



ΥΠΟΤΡΟΦΙΑ ΑΡΙΣΤΕΙΑΣ Ι.Κ.Υ. ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ-ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ SIEMENS

(στο πλαίσιο της συμφωνίας συμβιβασμού μεταξύ της ελληνικής δημοκρατίας και της SIEMENS)

Τίτλος της εκπονούμενης έρευνας:

Διερεύνηση των επιδράσεων των έντονων μετεωρολογικών παλιρροιών στις παράκτιες ζώνες της Μεσογείου.

Επιστημονικός Τομέας:	Υποδομές Αστική Ανάπτυξη – Περιβάλλον
Εξειδίκευση:	Μηχανική των Υποδομών και του Περιβάλλοντος
Ίδρυμα Ανώτατης Εκπαίδευσης:	Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης
Σχολή/Τμήμα:	Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών
Ημερομηνίες έναρξης/λήξης Έρευνας:	15/09/2016 – 15/07/2017
Ημερομηνία υποβολής έκθεσης προόδου:	23/08/2017
Επιβλέπων Καθηγητής:	Γιάννης Ν. Κρεστενίτης

Περίληψη

Οι παράκτιες πλημμύρες, οι οποίες οφείλονται στις μετεωρολογικές παλίρροιες (storm surges), αποτελούν ιδιαίτερα ζημιογόνες φυσικές καταστροφές που κάνουν την εμφάνισή τους όλο και συχνότερα τις τελευταίες δεκαετίες λόγω της επίδρασης της Κλιματικής Αλλαγής (ΚΑ), προκαλώντας έντονες επιπτώσεις στην κοινωνία, στο περιβάλλον και στα οικοσυστήματα. Συγκεκριμένα, στη Μεσόγειο Θάλασσα οι πιο σημαντικές και οικολογικά ευαίσθητες περιοχές, αλλά και το μεγαλύτερο τμήμα της οικονομικής δραστηριότητας σχετίζεται με την παράκτια ζώνη (αστικές και βιομηχανικές υποδομές σε παράκτιες πόλεις, λιμένες, ναυτιλιακές και αλιευτικές δραστηριότητες, τουρισμός). Αυτό καθιστά τις παράκτιες περιοχές (ειδικά αυτές με χαμηλό υψόμετρο) ιδιαίτερα ευάλωτες σε ακραία καιρικά φαινόμενα που συνοδεύονται από Ανύψωση της Στάθμης της Θάλασσας (ΑΣΘ) στις ακτές. Η μελέτη αυτών των φαινομένων για την προστασία του περιβάλλοντος και των αστικών υποδομών αποτελεί το βασικό κίνητρο της παρούσας ερευνητικής πρότασης. Το κύριο αντικείμενο της έρευνας είναι οι μετεωρολογικές παλίρροιες (δηλ. οι θυελλογενείς έντονες μεταβολές της στάθμης της θάλασσας) και η σύζευξη τους με τα κυματογενή φαινόμενα και τις αστρονομικές παλίρροιες για τον καλύτερο υπολογισμό της συνολικής ΑΣΘ στις παράκτιες ζώνες της Μεσογείου με έμφαση στις ελληνικές

θάλασσες (Αιγαίο και Ιόνιο Πέλαγος). Στόχος είναι η προσομοίωση των έντονων γεγονότων ΑΣΘ και εν τέλει η ταυτοποίηση των ακραίων φαινομένων ΑΣΘ για να αναγνωριστούν οι επιδράσεις της (πιθανής) ΚΑ κατά τον 21^ο αιώνα επί αυτών των φαινομένων στις ακτές τις Μεσογείου με ιδιαίτερη προσήλωση στο ανατολικό-κεντρικό τμήμα της και τις ελληνικές θάλασσες (Αιγαίο και Ιόνιο Πέλαγος). Ειδικά διερευνάται η επίδραση της ΚΑ στην πιθανή μελλοντική εξέλιξη των μετεωρολογικών παλιρροιών στην παράκτια ζώνη της Ελλάδας και σε διάφορες παράκτιες περιοχές της Μεσογείου. Η ανάλυση καλύπτει την περίοδο 1951-2100 (με βάση το κλιματικό σενάριο SRES-A1B για τον 21^ο αιώνα) και επιχειρησιακά για την περίοδο 2013-2015 και στηρίζεται σε προσομοιώσεις με διδιάστατα υδροδυναμικά μοντέλα υψηλής χωρικής ανάλυσης (GreCSSM και HRSS). Η σύγκριση των προσομοιωμένων αποτελεσμάτων έναντι δεδομένων πεδίου από επί τόπου παρατηρήσεις με βάση κατάλληλα στατιστικά μέτρα και δείκτες είναι πολύ ικανοποιητική. Συνεπώς παρουσιάζονται εύλογες εκτιμήσεις για τις μελλοντικές τάσεις, τη μεταβλητότητα και τη συχνότητα εμφάνισης έντονων γεγονότων μετεωρολογικής παλίρροιας στη Μεσόγειο, τις ελληνικές θάλασσες και την ελληνική παράκτια ζώνη. Δίνονται επίσης εκτιμήσεις για τη μελλοντική τάση των επιδράσεων της πιθανής ΚΑ μέχρι το 2100, μαζί τις μέσες, ετήσιες και υπερετήσιες μέγιστες τιμές της θυελλογενούς ΑΣΘ σε χάρτες για την περιοχή μελέτης. Επιπρόσθετα παρουσιάζονται αποτελέσματα σε σχέση με τις ακραίες τιμές της συνολικής (κυματογενούς, παλιρροιογενούς και θυελλογενούς) ΑΣΘ στην ακτή με βάση συζευγμένες αναλυτικές και αριθμητικές μεθόδους σε συνδυασμό με στατιστικές τεχνικές ανάλυσης συζευγμένων πιθανοτήτων για την ΑΣΘ, ώστε να προσεγγιστεί ο κίνδυνος παράκτιας πλημμύρας υπό την επίδραση της ΚΑ. Αποτελέσματα από τη χρήση κατανομών τύπου Generalized Extreme Value (GEV) για τις οριακές συναρτήσεις κατανομής των ετήσιων μεγίστων των κυματικών παραμέτρων και της κυματογενούς ΑΣΘ στην παράκτια ζώνη συνδυάζονται με αντίστοιχες για την ΑΣΘ λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας για 40ετείς και 50ετείς περιόδους. Συνδυασμός εμπειρικών σχέσεων και κατάλληλης διμεταβλητής ανάλυσης παρέχει εκτιμήσεις για την κυματική αναρρίχηση στην ακτή για έντονα καιρικά γεγονότα. Τέλος τα επίπεδα σχεδιασμού της παραμέτρου της συνολικής ΑΣΘ σε επιλεγμένες παράκτιες περιοχές της Ελλάδας ορίζονται ως το άθροισμα της κυματικής αναρρίχησης, της αστρονομικής παλίρροιας, της ΑΣΘ λόγω μετεωρολογικών παλιρροιών, της κυματογενούς ΑΣΘ και της μακροπρόθεσμης ανόδου της Μέσης Στάθμης Θάλασσας (ΜΣΘ) σε παράκτιες περιοχές. Συνολικά, εκτιμάται μια γενική πιθανή εντατικοποίηση των έντονων γεγονότων ΑΣΘ κατά το 1^ο μισό του 21^{ου} αιώνα και μια γενική επακόλουθη εξασθένιση του θυελλώδους που μπορεί να οδηγήσει σε ηπιότερης έντασης ακραία γεγονότα ΑΣΘ με αυξημένη αβεβαιότητα πρόβλεψης στο 2^ο μισό του 21^{ου} αιώνα. Τέλος η αξιολόγηση των επιχειρησιακού τύπου προσομοιώσεων πολύ υψηλής χωρικής ανάλυσης για τη μετεωρολογική παλίρροια μέσα σε μια πρόσφατη βραχυπρόθεσμη (τριετή) περίοδο (2013-2015) αποδεικνύει ότι χρησιμοποιείται ένα ικανό υπολογιστικό εργαλείο για την πρόβλεψη έντονων και ακραίων γεγονότων ΑΣΘ, ενώ παρέχεται και εκτίμηση της βραχυχρόνιας εποχιακής μεταβλητότητας αυτών.

Λέξεις-Κλειδιά

Μετεωρολογική Παλίρροια, Ανύψωση Στάθμης Θάλασσας (ΑΣΘ), Κλιματική Αλλαγή, Σενάριο SRES-A1B, Μεσόγειος, Αιγαίο, Ιόνιο, Παράκτια Ζώνη, Έντονα Γεγονότα, Ακραίες Τιμές, Κυματογενής ΑΣΘ, Θυελλογενής ΑΣΘ, Παράκτια Πλημμύρα

1. Εισαγωγή

Τα έντονα μετεωρολογικά φαινόμενα που αφορούν σε συνοπτικά συστήματα, τα οποία συνδυάζουν ιδιαιτέρως χαμηλές πιέσεις και ισχυρούς ανέμους, συνήθως προκαλούν σφοδρές θαλασσοταραχές. Ειδικότερα, είναι πιθανό να επιφέρουν σημαντικές θυελλογενείς μεταβολές στη στάθμη της θάλασσας, που ορίζονται ως «μετεωρολογικές παλίρροιες» (Κρεστενίτης κ. αλ., 2015) και τη δημιουργία έντονων κυματικών πεδίων. Ο συνδυασμός των δύο φυσικών διεργασιών μπορεί να οδηγήσει σε υπερβολική Ανύψωση της Στάθμης της Θάλασσας (ΑΣΘ) βραχυπρόθεσμα (με διάρκεια από λίγες ώρες έως και μερικές ημέρες), η οποία αποτελεί τον πρώτιστο παράγοντα τρωτότητας των ακτών και των έργων προστασίας τους, αλλά και επικινδυνότητας για φαινόμενα πλημμύρας στις παράκτιες ζώνες. Οι μετεωρολογικές παλίρροιες λαμβάνουν τη μέγιστη τιμή τους όταν η θυελλογενής ΑΣΘ συμπίπτει με τη μέγιστη ανώτατη πλήμμη στον κύκλο της αστρονομικής παλίρροιας. Οι Marcos et al. (2009) αναφέρουν ωστόσο, ότι οι ακραίες τιμές ΑΣΘ στην περιοχή της Μεσογείου οφείλονται κυρίως στα μέγιστα των μετεωρολογικών παλιρροιών, παρά στον συνδυασμό τους με τις αστρονομικές παλίρροιες. Στο παρελθόν, παρόμοια γεγονότα έχουν προκαλέσει εκτεταμένη, βραχυπρόθεσμη κατάκλυση με αποτέλεσμα ενίοτε ανθρώπινες και συχνά υλικές απώλειες, καταστροφές σε λιμενικά έργα, θαλάσσιες και παράκτιες κατασκευές, και περιβαλλοντικές επιπτώσεις (διάβρωση ακτών, διάρρηξη αμμοθινών, υφαλμύρωση επιφανειακών και υπόγειων νερών, υποχώρηση εδαφών, καταστροφή χλωρίδας και πανίδας, κ.λπ.) σε οικολογικά ευαίσθητες περιοχές της παράκτιας ζώνης (White, 1974).

Η εκτιμώμενη Κλιματική Αλλαγή στον 21^ο αιώνα αναμένεται να επηρεάσει τη συχνότητα εμφάνισης, τις τροχιές και την ένταση των έντονων καταιγίδων, σύμφωνα με τη Διακυβερνητική Επιτροπή για την Κλιματική Αλλαγή (Intergovernmental Panel on Climate Change· IPCC, 2001, 2007, 2012). Αυτό το γεγονός μπορεί δυνητικά να προκαλέσει αύξηση των ακραίων τιμών της ΑΣΘ τοπικά (Wang et al., 2008) και ειδικά στη Μεσόγειο δύναται να επηρεάσει τις τροχιές και την ένταση των τυπικών βαρομετρικών συστημάτων στην περιοχή, όπως π.χ. οι Μεσογειακοί Τυφώνες (Mediterranean Hurricanes ή Medicanes, Emanuel, 1991· Miglietta et al., 2013· Cavicchia et al., 2014), που παρουσιάζουν αντίστοιχα χαρακτηριστικά έντασης και μεγέθους με τα συνήθη έντονα μετεωρολογικά φαινόμενα χαμηλής πίεσης στις τροπικές περιοχές (Τροπικοί Κυκλώνες) των μεγάλων ωκεανών. Ενδείξεις των επιπτώσεων της Κλιματικής Αλλαγής στα πρότυπα ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας και στην υδροδυναμική απόκριση των θαλασσιών

μαζών στην περιοχή της Ευρώπης έχουν εντοπιστεί σε πληθώρα ερευνητικών προσπαθειών (π.χ. Esteves et al., 2011· Van den Eynde et al., 2012). Αρκετοί ερευνητές έχουν ασχοληθεί και με τη Μεσόγειο ή επιμέρους υπο-λεκάνες αυτής, π.χ. την ανατολική Ιβηρική παράκτια ζώνη, την Αδριατική, τις Βαλεαρίδες, τη θάλασσα της Λεβαντίνης, το Λυβικό Πέλαγος κ.λπ. Σχετικές μελέτες για τη δυναμική εξέλιξη της ΑΣΘ, που να εστιάζουν στην περιοχή της ανατολικο-κεντρικής Μεσογείου και ειδικά στο Αιγαίο και στο Ιόνιο Πέλαγος (ΑΙΠ) δεν έχουν γίνει στο παρελθόν, εκτός από τις πρόσφατες εργασίες των Κρεστενίτης κ. συν. (2014β), Krestenitis et al. (2014a) [πρώτες προσπάθειες για 150ετή ανάλυση], Διαμαντή κ. συν. (2015), Krestenitis et al. (2015a) [βραχυχρόνιες συγκρίσεις προσομοιώσεων με επιτόπου παρατηρήσεις], Κρεστενίτης κ. συν. (2015γ), Krestenitis et al. (2015b), Makris et al. (2015a, 2015b) και Androulidakis et al. (2015a) [ολοκληρωμένες προσεγγίσεις των επιδράσεων της Κλιματικής Αλλαγής του 21^{ου} αιώνα στις μετεωρολογικές παλίρροιες ολόκληρης της Μεσογείου]. Σε αυτές υπολογίστηκε μια τάση εξασθένησης του θυελλώδους (storminess) υπό την επίδραση του κλιματικού σεναρίου A1B, η οποία σχετίζεται κυρίως με τη συχνότητα, τη διάρκεια και τη χωρική κάλυψη των τοπικών μεγίστων της μετεωρολογικής παλίρροιας. Συνεκδοχικά, για να καλυφθεί το σχετικό κενό στην ελληνική βιβλιογραφία, οι κύριοι στόχοι της παρούσας εργασίας είναι οι ακόλουθοι:

α) Να γίνει χρήση εκτιμήσεων του μελλοντικού κλίματος στην περιοχή της Ελλάδας, και ειδικά προσομοιωμένων πεδίων ανέμου και ατμοσφαιρικών πιέσεων στη στάθμη της θάλασσας (Sea Level Pressure, *SLP*) για τον 21^ο αιώνα, έτσι ώστε να εκτιμηθούν οι επιδράσεις της Κλιματικής Αλλαγής μέχρι και το 2100 στην απόκριση της ΑΣΘ (κυρίως της θυελλογενούς συνιστώσας) σε έντονες καιρικές συνθήκες για την ελληνική παράκτια ζώνη.

β) Να ποσοτικοποιηθούν η δριμύτητα και η συχνότητα των έντονων γεγονότων μετεωρολογικής παλίρροιας στο ΑΙΠ, έτσι ώστε να παραχθούν μεγέθη σχεδιασμού σε σχέση με τη συνολική (θυελλογενή, παλιρροιογενή και κυματογενή) ΑΣΘ για λιμενικά και παράκτια τεχνικά έργα προστασίας στην Ελλάδα.

γ) Να εντοπιστούν συγκεκριμένοι μηχανισμοί της Κλιματικής Αλλαγής στην περιοχή της Μεσογείου και ειδικά των ελληνικών θαλασσών (ΑΙΠ), δηλ. να εκτιμηθεί η συνολική εξασθένηση ή ενίσχυση του καθεστώτος των έντονων καταιγίδων και των συνακόλουθων γεγονότων ΑΣΘ στην ανατολικο-κεντρική Μεσόγειο προς το 2100.

δ) Να προσομοιωθούν με σχετική ακρίβεια συγκεκριμένα έντονα γεγονότα ΑΣΘ, που έχουν καταγραφεί στο παρελθόν, σε επιλεγμένες περιοχές της Μεσογείου με τη χρήση διαθέσιμου επιχειρησιακού εργαλείου πρόγνωσης της συνολικής ΑΣΘ (πλατφόρμα *Wave4Us*).

Συνεπώς, στην παρούσα μεταδιδακτορική διατριβή διερευνάται η επίδραση της δυνητικής Κλιματικής Αλλαγής στην εξέλιξη των ετήσιων μέγιστων τιμών της ΑΣΘ στην ανοιχτή θάλασσα και στις παράκτιες ζώνες της Μεσογείου και του ΑΙΠ. Οι συγκρίσεις ανάμεσα στα αποτελέσματα των προσομοιώσεων για τον 21^ο αιώνα σε σχέση με αυτά του 20^{ου} βοηθούν στην ποσοτικοποίηση των επιδράσεων της Κλιματικής Αλλαγής πάνω στη δριμύτητα, την

εποχικότητα, τη συχνότητα εμφάνισης και τις τάσεις εξέλιξης των ακραίων γεγονότων ΑΣΘ λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας. Πρωταρχικός σκοπός είναι η ανάδειξη προτύπων αλλαγής του τρέχοντος και μελλοντικού κλίματος στο θαλάσσιο περιβάλλον της περιοχής σε σχέση με το παρελθόν. Απώτερος σκοπός είναι ο καθορισμός μεγεθών σχεδιασμού σε σχέση με τη στάθμη θάλασσας για την κατασκευή παράκτιων και λιμενικών έργων με βάση τις ακραίες τιμές (της συνολικής) ΑΣΘ για διάφορες περιόδους επαναφοράς μέχρι το 2100.

2. Θεωρητικό Πλαίσιο – Βιβλιογραφική Ανασκόπηση

2.1 Αντικείμενο μελέτης

Αντικείμενο της παρούσας μεταδιδακτορικής έρευνας αποτελεί η διερεύνηση των επιδράσεων της διαφαινόμενης Κλιματικής Αλλαγής στον 20^ο και 21^ο αιώνα επί των έντονων μεταβολών της στάθμης της θάλασσας στην περιοχή της Μεσογείου λόγω ακραίων καιρικών φαινομένων, συνδυάζοντας με συστηματικό τρόπο τη θυελλογενή με την κυματογενή και την παλιρροιογενή ΑΣΘ κοντά στην ακτή. Για αυτό το λόγο επιχειρείται η συζευγμένη προσομοίωση μετεωρολογικών παλιρροιών και κυματισμών σε μεγάλη κλίμακα και υψηλή χωρική-χρονική ανάλυση, ώστε να προκύψουν αξιόπιστες εκτιμήσεις της συνδυασμένης ΑΣΘ στα παράκτια ύδατα της Μεσογείου με έμφαση στις ελληνικές θάλασσες. Τα έντονα γεγονότα ΑΣΘ (Sea Level Height, *SLH*), ιδιαίτερα λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας (storm surge), θα συνεχίσουν να αποτελέσουν στο εγγύς μέλλον τον πιο σημαντικό κίνδυνο για την ελληνική παράκτια ζώνη, ειδικά σε περιοχές με χαμηλό υψόμετρο εδάφους. Με τον όρο μετεωρολογική παλίρροια περιγράφεται η μεταβολή (ανύψωση ή ταπείνωση) της στάθμης της θάλασσας λόγω (έντονων ή ήπιων, αντίστοιχα) ατμοσφαιρικών συνθηκών και συγκεκριμένα εξαιτίας της δράσης της ατμοσφαιρικής πίεσης και των ανέμων που εμφανίζονται πάνω από μια θαλάσσια περιοχή κατά τη διάρκεια ανάπτυξης (χαμηλών ή υψηλών, αντίστοιχα) βαρομετρικών συστημάτων στην ατμόσφαιρα (Κρεστενίτης κ. αλ., 2015α). Η επίδραση των χαμηλών πιέσεων και των δυνατών ανέμων, κατά τη διάρκεια τυφώνων, θυελλών και καταιγίδων, πάνω στη δυναμική εξέλιξη της ΣΘ στο παράκτιο περιβάλλον είναι μία από τις βασικές αιτίες πλημμυρών στην παράκτια ζώνη (Krestenitis et al., 2011· Κρεστενίτης κ. αλ., 2015α, 2015γ).

2.2 Βιβλιογραφική ανασκόπηση

Στο παρελθόν διάφοροι ερευνητές έχουν ασχοληθεί με τα φαινόμενα των μετεωρολογικών παλιρροιών και των κυματισμών υπό την επίδραση μεταβολών στο κλίμα της Ευρώπης, προσεγγίζοντάς τα με τη χρήση μοντέλων υδροδυναμικών προσομοιώσεων, σχετικά αδρής όμως χωρικής ανάλυσης, ώστε να καλύψουν όσο το δυνατό μεγαλύτερες υδάτινες μάζες και

παράκτιες ζώνες της Ευρώπης (Esteves et al., 2011· Marcos et al., 2011· Jordà et al., 2012· Lionello et al., 2012· Šepić et al., 2012· Conte and Lionello, 2013· Vousedoukas et al., 2016). Για τη Μεσόγειο, κάνοντας χρήση υδροδυναμικών προσομοιώσεων μεγάλης κλίμακας με σχετικά λεπτομερή χωρική ανάλυση, οι Krestenitis et al. (2011, 2014a, 2015a, 2015b, 2015d), οι Makris et al. (2015a, 2015b), και οι Androulidakis et al. (2015a) έχουν εκτιμήσει τις επιδράσεις της μελλοντικής Κλιματικής Αλλαγής στα πρότυπα ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας και στην υδροδυναμική απόκριση της θαλάσσιας στάθμης με ιδιαίτερη προσήλωση στις παράκτιες ζώνες της περιοχής. Σε αυτό το πλαίσιο έχουν υπολογιστεί οι τάσεις εξέλιξης του θυελλώδους (Van der Eynde et al., 2012) υπό την επίδραση του μελλοντικού κλιματικού σεναρίου SRES-A1B, οι οποίες σχετίζονται κυρίως με τη συχνότητα, τη διάρκεια και τη χωρική κάλυψη των τοπικών μεγίστων της μετεωρολογικής παλίρροιας και το ενεργειακό περιεχόμενο των σύνθετων κυματισμών σε μέσες και ακραίες συνθήκες.

Συγκεκριμένα, αρκετοί ερευνητές έχουν μελετήσει στο παρελθόν τις επιπτώσεις της Κλιματικής Αλλαγής στα χαρακτηριστικά των καταιγίδων και των πεδίων του ανέμου, των κυμάτων και των μετεωρολογικών παλιρροιών ανά τον κόσμο. Εδικές ενδείξεις σχετικά με τις επιπτώσεις της Κλιματικής Αλλαγής στα πρότυπα της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας στην περιοχή της Ευρώπης και στη υδροδυναμική συμπεριφορά των ευρωπαϊκών θαλασσών έχουν παρουσιαστεί σε αρκετές σχετικά πρόσφατες μελέτες. Οι Esteves et al. (2011) διερεύνησαν τις γενικές τάσεις αναφορικά με μετεωρολογικά και ωκεανογραφικά χαρακτηριστικά της Ανατολικής Θάλασσας της Ιρλανδίας. Οι Grabemann and Weisse (2008) ανέλυσαν τις παρούσες μέσες και ακραίες συνθήκες θάλασσας (κυρίως κυματικά χαρακτηριστικά) στη Βόρειο Θάλασσα αλλά και τις ενδεχόμενες μελλοντικές τους μεταβολές λόγω των πιθανών επιδράσεων της ανθρωπογενούς Κλιματικής Αλλαγής. Οι Van den Eynde et al. (2012) διερεύνησαν την εξέλιξη των ακραίων τιμών για το καθεστώς ανέμων, των υψών κύματος και της ΑΣΘ λόγω σφοδρών καταιγίδων στο βελγικό τμήμα της Βόρειας Θάλασσας για να αξιολογήσουν εν τέλει τις πιθανές μεταβολές στις θαλασσοταραχές και τις συνακόλουθες καταστροφές στην παράκτια ζώνη. Οι De Winter et al. (2012) μελέτησαν τις αναμενόμενες αλλαγές στο μέσο κυματικό κλίμα και στις ετήσιες μέγιστες τιμές υψών κύματος με περιόδους επαναφοράς μέχρι και 100 ετών στις ολλανδικές ακτές υπό το κλιματικό σενάριο SRES-A1B. Τα βασικά χαρακτηριστικά του κυματικού κλίματος και οι γενικές μεταβολές αυτού στη νοτιοδυτική Βαλτική Θάλασσα παρουσιάστηκαν από τους Soomere et al. (2012). Μια αξιολόγηση των συνολικών επιπτώσεων της Κλιματικής Αλλαγής στη Βαλτική Θάλασσα έχει παρουσιαστεί από την BACC Author Team (2008).

Ειδικά για την περιοχή της Μεσογείου Θάλασσας, αρκετές μελέτες έχουν επικεντρωθεί είτε σε ολόκληρη τη λεκάνη είτε σε τμήματά της, όπως η ισπανική παράκτια ζώνη, η Αδριατική, το Αρχιπέλαγος του Αιγαίου, το Ιόνιο Πέλαγος, η Θάλασσα της Λεβαντίνης και το Λιβυκό Πέλαγος. Οι Lionello et al. (2008) μελέτησαν το κυματικό κλίμα της Μεσογείου, με βάση αριθμητικές προσομοιώσεις 30 ετών (2071-2100) για τα πεδία των ανεμογενών κυματισμών με

ένα επιχειρησιακό μοντέλο πρόγνωσης κυμάτων (WAM) με βάση τα κλιματικά σενάρια SRES-A2 και SRES-B2. Επίσης, διεξήγαγαν αντίστοιχες προσομοιώσεις για παρελθούσα περίοδο «αναφοράς» με ίση διάρκεια (1961-1990), προκειμένου να ανιχνεύσουν αλλαγές σε σχέση με το παρόν κλίμα. Τα αποτελέσματα κατέδειξαν ότι οι αλλαγές του σημαντικού ύψους κύματος (Significant Wave Height, *SWH*), της ταχύτητας του ανέμου και της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας ήταν συνεπείς μεταξύ τους και ότι οι καταιγίδες στο θαλάσσιο περιβάλλον πιθανόν να είναι πιο ήπιες στο μέλλον από ότι στο παρόν. Οι Benetazzo et al. (2012) ανέλυσαν το κυματικό κλίμα της Αδριατικής Θάλασσας, σύμφωνα με το σενάριο SRES-A1B για την περίοδο 2070-2099, και κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι αναμένονται ηπιότερες συνθήκες θάλασσας (ειδικά της έντασης των κυματισμών) με βάση την πιθανή Κλιματική Αλλαγή στο μέλλον, μολονότι η δριμύτητα των κυματισμών μπορεί να ενταθεί σε τοπικό επίπεδο. Οι Casas-Prat and Sierra (2013) παρουσίασαν μελλοντικές περιοχικές προβλέψεις για το κλίμα σε υπολογιστικό πεδίο σχετικά υψηλής χωροχρονικής ανάλυσης. Ειδικά για το κυματικό πεδίο της βορειοδυτικής Μεσογείου οι σχετικές μεταβολές του *SWH* στον 21^ο αιώνα μπορεί να φτάσουν μέχρι $\pm 10\%$ για το μέσο κλίμα και έως $\pm 20\%$ για τις ακραίες τιμές. Οι Androulidakis et al. (2015a) υπολόγισαν μια φθίνουσα τάση στο θυελλώδες υπό την επίδραση του κλιματικού σεναρίου SRES-A1B, που σχετίζεται κυρίως με τη συχνότητα, τη διάρκεια και τη χωρική κάλυψη των τοπικών μεγίστων τιμών της μετεωρολογικής παλίρροιας στη Μεσόγειο.

2.3 Στόχοι έρευνας με βάση τα κενά στη διεθνή βιβλιογραφία

Σχετικές μελέτες, που να ανιχνεύουν την επίδραση της Κλιματικής Αλλαγής σχετικά με τη δυναμική της ΑΣΘ, οι οποίες να αφορούν ειδικά στην Ανατολική και/ή Κεντρική Μεσόγειο Θάλασσα και ιδιαίτερα στο Αιγαίο και το Ιόνιο Πέλαγος (ΑΙΠ) δεν έχουν πραγματοποιηθεί στο παρελθόν. Ως εκ τούτου και προκειμένου να αντιμετωπιστεί το προαναφερθέν κενό στη βιβλιογραφία, οι κύριοι στόχοι της παρούσας μεταδιδακτορικής έρευνας είναι οι εξής:

α) Εκτίμηση του μελλοντικού (ατμοσφαιρικού και ωκεάνιου) κλίματος για την ανατολικο-κεντρική Μεσόγειο (και ειδικά στην περιοχή του ΑΙΠ), με ιδιαίτερη έμφαση στην απόκριση της ΑΣΘ σε έντονες καιρικές συνθήκες για την ελληνική παράκτια ζώνη.

β) Αξιολόγηση των επιπτώσεων της Κλιματικής Αλλαγής στη δυναμική της ΑΣΘ στην περιοχή μελέτης, λαμβάνοντας υπόψη εκτιμήσεις των πιθανών μελλοντικών μεταβολών των κυματικών πεδίων και των μετεωρολογικών παλίρροιών μέχρι το 2100.

γ) Ποσοτικοποίηση της έντασης και της συχνότητας των ακραίων γεγονότων συνδυασμένης (κυματογενούς, παλίρροιογενούς και θυελλογενούς) ΑΣΘ στην περιοχή μελέτης, προκειμένου να παραχθούν τυπικά μεγέθη σχεδιασμού (αναφορικά με τη συνολική ΑΣΘ) για τα έργα προστασίας των ακτών στην Ελλάδα.

δ) Προσδιορισμός των ειδικών μηχανισμών σε σχέση με τις μελλοντικές μεταβολές σε τοπικό επίπεδο, οι οποίες σχετίζονται με την Κλιματική Αλλαγή στο ΑΙΠ, με εκτίμηση της

προβλεπόμενης συνολικής εξασθένησης ή ενίσχυσης του θυελλώδους και της απόκρισης της ΑΣΘ σε αυτό, μέσα στον 21^ο αιώνα.

ε) Προσομοίωση με ικανοποιητική ακρίβεια συγκεκριμένων έντονων γεγονότων ΑΣΘ, που έχουν καταγραφεί στο παρελθόν, σε επιλεγμένες περιοχές της Μεσογείου με τη χρήση διαθέσιμου επιχειρησιακού εργαλείου πρόγνωσης θαλασσιών συνθηκών (*Wave4Us*).

Σε αυτό το πλαίσιο, επιχειρείται η διερεύνηση των επιπτώσεων των πιθανών κλιματικών μεταβολών στα χαρακτηριστικά της ατμόσφαιρας (πεδία ανέμου και πίεσης στα 10 m από την και επί της ΜΣΘ), στα χαρακτηριστικά της ΑΣΘ λόγω κυματισμών και μετεωρολογικών παλινδρομιών κατά τη διάρκεια έντονων θαλασσοταραχών στην περιοχή μελέτης. Για αυτό το σκοπό γίνεται χρήση αποτελεσμάτων (Tolika et al., 2015) από προσομοιώσεις με το Περιφερικό Κλιματικό Μοντέλο (RCM), RegCM3 (Giorgi et al. 1993a, 1993b), το οποίο τροφοδοτείται από το Παγκόσμιο Κλιματικό Μοντέλο (GCM) του Ινστιτούτου Μετεωρολογίας Max Planck, ECHAM5 (Roeckner et al., 2003) για την προσομοίωση ατμοσφαιρικών πεδίων, υπό το ιστορικό σενάριο 20C3M για τον 20^ο αιώνα και το κλιματικό σενάριο SRES-A1B για τον 21^ο αιώνα.

Οι επιμέρους στόχοι της παρούσας ανάλυσης αναφέρονται και στην αξιολόγηση των αποτελεσμάτων προσομοιώσεων με το κυματικό μοντέλο SWAN (Booij et al., 1999· Ris et al., 1999) και το δισδιάστατο βαροτροπικό μοντέλο υδροδυναμικής ωκεάνιας κυκλοφορίας (Greek Climatic Storm Surge Model, GreCSSM), που χρησιμοποιούνται για την εκτίμηση του παρελθοντικού, του τρέχοντος (παρόντος) και του μελλοντικού θαλάσσιου κλίματος (ειδικά σε σχέση με την ΑΣΘ) που έχει παρουσιαστεί στην εργασία των Makris et al. (2016). Το GreCSSM βασίζεται στο αριθμητικό ομοίωμα για την αναπαραγωγή των θυελλογενών μεταβολών της ΑΣΘ των Krestenitis et al. (2011) το οποίο αποτελεί μετεξέλιξη του μοντέλου μετεωρολογικής παλίρροιας των De Vries et al. (1995). Το GreCSSM είναι μονόδρομο εμφωλευμένο στην αδρότερη χωρικά εκδοχή του ίδιου ομοιώματος για ολόκληρη την περιοχή της Μεσογείου (Mediterranean Climatic Storm Surge Model, MeCSSM), που έχει παρουσιαστεί αναλυτικά από τους Androulidakis et al. (2015a), τους Krestenitis et al. (2015a, 2015b) και τους Makris et al. (2015a, 2015b). Τα μοντέλα έχουν βαθμονομηθεί και αξιολογηθεί με διαθέσιμα δεδομένα από μετρήσεις πεδίου και δορυφορικές παρατηρήσεις. Για να εκτιμηθούν οι επιδράσεις της Κλιματικής Αλλαγής στα χαρακτηριστικά της κυματογενούς ΑΣΘ και των μετεωρολογικών παλινδρομιών στις ελληνικές θάλασσες, καθορίζονται οι 50ετείς μεταβολές για τις μέσες, ετήσιες και υπερετήσιες μέγιστες και ακραίες τιμές της ΑΣΘ μέχρι τα τέλη του 21^{ου} αιώνα. Η 50ετής χρονική κατάτμηση (1951-2000, 2001-2050 και 2051-2100) στην παρούσα έρευνα επιλέχθηκε για να αυξηθεί η αξιοπιστία της ανάλυσης των ακραίων τιμών των θαλάσσιων χαρακτηριστικών (κυμάτων και θυελλογενούς ΑΣΘ). Για να ποσοτικοποιηθούν οι επιδράσεις της Κλιματικής Αλλαγής στη δριμύτητα και τη συχνότητα των (έντονων και ακραίων) γεγονότων ΑΣΘ, παρουσιάζονται αποτελέσματα από την ανάλυση ακραίων τιμών ΑΣΘ και υπολογίζονται κατάλληλοι ευρετικοί στατιστικοί δείκτες. Συγκρίσεις των υδροδυναμικών χαρακτηριστικών της ΑΣΘ παρουσιάζονται για τις τρεις 50ετείς περιόδους και υποδεικνύονται

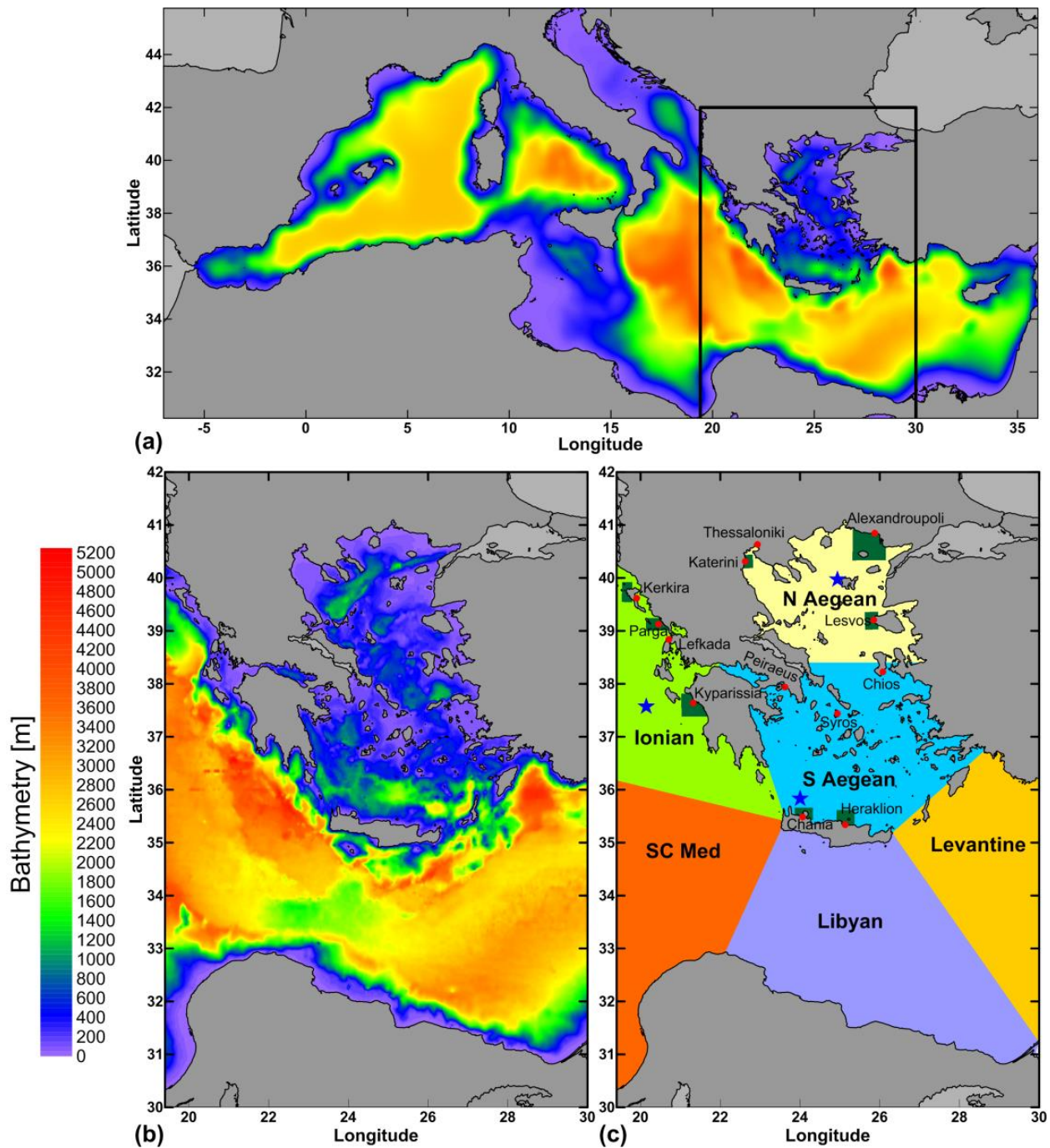
με αυτόν τον τρόπο οι εκτιμώμενες μεταβολές μεταξύ του παρελθόντος, του τρέχοντος και του μελλοντικού καθεστώτος των θαλασσοταραχών στην περιοχή μελέτης. Επιπλέον εκτιμάται η αβεβαιότητα των εκτιμώμενων τιμών, οι μελλοντικές τάσεις και τα μεγέθη για διάφορες περιόδους επαναφοράς των προσομοιωμένων υδροδυναμικών χαρακτηριστικών της ΑΣΘ, λαμβάνοντας υπόψη τόσο τα σημαντικά ύψη κύματος και τις μετεωρολογικές παλίρροιες. Τα αποτελέσματα μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την εκτίμηση του δείκτη παράκτιας τρωτότητας (Coastal Vulnerability Index, *CVI*) και για την παραγωγή μεγεθών σχεδιασμού για τα μελλοντικά έργα προστασίας των ακτών στην Ελλάδα. Οι προβολές και οι εκτιμήσεις της ανόδου της ΜΣΘ στη Μεσόγειο και το ΑΙΠ λαμβάνονται επίσης υπόψη και παρουσιάζονται με συνοπτικό τρόπο ανάλογα με τα διαθέσιμα δεδομένα της σχετικής βιβλιογραφίας.

Τελική στόχευση της έρευνας είναι ο εντοπισμός και η αξιολόγηση της δυνατότητας αναπαραγωγής, σε επιχειρησιακή λειτουργία, των έντονων καιρικών φαινομένων και των αντίστοιχων διακυμάνσεων της ΑΣΘ με πιθανές σοβαρές επιπτώσεις στην παράκτια ζώνη της Μεσογείου Θάλασσας, με βάση τα αποτελέσματα της προγνωστικής ωκεανογραφικής πλατφόρμας του έργου *Wave4Us* (<http://wave4us.web.auth.gr>). Το *Wave4Us* είναι ένα επιχειρησιακό υπολογιστικό σύστημα πρόγνωσης που χρησιμοποιεί μοντέρνα μοντέλα αιχμής για την προσομοίωση των ατμοσφαιρικών συνθηκών και των ωκεανογραφικών παραμέτρων με σκοπό την παραγωγή καθημερινών, φιλικών προς το χρήστη τριήμερων προβλέψεων θαλασσίων συνθηκών σε τρία επίπεδα ανάλυσης, τη Μεσόγειο, το Αιγαίο και τον Θερμαϊκό Κόλπο (Κρεστενίτης κ. συν. 2014α, 2015β; Androulidakis et al., 2015b). Οι μετεωρολογικές προγνώσεις γίνονται με το μοντέλο WRF (Pytharoulis et al., 2015) και τροφοδοτούν με δεδομένα εισόδου τα μοντέλα θαλάσσιας πρόγνωσης (κυματικό, μετεωρολογικής-αστρονομικής παλίρροιας και υδροδυναμικής κυκλοφορίας, Krestenitis et al., 2014b, 2015d). Τα αποτελέσματα του μοντέλου προσομοίωσης της συνολικής ΑΣΘ, HRSS (Krestenitis et al., 2015c; Androulidakis et al., 2015b), λόγω της συνδυασμένης επίδρασης της ατμοσφαιρικής διέγερσης (πίεσης και ανέμου), της αστρονομικής παλίρροιας και της επίδρασης των κυματισμών, χρησιμοποιούνται για την εκτίμηση της συνολικής ΑΣΘ κατά τη διάρκεια έντονων καιρικών γεγονότων σε διάφορες περιοχές της Μεσογείου για την ιστορική περίοδο 2013-2015 (Krestenitis et al., 2015d; Androulidakis et al., 2015b). Αρκετά «σοβαρά» γεγονότα καταιγίδων και έντονης ΑΣΘ έχουν προσομοιωθεί από τα ατμοσφαιρικά και ωκεανογραφικά μοντέλα κατά τα προηγούμενα έτη της επιχειρησιακής λειτουργίας του *Wave4Us*.

2.4 Περιοχή μελέτης – Γεωγραφικά και γενικά χαρακτηριστικά

Η περιοχή μελέτης είναι η Μεσόγειος Θάλασσα (Σχήμα 1α) με ιδιαίτερη έμφαση στο ανατολικο-κεντρικό τμήμα της μεταξύ των μεσημβρινών με γεωγραφικά μήκη $19.4^{\circ} - 30^{\circ} E$ και των παράλληλων με γεωγραφικά πλάτη $30^{\circ} - 42^{\circ} N$. Η περιοχή εστίασης αφορά κυρίως στο Αιγαίο και το Ιόνιο Πέλαγος και συνεπώς την παράκτια ζώνη της ελληνικής επικράτειας μαζί με

αυτή της δυτικής Ανατολίας στην Τουρκία (Σχήμα 1b). Το συνολικό πεδίο της αριθμητικής προσομοίωσης με υψηλή χωρική ανάλυση καλύπτει επίσης ένα μέρος της νότιας-κεντρικής Μεσογείου, ένα τμήμα του Λιβυκού Πελάγους, και ένα μικρό (δυτικό) τμήμα της θάλασσας της Λεβαντίνης (ο διαμερισμός στο Σχήμα 1c είναι ενδεικτικός και έχει γίνει για υπολογιστικούς σκοπούς). Η πολύπλοκη γεωμορφολογία (π.χ. οι απότομες εναλλαγές της ηπειρωτικής ορογραφίας στην Ελλάδα) και η παρουσία μεγάλου αριθμού νησιών, κυρίως στο αρχιπέλαγος του Αιγαίου, καθιστούν την περιοχή ιδιαίτερα ενδιαφέρουσα από την άποψη κλιματικών μελετών. Η περιοχή διακρίνεται για τις έντονα μεταβαλλόμενες βαθυμετρίες με βαθιές λεκάνες, εκτεταμένα και στενά τμήματα ρηχών υφαλοκρηπίδων, και εξαιρετικά πολύπλοκες ακτογραμμές. Οι τελευταίες είναι σχεδόν ισομερώς κατανεμημένες σε απότομους (ανακλαστικούς) βραχώδεις σχηματισμούς που διακόπτονται πολύ συχνά από σχετικά μικρές σε μήκος και σπάνια φαρδιές ιζηματογενείς παραλίες. Στην ελληνική παράκτια ζώνη υπάρχουν περιοχές με σχετικά ήπιες κλίσεις, που είναι ιδανικές για τουριστικές δραστηριότητες, όμως δυνητικά απειλούνται από επικίνδυνα πλημμυρικά γεγονότα κατάκλυσης κατά τη διάρκεια έντονων φαινομένων ΑΣΘ. Στο Αιγαίο και στο Ιόνιο λαμβάνει χώρα μεγάλος αριθμός ναυτικών και θαλάσσιων δραστηριοτήτων, όπως εμπόριο, ναυσιπλοΐα, μεταφορές, αλιεία και υδατοκαλλιέργειες, ιστιοπλοΐα, αθλητικές εκδηλώσεις, και τουρισμός, ιδιαίτερα κατά τη θερινή περίοδο. Επιπλέον, η ελληνική παράκτια ζώνη είναι ιδιαίτερα πυκνοκατοικημένη με πολλά αστικά κέντρα, λιμάνια, αλιευτικά καταφύγια και μαρίνες. Περιέχει επίσης οικολογικά ευαίσθητες περιοχές, όπως δέλτα ποταμών, λιμνοθάλασσες και εστούρες, περιοχές NATURA, προστατευόμενους υγροτόπους, βραχονησίδες, και ιδιαίτερα πολυσχιδή ακτογραμμή με περιοχές χαμηλού υψόμετρου. Σε αυτές, η επικινδυνότητα πλημμύρας είναι αρκετά έντονη κατά τη διάρκεια ακραίων γεγονότων μετεωρολογικής παλίρροιας, ιδιαίτερα όταν αυτά συνδυάζονται με υψηλές τιμές κυματογενούς ΑΣΘ στη ζώνη θραύσης και αναρρίχησης στην ακτή. Η τοπογραφία συγκεκριμένων παράκτιων περιοχών (Σχήμα 1c) τις καθιστά δυνητικά επιρρεπείς σε παράκτιες πλημμύρες, ακόμη και για μέτριες τιμές ΑΣΘ λόγω της συνδυασμένης δράσης αστρονομικών και μετεωρολογικών παλιρροιών. Οι τελευταίες προκαλούνται στο ΑΙΠ κύρια λόγω της επίδρασης του «ανεστραμμένου βαρόμετρου» και λιγότερο λόγω της πνοής ισχυρών ανέμων. Η τελευταία διεργασία αφορά κυρίως τις ακτές του Β. Αιγαίου και της Κρήτης, λόγω του μεγάλου ενεργού αναπτύγματος (fetch) πελάγους προς τα νότια και βόρεια, αντίστοιχα. Τα βαρομετρικά συστήματα στην περιοχή οφείλονται συνήθως σε αμβλυμένες υποτροπικές καταιγίδες (sub-tropical storms) και Μεσογειακούς τυφώνες (Medicanes) με κατεύθυνση από τα δυτικά προς τα ανατολικά στη Μεσόγειο (Krestenitis et al., 2011· Androulidakis et al., 2015a). Συνολικά τα τοπικά χαρακτηριστικά των ελληνικών και μεσογειακών ακτογραμμών (σχήμα, προσανατολισμός, φυσική ή τεχνητή προστασία τους κ.λπ.) παίζουν πολύ σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση του ανεμολογικού και κυματικού καθεστώτος στην περιοχή, και τελικά στην υδροδυναμική κυκλοφορία στην παράκτια ζώνη που μπορεί να προκαλέσει έντονες θυελλογενείς μεταβολές στη στάθμη της θάλασσας.



Σχήμα 1: Βαθυμετρία (m) της περιοχής μελέτης, χαρακτηριστικές υπο-περιοχές και συγκεκριμένοι σταθμοί ενδιαφέροντος. (a) Πεδίο μοντέλου MeCSSM με χωρική ανάλυση $1/10^\circ$, (b) πεδίο μοντέλου GreCSSM με χωρική ανάλυση $1/20^\circ$, (c) 6 υπο-περιοχές ενδιαφέροντος (B./N. Αιγαίο, Ιόνιο, Ν.Κ. Μεσόγειος, Λιβυκό, Λεβαντίνη με διαφορετικά χρώματα) και 13 παράκτιοι σταθμοί ελέγχου ΣΘ (κόκκινες κουκίδες).

2.5 Πρότυπα ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας και ανεμολογικό καθεστώς περιοχής μελέτης

Η ατμοσφαιρική κυκλοφορία στη λεκάνη της Μεσογείου επηρεάζεται έντονα από τα κύρια «ατμοσφαιρικά κέντρα δράσης» στην περιοχή: τα μόνιμα, δηλαδή το Υψηλό των Αζορών και το Χαμηλό της Ισλανδίας πάνω από τον Βόρειο Ατλαντικό Ωκεανό, και τα εποχιακά ημι-μόνιμα, δηλαδή το χειμερινό Χαμηλό (βαρομετρικό σύστημα) της Σιβηρίας, το θερινό Ασιατικό (Θερμικό) Χαμηλό, το εξαιρετικά θερμό Χαμηλό της Δυτικής Αφρικής και τα συστήματα υψηλών πιέσεων της Ευρώπης και της Βαλκανικής Χερσονήσου (Barry and Carleton, 2001). Οι μάζες ψυχρού αέρα που παρατηρούνται στην Δυτική Ασία και την Ανατολική Ευρώπη (και ειδικά τη Μεσόγειο) οφείλονται κύρια στο Υψηλό Βαρομετρικό της Σιβηρίας, το οποίο αντικαθίσταται από ένα Κέντρο Χαμηλής Πίεσης κατά τη ζέστη περίοδο του έτους (άνοιξη και καλοκαίρι) που αναπτύσσεται πάνω από τη Νότια Ασία και τη Μέση Ανατολή (γνωστό ως Ασιατικό Θερμικό Χαμηλό). Αυτό το σύστημα χαμηλής πίεσης και το σύστημα υψηλών πιέσεων της Βαλκανικής Χερσονήσου είναι τα δύο βασικά κέντρα δράσης που προκαλούν τη γένεση ιδιαίτερων τοπικών ανέμων και συγκεκριμένα των Ετησίων (ή Μελτεμιών) πάνω από το Αιγαίο κατά τη θερμή περίοδο του έτους (Anagnostopoulou et al., 2014).

Ωστόσο, η λεκάνη της Μεσογείου αποτελεί επίσης σημαντική πηγή για τη δημιουργία ή την ενίσχυση κυκλώνων (Gil et al., 2002). Στο δυτικό της μέρος, υπάρχουν τρεις κύριες περιοχές κυκλογένεσης (Trigo et al., 1999): α) το κέντρο της Γένοβας· β) οι κυκλώνες της Σαχάρας, που κυριαρχούν κατά την άνοιξη· γ) το θερμικό χαμηλό της Ιβηρικής χερσονήσου με τρία διακεκριμένα κέντρα (ανατολικά, δυτικά και κεντρικά), τα οποία σχηματίζονται από τα τέλη της άνοιξης μέχρι το καλοκαίρι, και γίνονται ιδιαίτερα έντονα μεταξύ Ιουνίου και Αυγούστου. Στην ανατολικο-κεντρική και την ανατολική Μεσόγειο διακρίνονται τέσσερις περιοχές κυκλογένεσης (Trigo et al., 1999 και Maheras et al., 2001): α) το Αιγαίο, μία από τις κυριότερες περιοχές κυκλογένεσης το χειμώνα και την άνοιξη· β) την ανατολική Μαύρη Θάλασσα, η οποία αποτελεί σημαντικό κέντρο όλη τη διάρκεια του έτους και αποκτά τα εντονότερα χαρακτηριστικά του κατά τη διάρκεια του Ιουλίου και του Αυγούστου· γ) την περιοχή σε γειτνίαση με την Κύπρο, η οποία επίσης αποτελεί πηγή κυκλώνων καθ' όλη τη διάρκεια του έτους· δ) τη Μέση Ανατολή με κύρια κέντρα στη Συρία και στο Ιράκ. Οι τελευταίες είναι οι κυριότερες περιοχές της θερινής κυκλογένεσης στην ανατολική Μεσόγειο λόγω της επέκτασης του Χαμηλού των Ινδικών Μουσώνων.

Τα κυρίαρχα πρότυπα ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας στο ΑΙΠ χαρακτηρίζονται κυρίως από βόρειους ανέμους. Συγκεκριμένα κατά τη διάρκεια της ψυχρής περιόδου (φθινόπωρο και χειμώνας) επικρατούν βορειοανατολικοί άνεμοι στο Β. Αιγαίο και βόρειοι άνεμοι στο κεντρικό και νότιο τμήμα του. Οι άνεμοι είναι κυρίως δυτικοί στο Ιόνιο Πέλαγος. Οι ισχυρότεροι άνεμοι, που σχετίζονται με περιοχές μεγάλου ύψους κύματος στο Αιγαίο, παρατηρούνται κυρίως στα βόρεια και τα κεντρικά υπεράκτια μέρη του, καθώς και στο όριο του νοτιοδυτικού Αιγαίου, δηλαδή τα στενά των Κηθύρων μεταξύ Πελοποννήσου και Κρήτης (Vagenas et al., 2014). Κατά τη διάρκεια της θερμής περιόδου, το Αιγαίο κυριαρχείται από τις Ετησίες (Μελτέμια), που

αποτελούν ένα από τα πιο επίμονα τοπικά αιολικά συστήματα στον κόσμο (Anagnostopoulou et al., 2014). Οι Ετησίες εμφανίζονται κυρίως κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού και των αρχών του φθινοπώρου πάνω από το Αιγαίο και διάφορα τμήματα της ανατολικής Μεσογείου. Οι Ετησίες είναι βορειοανατολικοί άνεμοι στο βόρειο Αιγαίο, μετατρέπονται σε βόρειους στις περιοχές του κεντρικού και νότιου Αιγαίου και σε βορειοδυτικούς κοντά στις νοτιοδυτικές ακτές της Τουρκίας (Savvidis et al., 2004).

2.6 Χαρακτηριστικά μετεωρολογικών παλιρροιών στην περιοχή μελέτης

Οι μετεωρολογικές παλίρροιες στην περιοχή μελέτης οφείλονται κυρίως στο φαινόμενο του ανάστροφου βαρόμετρου και μόνο τοπικά μπορεί να οφείλονται στις παράκτιες ροές λόγω πνοής ισχυρών ανέμων που προκαλούνται συνήθως από υπερ- ή υπο-τροπικές καταιγίδες οι οποίες έχουν φορά από τα δυτικά προς τα ανατολικά στη Μεσόγειο Θάλασσα (Krestenitis et al., 2011). Οι ακραίες τιμές της ΑΣΘ στην περιοχή της ανατολικο-κεντρικής Μεσογείου σχετίζονται κυρίως με τη θυελλογενή συνιστώσα (λόγω μετεωρολογικών παλιρροιών) και όχι με τον συνδυασμό αστρονομικών και μετεωρολογικών παλιρροιών (Marcos et al., 2009).

Οι Tsimplis and Vlahakis (1994) διερεύνησαν την επίδραση της ατμοσφαιρικής πίεσης και των επιφανειακών ανέμων στη μεταβλητότητα της ΑΣΘ στο Αιγαίο Πέλαγος. Βρήκαν μια πολύ υψηλή χωρική συσχέτιση μεταξύ της *SLH* και της *SLP*, καθώς και των μεσημβρινών συνιστωσών (από βορρά προς νότο), εξηγώντας έτσι το 90% των συνολικών μεταβολών της ΑΣΘ σε ολόκληρο το κεντρικό και ανατολικό τμήμα της περιοχής μελέτης. Οι Tsimplis and Blackman (1997) ανέλυσαν τις ακραίες τιμές ΑΣΘ από επί τόπου παρατηρήσεις σε 18 λιμάνια του ΑΙΠ χρησιμοποιώντας καταγραφές της *SLH* από το 1982 έως το 1989. Βρήκαν υψηλότερες τιμές στα 50ετή μεγέθη επαναφοράς (κατά 0.2 έως 0.3 m) σε σταθμούς μετρήσεων που βρίσκονται στο βόρειο Αιγαίο σε σχέση με τους σταθμούς του κεντρικού και νότιου Αιγαίου, στο οποίο τα εκτιμώμενα επίπεδα επαναφοράς της ΑΣΘ ήταν παρόμοιου μεγέθους. Υπολόγισαν τα 50ετή επίπεδα επαναφοράς της ΑΣΘ που κυμαίνονταν μεταξύ 0.35 και 0.37 m στο νότιο και κεντρικό Αιγαίο (Χανιά, Πειραιάς, Χίος και Σύρος) και μεταξύ 0.64 και 0.70 m στο Βόρειο Αιγαίο (Θεσσαλονίκη και Αλεξανδρούπολη). Για μεγαλύτερες περιόδους επαναφοράς (100 έως 500 έτη) η σχετική αύξηση της ΑΣΘ ήταν χαμηλή (δηλ. προσαύξηση *SLH* της τάξης των 5 cm).

Οι Marcos et al. (2011) μελέτησαν εκτενώς τις μεταβολές των χαρακτηριστικών των μετεωρολογικών παλιρροιών στη Μεσόγειο χρησιμοποιώντας διαφορετικές μελλοντικές προβολές για τις κλιματικές συνθήκες. Τα αποτελέσματά τους έδειξαν ότι κατά το παρελθόν σημειώνονταν στην περιοχή του ΑΙΠ 4 έως 5 μέτρια γεγονότα (>0.15 m) κατά μέσο όρο το χρόνο, με τις υψηλότερες συχνότητες στο βόρειο Αιγαίο. Ωστόσο, διαπίστωσαν ότι αυτές οι συχνότητες αναμένεται να μειωθούν κατά 1 έως 2 γεγονότα ετησίως σύμφωνα με το σενάριο SRES-A1B προς το τέλος του 21^{ου} αιώνα. Οι σχετικές αλλαγές των 50ετών μεγεθών επαναφοράς της ΑΣΘ κατά τη διάρκεια της δεκαετίας 2090-2099 σε σχέση με αυτά της

περιόδου 1990-1999 ήταν της τάξης των -3 έως -4 cm στο ΑΙΠ, εκτός από το Κρητικό Πέλαγος (νότιο Αιγαίο) και το Λιβυκό Πέλαγος, όπου η μείωση ήταν ελαφρώς χαμηλότερη (-2 cm). Ομοίως οι Jordà et al. (2012) εκτίμησαν ότι θα σημειωθούν τάσεις μείωσης με τιμές -0.18 ± 0.04 mm/έτος για την ΑΣΘ στην ανατολική Μεσόγειο βάσει του σεναρίου SRES-A1B. Υπολόγισαν την αύξηση του εποχιακού κύκλου των μετεωρολογικών παλινδρομιών, δηλαδή τη μείωση των συχνοτήτων της κρύας περιόδου (χειμώνα και φθινοπώρου) που συνοδεύεται από αύξηση των ακραίων γεγονότων κατά τη θερμή περίοδο (άνοιξη – καλοκαίρι).

Οι Conte and Lionello (2013) εξέτασαν τις θυελλογενείς παλίρροιες στη Μεσόγειο Θάλασσα επίσης με βάση το μετριοπαθές σενάριο SRES-A1B χρησιμοποιώντας διάφορα κλιματικά δεδομένα για την περίοδο 1951-2050. Τα αποτελέσματά τους έδειξαν μελλοντικές μεταβολές της τάξης του $\pm 5\%$ για την ΑΣΘ στην περιοχή, ενώ ο σταθμισμένος μέσος όρος των αποτελεσμάτων των κλιματικών προσομοιώσεων έδειξε μια ισχυρή τάση, χωρικά κατανεμημένη σε μεγάλα τμήματα της περιοχής μελέτης, για μείωση των μεγίστων μεγεθών της ΑΣΘ. Διαπίστωσαν επίσης ότι η συμβολή της *SLP* και του ανέμου στα θετικά μέγιστα της *SLH* στην περιοχή του ΑΙΠ είναι της τάξης των 55-75% και 25-45%, αντίστοιχα. Αυτό επιβεβαιώθηκε και από τους Androulidakis et al. (2015a) και Makris et al. (2015a, 2015b), οι οποίοι βρήκαν παρόμοια συμπεριφορά με ελαφρώς υψηλότερη συμβολή της *SLP* (65-75%) στις ετήσιες και υπερετήσιες μέγιστες τιμές της θυελλογενούς ΑΣΘ στις ελληνικές θάλασσες.

2.7 Χαρακτηριστικά κυματισμών στην περιοχή μελέτης

Το κυματικό κλίμα (καθεστώς) στις ελληνικές θάλασσες (ΑΙΠ) επηρεάζεται έντονα από τους φυσικούς μηχανισμούς και τις διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στη Μεσόγειο Θάλασσα. Λόγω της πολύ περιορισμένης ανταλλαγής ροών με τον Ατλαντικό Ωκεανό μέσω των στενών του Γιβραλτάρ, η Μεσόγειος μπορεί να θεωρηθεί πρακτικά μια κλειστή λεκάνη όσο αφορά στα κυματικά φαινόμενα. Έτσι, τα κυρίαρχα πρότυπα εξέλιξης των κυματικών πεδίων στην περιοχή εξαρτώνται κυρίως από τις ανεμολογικές συνθήκες, την έντονα μεταβαλλόμενη βαθυμετρία και την αλληλεπίδραση των κυματισμών με πολύπλοκης μορφής ακτογραμμές και πολυάριθμους νησιωτικούς σχηματισμούς. Η λεκάνη της Μεσογείου μπορεί πρακτικά να θεωρηθεί ότι περιλαμβάνει δύο διαφορετικά τμήματα που συνδέονται μεταξύ τους μέσω των Στενών της Σικελίας.

Εστιάζοντας στην περιοχή μελέτης του ΑΙΠ, βλέπει κανείς ότι το Ιόνιο Πέλαγος είναι περιφερειακό υδάτινο σώμα με μια ημίκλειστη λεκάνη που περιέχει σχετικά μικρό αριθμό νησιών κοντά στην ηπειρωτική χώρα. Οι μέσες τιμές του σημαντικού ύψους κύματος *SWH* κατά τη χειμερινή περίοδο για τις πρόσφατες δεκαετίες ποικίλλουν από 1.2 έως περίπου 1.7 m από το βόρειο έως το νότιο Ιόνιο Πέλαγος (Athanasoulis and Skarsoulis, 1992; Athanasoulis et al., 2004; Soukissian et al., 2008). Οι συχνότερες μέσες κατευθύνσεις διάδοσης των κυματισμών προέρχονται από τον δυτικό-νοτιοδυτικό τομέα λόγω του τοπικού ανέμου *Libeccio*

και τον νοτιοανατολικό τομέα λόγω του *Sirocco* (Zecchetto and De Biasio, 2007). Ο τοπικός άνεμος *Bora* από τον βορειοανατολικό τομέα (Dykes et al., 2009) δεν έχει σημαντική επίδραση στη διαμόρφωση του κυματικού πεδίου λόγω της έντονης φυσικής προστασίας που προσφέρει η ηπειρωτική χώρα και ιδιαίτερα η οροσειρά της Πίνδου. Στο Αιγαίο Πέλαγος παρατηρείται ένα πιο πολύπλοκο κυματικό καθεστώς (με τοπικού χαρακτήρα διαφοροποιήσεις) λόγω της πολύπλοκης τοπογραφίας του, των πολυάριθμων νησιών και της ύπαρξης καναλιών μεταξύ ηπειρωτικών περιοχών και νησιωτικών σχηματισμών, σε συνδυασμό με μικρά έως μέτρια αναπτύγματα πελάγους (fetch). Καθώς είναι αποκομμένο από την υπόλοιπη Μεσόγειο λόγω του νησιού της Κρήτης και των υπόλοιπων νησιών του εξωτερικού Ελληνικού Τόξου (χαρακτηριστικό τοξοειδής τεκτονικός/γεωλογικός σχηματισμός), το Αιγαίο παρουσιάζει χαμηλότερες τιμές σημαντικού ύψους κύματος *SWH* (H_s). Οι μέσες τιμές της χειμερινής περιόδου για τις τελευταίες δεκαετίες κυμαίνονται από 0.6 έως 1.3 m με μέγιστα στο βορειοανατολικό Αιγαίο, στο κεντρικό Αιγαίο (βόρεια του νησιού των Κυκλάδων), στα στενά Κρήτης-Κυθήρων και Κρήτης-Καρπάθου (Athanassoulis et al., 2004 και Soukissian et al., 2008). Η κυρίαρχη κατεύθυνση διάδοσης των κυματισμών στο Αιγαίο κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού είναι από βορρά προς νότο εξαιτίας της εμφάνισης των Ετησίων, οι οποίοι μειώνονται κατά τη διάρκεια του χειμώνα όταν λαμβάνουν χώρα δριμείες καταιγίδες με έντονα κυκλωνικά χαρακτηριστικά (Soukissian, 2005). Αυτές οι χειμερινές καταιγίδες παράγουν σχεδόν αποκλειστικά «βόρειες» και «νότιες» θάλασσες (πεδία κυματισμών με έντονα χαρακτηριστικά με προέλευση από Βορρά και Νότο), ενώ κυματικά πεδία με προέλευση από τα δυτικά και ανατολικά εμφανίζονται με πολύ χαμηλότερη συχνότητα (Christopoulos, 1997).

2.8 Μέση Στάθμη Θάλασσας στην περιοχή μελέτης

Για τη σωστή αποτύπωση των μελλοντικών προβολών των συνολικών μεταβολών της στάθμης της θάλασσας, πρέπει να συνδυάζονται οι διεργασίες βραχείας χρονικής κλίμακας, όπως τα κύματα και οι μετεωρολογικές παλίρροιες που προκαλούν την ΑΣΘ, με τις μακροπρόθεσμες διεργασίες που προκαλούν μόνιμες μεταβολές της ΜΣΘ σε βάθος χρόνου. Τέτοιες διεργασίες σχετίζονται άμεσα με τις αλλαγές στο κλίμα και έχουν να κάνουν με τις μεταβολές στα υδρογραφικά χαρακτηριστικά (π.χ. μεταβολές όγκου υδάτινου σώματος) και την καθαρή προσθήκη μάζας νερού λόγω της τήξης των πάγων στους πόλους της Γης. Παρόλο που σε αρκετές μελέτες έχει διερευνηθεί η πιθανή μεταβλητότητα της ΜΣΘ στη Μεσόγειο κατά τον 21^ο αιώνα, οι περισσότερες περιλαμβάνουν την επίδραση μόνο των στερικτών ή θερμο-στερικτών διεργασιών.

Οι Marcos and Tsimplis (2008) επεσήμαναν για πρώτη φορά την πολυπλοκότητα του προβλήματος χρησιμοποιώντας διάφορες προβολές βάσει ενός GCM και τριών κλιματικών σεναρίων, συγκεκριμένα ένα τύπου «δεσμευμένης» Κλιματικής Αλλαγής, και των SRES-A1B και SRES-A2. Κατέδειξαν ότι υπάρχει ασυμφωνία μεταξύ των αποτελεσμάτων των μοντέλων,

σχετικά με τις τάσεις προβολών της ΜΣΘ, λόγω της χονδροειδούς ανάλυσης των υπολογιστικών κανάβων και της ανεπαρκούς προσέγγισης σχετικά με τη σύνδεση της Μεσογείου με τον Ατλαντικό Ωκεανό, και συνεπώς τόνισαν την αδήριτη ανάγκη για εκτιμήσεις βασισμένες σε RCM υψηλής χωρικής ανάλυσης. Οι Tsimplis et al. (2008) ανέλυσαν τα αποτελέσματα ενός κλιματικού μοντέλου συζευγμένης προσομοίωσης ατμόσφαιρας – θάλασσας με υψηλή χωρική ανάλυση στο πλαίσιο του σεναρίου SRES-A2, δίνοντας μια εκτίμηση για τη μέγιστη στερική άνοδο της ΜΣΘ της τάξης των 25 cm μέχρι τα τέλη του 21^{ου} αιώνα. Ειδικά για την περιοχή του ΑΙΠ, η στερική άνοδος της ΜΣΘ ήταν ακόμη μικρότερη, δηλαδή λιγότερο από 15 cm στο Ιόνιο και λιγότερο από 5 cm στο Αιγαίο. Οι υπολογιζόμενες διαφορές βασίστηκαν στην ανάλυση 30ετών χρονικών διαστημάτων (2070-2099 και 1961-1990) και οι τιμές που βρήκαν υποδηλώνουν ότι ένα απαισιόδοξο σενάριο για την παγκόσμια Κλιματική Αλλαγή δεν οδηγεί απαραίτητα σε υψηλά επίπεδα της ανόδου της ΜΣΘ για τις ελληνικές θάλασσες (ΑΙΠ).

Οι Carillo et al. (2012) εξέτασαν το ρόλο της στερικής επίδρασης στην πιθανή μελλοντική αλλαγή της ΜΣΘ επεκτείνοντας την ανάλυσή τους μέχρι το 2050. Προέβλεψαν μια θερμο-στερική άνοδο της ΜΣΘ περίπου 5 cm για το ΑΙΠ έως το 2050 (έναντι της 50ετίας 1951-2000) υπό το σενάριο SRES-A1B, η οποία μπορεί να γίνει μεγαλύτερη (12 cm για το Ιόνιο και 7 cm για το Αιγαίο) κάτω από διαφορετικές οριακές συνθήκες που συνδέουν τη Μεσόγειο με τον Ατλαντικό. Πιο πρόσφατα, οι Adloff et al. (2015) διερεύνησαν την απόκριση της Μεσογείου σε έξι διαφορετικά κλιματικά σενάρια (SRES-A1B, B1 και A2, υπό διαφορετικούς συνδυασμούς διέγερσης) και βρήκαν μεγαλύτερες μεσοσταθμισμένες τιμές για ολόκληρη τη λεκάνη, περίπου 10 cm και 30-40 cm για τις περιόδους 2000-2050 και 2050-2099, αντίστοιχα. Για την εκτίμηση της συνολικής ΜΣΘ, πρέπει να συμπεριληφθούν και άλλες συνιστώσες μεταβολής (π.χ. η προσθήκη μάζας λόγω της τήξης των παγετώνων), οι οποίες μπορεί να προσθέσουν μέχρι και 15 έως 30 cm στη θερμο-στερική συνιστώσα, σύμφωνα με την έκθεση IPCC AR5 (IPCC, 2013). Η τιμή αυτή είναι σύμφωνη με τις πρόσφατες εκτιμήσεις της τάσης εξέλιξης της ΜΣΘ λόγω μεταβολών στη μάζα του νερού (πρόγραμμα GRACE, <http://www2.csr.utexas.edu/grace/>), που αντιστοιχεί σε περίπου 2.5 mm/έτος, κατά μέσο όρο σε ολόκληρη τη Μεσόγειο για την περίοδο από τον Ιανουάριο του 2003 έως τον Ιούλιο του 2013 (Tsimplis et al., 2013). Αν η τάση αυτή παραμείνει σταθερή, η προσθήκη μάζας θα πρέπει να αυξήσει τη ΜΣΘ στη Μεσόγειο κατά περίπου 12 cm μέχρι το 2050 και 25 cm μέχρι το 2100. Οι Carillo et al. (2012) και Adloff et al. (2015) εφιστούν την προσοχή στη μεγάλη αβεβαιότητα που παρουσιάζουν τα υδρογραφικά χαρακτηριστικά του Ατλαντικού, τα οποία ορίζονται ως όρια για το μοντέλο της Μεσογείου. Οι Adloff et al. (2015) κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι η επιλογή του προτύπου εξέλιξης των μεταβολών στα επιφανειακά ύδατα της Μεσογείου στις περιοχές γειτνίασης με αυτή έχει μεγαλύτερο αντίκτυπο στο εύρος των μεταβολών της ΜΣΘ λόγω θερμο-στερικών διεργασιών από ότι η επιλογή του τύπου του κοινωνικοοικονομικού σεναρίου SRES της IPCC. Το συμπέρασμα αυτό θα πρέπει να ισχύει και για πιο περιορισμένες χωρικές κλίμακες, π.χ. όσον

αφορά τον ρόλο των υδρογραφικών χαρακτηριστικών της Μαύρης Θάλασσας στην επιρροή της εξέλιξη της ΜΣΘ στο Αιγαίο Πέλαγος, καθώς το βόρειο Αιγαίο είναι περιοχή πολύ ευαίσθητη στις μεταβολές της ανωστικότητας των νερών που εισέρχονται από το στενό των Δαρδανελίων (Zervakis et al., 2000). Η μόνη αξιολόγηση πολλαπλών περιοχικών μοντέλων για την προσομοίωση της μελλοντικής μεταβολής στη ΜΣΘ σε ολόκληρη τη λεκάνη της Μεσογείου πραγματοποιήθηκε στο πλαίσιο του έργου CIRCE (Gualdi et al., 2013), παρουσιάζοντας μια θετική στερική τάση 0.29 ± 0.13 cm/έτος ή συνολικά μια στερική αύξηση μεταξύ 7 και 12 cm για την περίοδο 2021-2050 (έναντι της 30ετίας 1961-1990) για το μετριοπαθές σενάριο SRES-A1B.

Σε γενικές γραμμές, σε σύγκριση με τη σημαντική επιστημονική πρόοδο σε παγκόσμια κλίμακα αναφορικά με την εκτίμηση μεταβολών στη ΜΣΘ, οι γνώσεις μας στην τοπική κλίμακα της Μεσογείου παραμένουν μικρές βάσει προσομοιώσεων με περιοχικά μοντέλα ωκεάνιας κυκλοφορίας (Slangen et al., 2016), ιδίως λόγω αβεβαιοτήτων και ανεπαρκούς παραμετροποίησης του ισοζυγίου των ανταλλαγών νερού με τις γειτονικές θάλασσες.

3. Υποθέσεις εργασίας – Ερευνητικά ερωτήματα – Σκοπός και σημασία έρευνας

3.1 Υποθέσεις εργασίας

Η βασική υπόθεση εργασίας είναι ότι μια από τις κυρίαρχες ανάγκες κατά το σχεδιασμό έργων και τη διαχείριση μέτρων για την προστασία των ακτών είναι η ύπαρξη μακράς διάρκειας (≥ 50 έτη), ομοιογενών χρονοσειρών των κλιματικών παραμέτρων που σχετίζονται με τις μετεωρολογικές παλίρροιες και τα κυματικά πεδία (Makris et al., 2016). Μόνο έτσι, η εκτίμηση των αλλαγών και των τάσεων των ακραίων επεισοδίων ΑΣΘ μπορούν να δώσουν αξιόπιστα (και πιθανώς στατιστικά σημαντικά) αποτελέσματα (Galiatsatou and Prinos, 2014, 2015, 2016). Η ανάγκη ύπαρξης τέτοιων μακράς διάρκειας χρονοσειρών πραγματικών δεδομένων και η έλλειψη αυτών κυρίως σε παράκτιες και θαλάσσιες περιοχές έχει επισημανθεί στο παρελθόν από την επιστημονική κοινότητα (Efimov and Anisimov, 2010· Winterfeldt et al., 2010). Στην παρούσα ερευνητική προσπάθεια επιχειρείται να καλυφθεί το εν λόγω κενό στη βιβλιογραφία, σχετικά με τη διερεύνηση της επιρροής των κλιματικών μεταβολών επί του φαινομένου της παράκτιας ΑΣΘ για επιλεγμένες περιοχές της Μεσογείου και των ελληνικών θαλασσών για τη μεγαλύτερη δυνατή χρονική περίοδο (1951-2100) (Μακρής κ. συν., 2017).

3.2 Ερευνητικά ερωτήματα

Η έρευνα διαχωρίζεται σε τρεις βασικές ενότητες και ουσιαστικά γίνεται προσπάθεια να απαντηθούν τα ακόλουθα τρία ερωτήματα:

α) Ποια είναι τα χαρακτηριστικά της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας που συνδέονται με φαινόμενα έντονων θαλασσοταραχών στην περιοχή της Μεσογείου με έμφαση στην ελληνική παράκτια ζώνη;

β) Πως επιδρούν οι μεταβολές του τοπικού κλίματος πάνω στα έντονα γεγονότα ΑΣΘ στις παράκτιες ζώνες της περιοχής μελέτης με τη χρήση υδροδυναμικών προσομοιώσεων υψηλής χωρικής ανάλυσης;

γ) Πώς υπολογίζονται οι ακραίες μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης στο παράκτιο περιβάλλον για την εκτίμηση του κινδύνου παράκτιων πλημμυρών και ποια είναι τα εύλογα μεγέθη σχεδιασμού (αναφορικά με τη συνολική ΑΣΘ) για τα παράκτια έργα προστασίας για περιόδους επαναφοράς 50 έως 100 ετών;

3.3 Σκοπός και στόχοι έρευνας

Ο βασικός σκοπός της έρευνας είναι η υποβοήθηση της Ελλάδας και άλλων χωρών της Μεσογείου στη δημιουργία αξιόπιστων χαρτών υψηλής ανάλυσης για τις ακραίες τιμές ΑΣΘ και την επικινδυνότητα παράκτιων πλημμυρών, καλύπτοντας σχετικές ελλείψεις στις υποχρεώσεις των κρατών-μελών της ΕΕ έναντι σχετικών Οδηγιών για την παράκτια ζώνη (http://ec.europa.eu/environment/water/flood_risk/implem.htm). Τα αποτελέσματα που προκύπτουν από την παρούσα έρευνα είναι σε συμφωνία με τα εθνικά και ευρωπαϊκά διαχειριστικά σχέδια για τις πλημμύρες (Ευρωπαϊκή Οδηγία 2007/60/ΕΕ και Ν. 3983/2011 «Εθνική στρατηγική για την προστασία και διαχείριση του θαλάσσιου περιβάλλοντος – Εναρμόνιση με την οδηγία 2008/56/ΕΚ).

Οι βασικοί στόχοι της έρευνας είναι:

- Η διερεύνηση των χαρακτηριστικών της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας στη Μεσόγειο και ειδικά στις ελληνικές θάλασσες και η συσχέτισή τους με την απόκριση της θαλάσσιας στάθμης για μια περίοδο 150 ετών (1951-2100).
- Η κατηγοριοποίηση των παράκτιων περιοχών της Μεσογείου με βάση τις μέγιστες ετήσιες και υπερετήσιες τιμές της ΑΣΘ (λόγω μετεωρολογικής παλίνρροιας και κυματικής δράσης).
- Η βέλτιστη προσομοίωση των έντονων φαινομένων ΑΣΘ (λόγω μετεωρολογικής, αστρονομικής παλίνρροιας και κυματικής δράσης) που οφείλονται σε ακραίες καιρικές συνθήκες.
- Η συστηματική σύζευξη αριθμητικών μοντέλων υψηλής χωρικής ανάλυσης για την προσομοίωση της δισδιάστατης υδροδυναμικής κυκλοφορίας (με αστρονομική παλίνρροια) και της γένεσης και διάδοσης κυματισμών στην ανοιχτή θάλασσα και τις παράκτιες περιοχές.
- Η αναγνώριση των επιδράσεων των πρόσφατων και των πιθανών μελλοντικών αλλαγών των κλιματικών χαρακτηριστικών στις παράκτιες περιοχές της Μεσογείου (με έμφαση στην Ελλάδα), μέσω εκτίμησης των χαρακτηριστικών των έντονων επεισοδίων ΑΣΘ.

3.4 Σημασία και προσφορά της έρευνας

Η σημασία της παρούσας έρευνας έγκειται στα εξής:

- Γίνεται προσπάθεια να προαχθεί τη γνώση πάνω σε θέματα συζευγμένων προσομοιώσεων μετεωρολογικής, αστρονομικής παλίρροιας και κυματικών πεδίων, συνδυάζοντας τους ατμοσφαιρικούς μηχανισμούς που προκαλούν ανάλογα φαινόμενα στις παράκτιες περιοχές της Μεσογείου και εστιάζοντας στις ελληνικές θάλασσες, με κύριο στόχο τον μελλοντικό υπολογισμό αξιόπιστων δεικτών τρωτότητας των ακτών.

- Επιχειρείται η συστηματοποίηση του εντοπισμού της χωρικής και χρονικής μεταβλητότητας της θαλάσσιας στάθμης, η οποία επηρεάζει τη βραχυπρόθεσμη (π.χ. μέτρα προστασίας, πρόγνωση επικίνδυνων καταστάσεων) και τη μακροπρόθεσμη (π.χ. σχεδιασμός παράκτιων έργων, πολεοδομικός σχεδιασμός) διαχείριση της παράκτιας ζώνης στην περιοχή μελέτης (Μεσόγειος και ΑΙΠ).

- Συμβάλει στην παραγωγή κατάλληλων και εύχρηστων προϊόντων (χάρτες, βάσεις δεδομένων, κ.λπ.) για την ολοκληρωμένη διαχείριση των παράκτιων ζωνών και των κινδύνων πλημμύρας λόγω έντονων γεγονότων ΑΣΘ στην περιοχή μελέτης.

Η προσφορά της έρευνας αφορά στο αντικείμενο των επιδράσεων της Κλιματικής Αλλαγής επί των έντονων μεταβολών της στάθμης της θάλασσας στην περιοχή της Μεσογείου Θάλασσας, του Αιγαίου και του Ιονίου Πελάγους, λόγω ακραίων καιρικών φαινομένων στον 20^ο και 21^ο αιώνα. Η καινοτομία έγκειται στο ότι συνδυάζει με συστηματικό τρόπο τη θυελλογενή με την κυματογενή και την παλιρροιογενή ΑΣΘ στις παράκτιες ζώνες της περιοχής μελέτης βοηθώντας στη διερεύνηση των βασικών αιτίων των παράκτιων πλημμυρών.

Τα παραπάνω ερωτήματα και στόχοι της μεταδιδακτορικής έρευνας έχουν απαντηθεί στο παρόν κείμενο (βλ. §4-7) και στα επιστημονικά άρθρα σε περιοδικά και τις ανακοινώσεις σε συνέδρια που έχουν πρόσφατα δημοσιευτεί και παρουσιαστεί, αντίστοιχα, κατά τη διάρκεια εκπόνησης της χρηματοδοτούμενης (πρόγραμμα IKY-SIEMENS) μεταδιδακτορικής έρευνας (Makris et al., 2016· Μακρής κ. συν., 2017· Krestenitis et al., 2017· Galiatsatou et al., 2017).

4. Μεθοδολογία

Η μεθοδολογία, που ακολουθείται, χωρίζεται σε τέσσερα στάδια:

- α) Χρήση των αποτελεσμάτων (χαρακτηριστικά ανέμου και πίεσης) από ατμοσφαιρικές προσομοιώσεις με το περιοχικό κλιματικό μοντέλο RegCM3 με δυναμικό υποβιβασμό κλίμακας σε χωρική ανάλυση 10×10 Km (Tolika et al., 2015) για την περίοδο μελέτης (1951-2100) και συσχέτιση των προτύπων κυκλοφορίας με τα έντονα φαινόμενα ΑΣΘ (Makris et al., 2016· Μακρής κ. συν., 2017).

β) Σύζευξη και κατάλληλη εμφώλευση ωκεανογραφικών και παράκτιων υδροδυναμικών μοντέλων για τον δυναμικό υποβιβασμό κλίμακας (dynamic downscaling) με τη διεκπεραίωση προσομοιώσεων υψηλής χωρικής ανάλυσης στο θαλάσσιο και παράκτιο περιβάλλον. Οι προσομοιώσεις της ΑΣΘ λόγω μετεωρολογικών παλιρροιών έχουν γίνει με τα αριθμητικά ομοιώματα MeCSSM και GreCSSM (Krestenitis et al., 2014a, 2015a, 2015b· Androulidakis et al., 2015a· Makris et al., 2015a, 2016) για τις κλιματικές περιόδους ανάλυσης και με το HRSS (Androulidakis et al., 2015b· Krestenitis et al., 2015b, 2017) για βραχυπρόθεσμες επιχειρησιακές προγνώσεις θαλάσσιων συνθηκών. Πρόκειται για δισδιάστατα, βαροτροπικά, υδροδυναμικά μοντέλα κυκλοφορίας που επιλύουν τις ολοκληρωμένες κατά το βάθος εξισώσεις ρηχών νερών υπό την επίδραση του ανέμου και της ατμοσφαιρικής πίεσης στις θάλασσες της Μεσογείου και της ελληνικής επικράτειας σε υπολογιστικούς κανάβους ανάλυσης έως και $1/20^\circ$ (περίπου 5 Km στην περιοχή μελέτης) για τις κλιματικές προσομοιώσεις μετεωρολογικών παλιρροιών και $1/60^\circ$ (περίπου 1.5 Km στην περιοχή μελέτης) για τις προσομοιώσεις επιχειρησιακής πρόγνωσης της συνολικής ΑΣΘ στην ακτή. Τα αποτελέσματα των πεδίων των θαλάσσιων κυματισμών έχουν προκύψει από το φασματικό κυματικό μοντέλο 3^{ης} γενιάς SWAN (Booij et al., 1999· Ris et al., 1999), το οποίο προσομοιώνει τη δημιουργία και τη μετάδοση στο χώρο και στο χρόνο σύνθετων, ανεμογενών, θαλασσίων κυματισμών από τα βαθιά νερά μέχρι και την παράκτια ζώνη (Holthuijsen, 2007).

γ) Συλλογή και επεξεργασία δεδομένων πεδίου για την ΑΣΘ από μετρήσεις παλιρροιογράφων για τη ρύθμιση και την αξιολόγηση των μοντέλων. Για σύγκριση με τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων, χρησιμοποιούνται δεδομένα μέσω ημερήσιων τιμών ΑΣΘ της Υδρογραφικής Υπηρεσίας του Πολεμικού Ναυτικού (ΥΥΠΝ, <http://www.hnhs.gr/portal/page/portal/HNHS>), την πλατφόρμα του Προγράμματος CIESM MedGLOSS και το Sea Level Station Monitoring Facility της UNESCO/IOC. Οι χρονοσειρές έχουν υποστεί κατάλληλη επεξεργασία με φίλτρα αφαίρεσης αρμονικών, ώστε να αποκλειστούν οι μακροπρόθεσμες (>30 ημέρες) ταλαντώσεις της θαλάσσιας επιφάνειας (Conte and Lionello, 2013) λόγω στερικών φαινομένων, δηλαδή των μεγάλης κλίμακας, βραχύσυχνων, θερμοαλατικών διακυμάνσεων της συνολικής μάζας στη Μεσόγειο (Carillo et al., 2012). Επίσης γίνεται χρήση των δορυφορικών δεδομένων κυματικών πεδίων της βάσης AVISO (<http://www.aviso.oceanobs.com/>) (Makris et al., 2016).

δ) Επεξεργασία και στατιστική ανάλυση των αποτελεσμάτων των προσομοιώσεων με υπολογισμό του Δείκτη Μετεωρολογικής Παλίρροιας (Storm Surge Index, *SSI*) των Conte and Lionello (2013) και του ανηγμένου σφάλματός του, τον σχεδιασμό των θηκογραμμάτων των κατανομών του *SSI*, των υπερετήσιων μεγίστων της ΑΣΘ, των μέσης και ανώτερης τάξης εκατοστημορίων της ΑΣΘ, των ευρετικών πιθανοτήτων υπέρβασης των συνεκτικών και έντονων γεγονότων (Androulidakis et al., 2015a· Makris et al., 2016· Μακρής κ. συν., 2017), του δείκτη Hit Rate of Percentiles (*HRP*) των Schoetter et al. (2012), των μεγίστων και μέσω τιμών της 50ετούς ΑΣΘ, των στατιστικά σημαντικών τάσεων (θεωρώντας επίπεδο εμπιστοσύνης 95%

με το τεστ Mann-Kendall), του Δείκτη Κλιματικής Αλλαγής (Climate Change Index, *CCI* από Conte and Lionello, 2013), της εποχικότητας, της συχνότητας εμφάνισης και των τάσεων εξέλιξης των ετήσιων μεγίστων ΑΣΘ (Makris et al., 2016· Μακρής κ. συν., 2017) και υπολογισμός των ακραίων τιμών ΑΣΘ (Galiatsatou et al., 2015) με χρήση κατάλληλων στατιστικών προσεγγίσεων με αποτελέσματα από κατανομές GEV (Galiatsatou and Prinos, 2016· Galiatsatou et al., 2016) και μεθόδων διμεταβλητής στατιστικής ανάλυσης (Galiatsatou et al., 2017).

Τα αριθμητικά μοντέλα που χρησιμοποιούνται για τις κλιματικές προσομοιώσεις των καιρικών συνθηκών και των θαλάσσιων χαρακτηριστικών της Μεσογείου και του ΑΙΠ παρουσιάζονται παρακάτω μαζί με τις στατιστικές μεθόδους για τη διόρθωση μεροληψίας (bias correction) και τον υπολογισμό ακραίων τιμών. Τα βασικά χαρακτηριστικά ενός περιοχικού κλιματικού μοντέλου ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας RCM, ενός κυματικού μοντέλου και ενός ομοιώματος μετεωρολογικής παλίρροιας περιγράφονται συνοπτικά στα παρακάτω μαζί με αναλυτικούς τύπους για τη μεταφορά των κυματικών χαρακτηριστικών από τα βαθιά στην ακτογραμμή (με κατάλληλα μοντέλα προέλασης και θραύσης κυματισμών στην παράκτια ζώνη) και τον τελικό υπολογισμό της κυματογενούς παράκτιας ΑΣΘ εντός της ζώνης θραύσης, αλλά και της αναρρίχησης στην ακτή. Παρέχονται επίσης αποτελέσματα για την αξιολόγηση της απόδοσής τους και την επικύρωση της ικανότητάς τους να προσομοιώνουν με αρκετή ακρίβεια τις θαλάσσιες συνθήκες σε σχέση με την ΑΣΘ.

Υιοθετείται η χρονική κατάτμηση της ανάλυσης σε περιόδους των 50 ετών για την κάλυψη δύο βασικών απαιτήσεων: (α) τα ετήσια ανώτατα όρια σε κάθε περίοδο θα πρέπει να θεωρούνται επαρκώς στάσιμα, (β) το σύνολο δεδομένων κάθε περιόδου πρέπει να είναι αρκετά μεγάλο ώστε να παρέχει μια καλή προσαρμογή των οριακών κατανομών ακραίων τιμών. Οι προσομοιώσεις καλύπτουν την περίοδο των 150 ετών 1951-2100 (βλ. Πίνακα 1, §4.2). Τα αποτελέσματα προκύπτουν για μια Περίοδο Αναφοράς (1951-2000), μια Τρέχουσα Περίοδο (2001-2050, αντιπροσωπευτική του παρόντος και του κοντινού μελλοντικού κλίματος) και μια Μελλοντική Περίοδο (2051-2100). Για την Περίοδο Αναφοράς, το RCM τροφοδοτείται με δεδομένα εισόδου από πεδία προσομοιώσεων με ένα GCM που παράγονται στο πλαίσιο του ιστορικού σεναρίου 20C3M, το οποίο ενσωματώνει την αύξηση των αερίων του θερμοκηπίου όπως παρατηρήθηκε κατά τον 20^ο αιώνα (IPCC, 2001). Για τις προβολές του 21^{ου} αιώνα, το RCM διεγείρεται από πεδία προσομοίωσης με το GCM υπό το κλιματικό σενάριο «εκπομπών» αερίων θερμοκηπίου SRES-A1B. Το τελευταίο βασίζεται στην εκτίμηση ότι όλες οι πηγές ενέργειας θα χρησιμοποιηθούν εξίσου κατά τον 21^ο αιώνα και χαρακτηρίζεται ως ενδιάμεσο (μετριοπαθές) σενάριο με τις συγκεντρώσεις CO₂ να φτάνουν έως και 700 ppm μέχρι τα τέλη του 21^{ου} αιώνα (IPCC, 2001). Το SRES-A1B ανήκει στην οικογένεια σεναρίων που περιγράφουν έναν μελλοντικό κόσμο με πολύ γρήγορη οικονομική ανάπτυξη, με άμεση εισαγωγή νέων και αποδοτικότερων τεχνολογιών και γρήγορη αύξηση του παγκόσμιου πληθυσμού που κορυφώνεται στα μέσα του 21^{ου} αιώνα, αλλά μειώνεται στη συνέχεια.

Δύο επίπεδα προσομοίωσης χρησιμοποιούνται για όλα τα μοντέλα. Το Επίπεδο I περιλαμβάνει ολόκληρη τη Μεσόγειο Θάλασσα με μια χωρική ανάλυση που εξαρτάται από το μοντέλο (Σχήμα 1a) και το Επίπεδο II που καλύπτει ένα υποτομέα της Ανατολικής-Κεντρικής Μεσογείου και περιλαμβάνει την ελληνική επικράτεια και το ΑΙΠ (Σχήμα 1b). Επιπρόσθετα, το Επίπεδο II χωρίζεται σε διάφορες υπο-περιοχές (π.χ. Νότιο/Βόρειο Αιγαίο, Ιόνιο, κ.λπ.) που σημειώνονται με διαφορετικά χρώματα (Σχήμα 1c) και η ανάλυση ακραίων τιμών επικεντρώνεται σε οκτώ παράκτιες περιοχές (που απεικονίζονται με πράσινο χρώμα στο Σχήμα 1c) λόγω της δυνητικά υψηλής τρωτότητας σε φαινόμενα πλημμύρας.

4.1 Δεδομένα ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας

4.1.1 Κλιματικές προσομοιώσεις

Για την προσομοίωση του τοπικού κλίματος στην Ευρώπη, τις περιοχές της Μεσογείου και της Ελλάδας και συγκεκριμένα το Αιγαίο και Ιόνιο Πέλαγος, γίνεται χρήση των αποτελεσμάτων προσομοίωσης ενός περιοχικού κλιματικού μοντέλου (RegCM3) με δυναμικό υποβιβασμό κλίμακας σε χωρική ανάλυση από 25×25 Km για την Ευρώπη σε 10×10 Km (Tolika et al., 2015· Makris et al., 2015a, 2016) για την περιοχή του ΑΙΠ. Τα ατμοσφαιρικά δεδομένα για τα πεδία ανέμου στα 10 m από τη ΜΣΘ και SLP επί της ΜΣΘ χρησιμοποιούνται για τις προσομοιώσεις των μετεωρολογικών παλιρροιών και των κυματισμών στην περιοχή μελέτης (Makris et al., 2016). Το RegCM3 είναι ένα ατμοσφαιρικό αριθμητικό μοντέλο πεπερασμένων διαφορών, με υδροστατική ισορροπία και «σίγμα» κατακόρυφες συντεταγμένες, το οποίο λαμβάνει αρχικές και οριακές συνθήκες από τα ατμοσφαιρικά πεδία του παγκόσμιου κλιματικού μοντέλου ECHAM5. Έχει χρησιμοποιηθεί και αξιολογηθεί εκτενώς για τη μελέτη της εξέλιξης ατμοσφαιρικών παραμέτρων για προσομοιώσεις σε παρελθόντες χρόνους (hindcasts) και μελλοντικές προγνώσεις (forecasts). Οι βασικές παραμετροποιήσεις για τις προσομοιώσεις με υποβιβασμό κλίμακας στην περιοχή μελέτης δίνονται από τους Tolika et al. (2015) και Makris et al. (2016). Το μοντέλο RegCM3 έχει αξιολογηθεί εκτενώς έναντι των κλιματικών ατμοσφαιρικών δεδομένων της βάσης ERA-Interim (Berrisford et al., 2011· Dee et al., 2011· <http://www.ecmwf.int/en/research/climate-reanalysis/era-interim>) και παρείχε τα δεδομένα εισόδου, δηλαδή τα πεδία ανέμου στα 10 m από τη ΜΣΘ και ατμοσφαιρικής πίεσης στην επιφάνεια της θάλασσας (SLP) για τα μοντέλα MeCSSM, GreCSSM και SWAN.

Οι προσομοιώσεις καλύπτουν την 150ετή περίοδο 1951–2100. Η προσομοίωση «ελέγχου» του κλίματος έχει γίνει για την Περίοδο Αναφοράς (1951–2000) και η προσομοίωση βάσει σεναρίου για την Τρέχουσα Περίοδο (2001–2050, αντιπροσωπευτική του παρόντος και κοντινού μέλλοντος) και τη Μελλοντική Περίοδο (2051–2100). Η διέγερση του κλιματικού μοντέλου με πεδία αρχικών/οριακών συνθηκών υπόκειται στο σενάριο 20C3M για τα ιστορικά καταγεγραμμένα στοιχεία εκπομπών αερίων του θερμοκηπίου και ατμοσφαιρικής

θερμοκρασίας του 20^{ου} αιώνα. Το σενάριο SRES-A1B έχει χρησιμοποιηθεί για τις κλιματικές προσομοιώσεις του 21^{ου} αιώνα (Vagenas et al., 2014, 2017· Velikou et al., 2014) και βασίζεται στην παραδοχή ότι όλες οι πηγές ενέργειας θα χρησιμοποιούνται ισότιμα και χαρακτηρίζεται ως μετριοπαθές αναφορικά με τις προβλέψεις συγκεντρώσεων CO₂ (700 ppm) μέχρι το 2100 (IPCC, 2001).

4.1.2 Προσομοιώσεις για επιχειρησιακές μετεωρολογικές προγνώσεις

Για τις επιχειρησιακές προγνώσεις της ΑΣΘ χρησιμοποιούνται ως δεδομένα εισόδου, τα προσομοιωμένα ατμοσφαιρικά πεδία (*SLP* και ταχύτητες ανέμου στα 10 m από τη ΜΣΘ) από το μη υδροστατικό μοντέλο WRF (έκδοση 3). Έχει γίνει χρήση του επιλύτη *Advanced Research Dynamic Solver* και το WRF είναι ενσωματωμένο και αμφίδρομα εφωλευμένο σε τρία διαδοχικά επίπεδα προσομοίωσης με δυναμικό υποβιβασμό κλίμακας που καλύπτουν: α) την Ευρώπη και τη λεκάνη της Μεσογείου, β) την κεντρική και ανατολική Μεσόγειο και γ) τη βόρεια Ελλάδα και ειδικά τον Θερμαϊκό Κόλπο με οριζόντια χωρικά βήματα διακριτοποίησης 15 Km, 5 Km και 1.667 Km, αντίστοιχα. Στην κατακόρυφη διεύθυνση έχουν επιλεγεί 39 επίπεδα με διακριτοποίηση τύπου «σίγμα», μέχρι τα 50 hPa. Οι αρχικές και οι οριακές συνθήκες βασίζονται στις επιχειρησιακές αναλύσεις του παγκόσμιου μοντέλου NCEP/GFS και στις 3ωρες καιρικές προγνώσεις (με βάση τον κύκλο 12:00 UTC) με χωρική ανάλυση 0.5°×0.5° (γεωγραφικό πλάτος και μήκος) έως το καλοκαίρι του 2015 και με χωρική ανάλυση 0.25°×0.25° από τότε μέχρι και σήμερα. Τα πεδία θερμοκρασιών στην επιφάνεια της θάλασσας με υψηλότερη χωρική ανάλυση (1/12°×1/12°) του NCEP χρησιμοποιούνται από το μοντέλο WRF και διατηρούνται σταθερές σε ολόκληρο τον ορίζοντα της επιχειρησιακής πρόβλεψης των 96 ωρών. Τα συστήματα Ferrier, Betts-Miller-Janjic, Mellor-Yamada-Janjic και RRTMG χρησιμοποιούνται για την παραμετροποίηση των μικροφυσικών διεργασιών, το φαινόμενο της συναγωγής σε υπο-πλεγματικές χωρικές κλίμακες (που δεν επιλύονται αριθμητικά από το ατμοσφαιρικό μοντέλο, αλλά υπολογίζονται με προσεγγίσεις τύπου Smagorinsky), την προσομοίωση στην οριακή στοιβάδα και την μοντελοποίηση της ακτινοβολίας, αντίστοιχα, ενώ το *NOAH Unified Model* έχει χρησιμοποιηθεί για τις διεργασίες επί του κάτω στερεού ορίου του εδάφους (Pytharoulis et al., 2015, 2016).

4.2 Μοντέλο μετεωρολογικής παλίρροιας

Οι προσομοιώσεις για τη μεταβολή της ΑΣΘ λόγω ατμοσφαιρικών συνθηκών, δηλαδή για την προσομοίωση του παρόντος και μελλοντικού κλίματος αναφορικά με τις μετεωρολογικές παλίρροιας στην ανατολικο-κεντρική Μεσόγειο και τις ελληνικές θάλασσες (Μακρής κ. συν., 2017), έγιναν με το αριθμητικό ομοίωμα υψηλής χωρικής ανάλυσης Greek Climatic Storm Surge Model (GreCSSM: Krestenitis et al., 2015a, 2015b· Makris et al., 2015a, 2016). Αυτό βασίζεται στο πρότυπο αριθμητικό ομοίωμα για τον υπολογισμό των θυελλογενών μεταβολών

της στάθμης της θάλασσας των De Vries et al. (1995), το οποίο έχει βαθμονομηθεί και αξιολογηθεί εκτενώς στο παρελθόν σε μελέτες κλιματικών προσομοιώσεων (Krestenitis et al., 2011· Trifonova et al., 2012· Krestenitis et al., 2015a, 2015b· Makris et al., 2015a, 2015b, 2016· Androulidakis et al., 2015a). Το GreCSSM είναι μονόδρομα εμφωλευμένο και λαμβάνει οριακές συνθήκες από το αδρότερης χωρικής ανάλυσης μοντέλο για τη Μεσόγειο Mediterranean Climatic Storm Surge Model (MeCSSM) το οποίο έχει παρουσιαστεί εκτενώς από τους Κρεστενίτης κ. συν. (2014β, 2015γ), Krestenitis et al. (2014a, 2015a) και Androulidakis et al. (2015a). Πρόκειται για διδιάστατο, βαροτροπικό, υδροδυναμικό μοντέλο κυκλοφορίας που επιλύει τις ολοκληρωμένες κατά το βάθος εξισώσεις ρηχών νερών υπό την επίδραση του ανέμου και της ατμοσφαιρικής πίεσης στις θάλασσες της ελληνικής επικράτειας σε έναν υπολογιστικό κάρναβο $1/20^\circ \times 1/20^\circ$ (περίπου 5×5 Km στην περιοχή του ΑΙΠ). Τα κύρια χαρακτηριστικά του μοντέλου GreCSSM δίνονται στον Πίνακα 1.

Πίνακας 1: Βασικές παραμετροποιήσεις του μοντέλου GreCSSM.

Παραμετροποίηση	Βιβλιογραφική Αναφορά ή Τιμή Παραμέτρου
Ατμοσφαιρικά δεδομένα εισόδου	6ωρα από RegCM3
Βαθυμετρία / Κελιά Χωρική ανάλυση	GEBCO / 213×261 $1/20^\circ \times 1/20^\circ$ (περίπου 5×5 Km στο ΑΙΠ)
Χρόνος Ολοκλήρωσης Χρονικό Βήμα Επίλυσης	$1/1/1950 - 31/12/2100$ 30 s
Οδηγοί ρύθμισης μοντέλων ECHAM5 / RegCM3	1951–2000: Προσομοίωση ελέγχου με δεδομένα 20C3M 2001–2100: Προσομοίωση υπό το σενάριο A1B
Τριβές διεπιφάνεια αέρα-νερού Τριβές πυθμένα	Smith and Banke (1975) Wang (2002)
Οριακές συνθήκες Τεχνική εμφώλευσης	Από μοντέλο MeCSSM Ανοιχτό όριο τύπου Dirichlet για τη Στάθμη Θάλασσας
Τυρβώδης κινηματική συνεκτικότητα	Υπόθεση Boussinesq Μοντέλο Smagorinsky για οριζόντιες δίνες

4.2.1 Βασικές εξισώσεις μοντέλου μετεωρολογικής παλίρροιας

Όλοι οι τύποι των προσομοιώσεων για την θυελλογενή ΑΣΘ λόγω ατμοσφαιρικών συνθηκών (κλιματικές: για μακροπρόθεσμη εκτίμηση των ακραίων τιμών ΑΣΘ σε μεγάλες περιοχές· επιχειρησιακές: βραχυπρόθεσμη πρόγνωση έντονων μεμονωμένων γεγονότων σε στοχευμένες περιοχές) βασίζονται στο πρότυπο αριθμητικό ομοίωμα δισδιάστατης υδροδυναμικής κυκλοφορίας High Resolution storm Surge model (HRSS· De Vries et al., 1995· Krestenitis et al., 2011). Σε διάφορες μορφές του και με διαφορετικές παραμετροποιήσεις και ρυθμίσεις έχει εφαρμοστεί σε 2 διαδοχικά υπολογιστικά πεδία για τις κλιματικές προσομοιώσεις (Σχήμα 1) και 3 διαδοχικά υπολογιστικά πεδία για τις επιχειρησιακές προγνώσεις (Krestenitis et al., 2014b, 2015c, 2017). Το μοντέλο επιλύει τις δισδιάστατες

(κατακόρυφα μεσοσταθμισμένες/ολοκληρωμένες) εξισώσεις Navier-Stokes στη μορφή των «εξισώσεων ρηχών νερών» και υπολογίζει την ΑΣΘ και το ολοκληρωμένο κατά το βάθος ρεύμα σε κάθε κελί του υπολογιστικού κανάβου. Για τη μοντελοποίηση των τυρβωδών διεργασιών στο οριζόντιο επίπεδο σε υπο-πλεγματική κλίμακα χρησιμοποιείται ένα μοντέλο υπολογισμού των εσωτερικών διατμητικών τάσεων (τριβών) τύπου Smagorisky (ψευδο-LES προσέγγιση σε δισδιάστατο κανάβο) με συντελεστή $C_s \approx 0.1$ (Rogallo and Moin, 1984) για την προσέγγιση της τυρβώδους κινηματικής συνεκτικότητας $\nu_t = [C_s \cdot (\Delta x + \Delta y) / 2]^2 \cdot \nu(2\hat{S}_{xy}\hat{S}_{xy})$. Τα Δx και Δy είναι τα χωρικά βήματα διακριτοποίησης του υπολογιστικού πεδίου του μοντέλου στο οριζόντιο επίπεδο και \hat{S}_{xy} είναι ο (ψευδο-)τανυστής του ρυθμού μεταβολής της τροπής $\hat{S}_{xy} = [(\partial \tilde{u} / \partial y) + (\partial \tilde{v} / \partial x)]$, όπου \tilde{u} και \tilde{v} οι φιλτραρισμένες τιμές των οριζόντιων συνιστωσών της ταχύτητας του νερού. Οι βασικές εξισώσεις διατήρησης της ορμής (ποσότητας κίνησης) (Εξ. 1 και 2) και συνέχειας (Εξ. 3) δίνονται από (Κρεστενίτης κ. συν., 2015α):

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fu + g \frac{\partial z}{\partial x} = -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{1}{\rho_o} \frac{\tau_x}{(h+z)} - k \frac{u\sqrt{u^2+v^2}}{\rho_o(h+z)} - \frac{g}{\rho_o} \frac{0.9\partial z - 0.7\partial z_o}{\partial x} - 2\nu_t \hat{S}_{xy} \quad [1]$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fv + g \frac{\partial z}{\partial y} = -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{1}{\rho_o} \frac{\tau_y}{(h+z)} - k \frac{v\sqrt{u^2+v^2}}{\rho_o(h+z)} - \frac{g}{\rho_o} \frac{0.9\partial z - 0.7\partial z_o}{\partial y} - 2\nu_t \hat{S}_{yx} \quad [2]$$

$$\frac{\partial z}{\partial t} + \frac{\partial(h+z)u}{\partial x} + \frac{\partial(h+z)v}{\partial y} = 0 \quad [3]$$

όπου t είναι ο χρόνος, x και y είναι οι οριζόντιες χωρικές συντεταγμένες, z είναι η ανύψωση της στάθμης του νερού πάνω από τη ΜΣΘ, οι u , v είναι οι οριζόντιες κατά x και y συνιστώσες της μέσης στο βάθος ταχύτητας $\mathbf{u}=(u,v)$ του θαλάσσιου ρεύματος, το h είναι το βάθος του νερού σε κατάσταση ηρεμίας, το g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας, το f είναι γεωστροφική παράμετρος Coriolis, το k είναι ο συντελεστής τριβής (κατά Chezy ή Manning) στον πυθμένα, τ_x και τ_y είναι οι οριζόντιες συντεταγμένες των διατμητικών τάσεων $\boldsymbol{\tau}=(\tau_x, \tau_y)$ στη διεπιφάνεια αέρα-νερού, ρ_o είναι η πυκνότητα του νερού, P είναι η ατμοσφαιρική πίεση στη στάθμη της θάλασσας (SLP) και z_o είναι η ΑΣΘ λόγω αστρονομικής παλίρροιας (βλ. §4.2.2). Ο υπολογισμός των πεδίων της αιολικής διατμητικής τάσης βασίζεται στο μετασχηματισμό των δεδομένων ταχύτητας ανέμου στα 10 m από τη ΜΣΘ από το διαχωρισμό σε παράλληλες και μεσημβρινές συνιστώσες της τάσης του ανέμου στην επιφάνεια της θάλασσας σύμφωνα με την Εξ. 4.

$$\boldsymbol{\tau} = \rho_A \cdot C_D \cdot |\mathbf{W}| \cdot \mathbf{W} \Rightarrow \tau_x = \rho_A \cdot C_D \cdot W_x^2 \ \& \ \tau_y = \rho_A \cdot C_D \cdot W_y^2 \quad [4]$$

όπου ρ_A είναι η πυκνότητα του αέρα, $\mathbf{W}=(W_x, W_y)$ είναι το διάνυσμα της ταχύτητας του ανέμου και C_D είναι ο συντελεστής τριβής στην επιφάνεια του θαλασσινού νερού. Για τη συνεισφορά της κυματογενούς κυκλοφορίας υπολογίστηκαν οι τάσεις ακτινοβολίας (radiation stresses) S_{xx} , S_{xy} , S_{yx} , S_{yy} των κυματισμών (προσομοιωμένων από το μοντέλο SWAN, 2012) και προστέθηκαν κατάλληλοι όροι στις εξισώσεις διατήρησης της ορμής (Εξ. 1 και 2) για κάθε κελί του υπολογιστικού πεδίου και βήμα ολοκλήρωσης της επίλυσης, οι οποίοι διαμορφώνονται ως εξής (Krestenitis et al., 2011):

$$\dots - \frac{1}{\rho(h+z)} \left(\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} - \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} \right) \text{ κατά } x, \dots - \frac{1}{\rho(h+z)} \left(\frac{\partial S_{xy}}{\partial x} - \frac{\partial S_{yy}}{\partial y} \right) \text{ κατά } y \quad [5]$$

$$S_{xx} = \bar{E}_w \left[\frac{k_x^2 c_g}{|\mathbf{k}|^2 c_p} + \left(\frac{c_g}{c_p} - \frac{1}{2} \right) \right], S_{xy} = S_{yx} = \bar{E}_w \left(\frac{k_x k_y c_g}{|\mathbf{k}|^2 c_p} \right), S_{yy} = \bar{E}_w \left[\frac{k_y^2 c_g}{|\mathbf{k}|^2 c_p} + \left(\frac{c_g}{c_p} - \frac{1}{2} \right) \right] \quad [6]$$

όπου \bar{E}_w είναι η μέση ολοκληρωμένη κατά το βάθος ενεργειακή πυκνότητα (άθροισμα της κινητικής και της δυναμικής ενέργειας) ανά μονάδα οριζόντιας επιφάνειας. Με βάση την κυματική θεωρία Airy 2^{ης} τάξης ισχύει $\bar{E}_w = \rho g H_s^2 / 16$ (αναγωγή τύπου για μονοχρωματικούς κυματισμούς ώστε να αντιστοιχεί στα φασματικά χαρακτηριστικά σύνθετων κυματικών πεδίων) με H_s το σημαντικό ύψος κύματος (SWH). Ο $\mathbf{k} = (k_x, k_y)$ με μέτρο $|\mathbf{k}| = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$ είναι ο κυματάριθμος (σε μητρική μορφή) και k_x, k_y οι συνιστώσες του διανύσμάτος του στις 2 οριζόντιες διευθύνσεις x και y , c_g και c_p είναι η ταχύτητα ομάδας και η φασική ταχύτητα των κυματισμών που αντιστοιχεί στην περίοδο κορυφής του ενεργειακού φάσματος T_p .

Η βαθμονόμηση και αξιολόγηση του μοντέλου για τις συνθήκες που περιγράφονται στην παρούσα έρευνα βασίζεται στη μεθοδολογία των Krestenitis et al. (2015a, 2015b, 2015c, 2015d) και έχουν πραγματοποιηθεί αριθμητικά πειράματα με διάφορες τιμές του συντελεστή τριβής επιφάνειας, συμπεριλαμβανομένου του υπολογισμού του C_D , σύμφωνα με τη σχέση των Smith and Banke (1975):

$$C_D = (0.63 + 0.066|\mathbf{W}|) / 10^3 \quad [7]$$

Οι προσομοιώσεις στο υπολογιστικό πεδίο της Μεσογείου παρέχουν τις οριακές συνθήκες στο 2^ο επίπεδο προσομοίωσης των ελληνικών θαλασσών (σημ. μόνο το Αιγαίο σε επιχειρησιακή λειτουργία) και τα αποτελέσματα της προσομοίωσης στο 2^ο επίπεδο παρέχουν τις οριακές συνθήκες για τις προσομοιώσεις στο τελικό (3^ο) πεδίο εμφώλευσης πολύ υψηλής ανάλυσης (π.χ. τον Θερμαϊκό Κόλπο) [βλ. §4.2.3]. Η προσέγγιση της εμφώλευσης βασίζεται στη συνθήκη «ανοικτού ορίου» με ελεύθερη διάβαση, όπου η ΑΣΘ παρέχεται από το εξωτερικό μοντέλο αδρής χωρικής ανάλυσης. Η οριακή συνθήκη για την ΑΣΘ στο ανοιχτό όριο βασίζεται στον συνδυασμό δύο υπολογιστικών προσεγγίσεων για την εγκάρσια συνιστώσα της ταχύτητας προς το όριο. Στην πρώτη προσέγγιση, η εγκάρσια στο όριο ταχύτητα v μοντελοποιείται με βάση τη συνθήκη ακτινοβολίας τύπου Sommerfeld (επιλύοντας τοπικά την ανομοιογενή εξίσωση του Helmholtz για τη μετάδοση της πληροφορίας εγκάρσια στο όριο), ενώ στη δεύτερη προσέγγιση η ταχύτητα v υπολογίζεται από τη συνθήκη Neumann (ρυθμίζοντας το 1^{ης} τάξης διαφορικό για την εγκάρσια στο όριο χωρική μεταβολή της ΑΣΘ).

4.2.2 Παραμετροποίηση της αστρονομικής παλίρροιας για επιχειρησιακή πρόγνωση

Η συμβολή της αστρονομικής παλίρροιας στη μεταβολή της ΑΣΘ στον υπολογισμούς του μοντέλου υπολογίζεται σε κάθε κελί του υπολογιστικού πλέγματος του μοντέλου της μετεωρολογικής παλίρροιας με βάση την παραμετροποίηση του Schwiderski (1980) για το

στατικό μοντέλο αστρονομικής παλίρροιας και προσθέτει επιπρόσθετους όρους στις εξισώσεις της ορμής (αριστερό μέρος των Εξ. 1 και 2) σύμφωνα με τους Κρεστενίτης κ. συν. (2015α):

$$\dots - 0.7g \frac{\partial z_{\text{tide}}}{\partial x} \text{ κατά } x \quad [8]$$

Η συγκεκριμένη παραμετροποίηση της κίνησης της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας μπορεί να συνδυαστεί ή να ενσωματωθεί σε οποιαδήποτε (δισ- ή τρισδιάστατη) μορφοποίηση των εξισώσεων ορμής και συνέχειας που περιγράφει την κίνηση των θαλάσσιων υδάτων. Η σημειακή πρόβλεψη του παλιρροιακού σήματος σε οποιαδήποτε θέση (ορίζεται μοναδιαία από το γεωγραφικό μήκος λ και πλάτος φ) βασίζεται στην επίλυση μιας αρμονικής εξίσωσης, η οποία εφαρμόζει άμεσα το παλιρροιακό ισοζύγιο (ή αστρονομικό δυναμικό γένεσης παλιρροιών) με τη χρήση της αριθμητικής σειράς του Shureman (1958) και οι υπόλοιπες τρεις εξισώσεις είναι οι βασικοί τύποι μερικών αρμονικών για τις παλίρροιας:

$$\zeta_{\text{tide}} = \sum_v \zeta_{\text{tide},v}(\lambda, \varphi, t) \quad [9]$$

$$\zeta_{\text{tide},2} = k_o \sin^2(\varphi) \cos(\sigma t + x + 2\lambda), \quad v = 2$$

$$\zeta_{\text{tide},1} = k_o \sin(2\varphi) \cos(\sigma t + x + \lambda), \quad v = 1$$

$$\zeta_{\text{tide},0} = k_o (3 \sin^2(\varphi)) \cos(\sigma t + x), \quad v = 0$$

Πίνακας 2: Τιμές βασικών παραμέτρων και σταθερών των κύριων αρμονικών των παλιρροιακών ιδιομορφών.

Σύμβολο Αρμονικής	Παλιρροιακή Ιδιομορφή	k_o (m)	σ (10^{-4} /sec)	T (hrs)	χ ($^\circ$)	Είδος Παλίρροιας
M2	Κύρια σεληνιακή	0,242334	1,10519	12.42	$2h_o - 2s_o$	Ημι-ημερήσια $v=2$
S2	Κύρια ηλιακή	0,112841	1,45444	12.00	0	
N2	Ελλειπτική σεληνιακή	0,046398	1,37880	12.66	$2h_o - 3s_o + p_o$	
K2	Απόκλιση Ήλιου-Σελήνης	0,030714	1,45842	11.97	$2h_o$	
K1	Απόκλιση Ήλιου-Σελήνης	0,141565	0,72921	23.93	$h_o + 90$	Ημερήσια $v=1$
O1	Κύρια σεληνιακή	0,100514	0,67598	25.82	$h_o - 2s_o - 90$	
P1	Κύρια ηλιακή	0,046843	0,72523	24.07	$h_o - 90$	
Q1	Ελλειπτική σεληνιακή	0,019256	0,64959	26.87	$h_o - 3s_o + p_o - 90$	Μακράς Περιόδου $v=0$
Mf	Δεκαπενθήμερη σεληνιακή	0,041742	0,053234	327.86	$2s_o$	
Mm	Μηνιαία σεληνιακή	0,022026	0,026392	661.30	$s_o - p_o$	
Ssa	Ημι-ετήσια ηλιακή	0,019446	0,003982	4382.89	$2h_o$	

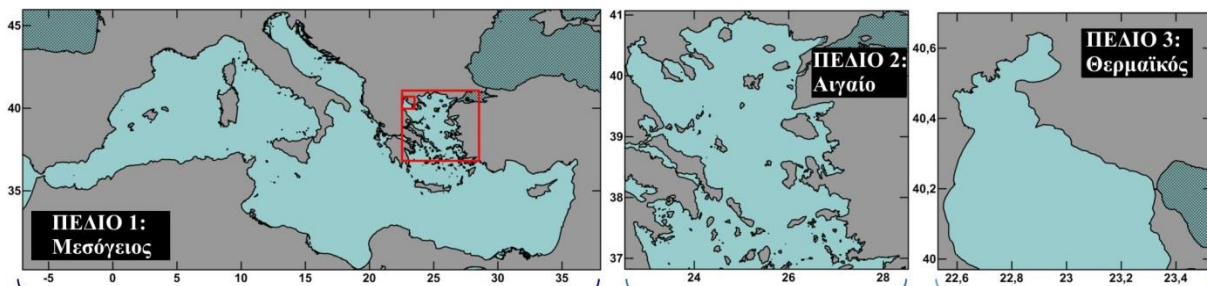
Συγκεκριμένα, η 2^η αντιστοιχεί στο ημι-ημερήσιο σήμα της παλίρροιας (π.χ. M2 κύρια σεληνιακή συνιστώσα), η 3^η στο ημερήσιο παλιρροιακό σήμα (π.χ. P1 κύρια ηλιακή συνιστώσα) και η 4^η στις παλιρροιακές συνιστώσες μακράς περιόδου. Η πρόβλεψη της παλίρροιας βασίζεται στη λύση της αρμονικής εξίσωσης σε όλα τα μήκη και πλάτη του δικτύου. Το t είναι ο παγκόσμιος κανονικός χρόνος (Universal Standard Time, UST) σε sec, λ είναι το γεωγραφικό μήκος, φ είναι το γεωγραφικό πλάτος, ζ_{tide} είναι το ολικό ή μερικό

παλιρροιακό ισοζύγιο σε m , k_o είναι το μέγεθος του μερικού παλιρροιακού ισοζυγίου που δίνεται σε m στον Πίνακα 2 (π.χ. $k_o=0.242334$ m για την κύρια σεληνιακή συνιστώσα M2), σ η κυκλική συχνότητα του μερικού παλιρροιακού ισοζυγίου που δίνεται σε sec^{-1} στον Πίνακα 2 ($\sigma=1.40519 \cdot 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$ για την κύρια σεληνιακή συνιστώσα M2) και x το αστρονομικό όρισμα (astronomical argument) για κάθε μερικό παλιρροιακό ισοζύγιο σε σχέση με το μεσονύχτιο μηδέν στο Greenwich (00:00 Greenwich Mean Time, GMT) που δίνεται σε γωνιακές μοίρες ($^\circ$) στον Πίνακα 2 ($x=2 \cdot h_o - 2 \cdot s_o$ για την κύρια σεληνιακή αρμονική παλιρροιακή ιδιομορφή M2). Στον Πίνακα 2 παρέχονται επίσης οι σταθερές και οι τιμές για όλες τις βασικές συνιστώσες παλιρροιακών ιδιομορφών ταλάντωσης S2, N2, K2, K1, O1, P1, Q1, Mf, Mm και Ssa (Schwiderski, 1980· ΥΥΠΝ, 1992). Οι μέσες αποστάσεις του Ήλιου h_o και της Σελήνης s_o από τη Γη δίνονται από το σύστημα εξισώσεων:

$$\begin{aligned} h_o &= 279.69668 + 36000.768930485T_d + 3.03 \cdot 10^{-4}T_d^2 \\ s_o &= 270.434358 + 481267.88314137T_d - 0.001133T_d^2 + 1.9 \cdot 10^{-6}T_d^3 \\ T_d &= (27392.500528 + 1.0000000356D)/36525 \\ D &= \text{day} + 365 \cdot (\text{yr} - 1975) + \text{int}[(\text{yr} - 1973)/4] \end{aligned} \quad [10]$$

όπου day είναι ο αριθμός της ημέρας ανά έτος ($day=1$ την 1^η Ιανουαρίου), yr είναι το έτος μελέτης από το 1975 και $\text{int}[\cdot]$ είναι συνάρτηση που δίνει το ακέραιο μέρος αριθμού.

4.2.3 Παραμετροποίηση υπολογιστικών πεδίων (κανάβων) για τις προσομοιώσεις έντονων φαινομένων κατά την επιχειρησιακή πρόγνωση



Σχήμα 2: Σχηματική απόδοση του συστήματος *Wave4Us*: Τα 3 προγνωστικά πεδία προσομοίωσης Μεσογείου, Αιγαίου και Θεραϊκού Κόλπου (οι σκιασμένες περιοχές εξαιρούνται από τους υπολογισμούς).

Συμπληρωματικά στις κλιματικού τύπου προσομοιώσεις με τα ομοιώματα MeCSSM και GreCSSM, το μοντέλο HRSS (Krestenitis et al., 2011, 2014b, 2015c, 2015d) για την επιχειρησιακή πρόγνωση της ΑΣΘ λόγω μετεωρολογικής και αστρονομικής παλίρροιας εφαρμόζεται σε τρία πεδία, διαδοχικά αυξανόμενης διακριτοποίησης (Σχήμα 2): (α) Μεσόγειος Θάλασσα (Πεδίο 1) με χωρικό βήμα $1/6.67^\circ \times 1/6.67^\circ$ ή $0.15^\circ \times 0.15^\circ$ (~15x15 Km στην περιοχή),

(β) Αιγαίο Πέλαγος (Πεδίο 2) με χωρικό βήμα $1/20^\circ \times 1/20^\circ$ ή $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ (~5×5 Km στην περιοχή), (γ) Θερμαϊκός Κόλπος (Πεδίο 3) με χωρικό βήμα $1/60^\circ \times 1/60^\circ$ ή $0.016^\circ \times 0.016^\circ$ (~1.67×1.67 Km στην περιοχή). Οι οριακές συνθήκες (στα ανοιχτά όρια σύνδεσης μεταξύ πεδίων) μεταφέρονται από το χαμηλότερης προς το υψηλότερης ανάλυσης πεδίο (π.χ. από το Πεδίο 1 στο 2) και η ατμοσφαιρική διέγερση παρέχεται από εφαρμογή του μοντέλου WRF-ARW (Pytharoulis et al., 2015, 2016) σε κάθε πεδίο (Σχήμα 2). Οι προσομοιώσεις πρόγνωσης είναι μονόδρομα συζευγμένες μεταξύ τους λαμβάνοντας υπόψη τιμές ταχύτητας κυματογενών ρευμάτων Stokes κυρίως στις παράκτιες περιοχές (Krestenitis et al., 2017). Η βαθυμετρία των πεδίων προέρχεται από την ίδια βάση δεδομένων με αυτήν που χρησιμοποιήθηκε για τις κλιματικές προσομοιώσεις (GEBCO). Το επιχειρησιακό σύστημα *Wave4Us* εκτός των άλλων παρέχει 3ήμερες προγνώσεις κυματικών πεδίων (σημαντικό ύψος κύματος, περίοδος κορυφής ενεργειακού φάσματος και κύρια διεύθυνση διάδοσης κυματισμών), εκτίμηση των βραχυπρόθεσμων μεταβολών της ΑΣΘ και στο τέλος υπολογισμό της συνολικής ΑΣΘ (και των αντίστοιχων πεδίων του μέσου στο βάθος ρεύματος) στην παράκτια ζώνη λόγω κυματογενών, παλιρροιογενών και θυελλογενών διεργασιών (Krestenitis et al., 2017). Το σύστημα προγνώσεων *Wave4Us* (<http://wave4us.web.auth.gr/>) αποτελείται από όλες τις πλατφόρμες μοντελοποίησης και δημοσιοποίησης των προγνώσεων.

4.3 Δεδομένα παρατήρησης για την Ανύψωση της Στάθμης της Θάλασσας (ΑΣΘ)

Τα δεδομένα παρατήρησης, που χρησιμοποιήθηκαν για σύγκριση με τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων, παραχωρήθηκαν από την Υδρογραφική Υπηρεσία του Πολεμικού Ναυτικού (ΥΥΠΝ). Οι καταγραφές των παλιρροιογράφων είναι μέσες ημερήσιες τιμές ΑΣΘ με ψηφιακούς μετρητές στην Αλεξανδρούπολη, τη Χίο και τη Λευκάδα, και αναλογικούς στη Θεσσαλονίκη και το Ηράκλειο (<http://www.hnhs.gr/portal/page/portal/HNHS>). Για τις συγκρίσεις με τα αποτελέσματα των κλιματικών προσομοιώσεων, οι χρονοσειρές ΑΣΘ έχουν επεξεργαστεί κατάλληλα με φίλτρα αφαίρεσης αρμονικών (high- και low-pass filtering), έτσι ώστε να απομακρυνθεί το σήμα της αστρονομικής παλίρροιας (με το πρόγραμμα *T-Tide* των Pawlowicz et al., 2002) και να αποκλειστούν οι μακροπρόθεσμες (>30 ημέρες) ταλαντώσεις της θαλάσσιας επιφάνειας (Conte and Lionello, 2013) λόγω στερικών (steric) φαινομένων, δηλαδή των μεγάλης κλίμακας, βραχύσυχων, θερμοαλατικών διακυμάνσεων της συνολικής μάζας στη Μεσόγειο (Carillo et al., 2012). Τα δεδομένα ΑΣΘ των παλιρροιογράφων καλύπτουν (με ελάχιστα κενά στις χρονοσειρές) την περίοδο 1995-2012, δηλ. τα τελευταία 6 έτη της Περιόδου Αναφοράς και τα πρώτα 12 έτη της προσομοίωσης με το σενάριο A1B. Αντίστοιχα έχουν χρησιμοποιηθεί δεδομένα ΑΣΘ της περιόδου 2013-2015 για σύγκριση με τις επιχειρησιακές προγνώσεις ΑΣΘ, χωρίς την αφαίρεση της συνιστώσας της αστρονομικής παλίρροιας.

4.4 Μεθοδολογία μεταφοράς των κυματικών δεδομένων από την ανοιχτή θάλασσα στην ακτογραμμή (παράκτια ζώνη) και υπολογισμού της κυματογενούς ΑΣΘ

Προκειμένου να υπολογιστεί με τον κατά το δυνατό ορθότερο τρόπο η κυματογενής συνιστώσα της ΑΣΘ στις παράκτιες περιοχές, και ειδικά εντός της ζώνης θραύσης των κυματισμών ή π.χ. επί της ακτογραμμής, ώστε να προστεθεί στη θυελλογενή και την παλιρροιογενή ΑΣΘ (λόγω μετεωρολογικών και αστρονομικών παλιρροιών), πρέπει να μεταφερθούν με ακρίβεια τα χονδροειδή, αριθμητικά προσομοιωμένα αποτελέσματα των κυματικών χαρακτηριστικών από τα (σχετικά) βαθιά νερά (στην ανοιχτή θάλασσα) προς την παράκτια ζώνη (Krestenitis et al., 2015b; Makris et al., 2015d; Galiatsatou et al., 2017). Για αυτό το λόγο πρέπει να υπολογιστεί αναλυτικά ο μετασχηματισμός των κυματικών χαρακτηριστικών προς την ακτογραμμή λαμβάνοντας υπόψη τις μεταβολές στη βαθυμετρία διασχίζοντας περιοχές με ενδιάμεσα και ρηχά νερά και τη ζώνη θραύσης κοντά στην ξηρά. Ως εκ τούτου, χρησιμοποιείται η φασματική θεωρία και οι αντίστοιχες αναλυτικές σχέσεις του Goda (2000) για τη μετάδοση σύνθετων (φασματικών) κυματισμών (irregular spectral waves) και του μετασχηματισμού των χαρακτηριστικών τους (H_s και T_p), λαμβάνοντας υπόψη τις διεργασίες της προέλασης (propagation), της διάθλασης (refraction), της ρήχωσης (shoaling), και της απώλειας ενέργειας (dissipation) λόγω θραύσης (wave breaking) με ειδικές ρυθμίσεις και προσεγγίσεις για τυχαίους κυματισμούς (random waves). Ειδικά η προσέγγιση για τη μοντελοποίηση της θραύσης των κυματισμών λόγω περιορισμών στη βαθυμετρία (Goda, 1985, 2000) παρέχει τα χαρακτηριστικά των θραυόμενων σύνθετων κυματισμών λαμβάνοντας υπόψη την τοπική βαθυμετρία, την επίδραση της τριβής στον πυθμένα και την κλίση του πυθμένα. Στη συνέχεια υπολογίζεται αναλυτικά (Goda, 2000; Dean and Dalrymple, 2002) η κυματογενής ΑΣΘ (wave-induced set-up), η οποία είναι η αύξηση της (βραχυπρόθεσμης έως και μεσοπρόθεσμης) μέσης στάθμης του νερού στην παράκτια ζώνη, λόγω της δράσης των κυματισμών στα ρηχά νερά και των δευτερογενών φαινομένων ΑΣΘ λόγω της θραύσης των σύνθετων κυματισμών. Σε αυτήν προστίθεται και ακόμα μια μικρότερη συνιστώσα της ΑΣΘ, γνωστή ως διακρότημα εντός της ζώνης θραύσης (surf beat), η οποία αποτελεί μια ταλάντωση της επιφάνειας της θάλασσας σχετικά μακράς περιόδου (με τυπική διάρκεια συνήθως >7-10 κυματικές περιόδους ή ένα έως μερικά λεπτά) εντός της ζώνης θραύσης με μεταβαλλόμενη τιμή από το σημείο θραύσης των κυματισμών έως την ακτογραμμή. Αυτή σχετίζεται με την δράση των ομάδων των κυματισμών (wave groups) που προσεγγίζουν τις ακτές χωρισμένοι, ή καλύτερα ομαδοποιημένοι, σε (υψίσυχνες ή βραχύσυχνες) μπάντες συχνοτήτων, δηλαδή ομάδες χωρισμένες σε μακρά και βραχέα κύματα. Συμπερασματικά, υπολογίζεται η (πιθανή) συνολική ΑΣΘ λόγω κυματισμών στην περιοχή της ακτογραμμής.

Η μεταφορά των κυματικών δεδομένων από τα βαθιά νερά σε παράκτιες περιοχές βασίζεται στη θεωρία και τις αναλυτικές σχέσεις του Goda (2000) για σύνθετους κυματισμούς και ειδικά με τον υπολογισμό των ενεργών (effective) συντελεστών διάθλασης και ρήχωσης, k_r' και k_s' (μετασχηματισμένων βάσει των αντίστοιχων συντελεστών k_r και k_s από τη γραμμική

θεωρία για μονοχρωματικούς κυματισμούς) με το σημαντικό ύψος κύματος H_s σε τυχαίο βάθος d να δίνεται από τη σχέση $H_s = k'_r \cdot k'_s \cdot H_{s,o}$ (όπου $H_{s,o}$ είναι το σημαντικό ύψος κύματος στα βαθιά). Οι ενεργειακές απώλειες λόγω θραύσης υπολογίζονται με βάση τις οριακές τιμές των χαρακτηριστικών βαθών d_{30} και d_{50} , τη γωνία διάδοσης των τυχαίων κυματισμών στα βαθιά νερά $\alpha_{p,o}$, το ισοδύναμο ύψος κύματος στα βαθιά $H_{s,o}' = k_s \cdot H_{s,o}$, και την παράμετρο διασποράς του ενεργειακού φάσματος s_{max} για τυχαίους κυματισμούς. Ο (φασματικός) συντελεστής διάθλασης για σύνθετους κυματισμούς δίνεται από τη σχέση (Goda, 2000):

$$k'_r = f(k_r, h/L_{o,p}, \alpha_{p,o}, s_{max}), \text{ από γραφήματα} \quad [11]$$

$$k'_r = \sqrt{\left[\sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N (\Delta E)_{ij} (k_r)_{ij}^2 \right]}, \text{ αναλυτικά}$$

όπου $k_r(f, \theta)$ ο συντελεστής διάθλασης μιας συνιστώσας μονοχρωματικού κυματισμού με συχνότητα f και κατεύθυνση διάδοσης θ , $(\Delta E)_{ij}$ είναι οι κυματικές συνιστώσες της σχετικής ενέργειας με i -οστή συχνότητα και j -οστή γωνία (κατεύθυνση) διάδοσης για διακριτές μπάντες γωνιών και συχνοτήτων για τυχαίους κυματισμούς με $i=1, M$ για το κατευθυνσιακό εύρος και $j=1, N$ για το εύρος της διασποράς συχνοτήτων. Ο γραφικός τρόπος υπολογισμού του k'_r αφορά σε ακτές με σχετικά ευθείες και παράλληλες ισοβαθείς και προϋπολογισμένες τιμές βάσει κατάλληλης μεθοδολογίας υπέρθεσης (superposition).

Ο (φασματικός) συντελεστής ρήχωσης για σύνθετους κυματισμούς δίνεται από τους τύπους (Goda, 2000):

$$k'_s = k_s, \quad d_{30} \leq d$$

$$k'_s = (k_s)_{30} \cdot \left(\frac{d_{30}}{d} \right)^{2/7}, \quad d_{50} < d < d_{30} \quad [12]$$

$$k'_s \cdot (\sqrt{k'_s} - B) - \Gamma = 0, \quad d < d_{50}$$

όπου

$$\left(\frac{d_{30}}{L_{o,p}} \right)^2 = \frac{2\pi H'_{s,o}}{30 L_{o,p}} (k_s)_{30}, \quad \left(\frac{d_{50}}{L_{o,p}} \right)^2 = \frac{2\pi H'_{s,o}}{50 L_{o,p}} (k_s)_{50}$$

$$B = \frac{2\sqrt{3}}{\sqrt{2\pi H'_{s,o}/L_{o,p}}} \frac{d}{L_{o,p}}, \quad \Gamma = \frac{C_{50}}{\sqrt{2\pi H'_{s,o}/L_{o,p}}} \left(\frac{L_{o,p}}{d} \right)^{3/2} \quad [13]$$

$$C_{50} = (k_s)_{50} \left(\frac{d_{50}}{L_{o,p}} \right)^{3/2} \left[\sqrt{(k_s)_{50} \cdot 2\pi H'_{s,o}/L_{o,p}} - 2\sqrt{3} \frac{d_{50}}{L_{o,p}} \right]$$

Οι απώλειες στο ενεργειακό περιεχόμενο ενός συρμού τυχαίων κυματισμών (random wave train) που αντιστοιχεί σε συγκεκριμένη κατάσταση θάλασσας (sea state), λόγω της θραύσης των σύνθετων κυμάτων εξαιτίας επίδρασης του πυθμένα (περιορισμός βάθους), δίνονται από την ακόλουθη σχέση για το θραυόμενο σημαντικό ύψος κύματος $H_{s,b}$:

$$H_{s,b} = 0.16 \cdot L_{o,p} \cdot \left\{ 1 - \exp \left[-1.5 \cdot \frac{\pi \cdot d_{s,b}}{L_{o,p}} \left(1 + 15 \cdot m^{4/3} \right) \right] \right\} \quad [14]$$

όπου $d_{s,b}$ το βάθος θραύσης για το σημαντικό ύψος κύματος $H_{s,b}$, m η κλίση του πυθμένα, και $L_{o,p}$ το μήκος κύματος στα βαθιά νερά, που αντιστοιχεί στην περίοδο κορυφής του ενεργειακού φάσματος T_p . Με βάση όλους τους παραπάνω υπολογισμούς, καταλήγει κανείς στην προσέγγιση της κυματογενούς ΑΣΘ στη ζώνη θραύσης εγκάρσια στην ακτή $d\eta/dx$ (ή η_s ακριβώς πάνω στην ακτογραμμή, Εξ. 15) και της ΑΣΘ λόγω (στάσιμου) διακροτήματος εντός ζώνης θραύσης η_{sb} ή ζ_{rms} (Εξ. 16) για τον τελικό υπολογισμό της συνολικής κυματογενούς ΑΣΘ $\eta_w = \eta_s + \eta_{sb}$ (Goda, 2000· Dean and Dalrymple, 2002):

$$\frac{d\eta}{dx} = -\frac{1}{(\eta+h)} \cdot \frac{d}{dx} \left[\frac{1}{8} \bar{H}^2 \left(\frac{1}{2} + \frac{4\pi h/L_p}{\sinh(4\pi h/L_p)} \right) \right], \text{ εντός ζώνης θραύσης} \quad [15]$$

$$\eta_s = \frac{3\gamma^2/8}{1+3\gamma^2/8} \cdot d_b - \frac{\gamma^2 \cdot d_b}{16}, \text{ στην ακτογραμμή}$$

$$\eta_{sb} \equiv \zeta_{rms} = \frac{0.01 \cdot H'_{s,o}}{\sqrt{\frac{H'_{s,o}}{L_{o,p}} \left(1 + \frac{d_b}{H'_{s,o}} \right)}} \quad [16]$$

4.5 Διόρθωση μεροληψίας αποτελεσμάτων προσομοίωσης θαλασσίων παραμέτρων

Οι προσομοιώσεις του θαλάσσιου κλίματος με τη χρήση υδροδυναμικών μοντέλων που διεγείρονται με δεδομένα από RCMs μπορεί να υπόκεινται μεροληψίας (bias), η οποία ουσιαστικά αποτελεί απόκλιση από τις πραγματικές υδρογραφικές συνθήκες και οφείλεται συνήθως στην απόκριση στα σφάλματα και τις χονδροειδείς εκτιμήσεις ή προσεγγίσεις του κλιματικού μοντέλου (Haerter et al., 2011). Μεταξύ των τεχνικών διόρθωσης της μεροληψίας (bias correction methods) των προσομοιωμένων αποτελεσμάτων, οι μέθοδοι απεικόνισης πολλαστημορίων (quantile mapping) διαφαίνονται ως οι πλέον αποτελεσματικές, ακόμη και για το πλέον ακραίο τμήμα της κατανομής των μελετώμενων μεταβλητών (Themeßl et al., 2012). Οι μέθοδοι που έχουν χρησιμοποιηθεί στην σχετική έρευνα περιλαμβάνουν τόσο παραμετρικές (γραμμικές και πολυωνυμικές συναρτήσεις, συναρτήσεις κλίμακας και μεταφοράς δύναμης) όσο και μη παραμετρικές (κυβικές σφηνοειδείς συναρτήσεις εξομάλυνσης τύπου splines) προσεγγίσεις για τους μετασχηματισμούς πολλαστημορίων (Gudmundsson et al., 2012). Στα πλαίσια της παρούσας έρευνας, η διόρθωση μεροληψίας θεωρήθηκε απαραίτητη μόνο για την ανάλυση των ακραίων τιμών του κύματος (βλ. §5: ο δείκτης HRP για τις προσομοιωμένες τιμές της ΑΣΘ, SLH είχε τιμές πάνω από 0.95, δηλαδή δεν απαιτείται διόρθωση τιμών σύμφωνα με τους Makris et al., 2016). Η ανάγκη για διόρθωση της μεροληψίας είναι ότι βρέθηκαν σημαντικές διαφορές μεταξύ των ουρών των αθροιστικών συναρτήσεων κατανομής (Cumulative Distribution Functions, CDF) των αποτελεσμάτων

προσομοίωσης με το SWAN και των παρατηρήσεων ή των αποτελεσμάτων των κυματικών προσομοιώσεων με το επιχειρησιακό μοντέλο WAM (κυρίως αναφορικά με τα ύψη κύματος). Λόγω της πολύ βραχείας συνεχούς σειράς παρατηρούμενων δεδομένων για τα ύψη κύματος στις περιοχές ενδιαφέροντος, χρησιμοποιήθηκαν μόνο προσομοιωμένα πεδία *SWH* για τη διόρθωση μεροληψίας των αποτελεσμάτων των κλιματικών προσομοιώσεων με το SWAN (Galiatsatou and Prinios, 2014, 2016). Έτσι, οι προγνώσεις των κυματικών χαρακτηριστικών με το επιχειρησιακό μοντέλο WAM που διεγείρονται με το μη υδροστατικό μοντέλο ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας SKIRON (Kallos et al., 1997; Papadopoulos et al., 2002) χρησιμοποιούνται ως μέτρο σύγκρισης και διόρθωσης σε όλες τις περιοχές μελέτης. Τα δεδομένα του μοντέλου καλύπτουν 10ετή περίοδο με ωριαία χρονική ανάλυση. Η οριζόντια χωρική ανάλυση του συζευγμένου προγνωστικού μοντέλου SKIRON/WAM είναι $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ και αντιστοιχεί στο Επίπεδο II των προσομοιώσεων με το SWAN (τα επιλεγμένα σημεία του υπολογιστικού πλέγματος του SWAN έχουν προβληθεί με κατάλληλη παρεμβολή πάνω στα αντίστοιχα του WAM). Η διαδικασία διόρθωσης της μεροληψίας έχει βασιστεί πάνω στη διεθνή πρακτική που εφαρμόζει τη μετα-επεξεργασία των χαρακτηριστικών των κυματισμών (ύψος και περίοδο) και μετεωρολογικών παλιρροιών, όπως παρουσιάζεται στη διεθνή βιβλιογραφία, π.χ. εργασίες των Marcos et al. (2011), Benetazzo et al. (2012) και Charles et al. (2012). Σύμφωνα με τους Charles et al. (2012), προτείνεται η διόρθωση μεροληψίας (αν είναι αναπόφευκτη) να εφαρμόζεται μόνο στα πεδία κύματος και όχι στα προσομοιωμένα ατμοσφαιρικά πεδία (ανέμου ή πίεσης). Αυτή η πρακτική προτιμάται για να αποφευχθούν σημαντικές τροποποιήσεις των τοπικών χαρακτηριστικών προτύπων ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας που χαρακτηρίζουν τα κλιματικά μοντέλα RCM και που είναι απαραίτητες για τις προσομοιώσεις (ειδικά σε ιστορικό χρόνο και για το παρόν).

4.6 Ακραίες Τιμές – Έντονα Γεγονότα – Μεθοδολογία Ανάλυσης Ακραίων Τιμών

Για την ανάλυση των ακραίων τιμών των θαλασσίων παραμέτρων που περιγράφουν το θαλάσσιο κλίμα σε διάφορες περιοχές εστίασης στη Μεσόγειο και τις ελληνικές θάλασσες, οι οποίες είναι επιρρεπείς σε παράκτιες πλημμύρες, χρησιμοποιήθηκαν ετήσιες και μηνιαίες μέγιστες τιμές για το H_s και την SLH σε διάφορα σημεία του υπολογιστικού πεδίου (Galiatsatou and Prinios, 2014, 2015). Κάθε περιοχή μελέτης χωρίστηκε σε «ομοιογενή» μέρη, από την άποψη της κατανομής των ακραίων τιμών, χρησιμοποιώντας τα μέτρα ομοιογένειας των Hosking and Wallis (1997) για τα εξαγόμενα μέγιστα μεγέθη σημαντικού ύψους κύματος και θυελλογενούς ΑΣΘ. Επιλέχθηκαν διακριτά σημεία του υπολογιστικού πλέγματος, τα οποία ήταν αρκούντως αντιπροσωπευτικά για κάθε ομοιογενές τμήμα, και σε εκείνα τα σημεία αναλύθηκαν περαιτέρω οι αντίστοιχες κατανομές των ακραίων τιμών των δειγμάτων. Διαλέχθηκαν σημεία σε οκτώ περιοχές της Ελλάδας με αποδεκτές ομοιογενείς από την άποψη των ακραίων τιμών SLH και H_s στις θαλάσσιες περιοχές ανοιχτά της Αλεξανδρούπολης (Βόρειο

Αιγαίο), της Λέσβου (Ανατολικό-Κεντρικό Αιγαίο), της Πάργας και της Κέρκυρας (κεντρικό και βόρειο Ιόνιο, αντίστοιχα) κ.λπ.

Οι ακραίες τιμές των υψών κύματος και ΑΣΘ λόγω μετεωρολογικών παλιρροιών εκτιμήθηκαν χρησιμοποιώντας τη μονομεταβλητή θεωρία ακραίων τιμών (Extreme Value Theory, EVT) για χρονικά διαστήματα 50 ετών (1951-2000, 2001-2050 και 2051-2100). Η οικογένεια των μονοδιάστατων κατανομών ακραίων τιμών περιλαμβάνει διάφορα μοντέλα για τα μέγιστα κατάλληλα προκαθορισμένων ομάδων (π.χ. συναρτήσεις κατανομής για ετήσια ή μηνιαία μέγιστα), καθώς και μοντέλα για υπερβάσεις τιμών πάνω σε αρκετά υψηλές οριακές τιμές (π.χ. Peaks Over Threshold, POT). Αυτά αντιστοιχούν στη συνάρτηση κατανομής γενικευμένης ακραίας τιμής (Generalized Extreme Value, GEV· Coles, 2001) για ένα οποιοδήποτε μέγεθος x με τις παραμέτρους μ (θέσης), σ (κλίμακας) και ξ (σχήματος):

$$GEV(x) = \exp \left[- \left\{ 1 + \xi(t) \frac{(x - \mu(t))}{\sigma(t)} \right\}^{-1/\xi(t)} \right] \quad [17]$$

Για να ενσωματωθεί η εποχική συνιστώσα στη μόνιμη κατανομή GEV, κάθε παράμετρος έχει αναπαρασταθεί ως μια αρμονική συνάρτηση του χρόνου στη μορφή που παρουσιάζεται από τους Menéndez et al. (2009). Ο βέλτιστος αριθμός αρμονικών που έχει χρησιμοποιηθεί για κάθε μια από τις τρεις παραμέτρους, έχει αξιολογηθεί με την ελαχιστοποίηση του κριτηρίου Akaike (AICc) με κατάλληλη διόρθωση των δειγμάτων με μικρά μεγέθη (Hurvich and Tsai, 1989), καθώς και με κατάλληλη στατιστική συνάρτηση απόκλισης (Coles, 2001).

Για την εξέταση διεργασιών με εξαρτώμενες από το χρόνο ιδιότητες, το επίπεδο επαναφοράς (z) ενός μεγέθους υπό εξέταση μπορεί να θεωρηθεί ως η ποσότητα της προσαρμοσμένης κατανομής σε μια συγκεκριμένη χρονική περίοδο ενός δεδομένου έτους. Επομένως θεωρείται ότι το επίπεδο επαναφοράς z (ή η τιμή της μεταβλητής για συγκεκριμένη περίοδο επαναφοράς) μεταβάλλεται με το χρόνο $z_p(t)$ για υπέρβαση πιθανότητας p . Τα ετήσια επίπεδα επαναφοράς z_p που αντιστοιχούν σε μια ορισμένη πιθανότητα υπέρβασης p μπορούν να υπολογιστούν με την επαναληπτική επίλυση της συνάρτησης αθροιστικής κατανομής (CDF) της κατανομής GEV, εκφραζόμενη ως συνάρτηση χρονικά μεταβαλλόμενων παραμέτρων και ποσοτήτων που ενσωματώνονται σε ολόκληρο το έτος (Menéndez et al., 2009). Τα αποτελέσματα για διαφορετικές περιόδους επαναφοράς $T=1/p$ παρουσιάζονται σε γράφημα επιπέδου επαναφοράς για την ερμηνεία των μόνιμων μοντέλων ακραίων τιμών (Galiatsatou and Prinos, 2014, 2015, 2016· Galiatsatou et al., 2016· Makris et al., 2016).

Επιχειρήθηκε επίσης εκτίμηση των ακραίων τιμών των μεταβλητών που περιγράφουν τις θαλάσσιες παραμέτρους με μη μόνιμη (non-stationary) ανάλυση τόσο μονοπαραμετρικών όσο και διπαραμετρικών κατανομών, με τη δεύτερη προσέγγιση να στηρίζεται σε συνδυαστικά σχήματα (copulas) ανάλυσης ακραίων τιμών (Galiatsatou et al., 2017). Έγινε επιλογή των πιο πιθανών (ακραίων) γεγονότων "σχεδιασμού" και αθροιστική εκτίμηση της συνολικής στάθμης του νερού (ΑΣΘ) επί της ακτογραμμής σε βάθος χρόνου. Σημειώνεται ότι σχετικές μελέτες, που

να συνδυάζουν με συστηματικό τρόπο την κυματογενή και τις υπόλοιπες παλιρροιογενείς συνιστώσες της ΑΣΘ και τις επιπτώσεις των ακραίων γεγονότων εμφάνισής τους πάνω στην ακτή, είναι περιορισμένες στη διεθνή βιβλιογραφία. Αυτό επιχειρήθηκε γιατί η εκτίμηση των θαλάσσιων παραμέτρων (ΑΣΘ κ.λπ.) βάσει πολυπαραμετρικής ανάλυσης (π.χ. ακραίες τιμές H_s , T_p , SLH και άλλων συνιστωσών της συνολικής κυματογενούς ΑΣΘ, βλ. §4.7) κρίνεται πιο αξιόπιστη για τον βέλτιστο (ικανό και οικονομικό) σχεδιασμό έργων. Η επιλογή των ακραίων γεγονότων για τα ύψη κύματος βασίστηκε σε τιμές υπέρβασης κατάλληλα καθορισμένων ορίων (~1.5-2 m) για καταστάσεις θάλασσας (και έντονες καταιγίδες) με διάρκεια μεγαλύτερη των 6 ωρών και με κύρια κατεύθυνση διάδοσης των κυματισμών με προσανατολισμό προς την ακτή. Οι τιμές της περιόδου κορυφής του ενεργειακού φάσματος επιλέχθηκαν (να είναι οι ταυτόχρονες) με βάση τα ετήσια μέγιστα γεγονότα για το ύψος κύματος.

4.7 Εκτίμηση συνολικής ΑΣΘ στην ακτογραμμή

Αφού συνεκτιμηθούν οι ακραίες τιμές όλων των συνιστωσών (θυελλογενούς, κυματογενούς και παλιρροιογενούς) ΑΣΘ με βάση τη EVT για διακριτές 50ετίες, έχει γίνει επιλογή των πιο πιθανών γεγονότων και των αντίστοιχων μεγεθών της ΑΣΘ, που ορίζονται ως «μεγέθη σχεδιασμού» για θαλάσσιες κατασκευές και παράκτια έργα προστασίας (Galiatsatou et al., 2017). Η επιλογή του γεγονότος μέσω διμεταβλητής ανάλυσης γίνεται για την υψηλότερη συζευγμένη πυκνότητα πιθανότητας μεταξύ γεγονότων παρόμοιας πιθανότητας. Ο τελικός επιπρόσθετος όρος ΑΣΘ επί της ακτογραμμής είναι λόγω της αναρρίχησης των κυματισμών (για το 2% των υψηλότερων από αυτά) πάνω στην ακτή και δίνεται αναλυτικά από τη σχέση των Stockdon et al. (2006):

$$R_{2\%} = 1.1 \cdot \left(0.35 \cdot m \cdot (H_{s,b} \cdot L_{o,p})^{1/2} + \frac{(H_{s,b} \cdot L_{o,p} (0.563 \cdot m^2 + 0.004))^{1/2}}{2} \right), \xi > 0.3 \quad [18]$$

$$R_{2\%} = 0.043 \cdot (H_{s,b} \cdot L_{o,p})^{1/2}, \xi < 0.3$$

όπου $\xi = m/\sqrt{H_s/L_p}$ ο όρος ομοιότητας θραύσης ή αριθμός του Iribaren.

Συνεπώς η συνολική στάθμη νερού η_t στην ακτογραμμή δίνεται σε σειρά για τις κλιματικές προσομοιώσεις και τις προσομοιώσεις επιχειρησιακής πρόγνωσης από:

$$\eta_t = SLH + \eta_s + \eta_{sb} + R_{2\%} + MSLR + HAT \quad [19]$$

$$\eta_t = SLH + \eta_s + \eta_{sb} + R_{2\%} + MSLR$$

όπου $MSLR$ η μακροπρόθεσμη άνοδος της ΜΣΘ λόγω κλιματικών συνθηκών (από §2.8) και HAT η ανώτατη πλήμμη λόγω αστρονομικής παλίρροιας, η οποία παραλείπεται προφανώς στον 2^ο τύπο, καθώς έχει ληφθεί η επίδραση της αστρονομικής παλίρροιας στην προσομοίωση και τον υπολογισμό του SLH για τις επιχειρησιακές προγνώσεις (βλ. §4.2.2). Με βάση τα προαναφερθέντα (§2.8), η στερική συνιστώσα στην περιοχή του ΑΙΠ για την $MSLR$ είναι 10 cm

έως το 2100 (Carillo et al., 2012) με αντίστοιχη συνιστώσα λόγω προσθήκης μάζας από την τήξη των παγετώνων της Γης μέχρι και 15 cm έως το 2100 (IPCC, 2013), οπότε συνολικά $MSLR \leq 25$ cm. Οι εκτιμήσεις όλων των ακραίων τιμών για τα πιθανά μεγέθη των συνιστωσών της ΑΣΘ έχουν προκύψει από παραμετρικές GEV που εξαρτώνται από το χρόνο (δηλ. αύξηση διάρκειας πιθανής καταιγίδας κ.λπ.) για τον τελικό υπολογισμό της συνολικής στάθμης της θάλασσας επί της ακτογραμμής, με στατιστικά σημαντικές τάσεις μέχρι και 5^{ης} τάξης πολυωνυμικής μορφής (Galiatsatou et al., 2017).

5. Αποτελέσματα

Τα αναμενόμενα αποτελέσματα – προϊόντα της μεταδιδακτορικής έρευνας βάσει των επιμέρους δράσεων αφορούν σε αριθμητικά αποτελέσματα των υδροδυναμικών προσομοιώσεων της ΑΣΘ λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας και της κυματογενούς ΑΣΘ στις περιοχές μελέτης (παράκτια ζώνη και ανοιχτές θάλασσες της Μεσογείου και του ΑΙΠ. Η βασική απόδοση, με πρακτικό αντίκτυπο από υπολογιστικής άποψης, αποτελεί η σύζευξη και η εμφώλευση των υδροδυναμικών μοντέλων προσομοίωσης και η δημιουργία βάσης δεδομένων μετά την ολοκλήρωση της συλλογής και της μετα-επεξεργασίας των διαθέσιμων δεδομένων παρατήρησης πεδίου αναφορικά με την ΑΣΘ στην περιοχή μελέτης. Παράπλευρο αποτέλεσμα είναι η κριτική αξιολόγηση των επεξεργασμένων αποτελεσμάτων προσομοίωσης των ατμοσφαιρικών πεδίων τόσο σε σχέση με τα μακροπρόθεσμα κλιματικά δεδομένα όσο και για τις βραχυπρόθεσμες μετεωρολογικές προγνώσεις. Κύριο αποτέλεσμα της έρευνας αποτελεί η παραγωγή στατιστικών στοιχείων συσχέτισης για κλιματικού τύπου υδροδυναμικά χαρακτηριστικά της ΑΣΘ σε επιλεγμένες περιοχές της Μεσογείου με έμφαση στην ευρύτερη θαλάσσια περιοχή γύρω από την Ελλάδα (Αιγαίο και Ιόνιο Πέλαγος). Σε αυτό το πλαίσιο έχει γίνει επεξεργασία των αριθμητικών αποτελεσμάτων και έχουν παραχθεί στατιστικά μέτρα σχετικά με τα μέγιστα ετήσια και υπερετήσια μεγέθη «σχεδιασμού» για την ΑΣΘ, ώστε να κατηγοριοποιηθούν οι παράκτιες ζώνες με βάση τα ακραία φαινόμενα ΑΣΘ και να διερευνηθεί η χωρική και εποχιακή μεταβλητότητά τους στην ελληνική περιοχή του ΑΙΠ. Συνακόλουθα έχει γίνει ποσοτικοποίηση αξιόπιστων εκτιμήσεων για τις ακραίες τιμές της ΑΣΘ στην παράκτια ζώνη της περιοχής μελέτης. Τελικό προϊόν είναι οι αναλυτικοί χάρτες ΑΣΘ στις ανοιχτές θαλάσσιες περιοχές και τις παράκτιες ζώνες της περιοχής μελέτης (ανατολική και κεντρική Μεσόγειος και ελληνικές θάλασσες). Συνολικά τα αποτελέσματα αφορούν κύρια στην εξέλιξη των ετήσιων μέγιστων τιμών της ΑΣΘ (SLH_{max}) λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας (βλ. SSI στην §5.5.1 και SLH_{max} στα παρακάτω) και των ακραίων τιμών για διάφορες περιόδους επαναφοράς από 1 έως 100 έτη. Η όλη ανάλυση βασίζεται σε προσομοιώσεις ελέγχου για την περίοδο αναφοράς (1951-2000) και προσομοιώσεις υπό το σενάριο A1B για τον 21^ο αιώνα (2001-2100). Οι συγκρίσεις μεταξύ τριών 50ετών περιόδων έχουν δώσει ένα τελικό αποτέλεσμα ευρετικού

τύπου, δηλαδή τους Δείκτες Επίδρασης της Κλιματικής Αλλαγής στα χαρακτηριστικά της ΑΣΘ λόγω των μετεωρολογικών παλίρροιών και της κυματικής δράσης στις ελληνικές θάλασσες (ΑΙΠ).

5.1. Αξιολόγηση μοντέλων μετεωρολογικής παλίρροιας

Η αξιολόγηση των αποτελεσμάτων μακροπρόθεσμης (κλιματικού τύπου) προσομοίωσης με το μοντέλο GreCSSM γίνεται με βάση συγκρίσεις σε 5 ελληνικούς σταθμούς για 18 έτη (1995-2012), ενώ για τα αποτελέσματα βραχυπρόθεσμης προσομοίωσης (τύπου μετεωρολογικής πρόγνωσης) με το μοντέλο HRSS (από την πλατφόρμα του *Wave4Us*) γίνεται με βάση συγκρίσεις σε 2 Μεσογειακούς σταθμούς για περίοδο 3 ετών (2013-2015).

5.1.1. Αξιολόγηση κλιματικών προσομοιώσεων

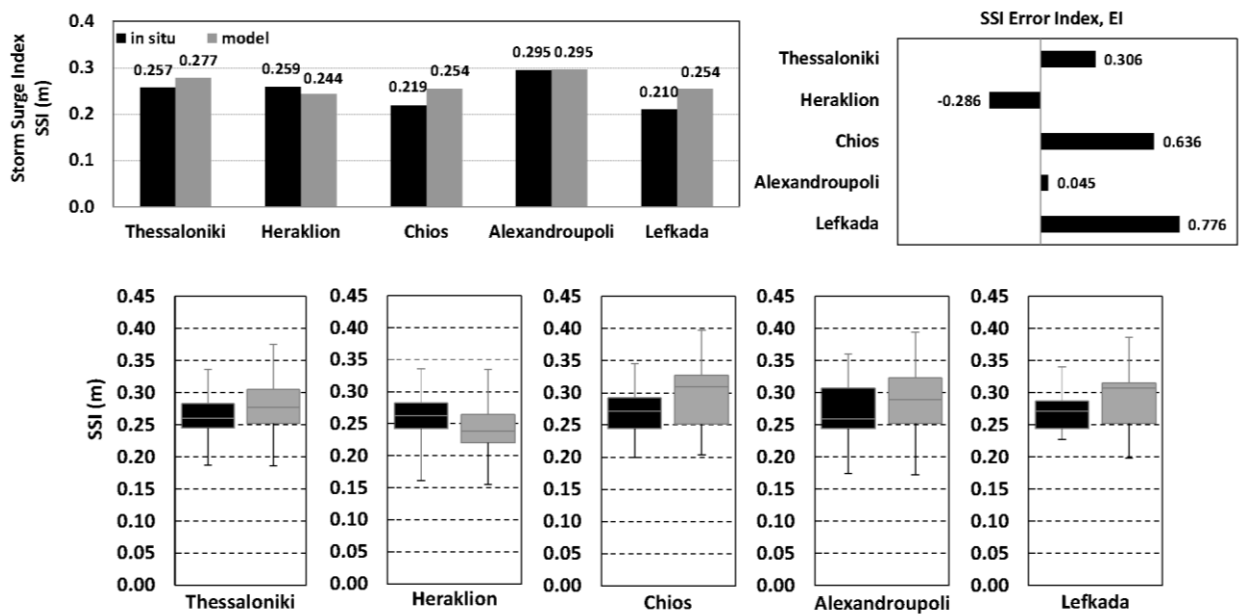
Στα Σχήματα 3 και 4 παρουσιάζεται η αξιολόγηση των αποτελεσμάτων του GreCSSM με βάση συγκρίσεις σε 5 σταθμούς για 18 έτη. Αυτές (ειδικά στο Σχήμα 3) αφορούν στις στατιστικά σημαντικές τιμές των ακραίων ετήσιων καταγραφών *SLH*, δηλ. τον δείκτη μετεωρολογικής παλίρροιας (*Storm Surge Index, SSI*) των Conte and Lionello (2013). Ο *SSI* ορίζεται ως η μέση τιμή των τριών ανεξάρτητων μέγιστων καταγραφών *SLH* ανά έτος. Μόνο γεγονότα που διαχωρίζονται μεταξύ τους κατά τουλάχιστον 120 ώρες (εκτίμηση μέγιστης διάρκειας καταιγίδας στην περιοχή μελέτης), θεωρούνται (στατιστικά) ανεξάρτητα. Το ανηγμένο σφάλμα *EI* του *SSI* είναι:

$$EI = (\overline{SSI}_{mod} - \overline{SSI}_{obs}) / \sqrt{(\sigma_{SSI_{mod}}^2 + \sigma_{SSI_{obs}}^2) / 2} \quad [20]$$

όπου η επιγράμμιση συμβολίζει μέσες τιμές του *SSI* για τις περιόδους σύγκρισης, από τα δεδομένα προσομοίωσης (*mod*) και παρατήρησης (*obs*), και σ είναι η τυπική απόκλιση της μεταβολής του *SSI* για κάθε σταθμό. Το *EI* είναι θετικό όταν το μοντέλο υπερεκτιμά την ακραία ετήσια τιμή της ΜΣΘ έναντι των δεδομένων των παλιρροιογράφων (βλ. §4.3). Στις δύο πρώτες σειρές γραφημάτων του Σχήματος 3 παρουσιάζονται εκτός των μέσων 18ετών *SSI* και *EI*, τα θηκογράμματα των κατανομών των *SSI*. Οι συγκρίσεις υποστηρίζουν την καλή απόδοση του μοντέλου, με μικρές τιμές σφάλματος για τον *SSI* ($|EI| < 0.8$ σε όλους τους σταθμούς). Τα πιο αξιόπιστα αποτελέσματα του μοντέλου, με όρους ετήσιων μέγιστων του *SLH* (*SSI*), αφορούν το Β. και Ν. Αιγαίο (Αλεξανδρούπολη και Ηράκλειο) ακολουθούμενες από τους σταθμούς της Θεσσαλονίκης και Χίου. Το μέγιστο αποδεκτό σφάλμα ($EI \approx 0.78$) εντοπίζεται στη Λευκάδα (Ιόνιο), η οποία όμως βρίσκεται πολύ κοντά στο δυτικό όριο του υπολογιστικού πεδίου και μπορεί να επηρεάζεται από ζητήματα ακρίβειας των αριθμητικών προσομοιώσεων εκεί. Με βάση τα θηκογράμματα των *SSI*, τα 18ετή ελάχιστα των *SSI* έχουν εκτιμηθεί με πολύ καλή ακρίβεια από το μοντέλο σε όλους τους σταθμούς, ενώ τα μέγιστα έχουν υπερεκτιμηθεί παντού εκτός από το Ηράκλειο, όπου έχουν αναπαραχθεί με ακρίβεια σε σύγκριση με τις

παρατηρημένες τιμές. Παρόμοια αναλογία ισχύει και για τα 18ετή 1^α και 3^α τεταρτημόρια των χρονοσειρών των *SSI*.

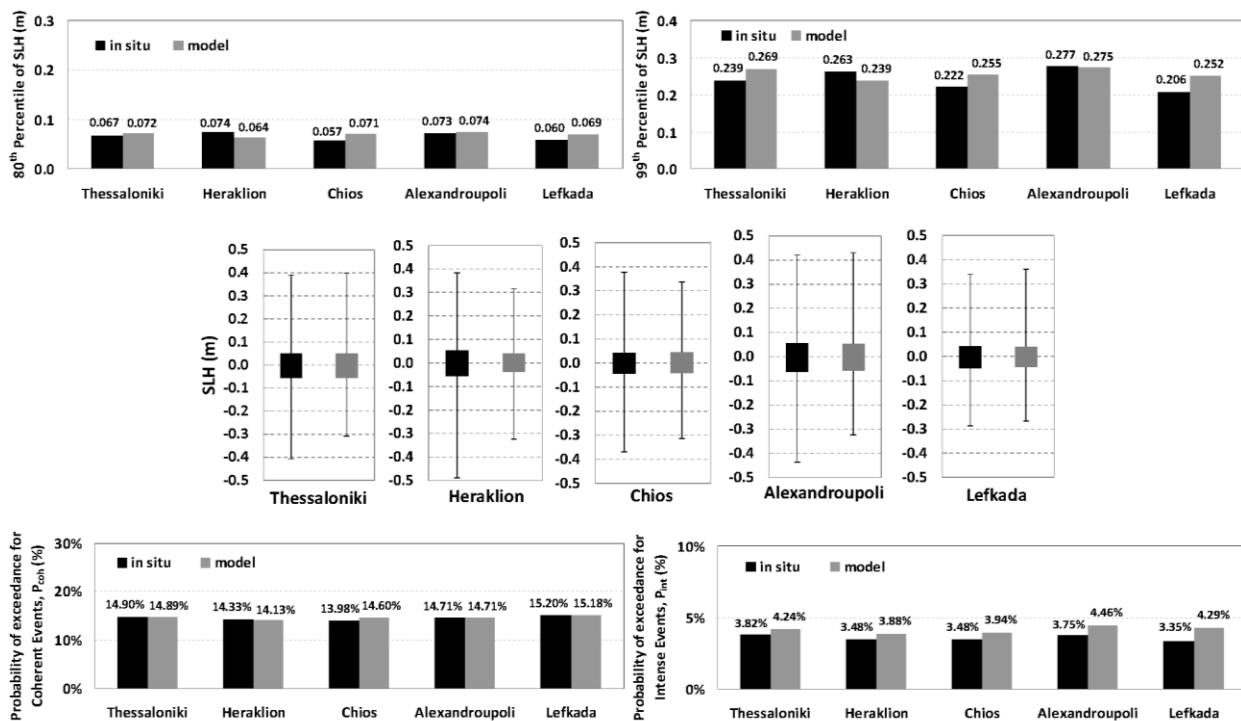
Τα γραφήματα του Σχήματος 4 αφορούν στα υπερετήσια 18ετή μέγιστα των *SLH*, δηλαδή στα μέσης και ανώτερης τάξης (80^ο και 99^ο) εκατοστημόρια (percentiles) των *SLH* (1^η σειρά), τα θηκογράμματα των *SLH* (2^η σειρά) και στις πιθανότητες υπέρβασης των συνεκτικών (*coh*) και έντονων (*int*) γεγονότων, P_{coh} και P_{int} (%). Τα τελευταία είναι ευρετικά στατιστικά μέτρα (Jaffe and Sallenger, 1992· Cox and Kobayashi, 2000), που εκφράζουν το ποσοστό των συμβάντων που ξεπερνούν κρίσιμες τιμές της χρονοσειράς του *SLH* ($SLH_{coh} > m + \sigma$ και $SLH_{int} > m + 2\sigma$, όπου m είναι το μέσο *SLH*· βλ. Androulidakis et al., 2015a και Makris et al., 2016). Τα εκατοστημόρια των *SLH* δείχνουν ότι οι προσομοιωμένες τιμές είναι αρκετά κοντά στις παρατηρήσεις, γεγονός που καθιστά το μοντέλο GreCSSM επαρκές για την εκτίμηση ακραίων τιμών μετεωρολογικής παλίνρροιας σε κλιματικές προσομοιώσεις. Ο σταθμός της Αλεξανδρούπολης (Β. Αιγαίο) δίνει τα καλύτερα αποτελέσματα σε σύγκριση με τους υπόλοιπους (Μακρής κ. συν., 2017).



Σχήμα 3: Αξιολόγηση μοντέλου GreCSSM έναντι παρατηρήσεων σε 5 ελληνικούς σταθμούς για τη 18ετία 1995-2012. Συγκρίσεις δεικτών *SSI* (m) και *EI* (1^η σειρά) και θηκογραμμάτων των *SSI* (2^η σειρά).

Σύμφωνα και με τους Makris et al. (2015α), οι προσομοιώσεις υψηλότερης χωρικής ανάλυσης με το GreCSSM έχουν δώσει βελτιωμένα αποτελέσματα για τα πεδία των *SLH* στο ΑΙΠ, παράγοντας μεγαλύτερες τιμές και μικρότερα σφάλματα από τις προσομοιώσεις με το MeCSSM (Androulidakis et al., 2015α· εφιστάται προσοχή στη διαφορά της χρονικής περιόδου υπό σύγκριση, 18ετία και 11ετία στα δύο άρθρα) στις ελληνικές θάλασσες. Ειδικότερα η

απόδοση του GreCSSM είναι ποιοτικότερη στη Θεσσαλονίκη, την Αλεξ/πολη και τη Χίο (βόρειο τμήμα της προσομοίωσης), όπου τα ατμοσφαιρικά δεδομένα εισόδου υψηλής χωρικής ανάλυσης έχουν βελτιωθεί (Tolika et al., 2015). Τα θηκογράμματα δείχνουν ότι τα 18ετή τεταρτημόρια και μέγιστα των SLH έχουν εκτιμηθεί σε πολύ ικανοποιητικό βαθμό από το μοντέλο σε όλους τους σταθμούς, με μια υποεκτίμηση 10–15% των ελαχίστων τιμών SLH (αναπαριστούν τις μέγιστες τιμές των υφέσεων της στάθμης της θάλασσας), οι οποίες όμως δεν είναι κρίσιμες για την παρούσα ανάλυση. Επιπρόσθετα, οι πιθανότητες υπέρβασης συνεκτικών συμβάντων από τα αποτελέσματα του μοντέλου συσχετίζονται πολύ ικανοποιητικά με τις μετρημένες τιμές σε όλους τους σταθμούς. Οι πιθανότητες των έντονων συμβάντων υπερεκτιμώνται ελαφρά σε σύγκριση με τα επί τόπου δεδομένα, όμως οι διαφορές είναι μικρές (~0.4–0.9%). Συνεπώς οι συγκρίσεις πιστοποιούν την καλή απόδοση του μοντέλου GreCSSM αναφορικά με τα ετήσια και υπερετήσια μέγιστα για την 18ετή περίοδο αξιολόγησης (Makris et al., 2016· Μακρής κ. συν., 2017).



Σχήμα 4: Αξιολόγηση μοντέλου GreCSSM έναντι παρατηρήσεων σε 5 ελληνικούς σταθμούς για τη 18ετία 1995–2012. Συγκρίσεις μέσης και υψηλής τάξης (80^{ου} και 99^{ου}) εκατοστημορίων SLH (m) (1^η σειρά), θηκογραμμάτων των SLH (2^η σειρά), και πιθανοτήτων υπέρβασης συνεκτικών και έντονων γεγονότων, P_{coh} και P_{int} (%) (3^η σειρά).

Επίσης υπολογίστηκε ο δείκτης Hit Rate of Percentiles (HRP σύμφωνα με τους Schoetter et al., 2012) για ολόκληρη τη 18ετή χρονοσειρά των SLH , ώστε να εξεταστεί η αναγκαιότητα

πιθανής διόρθωσης σφάλματος (bias correction) των αποτελεσμάτων του GreCSMM (Makris et al., 2016). Ο *HRP* ορίζεται ως το άθροισμα των κατηγορικών κλασμάτων, δηλ. των απόλυτων διαφορών μεταξύ των διατεταγμένων (από το 1° έως το 99°) εκατοστημόριων των προσομοιωμένων και παρατηρημένων τιμών *SLH* σε σύγκριση με μια επιτρεπόμενη απόκλιση. Η τελευταία έχει ληφθεί ίση με τον μέσο όρο των τυπικών αποκλίσεων των παρατηρούμενων και προσομοιωμένων χρονοσειρών της *SLH*, δηλαδή $(\sigma_{SLHmod} + \sigma_{SLHobs})/2 \approx 4$ cm, που είναι περίπου το 5–10% του μέσου όρου της παρατηρούμενης ετήσιας μέγιστης καταγραφής *SLH_{max}*. Διαπιστώθηκε ότι ο *HRP* κυμαίνεται μεταξύ 0.95 και 1 σε όλους τους σταθμούς, ως εκ τούτου, τα σφάλματα των αριθμητικών αποτελεσμάτων του μοντέλου είναι μικρά και κρίνεται ότι δεν απαιτείται διόρθωση μεροληψίας για τις προσομοιώσεις μετεωρολογικής παλίρροιας.

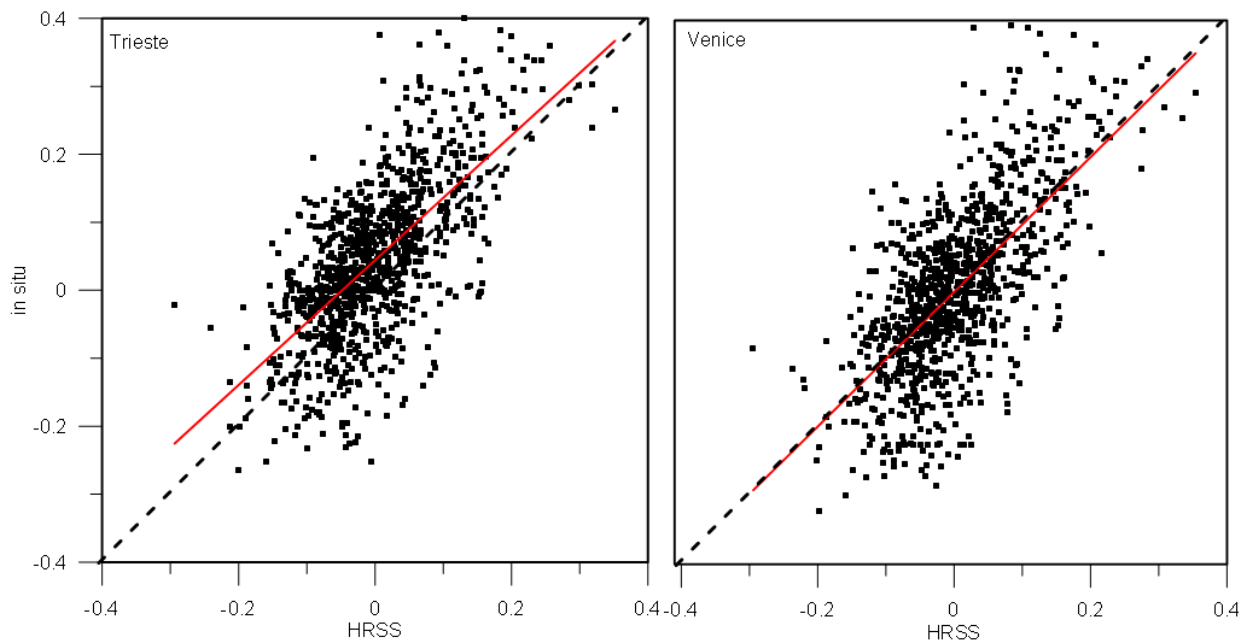
5.1.2. Αξιολόγηση προσομοιώσεων επιχειρησιακής πρόγνωσης

Το μετεωρολογικό μοντέλο WRF έχει επαληθευτεί και στα τρία επίπεδα προσομοίωσης κατά την περίοδο λειτουργίας του έργου *Wave4Us* (Pytharoulis et al., 2015, 2016), σε σχέση με το σύνολο της περιόδου, την εποχή, και τις επικρατούσες συνοπτικές συνθήκες (ανωτάτων στρωμάτων αέρα), καθώς και σε έντονα καιρικά φαινόμενα που επηρέασαν τον Κόλπο του Θερμαϊκού. Η πρωταρχική επικύρωση του ωκεανογραφικού μοντέλου μετεωρολογικής παλίρροιας έχει επίσης γίνει και για τα τρία επίπεδα προσομοίωσης (Krestenitis et al., 2015c, 2015d). Στην παρούσα μεταδιδακτορική εργασία παρουσιάζεται η αξιολόγηση της επίδοσης του συστήματος *Wave4Us* με μοντελοποίηση, με βάση μια ενισχυμένη εκδοχή του μοντέλου *HRSS*, για τον υπολογισμό της συνολικής ΑΣΘ (βλ. §4.5-4.7) στη Μεσόγειο Θάλασσα, με έμφαση στην ευαίσθητη περιοχή της βόρειας Αδριατικής Θάλασσας, όπου έχουν συμβεί στο παρελθόν πολύ συχνά ακραία γεγονότα παράκτιων πλημμυρών (Krestenitis et al., 2017).

Οι μετεωρολογικές προγνώσεις με το μοντέλο WRF στη Μεσόγειο Θάλασσα έχουν αξιολογηθεί σε σχέση με τις επιχειρησιακές αναλύσεις του ECMWF (0.15°×0.15°) κατά την περίοδο από τον Μάρτιο 2013 έως τον Φεβρουάριο του 2015. Το Μέσο Απόλυτο Σφάλμα (Mean Average Error, *MAE*) της ατμοσφαιρικής πίεσης στη ΜΣΘ (Mean Sea Level Pressure, *MSLP*) στη βόρεια Αδριατική Θάλασσα κυμαίνεται από περίπου 0.95-1.0 hPa σε 24 ώρες πρόβλεψης έως 2.15-2.2 hPa στις 96 ώρες πρόβλεψης (Krestenitis et al., 2017). Το *MAE* των προβλέψεων ταχύτητας ανέμου στα 10 m από τη ΜΣΘ στην ίδια περιοχή είναι περίπου 1.6-1.7 m/sec στις 24 ώρες πρόβλεψης και 2.3-2.4 m/sec σε 96 ώρες πρόβλεψης. Στη συγκεκριμένη υπο-περιοχή της Μεσογείου, η ταχύτητα ανέμου στα 10 m από τη ΜΣΘ κυρίως υπερεκτιμάται (αλλά όχι σε όλες τις ώρες πρόγνωσης κατά τη διάρκεια μιας τυπικής ημέρας), ενώ το μέσο σφάλμα της *MSLP* δεν παρουσιάζει συστηματικά την ίδια συμπεριφορά.

Τα ημερήσια παραχθέντα αποτελέσματα προσομοίωσης από το μοντέλο μετεωρολογικής παλίρροιας έχει συγκριθεί με τις αντίστοιχες διαθέσιμες μετρήσεις στη Ν. Αδριατική (Βόρεια - Κεντρική Μεσόγειος) για ολόκληρη την περίοδο λειτουργίας της επιχειρησιακής πρόγνωσης

κατά την περίοδο 2013-2015, προκειμένου να βαθμονομηθεί κατάλληλα το μοντέλο HRSS και να αξιολογηθεί η απόδοσή του σχετικά με τη συζευγμένη θυελλογενή και παλιρροιογενή ΑΣΘ. Η συγκεκριμένη περιοχή είναι γνωστή για τις σημαντικές ακραίες τιμές ΑΣΘ λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας. Ρυθμίστηκαν διάφορες παράμετροι, όπως ο συντελεστής (διατμητικής τάσης) τριβής στη διεπιφάνεια αέρα-νερού, το μέγιστο βάθος επιρροής της προσομοίωσης, τα ανοικτά όρια της παλίρροιας στο Γιβραλτάρ και η παλιρροιακή συνιστώσα της ΑΣΘ (Schwiderski, 1980), δοκιμάζοντας κατάλληλα εύρη τιμών προκειμένου να αυξηθούν οι βαθμολογίες για τις παραμέτρους σύγκρισης προσομοιώσεων και μετρήσεων και να βελτιωθεί η απόδοση του μοντέλου HRSS (Krestenitis et al., 2015c, 2015d). Υπολογίστηκαν η ρίζα του μέσου τετραγωνικού σφάλματος (Root Mean Square Error, *RMSE*), ο συντελεστής συσχέτισης κατά Pearson (*R*) και το «σκορ επιδεξιότητας» κατά Willmot (Willmot Skill Score, *WS*) (Willmott, 1981), τα οποία είναι 0.1 m, 0.7 και 0.82 για τη Βενετία και 0.1 m, 0.7 και 0.79 για την Τεργέστη [όπου *WS* ή *R* = 1, αντιστοιχούν σε τέλεια συμφωνία των επιτόπου (*in situ*) μετρήσεων και των προσομοιωμένων αποτελεσμάτων], καταδεικνύοντας την καλή απόδοση των προγνωστικών προσομοιώσεων, όπως φαίνεται και γραφικά στο Σχήμα 5. Η κόκκινη γραμμή της τάσης συσχέτισης με γραμμική παλινδρόμηση είναι πολύ κοντά στη διαγώνιο, η οποία αντιστοιχεί στην τέλεια συμφωνία των δειγμάτων των επιτόπου και των προσομοιωμένων δεδομένων (Krestenitis et al., 2017).



Σχήμα 5: Αξιολόγηση μοντέλου HRSS έναντι παρατηρήσεων σε 2 Μεσογειακούς σταθμούς, Trieste (Τεργέστη) και Venice (Βενετία) για χρονοσειρές αποτελεσμάτων και δεδομένων παρατήρησης για την ζετιά 2013-2015.

Η βαθμονόμηση του μοντέλου για την ΑΣΘ έγινε για το Πεδίο 1 (Μεσόγειος) χρησιμοποιώντας επιτόπου μετρήσεις στάθμης θάλασσας για το έτος 2012 από διάφορους σταθμούς της Μεσογείου. Η επιλεγθείσα βέλτιστη διαμόρφωση του μοντέλου εφαρμόστηκε στα Πεδία 2 και 3. Εκτελέστηκαν διάφορα πειράματα (Πίνακας 3), ώστε να διερευνηθούν οι διαφορετικές παραμετροποιήσεις σε σχέση με τις επιδράσεις του μέγιστου βάθους του πεδίου, της αστρονομικής παλίρροιας, της αλληλεπίδρασης ατμόσφαιρας-θάλασσας κ.λπ. Πιο συγκεκριμένα, έγιναν συνολικά 12 τύποι αριθμητικών πειραμάτων με: α) πραγματικό ή μικρότερο (ικανό) μέγιστο βάθος (Π7 και Π8), β) εφαρμογή αρμονικής συνθήκης ταλάντωσης στο ανοιχτό όριο του Γιβραλτάρ (Π2, Π4 και Π9-12), γ) αλλαγή του συντελεστή τριβών επιφανείας της θάλασσας C_D , ελέγχοντας σταθερές τιμές ή και μεταβλητές σε σχέση με την ταχύτητα ανέμου, και γ) διαφορετικές τιμές της σταθεράς της τυρβώδους διάχυσης. Τα αποτελέσματα της σύγκρισης των χρονοσειρών της ΑΣΘ από τις επιτόπου μετρήσεις και από τις προσομοιώσεις των 12 πειραμάτων (Π1-12) δίνονται αναλυτικά στον Πίνακα 3, ως τιμές της παραμέτρου WSS , η οποία αποτελεί κριτήριο της επιτυχίας του μοντέλου να περιγράψει τις συνθήκες στο πεδίο και δίνεται από τον τύπο (Κρεστενίτης κ. συν., 2015α):

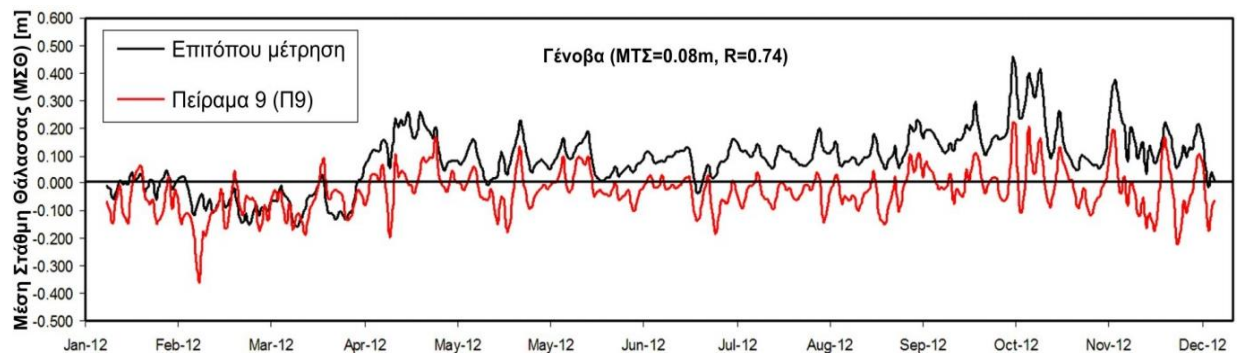
$$WS = 1 - \frac{\sum |Y - X|^2}{\sum (|Y - \bar{Y}| + |X - \bar{X}|)^2} \quad [21]$$

όπου X και Y είναι οι καταγεγραμμένες τιμές από παρατηρήσεις και οι αριθμητικά προσομοιωμένες τιμές της ΑΣΘ αντίστοιχα και το σύμβολο της άνω παύλας ($\bar{}$) υποδηλώνει μέσες τιμές των δειγμάτων. Όσο μεγαλύτερος είναι ο όρος WS (με όρια $0 \leq WS \leq 1$), τόσο πιο άρτια συμφωνία επιτυγχάνεται μεταξύ προσομοιωμένων τιμών και παρατηρήσεων, ενώ τιμές του WS κοντά στο 0 υποδεικνύουν ασυμφωνία των δύο δειγμάτων. Από τα αποτελέσματα της διερεύνησης προέκυψε η βέλτιστη παραμετροποίηση (Π9), η οποία περιλαμβάνει: (α) παραμετροποίηση της παλίρροιας κατά Schwiderski (1980), (β) ρεαλιστική βαθυμετρία, (γ) χρήση αρμονικής ταλάντωσης στο ανοιχτό όριο του Γιβραλτάρ, και (δ) χρήση σταθερού συντελεστή τριβής $C_D = 10^{-5}$. Οι διαφορές μεταξύ επιτόπου μέτρησης και προσομοίωσης μπορεί να οφείλονται εν μέρει σε τοπικά φαινόμενα (π.χ. ανακλάσεις σε υφαλοκρυπίδες, επανακυκλοφορία με ανάδυση νερών κ.λπ., μακρά κύματα και άλλες φυσικές διεργασίες που δε μπορούν να προσομοιωθούν από το HRSS).

Η εν γένει καλή απόδοση του μοντέλου φαίνεται επίσης από τη σύγκριση χρονοσειρών επιτόπου μέτρησης και προσομοίωσης που δίνεται ενδεικτικά για το σταθμό της Γένοβας στο Σχήμα 6. Οι τιμές του Μέσου Τετραγωνικού Σφάλματος ($MT\bar{\Sigma} = 0.08 \text{ m} \ll SLH_{max} = 0.5 \text{ m}$) και του συντελεστή συσχέτισης Pearson ($R = 0.74$) κρίνονται ικανοποιητικοί για την επιζητούμενη ακρίβεια των επιχειρησιακών προσομοιώσεων πρόγνωσης. Η παραμετροποίηση του Π9 χρησιμοποιείται επιχειρησιακά πια και από το προγνωστικό σύστημα *Wave4Us* σε επίπεδο 3ήμερης πρόγνωσης (Krestenitis et al., 2017).

Πίνακας 3: Τιμές της παραμέτρου WSS για το σύνολο των 12 πειραμάτων και για όλους τους διαθέσιμους σταθμούς. Με γκρι σκίαση σημειώνεται το βέλτιστο πείραμα.

Σταθμός	Π1	Π2	Π3	Π4	Π5	Π6	Π7	Π8	Π9	Π10	Π11	Π12
Θεσ/νίκη	0.48	0.59	0.53	0.57	0.62	0.53	0.59	0.56	0.68	0.55	0.51	0.65
Γένοβα	0.72	0.76	0.76	0.77	0.71	0.73	0.77	0.77	0.79	0.76	0.72	0.61
Αγκόνα	0.61	0.68	0.68	0.69	0.67	0.63	0.73	0.70	0.72	0.67	0.64	0.69
Νάπολη	0.56	0.62	0.59	0.61	0.59	0.56	0.68	0.66	0.69	0.61	0.56	0.58
Μαρσέιγ	0.50	0.51	0.55	0.52	0.42	0.51	0.39	0.43	0.46	0.52	0.81	0.46
Βενετία	0.61	0.71	0.71	0.72	0.80	0.66	0.75	0.71	0.82	0.69	0.68	0.68
Κατάνια	0.40	0.47	0.36	0.43	0.40	0.38	0.45	0.44	0.51	0.43	0.36	0.46
Χαντέρα	0.50	0.54	0.54	0.55	0.62	0.50	0.62	0.65	0.66	0.53	0.51	0.45
Κάλιαρι	0.45	0.54	0.47	0.51	0.54	0.48	0.50	0.49	0.60	0.50	0.46	0.43
Οτράντο	0.44	0.53	0.46	0.51	0.52	0.45	0.54	0.51	0.62	0.50	0.43	0.39
Αλεξ/πολη	0.34	0.64	0.63	0.64	0.73	0.59	0.68	0.64	0.77	0.61	0.60	0.76
Μέση τιμή	0.51	0.60	0.57	0.59	0.60	0.55	0.61	0.60	0.67	0.58	0.57	0.56

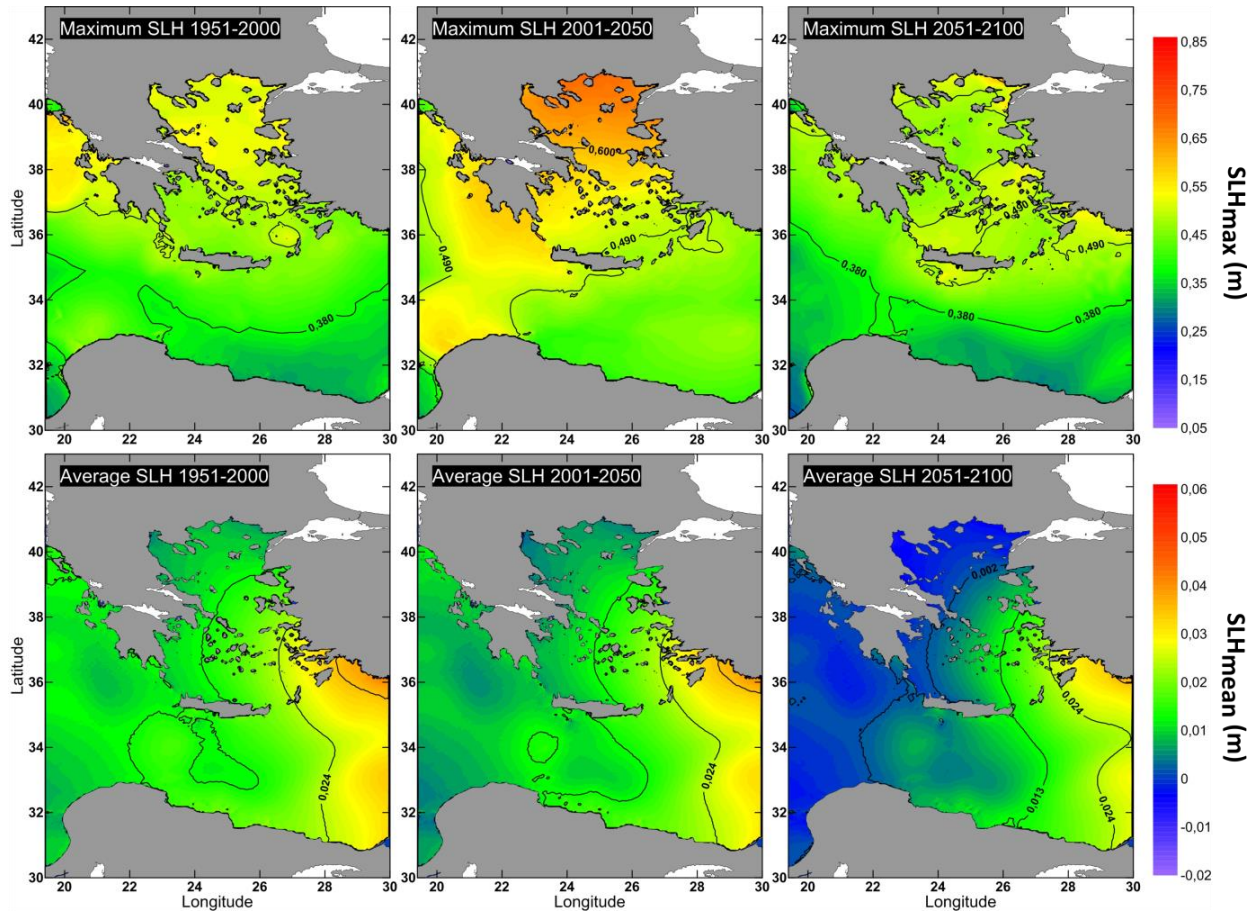


Σχήμα 6: Σύγκριση (προσομοιωμένων και μετρημένων επιτόπου) χρονοσειρών βραχυπρόθεσμης ΜΣΘ (ή ΑΣΘ λόγω μετεωρολογικής και αστρονομικής παλίρροιας) από το μοντέλο HRSS (κόκκινη γραμμή) για το βέλτιστο αριθμητικό πείραμα Π9 και από επιτόπου μετρήσεις (μαύρη γραμμή) για το σταθμό της Γένοβας. Δίνονται επίσης οι τιμές Μέσου Τετραγωνικού Σφάλματος ($MTΣ=0.08\text{ m}$) και συντελεστή συσχέτισης Pearson ($R=0.74$).

5.2. Μέγιστες και Μέσες Τιμές Μετεωρολογικής Παλίρροιας

Η περιοχική ανάλυση του παρόντος και μελλοντικού θαλάσσιου, αναφορικά με τη μεταβλητότητα των ετήσιων και (διαχρονικών) υπερετήσιων μέγιστων τιμών της ΑΣΘ (SLH) σε ολόκληρη τη Μεσόγειο Θάλασσα (Επίπεδο προσομοίωσης I, μοντέλο MeCSSM) ερευνήθηκε εκτενώς από τους Krestenitis et al. (2014a, 2015a, 2015b) και τους Androulidakis et al. (2015a). Οι μέγιστες τιμές της SLH εκτιμήθηκε ότι θα αυξηθούν κατά την περίοδο 2001-2050 σε σύγκριση με αυτές κατά την περίοδο αναφοράς. Η αύξηση αυτή αναμένεται να χαλαρώσει στη μελλοντική περίοδο. Τα αποτελέσματά τους έχουν δείξει επίσης ότι οι μέγιστες τιμές ΑΣΘ λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας έχουν αυξηθεί σχεδόν κατά 3.5% στην τρέχουσα περίοδο συγκριτικά με εκείνες της περιόδου αναφοράς, ενώ εκτιμάται ότι θα μειωθούν κατά μέσο όρο 7% για το 2051-2100 σε σύγκριση με εκείνες της περιόδου 2001-2050 σε ολόκληρη τη

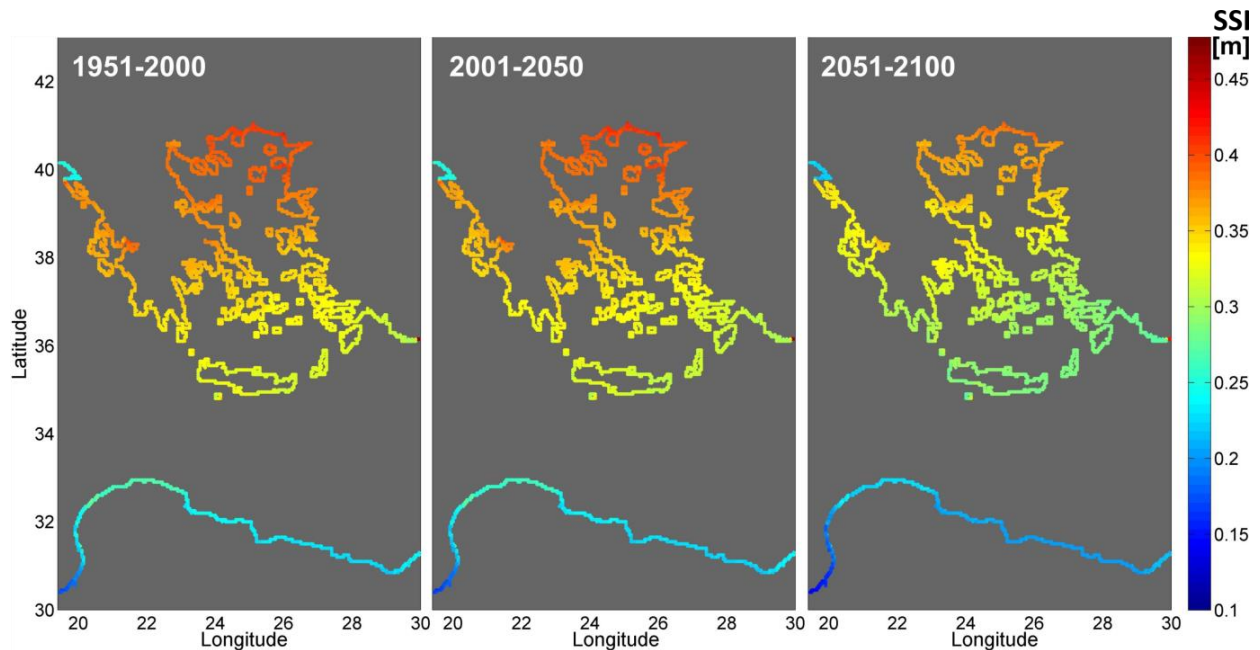
Μεσόγειο Θάλασσα. Η πρόβλεψη της εξασθένησης του θυελλώδους στην ανατολική λεκάνη της Μεσογείου, υπό το κλιματικό σενάριο SRES-A1B, που έχει εντοπιστεί και από άλλους ερευνητές (π.χ. Conte and Lionello, 2013; Marcos et al., 2011), καταδεικνύεται στα αποτελέσματά τους και από την παρατηρούμενη μείωση της θυελλογενούς συνιστώσας της ΜΣΘ (μέση ΑΣΘ λόγω καιρικών φαινομένων, SLH_{mean}) σε ολόκληρο τον 21^ο αιώνα, η οποία αγγίζει την τάξη του 17% και 5% για την τρέχουσα και μελλοντική περίοδο, αντίστοιχα (Makris et al., 2016).



Σχήμα 7: Οριζόντια κατανομή της μέγιστης και μέσης 50ετούς ΑΣΘ SLH_{max} και SLH_{mean} (m) (άνω και κάτω σειρά γραφημάτων, αντίστοιχα) στην περιοχή μελέτης. Τα γραφήματα από αριστερά προς τα δεξιά αντιστοιχούν στις περιόδους 1951-2000, 2001-2050, και 2051-2100 για την προσομοίωση με το GreCSSM.

Στα Σχήματα 7 και 8 παρουσιάζονται η οριζόντια κατανομή της μέγιστης και μέσης 50ετούς ΑΣΘ (SLH) και του μέσου 50ετούς δείκτη SSI κατά μήκος της ακτογραμμής στην περιοχή μελέτης (ΑΙΠ) από τις προσομοιώσεις του GreCSSM για τις τρεις διακριτές περιόδους μελέτης. Παρατηρούμε ένα ευσταθές πρότυπο με αυξανόμενες τιμές της μέσης ΑΣΘ (ή αλλιώς της

θεωλλογενούς συνιστώσας της ΜΣΘ) από δυτικά προς ανατολικά. Παρόλο που η περίοδος αναφοράς και η τρέχουσα 50ετία δε διαφέρουν σημαντικά, η εκτίμηση για το 2^ο μισό του 21^{ου} αιώνα είναι ότι θα παρατηρηθεί μια έντονη μείωση των τιμών της. Γενικά εκτιμάται μια σημαντική αύξηση των μέγιστων τιμών της ΑΣΘ SLH_{max} στο 1^ο μισό του 21^{ου} αιώνα, σε σχέση με την περίοδο αναφοράς και τη μελλοντική 50ετία. Τα μεγέθη κυμαίνονται από 0.60 έως 0.85 m στο Β. Αιγαίο με τις υψηλότερες τιμές κατά μήκος της βόρειας ακτογραμμής. Οι αντίστοιχες τιμές της περιόδου αναφοράς είναι της τάξης των 0.50–0.55 m. Στο Ν. Αιγαίο, η SLH_{max} εκτιμάται μεταξύ 0.50 και 0.60 m την περίοδο 2001–2050, ενώ για την περίοδο αναφοράς είναι μέχρι και 10 cm (16-20%) μικρότερες. Προς το πέρασ του 21^{ου} αιώνα οι μέγιστες μετεωρολογικές παλίρροιες εκτιμάται ότι θα μειωθούν σημαντικά στα περισσότερα τμήματα του ΑΙΠ, κυμαινόμενες από 0.50 έως 0.60 m στο Β. Αιγαίο και από 0.40 έως 0.50 m στο Ιόνιο. Στο βορειοανατολικό τμήμα του Ν. Αιγαίου και το δυτικό Κρητικό Πέλαγος τα επίπεδα των μεγίστων καταγραφών ΑΣΘ (SLH) αναμένεται να παραμείνουν ίδια για την τρέχουσα περίοδο. Συνολικά η αποδυνάμωση του θεωλλώδους και των σχετικών μεγίστων μετεωρολογικών παλίρροιών στο ΑΙΠ αφορά στην 50ετία 2051–2100, ενώ τα μεγέθη των μεμονωμένων απόλυτων ακραίων τιμών είναι πιθανότερο ότι θα αυξηθούν κατά την τρέχουσα περίοδο (π.χ. κατά περίπου 30–40% στο Β. Αιγαίο μέχρι το 2050) (Makris et al., 2016; Μακρής κ. συν., 2017).



Σχήμα 8: Οριζόντια κατανομή του μέσου 50ετούς δείκτη SSI (m) κατά μήκος της ακτογραμμής στην περιοχή μελέτης. Τα γραφήματα από αριστερά προς τα δεξιά αντιστοιχούν στις περιόδους 1951-2000, 2001-2050, και 2051-2100 για την προσομοίωση με το GreCSSM.

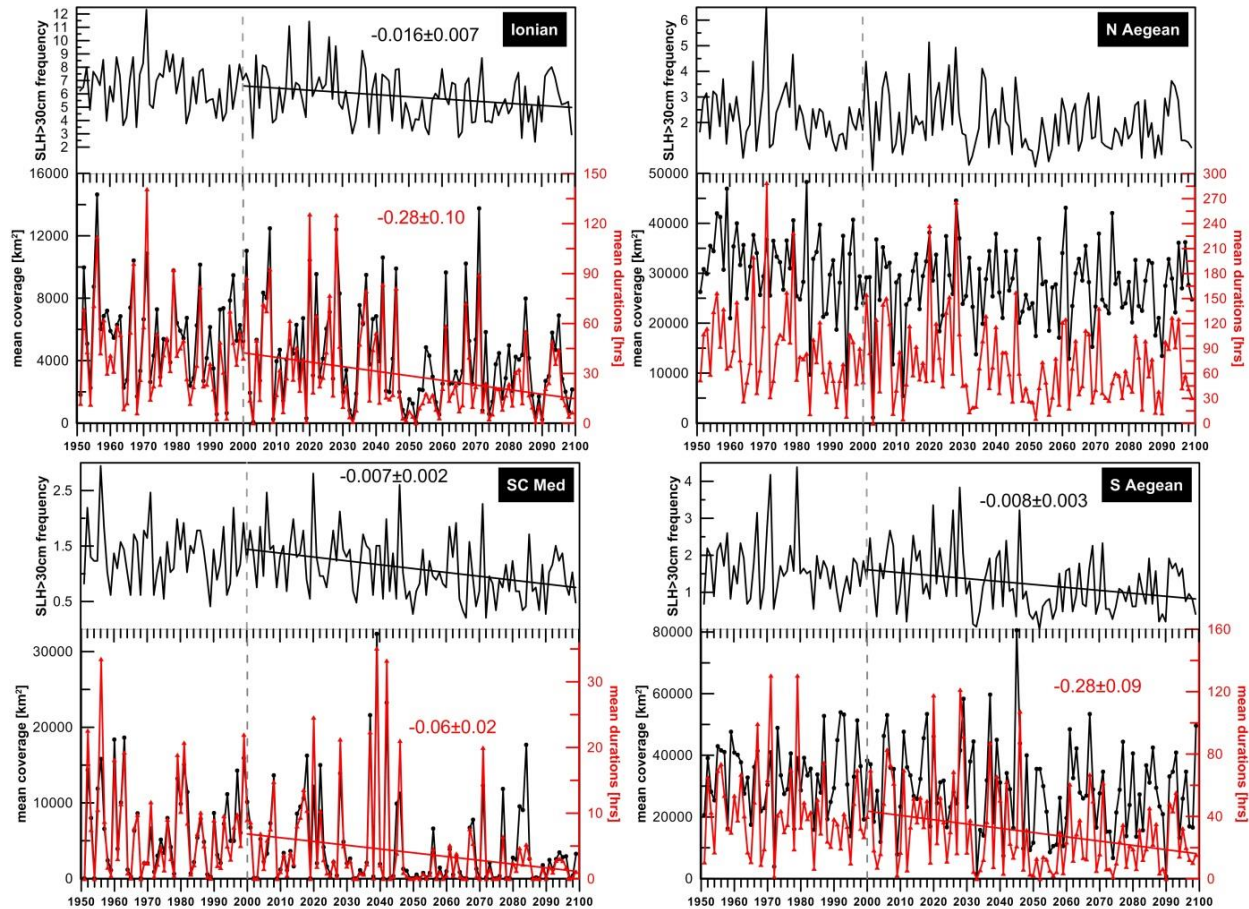
Το Σχήμα 8 δείχνει επίσης τη μέση τιμή 50ετίας των SSI (SSI_{50yr}) κατά μήκος της παράκτιας ζώνης της περιοχής μελέτης (ΑΙΠ). Το πρότυπο της χωρικής κατανομής του SSI_{50yr} στην παράκτια ζώνη είναι παρόμοιο με αυτό των ετήσιων μέγιστων τιμών ΑΣΘ στα στερεά όρια της περιοχής μελέτης (Makris et al., 2015a). Οι μέγιστες τιμές του SSI (>40 cm) εντοπίζονται κατά μήκος των βόρειων ακτών του Αιγαίου (κυρίως στο Θρακικό πέλαγος). Οι τιμές του SSI φαίνεται ότι ελαττώνονται από Βορρά προς Νότο, κυμαίνονται από 0.32 έως 0.38 m για το Κεντρικό Αιγαίο και το Ιόνιο, φτάνοντας περίπου τα 0.3 m στο Ν. Αιγαίο και την Κρήτη, και κάτω από 0.25 m για τις βόρειες αφρικανικές ακτές. Η εξασθένηση των θυελλών/καταιγίδων και της μέγιστης ΑΣΘ SLH_{max} για την περίοδο 2051-2100 επιβεβαιώνεται και από τη χρονική εξέλιξη του SSI_{50yr} . Εξετάζοντας τους SSI_{50yr} μεταξύ της περιόδου 2001-2050 και τις προηγούμενης 50ετίας, παρατηρούνται διαφορές, που κυμαίνονται από -1.4 έως +0.8 cm (-5 έως +20%), με ένα μικρό μέσο όρο -0.6 cm (-1.6%). Συνεπώς, παρότι τα μεγαλύτερα ακραία γεγονότα μετεωρολογικής παλίρροιας μπορεί να συμβούν τα πρώτα 50 έτη της μελλοντικής περιόδου (Makris et al., 2015a), η συχνότητά τους είναι μικρή, με τιμές SSI_{50-yr} σε επίπεδα αντίστοιχα με αυτά της περιόδου αναφοράς (Makris et al., 2016). Συγκρίνοντας το 2^ο με το 1^ο μισό του 21^{ου} αιώνα, βλέπουμε ότι οι SSI μειώνονται σε γενικές γραμμές, με σχετικές διαφορές ανάμεσα σε -4.7 και 0.2 cm (-18 ως +2%), και κατά μέσο όρο -2.6 cm (-8%). Συνεπώς, σύμφωνα με το σενάριο A1B, αναμένεται σαφής εξασθένηση της έντασης των θυελλών και των καταιγίδων, αλλά και των ετήσιων μέγιστων μετεωρολογικών παλιρροιών στο Αιγαίο και το Ιόνιο Πέλαγος κατά τη διάρκεια του 2^{ου} μισού του 21^{ου} αιώνα (Μακρής κ. συν., 2017).

5.3. Τάσεις εξέλιξης μέγιστων τιμών μετεωρολογικής παλίρροιας

Στο Σχήμα 9 παρουσιάζεται η μέση ετήσια διάρκεια και το αντίστοιχο μέσο εμβαδόν κάλυψης (κόκκινες και μαύρες καμπύλες, αντίστοιχα) μετεωρολογικών παλιρροιών για τις οποίες η SLH ξεπερνάει το κρίσιμο όριο για έντονα γεγονότα. Αυτά ορίζονται στατιστικά ως $(m+3\sigma)_{SLH,obs} \approx 30$ cm με βάση τις 18ετείς καταγραφές σε 5 παλιρροιογράφους της ΥΠΠΝ. Μόνο στατιστικά σημαντικές μονοτονικές τάσεις (θεωρώντας επίπεδο εμπιστοσύνης 95% (τιμές παραμέτρου $p < 5\%$ με το στατιστικό τεστ Mann-Kendall) έχουν επίσης σχεδιαστεί στα γραφήματα για κάθε παράμετρο και αιώνα ξεχωριστά, μαζί με τις αντίστοιχες τιμές των κλίσεων των τάσεων (Μακρής κ. συν., 2017).

Οι μέγιστες τιμές της χωρικής κάλυψης των μετεωρολογικών παλιρροιών παρατηρούνται στο κεντρικό τμήμα του υπολογιστικού πεδίου (Αιγαίο), ενώ τα πιο συχνά γεγονότα μεγάλης διάρκειας με $SLH > 30$ cm εκτιμάται ότι θα συμβούν στο Ιόνιο. Για την περίοδο αναφοράς δε διαφαίνεται ξεκάθαρη τάση, τόσο για τη διάρκεια όσο και για τη χωρική κάλυψη των μετεωρολογικών παλιρροιών σε όλες τις περιοχές. Για την περίοδο 2001-2100 παρατηρείται καθαρή πτωτική τάση και για τους δύο παράγοντες σχεδόν στο σύνολο του πεδίου μελέτης, εκτός από το Β. Αιγαίο. Η τάση μείωσης είναι σε συμφωνία με την προβλεπόμενη εξασθένηση

των καταιγίδων υπό το σενάριο A1B. Ωστόσο, παρόλο που μειώνονται οι γενικές μελλοντικές τάσεις, παρατηρούμε βραχυπρόθεσμες εξάρσεις στις χρονοσειρές του 2001-2100, που υπερβαίνουν τις τιμές του παρελθόντος, π.χ. η χρονική διάρκεια των καταιγίδων στο Ιόνιο και το Ν. Αιγαίο έχουν μέγιστα την περίοδο 2001-2050. Για το Β. Αιγαίο εκτιμάται μια γενική τάση μείωσης της χωρικής και χρονικής κάλυψης των μεγίστων μετεωρολογικών παλίρροιών στον 21^ο αιώνα (σενάριο A1B), χωρίς όμως μεγάλη πιθανότητα, και ακολουθείται από βραχυπρόθεσμα έντονα γεγονότα σε ορισμένα σημεία του πεδίου την περίοδο 2001-2050.



Σχήμα 9: Ετήσια διάρκεια εμφάνισης (hrs) (κόκκινες καμπύλες με τρίγωνα) και αντίστοιχο μέσο εμβαδόν κάλυψης (Km^2) (μαύρες καμπύλες με τελείες) για γεγονότα μετεωρολογικών παλίρροιών με τιμή ΑΣΘ ίση με $SLH > (m + 3\sigma)_{SLH,obs} \approx 30$ cm σε όλες τις υπο-περιοχές (βλ. Σχήμα 1). Γραμμικές τάσεις εξέλιξης παραμέτρων στον 21^ο αιώνα, με επίπεδο εμπιστοσύνης 95% δίνονται με ίδιο χρώμα. Οι τιμές κλίσης των τάσεων δίνονται με αντίστοιχο χρώμα.

5.4. Εποχικότητα μέγιστων τιμών μετεωρολογικής παλίρροιας

Εξετάστηκε επίσης η εποχικότητα (ως πιθανότητα εμφάνισης έντονων γεγονότων μετεωρολογικής παλίρροιας) και οι αντίστοιχες τάσεις εξέλιξης στο μέλλον των ετησίων

μεγίστων τιμών ΑΣΘ λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας. Έτσι, με βάση την ανάλυση χρονοσειρών SLH σε τοπικό επίπεδο (βλ. συγκεκριμένους σταθμούς στο Σχήμα 1c) υπολογίστηκε η εποχιακή συχνότητα εμφάνισης των ετήσιων μεγίστων τιμών ΑΣΘ (SLH_{max}) σε 24 σταθμούς για τις 3 περιόδους ξεχωριστά (Πίνακας 4), έτσι ώστε να διερευνηθούν πιθανές μεταβολές στην εποχικότητά τους (Μακρής κ. συν., 2017).

Πίνακας 4: Πιθανότητες % εποχιακής εμφάνισης SLH_{max} σε 24 σταθμούς ανά 50ετή περίοδο.

Περίοδος	Θαλ.	Σταθμός	Χ	Α	Κ	Φ	Θαλ.	Σταθμός	Χ	Α	Κ	Φ		
1951-2000	Λιβ.	Ιερ/ρα	68	22	0	10	Σάμος	76	16	0	8			
2001-2050			76	20	0	4		74	22	0	4			
2051-2100			70	28	0	2		74	20	0	6			
1951-2000	Β. Ιόνιο	Κέρκυρα	72	20	0	8	Κεντρικό Αιγαίο	Χίος	74	18	0	8		
2001-2050			72	18	0	10			78	18	0	4		
2051-2100			60	28	0	12			72	22	0	6		
1951-2000		Πάργα	70	20	0	10		Σύρος	70	22	0	8		
2001-2050			74	18	0	8			72	24	0	4		
2051-2100			60	32	0	8			68	26	0	6		
1951-2000		Πρέβεζα	72	16	0	12		Πορ/νία	46	26	14	14		
2001-2050			76	16	0	8			50	36	12	2		
2051-2100			60	32	0	8			24	32	34	10		
1951-2000		Ν. Ιόνιο	Λευκάδα	70	18	0		12	Κεντρικό Αιγαίο	Πειραιάς	72	18	0	10
2001-2050				76	18	0		6			66	26	0	8
2051-2100				60	32	0		8			66	28	0	6
1951-2000	Πάτρα		72	12	0	16	Σκόπελος	78		10	0	12		
2001-2050			80	6	0	14		72		18	0	10		
2051-2100			60	28	0	12		66		28	0	6		
1951-2000	Κυπ/σία		74	14	0	12	Λέσβος	74		18	0	8		
2001-2050			78	14	0	8		76		20	0	4		
2051-2100			60	34	0	6		70		28	0	2		
1951-2000	Καλαμάτα		78	12	0	10	Θεσ/νίκη	70		16	0	14		
2001-2050			70	22	0	8		74		18	0	8		
2051-2100			60	36	0	4		60		34	0	6		
1951-2000	Λεβ.	Ρόδος	72	20	0	8	Β. Αιγαίο	Πλατ/νας	74	16	0	10		
2001-2050			70	26	0	4			74	18	0	8		
2051-2100			74	22	0	4			60	34	0	6		
1951-2000	Ν. Αιγαίο	Σούδα	76	16	0	8	Β. Αιγαίο	Καβάλα	76	10	0	14		
2001-2050			78	18	0	4			76	18	0	6		
2051-2100			66	34	0	0			60	32	0	8		
1951-2000		Ηράκλειο	76	18	0	6		Βιστωνίδα	76	8	0	16		
2001-2050			76	20	0	4			68	22	0	10		
2051-2100			66	32	0	2			60	30	0	10		
1951-2000		Λέρος	78	16	0	6		Αλεξ/πολη	72	10	0	18		
2001-2050			76	20	0	4			70	20	0	10		
2051-2100			74	22	0	4			60	28	0	12		

* Χ, Α, Κ, Φ: Χειμώνας, Άνοιξη, Καλοκαίρι, Φθινόπωρο, αντίστοιχα ** Λιβ.: Λιβυκό και Λεβ.: Λεβαντίνη

Όπως ήταν αναμενόμενο, η πλειάδα των μεγίστων γεγονότων μετεωρολογικής παλίρροιας λαμβάνει χώρα κυρίως κατά τη χειμερινή περίοδο (60-78%), ακολουθούμενη από την εαρινή

(10-36%) και τη φθινοπωρινή (2-18%) περίοδο του έτους σε όλους τους σταθμούς. Οι ακτές του Β. Αιγαίου (Καβάλα και Αλεξ/πολη) παρουσιάζουν τις μεγαλύτερες φθινοπωρινές συχνότητες εμφάνισης για την περίοδο αναφοράς και έντονη μείωση στον 21^ο αιώνα, ακολουθούμενη από αύξηση των εαρινών συχνοτήτων. Στους σταθμούς του Κεντρικού και Ν. Αιγαίου παρατηρείται ηπιότερη αύξηση κατά την εαρινή περίοδο. Μεγαλύτερες ανοιξιάτικες συχνότητες παρατηρούνται στην πλειονότητα των σταθμών του Ιονίου και του Β. Αιγαίου (>30%). Η μόνη περιοχή με αύξηση των χειμερινών συχνοτήτων, υπό το σενάριο A1B, είναι η Ρόδος, όπου μια ισχνή αύξηση 4% εντοπίζεται κατά το 2^ο μισό του 21^{ου} αιώνα, σε σχέση με την τρέχουσα 50ετία. Τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων δείχνουν μια πιθανή μείωση των χειμερινών συχνοτήτων εμφάνισης στο 2^ο μισό του 21^{ου} αιώνα, μαζί με μια αντίστοιχη αύξηση των εαρινών τιμών, κατά μήκος της παράκτιας περιοχής του ΑΙΠ. Κανένα μέγιστο δεν παρατηρείται κατά τη θερινή περίοδο πουθενά και σε καμιά από τις 50ετείς περιόδους μελέτης. Συνεπώς διαφαίνεται μια γενική τάση διαστολής τους εύρους του εποχιακού κύκλου των μετεωρολογικών παλινροιών με μείωση των ακραίων γεγονότων της «κρύας» περιόδου του έτους και αντίστοιχη αύξηση κατά την εαρινή περίοδο του έτους. Αυτά τα ευρήματα είναι σε συμφωνία με τις τάσεις που περιγράφονται από τους Jordà et al. (2012).

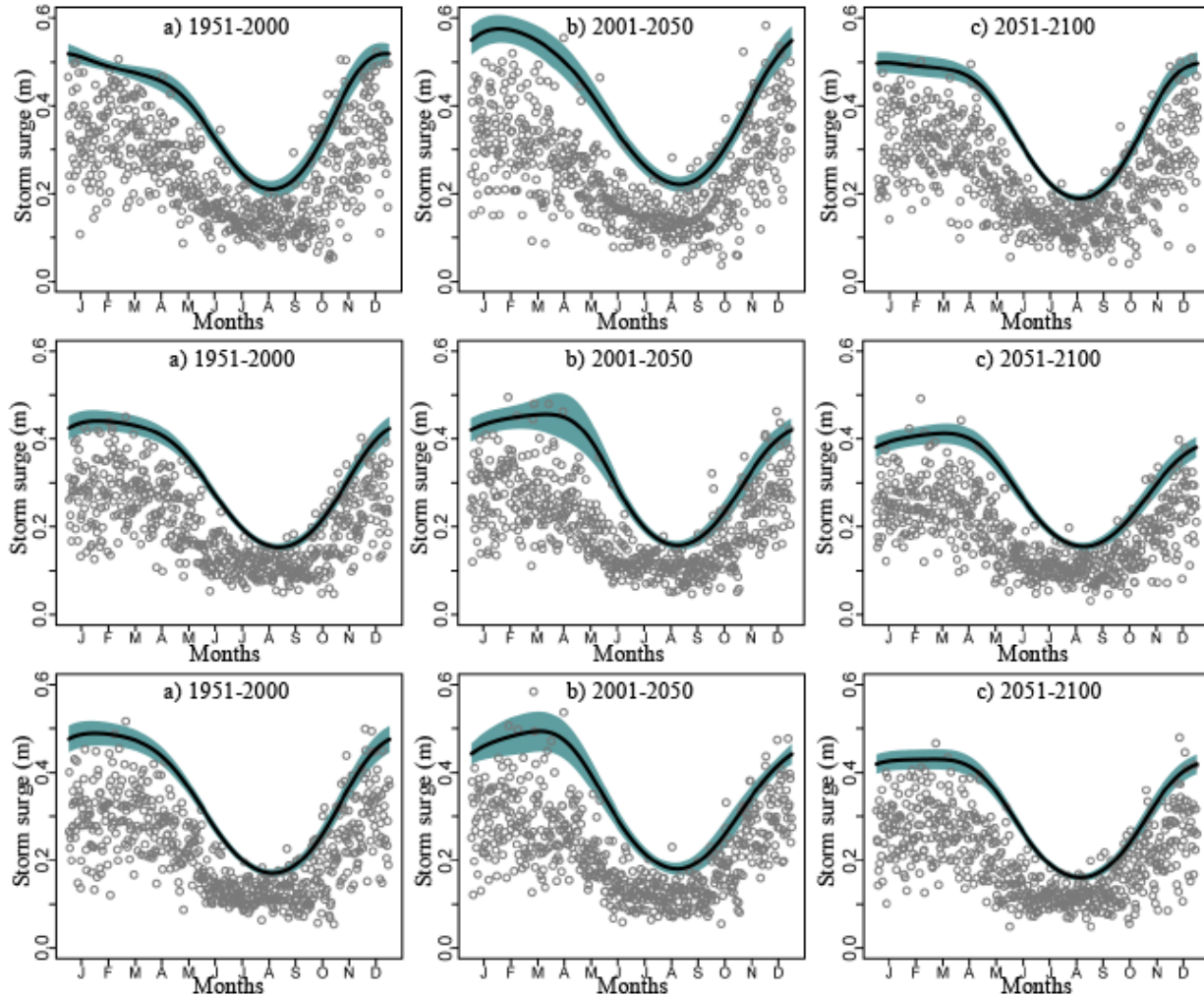
Επιπρόσθετα έχουν υπολογιστεί και οι κλίσεις των μονοτονικών γραμμικών τάσεων των 150ετών χρονοσειρών για τις ετήσιες τιμές SLH_{max} στους σταθμούς του ΑΙΠ, οι οποίες έχουν προκύψει από γραμμική παλινδρόμηση, θεωρώντας πολύ υψηλά επίπεδα εμπιστοσύνης (99% με βάση το τεστ Mann-Kendall). Παρατηρείται μια ξεκάθαρη τάση μείωσης των ετήσιων μέγιστων γεγονότων μετεωρολογικής παλίρροιας από -0.4 ± 0.1 έως -0.2 ± 0.1 mm/έτος σε όλους τους παράκτιους σταθμούς (βλ. Σχήμα 1c), από το 1951 προς το 2100. Οι Μακρής κ. συν. (2017) κατέδειξαν ότι αυτή η παρατήρηση είναι σύμφωνη με την εκτίμηση της γενικής εξασθένησης του θυελλώδους στην περιοχή της Μεσογείου (Conte and Lionello, 2013).

5.5. Μονοπαραμετρική ανάλυση ακραίων τιμών ΑΣΘ λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας

Η προσέγγιση που παρουσιάστηκε στην §4.6 για τον υπολογισμό των ακραίων τιμών των υδρογραφικών μεγεθών (ύψους κύματος και ΑΣΘ) χρησιμοποιείται για τα μηνιαία μέγιστα γεγονότα μετεωρολογικής παλίρροιας. Τα καλύτερα προσαρμοσμένα (best-fit) μη μόνιμα μοντέλα GEV, που μπορούν να περιγράψουν κατάλληλα τη μεταβλητότητα των μηνιαίων ακραίων τιμών ΑΣΘ (ειδικά για μετεωρολογική παλίρροια), έχουν επιλεγεί με γνώμονα το να παρουσιάζουν τις μικρότερες διαφορές στη δομή των κατανομών τους μεταξύ των επιλεγμένων υπό μελέτη περιοχών του ΑΙΠ. Ειδικά για τη Μελλοντική Περίοδο, οι συναρτήσεις κατανομών GEV έχουν μια αρμονική στην παράμετρο εντοπισμού θέσης (μ), δύο αρμονικές στην παράμετρο κλίμακας (σ) και ένα σταθερή παράμετρο σχήματος (ξ), σε όλες σχεδόν τις υπο-περιοχές μελέτης. Για την Περίοδο Αναφοράς είναι εμφανής ένας ετήσιος κύκλος (ενιαία αρμονική) στις παραμέτρους θέσης και σχήματος, ενώ τόσο οι ετήσιοι όσο και οι εποχιακοί

κύκλοι θεωρούνται στατιστικά σημαντικοί (με βάση την απόκλιση D) για την παράμετρο κλίμακας. Η παράμετρος σχήματος της GEV διατηρείται σταθερή μόνο για τις περιοχές στο Νότιο Αιγαίο (Ηράκλειο και Χανιά). Για την Τρέχουσα Περίοδο τα κυρίαρχα μοντέλα στο Βόρειο Αιγαίο (Αλεξανδρούπολη, Κατερίνη και Λέσβος) χαρακτηρίζονται από δύο αρμονικές στις παραμέτρους μ και σ και από μία αρμονική στην ξ . Για την ίδια περίοδο στο Νότιο Αιγαίο, ο εποχιακός κύκλος στην ξ θεωρείται επίσης στατιστικά σημαντικός (βάσει της D). Στο Ιόνιο υπάρχουν μερικές διαφορές στα βέλτιστα μοντέλα των τριών περιοχών εστίασης (Πάργα, Κυπαρισσία και Κέρκυρα), τα οποία εντοπίζονται κυρίως στον αριθμό των αρμονικών της ξ (Galiatsatou et al., 2016· Makris et al., 2016).

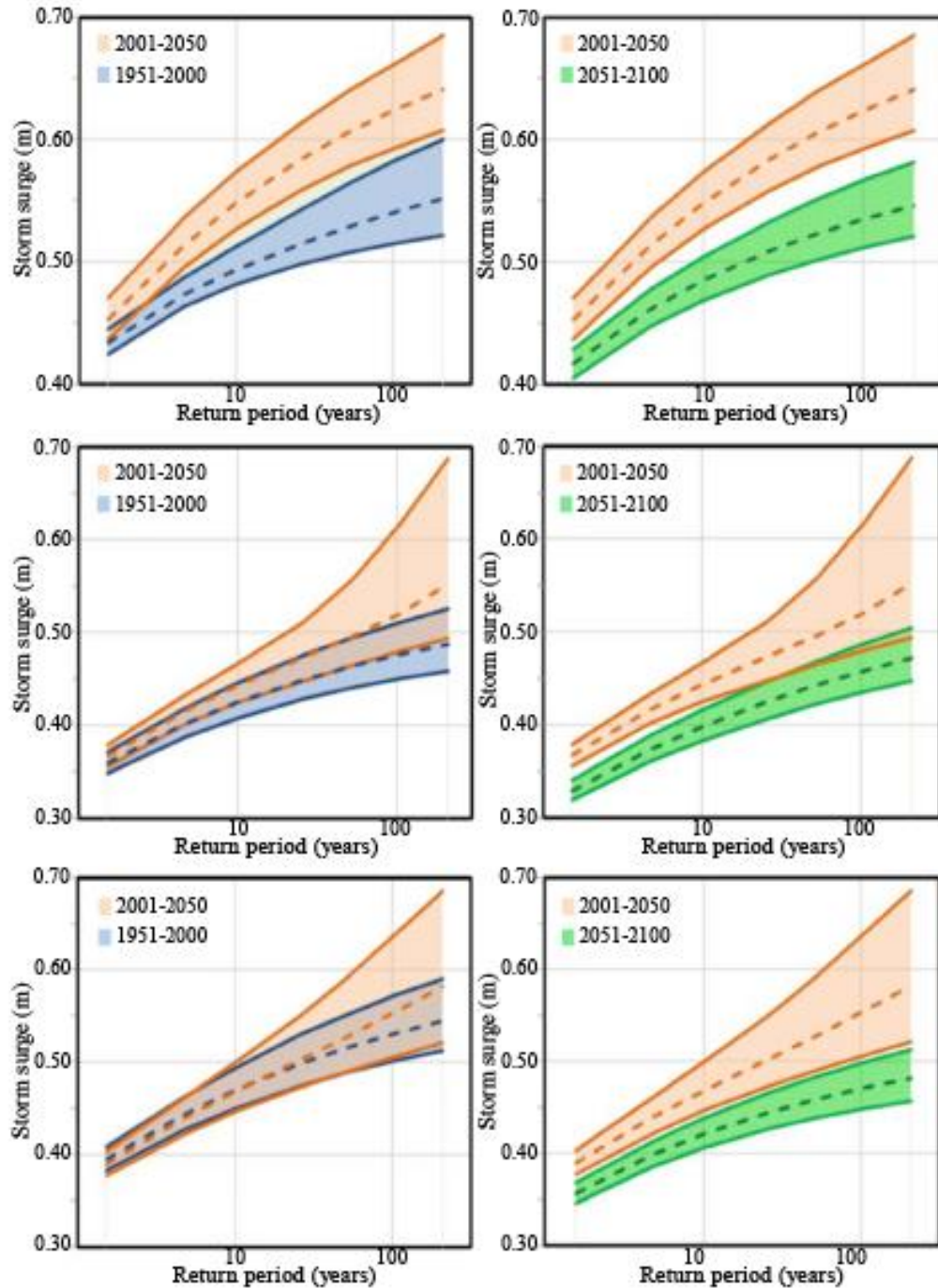
Στο Σχήμα 10 παρουσιάζονται τα επίπεδα της ΑΣΘ που αντιστοιχούν στο 98% πολλοστημόριο για τις μετεωρολογικές παλίρροιες για περίοδο επαναφοράς 50 ετών σε ένα συνθήκες μονιμότητας για ένα τυπικό έτος και για τις τρεις περιόδους που εξετάζονται στις θαλάσσιες περιοχές της Αλεξανδρούπολης, του Ηρακλείου και της Κυπαρισσίας. Οι εκτιμήσεις μέγιστης πιθανότητας (Maximum Likelihood Estimates, *MLEs*) των πολλοστημορίων αντιπροσωπεύονται από συμπαγή γραμμή, ενώ οι σκιασμένες περιοχές αντιστοιχούν στα διαστήματα εμπιστοσύνης 95% που υπολογίζονται χρησιμοποιώντας τη μέθοδο «δέλτα». Τα μηνιαία μέγιστα κάθε δείγματος σε χρονολογική σειρά περιλαμβάνονται επίσης ως σημεία. Η μέγιστη τιμή (κορύφωση) του πολλοστημορίου 98% για την ΑΣΘ παρατηρείται το Δεκέμβριο για την Περίοδο Αναφοράς και στις τρεις περιοχές μελέτης του Βόρειου Αιγαίου. Τα ακραία γεγονότα μετεωρολογικών παλιρροιών μειώνονται αρκετά αργά κατά τη διάρκεια του χειμώνα και μέχρι το τέλος της άνοιξης. Για την ίδια περίοδο, στις περιοχές μελέτης του Νότιου Αιγαίου και του Ιονίου Πελάγους, η αιχμή των ακραίων τιμών ΑΣΘ εμφανίζεται εντός και προς το τέλος του χειμώνα, αντίστοιχα. Οι ακραίες μετεωρολογικές παλίρροιες (και οι αντίστοιχες γενεσιουργές καταιγίδες) παρουσιάζουν ήπιες αλλαγές καθ' όλη τη χειμερινή περίοδο έως τα μέσα της άνοιξης. Κατά τη διάρκεια της Τρέχουσας Περιόδου, η αιχμή των ακραίων γεγονότων ΑΣΘ στις περιοχές μελέτης του Βόρειου Αιγαίου παρατηρείται στο τέλος του χειμώνα και είναι πιο εμφανής σε σύγκριση με τις άλλες περιόδους. Στο Νότιο Αιγαίο και στις περισσότερες περιοχές μελέτης στο Ιόνιο Πέλαγος, η αιχμή των ακραίων γεγονότων μετεωρολογικής παλίρροιας εμφανίζεται στα μέσα της άνοιξης. Ειδικά για τις θαλάσσιες περιοχές του Ηρακλείου και των Χανίων (Νότιο Αιγαίο), η αβεβαιότητα των ακραίων πολλοστημορίων της ΑΣΘ είναι σημαντικά αυξημένη. Για τη Μελλοντική Περίοδο, οι περιοχές μελέτης στο Βόρειο Αιγαίο και στο Ιόνιο Πέλαγος παρουσιάζουν παρόμοια χαρακτηριστικά. Υπάρχει μια αρκετά επιμήκης χρονική περίοδος, που καλύπτει την περίοδο εμφάνισης των μέγιστων τιμών και εκτείνεται μέχρι τους πρώτους μήνες της άνοιξης, όπου η ποσοτική μεταβολή της ΑΣΘ είναι ασήμαντη. Από την άλλη πλευρά, στις περιοχές μελέτης του Νοτίου Αιγαίου η αιχμή των ακραίων γεγονότων ΑΣΘ στη Μελλοντική Περίοδο εμφανίζεται στα μέσα της άνοιξης, αλλά η αβεβαιότητα που συνοδεύει αυτές τις εκτιμήσεις μειώνεται σημαντικά (Makris et al., 2016).



Σχήμα 10: 98% πολλοστημόρια ΑΣΘ λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας (*SLH*) μέσα σε ένα ετήσιο κύκλο για τις θαλάσσιες περιοχές της Αλεξανδρούπολης, Ηρακλείου και Κυπαρισσίας, από τα πάνω προς τα κάτω γραφήματα. Τα πάνελ αντιστοιχούν στην Περίοδο Αναφοράς, την Τρέχουσα και τη Μελλοντική Περίοδο από αριστερά προς τα δεξιά.

Το Σχήμα 11 παρουσιάζει τα ετήσια επίπεδα επαναφοράς της ΑΣΘ με περιόδους επαναφοράς μεταξύ 2 και 200 ετών στις θαλάσσιες περιοχές της Αλεξανδρούπολης, του Ηρακλείου και της Κυπαρισσίας για τις τρεις 50ετείς περιόδους που παρουσιάζονται σε διαδοχικά ζεύγη (συγκρίσεις 1951-2000 με 2001-2050 και 2001-2050 με 2051-2100). Είναι προφανές ότι υπάρχει αύξηση των ακραίων τιμών της ΑΣΘ στη θαλάσσια περιοχή της Αλεξανδρούπολης για την Τρέχουσα Περίοδο σε σχέση με εκείνες της Περιόδου Αναφοράς. Η αύξηση των καμπυλών *MLEs* εκτιμάται σε περίπου 15% για μια περίοδο επαναφοράς 50 ετών. Για τη Μελλοντική Περίοδο, παρατηρείται μείωση των ακραίων μετεωρολογικών παλιρροιών στην περιοχή, σε σύγκριση με εκείνες της Τρέχουσας Περιόδου, που υπερβαίνουν το 13.5% για

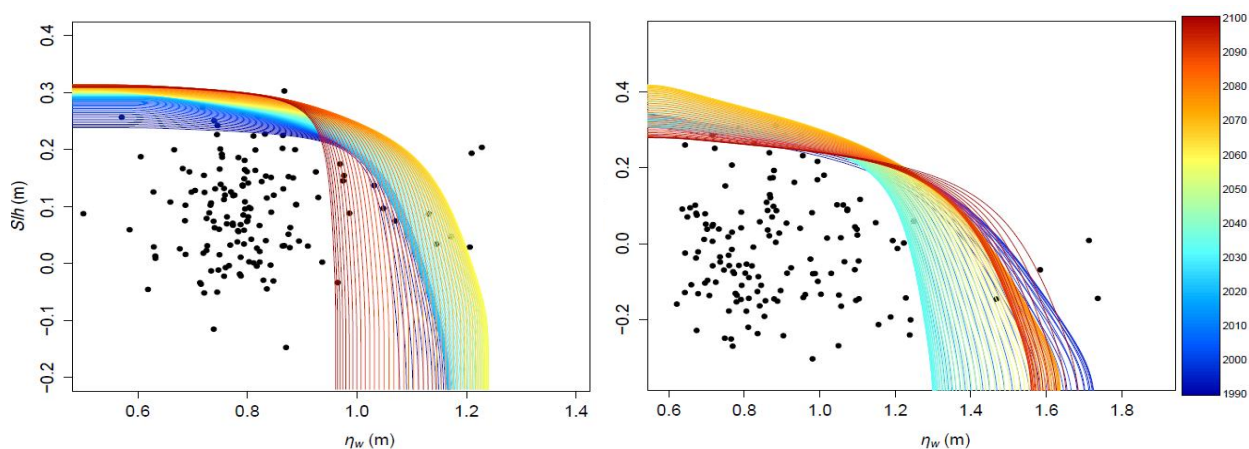
περίοδο επαναφοράς 50 ετών. Επομένως, οι εκτιμήσεις των επιπέδων επαναφοράς της ΑΣΘ (*SLH*) για το 2051-2100 είναι κοντά σε εκείνες που εξήχθησαν για την Περίοδο Αναφοράς. Αυτά τα ευρήματα συμφωνούν με τα αποτελέσματα των §5.2–5.3, σχετικά με τα ετήσια μέγιστα της ΑΣΘ. Στη θαλάσσια περιοχή του Ηρακλείου οι ακραίες τιμές της ΑΣΘ λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας παρουσιάζουν αύξηση κατά την Τρέχουσα Περίοδο, σε σύγκριση με την Περίοδο Αναφοράς, φτάνοντας σχεδόν το 7% για μια περίοδο επαναφοράς 50 ετών. Το εύρος του διαστήματος εμπιστοσύνης 95% σχεδόν διπλασιάζεται (η κατανομή ακραίων τιμών που προσαρμόζεται στη χρονοσειρά των ακραίων τιμών της *SLH* ανήκει σε μια τυπική κατανομή Fréchet), σε σύγκριση με τις αντίστοιχες εκτιμήσεις για την Περίοδο Αναφοράς (η κατανομή ακραίων τιμών που προσαρμόζεται στις ακραίες τιμές *SLH* ανήκει στον τομέα έλξης μιας κατανομής τύπου Weibull), αυξάνοντας σημαντικά την αβεβαιότητα των επιπέδων επαναφοράς. Οι εκτιμήσεις επιπέδων επαναφοράς της ΑΣΘ και τα διαστήματα εμπιστοσύνης μειώνονται σημαντικά στη Μελλοντική Περίοδο. Στη θαλάσσια περιοχή της Κυπαρισσίας υπάρχει σταθερότητα στις *MLEs* των ακραίων γεγονότων μετεωρολογικής παλίρροιας για την Περίοδο Αναφοράς και την Τρέχουσα Περίοδο. Μικρές αυξήσεις για τις τελευταίες μπορούν να παρατηρηθούν μόνο για επαρκώς υψηλές περιόδους επαναφοράς (>50 ετών). Συνεπώς, το εύρος του διαστήματος εμπιστοσύνης 95% για την Τρέχουσα Περίοδο εμφανίζεται αυξημένο κατά σχεδόν 65% (η κατανομή ακραίων τιμών που προσαρμόζεται στις ακραίες *SLH* ανήκει στο πεδίο μιας κατανομής τύπου Fréchet), σε σύγκριση με την αντίστοιχη εκτίμηση για την Περίοδο Αναφοράς όπου η κατανομή ακραίων τιμών που προσαρμόζεται στα ακραία γεγονότα ΑΣΘ ανήκει στον τομέα μιας κατανομής τύπου Weibull. Κατά τη διάρκεια της Μελλοντικής Περιόδου, παρατηρείται μείωση των ακραίων γεγονότων μετεωρολογικής παλίρροιας, φθάνοντας το -13% για περίοδο επαναφοράς 50 ετών σε σύγκριση με τις άλλες δύο περιόδους μελέτης (Makris et al., 2016).



Σχήμα 11: Ετήσια επίπεδα επαναφοράς (return levels) της ΑΣΘ λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας (SLH) για τις θαλάσσιες περιοχές της Αλεξανδρούπολης, Ηρακλείου και Κυπαρισσίας, από τα πάνω προς τα κάτω γραφήματα. Συγκρίσεις της Περιόδου Αναφοράς (1951–2000) έναντι της Τρέχουσας Περιόδου (2001–2050) και της Τρέχουσας έναντι της Μελλοντικής Περιόδου (2051–2100) δίνονται στα αριστερά και δεξιά πάνελ γραφημάτων, αντίστοιχα. Η διακεκομμένες γραμμές αντιστοιχούν στις *MLEs* και οι συνεχείς γραμμές στο άνω και κάτω όριο εμπιστοσύνης 95%.

5.6. Διπαραμετρική ανάλυση ακραίων τιμών κυματογενούς και θυελλογενούς ΑΣΘ

Το Σχήμα 12 παρουσιάζει τη χρονική εξέλιξη ανά έτος από το 1990 έως το 2100 (βλ. χρωματική κλίμακα) των διμεταβλητών κατανομών της εξαρτημένης πιθανότητας υπέρβασης για δύο συνιστώσες της ΑΣΘ, SLH (λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας) και η_w (λόγω κυματογενούς δράσης), στις περιοχές του Β. και Ν. Αιγαίου Πελάγους (Galiatsatou et al., 2017).



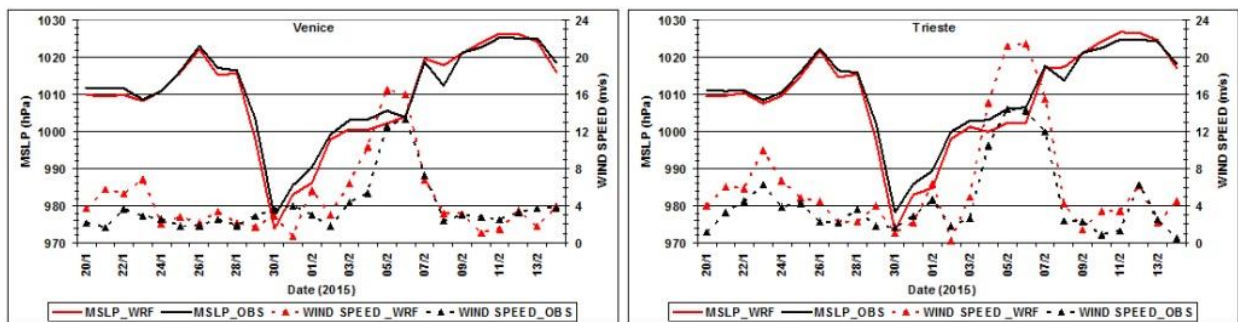
Σχήμα 12: Χρονική εξέλιξη ανά έτος για την περίοδο 1990-2100 (χρωματική κλίμακα) της συζευγμένης (εξαρτημένης) πιθανότητας υπέρβασης για τις δύο μεταβλητές: ΑΣΘ λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας (SLH) στον y -άξονα και ολική κυματογενής ΑΣΘ (η_w) στον x -άξονα για το Β. Αιγαίο (αριστερό γράφημα) και το Ν. Αιγαίο (δεξί γράφημα).

Στο Β. Αιγαίο φαίνεται ότι τα ακραία γεγονότα ΑΣΘ αυξάνουν κατά 16% και 20% για τις παραμέτρους η_w και SLH , αντίστοιχα στην 70ετία 1990-2060. Ο ρυθμός αύξησης για την ΑΣΘ λόγω μετεωρολογικών παλιρροιών (εξαρτώνται από τη σύγχρονη δράση του ανέμου και της ατμοσφαιρικής πίεσης) είναι μικρότερος από αυτόν για την κυματογενή ΑΣΘ (εξαρτάται μόνο από τον άνεμο) μετά το 2030. Αυτή η ασυμφωνία οφείλεται προφανώς στις ηπιότερες αλλαγές της συμβολής της ατμοσφαιρικής πίεσης (SLP) μετά το μισό της Τρέχουσας 50ετούς Περιόδου. Από το 2061 έως το 2100 η κυματογενής ΑΣΘ εκτιμάται ότι θα αυξηθεί κατά ένα ποσοστό >22%, ενώ η θυελλογενής ΑΣΘ (SLH) προβλέπεται ότι θα αυξηθεί με μικρότερους ρυθμούς, γεγονός που οφείλεται στην επίδραση των κλιματικών αλλαγών στο αιολικό καθεστώς (πιο έντονη αύξηση του αιολικού δυναμικού και της πιθανότητας εμφάνισης ακραίων ταχυτήτων ανέμου) του Β. Αιγαίου. Αντίστοιχα στο Ν. Αιγαίο εκτιμάται ότι τα ακραία γεγονότα κυματογενούς ΑΣΘ αυξάνουν κατά περίπου 24% ενώ η ένταση των ακραίων γεγονότων της θυελλογενούς ΑΣΘ στα παράκτια αναμένεται να μειωθούν στην 50ετία 1990-2040. Στην ακόλουθη 30ετία 2041-2070 αναμένεται να αυξηθεί έντονα η συνολική ΑΣΘ (η_w και SLH εκτιμάται ότι θα αυξάνονται κατά 25% και 30%, αντίστοιχα) με τη μικρότερη διμεταβλητή εξάρτηση, ενώ την τελευταία 30ετία του 21^{ου} αιώνα 2071-2100, η στατιστική εξάρτηση των

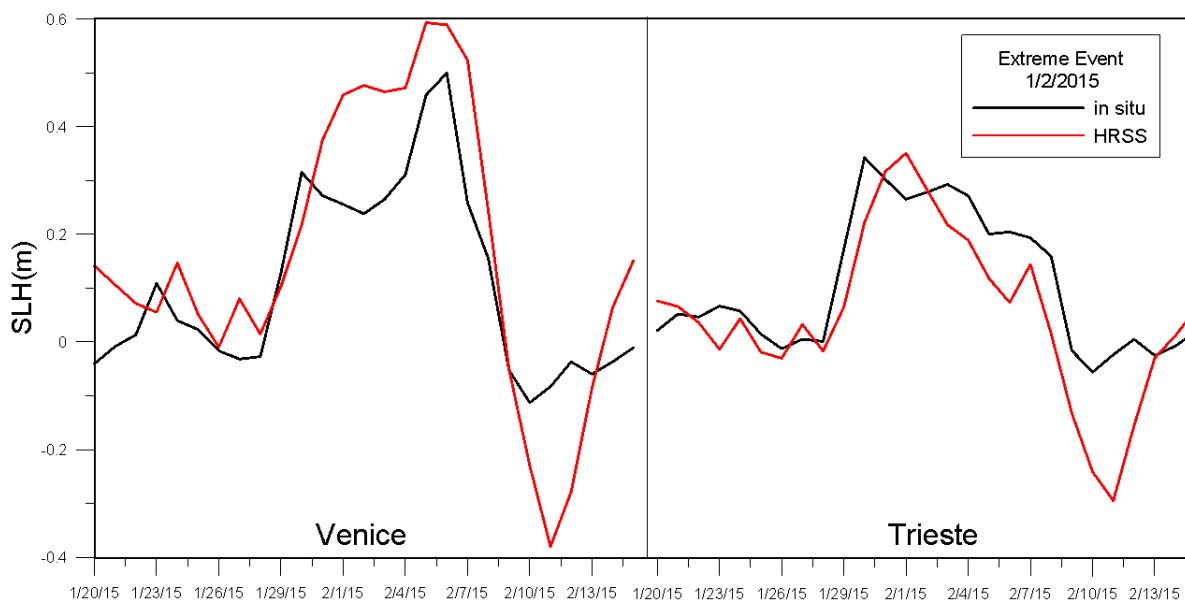
δύο παραμέτρων στις ουρές των κατανομών αναμένεται να αυξηθεί με μείωση τόσο της κυματογενούς όσο και της θυελλογενούς ΑΣΘ (π.χ. ελάττωση ακραίων τιμών *SLH* κατά -33%).

5.7. Ανάλυση έντονων γεγονότων μετεωρολογικής παλίρροιας

Εκτός της εκτίμησης των μεταβολών των ακραίων τιμών της ΑΣΘ με στατιστικό τρόπο στον 21^ο αιώνα σε συνθήκες Κλιματικής Αλλαγής, ελέγχθηκε και η δυνατότητα να αναπαραχθούν αριθμητικά (υπολογιστικά) και συγκεκριμένα ιστορικά καταγεγραμμένα έντονα γεγονότα ΑΣΘ, μέσω της πλατφόρμας πρόγνωσης του *Wave4Us* (Krestenitis et al., 2017). Έτσι, διάφορα έντονα γεγονότα σφοδρών καιρικών συνθηκών και τα συνακόλουθα γεγονότα έντονης ΑΣΘ μετεωρολογικής παλίρροιας καταγράφηκαν από τις προσομοιώσεις πρόγνωσης κατά τη διάρκεια επιχειρησιακής λειτουργίας του *Wave4Us*. Τόσο το ατμοσφαιρικό μοντέλο WRF όσο και το ωκεανογραφικό μοντέλο HRSS φαίνεται ότι μπορούν να αναπαράγουν επαρκώς τα γεγονότα αυτά και να παρέχουν ζωτικής σημασίας πληροφορίες στους χρήστες (επιστημονική κοινότητα και κοινό) σχετικά με τα επερχόμενα επεισόδια επιδείνωσης του καιρού (εκδήλωση καταιγίδων) και ΑΣΘ. Στην παρούσα εργασία παρουσιάζεται ένα σημαντικό γεγονός που καταγράφηκε παράλληλα έντονη (ή ακραία) ΑΣΘ στην Αδριατική Θάλασσα (<http://www.storm-surge.info>), το οποίο εμφανίστηκε στα τέλη Ιανουαρίου και αρχές Φεβρουαρίου 2015 (Σχήμα 13). Η παρατηρούμενη μετεωρολογική παλίρροια επηρέασε κυρίως τη λιμνοθάλασσα της Βενετίας (με ΑΣΘ της τάξης των 50 cm), ενώ η ΑΣΘ στο ανατολικό τμήμα της περιοχής (Τεργέστη) ήταν κατά 15 cm χαμηλότερη. Κατά τη διάρκεια της εμφάνισης του έντονου αυτού γεγονότος, προκλήθηκαν εκτεταμένες πλημμύρες στην πόλη της Βενετίας. Το έντονο φαινόμενο της μετεωρολογικής παλίρροιας στις 30/1/2015 αποδόθηκε σε ένα βαθύ βαρομετρικό χαμηλό (κυκλώνας) που επηρέασε την Ιταλία, με *MSLP*<980 hPa στη βόρεια Αδριατική Θάλασσα (Σχήμα 13) και ελάχιστη καταγραφή *MSLP*≈974 hPa στις 12:00 UTC την ίδια ημέρα. Συνεκδοχικά, το πολύ έντονο γεγονός ΑΣΘ από μετεωρολογική παλίρροια που καταγράφηκε δύο ημέρες αργότερα, στις 01/02/2017 στη Βενετία (Σχήμα 14), οφειλόταν στην έντονη οριζόντια κλίση της ατμοσφαιρικής πίεσης και στους συνακόλουθους έντονους ανατολικούς και βορειο-ανατολικούς ανέμους (της τάξης των 20 m/sec) που επικράτησαν στη βόρεια Αδριατική Θάλασσα (Σχήμα 13). Οι έντονοι άνεμοι οφείλονταν στον συνδυασμό υψηλών πιέσεων στη βόρεια Ευρώπη και συστημάτων χαμηλής πίεσης στη δυτική και κεντρική Μεσόγειο Θάλασσα. Στο Σχήμα 14 φαίνεται η σύγκριση της προσομοιωμένης χρονοσειράς ΑΣΘ (*SLH*) με το μοντέλο HRSS για το ιστορικά καταγεγραμμένο έντονο γεγονός μετεωρολογικής παλίρροιας στη Β. Ιταλία (Βενετία) την 01/02/2015. Η ελαφρά υπερεκτίμηση της ΑΣΘ (*SLH*) στη Βενετία μπορεί να εξηγηθεί από την αντίστοιχη μικρή υπερεκτιμημένη της ταχύτητας του ανέμου (στα 10 m από τη ΜΣΘ) από το μοντέλο WRF σε αμφότερους τους σταθμούς και κυρίως στην ανάντη περιοχή της Τεργέστης (Σχήματα 13, 14) (Krestenitis et al., 2017).



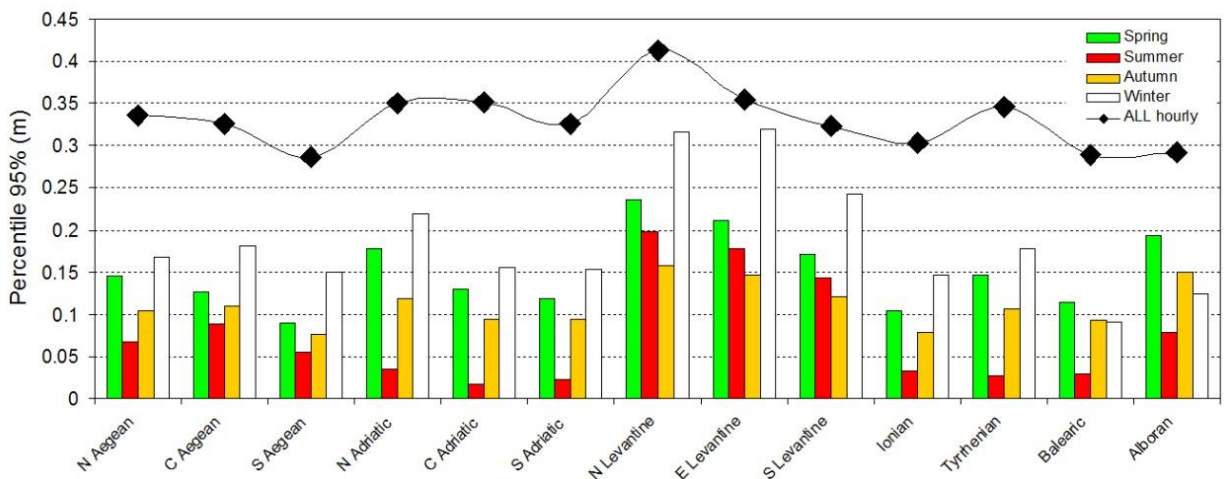
Σχήμα 13: Χρονοσειρές ημερήσιας μέσης προσομοιωμένης (WRF, ώρες $T_{+12}-T_{+35}$) και καταγεγραμμένες ταχύτητες ανέμου στα 10 m από τη ΜΣΘ (διακεκομμένες γραμμές με τρίγωνα), και ατμοσφαιρικής πίεσης στη ΜΣΘ (MSLP) στη Βενετία (Venice, αριστερά) και την Τεργέστη (Trieste, δεξιά).



Σχήμα 14: Σύγκριση προσομοιωμένης χρονοσειράς ΑΣΘ (SLH) με το μοντέλο HRSS για ένα ιστορικά καταγεγραμμένο έντονο γεγονός μετεωρολογικής παλίρροιας στη Β. Ιταλία, Βενετία (Venice, αριστερά) και Τεργέστη (Trieste, δεξιά) την 01/02/2015.

Η εποχική μεταβλητότητα των έντονων μετεωρολογικών παλίρροιών εκτιμάται ότι ποικίλλει μεταξύ των διαφόρων υπο-περιοχών της Μεσογείου, υποδεικνύοντας την ετερόκλητη επίδραση των διαφόρων συστημάτων χαμηλού βαρομετρικού (και πίεσης) κατά μήκος της συγκεκριμένης θαλάσσιας λεκάνης. Στο Σχήμα 15 φαίνεται το 95^ο εκατοστημόριο που υποδεικνύει το μέγεθος της θυελλογενούς ΑΣΘ με τιμή SLH, την οποία υπερβαίνει μόνο το 5% των καταγραφών. Οι υψηλότερες τιμές SLH έχουν παρατηρηθεί στη Θάλασσα της Λεβαντίνης, ειδικά κατά τη διάρκεια του χειμώνα, ενώ οι θερινοί μήνες εμφανίζουν πολύ χαμηλές για το

95^ο εκατοστημόριο σε ολόκληρη τη λεκάνη της Μεσογείου. Εξαίρεση παρατηρείται στο δυτικότερο τμήμα της θάλασσα του Αλμποράν, όπου τα επίπεδα του 95^{ου} εκατοστημορίου κατά τη διάρκεια της εαρινής περιόδου είναι υψηλότερα από τα χειμερινά, υποδηλώνοντας την επικράτηση των έντονα γεγονότων ΑΣΘ κατά τους ανοιξιάτικους μήνες. Εξετάζοντας επίσης τα εκατοστημόρια με βάση τις (υψίσυχνες) ωριαίες καταγραφές (σε σχέση με τις ελαφρά μεσοσταθμισμένες ημερήσιες καταγραφές) παρατηρούμε πολύ υψηλές τιμές (της τάξης των 35 cm), τα οποία λαμβάνουν χώρα κύρια στην Αδριατική Θάλασσα, ειδικά κατά τη διάρκεια του χειμώνα (Krestenitis et al., 2017).



Σχήμα 15: Εποχιακό (μπάρες/ράβδοι) και ωριαίο (γραμμή) 95^ο πολλοστημόριο της ΑΣΘ (SLH, σε m) για διάφορες μεγάλες υπο-περιοχές της Μεσογείου από προγνωστικές προσομιώσεις του μοντέλου HRSS κατά την περίοδο 2013-2015. Αντιστοιχίες χρωμάτων ραβδογραφημάτων Πράσινο: Άνοιξη, Κόκκινο: Καλοκαίρι, Κίτρινο: Φθινόπωρο, και Άσπρο: Χειμώνας.

6. Σχολιασμός τελικών αποτελεσμάτων

6.1. Δείκτες τάσης επίδρασης της Κλιματικής Αλλαγής στην ΑΣΘ και τα κυματικά πεδία

Για μια πιο γενικευμένη εποπτεία πάνω στην τάση της Κλιματικής Αλλαγής σε σχέση με τις μετεωρολογικές παλίρροιες του ΑΙΠ στον 21^ο αιώνα, έγινε χρήση του Δείκτη Κλιματικής Αλλαγής (Climate Change Index, CCI). Αυτός υπολογίζεται με βάση τις 50ετείς μέσες τιμές του SSI σε κάθε παράκτιο κελί του υπολογιστικού πεδίου και δίνεται από (Μακρής κ. συν., 2017):

$$CCI_{\text{μέλλον}} (\%) = 100 \cdot \left(\overline{SSI}_{\text{mod}}^{(\text{μέλλον})} - \overline{SSI}_{\text{mod}}^{(\text{αναφοράς})} \right) / \left(\overline{SSI}_{\text{mod}}^{(\text{αναφοράς})} \right) \quad [22]$$

$$CCI_{\text{τρέχον}} (\%) = 100 \cdot \left(\overline{SSI}_{\text{mod}}^{(\text{τρέχον})} - \overline{SSI}_{\text{mod}}^{(\text{αναφοράς})} \right) / \left(\overline{SSI}_{\text{mod}}^{(\text{αναφοράς})} \right)$$

όπου η επιγράμμιση δηλώνει τις χρονικά μέσες τιμές. Ο *CCI* υπολογίζεται κατά μήκος της παράκτιας ζώνης και δίνεται τελικά από τον χωρικό μέσο επί όλων των παράκτιων κελιών της κάθε υπο-περιοχής μελέτης του ΑΙΠ. Οι τιμές του *CCI* παρουσιάζονται ως το άθροισμα της μέσης τιμής και της χωρικής τυπικής απόκλισης ($m \pm \sigma$). Για την Τρέχουσα Περίοδο ο $CCI_{\text{τρέχον}}$ βρέθηκε ότι είναι $-2.48 \pm 1.24\%$, $-0.65 \pm 0.93\%$, και $-2.09 \pm 0.47\%$, για το Ιόνιο, το Β. και Ν. Αιγαίο, αντίστοιχα. Αυτές οι τιμές καταδεικνύουν μια γενική μικρή μείωση των ετήσιων μεγίστων της μετεωρολογικής παλίρροιας με μια μικρή πιθανή αύξηση μόνο στο Β. Αιγαίο για την Τρέχουσα Περίοδο (2001-2050). Οι αντίστοιχες τιμές για το 2^ο μισό του 21^{ου} αιώνα είναι $-10.11 \pm 1.08\%$, $-7.17 \pm 1.46\%$, και $-9.94 \pm 1.02\%$. Συνεπώς μια γενική ξεκάθαρη αποδυνάμωση των γεγονότων μετεωρολογικής παλίρροιας εκτιμάται επί του συνόλου της ελληνικής παράκτιας ζώνης για την περίοδο 2050-2100. Αυτή η παρατήρηση είναι ποιοτικά σύμφωνη με τα ευρήματα των Marcos et al. (2011), Jordà et al. (2012), Lionello et al. (2012), Šepić et al. (2012), Conte and Lionello (2013), και Androulidakis et al. (2015a).

Ο δείκτης *CCI* υπολογίστηκε επίσης για τις μέγιστες ετήσιες τιμές του σημαντικού ύψους κύματος (*SWH*) $H_{s,max}$ (αντικατάσταση του *SSI* με $H_{s,max}$ στην Εξ. 21· Makris et al., 2016). Οι τιμές $m \pm \sigma$ values του $CCI_{H_{s,max},\text{τρέχον}}$ είναι $3.83 \pm 1.91\%$, $3.85 \pm 1.69\%$ και $1.57 \pm 2.10\%$, για το Ιόνιο, Β. και Ν. Αιγαίο, αντίστοιχα. Αυτές οι τιμές αποκαλύπτουν μια μικρή γενικευμένη αύξηση των ετήσιων μεγίστων του *SWH* με μια μικρή πιθανή μείωση μόνο στο Νότιο Αιγαίο για την Τρέχουσα Περίοδο (2001-2050). Οι αντίστοιχες τιμές $m \pm \sigma$ του $CCI_{H_{s,max},\text{μέλλον}}$ είναι $2.06 \pm 2.49\%$, $0.45 \pm 2.04\%$ και $0.21 \pm 3.27\%$, επομένως αναμένεται μια γενική εξασθένηση κατά μέσο όρο της χωρικής κατανομή του $H_{s,max}$ στο ΑΙΠ κατά το 2^ο μισό του 21^{ου} αιώνα σε σύγκριση με την Τρέχουσα Περίοδο. Αυτό συμβαδίζει με τις μελέτες των Lionello et al. (2008, 2012), Benetazzo et al. (2012), και Casas-Prat and Sierra (2013). Σημειώνεται ότι ο δείκτης *CCI* σχετικά με την μέγιστη τιμή της μέσης περιόδου των σύνθετων κυματισμών $T_{-10,max}$ υποδεικνύει επίσης μια τάση μείωσης σε ολόκληρο τον 21^ο αιώνα σε σύγκριση με την Περίοδο Αναφοράς, αλλά οι μεταβολές είναι μικρότερες από εκείνες των τιμών του H_s . Η μεταβολή των κυματικών περιόδων στο Αιγαίο Πέλαγος είναι σχεδόν αμελητέα, κάτι που είναι γενικά λογικό, καθώς στην περιοχή κυριαρχούν οι «περιορισμένες» από το ανάπτυγμα πελάγους θαλάσσιες συνθήκες. Περαιτέρω ανάλυση της κατευθυντικότητας του ενεργειακού φάσματος (κύρια κατεύθυνση διάδοσης των κυρίαρχων κυματισμών) τόσο σε μέσες όσο και ακραίες συνθήκες θα μπορούσε να διαφωτίσει την ανάλυση των ακραίων μεγεθών των κυματικών χαρακτηριστικών σε μελλοντικές μελέτες.

Όλα τα παραπάνω υποδηλώνουν ένα σαφές πρότυπο στην απόκριση της στάθμης της θάλασσας (και κατά συνέπεια στη δράση των γενεσιουργών ατμοσφαιρικών συστημάτων) σε σχέση με την Κλιματική Αλλαγή στο ΑΙΠ κατά τη διάρκεια του 21^{ου} αιώνα, το οποίο χαρακτηρίζεται από μια γενική τάση εξασθένησης της δριμύτητας του θυελλώδους και την επακόλουθη γενική εξασθένηση των έντονων γεγονότων ΑΣΘ προς το τέλος του 21^{ου} αιώνα. Το πιο πιθανό αίτιο είναι η αποδυνάμωση των ανέμων και της κυκλωνικής δραστηριότητας στη

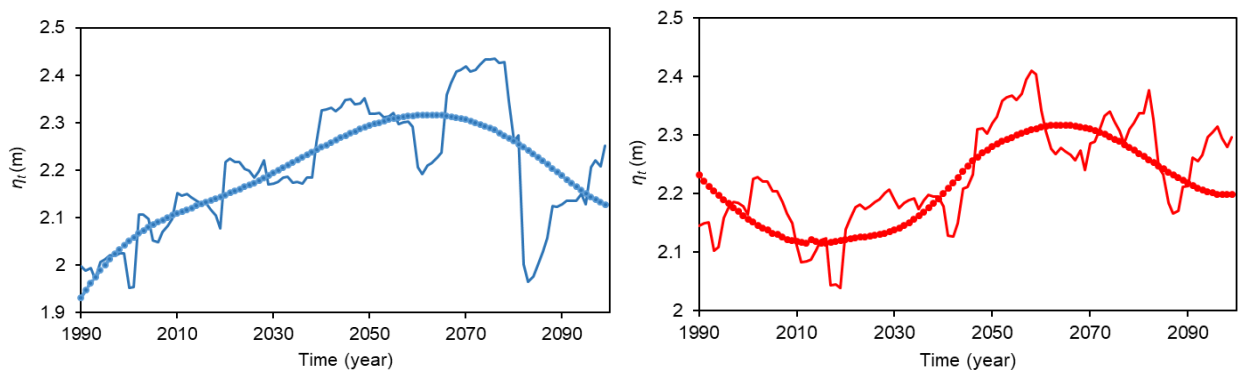
Μεσόγειο προς το 2100 (Marcos et al., 2011) και η επακόλουθη τάση μείωσης της μέσης (θυελλογενούς) ΑΣΘ λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας (Jordà et al., 2012). Έτσι, συμπεραίνει κανείς ότι τα μεμονωμένα έντονα γεγονότα θα μπορούσαν να αυξηθούν σε μέγεθος στο μέλλον, αλλά θα είναι σπανιότερα (Marcos et al., 2011). Η επίδραση της Κλιματικής Αλλαγής στην εποχικότητα των ακραίων γεγονότων ΑΣΘ (π.χ. η μείωση της χειμερινής SLH_{max}) θα μπορούσε να συνδεθεί με τις εκτιμήσεις μείωσης του αριθμού και της έντασης των κυκλώνων που έχουν αναφερθεί στο παρελθόν από τους Jordà et al. (2012). Δηλαδή η θετική τάση του δείκτη NAO (North Atlantic Oscillation), ειδικά κατά το χειμώνα, και η μετατόπιση των τροχιάς των καταιγίδων προς τους πόλους της Γης, θα μπορούσαν να είναι οι κύριοι λόγοι για τις εκτιμώμενες στο μέλλον υψηλότερες τιμές SLP ειδικά στην περιοχή του ΑΙΠ (Šerić et al., 2012). Οι αναλύσεις των προαναφερθεισών μελετών γενικά συμβαδίζει με τη μείωση των μεγεθών των ακραίων γεγονότων ΑΣΘ (SLH) προς το 2100, που έχει βρεθεί και στην παρούσα μελέτη.

Επιπλέον, είναι γνωστό σε γενικές γραμμές ότι οι έντονες μετεωρολογικές παλίρροιες προκαλούνται κυρίως λόγω της πνοής έντονων ανέμων στις παράκτιες περιοχές με ευρεία και ρηχή ηπειρωτική υφαλοκρηπίδα, αλλά αυτό φαίνεται ότι δεν ισχύει στην περιοχή του ΑΙΠ. Στις κλιματικές προσομοιώσεις που έχουν χρησιμοποιηθεί στην παρούσα μελέτη, τα πεδία SLP έχουν αναπαραχθεί με ορθότερο τρόπο σε σχέση με τα πεδία ανέμων, επομένως οι παρουσιαζόμενες εκτιμήσεις των ακραίων μεγεθών της ΑΣΘ κρίνονται ως επαρκώς αξιόπιστες. Ένας από τους τελικούς σκοπούς της συνεχιζόμενης ερευνητικής προσπάθειας είναι να αποφευχθεί η υπερεκτίμηση των κινδύνων πλημμύρας κατά μήκος των ελληνικών παράκτιων περιοχών στο μέλλον. Οι Makris et al. (2016) κατέδειξαν ότι οι ανεμογενείς κυματισμοί πιθανότατα θα ακολουθήσουν μια φθίνουσα τάση στο ΑΙΠ (και ευρύτερα στην ανατολικο-κεντρική Μεσόγειο) κατά τον 21^ο αιώνα, παρακολουθώντας το γενικό μοτίβο εξασθένησης των καταιγίδων (με ηπιότερες ακραίες τιμές) στη Μελλοντική Περίοδο από την Περίοδο Αναφοράς (όπως έχει βρεθεί και από τους Lionello et al., 2008), με ελάχιστες εξαιρέσεις κατά τη διάρκεια της θερινής περιόδου στις περισσότερες περιοχές μελέτης (βλ. και Benetazzo et al., 2012).

6.2. Συνολική ανύψωση της στάθμης της θάλασσας (ΑΣΘ) επί της ακτογραμμής

Η εκτίμηση της συνολικής ΑΣΘ επί της ακτογραμμής η_t βασίζεται στη μεθοδολογία της §4.7, η οποία λαμβάνει υπόψη και την αναρρίχηση $R_{2\%}$ των κυματισμών στην ακτή εκτός των μεγεθών της κυματογενούς, παλιρροιογενούς, θυελλογενούς ΑΣΘ και της ΜΣΘ (Galiatsatou et al., 2017). Στο Σχήμα 16 παρουσιάζονται ενδεικτικές τιμές της η_t , με απόλυτο μέγιστο κατά τον 21^ο αιώνα τα 2.4 m, στο Βόρειο και το Νότιο Αιγαίο από το 1990 έως το 2100. Για το Β. Αιγαίο εξετάζεται η παράκτια περιοχή του Θρακικού Πελάγους με χαρακτηριστική κλίση ακτής 1.2%, πλάτος παραλίας 50 m και ύψος φυσικού αναβαθμού 0.6 m. Οι ακραίες τιμές για τη συνολική ΑΣΘ παρουσιάζουν μεταβολές μεγαλύτερες από 22% με τις υψηλότερες εκτιμήσεις ($\eta_{ti}=2.2-2.4$ m) την περίοδο 2065-2075. Η συνολική ΑΣΘ στην ακτογραμμή φαίνεται να αυξάνεται απότομα μέχρι το μέσο του 21^{ου} αιώνα και μετά να απομειώνεται ακολουθώντας την τάση

εξέλιξης των κυματικών χαρακτηριστικών (ειδικά του σημαντικού ύψους κύματος H_s). Για το Ν. Αιγαίο εξετάζεται η παράκτια περιοχή του Κρητικού Πελάγους μπροστά από το Ηράκλειο, με πιο απότομη χαρακτηριστική κλίση ακτής 3%, μικρότερο τυπικό πλάτος παραλίας 10 m και ύψος φυσικού αναβαθμού 0.3 m. Οι ακραίες τιμές για τη συνολική ΑΣΘ παρουσιάζουν μεταβολές της τάξης του 17% με τις υψηλότερες εκτιμήσεις ($\eta_t=2.25-2.4$ m) στο μέσο του 21^{ου} αιώνα (το 2055). Η συνολική ΑΣΘ στην ακτογραμμή εκτιμάται ότι θα αυξηθεί μετά το 2030 και θα διατηρήσει αρκετά υψηλές τιμές στο 2^ο μισό του 21^{ου} αιώνα. Και σε αυτήν την περιοχή μελέτης διαφαίνεται ότι οι μεταβολές στα κυματικά χαρακτηριστικά (T_p και H_s) θα επηρεάσουν δραστικά την εξέλιξη της συνολικής ΑΣΘ η_t ανταποκρινόμενη στην εκτιμώμενη αποδυνάμωση του θυελλώδους στην περιοχή της ανατολικο-κεντρικής Μεσογείου (Galitsatou et al., 2017).



Σχήμα 16: Εκτίμηση της συνολικής ΑΣΘ επί της ακτογραμμής, η_t (σε m) στο Β. Αιγαίο (αριστερό γράφημα) και το Ν. Αιγαίο (δεξί γράφημα) από το 1990 έως το 2100. Οι λεπτές συνεχόμενες γραμμές αντιστοιχούν στην υπολογισμένη η_t και οι παχιές με κουκίδες στη μη γραμμική τάση (5^{ης} τάξης).

7. Συμπεράσματα

Σε αυτήν την εργασία μελετήθηκαν οι μεταβολές στα κύρια χαρακτηριστικά των έντονων και των ακραίων γεγονότων ανύψωσης της στάθμης θάλασσας (ΑΣΘ), λόγω κυρίως του φαινομένου της μετεωρολογικής παλίρροιας αλλά και λόγω κυματικής δράσης, στην ανατολικο-κεντρική Μεσόγειο και ειδικά στο Αιγαίο και το Ιόνιο Πέλαγος. Η ανάλυση αφορά την επίδραση της Κλιματικής Αλλαγής, όπως αυτή προϋποτίθεται στο κλιματικό σενάριο SRES-A1B της IPCC, στα εν λόγω φαινόμενα για την 150ετή περίοδο από το 1951 έως το 2100, συγκρίνοντας μεταξύ τους (μέσα, μέγιστα και ακραία) μεγέθη ΑΣΘ από το 1^ο και το 2^ο μισό του 21^{ου} αιώνα σε σχέση με την Περίοδο Αναφοράς (2^ο μισό του 20^{ου} αιώνα) (Makris et al., 2016).

Χρησιμοποιήθηκαν αποτελέσματα αριθμητικών υδροδυναμικών προσομοιώσεων με τα μοντέλα δισδιάστατης υδροδυναμικής κυκλοφορίας, εξισώσεων ρηχών νερών, του ΑΠΘ GreCSSM και HRSS. Η σύγκρισή τους με δεδομένα επιτόπου μετρήσεων ΑΣΘ, από διάφορους

σταθμούς στις ελληνικές θάλασσες και τη Μεσόγειο, επιβεβαίωσαν την αξιοπιστία των μοντέλων προσομοίωσης της μετεωρολογικής παλίρροιας, ειδικά στην παράκτια ζώνη. Σε συμφωνία με τα ευρήματα των Conte and Lionello (2013) βρέθηκε μια εκτιμώμενη ξεκάθαρη τάση εξασθένησης του θυελλώδους και των συνακόλουθων έντονων γεγονότων ΑΣΘ λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας ειδικά για την περίοδο 2050-2100. Τα μεγέθη των ετήσιων μεγίστων όμως εκτιμάται ότι θα αυξηθούν κατά 30-40% στο Β. Αιγαίο το 1^ο μισό του 21^{ου} αιώνα, ενώ η συχνότητα εμφάνισής τους εκτιμάται ότι θα ελαττωθεί. Στο Ν. Αιγαίο εκτιμάται ότι δεν θα υπάρχει τόσο έντονη μεταβολή και κατά τόπους είναι πιθανή η μείωση της δριμύτητας των έντονων φαινομένων θυελλογενούς ΑΣΘ (Μακρής κ. συν., 2017). Η γενική τάση εξασθένησης των ακραίων φαινομένων πιθανότατα οφείλεται στη μετατόπιση του κέντρου βάρους του εποχιακού κύκλου εκδήλωσης των ατμοσφαιρικών προτύπων και εμφάνισης των βαρομετρικών χαμηλών στην περιοχή της Ελλάδας (Makris et al., 2016), το οποίο είναι ποιοτικά σύμφωνο με τη μελέτη των Jordà et al. (2012). Γενικά, η εξασθένηση των έντονων μετεωρολογικών παλιρροιών, υπό το σενάριο SRES-A1B, σχετίζεται με μείωση της διάρκειας και της χωρικής κάλυψης και όχι με την απόλυτη ένταση των ακραίων γεγονότων. Συνεπώς διαφαίνεται η πιθανή ανάπτυξη ενός μηχανισμού αυτορρύθμισης του κλίματος (σε ατμόσφαιρα και θάλασσα) σε τοπικό επίπεδο της Μεσογείου και των ελληνικών θαλασσών.

Επιπρόσθετα έγινε ανάλυση ακραίων τιμών για τα κυματικά χαρακτηριστικά, τις μετεωρολογικές παλίρροιας και για την κυματογενή, παλιρροιογενή και θυελλογενή ΑΣΘ με συστηματικό τρόπο (πολυπαραμετρικές στατιστικές αναλύσεις). Η ανάλυση ακραίων τιμών για το σημαντικό ύψος κύματος στο Βόρειο Αιγαίο αποκαλύπτει μια σημαντική αύξηση στο εύρος τους κατά τη διάρκεια της Τρέχουσας 50ετούς Περιόδου, καθώς και μια έντονη αύξηση της αβεβαιότητας πρόβλεψης κατά τη διάρκεια του 2^{ου} μισού του αιώνα, ιδιαίτερα για μεγάλες περιόδους επαναφοράς (και ειδικά σε σύγκριση με την Περίοδο Αναφοράς). Στο Νότιο Αιγαίο, δεν υπάρχουν τόσο εμφανείς επιδράσεις της Κλιματικής Αλλαγής στα ακραία φαινόμενα εμφάνισης έντονων κυματικών πεδίων. Στο Ιόνιο Πέλαγος, οι μέγιστες τιμές στα ύψη κύματος αναμένεται να αυξηθούν κατά τη διάρκεια της Τρέχουσας Περιόδου (1^ο μισό 21^{ου} αιώνα), ενώ οι εκτιμήσεις των 50ετών μεγεθών επαναφοράς για τη Μελλοντική Περίοδο πλησιάζουν εκείνες της Περιόδου Αναφοράς (Makris et al., 2016). Επίσης εκτιμάται ότι οι ακραίες τιμές για τις μετεωρολογικές παλίρροιας θα αυξηθούν στο Βόρειο και το Νότιο Αιγαίο (για την Τρέχουσα Περίοδο), ενώ οι τιμές των επιπέδων επαναφοράς της θυελλογενούς ΑΣΘ για τη Μελλοντική Περίοδο θα είναι κοντά σε αυτές της Περιόδου Αναφοράς. Στο Ιόνιο Πέλαγος, υπάρχει σχετική σταθερότητα στις εκτιμήσεις των πιθανότερων μεγίστων για τις ακραίες τιμές της ΑΣΘ λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας για την Περίοδο Αναφοράς και την Τρέχουσα Περίοδο, ενώ μια σημαντική αύξηση στην αβεβαιότητα πρόβλεψης είναι εμφανής στο 1^ο μισό του 21^{ου} αιώνα. Κατά τη διάρκεια του 2^{ου} μισού του 21^{ου} αιώνα, τα ακραία γεγονότα ΑΣΘ εκτιμάται ότι θα έχουν χαμηλότερες τιμές από αυτά της Περιόδου Αναφοράς (Makris et al., 2016).

Τα αντίστοιχα ευρήματα για τις μεταβολές της ατμοσφαιρικής πίεσης στη στάθμη της θάλασσας (*SLP*) κατά τη διάρκεια της τυπικής χειμερινής περιόδου δείχνουν αύξησή της τόσο για την Τρέχουσα όσο και για τη Μελλοντική Περίοδο μελέτης, ενώ για τα αιολικά πεδία, οι ταχύτητες ανέμου γενικά εκτιμάται ότι θα αυξηθούν στην περιοχή του ΑΙΠ κατά τη διάρκεια της Τρέχουσας Περιόδου και πιθανότατα θα μειωθούν ειδικά προς το τέλος του 21^{ου} αιώνα (Vagenas et al., 2017· Makris et al., 2016· Tolika et al., 2015). Συνεπώς, προκύπτει ότι τα ακραία (πλημμυρικά) γεγονότα ΑΣΘ στο μέλλον φαίνεται να επηρεάζονται κυρίως από τις μεταβολές στις ταχύτητες ανέμου και όχι από τις αλλαγές στις συνοπτικές συνθήκες στην περιοχή της ανατολικο-κεντρικής Μεσογείου. Γενικά, η ανάλυση οδηγεί σε μια ένδειξη εποχιακής μετατόπισης του κέντρου βάρους εμφάνισης των πιο ακραίων γεγονότων ΑΣΘ (και καταιγίδων) από τη χειμερινή στην εαρινή περίοδο του έτους για το ΑΙΠ κατά το 1^ο μισό του 21^{ου} αιώνα σε σχέση με τον 20^ο αιώνα (Μακρής κ. συν., 2017· Makris et al., 2016· Galiatsatou et al., 2016· Galiatsatou & Prinos, 2016).

Η μη μόνιμη ανάλυση των οριακών τιμών από τις κατανομές ακραίων τιμών, που αναφέρονται στα ετήσια μέγιστα όλων των πρωτογενών θαλάσσιων παραμέτρων, οι οποίες έχουν προκύψει από τις υδροδυναμικές προσομοιώσεις (κυματικά χαρακτηριστικά, ΑΣΘ λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας και συνολική ΑΣΘ), αποκάλυψε στατιστικά σημαντικές μη γραμμικές τάσεις (μέχρι και 5^{ης} τάξης) σε όλες τις παραμέτρους (σχήματος, κλίμακας και θέσης) της GEV (Galiatsatou et al., 2017). Η δομή της στατιστικής εξάρτησης των κυματικών χαρακτηριστικών εύρους και περιόδου ταλάντωσης ($H_{s,o}$, $T_{p,o}$) στα βαθιά νερά και διαφόρων τύπων ΑΣΘ (η_w , SLH) στα ρηχά παράκτια νερά μπορεί να αναπαρασταθεί από πολυώνυμα 2^{ης} και 3^{ης} τάξης, αντίστοιχα, παρουσιάζοντας μια εμφανή αύξηση μετά το 2050 και για τα δύο ζεύγη της διμεταβλητής ανάλυσης. Στο Βόρειο Αιγαίο, οι μεγαλύτερες σε μέγεθος (υψηλότερες) εκτιμήσεις ΑΣΘ εμφανίζονται στις αρχές του 2^{ου} μισού του 21^{ου} αιώνα (γύρω από το 2050), παρουσιάζοντας μια ταχεία μείωση μετά το 2070. Οι εκτιμήσεις για τη συνολική ΑΣΘ η_t παρουσιάζουν μεταβολές μεγαλύτερες από 22% μέσα στον 21^ο αιώνα και διαφαίνεται ότι η συνολική ΑΣΘ παρουσιάζει εντονότερη εξάρτηση από το πλάτος ταλάντωσης των κυματισμών (δηλ. το χαρακτηριστικό ύψος κύματος και όχι την περίοδο), δεδομένου ότι η_t και H_s έχουν παρόμοιες μεταβολές στις τάσεις εξέλιξής τους από το 1990 έως το 2100 (Galiatsatou et al., 2017). Στο Νότιο Αιγαίο, η συνολική ΑΣΘ η_t επί της ακτογραμμής (που έχει προκύψει από σύνθεση των επιμέρους ακραίων τιμών ΑΣΘ) εκτιμάται ότι θα παρουσιάσει εμφανή άνοδο μετά το 2030 και θα παραμείνει σε αρκετά υψηλές τιμές κατά τη διάρκεια της 50ετούς περιόδου 2051-2100. Οι υψηλότερες τιμές συνολικής ΑΣΘ έχει εκτιμηθεί ότι θα εμφανιστούν και πάλι στα μέσα του 21^{ου} αιώνα. Σε αυτήν την περιοχή όμως διαφαίνεται ότι οι ακραίες τιμές της συνολικής ΑΣΘ σχετίζονται με τα μήκη και τα ύψη των χαρακτηριστικών κυματισμών, καθώς η η_t ακολουθεί παρόμοιες τάσεις μεταβολής με αυτές των προσομοιωμένων ακραίων τιμών της περιόδου κορυφής του ενεργειακού φάσματος T_p και της κυματογενούς ΑΣΘ στα παράκτια νερά (Galiatsatou et al., 2017).

Λαμβάνοντας υπόψη όλα τα προαναφερθέντα στοιχεία υπό εξέταση, τα αποτελέσματα της μεταδιδακτορικής έρευνας μπορούν να υποστηρίξουν την ύπαρξη ενός ειδικού μηχανισμού ή προτύπου εξέλιξης στην περιοχική εκδήλωση του φαινομένου της Κλιματικής Αλλαγής. Συγκεκριμένα μπορεί να εντοπιστεί μια τάση αυτορρύθμισης του τοπικού θαλάσσιου και ατμοσφαιρικού κλίματος στην περιοχή της ανατολικο-κεντρικής Μεσογείου και του ΑΙΠ. Εκτιμάται ότι θα λάβει χώρα μια ενδυνάμωση των έντονων γεγονότων ΑΣΘ κατά το 1^ο μισό του 21^{ου} αιώνα (στο πλαίσιο πάντα του σεναρίου SRES-A1B) και μια επακόλουθη εξασθένιση του θεωλλώδους, των μετεωρολογικών παλινροιών και του κυματικού δυναμικού, οπότε και της συνολικής ΑΣΘ στις παράκτιες ζώνες της περιοχής μελέτης προς τα τέλη του 21^{ου} αιώνα. Αυτή η εκτίμηση μπορεί να οδηγεί στην επικράτηση ηπιότερων σε μέγεθος ακραίων γεγονότων ΑΣΘ, αλλά με τη σχετική αβεβαιότητα να αυξάνει προς το τέλος του 21^{ου} αιώνα. Παρ' όλα αυτά, οι θαλάσσιες υδροδυναμικές προσομοιώσεις (κύματος και μετεωρολογικών παλινροιών) εξαρτώνται άμεσα από την απόδοση των περιοχικών κλιματικών μοντέλων (π.χ. το δυναμικό υποβιβασμό κλίμακας του συγκεκριμένου RCM που χρησιμοποιήθηκε) και θα πρέπει να δίνεται ιδιαίτερη προσοχή στις φυσικές παραμετροποιήσεις, την τοπογραφική λεπτομέρεια στην ορογραφία της περιοχής μελέτης και το πλήθος και την ποιότητα των κλιματικών σεναρίων εκπομπών αερίων του θερμοκηπίου κ.λπ. (Giorgi and Mearns 1991, 1999). Ο μακροπρόθεσμος στόχος είναι χρησιμοποιηθούν ατμοσφαιρικά δεδομένα εισόδου στα θαλάσσια μοντέλα που να βασίζονται στις πρόσφατες Αντιπροσωπευτικές Διαδρομές Συγκέντρωσης (Representative Concentration Pathways, RCPs) των αερίων θερμοκηπίου για ακόμη πιο αξιόπιστες προσομοιώσεις του παρόντος και μελλοντικού κλίματος.

Όσο αφορά στις επιχειρησιακές προγνώσεις των έντονων γεγονότων ΑΣΘ, επιχειρήθηκε μια αξιολόγηση του συστήματος μετεωρολογικής και ωκεανογραφικής πρόγνωσης *Wave4Us* στην περιοχή μελέτης και ειδικά στη βόρεια Αδριατική Θάλασσα με δεδομένα από την επιχειρησιακή φάση του έργου (διάρκειας από το 2013 έως το 2015) για δύο πολύ σοβαρά, ιστορικά καταγεγραμμένα γεγονότα έντονων καιρικών φαινομένων και έντονης μετεωρολογικής παλίρροιας που σχετίζονται με τα εν λόγω συστήματα χαμηλής πίεσης (Ιανουάριος – Φεβρουάριος, 2015). Τα μοντέλα πρόγνωσης της ΑΣΘ και των ατμοσφαιρικών συνθηκών προέβλεψαν τη χωροχρονική μεταβλητότητα της καταιγίδας και της μετεωρολογικής παλίρροιας κατά τη διάρκεια αυτών των έντονων γεγονότων και οι συγκρίσεις των προσομοιωμένων αποτελεσμάτων ήταν σε καλή συμφωνία με τις καταγεγραμμένες επιτόπου παρατηρήσεις. Τα εν λόγω γεγονότα συσχετίστηκαν με ένα πολύ βαθύ συνοπτικό σύστημα (έντονο κυκλώνα), αλλά η χωρική μεταβλητότητά τους οφειλόταν στις έντονα μεταβαλλόμενες μέγιστες ριπές ανέμου που προήλθαν από το συνδυασμό υψηλών πιέσεων στη βόρεια Ευρώπη και των συστημάτων χαμηλής πίεσης της δυτικής και κεντρικής Μεσογείου. Σημειώνεται ότι τα ισχυρότερα σε ένταση ακραία γεγονότα ΑΣΘ (για τη σύντομη περίοδο μελέτης) παρατηρήθηκαν στο ανατολικότερο τμήματα της περιοχής μελέτης, δηλαδή τη θάλασσα της Λεβαντίνης, ειδικά κατά τους χειμερινούς μήνες. Το μοντέλο HRSS σε γενικές

γραμμές αποδείχτηκε ικανό να αναπαράγει και να προβλέψει τα έντονα ή ακραία γεγονότα ΑΣΘ λόγω κυκλωνικής δράσης στη Μεσόγειο (Krestenitis et al., 2017).

Τα μελλοντικά βήματα της έρευνας θα πρέπει να εστιάσουν στις επιδράσεις της Κλιματικής Αλλαγής στην τρωτότητα της ελληνικής παράκτιας ζώνης και των έργων σε αυτήν, παίρνοντας υπόψη τη συνδυασμένη δράση ακραίων κυμάτων, έντονων μετεωρολογικών και αστρονομικών παλιρροιών, και την προβλεπόμενη άνοδο της ΜΣΘ. Αυτού του είδους η εκτίμηση είναι ζωτικής σημασίας για τη διαμόρφωση ολοκληρωμένης πολιτικής διαχείρισης της ελληνικής παράκτιας ζώνης στον 21^ο αιώνα, ειδικά σε σχέση με τα μεγέθη σχεδιασμού των μέτρων αναχαίτισης και προστασίας από πλημμύρες και αποκατάστασης ζημιών.

8. Ευχαριστίες

Η παρούσα μεταδιδακτορική έρευνα έχει χρηματοδοτηθεί από το ΙΚΥ με υποτροφία στα πλαίσια του προγράμματος “ΙΚΥ-SIEMENS Υποτροφίες Αριστείας για Μεταδιδακτορική Έρευνα στην Ελλάδα από το Ίδρυμα Κρατικών Υποτροφιών (ΙΚΥ) για το ακαδημαϊκό έτος 2016-17”.

Ο συγγραφέας θα ήθελε να ευχαριστήσει θερμά την ΥΥΠΝ για την παροχή δεδομένων στάθμης θάλασσας από 5 ελληνικούς παλιρροιογράφους για την περίοδο 1995-2012.

Ιδιαίτερα υπόχρεος για την παροχή δεδομένων και αποτελεσμάτων και τη συνεργασία στη συγγραφή των επιστημονικών άρθρων και εργασιών είναι προς τους συναδέλφους Δρ. Π. Γαλιατσάτου (διόρθωση μεροληψίας προσομοιώσεων, ανάλυση ακραίων τιμών, ανάπτυξη και χρήση στατιστικών μοντέλων και προσεγγίσεων με βάση τις κατανομές GEV, υπολογισμός διμεταβλητών κατανομών ακραίων τιμών), Δρ. Γ. Ανδρουλιδάκη (προσομοιώσεις μετεωρολογικών παλιρροιών με τα μοντέλα GreCSSM και HRSS σε συνθήκες Κλιματικής Αλλαγής και για επιχειρησιακή πρόγνωση), Δρ. Κ. Κομπιάδου (μετα-επεξεργασία αποτελεσμάτων προσομοιώσεων για τα κυματικά χαρακτηριστικά και την ΑΣΘ λόγω μετεωρολογικών παλιρροιών), Β. Μπαλτίκα (στήσιμο και αυτοματοποίηση των επιχειρησιακών υδροδυναμικών προσομοιώσεων και προ-επεξεργασία δεδομένων εισόδου από τα κλιματικά και μετεωρολογικά μοντέλα προσομοίωσης ατμοσφαιρικών συνθηκών), τους καθηγητές ΑΠΘ Π. Πρίνο, Χρ. Αναγνωστοπούλου και Κ. Τολίκα για τη συνεχή συνεργασία σε θέματα επιδράσεων της Κλιματικής Αλλαγής στο θαλάσσιο περιβάλλον.

Τέλος θα ήθελε να ευχαριστήσει ιδιαίτερα τον Καθηγητή του ΑΠΘ Γ.Ν. Κρεστενίτη (επιστημονικός υπεύθυνος *Wave4Us* κ.λπ.), για την επίβλεψη της παρούσας μεταδιδακτορικής έρευνας (ΙΚΥ-SIEMENS) και την προσφορά της δυνατότητας να συνεχιστεί η ερευνητική προσπάθεια μελέτης των επιδράσεων της Κλιματικής Αλλαγής στις παράκτιες ζώνες της Μεσογείου και των ελληνικών θαλασσών, με έμφαση στα ζητήματα σύζευξης των κυματογενών διεργασιών με τις θυελλογενείς και παλιρροιογενείς επιδράσεις στην ανύψωση της στάθμης της θάλασσας σε τοπική (υψηλής ανάλυσης) κλίμακα.

9. Βιβλιογραφία

- Διαμαντή, Π., **Μακρής**, Χ., Κρεστενίτης, Γ. & Ανδρουλιδάκης, Γ. (2015). Διερεύνηση του φαινομένου της μετεωρολογικής παλίρροιας στην ελληνική παράκτια ζώνη: ανάλυση δεδομένων από παλιρροιογράφους και αριθμητικές προσομοιώσεις, *Πρακτικά 11^{ου} Πανελληνίου Συμπόσιου Ωκεανογραφίας και Αλιείας*, Μυτιλήνη, Λέσβος, Ελλάδα, 13-17 Μαΐου 2015, σελ. 953-956.
- Κρεστενίτης, Γ.Ν., Ανδρουλιδάκης, Γ., Κομπιάδου, Κ., **Μακρής**, Χ., Μπαλτίκας, Β. & Καλαντζή, Γ. (2014α). WaveForUs: Πιλοτικό Σύστημα Θαλάσσιας Πρόγνωσης στο Θερμαϊκό Κόλπο, *Πρακτικά 5^{ου} Περιβαλλοντικού Συνεδρίου Μακεδονίας (ΠΕΣΥΜΑ)*, Θεσσαλονίκη, 14-16 Μαρτίου 2014.
- Κρεστενίτης, Γ.Ν., Ανδρουλιδάκης, Γ., Κομπιάδου, Κ., **Μακρής**, Χ. & Μπαλτίκας, Β. (2014β). Ακραίες Τιμές Μετεωρολογικής Παλίρροιας στη Μεσόγειο Θάλασσα λόγω Κλιματικής Αλλαγής. *Πρακτικά 6^{ου} Πανελληνίου Συνέδριου Διαχείρισης και Βελτίωσης Παράκτιων Ζωνών (ΔκΒΠΖ)*, Εργαστήριο Λιμενικών Έργων (ΕΛΕ), Σχολή Πολιτικών Μηχανικών (ΣΠΜ), ΕΜΠ, Αθήνα, 24-27 Νοεμβρίου 2014.
- Κρεστενίτης Γ.Ν., Κομπιάδου Κ.Δ., **Μακρής** Χ.Β., Ανδρουλιδάκης Γ.Σ. και Καραμπάς Θ.Β. (2015α). *Παράκτια Μηχανική – Θαλάσσια Περιβαλλοντική Υδραυλική*. Ελληνικά Ακαδημαϊκά Ηλεκτρονικά Συγγράμματα και Βοηθήματα, Κάλλιπος, Αθήνα.
- Κρεστενίτης, Γ., Κομπιάδου, Κ., Ανδρουλιδάκης, Γ., **Μακρής**, Χ., Μπαλτίκας, Β., Καλαντζή, Γ., Σκουλικάρης, Χ. & Κοντός, Γ. (2015β). Επιχειρησιακό Σύστημα Ωκεανογραφικών Προγνώσεων στον Θερμαϊκό Κόλπο για Δημόσια Χρήση (WaveForUs), *Πρακτικά 3^{ου} Κοινού Συνεδρίου ΕΥΕ, ΕΕΔΥΠ, ΕΥΣ: Ολοκληρωμένη Διαχείριση Υδατικών Πόρων στη Νέα Εποχή*, Αθήνα, 10-12 Δεκεμβρίου 2015.
- Κρεστενίτης, Γ., **Μακρής**, Χ., Κομπιάδου, Κ., Ανδρουλιδάκης, Γ. & Μπαλτίκας, Β. (2015γ). Προσομοιώσεις Μετεωρολογικής Παλίρροιας στην Ελληνική Παράκτια Ζώνη υπό Κλιματική Αλλαγή, *Πρακτικά 3^{ου} Κοινού Συνεδρίου ΕΥΕ, ΕΕΔΥΠ, ΕΥΣ: Ολοκληρωμένη Διαχείριση Υδατικών Πόρων στη Νέα Εποχή*, Αθήνα, 10-12 Δεκεμβρίου 2015.
- Μακρής** Χ., Ανδρουλιδάκης Γ., Κομπιάδου Κ., Μπαλτίκας Β. & Κρεστενίτης Γ. (2017). Η Επίδραση της Κλιματικής Αλλαγής στις Μετεωρολογικές Παλίρροιες των Ελληνικών Θαλασσών, *Υδροτεχνικά: Επιστημονικό Περιοδικό Τεχνικής Ρευστών και Υδατικών Πόρων*, ΕΥΕ, Τόμος 26, σελ. 67-80.
- ΥΥΠΝ (Υδρογραφική Υπηρεσία Πολεμικού Ναυτικού) (1992). *Αρμονική Ανάλυση Παλιρροιών Ελληνικών Λιμένων*. Ωκεανογραφική Μελέτη Νο. 17, Αθήνα.
- Adloff F., Somot S., Sevault F., Jordà G., Aznar R., Deque M., Herrmann M., Marcos M., Dubois C., Padorno E., Alvarez-Fanjul E., Gomis D. (2015). Mediterranean Sea response to climate change in an ensemble of twenty first century scenarios. *Climate Dynamics*, 45:2775–2802.

- Anagnostopoulou C., Zanis P., Katragkou E., Tegoulis I., Tolika K. (2014). Recent past and future patterns of the Etesian winds based on regional scale climate model simulations. *Climate Dynamics*, 42:1819–1836.
- Androulidakis Y.S., Kombiadou K.D., **Makris** C.V., Baltikas V.N. and Krestenitis Y.N. (2015a). Storm surges in the Mediterranean Sea: variability and trends under future climatic conditions. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 71: 56–82.
- Androulidakis Y., Krestenitis Y., Kombiadou K., **Makris** C. and Baltikas V. (2015b). Operational oceanographic platform in Thermaikos Gulf (Greece): forecasting and emergency alert system for public use, *Proc. of COSS-TT & ARCOM Workshop*, Lisbon, Portugal, 31 August – 4 September 2015.
- Athanassoulis G.A. and Skarsoulis E.K. (1992). Wind and Wave Atlas of the northeastern Mediterranean Sea. Loukakis TA (ed), Laboratory of Ship and Marine Hydrodynamics, Dept. of Naval Architecture and Marine Engineering, National Technical University of Athens, Greece. Prepared under the authority of Hellenic Navy General Staff
- Athanassoulis G.A. et al (2004). *Wind and Wave Atlas of the Mediterranean Sea*. Western European Armaments Organisation Research Cell.
- BACC Author Team (2008). Assessment of climate change for the Baltic Sea basin. Regional Climate Studies Series, Springer–Verlag, Berlin–Heidelberg, pp 474
- Barry R.G. and Carleton A.M. (2001). *Synoptic and dynamic climatology*. Routledge: Taylor and Francis, London.
- Benetazzo A., Fedele F., Carniel S., Ricchi A., Buccignani E., Sclavo M. (2012). Wave climate of the Adriatic Sea: a future scenario simulation. *Nat Hazards Earth Syst Sci*, 12:2065–2076.
- Berrisford P. et al. (2011). *The ERA-Interim archive [Version 2.0]*. European Centre for Medium Range Weather Forecasts, Shinfield Park. Reading, Berkshire RG2 9AX, UK.
- Booij N., Ris R.C. and Holthuijsen L.H. (1999). A third-generation wave model for coastal regions, Part I, Model description and validation, *J. Geophys. Res.* C4, 104, 7649–7666.
- Carillo A., Sannino G., Artale V., Ruti P.M., Calmanti S. and Dell’ Aquila A. (2012). Steric sea level rise over the Mediterranean Sea: present climate and scenario simulations. *Climate Dynamics*, 39(9–10):2167–2184.
- Casas-Prat M. and Sierra J.P. (2013). Projected future wave climate in the NW Mediterranean Sea. *J Geophys Res (Oceans)*, 118:3548–3568.
- Cavicchia L., von Storch H. and Gualdi S. (2014). A long-term climatology of medicanes. *Climate Dynamics*, 43(5-6), 1183-1195.
- Charles E., Idier D., Delecluse P., Déqué M., Cozannet G. (2012). Climate change impact on waves in the Bay of Biscay, France. *Ocean Dynamics*, 62:831-848.
- Christopoulos S. (1997). Wind-wave modelling aspects within complicate topography. *Ann Geophys*, 15(10):1340–1353.
- Coles S. (2001). *An Introduction to Statistical Modelling of Extreme Values*. Springer, London.

- Conte D. and Lionello P. (2013). Characteristics of large positive and negative surges in the Mediterranean Sea and their attenuation in future climate scenarios. *Global and Planetary Change*, 111: 159–173.
- Cox D.T. and Kobayashi N. (2000) Identification of intense, intermittent coherent motions under shoaling and breaking waves. *J Geophys Res (Oceans)* (1978–2012) 105(C6):14223–14236.
- Dean R. and Dalrymple R.A. (2002). *Coastal processes with engineering applications*. Cambridge University Press, New York, USA.
- De Vries H., Breton M., de Mulder T., Krestenitis Y., Ozer J., Proctor R., ... Voorrips A. (1995). A comparison of 2D storm surge models applied to three shallow European seas. *Environmental Software*, 10(1):23–42.
- De Winter R.C., Sterl A., de Vries J.W., Weber S.L. and Ruessink G. (2012). The effect of climate change on extreme waves in front of the Dutch coast. *Ocean Dynamics*, 62(8):1139–1152.
- Dee D.P. et al. (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Q J R Meteorol Soc*, 137(656):553-597.
- Dykes J.D., Wang D.W. and Book J.W. (2009). An evaluation of a high-resolution operational wave forecasting system in the Adriatic Sea. *J Marine Syst*, 78:S255–S271.
- Efimov V.V. and Anisimov A.E. (2010). Climatic Parameters of wind-field variability in the Black Sea region: Numerical Reanalysis of Regional Atmospheric Circulation. *Atmospheric and Oceanic Physics*, 47:350-361.
- Emanuel K.A. (1991). A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. *J Atmos Sci*, 48(21):2313–2335.
- Esteves L.S., Williams J.J. and Brown J.M. (2011). Looking for evidence of climate change impacts in the eastern Irish Sea. *Natural Hazards & Earth System Sciences*, 11:1641–1656.
- Galiatsatou P. and Prinos P. (2014). Analysing the effects of climate change on wave height extremes in the Greek Seas. *Proceedings of the International Conference on Hydroscience and Engineering (ICHE)*, 773-781.
- Galiatsatou P. and Prinos P. (2015). Estimating the effects of climate change on storm surge extremes in the Greek Seas. *Proc. 36th IAHR World Congress*, 28 June-3 July, The Hague, The Netherlands.
- Galiatsatou, P. and Prinos, P. (2016). Joint probability analysis of extreme wave heights and storm surges in the Aegean Sea in a changing climate. *In: E3S Web of Conferences*, Vol. 7, EDP Sciences.
- Galiatsatou, P., Anagnostopoulou, C. and Prinos, P. (2016). Modeling nonstationary extreme wave heights in present and future climates of Greek Seas. *Water Science and Engineering*, 9(1), 21-32.
- Galiatsatou, P., Makris, C. and Prinos, P. (2017). Non-Stationary Joint Probability Analysis of Extreme Marine Variables to Assess Design Water Levels at the Shoreline in a Changing

- Climate. Proc. 3rd International Conference on Advances in Extreme Value Analysis and Application to Natural Hazard (EVAN), 5-7 September 2017, Southampton, UK.
- Gil V.E., Genovés A., Picornell M.A. and Jansà A. (2002). Automated database of cyclones from the ECMWF model: preliminary comparison between west and east Mediterranean basins. Proc. 4th EGS Plinius Conference, Mallorca, Spain.
- Giorgi F., Marinucci M.R., Bates G.T. (1993a). Development of a second generation regional climate model (RegCM2). Part I: Boundary layer and radiative transfer processes. *Mon Wea Rev*, 121:2794–2813.
- Giorgi F., Marinucci M.R., Bates G.T. and De Canio G. (1993b). Development of a second generation regional climate model (RegCM2). Part II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. *Mon Wea Rev*, 121:2814–2832.
- Giorgi F. and Mearns L.O. (1991). Approaches to the simulation of regional climate change: a review. *Rev Geophys*, 29:191-216.
- Giorgi F. and Mearns L.O. (1999). Introduction to special section: Regional climate modelling revisited. *J Geophys Res Atm (1984–2012)*, 104(D6):6335–6352.
- Goda Y. (1985). *Random Sea and Design of Maritime Structures (1st Ed.)*, University of Tokyo Press, Tokyo, Japan.
- Goda Y. (2000). *Random Sea and Design of Maritime Structures (2nd Ed.)*, World Scientific.
- Grabemann I. and Weisse R. (2008). Climate change impact on extreme wave conditions in the North Sea: an ensemble study. *Ocean Dynamics*, 58:199–212.
- Gualdi S. et al (2013). The CIRCE simulations: regional climate change projections with realistic representation of the Mediterranean Sea. *B Am Meteorol Soc*, 94(1):65–81.
- Gudmundsson L., Bremnes J.B., Haugen J.E. and Engen Skaugen T. (2012). Downscaling RCM precipitation to the station scale using quantile mapping – a comparison of methods (Technical Note). *Hydrol Earth Syst Sci Discuss*, 9:6185–6201.
- Haerter J.O., Hagemann S., Moseley C., Piani C. (2011). Climate model bias correction and the role of timescales. *Hydrol Earth Syst Sci*, 15:1065–1079.
- Holthuijsen L.H. (2007). *Waves in Oceanic and Coastal Waters*. Cambridge University Press.
- Hosking J.R.M. and Wallis J.R. (1997). *Regional Frequency Analysis: An Approach based on L-Moments*. Cambridge University Press.
- Hurvich C.M. and Tsai C. (1989). Regression and time series model selection in small samples. *Biometrika*, 76:297–307.
- IPCC (2001). *Climate change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate change*, Houghton JT et al (eds), Cambridge University Press, New York, USA.
- IPCC (2007). *Climate change 2007: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate change*, Solomon S et al (eds), Cambridge University Press, New York, USA.

- IPCC (2012). *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, C.B. Field et al. (Editors), Cambridge University Press, UK and New York, NY, USA.
- IPCC (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Stocker TF, Qin D, Plattner G-K, Tignor M, Allen SK, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley PM (eds), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jaffe B. and Sallenger A. (1992). The contribution of suspension events to sediment transport in the surf zone. *Proc. 23rd Inter Coast Eng Conf, Am Soc Civ Eng*, 2680–2693.
- Jordà G., Gomis D., Álvarez-Fanjul E. and Somot S. (2012). Atmospheric contribution to Mediterranean and nearby Atlantic sea level variability under different climate change scenarios. *Global and Planetary Change*, 80–81(0): 198–214.
- Kallos G., Nickovic S., Papadopoulos A., Jovic D., Kakaliagou O., Misirlis N., Boukas L., Mimikou N., Sakellariadis G., Papageorgiou J., Anadranistakis E., Manousakis M. (1997). The regional weather forecasting system SKIRON: An overview. *Proc. International Symposium on Regional Weather Prediction on Parallel Computer Environments*, 15-17 October 1997, Athens, Greece, 109-122.
- Krestenitis Y.N., Androulidakis Y.S., Kontos Y.N. and Georgakopoulos G. (2011). Coastal inundation in the north-eastern Mediterranean coastal zone due to storm surge events. *J. Coast. Conserv.*, 15(3): 353–368.
- Krestenitis, Y., Androulidakis, Y., Kombiadou, K., **Makris**, C., Baltikas, V. (2014a). Modeling storm surges in the Mediterranean Sea under the A1B climate scenario, *Proc. 12th International Conference on Meteorology, Climatology and Atmospheric Physics (COMECAP)*, Heraklion (Crete), Greece, 28-31 May 2014, pp. 91-95.
- Krestenitis, Y.N., Androulidakis, Y., Kombiadou, K., **Makris**, C., Baltikas, V., Kalantzi, G. (2014b). Operational oceanographic forecasts in the Thermaikos gulf: The WaveForUs project, *Proc. 12th International Conference on Protection and Restoration of the Environment (PRE)*, Skiathos Island, Greece, 29 June – 3 July 2014.
- Krestenitis Y., Androulidakis Y., **Makris** C., Kombiadou K., Baltikas V. and Diamanti P. (2015a). Evolution of storm surge extreme events in Greek Seas under climate change scenario. *Πρακτικά 11^{ου} Πανελληνίου Συμπόσιου Ωκεανογραφίας & Αλιείας*, Μυτιλήνη, 849-852.
- Krestenitis Y., **Makris** C., Androulidakis Y., Kombiadou K. and Baltikas, V. (2015b). Variability of Storm Surge Extremes in the Greek Seas under Climate Change. *Proc. 2015 ASLO Aquatic Sciences Meeting*, Granada, Spain.
- Krestenitis, Y., Androulidakis, Y., Kombiadou, K., **Makris**, C. and Baltikas, V. (2015c). Operational Forecast System of Storm Tides in the Aegean Sea (Greece), *Proc. of 2015 ASLO Aquatic Sciences Meeting*, Granada, Spain, 22-27 February 2015.

- Krestenitis, Y., Kombiadou, K., Androulidakis, Y., **Makris**, C., Baltikas, V., Skoulikaris, C., Kontos, Y. and Kalantzi, G. (2015d). Operational Oceanographic Platform In Thermaikos Gulf (Greece): Forecasting And Emergency Alert System For Public Use, *Proc. of 36th International Association of Hydraulic Research (IAHR) World Congress*, The Hague, The Netherlands, 28 June – 3 July, 2015.
- Krestenitis Y., Pytharoulis I., Karacostas T., Androulidakis Y., **Makris** C., Kombiadou K., Tegoulis I., Baltikas V., Kotsopoulos S. and Kartsios S. (2017). Severe weather events and sea level variability over the Mediterranean Sea: the WaveForUs operational platform. *In: Perspectives of Atmospheric Sciences Pt.1* (Eds: Karacostas, T., Bais, A., Nastos, P.T.), Springer Atmospheric Sciences, Springer International Publishing, pp. 63-68.
- Lionello P., Cogo S., Galati M.B. and Sanna A. (2008). The Mediterranean surface wave climate inferred from future scenario simulations. *Glob Planet Change*, 63:152–162.
- Lionello P., Abrantes F., Congedi L., Dulac F., Gacic M., Damià Gomis, Goodess C., Hoff H., Kutiel H., Luterbacher J., Planton S., Reale M., Schröder K., Struglia M.V., Toreti A., Tsimplis M., Ulbrich U., Xoplaki E. (2012). Introduction: Mediterranean Climate – Background Information. In: *The climate of the Mediterranean Region*. Elsevier.
- Maheras P., Flocas H.A., Patrikas I. and Anagnostopoulou C. (2001). A 40 year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region: spatial and temporal distribution. *International Journal of Climatology*, 21(1), 109-130.
- Makris** C., Galiatsatou P., Tolika K., Anagnostopoulou C., Kombiadou K., Prinós P., Velikou K., Kapelonis Z., Tragou E., Androulidakis Y., Athanassoulis G., Vagenas C., Tegoulis I., Baltikas V., Krestenitis Y., Gerostathis T., Belibassakis K. and Rusu E. (2016). Climate Change Effects on the Marine Characteristics of the Aegean and the Ionian Seas. *Ocean Dynamics*, Springer, 66(12), 1603–1635.
- Makris**, C.V., Androulidakis, Y.S., Krestenitis, Y.N., Kombiadou, K.D. and Baltikas, V.N. (2015a). Numerical Modelling of Storm Surges in the Mediterranean Sea under Climate Change, *Proc. of 36th International Association of Hydraulic Research (IAHR) World Congress*, The Hague, The Netherlands, 28 June – 3 July, 2015.
- Makris**, C., Krestenitis, Y., Kombiadou, K., Androulidakis, Y. and Baltikas, V. (2015b). Numerical Modeling of Storm Surges in the Eastern Mediterranean under Climate Change, *Proc. of 2nd EastMed Symposium (Regional Cooperation in Eastern Mediterranean Sea Research)*, Haifa, Israel, 19-21 October 2015.
- Marcos M., Tsimplis M.N. and Shaw A.G. (2009). Sea level extremes in southern Europe. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 114(C1).
- Marcos M., Jordà G., Gomis D. and Pérez B. (2011). Changes in storm surges in southern Europe from a regional model under climate change scenarios. *Global and Planetary Change*, 77(3–4):116–128.

- Menéndez M., Méndez F.J., Izaguirre C., Luceño A. and Losada I.J. (2009). The influence of seasonality on estimating return values of significant wave height. *Coast Eng*, 56:211–219.
- Miglietta M.M., Laviola S., Malvaldi A., Conte D., Levizzani V. and Price C. (2013). Analysis of tropical-like cyclones over the Mediterranean Sea through a combined modeling and satellite approach. *Geophysical Research Letters*, 40(10), 2400-2405.
- Papadopoulos A., Katsafados P. and Kallos G. (2002). Regional weather forecasting for marine application. *Glob Atm Ocean Syst*, 8(2–3):219–237.
- Pawlowicz R., Beardsley B. and Lentz S. (2002). Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T-Tide. *Comput Geosci*, 28:929–937.
- Pytharoulis I., Tegoulis I., Kotsopoulos S., Bampzelis D., Karacostas Th. And Katragkou E. (2015). Verification of the operational high-resolution WRF forecasts produced by WaveForUs project, *16th WRF Users' Workshop*, 15 – 19 June, Boulder, CO, USA.
- Pytharoulis, I., Kotsopoulos, S., Tegoulis, I., Kartsios, S., Bampzelis, D. and Karacostas, T. (2016). Numerical modeling of an intense precipitation event and its associated lightning activity over northern Greece. *Atmospheric Research*, 169, 523-538.
- Ris R.C., Booij N. and Holthuijsen L.H. (1999). A third-generation wave model for coastal regions, Part II, Verification, *J. Geophys. Res.* C4, 104, 7667-7681.
- Roeckner E. et al. (2003). *The atmospheric general circulation model ECHAM5*, Report No. 349. Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Germany. ISSN: 0937 – 1060.
- Rogallo R.S. and Moin P. (1984). Numerical simulation of turbulent flows. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 16(1), 99-137.
- Savvidis Y.G., Dodou M.G., Krestenitis Y.N., Koutitas C.G. (2004). Modeling of the upwelling hydrodynamics in the Aegean Sea. *Mediterr Mar Sci*, 5:5–18.
- Schoetter, R., Hoffmman, P., Rechid, D. and Schlunzen, K.H. 2012. Evaluation and Bias Correction of Regional Climate Model Results Using Model Evaluation Measures. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51: 1670–1684.
- Schwiderski E.W. (1980). On charting global ocean tides. *Rev Geophys*, 18(1):243-268.
- Šepić J., Vilibic I., Jordà G. and Marcos M. (2012). Mediterranean sea level forced by atmospheric pressure and wind: variability of the present climate and future projections for several period bands. *Global and Planetary Change*, 86-87: 20–30.
- Schureman P. (1958). *Manual of harmonic analysis and prediction of tides (No. 98)*. US Government Printing Office.
- Slangen A.B.A., Adloff F., Jevrejeva S., Leclercq P.W., Marzeion B., Wada Y. and Winkelmann R. (2016). A Review of Recent Updates of Sea-Level Projections at Global and Regional Scales. *Surveys in Geophysics*.
- Smith S.D. and Banke E.G. (1975). Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101(429): 665–673.

- Soomere T., Weisse R. and Behrens A. (2012). Wave climate in the Arkona Basin, the Baltic Sea. *Ocean Sci*, 8:287–300.
- Soukissian T.H. (2005). The Wave Climate of the Aegean Sea: Wind Waves. In: *State of the Hellenic Marine Environment*, Papathanassiou E, Zenetos A (eds), Hellenic Centre for Marine Research, pp 65–73.
- Soukissian T. et al. (2008). A New Wind and Wave Atlas of the Hellenic Seas. *Proc 27th Int Conf Offshore Mech Arctic Eng*, pp 791–799.
- Stockdon H.F., Holman R.A., Howd P.A. and Sallenger A.H. (2006). Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coastal Engineering*, 53(7), 573-588.
- SWAN (2012). *SWAN Scientific and Technical Documentation (SWAN Cycle III, version 40.91)*, http://swanmodel.sourceforge.net/online_doc/swanuse/swanuse.html
- Thiemeßl M.J., Gobiet A. and Heinrich G. (2012). Empirical statistical downscaling and error correction of regional climate models and its impact on the climate change signal. *Climate Change*, 112:449–468.
- Tolika K., Anagnostopoulou C., Velikou K. and Vagenas C. (2015). A comparison of the updated very high resolution model RegCM3_10km with the previous version RegCM3_25km over the complex terrain of Greece: present and future projections. *Theoretical and Applied Climatology*, 1–12.
- Trifonova E., Valchev N., Krestenitis Y., Androulidakis I., Kombiadou K., Eftimova P., Andreeva N., Kotsev I. and Kirilova D. (2012). Estimation of storm flood under conditions of future climate for Varna region (western Black Sea), *Proceedings of 11th International Conference on Marine Sciences & Technologies - Black Sea*, Varna, Bulgaria, 85–91.
- Trigo I.F., Davies T.D., Bigg G.R. (1999). Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region. *J Climate*, 12:1685–1696.
- Tsimplis M.N. and Blackman D. (1997). Extreme Sea-level Distribution and Return Periods in the Aegean and Ionian Seas. *Estuar Coast Shelf S*, 44(1):79–89.
- Tsimplis M.N., Calafat F.M., Marcos M., Jordà G., Gomis D., Fenoglio-Marc L., Struglia M.V., Josey S.A., and Chambers D.P. (2013). The effect of the NAO on sea level and on mass changes in the Mediterranean Sea. *J Geophys. Res (Oceans)*, 118:944–952.
- Tsimplis M.N., Marcos M. and Somot S. (2008). 21st century Mediterranean sea level rise: steric and atmospheric pressure contributions from a regional model. *Glob Planet Change* 63.2: 105-111.
- Tsimplis M.N. and Vlahakis GN (1994). Meteorological forcing and sea level variability in the Aegean Sea. *J Geophys Res Oceans*, 99(C5):9879–9890
- Vagenas C., Anagnostopoulou C., Tolika K. (2014). Climatic study of the surface wind field and extreme winds over the Greek seas. *Proc 12th International Conference on Meteorology, Climatology and Atmospheric Physics (COMECAP)*.

- Vagenas C., Anagnostopoulou C. and Tolika K. (2017). Climatic Study of the Marine Surface Wind Field over the Greek Seas with the Use of a High Resolution RCM Focusing on Extreme Winds. *Climate*, 5(2), 29.
- Van den Eynde D., De Sutter R. and Haerens P. (2012). Evolution of marine storminess in the Belgian part of the North Sea. *Natural Hazards and Earth System Science*, 12: 305–312.
- Velikou K., Tolika K., Anagnostopoulou I. and Vagenas, C. (2014). High resolution climate over Greece: Assessment and future projections. *Proc 12th International Conference on Meteorology, Climatology and Atmospheric Physics (COMECAP)*.
- Vousdoukas M.I., Voukouvalas E., Annunziato A., Giardino A. and Feyen L. (2016). Projections of extreme storm surge levels along Europe. *Climate Dynamics*, 47(9-10), 3171-3190.
- Wang S., McGrath R., Hanafin J.A., Lynch P., Semmler T. and Nolan P. (2008). The impact of climate change on storm surges over Irish waters. *Ocean Modelling*, 25: 83–94.
- Wang X.H. (2002). Tide-induced sediment resuspension and the bottom boundary layer in an idealized estuary. *J Phys Oceanogr*, 32:3113–3131.
- White A.U. (1974). Global summary of human response to natural hazards: tropical cyclones. In: *Natural Hazards: Local, National, Global*, Oxford University Press, NY, 255–265.
- Willmott C.J. (1981). *On the validation of models*. *Phys Geogr*, 2(2):184-94.
- Winterfeldt J., Andersson A., Klepp C., Bakan S. and Weisse R. (2010). Comparison of HOAPS, QuikSCAT, and buoy wind speed in the Eastern North Atlantic and the North Sea. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 48(1), 338-348.
- Zecchetto S. and De Biasio F. (2007). Sea Surface Winds over the Mediterranean Basin from Satellite Data (2000–04): Meso- and Local-Scale Features on Annual and Seasonal Time Scales. *J Appl Meteorol Climatol*, 46(6):814–827.
- Zervakis V., Georgopoulos D., Drakopoulos P.G. (2000). The role of the North Aegean in triggering the recent Eastern Mediterranean climatic changes. *J Geophys Res*, 105(C11):26103–26116.