομένα των σταθμών από την ISD είναι ανά 3ωρο (8 ανά ημέρα) και αυτά του μοντέλου ανά 6ωρο (4 ανά ημέρα). Από την επεξεργασία αυτών προκύπτουν οι μέσες ημερήσιες τιμές, τόσο για τη διεύθυνση, όσο και για την ταχύτητα. Για την εύρεση της μέσης ημερήσιας διεύθυνσης υπολογίζεται η συνισταμένη των διανυσμάτων του ανέμου από τις υπάρχουσες παρατηρήσεις,

ενώ η μέση ημερήσια ταχύτητα υπολογίζεται ως ο μέσος όρος των μέτρων της ταχύτητας από τις υπάρχουσες παρατηρήσεις.

Τα δεδομένα της ISD που χρησιμοποιούνται αφορούν 21 έτη, 1980 – 2000 (περίοδος αναφοράς). Τα δεδομένα του μοντέλου RegCM3 αφορούν τη περίοδο αναφοράς, καθώς, επίσης, και δύο μελλοντικές περιόδους, 2030 – 2050 και 2080 – 2100.

Περιοχή μελέτης αποτελούν οι ελληνικές θάλασσες, χωρίς να συμπεριλαμβάνονται κάποιες από τις πιο κλειστές. Χρησιμοποιούνται δεδομένα επιφανειακού ανέμου από 15 νησιωτικούς και παράκτιους μετεωρολογικούς σταθμούς και από 3142 σημεία πλέγματος του RegCM3. Οι θέσεις τους παρουσιάζονται στο Σχήμα 2.1.



Σχήμα 2.1 Θέσεις των 15 μετεωρολογικών σταθμών (μπλε) και των 3142 σημείων πλέγματος του RegCM3 (γκρι) και των 15 γειτονικών των σταθμών σημείων πλέγματος (κόκκινο).

2.1 Η Integrated Surface Database – ISD

Η ISD αποτελείται από ωριαίες και συνοπτικές παγκόσμιες παρατηρήσεις που αποκτώνται από πολυάριθμες πηγές και συγκεντρώνονται σε μία κοινή φόρμα ASCII και ένα κοινό μοντέλο δεδομένων. Η βάση δεδομένων περιλαμβάνει πάνω από 20.000 σταθμούς σε όλο τον κόσμο, με κάποιους να έχουν δεδομένα ήδη από το 1901. Αυτή τη στιγμή υπάρχουν πάνω από 11.000 σταθμοί που είναι ενεργοί και ενημερώνεται καθημερινά στη βάση δεδομένων. Η ISD περιλαμβάνει πολλές παραμέτρους, όπως ταχύτητα και διεύθυνση ανέμου, ριπές ανέμου, θερμοκρασία, σημείο δρόσου, ύψος βροχόπτωσης, νεφικά δεδομένα, πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας, ορατότητα και διάφορα άλλα στοιχεία όπως παρατηρούνται από κάθε σταθμό.

2.2 Το μοντέλο RegCM

2.2.1 Ατμοσφαιρικό μοντέλο γενικής κυκλοφορίας ECHAM5

Στο RegCM3 χρησιμοποιήθηκε ως γονέας το ατμοσφαιρικό μοντέλο γενικής κυκλοφορίας ECHAM που αναπτύχθηκε στο *Max Planck Institute (MPI) for Meteorology*. Προέρχεται από μία πρώιμη έκδοση του παγκόσμιου προγνωστικού αριθμητικού μοντέλου που αναπτύχθηκε στο *European Centre for Medium Range Weather Forecasts – ECMWF* και από τότε εξελίσσεται συνεχώς από το MPI. Το όνομα του μοντέλου προέρχεται από το συνδυασμό της προέλευσής του (EC για το ECMWF) και την περιοχή όπου αναπτύχθηκε το πακέτο παραμετροποιήσεων του (HAM για Hamburg). Το ECHAM5 αποτελεί την 5η γενιά του μοντέλου. Χρησιμοποιείται για τη μελέτη των επιπτώσεων των μεταβολών στην οριζόντια και την κατακόρυφη ανάλυση του μέσου εποχιακού κλίματος. Το μοντέλο αναλύει την ατμόσφαιρά με ακρίβεια έως 10 hPa για μελέτη της τροπόσφαιρας και έως 0,01 hPa για μελέτη της στρατόσφαιρας έως και της κατώτερης μεσόσφαιρας (www.mpimet.mpg.de/).

2.2.2 To ReGCM

Το RegCM είναι το πρώτο μοντέλο περιορισμένης περιοχής (Limited Area Model – LAM) που αναπτύχθηκε για μακράς διάρκειας προσομοιώσεις περιοχικού κλίματος, έχει συμμετάσχει σε πολλές μελέτες αλληλοσύγκρισης περιοχικών μοντέλων, και έχει εφαρμοστεί σε ένα μεγάλο εύρος περιοχικών κλιματικών μελετών (Giorgi and Mearns 1999, Giorgi et al. 2006).

Το σύστημα του RegCM αποτελεί ένα ‘μοντέλο κοινότητας’ (community model), δηλαδή, είναι σχεδιασμένο για χρήση από μία ποικιλόμορφη κοινότητα, αποτελούμενη από επιστήμονες τόσο σε βιομηχανοποιημένες χώρες, αλλά και σε αναπτυσσόμενες (Pal et al. 2007). Έτσι, έχει σχεδιαστεί ώστε να είναι ελεύθερο, ανοιχτού κώδικα και φιλικό προς το χρήστη ώστε να μπορεί να εφαρμοστεί σε οποιαδήποτε περιοχή. Υποστηρίζεται μέσω του Regional Climate research NETwork (RegCNET), ένα εκτενές δίκτυο επιστημόνων που συντονίζεται από το τμήμα Earth System Physics του Abus Salam International Centre for Theoretical Physics (ICTP), και προωθεί την ανάπτυξη προηγμένων μελετών και ερευνών στις αναπτυσσόμενες χώρες, κάτι που αποτελεί έναν από τους κύριους σκοπούς του ICTP.

Η ιδέα της χρήσης Μοντέλων Περιορισμένης Περιοχής (Limited Area Models – LAMs) προτάθηκε αρχικά από τους Dickinson et al. (1989) και Giorgi (1990) και βασιζόταν στη μέθοδο της μονόδρομης εμφώλευσης (one-way nesting). Με τη μέθοδο αυτή τα μετεωρολογικά πεδία μεγάλης κλίμακας που παράγονται από τρεξίματα ενός Παγκόσμιου Κλιματικού Μοντέλου (Global Climate Model – GCM) παρέχουν αρχικές και χρονικά εξαρτώμενες μετεωρολογικές πλευρικές οριακές συνθήκες για προσομοιώσεις υψηλής ανάλυσης Περιοχικών Κλιματικών Μοντέλων (Regional Climate Models – RCMs). Η διαδικασία αυτή γίνεται χωρίς να συμβαίνει ανατροφοδότηση του RCM στο GCM.

Η πρώτη γενιά NCAR – RegCM (National Center for Atmospheric Research – RegCM) σχεδιάστηκε με βάση την 4^η έκδοση του Μέσης Κλίμακας Μοντέλου (Mesoscale Model version 4 - MM4) του NCAR – Pennsylvania State University στα τέλη της δεκαετίας του 1980. Το δυναμικό κομμάτι του μοντέλου προερχόταν

από το MM4, το οποίο είναι συμπιεστό, περατών διαφορών μοντέλο με υδροστατική ισορροπία και σίγμα (σ) κατακόρυφη συντεταγμένη. Αργότερα, προστέθηκε η χρήση ενός σχήματος χρονικής διακριτοποίησης με άμεσο τρόπο (split-explicit time integration scheme) καθώς και ένας αλγόριθμος μείωσης της οριζόντιας διάχυσης υπό την παρουσία απότομων μεταβολών της τοπογραφίας (Giorgi et al. 1993a,b).

Για την εφαρμογή του MM4 σε κλιματικές μελέτες, αντικαταστάθηκαν κάποιες από τις παραμετροποιήσεις της φυσικής, κυρίως στους τομείς της μεταφοράς ακτινοβολίας και της επιφάνειας του εδάφους, ώστε να δημιουργηθεί η πρώτη γενιά του RegCM (Dickinson et al. 1989, Giorgi 1990). Αυτή περιείχε το Σχήμα Μεταφοράς Βιόσφαιρας – Ατμόσφαιρας (Biosphere – Atmosphere Transfer Scheme – BATS) (Dickinson et al. 1986), για την αναπαράσταση των διεργασιών στην επιφάνεια, το σχήμα μεταφοράς ακτινοβολίας της 1^{ης} έκδοσης του Community Climate Model (CCM1), ένα σχήμα τοπικού οριακού στρώματος μέσης χωρικής διακριτοποίησης, το σχήμα κατακόρυφης ανάπτυξης τύπου Kuo (Anthes 1977) και το άμεσο σχήμα υγρασίας (Hsie et al. 1984).

Η πρώτη κύρια αναβάθμιση της φυσικής του μοντέλου και των αριθμητικών σχημάτων καταγράφηκε από τους Giorgi et al. (1993a,b) και οδήγησε στη 2^η γενιά του μοντέλου, το RegCM2. Η φυσική του RegCM2 βασιζόταν σε αυτή του NCAR – Community Climate Model version 2 (CCM2) (Hack et al. 1993) και του MM5 (Grell et al. 1994). Συγκεκριμένα, για τους υπολογισμούς της ακτινοβολίας χρησιμοποιήθηκε το πακέτο μεταφοράς ακτινοβολίας του CCM2 (Briegleb 1992), το σχήμα του μη τοπικού οριακού στρώματος των Holstlag et al. (1990) αντικατέστησε το παλαιότερο σχήμα, προστέθηκε ως επιλογή το σχήμα ροής μάζας νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης (Grell et al 1993), και συμπεριλήφθηκε η τελευταία έκδοση του BATS (BATS1E) (Dickinson et al. 1993).

Τα τελευταία χρόνια έγιναν διαθέσιμα για χρήση κάποια νέα σχήματα φυσικής, που βασίζονται, κυρίως, στα αντίστοιχα σχήματα της τελευταίας έκδοσης του CCM (CCM3) (Kiehl et al. 1996). Αρχικά, το πακέτο της μεταφοράς ακτινοβολίας του CCM2 αντικαταστάθηκε από αυτό του CCM3. Στο πακέτο του CCM2 λαμβάνονταν υπόψη από το μοντέλο οι επιδράσεις των H_2O , O_3 , O_2 , CO_2

και των νεφών. Η μεταφορά της ηλιακής ακτινοβολίας υπολογιζόταν με την προσέγγιση δ-Eddington και η ακτινοβολία των νεφών εξαρτιόταν από τρεις παραμέτρους των νεφών: τη νεφοκάλυψη, το περιεχόμενο νερό των νεφών και την ενεργή ακτίνα των υδροσταγόνων. Το σχήμα του CCM3 διατηρεί τη δομή του CCM2, όμως, συμπεριλαμβάνει καινούρια χαρακτηριστικά, όπως την επίδραση επιπρόσθετων θερμοκηπικών αερίων (NO_2 , CH_4 , CFCs), ατμοσφαιρικών αερολυμάτων και νεφικών παγοκρυστάλλων.

Οι άλλες μεγάλες αλλαγές συναντώνται σε ότι αφορά τα νέφη και τις διαδικασίες της βροχόπτωσης. Το αρχικό άμεσο σχήμα υγρασίας των Hsie et al. (1984) είχε πολύ μεγάλες υπολογιστικές απαιτήσεις για κλιματική εφαρμογή και αντικαταστάθηκε από μία απλοποιημένη έκδοση. Αυτή περιείχε μία προγνωστική εξίσωση για το νερό που υπάρχει στο νέφος, η οποία αντιπροσωπεύει τη συμπύκνωση του νερού του νέφους, την οριζόντια μεταφορά και ανάμειξη από τυρβώδεις κινήσεις, την εξάτμιση σε συνθήκες μη κορεσμού, και τη μετατροπή σε βροχή μέσω ενός όρου αυτομετατροπής. Η βασική καινοτομία αυτού του σχήματος δεν εντοπίζεται στην απλοποιημένη μικροφυσική, αλλά στο γεγονός ότι η μεταβλητή του νερού των νεφών χρησιμοποιείται άμεσα στους υπολογισμούς της νεφικής ακτινοβολίας. Στις προηγούμενες εκδόσεις του μοντέλου, οι μεταβλητές του νερού των νεφών για τους υπολογισμούς της ακτινοβολίας διαγιγνώσκονταν με βάση την τοπική σχετική υγρασία. Αυτό το καινούριο χαρακτηριστικό προσθέτει ένα πολύ σημαντικό και εκτεταμένο στοιχείο αλληλεπίδρασης μεταξύ του προσομοιωμένου υδρολογικού κύκλου και των υπολογισμών του ενεργειακού ισοζυγίου.

Ως αποτέλεσμα ο πυρήνας της δυναμικής του RegCM είναι παρόμοιος με αυτόν της υδροστατικής έκδοσης του Μέσης Κλίμακας Μοντέλου 5 (MM5) (Grell et al. 1994). Έτσι, το RegCM3 αποτελεί ένα 3-διάστατο, υδροστατικό, συμπιεστό, κατακόρυφης συντεταγμένης σίγμα, πρωταρχικών εξισώσεων περιοχικό μοντέλο, που τρέχει σε Arakawa-B πλέγμα, με τις μεταβλητές του ανέμου και τις θερμοδυναμικές μεταβλητές να εναλλάσσονται οριζοντίως με τη χρήση ενός σχήματος χρονικής διακριτοποίησης με άμεσο τρόπο.

2.2.2.1 Συνιστώσες του μοντέλου

Το σύστημα μοντελοποίησης του RegCM αποτελείται από 4 συνιστώσες: Έδαφος (terrain), ICBC, RegCM, και μετεπεξεργαστής (postprocessor). Το έδαφος και το ICBC αποτελούν τα δύο μέρη του προεπεξεργαστή (preprocessor). Οι μεταβλητές της γήινης επιφάνειας (συμπεριλαμβανομένων του υψομέτρου, της χρήσης γης και της θερμοκρασίας στην επιφάνεια της θάλασσας) και τα τρισδιάστατα ισοβαρικά μετεωρολογικά δεδομένα προκύπτουν οριζοντίως από παρεμβολή από ένα πλέγμα (mesh) γεωγραφικού πλάτους και μήκους σε ένα υψηλής ανάλυσης πεδίο ορισμού (domain) σε κάποια από τις χαρτογραφικές προβολές: Περιστρεμμένη (και Κανονική) Μερκατορική, σύμμορφη Lambert, ή Πολική Στερεογραφική. Πραγματοποιείται κατακόρυφη παρεμβολή από επίπεδα πίεσης στο σύστημα συντεταγμένης σ του RegCM, η οποία περιγράφεται παρακάτω. Οι σ επιφάνειες κοντά στο έδαφος ακολουθούν την τοπογραφία, ενώ στα ανώτερα επίπεδα προσεγγίζουν τις ισοβαρικές επιφάνειες (σχήμα 2.2).

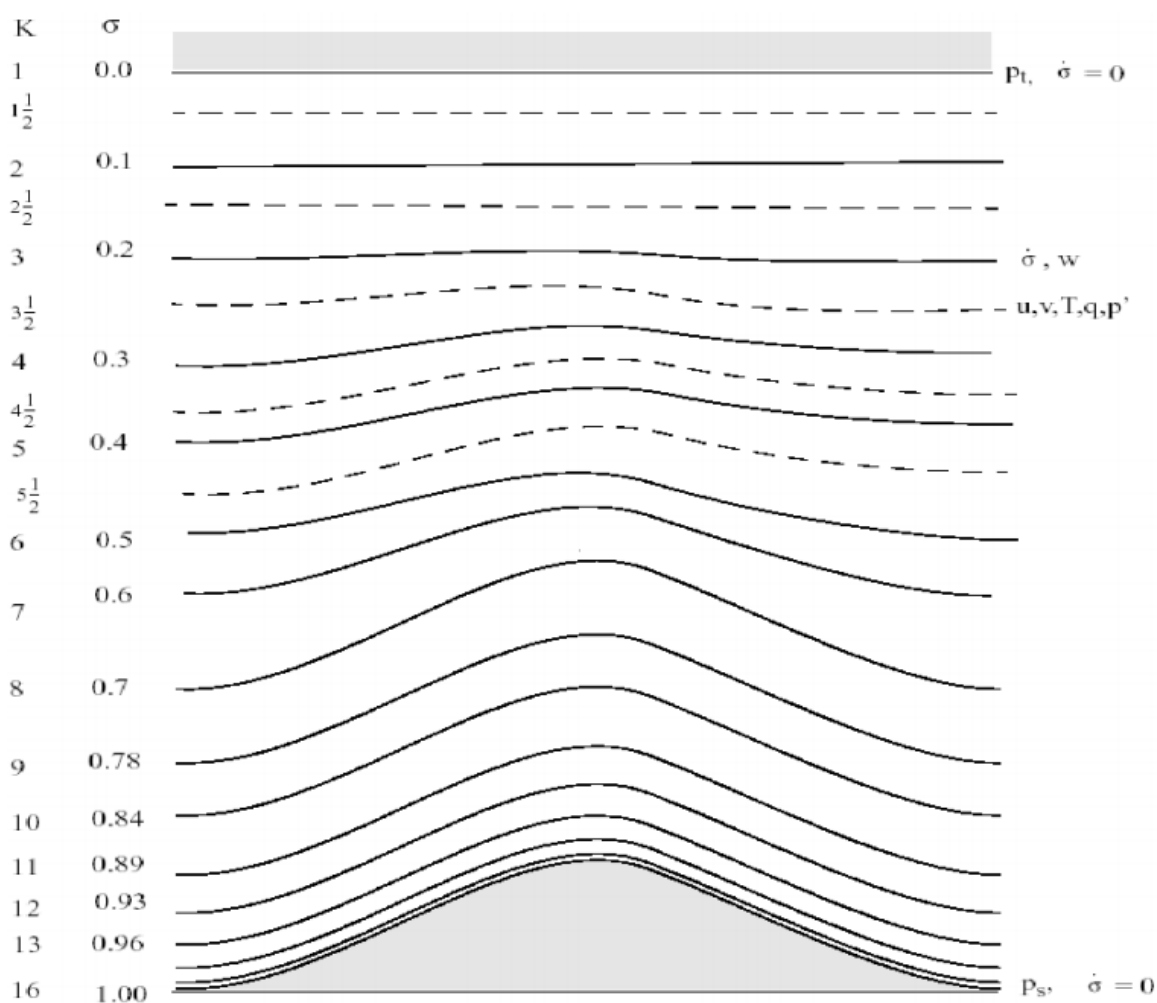
Εφ' όσον η οριζόντια και κατακόρυφη διακριτική ικανότητα και το μέγεθος του πεδίου ορισμού μπορούν να ποικίλλουν, τα προγράμματα του πακέτου μοντελοποίησης χρησιμοποιούν παραμετροποιημένες διαστάσεις οι οποίες απαιτούν ένα μεταβλητό ποσό της βασικής μνήμης, με τον απαιτούμενο χώρο αποθήκευσης στο σκληρό δίσκο να μεταβάλλεται αντίστοιχα.

2.2.2.2 Οριζόντιο και κατακόρυφο πλέγμα

Συνήθως, το σύστημα μοντελοποίησης δέχεται και αναλύει τα δεδομένα του σε επιφάνειες πίεσης, όμως θα πρέπει να παρεμβληθούν στην κατακόρυφη συντεταγμένη του μοντέλου προτού εισαχθούν σε αυτό. Η κατακόρυφη συντεταγμένη ακολουθεί την τοπογραφία (σχήμα 2.2), δηλαδή, τα χαμηλότερα επίπεδα του πλέγματος ακολουθούν το σχηματισμό του εδάφους, ενώ η υψηλότερη επιφάνεια είναι οριζόντια. Οι ενδιάμεσες επιφάνειες γίνονται σταδιακά πιο επίπεδες προς τα πάνω καθώς η πίεση μειώνεται προς την κορυφή του μοντέλου. Για τον προσδιορισμό των επιπέδων του μοντέλου χρησιμοποιείται η αδιάστατη σ επιφάνεια, όπου p είναι η πίεση του επιπέδου, p_t μία προσδιορισμένη σταθερή πίεση στην κορυφή, και p_s είναι η πίεση στην επιφάνεια.

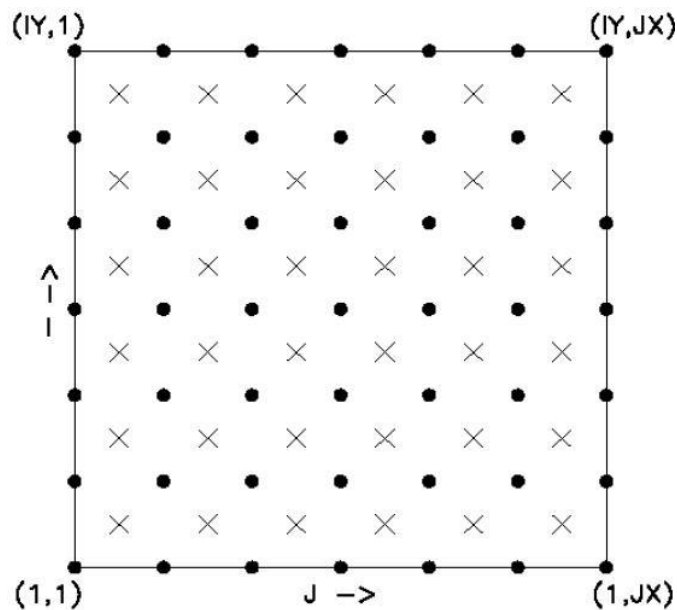
$$\sigma = \frac{(p - p_t)}{(p_s - p_t)}$$

Όπως φαίνεται από την παραπάνω εξίσωση και από το σχήμα 2.2, η σ ισούται με μηδέν στην κορυφή και με τη μονάδα στην επιφάνεια του εδάφους, και κάθε επίπεδο του μοντέλου ορίζεται από μία τιμή της σ . Η κατακόρυφη διακριτική ικανότητα του μοντέλου ορίζεται από μία σειρά τιμών μεταξύ 0 και 1, οι οποίες δεν είναι απαραίτητο να ισαπέχουν. Συνήθως, η διακριτική ικανότητα μέσα στο οριακό στρώμα είναι πολύ καλλίτερη από ότι υψηλότερα, ενώ το πλήθος των επιπέδων μπορεί να ποικίλει.



Σχήμα 2.2 Σχηματική αναπαράσταση της κατακόρυφης δομής του μοντέλου. Παρουσιάζονται 16 κατακόρυφα στρώματα. Οι διακεκομμένες γραμμές δηλώνουν ενδιάμεσα επίπεδα σ και οι συνεχείς γραμμές κανονικά επίπεδα σ . (Προσαρμογή από το PSU/NCAR Mesoscale Modeling System Tutorial Class Notes and User's Guide).

Στο οριζόντιο πλέγμα οι συνιστώσες του ανέμου (u και v) εναλλάσσονται με τις μονόμετρες μεταβλητές με βάση το Arakawa-Lamb B πρότυπο. Αυτό απεικονίζεται στο σχήμα 2.3, όπου οι μονόμετρες μεταβλητές (T , q , p , κλπ.) ορίζονται στο κέντρο των κελιών (συμβολίζονται με x), ενώ η ζωνική και η μεσημβρινή συνιστώσα του ανέμου παρατίθενται στις γωνίες (συμβολίζονται με κουκίδες). Όταν εισάγονται δεδομένα στο μοντέλο οι προεπεξεργαστές εκτελούν τις απαραίτητες παρεμβολές ώστε να διασφαλίζεται η συνέπεια με το πλέγμα.



Σχήμα 2.3 Αναπαράσταση του οριζόντιου πλέγματος Arakawa B με τα εναλλασσόμενα σημεία των μονόμετρων μεταβλητών (x) και των οριζόντιων συνιστωσών του ανέμου ($\bullet$).

Όλες οι παραπάνω μεταβλητές ορίζονται στο μέσο κάθε στρώματος της κατακόρυφης του μοντέλου (ενδιάμεσα επίπεδα - half levels) τα οποία απεικονίζονται με διακεκομμένες γραμμές στο σχήμα 2.2. Η κατακόρυφη ταχύτητα ορίζεται στα κανονικά επίπεδα (full levels). Για τον ορισμό των σίγμα επιπέδων χρησιμοποιούνται τα κανονικά επίπεδα, συμπεριλαμβανομένων των επιπέδων για $\sigma = 0$ και 1 . Έτσι, το πλήθος των στρωμάτων είναι πάντα ένα λιγότερο από το πλήθος των επιπέδων σ .

2.2.2.3 Χαρτογραφικές προβολές και παράγοντες κλίμακας

Το σύστημα μοντελοποίησης παρέχει την επιλογή μεταξύ τεσσάρων χαρτογραφικών προβολών. Η σύμμορφη Lambert (Lambert conformal) είναι κατάλληλη για τα μέσα γεωγραφικά πλάτη, η Πολική Στερεογραφική (Polar Stereographic) για τα μεγάλα γ. πλάτη, η Κανονική Μερκατορική (Normal Mercator) για τα μικρά γ. πλάτη, ενώ η Περιστρεμμένη Μερκατορική (Rotated Mercator) παρέχεται ως μία επιπλέον επιλογή. Οι διευθύνσεις x και y στο μοντέλο δεν αντιστοιχούν σε διευθύνσεις ανατολής – δύσης και βορρά – νότου, εκτός από ότι την κανονική μερκατορική προβολή και, έτσι, ο παρατηρούμενος άνεμος πρέπει υποστεί περιστροφή στο πλέγμα του μοντέλου, με τις συνιστώσες u και v του μοντέλου να πρέπει, επίσης, να περιστρέφονται προτού συγκριθούν με τις παρατηρήσεις. Αυτές οι μετατροπές λαμβάνονται υπόψη τόσο από τους προ-επεξεργαστές του μοντέλου οι οποίοι παρέχουν τα δεδομένα στο πλέγμα, αλλά και από τους μετ-επεξεργαστές.

Ο παράγοντας της κλίμακας του χάρτη, m , ορίζεται ως:

$$m = (\text{απόσταση στο πλέγμα}) / (\text{πραγματική απόσταση στη γη})$$

και η τιμή του συνήθως είναι κοντά στη μονάδα, εξαρτώμενη από το γ. πλάτος. Οι προβολές του μοντέλου διατηρούν το σχήμα μικρών περιοχών ώστε να ισχύει παντού η ισότητα $dx = dy$, όμως, το μήκος του πλέγματος ποικίλει κατά μήκος του πεδίου ορισμού για να επιτρέψει την αναπαράσταση της σφαιρικής επιφάνειας της γης πάνω σε μία επίπεδη επιφάνεια. Οι παράγοντες κλίμακας του χάρτη πρέπει να λαμβάνονται υπόψη από τις εξισώσεις του μοντέλου όποτε χρησιμοποιούνται οριζόντιες βαθμίδες.

2.3 Υποβιβασμός κλίμακας – Downscaling

Τα GCMs είναι σχεδιασμένα με τρόπο ώστε να υπάρχει ισορροπία μεταξύ της χωρικής διακριτοποίησης και της φυσικής τους με τις υπολογιστικές απαιτήσεις και τους περιορισμούς. Ως εκ τούτου, κλιματικές προσομοιώσεις για μεγάλα χρονικά διαστήματα (αιώνες ή χιλιετίες) τρέχουν σε σχετικά μικρές χωρικές διακριτοποιήσεις, της τάξης μερικών μοιρών γεωγραφικού μήκους και

πλάτους. Πλέον, τα GCMs τρέχουν για μικρότερα χρονικά διαστήματα με μεγαλύτερες χωρικές διακριτοποιήσεις, ωστόσο, η επικρατούσα τάση για την απόκτηση κλιματικών πληροφοριών σε μεγαλύτερες χωρικές διακριτοποιήσεις είναι η εφαρμογή τεχνικών υποβιβασμού κλίμακας των αποτελεσμάτων εξόδου των GCMs.

Υπάρχουν δύο τεχνικές υποβιβασμού κλίμακας, του δυναμικού και του στατιστικού, οι οποίες είναι συμπληρωματικές, με την κάθε μία να έχει τα πλεονεκτήματα και τις αδυναμίες της. Αυτές εφαρμόζονται για τον υποβιβασμό της κλίμακας των κελιών των GCMs σε υψηλότερης χωρικής διακριτοποίησης πλέγματα, στα οποία εφαρμόζονται μοντέλα ψηφιακού υψομέτρου (Digital Elevation Models – DEMs) τα οποία αναπαριστούν πιο ρεαλιστικά την τοπογραφία από ότι τα GCMs. Τα κύρια πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα των δύο τεχνικών παρουσιάζονται στον πίνακα 2.1.

Οι τεχνικές υποβιβασμού κλίμακας γίνεται να μη είναι ιδιαίτερα περίπλοκες. Για παράδειγμα, υπολογίζονται οι διαφορές ή ανωμαλίες ανάμεσα σε κάποια μελλοντική περίοδο και την περίοδο αναφοράς για κάθε κελί του πλέγματος, οι ανωμαλίες παρεμβάλλονται σε ένα πλέγμα υψηλής διακριτικής ικανότητας και οι διαφορές προστίθενται στην παρατηρούμενη κλιματολογία στο ίδιο υψηλής διακριτικής ικανότητας πλέγμα. Χρησιμοποιείται και ένας επιπρόσθετος υπολογισμός για τη βροχόπτωση ώστε οι μεταβολές να μετατρέπονται σε ποσοστά μεταβολής με βάση τις παρατηρούμενες τιμές. Πιο περίπλοκες τεχνικές περιλαμβάνουν τη δημιουργία στατιστικών σχέσεων μεταξύ των παρατηρούμενων κλιματικών πεδίων και τα κελιά του πλέγματος του DEM (π.χ. μεταξύ του γεωδυναμικού των 500 hPa και της βροχόπτωσης) (Cayan et al. 2008). Για μεταβλητές που σχετίζονται με τη θερμοκρασία τα δεδομένα του GCM για το παρόν και το μέλλον παρεμβάλλονται στο πλέγμα υψηλής διακριτικής ικανότητας με τη χρήση αυτών των σχέσεων και διορθώσεων της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας. Χρησιμοποιούνται διάφορες μέθοδοι ώστε η κατανομή της βροχόπτωσης να αντικατοπτρίζει ρεαλιστικότερα την τοπογραφία και να διατηρεί το συνολικό ποσό βροχόπτωσης από το GCM. Έτσι, τα σχετικά ομαλά πεδία του

GCM εισάγονται σε ένα πλέγμα που αναπαριστά ρεαλιστικότερα και λεπτομερέστερα την τοπογραφία.

Πίνακας 2.1 Πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα των δύο τεχνικών υποβιβασμού κλίμακας, στατιστικού και δυναμικού.

Στατιστικός		Δυναμικός
Ταχύτητα		Πραγματική εξομοίωση κλίματος και forcing σε υψηλή χωρική ανάλυση
+	Υψηλή χωρική ανάλυση (4 km και λιγότερο)	Μεγάλο και με εσωτερική συνοχή πλήθος ατμοσφαιρικών και επίγειων μεταβλητών
Πολλαπλά GCMs για ensembles και διαφορετικά σενάρια εκπομπών		
Περιορισμένη ικανότητα διόρθωσης μετατοπισμένων δομών, όπως οροσειρές		Χρονοβόρος
-	Μπορεί να μη διατηρείται η μάζα και η θερμότητα	Περιορισμένο πλήθος GCMs
		Συστηματικά σφάλματα του μοντέλου

Ο δυναμικός υποβιβασμός της κλίμακας βασίζεται σε δεδομένα εξόδου από το GCM, καθώς αυτά χρησιμοποιούνται ως πλευρικές οριακές συνθήκες (ανά δωρο) για το RCM, ώστε να παρέχονται τα σημαντικά χαρακτηριστικά της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας, μεγάλης και μέσης κλίμακας, που καθορίζουν την κλιματολογία της περιοχής ενδιαφέροντος. Οι ανά δωρο οριακές συνθήκες αφομοιώνονται κατά μήκος των τεσσάρων πλευρών και στο κατώτερο επίπεδο (επιφάνεια) του RCM, το οποίο στη συνέχεια προσομοιώνει την ατμοσφαιρική κυκλοφορία και τις διεργασίες της επιφάνειας μέσα στο δικό του πεδίο ορισμού.

Η τεχνική της εμφώλευσης (nesting) παρέχει μεγάλη πιστότητα μεταξύ των πεδίων συνοπτικής κλίμακας του GCM και των αντίστοιχων πεδίων μέσης κλίμακας που προσομοιώνονται από το RCM. Η διαδεδομένη εμφώλευση είναι αυτή ενός RCM μέσα σε ένα GCM με μονόδρομη ροή δεδομένων από το GCM προς το RCM, χωρίς να υπάρχει ανατροφοδότηση στο GCM. Ωστόσο, πλέον αναπτύσσονται και τεχνικές αμφίδρομης εμφώλευσης (two-way nesting) με τις

οποίες τα δύο μοντέλα βρίσκονται σε συνεχή αλληλεπίδραση. Η μονόδρομη εμφώλευση είναι πιθανό να υπόκειται σε αναντιστοιχίες μεταξύ των προσομοιωμένων πεδίων του RCM και αυτών του GCM, στην περιοχή των ορίων του RCM προς την κατεύθυνση του ανέμου. Για παράδειγμα, τέτοιες αναντιστοιχίες μπορούν να συμβούν επειδή το ποσό των υδρατμών ή η ταχύτητα του ανέμου στο RCM διαφέρουν από σε σχέση με του GCM, με αποτέλεσμα να προκαλείται υπερεκτίμηση της βροχόπτωσης κατά μήκος του ορίου. Για το λόγο αυτό, τα πεδία ορισμού των μοντέλων συνήθως σχεδιάζονται να έχουν λίγο μεγαλύτερη έκταση από την περιοχή ενδιαφέροντος, ώστε να μπορούν να αποκοπούν κάποια σημεία πλέγματος κοντά στα όρια και να εξαλείφονται τέτοιες τεχνητές καταστάσεις (artifacts).

2.3.1 Δυναμικός υποβιβασμός κλίμακας στο μοντέλο RegCM3

Για τις προβολές που έγιναν με την χωρική ανάλυση των 10km, το σχήμα κατακόρυφης ανάπτυξης (cumulus convective scheme) που χρησιμοποιήθηκε είναι το Emanuel scheme (Emanuel 1991, Emanuel – Zivkovic-Rothman 1999) με μικρές αλλαγές στις παραμέτρους του μοντέλου: η μετατροπή νέφους σε βροχή (*cloud to rain autoconversion*) μειώθηκε από $5 \cdot 10^{-4}$ στο $2.5 \cdot 10^{-4}$, ο συντελεστής του ρυθμού εξάτμισης των βροχοσταγόνων αυξήθηκε από $2.0 \cdot 10^{-5}$ στο $1.0 \cdot 10^{-3} \text{ (kg m}^{-2} \text{ s}^{-1})^{-1/2} \text{ s}^{-1}$ και ο ρυθμός επικάλυψης των βροχοσταγόνων (*accretion rate*) μειώθηκε από 6 στα 3 $\text{m}^3 \text{ kg s}$. Οι παραπάνω αλλαγές έγιναν σύμφωνα με προηγούμενα αποτελέσματα από μελέτες της διεθνούς βιβλιογραφίας.

3 Κλιματολογία σταθμών

Ως πρώτο βήμα για τη διερεύνηση των χαρακτηριστικών του πεδίου του επιφανειακού ανέμου στις ελληνικές θάλασσες, θεωρείται χρήσιμη η ανάλυση και περιγραφή των παρατηρήσεων των 15 μετεωρολογικών σταθμών που περιλαμβάνονται στην παρούσα εργασία. Η χωρική κατανομή των σταθμών καλύπτει ικανοποιητικά την περιοχή μελέτης και βοηθά στην αποτύπωση της συμπεριφοράς του επιφανειακού ανέμου στις διάφορες υπό-περιοχές των ελληνικών θαλασσών, οι οποίες μπορεί να παρουσιάζουν ιδιαίτερα τοπικά χαρακτηριστικά.

Για την ανάλυση του επιφανειακού ανέμου κατασκευάστηκαν εποχιακά ροδογράμματα για τα δεδομένα κάθε σταθμού. Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν αφορούν τη μέση ημερήσια ταχύτητα (m/s) και τη μέση ημερήσια διανυσματική διεύθυνση (μοίρες) του ανέμου για την περίοδο 1980 – 2000. Η ταχύτητα του ανέμου χωρίζεται σε 7 κλάσεις και η διεύθυνση σε 16 κλάσεις. Στα ροδογράμματα παρουσιάζονται, η συχνότητα εμφάνισης ανέμων ανά διεύθυνση και η συχνότητα των κλάσεων της ταχύτητας ανέμου ανά διεύθυνση.

Επίσης, από τα ροδογράμματα δίνεται μία πρώτη εκτίμηση των ακραίων ταχυτήτων που αντιστοιχούν σε κάθε υπό-περιοχή, κάτι που αποτελεί τον βασικό στόχο της παρούσας εργασίας.

3.1 Βόρειο Αιγαίο

Η περιοχή του βορείου Αιγαίου πελάγους περιλαμβάνει τους σταθμούς της Αλεξανδρούπολης, της Λήμνου, της Σκύρου και της Μυτιλήνης. Τα εποχιακά ροδογράμματα για τους δύο πρώτους σταθμούς παρουσιάζονται στο σχήμα 3.1 και για τους δύο επόμενους στο σχήμα 3.2.

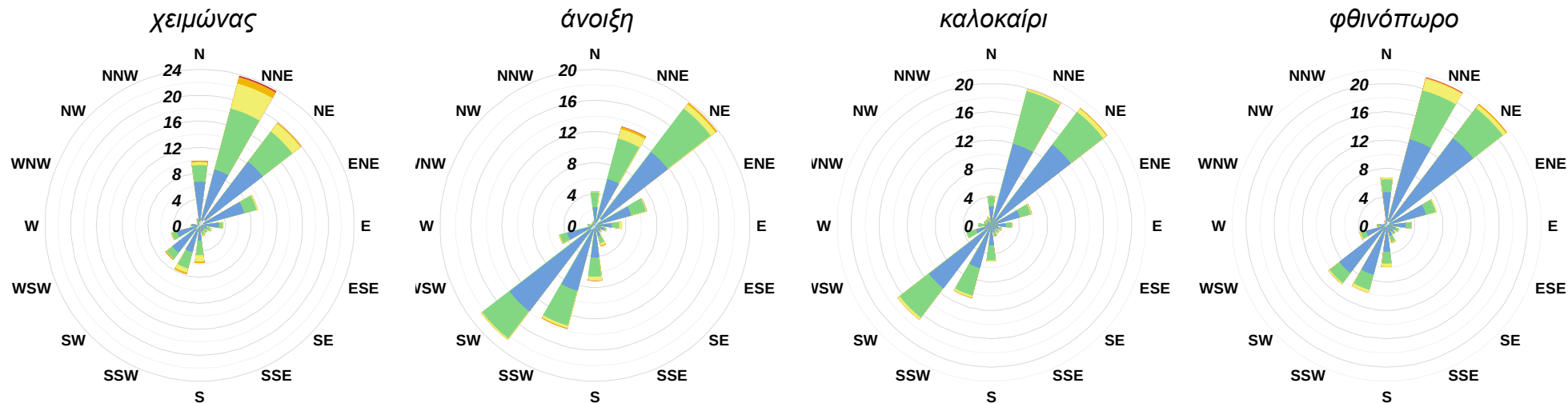
Στην Αλεξανδρούπολη (σχήμα 3.1) είναι εμφανής η επίδραση της τοπογραφίας της περιοχής., καθώς παρατηρούνται διευθύνσεις βορειοανατολικού και νοτιοδυτικού τομέα σε όλο το έτος. Το χειμώνα είναι

συχνότεροι αυτοί του ΒΑ τομέα (~63%) από ότι του ΝΔ τομέα (~25%). Και στις δύο ομάδες διευθύνσεων παρατηρούνται παρόμοιες ταχύτητες ανέμων. Συνολικά, ~97,5% των περιπτώσεων είναι <10 m/s. Την άνοιξη υπάρχει ισορροπία μεταξύ ΒΑ και ΝΔ διευθύνσεων, με ~45% των παρατηρήσεων να αντιστοιχεί σε κάθε ομάδα. Οι υψηλότερες ταχύτητες εμφανίζονται στους ανέμους ΒΑ τομέα. Η συχνότητα ανέμων με ταχύτητα >7 m/s είναι ~5%. Το καλοκαίρι, υπερισχύουν και πάλι οι άνεμοι με ΒΑ συνιστώσες (~50%) έναντι αυτών από ΝΔ (~35%). Περίπου 97% των ταχυτήτων είναι <7 m/s. Το φθινόπωρο οι ΒΑ άνεμοι παρουσιάζονται σε ~57% των περιπτώσεων, ενώ αυτοί του ΝΔ τομέα σε ~30%. Όπως και την άνοιξη, μόνο το ~5% των περιπτώσεων έχει ταχύτητα >7 m/s.

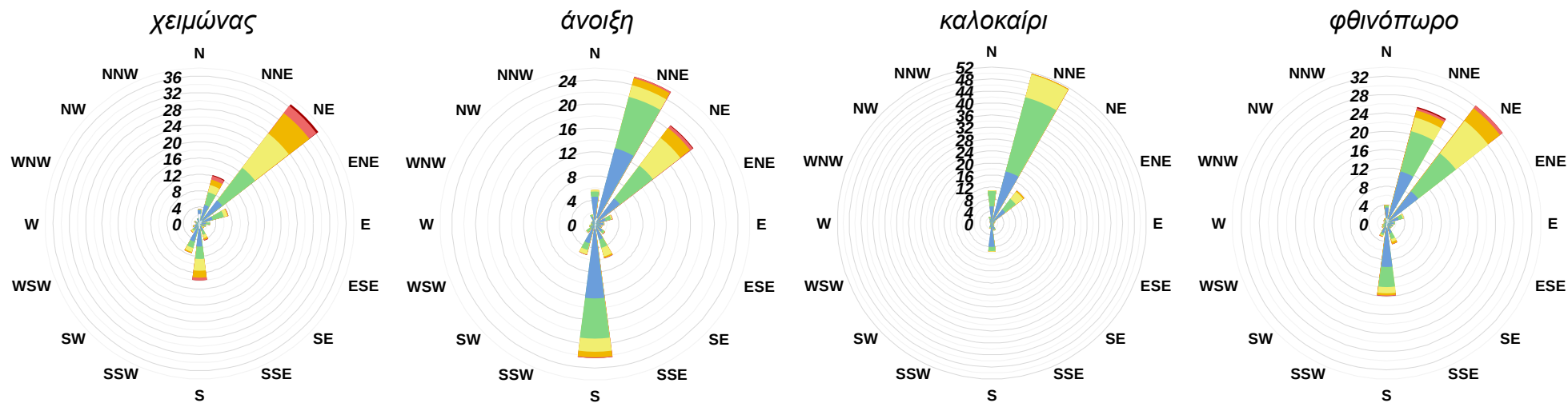
Οι άνεμοι στο σταθμό της Λήμνου (σχήμα 3.1) προέρχονται, στο μεγαλύτερο μέρος τους, από ΒΑ και ΒΒΑ διευθύνσεις σε όλη τη διάρκεια τους έτους. Το χειμώνα οι άνεμοι ΒΑ τομέα ξεπερνούν το 55% των παρατηρήσεων, ενώ παρατηρούνται και άνεμοι νότιου τομέα σε ποσοστό 25%. Συνολικά, ταχύτητες μεταξύ 10 – 13 m/s παρατηρούνται σε ποσοστό ~10%, ενώ ~5% είναι υψηλότερες από 13 m/s. Την άνοιξη σημειώνεται αύξηση της συχνότητας των νότιων ανέμων, που φτάνει, πλέον, το 35%. Το ποσοστό των ανέμων ΒΑ τομέα συνεχίζει να είναι υψηλό ~50%, ενώ σε σχέση με το χειμώνα, το συνολικό ποσοστό ταχυτήτων >10 m/s έχει μειωθεί στο μισό. Το καλοκαίρι οι άνεμοι προέρχονται σχεδόν αποκλειστικά από Β έως ΒΑ διευθύνσεις (~75%) με τις ΒΒΑ να ξεπερνούν το 50%. Ταχύτητες μεγαλύτερες από 10 m/s είναι σπάνιες (<1%). Τέλος, το φθινόπωρο παρατηρείται επανεμφάνιση των νοτίων ανέμων με συχνότητα ~25%, ενώ οι άνεμοι ΒΒΑ και ΒΑ διευθύνσεων αφορούν ~60% των παρατηρήσεων. Οι ταχύτητες παρουσιάζονται υψηλότερες σε σχέση με το καλοκαίρι, με ~8% να είναι >10 m/s.

Στη Σκύρο (σχήμα 3.2) οι επικρατούντες άνεμοι το χειμώνα προέρχονται από Β έως ΒΑ διευθύνσεις με τη συχνότητα τους να φτάνει το ~50%, ενώ άνεμοι Ν έως ΝΔ διευθύνσεων εμφανίζονται με συχνότητα >20%. Οι υψηλότερες ταχύτητες σημειώνονται, κυρίως, στους ανέμους ΒΒΑ και ΒΑ διευθύνσεων, ενώ η συνολική συχνότητα ανέμων με ταχύτητα >10 m/s είναι μεγαλύτερη από 10%. Την άνοιξη παρατηρείται μικρή στροφή των ανέμων βορείου τομέα δυτικότερα,

ΑΛΕΞΑΝΔΡΟΥΠΟΛΗ



ΛΗΜΝΟΣ



ταχύτητα σε m/s

□ 0-1 ■ 1-4 ■ 4-7 ■ 7-10 ■ 10-13 ■ 13-16 ■ > 16

Σχήμα 3.1 Εποχικά ροδογράμματα για τους σταθμούς της Αλεξανδρούπολης και της Λήμνου για την περίοδο 1980 – 2000.

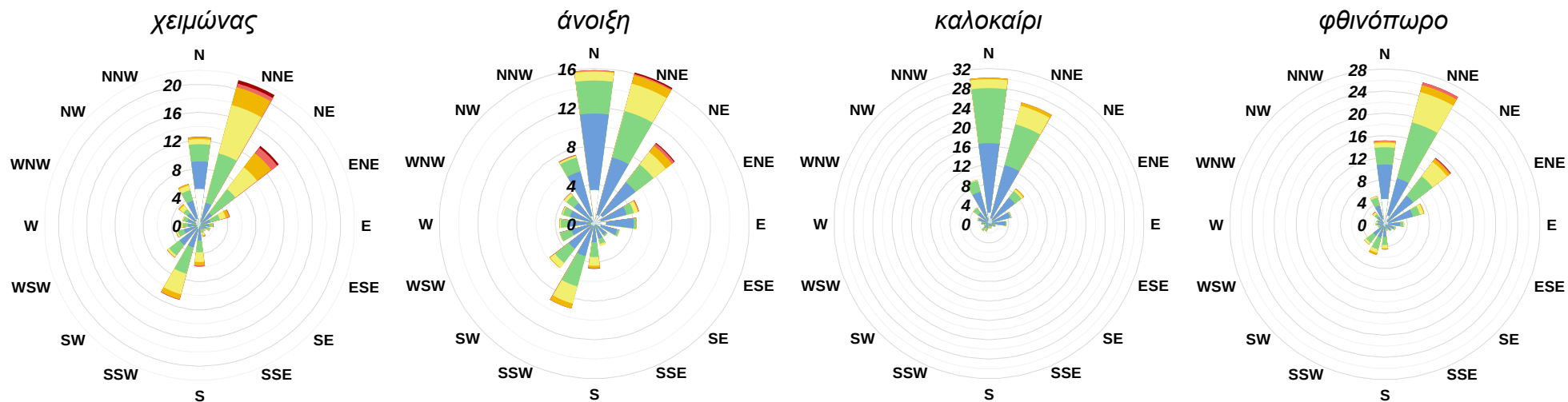
02/19/2015

Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστους - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

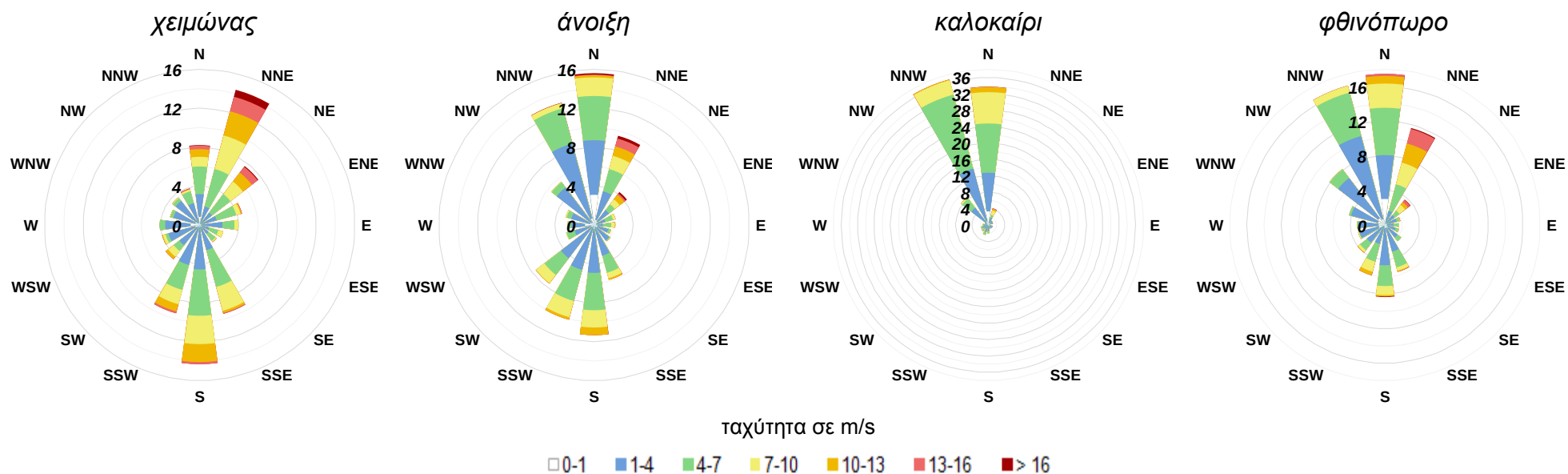
με το συνολικό ποσοστό, όμως, των ΒΒΔ έως ΑΒΑ διευθύνσεων να είναι στα ίδια επίπεδα με του χειμώνα. Οι άνεμοι Ν – ΝΑ διευθύνσεων συνεχίζουν να εμφανίζονται με συχνότητα ~20%. Οι ταχύτητες είναι μειωμένες σε σχέση με το χειμώνα, με ~50% των περιπτώσεων να εμπίπτει στην κλάση των 1 – 4 m/s, ενώ ταχύτητες >10 m/s εμφανίζονται σε ποσοστό <4%. Το καλοκαίρι οι διευθύνσεις ΒΒΔ έως ΒΒΑ αντιπροσωπεύουν ~75% των περιπτώσεων και οι άνεμοι νοτίου τομέα σχεδόν εξαφανίζονται. Ταχύτητες >7 m/s εμφανίζονται σε ποσοστό μικρότερο από 10%. Τέλος, την περίοδο του φθινοπώρου το ~70% των ανέμων προέρχεται από ΒΒΔ έως ΑΒΑ με το ~95% των ταχυτήτων τους να είναι μικρότερες από 10 m/s. Οι άνεμοι Ν – ΝΔ διευθύνσεων αντιπροσωπεύουν ~15% των παρατηρήσεων, με ταχύτητες, σχεδόν, αποκλειστικά <10 m/s.

Στη Μυτιλήνη (σχήμα 3.2), το χειμώνα παρατηρείται ισορροπία μεταξύ των συχνοτήτων των ανέμων που προέρχονται από Β – ΒΑ διευθύνσεις και αυτών από ΝΝΑ – ΝΝΔ διευθύνσεις, με ποσοστά 30 – 35%. Ωστόσο, οι ταχύτητες των βορείων ανέμων είναι υψηλότερες και αντιστοιχούν σε αυτούς οι 3,5 ποσοστιαίες μονάδες από το σύνολο των 4 των ανέμων με ταχύτητα >13 m/s. Την άνοιξη, η προέλευση τόσο των βορείων, όσο και των νοτίων ανέμων μετατοπίζεται λίγο πιο δυτικά. Οι βόρειοι άνεμοι αυξάνουν σε συχνότητα πλησιάζοντας το 40%, ενώ οι διευθύνσεις νοτίου τομέα παραμένουν σε συχνότητες ~30%. Γενικά, οι ταχύτητες είναι χαμηλότερες αυτών του χειμώνα, ωστόσο, εμφανίζονται λίγες περιπτώσεις ανέμων >13 m/s σε ΒΒΑ και ΒΑ διευθύνσεις. Το καλοκαίρι η εικόνα αλλάζει εντελώς, καθώς μεταξύ ΒΔ – ΒΒΑ εμφανίζονται περισσότερες από 80% των περιπτώσεων. Οι ταχύτητες έχουν ελαττωθεί και μόλις 2% των περιπτώσεων ξεπερνά τα 10 m/s. Το φθινόπωρο σημειώνεται αύξηση των νοτίων ανέμων χωρίς, ωστόσο, να φτάνουν τις συχνότητες του χειμώνα και της άνοιξης. Οι άνεμοι μεταξύ ΒΔ και ΒΒΑ διευθύνσεων αντιπροσωπεύουν ~55% των περιπτώσεων. Στις ΒΒΑ και ΒΑ διευθύνσεις εμφανίζεται η πλειονότητα των ανέμων με ταχύτητα >10 m/s.

ΣΚΥΡΟΣ



ΜΥΤΙΛΗΝΗ



Σχήμα 3.2 Εποχιακά ροδιογράμματα για τους σταθμούς της Σκύρου και της Μυτιλήνης για την περίοδο 1980 – 2000.

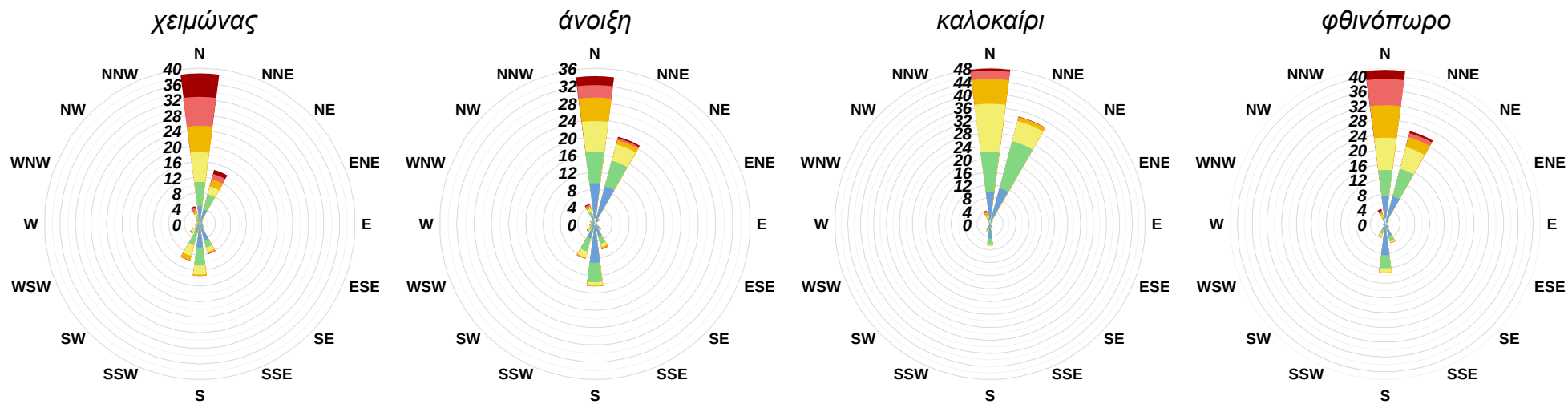
3.2 Κυκλάδες

Στο κεντρικό Αιγαίο, στο νησιωτικό σύμπλεγμα των Κυκλάδων είναι διαθέσιμα τα δεδομένα των σταθμών της Νάξου και της Μήλου. Τα εποχιακά ροδογράμματα τους παρουσιάζονται στο σχήμα 3.3. Είναι εμφανής και στους δύο σταθμούς η επικράτηση βορείων ανέμων με υψηλές ταχύτητες σε όλη τη διάρκεια του έτους.

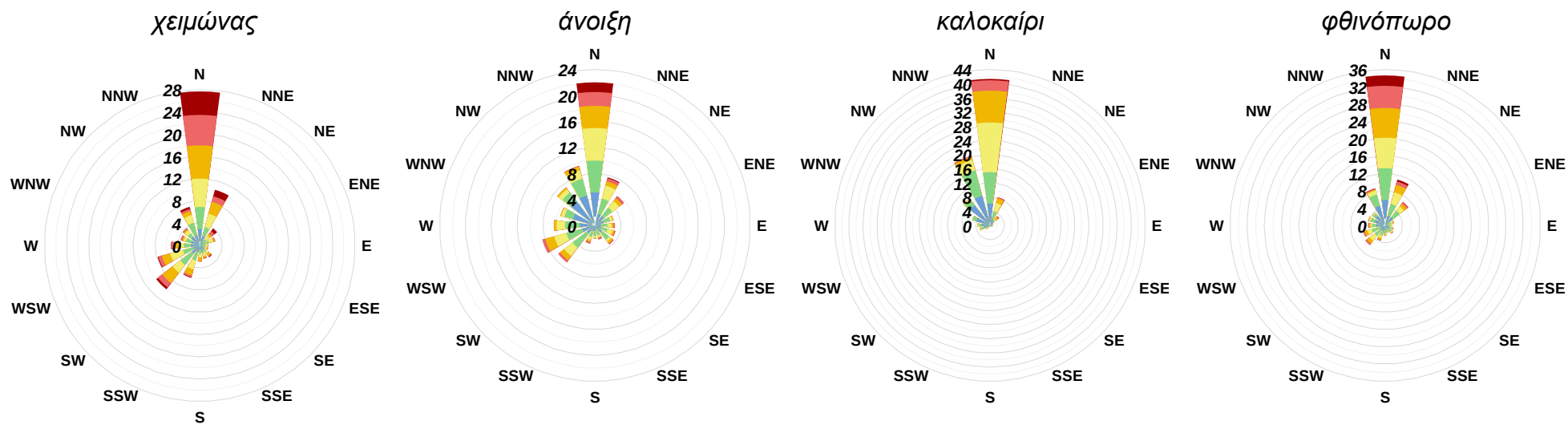
Η Νάξος (σχήμα 3.3) είναι ένας από τους σταθμούς με τις υψηλότερες καταγεγραμμένες ταχύτητες ανέμου. Οι περισσότερες από αυτές σημειώνονται κατά τη χειμερινή περίοδο. Γενικά, ~30% των ανέμων την εποχή αυτή έχει ταχύτητα >10 m/s, με την κλάση 13 – 16 m/s να έχει συχνότητα ~10%, ενώ άνεμοι με ταχύτητα >16 m/s αφορούν >7% του συνόλου των περιπτώσεων. Όλες, σχεδόν, οι περιπτώσεις ισχυρών ανέμων προέρχονται από βόρειες διευθύνσεις, οι οποίες αποτελούν ~60% των παρατηρήσεων. Οι νότιοι άνεμοι εμφανίζονται σε ποσοστό ~30%. Την άνοιξη, τόσο οι άνεμοι βορείου τομέα, όσο και αυτοί νοτίου τομέα διατηρούν τις συχνότητες που έχουν το χειμώνα. Ωστόσο, η συχνότητα των ταχυτήτων >10 m/s έχει μειωθεί στο μισό. Ταχύτητες υψηλότερες από 16 m/s σημειώνονται, πλέον, με συχνότητα ~4%. Το καλοκαίρι οι άνεμοι προέρχονται σχεδόν αποκλειστικά από διευθύνσεις ΒΔ – ΒΑ (>85%). Οι άνεμοι νοτίου τομέα έχουν μειωθεί στο ~10% των συνολικών περιπτώσεων. Άνεμοι με ταχύτητα >10 m/s εξακολουθούν να εμφανίζονται, με συχνότητα ~15%, όμως τα 2/3 αυτών δεν ξεπερνούν τα 13 m/s. Τέλος, την περίοδο του φθινοπώρου οι άνεμοι βορείου τομέα ξεπερνούν το 70% των περιπτώσεων, ενώ αυτοί νοτίων διευθύνσεων εμφανίζονται με συχνότητα >20%. Οι ταχύτητες είναι υψηλότερες αυτών του καλοκαιριού, με ~25% να είναι >10 m/s. Ταχύτητες >16 m/s παρατηρούνται σε ποσοστό ~3,5%.

Η εικόνα των ροδογραμμάτων της Μήλου (σχήμα 3.3) παρουσιάζει μεγάλη ομοιότητα με την αντίστοιχη της Νάξου. Τη χειμερινή περίοδο επικρατούν άνεμοι Β διεύθυνσης (~28%), ενώ συνολικά οι άνεμοι βορείου τομέα αντιστοιχούν σε 45% των περιπτώσεων. Οι άνεμοι από Ν έως ΔΝΔ διευθύνσεις εμφανίζονται με συχνότητα ~30%. Οι υψηλές ταχύτητες ανέμων (>10 m/s) αποτελούν το ~26% των περιπτώσεων, με ταχύτητες >16% να αντιστοιχούν σε ~7,5% του συνόλου

ΝΑΞΟΣ



ΜΗΛΟΣ



ταχύτητα σε m/s

□ 0-1 ■ 1-4 ■ 4-7 ■ 7-10 ■ 10-13 ■ 13-16 ■ > 16

Σχήμα 3.3 Εποχιακά ροδογράμματα για τους σταθμούς της Νάξου και της Μήλου για την περίοδο 1980 – 2000.

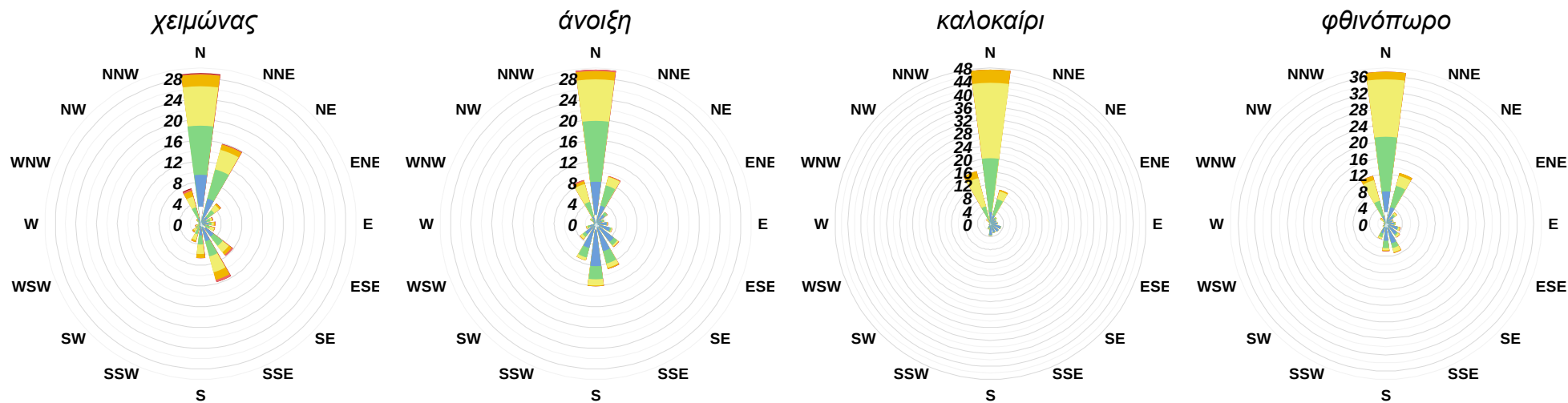
και να προέρχονται, κυρίως, από βόρειες διευθύνσεις. Την άνοιξη συνεχίζεται η επικράτηση ανέμων Β διεύθυνσης, με συχνότητα 22%, ενώ το υπόλοιπο πλήθος των παρατηρήσεων μοιράζεται στις άλλες διευθύνσεις, κυρίως μεταξύ ΒΑ – ΝΔ. Ταχύτητες υψηλότερες από 10 m/s παρατηρούνται με συχνότητα ~17%, ενώ έχει μειωθεί σημαντικά η συχνότητα των ανέμων με ταχύτητα >16 m/s (<2%). Το καλοκαίρι άνεμοι από ΒΔ έως ΒΒΑ διευθύνσεις εμφανίζονται σε ~80% των περιπτώσεων. Οι εμφανίσεις ταχυτήτων >10 m/s παραμένουν σε ποσοστό 17%, ενώ δεν εμφανίζονται ταχύτητες >16 m/s. Το φθινόπωρο, οι άνεμοι βορείου τομέα παρατηρούνται σε ποσοστό ~60%. Σε αυτές τις διευθύνσεις παρατηρούνται και οι υψηλότερες ταχύτητες, με ανέμους >16 m/s να αντιστοιχούν σε ~3%, και, γενικότερα, ταχύτητες >10 m/s εμφανίζονται σε ποσοστό >20%.

3.3 Νοτιοανατολικό Αιγαίο

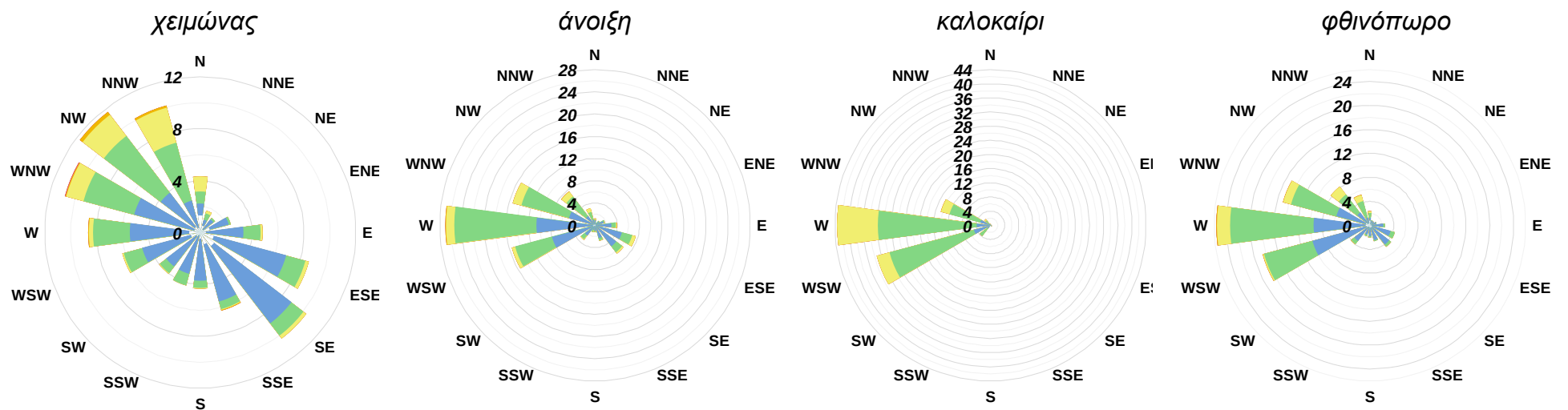
Στη ανατολική περιοχή του Αιγαίου υπάρχουν δεδομένα από τους σταθμούς της Σάμου και της Ρόδου. Οι δύο σταθμοί παρουσιάζουν διαφορετικά χαρακτηριστικά ανέμων, με τις διαφορές να εντοπίζονται, κυρίως, στη διεύθυνση του ανέμου. Τα εποχιακά ροδογράμματα τους παρουσιάζονται στο σχήμα 3.4.

Στη Σάμο (σχήμα 3.4) είναι χαρακτηριστική η επικράτηση ανέμων βορείων διευθύνσεων όλο το έτος, παρόμοια με εκείνη των σταθμών των Κυκλάδων. Το χειμώνα, άνεμοι από ΒΒΔ έως ΒΒΑ διευθύνσεις εμφανίζονται με συχνότητα >50%, ενώ παρατηρούνται και αρκετοί άνεμοι ΝΑ – Ν διευθύνσεων (~26%). Η συχνότητα ταχυτήτων >10 m/s δεν ξεπερνά το 11%, με την πλειονότητα τους να είναι μικρότερες από 13 m/s. Την άνοιξη οι άνεμοι βορείου τομέα αφορούν τις μισές παρατηρήσεις, ενώ αυτοί νοτίου τομέα παρουσιάζουν αύξηση σε σχέση με το χειμώνα, καθώς ξεπερνούν το 30% των παρατηρήσεων. Οι ταχύτητες των ανέμων παρουσιάζουν μείωση, με, μόλις, ~3,5% να ξεπερνούν τα 10 m/s, κυρίως από βόρειες διευθύνσεις. Το καλοκαίρι, σχεδόν, εκλείπουν οι νότιοι άνεμοι, ενώ αυτοί του βορείου τομέα εμφανίζονται σε συχνότητα ~80%. Οι ταχύτητες είναι λίγο υψηλότερες από αυτές του χειμώνα, με το 1/3 να εμπίπτει στην κλάση 7 –

ΣΑΜΟΣ



ΡΟΔΟΣ



ταχύτητα σε m/s

□ 0-1 ■ 1-4 ■ 4-7 ■ 7-10 ■ 10-13 ■ 13-16 ■ > 16

Σχήμα 3.4 Εποχιακά ροδογράμματα για τους σταθμούς της Σάμου και της Ρόδου για την περίοδο 1980 – 2000.

10 m/s, ενώ οι >10 m/s να εξακολουθούν αν αντιπροσωπεύουν το 7% των περιπτώσεων. Τέλος, το φθινόπωρο αυξάνεται λίγο η συχνότητα των ανέμων νοτίου τομέα, φτάνοντας ~25%, ενώ μειώνεται αυτή των βορείων ανέμων (~65%). Οι υψηλές ταχύτητες είναι σπανιότερες από κάθε άλλη εποχή, με αυτές μεγαλύτερες από 10 m/s να μην ξεπερνούν το 4%.

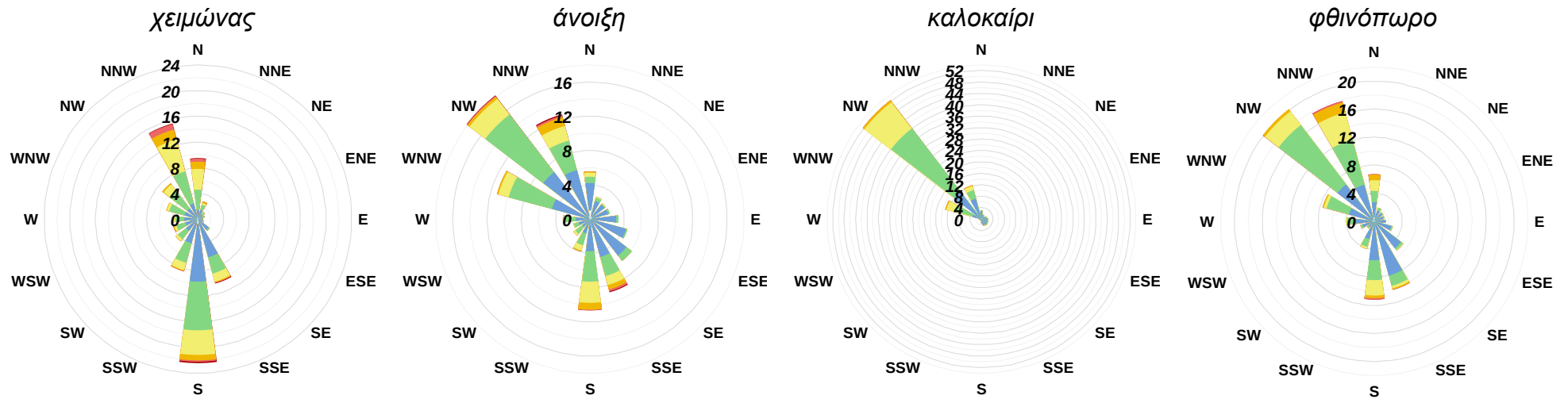
Στη Ρόδο (σχήμα 3.4) η κατάσταση είναι αρκετά διαφορετική από ότι στη Σάμο, καθώς παρουσιάζεται επικράτηση ανέμων δυτικού τομέα με, σχετικά, μικρές ταχύτητες σε όλη τη διάρκεια του έτους. Ο χειμώνας παρουσιάζει τη μεγαλύτερη μεταβλητότητα στη διεύθυνση του ανέμου. Κατά τη διάρκεια του παρατηρούνται άνεμοι βορειοδυτικού τομέα (>30%), αλλά και άνεμοι νοτιοανατολικού τομέα (~25%). Οι ταχύτητες τους έχουν διαφορά, με τους ανέμους ΒΔ τομέα να είναι ισχυρότεροι, χωρίς, ωστόσο, να ξεπερνούν τα 10 m/s, εκτός από ελάχιστες περιπτώσεις. Οι ΝΑ άνεμοι παρουσιάζουν ταχύτητες <7 m/s. Την άνοιξη, μεταξύ των διευθύνσεων ΔΒΔ – ΔΝΔ περιέχεται ~60% των παρατηρήσεων. Οι άνεμοι ΝΑ τομέα έχουν μειωθεί κατά 10 ποσοστιαίες μονάδες σε σχέση με το χειμώνα. Οι ταχύτητες είναι χαμηλές, με ~93% από αυτές να είναι <7 m/s. Το καλοκαίρι, το ~97,5% των ανέμων προέρχεται από ΒΔ έως ΝΔ διευθύνσεις. Το ποσοστό των ταχυτήτων >7 m/s είναι μεγαλύτερο από τα αντίστοιχα του χειμώνα και τη άνοιξης (~18%), χωρίς, όμως, να σημειώνονται ταχύτητες >10 m/s. Τέλος, το φθινόπωρο οι άνεμοι δυτικού τομέα μειώνονται σε ~72% και επανεμφανίζονται ΝΑ άνεμοι (~10%). Οι ταχύτητες τους είναι παρόμοιες με αυτές της άνοιξης.

3.4 Νότιο Αιγαίο

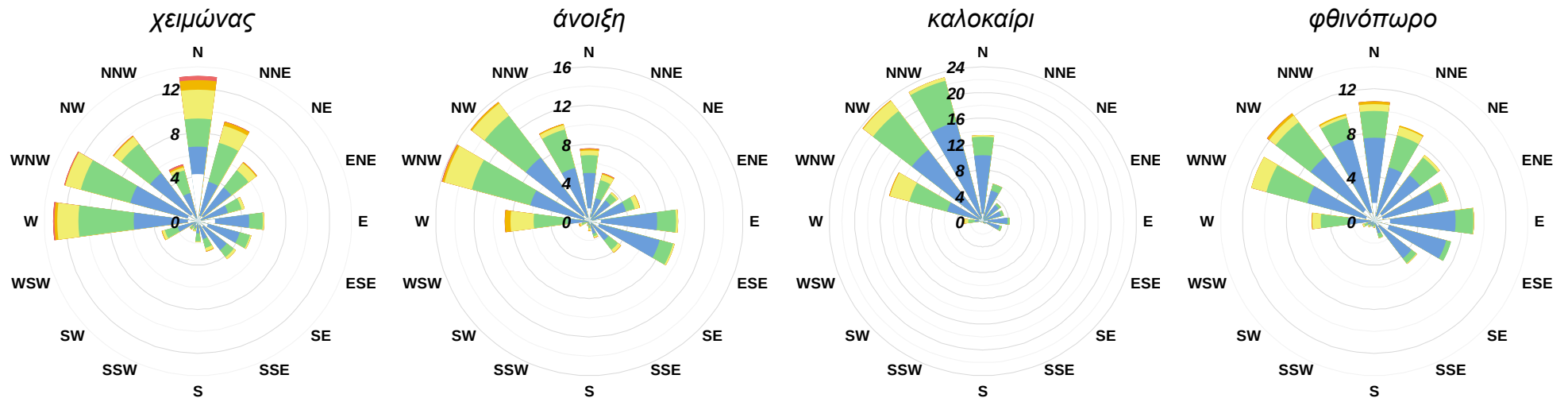
Στη νοτιότερη περιοχή του Αιγαίου βρίσκονται οι σταθμοί του Ηρακλείου και της Σούδας, στα βόρεια παράλια της Κρήτης. Παρατηρούνται διαφορές στα εποχιακά ροδογράμματα των δύο σταθμών (σχήμα 3.5), που, πιθανώς, οφείλονται τόσο στη μεταξύ τους απόσταση, όσο και στη γύρω τοπογραφία.

Στο σταθμό του Ηρακλείου (σχήμα 3.5), το χειμώνα καταγράφεται μεγάλο πλήθος ανέμων νοτίου τομέα, που αντιστοιχούν σε ποσοστό >40% του συνόλου

ΗΡΑΚΛΕΙΟ



ΣΟΥΔΑ



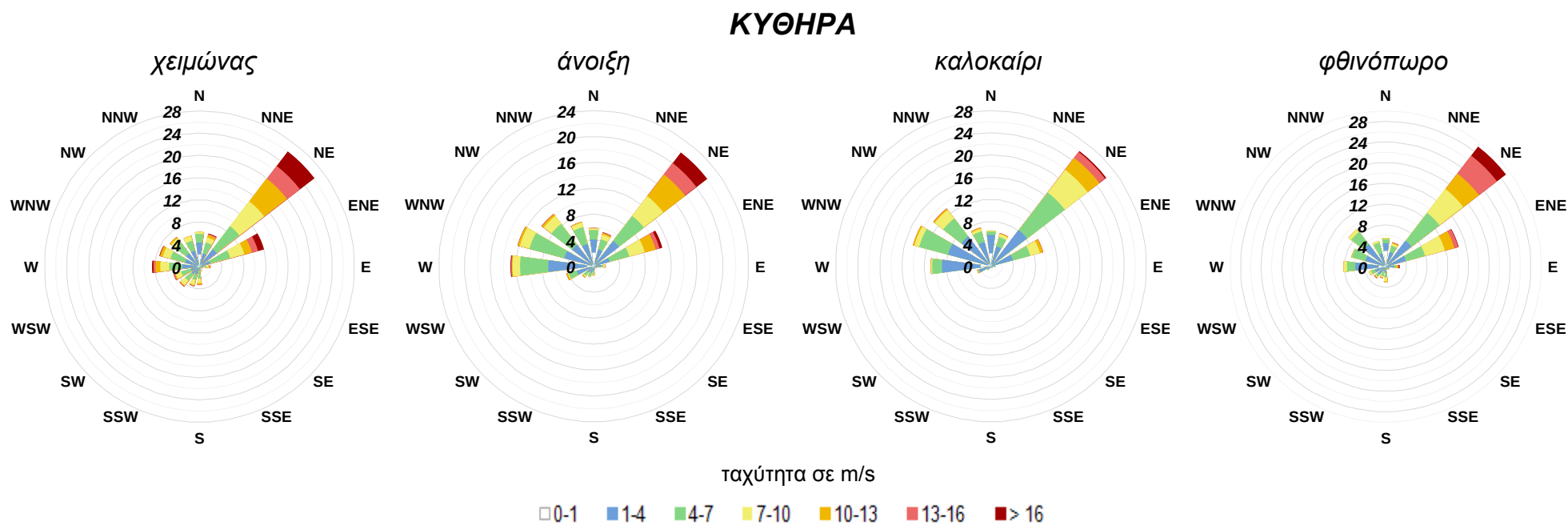
ταχύτητα σε m/s

□ 0-1 ■ 1-4 ■ 4-7 ■ 7-10 ■ 10-13 ■ 13-16 ■ > 16

Σχήμα 3.5 Εποχιακά ροδογράμματα για τους σταθμούς του Ηρακλείου και της Σούδας για την περίοδο 1980 – 2000.

των παρατηρήσεων. Η συχνότητα των ανέμων που πνέουν από Β έως ΒΔ διευθύνσεις είναι μικρότερη κατά ~10 ποσοστιαίες μονάδες. Ωστόσο, το μεγαλύτερο μέρος των ανέμων με ταχύτητες >10 m/s προέρχεται από διευθύνσεις βορείου τομέα. Οι εμφανίσεις ταχυτήτων >13 m/s αφορούν ~2% των συνολικών περιπτώσεων. Την άνοιξη, υπερισχύουν οι άνεμοι από Β – ΔΒΔ διευθύνσεις (~47%), καθώς μειώνεται η συχνότητα των νοτίων ανέμων (~30%). Οι ταχύτητες των ανέμων ελαττώνονται, με $>50\%$ να είναι μικρότερες από 4 m/s, ενώ η προέλευση των υψηλότερων ταχυτήτων μοιράζεται μεταξύ ΒΔ και Ν διευθύνσεων. Το καλοκαίρι πνέουν, σχεδόν, αποκλειστικά άνεμοι μεταξύ Β και Δ διευθύνσεων ($>80\%$), ενώ εκλείπουν οι άνεμοι νοτίου τομέα. Το 80% των ταχυτήτων έχουν τιμές 1 – 7 m/s, ενώ ταχύτητες >10 m/s σημειώνονται με συχνότητα 1,5%. Την φθινοπωρινή περίοδο η κατάσταση είναι, σχεδόν, πανομοιότυπη με αυτή της άνοιξης, τόσο στην προέλευση των ανέμων, όσο και στις ταχύτητές τους.

Στη Σούδα (σχήμα 3.5), οι άνεμοι προέρχονται από μεγάλο εύρος διευθύνσεων στη διάρκεια του έτους. Το χειμώνα, ~35% των ανέμων προέρχεται από Δ έως ΒΔ διευθύνσεις και ~30% από Β έως ΒΑ διευθύνσεις. Οι ταχύτητες των βορείων ανέμων είναι λίγο υψηλότερες, και από αυτούς προέρχεται το μεγαλύτερο μέρος του ~2,7% των ανέμων με ταχύτητα >10 m/s. Την άνοιξη, οι δύο επικρατέστερες ομάδες διευθύνσεων είναι Δ – ΒΒΔ (~50%) και Α – ΑΝΑ (~20%). Οι ισχυρότεροι άνεμοι προέρχονται από την πρώτη ομάδα, με λίγες περιπτώσεις έχουν ταχύτητα >10 m/s, ενώ οι ανατολικοί άνεμοι σπάνια ξεπερνούν τα 7 m/s. Την καλοκαιρινή περίοδο τα 3/4 των περιπτώσεων αφορούν διευθύνσεις από Β έως ΔΒΔ. Γενικά, οι ταχύτητες είναι χαμηλές (<10 m/s), με τις μεγαλύτερες να τις παρουσιάζουν οι άνεμοι από τις δυτικότερες διευθύνσεις. Κατά το φθινόπωρο παρατηρείται μία ισοκατανομή των ανέμων μεταξύ ΔΒΔ έως ΑΝΑ διευθύνσεων. Οι υψηλότερες ταχύτητες σημειώνονται από τους βορειότερους ανέμους, όμως, σπάνια ξεπερνούν τα 10 m/s.



Σχήμα 3.6 Εποχικά ροδογράμματα για το σταθμό των Κυθήρων για την περίοδο 1980 – 2000.

3.5 Νοτιοδυτικό Αιγαίο

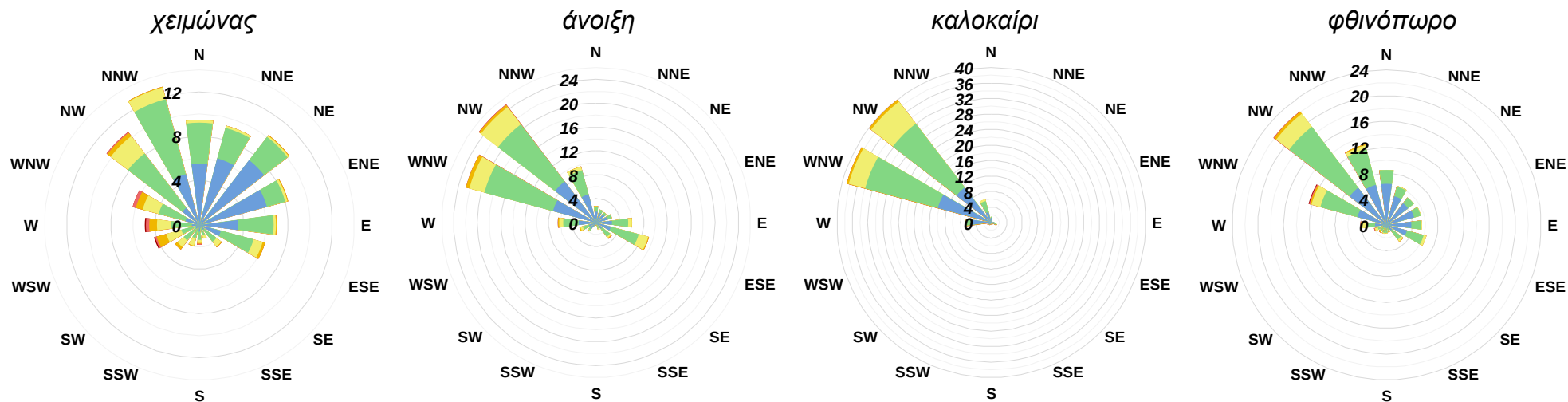
Ο σταθμός των Κυθήρων βρίσκεται στη νοτιοδυτική περιοχή του Αιγαίου, κοντά στο νοητό σύνορο του με το Ιόνιο πέλαγος. Αποτελεί έναν από τους σταθμούς με τις υψηλότερες καταγεγραμμένες ταχύτητες ανέμων, όπως προκύπτει από τα δεδομένα του σταθμού, με μεγέθη παρόμοια αυτών των Νάξου και Μήλου. Οι άνεμοι σε όλη τη διάρκεια του έτους προέρχονται, κυρίως, από ΒΑ – ΑΒΑ, και σε αυτούς αντιστοιχεί το μεγαλύτερο μέρος των πολύ υψηλών ταχυτήτων. Τα εποχιακά ροδογράμματα του σταθμού παρουσιάζονται στο σχήμα 3.6.

Το χειμώνα, οι ΒΑ – ΑΒΑ άνεμοι αντιστοιχούν σε ~40% του συνόλου των παρατηρήσεων, ενώ ~20% προέρχεται από ΔΒΔ – ΔΝΔ διευθύνσεις. Ποσοστό ~20% των ανέμων έχουν ταχύτητα >10 m/s, με το 1/4 αυτών να ξεπερνά τα 16 m/s. Την άνοιξη, σημειώνεται αύξηση της συχνότητας των ΒΒΔ έως ΔΝΔ ανέμων (~45%) εις βάρος των ΒΑ – ΑΒΑ διευθύνσεων (~30%). Το πλήθος των ταχυτήτων >10 m/s δεν ξεπερνά το 15% των περιπτώσεων, όμως, εξακολουθούν να καταγράφονται άνεμοι με ταχύτητα >16 m/s (2,6%), οι οποίοι προέρχονται από ΒΑ – ΑΒΑ διευθύνσεις. Το καλοκαίρι, η προέλευση των ανέμων είναι παρόμοια με της άνοιξης, ενώ η ταχύτητα τους έχει ελαττωθεί. Ταχύτητες >16 m/s σημειώνονται σπάνια, ενώ άνεμοι >10 m/s αφορούν 6% των περιπτώσεων. Τέλος, το φθινόπωρο οι ΒΑ – ΑΒΑ άνεμοι αντιπροσωπεύουν ~45% των περιπτώσεων, ενώ η συχνότητα των ΒΒΔ – Δ είναι ~30%. Γενικά, περίπου 15% των ανέμων έχουν ταχύτητα >10 m/s, και ~2,5% έχουν ταχύτητα >16 m/s.

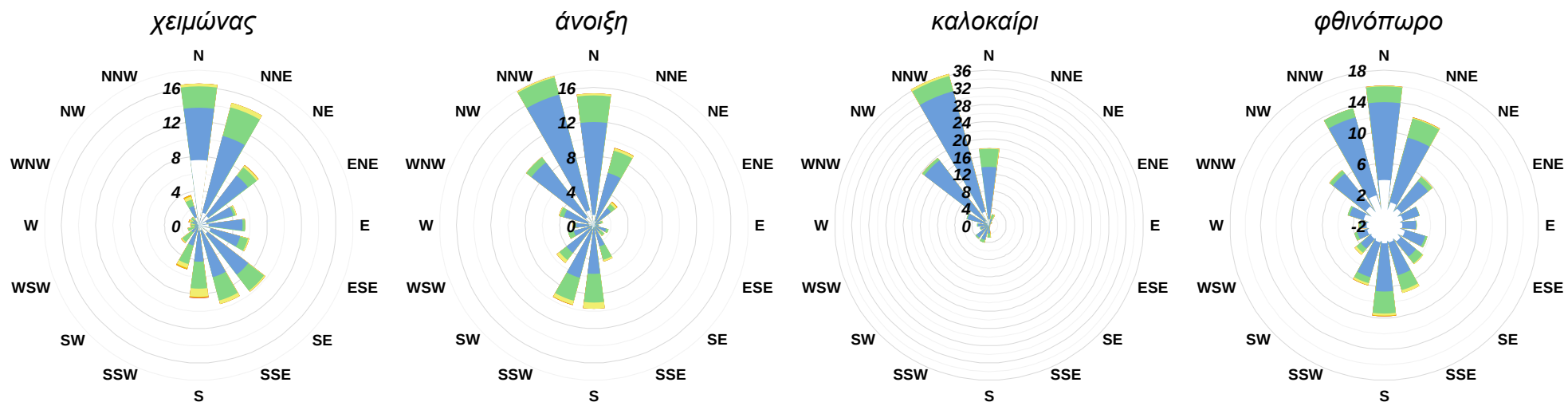
3.6 Ιόνιο πέλαγος

Υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα για τέσσερις σταθμούς που βρίσκονται στην περιοχή του Ιονίου πελάγους. Σε συνέχεια από την προηγούμενο σταθμό των Κυθήρων, με σειρά από νότο προς βορρά συναντώνται οι σταθμοί της Μεθώνης, της Ανδραβίδας (σχήμα 3.7), του Ακτίου και της Κέρκυρας (σχήμα 3.8). Τα ροδογράμματα τους παρουσιάζουν διαφορές, τόσο στη διεύθυνση, όσο και στην ταχύτητα του ανέμου.

ΜΕΘΩΝΗ



ΑΝΔΡΑΒΙΔΑ



ταχύτητα σε m/s

□ 0-1 ■ 1-4 ■ 4-7 ■ 7-10 ■ 10-13 ■ 13-16 ■ >16

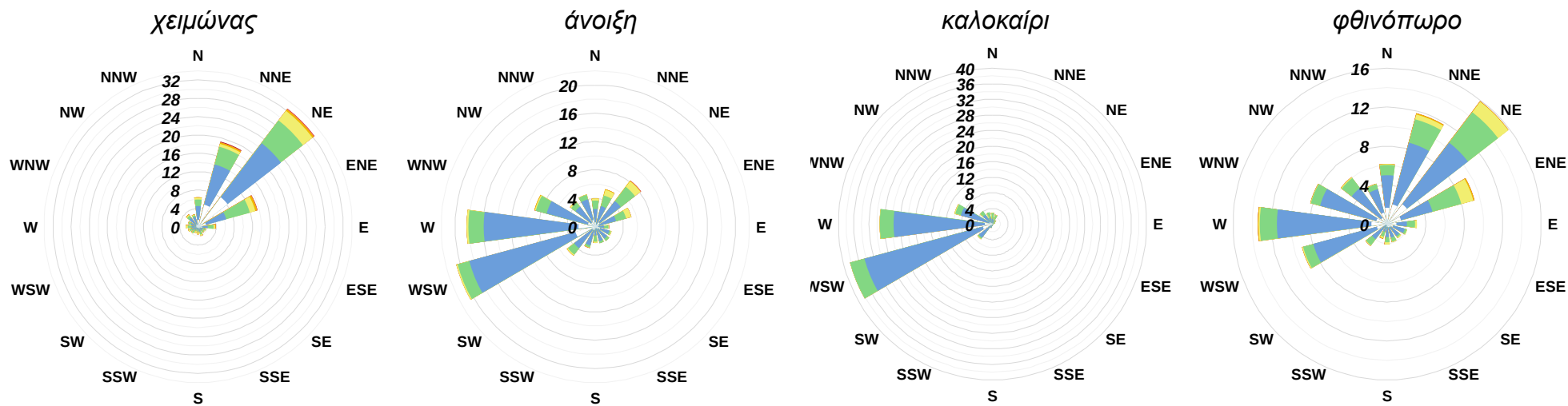
Σχήμα 3.7 Εποχικά ροδιογράμματα για τους σταθμούς της Μεθώνης και της Ανδραβίδας για την περίοδο 1980 – 2000.

Στο σταθμό της Μεθώνης (σχήμα 3.6) παρατηρούνται οι υψηλότερες ταχύτητες ανέμου μεταξύ των σταθμών του Ιονίου. Το χειμώνα το εύρος των διευθύνσεων του ανέμου είναι μεγάλο, με τη μεγαλύτερη συχνότητα να έχουν άνεμοι από ΒΒΔ (~13%) και τη μικρότερη άνεμοι νοτίου τομέα. Οι υψηλότερες ταχύτητες σημειώνονται στους ανέμους δυτικού τομέα. Συνολικά, ταχύτητες >10 m/s παρατηρούνται με συχνότητα ~5%. Την άνοιξη επικρατούν ΒΔ – ΔΒΔ άνεμοι με συχνότητα ~50%, εκλείπουν οι άνεμοι από Β έως ΒΑ, ενώ οι Α και ΑΝΑ άνεμοι αντιστοιχούν σε ~15%. Το ~85% των ανέμων έχει ταχύτητα μικρότερη από 7 m/s, και σπάνια παρατηρούνται ταχύτητες >10 m/s. Το καλοκαίρι ~92% των ανέμων πνέει από ΒΒΔ έως Δ διευθύνσεις. Η κατανομή των ταχυτήτων που παρατηρούνται την εποχή αυτή είναι παρόμοια με της άνοιξης. Την περίοδο του φθινοπώρου επανεμφανίζονται άνεμοι Β έως ΝΑ διευθύνσεων, αν και με μικρές συχνότητες. Οι ΒΒΔ έως ΔΒΔ άνεμοι αντιπροσωπεύουν ~50% του συνόλου των παρατηρήσεων. Το 90% των περιπτώσεων συνεχίζει να έχει ταχύτητα <10 m/s.

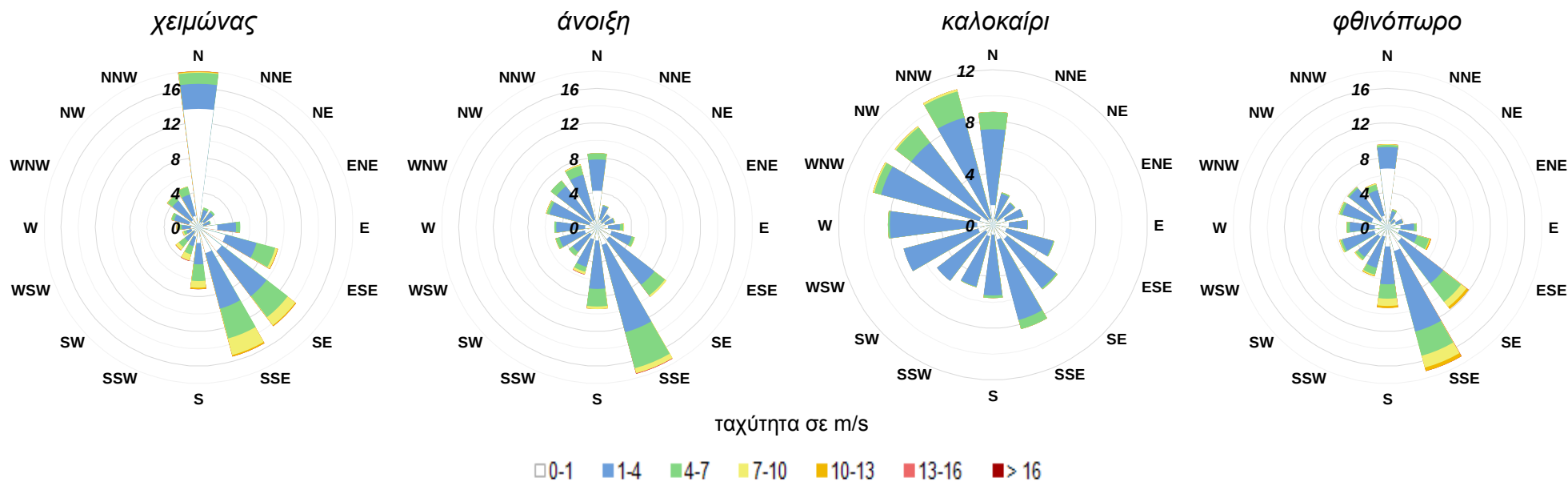
Στην Ανδραβίδα (σχήμα 3.6) φαίνεται πως παίζει ρόλο η τοπογραφία της περιοχής, καθώς οι άνεμοι που παρατηρούνται στη διάρκεια του έτους προέρχονται, κυρίως, από βόρειες και νότιες διευθύνσεις, με λιγότερες περιπτώσεις ανατολικών διευθύνσεων και απουσία δυτικών ανέμων. Το χειμώνα, ~40% των ανέμων προέρχεται από Β έως ΒΑ και ~40% από Δ έως Ν. Οι νότιοι άνεμοι παρουσιάζουν μεγαλύτερη συχνότητα ταχυτήτων >7 m/s, ενώ είναι εμφανής η ύπαρξη σημαντικού ποσοστού ανέμων με ταχύτητα <1 m/s από Β διεύθυνσης. Την άνοιξη, ΒΔ – ΒΒΑ άνεμοι αντιστοιχούν σε ~53% των περιπτώσεων και άνεμοι μεταξύ ΔΝΔ – ΝΝΑ σε ~30%. Σχεδόν 97% των ανέμων έχει ταχύτητα <7 m/s. Το καλοκαίρι, το ~80% των ανέμων προέρχεται από Β έως ΔΒΔ διευθύνσεις και στην πλειονότητα τους οι ταχύτητες τους κυμαίνονται μεταξύ 4 – 7 m/s. Το φθινόπωρο επικρατούν άνεμοι βορείου τομέα με συχνότητα ~60% και ακολουθούν οι άνεμοι νοτίου τομέα σε ποσοστό ~35%. Σε όλες τις διευθύνσεις παρατηρούνται άνεμοι με ταχύτητα <1 m/s, που στο σύνολό τους αφορούν ~13% των περιπτώσεων.

Στο σταθμό του Ακτίου (σχήμα 3.7) παρουσιάζεται μεγάλη εποχιακή μεταβλητότητα της διεύθυνσης του ανέμου. Κατά το χειμώνα επικρατούν άνεμοι

AKTIO



ΚΕΡΚΥΡΑ



Σχήμα 3.8 Εποχικά ροδογράμματα για τους σταθμούς του Ακτίου και της Κέρκυρας για την περίοδο 1980 – 2000.

ΒΑ διευθύνσεων (~65%) με την πλειοψηφία των ταχυτήτων σε όλες τις διευθύνσεις να είναι μικρότερες από 7 m/s (~90%). Συνολικά, οι πολύ υψηλές ταχύτητες (> 13 m/s) παρατηρούνται σε ποσοστό μόλις ~0,5%. Την άνοιξη και το καλοκαίρι οι άνεμοι προέρχονται κυρίως από ΔΝΔ και Δ διευθύνσεις με τα ποσοστά τους να είναι περίπου 50% και 80% για τις αντίστοιχες εποχές. Οι ταχύτητες σε αυτές τις διευθύνσεις σπάνια ξεπερνούν τα 10 m/s, ενώ παρατηρούνται λίγο συχνότερα σε ανέμους ΒΑ διευθύνσεων την άνοιξη. Το φθινόπωρο επικρατούν άνεμοι ΒΔ τομέα (~40%), ωστόσο υπάρχει και ένα δεύτερο μέγιστο ανέμων δυτικού τομέα με συχνότητα ~30%. Οι υψηλότερες ταχύτητες παρατηρούνται σε ανέμους ΒΔ διευθύνσεων, σπάνια, όμως, ξεπερνούν τα 10 m/s.

Στο σταθμό της Κέρκυρας (σχήμα 3.7) παρατηρούνται κάποιες από τις χαμηλότερες ταχύτητες ανέμου, μεταξύ των 15 σταθμών της εργασίας. Επίσης, με βάση τα διαθέσιμα δεδομένα, εμφανίζεται το μεγαλύτερο ποσοστό ανέμων με ταχύτητα <1 m/s. Το χειμώνα το ποσοστό αυτό είναι ~36,5%, με το μεγαλύτερο μέρος του να προέρχεται από Β ανέμους. Την εποχή αυτή επικρατούν άνεμοι ΑΝΑ έως ΝΝΑ διευθύνσεων (~40%). Σε περισσότερο από 99% των περιπτώσεων η ταχύτητα του ανέμου είναι <10 m/s. Την άνοιξη επικρατούν άνεμοι από ΝΑ έως Ν διευθύνσεις, με συχνότητα ~37%. Περίπου 98% των περιπτώσεων έχουν ταχύτητα <7 m/s, ενώ ταχύτητες μικρότερες από 1 m/s εμφανίζονται με συχνότητα ~23%. Την περίοδο του καλοκαιριού κυριαρχούν άνεμοι βορείου και δυτικού τομέα (~55%), ενώ περιορίζονται οι ΝΑ και ΝΝΑ άνεμοι σε σχέση με τις προηγούμενες εποχές (~15%). Οι ταχύτητες τους παραμένουν <7 m/s, ενώ το ποσοστό των ανέμων με ταχύτητα <1 m/s έχει μειωθεί σε ~15%. Τέλος, το φθινόπωρο επικρατούν και πάλι άνεμοι ΝΑ τομέα με συχνότητα ~45%, οι οποίοι παρουσιάζουν και μικρό ποσοστό ταχυτήτων >7 m/s. Άνεμοι με ταχύτητα <1 m/s εμφανίζονται σε ~30% και προέρχονται, όπως και τη χειμερινή περίοδο, κυρίως από τη βόρεια διεύθυνση.

4 Αξιολόγηση του RegCM3 στο πεδίο του επιφανειακού ανέμου

Σκοπός του παρόντος κεφαλαίου είναι η αξιολόγηση της ικανότητας του RegCM3 να προσεγγίσει τα κύρια χαρακτηριστικά του πεδίου του επιφανειακού ανέμου. Γίνεται, λοιπόν, σύγκριση με τα δεδομένα των παρατηρήσεων από τους 15 μετεωρολογικούς σταθμούς με τη χρήση τεσσάρων μεθόδων, κάθε μία εκ των οποίων έχει διαφορετικό στόχο.

Αρχικά, εφαρμόζεται Ανάλυση σε Κύριες Συνιστώσες ώστε να διαχωριστούν χωρικές περιοχές με κοινά χαρακτηριστικά του διανύσματος του ανέμου και να διερευνηθεί αν οι περιοχές που προκύπτουν από την ανάλυση των παρατηρήσεων συμπίπτουν με τις αντίστοιχες των δεδομένων του μοντέλου. Έπειτα, εξετάζονται και συγκρίνονται με τη βοήθεια διαγραμμάτων η ανά διεύθυνση μέση ταχύτητα και η ανά διεύθυνση συχνότητα του ανέμου για τους 15 σταθμούς και τα αντίστοιχα γειτονικά τους σημεία πλέγματος του RegCM3. Στη συνέχεια συγκρίνονται οι ταχύτητες σταθμών – γειτονικών σημείων πλέγματος με τη βοήθεια διαγραμμάτων ποσοστημορίων για να διερευνηθούν οι περιοχές των κατανομών της ταχύτητας που το μοντέλο παρουσιάζει παρόμοιες ή διαφορετικές τιμές. Τέλος, συγκρίνεται ο τύπος της κατανομής που ταιριάζει καλλίτερα στα δεδομένα ταχύτητας στα 15 σημεία σταθμού – μοντέλου και αν οι τύποι των κατανομών παρουσιάζουν κάποια χωρική ομαδοποίηση στην περιοχή μελέτης.

4.1 Ανάλυση σε Κύριες Συνιστώσες

4.1.1 Θεωρία

Η πιο ευρέως χρησιμοποιούμενη πολυμεταβλητή στατιστική μέθοδος στις ατμοσφαιρικές επιστήμες είναι η *Ανάλυση σε Κύριες Συνιστώσες (Principal Component Analysis)*, που για συντομία θα αναφέρεται και ως *PCA*. Η μέθοδος αυτή εισήχθη στα βιβλία της ατμοσφαιρικής επιστήμης από τον Obukhov (1947), και κατέστη δημοφιλής για ανάλυση ατμοσφαιρικών δεδομένων μετά τις εργασίες των Lorenz (1956), ο οποίος ονόμασε τη μέθοδο *Empirical Orthogonal Function* -

EOF, και Davis (1976). Τα δύο ονόματα, PCA και EOF, αναφέρονται ακριβώς στην ίδια μέθοδο, και δεν πρέπει να συγχέονται με την Παραγοντική Ανάλυση (Factor Analysis), η οποία, αν και έχει ομοιότητες, διαφέρει από την PCA (Wilks, 2011).

Η PCA χρησιμοποιείται για να μειώσει ένα σύνολο δεδομένων που περιέχει μεγάλο αριθμό μεταβλητών, σε ένα σύνολο δεδομένων με αρκετά λιγότερες μεταβλητές. Αυτές οι νέες μεταβλητές προκύπτουν από γραμμικούς συνδυασμούς των αρχικών μεταβλητών και αντιπροσωπεύουν το μεγαλύτερο δυνατό ποσό της μεταβλητότητας που περιέχεται στο αρχικό σύνολο δεδομένων. Έτσι, έχοντας ένα πλήθος διανυσμάτων δεδομένων x , διαστάσεων $K \times 1$ (π.χ. ένα πλήθος ταυτόχρονων παρατηρήσεων $K \geq 2$ μεταβλητών), η PCA βρίσκει διανύσματα u , διαστάσεων $M \times 1$, τα στοιχεία των οποίων αποτελούν γραμμικούς συνδυασμούς των x και περιέχουν την περισσότερη από την πληροφορία των αρχικών διανυσμάτων. Η PCA καθίσταται πιο αποτελεσματική όταν μπορεί να επιτευχθεί τέτοια συμπίεση των αρχικών δεδομένων ώστε $M \ll K$. Κάτι τέτοιο συμβαίνει εάν υπάρχουν ουσιαστικές συσχετίσεις μεταξύ των αρχικών μεταβλητών. Τα στοιχεία των νέων διανυσμάτων u καλούνται *Κύριες Συνιστώσες* (*Principal Components – PCs*) (Wilks, 2011).

Στο πεδίο των ατμοσφαιρικών επιστημών τα δεδομένα συνηθίζεται να εμφανίζουν πολλές μεγάλες συσχετίσεις μεταξύ των μεταβλητών x_k και η εφαρμογή της PCA έχει ως αποτέλεσμα την πιο συμπαγή αντιπροσώπευση των μεταβολών τους. Ωστόσο, πέρα από την συμπίεση των δεδομένων, η PCA μπορεί να αποτελέσει ένα πολύ χρήσιμο εργαλείο για τη διερεύνηση τόσο των χωρικών, όσο και των χρονικών μεταβολών του εξεταζόμενου κάθε φορά πεδίου (ή πεδίων), να οδηγήσει σε καινούριες ερμηνείες των αρχικών δεδομένων με βάση τη φύση των γραμμικών συνδυασμών που συμπιέζουν πιο αποτελεσματικά τα δεδομένα (Wilks, 2011).

Συνήθως, είναι πιο κατάλληλο να υπολογίζονται οι PCs ως γραμμικοί συνδυασμοί των ανωμαλιών $x' = x - \bar{x}$. Η 1^η PC, u_1 , αποτελεί το γραμμικό συνδυασμό των x' που έχουν τη μεγαλύτερη μεταβλητότητα. Η επόμενες PCs u_m , $m = 2, 3, \dots$, αποτελούν τους γραμμικούς συνδυασμούς που έχουν τις

μεγαλύτερες δυνατές μεταβλητότητες και ταυτοχρόνως είναι ασυσχέτιστες με τις προηγούμενες PCs. Το αποτέλεσμα είναι ότι όλες οι κύριες συνιστώσες είναι μεταξύ τους ασυσχέτιστες (Wilks, 2011).

Μία *ιδιοτιμή* (*eigenvalue*) λ και ένα *ιδιοδιάνυσμα* (*eigenvector*) e ενός τετράγωνου πίνακα $[A]$ αποτελούν έναν αριθμό και ένα μη μηδενικό διάνυσμα, αντίστοιχα, που ικανοποιούν την εξίσωση

$$[A]e = \lambda e \quad \text{ή την ισοδύναμη} \quad ([A] - \lambda[I])e = 0, \quad (4.1)$$

όπου 0 είναι ένα διάνυσμα που αποτελείται εξ' ολοκλήρου από μηδενικά. Για κάθε ζεύγος ιδιοτιμής – ιδιοδιανύσματος που ικανοποιεί την παραπάνω εξίσωση, κάθε αριθμητικό πολλαπλάσιο του ιδιοδιανύσματος, $c \cdot e$, θα ικανοποιεί, επίσης, μαζί με την αντίστοιχη ιδιοτιμή την εξίσωση. Συνεπώς, συνιθίζεται τα ιδιοδιανύσματα να έχουν μοναδιαίο μήκος $\|e\| = 1$ (όπου με $\|\dots\|$ συμβολίζεται η Ευκλείδεια απόσταση) (Wilks, 2011).

Οι καινούριες μεταβλητές, οι PCs, ορίζονται μονοσήμαντα (εκτός από το πρόσημο) από τα *ιδιοδιανύσματα* του πίνακα συνδιακύμανσης (covariance matrix) των x' , που συμβολίζεται ως $[S]$. Συγκεκριμένα, η m -οστή κύρια συνιστώσα, u_m , λαμβάνεται ως η προβολή του διανύσματος δεδομένων x' πάνω στο m -οστό ιδιοδιάνυσμα, e_m ,

$$u_m = e_m^T x' = \sum_{k=1}^K e_{k,m} x'_k, \quad m = 1, \dots, M. \quad (4.2)$$

Κάθε ένα από τα M ιδιοδιανύσματα περιέχει ένα στοιχείο που αντιστοιχεί σε κάθε μία από τις K μεταβλητές, x_k . Παρομοίως, κάθε m -οστή PC της εξίσωσης υπολογίζεται από ένα συγκεκριμένο σύνολο παρατηρήσεων των μεταβλητών x_k . Έτσι, κάθε μία από τις M κύριες συνιστώσες αποτελεί ένα είδος σταθμισμένου μέσου όρου των τιμών των x_k που αποτελούν στοιχεία του διανύσματος x' . Το άθροισμα των τετραγώνων των σταθμών ισούται με τη μονάδα επειδή $\|e_m\| = 1$. Αν, λοιπόν, το δείγμα των δεδομένων περιέχει n παρατηρήσεις, τότε και n διανύσματα δεδομένων x' (n σειρές στο πίνακα δεδομένων $[X]$), θα αντιστοιχούν n τιμές σε κάθε μία εκ των κυρίων συνιστωσών, u_m . Κάθε μία από αυτές αποτελεί ένα δείκτη της ομοιότητας μεταξύ του ιδιοδιανύσματος e_m και του αντίστοιχου διανύσματος δεδομένων x' (Wilks, 2011).

Γεωμετρικά, το πρώτο ιδιοδιάνυσμα, $\mathbf{e}_1$, έχει την κατεύθυνση (μέσα στον K -διαστάσεων χώρο που ορίζουν τα $\mathbf{x}'$) κατά την οποία τα διανύσματα δεδομένων παρουσιάζουν από κοινού τη μέγιστη μεταβλητότητα. Το ιδιοδιάνυσμα αυτό σχετίζεται με την μεγαλύτερη *ιδιοτιμή* (*eigenvalue*), λ_1 . Το δεύτερο ιδιοδιάνυσμα $\mathbf{e}_2$, που σχετίζεται με τη δεύτερη μεγαλύτερη ιδιοτιμή, λ_2 , υπόκειται στον περιορισμό να είναι κάθετο στο $\mathbf{e}_1$, αλλά ταυτόχρονα να ευθυγραμμίζεται με την κατεύθυνση κατά την οποία τα διανύσματα $\mathbf{x}'$ παρουσιάζουν από κοινού την επόμενη μεγαλύτερη μεταβλητότητα. Με τον ίδιο τρόπο και τους ίδιους περιορισμούς προκύπτουν ακολούθως και τα υπόλοιπα ιδιοδιανύσματα των $\mathbf{e}_m$, έως $m = M$ (Wilks, 2011).

Ουσιαστικά, τα ιδιοδιανύσματα ορίζουν ένα νέο σύστημα συντεταγμένων στο οποίο προβαλλονται τα δεδομένα. Συγκεκριμένα, ο ορθογώνιος πίνακας $[E]$, οι στήλες του οποίου αποτελούν τα ιδιοδιανύσματα ($[E] = [\mathbf{e}_1, \mathbf{e}_2, \dots, \mathbf{e}_K]$) (δηλαδή ο πίνακας των *φορτίων* – *loadings*) ορίζει την άκαμπτη περιστροφή (rigid rotation)

$$\mathbf{u} = [E]^T \mathbf{x}', \quad (4.3)$$

που αποτελεί, στη θεωρία των πινάκων, την ταυτόχρονη απεικόνιση των $M = K$ γραμμικών συνδυασμών όπως στην εξίσωση 4.1 (δηλαδή, τετράγωνος πίνακας $[E]$ με K στήλες ιδιοδιανυσμάτων). Το νέο αυτό σύστημα συντεταγμένων είναι προσανατολισμένο έτσι ώστε κάθε άξονας (κατά αύξουσα σειρά) να ευθυγραμμίζεται με τη διεύθυνση της από κοινού μεγαλύτερης μεταβλητότητας των δεδομένων και να είναι κάθετος στους προηγούμενους του άξονες (Wilks, 2011).

Είναι αξιοσημείωτη η ιδιότητα των Κυρίων Συνιστωσών να είναι μεταξύ τους ασυσχέτιστες. Έτσι, ο πίνακας συσχέτισης που προκύπτει από τις νέες μεταβλητές u_m αποτελεί τον *ταυτοτικό πίνακα* (*identity matrix*) $[I]$. Η ιδιότητα αυτή δηλώνει πως οι συνδιακυμάνσεις μεταξύ των μεταβλητών u_m είναι ίσες με 0, και έτσι ο πίνακας συνδιακύμανσης τους αποτελεί *διαγώνιο πίνακα* (*diagonal matrix*). Ουσιαστικά, ο πίνακας συνδιακύμανσης των Κυρίων Συνιστωσών $[S_u]$ προκύπτει από τη διαγωννιοποίηση του πίνακα συνδιακύμανσης των δεδομένων $[S_x]$ και έτσι αποτελεί τον διαγώνιο πίνακα $[\Lambda]$ των ιδιοτιμών του $[S_x]$:

$$[S_u] = \text{Var}([E]^T \mathbf{x}) = [E]^T [S_x] [E] = [E]^{-1} [S_x] [E] = [\Lambda]. \quad (4.4)$$

Έτσι, η διακύμανση της m -οστής Κύριας Συνιστώσας u_m είναι η m -οστή ιδιοτιμή λ_m , ενώ κάθε Κύρια Συνιστώσα αντιπροσωπεύει ένα μέρος της συνολικής μεταβλητότητας των $\mathbf{x}'$ το οποίο είναι ανάλογο της ιδιοτιμής της:

$$R_m^2 = \frac{\lambda_m}{\sum_{k=1}^K \lambda_k} \times 100\% = \frac{\lambda_m}{\sum_{k=1}^K s_{k,k}} \times 100\%. \quad (4.5)$$

Εδώ το R^2 έχει την ίδια σημασία όπως στη γραμμική παλινδρόμηση. Η συνολική μεταβλητότητα που περιέχεται στα αρχικά δεδομένα αντιπροσωπεύεται από το σύνολο K των u_m , με την έννοια ότι το άθροισμα των διακυμάνσεων των $\mathbf{x}'$ (οπότε και των $\mathbf{x}$), $\sum_k s_{k,k}$, ισούται με το άθροισμα των διακυμάνσεων $\sum_m \lambda_m$ των μεταβλητών u των Κυρίων Συνιστωσών (Wilks, 2011).

Η εξίσωση 4.3 δηλώνει το μετασχηματισμό ενός διανύσματος $\mathbf{x}'$ ($K \times 1$) σε ένα διάνυσμα $\mathbf{u}$ με Κύριες Συνιστώσες. Αν ο $[E]$ περιέχει όλο το πλήθος των K ιδιοδιανυσμάτων του $[S_x]$ ως στήλες του, το καινούριο διάνυσμα $\mathbf{u}$ θα έχει και αυτό διαστάσεις ($K \times 1$). Η εξίσωση 4.3 ονομάζεται και *τύπος ανάλυσης* των $\mathbf{x}'$, εκφράζοντας ότι τα δεδομένα μπορούν να αναλυθούν ή να συνοψιστούν με όρους Κυρίων Συνιστωσών. Αντιστρέφοντας το μετασχηματισμό της εξίσωσης 4.3, μπορεί να γίνει ανακατασκευή των δεδομένων $\mathbf{x}'$ από τις Κύριες Συνιστώσες

$$\begin{matrix} \mathbf{x}' = & [E] & \mathbf{u} \\ (K \times 1) & (K \times K) & (K \times 1) \end{matrix} \quad (4.6)$$

Περιστροφή των ιδιοδιανυσμάτων

Ο περιορισμός της ορθογωνιότητας των ιδιοδιανυσμάτων μπορεί να οδηγήσει σε προβλήματα στη φυσική ερμηνεία των αποτελεσμάτων, ιδιαίτερα για τη δεύτερη και τις επόμενες Κύριες Συνιστώσες. Μολονότι ο προσανατολισμός του πρώτου ιδιοδιανύσματος καθορίζεται αποκλειστικά από την διεύθυνση της μέγιστης μεταβλητότητας των δεδομένων, κάθε επόμενο ιδιοδιάνυσμα πρέπει να είναι κάθετο προς τα προηγούμενα, ανεξάρτητα από τη φύση των φυσικών διεργασιών που δημιουργούν τα δεδομένα. Στο βαθμό που οι υποκείμενες φυσικές διεργασίες των δεδομένων δεν είναι ανεξάρτητες, η ερμηνεία των αντίστοιχων Κυρίων Συνιστωσών ως ανεξάρτητοι τύποι της μεταβλητότητας δεν

μπορεί να δικαιολογηθεί (North, 1984). Η πρώτη κύρια συνιστώσα μπορεί να αντιπροσωπεύει ένα σημαντικό τύπο της μεταβλητότητας ή τη φυσική διεργασία, όμως, μπορεί κάλλιστα να περιλαμβάνει και πτυχές των άλλων συσχετιζόμενων τύπων ή διεργασιών. Έτσι, ο περιορισμός της ορθογωνιότητας στα ιδιοδιανύσματα μπορεί να οδηγήσει σε επιρροές πολλών διαφορετικών φυσικών διεργασιών που μπερδεύονται σε μία Κύρια Συνιστώσα (Wilks, 2011).

Όταν ο βασικός στόχος της PCA είναι η φυσική ερμηνεία και όχι απλά η μείωση των διαστάσεων των δεδομένων, είναι προτιμότερο να περιστραφεί ένα υποσύνολο των αρχικών ιδιοδιανυσμάτων σε ένα δεύτερο σύνολο διανυσμάτων νέων συντεταγμένων. Συνήθως περιστρέφεται κάποιο πλήθος M από τα αρχικά ιδιοδιανύσματα. Τα περιστραμμένα ιδιοδιανύσματα μπορεί να επηρεάζονται λιγότερο από τεχνητά χαρακτηριστικά που προκύπτουν από τον περιορισμό της ορθογωνιότητας, και, επίσης, φαίνεται να παρουσιάζουν καλύτερες ιδιότητες δειγματοληψίας σε σχέση με τα αντίστοιχα μη περιστραμμένα (Wilks, 2011).

Το επιθυμητό αποτέλεσμα της περιστροφής, λοιπόν, είναι η παραγωγή μίας απλής δομής. Γενικά μία απλή δομή έχει επιτευχθεί εάν ένα μεγάλο μέρος των στοιχείων κάθε ένα εκ των περιστραμμένων διανυσμάτων έχει τιμές κοντά στο μηδέν, ενώ κάποια από τα αντίστοιχα στοιχεία των άλλων διανυσμάτων έχουν τιμές που δεν είναι κοντά στο μηδέν. Έτσι, κάθε περιστραμμένο διάνυσμα αντιπροσωπεύει κυρίως τις λίγες αρχικές μεταβλητές που αντιστοιχούν στα στοιχεία με τιμές που απέχουν από το μηδέν, και η συνολική αντιπροσώπευση των αρχικών μεταβλητών μοιράζεται σε όσο δυνατόν λιγότερες περιστραμμένες Κύριες Συνιστώσες (Wilks, 2011).

Τα περιστραμμένα ιδιοδιανύσματα προκύπτουν ως γραμμικοί μετασχηματισμοί ενός υποσυνόλου M των αρχικών ιδιοδιανυσμάτων πλήθους K από την

$$\begin{bmatrix} \tilde{E} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} E \end{bmatrix} \begin{bmatrix} T \end{bmatrix} \quad (4.7)$$

$$(K \times M) \quad (K \times M) \quad (M \times M)$$

όπου, $[T]$ είναι ο πίνακας περιστροφής και για τα περιστραμμένα ιδιοδιανύσματα χρησιμοποιείται το σύμβολο " $\sim$ ". Αν ο $[T]$ είναι ορθογώνιος πίνακας ($[T][T]^T = [I]$) τότε η εξίσωση μετασχηματισμού 4.7 ονομάζεται *ορθογωνική περιστροφή* ενώ σε άλλη περίπτωση η περιστροφή ονομάζεται *λοξή (oblique)* (Wilks, 2011).

4.1.2 Ανάλυση

Στην παρούσα μελέτη εφαρμόζεται Ανάλυση σε Κύριες Συνιστώσες με περιστροφή σε εποχιακά σύνολα δεδομένων, τα οποία αποτελούνται από 15 αρχικές μεταβλητές για τις παρατηρήσεις των σταθμών και 3142 αρχικές μεταβλητές για τα σημεία πλέγματος του κλιματικού μοντέλου RegCM3. Δοκιμάστηκαν ξεχωριστές εφαρμογές PCA σε διαφορετικές μεταβλητές του ανέμου, οι οποίες περιλαμβάνουν την ταχύτητα, τη διεύθυνση, τη ζωνική συνιστώσα u , τη μεσημβρινή συνιστώσα v και το συνδυασμό των δύο συνιστωσών σε μία κοινή μεταβλητή. Το ποσοστό της μεταβλητότητας που ερμηνεύουν οι τέσσερις πρώτες PCs κάθε PCA παρουσιάζεται στον πίνακα 4.1.

Πίνακας 4.1 Ποσοστά (%) της συνολικής μεταβλητότητας των εποχιακών δεδομένων των σταθμών (Σ) και του μοντέλου (M) που ερμηνεύεται από κάθε τύπο PCA.

PCA	Χειμώνας		Άνοιξη		Καλοκαίρι		Φθινόπωρο	
	Σ	M	Σ	M	Σ	M	Σ	M
ταχύτητα	73,4	81,5	69,4	79,2	69,1	78,0	71,4	82,9
διεύθυνση	52,1	65,8	50,3	63,6	42,1	53,0	50,2	62,7
u	69,2	91,1	65,2	89,9	54,0	83,7	64,3	89,0
v	83,1	94,4	76,9	89,9	69,0	85,7	79,4	92,6
u & v	78,5	92,0	74,4	90,1	77,7	89,6	76,1	90,8

Σε όλες, σχεδόν, τις εφαρμογές PCA τα μεγαλύτερα ποσοστά μεταβλητότητας ερμηνεύονται από τις PCAs των χειμερινών δεδομένων, ενώ τα μικρότερα από εκείνες των δεδομένων του καλοκαιριού, τόσο για τα δεδομένα των παρατηρήσεων, όσο και για του RegCM3. Επίσης, η μεταβλητότητα που αντιπροσωπεύεται από τις PCAs των δεδομένων του μοντέλου είναι πάντα μεγαλύτερη από τις αντίστοιχες των σταθμών, κάτι που είναι αναμενόμενο λαμβάνοντας υπόψη τα λίγα και αραιά κατανεμημένα σημεία των σταθμών.

Γενικά, οι PCAs των δεδομένων της συνιστώσας v και εκείνες των δεδομένων συνδυασμού u και v , παρουσιάζουν τα μεγαλύτερα ποσοστά ερμηνευόμενης μεταβλητότητας. Ωστόσο, ο συνδυασμός των u και v σε μία κοινή μεταβλητή, έχει ως αποτέλεσμα μικρότερη διακύμανση της μεταβλητότητας που ερμηνεύεται από τις εποχιακές PCAs, σε σχέση με τις PCAs μόνο των

δεδομένων των v . Η μεταβλητότητα που ερμηνεύεται από τις PCAs των δεδομένων της ταχύτητας έχει παρουσιάζει, επίσης, μικρή εποχιακή διακύμανση, ωστόσο, τα ποσοστά της ερμηνευόμενης μεταβλητότητας είναι, περίπου, 70% για τα δεδομένα των σταθμών και 80% για τα δεδομένα των παρατηρήσεων.

Τελικά, επιλέγεται ως καταλληλότερη η PCA του συνδυασμού των u και v συνιστωσών σε μία κοινή μεταβλητή για τρεις λόγους. Α) Η μεταβλητότητα που ερμηνεύεται από τις τέσσερις πρώτες PCs είναι μεγαλύτερη από 70% για τα δεδομένα και των σταθμών και του μοντέλου. Β) Το ποσοστό της μεταβλητότητας που ερμηνεύεται δεν παρουσιάζει έντονη εποχιακή διακύμανση. Γ) Ο συνδυασμός των δύο συνιστωσών του ανέμου εκτιμάται ότι είναι καταλληλότερος για το σκοπό της παρούσας εργασίας, καθώς αντιπροσωπεύεται το διανυσματικό πεδίο του ανέμου (ταχύτητα και διεύθυνση), αντί για ένα μονόμετρο χαρακτηριστικό του. Με τον τρόπο αυτό το συνολικό πλήθος των ταυτόχρονων χρονικών παρατηρήσεων των μεταβλητών που περιλαμβάνεται στις αναλύσεις είναι διπλάσιο των πραγματικών ($n \times 2$).

Τα ποσοστά (%) της μεταβλητότητας των αρχικών δεδομένων που αντιπροσωπεύονται από κάθε PC παρουσιάζονται στον πίνακα 4.2. Τα κέντρα των τριών PCs εντοπίζονται σε τρεις περιοχές του Αιγαίου πελάγους (βόρειο, νοτιοανατολικό και νοτιοδυτικό), ενώ το κέντρο της τέταρτης PC τοποθετείται στο Ιόνιο πέλαγος. Τα αποτελέσματα είναι αντίστοιχα, τόσο για τις εποχιακές PCAs των σταθμών, όσο και για τις εκείνες του μοντέλου. Το μεγαλύτερο ποσοστό της μεταβλητότητας των εποχιακών δεδομένων αντιπροσωπεύει η PC του ΝΑ Αιγαίου. Ακολουθεί η PC του Β Αιγαίου, με εξαίρεση την καλοκαιρινή περίοδο, όπου για τα δεδομένα των σταθμών αντιπροσωπεύει ίσο ποσοστό μεταβλητότητας με την PC του ΝΔ Αιγαίου, ενώ για τα δεδομένα του μοντέλου αντιπροσωπεύει το μικρότερο ποσοστό μεταβλητότητας. Η μεγαλύτερη διαφορά στα ποσοστά μεταβλητότητας των PCs των σταθμών και του μοντέλου εμφανίζεται στην PC του Ιονίου πελάγους. Τα ποσοστά της για τα δεδομένα των σταθμών κυμαίνονται από 9,9 έως 13,3%, ενώ τα αντίστοιχα για τα δεδομένα του μοντέλου είναι κοντά στο 20% σε όλες τις εποχές.

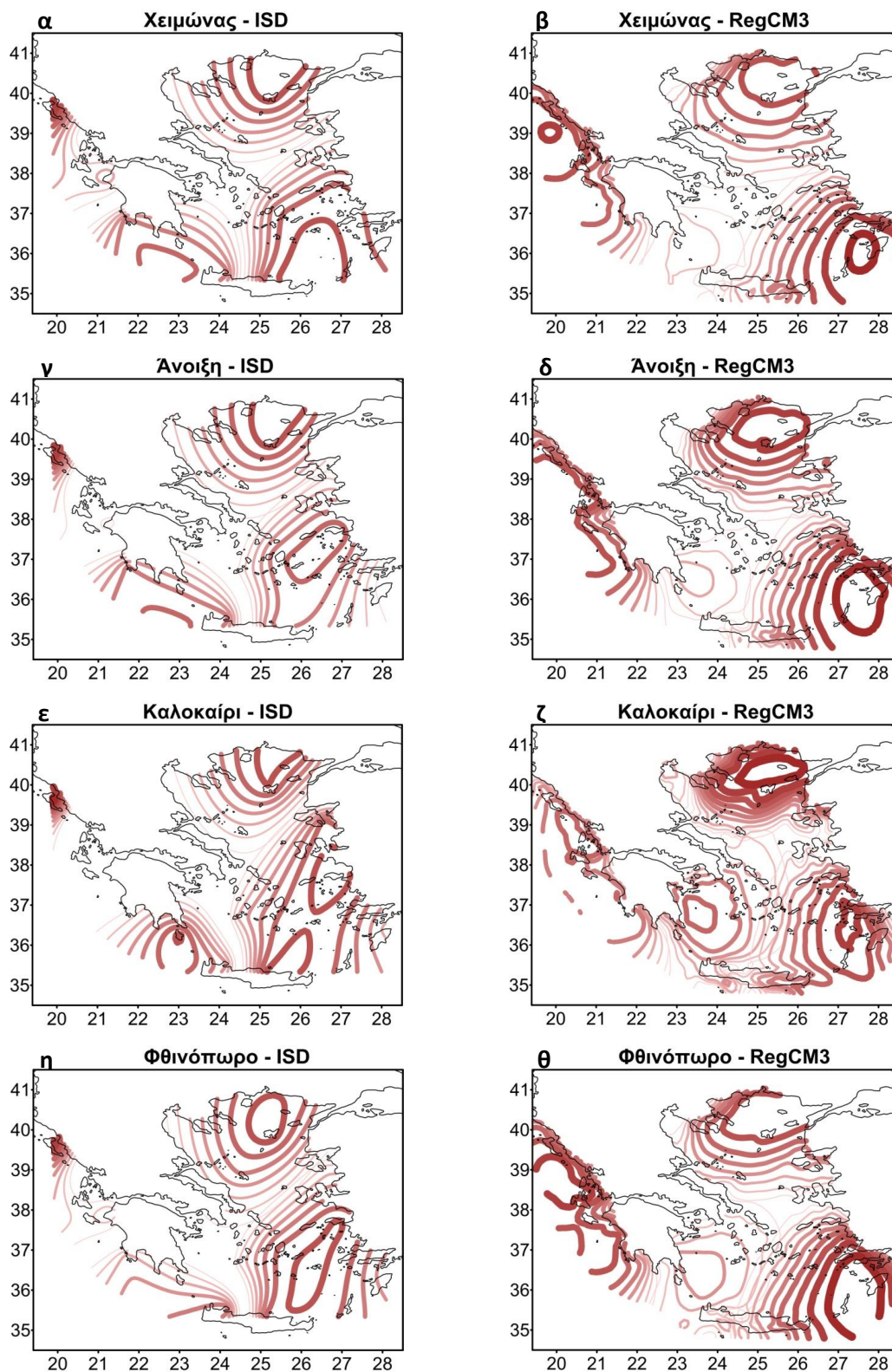
Πίνακας 4.2 Ποσοστά (%) της συνολικής μεταβλητότητας των εποχιακών δεδομένων u και v των σταθμών (Σ) και του μοντέλου (M) που ερμηνεύται από τις τέσσερις πρώτες PCs .

PCs	Χειμώνας		Άνοιξη		Καλοκαίρι		Φθινόπωρο	
	Σ	M	Σ	M	Σ	M	Σ	M
B Αιγαίο	21,3	26,7	21,7	24,6	18,3	18,6	23,1	22,9
NA Αιγαίο	24,7	29,0	22,6	28,9	31,2	27,3	25,3	27,7
NΔ Αιγαίο	19,2	16,4	18,7	16,0	18,3	24,1	16,0	21,0
Ιόνιο	13,3	19,9	11,4	20,7	9,9	19,6	11,8	19,2
άθροισμα	78,5	92,0	74,4	90,1	77,7	89,6	76,1	90,8

Οι θέσεις των κέντρων αλλά και η έκταση που περιλαμβάνεται από τα φορτία με τιμή μεγαλύτερη από 0,6 παρουσιάζουν κάποια μεταβλητότητα μεταξύ των διαφόρων εποχών, αλλά και μεταξύ των σταθμών και του μοντέλου. Η χωρική κατανομή των τεσσάρων PCs παρουσιάζεται στο σχήμα 4.1, όπου χαρτογραφούνται για κάθε εποχή τα φορτία > 0.6 των τεσσάρων PCs.

Κατά το χειμώνα (σχήμα 4.1 α,β) οι δύο PCs που αντιπροσωπεύουν τη μεγαλύτερη μεταβλητότητα των δεδομένων εντοπίζονται κατά σειρά στο νοτιοανατολικό και στο βόρειο Αιγαίο. Καταλαμβάνουν περίπου την ίδια έκταση και για τα δύο σύνολα δεδομένων και το μεταξύ τους όριο τοποθετείται, περίπου, στον 38° παράλληλο. Τα κέντρα των PCs του νοτιοδυτικού Αιγαίου και του Ιονίου παρουσιάζουν μικρή μετατόπιση μεταξύ των αναλύσεων σταθμών και σημείων πλέγματος, καθώς, επίσης, και μικρή διαφορά των ποσοστών της μεταβλητότητας που αντιπροσωπεύουν. Συγκεκριμένα, η PC του NΔ Αιγαίου των σταθμών έχει το κέντρο της νότια της Πελοποννήσου και καλύπτει και την περιοχή του νότιου Ιονίου και αντιπροσωπεύει περισσότερη μεταβλητότητα από την PC του Ιονίου. Αντιθέτως, η αντίστοιχη PC του μοντέλου αντιπροσωπεύει λιγότερη μεταβλητότητα από αυτή του Ιονίου, ενώ το κέντρο της εντοπίζεται μεταξύ Πελοποννήσου και Κρήτης.

Την άνοιξη (σχήμα 4.1 γ,δ) δεν παρατηρούνται σημαντικές διαφορές στην χωρική κατανομή των PCs σε σχέση με το χειμώνα. Η πιο εμφανής διαφορά είναι η μετακίνηση του κέντρου της PC του νοτιοανατολικού Αιγαίου των σταθμών λίγο βορειότερα, χωρίς, ωστόσο, να μεταβάλλεται η έκταση που καλύπτεται από το



Σχήμα 4.1 Ισοπληθείς φορτίων (loadings) των τεσσάρων πρώτων εποχιακών Κυρίων Συνιστωσών για τα δεδομένα των σταθμών (αριστερή στήλη) και του μοντέλου (δεξιά στήλη).

φορτίο 0.6. Η σχετική σειρά των PCs με βάση τη μεταβλητότητα που ερμηνεύουν παραμένει ίδια, τόσο για τους σταθμούς, όσο και για το μοντέλο.

Την Καλοκαιρινή περίοδο (σχήμα 4.1 ε,ζ) παρατηρείται μείωση της έκτασης της PC του Β Αιγαίου και στις δύο PCAs. Ωστόσο, η PC που επεκτείνεται από το νότιο Αιγαίο είναι διαφορετική στις δύο αναλύσεις. Στην PCA των σταθμών σημειώνεται επέκταση προς βορρά της PC του ΝΑ Αιγαίου, με μεγάλες τιμές φορτίων στην περιοχή της Μυτιλήνης, ενώ καλύπτει ολόκληρες τις Κυκλάδες. Το κέντρο της παρουσιάζεται επιμηκυμένο σε άξονα BBA – NND και καλύπτει την περιοχή από βόρεια της Σάμου έως την ανατολική Κρήτη. Στην PCA των σημείων πλέγματος του μοντέλου παρατηρείται επέκταση της PC του ΝΔ Αιγαίου και αύξηση των τιμών των φορτίων της σε σχέση με τις προηγούμενες εποχές. Το κέντρο της έχει μετατοπιστεί βορειότερα, μεταξύ Πελοποννήσου και Κυκλάδων. Τέλος, είναι εμφανής η απουσία τιμών φορτίων μεγαλύτερων από 0.6 στην μεγαλύτερη περιοχή του Ιονίου στην PCA των σταθμών.

Το φθινόπωρο (σχήμα 4.1 η,θ) παρουσιάζεται μία μεταβατική κατάσταση μεταξύ της καλοκαιρινής και της χειμερινής περιόδου. Η PC του Β Αιγαίου επεκτείνεται προς τα νότια και στις δύο PCAs, ενώ υποχωρούν οι PCs του ΝΑ Αιγαίου των σταθμών και του ΝΔ Αιγαίου του μοντέλου.

4.2 Σύγκριση ταχύτητας και διεύθυνσης ISD – RegCM3

Στην παρούσα ενότητα διερευνάται η ικανότητα του μοντέλου να προσομοιώνει την ταχύτητα και τη διεύθυνση του επιφανειακού ανέμου όπως αυτές προκύπτουν από τα δεδομένα των σταθμών. Η σύγκριση που γίνεται είναι ποιοτική με τη βοήθεια διαγραμμάτων. Συγκεκριμένα, παρουσιάζονται εποχιακά διαγράμματα (σχήματα 4.2 έως 4.5) για κάθε σταθμό τα οποία περιέχουν την, ανά διεύθυνση μέση ταχύτητα και την ανά διεύθυνση συχνότητα εμφάνισης του επιφανειακού ανέμου, για τα δεδομένα των παρατηρήσεων και για τα δεδομένα των 15 επιλεγμένων γειτονικών σημείων πλέγματος (σχήμα 2.1).

Όσο αφορά την ανά διεύθυνση μέση ταχύτητα, χρησιμοποιείται η διάμεσος αντί της μέσης τιμής λόγω της ασυμμετρίας της κατανομής των δεδομένων. Το

κύριο στοιχείο για να χαρακτηριστεί ικανοποιητική η προσομοίωση του μοντέλου είναι η παρόμοια διακύμανση της ταχύτητας στις διάφορες διευθύνσεις μεταξύ των δεδομένων παρατηρήσεων και μοντέλου. Εφόσον, υπάρχει καλή γραμμική συσχέτιση μπορεί να υποβαθμιστεί ο ρόλος, τόσο του ύψους του ανεμομέτρου του σταθμού, για το οποίο υπάρχει αβεβαιότητα, καθώς και η θέση του σημείου πλέγματος που μπορεί να βρίσκεται πάνω από θάλασσα.

Εξετάζεται, επίσης, η εμφάνιση μεγίστων συχνοτήτων διευθύνσεων σε παρόμοιες διευθύνσεις για τους σταθμούς και τα γειτονικά σημεία πλέγματος, λαμβάνοντας υπόψη ότι δεν χρειάζεται να ταυτίζονται απολύτως, αλλά δίνεται ένα περιθώριο απόκλισης, καθώς η διεύθυνση του επιφανειακού ανέμου παρουσιάζει μεγάλη ευαισθησία στην τοπογραφία και οι θέσεις των σταθμών και των γειτονικών σημείων πλέγματος δεν συμπίπτουν απόλυτα..

4.2.1 Χειμώνας – διεύθυνση ανέμου

Στην περιοχή του βόρειου Αιγαίου παρατηρείται (σχήμα 4.2) από τα δεδομένα των σταθμών μία μέγιστη συχνότητα BBA έως BA διευθύνσεων και ένα δευτερεύον μέγιστο συχνοτήτων N έως NNΔ διευθύνσεων. Το μοντέλο εμφανίζει, επίσης, τα δύο αυτά μέγιστα σε παρόμοιες διευθύνσεις, ωστόσο οι συχνότητες που αφορούν το πρωτεύον μέγιστο είναι μικρότερες από τις αντίστοιχες των σταθμών στην Αλεξανδρούπολη, τη Λήμνο και τη Σκύρο. Η διαφορά αυτή αναπληρώνεται με τις υψηλότερες συχνότητες που παρουσιάζει το μοντέλο σε ανέμους δυτικών διευθύνσεων. Στο σταθμό της Μυτιλήνης οι συχνότητες ανά διεύθυνση του μοντέλου είναι παραπλήσιες με αυτές του σταθμού.

Οι σταθμοί της Σάμου, της Νάξου και της Μήλου παρουσιάζουν παρόμοια εικόνα με τους βορειότερους σταθμούς, με το μοντέλο, όμως, να εμφανίζει μικρότερες συχνότητες του κυρίου μεγίστου βορείων διευθύνσεων. Το δευτερεύον μέγιστο συχνοτήτων εξακολουθεί να εμφανίζεται στα δεδομένα των σταθμών με διεύθυνση NNA στη Σάμο, N στη Νάξο και NΔ στη Μήλο. Στα δεδομένα του μοντέλου το δευτερεύον μέγιστο είναι εμφανές μόνο στο σημείο πλέγματος της Σάμου, όπου έχει NNA διεύθυνση, ενώ στα άλλα δύο σημεία

πλέγματος δε διακρίνεται, αλλά υπάρχει μία σταθερότητα των συχνοτήτων των διευθύνσεων μεταξύ BBD – N ανέμων.

Στο νοτιοανατολικό Αιγαίο (Ρόδος και Ηράκλειο) δεν παρατηρείται το μέγιστο των βορείων διευθύνσεων. Στη Ρόδο και ο σταθμός και το σημείο πλέγματος εμφανίζουν δύο παρόμοιου μεγέθους μέγιστα, BΔ και ΝΑ διευθύνσεων. Επίσης, εμφανίζουν ελάχιστες συχνότητες σε ανέμους ΒΑ τομέα. Στο Ηράκλειο η μεγαλύτερη συχνότητα παρατηρείται σε Ν ανέμους, τόσο για τις παρατηρήσεις, όσο και για τα δεδομένα του σημείου πλέγματος. Από τα δεδομένα του σταθμού παρατηρείται ένα δευτερεύον μέγιστο BBD διεύθυνσης, ενώ από τα δεδομένα του μοντέλου κατανέμεται παρόμοιο ποσοστό σε μεγαλύτερο εύρος διευθύνσεων, Β – ΔΒΔ.

Στο νοτιοδυτικό Αιγαίο οι σταθμοί της Σούδας και των Κυθήρων εμφανίζουν αρκετά διαφορετική εικόνα μεταξύ τους, όσο αφορά τις συχνότητες των διευθύνσεων του άνεμου. Συγκεκριμένα, στα Κύθηρα παρουσιάζεται εικόνα παρόμοια με το σταθμό της Μήλου, με ένα κύριο μέγιστο Β διεύθυνσης και ένα δευτερεύον Ν διεύθυνσης. Από το σημείο πλέγματος των Κυθήρων παρατηρείται ένα μέγιστο BBD – ΒΔ διευθύνσεων, με μικρότερη συχνότητα από το αντίστοιχο του σταθμού, και μία περιοχή διευθύνσεων από ΒΔ έως Ν, όπου εμφανίζονται συχνότητες 5 – 10%. Στη Σούδα, τόσο τα δεδομένα του σταθμού, όσο και εκείνα του σημείου πλέγματος εμφανίζουν μέγιστο συχνότητας σε Δ – ΔΒΔ διευθύνσεις. Ωστόσο, οι υπόλοιπες παρατηρήσεις των διευθύνσεων του σταθμού κατανέμονται δεξιόστροφα από ΒΔ έως ΝΑ, ενώ του σημείου πλέγματος κατανέμονται, σχεδόν, σε όλο το εύρος, εκτός από ΒΑ – ΝΑ.

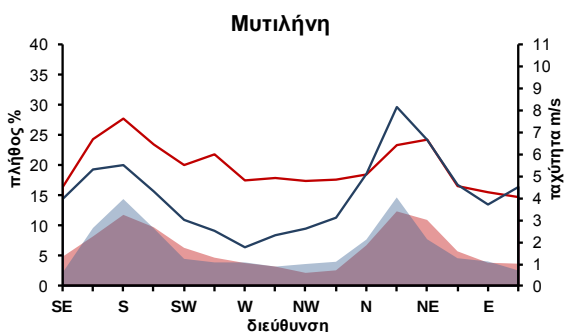
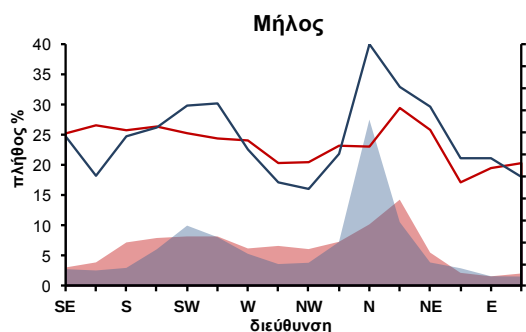
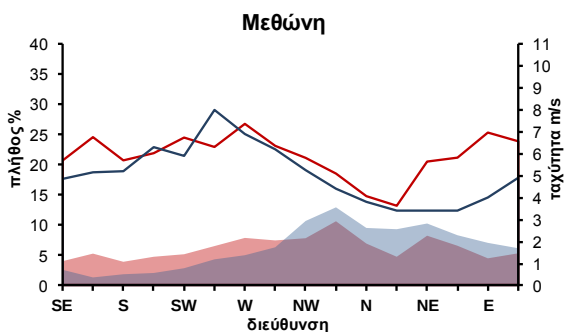
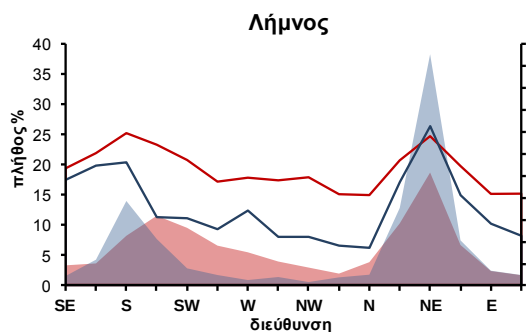
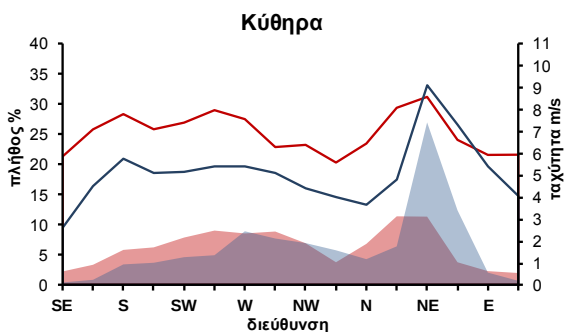
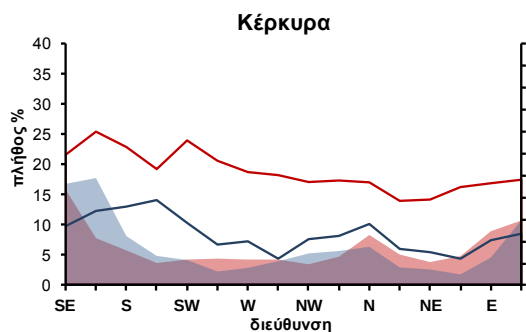
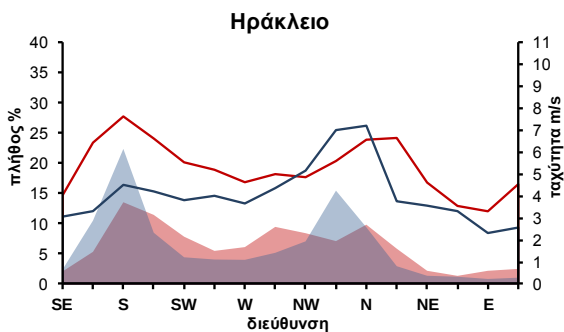
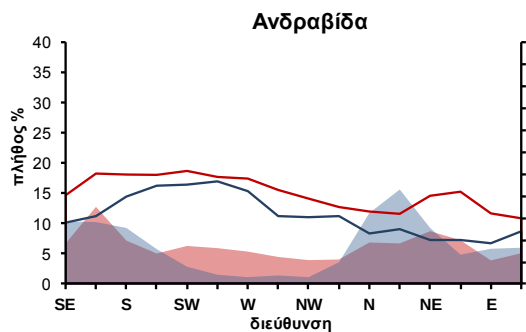
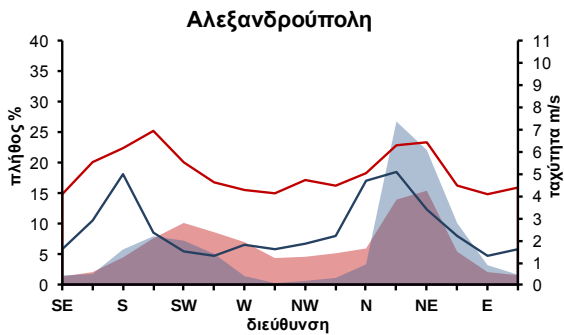
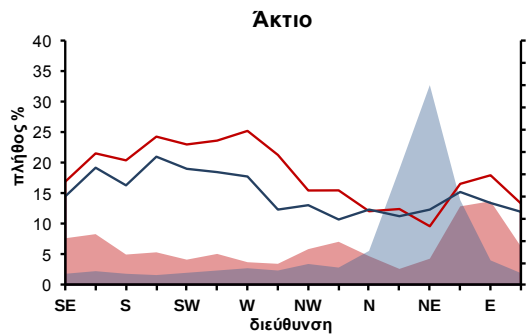
Στην περιοχή του Ιονίου, ο σταθμός και το σημείο πλέγματος της Μεθώνης παρουσιάζουν μέγιστη συχνότητα BBD διεύθυνσης, χωρίς να έχει ιδιαίτερα μεγάλο ποσοστό. Γενικά, εμφανίζεται κατανομή των περιπτώσεων σε μεγάλο εύρος διευθύνσεων. Λίγο βορειότερα, στην Ανδραβίδα το μέγιστο για το σταθμό παραμένει στην ίδια διεύθυνση, ενώ παρατηρείται και ένα δευτερεύον μέγιστο ΝΑ έως Ν διευθύνσεων. Οι διευθύνσεις του μοντέλου παρουσιάζουν αντίθετη εικόνα, καθώς μέγιστη συχνότητα εμφανίζουν ΝΝΑ άνεμοι, ενώ δευτερεύον μέγιστο εμφανίζουν ΒΑ – ΑΒΑ άνεμοι. Στο Άκτιο εμφανίζεται ένα πολύ έντονο μέγιστο

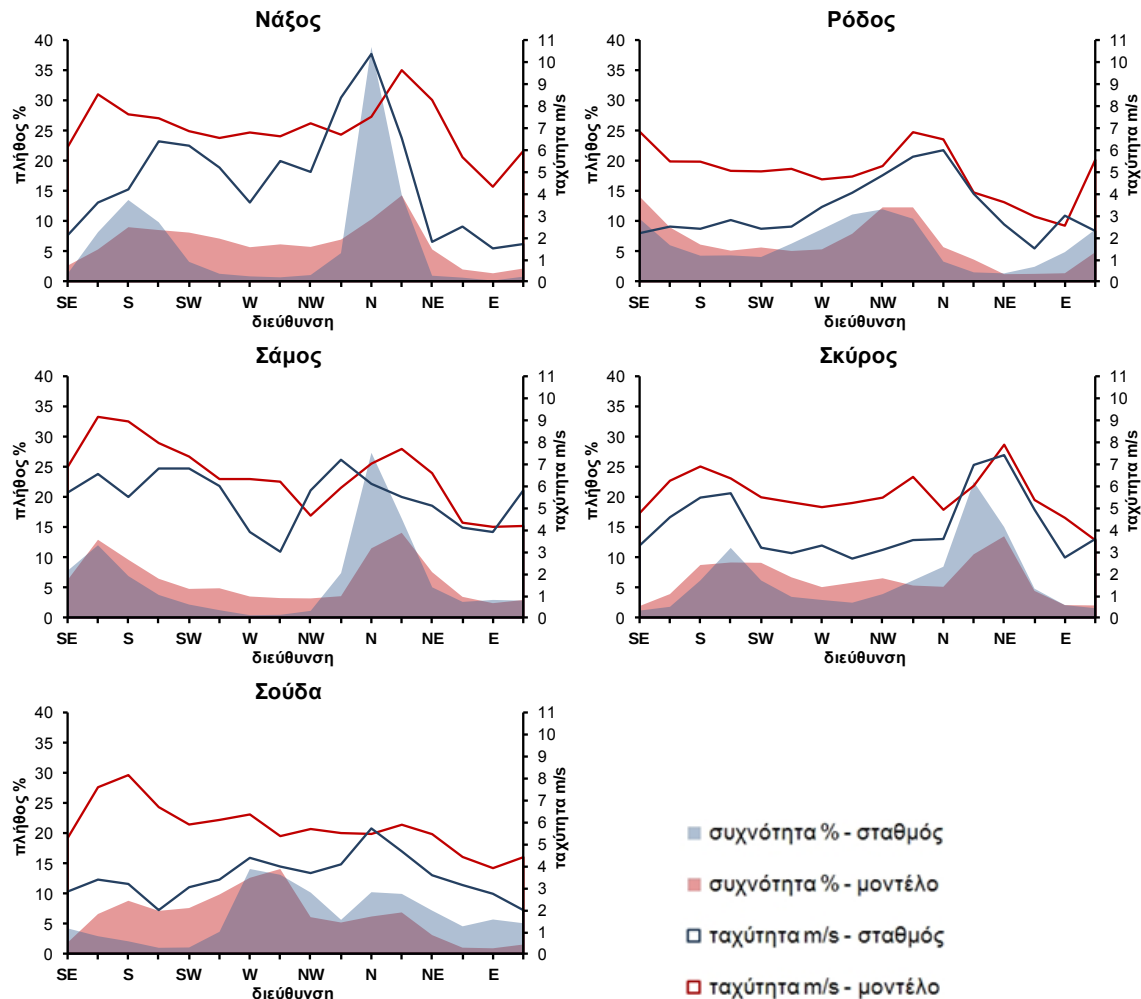
συχνοτήτων ΒΑ διεύθυνσης για τα δεδομένα του σταθμού. Στο σημείο πλέγματος η μέγιστη συχνότητα υπολείπεται αυτής του σταθμού και εμφανίζεται σε Α – ΑΒΑ διευθύνσεις. Στην Κέρκυρα οι συχνότητες διεύθυνσης σταθμού και σημείου πλέγματος παρουσιάζουν παρόμοια εικόνα. Εμφανίζουν μέγιστη συχνότητα σε ΝΑ και ΝΝΑ διευθύνσεις, και, σχετικά, σταθερά ποσοστά συχνότητας στις υπόλοιπες διευθύνσεις.

4.2.2 Χειμώνας – ταχύτητα ανέμου

Στην περιοχή του βορείου Αιγαίου η σύγκριση της μέσης ταχύτητας ανά διεύθυνση σταθμού – σημείου πλέγματος φαίνεται να είναι αρκετά καλή (σχήμα 4.2). Γενικά, οι υψηλότερες μέσες ταχύτητες παρατηρούνται στις διευθύνσεις βόρειου και νότιου τομέα. Στους σταθμούς της Λήμνου, της Σκύρου και της Μυτιλήνης, η μέση ταχύτητα των ανέμων βορείου τομέα είναι λίγο υψηλότερη από αυτή των ανέμων νότιου τομέα, ενώ στο σταθμό της Αλεξανδρούπολης έχουν παρόμοια τιμή. Στα σημεία πλέγματος της Αλεξανδρούπολης και της Λήμνου η μέση ταχύτητα Ν ανέμων είναι λίγο υψηλότερη από αυτή των Β ανέμων, ενώ στη Μυτιλήνη η διαφορά είναι εντονότερη. Αντιθέτως, στο σημείο πλέγματος της Σκύρου δεν παρατηρείται κάτι αντίστοιχο.

Νοτιότερα οι μέσες ταχύτητες των σταθμών παρουσιάζουν μεγαλύτερη μεταβλητότητα στις διάφορες διευθύνσεις σε σχέση με τις μέσες ταχύτητες των γειτονικών σημείων πλέγματος. Διαφορά εντοπίζεται στη Σάμο, όπου ο σταθμός εμφανίζει μέγιστες μέσες ταχύτητες σε διευθύνσεις Β – ΒΔ, ενώ το μοντέλο εμφανίζει τις υψηλότερες μέσες ταχύτητες σε νότιες διευθύνσεις. Στη Νάξο και τη Μήλο η μέγιστη μέση ταχύτητα του σταθμού παρατηρείται για Β ανέμους. Οι μέσες ταχύτητες των σημείων πλέγματος σε αυτές τις δύο περιοχές είναι υψηλότερες στους ΒΒΑ ανέμους, χωρίς να έχουν μεγάλη διαφορά από τις αντίστοιχες των ΝΝΑ ανέμων.





Σχήμα 4.2 Σύγκριση ανά διεύθυνση των εποχιακών δεδομένων των 15 σταθμών και των γειτονικών τους σημείων πλέγματος, α) της συχνότητας της διεύθυνσης ανέμου (σκίαση) και β) της διακύμανσης της μέσης ταχύτητας ανέμου (γραμμή), για το χειμώνα της περιόδου 1980-2000.

Στη Ρόδο και στο Ηράκλειο εμφανίζεται για τα δεδομένα των σταθμών ένα ξεκάθαρο μέγιστο μέσης ταχύτητας σε ανέμους βόρειου τομέα. Σε ανέμους παρόμοιων διευθύνσεων το μοντέλο εμφανίζει παραπλήσιες τιμές μέσης ταχύτητας. Ωστόσο, εμφανίζεται παρόμοια μέση ταχύτητα στη ΝΑ διεύθυνση για το σημείο πλέγματος της Ρόδου, ενώ στο Ηράκλειο η μέση ταχύτητα των νοτίων ανέμων είναι υψηλότερη αυτής των βορείων.

Στη Σούδα παρατηρείται διαφορά στη διακύμανση των της μέσης ταχύτητας μεταξύ σταθμού και μοντέλου, με τις υψηλότερες τιμές για το σταθμό να αφορούν βόρειους ανέμους, ενώ για το μοντέλο να αφορούν νότιους ανέμους. Στα Κύθηρα

παρουσιάζεται ικανοποιητική συσχέτιση των μέσων ταχυτήτων, ενώ η μέγιστη τιμή εμφανίζεται σε ΒΑ ανέμους για το σταθμό και το σημείο πλέγματος.

Στην περιοχή του Ιονίου παρατηρείται πως οι μέγιστες ταχύτητες δεν συμπίπτουν με τις μέγιστες συχνότητες διεύθυνσης. Στη Μεθώνη, την Ανδραβίδα και το Άκτιο οι υψηλότερες μέσες ταχύτητες παρατηρούνται μεταξύ Δ και ΝΝΑ διευθύνσεων για τα δύο σύνολα δεδομένων. Στην Κέρκυρα η συσχέτιση των μέσων ταχυτήτων φαίνεται λίγο χειρότερη από ότι στους άλλους τρεις σταθμούς του Ιονίου. Ωστόσο, οι υψηλότερες μέσες ταχύτητες εμφανίζονται σε διευθύνσεις νότιου τομέα, και στις παρατηρήσεις και στα δεδομένα του μοντέλου.

4.2.3 Άνοιξη– διεύθυνση ανέμου

Την άνοιξη (σχήμα 4.3) παρατηρείται αύξηση των ποσοστών των διευθύνσεων νοτίου τομέα στα δεδομένα των σταθμών της Αλεξανδρούπολης και της Λήμνου και ελάττωση αυτών βορείων διευθύνσεων. Στα δεδομένα του μοντέλου δεν παρατηρείται κάτι αντίστοιχο. Ως αποτέλεσμα μειώνεται η υποεκτίμηση του μοντέλου στα ποσοστά των βορείων διευθύνσεων, ενώ συμβαίνει το αντίθετο για τις νότιες διευθύνσεις, αν και σε μικρότερο βαθμό. Στη Σάμο και τη Μυτιλήνη εμφανίζεται αρκετά καλή συμφωνία μεταξύ σταθμού και μοντέλου, καθώς παρουσιάζουν υψηλότερη συχνότητα ανέμων βορείου τομέα.

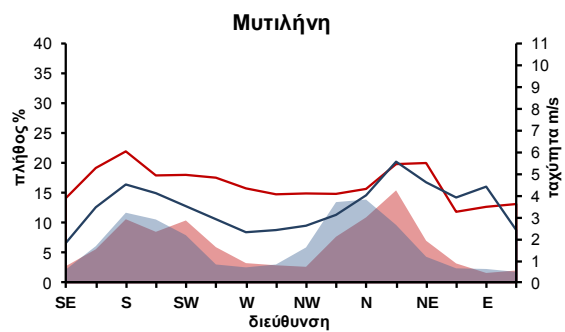
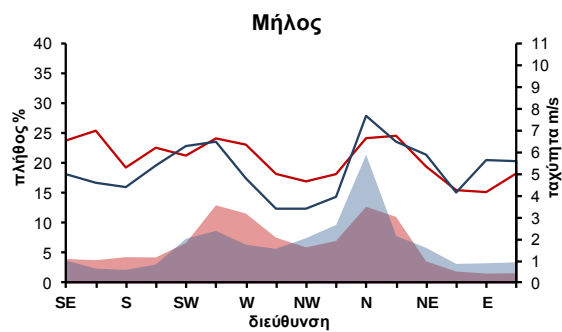
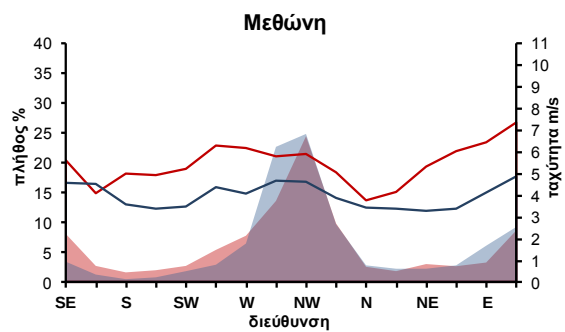
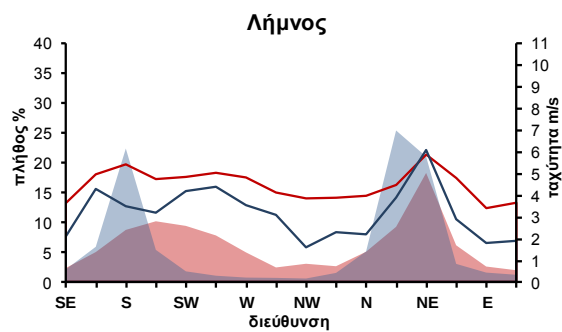
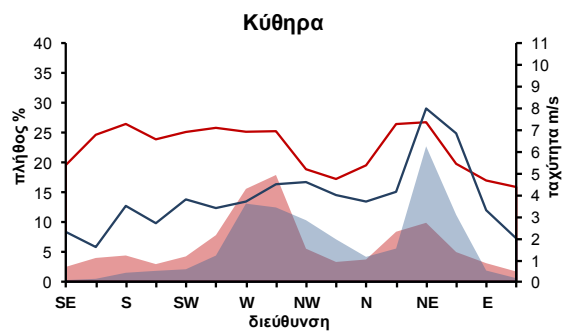
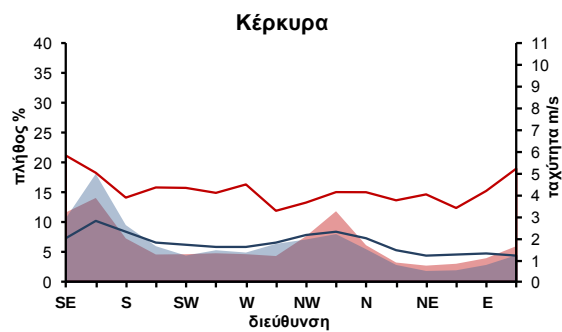
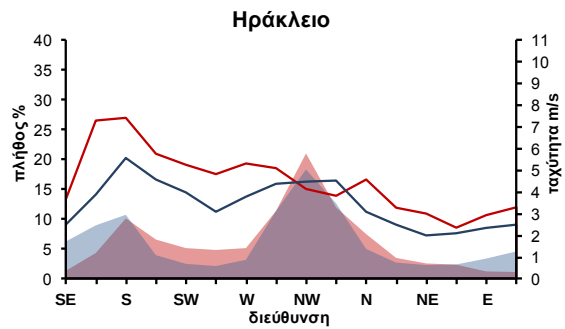
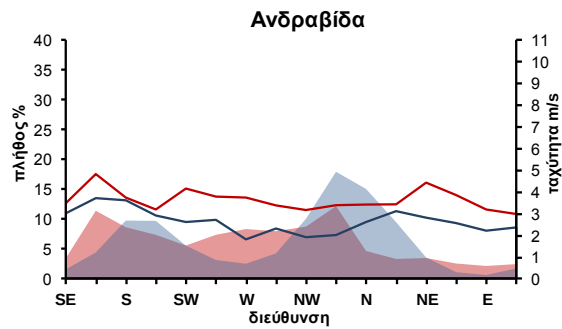
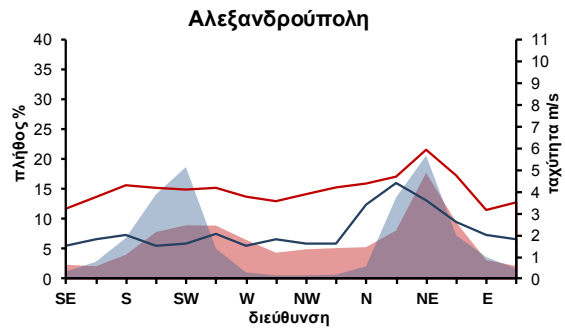
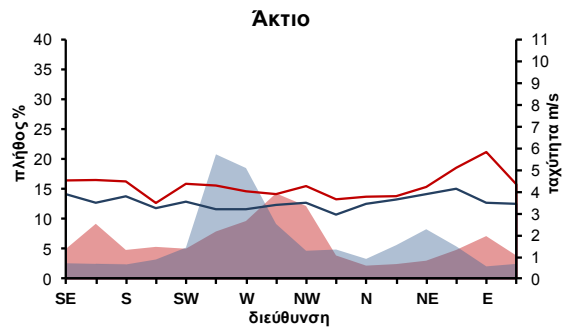
Στους σταθμούς της Σάμου, της Νάξου και της Μήλου παρουσιάζεται μέγιστη συχνότητα για Β ανέμους, ενώ δευτερεύον μέγιστο Ν διεύθυνσης εμφανίζεται μόνο στους δύο πρώτους. Το μοντέλο εμφανίζει παρόμοια εικόνα με αυτή του σταθμού της Σάμου με μικρή υποεκτίμηση της συχνότητας των Β ανέμων και υπερεκτίμηση των ανέμων δυτικού τομέα. Η υπερεκτίμηση των δυτικών ανέμων είναι πιο χαρακτηριστική στο σημείο πλέγματος της Νάξου, που συνεπάγεται μικρότερα ποσοστά εμφάνισης Β και Ν διευθύνσεων από το σταθμό. Στη Μήλο οι διαφορές των συχνοτήτων σταθμού – μοντέλου είναι μικρότερες, με μικρή υποεκτίμηση των Β ανέμων και μικρή υπερεκτίμηση των Δ – ΝΔ

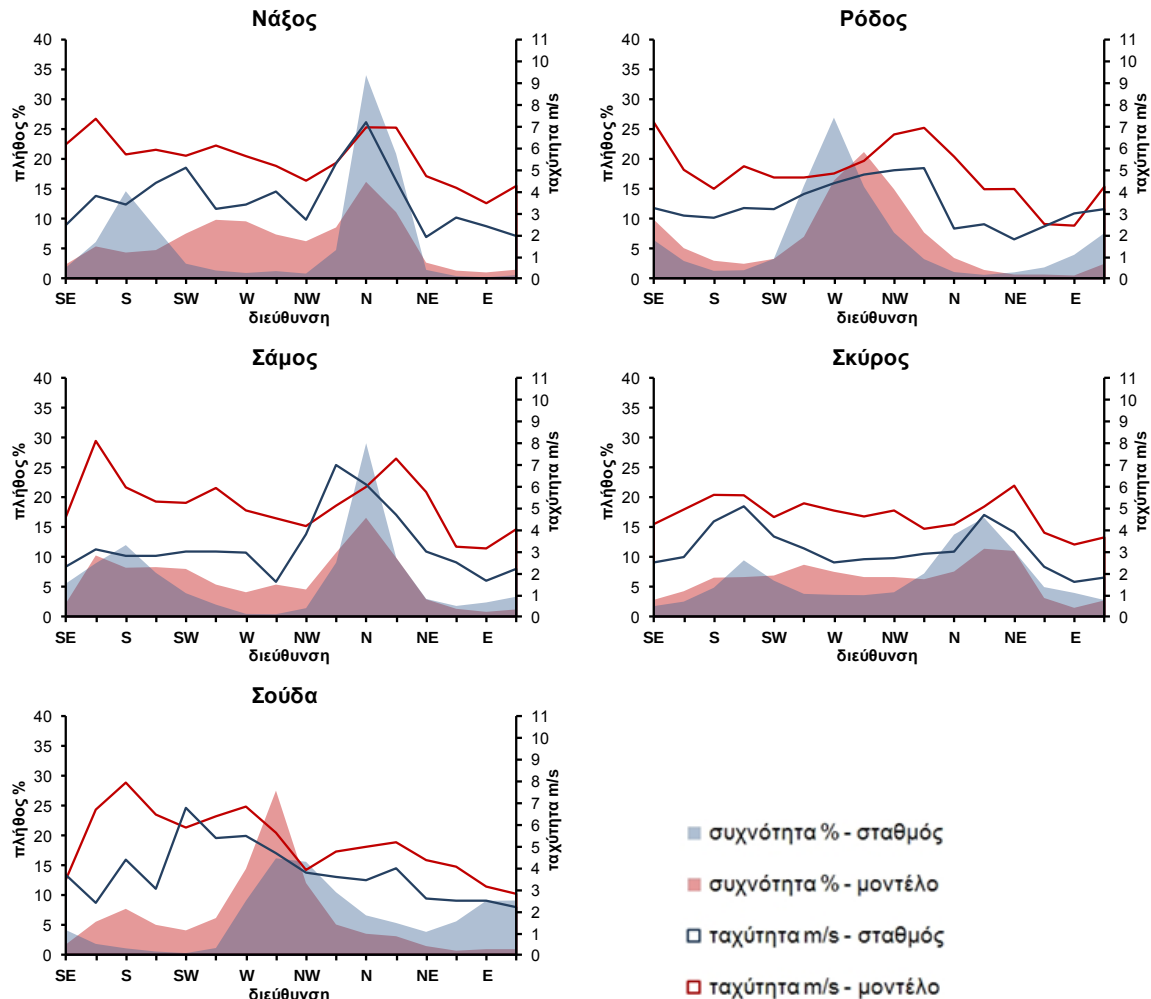
Στη Ρόδο και στο Ηράκλειο υπάρχει πολύ καλή συμφωνία μεταξύ σταθμού και μοντέλου, τόσο στις επικρατούσες διευθύνσεις, όσο και στις συχνότητες αυτών.

Στη Ρόδο εμφανίζεται ένα σαφές μέγιστο συχνοτήτων ανέμων δυτικού τομέα. Στο ηράκλειο παρατηρείται ένα μέγιστο εμφάνισης ΒΔ ανέμων και ένα δευτερεύον μέγιστο εμφάνισης Ν ανέμων.

Στο νοτιοδυτικό Αιγαίο παρατηρούνται διαφορές μεταξύ σταθμού και γειτονικού σημείου πλέγματος. Στη Σούδα η επικρατούσα διεύθυνση ΔΒΔ είναι κοινή σε σταθμό και μοντέλο, ωστόσο, όπως και το χειμώνα, παρατηρείται διαφορά στην κατανομή των υπόλοιπων διευθύνσεων, με το σταθμό να παρουσιάζει διευθύνσεις βορείου έως νοτιοανατολικού τομέα και το μοντέλο διευθύνσεις δυτικού έως νοτίου τομέα. Στα Κύθηρα παρατηρείται αντίθεση μεταξύ του κύριου και του δευτερεύοντος μεγίστου συχνότητας στο σταθμό και στο σημείο πλέγματος. Η μέγιστη συχνότητα των διευθύνσεων του σταθμού αφορά ΒΑ ανέμους και το δευτερεύον Δ – ΔΒΔ, ενώ το μοντέλο εμφανίζει το υψηλότερο ποσοστό στους Δ – ΔΒΔ και το δευτερεύον μέγιστο στους ΒΑ.

Στο Ιόνιο πέλαγος συνεχίζει να εμφανίζεται πολύ καλή συμφωνία σταθμού – μοντέλου σε Μεθώνη και Κέρκυρα, ενώ παρατηρείται καλλίτερη εικόνα σε σχέση με το χειμώνα σε Ανδραβίδα και Άκτιο. Στη Μεθώνη παρατηρείται μέγιστη συχνότητα εμφάνισης ΒΔ ανέμων με παρόμοια ποσοστά για το σταθμό και το σημείο πλέγματος. Στην Ανδραβίδα ο σταθμός παρουσιάζει τις υψηλότερες συχνότητες σε διευθύνσεις βορείου τομέα, ενώ καταγράφεται και σημαντικό πλήθος Ν – ΝΝΔ ανέμων. Το μοντέλο εμφανίζει υψηλότερες συχνότητες σε ΒΒΔ και ΝΝΑ ανέμους, με παρόμοια ποσοστά. Παρατηρείται υποεκτίμηση των ανέμων βορείου τομέα και υπερεκτίμηση ανέμων δυτικού τομέα. Από τα δεδομένα του σταθμού του Ακτίου παρατηρείται μέγιστη συχνότητα για τους ΔΝΔ – Δ ανέμους και ένα δευτερεύον μέγιστο συχνότητας στη ΒΑ διεύθυνση. Το μοντέλο παρουσιάζει δύο παρόμοια μέγιστα 45° δεξιόστροφα από τις διευθύνσεις του σταθμού. Τέλος, στην Κέρκυρα σταθμός και μοντέλο εμφανίζουν υψηλότερο ποσοστό στη ΝΝΑ διεύθυνση και ένα δευτερεύον μέγιστο ΒΒΔ ανέμων.





Σχήμα 4.3 Σύγκριση ανά διεύθυνση των εποχιακών δεδομένων των 15 σταθμών και των γειτονικών τους σημείων πλέγματος, α) της συχνότητας της διεύθυνσης ανέμου (σκίαση) και β) της διακύμανσης της μέσης ταχύτητας ανέμου (γραμμή), για την άνοιξη της περιόδου 1980-2000.

4.2.4 Άνοιξη – ταχύτητα ανέμου

Στην περιοχή του βορείου Αιγαίου, η σύγκριση της μέσης ταχύτητας ανά διεύθυνση σταθμού – σημείου πλέγματος είναι αρκετά καλή (σχήμα 4.3).

Στους σταθμούς της Αλεξανδρούπολης, της Λήμνου και της Μυτιλήνης, η μέση ταχύτητα των ανέμων βορείου τομέα είναι λίγο υψηλότερη από αυτή των ανέμων νότιου τομέα, ενώ στο σταθμό της Σκύρου οι άνεμοι νότιου τομέα εμφανίζονται ελάχιστα πιο ισχυροί από τους ανέμους βορείου τομέα. Επίσης, στο σταθμό της Λήμνου εμφανίζεται ενίσχυση των ανέμων δυτικού τομέα, παρόλο που παρατηρούνται σπάνια. Στα σημεία πλέγματος της Αλεξανδρούπολης, της

Λήμνου και της Σκύρου η μέση ταχύτητα των βορείων ανέμων υπερτερεί λίγο αυτής των νοτίων ανέμων, ενώ αντίθετη εικόνα παρουσιάζεται στο σημείο πλέγματος της Μυτιλήνης. Γενικά, και στα τέσσερα σημεία πλέγματος οι μέσες ταχύτητες των ανέμων Δ – ΝΔ διευθύνσεων υπολείπονται ελάχιστα αυτών των νοτίων ανέμων.

Στην περιοχή του κεντρικού Αιγαίου οι μέσες ταχύτητες των σταθμών και του μοντέλου παρουσιάζουν μεγαλύτερη μεταβλητότητα στις διάφορες διευθύνσεις σε σχέση με τις αντίστοιχες του βορείου Αιγαίου. Στη Σάμο ο σταθμός εμφανίζει μέγιστες μέσες ταχύτητες σε Β – ΒΔ διευθύνσεις, ενώ το μοντέλο εμφανίζει μέγιστη μέση ταχύτητα σε ΝΝΑ διεύθυνση και με μικρή διαφορά υψηλή μέση ταχύτητα σε ΒΒΑ διεύθυνση. Στη Νάξο και τη Μήλο η μέγιστη μέση ταχύτητα του σταθμού παρατηρείται για Β ανέμους, με τη μέση ταχύτητα των ΝΔ ανέμων να ακολουθεί. Τα αντίστοιχα σημεία πλέγματος εμφανίζουν υψηλότερη μέση ταχύτητα στη ΝΝΑ διεύθυνση, ενώ με μικρή διαφορά ακολουθούν οι μέσες ταχύτητες ανέμων Β – ΒΒΑ και Δ – ΝΔ διευθύνσεων.

Στη Ρόδο η μέγιστη μέση ταχύτητα του σταθμού παρατηρείται σε ΒΒΔ – ΒΔ ανέμους και βρίσκεται σε συμφωνία με το σημείο πλέγματος. Ωστόσο, στο μοντέλο παρατηρείται παρόμοιου μεγέθους μέση ταχύτητα και για του ΝΑ ανέμους. Στο Ηράκλειο η υψηλότερη μέση ταχύτητα στο σταθμό και στο σημείο πλέγματος εμφανίζεται για τους νότιους ανέμους, ενώ υψηλές ταχύτητες εμφανίζουν και οι άνεμοι Δ – Β διευθύνσεων.

Στη Σούδα παρατηρείται καλλίτερη συσχέτιση των μέσων ταχυτήτων σταθμού και μοντέλου σε σχέση με το χειμώνα. Οι υψηλότερες μέσες ταχύτητες του σταθμού εμφανίζονται από ΝΔ έως Δ διευθύνσεις, ενώ για το σημείο πλέγματος σε Ν έως Δ διευθύνσεις. Στα Κύθηρα η μέγιστη τιμή εμφανίζεται στη ΒΑ διεύθυνση και για τα δύο σύνολα δεδομένων, ωστόσο το μοντέλο παρουσιάζει παρόμοιου μεγέθους μέσες ταχύτητας και μεταξύ ΒΔ – Ν διευθύνσεων.

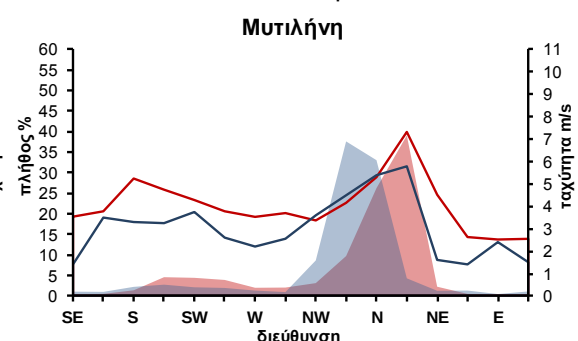
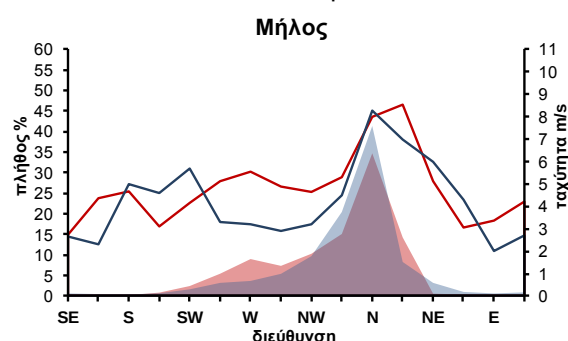
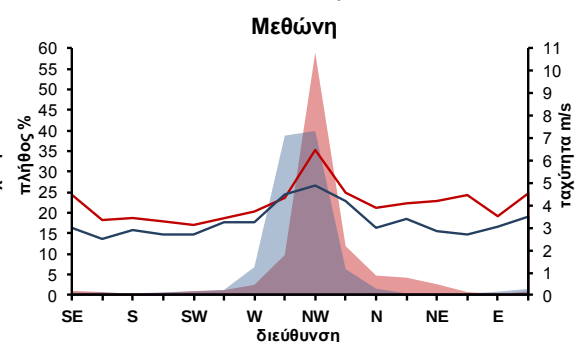
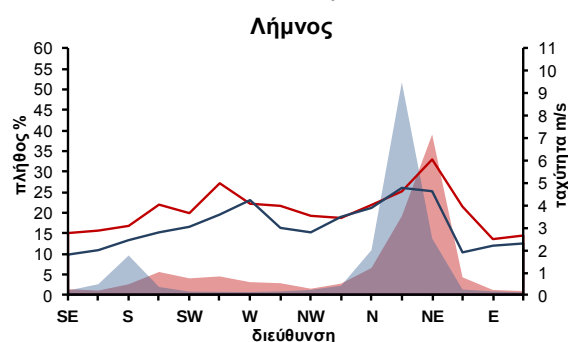
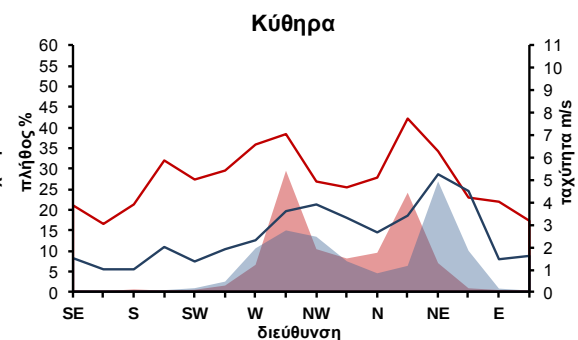
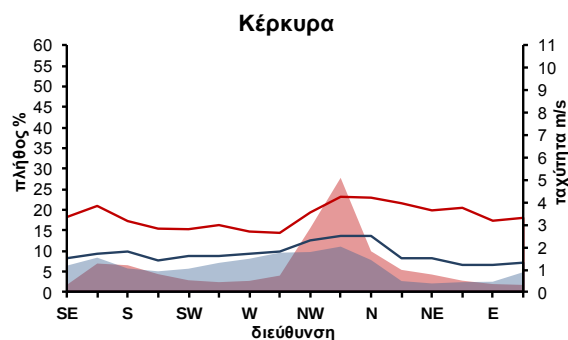
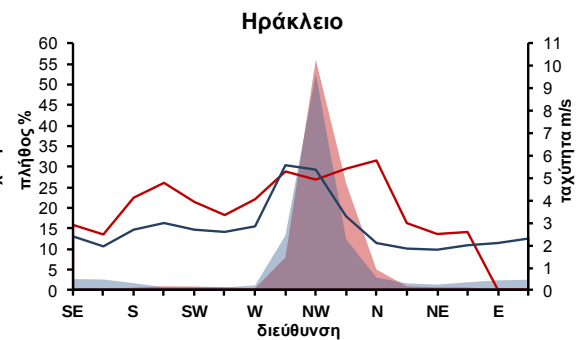
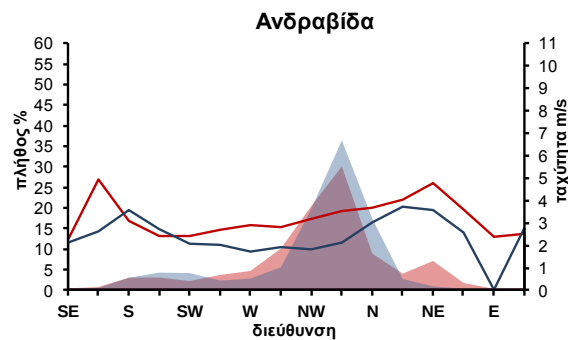
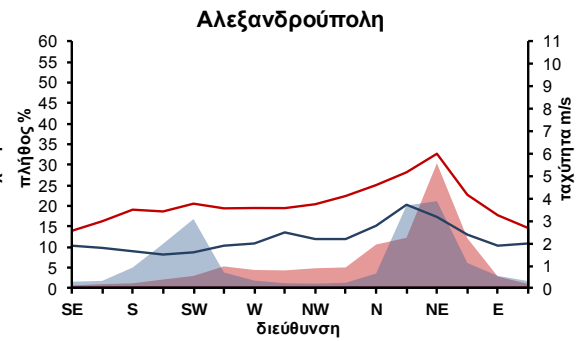
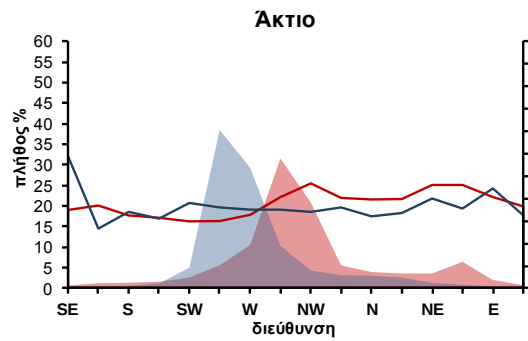
Στην περιοχή του Ιονίου οι μέγιστες ταχύτητες συνεχίζουν να παρουσιάζουν απόκλιση από τις μέγιστες συχνότητες διεύθυνσης. Στη Μεθώνη οι υψηλότερες

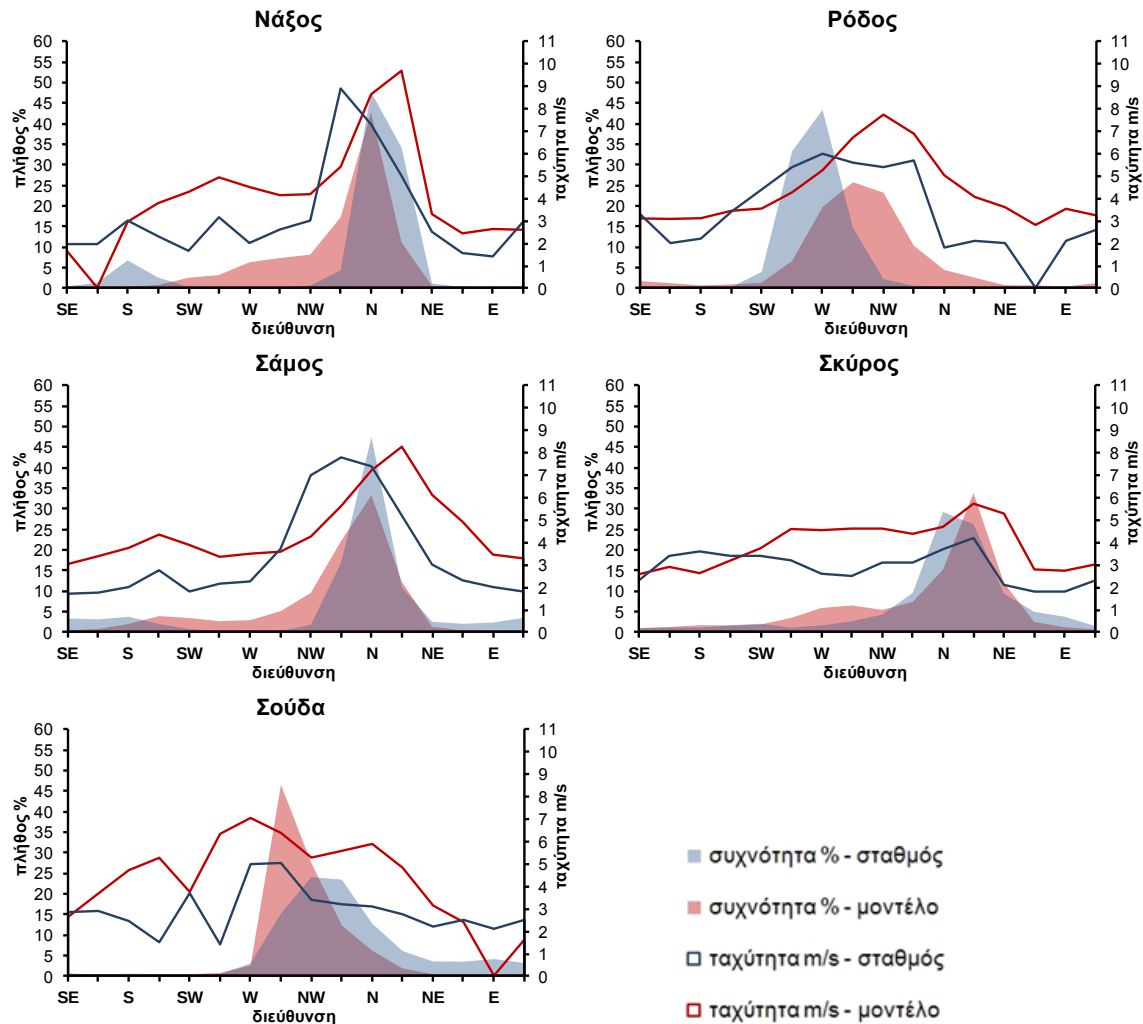
ταχύτητες του σταθμού εμφανίζονται σε ΔΝΔ – ΒΔ και ΑΝΑ – ΝΝΑ διευθύνσεις με παρόμοιες τιμές. Στο σημείο πλέγματος οι υψηλότερες ταχύτητες εμφανίζονται στις ίδιες ομάδες διευθύνσεων, όμως είναι λίγο υψηλότερες στους ΑΝΑ ανέμους. Στην Ανδραβίδα οι υψηλότερες μέσες ταχύτητες παρατηρούνται σε Ν – ΝΝΑ και ΒΒΑ διευθύνσεις για το σταθμό και σε ΝΝΑ και ΒΑ διευθύνσεις για το μοντέλο. Στο Άκτιο η μέση ταχύτητα του σταθμού δε μεταβάλλεται ιδιαίτερα στις διάφορες διευθύνσεις, ενώ η υψηλότερη παρατηρείται στους ΑΒΑ ανέμους. Στο γειτονικό σημείο πλέγματος εμφανίζεται ένα πιο ξεκάθαρο μέγιστο μέσης ταχύτητας Α διεύθυνσης. Τέλος, στην Κέρκυρα παρουσιάζεται, επίσης, μικρή μεταβλητότητα της μέσης ταχύτητας. Οι υψηλότερες παρατηρούνται σε ΝΝΑ ανέμους για το σταθμό και ΑΝΑ – ΝΑ ανέμους για το μοντέλο.

4.2.5 Καλοκαίρι – διεύθυνση ανέμου

Κατά την καλοκαιρινή περίοδο (σχήμα 4.4) στο βόρειο Αιγαίο πέλαγος είναι εμφανής από τα δεδομένα των σταθμών και του μοντέλου η αύξηση των βορείων ανέμων. Ο σταθμός της Αλεξανδρούπολης είναι ο μόνος που συνεχίζει να παρουσιάζει δύο μέγιστα συχνότητας με μικρή διαφορά μεταξύ τους, το κύριο σε ΒΒΑ – ΒΑ διευθύνσεις και το δευτερεύον σε ΝΔ διεύθυνση. Το γειτονικό σημείο πλέγματος εμφανίζει ένα μέγιστο συχνότητας σε ΒΑ διεύθυνση. Στους σταθμούς της Λήμνου, της Σκύρου και της Μυτιλήνης εμφανίζεται μόνο ένα μέγιστο συχνότητας σε διευθύνσεις βόρειου τομέα. Το μοντέλο στις περιοχές αυτές παρουσιάζει παρόμοια εικόνα.

Η εικόνα των διαγραμμάτων των νησιών του κεντρικού Αιγαίου είναι παρόμοια με αυτή των νησιών του βορείου Αιγαίου, με τους ανέμους βορείου τομέα να κυριαρχούν σε σταθμούς και σημεία πλέγματος. Στη Σάμο εμφανίζεται ένα έντονο μέγιστο σε βόρειες διευθύνσεις, τόσο στο σταθμό, όσο και στο μοντέλο. Στη Νάξο, εκτός από το μέγιστο βορείων διευθύνσεων, παρατηρούνται από τα δεδομένα του σταθμού λίγοι άνεμοι νοτίων διευθύνσεων, ενώ το μοντέλο εμφανίζει αρκετούς ανέμους δυτικού τομέα. Στη Μήλο παρατηρούνται από τα δεδομένα του σταθμού και του σημείου πλέγματος, οι μέγιστες συχνότητες σε





Σχήμα 4.4 Σύγκριση ανά διεύθυνση των εποχιακών δεδομένων των 15 σταθμών και των γειτονικών τους σημείων πλέγματος, α) της συχνότητας της διεύθυνσης ανέμου (σκίαση) και β) της διακύμανσης της μέσης ταχύτητας ανέμου (γραμμή), για το καλοκαίρι της περιόδου 1980-2000.

βόρειες διευθύνσεις, ενώ παρατηρούνται και άνεμοι δυτικού τομέα, του οποίους το μοντέλο υπερεκτιμά ελαφρά.

Στη Ρόδο παρατηρείται μικρή απόκλιση ($22,5^\circ$) μεταξύ σταθμού και μοντέλου στις διευθύνσεις του ανέμου με τη μέγιστη συχνότητα. Στο σταθμό επικρατούν ΔΝΔ – ΒΔΒ άνεμοι, ενώ στο σημείο πλέγματος Δ – ΒΔ. Στο Ηράκλειο, σταθμός και μοντέλο εμφανίζουν, σχεδόν, όμοια εικόνα, με επικράτηση ΒΔ ανέμων σε ποσοστό, περίπου, 55%.

Στη Σούδα παρατηρείται μεγαλύτερη σύγκλιση των αποτελεσμάτων σταθμού και μοντέλου σε σχέση με τις δύο προηγούμενες εποχές. Εμφανίζεται ένα μέγιστο συχνότητας, ΒΔ – ΒΒΔ διευθύνσεων στο σταθμό και ΔΒΔ διεύθυνσης στο μοντέλο. Πλέον, δεν εμφανίζονται άνεμοι νότιου τομέα, ούτε στο σταθμό ούτε στο σημείο πλέγματος. Στα Κύθηρα εμφανίζονται δύο μέγιστες συχνότητες. Για τα δεδομένα του σταθμού η μέγιστη αφορά ΒΑ ανέμους και η δευτερεύουσα ΔΒΔ, ενώ στα δεδομένα του μοντέλου επικρατούν ΔΒΔ άνεμοι και ακλουθούν σε συχνότητα ΒΒΑ άνεμοι.

Στους δύο νοτιότερους σταθμούς του Ιονίου πελάγους εμφανίζεται παρόμοια εικόνα, με ένα μέγιστο συχνοτήτων σε ΔΒΔ – ΒΔ διευθύνσεις στη Μεθώνη και σε ΒΒΔ διεύθυνση στην Ανδραβίδα. Τα γειτονικά σημεία πλέγματος στους δύο αυτούς σταθμούς παρουσιάζουν αντίστοιχα αποτελέσματα. Στο Άκτιο το μέγιστο συχνότητας τους σταθμού εμφανίζεται σε ΔΝΔ – Δ διευθύνσεις, ενώ το αντίστοιχο του μοντέλου σε ΔΒΔ – ΒΔ διευθύνσεις, δηλαδή 45° δεξιόστροφα. Στην Κέρκυρα η συχνότητα εμφάνισης της κάθε διεύθυνσης, για τα δεδομένα του σταθμού, παρουσιάζει μικρά ποσοστά (κάτω από 10%). Αντιθέτως, στο γειτονικό σημείο πλέγματος επικρατούν άνεμοι ΒΒΔ διεύθυνσης.

4.2.6 Καλοκαίρι – ταχύτητα ανέμου

Οι συσχετίσεις της μέσης ταχύτητας στους τέσσερις σταθμούς του βορείου Αιγαίου είναι αρκετά καλές (σχήμα 4.4). Οι μέγιστες μέσες ταχύτητες, τόσο για τα δεδομένα των σταθμών, όσο και για τα δεδομένα του μοντέλου, εμφανίζονται στις μέγιστες συχνότητες ανέμων βορείων διευθύνσεων. Ωστόσο, οι μέγιστες μέσες ταχύτητες δεν παρουσιάζουν μεγάλη διαφορά από τις ταχύτητες των υπολοίπων διευθύνσεων.

Στο κεντρικό Αιγαίο, οι μέγιστες μέσες ταχύτητες παρατηρούνται σε διευθύνσεις παραπλήσιες των επικρατούντων ανέμων. Η τιμή τους είναι αρκετά μεγαλύτερη από ότι στις υπόλοιπες διευθύνσεις. Η συσχέτιση μεταξύ σταθμών και σημείων πλέγματος είναι αρκετά ικανοποιητική. Ωστόσο παρατηρείται μία δεξιόστροφη απόκλιση, μεταξύ της υψηλότερη μέσης ταχύτητας του σταθμού και

της αντίστοιχης του μοντέλου, κατά 45° στη Σάμο και τη Νάξο και κατά 22,5° στη Μήλο.

Από τα δεδομένα των παρατηρήσεων στη Ρόδο παρατηρούνται υψηλές μέσες ταχύτητες για διευθύνσεις από ΒΒΔ έως ΔΝΔ, ενώ στο μοντέλο εμφανίζεται μέγιστη μέση ταχύτητα στη ΒΔ διεύθυνση. Στο Ηράκλειο είναι τα δεδομένα του μοντέλου που παρουσιάζουν υψηλές μέσες ταχύτητες σε μεγαλύτερο εύρος διευθύνσεων, ΔΒΔ έως Β, ενώ το σταθμός παρουσιάζει πιο σαφές μέγιστο σε ΔΒΔ – ΒΔ διευθύνσεις.

Στη Σούδα και ο σταθμός και το μοντέλο εμφανίζουν υψηλότερες ταχύτητες σε ανέμους δυτικών διευθύνσεων. Γενικότερα, όμως, η συσχέτιση των μέσων ταχυτήτων τους παρουσιάζει μέτρια εικόνα. Στα Κύθηρα η μέγιστη μέση ταχύτητα των σταθμών εμφανίζεται στους επικρατούντες ΒΑ ανέμους, ενώ για το μοντέλο σε ανέμους ΒΒΑ διεύθυνσης. Επίσης, στα δεδομένα του μοντέλου εμφανίζονται υψηλές μέσες ταχύτητες και σε ανέμους δυτικού τομέα, όπου παρατηρείται το μέγιστο συχνοτήτων εμφάνισης.

Στο Ιόνιο πέλαγος οι μέσες ταχύτητες εμφανίζουν και αυτή την εποχή μικρότερη μεταβλητότητα από ότι στο Αιγαίο. Η συσχέτιση σε όλους τους σταθμούς είναι αρκετά καλή. Στη Μεθώνη οι υψηλότερες μέσες ταχύτητες εμφανίζονται στις ΒΔ διευθύνσεις των επικρατούντων ανέμων και για α δύο σύνολα δεδομένων. Στην Ανδραβίδα οι υψηλότερες ταχύτητες για το σταθμό και το μοντέλο δεν εμφανίζονται σε ΒΒΔ διευθύνσεις, όπου είναι τα μέγιστα συχνοτήτων εμφάνισης, αλλά σε ΒΑ και νότιες διευθύνσεις. Στο Άκτιο είναι ευδιάκριτο ένα μέγιστο μέσης ταχύτητα για το σταθμό σε ΝΑ διεύθυνση, ενώ στις υπόλοιπες διευθύνσεις η μέση ταχύτητα είναι, σχεδόν, σταθερή. Στο γειτονικό σημείο πλέγματος οι υψηλότερες μέσες ταχύτητες εμφανίζονται μεταξύ ΒΔ – ΑΒΑ διευθύνσεων. Τέλος, στην Κέρκυρα οι υψηλότερες μέσες ταχύτητες στο σταθμό και στο σημείο πλέγματος εμφανίζονται στους ΒΒΔ – Β ανέμους.

4.2.7 Φθινόπωρο – διεύθυνση ανέμου

Στην περιοχή του βόρειου Αιγαίου, στους σταθμούς της Αλεξανδρούπολης και της Λήμνου εμφανίζεται μέγιστη συχνότητα εμφάνισης ΒΒΑ – ΒΑ ανέμων και

ένα δευτερεύον μέγιστο ανέμων νοτίου τομέα (σχήμα 4.5). Το μοντέλο βρίσκεται σε συμφωνία με τους σταθμούς στις διευθύνσεις και τα αντίστοιχα ποσοστά του κυρίου μεγίστου συχνότητων. Ωστόσο, εμφανίζει περισσότερους ανέμους δυτικού τομέα και υποεκτιμά το πλήθος των νοτίων ανέμων. Στη Σκύρο συνεχίζει να υπάρχει πολύ καλή συμφωνία στη μέγιστη παρατηρούμενη συχνότητα BBA ανέμων, μεταξύ σταθμού και μοντέλου, αλλά και στο ποσοστό των νοτίων ανέμων, ενώ η υπερεκτίμηση των ανέμων δυτικών διευθύνσεων του μοντέλου είναι μικρή. Στη Μυτιλήνη εμφανίζεται μικρή διαφορά στη διεύθυνση με τη μέγιστη συχνότητα, η οποία εμφανίζεται BBA στο σταθμό και BBA στο μοντέλο. Οι νότιοι άνεμοι εμφανίζονται με ίδια συχνότητα σε σταθμό και σημείο πλέγματος.

Οι σταθμοί της Σάμου, της Νάξου και της Μήλου παρουσιάζουν παρόμοια εικόνα με τους βορειότερους σταθμούς, καθώς οι δύο πρώτοι εμφανίζουν μέγιστη συχνότητα B ανέμων και η Μήλος BBA ανέμων. Τα αντίστοιχα σημεία πλέγματος εμφανίζουν μέγιστες συχνότητες στις ίδιες διευθύνσεις αν και με μικρή υποεκτίμηση των ποσοστών. Δευτερεύον μέγιστο συχνότητας νοτίων διευθύνσεων διακρίνεται στους σταθμούς της Σάμου και της Νάξου, ενώ στο μοντέλο παρουσιάζεται με αντίστοιχο ποσοστό στη Σάμο και υποεκτιμάται από το σημείο πλέγματος της Νάξου. Στη Μήλο τα ποσοστά σταθμού και μοντέλου είναι παρόμοια σε όλες τις υπόλοιπες διευθύνσεις.

Στη Ρόδο τα μέγιστα συχνότητας του σταθμού και του σημείου πλέγματος εμφανίζονται σε Δ και ΔΒΔ διευθύνσεις, αντίστοιχα, ενώ παρατηρείται συμφωνία ποσοστών στου ανέμους νοτιοανατολικού τομέα. Στο Ηράκλειο η υψηλότερη συχνότητα παρατηρείται σε ΒΔ – ΒΒΔ ανέμους για το σταθμό και σε ΒΔ – Β ανέμους για το σημείο πλέγματος. Στους ανέμους νοτίων διευθύνσεων παρατηρείται κάποια υποεκτίμηση από το μοντέλο.

Στο νοτιοδυτικό Αιγαίο οι σταθμοί της Σούδας και των Κυθήρων συνεχίζουν να εμφανίζουν διαφορετική εικόνα. Στη Σούδα οι υψηλότερες συχνότητες παρατηρούνται μεταξύ ΔΒΔ – Β διευθύνσεων και στα δύο σύνολα δεδομένων. Οι υπόλοιποι άνεμοι κατανέμονται από Β έως ΝΑ για το σταθμό και από ΝΑ έως Δ για το μοντέλο. Στα Κύθηρα εμφανίζεται ένα κύριο μέγιστο συχνότητας σε ανέμους ΒΑ διεύθυνσης για το σταθμό και ΒΒΑ διεύθυνσης για το σημείο

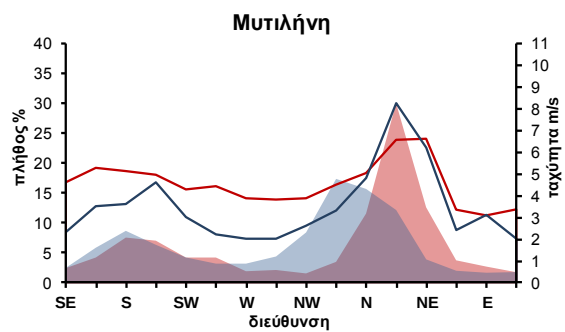
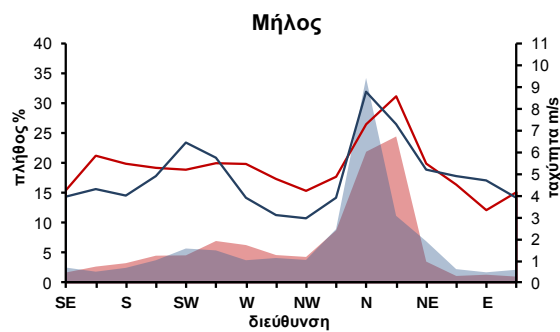
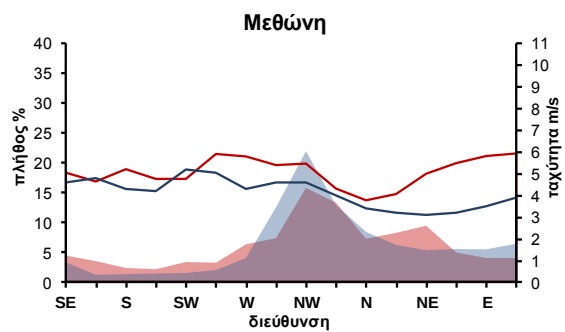
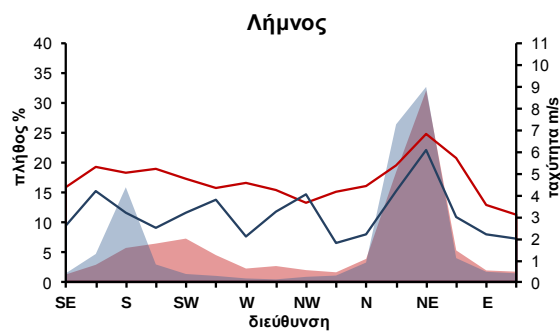
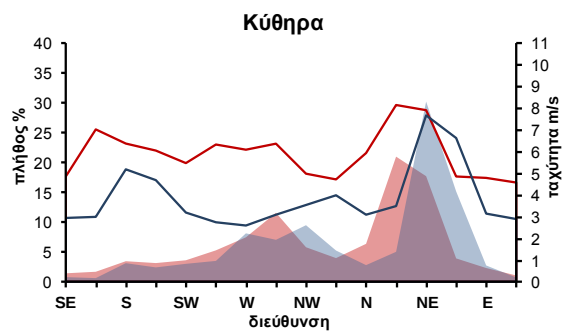
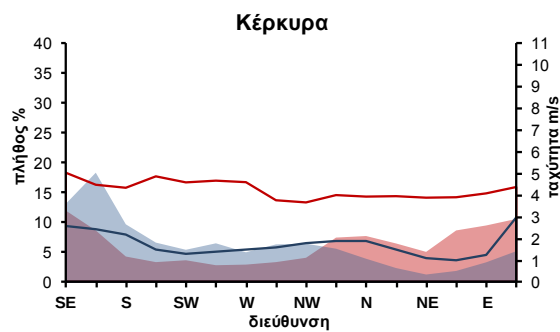
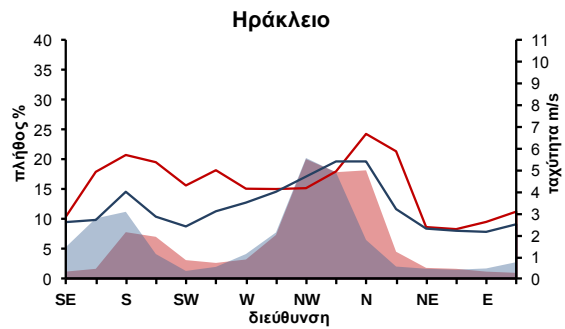
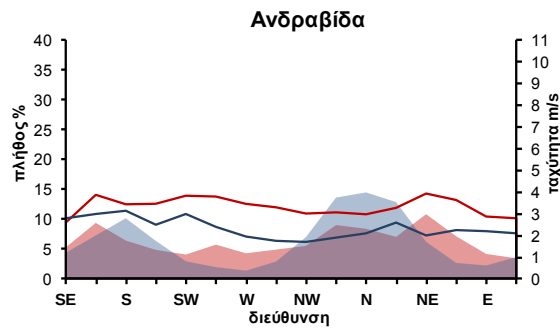
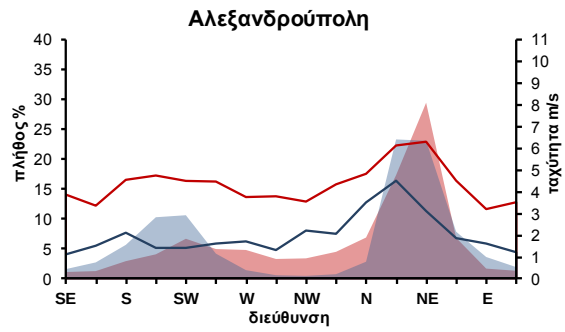
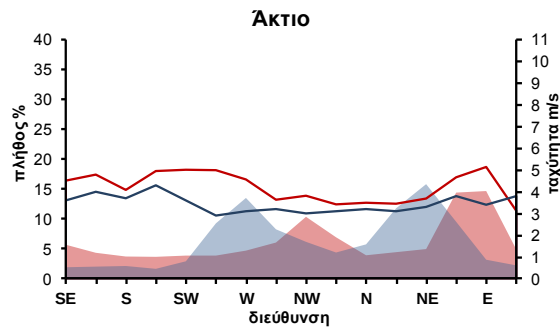
πλέγματος. Επίσης, εμφανίζεται και στα δύο σύνολα δεδομένων ένα δευτερεύον μέγιστο συχνότητων σε διευθύνσεις Δ έως ΒΔ.

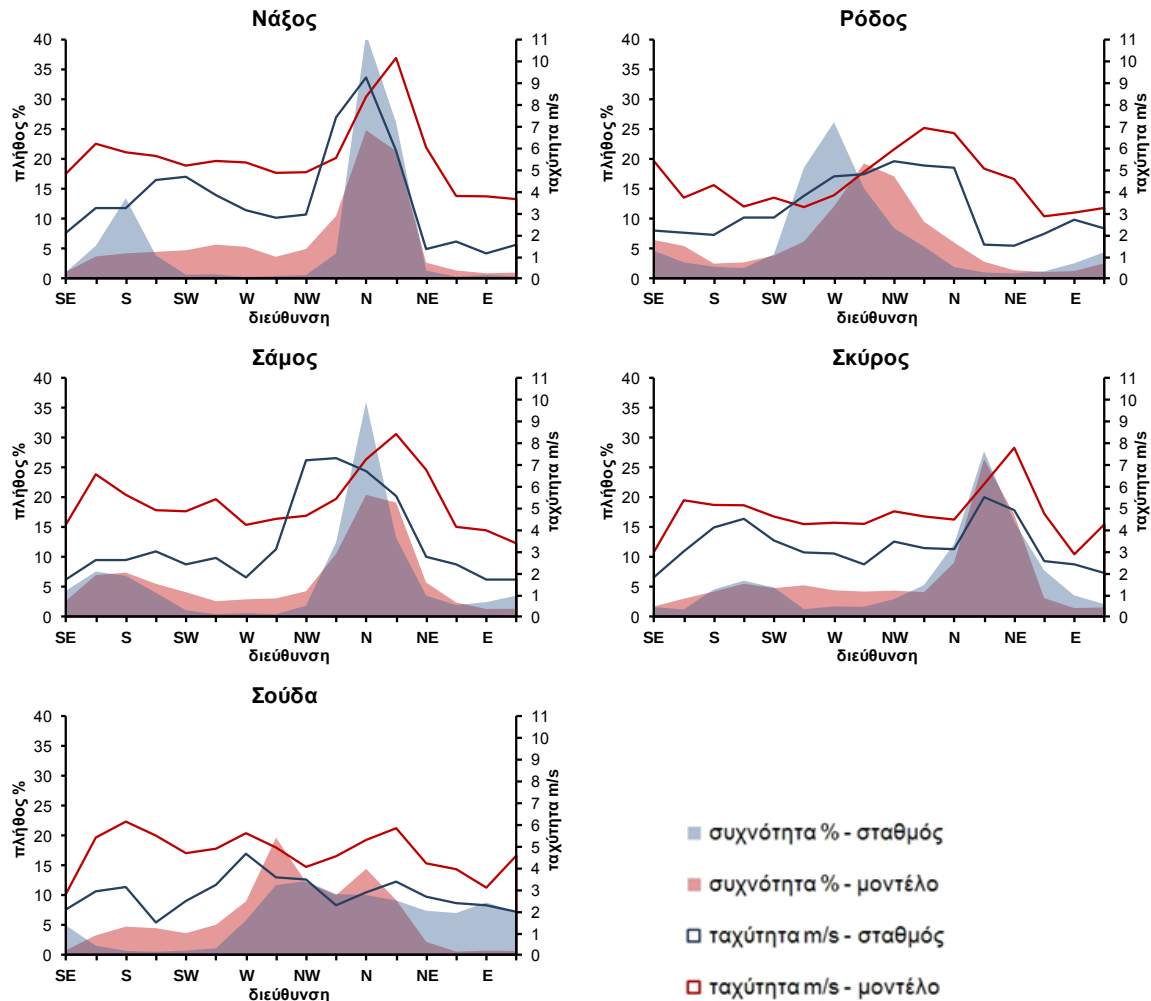
Στην περιοχή του Ιονίου, ο σταθμός και το σημείο πλέγματος της Μεθώνης παρουσιάζουν μέγιστη συχνότητα ΒΔ διεύθυνσης με παρόμοιο ποσοστό. Η κατανομή των διευθύνσεων των υπολοίπων ανέμων είναι, κυρίως, από Β έως ΝΑ. Στην Ανδραβίδα ο σταθμός εμφανίζει δύο διακριτά μέγιστα συχνότητα, το κύριο σε βόρειες διευθύνσεις και το δευτερεύον σε νότιες. Το γειτονικό σημείο πλέγματος εμφανίζει τι υψηλότερες συχνότητες, επίσης, σε βόρειες διευθύνσεις, αλλά με λίγο μεγαλύτερο εύρος, ενώ εμφανίζει παρόμοια με του σταθμού ποσοστά νοτίων διευθύνσεων. Στο Άκτιο εμφανίζονται δύο μέγιστα συχνότητας με, σχετικά, μικρή διαφορά ποσοστών μεταξύ τους, τόσο για το σταθμό, όσο και για το σημείο πλέγματος. Το κύριο μέγιστο για το σταθμό εμφανίζεται σε ΒΑ διεύθυνση και το δευτερεύον σε Δ διεύθυνση. Τα αντίστοιχα μέγιστα συχνότητας του μοντέλου παρατηρούνται 45° δεξιόστροφα αυτών του σταθμού. Στην Κέρκυρα ο σταθμός παρουσιάζει μέγιστη συχνότητα εμφάνισης ΝΝΑ ανέμων, ενώ το μοντέλο εμφανίζει τις υψηλότερες συχνότητες από ΑΒΑ έως ΝΝΑ διευθύνσεις. Γενικά, το μοντέλο παρουσιάζει μικρή υπερεκτίμηση των ανέμων, ΒΑ τομέα και μικρή υποεκτίμηση των ανέμων ΝΔ τομέα.

4.2.8 Φθινόπωρο – ταχύτητα ανέμου

Στο βόρειο Αιγαίο οι μέγιστες μέσες ταχύτητες των σταθμών και των γειτονικών τους σημείων πλέγματος παρατηρούνται στις διευθύνσεις με την υψηλότερη συχνότητα εμφάνισης (σχήμα 4.5). Μικρή απόκλιση εμφανίζει ο σταθμός της Μυτιλήνης όπου η μέγιστη μέση ταχύτητα συμπίπτει με την επικρατούσα διεύθυνση του μοντέλου αντί για την επικρατούσα διεύθυνση του σταθμού. Υψηλές ταχύτητες εμφανίζονται και στους ανέμους νοτίου τομέα και για τα δύο σύνολα δεδομένων.

Στο κεντρικό Αιγαίο εμφανίζεται παρόμοια εικόνα με αυτή του βορείου Αιγαίου. Γενικά, οι υψηλότερες μέσες ταχύτητες εμφανίζονται σε ανέμους βορείου τομέα, με αυτές του μοντέλου να παρατηρούνται λίγο δεξιόστροφα σε σχέση με τις αντίστοιχες κάθε σταθμού. Οι συσχετίσεις φαίνονται ικανοποιητικές.





Σχήμα 4.5 Σύγκριση ανά διεύθυνση των εποχιακών δεδομένων των 15 σταθμών και των γειτονικών τους σημείων πλέγματος, α) της συχνότητας της διεύθυνσης ανέμου (σκίαση) και β) της διακύμανσης της μέσης ταχύτητας ανέμου (γραμμή), για το φθινόπωρο της περιόδου 1980-2000.

Στη Ρόδο οι μέγιστες μέσες ταχύτητες παρατηρούνται μεταξύ ΒΔ και Β διευθύνσεων, τόσο για το σταθμό, όσο και για το μοντέλο, ενώ γενικά εμφανίζουν παρόμοια συσχέτιση. Στο Ηράκλειο εμφανίζεται κύριο μέγιστο μέσων ταχυτήτων σε ΝΝΔ – Β διευθύνσεις για το σταθμό και Β διεύθυνση για το μοντέλο. Επίσης, εμφανίζονται υψηλές ταχύτητες και στους ανέμους νοτίων διευθύνσεων.

Στη Σούδα οι υψηλότερες μέσες ταχύτητες εμφανίζονται σε Δ διεύθυνση για το σταθμό, ενώ το σημείο πλέγματος εμφανίζει υψηλές ταχύτητες σε διάφορες διευθύνσεις, ΒΒΑ, Δ και Ν. Στα Κύθηρα οι μέγιστες μέσες ταχύτητες εμφανίζονται

σε ανέμους ΒΑ διεύθυνσης για το σταθμό και ΒΒΑ – ΒΑ διευθύνσεων για το μοντέλο. Επίσης, εμφανίζονται υψηλές ταχύτητες σε ανέμους νοτίου τομέα και για τα δύο σύνολα δεδομένων.

Στην περιοχή του Ιονίου πελάγους δεν παρουσιάζονται έντονα μέγιστα μέσης ταχύτητας καθώς αυτή εμφανίζει μικρή μεταβλητότητα στις διάφορες διευθύνσεις. Γενικά, οι συσχετίσεις σταθμού – σημείου πλέγματος είναι αρκετά καλές. Οι άνεμοι ΝΔ τομέα εμφανίζουν υψηλές μέσες ταχύτητες σε όλους τους σταθμούς και τα αντίστοιχα σημεία πλέγματος, όπως και οι άνεμοι Α – ΝΑ διευθύνσεων.

4.3 Διαγράμματα ποσοστημορίων Q-Q

4.3.1 Θεωρία

Τα διαγράμματα τύπου Q-Q (quantile = ποσοστημόριο) αποτελούν μία γραφική τεχνική για τη σύγκριση των τιμών δύο δειγμάτων δεδομένων που η κάθε μία αντιστοιχεί στην ίδια σχετική θέση μέσα στο δείγμα της, καθώς, επίσης, και για τη διερεύνηση της προέλευσης δύο δειγμάτων από μία κοινή κατανομή. Σχεδιάζονται τα σημεία που αντιστοιχούν στα ποσοστημόρια του ενός δείγματος έναντι των αντίστοιχων ποσοστημορίων του δευτέρου δείγματος, καθώς και μία βοηθητική γραμμή αναφοράς με κλίση 45° ($\varphi(\alpha)=1$). Εάν τα δύο δείγματα προέρχονται από πληθυσμούς με ίδια κατανομή τα σημεία των ποσοστημορίων θα βρίσκονται, περίπου, πάνω στη γραμμή αναφοράς. Όσο μεγαλύτερη είναι η απόκλιση των σημείων από τη γραμμή αναφοράς, αυξάνεται η πιθανότητα τα δύο δείγματα να προέρχονται από πληθυσμούς με διαφορετικές κατανομές.

Ένα πλεονέκτημα των διαγραμμάτων Q – Q είναι πως δεν απαιτείται τα δύο δείγματα να έχουν ίσο πλήθος τιμών. Επίσης, μπορούν να ελεγχθούν ταυτόχρονα διάφορα χαρακτηριστικά των κατανομών, όπως μετατοπίσεις στη θέση (location), στην κλίμακα (scale), στη συμμετρία (symmetry), ή η παρουσία ακραίων τιμών. Για παράδειγμα, αν τα δύο δείγματα προέρχονται από πληθυσμούς, οι κατανομές των οποίων διαφέρουν μόνο στην παράμετρο θέσης,

τα σχεδιασμένα σημεία θα πρέπει να σχηματίζουν μία ευθεία γραμμή που δεν ταυτίζεται με τη γραμμή αναφοράς, αλλά είναι παράλληλη σε αυτή (Wilks, 2011).

4.3.2 Ανάλυση

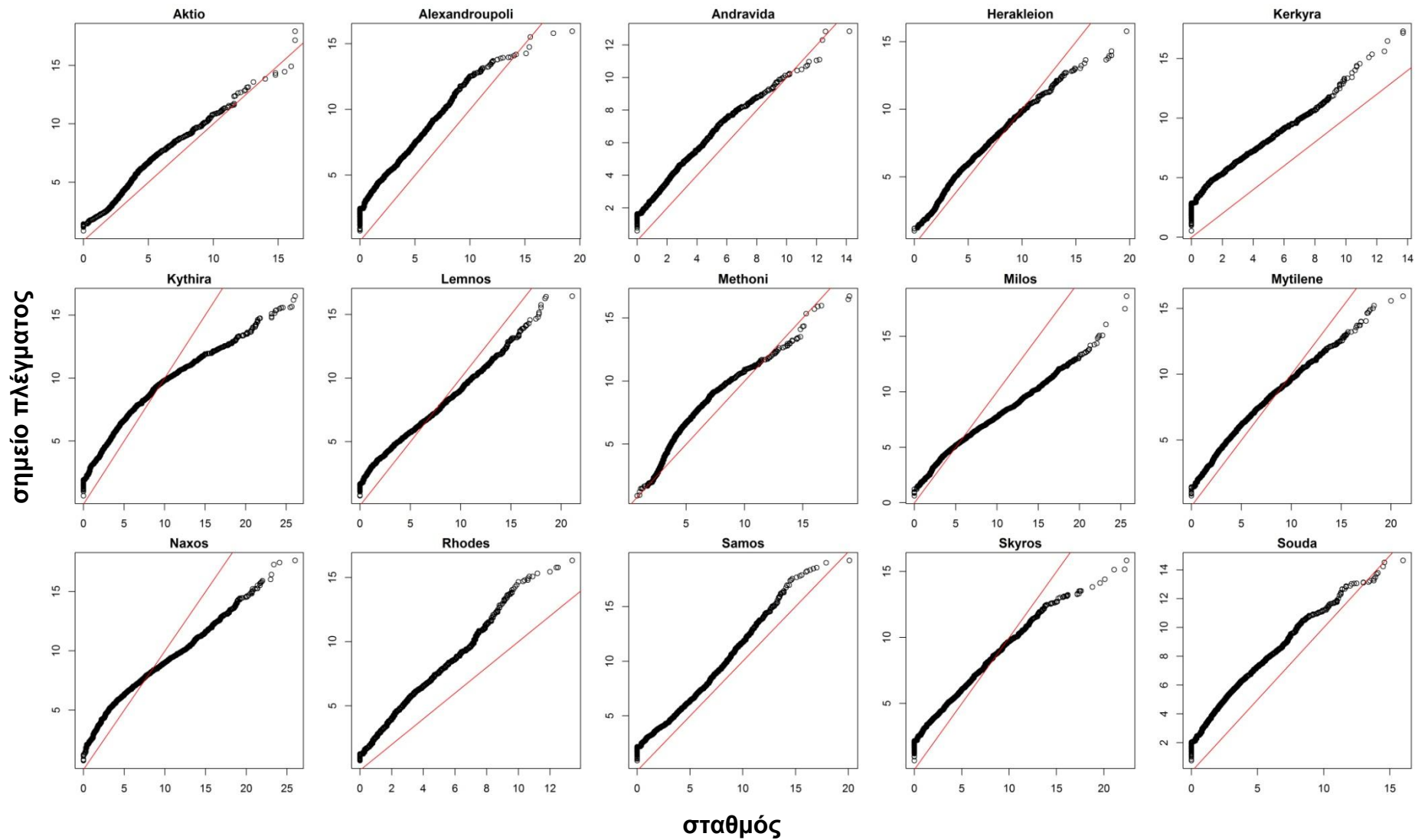
Από δεδομένα ταχύτητας ανέμου των 15 σταθμών και των 15 αντιστοίχων γειτονικών σημείων πλέγματος του μοντέλου παράγονται τα εποχιακά $Q - Q$ διαγράμματα των σχημάτων 4.6 έως 4.9. Στον x άξονα κάθε διαγράμματος εμφανίζονται οι τιμές που αντιστοιχούν στα ποσοστημόρια της ταχύτητας ανέμου των παρατηρήσεων και στον y άξονα οι αντίστοιχες τιμές που παράγει το μοντέλο.

Με μία πρώτη ματιά παρατηρούνται δύο γενικά χαρακτηριστικά. Το πρώτο είναι η διαφορά που υπάρχει στις ταχύτητες ανέμου που αντιστοιχούν στα κατώτερα ποσοστημόρια, με αυτές των σταθμών να είναι μικρότερες από τις αντίστοιχες του μοντέλου. Σε αυτό παίζει ρόλο ύπαρξη αρκετών τιμών μικρότερων από 0,5 m/s που παρατηρούνται στους σταθμούς και εκφράζουν συνθήκες νηνεμίας, ενώ οι τιμές του μοντέλου ξεκινούν περίπου από 0,5 m/s. Το δεύτερο χαρακτηριστικό είναι η ύπαρξη ακραίων τιμών και η διαφορά των τιμών τους μεταξύ των σταθμών και των σημείων πλέγματος.

Χειμώνας

Από τα $Q - Q$ διαγράμματα του χειμώνα (σχήμα 4.6) παρατηρούνται διαφορές μεταξύ των δύο δειγμάτων στις περισσότερες περιοχές. Την καλλίτερη συμπεριφορά στην περιοχή των κατώτερων ποσοστημορίων παρουσιάζουν οι περιοχές του Ακτίου, του Ηρακλείου, της Μεθώνης και της Μήλου. Στις υπόλοιπες περιοχές το μοντέλο υπερεκτιμά τις χαμηλές ταχύτητες ανέμου.

Στις υψηλότερες ταχύτητες τα καλλίτερα αποτελέσματα εμφανίζονται σε Άκτιο, Ανδραβίδα, Μεθώνη και Σούδα. Οι περιοχές όπου το μοντέλο υπερεκτιμά την ταχύτητα του ανέμου στα υψηλότερα ποσοστημόρια είναι η Κέρκυρα, η Σάμος και η Ρόδος. Σε όλες τις άλλες περιοχές το μοντέλο υποεκτιμά τις ακραίες ταχύτητες του ανέμου.



Σχήμα 4.6 Εποχικά διαγράμματα Q – Q της ταχύτητας των 15 σταθμών (x άξονες) και των 15 γειτονικών σημείων πλέγματος του μοντέλου (y άξονες) για το χειμώνα της περιόδου 1980 – 2000.

Στις περιοχές της Αλεξανδρούπολης, του Ηρακλείου, της Κέρκυρας και της Σάμου η γραμμή τομής των ποσοστημορίων των δύο δειγμάτων εμφανίζεται, περίπου, παράλληλη στη γραμμή αναφοράς. Είναι πιθανό τα δύο δείγματα να προέρχονται από παρόμοια κατανομή συχνότητας. Μάλιστα, στο Ηράκλειο παρατηρείται και πολύ καλή προσέγγιση του μεγαλύτερου μέρους των ποσοστημορίων στη γραμμή αναφοράς, που σημαίνει ότι δεν υπάρχει μεγάλη απόκλιση τιμών ταχύτητας μεταξύ σταθμού και σημείου πλέγματος.

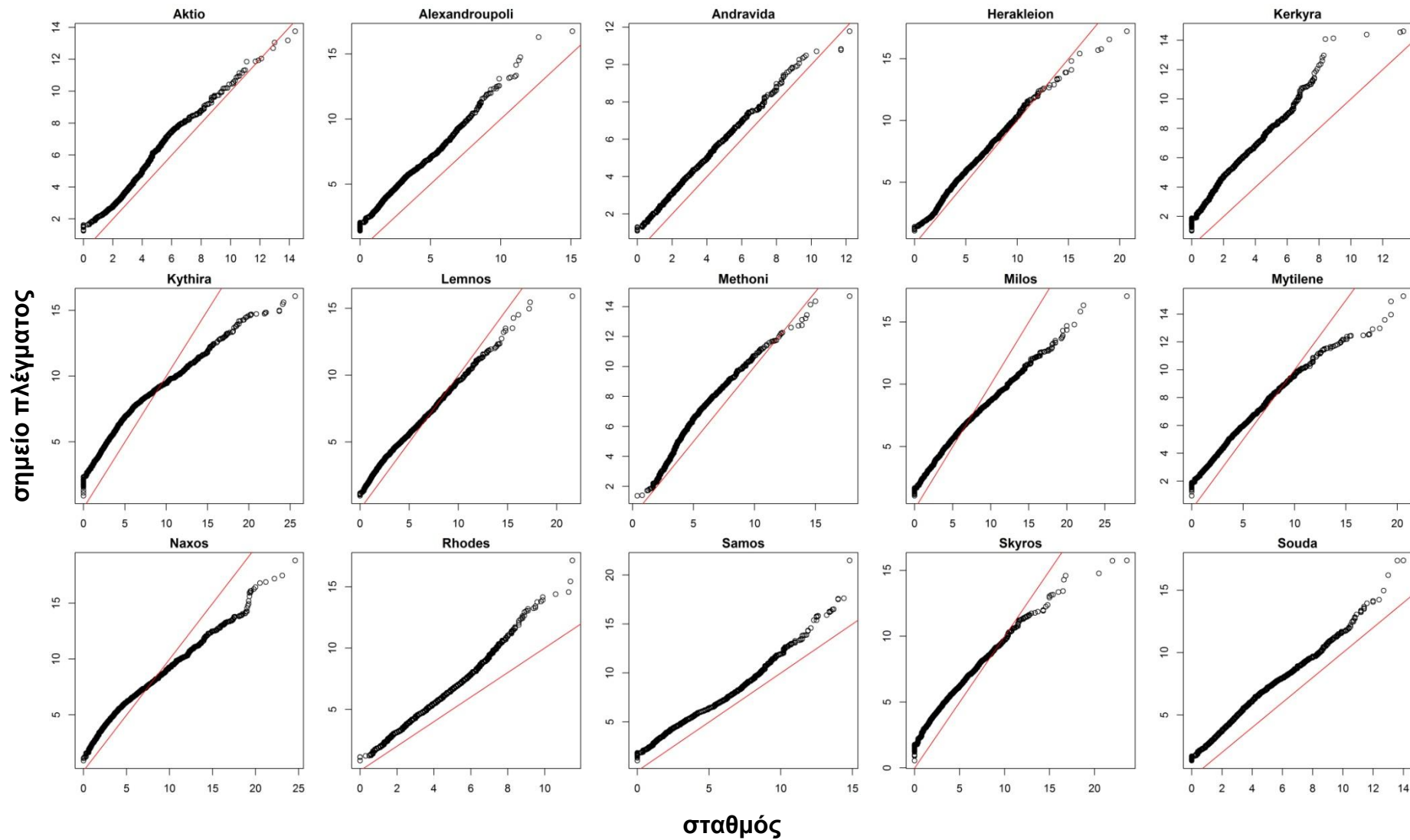
Στις περιοχές της Λήμνου, της Σκύρου, της Μυτιλήνης, της Νάξου και των Κυθήρων εμφανίζεται παρόμοια ταχύτητα μεταξύ σταθμού και μοντέλου στα κεντρικά ποσοστημόρια, οπότε μπορεί να εμφανίζουν παρόμοιες τιμές διαμέσων. Ωστόσο, οι αποκλίσεις στα χαμηλότερα και στα υψηλότερα ποσοστημόρια είναι πιθανό να δηλώνουν προέλευση από διαφορετική κατανομή συχνότητας. Αντιθέτως, σε Άκτιο και Μεθώνη παρατηρείται σύγκλιση στις χαμηλές και υψηλές ταχύτητες και μεγαλύτερη διαφορά κοντά στη διάμεσο.

Άνοιξη

Την άνοιξη η σύγκριση των ποσοστημορίων σταθμών – σημείων πλέγματος εμφανίζει βελτιωμένη εικόνα σε σχέση με το χειμώνα (σχήμα 4.7). Τα σημεία τομής των ποσοστημορίων των δύο δειγμάτων πλησιάζουν περισσότερο τη γραμμή αναφοράς, που σημαίνει ότι υπάρχουν μικρότερες διαφορές στην ταχύτητα.

Οι μικρότερες διαφορές εμφανίζονται ξανά στο Ηράκλειο. Επίσης, σε Αλεξανδρούπολη, Ανδραβίδα, Σάμο και Σούδα η γραμμή των ποσοστημορίων είναι, κατά προσέγγιση, παράλληλη στη γραμμή αναφοράς, με το μοντέλο να παρουσιάζει μικρή υπερεκτίμηση της ταχύτητας του ανέμου.

Την καλύτερη προσέγγιση στις υψηλές ταχύτητες εμφανίζουν οι περιοχές του Ακτίου, της Ανδραβίδας, της Μεθώνης, του Ηρακλείου και της Λήμνου. Υπερεκτίμηση των υψηλών ταχυτήτων παρουσιάζουν τα σημεία πλέγματος της Αλεξανδρούπολης, της Σάμου, της Ρόδου, της Σούδας και της Κέρκυρας. Στις υπόλοιπες περιοχές το μοντέλο εμφανίζει υποεκτίμηση της ταχύτητας στα υψηλότερα ποσοστημόρια.



Σχήμα 4.7 Εποχικά διαγράμματα Q – Q της ταχύτητας των 15 σταθμών (x άξονες) και των 15 γειτονικών σημείων πλέγματος του μοντέλου (y άξονες) για την άνοιξη της περιόδου 1980 – 2000.

Στο Άκτιο και στη Μεθώνη εμφανίζεται και σε αυτή την περίοδο απόκλιση της ταχύτητας σταθμού – σημείου πλέγματος κοντά στη διάμεσο και σύγκλιση στα άκρα. Αντιθέτως, στη Σάμο οι ταχύτητες κοντά στη διάμεσο εμφανίζουν μικρότερη διαφορά από ότι στα χαμηλότερα και υψηλότερα ποσοστημόρια όπου υπάρχει υπερεκτίμηση της ταχύτητας από το μοντέλο.

Οι περιοχές που οι ταχύτητα στα κεντρικά ποσοστημόρια έχει μικρή διαφορά αλλά το μοντέλο εμφανίζει υπερεκτίμηση στα χαμηλά ποσοστημόρια και υποεκτίμηση στα υψηλά εντοπίζονται σε Λήμνο, Μυτιλήνη, Νάξο, Μήλο και Κύθηρα.

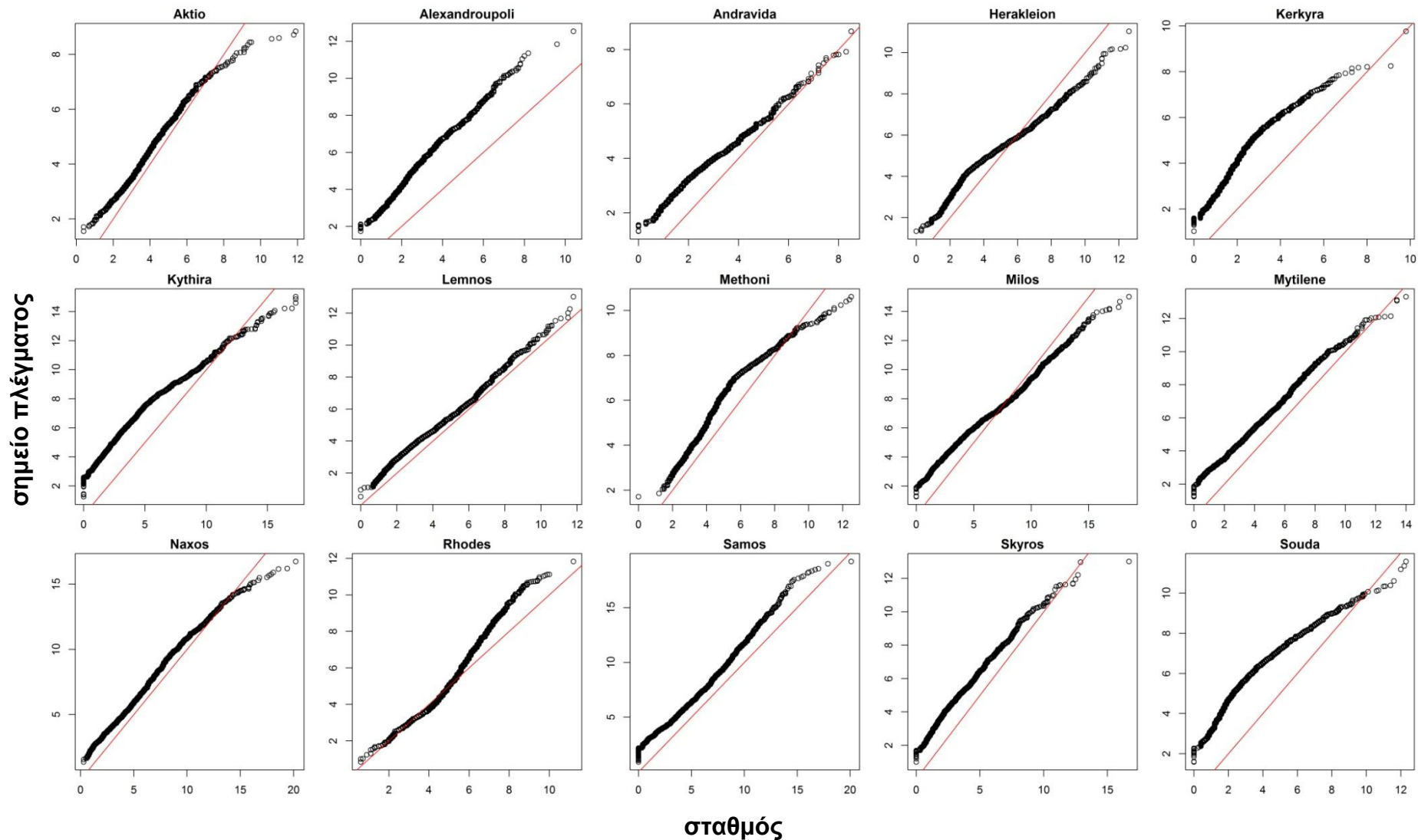
Στη Ρόδο και στην Κέρκυρα το μοντέλο υπερεκτιμά την ταχύτητα σε όλο το εύρος των ποσοστημορίων, με την υπερεκτίμηση αυξάνεται από τα χαμηλά προς τα υψηλά ποσοστημόρια.

Καλοκαίρι

Από τα Q – Q διαγράμματα για το καλοκαίρι (σχήμα 4.8) φαίνεται πως οι μικρότερες διαφορές ταχύτητας ανέμου μεταξύ σταθμού – σημείου πλέγματος παρατηρούνται στη Λήμνο. Υπάρχει πολύ μικρή υπερεκτίμηση από το μοντέλο στα χαμηλά και στα υψηλά ποσοστημόρια, ενώ στην περιοχή της διαμέσου η διαφορά μηδενίζεται.

Στις υψηλές ταχύτητες οι μικρότερες διαφορές εμφανίζονται στα διαγράμματα της Μυτιλήνης, της Σκύρου, της Σούδας και της Ανδραβίδας. Ωστόσο, στα χαμηλότερα ποσοστημόρια το μοντέλο παρουσιάζει υπερεκτίμηση της ταχύτητας του ανέμου, η οποία είναι εντονότερη σε Σούδα, και Ανδραβίδα, ενώ στα δύο νησιά του βορείου Αιγαίου είναι, σχετικά, μικρή.

Υπερεκτίμηση της ταχύτητας στα χαμηλά ποσοστημόρια και υποεκτίμηση των πιο ακραίων ταχυτήτων εμφανίζει το μοντέλο σε Νάξο, Μήλο, Ηράκλειο, Κύθηρα, Μεθώνη και Άκτιο. Από τις περιοχές αυτές οι μικρότερες διαφορές στα δύο άκρα εμφανίζονται στη Νάξο, ενώ στη Μήλο και στο Ηράκλειο εμφανίζονται οι ελάχιστες διαφορές στην περιοχή της διαμέσου.



Σχήμα 4.8 Εποχικά διαγράμματα Q – Q της ταχύτητας των 15 σταθμών (x άξονες) και των 15 γειτονικών σημείων πλέγματος του μοντέλου (y άξονες) για το καλοκαίρι της περιόδου 1980 – 2000.

Η Σάμος και η Ρόδος εμφανίζουν παρόμοια εικόνα, με μεγαλύτερη υπερεκτίμηση της ταχύτητας από το μοντέλο στα υψηλά ποσοστημόρια σε σχέση με τα κεντρικά και χαμηλά.

Φθινόπωρο

Στα Q – Q διαγράμματα του φθινοπώρου (σχήμα 4.9) εμφανίζεται παραπλήσια εικόνα με τα αντίστοιχα του χειμώνα στα χαμηλά και κεντρικά ποσοστημόρια, ενώ παρατηρούνται διαφορές στα υψηλά ποσοστημόρια κάποιων περιοχών.

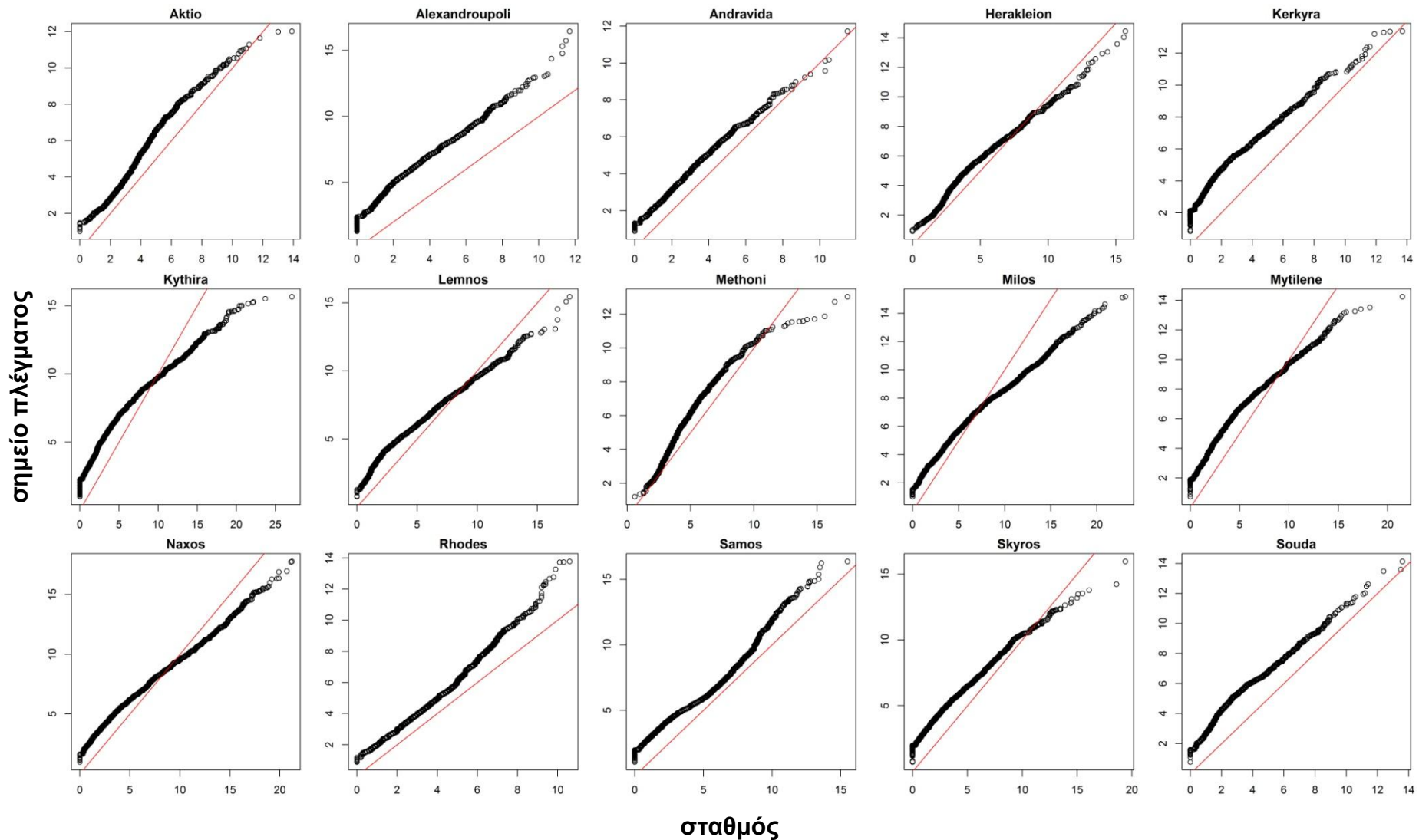
Η Ρόδος είναι η μόνη περιοχή που παρατηρείται σημαντική διαφορά στα κεντρικά ποσοστημόρια σε σχέση με το χειμώνα, καθώς εμφανίζεται μικρότερη υπερεκτίμηση της ταχύτητας. Στην Αλεξανδρούπολη και στη Σούδα εμφανίζεται υπερεκτίμηση της ταχύτητας από το μοντέλο στα υψηλά ποσοστημόρια. Στη Σκύρο, τη Νάξο, το Ηράκλειο και τα Κύθηρα το μοντέλο παρουσιάζει μικρότερη υποεκτίμηση των υψηλών ταχυτήτων από ότι το χειμώνα. Στην Κέρκυρα η υπερεκτίμηση του μοντέλου στις υψηλές ταχύτητες μειώνεται.

4.4 Εύρεση καταλληλότερης προσαρμοσμένης κατανομής

Στην προηγούμενη ενότητα μελετήθηκαν διαγράμματα ποσοστημορίων (Q-Q) και έγινε σύγκριση της διαφοράς της ταχύτητας του ανέμου μεταξύ των παρατηρήσεων καθενός εκ των 15 σταθμών με τα αντίστοιχα γειτονικά τους σημεία πλέγματος του μοντέλου. Ωστόσο, εκτός από τις όποιες διαφορές στα μεγέθη της ταχύτητας και τις περιοχές των κατανομών όπου εντοπίζονται, παρατηρήθηκαν πιθανές διαφορές στις κατανομές των δειγμάτων οι οποίες εξετάζονται με μεγαλύτερη λεπτομέρεια σε αυτή την ενότητα.

4.4.1 Παραμετρικές κατανομές πιθανότητας

Μία προσέγγιση για τη συνόψιση ενός συνόλου παρατηρήσεων αποτελεί η προσαρμογή σε αυτό κάποιας παραμετρικής κατανομής πιθανότητας (parametric



Σχήμα 4.9 Εποχικά διαγράμματα $Q - Q$ της ταχύτητας των 15 σταθμών (x άξονες) και των 15 γειτονικών σημείων πλέγματος του μοντέλου (y άξονες) για το φθινόπωρο της περιόδου 1980 – 2000.

probability distribution) (ή συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας - probability density function - PDF). Μία παραμετρική κατανομή είναι μια αφηρημένη μαθηματική φόρμα, ή χαρακτηριστικό σχήμα. Μερικές από αυτές τις μαθηματικές φόρμες προκύπτουν φυσικά, ως συνέπεια ορισμένων διαδικασιών δημιουργίας δεδομένων, και όταν είναι εφαρμόσιμες αποτελούν εύλογους υποψήφιους για να αντιπροσωπεύσουν συνοπτικά τις παραλλαγές ενός συνόλου δεδομένων. Ακόμα και όταν για την επιλογή μίας συγκεκριμένης παραμετρικής κατανομής δεν υπάρχει κάποια ισχυρή φυσική αιτιολόγηση, μπορεί να βρεθεί εμπειρικά ότι η κατανομή αντιπροσωπεύει πολύ καλά ένα σύνολο δεδομένων (Wilks, 2011).

Η φύση μίας παραμετρικής κατανομής προσδιορίζεται από κάποιες ειδικές τιμές, τις παραμέτρους της. Αυτές αντιπροσωπεύουν τις ιδιότητες του υποκείμενου πληθυσμού. Διαφέρουν από τα «στατιστικά», τα οποία είναι ποσότητες που υπολογίζονται από ένα δείγμα δεδομένων. Για καλύτερη διάκριση οι παράμετροι συμβολίζονται με ελληνικά γράμματα, ενώ τα στατιστικά με λατινικά γράμματα. Για τις πιο συνήθεις παραμετρικές κατανομές αρκεί ένα πλήθος έως τριών παραμέτρων για τις περιγραφές τους.

Οι συναρτήσεις των κατανομών κατασκευάζονται έτσι ώστε να μη περιέχουν αρνητικές τιμές, με αποτέλεσμα τα σχετικά μεγέθη των διαφόρων τιμών να αντιπροσωπεύουν διαφορές στις σχετικές πιθανότητες να παρατηρηθούν αυτές οι τιμές. Εάν μία παρατηρηθείσα κατανομή συχνότητας μπορεί να περιγραφεί από κάποια γνωστή συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας, τότε μπορούν να αξιοποιηθούν οι ιδιότητες και οι σχέσεις της PDF στην ανάλυση των δεδομένων και στην εξαγωγή πιθανολογικών και στατιστικών συμπερασμάτων (Wilks, 2011).

Υπάρχουν δύο διαφορετικοί τύποι παραμετρικών κατανομών, που αντιστοιχούν σε διαφορετικούς τύπους δεδομένων. Διακριτές κατανομές (discrete distributions) περιγράφουν μεταβλητές που μπορούν να πάρουν μόνο συγκεκριμένες τιμές, δηλαδή, οι επιτρεπτές τιμές είναι πεπερασμένες. Μια συνεχής μεταβλητή μπορεί να πάρει οποιαδήποτε τιμή μέσα σε ένα συγκεκριμένο εύρος των πραγματικών αριθμών και περιγράφεται από κάποια συνεχή κατανομή (continuous distribution) (Wilks, 2011).

Η οπτική, ποιοτική απεικόνιση της κατανομής συχνότητας των δεδομένων συχνά υποδεικνύει ποιές από τις παραμετρικές κατανομές συχνότητας μπορεί να είναι κατάλληλη για να περιγράψει τα δεδομένα. Υπάρχουν συγκεκριμένες προσεγγίσεις για την προσαρμογή των κατανομών (distribution fitting) στα δεδομένα, όπως η μέθοδος των ροπών (method of moments), οι ροπές σταθμισμένης πιθανότητας (probability-weighted moments ή L-moments) και η μέγιστη πιθανοφάνεια (maximum likelihood). Η κατανόηση της στατιστικής θεωρίας στην οποία βασίζεται μία PDF είναι απαραίτητη για την εξαγωγή κατάλληλων συμπερασμάτων σχετικά με τα δεδομένα στα οποία πρόκειται να εφαρμοστεί (Wilks, 2011).

Ο κύριος στόχος της προσαρμογής μίας PDF είναι να προσεγγίζει την κατανομή των παρατηρήσεων. Αν η προσαρμογή είναι αποδεκτή, τότε με λίγες μόνο παραμέτρους, η συνάρτηση σύνοψης των παρατηρήσεων θα πρέπει να παρέχει μια ρεαλιστική περιγραφή των δεδομένων με μια εξομαλυσμένη μορφή που είναι σε συμφωνία με τις υποκείμενες φυσικές διεργασίες. Ένας δεύτερος στόχος είναι να περιγράψει τα δεδομένα μέσα σε ένα θεωρητικό πλαίσιο το οποίο είναι αρκετά απλό ώστε να μπορούν να εξαχθούν στατιστικά συμπεράσματα. Ο βαθμός της εξομάλυνσης συνήθως καθορίζεται από το σκοπό της χρήσης των δεδομένων και τις ερωτήσεις στις οποίες προσπαθεί να απαντήσει ο ερευνητής.

Το πόσο καλά περιγράφει τα δεδομένα μία PDF μπορεί να προσδιοριστεί με εξέταση των διαφορών μεταξύ των δεδομένων και των τιμών που παράγονται από τη συνάρτηση, συνεπώς, πρέπει να εφαρμόζονται αντικειμενικές δοκιμές καλής προσαρμογής. Τα σύνολα δεδομένων μπορούν να μοντελοποιηθούν με περισσότερες από μία PDF, οπότε οι τιμές που προκύπτουν από τις δοκιμές καλής προσαρμογής συγκρίνονται για να βρεθεί η καλύτερη ή η πιο χρήσιμη PDF. Η δοκιμή Kolmogorov-Smirnov μπορεί να εφαρμοστεί σε δεδομένα συνεχών μεταβλητών (continuous variables) και υποθέτει ότι αν η μέγιστη απόλυτη διαφορά μεταξύ δύο αθροιστικών συχνοτήτων (cumulative frequencies) από ανεξάρτητες παρατηρήσεις είναι μεγαλύτερη από μία κρίσιμη τιμή, τότε οι κατανομές είναι πιθανό να διαφέρουν. Η δοκιμή αυτή είναι αποτελεσματική σε μεγάλα σύνολα δεδομένων (Wilks, 2011).

Είναι γενικά αποδεκτό ότι τα δεδομένα ταχύτητας ανέμου παρουσιάζουν μη συμμετρική κατανομή, με θετική λόξωση (skewness) και χωρίς αρνητικές τιμές. Η επιλογή των υποψήφιων παραμετρικών κατανομών για έλεγχο καλής προσαρμογής, θα πρέπει να λαμβάνει υπόψη τις ιδιότητες αυτές. Δοκιμάζονται, λοιπόν, στη συνέχεια οι κατανομές Gamma, Weibul και Gumbel, αφού γίνει προηγουμένως μία σύντομη περιγραφή τους.

Κατανομή Gamma

Μία από τις πιο κοινές κατανομές με αριστερό όριο το 0 και θετική λόξωση είναι η Gamma με τη συνάρτηση πιθανότητας κατανομής της να ορίζεται ως

$$f(x) = \frac{\left(\frac{x}{\beta}\right)^{\alpha-1} \exp\left(-\frac{x}{\beta}\right)}{\beta \Gamma(\alpha)}, \quad x, \alpha, \beta > 0. \quad (4.8)$$

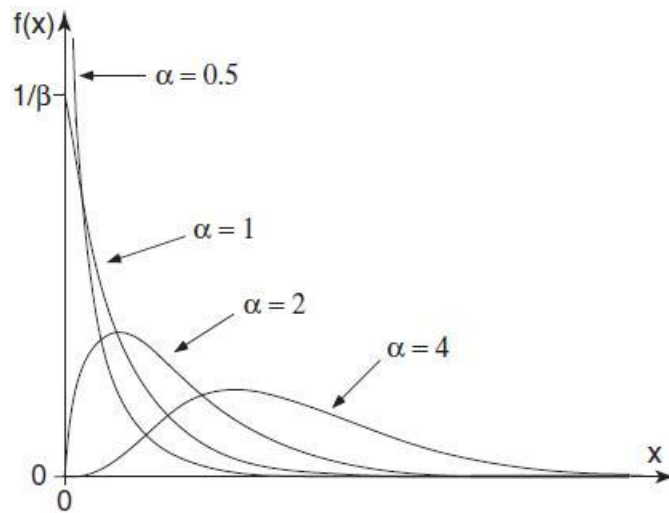
Οι δύο παράμετροι της κατανομής είναι η παράμετρος σχήματος (shape parameter) α και η παράμετρος κλίμακας (scale parameter) β . Η ποσότητα $\Gamma(\alpha)$ προσδιορίζει την πρότυπη μαθηματική συνάρτηση gamma, που ορίζεται ως

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^{\infty} t^{\alpha-1} e^{-t} dt. \quad (4.9)$$

Η PDF της κατανομής gamma μπορεί να πάρει ένα εύρος σχημάτων, τα οποία εξαρτώνται από την τιμή της παραμέτρου σχήματος α , η οποία είναι αδιάστατο μέγεθος. Στο σχήμα 4.10 παρουσιάζονται οι μεταβολές του σχήματος της PDF για διάφορες τιμές της παραμέτρου σχήματος. Η παράμετρος κλίμακας β επηρεάζει την εμφάνιση της PDF, είτε τεντώνοντας την προς τα δεξιά, είτε περιορίζοντας την προς τα αριστερά, και έχει ίδια μονάδα με το x (Wilks, 2011).

Η στατιστική των ακραίων τιμών σχετίζεται με την περιγραφή της συμπεριφοράς των μεγαλύτερων τιμών ενός δείγματος πλήθους n . Αυτές οι τιμές είναι ακραίες διότι είναι ασυνήθιστα μεγάλες και, εξ ορισμού, είναι επίσης σπάνιες. Συχνά, η στατιστική των ακραίων τιμών έχει ενδιαφέρον, επειδή οι φυσικές διεργασίες που παράγουν τα ακραία καιρικά φαινόμενα, καθώς και οι επακόλουθες κοινωνικές επιπτώσεις που συμβαίνουν εξαιτίας τους, είναι επίσης ισχυρά και ασυνήθιστα. Ένα τυπικό παράδειγμα δεδομένων με ακραίες τιμές είναι η συλλογή των ετήσιων μεγίστων των ημερήσιων υψών βροχόπτωσης. Σε

αυτή την περίπτωση κάθε έτος αποτελεί ένα σύνολο τιμών ή μπλοκ ($m = 365$ ημέρες) από το οποίο επιλέγεται η μέγιστη και για αυτό η συγκεκριμένη μέθοδος αναφέρεται γενικότερα ως *block maximum* (Wilks, 2011).



Σχήμα 4.10 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας της κατανομής Gamma για τέσσερις τιμές της παραμέτρου σχήματος α (Wilks, 2011).

Κατανομές ακραίων τιμών

Ένα βασικό αποτέλεσμα από τη θεωρία της στατιστικής των ακραίων τιμών δηλώνει (Coles 2001, Leadbetter et al. 1983) ότι οι μεγαλύτερες παρατηρήσεις από ένα πλήθος m ανεξάρτητων παρατηρήσεων μίας ορισμένης κατανομής θα προσεγγίζουν όλο και περισσότερο, καθώς αυξάνεται το m , μία γνωστή κατανομή, ανεξάρτητα από την κατανομή από την οποία προέρχονται οι παρατηρήσεις. Το αποτέλεσμα αυτό ονομάζεται Θεώρημα Ακραίων Τύπων (Extremal Types Theorem) και είναι το ανάλογο, στο πλαίσιο της στατιστικής των ακραίων τιμών, του Θεωρήματος Κεντρικού Ορίου (Central Limit Theorem) για την κατανομή των ποσών που συγκλίνουν στην κατανομή Gauss. Τα παραπάνω ισχύουν εξίσου και για τις κατανομές των ακραίων ελαχίστων τιμών (μικρότερες από ένα πλήθος m παρατηρήσεων), μίας μεταβλητής X (Wilks, 2011).

Η κατανομή στην οποία συγκλίνουν οι δειγματικές κατανομές των μεγίστων από m τιμές ονομάζεται γενικευμένη κατανομή ακραίων τιμών (generalized extreme value distribution – GEV), με την PDF της να ορίζεται ως

$$f(x) = \frac{1}{\beta} \left[1 + \frac{\kappa(x-\zeta)}{\beta} \right]^{1-\frac{1}{\kappa}} \exp \left\{ - \left[\frac{\kappa(x-\zeta)}{\beta} \right]^{-\frac{1}{\kappa}} \right\}, \quad 1 + \frac{\kappa(x-\zeta)}{\beta} > 0. \quad (4.10)$$

Η GEV περιέχει τρεις παραμέτρους: της παράμετρο θέσης ζ , την παράμετρο κλίμακας β , και την παράμετρο σχήματος κ η οποία αρκετές φορές χρησιμοποιείται με αντίστροφο πρόσημο (Wilks, 2011).

Διακρίνονται τρεις ειδικές περιπτώσεις της GEV με βάση την τιμή της παραμέτρου θέσης κ (Wilks, 2011).

Κατανομή Gumbel ή Fisher-Tippett Τύπου I

Το όριο της εξίσωσης της GEV καθώς το κ τείνει στο 0 δίνει την PDF της κατανομής Gumbel

$$f(x) = \frac{1}{\beta} \exp \left\{ - \exp \left[- \frac{(x-\zeta)}{\beta} \right] - \frac{(x-\zeta)}{\beta} \right\}. \quad (4.11)$$

Η κατανομή Gumbel αποτελεί την οριακή μορφή της GEV για ακραία δεδομένα που λαμβάνονται από κατανομές που παρουσιάζουν καλή συμπεριφορά στην ουρά τους (π.χ., εκθετική κατανομή), όπως οι κατανομές Gauss και Gamma. Η κατανομή Gumbel χρησιμοποιείται τόσο συχνά για να αναπαραστήσει τη στατιστική των ακραίων τιμών που είναι μερικές φορές αναφέρεται λανθασμένα ως "η κατανομή των ακραίων τιμών". Η PDF της παρουσιάζει λόξωση προς τα δεξιά και μέγιστο στο $x = \zeta$. Οι πιθανότητες της κατανομής της μπορούν να εξαχθούν από τη συνάρτηση της κατανομής της αθροιστικής της συχνότητας

$$F(x) = \exp \left\{ - \exp \left[- \frac{(x-\zeta)}{\beta} \right] \right\}. \quad (4.12)$$

Κατανομή Weibull ή Fisher-Tippett Τύπου III

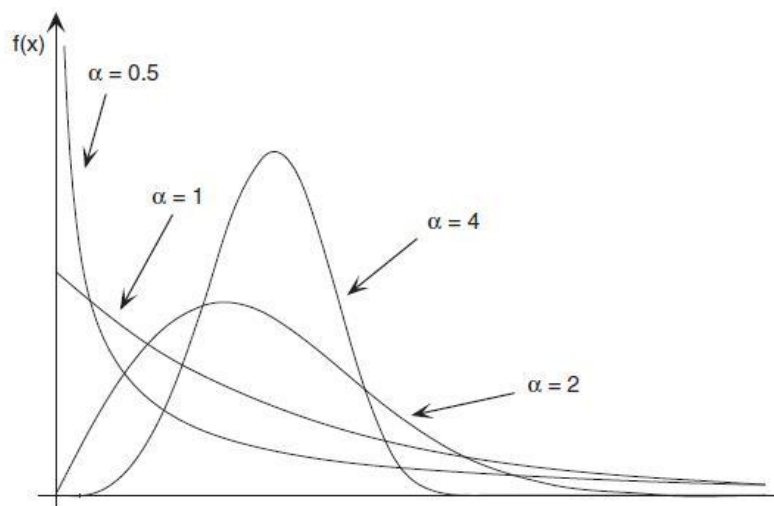
Η κατανομή Weibull προκύπτει από τη GEV για $\kappa < 0$. Συνήθως οι κατανομές Weibull γράφονται με την παράμετρο θέσης $\zeta = 0$ και μία παράμετρο μετασχηματισμού, με την PDF της να ορίζεται ως

$$f(x) = \left(\frac{\alpha}{\beta} \right) \left(\frac{x}{\beta} \right)^{\alpha-1} \exp \left[- \left(\frac{x}{\beta} \right)^{\alpha} \right], \quad x, \alpha, \beta > 0. \quad (4.13)$$

Όπως και στην κατανομή Gamma, οι δύο παράμετροι α και β ονομάζονται, αντίστοιχα, σχήματος και κλίμακας. Η μορφή της κατανομής ορίζεται από τις τιμές των παραμέτρων της. Η απόκριση του σχήματος της κατανομής για διάφορες τιμές της παραμέτρου α παρουσιάζεται στο σχήμα 4.11. Η παράμετρος κλίμακας β έχει παρόμοια συμπεριφορά όπως στην κατανομή Gamma (Wilks, 2011).

Κατανομή Frechet ή Fisher-Tippett Τύπου II

Για $\kappa > 0$ η GEV ονομάζεται κατανομή Frechet. Οι κατανομές του τύπου αυτού παρουσιάζουν τις λεγόμενες "βαριές ουρές" (heavy tails), που σημαίνει ότι η PDF μειώνεται σχετικά αργά στην περιοχή των μεγάλων τιμών του x . Μία συνέπεια τέτοιων ουρών είναι ότι μερικές από τις ροπές της κατανομής Frechet δεν είναι πεπερασμένες. Μια άλλη συνέπεια της βαριών ουρών είναι ότι τα ποσοστημόρια που συνδέονται με μεγάλες αθροιστικές πιθανότητες θα είναι αρκετά μεγάλα. Η κατανομή Frechet, εξαιτίας των χαρακτηριστικών της ουράς της, χρησιμοποιείται συνήθως σε υδρολογικές μελέτες και δεν θα εφαρμοστεί στην παρούσα εργασία (Wilks, 2011).



Σχήμα 4.11 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας της κατανομής Weibull για τέσσερις τιμές της παραμέτρου σχήματος α .

4.4.2 Ποιοτικές αξιολογήσεις καλής προσαρμογής

Έχοντας προσαρμόσει μια παραμετρική κατανομή σε ένα σύνολο δεδομένων, χρειάζεται να ελεγχθεί αν το μοντέλο των θεωρητικών πιθανοτήτων παρέχει μια επαρκή περιγραφή τους. Η προσαρμογή κάποιας ακατάλληλης κατανομής μπορεί να οδηγήσει σε εσφαλμένα συμπεράσματα. Υπάρχουν δύο διαφορετικού τύπου έλεγχοι που μπορούν να εφαρμοστούν, ο ποιοτικός (qualitative) και ο ποσοτικός (quantitative). Οι ποσοτικές μέθοδοι για την αξιολόγηση της εγγύτητας της προσαρμοσμένης κατανομής στα δεδομένα στηρίζονται σε ιδέες από τον τυπικό έλεγχο υπόθεσης (formal hypothesis testing), όμως δεν κρίνεται σκόπιμο να χρησιμοποιηθούν στην παρούσα εργασία. Ωστόσο, θα εφαρμοστούν κάποιες ποιοτικές, γραφικές μέθοδοι, χρήσιμες για υποκειμενική παρατήρηση της καλής προσαρμογής μίας κατανομής. Οι μέθοδοι αυτές είναι κατατοπιστικές, ακόμη και αν εφαρμοστεί και κάποιος ποσοτικός έλεγχος καλής προσαρμογής. Ένας τυπικός έλεγχος μπορεί να υποδείξει μία ακατάλληλη προσαρμογή, όμως δεν μπορεί να ενημερώσει τον αναλυτή ως προς την συγκεκριμένη φύση του προβλήματος. Αντιθέτως, η γραφική σύγκριση των δεδομένων με την προσαρμοσμένη μοντελοποιημένη κατανομή επιτρέπει τη διάγνωση του πού και πώς η παραμετρική κατανομή μπορεί να είναι ανεπαρκής.

Ο πιο απλός τρόπος σύγκρισης μίας προσαρμοσμένης παραμετρικής κατανομής με τα δεδομένα είναι η υπέρθεση της στο ραβδόγραμμα που προκύπτει από αυτά. Με αυτόν τον τρόπο μπορούν να παρατηρηθούν εύκολα οι τυχών αποκλίσεις του παραμετρικού μοντέλου. Κάποιες από τις πιθανές αποκλίσεις μπορεί να αφορούν υποεκτίμηση ή υπερεκτίμηση του μεγέθους της πιθανότητας σε περιορισμένες ή ευρύτερες περιοχές της κατανομής, εμφανείς διαφοροποιήσεις στο σχήμα, διαφορές στο εύρος των τιμών και συμπερίληψη στην μοντελοποιημένη κατανομή τιμών. Απαραίτητη προϋπόθεση είναι ότι τόσο το ολοκλήρωμα της συνάρτησης πυκνότητας για όλο το εύρος της μεταβλητής x , αλλά και το συνολικό εμβαδό που καταλαμβάνουν οι μπάρες του ραβδογράμματος να είναι ίσα (Wilks, 2011).

Ένας δεύτερος τρόπος είναι η δημιουργία διαγραμμάτων ποσοστημορίων ($Q - Q$) που περιγράφηκαν στη προηγούμενη ενότητα. Όμως σε αυτή την

περίπτωση γίνεται σύγκριση των τιμών της εμπειρικής (δεδομένα) και της προσαρμοσμένης παραμετρικής κατανομής (Wilks, 2011).

Ο αντίστροφος από τον προηγούμενο τρόπο σύγκρισης των δύο κατανομών είναι η κατασκευή διαγραμμάτων πιθανοτήτων ($P - P$). Η λογική τους είναι παρόμοια με των διαγραμμάτων $Q - Q$, όμως σε αυτά σχεδιάζονται σημεία τομής πιθανοτήτων που προκύπτουν από τις αντίστοιχες συναρτήσεις αθροιστικής κατανομής των δύο εξεταζόμενων κάθε φορά κατανομών. Οι τιμές των δύο αξόνων έχουν, συνεπώς, σταθερό εύρος τιμών από 0 έως 1. Τα διαγράμματα $P - P$ χρησιμοποιούνται λιγότερο συχνά από τα διαγράμματα ποσοστημορίων, επειδή η σύγκριση τιμών δεδομένων με πραγματικές μονάδες γίνεται ευκολότερα αντιληπτή από ότι σύγκριση αθροιστικών πιθανοτήτων. Επίσης, τα διαγράμματα $P - P$ παρουσιάζουν μικρότερη ευαισθησία από τα διαγράμματα $Q - Q$ σε διαφορές που εντοπίζονται στα άκρα της αθροιστικής κατανομής, περιοχές μεγαλύτερου ενδιαφέροντος στη στατιστική των ακραίων τιμών (Wilks, 2011).

4.4.3 Ανάλυση

Στην προηγούμενη ενότητα από τα εποχιακά διαγράμματα $Q - Q$ έγινε μία πρώτη εκτίμηση της κοινής προέλευσης των δεδομένων των σταθμών και των σημείων πλέγματος από την ίδια κατανομή. Στη συνέχεια διερευνάται εάν σε κάθε ζεύγος δεδομένων, των 15 σταθμών και των αντίστοιχων 15 γειτονικών σημείων πλέγματος, η καλλίτερη προσαρμογή προέρχεται από ίδιου τύπου θεωρητική κατανομή, εξετάζοντας τις κατανομές Gamma, Gumbel και Weibull. Η διερεύνηση σε αυτή την ενότητα γίνεται στο σύνολο των δεδομένων της χρονοσειράς 1980 – 2000. Ο έλεγχος της καλής προσαρμογής που εφαρμόζεται είναι ποιοτικός, με τη βοήθεια διαγραμμάτων. Γενικά, εφαρμογή τυπικού ελέγχου καλής προσαρμογής σε δεδομένα αβέβαιης εγκυρότητας (δεδομένα σταθμών) είναι δύσκολο να αποδειχτεί χρήσιμος.

Τα διαγράμματα που σχεδιάζονται περιλαμβάνουν ραβδογράμματα των δεδομένων με σχεδιασμένη, επίσης, την συνάρτηση πυκνότητας της μοντελοποιημένης κατανομής, διαγράμματα $Q - Q$, διαγράμματα $P - P$ και

διαγράμματα αθροιστικής συχνότητας κατανομής. Επειδή όγκος του συνόλου των διαγραμμάτων είναι εξαιρετικά μεγάλος, παρουσιάζονται ενδεικτικά μόνο τα ραβδογράμματα και τα διαγράμματα Q - Q για ένα σταθμό από κάθε περιοχή που διακρίθηκε από την εφαρμογή της PCA, καθώς και από το σταθμό της Νάξου.

Λήμνος

Τόσο από το ραβδόγραμμα, όσο και από το διάγραμμα Q – Q (σχήμα 4.12) είναι εμφανές πως η κατανομή weibull προσεγγίζει τα δεδομένα καλλίτερα από τις άλλες δύο κατανομές. Από το διάγραμμα Q – Q παρατηρείται πως υπάρχει μικρή υπερεκτίμηση της ταχύτητας του ανέμου από τη θεωρητική κατανομή μόνο στα τελευταία ποσοστημόρια.

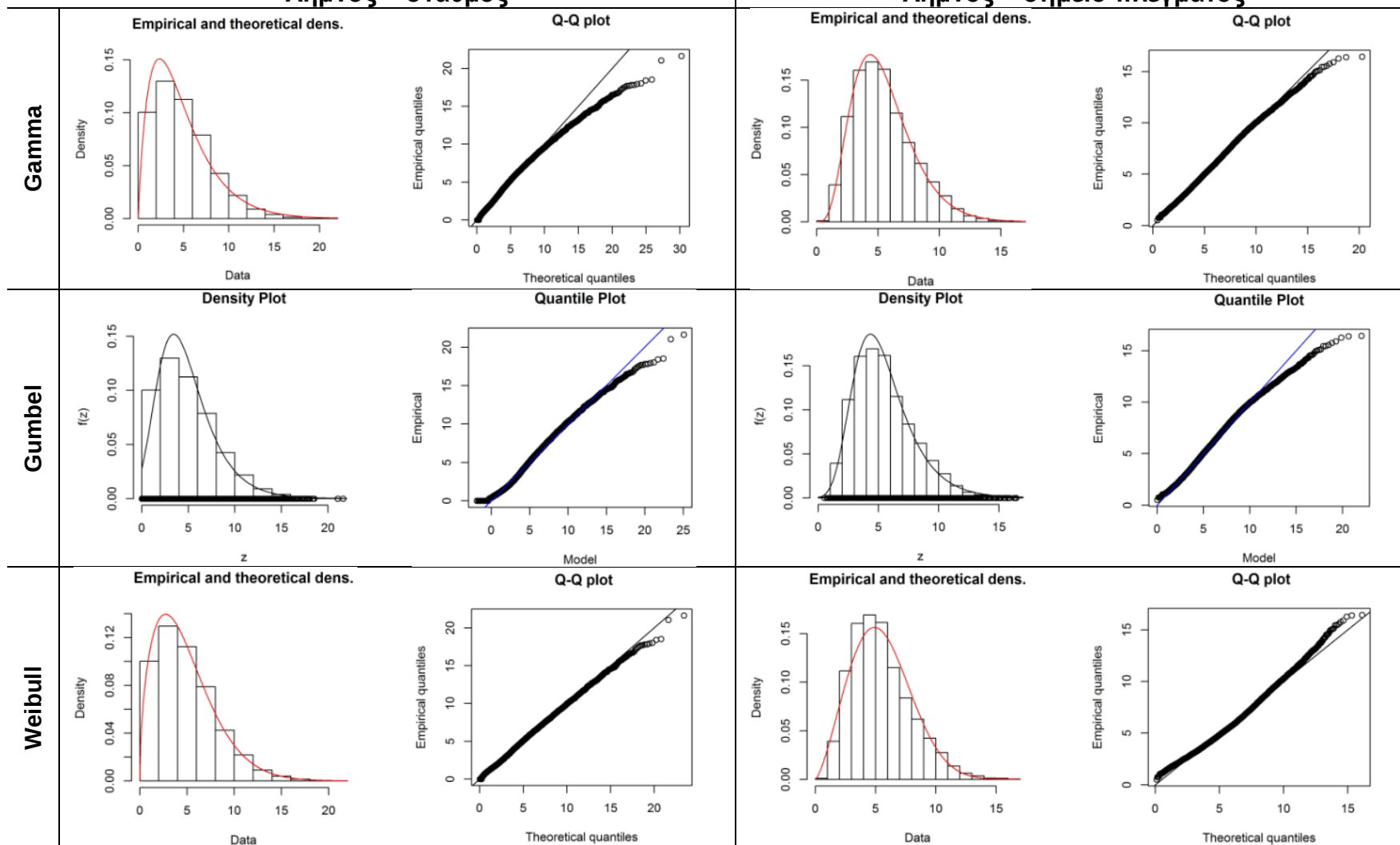
Η προσαρμογή της αντίστοιχης κατανομής στα δεδομένα του σημείου πλέγματος δεν δίνει τόσο καλά αποτελέσματα, καθώς εμφανίζεται από τη θεωρητική κατανομή υποεκτίμηση της ταχύτητας στα υψηλά ποσοστημόρια, ενώ παρατηρείται και μικρότερη υποεκτίμηση στα χαμηλά ποσοστημόρια. Η προσαρμογή των gamma και gumbel κατανομών στα ραβδογράμματα των δεδομένων του μοντέλου εμφανίζει καλλίτερη εικόνα, όμως στο Q – Q διάγραμμα της κατανομής gamma παρουσιάζεται μικρότερη απόκλιση από τη γραμμή αναφοράς στα υψηλά ποσοστημόρια. Έτσι, για τα δεδομένα του σημείου πλέγματος της Λήμνου κρίνεται ότι η κατανομή gamma έχει την καλλίτερη προσαρμογή.

Νάξος

Με μία πρώτη ματιά, το ραβδόγραμμα των δεδομένων του σταθμού της Νάξου (σχήμα 4.13) φαίνεται να προσεγγίζεται καλλίτερα από την προσαρμοσμένη κατανομή gamma, με την weibull να φαίνεται, επίσης, να ταιριάζει αρκετά. Ωστόσο, τα διαγράμματα Q – Q δείχνουν ότι στις υψηλές ταχύτητες υπάρχει μεγάλη απόκλιση της παραμετρικής κατανομής gamma σε σχέση με τα δεδομένα, εκτιμώντας τιμές ταχύτητας με διαφορά πάνω από 10m/s. Αντιθέτως, στην κατανομή weibull η αντίστοιχη απόκλιση είναι μικρότερη των 5

Λήμνος – σταθμός

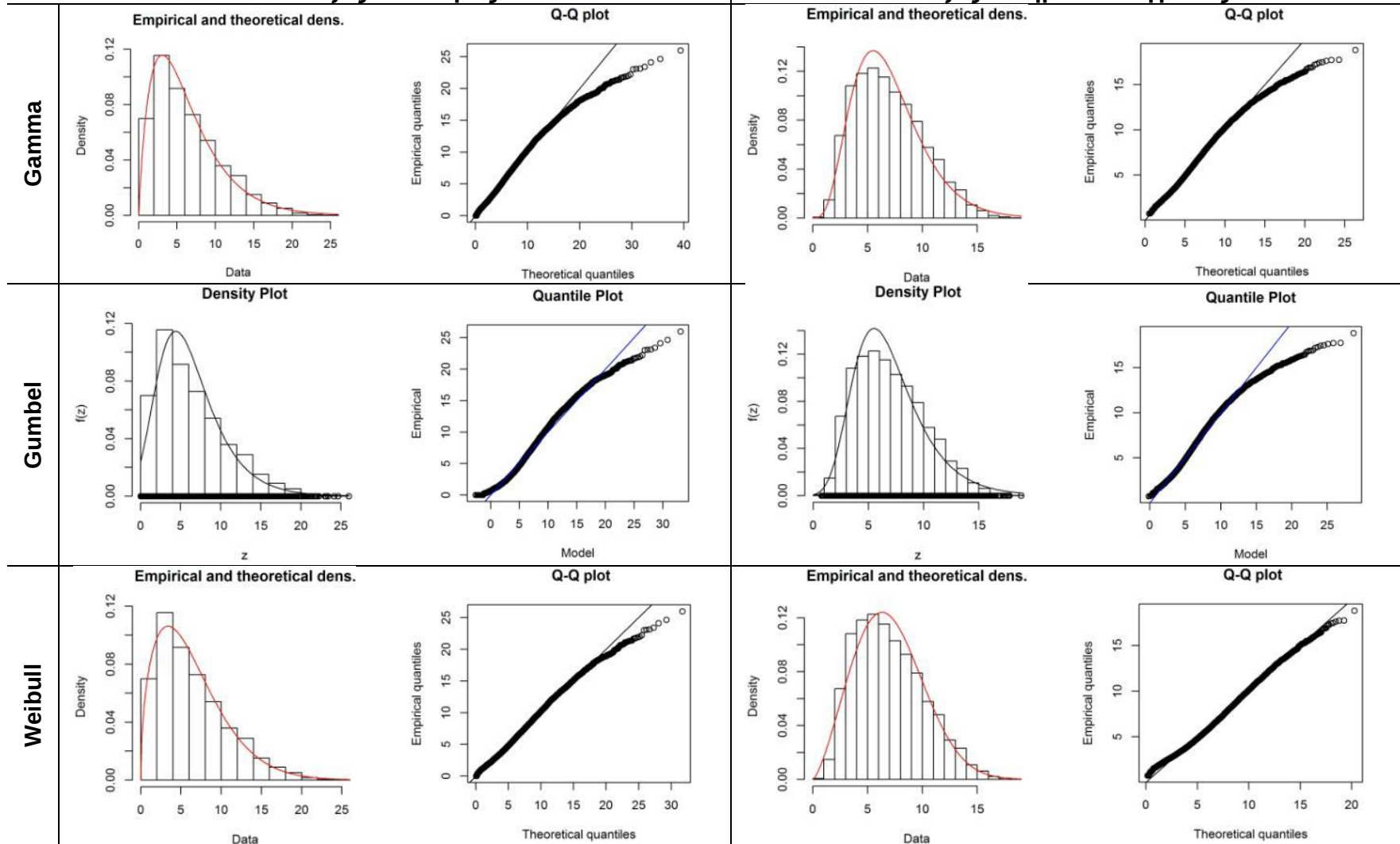
Λήμνος – σημείο πλέγματος



Σχήμα 4.12 Ραβδογράμματα με θεωρητική κατανομή σε υπέρθεση και διαγράμματα Q – Q, για τα δεδομένα του σταθμού και του γειτονικού σημείου πλέγματος της Λήμνου, για τις κατανομές gamma, gumbel και weibul

Νάξος – σταθμός

Νάξος – σημείο πλέγματος



Σχήμα 4.13 Ραβδογράμματα με θεωρητική κατανομή σε υπέρθεση και διαγράμματα Q – Q, για τα δεδομένα του σταθμού και του γειτονικού σημείου πλέγματος της Νάξου, για τις κατανομές gamma, gumbel και weibull.

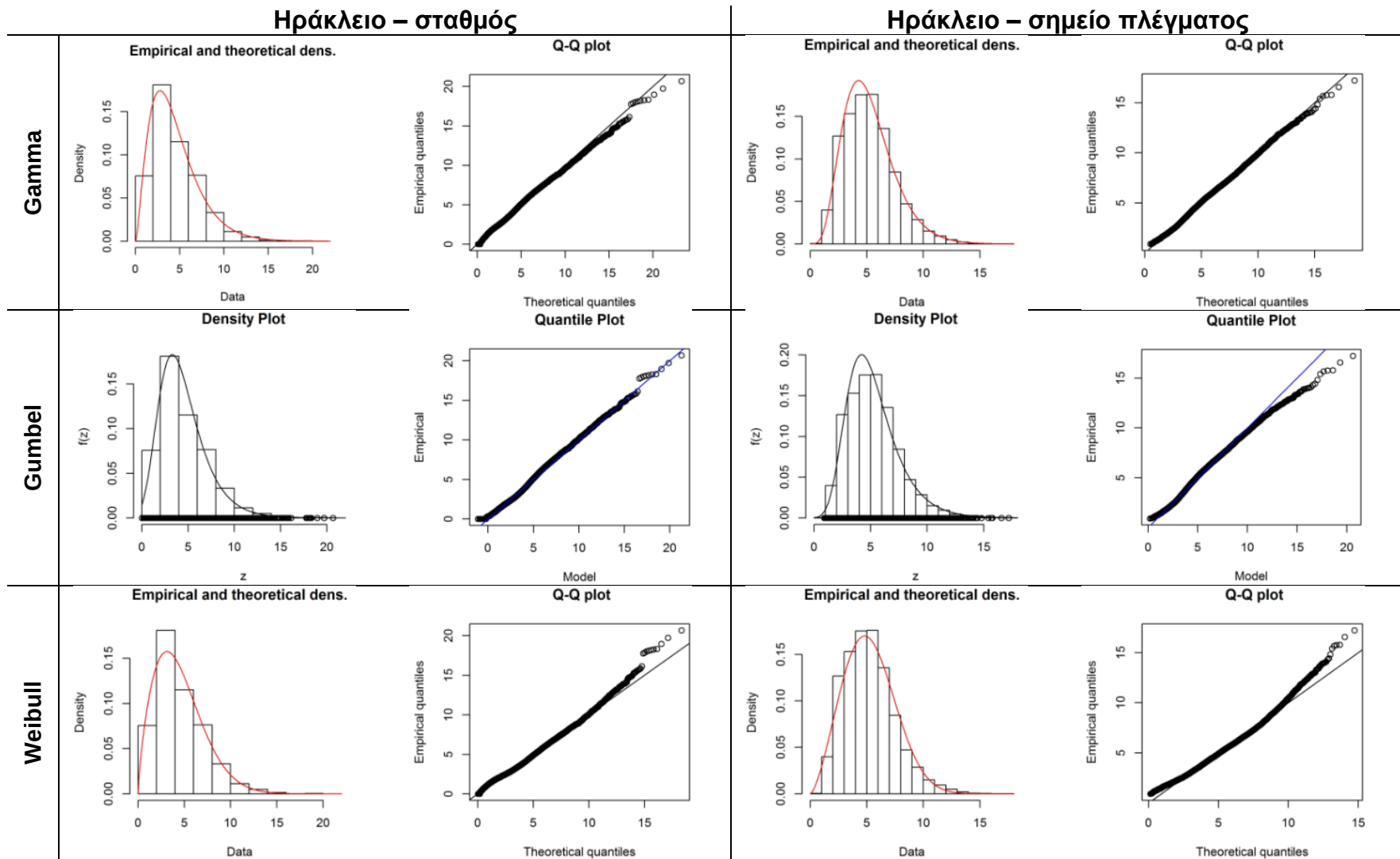
m/s. Φαίνεται, λοιπόν, πως οι δύο αυτές παραμετρικές κατανομές προσεγγίζουν ικανοποιητικά τα δεδομένα στο μεγαλύτερο μέρος τους, όμως τα διαφορετικά χαρακτηριστικά των ουρών τους έχουν ως αποτέλεσμα την επιλογή της κατανομής weibull ως καταλληλότερη για την αντιπροσώπευση των δεδομένων του συγκεκριμένου σταθμού.

Στο γειτονικό σημείο πλέγματος, η εικόνα των ραβδογραμμάτων διαφέρει λίγο από αυτή του σταθμού, καθώς παρουσιάζουν μικρότερη λόξωση. Οι προσαρμοσμένες κατανομές gamma και gumbel φαίνεται πως έχουν λιγότερη απόκλιση της κεντρικής τιμής σε σχέση με την κατανομή weibull, αν και υπερεκτιμούν την πιθανότητα της. Ωστόσο, φαίνεται από τα διαγράμματα Q – Q πως η προσαρμογή της κατανομής weibull παρουσιάζει αντίστοιχες τιμές ταχύτητας σε όλο το εύρος της κατανομής, σε αντίθεση με τις άλλες δύο προσαρμοσμένες κατανομές οι οποίες λόγω των μεγαλύτερων ουρών τους παρουσιάζουν σημαντική υπερεκτίμηση των υψηλών ταχυτήτων.

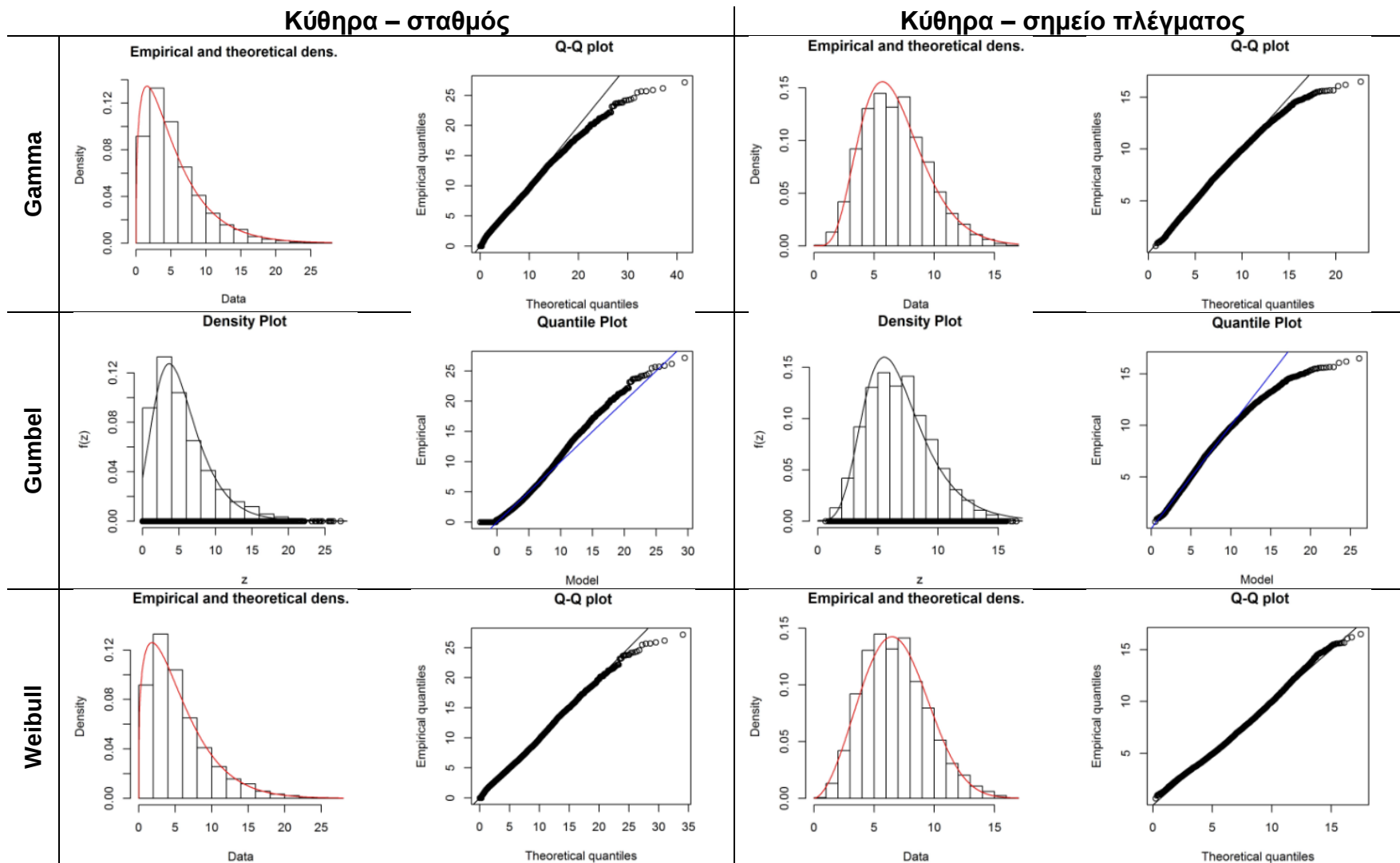
Ηράκλειο

Για τα δεδομένα του σταθμού φαίνεται (σχήμα 4.14) πως οι κατανομές gamma και gumbel προσαρμόζονται καλλίτερα σε σχέση με την κατανομή weibull. Μεταξύ των δύο, η κατανομή gamma παρουσιάζει ελαφρώς καλλίτερη εικόνα στην προσαρμογή της στο ιστόγραμμα, ενώ η κατανομή gumbel εμφανίζει καλλίτερα αποτελέσματα στο διάγραμμα Q – Q, καθώς δεν υπάρχει απόκλιση από τη γραμμή αναφοράς σε όλο το εύρος των ποσοστημορίων. Ωστόσο, και στο Q – Q διάγραμμα της κατανομής gamma η απόκλιση των υψηλότερων ποσοστημορίων από τη γραμμή αναφοράς είναι πολύ μικρή.

Για τα δεδομένα του γειτονικού σημείου πλέγματος η εικόνα είναι πιο ξεκάθαρη. Η προσαρμογή στα ραβδογράμματα των δεδομένων, συνολικά, είναι καλλίτερη στην περίπτωση της gamma κατανομής, με εξαίρεση την περιοχή κοντά στα 5 m/s, όπου η κατανομή weibull φαίνεται να πιο κοντά στα δεδομένα. Από τα διαγράμματα Q – Q καθίσταται σαφές πως η gamma κατανομή είναι η καταλληλότερη, καθώς δεν παρουσιάζει απόκλιση των ποσοστημορίων από τη γραμμή αναφοράς, σε αντίθεση με τις άλλες δύο κατανομές.



Σχήμα 4.14 Ραβδογράμματα με θεωρητική κατανομή σε υπέρθεση και διαγράμματα Q – Q, για τα δεδομένα του σταθμού και του γειτονικού σημείου πλέγματος του Ηρακλείου, για τις κατανομές gamma, gumbel και weibull.



Σχήμα 4.15 Ραβδογράμματα με θεωρητική κατανομή σε υπέρθεση και διαγράμματα Q – Q, για τα δεδομένα του σταθμού και του γειτονικού σημείου πλέγματος των Κυθήρων, για τις κατανομές gamma, gumbel και weibull.

Κύθηρα

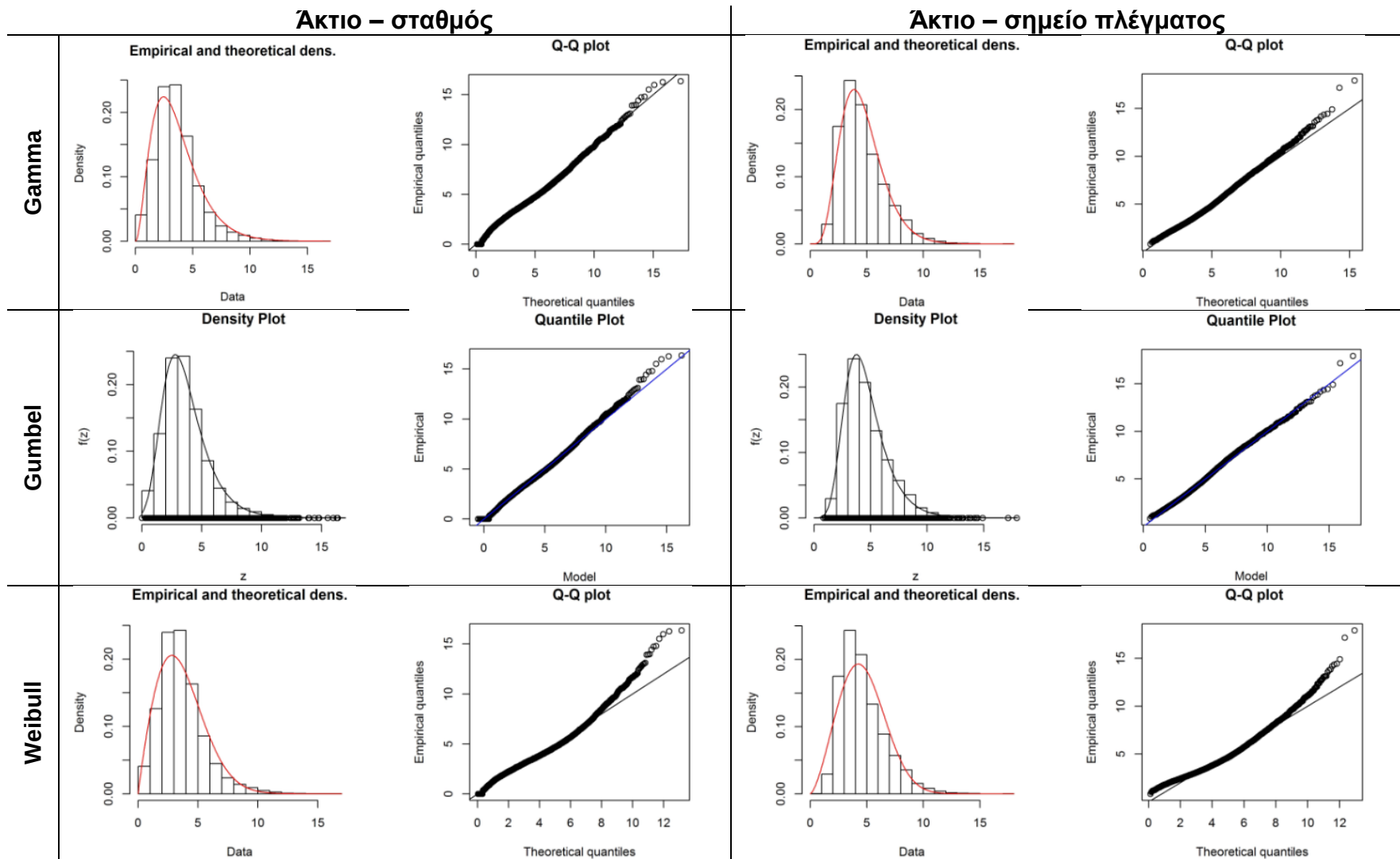
Η προσαρμογή των τριών θεωρητικών κατανομών στα δεδομένα του σταθμού των Κυθήρων (σχήμα 4.15) δεν μπορεί να χαρακτηριστεί ιδανική με βάση την εικόνα των ραβδογραμμάτων, με αυτό της κατανομής gumbel να εμφανίζει τις μεγαλύτερες αποκλίσεις. Στα ραβδογράμματα των άλλων δύο κατανομών παρουσιάζεται σφάλμα της εκτίμησης πιθανότητας στις τρεις πρώτες κλάσεις των δεδομένων (έως 6 m/s), ωστόσο στη συνέχεια εμφανίζεται καλλίτερη προσαρμογή. Από τα διαγράμματα Q – Q των gamma και weibull κατανομών, η δεύτερη εμφανίζει μικρότερη υπερεκτίμηση των υψηλών ταχυτήτων του ανέμου, συνεπώς, επιλέγεται ως η καταλληλότερη για την προσαρμογή των δεδομένων.

Τα ραβδογράμματα των δεδομένων του σημείου πλέγματος παρουσιάζουν μικρότερη λόξωση από τα αντίστοιχα του σταθμού. Από την προσαρμογή των τριών κατανομών σε αυτά, καλλίτερη φαίνεται να είναι αυτή της weibull κατανομής. Παρόμοιο συμπέρασμα εξάγεται και από τα διαγράμματα Q – Q, όπου στην κατανομή weibull δεν παρατηρούνται αποκλίσεις από τη γραμμή αναφοράς, σε αντίθεση με την εικόνα των διαγραμμάτων των κατανομών gamma και gumbel.

Άκτιο

Η κατανομή gumbel φαίνεται πως προσαρμόζεται στα δεδομένα του σταθμού καλλίτερα από τις άλλες δύο κατανομές (σχήμα 4.16), οι οποίες εμφανίζουν υπερεκτίμηση πιθανότητας των χαμηλότερων ταχυτήτων και υποεκτίμηση πιθανότητας στην περιοχή των επικρατέστερων τιμών ταχύτητας του ανέμου. Από τα Q – Q διαγράμματα αρκετά καλή εικόνα εμφανίζουν οι κατανομές gamma και gumbel. Η gamma παρουσιάζει μικρή υποεκτίμηση στις χαμηλότερες και στις υψηλότερες ταχύτητας, ενώ η gumbel παρουσιάζει μικρή υποεκτίμηση μόνο στις υψηλότερες ταχύτητες, η οποία ξεπερνά την αντίστοιχη της κατανομής gamma.

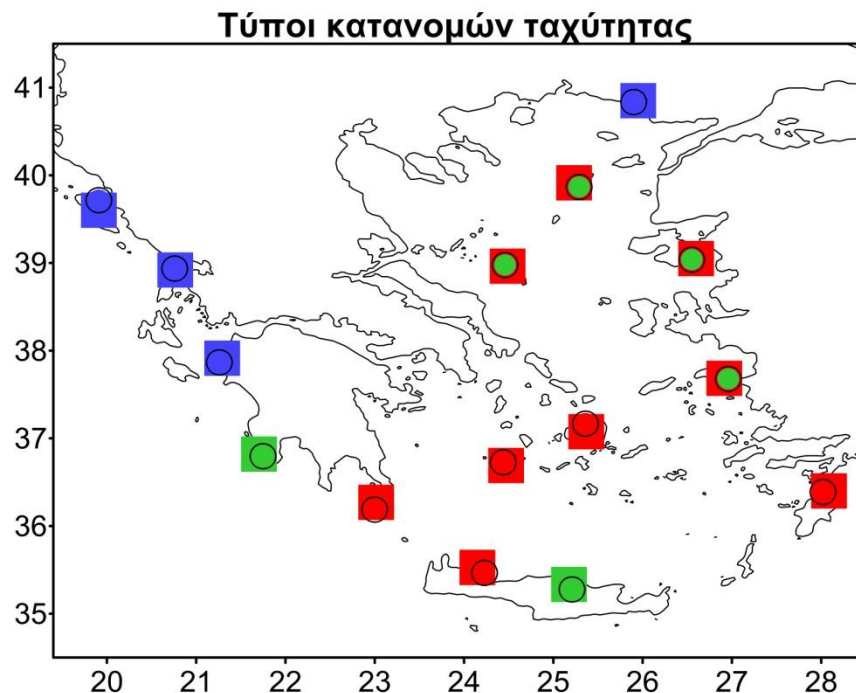
Με την ίδια λογική διερευνείται η ύπαρξη κοινού τύπου προσαρμοσμένης κατανομής στα δεδομένα των σταθμών και του μοντέλου για τις υπόλοιπες



Σχήμα 4.16 Ραβδογράμματα με θεωρητική κατανομή σε υπέρθεση και διαγράμματα Q – Q, για τα δεδομένα του σταθμού και του γειτονικού σημείου πλέγματος του Ακτίου, για τις κατανομές gamma, gumbel και weibull.

περιοχές, με τα αποτελέσματα να παρουσιάζονται στο σχήμα 4.17. Σε έντεκα από τις 15 περιοχές παρουσιάζεται συμφωνία, ενώ οι περιοχές που παρατηρείται η καταλληλότερη κατανομή να είναι διαφορετικού τύπου εντοπίζονται στο βόρειο και ανατολικό Αιγαίο.

Παρατηρείται πως οι τύποι παραμετρικής κατανομής που αντιπροσωπεύουν τα δεδομένα των σταθμών εξαρτώνται από την θέση του κάθε σταθμού. Η κατανομή weibull εμφανίζει καλλίτερη προσαρμογή σε εννέα σταθμούς, όλοι του Αιγαίου πελάγους. Σε Ηράκλειο και Μεθώνη η κατανομή gamma είναι η πιο αντιπροσωπευτική, ενώ για τους υπόλοιπους σταθμούς του Ιονίου και για το σταθμό της Αλεξανδρούπολης καλλίτερη προσαρμογή παρουσιάζει η κατανομή gumbel. Η διαφορά που εντοπίζεται στην προσαρμογή των κατανομών στα δεδομένα του μοντέλου αφορά την καλλίτερη προσαρμογή της κατανομής gamma σε τέσσερα γειτονικά σημεία πλέγματος του Αιγαίου, όπου για τους σταθμούς είναι καταλληλότερη η κατανομή weibull.



Σχήμα 4.17 Καταλληλότερη προσαρμοσμένη κατανομή στα δεδομένα ταχύτητας των σταθμών (τετράγωνα) και του μοντέλου (κύκλοι) των 15 περιοχών. Πράσινο = gamma, μπλε = gumbel, κόκκινο = weibull.

5 Το μοντέλο RegCM3 – Ενδοετήσια διακύμανση του επιφανειακού ανέμου

5.1 Μηνιαίοι χάρτες μέσης ταχύτητας και επικρατούσας διεύθυνσης

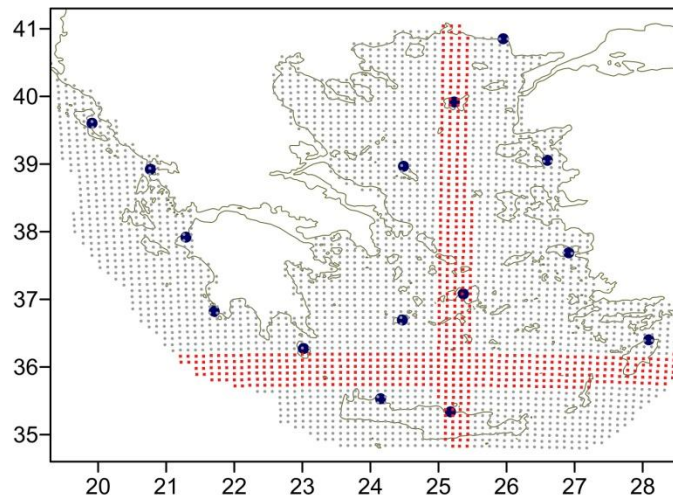
Καθώς, τα αποτελέσματα του RegCM3 κρίνονται αρκετά ικανοποιητικά όσο αφορά την αναπαράσταση των κύριων χαρακτηριστικών του πεδίου του επιφανειακού ανέμου, έχει ενδιαφέρον η συνοπτική αποτύπωση της κλιματολογίας της περιοχής μελέτης σε ενδοετήσια βάση χρησιμοποιώντας τα δεδομένα του μοντέλου. Η ανάλυση αφορά, τόσο την περίοδο αναφοράς 1980 – 2000, όσο και τις δύο μελλοντικές περιόδους, 2030 – 2050 και 2080 – 2100. Η ενδοετήσια χρονική διακριτοποίηση που επιλέχθηκε είναι μηνιαία.

Αρχικά η ανάλυση γίνεται με μηνιαίους χάρτες οι οποίοι αποτυπώνουν το πεδίο του επιφανειακού ανέμου σε όλο το εύρος της περιοχής μελέτης. Σε αυτούς σχεδιάζονται η μέση μηνιαία ταχύτητα και η επικρατούσα μηνιαία διεύθυνση, όπως προκύπτουν από τα δεδομένα των σημείων πλέγματος του RegCM3. Στους χάρτες που αφορούν τις δύο μελλοντικές περιόδους, η μέση μηνιαία ταχύτητα σχεδιάζεται ως διαφορά από την αντίστοιχη της περιόδου αναφοράς.

Στη συνέχεια δημιουργούνται δύο χώρο – χρονικές τομές για κάθε μία από τις τρεις περιόδους, με στόχο τη λεπτομερέστερη μελέτη της περιοχής του Αιγαίου πελάγους. Με αυτή την τεχνική γίνεται ευκολότερη η σύγκριση των χαρακτηριστικών του ανέμου στις διάφορες περιόδους του έτους και τονίζεται περισσότερο η ενδοετήσια μεταβλητότητα τους. Τα δεδομένα της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου που προβάλλονται στις τομές είναι αντίστοιχα εκείνων των προηγούμενων μηνιαίων χαρτών, για την περίοδο αναφοράς και τις μελλοντικές περιόδους.

Οι θέσεις των δύο τομών παρουσιάζονται στο χάρτη του σχήματος 5.1. Η πρώτη είναι μία τομή βορρά – νότου στον διαμήκη άξονα του Αιγαίου που διασχίζει την περιοχή της PC του βορείου Αιγαίου και συνεχίζει προς νότια μεταξύ των δύο PCs του νοτίου Αιγαίου. Η δεύτερη έχει ζωνική διάταξη και ξεκινώντας από το νότιο Ιόνιο καταλήγει στο νοτιοανατολικό Αιγαίο, διασχίζοντας,

έτσι, το νοτιότερο τμήμα της περιοχής της PC του Ιονίου και τις περιοχές των δύο PCs του νοτίου Αιγαίου. Το πλάτος των τομών επιλέχθηκε 0.5° , ώστε να γίνεται μεσοποίηση των δεδομένων των σημείων πλέγματος για αποφυγή τυχών απότομων μεταβολών των τιμών όπου τα σημεία πλέγματος βρίσκονται πάνω σε νησιά.



Σχήμα 5.1 Χάρτης με τις θέσεις των δύο τομών που παρουσιάζονται με τα κόκκινα σημεία πλέγματος.

5.1.1 Περίοδος αναφοράς 1980 – 2000

Χειμώνας

Κατά τη διάρκεια του χειμώνα παρατηρούνται υψηλές ταχύτητες ανέμου σε όλο το εύρος της περιοχής μελέτης, με αυτές του Ιανουαρίου να είναι λίγο υψηλότερες των άλλων δύο μηνών. Ωστόσο, η επικρατούσα διεύθυνση του ανέμου είναι διαφορετική μεταξύ των τριών μηνών.

Οι υψηλότερες ταχύτητες παρατηρούνται στην περιοχή νότια της Πελοποννήσου, όπου το Δεκέμβριο φτάνουν τα 8,7 m/s τον Ιανουάριο τα 9 m/s και το Φεβρουάριο τα 8,8 m/s. Άλλες περιοχές όπου η ταχύτητα ξεπερνά τα 8 m/s είναι η περιοχή των Δωδεκανήσων το Δεκέμβριο (έως 8,2 m/s), η περιοχή μεταξύ Λήμνου και Μυτιλήνης (έως 8,5 m/s) και η περιοχή του βορείου Ιονίου (έως 8,4 m/s) τον Ιανουάριο και η περιοχή των Δωδεκανήσων (έως 8,3 m/s) το Φεβρουάριο. Γενικά, στο μεγαλύτερο μέρος του Ιονίου και του Αιγαίου πελάγους

η μέση ταχύτητα τους χειμερινούς μήνες κυμαίνεται από 7,5 έως 8 m/s. Οι χαμηλότερες μέσες ταχύτητες εντοπίζονται στις παράκτιες περιοχές της δυτικής Ελλάδας, της Μακεδονίας και της νοτιοδυτικής Τουρκίας, με τιμές μικρότερες από 6 m/s και τους τρεις μήνες.

Οι επικρατούσες διευθύνσεις το Δεκέμβριο κυριαρχούνται από βορειοανατολικές συνιστώσες στις περισσότερες περιοχές. Στο βόρειο Αιγαίο επικρατούν ΒΑ άνεμοι, με εξαίρεση την ευρύτερη περιοχή του Θερμαϊκού κόλπου όπου επικρατούν ΒΒΔ διευθύνσεις. Στο κεντρικό Αιγαίο επικρατούν ΒΒΑ άνεμοι, οι οποίοι διατηρούνται μέχρι το κεντρικό τμήμα του νοτίου Αιγαίου. Προς το νοτιοανατολικό Αιγαίο οι άνεμοι στρέφονται σταδιακά σε Β και ΒΔ. Νότια της Πελοποννήσου επικρατούν ΒΑ διευθύνσεις, ενώ το νότιο Ιόνιο παρουσιάζει μεγάλη μεταβλητότητα με ανέμους από ΒΔ έως ΒΑ. Τέλος στη βορειότερη περιοχή του Ιονίου πελάγους κυριαρχούν ανατολικοί άνεμοι.

Τον Ιανουάριο το RegCM3 παρουσιάζει επικράτηση ανέμων νότιου τομέα, σχεδόν σε όλες τις περιοχές. Από το βόρειο έως το κεντρικό Αιγαίο πέλαγος επικρατούν Ν έως ΝΝΔ άνεμοι. Εξαιρέσεις αποτελούν οι περιοχές του Θερμαϊκού κόλπου όπου συνεχίζουν να επικρατούν ΒΒΔ άνεμοι, και της εξόδου των στενών των Δαρδανελλίων στο Αιγαίο επικρατούν ΒΑ άνεμοι. Βορειοανατολικοί άνεμοι εμφανίζεται να επικρατούν και νοτιότερα, στην περιοχή μεταξύ Αττικής, Πελοποννήσου και Κυκλάδων. Στην περιοχή των Δωδεκανήσων κυριαρχούν άνεμοι βόρειας έως ΒΒΔ συνιστώσας. Στην υπόλοιπη περιοχή, από το κεντρικό τμήμα του νοτίου Αιγαίου έως το βόρειο Ιόνιο, επικρατούν ΝΔ άνεμοι.

Το Φεβρουάριο οι επικρατούσες διευθύνσεις στην περιοχή του Αιγαίου είναι όπως και το Δεκέμβριο. Η περιοχή όπου υπάρχει μεταβολή, εντοπίζεται δυτικά των 23°. Νότια και νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου επικρατούν ΒΔ έως Δ άνεμοι. Βορειότερα οι επικρατούσες διευθύνσεις παρουσιάζουν αρκετή μεταβλητότητα καθώς παρουσιάζονται Δ, Β και Α διευθύνσεις.

Άνοιξη

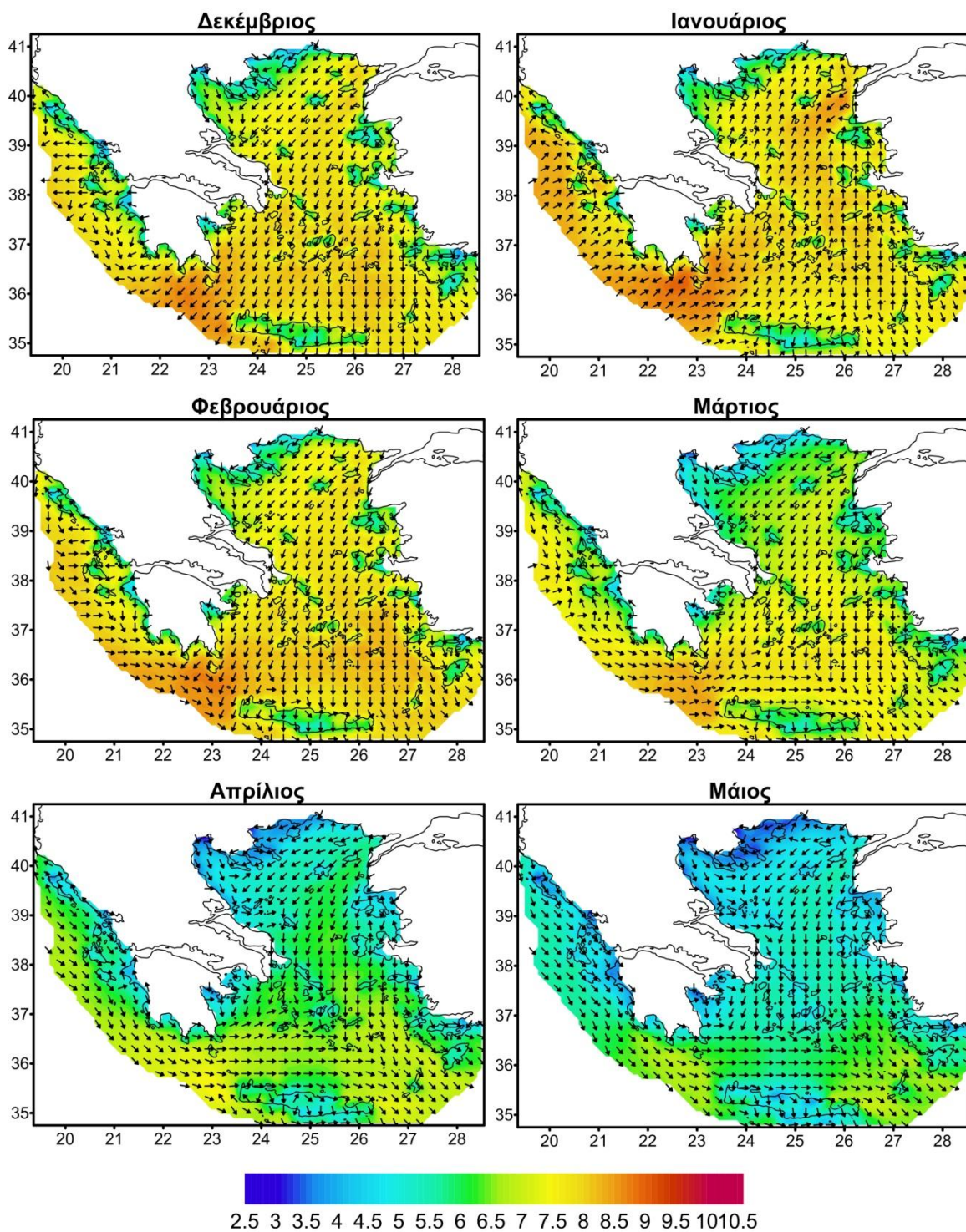
Κατά τη διάρκεια της άνοιξης παρατηρείται σταδιακή μείωση της μέσης μηνιαίας ταχύτητας σε όλη την περιοχή μελέτης. Ωστόσο, οι μηνιαίες

επικρατούσες διευθύνσεις δεν παρουσιάζουν ιδιαίτερη μεταβλητότητα, καθώς, σε κάθε επιμέρους περιοχή παρατηρούνται, σχεδόν, σταθερές διευθύνσεις κατά τους τρεις μήνες της περιόδου.

Το Μάρτιο παρατηρείται μείωση της μέσης ταχύτητας στην περιοχή του βορείου Αιγαίου, όπου οι ταχύτητες είναι, γενικά μικρότερες από 7 m/s. Η μόνη περιοχή που η ταχύτητα φτάνει μέχρι 7,2 m/s εντοπίζεται από την έξοδο των στενών των Δαρδανελλίων στο Αιγαίο μέχρι δυτικά της Χίου. Στο βορειοδυτικό Αιγαίο οι ταχύτητες κυμαίνονται μεταξύ 4 – 6,5 m/s. Στο νότιο και νοτιοανατολικό Αιγαίο διατηρούνται υψηλές ταχύτητες, 7,5 – 8 m/s. Νότια της Πελοποννήσου συνεχίζουν να πνέουν οι ισχυρότεροι άνεμοι και αυτό το μήνα, με ταχύτητες που φτάνουν τα 8,5 m/s. Στο Ιόνιο πέλαγος υψηλότερες ταχύτητες παρατηρούνται στο βόρειο τμήμα του, όπου φτάνουν μέχρι 7,6 m/s, ενώ πιο νότια δεν ξεπερνούν τα 7,3 m/s.

Τον Απρίλιο παρατηρείται ελάττωση της μέσης μηνιαίας ταχύτητας σε όλη την περιοχή, περίπου κατά 1m/s. Στο βορειοανατολικό Αιγαίο η μέση ταχύτητα δεν ξεπερνά τα 6,1 m/s, ενώ στο βορειοδυτικό κυμαίνεται από 3,6 έως 6,5 m/s. Στο κεντρικό και στο νότιο Αιγαίο η μέση ταχύτητα είναι 6 – 6,7 m/s, ενώ στο νοτιοανατολικό και νοτιοδυτικό φτάνει τα 7 και 7,5 m/s, αντίστοιχα. Στην περιοχή του Ιονίου η μέση ταχύτητα κυμαίνεται από 5 m/s κοντά στις ακτές της δυτικής Ελλάδας, έως 7 m/s στο νοτιότερο τμήμα του.

Το Μάιο η μέση μηνιαία ταχύτητα είναι παντού μικρότερη από 7 m/s. Στο βορειοανατολικό Αιγαίο δεν ξεπερνά τα 5,5 m/s, ενώ στο βορειοδυτικό κυμαίνονται από 3,5 έως 5 m/s, με τις χαμηλότερες να εντοπίζονται μεταξύ ανατολικής Χαλκιδικής και Θάσου. Τιμές μέσης ταχύτητας, περίπου, 5,5 m/s παρατηρούνται και στην περιοχή των Κυκλάδων, ενώ αυξάνονται στο νοτιοανατολικό και νοτιοδυτικό Αιγαίο, όπου παρατηρούνται και αυτό το μήνα οι υψηλότερες ταχύτητες (6,5 – 7 m/s). Οι μέσες ταχύτητες στην περιοχή του Ιονίου κυμαίνονται από 6.5 m/s στο νοτιότερο τμήμα του, έως 5,2 m/s στην περιοχή της Κέρκυρας, ενώ είναι ακόμα μικρότερες στις παράκτιες ηπειρωτικές περιοχές.



Σχήμα 5.2 Μέσες μηνιαίες ταχύτητες (χρωματική κλίμακα) και επικρατούσες μηνιαίες διευθύνσεις (βέλη) του επιφανειακού ανέμου, όπως προκύπτουν από τα δεδομένα του μοντέλου RegCM3, για τους μήνες Δεκέμβριο έως Μάιο της περιόδου αναφοράς 1980 – 2000.

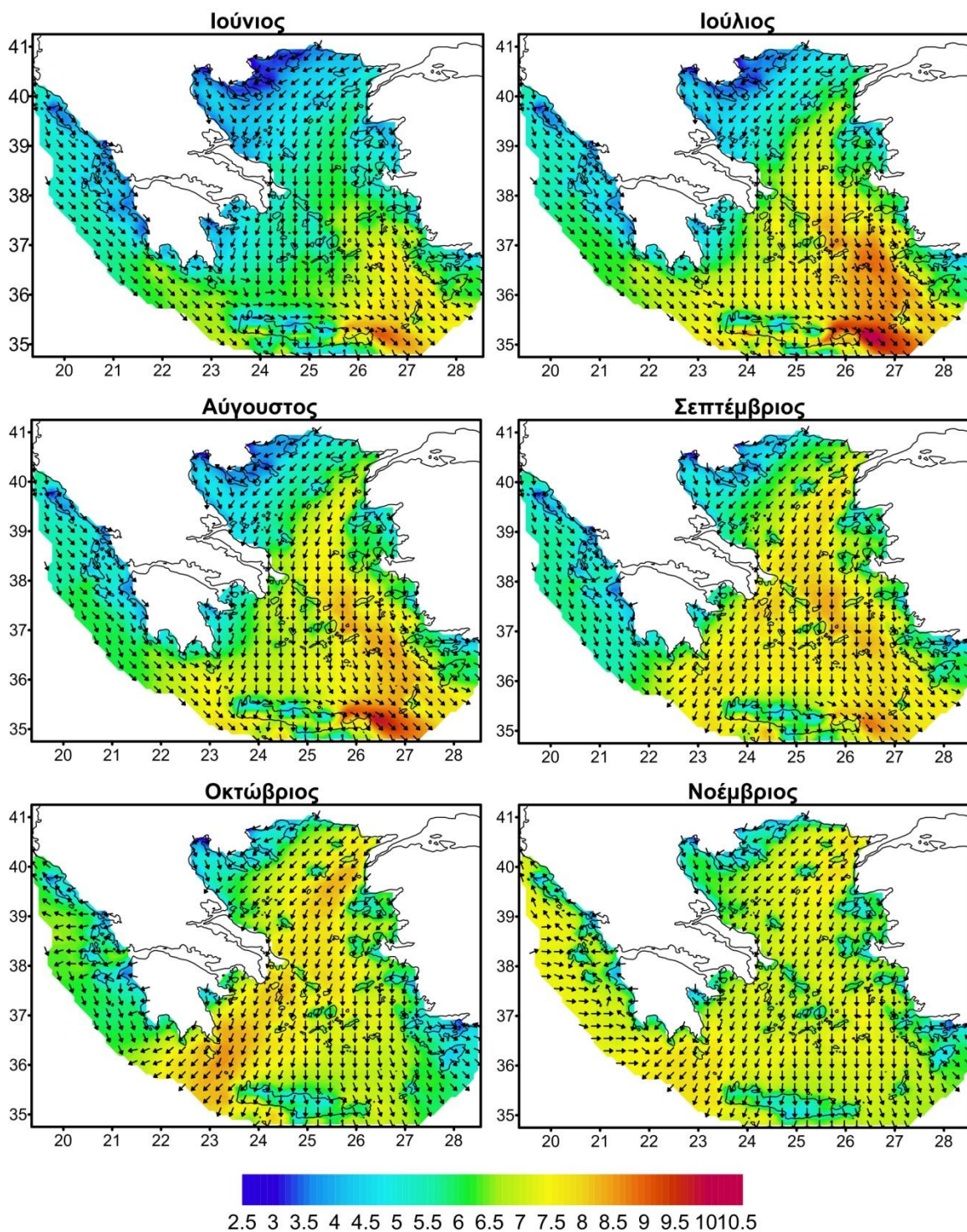
Οι επικρατούσες διευθύνσεις στο βόρειο Αιγαίο, έως την περιοχή μεταξύ Σκύρου – Μυτιλήνης, είναι ΑΒΑ – ΒΑ κατά τους εαρινούς μήνες. Εξαίρεση αποτελεί η δυτικότερη περιοχή, από το Θερμαϊκό κόλπο έως τις Σποράδες, όπου επικρατούν ΒΒΔ άνεμοι. Νοτιότερα μεταξύ 37° και 39° κυριαρχούν ΒΒΔ άνεμοι το Μάρτιο και Β άνεμοι τους μήνες Απρίλιο και Μάιο. Μεταξύ Κυκλάδων και Κρήτης επικρατούν Δ άνεμοι και τους τρεις μήνες, ενώ στο νοτιοανατολικό Αιγαίο επικρατούν ΒΔ άνεμοι. Στην περιοχή από το βόρειο Ιόνιο πέλαγος έως νότια της Πελοποννήσου επικρατούν άνεμοι ΒΔ διεύθυνσης τον Απρίλιο και το Μάιο, ενώ το Μάρτιο υπάρχει μεταβλητότητα της επικρατούσας διεύθυνσης με ύπαρξη ανέμων νοτίου τομέα σε ορισμένες περιοχές που βρίσκονται κοντά σε ξηρά.

Καλοκαίρι

Στη διάρκεια του παρατηρείται αύξηση των μέσων μηνιαίων ταχυτήτων, που ξεκινά από την περιοχή του νοτιοανατολικού Αιγαίου και εξαπλώνεται σταδιακά προς βόρεια και δυτικά. Οι επικρατούσες διευθύνσεις του ανέμου στις διάφορες περιοχές διατηρούνται σταθερές στη διάρκεια των τριών μηνών, έχοντας, γενικά, συνιστώσες βόρειου τομέα.

Τον Ιούνιο οι υψηλότερες μέσες ταχύτητες παρατηρούνται στην περιοχή μεταξύ ανατολικής Κρήτης και Καρπάθου, όπου φτάνουν μέχρι 9 m/s. Επίσης, υψηλές ταχύτητες, 7,5 – 8 m/s, εντοπίζονται σε μία ζώνη που απλώνεται βόρεια-βορειοανατολικά της περιοχής αυτής, μεταξύ Δωδεκανήσων και Κυκλάδων. Στο βόρειο και βορειοδυτικό Αιγαίο οι μέσες ταχύτητες δεν ξεπερνούν τα 4,5 m/s, ενώ από το βορειοανατολικό Αιγαίο έως τη Κυκλάδες παρατηρούνται ταχύτητες 4,5 – 6 m/s. Νότια της Πελοποννήσου οι μέσες ταχύτητες κυμαίνονται από 5,5 έως 6,5 m/s, ενώ στο Ιόνιο πέλαγος από 4 m/s στο βόρειο τμήμα του, έως 6,5 m/s στο νότιο τμήμα του.

Τον Ιούλιο σημειώνεται αύξηση στις μέσες ταχύτητες στο μεγαλύτερο μέρος της περιοχής μελέτης. Οι υψηλότερες ταχύτητες εντοπίζονται στην ίδια περιοχή όπως τον Ιούνιο, αλλά πλέον φτάνουν τα 10,2 m/s. Μεταξύ Κυκλάδων και Δωδεκανήσων οι μέσες ταχύτητες κυμαίνονται από 8 έως 9 m/s, ενώ μεταξύ Κυκλάδων και Κρήτης είναι χαμηλότερες (7 – 8 m/s). Στη ζώνη από το κεντρικό



Σχήμα 5.3 Μέσες μηνιαίες ταχύτητες (χρωματική κλίμακα) και επικρατούσες μηνιαίες διευθύνσεις (βέλη) του επιφανειακού ανέμου, όπως προκύπτουν από τα δεδομένα του μοντέλου RegCM3, για τους μήνες Ιούνιο έως Νοέμβριο της περιόδου αναφοράς 1980 – 2000.

έως το βορειοανατολικό Αιγαίο οι μέσες ταχύτητες είναι μεταξύ 6 και 7 m/s, ενώ στο βορειοδυτικό Αιγαίο είναι μικρότερες από 5,5 m/s. Νότια της Πελοποννήσου οι μέσες ταχύτητες κυμαίνονται μεταξύ 5,5 και 6,5 m/s. Τέλος, στο νότιο Ιόνιο πέλαγος παρατηρούνται μέσες ταχύτητες, περίπου, 6 m/s και στο βόρειο Ιόνιο 5 – 5,5 m/s.

Τον τελευταίο θερινό μήνα η μόνη αξιοσημείωτη μεταβολή της μέσης ταχύτητας αφορά την περιοχή του νοτιοανατολικού Αιγαίου, όπου σημειώνεται μικρή ελάττωση. Το μέγιστο ταχυτήτων που βρίσκεται στην ίδια περιοχή όπως τους προηγούμενους θερινούς μήνες, παρουσιάζει ταχύτητες έως 9,8 m/s. Στη ζώνη υψηλών ταχυτήτων στα βόρεια του μεγίστου παρατηρούνται μέσες ταχύτητες από 7,5 έως 8,5 m/s. Μικρή αύξηση παρατηρείται στις μέσες ταχύτητες του βορειοανατολικού Αιγαίου, που πλέον φτάνουν μέχρι 7,5 m/s. Στις υπόλοιπες περιοχές οι μέσες ταχύτητες του Αυγούστου είναι αντίστοιχες αυτών του Ιουλίου.

Όσο αφορά τις επικρατούσες διευθύνσεις του ανέμου, παρουσιάζονται αμετάβλητες στη διάρκεια του καλοκαιριού. Στο βόρειο Αιγαίο επικρατούν ΒΑ άνεμοι, εκτός από την περιοχή του Θερμαϊκού κόλπου όπου οι άνεμοι είναι ΒΔ. Στο κεντρικό Αιγαίο οι άνεμοι προέρχονται από Β, ενώ στρέφονται σε ΒΔ στην περιοχή των υψηλών μέσων ταχυτήτων του νοτιοανατολικού Αιγαίου. Κοντά στα βόρεια παράλια της Κρήτης παρατηρούνται άνεμοι δυτικής συνιστώσας. Από το νοτιοδυτικό Αιγαίο έως το βόρειο Ιόνιο επικρατούν σταθερά ΒΔ άνεμοι.

Φθινόπωρο

Κατά τη φθινοπωρινή περίοδο σημειώνεται, αύξηση της μέσης ταχύτητας σε διάφορες περιοχές, σε σχέση με το καλοκαίρι, χωρίς, ωστόσο, να παρατηρούνται κάπου μέγιστες τιμές σαν εκείνες του καλοκαιριού. Οι επικρατούσες διευθύνσεις δεν παρουσιάζουν ιδιαίτερη μεταβλητότητα στους τρεις φθινοπωρινούς μήνες.

Το Σεπτέμβριο παρατηρούνται στο μεγαλύτερο μέρος του Αιγαίου μέσες ταχύτητες μεγαλύτερες από 7 m/s. Οι μεγαλύτερες από αυτές εντοπίζονται στο βορειοανατολικό Αιγαίο (7,5 – 8 m/s), μεταξύ Κυκλάδων και βόρειων Δωδεκανήσων (7,7 – 8,3 m/s) και μεταξύ ανατολικής Κρήτης και Καρπάθου, όπου φτάνουν μέχρι 8,8 m/s. Στις υπόλοιπες περιοχές του Αιγαίου κυμαίνονται

μεταξύ 7 – 8 m/s, εκτός από το βορειοδυτικό τμήμα του όπου κυμαίνονται μεταξύ 4 – 6,5 m/s. Στο Ιόνιο πέλαγος οι μέσες ταχύτητες είναι 4,5 – 6 m/s.

Το Οκτώβριο εμφανίζεται μία ζώνη υψηλών ταχυτήτων από το βορειοανατολικό έως το νοτιοδυτικό Αιγαίο πέλαγος. Οι υψηλότερες τιμές της εντοπίζονται στα δύο άκρα της, όπου φτάνουν τα 8,3 m/s στο βορειοανατολικό και τα 8,6 m/s στο νοτιοδυτικό. Στο ενδιάμεσο τμήμα οι μέσες ταχύτητες είναι 7,5 – 8 m/s. Στο νοτιοανατολικό Αιγαίο παρατηρείται ελάττωση των μέσων ταχυτήτων σε σχέση με τον προηγούμενο μήνα, και κυμαίνονται από 5 έως 7,3 m/s. Στο Ιόνιο πέλαγος παρατηρούνται μέσες ταχύτητες μεταξύ 5,5 και 6,5 m/s.

Το Νοέμβριο παρατηρείται μείωση των μέσων ταχυτήτων στην περιοχή της ζώνης υψηλών ταχυτήτων του Οκτωβρίου. Πλέον, οι μέσες ταχύτητες στο Αιγαίο πέλαγος δεν παρουσιάζουν μεγάλο εύρος τιμών, με τις μεγαλύτερες να εντοπίζονται στο βορειοανατολικό και νοτιοδυτικό τμήμα του (7,8 m/s). Στις υπόλοιπες περιοχές του Αιγαίου οι μέσες ταχύτητες κυμαίνονται μεταξύ 5,5 και 7 m/s. Στο Ιόνιο πέλαγος σημειώνεται αύξηση των μέσων ταχυτήτων, οι οποίες είναι 7 – 7,5 m/s.

Οι διευθύνσεις που επικρατούν κατά το Σεπτέμβριο είναι ίδιες με αυτές του Αυγούστου. Τον Οκτώβριο παρατηρείται μεταβολή των επικρατούντων διευθύνσεων σε δύο περιοχές. Στην νοτιότερη περιοχή του Ιονίου, όπου επικρατούν ΒΔ άνεμοι αντί των προηγούμενων ΒΑ διεύθυνσης, και στο βόρειο Ιόνιο όπου επικρατούν Α άνεμοι που στρέφονται προς ΝΑ στο βορειότερο τμήμα της περιοχή μελέτης. Το Νοέμβριο η μόνη αξιοσημείωτη μεταβολή των επικρατούντων διευθύνσεων αφορά τους δυτικούς ανέμους που επικρατούν στο κεντρικό και νότιο Ιόνιο πέλαγος. Στις υπόλοιπες περιοχές η εικόνα είναι ίδια με αυτή του Οκτωβρίου.

5.1.2 1η μελλοντική περίοδος 2030 – 2050

Χειμώνας

Οι μέσες ταχύτητες των μηνών του χειμώνα παρουσιάζουν διαφορές από την περίοδο αναφοράς. Το Δεκέμβριο σημειώνεται αύξηση των μέσων ταχυτήτων σε ολόκληρη, σχεδόν, την περιοχή μελέτης. Οι εντονότερες εντοπίζονται στο

βόρειο Αιγαίο, στις περιοχές της χερσονήσου της Κασσάνδρας και της περιοχής δυτικά έως νότια της Θάσου, στις οποίες η αύξηση της μέσης ταχύτητας φτάνει μέχρι 0,9 m/s. Παρόμοιου μεγέθους αύξηση σημειώνεται και στα Δωδεκάνησα, μεταξύ Κώ και Ρόδου. Γενικότερα, στο βόρειο Αιγαίο πέλαγος παρατηρείται μεγαλύτερη αύξηση της ταχύτητας από ότι στο νότιο και νοτιοδυτικό Αιγαίο, με τιμές μεταξύ 0,5 και 0,7 m/s, έναντι 0,3 έως 0,5 m/s, αντίστοιχα. Στο Ιόνιο πέλαγος η αύξηση της μέσης ταχύτητας του ανέμου είναι παρόμοια αυτής του βορείου Αιγαίου, με μεγαλύτερες τιμές στη νοτιοδυτική Πελοπόννησο (0,75 m/s) και δυτικά της Κέρκυρας (0,85 m/s). Η μόνη περιοχή όπου σημειώνεται μικρή ελάττωση των μέσων ταχυτήτων είναι τα νότια παράλια της Κρήτης, όπου η μείωση δεν ξεπερνά τα 0,3 m/s.

Τον Ιανουάριο οι μεγαλύτερες αυξήσεις της μέσης ταχύτητας εντοπίζονται βόρεια και νότια της δυτικής Κρήτης, όπου φτάνουν το 1 m/s. Άλλες περιοχές όπου αυξάνονται οι μέσες ταχύτητες είναι το Ιόνιο πέλαγος (0,4 – 0,75 m/s), το νότιο και νοτιοδυτικό Αιγαίο πέλαγος (0,4 – 0,8 m/s), η περιοχή του Θερμαϊκού κόλπου (0,2 – 0,5 m/s) και η βορειοανατολικότερη περιοχή του Αιγαίου (~0,3 m/s). Μείωση της μέσης ταχύτητας εντοπίζεται στην περιοχή της Χαλκιδικής – Θάσου (0,1 – 0,2 m/s), στη ζώνη από τα στενά των Δαρδανελίων έως τη Σκύρο (0,1 – 0,4 m/s) και στη ευρύτερη ζώνη των θαλάσσιων ελληνοτουρκικών συνόρων, με εντονότερη αυτή στην περιοχή ανατολικά της Ρόδου, όπου η μείωση φτάνει τα 0,4 m/s.

Το Φεβρουάριο, σε ολόκληρη την περιοχή μελέτης σημειώνεται μείωση των μέσων ταχυτήτων. Οι μεγαλύτερες τιμές αφορούν την περιοχή δυτικά της Θάσου (-0,7 m/s), την περιοχή μεταξύ Μυτιλήνης και Χίου (-0,8 m/s), το νοτιοανατολικότερο τμήμα της περιοχής μελέτης (-0,8 m/s) και το νότιο Ιόνιο (-0,8 m/s). Στις υπόλοιπες περιοχές του βορείου Αιγαίου και του Ιονίου η μείωση φτάνει τα 0,6 m/s, ενώ στο νότιο Ιόνιο τα 0,5 m/s.

Η περιοχή που παρουσιάζει μεταβολή στις επικρατούσες διευθύνσεις κατά το Δεκέμβριο εντοπίζεται από το βόρειο Ιόνιο έως τον άξονα Κυθήρων – δυτικής Κρήτης. Στο βορειότερο τμήμα της περιοχής αυτής επικρατούν, πλέον, βόρειοι άνεμοι, οι οποίοι στο κεντρικό Ιόνιο στρέφονται σε ΒΔ και Δ, και διατηρούνται έτσι

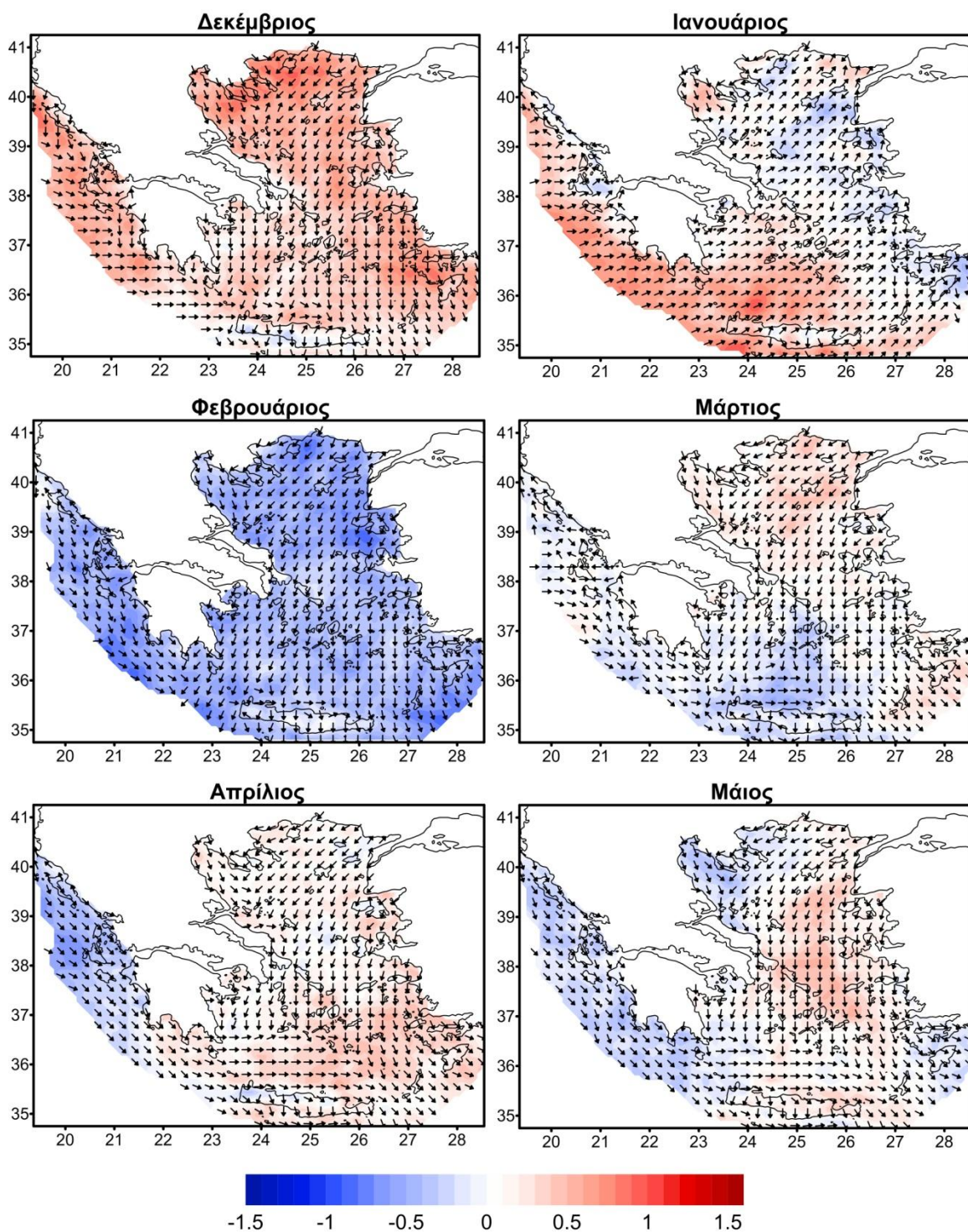
μέχρι την Κρήτη. Τον Ιανουάριο οι άνεμοι στο Ιόνιο παρουσιάζουν μικρότερη μεταβλητότητα από ότι στην περίοδο αναφοράς, επικρατούν Δ – ΔΝΔ διευθύνσεις. Παρόμοιες διευθύνσεις επικρατούν, πλέον και σε ολόκληρο, σχεδόν, μέρος του Αιγαίου πελάγους. Το Φεβρουάριο, η περιοχή που παρουσιάζει μεταβολή των επικρατούντων ανέμων, είναι πάλι το Ιόνιο πέλαγος, με ανέμους δυτικής συνιστώσας να κυριαρχούν στο κεντρικό και νότιο τμήμα του, και Β ανέμους στο βορειότερο τμήμα του.

Ανοιξη

Τον Μάρτιο παρατηρείται, γενικά, μείωση των μέσων ταχυτήτων σε Ιόνιο και νότιο Αιγαίο και αύξηση τους στο βόρειο Αιγαίο και στα νότια Δωδεκάνησα. Οι μεγαλύτερες τιμές αύξησης στο βόρειο Αιγαίο εντοπίζονται στην ευρύτερη περιοχή της Λήμνου όπου φτάνουν τα 0,5 m/s, ενώ στην περιοχή ανατολικά της Ρόδου η αύξηση φτάνει τα 0,4 m/s. Η μεγαλύτερες μειώσεις αφορούν την περιοχή μεταξύ Κυκλάδων και Κρήτης, όπου κυμαίνονται από 0,1 έως 0,5 m/s. Στο Ιόνιο πέλαγος η ελάττωση της ταχύτητας δεν ξεπερνά τα 0,3 m/s.

Τον Απρίλιο παρουσιάζεται ελάττωση της ταχύτητας σε όλο Ιόνιο πέλαγος που κυμαίνεται μεταξύ 0,1 και 0,7 m/s, με τη μεγαλύτερη μείωση να συμβαίνει δυτικά της Κεφαλονιάς. Στο Αιγαίο πέλαγος παρουσιάζεται αύξηση της ταχύτητας, κυρίως, στο νότιο και νοτιοανατολικό τμήμα του, όπου η διαφορά από την περίοδο αναφοράς φτάνει τα 0,5 m/s. Επίσης, αύξηση που φτάνει τα 0,4 m/s παρατηρείται στην περιοχή της Μυτιλήνης. Στο μεγαλύτερο μέρος του βορείου Αιγαίου οι θετικές διαφορές δεν ξεπερνούν τα 0,2 m/s, ενώ μικρή ελάττωση της μέσης ταχύτητας παρατηρείται μεταξύ της Χίου και της Σκύρου.

Το Μάιο εξακολουθεί να παρουσιάζεται μείωση των μέσων ταχυτήτων στο Ιόνιο πέλαγος, που πλέον επεκτείνεται έως το νοτιοδυτικό Αιγαίο. Η μείωση στις περιοχές του Ιονίου δεν ξεπερνά τα 0,4 m/s, ενώ στο νοτιοδυτικό Αιγαίο δεν ξεπερνά τα 0,2 m/s. Επίσης, μείωση εμφανίζει η περιοχή γύρω από τη Ρόδο με τιμές, περίπου, 0,2 m/s, και η περιοχή του βορειοδυτικού Αιγαίου με τιμές από 0,1 έως 0,4 m/s στον κόλπο του Θερμαϊκού.



Σχήμα 5.4 Διαφορές των μέσων μηνιαίων ταχυτήτων (χρωματική κλίμακα) από την περίοδο αναφοράς και επικρατούσες μηνιαίες διευθύνσεις (βέλη) του επιφανειακού ανέμου, όπως προκύπτουν από τα δεδομένα του μοντέλου RegCM3, για τους μήνες Δεκέμβριο έως Μάιο της 1^{ης} μελλοντικής περιόδου 2030 – 2050.

Η μόνη αξιοσημείωτη μεταβολή στις επικρατούσες διευθύνσεις του Μαρτίου αφορά το κεντρικό Ιόνιο, όπου μειώνεται η μεταβλητότητα των διευθύνσεων και επικρατούν δυτικές διευθύνσεις. Τον Απρίλιο και το Μάιο δεν παρατηρείται κάποια διαφορά σε σχέση με την περίοδο αναφοράς.

Καλοκαίρι

Τον Ιούνιο, σχεδόν, σε όλο το Αιγαίο πέλαγος παρατηρείται ελάττωση των μέσων ταχυτήτων. Οι μεγαλύτερες διαφορές εντοπίζονται στην περιοχή των Κυκλάδων (-0,4 έως -0,1 m/s), νότια της Σκύρου (-0,45 m/s), και νότια της Καρπάθου (-0,7 m/s). Ελάττωση παρατηρείται, επίσης, στα ανοιχτά του κεντρικού Ιονίου και στο βόρειο Ιόνιο (-0,2 έως -0,1 m/s). Αύξηση της ταχύτητας του ανέμου παρατηρείται στην περιοχή της Ζακύνθου (0,2 m/s), στην περιοχή νότια και δυτικά της Πελοποννήσου (έως 0,3 m/s) και στην περιοχή νότια της δυτικής Κρήτης (0,4 m/s).

Τον Ιούλιο σημειώνεται έντονη μείωση της ταχύτητας στο Αιγαίο πέλαγος με τιμές από -1 έως -0,4 m/s. Στο Ιόνιο πέλαγος παρατηρείται, επίσης, μείωση της ταχύτητας του ανέμου με τιμές που φτάνουν τα -0,7 m/s. Οι μικρότερες μειώσεις εμφανίζονται βόρεια της Κρήτης και νότια της Πελοποννήσου (0,2 έως 0,4 m/s).

Τον Αύγουστο η μεγαλύτερες διαφορές από την περίοδο αναφοράς είναι θετικές και αφορούν τις περιοχές μεταξύ Κυκλάδων και Πελοποννήσου και μεταξύ Κυκλάδων και Δωδεκανήσων. Στις περιοχές αυτές η αύξηση των μέσων ταχυτήτων φτάνει τα 0,6 m/s. Λίγο μικρότερη αύξηση παρατηρείται ανατολικά της Κρήτης (0,4 m/s). Νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου και στο βορειοανατολικό Αιγαίο παρατηρείται ενίσχυση των ανέμων κατά 0,2 m/s. Μείωση της ταχύτητας εμφανίζεται στο κεντρικό κα βόρειο Ιόνιο (0,1 – 0,2 m/s), ανατολικά της Ρόδου (0,2 m/s) και στα παράλια της Θεσσαλίας (0,1 – 0,2 m/s).

Κατά την καλοκαιρινή περίοδο δεν εμφανίζεται καμία αξιοσημείωτη μεταβολή στις επικρατούσες διευθύνσεις του ανέμου.

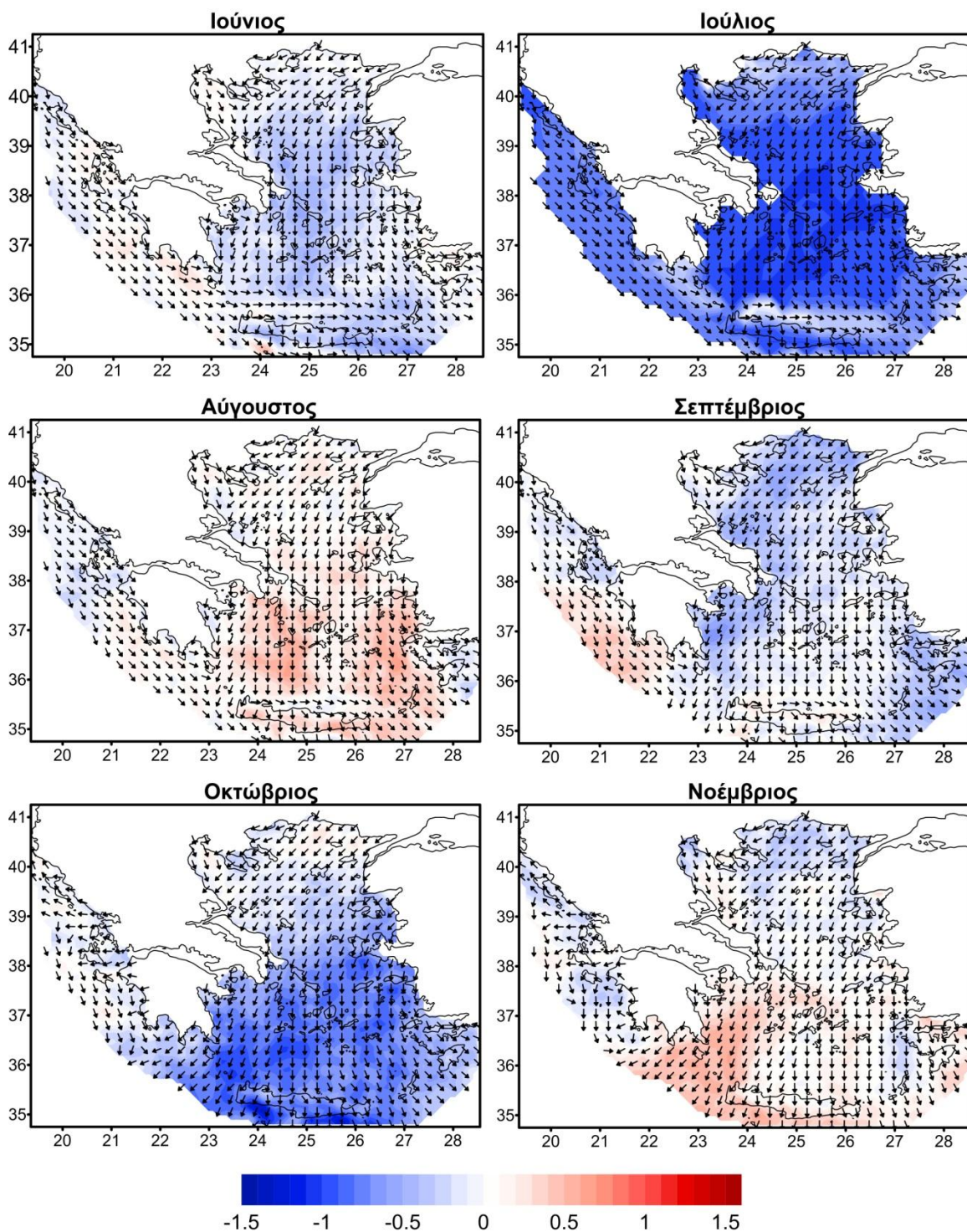
Φθινόπωρο

Το Σεπτέμβριο παρατηρείται αύξηση της μέσης ταχύτητας μόνο δυτικά και νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου, με τιμές έως 0,5 m/s, και νότια της δυτικής Κρήτης (0,3 m/s). Στο βόρειο Ιόνιο η μέση ταχύτητα ελαττώνεται μέχρι 0,3 m/s. Ελάττωση παρατηρείται και στο Αιγαίο πέλαγος, κυρίως, στη ζώνη που εκτείνεται από το βορειοανατολικό τμήμα του έως την ανατολική Πελοπόννησο, και στα νότια Δωδεκάνησα. Οι τιμές των διαφορών σε αυτές τις περιοχές φτάνουν τα -0,6 m/s.

Τον Οκτώβριο κυριαρχούν οι αρνητικές διαφορές της μέσης ταχύτητας σε σχέση με την περίοδο αναφοράς. Οι μεγαλύτερες τιμές εντοπίζονται νότια της δυτικής Κρήτης (-1,4 m/s), ενώ στο κεντρικό, στο νότιο και στο νοτιοδυτικό Αιγαίο η ελάττωση φτάνει το 1 m/s. Στο νοτιοανατολικό Αιγαίο η ελάττωση των ταχυτήτων δεν ξεπερνά τα 0,7 m/s, ενώ στο βόρειο δεν ξεπερνά τα 0,5 m/s. Μάλιστα, στην περιοχή βόρεια της Λήμνου παρατηρείται αύξηση της ταχύτητας μέχρι 0,3 m/s. Στο Ιόνιο οι διαφορές από την περίοδο αναφοράς είναι μικρές. Οι εντονότερες μειώσεις, κατά 0,3 m/s εντοπίζονται στο κεντρικό και στο νοτιότερο μέρος του, ενώ μικρή αύξηση (0,2 m/s) παρατηρείται νότια της Λευκάδας.

Το Νοέμβριο παρατηρείται αύξηση της μέσης ταχύτητας στο κεντρικό και στο νοτιοδυτικό Αιγαίο, στα νότια της Κρήτης και στα νότια και ανατολικά της Ρόδου. Οι μεγαλύτερες τιμές αύξησης σημειώνονται στο νοτιοανατολικό Αιγαίο και στα νότια της Κρήτης, με τιμές που φτάνουν τα 0,6 m/s, ενώ στις άλλες περιοχές δεν ξεπερνούν τα 0,4 m/s. Μείωση της ταχύτητας παρατηρείται στα Δωδεκάνησα, στο βόρειο Αιγαίο και στο κεντρικό και βόρειο Ιόνιο πέλαγος, με μειώσεις που φτάνουν τα 0,4 m/s.

Η μόνη αξιόλογη διαφορά στις επικρατούσες διευθύνσεις κατά το Σεπτέμβριο είναι η μεταβολή των ανέμων στα βόρεια παράλια της Κρήτης σε δυτικούς. Τον Οκτώβριο επικρατούν σε μεγαλύτερη περιοχή του κεντρικού Ιονίου πελάγους ΒΒΔ άνεμοι αντί για Α. Το Νοέμβριο οι επικρατούσες διευθύνσεις στο κεντρικό και νότιο Ιόνι πέλαγος είναι πλέον Β – ΒΒΔ αντί των Δ της περιόδου αναφοράς.



Σχήμα 5.5 Διαφορές των μέσων μηνιαίων ταχυτήτων (χρωματική κλίμακα) από την περίοδο αναφοράς και επικρατούσες μηνιαίες διευθύνσεις (βέλη) του επιφανειακού ανέμου, όπως προκύπτουν από τα δεδομένα του μοντέλου RegCM3, για τους μήνες Ιούνιο έως Νοέμβριο της 1^{ης} μελλοντικής περιόδου 2030 – 2050.

5.1.3 2^η μελλοντική περίοδος 2080 – 2100

Χειμώνας

Το Δεκέμβριο παρατηρούνται σχετικά μικρές μεταβολές στη μέση ταχύτητα του ανέμου. Ελάττωση της μέσης ταχύτητας παρατηρείται σε όλο το Ιόνιο πέλαγος και είναι εντονότερη στην κεντρική περιοχή του, όπου φτάνει τα 0,3 m/s. Παρόμοιες τιμές ελάττωσης παρατηρούνται και στην περιοχή νότια της Κρήτης και στο Καρπάθιο πέλαγος, ενώ μικρότερες τιμές εντοπίζονται στις Σποράδες και στο Θερμαϊκό κόλπο. Αντιθέτως, αύξηση της μέσης ταχύτητας παρατηρείται από το βορειοανατολικό Αιγαίο έως το νοτιοδυτικό τμήμα του, με τις υψηλότερες τιμές να εμφανίζονται μεταξύ Χίου – Κυκλάδων και Κυκλάδων – Κυθήρων (0,4 m/s).

Τον Ιανουάριο εμφανίζονται έντονες διαφορές σε δύο ευρείες περιοχές. Μείωση της μέσης ταχύτητας επικρατεί στο Ιόνιο πέλαγος, η οποία φτάνει τα 0,6 m/s στην ανοιχτή θάλασσα, 1,2 m/s μεταξύ Κεφαλονιάς και Στερεάς Ελλάδας και 0,8 m/s δυτικά της Πελοποννήσου. Ελάττωση παρατηρείται, επίσης, στην περιοχή μεταξύ Σποράδων – Θάσου, όπου η διαφορά φτάνει τα -0,4 m/s. Η περιοχή που εμφανίζεται έντονη αύξηση τη μέσης ταχύτητας είναι όλο το νότιο Αιγαίο. Στην περιοχή αυτή παρατηρούνται διαφορές από 0,4 έως 0,8 m/s, ενώ νότια της δυτικής Κρήτης φτάνουν τα 1,1 m/s. Βόρεια των Κυκλάδων μέχρι το βορειοανατολικό Αιγαίο εμφανίζονται μικρότερες τιμές αύξησης της μέσης ταχύτητας, έως 0,4 m/s, ενώ παρόμοιου μεγέθους αύξηση εμφανίζεται και στην παράκτια περιοχή μεταξύ των νομών Πιερίας και Μαγνησίας.

Το Φεβρουάριο συνεχίζεται να εμφανίζεται μείωση της ταχύτητας σε ολόκληρο το Ιόνιο πέλαγος, που φτάνει τα 0,6 m/s στο κεντρικό και νότιο τμήμα του. Επίσης, ελάττωση έως 0,4 m/s εμφανίζεται στη ζώνη από το Θερμαϊκό κόλπο έως την κεντρική Εύβοια, αλλά και στον Αργολικό κόλπο. Μικρότερες τιμές ελάττωσης της ταχύτητας παρατηρούνται στην παράκτια ζώνη δυτικής Μακεδονίας – Θράκης και μεταξύ Μυτιλήνης – Χίου. Αύξηση της μέσης ταχύτητας εμφανίζει η περιοχή του κεντρικού και νότιου Αιγαίου. Οι μεγαλύτερες τιμές εντοπίζονται μεταξύ Κυκλάδων και Δωδεκανήσων (0,6 m/s) και νοτιοδυτικά της Μήλου (0,5 m/s). Στις υπόλοιπες περιοχές του κεντρικού Αιγαίου και της Κρήτης

η αύξηση δεν ξεπερνά τα 0,4 m/s, ενώ στην περιοχή γύρω από τη Λήμνο εμφανίζεται αύξηση της μέσης ταχύτητας έως 0,2 m/s.

Όσο αφορά τις επικρατούσες διευθύνσεις, διαφορά κατά το Δεκέμβριο παρουσιάζεται μόνο στην περιοχή του Ιονίου πελάγους, όπου από τα νότια της Κέρκυρα έως το νότιο τμήμα του, κυριαρχούν δυτικοί άνεμοι. Ο Ιανουάριος παρουσιάζει τη μεγαλύτερη μεταβολή των διευθύνσεων, καθώς οι άνεμοι νότιου τομέα που επικρατούν κατά την περίοδο αναφοράς έχουν μεταβληθεί σε ανέμους βόρειου τομέα. Στο βόρειο και βορειοανατολικό Αιγαίο επικρατούν ΒΑ διευθύνσεις, ενώ στο βορειοδυτικό Αιγαίο επικρατούν ΒΔ διευθύνσεις. Στο Κεντρικό Αιγαίο επικρατούν ΒΒΔ και Β άνεμοι, οι οποίοι στρέφονται σε ΒΔ στην στη νοτιοανατολική έξοδο του Αιγαίου στη Μεσόγειο. Στο τμήμα μεταξύ της δυτικής Κρήτης και Κυκλάδων εμφανίζονται άνεμοι Δ διεύθυνσης. Νότια της Πελοποννήσου επικρατούν ΒΔ και ΒΔ διευθύνσεις, ενώ στο κεντρικό Ιόνιο Δ διευθύνσεις. Στο βόρειο Ιόνιο οι άνεμοι πνέουν, κυρίως, από Β – ΒΒΔ. Το Φεβρουάριο δεν παρατηρείται κάποια μεταβολή των διευθύνσεων του ανέμου στις περιοχές του Αιγαίου πελάγους. Στο Ιόνιο πέλαγος επικρατούν, δυτικοί άνεμοι στο νοτιότερο τμήμα του και ΔΝΔ άνεμοι στο κεντρικό τμήμα του, ενώ στην περιοχή της Κέρκυρας πνέουν, κυρίως, ΝΝΑ άνεμοι.

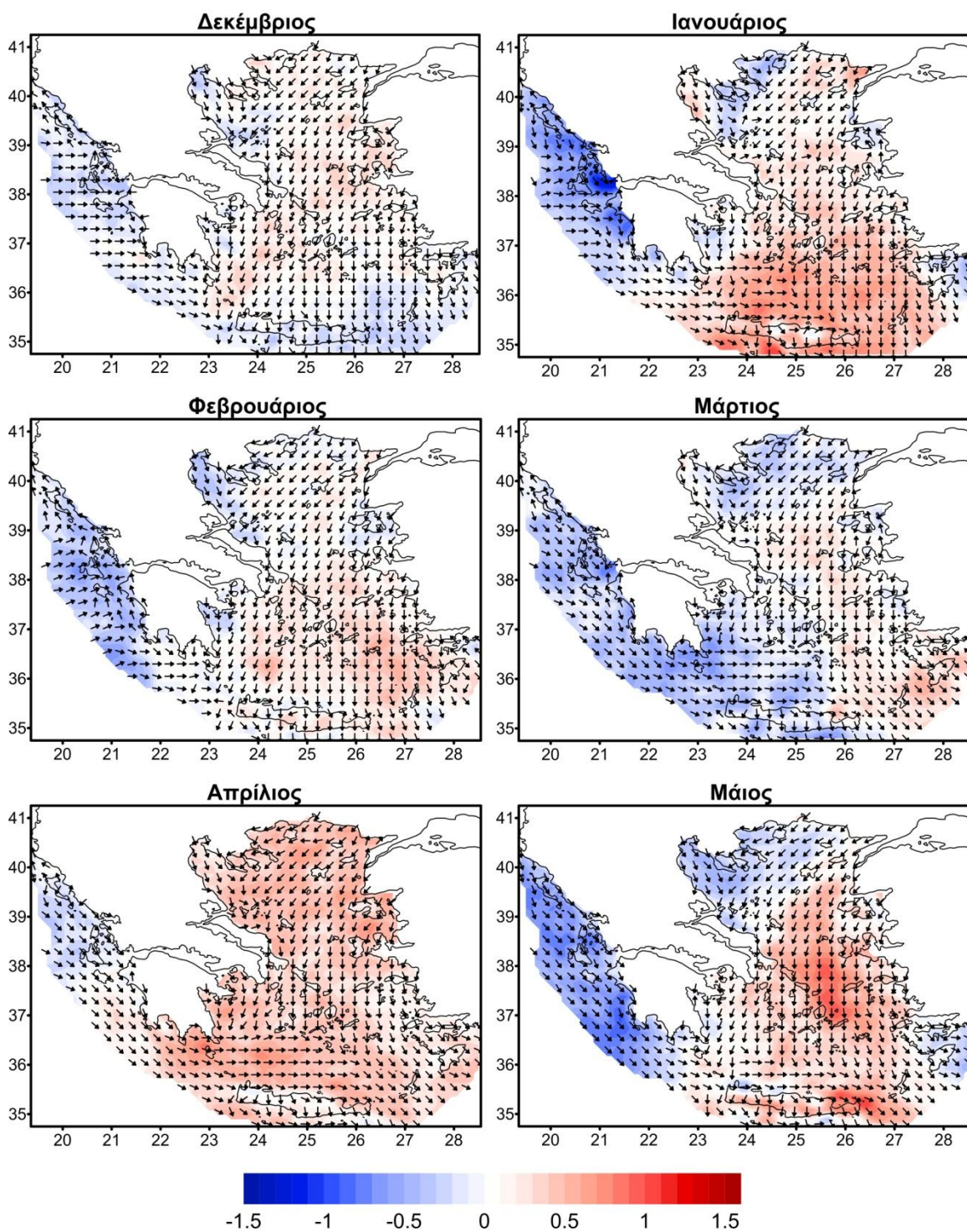
Ανοιξη

Το Μάρτιο παρουσιάζονται αρνητικές διαφορές της μέσης ταχύτητας στο βόρειο Αιγαίο, στο δυτικό τμήμα του κεντρικού Αιγαίου, στο νότιο και νοτιοδυτικό Αιγαίο, και σε ολόκληρό το Ιόνιο πέλαγος. Από τις περιοχές αυτές οι μεγαλύτερες αρνητικές τιμές εμφανίζονται στην ευρύτερη περιοχή των Κυθήρων (-0,6 m/s), βόρεια και νότια της Κρήτης (-0,4 m/s) και μεταξύ Στερεάς Ελλάδας – Κεφαλονιάς (-0,7 m/s). Στο βόρειο Αιγαίο η ελάττωση της μέσης ταχύτητας δεν ξεπερνά τα 0,3 m/s. Θετικές διαφορές εμφανίζονται στην περιοχή του Αιγαίου πελάγους που βρίσκεται στις 39°, και στο υπόλοιπο ανατολικό και νοτιοανατολικό Αιγαίο. Οι μεγαλύτερες τιμές εντοπίζονται στην περιοχή της Ρόδου, όπου φτάνουν τα 0,5 m/s, ενώ στις υπόλοιπες περιοχές δεν ξεπερνούν τα 0,3 m/s.

Τον Απρίλιο εμφανίζεται αύξηση της μέσης ταχύτητας σε ολόκληρη την περιοχή μελέτης, με εξαίρεση το κεντρικό και βόρειο Ιόνιο πέλαγος, όπου παρατηρείται ελάττωση της ταχύτητας μέχρι 0,3 m/s. Οι μεγαλύτερες θετικές διαφορές εντοπίζονται μεταξύ Θάσου – Λήμνου, μεταξύ Μυτιλήνης – Χίου, στα Κύθηρα και στα βόρεια των δύο άκρων της Κρήτης. Στις περιοχές αυτές η διαφορά φτάνει τα 0,7 m/s., ενώ, γενικότερα, η αύξηση της ταχύτητας στις άλλες περιοχές κυμαίνεται μεταξύ 0,2 και 0,5 m/s.

Το Μάιο εμφανίζεται αύξηση της μέσης ταχύτητας στο Αιγαίο, από τη Λήμνο και νοτιότερα. Στην περιοχή μεταξύ Χίου – Κυκλάδων είναι ιδιαίτερα έντονη, με τιμές που φτάνουν τα 1,1 m/s. Παρόμοιες τιμές εμφανίζονται και στην ανατολική Κρήτη, ενώ στις υπόλοιπες περιοχές η διαφορά είναι μικρότερη από 0,5 m/s. Στο νοτιοδυτικό Αιγαίο παρουσιάζονται, σχεδόν, μηδενικές διαφορές. Μείωση της μέσης ταχύτητας εμφανίζεται στις βορειότερες περιοχές του Αιγαίου και στο βορειοδυτικό τμήμα του, στην περιοχή της Ρόδου και σε ολόκληρο το Ιόνιο πέλαγος. Οι μεγαλύτερες ελαττώσεις παρατηρούνται νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου (0,9 m/s) και στο βόρειο Ιόνιο (0,7 m/s). Στο βορειοανατολικό Αιγαίο η μείωση φτάνει τα 0,5 m/s, ενώ στο υπόλοιπο βόρειο Αιγαίο και στη Ρόδο είναι μικρότερη από 0,4 m/s.

Οι επικρατούσες διευθύνσεις του ανέμου στο βόρειο Αιγαίο διαφοροποιούνται λίγο στην περιοχή του Θερμαϊκού, όπου επεκτείνεται προς τα νότια η ζώνη επικράτησης ΒΒΔ διευθύνσεων. Στην περιοχή του μεταξύ Κυκλάδων και δυτικής Κρήτης επεκτείνεται προς τα βόρεια η περιοχή επικράτησης δυτικών ανέμων, ενώ στο νοτιοανατολικό Αιγαίο η στροφή των ανέμων από Β διεύθυνση σε ΒΒΔ και ΒΔ ξεκινάει βορειότερα από ότι στην περίοδο αναφοράς. Στο Ιόνιο πέλαγος, από τα νότια της Κέρκυρας έως το νότιο άκρο του επικρατούν ΒΔ άνεμοι. Τον Απρίλιο δεν παρατηρούνται ιδιαίτερες μεταβολές στις επικρατούσες διευθύνσεις. Το Μάιο η πιο αξιοσημείωτη διαφορά από την περίοδο αναφοράς αφορά το νότιο και νοτιοδυτικό Αιγαίο, όπου επικρατούν άνεμοι βόρειας συνιστώσα έως το γ. πλάτος των 36°, ενώ οι δυτικοί άνεμοι περιορίζονται μεταξύ των 36° και της Κρήτης.



Σχήμα 5.6 Διαφορές των μέσων μηνιαίων ταχυτήτων (χρωματική κλίμακα) από την περίοδο αναφοράς και επικρατούσες μηνιαίες διευθύνσεις (βέλη) του επιφανειακού ανέμου, όπως προκύπτουν από τα δεδομένα του μοντέλου RegCM3, για τους μήνες Δεκέμβριο έως Μάιο της 2^{ης} μελλοντικής περιόδου 2080 – 2100.

Καλοκαίρι

Ο Ιούνιος παρουσιάζει παρόμοια εικόνα με τον προηγούμενο μήνα. Πλέον, η περιοχή όπου παρατηρείται αύξηση της μέσης ταχύτητας έχει επεκταθεί προς τα βόρεια, καλύπτοντας όλο, σχεδόν, το βόρειο Αιγαίο, και προς τα νοτιοδυτικά, ενώ έχει περιοριστεί λίγο στα νότια Δωδεκάνησα. Η περιοχή των υψηλότερων διαφορών εντοπίζεται ανάμεσα στη Σκύρο, στη Μυτιλήνη και τις Κυκλάδες, όπου η αύξηση της μέσης ταχύτητας φτάνει τα 1,3 m/s, ενώ στις δυτικές Κυκλάδες φτάνει το 1 m/s. Στις υπόλοιπες περιοχές είναι μικρότερη από 0,7 m/s. Στο Ιόνιο πέλαγος συνεχίζεται η εμφάνιση αρνητικών διαφορών, οι οποίες είναι πιο έντονες στο νότιο τμήμα του (-0,6 m/s), ενώ στο κεντρικό και στο βόρειο τμήμα του δεν ξεπερνούν τα -0,4 m/s. Στην περιοχή των νοτίων Δωδεκανήσων παρατηρείται μείωση της μέσης ταχύτητας από 0,2 έως 0,5 m/s, ενώ στον κόλπο του Θερμαϊκού η μείωση είναι μικρότερη από 0,4 m/s.

Τον Ιούλιο οι περιοχές που παρατηρείται αύξηση της μέσης ταχύτητας του ανέμου εντοπίζονται στο ανατολικό και κεντρικό Αιγαίο, αλλά και στην ανατολική Κρήτη. Η μεγαλύτερη αύξηση συναντάται βόρεια της Νάξου (0,7 m/s), ενώ στο βορειοανατολικό Αιγαίο δεν ξεπερνά τα 0,5 m/s. Στην ανατολική Κρήτη η αύξηση της ταχύτητας είναι μικρότερη και φτάνει τα 0,3 m/s. Στο υπόλοιπο μέρος της περιοχής μελέτης εμφανίζεται μείωση της μέσης ταχύτητας. Οι μεγαλύτερες αρνητικές διαφορές εντοπίζονται στα νότια της δυτικής Πελοποννήσου (-0,9 m/s) και στα ανατολικά της Ρόδου (-0,8 m/s). Στο νότιο Αιγαίο και στο νότιο και κεντρικό Ιόνιο η ελάττωση της ταχύτητας κυμαίνεται μεταξύ 0,1 – 0,5 m/s.

Τον Αύγουστο παρουσιάζεται αύξηση της μέσης ταχύτητας στο βορειοανατολικό, στο κεντρικό και στο νοτιοανατολικό Αιγαίο πέλαγος. Οι υψηλότερες διαφορές εντοπίζονται στα βόρεια Δωδεκάνησα, όπου η αύξηση της ταχύτητας φτάνει τα 1,2 m/s. Υψηλές θετικές διαφορές εμφανίζονται, επίσης, δυτικά της Μυτιλήνης (0,7 m/s), δυτικά της Χίου (0,8 m/s) και μεταξύ Κρήτης – Καρπάθου (0,8 m/s). Στις άλλες περιοχές η αύξηση τη μέσης ταχύτητας κυμαίνεται μεταξύ 0,2 και 0,6 m/s. Ελάττωση της ταχύτητας παρατηρείται και αυτό το μήνα στο Ιόνιο πέλαγος, κυρίως, στο κεντρικό του τμήμα (-0,5 m/s). Επίσης, ελάττωση παρατηρείται νότια της Πελοποννήσου και βόρεια της δυτικής

Κρήτης, με τιμές διαφορών που φτάνουν τα $-0,5$ m/s. Στο βόρειο και βορειοανατολικό Αιγαίο εμφανίζονται μικρότερες αρνητικές διαφορές, έως $0,2$ m/s.

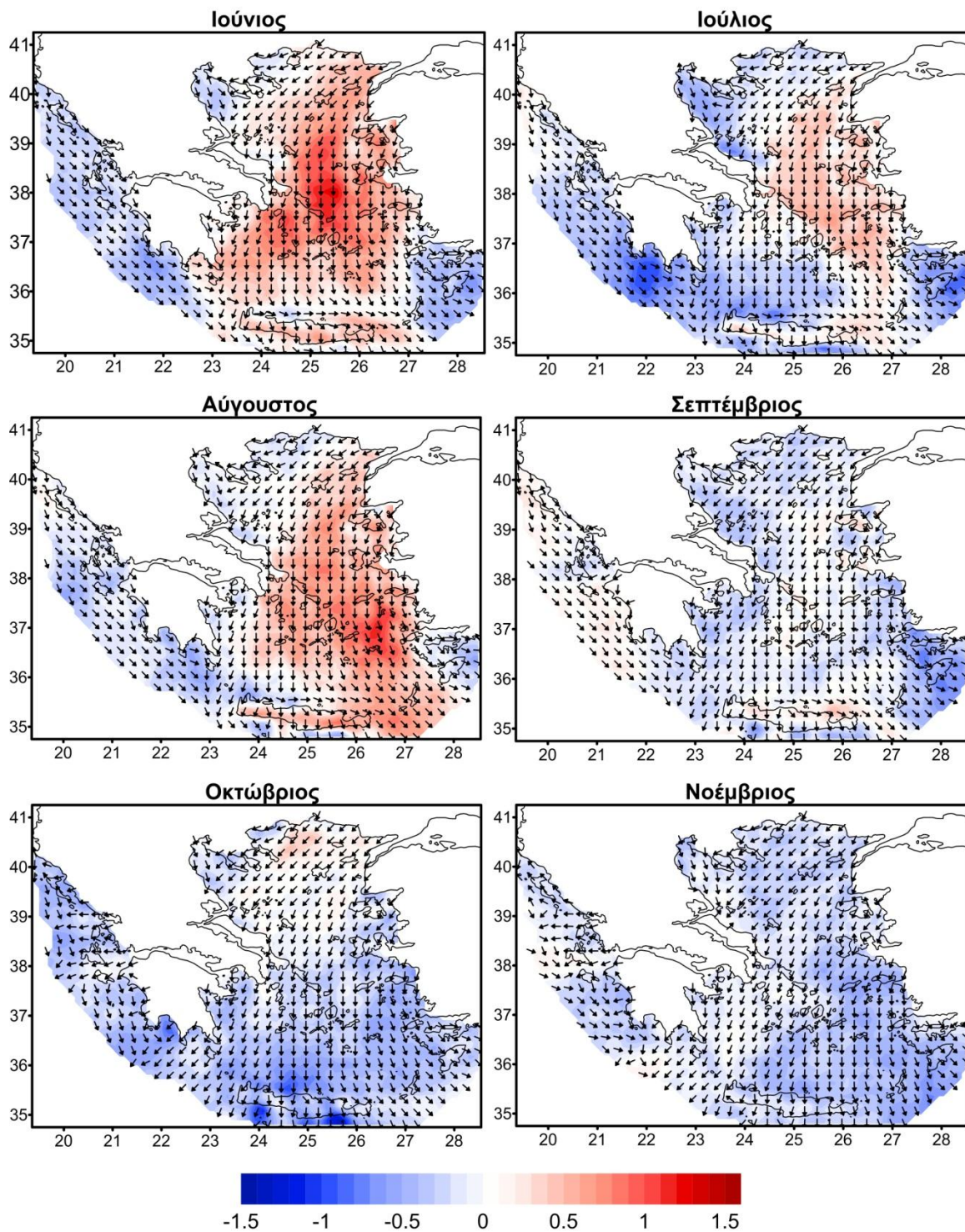
Κατά τη διάρκεια της καλοκαιρινής περιόδου δεν παρατηρούνται αξιόλογες μεταβολές στις επικρατούσες διευθύνσεις του ανέμου.

Φθινόπωρο

Το Σεπτέμβριο κυριαρχεί η ελάττωση της μέσης ταχύτητας στις περισσότερες περιοχές, αν και με μικρές διαφορές από τις τιμές της περιόδου αναφοράς. Οι υψηλότερες αρνητικές τιμές συναντώνται στην περιοχή των Δωδεκανήσων, όπου φτάνουν τα $-0,7$ m/s, και νότια της Κρήτης με τιμές μέχρι $-0,6$ m/s. Στο δυτικό τμήμα του Αιγαίου η ελάττωση της ταχύτητας κυμαίνεται μεταξύ $0,1$ και $0,4$ m/s, ενώ στο βόρειο Αιγαίο, της Κυκλάδης και στο νοτιοδυτικό Αιγαίο δεν ξεπερνά τα $0,3$ m/s. Στο Ιόνιο πέλαγος παρουσιάζεται ελάττωση της μέσης ταχύτητας μόνο στην περιοχή της Κεφαλονιάς ($0,2$ m/s). Αύξηση της ταχύτητας εμφανίζεται σε περιορισμένες περιοχές, όπως το βόρειο Ιόνιο πέλαγος ($0,3$ m/s), δυτικά της Πελοποννήσου ($0,2$ m/s), στη βορειοανατολική Κρήτη ($0,4$ m/s) και στην περιοχή της Μυτιλήνης ($0,2$ m/s).

Τον Οκτώβριο η μόνη περιοχή όπου παρατηρείται αύξηση της μέσης ταχύτητας, μεγαλύτερη από $0,1$ m/s, εντοπίζεται νότια της Θάσου ($0,4$ m/s). Στο Θερμαϊκό κόλπο η μέση ταχύτητα ελαττώνεται κατά $0,3$ m/s, ενώ αντίστοιχη μείωση παρατηρείται και στην περιοχή Μυτιλήνης – Χίου. Στο υπόλοιπο βόρειο Αιγαίο δεν παρατηρούνται ιδιαίτερες μεταβολές από την περίοδο αναφοράς. Στο κεντρικό και στο νότιο Αιγαίο η μέση ταχύτητα ελαττώνεται, γενικά, από $0,1$ έως $0,5$ m/s, με τις περιοχές γύρω από την Κρήτη να παρουσιάζουν μέγιστες τιμές μείωσης της ταχύτητας που φτάνουν τα $0,9$ και τα $1,4$ m/s, αντίστοιχα. Επίσης, μεγάλη ελάττωση παρουσιάζεται στον Μεσσηνιακό κόλπο ($0,8$ m/s). Σε ολόκληρο το Ιόνιο πέλαγος η ταχύτητα ελαττώνεται, με μεγαλύτερες διαφορές στο βόρειο και στο νότιο τμήμα του, όπου η μείωση φτάνει τα $0,5$ και $0,6$ m/s, αντίστοιχα.

Το Νοέμβριο κυριαρχούν οι αρνητικές διαφορές της μέσης ταχύτητας σε σχέση με την περίοδο αναφοράς. Οι μεγαλύτερες εντοπίζονται στο κεντρικό και



Σχήμα 5.7 Διαφορές των μέσων μηνιαίων ταχυτήτων (χρωματική κλίμακα) από την περίοδο αναφοράς και επικρατούσες μηνιαίες διευθύνσεις (βέλη) του επιφανειακού ανέμου, όπως προκύπτουν από τα δεδομένα του μοντέλου RegCM3, για τους μήνες Ιούνιο έως Νοέμβριο της 2^{ης} μελλοντικής περιόδου 2080 – 2100.

νοτιοανατολικό Αιγαίο, όπου, στο μεγαλύτερο μέρος, κυμαίνονται μεταξύ -0,1 και -0,5 m/s. Στο βόρειο Αιγαίο η ελάττωση της μέσης ταχύτητας δεν ξεπερνά τα 0,4 m/s. Στο νοτιοδυτικό Αιγαίο οι διαφορές από την περίοδο αναφοράς είναι πολύ μικρές, και μόνο ανατολικά των Κυθήρων παρουσιάζεται μείωση 0,2 m/s. Τέλος, στο νότιο Ιόνιο πέλαγος η ταχύτητα ελαττώνεται από 0,2 έως 0,5 m/s, στο κεντρικό Ιόνιο παρουσιάζονται κάποιες ισχνές θετικές διαφορές, ενώ στο βόρειο Ιόνιο συμβαίνει ελάττωση της ταχύτητας μέχρι 0,3 m/s.

Το Σεπτέμβριο παρατηρείται μικρή στροφή των ανέμων στο Ιόνιο πέλαγος, που πλέον κυριαρχείται από ΒΔ διευθύνσεις αντί των ΒΒΔ της περιόδου αναφοράς. Τον Οκτώβριο παρουσιάζονται στο κεντρικό και βόρειο Ιόνιο πέλαγος περισσότερες περιοχές με ΒΔ και ΒΒΔ ανέμους, αντί των Α της περιόδου αναφοράς. Τέλος, το Νοέμβριο επικρατούν στο κεντρικό και νότιο Ιόνιο πέλαγος άνεμοι ΒΒΔ έως ΔΒΔ διευθύνσεων.

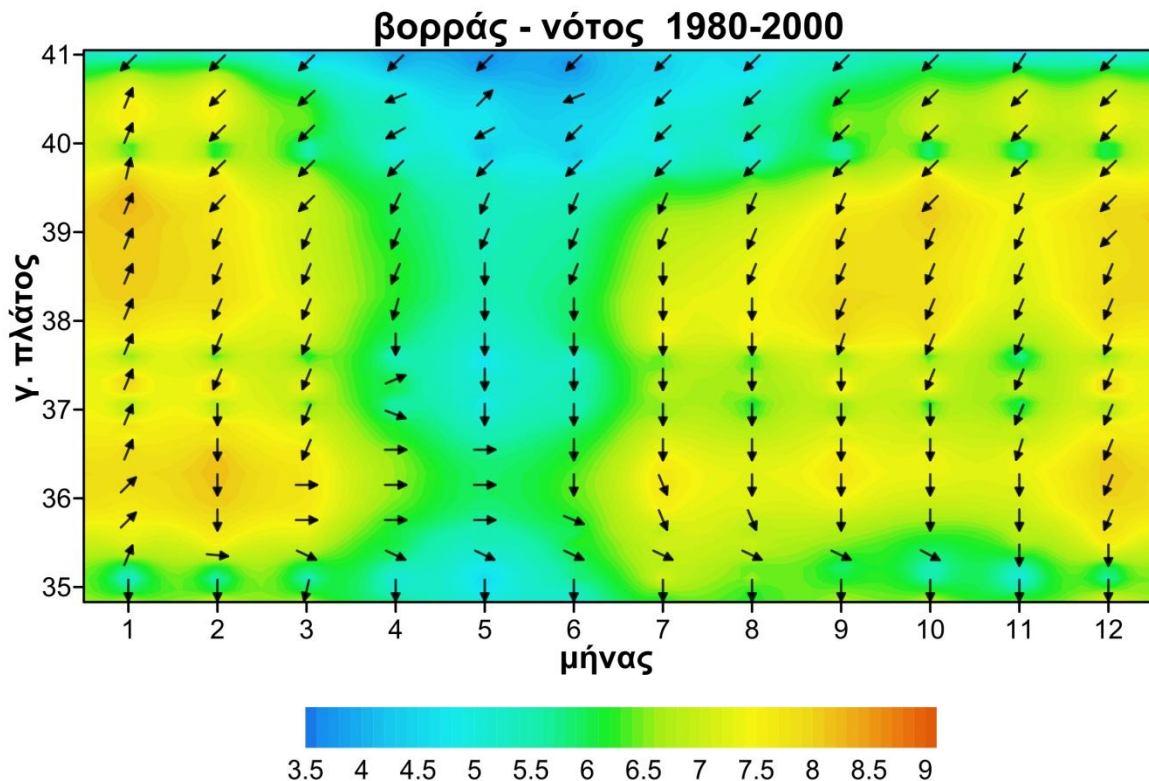
5.2 Τομές

5.2.1 Περίοδος αναφοράς, 1980 - 2000

Τομή βορρά – νότου

Η ενδοετήσια μεταβολή του πεδίου του επιφανειακού ανέμου για την περίοδο αναφοράς κατά τον διαμήκη άξονα του Αιγαίου παρουσιάζεται στο σχήμα 5.8. Τόσο στο βόρειο, όσο και στο νότιο τμήμα της φαίνεται πως υπάρχει παρόμοια διακύμανση της ταχύτητας μέσα στο έτος. Οι υψηλότερες ταχύτητες παρατηρούνται τη χειμερινή περίοδο, καθώς ξεπερνούν τα 8 m/s στην περιοχή μεταξύ Λήμνου – Κυκλάδων στο βόρειο Αιγαίο και μεταξύ Κυκλάδων – Κρήτης στο νότιο Αιγαίο. Οι περιοχές αυτές αποτελούν τις πιο ανοιχτές του Αιγαίου, καθώς είναι ελεύθερες από νησιά που θα μπορούσαν να έχουν επίδραση στον επιφανειακό άνεμο. Οι χαμηλότερες ταχύτητες σημειώνονται την περίοδο Απριλίου – Ιουνίου με τιμές που πέφτουν κάτω και από 4 m/s στο βορειότερο άκρο της τομής, μεταξύ Λήμνου και Θράκης, ενώ στο υπόλοιπο βόρειο Αιγαίο φτάνουν μέχρι 5,5 m/s και στο νότιο Αιγαίο μέχρι 6 m/s. Ταχύτητες που

ξεπερνούν τα 7 m/s παρατηρούνται το καλοκαιρινό διάστημα Ιουλίου – Αυγούστου στα ανοιχτά τμήματα του Αιγαίου, κατά το οποίο κάνουν την εμφάνιση τους οι Ετησίες. Κατά το δίμηνο Σεπτεμβρίου – Οκτωβρίου στο βόρειο Αιγαίο παρατηρείται ένα δεύτερο μέγιστο ταχυτήτων που φτάνουν μέχρι 8 m/s, ενώ στο νότιο Αιγαίο μόνο τον Σεπτέμβριο ξεπερνούν τα 7,6 m/s.



Σχήμα 5.8 Τομή βορρά – νότου με τις μέσες μηνιαίες ταχύτητες (χρωματική κλίμακα) και τις επικρατούσες μηνιαίες διευθύνσεις (βέλη) του επιφανειακού ανέμου, όπως προκύπτουν από τα δεδομένα του RegCM3, για την περίοδο αναφοράς 1980 – 2000.

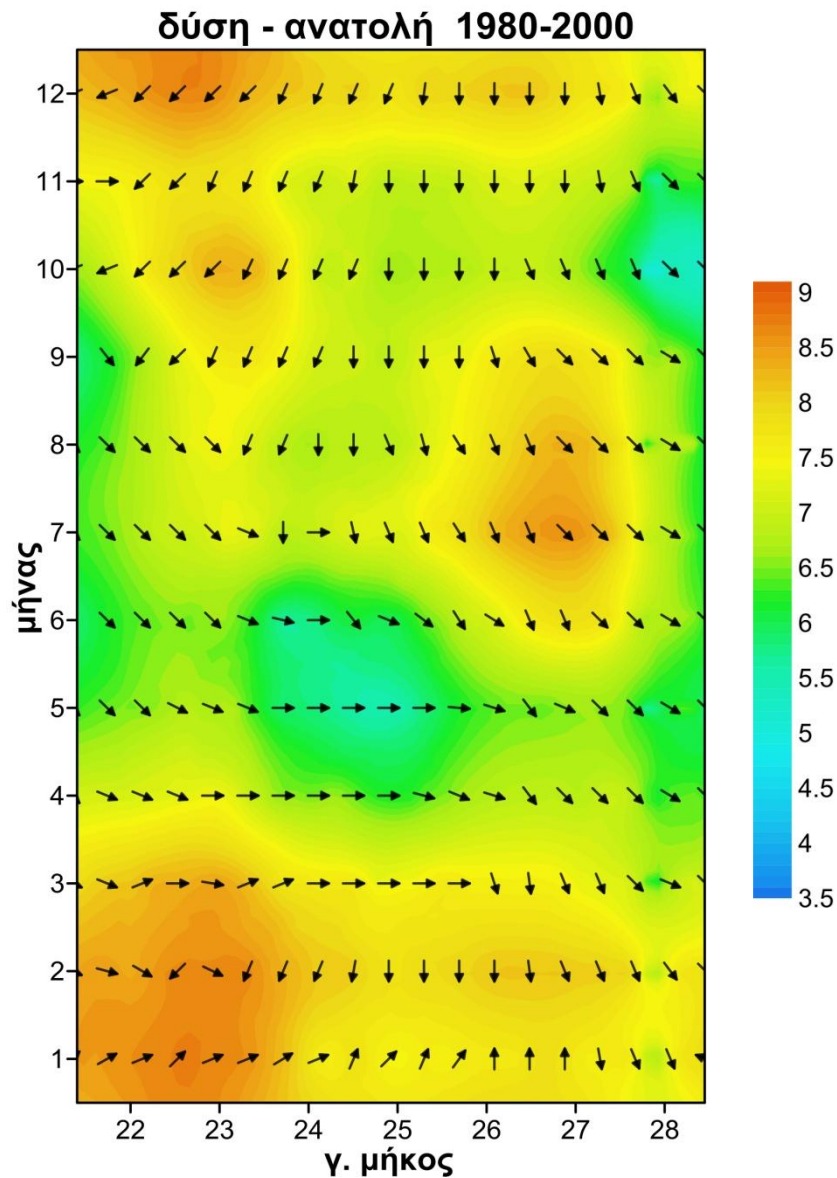
Οι διευθύνσεις του ανέμου είναι στην πλειονότητα τους βορείων διευθύνσεων. Εξαίρεση αποτελεί ο Ιανουάριος όπου σε όλο το μήκος της τομής παρατηρούνται νότιες έως νοτιοδυτικές διευθύνσεις. Στο βορειότερο τμήμα του Αιγαίου οι επικρατούσες μηνιαίες διευθύνσεις είναι βορειοανατολικές σε όλη τη διάρκεια του έτους (εκτός του Ιανουαρίου). Στην περιοχή μεταξύ Λήμνου και Κυκλάδων επικρατούν BBA άνεμοι που στρέφονται σε Β την άνοιξη και το καλοκαίρι κοντά στις Κυκλάδες. Η περιοχή μεταξύ Κυκλάδων και Κρήτης

παρουσιάζει τη μεγαλύτερη ενδοετήσια μεταβλητότητα στις επικρατούσες διευθύνσεις του ανέμου. Οι ΝΔ διευθύνσεις του Ιανουαρίου στρέφονται σε Β κατά το Φεβρουάριο, ενώ τους εαρινούς μήνες επικρατούν Δ έως ΔΒΔ διευθύνσεις. Τους καλοκαιρινούς μήνες οι επικρατούσες διευθύνσεις στρέφονται σταδιακά σε βόρειες, σε συμφωνία με το μοτίβο των Ετησίων, και παραμένουν σε διευθύνσεις βόρειου τομέα μέχρι το Δεκέμβριο.

Τομή δύσης – ανατολής

Στην τομή δύσης – ανατολής, που παρουσιάζεται στο σχήμα 5.9, παρατηρούνται σημαντικές διαφορές μεταξύ του δυτικού και του ανατολικού τμήματος της. Κάτι τέτοιο είναι αναμενόμενο καθώς η τομή διέρχεται από περιοχές οι οποίες αντιστοιχούν σε διαφορετικές PCs, όπως αναλύθηκε σε προηγούμενη ενότητα. Το όριο των δύο περιοχών του νοτίου Αιγαίου βρίσκεται περίπου στο γεωγραφικό μήκος των 25° , ενώ η PC του ιονίου αντιπροσωπεύεται από το τμήμα της τομής δυτικά των 22.5° . Γενικά, οι περιοχές των PCs του Ιονίου και του ΝΔ Αιγαίου αναλύονται ως μία (δυτική περιοχή) στη συνέχεια, καθώς παρουσιάζουν ελάχιστες διαφορές μεταξύ τους.

Οι μέγιστες ταχύτητες εμφανίζονται σε διαφορετικές περιόδους του έτους στις δύο περιοχές. Στα δυτικά οι μέγιστες ταχύτητες παρατηρούνται το χειμώνα και φτάνουν μέχρι $8,7 \text{ m/s}$. Αντιθέτως, οι μέγιστες ταχύτητες στην ανατολική περιοχή σημειώνονται την καλοκαιρινή περίοδο έως το Σεπτέμβριο, με σχετικά μεγαλύτερες αυτές του Ιουλίου, οπότε και φτάνουν μέχρι $8,6 \text{ m/s}$. Το χειμώνα, οι μέσες ταχύτητες στην ανατολική περιοχή κυμαίνονται μεταξύ $7,5$ και $8,1 \text{ m/s}$, με αυτές των Δεκεμβρίου και Φεβρουαρίου να είναι ελάχιστα υψηλότερες από του Ιανουαρίου. Γενικά είναι λίγο χαμηλότερες τόσο αυτών του καλοκαιριού της ίδιας περιοχής, όσο και των χειμερινών της δυτικής περιοχής. Τον Οκτώβριο παρατηρείται διαφορά των τιμών της ταχύτητας μεταξύ των δύο περιοχών, με αυτές του δυτικού τμήματος να φτάνουν τα $8,3 \text{ m/s}$ και να είναι, περίπου, $1,5 \text{ m/s}$ υψηλότερες αυτών του ανατολικού τμήματος. Ταχύτητες μικρότερες από 5 m/s δεν παρατηρούνται σε καμία περιοχή.



Σχήμα 5.9 Τομή δύσης – ανατολής με τις μέσες μηνιαίες ταχύτητες (χρωματική κλίμακα) και τις επικρατούσες μηνιαίες διευθύνσεις (βέλη) του επιφανειακού ανέμου, όπως προκύπτουν από τα δεδομένα του RegCM3, για την περίοδο αναφοράς 1980 – 2000.

Το χειμώνα οι επικρατούσες διευθύνσεις στο δυτικό τμήμα παρουσιάζουν μεγάλη μεταβλητότητα, καθώς από ΒΑ το Δεκέμβριο στρέφονται σε ΔΝΔ – ΝΔ τον Ιανουάριο και ΔΒΔ το Φεβρουάριο. Στο ανατολικό τμήμα επικρατούν Β – ΒΒΔ διευθύνσεις το Δεκέμβριο και το Φεβρουάριο, ενώ τον Ιανουάριο εμφανίζονται και εδώ άνεμοι Ν - ΝΔ διευθύνσεων έως το γ. μήκος των 27°. Την άνοιξη επικρατούν

ΔΒΔ – ΒΔ άνεμοι στο δυτικό τμήμα, Δ στο κεντρικό, ενώ στο ανατολικό ΒΒΔ έως ΔΒΔ διευθύνσεις. Τον Ιούνιο οι διευθύνσεις είναι παρόμοιες με αυτές του Μαΐου, ενώ τους δύο επόμενου θερινούς μήνες, ενισχύεται η βόρεια συνιστώσα και επικρατούν ΒΔ άνεμοι στο δυτικό τμήμα της τομής ΒΒΔ – ΒΔ στο κεντρικό τμήμα της και ΒΔ – ΔΒΔ προς τα ανατολικά. Το φθινόπωρο επικρατούν ΒΑ - ΑΒΑ άνεμοι στη δυτική περιοχή οι οποίοι στρέφονται σε Β κοντά στις 25°, ενώ στο ανατολικό μέρος οι διευθύνσεις είναι ΒΒΔ – ΒΔ.

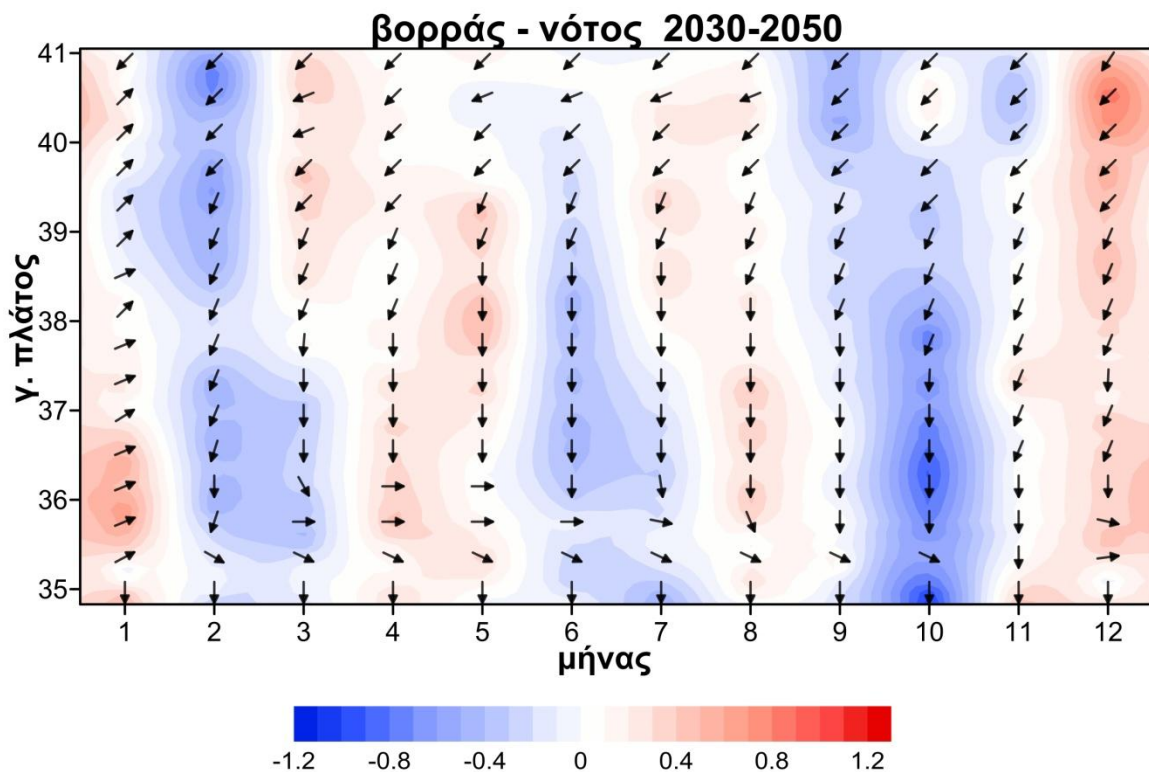
5.2.2 1η μελλοντική περίοδος 2030 - 2050

Τομή βορρά – νότου

Στην τομή Β – Ν της 1^{ης} μελλοντικής περιόδου, που παρουσιάζεται στο σχήμα 5.10, εμφανίζονται αρκετές θετικές και αρνητικές διαφορές στη μέση ταχύτητα του ανέμου. Η μεγαλύτερη αύξηση της μέσης ταχύτητας παρατηρείται το Δεκέμβριο, μεταξύ 40 – 41°, και φτάνει τα 0,85 m/s. Γενικά, σε όλο το μήκος της τομής παρατηρείται αύξηση το μήνα αυτό, η οποία φτάνει τα 0,5 m/s στο υπόλοιπο βόρειο τμήμα της, ενώ στο νότιο φτάνει μέχρι 0,4 m/s. Τον Ιανουάριο αύξηση της μέσης ταχύτητας παρατηρείται στο βορειότερο τμήμα της τομής και στο νότιο Αιγαίο, όπου είναι και υψηλότερη (0,6 m/s), ενώ μεταξύ 37 – 40° δεν παρατηρείται διαφορά από την περίοδο αναφοράς. Το Φεβρουάριο επικρατούν παντού αρνητικές διαφορές, έως 0,45 m/s στο νότιο Αιγαίο και έως 0,7 m/s στο βόρειο. Στο νότιο Αιγαίο συνεχίζεται η ελάττωση της μέσης και τον επόμενο μήνα με τιμές έως 0,35 m/s, ενώ στο βόρειο Αιγαίο παρατηρείται αύξηση της μέσης ταχύτητας (0,2 – 0,4 m/s). Η περιοχή αύξησης της μέσης ταχύτητας μετατοπίζεται στο νότιο Αιγαίο κατά τον Απρίλιο και μεταξύ 37 – 39,5° το Μάιο, με μέγιστες διαφορές 0,4 και 0,5 m/s, αντίστοιχα. Στις υπόλοιπες περιοχές, το διάστημα αυτό, οι μέσες ταχύτητες είναι παρόμοιες με αυτές της περιόδου αναφοράς. Τον Ιούνιο παρουσιάζεται μείωση της μέσης ταχύτητας, η οποία είναι μεγαλύτερη στο νότιο και κεντρικό Αιγαίο, με τιμές έως -0,45 m/s, ενώ στο βόρειο Αιγαίο δεν ξεπερνά τα -0,3 m/s. Τον Ιούλιο εμφανίζεται ασθενής ελάττωση της ταχύτητας νότια των 38° (έως 0,3 m/s) και παρόμοιου μεγέθους αύξηση βόρεια των 38°. Τον

Αύγουστο επικρατούν θετικές διαφορές σε όλο τον άξονα του Αιγαίου, με τις μεγαλύτερες τιμές να εντοπίζονται στο κεντρικό και στο νότιο τμήμα του (0,4 m/s).

Στη διάρκεια του φθινοπώρου οι μέσες ταχύτητες παρουσιάζουν ελάττωση των τιμών τους, με τις μεγαλύτερες διαφορές για το κεντρικό και νότιο Αιγαίο να παρατηρούνται τον Οκτώβριο (έως -0,9 m/s), ενώ στο βόρειο Αιγαίο οι μεγαλύτερες διαφορές παρατηρούνται το Σεπτέμβριο και το Νοέμβριο και φτάνουν έως -0,5 m/s.



Σχήμα 5.10 Τομή βορρά – νότου με τις διαφορές των μέσων μηνιαίων ταχυτήτων από την περίοδο αναφοράς (χρωματική κλίμακα) και τις επικρατούσες μηνιαίες διευθύνσεις (βέλη) του επιφανειακού ανέμου, όπως προκύπτουν από τα δεδομένα του RegCM3, για την 1^η μελλοντική περίοδο 2030 – 2050.

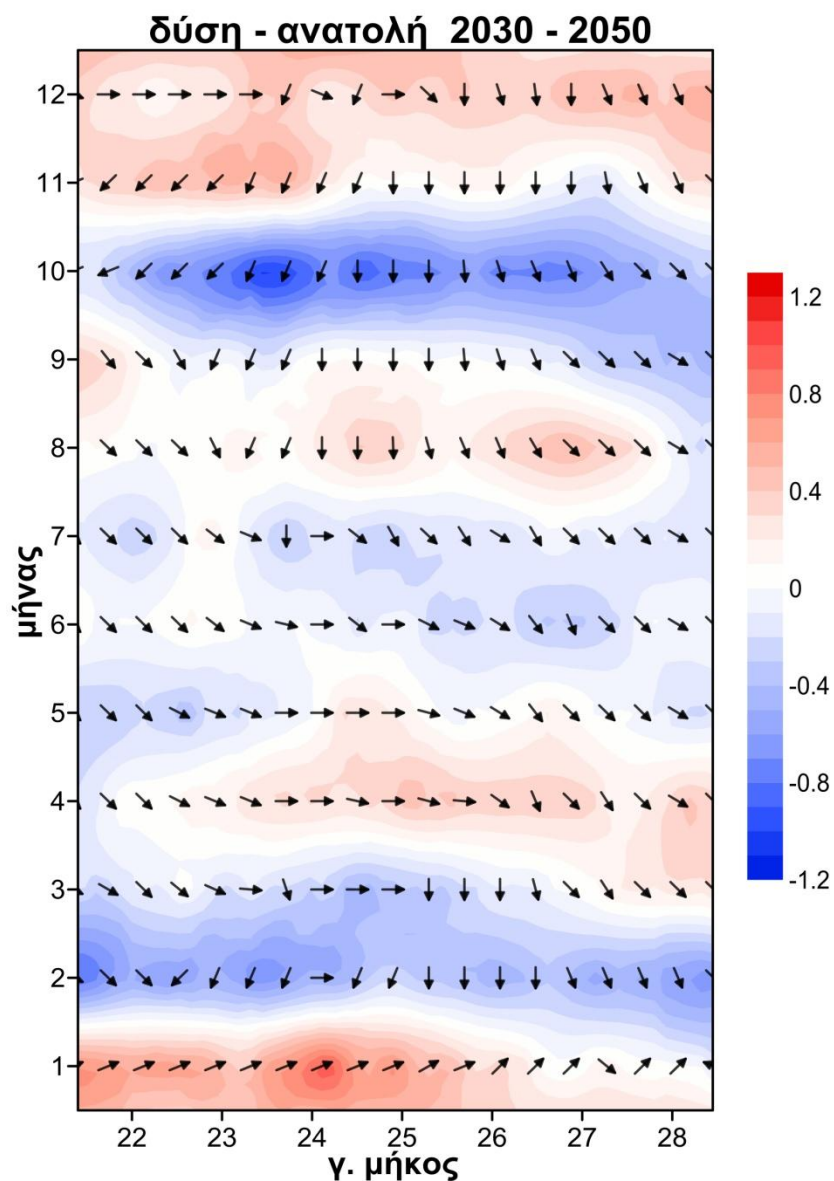
Όσο αφορά τις επικρατούσες διευθύνσεις του ανέμου, παρατηρούνται ελάχιστες μεταβολές σε σχέση με την περίοδο αναφοράς. Η πιο ευδιάκριτη είναι η ενίσχυση της δυτικής συνιστώσας του ανέμου τον Ιανουάριο, έναντι της νότιας. Επίσης, τον Απρίλιο και το Μάιο παρατηρείται επικράτηση βορείων ανέμων στο τμήμα μεταξύ 36,5 – 38,5°. Μία τελευταία μεταβολή παρατηρείται στις

επικρατούσες διευθύνσεις μεταξύ $35 - 36^\circ$ για το Δεκέμβριο, οι οποίες, πλέον, είναι δυτικής συνιστώσας.

Τομή δύσης – ανατολής

Οι μεγαλύτερες μεταβολές της μέσης ταχύτητας του ανέμου παρατηρούνται το διάστημα Οκτωβρίου – Φεβρουαρίου (σχήμα 5.11). Μέσα στην περίοδο αυτή εμφανίζονται δύο μήνες με έντονη ελάττωση της ταχύτητας, ο Οκτώβριος και ο Φεβρουάριος, και δύο μήνες με σημαντική αύξηση της ταχύτητας, ο Δεκέμβριος και ο Ιανουάριος. Τον Οκτώβριο οι μεγαλύτερες διαφορές εντοπίζονται μεταξύ $23 - 25^\circ$, όπου φτάνουν το 1 m/s , ενώ στο υπόλοιπο της τομής κυμαίνονται από $0,2$ έως $0,7 \text{ m/s}$. Το Φεβρουάριο η μείωση της ταχύτητας είναι λίγο μικρότερη και φτάνει μέχρι $0,7$ στο δυτικό τμήμα της τομής και μέχρι $0,6 \text{ m/s}$ στο ανατολικό της τμήμα. Η υψηλότερες τιμές αύξησης παρουσιάζονται τον Ιανουάριο, καθώς φτάνουν τα $0,9 \text{ m/s}$ στην περιοχή των 24° και τα $0,7 \text{ m/s}$ δυτικά των 23° . Ανατολικά των 26° οι θετικές διαφορές είναι πολύ μικρές. Τους μήνες Νοέμβριο και Δεκέμβριο η αύξηση της ταχύτητας είναι μικρότερη αυτής του Ιανουαρίου, και δεν ξεπερνά τα $0,6 \text{ m/s}$. Οι περιοχές που εμφανίζονται οι υψηλότερες διαφορές, είναι το δυτικό τμήμα της τομής το Νοέμβριο και το κεντρικό και ανατολικό τμήμα το Δεκέμβριο. Οι μεγαλύτερες διαφορές που παρατηρούνται την άνοιξη είναι $-0,4 \text{ m/s}$ στο κεντρικό τμήμα της τομής το Μάρτιο, $0,4 \text{ m/s}$ στο κεντρικό και ανατολικό τμήμα της τομής τον Απρίλιο και $-0,4 \text{ m/s}$ δυτικά των 23° το Μάιο. Το καλοκαίρι διαφορές της μέσης ταχύτητας εντοπίζονται, κυρίως, στο κεντρικό και ανατολικό τμήμα της τομής, όπου φτάνουν τα $-0,3 \text{ m/s}$ τον Ιούνιο και τον Ιούλιο, και τα $0,5 \text{ m/s}$ τον Αύγουστο.

Οι κυριότερες μεταβολές από την περίοδο αναφοράς στις επικρατούσες διευθύνσεις τη χειμερινή περίοδο, αφορούν το τμήμα δυτικά των 25° το Δεκέμβριο, όπου επικρατούν Δ άνεμοι, ενώ τον Ιανουάριο επικρατούν ΝΔ άνεμοι ανατολικά των 26° . Το Μάρτιο επικρατούν ΒΔ άνεμοι δυτικά των 23° , ενώ από τον Απρίλιο έως τον Αύγουστο οι επικρατούσες διευθύνσεις είναι παρόμοιες με αυτές της περιόδου αναφοράς. Τέλος, το Σεπτέμβριο παρατηρείται επέκταση της περιοχής επικράτησης ΒΔ ανέμων από το δυτικό άκρο της τομής έως τις 23° .



Σχήμα 5.11 Τομή δύσης – ανατολής με τις διαφορές των μέσων μηνιαίων ταχυτήτων από την περίοδο αναφοράς (χρωματική κλίμακα) και τις επικρατούσες μηνιαίες διευθύνσεις (βέλη) του επιφανειακού ανέμου, όπως προκύπτουν από τα δεδομένα του RegCM3, για την 1^η μελλοντική περίοδο 2030 – 2050.

5.2.3 2η μελλοντική περίοδος, 2080 – 2100

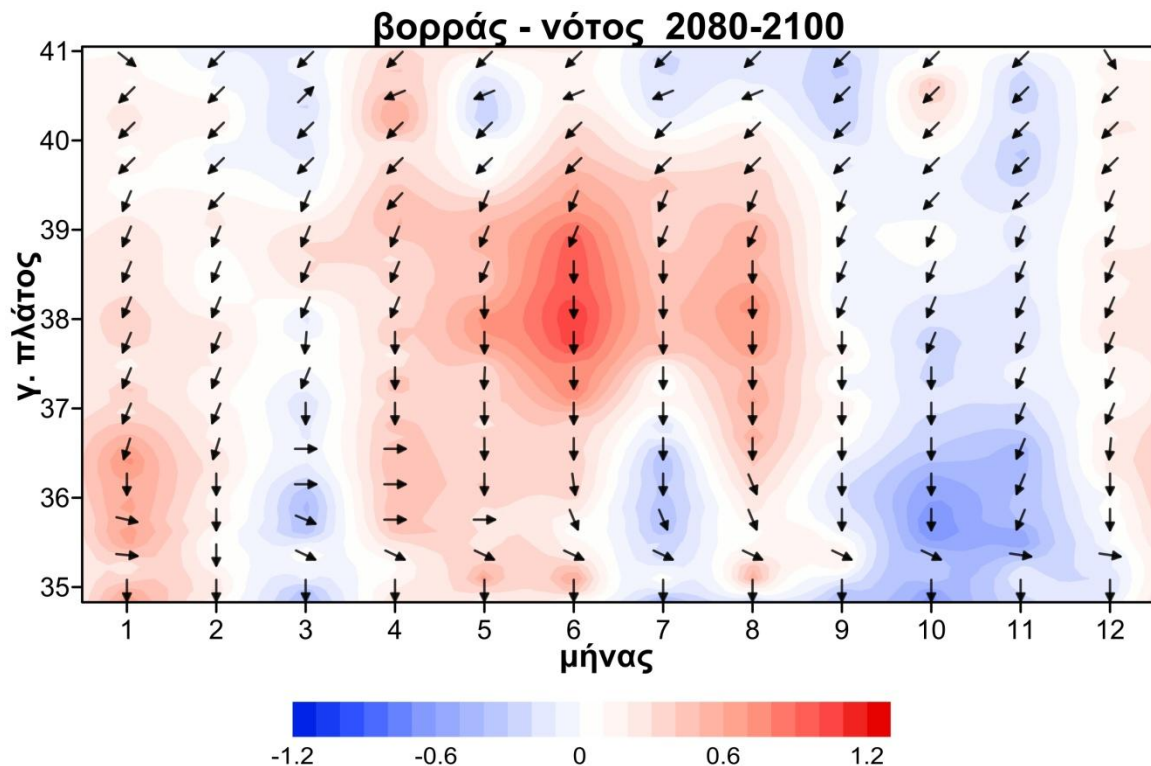
Τομή βορρά – νότου

Τη χειμερινή περίοδο οι μέσες ταχύτητες του ανέμου διαφέρουν από αυτές της περιόδου αναφοράς, κυρίως, τον Ιανουάριο (σχήμα 5.12). Τα μήνα αυτό εμφανίζεται ενίσχυση των ανέμων στο νότιο Αιγαίο μέχρι 7 m/s, στο κεντρικό

Αιγαίο μέχρι 0,3 m/s. Στο βορειότερο τμήμα της τομής η αύξηση της ταχύτητας είναι μικρότερη από 0,2 m/s. Τους άλλους δύο χειμερινούς μήνες παρατηρείται μικρή αύξηση, επίσης, μικρότερη από 0,2 m/s. Το Μάρτιο παρατηρείται αύξηση της μέσης ταχύτητας μόνο σε ένα μικρό τμήμα της τομής, μεταξύ 38^{ου} και 39^{ου} παράλληλου (0,3 m/s), ενώ στο υπόλοιπο μέρος της τομής επικρατούν αρνητικές διαφορές, οι οποίες στο νότιο Αιγαίο φτάνουν μέχρι -0,4 m/s, ενώ στο βόρειο μέχρι -0,2 m/s. Από τον Απρίλιο έως τον Αύγουστο παρατηρείται, αύξηση της μέσης ταχύτητας στο μεγαλύτερο μέρος της τομής. Οι τιμές της τον Απρίλιο φτάνουν τα 0,6 m/s στο βόρειο Αιγαίο και 0,5 m/s στο νότιο Αιγαίο, ενώ στο κεντρικό είναι μικρότερες από 0,4 m/s. Το Μάιο αυξάνονται οι τιμές των διαφορών στο κεντρικό Αιγαίο (0,7 m/s), ενώ στο νότιο Αιγαίο μειώνονται και είναι μικρότερες από 0,4 m/s. Εξαίρεση αποτελεί η περιοχή στις 35° όπου η αύξηση της ταχύτητας φτάνει τα 0,7 m/s. Μεταξύ 40 – 41° η διαφορές έχουν αρνητικό πρόσημο (-0,2 m/s). Τον Ιούνιο εμφανίζονται οι μεγαλύτερες διαφορές, οι οποίες είναι θετικές, και εντοπίζονται μεταξύ 37,5 – 39,5°. Στην περιοχή αυτή κυμαίνονται μεταξύ από 0,6 έως 1,1 m/s. Βόρεια και νότια της περιοχής των μεγίστων διαφορών επικρατεί αύξηση της μέσης ταχύτητας μέχρι 0,6 m/s. Τον Ιούλιο αύξηση της ταχύτητας εμφανίζεται μεταξύ 37,5 – 40° με τιμές που δεν ξεπερνούν τα 0,5 m/s, ενώ σε μικρότερα και μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη εμφανίζονται αρνητικές διαφορές, έως 0,4 και 0,2 m/s, αντίστοιχα. Τον Αύγουστο κυριαρχεί και πάλι αύξηση της ταχύτητας των ανέμων, από το νότιο άκρο της τομής έως τις 40°, με τιμές έως 0,7 m/s, ενώ στο βόρειο άκρο της τομής παρατηρούνται μικρές αρνητικές διαφορές. Τη φθινοπωρινή περίοδο εμφανίζεται μείωση της μέσης ταχύτητας του ανέμου και τους τρεις μήνες. Η μεγαλύτερη ελάττωση εντοπίζεται νότια των 37° τον Οκτώβριο και το Νοέμβριο και φτάνει μέχρι 0,7 m/s. Στο κεντρικό Αιγαίο η ελάττωση ξεπερνά τα 0,2 m/s μόνο τον Οκτώβριο, ενώ είναι ασθενέστερη τους άλλους δύο μήνες. Στο βόρειο Αιγαίο εμφανίζεται ελάττωση της ταχύτητας το Σεπτέμβριο και το Νοέμβριο, έως 0,3 m/s, ενώ τον Οκτώβριο η μέση ταχύτητα παρουσιάζει αύξηση, έως 0,4 m/s.

Στις επικρατούσες διευθύνσεις του ανέμου παρατηρείται σημαντική διαφορά μόνο κατά τον Ιανουάριο. Οι άνεμοι ΝΔ – ΝΝΔ διευθύνσεων της περιόδου

αναφοράς έχουν στραφεί σε ΒΔ – ΒΒΔ, ενώ μεταξύ 35 – 36° έχουν δυτική διεύθυνση. Μικρή μεταβολή παρουσιάζεται την εαρινή περίοδο, όπου επικρατούν σταθερά άνεμοι Δ - ΔΝΔ διευθύνσεων νότια των 36,5° τους δύο πρώτους μήνες, και νότια των 36° το Μάιο. Τους υπόλοιπους μήνες οι επικρατούσες διευθύνσεις είναι παρόμοιες εκείνων της περιόδου αναφοράς.



Σχήμα 5.12 Τομή βορρά – νότου με τις διαφορές των μέσων μηνιαίων ταχυτήτων από την περίοδο αναφοράς (χρωματική κλίμακα) και τις επικρατούσες μηνιαίες διευθύνσεις (βέλη) του επιφανειακού ανέμου, όπως προκύπτουν από τα δεδομένα του RegCM3, για τη 2^η μελλοντική περίοδο 2080 – 2100.

Τομή δύσης – ανατολής

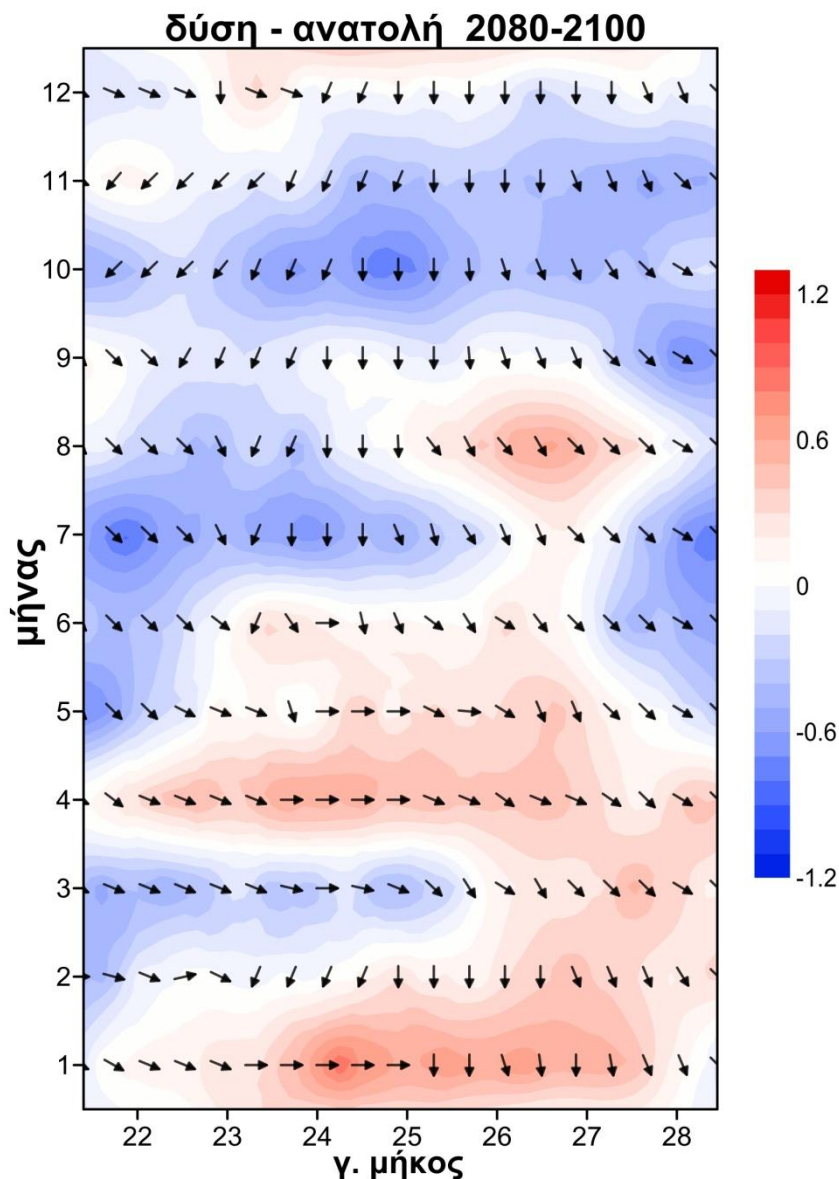
Όπως και στην τομή βορρά – νότου, τη χειμερινή περίοδο οι εντονότερη μεταβολή της μέσης ταχύτητας εμφανίζεται τον Ιανουάριο, και αφορά αύξηση των τιμών της (σχήμα 5.13). Παρατηρείται, κυρίως, στο τμήμα 23 – 28° με τιμές που κυμαίνονται από 0,2 έως 0,8 m/s, με τις μέγιστες να εμφανίζονται στην περιοχή των 24°. Το Δεκέμβριο διαφορές μεγαλύτερες από 0,1 m/s εμφανίζονται μόνο στη δυτική περιοχή, με αύξηση της ταχύτητας μέχρι 0,3 m/s στις 23 – 24° και

ελάττωση της κατά 0,2 m/s δυτικότερα. Το Φεβρουάριο μείωση της ταχύτητας έως 0,4 m/s παρατηρείται δυτικά των 22°, ενώ ανατολικά των 24° η μέση ταχύτητα αυξάνεται από 0,2 έως 0,5 m/s. Το Μάρτιο η αύξηση της ταχύτητας περιορίζεται ανατολικά των 26° με μέγιστη τιμή τα 0,5 m/s στις 27,5°, ενώ στην υπόλοιπη περιοχή της τομής οι τιμές της μέσης ταχύτητας μειώνονται από 0,2 έως 0,5 m/s. Τους επόμενους δύο μήνες επικρατεί αύξηση της μέσης ταχύτητας σε όλο, σχεδόν, το μήκος της τομής. Τον Απρίλιο η αύξηση φτάνει μέχρι 0,5 m/s στο δυτικό τμήμα και μέχρι 0,4 m/s στο ανατολικό. Το Μάιο η περιοχή όπου αυξάνεται η μέση ταχύτητα εντοπίζεται μεταξύ 23 – 27,5°, με τιμές έως 0,4 m/s, ενώ στα δύο άκρα της τομής η ταχύτητα μειώνεται, έως 0,7 και 0,3 m/s στο δυτικό και ανατολικό άκρο, αντίστοιχα. Τον Ιούλιο η εικόνα των διαφορών είναι παρόμοια εκείνης του Μαΐου με τις αντίστοιχες μειώσεις να είναι 0,4 και 0,6 m/s, ενώ η αύξηση στο κεντρικό τμήμα φτάνει τα 0,3 m/s. Ο Ιούλιος χαρακτηρίζεται από ελάττωση τη μέσης ταχύτητας, με εξαίρεση την περιοχή 26 – 27° όπου εμφανίζεται αύξηση έως 0,2 m/s. Οι αρνητικές διαφορές φτάνουν τα 0,7 m/s στα άκρα της τομής και τα 0,6 m/s στην κεντρική περιοχή της. Η πιο έντονη διαφορά στη μέση ταχύτητα κατά τον Αύγουστο είναι η αύξηση της στο ανατολικό μέρος της τομής, όπου φτάνει έως 0,6 m/s.

Στο δυτικό τμήμα εμφανίζονται μικρότερες αρνητικές διαφορές, έως 0,3 m/s. Το Σεπτέμβριο επικρατεί ασθενής ελάττωση της μέσης ταχύτητας και μόνο ανατολικά των 27° ξεπερνά τα 0,2 m/s και φτάνει μέχρι 0,6 m/s. Τέλος, οι μήνες Οκτώβριος και Νοέμβριος κυριαρχούνται από αρνητικές διαφορές της μέσης ταχύτητας, με εντονότερες εκείνες του Οκτωβρίου στην κεντρική περιοχή της τομής, όπου ξεπερνούν τα 0,7 m/s. Στα ανατολικά οι διαφορές κυμαίνονται από -0,2 έως -0,5 m/s, ενώ στο δυτικό άκρο της τομής τον Οκτώβριο η μείωση φτάνει μέχρι 0,5 m/s, αλλά το Νοέμβριο εμφανίζεται ισχνή αύξηση έως 0,1 m/s.

Μεταβολή στις επικρατούσες διευθύνσεις του ανέμου παρατηρούνται τον Ιανουάριο, με ΒΔ – ΔΒΔ ανέμους να εμφανίζονται στο δυτικότερο τμήμα της τομής, Δ μεταξύ 23 και 25°, ενώ ανατολικά των 25° επικρατούν Β διευθύνσεις. Το Μάρτιο δυτικά των 24° επικρατούν ΔΒΔ άνεμοι. Η τελευταία αξιοσημείωτη

μεταβολή αφορά το Δεκέμβριο, όπου εμφανίζεται επικράτηση ΔΒΔ ανέμων δυτικά των 24°.



Σχήμα 5.13 Τομή δύσης – ανατολής με τις διαφορές των μέσων μηνιαίων ταχυτήτων από την περίοδο αναφοράς (χρωματική κλίμακα) και τις επικρατούσες μηνιαίες διευθύνσεις (βέλη) του επιφανειακού ανέμου, όπως προκύπτουν από τα δεδομένα του RegCM3, για τη 2^η μελλοντική περίοδο 2080 – 2100.

6 Ακραίες τιμές ανέμου

6.1 Generalized Extreme Value – GEV

Από τα μέσα του 20^{ου} αιώνα έως σήμερα η θεωρία των ακραίων τιμών έχει αναδειχθεί σε έναν από τους πιο σημαντικούς κλάδους της στατιστικής για τις θετικές επιστήμες, και όχι μόνο. Στόχος μίας ανάλυσης ακραίων τιμών, και ταυτόχρονα το ιδιαίτερο χαρακτηριστικό της, αποτελεί η ποσοτικοποίηση της στοχαστικής συμπεριφοράς μίας διεργασίας σε ασυνήθιστα υψηλά ή χαμηλά επίπεδα. Ειδικότερα, οι αναλύσεις ακραίων τιμών απαιτούν, συνήθως, εκτίμηση της πιθανότητας γεγονότων πιο ακραίων από αυτά που έχουν ήδη παρατηρηθεί. Ελλείψει εμπειρικών ή φυσικών κατευθυντήριων γραμμών με τις οποίες θα διατυπωθεί ένας κανόνας παρεκβολής, εξάγονται τυποποιημένα μοντέλα με βάση την ασυμπτωτική θεωρία.

Στην πιο απλή μορφή της, υποθέτοντας ότι μία σειρά n παρατηρήσεων συμβολίζεται ως $X_1, X_2, \dots, X_n$, τότε, $M_n = \max \{ X_1, \dots, X_n \}$ είναι η μέγιστη τιμή για μία περίοδο n παρατηρήσεων. Εάν ήταν γνωστή η ακριβής στατιστική συμπεριφορά των X_i , η αντίστοιχη συμπεριφορά του M_n θα μπορούσε να υπολογιστεί με ακρίβεια. Στην πράξη, η συμπεριφορά των X_i είναι άγνωστη, με αποτέλεσμα να είναι αδύνατοι οι ακριβείς υπολογισμοί του M_n . Ωστόσο, με κατάλληλες υποθέσεις η κατά προσέγγιση συμπεριφορά του M_n για μεγάλο πλήθος n προκύπτει από λεπτομερή θεωρήματα ορίων όταν $n \rightarrow \infty$, οδηγώντας σε μία οικογένεια μοντέλων που μπορεί να βαθμονομηθεί με βάση τις παρατηρούμενες τιμές του M_n . Η προσέγγιση αυτή μπορεί να οριστεί ως *παράδειγμα ακραίων τιμών* (*extreme value paradigm*), καθώς περιέχει μία αρχή για την παρεκβολή μοντέλων, βασισμένη στην εκτέλεση μαθηματικών ορίων ως προσεγγίσεις πεπερασμένων επιπέδων (Coles, 2001).

Είναι σημαντικό να αναφερθούν οι περιορισμοί που συνεπάγεται το παράδειγμα ακραίων τιμών. Αρχικά, τα μοντέλα αναπτύσσονται με βάση ασυμπτωτικά ορίσματα και απαιτείται προσοχή στην αντιμετώπιση τους ως ακριβή αποτελέσματα για πεπερασμένα δείγματα. Επίσης, τα μοντέλα

παράγονται με βάση ιδεατές συνθήκες, οι οποίες, πιθανώς, να μην αντιστοιχούν στη μελετώμενη διεργασία. Τέλος, κατά την εφαρμογή τους τα μοντέλα μπορεί να οδηγήσουν σε σπατάλη πληροφορίας (Palutikof et al., 1999).

Η κλασική θεωρία των ακραίων τιμών περιγράφει τον τρόπο με τον οποίο, για επαρκώς μεγάλες ακολουθίες ανεξάρτητων και ομοίως κατανεμημένων τυχαίων μεταβλητών, οι μέγιστες (ή ελάχιστες) τιμές δειγμάτων πλήθους n , για αρκετά μεγάλο n , μπορούν να περιγραφούν με μία από τις τρεις βασικές κατανομές ακραίων τιμών – *Gumbel*, *Frechet* και *Weibull* οι οποίες περιγράφηκαν στην ενότητα 4.4. Οι τρεις αυτές κατανομές συνδυάστηκαν από τον Von Mises (1954) σε μία οικογένεια κατανομών γνωστή ως *Γενικευμένη Κατανομή Ακραίων Τιμών – Generalized Extreme Value (GEV)*. Η οικογένεια των μοντέλων αυτών έχει συναρτήσεις κατανομής της μορφής

$$G(z) = \exp \left\{ - \left[1 + \xi \left(\frac{z-\mu}{\sigma} \right) \right]^{-\frac{1}{\xi}} \right\}, \quad 6.1$$

η οποία αποτελεί μία διαφορετική μορφή της συνάρτησης 4.10. Ορίζεται για $z = 1 + \xi \frac{(z-\mu)}{\sigma} > 0$, όπου οι παράμετροι ικανοποιούν τις $-\infty < \mu < \infty, \sigma > 0$ και $-\infty < \xi < \infty$. Το μοντέλο έχει τρεις παραμέτρους, την παράμετρο θέσης μ , την παράμετρο κλίμακας σ και την παράμετρο σχήματος ξ (Coles, 2001).

Στις αρχικές εφαρμογές της GEV συνηθιζόταν η επιλογή μίας εκ των τριών βασικών κατανομών και έπειτα γινόταν εκτίμηση των παραμέτρων της. Υπάρχουν δύο αδυναμίες σε αυτή τη σειρά βημάτων. Πρώτον, απαιτείται η κατάλληλη τεχνική για την επιλογή της καταλληλότερης από τις τρεις κατανομές για τα δεδομένα. Δεύτερον, αφότου επιλεγθεί η καταλληλότερη κατανομή, τα μετέπειτα συμπεράσματα θεωρούν ότι η επιλογή αυτή είναι σωστή, και δεν επιτρέπουν την αβεβαιότητα που συνεπάγεται μία τέτοια επιλογή, παρόλο που μπορεί να είναι σημαντική (Palutikof et al., 1999).

Το βασικότερο μειονέκτημα της κλασικής μεθόδου GEV είναι πως επιλέγεται μόνο μία τιμή από κάθε δείγμα, συνεπώς, μειώνονται τα διαθέσιμα για ανάλυση δεδομένα. Θα πρέπει, λοιπόν, να υπάρχει ένα αρκετά μεγάλο σύνολο δεδομένων, το οποίο θα χωριστεί σε επιμέρους δείγματα για να χρησιμοποιηθεί η μέγιστη τιμή καθενός από αυτά. Ο Cook (1985) προτείνει δεδομένα τουλάχιστον

20 ετών για αξιόπιστα αποτελέσματα, εφόσον η επιλογή αφορά τη μέγιστη τιμή κάθε έτους, και δηλώνει πως η μέθοδος δεν θα πρέπει να εφαρμόζεται για λιγότερα από 10 έτη (Palutikof et al., 1999).

Για να αντιμετωπιστεί το παραπάνω πρόβλημα και να αυξηθεί ο αριθμός των προς ανάλυση δεδομένων, έχουν αναπτυχθεί εναλλακτικές μέθοδοι που περιλαμβάνουν:

Α) Την αντικατάσταση της μίας τιμής ανά δείγμα από ένα πλήθος r τιμών ανά δείγμα.

Β) Τη μέθοδο των ανεξάρτητων καταιγίδων (*method of independent storms – MIS*), η οποία λαμβάνει υπόψη μία περίοδο όπου η ταχύτητα του ανέμου πέφτει κάτω από ένα ορισμένο κατώφλι, ώστε να διαχωρίζονται οι καταιγίδες. Έπειτα, επιλέγεται η μέγιστη τιμή ανέμου κάθε καταιγίδας και με μετά από περαιτέρω επεξεργασία το δείγμα των μεγίστων τιμών προσαρμόζεται στην GEV.

Γ) Τη μέθοδο των υπερβάσεων κατωφλίου – *peak over threshold (POT)* οποία χρησιμοποιεί τις τιμές των δεδομένων ενός δείγματος που υπερβαίνουν ένα καθορισμένο κατώφλι, η οποία εφαρμόζεται με τη γενικευμένη κατανομή *Pareto – generalized Pareto distribution (GPD)* (Palutikof et al., 1999).

6.2 Peak Over Threshold – POT

Η εξέλιξη της θεωρίας των ακραίων τιμών επιτρέπει την ανάλυση όλων των τιμών που υπερβαίνουν ένα καθορισμένο κατώφλι με τις μεθόδους POT. Χρησιμοποιείται μία ασυμπτωτική κατανομή, η γενικευμένη κατανομή *Pareto – GPD*, για να περιγράψει τη συμπεριφορά των γεγονότων πάνω από το καθορισμένο κατώφλι. Όπως η κατανομή GEV, η GPD έχει μια παράμετρο σχήματος ξ και μία παράμετρο κλίμακας σ . Τα μέγιστα των δειγμάτων των γεγονότων από τη κατανομή GPD ακολουθούν την κατανομή GEV και έχουν παράμετρο σχήματος ίση με την παράμετρο σχήματος της αρχικής GPD. Για επαρκώς υψηλά κατώφλια, ο ετήσιος αριθμός των παρατηρήσεων πάνω από το

κατώφλι (ρυθμός υπέρβασης – excess rate) είναι χαμηλός και ακολουθεί κατανομή Poisson. Η αθροιστική συνάρτηση κατανομής της GPD είναι

$$H(y) = 1 - \left[1 - \frac{\xi y}{\sigma}\right]^{-\frac{1}{\xi}} \quad 6.2$$

και ορίζεται για $y > 0$ και $\left(1 + \frac{\xi y}{\sigma}\right)^{-\frac{1}{\xi}}$, όπου $y = x - u$ και u είναι το καθορισμένο κατώφλι. Δηλαδή οι τιμές των $x - u$ αποτελούν τις υπερβάσεις. Για $\xi = 0$, η GPD αποτελεί την εκθετική κατανομή

$$H(y) = 1 - \exp\left(-\frac{y}{\sigma}\right), \text{ για } y > 0. \quad 6.3$$

Για να υπολογιστούν τα ποσοστημόρια, είναι απαραίτητο να εκτιμηθεί ο ρυθμός υπέρβασης του κατωφλίου. Εάν υποτεθεί ότι η διαδικασία υπέρβασης είναι τύπου Poisson με ρυθμό λ ανά έτος, μία αβίαστη εκτίμηση αποτελεί η $\lambda = n / M$, όπου n είναι ο συνολικός αριθμός των υπερβάσεων του επιλεγμένου κατωφλίου u , και M είναι το πλήθος των ετών. Ο αριθμητικός υπολογισμός των παραμέτρων της GPD είναι απλούστερος από αυτόν της GEV, καθώς το u είναι γνωστό και πρέπει να βρεθούν μόνο οι παράμετροι σ και ξ (για $\xi \neq 0$) (Coles, 2001).

6.2.1 Επιλογή κατωφλίου και χρονικού διαστήματος μεταξύ γεγονότων

Η θεωρία των ακραίων τιμών στηρίζεται στην υπόθεση της ανεξαρτησίας των παρατηρήσεων. Για τις μεθόδους POT, η ανεξαρτησία προϋποθέτει ένα συνδυασμό μεταξύ της τιμής του κατωφλίου και του ελάχιστου χρονικού διαστήματος μεταξύ των γεγονότων. Επιλέγοντας ένα υψηλό όριο μπορεί να μειωθεί το χρονικό διάστημα χωρίς να διακινδυνεύεται η ανεξαρτησία των γεγονότων, ενώ αν η τιμή του κατωφλίου είναι μικρή θα πρέπει να αυξηθεί το χρονικό διάστημα. (Walshaw, 1994).

Από τη μία πλευρά, το όριο θα πρέπει να τεθεί αρκετά ψηλά, ώστε να επιλέγονται πραγματικά ακραίες τιμές με ρυθμούς τύπου Poisson. Αν δεν συμβαίνει κάτι τέτοιο, η κατανομή των επιλεγμένων ακραίων δε θα συγκλίνει προς την ασύμπτωτη GPD. Το αποτέλεσμα μπορεί να είναι μια λανθασμένη ένδειξη της σωστής ασύμπτωτης (π.χ. μια κατανομή τύπου III αντί του σωστού

τύπου I). Ταυτόχρονα, το όριο πρέπει να τεθεί αρκετά χαμηλά ώστε να διασφαλίζεται ότι έχουν επιλεγεί αρκετά δεδομένα για ικανοποιητικό προσδιορισμό των παραμέτρων της (Abild et al., 1992). Συνεπώς, για την επιλογή της τιμής του κατωφλίου θα πρέπει να βρεθεί η χρυσή τομή που ικανοποιεί τις δύο παραπάνω συνθήκες και, επίσης, η τιμή αυτή να είναι κατάλληλη για την κλιματολογία της περιοχής μελέτης.

Για τη διασφάλιση της ανεξαρτησίας των παρατηρήσεων, πολλοί συγγραφείς χρησιμοποιούν ένα διάστημα 48 ωρών για μελέτη κλιματολογίας ανέμων στην Ευρώπη (π.χ. Cook, 1985; Gusella, 1991). Ο Walshaw (1994) χρησιμοποιεί χρονικό διάστημα 60 ωρών για τη μελέτη του με δεδομένα ανέμου στο Sheffield (Palutikof et al, 1999).

6.3 Παραμετρικές μέθοδοι

Παρόλο που η επιλογή του κατωφλίου αποτελεί το βασικό στάδιο στη μελέτη των ακραίων τιμών, συχνά είναι υποκειμενική και εξαρτάται από την κρίση του εκάστοτε ερευνητή (Beguiria, 2005). Οι ασάφειες στην επιλογή του κατάλληλου κατωφλίου μπορούν να περιοριστούν με την εφαρμογή διαφορετικών προσεγγίσεων της POT στα δεδομένα. Στην παρούσα εργασία επιλέχθηκαν τρεις παραμετρικές μέθοδοι POT, η *Mean Residual Life – MRL*, η *Threshold Choice – TC*, και η *Dispersion Index – DI*.

Η *Mean Residual Life – MRL* είναι βασισμένη στη μέση τιμή της GPD. Εάν οι υπερβάσεις y πάνω από ένα κατώφλι u ακολουθούν κατανομή GPD με παραμέτρους σ και ξ , τότε ισχύει

$$E(y) = \frac{\sigma}{1-\xi} \text{ για } \xi < 1. \quad 6.4$$

Για $\xi \geq 1$ η μέση τιμή ισούται με ∞ . Αν η GPD περιγράφει τις υπερβάσεις πάνω από ένα κατώφλι u_0 που προκύπτει από μία σειρά δεδομένων X_n , τότε

$$E(X - u_0 | X > u_0) = \frac{\sigma_{u_0}}{1-\xi}, \text{ για } \xi < 1 \quad 6.5$$

όπου, το σ_{u_0} δηλώνει την παράμετρο κλίμακας που αντιστοιχεί στις υπερβάσεις του κατωφλίου u_0 . Εφόσον η GPD ισχύει για τις υπερβάσεις του u_0 , θα πρέπει να

ισχύει για όλα τα κατώφλια $u > u_0$, με κατάλληλες αλλαγές τις παραμέτρου κλίμακας σε σ_u . Έτσι, για $u > u_0$ ισχύει

$$E(X - u_0 | X > u_0) = \frac{\sigma_u}{1-\xi} = \frac{\sigma_{u_0} + \xi u}{1-\xi} \text{ για } \xi < 1. \quad 6.6$$

Οπότε, για $u > u_0$ η 6.6 αποτελεί γραμμική συνάρτηση του u . Επιπλέον, η $E(X - u_0 | X > u_0)$ αποτελεί τη μέση τιμή των υπερβάσεων του κατωφλίου u , ο δειγματικός μέσος των οποίων παρέχει μία εμπειρική εκτίμηση. Σύμφωνα με την 6.6 οι εκτιμήσεις αυτές αναμένεται να μεταβάλλονται γραμμικά με το u , για τιμές του u όπου η GPD είναι κατάλληλη. Η περιοχή των σημείων

$$\left(u, \frac{1}{n_u} \sum_{i=1}^{n_u} (x_i - u)\right) \text{ για } u < x_{max} \quad 6.7$$

όπου, τα x_i αποτελούνται από n_u παρατηρήσεις που υπερβαίνουν το u και x_{max} είναι η μεγαλύτερη από αυτές, δημιουργεί το διάγραμμα της *mean residual life*. Πάνω από ένα κατώφλι u_0 στο οποίο η GPD περιγράφει τις υπερβάσεις, το διάγραμμα *MRL* θα πρέπει να είναι, κατά προσέγγιση, γραμμικό ως προς το u .

Η δεύτερη μέθοδος, *Threshold Choice – TC*, αφορά την προσαρμογή της GPD σε ένα εύρος κατωφλίων όπου εξετάζεται η σταθερότητα των εκτιμώμενων παραμέτρων. Βασίζεται στη συνθήκη ότι αν μία GPD περιγράφει ικανοποιητικά τις υπερβάσεις πάνω από ένα κατώφλι u_0 , τότε οι υπερβάσεις ενός κατωφλίου $u > u_0$ θα ακολουθούν, επίσης, κατανομή Pareto. Οι παράμετροι σχήματος των δύο κατανομών θα είναι ίδιες. Ωστόσο, από την 6.3 προκύπτει ότι

$$\sigma_u = \sigma_{u_0} + \xi(u - u_0), \quad 6.7$$

Συνεπώς, η παράμετρος σχήματος μεταβάλλεται με το u εκτός εάν $\xi = 0$. Αυτή η δυσκολία παρακάμπτεται με εκ νέου παραμετροποίηση της σ της GPD ως

$$\sigma^* = \sigma_u - \xi u, \quad 6.8$$

η οποία είναι σταθερή σε σχέση με το u με βάση την 6.7. Οπότε, οι εκτιμήσεις των σ^* και ξ θα πρέπει να είναι, κατά προσέγγιση, σταθερές πάνω από το u_0 ώστε αυτό να θεωρηθεί κατάλληλο κατώφλι.

Με βάση τα παραπάνω σχεδιάζονται ξεχωριστά διαγράμματα των σ^* και ξ ως προς το u , από τα οποία επιλέγεται η μικρότερη τιμή του u για την οποία οι παράμετροι παρουσιάζουν σταθερότητα. Σχεδιάζονται, επίσης, και τα όρια

εμπιστοσύνης των εκτιμώμενων παραμέτρων με βάση των πίνακα συνδιακύμανσης V .

Η τρίτη μέθοδος, *Dispersion Index – DI*, βασίζεται στο ότι η θεωρία των ακραίων τιμών υποδηλώνει ότι οι υπερβάσεις ενός κατωφλίου u_0 σε κάποιο δείγμα ακολουθούν μία κατανομή Poisson. Εάν $N(t)$ είναι μία μεταβλητή που αντιπροσωπεύει το πλήθος των εμφανίσεων ενός γεγονότος σε ένα χρονικό διάστημα t , n είναι το συνολικό πλήθος των εμφανίσεων στην περίοδο μελέτης και $\lambda(t)$ είναι ο ρυθμός εμφάνισης στο χρονικό διάστημα t , δηλαδή, $\lambda = n / N$, τότε η πιθανότητα εμφάνισης του N μπορεί να εκτιμηθεί από την ανομοιογενή διαδικασία Poisson ως

$$P\left(N = \frac{n}{\lambda}\right) = e^{-\lambda} \frac{\lambda^n}{n!}, \quad n = 1, 2, 3, \dots \quad 5.9$$

Εδώ, ο ρυθμός εμφάνισης λ αφορά τις υπερβάσεις του κατωφλίου u_0 στο χρονικό διάστημα t που ορίζεται ως ένα έτος. Για να ισχύει η διαδικασία Poisson οι εμφανίσεις θα πρέπει να είναι ανεξάρτητες. Η καταλληλότητα του κατωφλίου u_0 ώστε να ισχύει η διαδικασία Poisson εξετάζεται με την εφαρμογή του *δείκτη διασποράς – dispersion index* (Cunnane, 1979)

$$DI = \frac{s^2}{\lambda} \quad 5.10$$

όπου s^2 είναι η διακύμανση της διαδικασίας Poisson. Ο DI θα πρέπει ισούται, κατά προσέγγιση, με τη μονάδα. Τα όρια εμπιστοσύνης για τον DI υπολογίζονται με έλεγχο χ^2 (Wilks, 2011).

6.4 Μη παραμετρικές μέθοδοι

Η μη παραμετρική προσέγγιση δεν περιέχει υποθέσεις σχετικά με την κατανομή πιθανότητας των δεδομένων. Οι ακραίες τιμές μπορούν να εκτιμηθούν υποκειμενικά με τη χρήση ποσοστημορίων, με την επιλογή των ποσοστημορίων πάντων από τα οποία οι τιμές μπορεί να θεωρηθούν ακραίες να εξαρτάται από τον εκάστοτε ερευνητή. Στην παρούσα εργασία, όπου κύριος στόχος είναι ο προσδιορισμός κατωφλίων ακραίων τιμών ανέμου με τις παραμετρικές μεθόδους, η χρήση των ποσοστημορίων βοηθά να γίνει σύγκριση των αποτελεσμάτων των παραμετρικών μεθόδων και να υπάρχει μία εικόνα του

επιπέδου των τιμών των κατωφλίων που προκύπτουν από την εφαρμογή τους. Χρησιμοποιούνται οι δείκτες ποσοστημορίων $pq90$ (90%), $pq95$ (95%), και $pq99$ (99%).

Οι παραμετρικές και οι μη παραμετρικές μέθοδοι εφαρμόζονται στα δεδομένα ημερήσιας ταχύτητας των 3142 σημείων πλέγματος του RegCM3. Τα δεδομένα εισόδου για την εφαρμογή των τριών παραμετρικών μεθόδων αποτελούν προϊόν ομαδοποίησης (clustering) ώστε να διασφαλιστεί η ανεξαρτησία τους, σε συμφωνία με τη θεωρία των ακραίων τιμών. Η εξαγωγή κατωφλίων για τόσο μεγάλο πλήθος σημείων πλέγματος επιβάλλει τη εφαρμογή μίας αυτοματοποιημένης διαδικασίας αντί του προσδιορισμού των κατωφλίων από τα σχετικά διαγράμματα των μεθόδων POT. Η αυτοματοποίηση της διαδικασίας αποτελεί εξέλιξη αυτής ανέπτυξαν οι Anagnostopoulou and Tolika (2011) στη μελέτη τους για ακραίες τιμές βροχόπτωσης στον ευρωπαϊκό χώρο. Τόσο η ομαδοποίηση, όσο και η εφαρμογή των μεθόδων POT έγιναν με τη βοήθεια του πακέτου “POT” της στατιστικής γλώσσας προγραμματισμού “R”.

6.4.1 Ομαδοποίηση

Για τα δεδομένα των σημείων πλέγματος, $x_{i,j}$, όπου, $i = 1, 2, \dots, K$ είναι το πλήθος των παρατηρήσεων σε κάθε σημείο πλέγματος, και $j = 1, 2, \dots, 3142$ είναι τα σημεία πλέγματος, η ομαδοποίηση για κάθε σημείο πλέγματος, j , γίνεται με την συνδυασμένη εφαρμογή δύο κριτηρίων. Το πρώτο κριτήριο αφορά ένα όριο της τιμής της ταχύτητας του ανέμου και το δεύτερο τη χρονική απόσταση που θα πρέπει να έχουν δύο τιμές ώστε να είναι ανεξάρτητες. Το όριο τιμής της ταχύτητας του ανέμου που επιλέχθηκε σε κάθε σημείο πλέγματος είναι $u_0 = X_{\text{διάμεσος}} + X_{\text{τυπική απόκλιση}}$, για $i = 1, 2, \dots, K$, σύμφωνα με τις Anagnostopoulou and Tolika, 2011, ενώ ως χρονικό διάστημα επιλέχθηκαν οι 3 ημέρες. Στα δεδομένα κάθε σημείου πλέγματος η 1^η ομάδα αρχίζει όταν $x_{i,j} > u_0$ και τελειώνει όταν $x_{i+m,j} < u_0$ και ταυτόχρονα $m \geq 3$, όπου, $m = 1, 2, \dots, M$ είναι ο αύξων αριθμός των ημερών μετά την έναρξη της ομάδας. Μετά τη λήξη μίας ομάδας ελέγχεται η επόμενη τιμή όπου $x_{i,j} > u_0$ ώστε να ξεκινήσει η επόμενη ομάδα και επαναλαμβάνεται η ίδια διαδικασία για το σύνολο των δεδομένων κάθε σημείου

πλέγματος. Στη συνέχεια, από τις ομάδες που έχουν δημιουργηθεί επιλέγεται η μέγιστη τιμή της κάθε μίας και οι μέγιστες αυτές τιμές αποτελούν τα δεδομένα εισόδου στην εφαρμογή των παραμετρικών μεθόδων POT.

6.5 Αυτοματοποιημένη μέθοδος επιλογής κατωφλίου

Για την εφαρμογή των τριών παραμετρικών μεθόδων POT σε κάθε σημείο πλέγματος, γίνεται χρήση των δεδομένων που προέκυψαν από την αντίστοιχη ομαδοποίηση. Αρχικά, οι τρεις μέθοδοι εφαρμόζονται για τα δεδομένα των 15 γειτονικών σημείων πλέγματος, ώστε να προσδιοριστούν οπτικά τα αντίστοιχα κατώφλια u από τα διαγράμματα που προκύπτουν. Στη συνέχεια γίνονται, για κάθε μέθοδο, δοκιμές αυτοματοποιημένων διαδικασιών ώστε να επιλεχθεί αυτή που δίνει τα πλησιέστερα αποτελέσματα τιμών κατωφλίου, u , σε σχέση με αυτά της οπτικής μεθόδου. Έπειτα, η αυτοματοποιημένη διαδικασία που έδωσε τα καλλίτερα αποτελέσματα εφαρμόζεται στο σύνολο των 3142 σημείων πλέγματος.

Από την εφαρμογή της MRL σε ένα σύνολο δεδομένων, προκύπτει ένας πίνακας δεδομένων, όπου μία στήλη περιέχει τις τιμές κατωφλίου, u , και μία δεύτερη στήλη περιέχει τις τιμές της μέσης υπέρβασης για το αντίστοιχο u . Με τα δεδομένα αυτών των στηλών κατασκευάζεται το διάγραμμα της MRL, με τις τιμές u στον άξονα x και τις τιμές της μέσης υπέρβασης στον άξονα y . Από το διάγραμμα της MRL η επιλογή της κατάλληλης τιμής κατωφλίου βασίζεται στην εύρεση της περιοχής όπου εμφανίζεται γραμμικότητα μεταξύ των τιμών της μέσης υπέρβασης και της τιμής κατωφλίου, u . Για να γίνει αυτόματα η επιλογή της περιοχής αυτής δημιουργείται μία επαναληπτική διαδικασία με την οποία, αρχικά, υπολογίζεται με έναρξη κάθε ζεύγος τιμών του πίνακα δεδομένων της MRL, η τιμή του συντελεστή προσδιορισμού (coefficient of determination), R^2 , για ένα πλήθος τιμών $n = \text{πλήθος τιμών ομαδοποίησης} / 15$. Έπειτα, υπολογίζεται ο συντελεστής διακύμανσης (coefficient of variation), c_v , για τις τιμές R^2 , για το ίδιο πλήθος n . Στη συνέχεια, για κάθε u εντοπίζονται οι περιπτώσεις όπου ικανοποιούνται ταυτόχρονα οι $R^2 > 0,85$ και $c_v < 0,15$ και επιλέγεται η τιμή τελευταία τιμή u όπου ισχύουν οι δύο συνθήκες. Η διαδικασία σταματά όταν $R^2 =$

0. Η επιλογή του αριθμού 15 για τον υπολογισμό του n προέκυψε από δοκιμές με διάφορους αριθμούς (6, 8, 10, 12 και 15).

Από την εφαρμογή της μεθόδου TC προκύπτει ένας πίνακας δεδομένων τριών στηλών, με την με την πρώτη να περιέχει τιμές κατωφλίων, u , και τις άλλες δύο να περιέχουν τις τιμές των παραμέτρων κλίμακας, σ^* , και σχήματος, ξ , για την αντίστοιχη τιμή u . Από τις τιμές αυτές σχεδιάζονται τα δύο διαγράμματα της μεθόδου TC, με τις τιμές u στον άξονα x και τις τιμές των σ^* ή ξ στον άξονα y κατά περίπτωση. Η κατάλληλη τιμή κατωφλίου, u , επιλέγεται οπτικά στην περιοχή όπου οι τιμές σ^* ή ξ παρουσιάζουν σταθερότητα. Στην αυτοματοποιημένη διαδικασία, αρχικά, υπολογίζονται σε κάθε ζεύγος τιμών $u - \sigma^*$ και $u - \xi$ οι τιμές της κλίσης της ευθείας ελαχίστων τετραγώνων και η τυπική απόκλιση, για ζεύγη τιμών $u - \sigma^*$ και $u - \xi$ πλήθους $n = \text{πλήθος τιμών ομαδοποίησης} / 8$. Έπειτα ελέγχεται για κάθε σειρά τιμών εάν η τιμή της κλίσης είναι μεταξύ -0,05 και 0,05 και της τυπικής απόκλισης μεταξύ -0,07 και 0,07 για την παράμετρο σ^* , ενώ για την παράμετρο ξ εάν η τιμή της κλίσης είναι μεταξύ -0,01 και 0,01 και η τιμή της τυπικής απόκλισης μεταξύ -0,1 και 0,1. Για κάθε παράμετρο επιλέγεται η τιμή κατωφλίου, u , που αντιστοιχεί στην τελευταία θέση όπου ικανοποιούνται οι συνθήκες των τιμών της κλίσης και της τυπικής απόκλισης και στη συνέχεια υπολογίζεται η μέση τιμή των δύο τιμών u ως τελική τιμή κατωφλίου. Η επιλογή του αριθμού 8 για τον υπολογισμό του n προέκυψε από δοκιμές με διάφορους αριθμούς (6, 8, 10, 12 και 15).

Από την εφαρμογή της μεθόδου DI προκύπτει ένας πίνακας δεδομένων δύο στηλών, με την πρώτη να περιέχει τιμές κατωφλίων, u , και η δεύτερη τιμές του δείκτη διασποράς για την αντίστοιχη τιμή u . Από τις τιμές αυτές σχεδιάζεται το διάγραμμα DI, με τις τιμές u στον άξονα x και τις τιμές DI στον άξονα y . Η κατάλληλη τιμή κατωφλίου, u , επιλέγεται οπτικά στην περιοχή όπου οι τιμές DI παρουσιάζουν σταθερότητα με τιμή κοντά στη μονάδα. Στην αυτοματοποιημένη διαδικασία, αρχικά, υπολογίζονται σε κάθε ζεύγος τιμών $u - DI$ οι τιμές της κλίσης της ευθείας ελαχίστων τετραγώνων, για ζεύγη τιμών $u - DI$ πλήθους $n = \text{πλήθος τιμών ομαδοποίησης} / 10$. Έπειτα ελέγχεται για κάθε DI εάν $0,8 \leq DI \leq 1,2$. Εφόσον ικανοποιείται η συνθήκη τιμής του DI ελέγχεται εάν η αντίστοιχη κλίση

είναι $-0,15 \leq \kappaλίση \leq 0,15$. Εάν ικανοποιούνται οι δύο συνθήκες επιλέγεται η τιμή κατωφλίου u που αντιστοιχεί σε εκείνο το σημείο και η διαδικασία τερματίζεται. Η επιλογή του αριθμού 10 για τον υπολογισμό του n προέκυψε από δοκιμές με διάφορους αριθμούς (6, 8, 10, 12 και 15).

6.5.1 Σύγκριση οπτικής – αυτοματοποιημένης επιλογής τιμής κατωφλίου

Για να υπάρχει μία εικόνα της εγγύτητας των τιμών κατωφλίου που προκύπτουν από την αυτοματοποιημένη διαδικασία γίνεται σύγκριση με αυτές του οπτικού προσδιορισμού με χρήση των διαγραμμάτων των POT μεθόδων. Η σύγκριση γίνεται στα αποτελέσματα πέντε γειτονικών σημείων πλέγματος, τέσσερα από τα οποία βρίσκονται σε κάθε μία από τις τέσσερις περιοχές που διαχωρίστηκαν από εφαρμογή της PCA (Λήμνος, Ρόδος, Κύθηρα και Άκτιο), ενώ το πέμπτο αφορά το γειτονικό σημείο πλέγματος του σταθμού της Νάξου.

Στο σχήμα 6.1 παρουσιάζονται τα διαγράμματα που προκύπτουν από την εφαρμογή των παραμετρικών μεθόδων POT για το γειτονικό σημείο πλέγματος του σταθμού της Νάξου. Με κόκκινη διακεκομμένη γραμμή προσδιορίζεται το κατώφλι της ακραίας τιμής εμπειρικά από τα διαγράμματα. Με βάση την εικόνα των διαγραμμάτων φαίνεται λογική μία τιμή κατωφλίου περίπου 13 m/s. Οι τιμές που προέκυψαν από την αυτοματοποιημένη διαδικασία είναι: $u_{mrl} = 13$ m/s, $u_{di} = 12,8$ m/s και $u_{tc} = 12,9$ m/s.

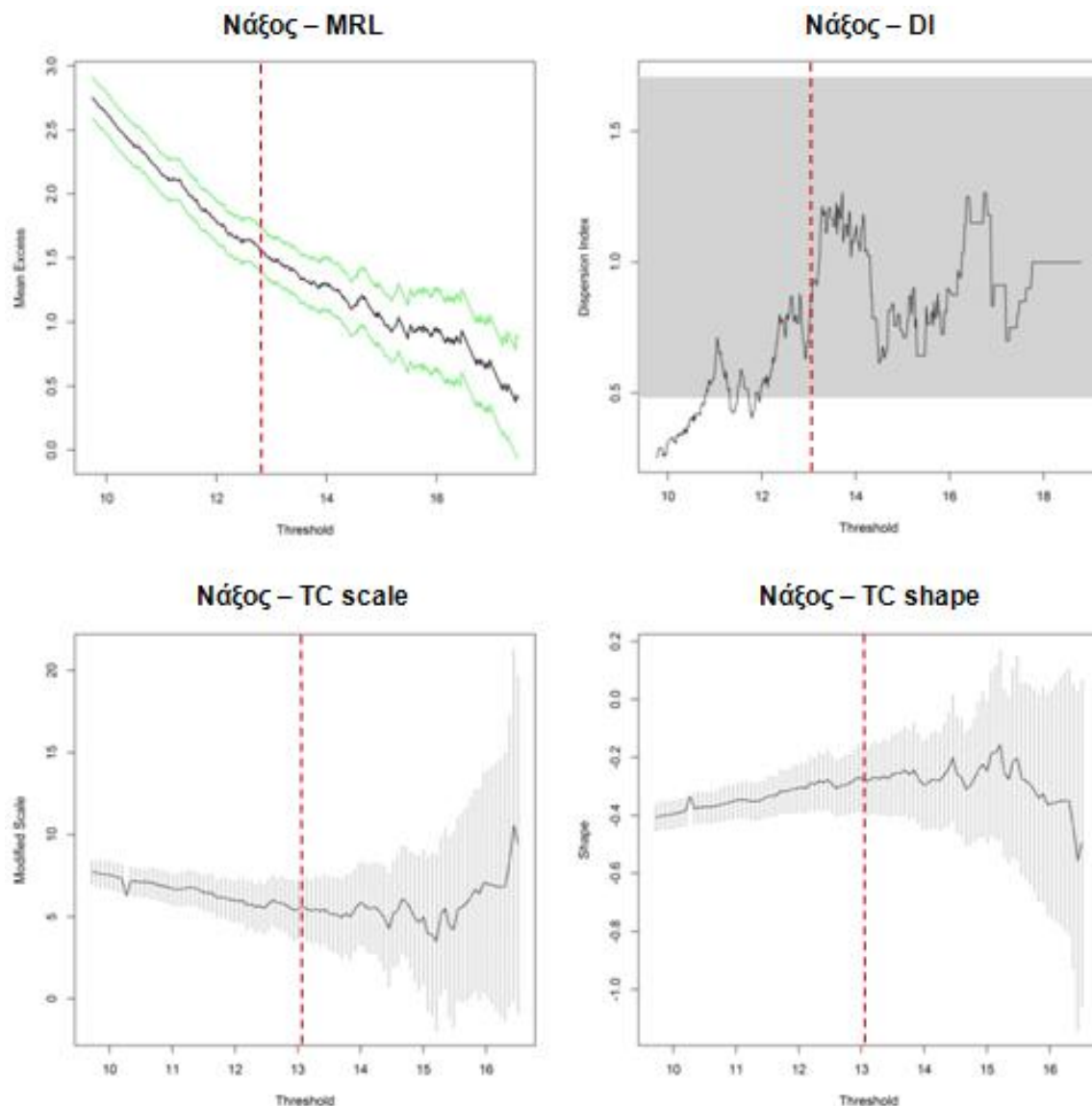
Αντίστοιχα, από τα διαγράμματα για το σημείο πλέγματος της Λήμνου (σχήμα 6.2), φαίνεται λογική μία τιμή κατωφλίου κοντά στα 9,5 m/s. Οι τιμές που προέκυψαν από την αυτοματοποιημένη διαδικασία είναι: $u_{mrl} = 9,2$ m/s, $u_{di} = 9,5$ m/s και $u_{tc} = 10,2$ m/s.

Για το σημείο πλέγματος της Ρόδου (σχήμα 6.3) η τιμή κατωφλίου φαίνεται να βρίσκεται, περίπου, στα 11 m/s. Οι τιμές που προέκυψαν από την αυτοματοποιημένη διαδικασία είναι: $u_{mrl} = 9,6$ m/s, $u_{di} = 10,5$ m/s και $u_{tc} = 12,4$ m/s.

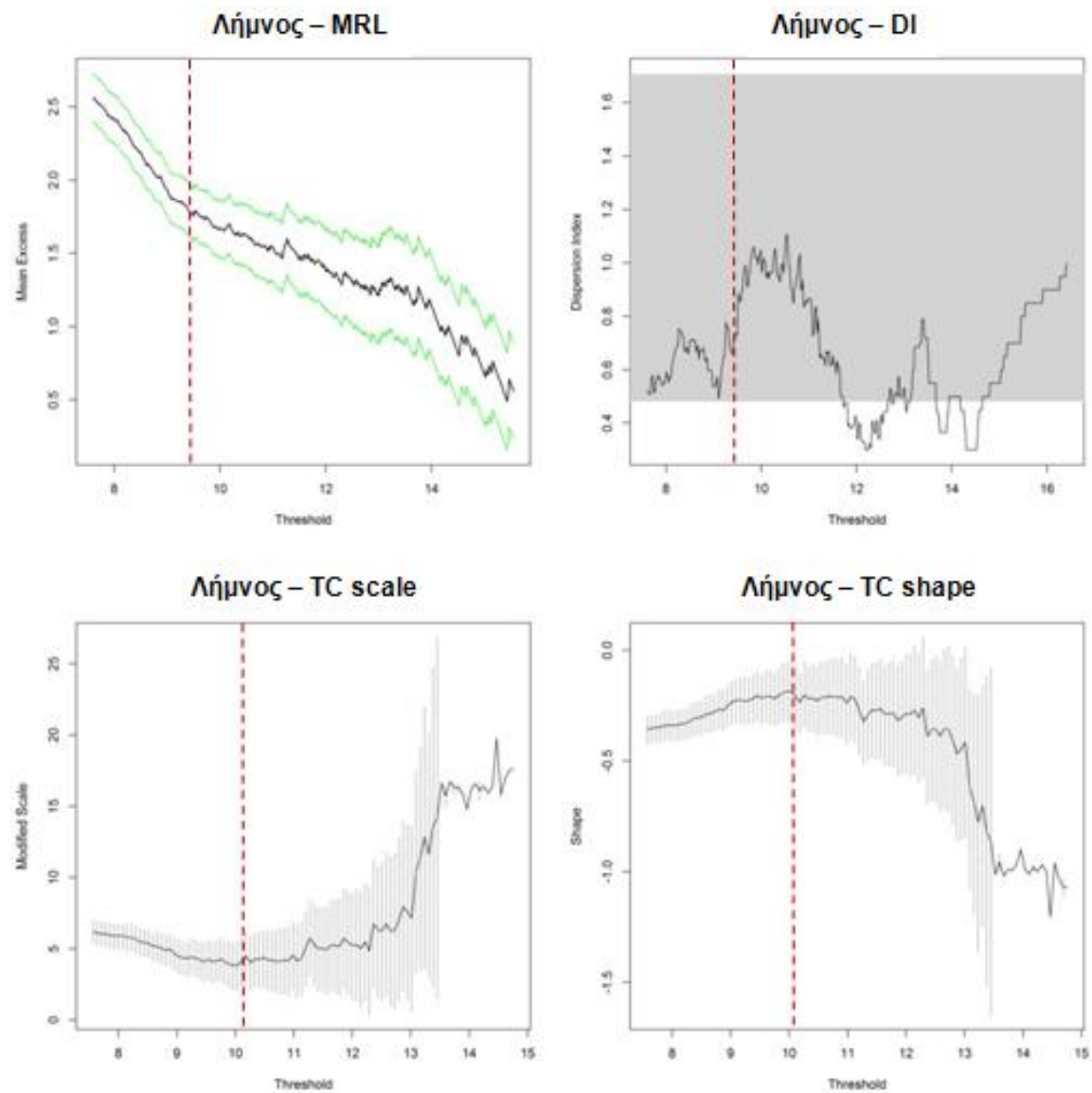
Το όριο για το σημείο πλέγματος των Κυθήρων εντοπίζεται κοντά στα 11,5 m/s από τα διαγράμματα των μεθόδων MRL και TC (σχήμα 6.4), ενώ από το διάγραμμα της μεθόδου DI εντοπίζεται υψηλότερα, περίπου στα 13 m/s. Από τα

αποτελέσματα της αυτοματοποιημένης διαδικασίας προκύπτουν τιμές κατωφλίων $u_{mrl} = 11,6 \text{ m/s}$, $u_{di} = 13 \text{ m/s}$ και $u_{tc} = 13,7 \text{ m/s}$.

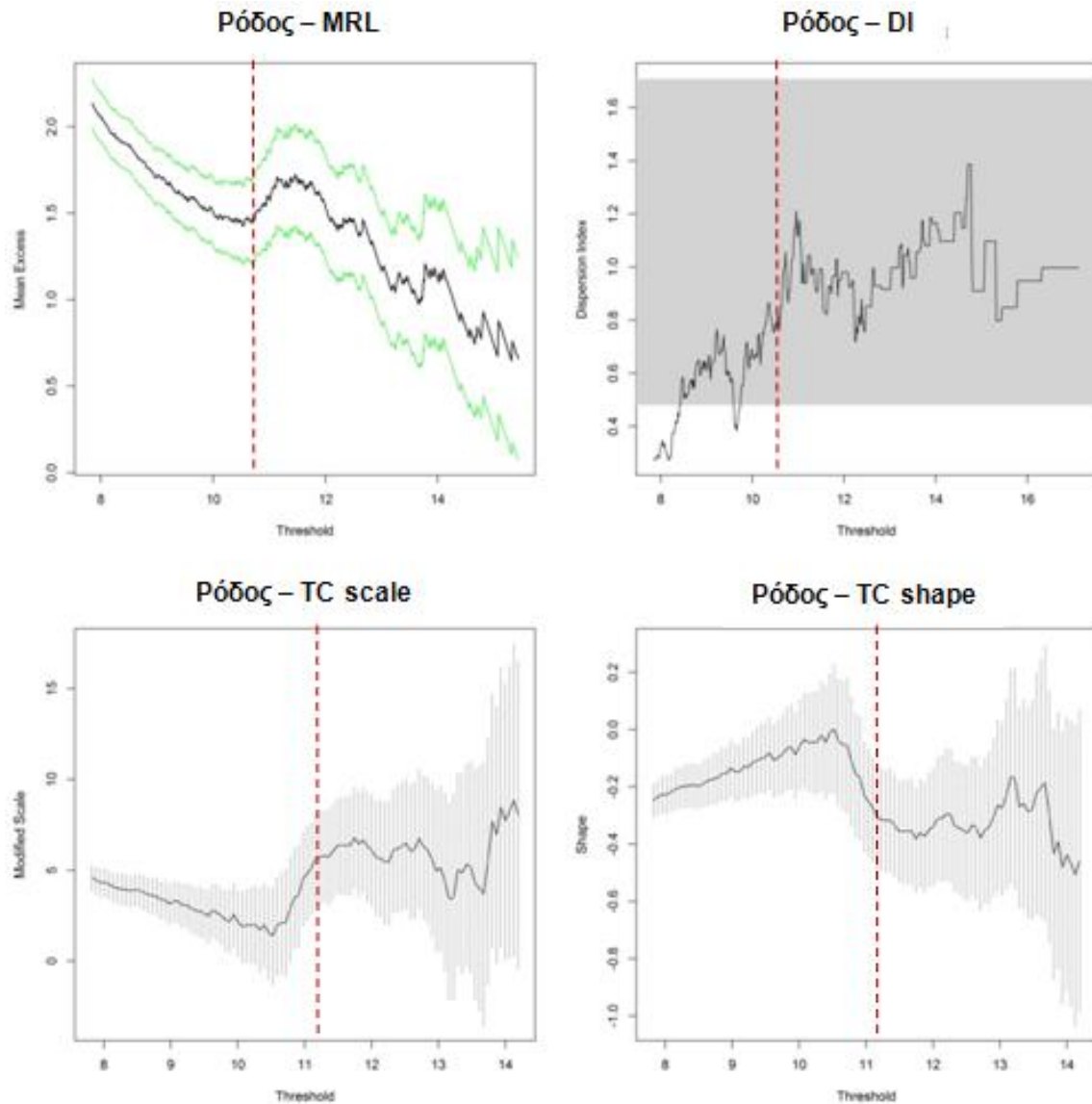
Τέλος, για το σημείο πλέγματος του Ακτίου προκύπτει από τα διαγράμματα των τριών μεθόδων POT (σχήμα 6.5) τιμή κατωφλίου κοντά στα 9 m/s . Οι τιμές που προέκυψαν από την αυτοματοποιημένη διαδικασία είναι: $u_{mrl} = 7,6 \text{ m/s}$, $u_{di} = 8,4 \text{ m/s}$ και $u_{tc} = 8,9 \text{ m/s}$.



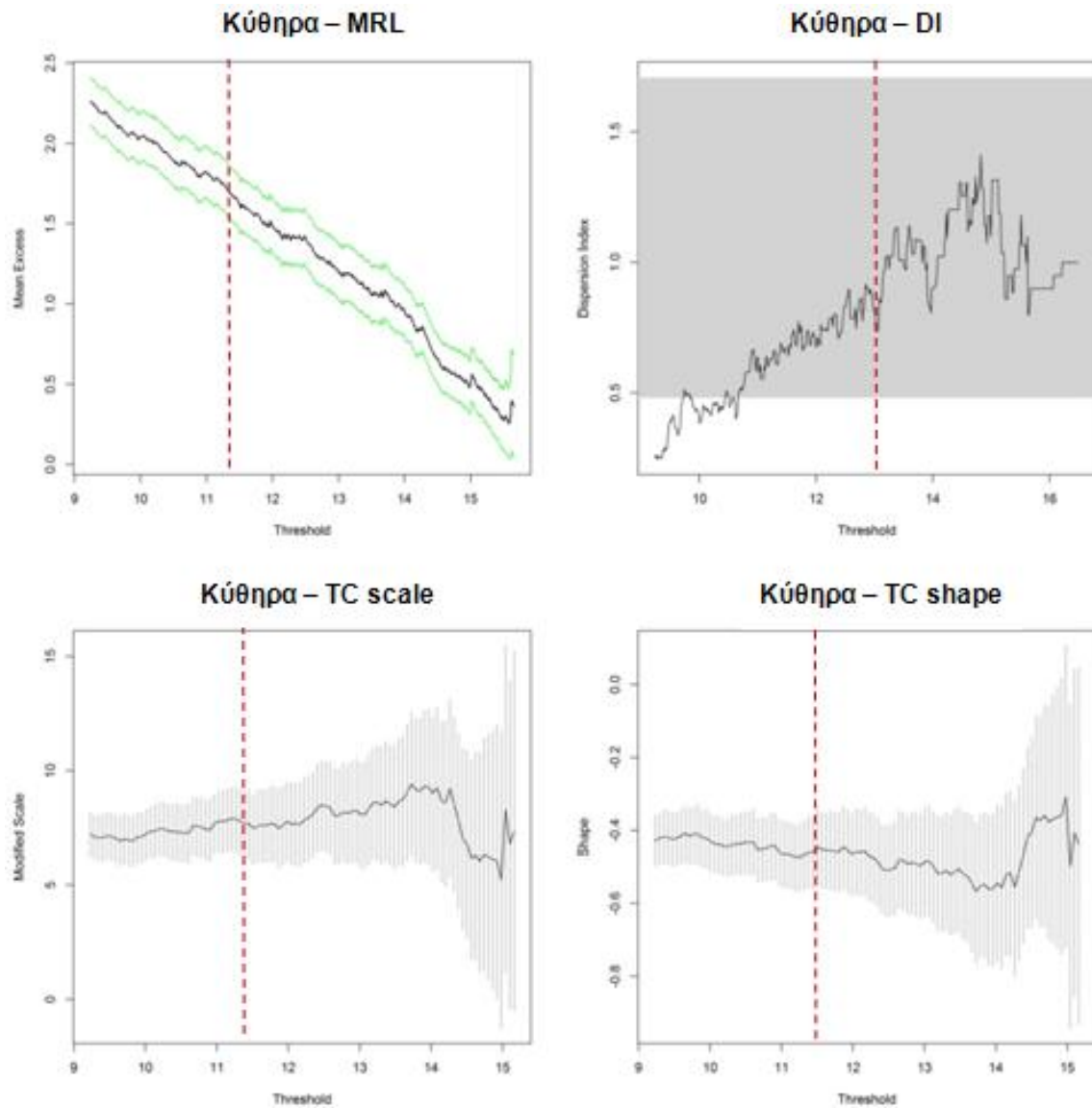
Σχήμα 6.1 Διαγράμματα των τριών παραμετρικών μεθόδων για την επιλογή κατωφλίου ακραίας τιμής ανέμου για το γειτονικό σημείο πλέγματος της Νάξου.



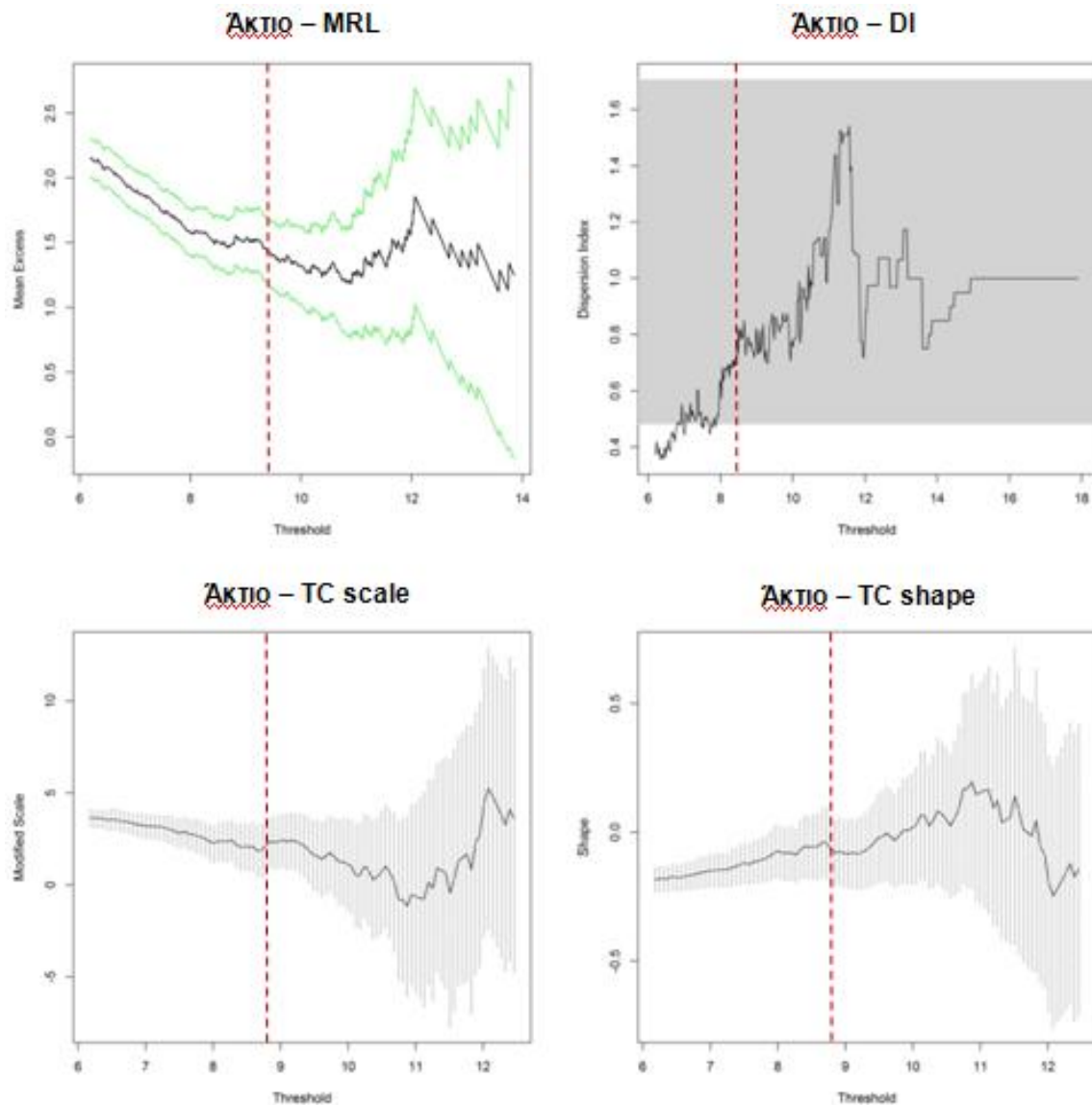
Σχήμα 6.2 Διαγράμματα των τριών παραμετρικών μεθόδων για την επιλογή κατωφλίου ακραίας τιμής ανέμου για το γειτονικό σημείο πλέγματος της Λήμνου.



Σχήμα 6.3 Διαγράμματα των τριών παραμετρικών μεθόδων για την επιλογή κατωφλίου ακραίας τιμής ανέμου για το γειτονικό σημείο πλέγματος της Ρόδου.



Σχήμα 6.4 Διαγράμματα των τριών παραμετρικών μεθόδων για την επιλογή κατωφλίου ακραίας τιμής ανέμου για το γειτονικό σημείο πλέγματος των Κυθήρων.



Σχήμα 6.5 Διαγράμματα των τριών παραμετρικών μεθόδων για την επιλογή κατωφλίου ακραίας τιμής ανέμου για το γειτονικό σημείο πλέγματος του Ακτίου.

6.6 Αποτελέσματα παραμετρικών και μη παραμετρικών μεθόδων

6.6.1 Περίοδος αναφοράς 1980 – 2000

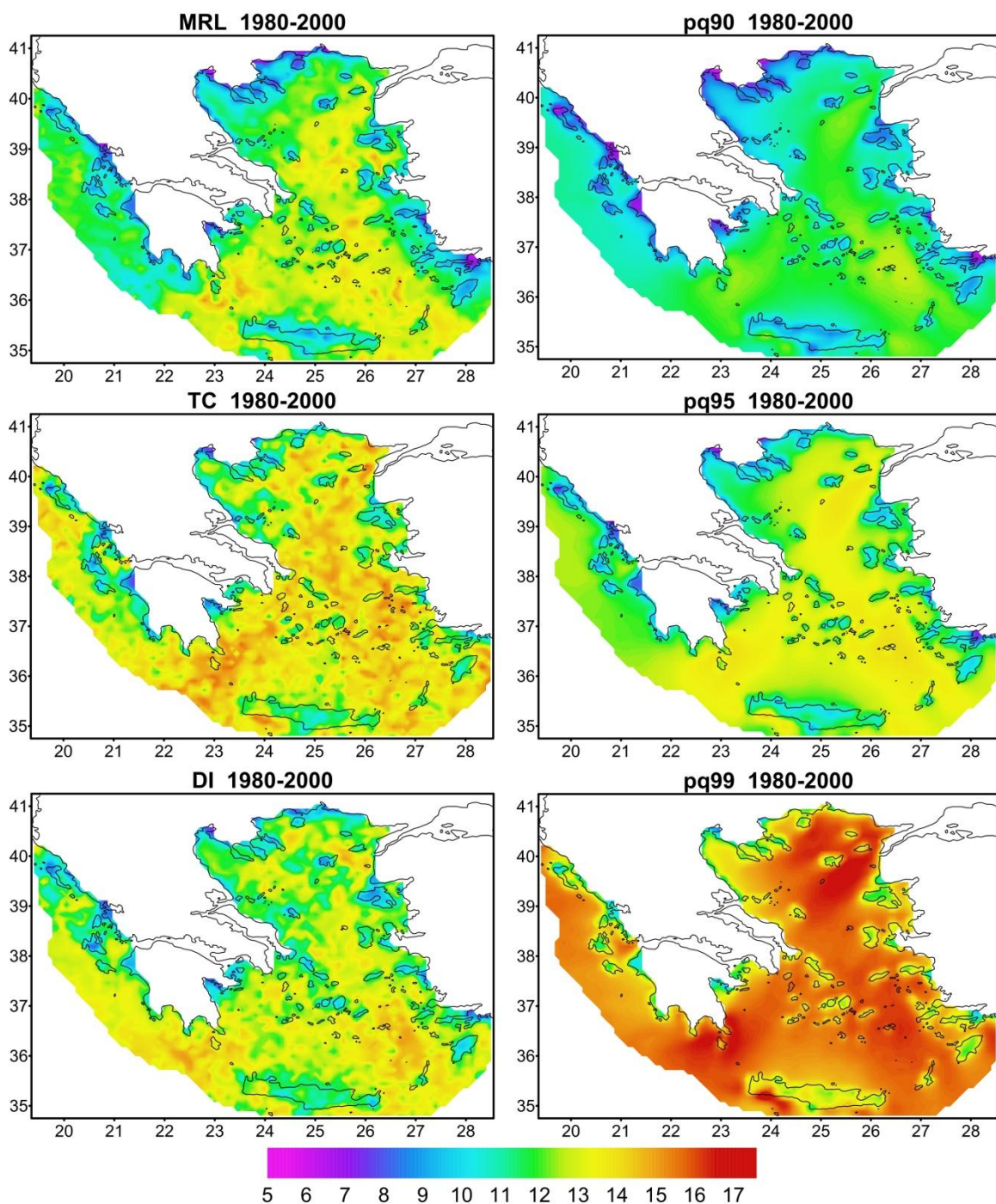
Στο σχήμα 6.6 παρουσιάζονται χάρτες με τις τιμές των κατωφλίων ταχύτητας ανέμου για τις έξι διαφορετικές μεθόδους υπολογισμού. Ένα από τα πιο εμφανή χαρακτηριστικά είναι η παρουσία μίας κοινής χωρικής κατανομής των

υψηλότερων τιμών κατωφλίων σε όλες τις μεθόδους. Αυτές εντοπίζονται στο βόρειο, στο νοτιοανατολικό και στο νοτιοδυτικό Αιγαίο. Ένα άλλο χαρακτηριστικό είναι οι μικρές διαφορές τιμών κατωφλίων μεταξύ των παραμετρικών μεθόδων. Επίσης, οι τιμές κατωφλίων που προκύπτουν από τις μεθόδους POT φαίνεται πως είναι πιο κοντά σε αυτές του pq95.

Από την εφαρμογή της μεθόδου MRL φαίνεται πως τα χαμηλότερα κατώφλια ακραίων τιμών παρουσιάζονται στο Ιόνιο πέλαγος, μεταξύ Δωδεκανήσων και τουρκικών παραλίων και στο βορειοδυτικό Αιγαίο με τιμές που κυμαίνονται από 8 έως 13 m/s. Οι υψηλότερες τιμές εμφανίζονται στην περιοχή των Κυθήρων, στην περιοχή μεταξύ Κυκλάδων, Δωδεκανήσων και ανατολικής Κρήτης, και βορειότερα στην περιοχή μεταξύ Λήμνου, Μυτιλήνης, Χίου και Σκύρου. Σε όλες αυτές τις περιοχές οι μέγιστες τιμές κατωφλίων είναι 15 – 16 m/s, ενώ γενικά ξεπερνούν τα 13 m/s. Στην Κρήτη παρατηρείται διαφορά στις τιμές κατωφλίων μεταξύ των βόρειων και νότιων ακτών της, με αυτές στη βόρεια πλευρά να κυμαίνονται μεταξύ 10 – 13 m/s, ενώ αυτές στη νότια να είναι λίγο μεγαλύτερες και να κυμαίνονται μεταξύ 11 – 14,5 m/s.

Οι τιμές κατωφλίων της TC παρουσιάζουν μία ενδιάμεση εικόνα αυτών των MRL και DI. Στο Ιόνιο οι μεγαλύτερες τιμές εμφανίζονται στο βόρειο τμήμα του, 15 – 16 m/s. Στο κεντρικό Ιόνιο δεν ξεπερνούν τα 14 m/s, ενώ στο νότιο Ιόνιο οι τιμές κατωφλίων κυμαίνονται μεταξύ 14 – 16 m/s. Οι μέγιστες τιμές κατωφλίων στο νοτιοδυτικό Αιγαίο είναι κοντά στα 16 m/s, και παρατηρούνται σε μία ζώνη από τις δυτικές Κυκλάδες έως νοτιοδυτικά των Κυθήρων. Από το βόρειο έως το νοτιοδυτικό Αιγαίο παρατηρούνται τιμές κατωφλίων από 13 έως 16 m/s, με τιμές μεγαλύτερες από 16 m/s να εντοπίζονται στην περιοχή της Σάμου και ανατολικά της Ρόδου.

Από τη μέθοδο DI προκύπτουν τιμές κατωφλίων με μέγεθος μεταξύ αυτών της MRL και της TC. Στα νότια, οι περιοχές που παρατηρούνται είναι οι ίδιες με αυτές της MRL, όμως λίγο πιο εκτεταμένες και με μέγιστες τιμές κοντά στα 16 m/s νότια της Πελοποννήσου και στο Καρπάθιο πέλαγος. Η πιο χαρακτηριστική διαφορά εντοπίζεται στο Ιόνιο πέλαγος όπου η DI δίνει σχεδόν παντού τιμές κατωφλίων μεγαλύτερες από 13 m/s και είναι μεγαλύτερες από τις τιμές της MRL

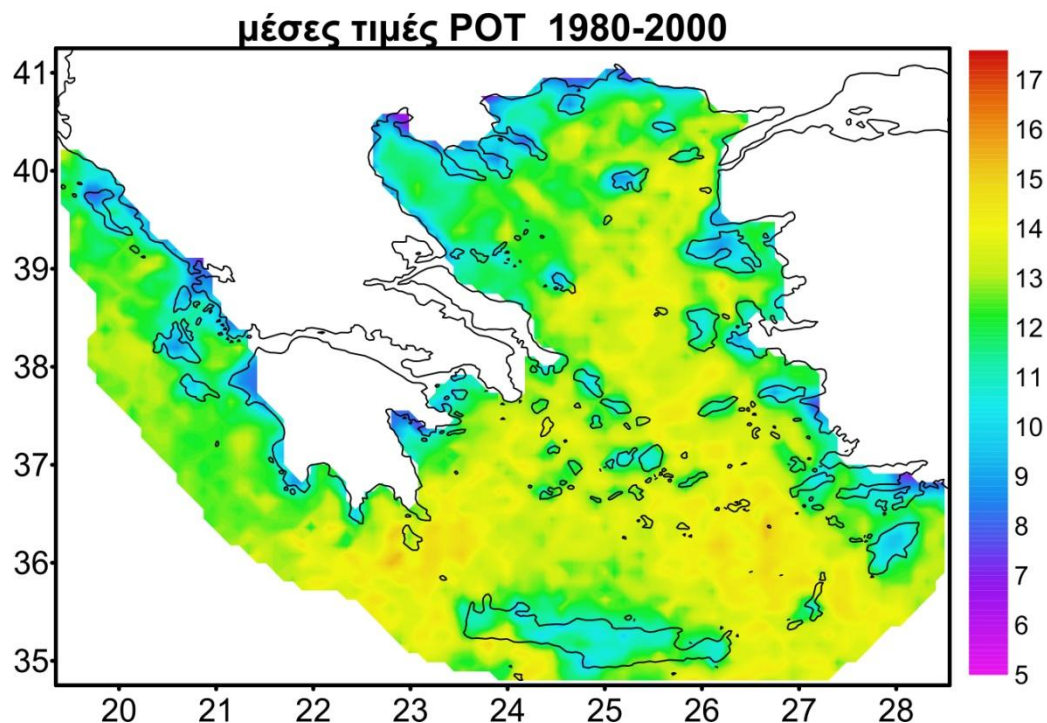


Σχήμα 6.6 Τιμές κατωφλίων ταχύτητας ανέμου σε m/s για τις τρεις παραμετρικές μεθόδους POT και τους τρεις δείκτες ποσοστημορίων, για την περίοδο αναφοράς 1980 – 2000.

περίπου 2 m/s. Στο βόρειο Αιγαίο οι μεγαλύτερες τιμές εντοπίζονται στις περιοχές μεταξύ Λήμνου – Ίμβρου και Θάσου – Άθως (15 m/s), ενώ στην περιοχή των μεγίστων τιμών της MRL εμφανίζονται τιμές 12 – 14 m/s.

Οι τιμές κατωφλίων που προκύπτουν από το δείκτη ποσοστημορίου $rq90$ κυμαίνονται, γενικά από 6 έως 13 m/s. Οι υψηλότερες, 12 – 13 m/s, εμφανίζονται στο βόρειο, στο νοτιοανατολικό και στο νοτιοδυτικό Αιγαίο πέλαγος ενώ οι χαμηλότερες τιμές στο Αιγαίο εμφανίζονται στο βορειοδυτικό τμήμα του, 9 – 11 m/s και στο Κρητικό πέλαγος, 10 – 12 m/s. Στο Ιόνιο πέλαγος οι τιμές φτάνουν μέχρι 11 m/s.

Από το δείκτη ποσοστημορίου $rq95$ οι τιμές κατωφλίων ακραίας ταχύτητας παρουσιάζουν παρόμοια διάταξη όπως στο $rq90$. Στις τρεις περιοχές του Αιγαίου που εμφανίζονται οι μέγιστες τιμές, φτάνουν μέχρι 14 m/s. Γενικά, στο μεγαλύτερο μέρος του Αιγαίου παρατηρούνται τιμές κατωφλίων μεγαλύτερες από 13 m/s. Εξαιρέση αποτελούν και πάλι οι περιοχές του βορειοδυτικού Αιγαίου και του Κρητικού πελάγους, όπου οι τιμές κατωφλίων δεν ξεπερνούν τα 12 και 13 m/s, αντίστοιχα. Στο Ιόνιο πέλαγος οι τιμές κυμαίνονται μεταξύ 11 – 13 m/s, με τις υψηλότερες να εντοπίζονται στο κεντρικό και βόρειο τμήμα του.



Σχήμα 6.7 Μέσες τιμές κατωφλίων ακραίων τιμών των τριών μεθόδων POT, για την περίοδο αναφοράς 1980 – 2000.

Ο δείκτης r_{q99} δίνει τιμές κατωφλίων που είναι, σχεδόν, παντού μεγαλύτερες από 12 m/s. Οι υψηλότερες τιμές παρατηρούνται το βορειοανατολικό, νοτιοανατολικό και νοτιοδυτικό Αιγαίο και κυμαίνονται μεταξύ 16 – 17 m/s. Επίσης, τιμές κοντά στα 17 m/s παρατηρούνται και νότια της δυτικής Κρήτης. Γενικά, στο μεγαλύτερο μέρος του Αιγαίου ξεπερνούν τα 15 m/s, ενώ στο Ιόνιο κυμαίνονται από 14 έως 16 m/s.

Στη συνέχεια, γίνεται μεσοποίηση των τιμών κατωφλίων που προέκυψαν από τις τρεις μεθόδους POT, ώστε να εξαλειφθούν τυχόν αστοχίες της κάθε μεθόδου σε κάποια περιοχή και να δημιουργηθεί μία λίστα με μία τιμή κατωφλίου για κάθε σημείο πλέγματος. Οι μέσες τιμές των κατωφλίων παρουσιάζονται στο σχήμα 6.7. Οι υψηλότερες τιμές εμφανίζονται στο νοτιοανατολικό και στο νοτιοδυτικό Αιγαίο με τιμές 14 – 15 m/s. Στο βορειοανατολικό Αιγαίο, στο κεντρικό Αιγαίο και στο Κρητικό πέλαγος παρατηρούνται τιμές 13 14 m/s, ενώ στο βορειοδυτικό Αιγαίο τιμές 10 – 13 m/s. Στο Ιόνιο πέλαγος οι μέσες τιμές κατωφλίων κυμαίνονται μεταξύ 12 και 14 m/s.

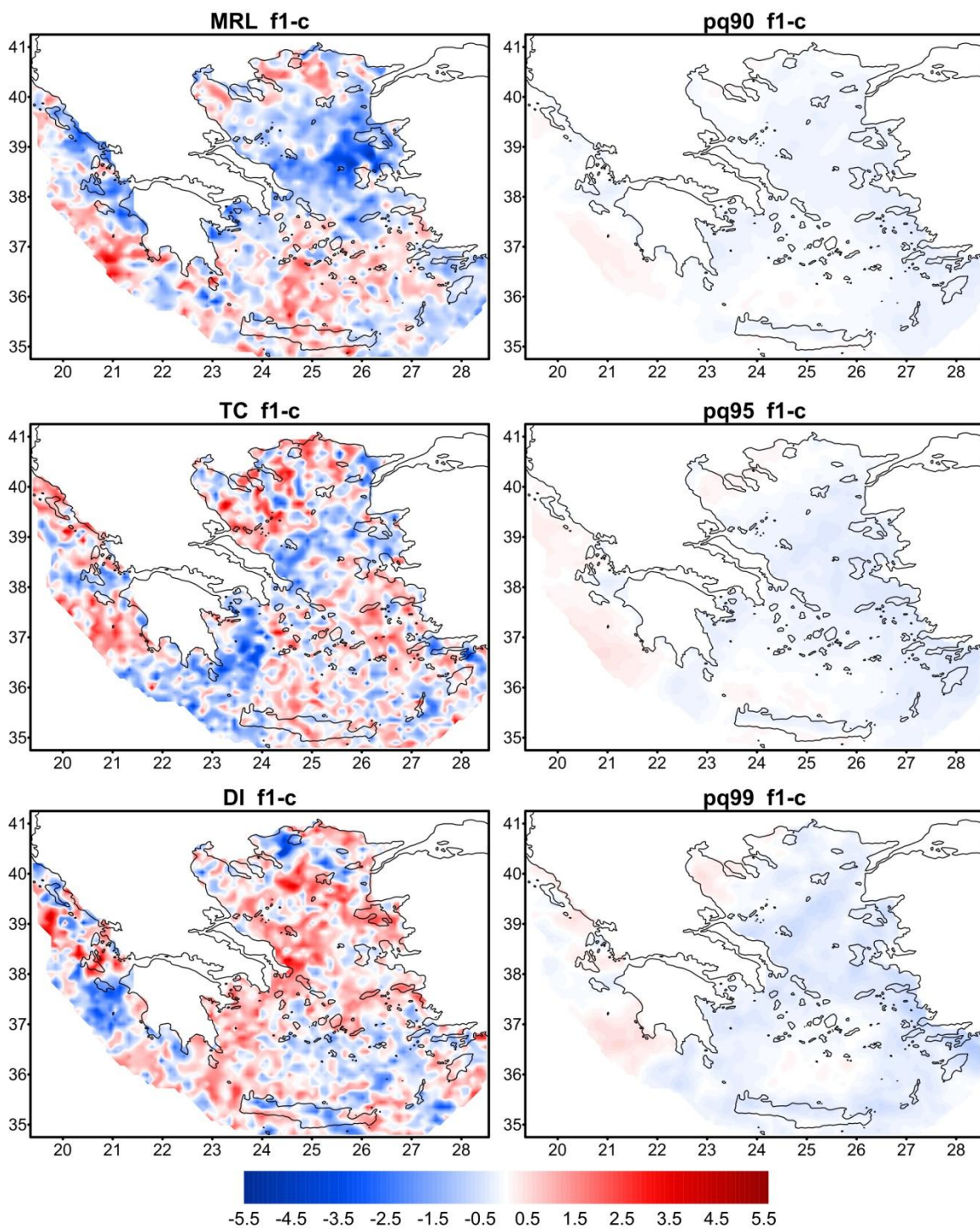
6.6.2 1η μελλοντική περίοδος 2030 – 2050

Οι διαφορές στις τιμές κατωφλίων ακραίων τιμών της MRL της 1^{ης} μελλοντικής περιόδου (f1) από εκείνες της περιόδου αναφοράς παρουσιάζουν σαφείς περιοχές ελάττωσης και αύξησης (σχήμα 6.8). Στο βορειότερο τμήμα του Αιγαίου πελάγους παρατηρείται αύξηση των τιμών κατωφλίων έως 2 m/s στην περιοχή γύρω από τη Θάσο και έως 1,6 m/s στον κόλπο του Θερμαϊκού. Στο υπόλοιπο βόρειο Αιγαίο μέχρι τις Κυκλάδες οι τιμές κατωφλίων παρουσιάζουν ελάττωση, με την πιο έντονη να συναντάται στην περιοχή Μυτιλήνης – Χίου, όπου η διαφορά φτάνει μέχρι -4,5 m/s. Στις Κυκλάδες, στο Κρητικό πέλαγος και στο μεγαλύτερο μέρος των Δωδεκανήσων παρουσιάζεται αύξηση στις τιμές κατωφλίων, με τιμές από 0,5 έως 2,5 m/s. Οι υψηλότερες εμφανίζονται σε γ. μήκος 24 – 25°. Στο νοτιοανατολικότερο τμήμα της περιοχής μελέτης εμφανίζονται αρνητικές διαφορές έως -1 m/s. Στο νοτιοδυτικό Αιγαίο δεν υπάρχει σαφής εικόνα καθώς παρατηρείται εναλλαγή θετικών και αρνητικών διαφορών. Στο Ιόνιο πέλαγος παρατηρούνται, κυρίως, θετικές διαφορές στα γ. πλάτη 36 –

38° (έως 3,5 m/s), ενώ στο υπόλοιπο τμήμα του κυριαρχούν οι αρνητικές διαφορές με τιμές που φτάνουν έως -2,5 m/s στις θαλάσσιες περιοχές που βρίσκονται κοντά στην ηπειρωτική χώρα.

Τα αποτελέσματα της μεθόδου TC για την 1^η μελλοντική περίοδο δείχνουν αύξηση των τιμών κατωφλίων ακραίων ταχυτήτων στο μεγαλύτερο μέρος της περιοχής μελέτης. Η πιο έντονη αύξηση παρατηρείται στο βόρειο Αιγαίο, από το βορειοανατολικό του άκρο έως τη βόρεια Εύβοια, όπου παρατηρούνται μέγιστες διαφορές 2,5 – 3 m/s. Νότια της περιοχής αυτής, σε μια ζώνη που εκτείνεται από τη Μυτιλήνη έως τη νότια Εύβοια, παρατηρείται ελάττωση των τιμών κατωφλίων που κυμαίνεται από -0,5 έως -2,5 m/s. Στην περιοχή νότια των 38° και ανατολικά των 24° επικρατεί αύξηση των τιμών κατωφλίων, σε μικρότερο, ωστόσο, βαθμό, από ότι στο βόρειο Αιγαίο. Οι θετικές διαφορές από την περίοδο αναφοράς στην περιοχή αυτή φτάνουν μέχρι 1,5 m/s, ενώ στο νοτιοανατολικότερο άκρο της παρατηρούνται και κάποιες περιορισμένες περιοχές αρνητικών διαφορών, έως -2,5 m/s. Από δυτικά των 24° μέχρι το νότιο Ιόνιο παρουσιάζονται αρνητικές διαφορές των τιμών κατωφλίων, οι οποίες είναι εντονότερες μεταξύ Πελοποννήσου – Κυκλάδων (-3,5 m/s). Στο υπόλοιπο Ιόνιο πέλαγος οι τιμές κατωφλίων αυξάνονται από 0,5 έως 3,5 m/s, με εξαίρεση την περιοχή δυτικά και ανατολικά της Κεφαλονιάς, όπου εμφανίζεται ελάττωση έως 1,5 m/s.

Η μέθοδος DI, επίσης, παρουσιάζει αύξηση των τιμών κατωφλίων στο μεγαλύτερο μέρος της περιοχής μελέτης, χωρίς, ωστόσο, οι ζώνες θετικών και αρνητικών διαφορών αν συμπίπτουν με αυτές της μεθόδου TC. Στο Αιγαίο πέλαγος, επικρατεί αύξηση των τιμών κατωφλίων βόρεια των 37°, με εξαίρεση μία ζώνη αρνητικών διαφορών που εκτείνεται από την ανατολική Χαλκιδική έως την Ίμβρο. Οι θετικές διαφορές κυμαίνονται μεταξύ 0,5 και 3,5 m/s, με τις υψηλότερες να εντοπίζονται στη νότια Εύβοια και μεταξύ δυτικά της Λήμνου. Οι αρνητικές διαφορές φτάνουν μέχρι 3 m/s δυτικά της Θάσου. Στο μεγαλύτερο μέρος του νοτίου και του νοτιοανατολικού Αιγαίου εμφανίζεται ελάττωση των τιμών κατωφλίων μέχρι 2 m/s. Ωστόσο, υπάρχουν και περιοχές με θετικές διαφορές, που εντοπίζονται στο Κρητικό πέλαγος, μεταξύ δυτικής Κρήτης – Καρπάθου και στην περιοχή της Ρόδου. Από την Αττική έως το νότιο άκρο του



Σχήμα 6.8 Διαφορές των τιμών κατωφλίων ταχύτητας ανέμου από την περίοδο αναφοράς σε m/s, για τις τρεις παραμετρικές μεθόδους POT και τους τρεις δείκτες ποσοστημορίων, για την 1^η μελλοντική περίοδο 2030 – 2050.

Ιονίου εμφανίζεται αύξηση των τιμών κατωφλίων από 0,5 έως 2 m/s. Στην περιοχή του Ιονίου που βρίσκεται δυτικά της Πελοποννήσου οι τιμές κατωφλίων

εμφανίζουν μείωση έως 3 m/s, ενώ βόρεια των 38° εμφανίζονται έντονες θετικές διαφορές που φτάνουν μέχρι 4 m/s.

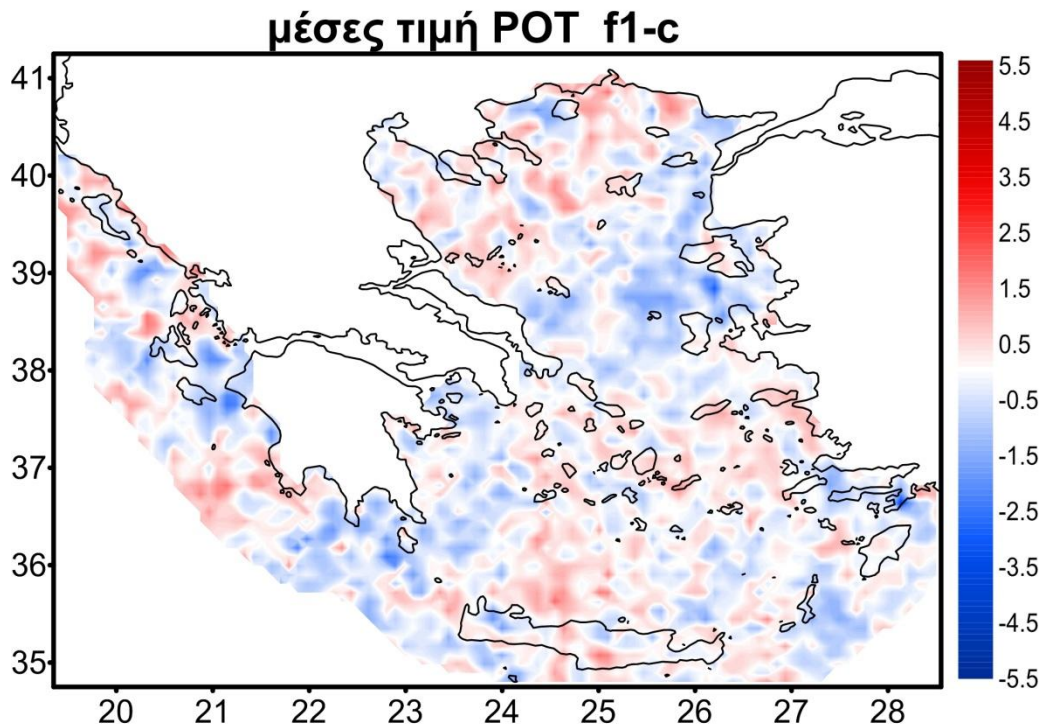
Οι τιμές του $\rho\sigma_{90}$ παρουσιάζουν μικρές διαφορές σε σχέση με την περίοδο αναφοράς. Θετικές διαφορές εμφανίζονται σε λίγες περιοχές, όπως το βορειοδυτικό Αιγαίο, το Κρητικό πέλαγος, το νότιο Ιόνιο και η περιοχή της Κέρκυρας. Από αυτές τις περιοχές οι υψηλότερες διαφορές εμφανίζονται στο νότιο Ιόνιο με τιμές έως 0,3 m/s. Στο υπόλοιπο μέρος της περιοχής μελέτης εμφανίζεται μικρή ελάττωση των τιμών κατωφλίων, που φτάνει έως -0,3 m/s στο ανατολικό Αιγαίο.

Ο δείκτης $\rho\sigma_{95}$ παρουσιάζει λίγο εντονότερες διαφορές σε σχέση με τον $\rho\sigma_{90}$. Η περιοχή αύξησης των τιμών κατωφλίων είναι αντίστοιχη με αυτές του $\rho\sigma_{90}$ στο Αιγαίο πέλαγος, ενώ πλέον εντοπίζονται σε ολόκληρο, σχεδόν, το Ιόνιο πέλαγος. Οι μεγαλύτερη αύξηση παρατηρείται στο νότιο Ιόνιο και φτάνει τα 0,5 m/s. Στις υπόλοιπες περιοχές εμφανίζεται ελάττωση των τιμών κατωφλίων, με τις μεγαλύτερες διαφορές να εντοπίζονται μεταξύ Μυτιλήνης – Χίου – Σκύρου, όπου φτάνουν έως -0,5 m/s.

Ο δείκτης $\rho\sigma_{99}$ εμφανίζει μέγιστες θετικές διαφορές στον κόλπο του Θερμαϊκού και στο νότιο Ιόνιο, με τιμές έως 0,7 m/s, ενώ μικρότερες αυξήσεις εμφανίζονται στο Κρητικό πέλαγος και στο κεντρικό και βόρειο Ιόνιο πέλαγος. Στις υπόλοιπες περιοχές εμφανίζεται ελάττωση των τιμών κατωφλίων, με μεγαλύτερες τιμές ανατολικά της Ρόδου (-0,9 m/s) και μεταξύ Λήμνου – Μυτιλήνης – Σκύρου (-0,6 m/s).

Η εικόνα των διαφορών που προκύπτει από τις τρεις μεθόδους POT (σχήμα 6.9) είναι παρόμοια με αυτή της TC, ωστόσο, οι τιμές των διαφορών είναι μικρότερες. Στο βόρειο και το βορειοδυτικό Αιγαίο παρουσιάζεται αύξηση των τιμών κατωφλίων έως 1,5 m/s. Από το βορειοανατολικό Αιγαίο έως τις 38° εμφανίζονται αρνητικές διαφορές που ξεπερνούν τα 2 m/s μεταξύ Μυτιλήνη – Χίου. Στις Κυκλάδες, το Κρητικό πέλαγος και τα Δωδεκάνησα παρατηρείται αύξηση των τιμών κατωφλίων έως 1,5 m/s, ενώ νοτιοανατολικά της Καρπάθου παρατηρείται μείωση έως 1,2 m/s. Στο νοτιοδυτικό Αιγαίο παρατηρείται, επίσης, ελάττωση των τιμών κατωφλίων, που φτάνει τα 2 m/s δυτικά των Κυθήρων. Στο

νότιο και το βόρειο Ιόνιο πέλαγος εμφανίζεται αύξηση των τιμών κατωφλίων, έως 1,5 m/s, ενώ στο κεντρικό Ιόνιο, δυτικά της βόρειας Πελοποννήσου, εμφανίζονται αρνητικές διαφορές έως 2 m/s.



Σχήμα 6.9 Διαφορές των μέσων τιμών κατωφλίων ταχύτητας ακραίων τιμών των τριών μεθόδων POT από την περίοδο αναφοράς, για την 1^η μελλοντική περίοδο 2030 – 2050.

6.6.3 2η μελλοντική περίοδος 2080 – 2100

Από τη μέθοδο MRL παρατηρείται (σχήμα 6.10) ελάττωση των τιμών κατωφλίων ακραίων ταχυτήτων στο μεγαλύτερο μέρος του βορείου Αιγαίου πελάγους έως 3m/s. Αύξηση παρατηρείται μόνο σε μία περιορισμένη ζώνη περιμετρικά της χερσονήσου της Χαλκιδικής, με τιμές έως 1,5 m/s. Ελάττωση των τιμών κατωφλίων αντίστοιχη με αυτή του βορείου Αιγαίου παρατηρείται, επίσης, στο Ιόνιο πέλαγος, μεταξύ Κέρκυρας και Κεφαλονιάς. Μικρότερες αρνητικές διαφορές εμφανίζονται νότια της Πελοποννήσου (-2 m/s) και στο νοτιοανατολικό Αιγαίο (-1,5 m/s). Στο κεντρικό Αιγαίο οι τιμές κατωφλίων παρουσιάζουν αύξηση από 0,5 έως 2 m/s. Στο νότιο Αιγαίο, στη ζώνη μεταξύ 24 – 25° γ. μήκους

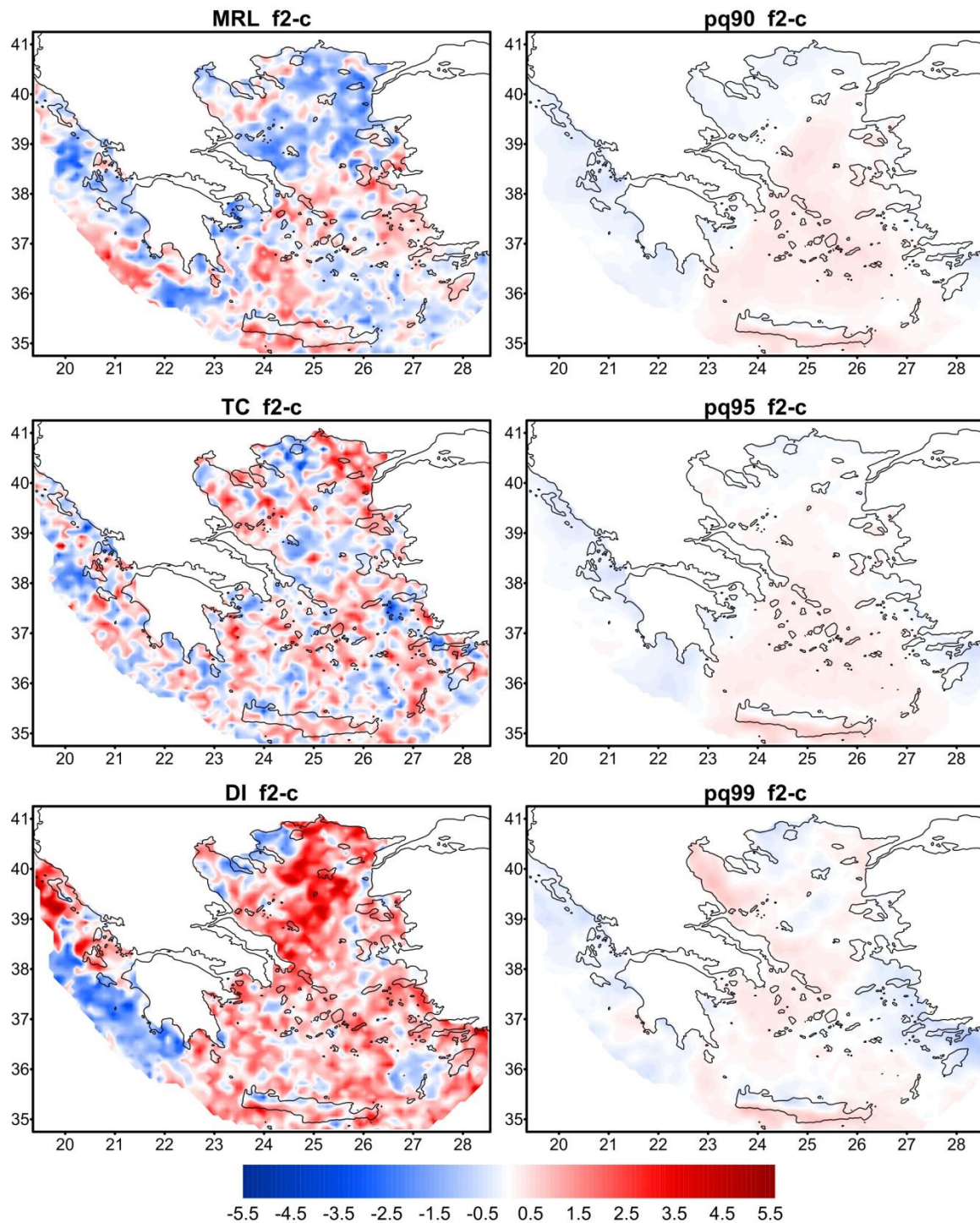
εμφανίζεται αύξηση των τιμών κατωφλίων έως 2,5 m/s. Παρόμοιες θετικές διαφορές εμφανίζονται νότια της Κρήτης και νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου.

Οι διαφορές της μεθόδου TC είναι, κυρίως, θετικές. Στο βόρειο Αιγαίο παρατηρείται έντονη αύξηση των τιμών κατωφλίων, ειδικά στο ανατολικό τμήμα του, όπου φτάνει έως 3,5 m/s. Αύξηση έως 3 m/s παρατηρείται μεταξύ Χαλκιδικής – Σποράδων. Ωστόσο, στην περιοχή της Θάσου εμφανίζεται ελάττωση των τιμών κατωφλίων έως 3 m/s. Μεταξύ 38 – 39° γ. πλάτους επικρατούν, κυρίως, αρνητικές διαφορές, που φτάνουν έως 1,5 m/s στη Σκύρο. Μεταξύ 36 – 38° γ. πλάτους κυριαρχεί αύξηση των τιμών κατωφλίων, από 0,5 – έως, ενώ η πιο αξιοσημείωτη εμφάνιση αρνητικών διαφορών στην περιοχή αυτή, εντοπίζεται νοτιοδυτικά της Σάμου (έως -3 m/s). Νότια των 36°, από τα Δωδεκάνησα μέχρι το νότιο Ιόνιο, παρουσιάζεται εναλλαγή περιοχών με αύξηση και μείωση των τιμών κατωφλίων, με τιμές που, γενικά, δεν ξεπερνούν τα 1,5 m/s. Δυτικά της Πελοποννήσου επικρατεί αύξηση των τιμών κατωφλίων, έως 2,5 m/s στην περιοχή της Λευκάδας, ενώ βορειότερα εμφανίζεται μείωση των τιμών κατωφλίων στην ανοιχτή θάλασσα (2 m/s) και αύξηση κοντά σε νησιά (2 m/s).

Η μέθοδος DI εμφανίζει πιο σαφείς περιοχές αύξησης και μείωσης των τιμών κατωφλίων. Ουσιαστικά, στο Αιγαίο πέλαγος επικρατεί αύξηση των τιμών κατωφλίων, με εξαίρεση την περιοχή τη Χαλκιδικής – Θάσου και το Καρπάθιο πέλαγος, όπου εμφανίζεται ελάττωση έως 2 και 1,5 m/s, αντίστοιχα. Στο βόρειο Αιγαίο η αύξηση είναι ιδιαίτερα έντονη καθώς παρατηρούνται διαφορές έως 5 m/s σε σχέση με την περίοδο αναφοράς. Στο κεντρικό και νότιο Αιγαίο η αύξηση φτάνει μέχρι 2,5 m/s. Στο Ιόνιο πέλαγος παρατηρούνται δύο διακριτές περιοχές με αντίθετες διαφορές των τιμών κατωφλίων. Στο βόρειο και στο ανατολικό κεντρικό Ιόνιο εμφανίζεται αύξηση, με τιμές που ξεπερνούν τα 5 m/s νοτιοδυτικά της Κέρκυρας, και φτάνουν έως 3,5 στο στις άλλες περιοχές. Στο υπόλοιπο Ιόνιο εμφανίζεται ελάττωση των τιμών κατωφλίων από 0,5 έως 3 m/s.

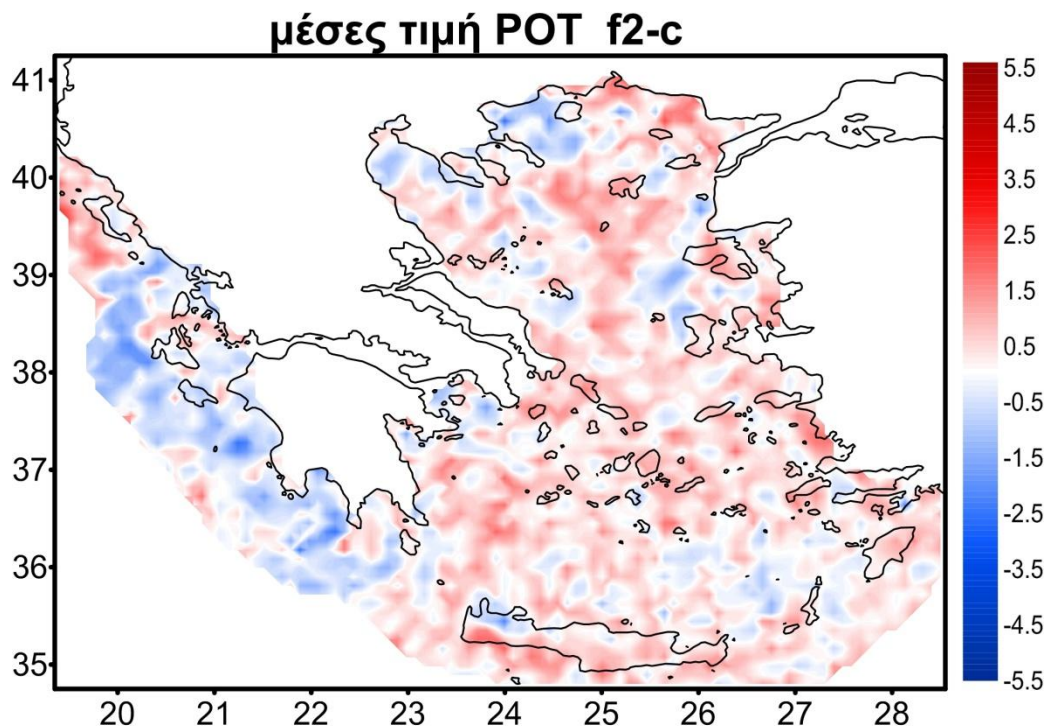
Οι διαφορές στις τιμές του δείκτη rq_{90} είναι αρνητικές στο βόρειο Αιγαίο με τιμές έως -0,2 m/s. Στο υπόλοιπο Αιγαίο παρουσιάζεται αύξηση των τιμών, έως 0,4 m/s, ενώ νότια της Κρήτης η αύξηση φτάνει μέχρι 0,7 m/s. Μικρές αρνητικές τιμές

παρατηρούνται κοντά στις ακτές της Τουρκίας και της Πελοποννήσου. Στο Ιόνιο πέλαγος παρατηρείται ελάττωση των τιμών κατωφλίων, έως 0,5 m/s.



Σχήμα 6.10 Διαφορές των τιμών κατωφλίων ταχύτητας ανέμου από την περίοδο αναφοράς σε m/s, για τις τρεις παραμετρικές μεθόδους POT και τους τρεις δείκτες ποσοστημορίων, για τη 2^η μελλοντική περίοδο 2080 – 2100.

Ο δείκτης $\rho q95$ παρουσιάζει παρόμοια χωρική κατανομή των διαφορών με εκείνη του $\rho q90$. Η μοναδικές αξιοσημείωτες μεταβολές εμφανίζονται μεταξύ Θερμαϊκού κόλπου – Σποράδων και δυτικά της νότιας Πελοποννήσου, όπου παρουσιάζεται αύξηση των τιμών κατωφλίων, έως 0,2 και 0,15 m/s, αντίστοιχα. Στις υπόλοιπες περιοχές οι τιμές των διαφορών είναι αντίστοιχες εκείνων του $\rho q90$.



Σχήμα 6.11 Διαφορές των μέσων τιμών κατωφλίων ταχύτητας ακραίων τιμών των τριών μεθόδων POT από την περίοδο αναφοράς, για τη 2^η μελλοντική περίοδο 2080 – 2100.

Από τη μεσοποίηση των τιμών κατωφλίων των μεθόδων POT (σχήμα 6.11) φαίνεται πως στο Αιγαίο πέλαγος επικρατεί αύξηση που φτάνει έως 2 m/s στο βόρειο Αιγαίο και έως 1,5 m/s στο υπόλοιπο τμήμα του. Οι περιοχές του Αιγαίου που παρατηρείται ελάττωση των τιμών κατωφλίων εντοπίζονται δυτικά της Θάσου (1,2 m/s), στον κόλπο του Θερμαϊκού (1 m/s), δυτικά της Μυτιλήνης και της Χίου (0,8 m/s) και στο Καρπάθιο πέλαγος (0,7 m/s). Στο Ιόνιο πέλαγος παρατηρούνται θετικές διαφορές στην ευρύτερη περιοχή της Κέρκυρας και

μεταξύ Κεφαλονιάς – Ζακύνθου, με τιμές έως 2 και 1 m/s, αντίστοιχα. Στο υπόλοιπο Ιόνιο επικρατεί ελάττωση των τιμών κατωφλίων, από 0,2 έως 2,5 m/s.

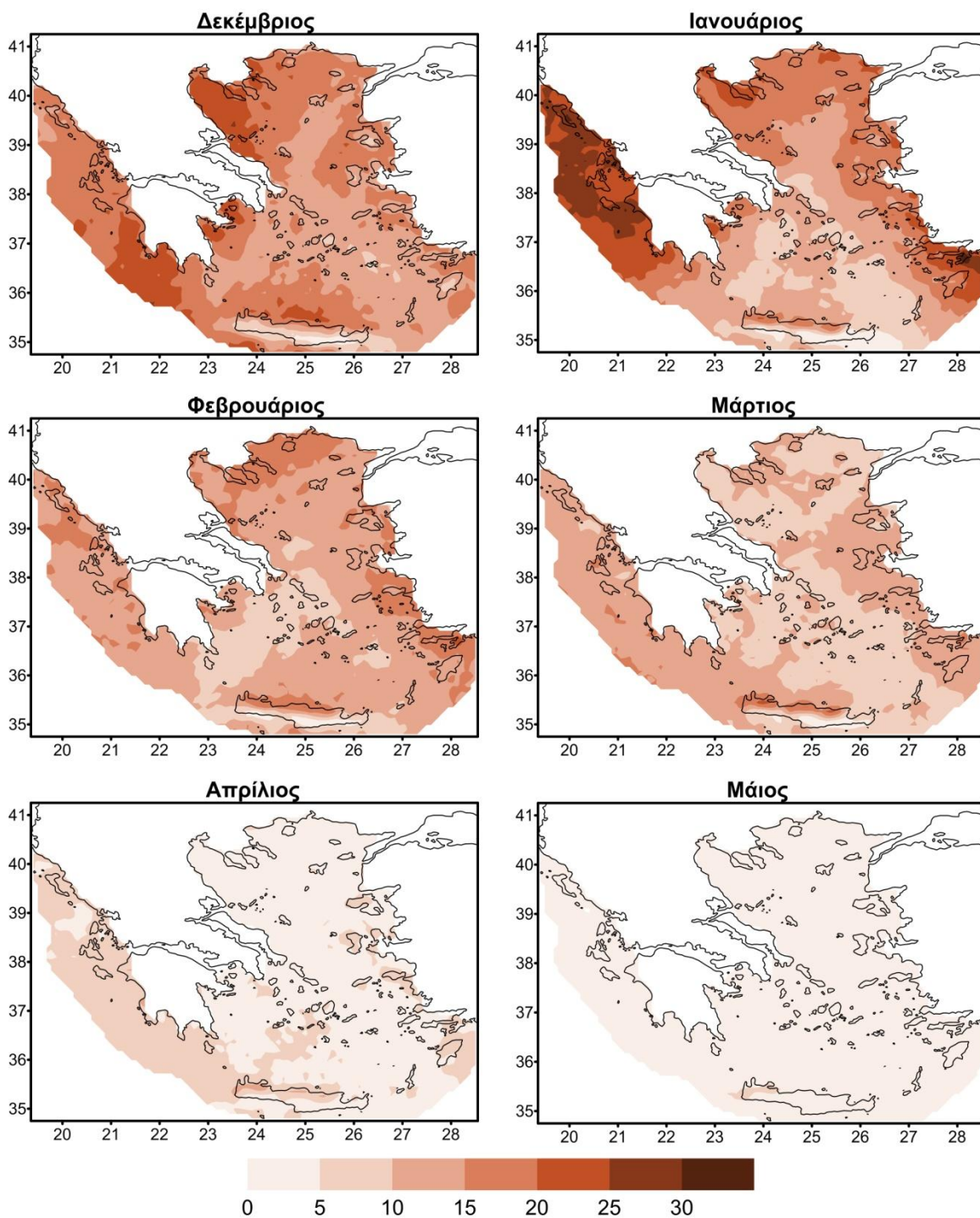
Από τις τιμές του δείκτη rq_{99} παρατηρείται αύξηση των τιμών κατωφλίων στο βορειοδυτικό Αιγαίο (έως 0,8 m/s), ελάττωση στην περιοχή Άθως – Θάσος (0,5 m/s) και αύξηση στο βορειοανατολικό Αιγαίο (0,4 m/s). Στη ζώνη από τη Μυτιλήνη μέχρι το νοτιοδυτικό Αιγαίο παρατηρείται αύξηση των τιμών κατωφλίων, έως 0,5 m/s. Στα Δωδεκάνησα εμφανίζονται αρνητικές διαφορές από 0,1 έως 1 m/s, ενώ στο Καρπάθιο και στο μεγαλύτερο μέρος του Κρητικού πελάγους παρουσιάζονται θετικές διαφορές, έως 0,3 m/s. Στο Ιόνιο πέλαγος εμφανίζεται ελάττωση των τιμών κατωφλίων, έως 0,4 m/s, εκτός από την περιοχή δυτικά της Μεθώνης, όπου εμφανίζεται αύξηση κατά 0,3 m/s.

6.7 Ενδοετήσια κατανομή ακραίων ανέμων

Στη συνέχεια εξετάζεται η ενδοετήσια κατανομή εμφάνισης των ακραίων τιμών ταχύτητας του επιφανειακού ανέμου με βάση τις τιμές των κατωφλίων που προέκυψαν από τη μεσοποίηση των τιμών των μεθόδων POT. Τα αποτελέσματα για την περίοδο αναφοράς παρουσιάζονται στα σχήματα 6.12 και 6.13 με τη μορφή μέσων μηνιαίων ποσοστών επί του μέσου ετήσιου συνόλου των υπερβάσεων.

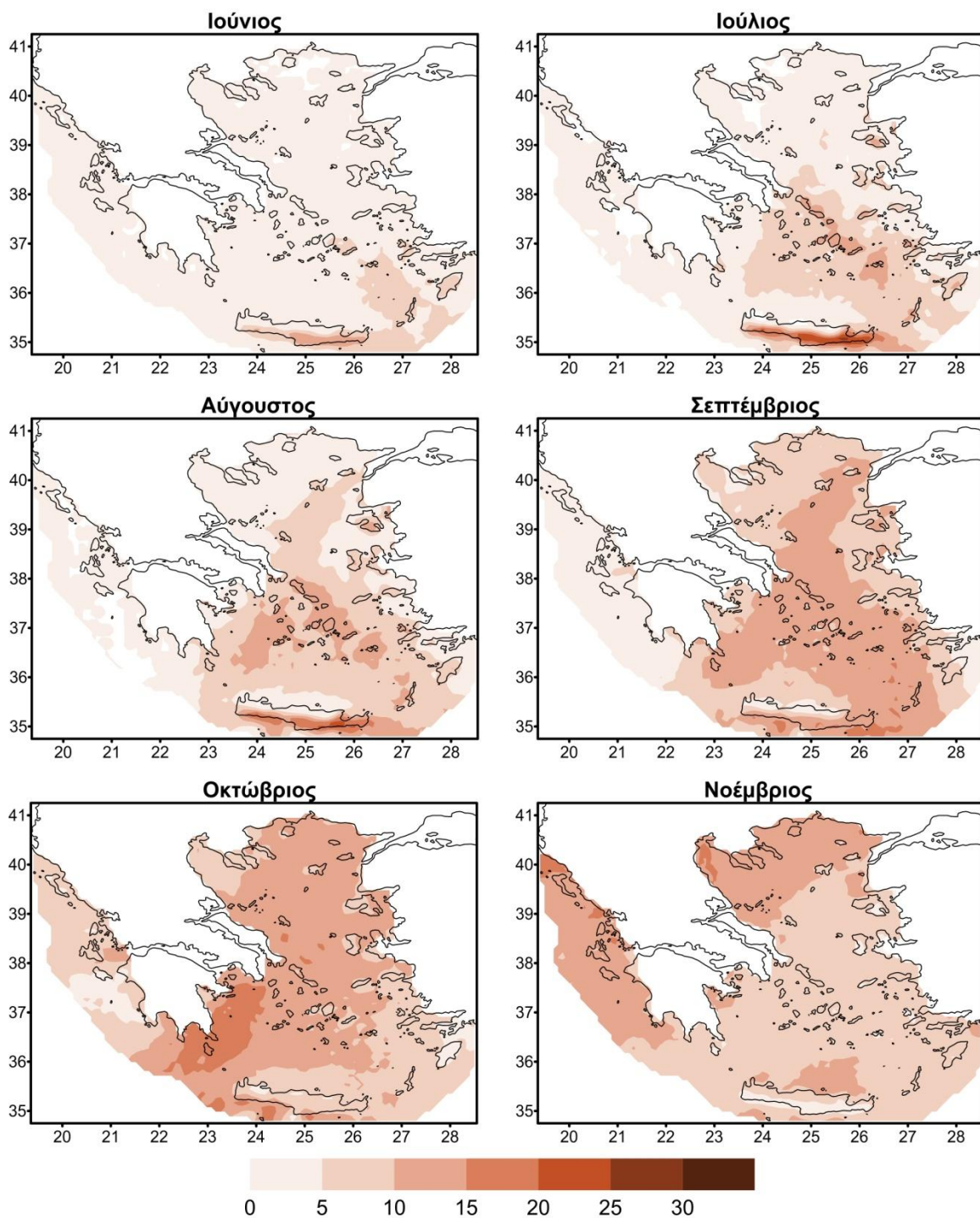
6.7.1 Περίοδος αναφοράς 1980 – 2000

Γενικά, τα υψηλότερα ποσοστά υπερβάσεων παρουσιάζονται κατά τη χειμερινή περίοδο. Την εποχή αυτή, το άθροισμα των μηνιαίων ποσοστών στην περιοχή του Ιονίου πελάγους κυμαίνεται μεταξύ 40 και 60%, το μεγαλύτερο μέρος του οποίου προέρχεται από τον Ιανουάριο (περισσότερο από 25%). Επίσης, υψηλά ποσοστά υπερβάσεων σημειώνονται στο βορειοδυτικό Αιγαίο με μέγιστες τιμές το Δεκέμβριο (περισσότερο από 20%), σε όλο το μήκος των συνόρων με την Τουρκία με υψηλότερα ποσοστά τον Ιανουάριο (περισσότερο από 20%), και στις βόρειες ακτές της Κρήτης με υψηλότερα ποσοστά το Δεκέμβριο (περισσότερο από 20%).



Σχήμα 6.12 Μέσες μηνιαίες συχνότητες (%) ακραίων ανέμων για το χειμώνα και την άνοιξη της περιόδου αναφοράς 1980 – 2000.

Την άνοιξη εμφανίζονται τα μικρότερα υπερβάσεων, και ειδικά τον Μάιο καμία περιοχή δεν εμφανίζει ποσοστά μεγαλύτερα από 5%. Μεταξύ των εαρινών μηνών τα υψηλότερα ποσοστά εμφανίζει ο Μάρτιος, όπου στο Ιόνιο, το ανατολι-



Σχήμα 6.13 Μέσες μηνιαίες συχνότητες (%) ακραίων ανέμων για το καλοκαίρι και το φθινόπωρο της περιόδου αναφοράς 1980 – 2000.

κο Αιγαίο και το Κρητικό πέλαγος σημειώνονται ποσοστά μεγαλύτερα από 15%.

Το καλοκαίρι η περιοχή με τα υψηλότερα ποσοστά υπερβάσεων είναι το κεντρικό Αιγαίο πέλαγος. Ξεκινώντας τον Ιούνιο από το νοτιοανατολικό Αιγαίο και

τα νότια παράλια της Κρήτης, με ποσοστά 5 – 10% και 10 – 15% αντίστοιχα, οι συχνότητες των ακραίων ανέμων αυξάνονται κατά τον Ιούλιο και εκτείνονται μέχρι το κεντρικό Αιγαίο στην περιοχή των Κυκλάδων, με ποσοστά μεγαλύτερα από 10%. Τον ίδιο μήνα στη νότια Κρήτη οι υπερβάσεις ξεπερνούν το 20% του μέσου ετήσιου πλήθους τους και, μάλιστα, το 25% στο νοτιοανατολικό μέρος της. Τέλος, τον Αύγουστο στις Κυκλάδες οι ακραίοι άνεμοι αφορούν το 10 – 15% των συνολικών ετήσιων περιπτώσεων, και εμφανίζονται, πλέον με αυξημένα ποσοστά και βορειότερα μέχρι την περιοχή μεταξύ Λήμνου – Μυτιλήνης (10 – 15%). Νότια της Κρήτης εμφανίζονται ποσοστά μεγαλύτερα από 20%.

Το Σεπτέμβριο αυξάνονται τα ποσοστά εμφάνισης ακραίων ανέμων στις περιοχές του Αιγαίου σε σχέση με τον προηγούμενο μήνα, με ποσοστά 10 – 15% σε όλο, σχεδόν, το εύρος του, εκτός από τη βορειοδυτική περιοχή του και το Κρητικό πέλαγος, όπου τα ποσοστά των υπερβάσεων παραμένουν μεγαλύτερα από 10%. Τον Οκτώβριο τα υψηλότερα ποσοστά εμφανίζονται στην περιοχή των Κυθήρων (μεγαλύτερα από 15%), ενώ με εξαίρεση τα Δωδεκάνησα, στο υπόλοιπο Αιγαίο εμφανίζονται ποσοστά μεγαλύτερα από 10%. Ο Νοέμβριος αποτελεί μεταβατικό μήνα προς το χειμώνα, καθώς αυξάνονται ξανά οι εμφανίσεις ακραίων ανέμων σε Ιόνιο, βορειοδυτικό Αιγαίο και Κρητικό πέλαγος (περισσότερο από 10%), ενώ είναι μικρότερα από 10% στο υπόλοιπο Αιγαίο.

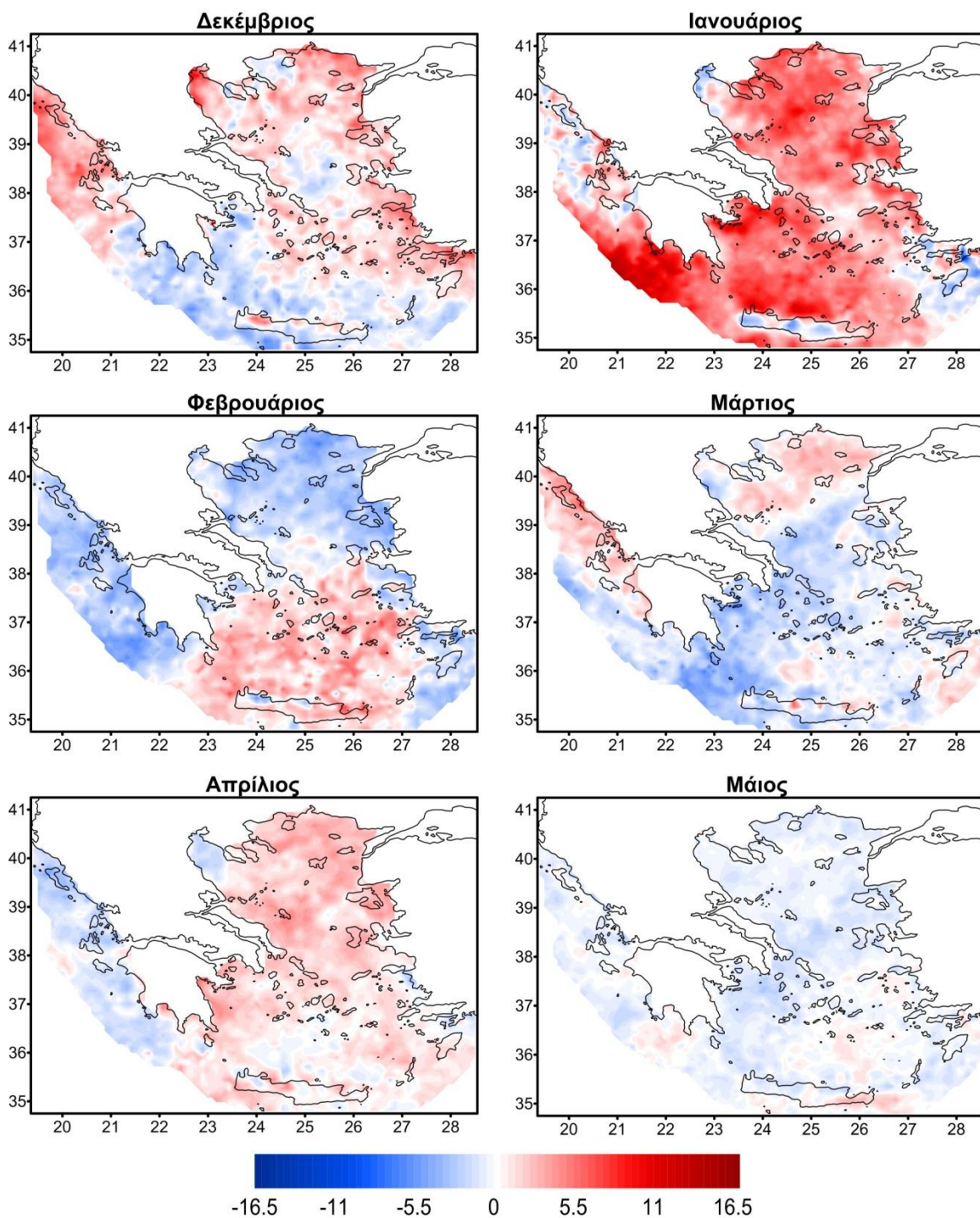
6.7.2 1η μελλοντική περίοδος 2030 – 2050

Το Δεκέμβριο παρατηρείται αύξηση της εμφάνισης ακραίων ανέμων στις βόρειες και κεντρικές περιοχές και ελάττωση στις νοτιότερες. Στο νότιο Ιόνιο και στο νοτιοδυτικό Αιγαίο πέλαγος η ελάττωση φτάνει μέχρι 4,5 ποσοστιαίες μονάδες, ενώ ανατολικότερα είναι μικρότερη. Η μεγαλύτερη αύξηση των ποσοστών εμφάνισης ακραίων ανέμων εντοπίζεται στον κόλπο του Θερμαϊκού, όπου φτάνει τις 10 π.μ.. Άλλες περιοχές με σημαντική αύξηση είναι το βορειο ανατολικό Αιγαίο (έως 6 π.μ.), τα τουρκικά παράλια (έως 6 π.μ.) και το κεντρικό και βόρειο Ιόνιο πέλαγος (έως 8 π.μ.). Τον Ιανουάριο παρατηρείται έντονη αύξηση των ακραίων ανέμων στις περισσότερες περιοχές, με τη μεγαλύτερη να εμφανίζει η περιοχή νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου, έως 15 π.μ.. Στο Αιγαίο

πέλαγος η μεγαλύτερη αύξηση εμφανίζεται στο Κρητικό πέλαγος (13 π.μ.), Επίσης, μεγάλη αύξηση εμφανίζεται στα νότια της Αττικής και στον Αργολικό κόλπο (10 π.μ.), μεταξύ Λήμνου – Σποράδων (10 π.μ.) και μεταξύ Μυτιλήνης – Χίου (9 π.μ.). Ελάττωση εμφανίζεται στο Θερμαϊκό κόλπο (4 π.μ.), στα νότια Δωδεκάνησα (-3,5 π.μ.) και στο βόρειο Ιόνιο (3 π.μ.). Το Φεβρουάριο παρατηρείται αύξηση των ακραίων ανέμων στο κεντρικό και νότιο Αιγαίο πέλαγος, έως 7 π.μ., ενώ στο βόρειο Αιγαίο και σε ολόκληρο το Ιόνιο πέλαγος εμφανίζεται ελάττωση μέχρι 6 π.μ..

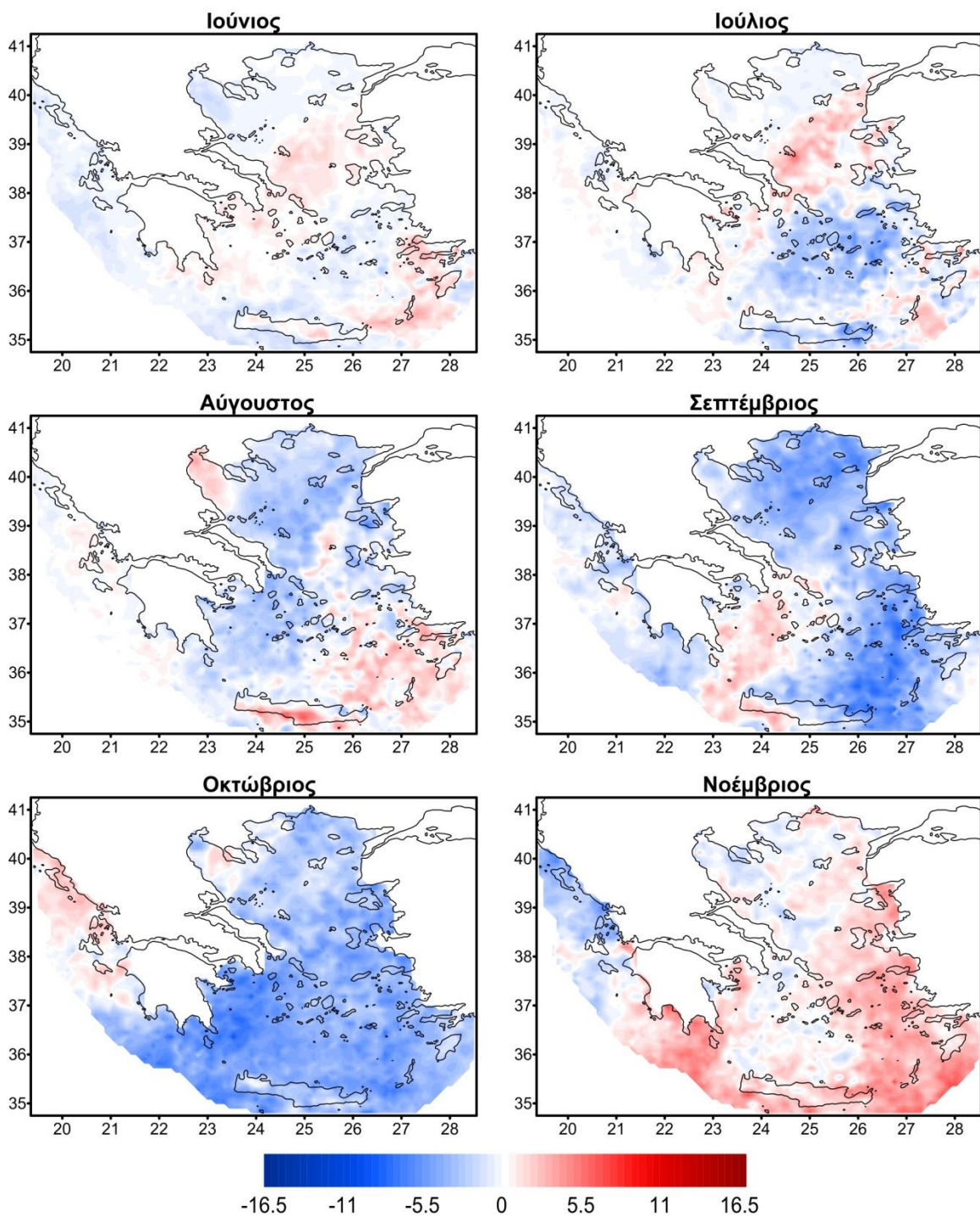
Το Μάρτιο αύξηση εμφάνισης ακραίων ανέμων εντοπίζεται στα βόρεια τμήματα του Αιγαίου και του Ιονίου πελάγους, κατά 3 και 5 π.μ. αντίστοιχα. Νοτιότερα επικρατεί ελάττωση των ακραίων ανέμων, που είναι εντονότερη στο νοτιοδυτικό Αιγαίο (έως 6 π.μ.) μεταξύ Μυτιλήνης – Σκύρου (έως 3,5 π.μ.) και στα ανοιχτά του κεντρικού Ιονίου (έως 5 π.μ.). Τον Απρίλιο παρατηρείται αύξηση των ακραίων ανέμων στο Αιγαίο πέλαγος και μείωση στο Ιόνιο. Η μόνη περιοχή του Αιγαίου όπου παρατηρείται ελάττωση είναι ο Θερμαϊκός κόλπος (2 π.μ.). Στο βόρειο τμήμα του η αύξηση φτάνει της 5 π.μ., ενώ στο νότιο τις 4,5 π.μ. στην ανατολική Πελοπόννησο. Στο Ιόνιο πέλαγος η διαφορά φτάνει μέχρι -3 π.μ.. Το Μάιο εμφανίζονται μικρές μεταβολές σε σχέση με την περίοδο αναφοράς, κυρίως αρνητικές, τόσο στο Αιγαίο, όσο και στο Ιόνιο πέλαγος. Οι μεγαλύτερες διαφορές στο Αιγαίο πέλαγος εντοπίζονται ανάμεσα στη Σκύρο και τη Χίο (-2,5 π.μ.), νότια της Αττικής (3 π.μ.) και ανατολικά της Κρήτης (3 π.μ.). Αύξηση έως 2 π.μ. εντοπίζεται νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου. Στο Ιόνιο πέλαγος η μεγαλύτερες διαφορές παρουσιάζονται στο νότιο και στο βόρειο τμήμα του (εως -2 π.μ.).

Τον Ιούνιο οι μόνες περιοχές όπου εμφανίζεται μεταβολή μεγαλύτερη από 2 π.μ. εντοπίζονται κοντά στη Σκύρο και από την ανατολική Κρήτη έως τα νότια Δωδεκάνησα, έως 2,5 και 4 π.μ., αντίστοιχα. Στις υπόλοιπες περιοχές του Αιγαίου και σε ολόκληρο το Ιόνιο πέλαγος εμφανίζονται αρνητικές διαφορές μικρότερες από 2 π.μ.. Τον Ιούλιο περιοχές με μεταβολή της εμφάνισης ακραίων ανέμων μεγαλύτερη από 2 π.μ. εμφανίζονται μόνο στο Αιγαίο πέλαγος. Από την Ήμβορ έως τη νότια Εύβοια παρατηρείται αύξηση των ακραίων ανέμων έως 5,5 π.μ.. Επίσης, αύξηση παρατηρείται μεταξύ Μυτιλήνης – Χίου (έως 3 π.μ.), νότια



Σχήμα 6.14 Διαφορές των μέσες μηνιαίων συχνότητων (%) ακραίων ανέμων από την περίοδο αναφοράς, για το χειμώνα και την άνοιξη της 1^{ης} μελλοντικής περιόδου 2030 – 2050.

της Αττικής (μικρότερη από 2 π.μ.) και στην περιοχή της Καρπάθου (έως 3 π.μ.). Στην περιοχή των Κυκλάδων και το βόρειο τμήμα του Κρητικού πελάγους παρα-



Σχήμα 6.15 Διαφορές των μέσες μηνιαίων συχνότητων (%) ακραίων ανέμων από την περίοδο αναφοράς, για το καλοκαίρι και το φθινόπωρο της 1^{ης} μελλοντικής περιόδου 2030 – 2050.

τηρείται μείωση της εμφάνισης ακραίων ανέμων μέχρι 5,5 π.μ.. Παρόμοια μείωση εμφανίζεται και στην ανατολική Κρήτη. Τον Αύγουστο συνεχίζουν να μην

εμφανίζονται σημαντικές διαφορές στο Ιόνιο πέλαγος. Στο Αιγαίο αυξάνονται τα ποσοστά εμφάνισης ακραίων ανέμων στο Θερμαϊκό κόλπο (έως 3,5 π.μ.), στο νοτιοανατολικό Αιγαίο (έως 4 π.μ.) και στα νότια παράλια της Κρήτης (έως 4,5 π.μ.). Στην περιοχή από το βορειοανατολικό έως το νοτιοδυτικό Αιγαίο εμφανίζεται ελάττωση των ακραίων ανέμων, με διαφορές έως -4,5 π.μ στη βόρεια περιοχή και έως -3,5 στη νότια.

Το Σεπτέμβριο παρουσιάζεται έντονη ελάττωση των ακραίων ανέμων στο βόρειο-βορειοανατολικό και το νοτιοανατολικό Αιγαίο πέλαγος με διαφορές που φτάνουν έως 6,5 και 8,5 π.μ. αντίστοιχα. Στο βορειοδυτικό Αιγαίο και στο Ιόνιο πέλαγος η ελάττωση είναι μακρότερη από 4 π.μ.. Αύξηση παρατηρείται στη ζώνη από την Αττική έως τα δυτικά της Κρήτης με διαφορές έως 3,5 π.μ.. Τον Οκτώβριο παρατηρείται γενικευμένη ελάττωση εμφάνισης ακραίων ανέμων στην περιοχή μελέτης, με εξαίρεση τη δυτική Χαλκιδική και το κεντρικό και βόρειο Ιόνιο πέλαγος. Στο Αιγαίο η ελάττωση είναι μεγαλύτερη μεταξύ Πελοποννήσου – Κυκλάδων, έως 9 π.μ., ενώ στις υπόλοιπες περιοχές του και στο νότιο Ιόνιο φτάνει μέχρι 7 π.μ.. Οι θετικές διαφορές που παρατηρούνται είναι μεγαλύτερες στο βόρειο Ιόνιο (έως 4 π.μ.), ενώ δεν ξεπερνούν τις 3 π.μ. στις άλλες περιοχές όπου εμφανίζονται. Τέλος, το Νοέμβριο παρατηρείται αύξηση των ακραίων ανέμων στις περιοχές νότια της Πελοποννήσου (έως 7 π.μ.), νότια της Κρήτης (έως 6 π.μ.) και σε ολόκληρη την ανατολική πλευρά του Αιγαίου πελάγους (έως 6 π.μ.). Στις υπόλοιπες περιοχές παρατηρείται ελάττωση των ακραίων ανέμων, η οποία είναι εντονότερη στο κεντρικό και το βόρειο Ιόνιο πέλαγος, όπου η διαφορά φτάνει τις -6,5 π.μ..

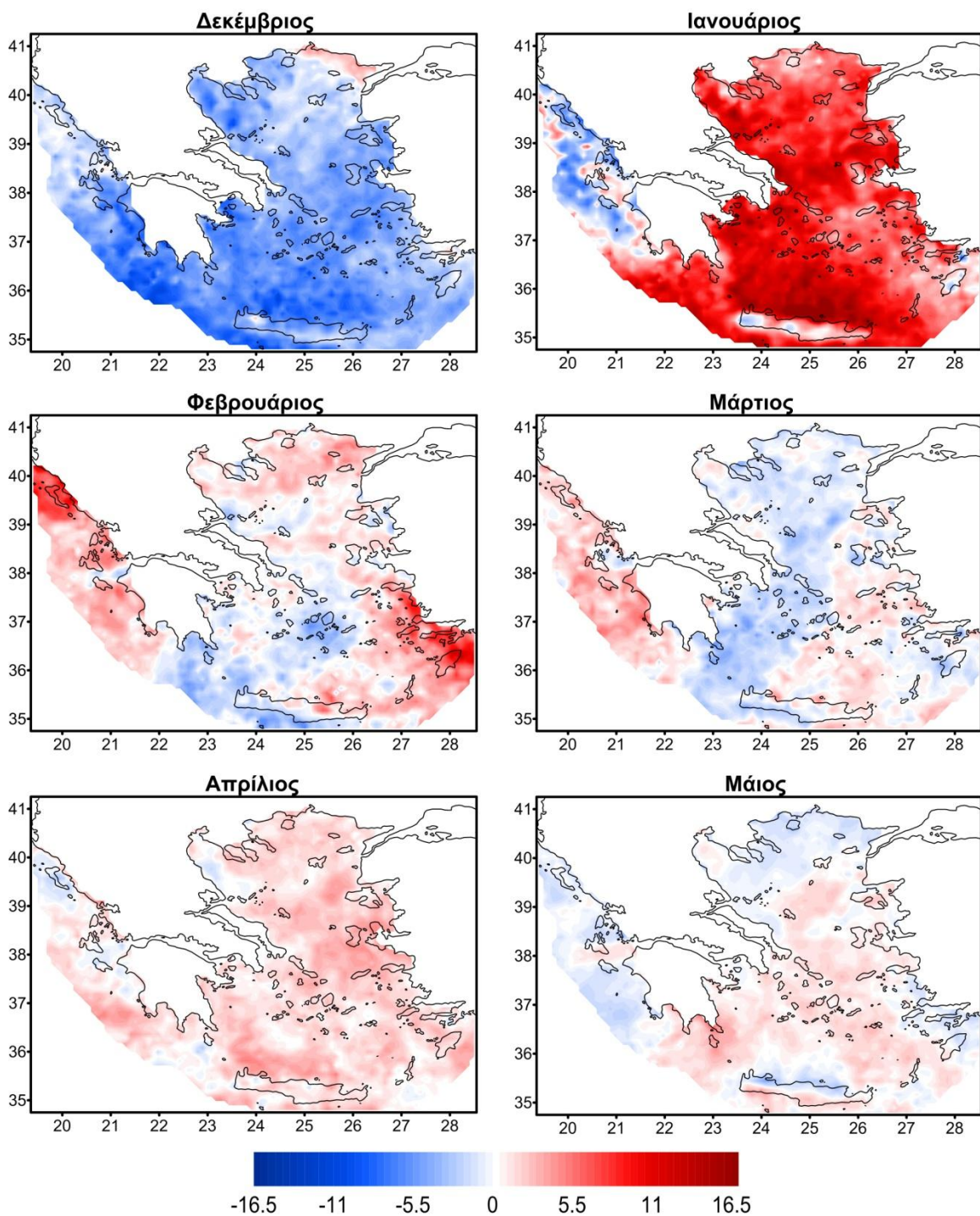
6.7.3 2η μελλοντική περίοδος 2080 – 2100

Τους δύο πρώτους χειμερινούς μήνες παρατηρούνται αντίθετες μεταβολές των ποσοστών εμφάνισης ακραίων ανέμων. Το Δεκέμβριο εμφανίζεται ελάττωση των ποσοστών, σχεδόν, σε όλη την περιοχή μελέτης, με τις μεγαλύτερες μειώσεις, σε ποσοστιαίες μονάδες, να εμφανίζονται στο βορειοανατολικό Αιγαίο (10 π.μ.), το Κρητικό πέλαγος (10 π.μ.) και το νότιο Ιόνιο πέλαγος (11 π.μ.). Η μόνη περιοχή όπου παρατηρείται αύξηση των ποσοστών ακραίων ανέμων

εντοπίζεται νότια των ακτών της Θράκης, με αύξηση 3,5 π.μ.. Ωστόσο τον Ιανουάριο εμφανίζεται ιδιαίτερα έντονη αύξηση των ακραίων ανέμων σε ολόκληρο το Αιγαίο πέλαγος και στο νότιο άκρο του Ιονίου. Η περιοχή με τη μεγαλύτερη αύξηση είναι το Κρητικό πέλαγος, όπου παρατηρούνται διαφορές μεγαλύτερες ακόμα και από 20 π.μ.. Κατά μήκος των ανατολικών ακτών της Ελλάδας παρατηρούνται αυξήσεις έως 16 π.μ., ενώ παρόμοιες αυξήσεις παρατηρούνται και στην περιοχή Μυτιλήνης – Χίου. Στο βόρειο άκρο του Αιγαίου και στα Δωδεκάνησα εμφανίζονται οι μικρότερες αυξήσεις εμφάνισης ακραίων ανέμων (2 – 7 π.μ.). Στο Ιόνιο πέλαγος, βόρεια των 37° εμφανίζεται ελάττωση της εμφάνισης ακραίων ανέμων κατά 1 – 7 π.μ.. Το Φεβρουάριο η εντονότερη αύξηση των ακραίων ανέμων εντοπίζεται στις περιοχές της Κέρκυρας και της Ρόδου (έως 11 π.μ.). Στο υπόλοιπο τμήμα του Ιονίου πελάγους, το βόρειο, το ανατολικό και το νοτιοανατολικό Αιγαίο εμφανίζεται αύξηση των ακραίων ανέμων έως 5 π.μ.. Στις Κυκλάδες και το νοτιοδυτικό Αιγαίο πέλαγος παρατηρείται ελάττωση των ακραίων ανέμων κατά 1 – 5 π.μ..

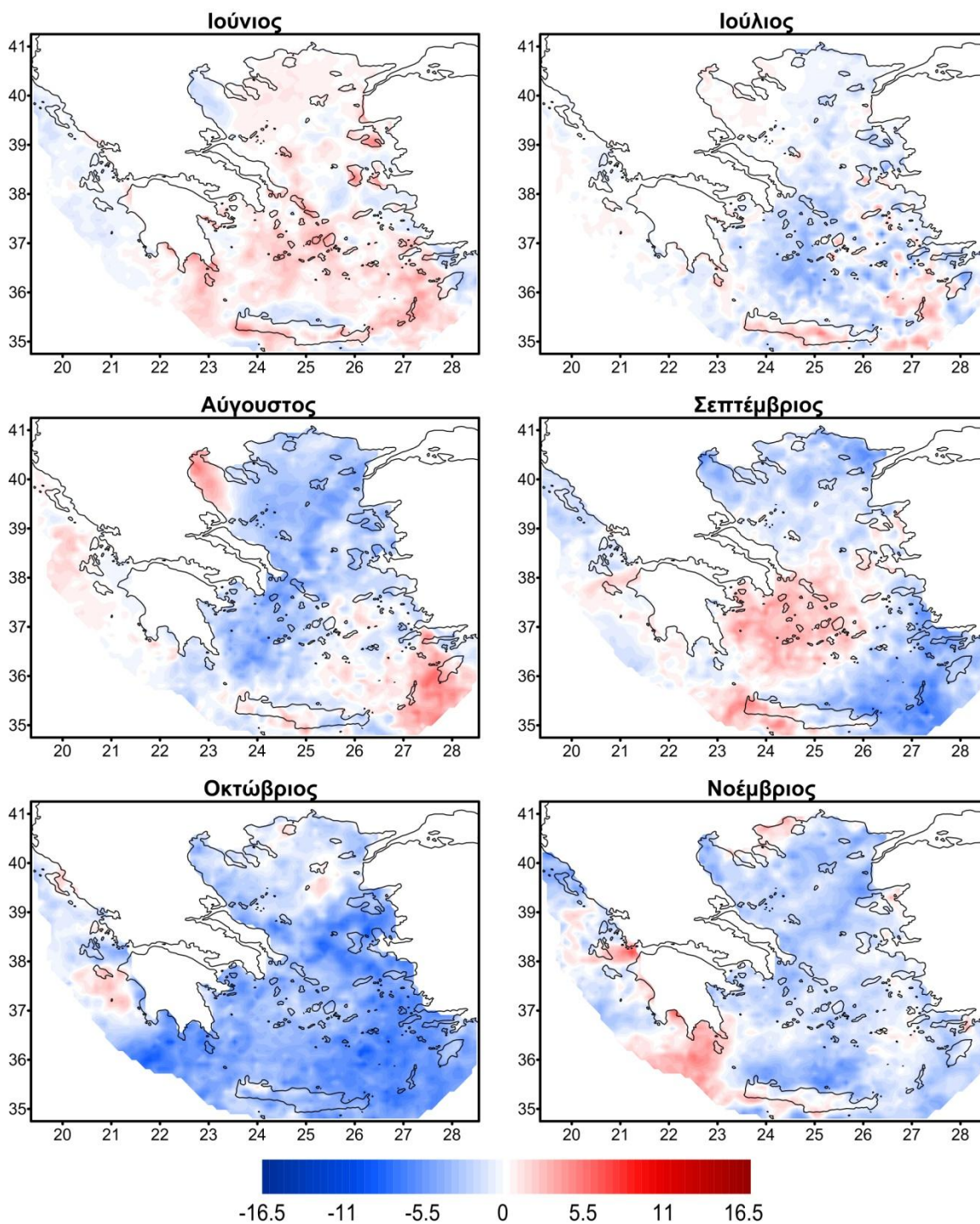
Από του εαρινούς μήνες τις εντονότερες μεταβολές παρουσιάζει ο Μάρτιος. Στο Ιόνιο πέλαγος και στην περιοχή από τη Μυτιλήνη έως την Κρήτη εμφανίζεται αύξηση των ακραίων ανέμων, έως 6 και 3,5 π.μ., αντίστοιχα. Στις υπόλοιπες περιοχές του Ιονίου τα ποσοστά των ακραίων ανέμων ελαττώνονται από 0,5 μέχρι 5 π.μ.. Τον Απρίλιο εμφανίζεται γενικευμένη αύξηση των ακραίων ανέμων 3 – 5 π.μ., με εξαίρεση της περιοχής του Θερμαϊκού κόλπου, της Κέρκυρας και των βορειοδυτικών ακτών της Πελοποννήσου (-2 π.μ.). Το Μάιο ελάττωση των ακραίων ανέμων έως 2,5 π.μ. εμφανίζεται στο Ιόνιο πέλαγος, το βόρειο Αιγαίο, τις βόρειες ακτές της Κρήτης και τα νοτιοδυτικά τουρκικά παράλια. Στις υπόλοιπες περιοχές του Αιγαίου και μεταξύ Κεφαλονιάς – Λευκάδας στο Ιόνιο πέλαγος, εμφανίζεται αύξηση των ακραίων ανέμων, με την υψηλότερη να εντοπίζεται στην περιοχή των Κυθήρων (έως 5 π.μ.).

Τον Ιούνιο στο Ιόνιο πέλαγος επικρατεί μικρή ελάττωση εμφάνισης ακραίων ανέμων που δεν ξεπερνά τη 1,5 π.μ.. Αντιθέτως, στο μεγαλύτερο μέρος του Αιγαίου πελάγους αυξάνονται οι εμφανίσεις ακραίων ανέμων, με τις μεγαλύτερες διαφορές να εντοπίζονται στις Κυκλάδες, τα Κύθηρα και το νοτιοανατολικό τμήμα



Σχήμα 6.16 Διαφορές των μέσες μηνιαίων συχνότητων (%) ακραίων ανέμων από την περίοδο αναφοράς, για το χειμώνα και την άνοιξη της 2^{ης} μελλοντικής περιόδου 2080 – 2100.

του Αιγαίου, με αύξηση έως 4,5 π.μ.. Στο βόρειο Αιγαίο η αύξηση είναι μικρότερη (1 π.μ.), ενώ στο Θερμαϊκό κόλπο, στα νότια της Χίου, στα βόρεια παράλια της



Σχήμα 6.17 Διαφορές των μέσες μηνιαίων συχνότητων (%) ακραίων ανέμων από την περίοδο αναφοράς, για το καλοκαίρι και το φθινόπωρο της 2^{ης} μελλοντικής περιόδου 2080 – 2100.

Κρήτης και δυτικά της Ρόδου παρουσιάζεται ελάττωση των ακραίων ανέμων έως 2 π.μ.. Τον Ιούλιο εμφανίζεται μεταβολή μικρότερη από 1 π.μ. στο Ιόνιο και το

βορειοδυτικό Αιγαίο πέλαγος. Στο υπόλοιπο Αιγαίο επικρατεί ελάττωση των ακραίων ανέμων, η οποία είναι εντονότερη στην περιοχή νότια των Κυκλάδων (έως 4,5 π.μ.). Αύξηση της εμφάνισης των ακραίων ανέμων παρατηρείται στην περιοχή του νοτιοανατολικού Αιγαίου, έως 3,5 π.μ.. Τον Αύγουστο γίνεται εντονότερη η ελάττωση των ακραίων ανέμων στο Αιγαίο, καθώς φτάνει τις 5,5 π. στο βόρειο τμήμα του και τις 5 π.μ. στο κεντρικό και το νοτιοδυτικό. Στο νοτιοανατολικό Αιγαίο παρατηρείται αύξηση των ποσοστών κατά μέχρι 6 π.μ., ενώ παρόμοιες τιμές εμφανίζονται και στο Θερμαϊκό κόλπο. Μικρότερη αύξηση εντοπίζεται στο Ιόνιο πέλαγος (έως 3 π.μ.).

Το Σεπτέμβριο, στο βόρειο και στο νοτιοανατολικό Αιγαίο εμφανίζεται ελάττωση των ακραίων ανέμων, που φτάνει τις 6 και 8 π.μ., αντίστοιχα. Μικρότερη ελάττωση εντοπίζεται στο βόρειο και το νότιο Ιόνιο πέλαγος (3 π.μ.). Αύξηση της συχνότητας των ακραίων ανέμων παρατηρείται στις Κυκλάδες έως την ανατολική Πελοπόννησο (4,5 π.μ.), στη δυτική Κρήτη (5 π.μ.) και στο κεντρικό Ιόνιο πέλαγος (2 π.μ.). Τον Οκτώβριο παρουσιάζεται, σχεδόν, παντού ελάττωση της εμφάνισης ακραίων ανέμων. Οι μεγαλύτερες μεταβολές εντοπίζονται στο νοτιότερο τμήμα του Ιονίου πελάγους (-9 π.μ.), στο Αιγαίο πέλαγος μεταξύ 38 – 39° γ. πλάτους (-9 π.μ.) και στο νοτιοανατολικό Αιγαίο (-8 π.μ.). Κάποιες θετικές διαφορές παρατηρούνται νότια της Λευκάδας και ανατολικά τη Κέρκυρα στο Ιόνιο πέλαγος, ενώ στο Αιγαίο πέλαγος εντοπίζονται στην περιοχή της Θάσου και νότια της Λήμνου. Η αύξηση στις περιοχές αυτές δε ξεπερνά τις 2,5 π.μ.. Τέλος, κατά το Νοέμβριο οι περιοχές όπου αυξάνεται η εμφάνιση ακραίων ανέμων εντοπίζονται μεταξύ Θάσου – Χαλκιδικής (3,5 π.μ.), νότια της Πελοποννήσου (5 π.μ.) και στο κεντρικό Ιόνιο πέλαγος (6 π.μ.).

7 Σύνοψη και συμπεράσματα

Στην παρούσα μεταπτυχιακή διατριβή μελετήθηκε το πεδίο του επιφανειακού ανέμου (ταχύτητα και διεύθυνση) πάνω από τις ελληνικές θάλασσες με τη χρήση του Περιοχικού Κλιματικού Μοντέλου RegCM3, οριζόντιας χωρικής ανάλυσης 10 km. Αρχικά, έγινε αξιολόγηση των δεδομένων του μοντέλου με βάση πραγματικά δεδομένα παρατηρήσεων, από 15 νησιωτικούς και παράκτιους μετεωρολογικούς σταθμούς, για την περίοδο αναφοράς 1980 – 2000. Έπειτα, χρησιμοποιήθηκαν τα δεδομένα του RegCM3 για την αναπαράσταση της ενδοετήσιας μεταβλητότητας των κύριων χαρακτηριστικών του πεδίου του επιφανειακού ανέμου. Στη συνέχεια, έγινε εφαρμογή τριών παραμετρικών και τριών μη παραμετρικών στατιστικών μεθόδων στα δεδομένα ταχύτητας του μοντέλου, ώστε να προσδιοριστούν τιμές κατωφλίων ακραίων ταχυτήτων ανέμου. Με βάση τις τιμές ακραίων ταχυτήτων που προέκυψαν, μελετήθηκε η ενδοετήσια κατανομή εμφάνισης ακραίων ανέμων στις ελληνικές θάλασσες.

7.1 Αξιολόγηση του RegCM3

Από δοκιμές PCAs με διαφορετικού τύπου εποχιακά δεδομένα εισόδου, επιλέχθηκε ως καλλίτερη η εφαρμογή σε εποχιακά σύνολα δεδομένων με συνδυασμό των u και v συνιστωσών του ανέμου σε μία κοινή μεταβλητή. Με τον τρόπο αυτό αντιπροσωπεύεται ικανοποιητικότερα ο διανυσματικός χαρακτήρας του επιφανειακού ανέμου. Επίσης, από την εφαρμογή αυτού του τύπου PCA, η μεταβλητότητα που αντιπροσωπεύεται από τις πρώτες τέσσερις Κύριες Συνιστώσες εμφανίζει υψηλά ποσοστά σε όλες τις εποχές, μεταξύ 74,4 – 78,5% για τα δεδομένα των παρατηρήσεων και 89,6 – 92% για τα δεδομένα του μοντέλου.

Τα αποτελέσματα από την εφαρμογή των PCAs, τόσο στα πραγματικά δεδομένα, όσο και στα δεδομένα του μοντέλου, παρουσιάζουν αρκετά καλή συμφωνία, λαμβάνοντας υπόψη και τη διαφορά στη χωρική πυκνότητα του

δικτύου των μετεωρολογικών σταθμών σε σχέση με την αντίστοιχη των σημείων πλέγματος του RegCM3. Διακρίνονται τέσσερα ξεχωριστά κέντρα υψηλών φορτίων, με τρία από αυτά να εντοπίζονται στο Αιγαίο πέλαγος (βόρειο, νοτιοανατολικό και νοτιοδυτικό), ενώ το τέταρτο εντοπίζεται στο Ιόνιο πέλαγος. Οι θέσεις των κέντρων των PCs του βορείου και του νοτιοανατολικού Αιγαίου δεν διαφέρουν ιδιαίτερα μεταξύ σταθμών και μοντέλου. Κάποια απόκλιση παρουσιάζεται στη θέση της PC του νοτιοδυτικού Αιγαίου, με αυτή των σταθμών να βρίσκεται, γενικά, νότια της Πελοποννήσου, ενώ η αντίστοιχη του RegCM3 εντοπίζεται νοτιοδυτικά έως δυτικά της Πελοποννήσου. Η PC του Ιονίου πελάγους εμφανίζεται πιο περιορισμένη στα δεδομένα των παρατηρήσεων σε σχέση με την αντίστοιχη από τα δεδομένα του μοντέλου.

Το δεύτερο βήμα της αξιολόγησης του RegCM3 περιλαμβάνει τη σύγκριση, από τα δεδομένα των παρατηρήσεων και του μοντέλου, των συχνοτήτων εμφάνισης ανέμων ανά διεύθυνση και της συσχέτισης των ανά διεύθυνση μέσων ταχυτήτων του ανέμου.

Το χειμώνα φαίνεται να υπάρχει συμφωνία στις επικρατούσες διευθύνσεις του ανέμου, μεταξύ παρατηρήσεων και μοντέλου, σε 14 από τους 15 σταθμούς. Ωστόσο, το μοντέλο υποεκτιμά τη συχνότητα των ανέμων βορείου τομέα που επικρατούν σε 8 από τις 11 περιοχές του Αιγαίου πελάγους, ενώ εμφανίζει υπερεκτίμηση της συχνότητας των δυτικών ανέμων. Η συσχέτιση των ταχυτήτων κρίνεται ικανοποιητική σε 11 από τις 15 περιοχές, με τις μεγαλύτερες διαφορές να παρατηρούνται στο κεντρικό Αιγαίο πέλαγος (Σάμος, Νάξος, Μήλος) και στη Σούδα. Γενικά, η ταχύτητα των ανέμων βορείου τομέα παρουσιάζει μικρότερη διαφορά μεταξύ σταθμών και σημείων πλέγματος, σε σχέση με την ταχύτητα των ανέμων νοτίου τομέα η οποία φαίνεται να υπερεκτιμάται από το μοντέλο.

Την άνοιξη, παρουσιάζεται ταύτιση της επικρατούσας διεύθυνσης του ανέμου σε 13 από τις 15 περιοχές. Στη Μήλο και στα Κύθηρα το μοντέλο παρουσιάζει επικράτηση ανέμων δυτικού τομέα αντί βορείου. Γενικά, οι αποκλίσεις στις συχνότητες των κύριων διευθύνσεων είναι μικρότερες του χειμώνα, με αποτέλεσμα να εμφανίζεται αρκετά καλή εικόνα την εποχή αυτή. Η συσχέτιση των ανά διεύθυνση ταχυτήτων εμφανίζεται, επίσης, βελτιωμένη σε

σχέση με το χειμώνα, με τα αποτελέσματα να κρίνονται ικανοποιητικά στις 14 από τις 15 περιοχές. Ωστόσο, εξακολουθεί να εμφανίζεται υπερεκτίμηση της ταχύτητας των νοτίων ανέμων από το μοντέλο, ενώ στη Σάμο τα αποτελέσματα συνεχίζουν να μην είναι ικανοποιητικά

Το καλοκαίρι εμφανίζονται τα καλλίτερα αποτελέσματα, τόσο στη διεύθυνση, όσο και στην ταχύτητα του ανέμου. Διαφορά στην επικρατούσα διεύθυνση εμφανίζεται μόνο στα Κύθηρα, με το μοντέλο να εμφανίζει μέγιστη συχνότητα δυτικών ανέμων, αντί των ΒΑ ανέμων των παρατηρήσεων. Γενικότερα, οι συχνότητες παρουσιάζουν μικρότερες διαφορές μεταξύ παρατηρήσεων και σημείων πλέγματος, σε σχέση με τις υπόλοιπες εποχές. Την καλλίτερη εικόνα παρουσιάζει και η συσχέτιση των ταχυτήτων την εποχή αυτή, καθώς δεν υπάρχει κάποια περιοχή όπου να κρίνεται ως μη ικανοποιητική. Επίσης, φαίνεται πως η διαφορά της ταχύτητας των νοτίων ανέμων, μεταξύ σταθμών και σημείων πλέγματος, είναι παρόμοια με την αντίστοιχη των βορείων ανέμων.

Το φθινόπωρο, παρατηρούνται, επίσης, πολύ καλά αποτελέσματα όσο αφορά την ταύτιση των κύριων διευθύνσεων του ανέμου, μεταξύ σταθμών και σημείων πλέγματος. Οι διαφορές των συχνοτήτων είναι μικρές, με τις σχετικά μεγαλύτερες να εμφανίζονται σε περιοχές του κεντρικού και νοτίου Αιγαίου. Οι συσχετίσεις των ανά διεύθυνση ταχυτήτων κρίνονται ικανοποιητικές, ωστόσο σε μικρότερο βαθμό από ότι την καλοκαιρινή περίοδο.

Το επόμενο βήμα αξιολόγησης του μοντέλου αφορά την εποχιακή σύγκριση της ταχύτητας του ανέμου σταθμού – σημείου πλέγματος, ανεξαρτήτως διεύθυνσης. Η σύγκριση γίνεται με τη βοήθεια εποχιακών διαγραμμάτων ποσοστημορίων.

Γενικά, οι μεγαλύτερες αποκλίσεις της ταχύτητας του ανέμου παρουσιάζονται τη χειμερινή περίοδο, κατά την οποία επικρατούν οι ισχυρότεροι άνεμοι. Στις περισσότερες περιοχές του Αιγαίου πελάγους οι διαφορές αφορούν υπερεκτίμηση από το μοντέλο των χαμηλότερων ταχυτήτων και υποεκτίμηση των υψηλότερων ταχυτήτων του ανέμου. Στις περισσότερες περιοχές του Ιονίου οι αποκλίσεις αφορούν υπερεκτίμηση από το μοντέλο των ταχυτήτων στα μεσαία

ποσοστημόρια, ενώ στα κατώτερα και στα ανώτερα ποσοστημόρια οι διαφορές είναι μικρότερες. Στις τρεις περιοχές που βρίσκονται σε παράκτιες περιοχές τις ηπειρωτικής χώρας (Άκτιο, Αλεξανδρούπολη, Ανδραβίδα) και στις δύο περιοχές της Κρήτης, οι μικρότερες διαφορές ταχύτητας σταθμού – μοντέλου εμφανίζονται την άνοιξη. Στις υπόλοιπες περιοχές τα καλλίτερα αποτελέσματα παρατηρούνται, κυρίως, τη θερινή περίοδο, ενώ και το φθινόπωρο εμφανίζονται, σχετικά, μικρές διαφορές.

Οι αποκλίσεις στην ταχύτητα του ανέμου μεταξύ μοντέλου και παρατηρήσεων φαίνεται να εξηγούνται από τις διαφορές που εμφανίζουν οι παραμετρικές κατανομές που προσαρμόζονται καλλίτερα στα δεδομένα των δύο συνόλων στις διάφορες περιοχές. Οι διαφορές οφείλονται, είτε σε διαφορετικού τύπου κατανομές, είτε σε ίδιου τύπου κατανομές με διαφορετικές τιμές των παραμέτρων τους. Στις περισσότερες περιοχές τα ραβδογράμματα των δεδομένων του μοντέλου εμφανίζουν μικρότερη λόξωση σε σχέση με τα αντίστοιχα των δεδομένων των παρατηρήσεων. Συμφωνία του τύπου κατανομής που προσαρμόζεται καλλίτερα στα δεδομένα, εμφανίζεται σε 11 από τις 15 περιοχές σύγκρισης, που περιλαμβάνουν το κεντρικό και νότιο Αιγαίο και το Ιόνιο πέλαγος. Στην περιοχή τους Ιονίου πελάγους η κατανομή Gumbel προσαρμόζεται καλλίτερα στα δεδομένα σταθμών και μοντέλου, ενώ στο κεντρικό και νότιο Αιγαίο πέλαγος η κατανομή Weibull. Εξαίρεση αποτελούν οι περιοχές της Μεθώνης και του Ηρακλείου, όπου τα δεδομένα τους περιγράφονται καλλίτερα από κατανομή τύπου Gamma. Διαφορές στον τύπο κατανομής εμφανίζονται στα νησιά τους βορείου Αιγαίου και στη Σάμο, όπου στα δεδομένα του μοντέλου προσαρμόζεται καλλίτερα η κατανομή Gamma, έναντι της Weibull για τα δεδομένα των παρατηρήσεων.

Γενικά, φαίνεται πως τα αποτελέσματα του μοντέλου RegCM3 είναι πιο κοντά στα αντίστοιχα των παρατηρήσεων τη θερινή περίοδο, ενώ παρουσιάζουν τη μεγαλύτερη απόκλιση το χειμώνα. Ο λόγος είναι, πιθανώς, η μικρότερη μεταβλητότητα των ανέμων το καλοκαίρι λόγω της γενικής κυκλοφορίας και της εμφάνισης των Ετησίων. Αντίθετα, το χειμώνα παρουσιάζεται μεγαλύτερη

μεταβλητότητα με τη συχνή διέλευση βαρομετρικών συστημάτων που μεταβάλλουν τη ροή του επιφανειακού ανέμου.

7.2 Ενδοετήσια μεταβλητότητα του επιφανειακού ανέμου από το μοντέλο RegCM3.

7.2.1 Μέσες ταχύτητες

Τη χειμερινή περίοδο παρατηρούνται υψηλές μέσες ταχύτητες του επιφανειακού ανέμου σε όλη την περιοχή μελέτης (μεγαλύτερες από 7 m/s) με τις υψηλότερες να εντοπίζονται στο ΝΔ Αιγαίο πέλαγος, όπου φτάνουν έως 9 m/s ακόμα και το Μάρτιο. Στο ΒΑ και το ΝΑ Αιγαίο παρατηρούνται ταχύτητες που ξεπερνούν τα 8 m/s. Οι μικρότερες μέσες ταχύτητες παρατηρούνται σε όλη την περιοχή μελέτης κατά το δίμηνο Απριλίου – Μαΐου, καθώς δεν ξεπερνούν τα 7 m/s. Τον Ιούνιο εμφανίζονται ισχυροί άνεμοι στο ΝΑ Αιγαίο πέλαγος, οι οποίοι εξαπλώνονται μέχρι το Σεπτέμβριο στο κεντρικό και ΒΑ Αιγαίο. Οι υψηλότερες ταχύτητες σημειώνονται τον Ιούλιο και συνεχίζουν να εντοπίζονται στο ΝΑ Αιγαίο με τιμές μεγαλύτερες από 9 m/s, ενώ στην περιοχή ανατολικής Κρήτης – Καρπάθου η μέση ταχύτητα ξεπερνά τα 10 m/s. Τον Οκτώβριο εμφανίζονται υψηλές μέσες ταχύτητες στη ζώνη από το ΒΑ έως το ΝΔ Αιγαίο πέλαγος, που ξεπερνούν τα 8 m/s στα άκρα της, ενώ το Νοέμβριο παρατηρείται πιο ομοιόμορφη κατανομή των μέσων ταχυτήτων σε όλη την περιοχή με τιμές κοντά στα 7 m/s.

Οι μέσες ταχύτητες του επιφανειακού ανέμου παρουσιάζουν, κυρίως, αρνητικές διαφορές, σε σχέση με την περίοδο αναφοράς, κατά την πρώτη μελλοντική περίοδο, 2030 – 2050. Η εντονότερη ελάττωση στις μέσες ταχύτητες εμφανίζεται τη θερινή περίοδο και οφείλεται στις πολύ έντονες αρνητικές διαφορές του Ιουλίου σε όλη την περιοχή μελέτης, με τις μεγαλύτερες διαφορές να εντοπίζονται στο κεντρικό Αιγαίο πέλαγος (-1 m/s). Μικρότερη, αλλά σαφής ελάττωση της έντασης των ανέμων εμφανίζεται και το φθινόπωρο στο βόρειο, το κεντρικό και το νοτιοανατολικό Αιγαίο πέλαγος, έως -0,9 m/s. Το χειμώνα, η

γενική αύξηση της ταχύτητας των ανέμων το Δεκέμβριο και η αύξηση στο ΝΔ Αιγαίο και το Ιόνιο πέλαγος τον Ιανουάριο φαίνεται να αντισταθμίζεται από τη γενική ελάττωση που παρατηρείται το Φεβρουάριο. Την άνοιξη οι διαφορές σε σχέση με την περίοδο αναφοράς είναι μικρές, με τις πιο εμφανείς να αφορούν ελάττωση της ταχύτητας στο Ιόνιο πέλαγος (0,3 m/s) και μικρή αύξηση στο ΒΑ Αιγαίο πέλαγος (0,3 m/s).

Κατά τη δεύτερη μελλοντική περίοδο, 2080 – 2100, είναι χαρακτηριστική η ελάττωση της μέσης ταχύτητας των ανέμων στο Ιόνιο πέλαγος σε όλες τις εποχές, με εντονότερη του χειμώνα και τις άνοιξης (-0,5 m/s). Στο Αιγαίο πέλαγος παρουσιάζεται ενίσχυση της έντασης των ανέμων στο κεντρικό και νότιο τμήμα του κατά το χειμώνα (0,4 m/s). Την άνοιξη οι μέσες ταχύτητες αυξάνονται στο κεντρικό και νοτιοανατολικό Αιγαίο (0,3 έως 0,7 m/s), καθώς, επίσης, και βορειοανατολικότερα, έως τη Λήμνο. Στις ίδιες περιοχές εμφανίζεται αύξηση των ανέμων και στη διάρκεια του καλοκαιριού, η οποία είναι μεγαλύτερη αυτής της άνοιξης, καθώς φτάνει έως 0,9 m/s. Ελάττωση της μέσης ταχύτητας παρατηρείται νότια της Πελοποννήσου (-0,6 m/s), στα νότια Δωδεκάνησα (-0,4 m/s) και στην περιοχή του Θερμαϊκού κόλπου (-0,3 m/s). Το φθινόπωρο σε όλο το Αιγαίο πέλαγος εμφανίζεται εξασθένιση των ανέμων, η οποία είναι εντονότερη στα νότια τμήματά του (-0,3 m/s).

Τα αποτελέσματα των Anagnostopoulou et al. (2014), για τα τέλη του 21ου αιώνα με τη χρήση του μοντέλου RegCM3 (SRES A1B), δείχνουν ενίσχυση των Ετησίων που συνδέεται με την ενίσχυση των υψηλών πιέσεων στα Βαλκάνια, και επίσης, με την εμβάθυνση του ασιατικού θερμικού χαμηλού πάνω από την ανατολική Μεσόγειο. Οι McInnes et al. (2011) χρησιμοποίησαν ensembles 19 GCMs με διάφορα σενάρια. Τα αποτελέσματα για το SRES A1B για την περίοδο 2081 – 2100 δείχνουν συμφωνία σε περισσότερα από τα 2/3 των μοντέλων για μείωση της μέσης ταχύτητας το χειμώνα στο Ιόνιο και στο νότιο Αιγαίο πέλαγος (πάνω από 10%). Αντίθετα, για το καλοκαίρι περισσότερα από τα 2/3 των μοντέλων συμφωνούν σε αύξηση της μέσης ταχύτητας σε όλη της περιοχή μελέτης, εκτός από το κεντρικό Ιόνιο πέλαγος.

7.2.2 Επικρατούσες διευθύνσεις

Κατά την περίοδο αναφοράς, 1980 – 2000, παρατηρείται επικράτηση ΒΑ ανέμων στο βόρειο Αιγαίο πέλαγος στη μεγαλύτερη διάρκεια του έτους, με εξαίρεση την περιοχή του Θερμαϊκού κόλπου, όπου όλο το έτος επικρατούν άνεμοι ΒΒΔ – ΒΔ διευθύνσεων. Διαφοροποιήσεις στην προέλευση των ανέμων του βορείου Αιγαίου παρατηρούνται τον Ιανουάριο που επικρατούν ΝΝΔ άνεμοι, και το δέμηνο Απριλίου – Μαΐου στην περιοχή μεταξύ της Λήμνου και των ακτών της Μακεδονίας και της Θράκης, όπου επικρατούν άνεμοι ΑΒΑ – Α διευθύνσεων. Στο κεντρικό Αιγαίο επικρατούν ΒΒΑ άνεμοι το διάστημα Οκτωβρίου – Φεβρουαρίου που στρέφονται σε Β διεύθυνση το διάστημα Μαρτίου – Σεπτεμβρίου. Εξαίρεση αποτελεί και πάλι ο Ιανουάριος, καθώς κυριαρχούν άνεμοι ΝΝΔ διευθύνσεων. Στα αντίστοιχα χρονικά διαστήματα, στο ΝΑ Αιγαίο πέλαγος επικρατούν ΒΒΔ και ΒΔ διευθύνσεις. Στο Κρητικό πέλαγος επικρατούν άνεμοι βορείου τομέα από τον Ιούλιο έως το Φεβρουάριο (εκτός του Ιανουαρίου, ΝΔ), ενώ το διάστημα Μαρτίου – Ιουνίου επικρατούν άνεμοι δυτικού τομέα. Στο Ιόνιο πέλαγος επικρατούν άνεμοι βορειοδυτικού τομέα από τον Απρίλιο έως το Σεπτέμβριο, ενώ το υπόλοιπο έτος παρουσιάζεται έντονη μεταβλητότητα, με εμφάνιση ανέμων ανατολικών συνιστωσών στο κεντρικό τμήμα του και Δ έως ΒΒΔ συνιστωσών στο νότιο τμήμα του. Τον Ιανουάριο παρατηρείται και εδώ επικράτηση ΝΔ διευθύνσεων. Στην περιοχή νότια της Πελοποννήσου φαίνεται να επικρατούν διευθύνσεις ανέμου παρόμοιες με αυτές του νοτίου Ιονίου τους μήνες Ιανουάριο έως Αύγουστο και παρόμοιές με αυτές του νοτιοδυτικού Αιγαίου από το Σεπτέμβριο έως το Δεκέμβριο.

Αξιοσημείωτη μεταβολή των επικρατουσών διευθύνσεων κατά την πρώτη μελλοντική περίοδο παρατηρείται μόνο στο Ιόνιο πέλαγος τη χειμερινή περίοδο, με πιο σαφή επικράτηση ανέμων δυτικού τομέα του δύο πρώτους μήνες και επικράτηση ΒΒΔ – ΒΔ το Φεβρουάριο. Η πιο εμφανής διαφορά στο Αιγαίο πέλαγος κατά τη δεύτερη μελλοντική περίοδο παρατηρείται τον Ιανουάριο, καθώς δεν επικρατούν πλέον άνεμοι νοτίου τομέα, αλλά παρόμοιοι με εκείνους των άλλων δύο χειμερινών μηνών. Στο Ιόνιο πέλαγος, τον Ιανουάριο επικρατούν άνεμοι δυτικού τομέα στο κεντρικό τμήμα του και ΒΔ άνεμοι στο νότιο τμήμα του.

7.3 Ακραίοι άνεμοι

7.3.1 Κατώφλια ακραίων ανέμων

Από την εφαρμογή των μεθόδων POT στα δεδομένα του RegCM3 της περιόδου αναφοράς, για την εξαγωγή κατωφλίων ακραίων τιμών ταχύτητας ανέμου, προκύπτουν τιμές συγκρίσιμες με αυτές του 95^{ου} ποσοστημορίου. Μεταξύ των τριών μεθόδων POT τα υψηλότερα κατώφλια προκύπτουν από την μέθοδο TC, ωστόσο, δεν έχουν μεγάλες διαφορές από τις αντίστοιχες των άλλων δύο μεθόδων. Οι υψηλότερες τιμές κατωφλίων εντοπίζονται στις τρεις περιοχές του Αιγαίου πελάγους, όπου εμφανίζονται τα κέντρα των τριών PC's. Από τη μεσοποίηση των τιμών των τριών μεθόδων POT προκύπτει πως στην περιοχή του ΒΑ Αιγαίου οι τιμές των κατωφλίων (περίπου 14 m/s) είναι μικρότερες από ότι στις περιοχές του νοτίου Αιγαίου (μεγαλύτερες από 15 m/s).

Τα αποτελέσματα των εκατοστημορίων της πρώτης μελλοντικής περιόδου παρουσιάζουν μείωση των τιμών ακραίων ταχυτήτων ανέμου στο Αιγαίο πέλαγος (έως 0,3 m/s), εκτός του Θερμαϊκού κόλπου και αύξηση στο Ιόνιο πέλαγος (έως 0,3 m/s). Από τη μεσοποίηση των τιμών των τριών μεθόδων POT παρουσιάζεται ενίσχυση των ακραίων ανέμων σε Β, ΒΔ, Ν και ΝΑ Αιγαίο και σε Β και Ν Ιόνιο πέλαγος. Οι αύξηση είναι μεγαλύτερη στις περιοχές του βορείου Αιγαίου όπου μπορεί να ξεπερνά και το 1 m/s. Αντίθετα, μείωση εμφανίζουν οι περιοχές του κεντρικού Ιονίου και μεταξύ ΒΑ Αιγαίου και Κυκλάδων, έως -1 m/s.

Τη δεύτερη μελλοντική περίοδο, γενικά τα ποσοστημόρια εμφανίζουν αντίθετες διαφορές από ότι την πρώτη μελλοντική περίοδο, με αύξηση των τιμών κατωφλίων στο μεγαλύτερο μέρος του Αιγαίου και μείωση στο Ιόνιο πέλαγος. Οι μέσες τιμές των POT δείχνουν αύξηση των ακραίων ταχυτήτων στο Αιγαίο, που είναι εντονότερη της πρώτης μελλοντικής περιόδου. Και μείωση στο Ιόνιο πέλαγος.

Τα αποτελέσματα των McInnes et al. (2011) για το 99ο εκατοστημόριο της μέσης ταχύτητας, της περιόδου 2081 – 2100, έδειξαν μείωση στην περιοχή του Ιονίου πελάγους το χειμώνα και μικρή αύξηση στο βορειοανατολικό Αιγαίο το καλοκαίρι. Οι Pinto et al. (2007) με τη χρήση του GCM CHAM5/MPI-OM1, με

SRES A1B, έδειξαν μείωση ταχύτητας στο 98ο εκατοστημόριο των μέσων ημερησίων, στο νότιο Ιόνιο και το νότιο Αιγαίο για το χειμώνα της περιόδου 2060 – 2100 σε σχέση με την περίοδο 1960 – 2000. Οι Rockel and Worth (2007) χρησιμοποίησαν 8 RCMs και έδειξαν ότι τα 2 από αυτά τα οποία περιλαμβάνουν κάποια διαγνωστική παραμετροποίηση για τις ριπές του ανέμου (diagnostic gust parameterization) παρουσιάζουν καλλίτερα αποτελέσματα στις υψηλότερες ταχύτητες. Επίσης, με τα 2 αυτά μοντέλα μελέτησαν το πλήθος των εμφανίσεων ανέμων ισχυρότερων από 8 Bft την περίοδο 2071 – 2100 σε σχέση με την περίοδο 1971 – 2000 και έδειξαν μείωση των εμφανίσεων στο Ιόνιο και το ΒΔ Αιγαίο πέλαγος και αύξηση εμφανίσεων στο υπόλοιπο Αιγαίο πέλαγος.

7.3.2 Η ενδοετήσια κατανομή των ακραίων ανέμων

Γενικά, από τα αποτελέσματα για την περίοδο αναφοράς, η υψηλότερη συχνότητα εμφάνισης ακραίων ανέμων στο Β και το ΒΔ Αιγαίο και το Ιόνιο πέλαγος παρατηρείται το χειμώνα. Από τον Ιούνιο έως το Οκτώβριο παρατηρείται σταδιακή αύξηση εμφάνισης ακραίων ανέμων, από το ΝΑ Αιγαίο πέλαγος και τα νότια παράλια της Κρήτης έως το ΒΑ Αιγαίο. Στην περιοχή του ΝΔ Αιγαίου πελάγους η υψηλότερη συχνότητα εμφάνισης ακραίων ανέμων παρατηρείται τον Οκτώβριο.

Την πρώτη μελλοντική περίοδο, παρατηρείται αύξηση των εμφανίσεων ακραίων ανέμων στο Αιγαίο πέλαγος τη χειμερινή περίοδο, που είναι εντονότερη στο κεντρικό τμήμα του. Την άνοιξη, η συχνότητα των ακραίων ανέμων αυξάνεται στο βόρειο Αιγαίο, ενώ μειώνεται στο νότιο Ιόνιο και στο Θερμαϊκό κόλπο. Το καλοκαίρι οι ακραίοι άνεμοι ελαττώνονται στο βόρειο και στο νότιο Αιγαίο πέλαγος, ενώ αυξάνονται στο νοτιοδυτικότερο τμήμα του. Το φθινόπωρο επικρατεί ελάττωση των ακραίων ανέμων σε Β και ΝΑ Αιγαίο πέλαγος,

Τη δεύτερη μελλοντική περίοδο, οι εντονότερες μηνιαίες μεταβολές εμφανίζονται το χειμώνα, με έντονη ελάττωση των ακραίων ανέμων σε όλη την περιοχή μελέτης το Δεκέμβριο, αλλά ακόμα εντονότερη αύξηση τον Ιανουάριο, με αποτέλεσμα να προκύπτει αύξηση της εμφάνισης ακραίων ανέμων στο βόρειο και το νοτιοανατολικό Αιγαίο πέλαγος. Την άνοιξη επικρατεί αύξηση των

συχνοτήτων ακραίων ανέμων σε όλη την περιοχή μελέτης. Το καλοκαίρι παρατηρείται μείωση της συχνότητας εμφάνισης ακραίων ανέμων στο Αιγαίο, εκτός από το νοτιοανατολικότερο τμήμα του, όπου εμφανίζεται αύξηση, ενώ το φθινόπωρο επικρατεί μείωση των ακραίων ανέμων, τόσο στο Αιγαίο, όσο και στο Ιόνιο πέλαγος.

Περίληψη

Οι κύριοι στόχοι της παρούσας διατριβής ειδίκευσης είναι η αξιολόγηση του Περιοχικού Κλιματικού Μοντέλου ICTP – RegCM3 να προσομοιώνει το πεδίο του επιφανειακού ανέμου πάνω από τις ελληνικές θάλασσες, και η χρήση του για την εξαγωγή κατωφλίων ακραίων ταχυτήτων του επιφανειακού ανέμου, καθώς και για την ενδοετήσια κατανομή αυτών. Αξιολογείται η ικανότητα του μοντέλου στην αποτύπωση των κύριων χαρακτηριστικών του πεδίου του επιφανειακού ανέμου στην περιοχή μελέτης και στην ενδοετήσια μεταβλητότητά του, με σύγκριση με δεδομένα των παρατηρήσεων 15 επίγειων μετεωρολογικών σταθμών. Διερευνάται η ύπαρξη κοινών μικρότερων υποπεριοχών, που παρουσιάζουν ιδιαίτερα τοπικά χαρακτηριστικά στο πεδίο του επιφανειακού ανέμου. Γίνεται σύγκριση της διεύθυνση και της ταχύτητας του ανέμου, μεταξύ σημείων πλέγματος και σταθμών. Επίσης, διερευνώνται τα αίτια απόκλισης της ταχύτητας, με την προσαρμογή γνωστών παραμετρικών κατανομών στα δεδομένα της ταχύτητας. Η μελέτη της ενδοετήσιας διακύμανσης του επιφανειακού ανέμου, όπως προκύπτει από τα δεδομένα του μοντέλου, γίνεται τόσο με την δημιουργία μηνιαίων χαρτών, όπου παρουσιάζεται η μέση μηνιαία ταχύτητα και η επικρατούσα μηνιαία διεύθυνση, καθώς επίσης, και με τη δημιουργία δύο τομών, που παρουσιάζουν το μεγαλύτερο μέρος της ενδοετήσιας μεταβλητότητας. Επίσης, χρησιμοποιούνται αντίστοιχα σχήματα για την προβολή των μελλοντικών διαφορών. Στη συνέχεια, εφαρμόζονται παραμετρικές και μη παραμετρικές στατιστικές μέθοδοι για την εξαγωγή κατωφλίων ακραίων ταχυτήτων ανέμων από τα δεδομένα του μοντέλου. Εισάγεται μία αξιόπιστη αυτοματοποιημένη διαδικασία υπολογισμού των κατωφλίων ακραίων ταχυτήτων από τις μεθόδους Peaks Over Threshold – POT. Επίσης, με βάση τις τιμές κατωφλίων που προέκυψαν, μελετάται η ενδοετήσια κατανομή των ακραίων ανέμων. Τέλος, σχεδιάζονται χάρτες μελλοντικών διαφορών.

Abstract

The main objectives of this thesis are evaluating the ability of the Regional Climate Model ICTP – RegCM3 to simulate the surface wind field over the Greek seas, and the use of the model to extract extreme wind speed thresholds and extreme winds' interannual distribution. The ability of the model to capture the main characteristics of the surface wind field and its interannual variability are evaluated by comparing the model's data to observation data from 15 land meteorological stations. The existence of sub-regions, inside the region of study, that exhibit special local wind features is examined. Comparisons in wind speed and direction between adjacent station – grid point are being made. Also, the reasons of deviations in wind speed are examined through the fitting of some well known parametric distributions to the data of the model and the observations. The study of interannual variation of the surface wind, as produced from the model's data, is performed by producing monthly maps showing the average monthly wind speed and the monthly prevailing wind direction, and by the production of two cross-sections, which include the greatest part of the interannual variability. Also, corresponding figures for projecting future changes are shown. Application of both parametric and non-parametric statistical methods for extracting extreme wind speed thresholds from the model's data. A reliable automated procedure for calculating the thresholds of extreme speed based on Peaks Over Threshold – POT methods is induced. Furthermore, the interannual distribution of extreme winds is studied, based on the threshold values that resulted. Maps for future changes are presented.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Abild, J., E.Y. Andersen, D. Rosbjerg, 1992. The climate of extreme winds at the Great Belt, Denmark. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 41, 521–532. doi:10.1016/0167-6105(92)90458-M
- Anagnostopoulou, C. and K. Tolika, 2011. Extreme precipitation in Europe: statistical threshold selection based on climatological criteria. *Theoretical and Applied Climatology*, 107, 479–489. doi:10.1007/s00704-011-0487-8
- Anagnostopoulou C., P. Zanis, E. Katragkou, I. Tegoulas, and K. Tolika, 2014. Recent past and future patterns of the Etesian winds based on regional scale climate model simulations. *Climate Dynamics*, 42, 1819-1836. doi:10.1007/s00382-013-1936-0
- Anthes, R.A., 1977. A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. *Monthly Weather Review*, 105, 270–286. doi:10.1175/1520-0493(1977)105
- Beguiría S., 2005. Uncertainties in partial duration series modelling of extremes related to the choice of the threshold value. *Journal of Hydrology*, 303, 215–230. doi:10.1016/j.jhydrol.2004.07.015
- Beniston, M., D.B. Stephenson, O.B. Christensen, C.A.T. Ferro, C. Frei, S. Goyette, K. Halsnaes, T. Holt, K. Jylha, B. Koffi, J. Palutikof, R. Schoell, T. Semmler, and K. Woth, 2007. Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Climatic Change*, 81, 71-95. doi:10.1007/s10584-006-9226-z
- Briegleb, B.P., 1992. Delta–Eddington approximation for solar radiation in the NCAR community climate model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1924 – 2012), 97, 7603–7612. doi:10.1029/92JD00291
- Cayan, D.R., A.L. Luers, G. Franco, M. Hanemann, B. Croes, and E. Vine, 2008. Overview of the California climate change scenarios project. *Climatic Change*, 87, 1–6. doi:10.1007/s10584-007-9352-2
- Cherry, N.J., 1988. Comment on long-term associations between wind speeds and the urban heat-island of Phoenix, Arizona. *Journal of Applied Meteorology*, 27, 878-880. doi:10.1175/1520-0450(1988)027
- Christensen, J.H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R.K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C.G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr and P. Whetton, 2007: Regional Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B.

- Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Coles, S., 2001. An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values. *Springer*, 208 pp.
- Collins, M., S.I. An, W.J. Cai, A. Ganachaud, E. Guilyardi, F.F. Jin, M. Jochum, M. Lengaigne, S. Power, A. Timmermann, G. Vecchi, and A. Wittenberg, 2010. The impact of global warming on the tropical Pacific ocean and El Nino. *Nature Geoscience*, 3, 391-397. doi:10.1038/ngeo868
- Cook, N.J., 1985. The Designer's Guide to Wind Loading of Building Structures. Part 1: Background, Damage Survey, Wind Data and Structural Classification. Building Research Establishment, Garston, and Butterworths, London, 371 pp.
- Cunnane, C., 1979. A note on the Poisson assumption in partial duration series model. *Water Resource Research*, 15, 489-494. doi:10.1029/WR015i002p00489
- Cunningham, P. and M.J. Reeder, 2009. Severe convective storms initiated by intense wildfires: Numerical simulations of pyro-convection and pyro-tornadogenesis. *Geophysical Research Letters*, 36, L12812. doi: 10.1029/2009GL039262
- Davis, R.E., 1976. Predictability of sea level pressure anomalies over the north Pacific Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 6, 249-266. doi:10.1175/1520-0485(1978)008
- Dickinson, R.E., A. Henderson-Sellers, and P.J. Kennedy, 1993. Biosphere – Atmosphere Transfer Scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR community climate model. NCAR Technical Note, NCAR/TN-387+STR, National Center for Atmospheric Research. 72 pp. doi: 10.5065/D67W6959
- Dickinson, R.E., P.J. Kennedy, A. Henderson-Sellers, and M. Wilson, 1986. Biosphere – Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR community climate model, NCAR Technical Note, NCAR/TN-275+STR, National Center for Atmospheric Research. 69 pp. doi: 10.5065/D6668B58
- Dickinson, R.E., R.M. Errico, F. Giorgi, and G.T. Bates, 1989. A regional climate model for the western United States, *Climatic Change*, 15, 383-422. doi: 10.1007/BF00240465
- Emanuel K.A., 1991. A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48, 2313-2329. doi: 10.1175/1520-0469(1991)048
- Emanuel, K.A. and M. Zivkovic-Rothman, 1999. Development and evaluation of a convective scheme for use in climate models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48, 1766-1782. doi: 10.1175/1520-0469(1999)056
- Giorgi, F. and L.O. Mearns, 1999. Introduction to special section: Regional climate modeling revisited. *Journal of Geophysical Research*, 104, 6335-6352. doi: 10.1029/98JD02072

- Giorgi, F., G.T. Bates, and S.J. Nieman, 1993. The multi-year surface climatology of a regional atmospheric model over the western United States. *Journal of Climate*, 6, 75–95. doi: 10.1175/1520-0442(1993)006
- Giorgi, F., J.S. Pal, X. Bi, L. Sloan, N. Elguindi, and F. Solmon, 2006. Introduction to the TAC special issue: The RegCNET network. *Theoretical and Applied Climatology*, 86, 1–4. doi:10.1007/s00704-005-0199-z
- Giorgi, F., M.R. Marinucci, and G.T. Bates, 1993. Development of a second generation regional climate model (RegCM2). Part:I Boundary-layer and radiative transfer processes. *Monthly Weather Review*, 121, 2794–2813. doi:10.1175/1520-0493(1993)121
- Giorgi, F., 1990. Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *Journal of Climate*, 3, 941–963. doi:10.1175/1520-0442(1990)003
- Grell, G.A., J. Dudhia, and D.R. Stauffer, 1994. A description of the fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). Technical Note, NCAR/TN-398+STR, National Center for Atmospheric Research, 121 pp. doi:10.5065/D60Z716B
- Grell, G.A., 1993. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations, *Monthly Weather Review*, 121, 764–787. doi:10.1175/1520-0493(1993)121
- Guo, H., M. Xu, and Q. Hu, 2011. Changes in near-surface wind speed in China: 1969–2005. *International Journal of Climatology*, 31, 349–358. doi:10.1002/joc.2091
- Gusella, V., 1991. Estimation of extreme winds from short-term records. *Journal of Structural Engineering*, 117, 375–390. doi:10.1061/(ASCE)0733-9445(1991)117:2(375)
- Hack, J.J., B.A. Boville, B.P. Briegleb, J.T. Kiehl, P.J. Rasch, and D.L. Williamson, 1993. Description of the NCAR community climate model (ccm2), Technical Note, NCAR/TN-382+STR, National Center for Atmospheric Research, 108 pp. doi:10.5065/D6QZ27XV
- Hartmann, D.L., A.M.G. Klein Tank, M. Rusticucci, L.V. Alexander, S. Brönnimann, Y. Charabi, F.J. Dentener, E.J. Dlugokencky, D.R. Easterling, A. Kaplan, B.J. Soden, P.W. Thorne, M. Wild and P.M. Zhai, 2013: Observations: Atmosphere and Surface. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Haugen, J.E. and T. Iversen, 2008. Response in extremes of daily precipitation and wind from a downscaled multi-model ensemble of anthropogenic global climate change scenarios. *Tellus Series A – Dynamic Meteorology and Oceanography*, 60, 411–426. doi:10.1111/j.1600-0870.2008.00315.x

- Hsie, E.Y., R.A. Anthes, and D. Keyser, 1984. Numerical simulation of frontogenesis in a moist atmosphere. *Journal of Atmospheric Sciences*, 41, 2581–2594. doi:http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1984)041<2581:NSOFIA>2.0.CO;2
- Hundecha, Y., A. St-Hilaire, T.B.M.J. Ouarda, S. El Adlouni, and P. Gachon, 2008. A nonstationary extreme value analysis for the assessment of changes in extreme annual wind speed over the Gulf of St. Lawrence, Canada. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47), 2745-2759. doi:http://dx.doi.org/10.1175/2008JAMC1665.1
- IPCC, 2007. Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
- Jakob, D., 2010. Challenges in developing a high-quality surface wind-speed data set for Australia. *Australian Meteorological and Oceanographic Journal*, 60, 227-236.
- Jiang, Y., Y. Luo, Z.C. Zhao, and S.W. Tao, 2010. Changes in wind speed over China during 1956–2004. *Theoretical and Applied Climatology*, 99, 421–430. doi:10.1007/s00704-009-0152-7
- Jiang, Y., Y. Luo, Z.C. Zhao, Y. Shi, Y.L. Xu, and J.H. Zhu, 2010. Projections of wind changes for 21st century in China by three regional climate models. *Chinese Geographical Science*, 20, 226–235. doi:10.1007/s11769-010-0226-6
- Kent, E.C., S.D. Woodruff, and D.I. Berry, 2007. Metadata from WMO publication no..47 and an assessment of voluntary observing ship observation heights in ICOADS. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24, 214–234. doi:http://dx.doi.org/10.1175/JTECH1949.1
- Kent, E.C., S. Fangohr, and D.I. Berry, 2012. A comparative assessment of monthly mean wind speed products over the global ocean. *International Journal of Climatology*, 33, 2530–2541. doi:10.1002/joc.3606
- Kiehl, J.T., J.J. Hack, G.B. Bonan, B.A. Boville, B.P. Breigleb, D. Williamson, and P. Rasch, 1996. Description of the NCAR community climate model (ccm3), Technical Note, NCAR/TN-420+STR, National Center for Atmospheric Research, 152 pp.
- Knippertz, P., U. Ulbrich, and P. Speth, 2000. Changing cyclones and surface wind speeds over the North-Atlantic and Europe in a transient GHG experiment. *Climate Research*, 15, 109–122. doi:10.3354/cr015109
- Leadbetter, M.R., G. Lindgren, H. Rootzen, 1983. Extremes and related properties of random sequences and processes. Springer, 336 pp.

- Leckebusch, G.C., and U. Ulbrich, 2004. On the relationship between cyclones and extreme windstorm events over Europe under climate change. *Global and Planetary Change*, 44, 181–193. doi:10.1016/j.gloplacha.2004.06.011
- Leckebusch, G.C., B. Koffi, U. Ulbrich, J.G. Pinto, T. Spanghehl, and S. Zacharias, 2007. Analysis of frequency and intensity of winter storm events in Europe on synoptic and regional scales from a multi-model perspective, at synoptic and regional scales. *Climate Research*, 31, 59–74. doi:10.3354/cr031059
- Meteorological Office. Observer's Handbook, 4th edition, 1982. London, HSMO (reprinted 2000), 220 pp.
- Lorenz, E.N., 1956. Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction, Science Report 1, Scientific Report, Massachusetts Institute of Technology, Statistical Forecasting Project, Department of Meteorology, MIT. 98 pp.
- Lynch, A.H., J.A. Curry, R.D. Brunner, and J.A. Maslanik, 2004. Toward an integrated assessment of the impacts of extreme wind events on Barrow, Alaska. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85, 209–221. doi:http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-85-2-209
- McInnes, K.L., I. Macadam, G.D. Hubbert, and J.G. O'Grady, 2009. A modeling approach for estimating the frequency of sea level extremes and the impact of climate change in southeast Australia. *Natural Hazards*, 51, 115–137. doi:10.1007/s11069-009-9383-2
- McInnes, K.L., T.A. Erwin, and J.M. Bathols, 2011. Global Climate Model projected changes in 10 m wind speed and direction due to anthropogenic climate change. *Atmospheric Science Letters*, 12, 325–333. doi:10.1002/asl.1341
- McVicar, T.R., T.G. Van Niel, L.T. Li, M.L. Roderick, D.P. Rayner, L. Ricciardulli, and R.J. Donohue, 2008. Wind speed climatology and trends for Australia, 1975–2006: Capturing the stilling phenomenon and comparison with near-surface reanalysis output. *Geophysical Research Letters*, 35, L20403. doi:10.1029/2008GL035627
- North, G.R., 1984. Empirical orthogonal functions and normal modes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41, 879–887. doi:10.1175/1520-0469(1984)0412.0.CO;2
- Obukhov, A.M., 1947. Statistically homogeneous fields on a sphere. *Uspehi Matematicheskikh Nauk*, 2, 196–198.
- Okin, G.S., D.A. Gillette, and J.E. Herrick, 2006. Multi-scale controls on and consequences of aeolian processes in landscape change in arid and semi-arid environments. *Journal of Arid Environments*, 65, 253–275. doi:10.1016/j.jaridenv.2005.06.029
- Pal, J.S., F. Giorgi, X. Bi, N. Elguindi, F. Solmon, X. Gao, S.A. Rauscher, R. Francisco, A. Zakey, J. Winter, M. Ashfaq, F.S. Syed, J.L. Bell, N.S. Diffenbaugh, J. Karmacharya, A. Konare, D. Martinez, R.P. Da Rocha, L.C. Sloan, and A.L. Steiner, 2007. Regional climate modeling for the developing world: The ICTP

- RegCM3 and RegCNET. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88, 1395–1409. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-88-9-1395>
- Palutikof, J.P., B.B. Brabson, D.H. Lister, and S.T. Adcock, 1999. A review of methods to calculate extreme wind speeds. *Meteorological Applications*, 6, 119–132. doi:10.1017/S1350482799001103
- Peterson, T.C., D. Anderson, S.J. Cohen, M. Cortez, R. Murname, C. Parmesan, D. Phillips, R. Pulwarty, and J. Stone, 2008. Why weather and climate extremes matter. In: *Weather and Climate Extremes in a Changing Climate. Regions of Focus: North America, Hawaii, Caribbean, and U.S. Pacific Islands*. [Karl, T.R., G.A. Meehl, D.M. Christopher, S.J. Hassol, A.M. Waple, and W.L. Murray (eds.)]. A Report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research, Washington, DC, pp. 11-33.
- Pinto JG, U. Ulbrich, G.C. Leckebusch, T. Spanghel, M. Reyers, and S. Zacharias, 2007. Changes in storm track and cyclone activity in three SRES ensemble experiments with the ECHAM5/MPI-OM1 GCM. *Climate Dynamics*, 29, 195 – 210. doi:10.1007/s00382-007-0230-4
- Pirazzoli, P.A., and A. Tomasin, 2003. Recent near-surface wind changes in the central Mediterranean and Adriatic areas. *International Journal of Climatology*, 23, 963–973. doi: 10.1002/joc.925
- Pryor, S.C., J.T. School, and R.J. Barthelmie, 2005. Climate change impacts on wind speeds and wind energy density in northern Europe: empirical downscaling of multiple AOGCMs. *Climate Research*, 29, 183–198.
- Pryor, S.C., R.J. Barthelmie, and E. Kjellström, 2005. Potential climate change impact on wind energy resources in northern Europe: analyses using a regional climate model. *Climate Dynamics*, 25, 815–835. doi:10.1007/s00382-005-0072-x
- Pryor, S.C., R.J. Barthelmie, and E.S. Riley, 2007. Historical evolution of wind climates in the USA. *Journal of Physics: Conference Series*, 75, 012065. doi:10.1088/1742-6596/75/1/012065
- Räisänen, J., U. Hansson, A. Ullerstig, R. Döscher, L.P. Graham, C. Jones, H.E.M. Meier, P. Samuelsson, and U. Willén, 2004. European climate in the late twenty-first century: regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios. *Climate Dynamics*, 22, 13–31. doi:10.1007/s00382-003-0365-x
- Rauthe, M., M. Kunz, and C. Kottmeier, 2010. Changes in wind gust extremes over Central Europe derived from a small ensemble of high resolution regional climate models. *Meteorologische Zeitschrift*, 19, 299-312. doi:10.1127/0941-2948/2010/0350
- Rockel, B., and K. Woth, 2007. Extremes of near-surface wind speeds over Europe and their future changes as estimated from an ensemble of RCM simulations. *Climatic Change*, 81, 267–280. doi:10.1007/s10584-006-9227-y

- Sailor, D.J., M. Smith, and M. Hart, 2008. Climate change implications for wind power resources in the Northwest United States. *Renewable Energy*, 33, 2393–2406. doi:10.1016/j.renene.2008.01.007
- Smits, A., A.M.G. Klein Tank, and G.P. Konnen, 2005. Trends in storminess over the Netherlands, 1962–2002. *International Journal of Climatology*, 25, 1331–1344. doi:10.1002/joc.1195
- Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, L.V. Alexander, S.K. Allen, N.L. Bindoff, F.-M. Bréon, J.A. Church, U. Cubasch, S. Emori, P. Forster, P. Friedlingstein, N. Gillett, J.M. Gregory, D.L. Hartmann, E. Jansen, B. Kirtman, R. Knutti, K. Krishna Kumar, P. Lemke, J. Marotzke, V. Masson-Delmotte, G.A. Meehl, I.I. Mokhov, S. Piao, V. Ramaswamy, D. Randall, M. Rhein, M. Rojas, C. Sabine, D. Shindell, L.D. Talley, D.G. Vaughan and S.-P. Xie, 2013. Technical Summary. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Thomas, B., E. Kent, V. Swail, and D. Berry, 2008. Trends in ship wind speeds adjusted for observation method and height. *International Journal of Climatology*, 28, 747–763. doi:10.1002/joc.1570
- Trenberth, K.E., P.D. Jones, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, A. Klein Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J.A. Renwick, M. Rusticucci, B. Soden, and P. Zhai, 2007: Observations: Surface and atmospheric climate change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, pp. 235-336.
- Turner, J., S.R. Colwell, G.J. Marshall, T.A. Lachlan-Cope, A.M. Carleton, P.D. Jones, V. Lagun, P.A. Reid, and S. Iagovkina, 2005. Antarctic climate change during the last 50 years. *International Journal of Climatology*, 25, 279-294. doi:10.1002/joc.1130
- Van den Hurk, B., A.K. Tank, G. Lenderink, A. van Ulden, G.J. van Oldenborgh, C. Katsman, H. van den Brink, F. Keller, J. Bessembinder, G. Burgers, G. Komen, W. Hazeleger, and S. Drijfhout, 2006. KNMI Climate Change Scenarios 2006 for the Netherlands. KNMI WR-2006-01, KNMI, The Netherlands, 82 pp.
- Vautard, R., J. Cattiaux, P. Yiou, J.-N. Thepaut, and P. Ciais, 2010. Northern Hemisphere atmospheric stilling partly attributed to an increase in surface roughness. *Nature Geoscience*, 3, 756-761. doi:10.1038/ngeo979
- Von Mises, R., 1954. La distribution de la plus grande de n valeurs. *Selected Papers vol. 2, American Mathematical Society*, Providence RI. 271 – 294.

- Walmsley, J.L., I.B. Troen, D.P. Lalas, and P.J. Mason, 1990. Surface-layer flow in complex terrain: Comparison of models and full-scale observations. *Boundary-Layer Meteorology*, 52, 259–281. doi:10.1007/BF00122090
- Walshaw, D., 1994. Getting the most from your extreme wind data: A step by step guide. *Journal of Research of the National Institute of Standards and Technology*, 99, 399–411.
- Wan, H., X.L. Wang, and V.R. Swail, 2010. Homogenization and trend analysis of Canadian near-surface wind speeds. *Journal of Climate*, 23, 1209–1225. doi:http://dx.doi.org/10.1175/2009JCLI3200.1
- Wieringa, J., 1980. Representativeness of wind observations at airports. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 61, pp. 962–971.
- Wilks, D. S., 2011. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences, 3rd ed. Academic Press, 676 pp.
- WMO, 2008. Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation. 7th ed., WMO-No. 8. World Meteorological Organization, Geneva. pp. 716.
- WMO, 2011. Guide to climatological practices, 3rd ed., WMO-No. 100. World Meteorological Organization, Geneva. pp. 117.
- WMO, 2013. Manual on the Global Observing System: Volume I - Global aspects WMO- No. 544. World Meteorological Organization, Geneva. pp. 62
- Xu, M., C.P. Chang, C.B. Fu, Y. Qi, A. Robock, D. Robinson, and H.M. Zhang, 2006. Steady decline of east Asian monsoon winds, 1969–2000: Evidence from direct ground measurements of wind speed. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*, 111, D24111.
- Zahn, M. and H. von Storch, 2010: Decreased frequency of North Atlantic polar lows associated with future climate warming. *Nature*, 467(7313), 309–312.
- Zhang, Y.Q., C.M. Liu, Y.H. Tang, and Y.H. Yang, 2007: Trends in pan evaporation and reference and actual evapotranspiration across the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*, 112, D12110.
- Zwiers, F.W., and V.V. Kharin, 1998: Changes in the extremes of the climate simulated by CCC GCM2 under CO2 doubling. *J. Clim.*, 11, 2200–2222.
- Τολίκας Κ., 2011. Παρουσιάσεις στα πλαίσια του μαθήματος «Κλιματική Ανάλυση» του Μεταπτυχιακού κύκλου σπουδών Μετεωρολογίας, Κλιματολογίας και Ατμοσφαιρικού Περιβάλλοντος του τμήματος Γεωλογίας, ΑΠΘ.