

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΣΥΝΕΡΓΑΣΙΑΣ INTERREG V-A ΕΛΛΑΔΑ-ΚΥΠΡΟΣ 2014-2020

BEACHTECH

Παράκτια διάβρωση λόγω κλιματικής αλλαγής: εκτίμηση και τρόποι αποτελεσματικής αντιμετώπισης σε τουριστικές περιοχές του Βορείου Αιγαίου και της Κύπρου

Κωδικός Πράξης: 5050552

Πακέτο Εργασίας 3	Γεω-χωρική βάση παραλιών Λέσβου, Χίου και Κύπρου και εκτίμηση κινδύνου πλημμύρας και διάβρωσης
Παραδοτέο 3.1.2	Εκτίμηση κινδύνου πλημμύρας και διάβρωσης των παραλιών Λέσβου, Χίου και Κύπρου

Κύριος Δικαιούχος Έργου	Πανεπιστήμιο Αιγαίου (ΤΩΘΒΕ-ΠΑ)
Επιστημονικός Υπεύθυνος Παραδοτέου	ΤΩΘΒΕ-ΠΑ
Συμμετέχοντες Φορείς στο Παραδοτέο	ΤΕΠΑΚ
Ομάδα Σύνταξης Παραδοτέου	Α. Χατζηπαυλής, Α. Βελεγράκης
Ομάδα Υλοποίησης Παραδοτέου	Α. Βελεγράκης, Ε. Μανούτσογλου, Ι. Πετσιμέρης, Α. Ρήγος, Σ. Σαχτούρης, Ο. Τζωράκη, Α. Χατζηπαυλής, Δ. Χατζημιτσής, Δ. Χριστοφή, Ι. Κουντουρή
Ημερομηνία	Οκτώβριος 2023
Διαδικτυακή πρόσβαση	http://beachtech.eu

Το παρόν κείμενο δημοσιεύτηκε με τη σύμφωνη γνώμη όλων των φορέων της σύμπραξης "BEACHTECH". Περιέχει υλικό τα δικαιώματα του οποίου ανήκουν στους δικαιούχους της πράξης "BEACHTECH" και το οποίο δεν μπορεί να αναπαραχθεί χωρίς άδεια από την σύμπραξη. Η έρευνα που οδήγησε στα αποτελέσματα του παρόντος κειμένου χρηματοδοτήθηκε από το Πρόγραμμα Συνεργασίας «Interreg V-A Ελλάδα-Κύπρος 2014-2020» (ΕΤΠΑ) και από Εθνικούς πόρους Ελλάδας και Κύπρου.

Η Σύμπραξη του Έργου



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ
ΑΙΓΑΙΟΥ

Πανεπιστήμιο Αιγαίου



ΠΕΡΙΦΕΡΕΙΑΚΟ
ΤΑΜΕΙΟ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ
ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

Περιφερειακό Ταμείο
Ανάπτυξης Βορείου Αιγαίου



Τεχνολογικό
Πανεπιστήμιο
Κύπρου

Τεχνολογικό Πανεπιστήμιο
Κύπρου



ΔΗΜΟΣ ΠΕΓΕΙΑΣ
MUNICIPALITY OF PEGEIA

Δήμος Πέγειας Κύπρου

ΔΕΣΜΟΙ
ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΕΡΙΛΗΨΗ	4
1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ	5
2 ΠΛΗΜΜΥΡΙΚΟΣ ΚΙΝΔΥΝΟΣ	6
2.1 ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ ΕΚΤΙΜΗΣΗΣ ΠΛΗΜΜΥΡΙΚΟΥ ΚΙΝΔΥΝΟΥ ΣΤΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ	6
2.2 ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΠΛΗΜΜΥΡΙΚΟΥ ΚΙΝΔΥΝΟΥ ΑΠΟ ΤΙΣ ΑΚΡΑΙΕΣ ΘΑΛΑΣΣΙΕΣ ΣΤΑΘΜΕΣ	7
2.2.1 Πρόβλεψη Ακραίων Θαλάσσιων Σταθμών (ΑΘΣ).....	7
2.2.2 Πρόγνωση Πλημμυρικού Κίνδυνου ανά νησί.....	9
2.2.3 Κύπρος.....	10
2.2.4 Λέσβος.....	11
2.2.5 Χίος.....	12
2.3 ΔΥΝΑΜΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΠΛΗΜΜΥΡΑΣ	14
2.3.1 Υδροδυναμικό μοντέλο LISFLOOD-FP.....	14
2.3.2 Αποτελέσματα	14
3 ΣΥΣΤΟΙΧΙΕΣ ΜΟΝΤΕΛΩΝ ΔΙΑΒΡΩΣΗΣ	16
3.1 ΣΥΣΤΟΙΧΙΑ ΑΝΑΛΥΤΙΚΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ	17
3.1.1 Το μοντέλο του Bruun.....	17
3.1.2 Το μοντέλο του Edelman	17
3.1.3 Το μοντέλο του Dean	18
3.2 ΣΥΣΤΟΙΧΙΕΣ ΜΟΝΤΕΛΩΝ ΕΠΕΙΣΟΔΙΑΚΗΣ ΔΙΑΒΡΩΣΗΣ.....	18
3.2.1 Το μοντέλο Leont'gen.....	18
3.2.2 Το μοντέλο SBEACH	19
3.2.3 Το μοντέλο Xbeach	20
3.2.4 Το μοντέλο Boussinesq	20
3.3 ΟΡΙΑΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ – ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΕΙΣΟΔΟΥ ΜΟΝΤΕΛΩΝ.....	24
4 ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΚΙΝΔΥΝΟΥ ΔΙΑΒΡΩΣΗΣ	26
4.1 ΛΕΣΒΟΣ.....	26
4.1.1 Προβλέψεις διάβρωσης	26
4.2 ΧΙΟΣ.....	29
4.2.1 Προβλέψεις διάβρωσης	29
4.3 ΚΥΠΡΟΣ.....	31
4.3.1 Προβλέψεις διάβρωσης	31
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	34

Περίληψη

Το παραδοτέο 3.1.2 επικεντρώνεται στον υπολογισμό του πλημμυρικού κινδύνου και της παράκτιας διάβρωσης για την Κύπρο, Λέσβο και Χίο υπό την απειλή της Κλιματικής Αλλαγής. Έγινε υπολογισμός των Ακραίων Θαλάσσιων Σταθμών (ΑΘΣ) κατά μήκος των ακτογραμμών των τριών νήσων για τα έτη αναφοράς του IPCC 2050 και 2100 για τα κλιματικά σενάρια RCP4.5 και RCP8.5 για περιόδους επαναφοράς ακραίων κλιματικών γεγονότων εξάγοντας τις αντίστοιχες τιμές από τη παγκόσμια βάση των Vousdoukas et al, 2018. Η έκθεση στον πλημμυρικό κίνδυνο εκτιμήθηκε με στατική μέθοδο βασισμένη σε GIS (bathtub approach) όπου η ΑΘΣ συγκρίνεται με την παράκτια τοπογραφική ανύψωση ενώ στη πιλοτική παραλία της Κώμης εφαρμόστηκε και δυναμική προσομοίωση της παράκτιας πλημμύρας με το υδροδυναμικό μοντέλο LISFLOOD-FP. Και στις τρεις νήσους προβλέπεται αύξηση των ΑΘΣ υπό την Κλιματική Αλλαγή κυρίως λόγω της σχετικής ανόδου της ΜΘΣ. Επίσης παρατηρήθηκαν διαφοροποιήσεις στην χωρική κατανομή των ΑΘΣ ανά νήσο που αποδίδονται κυρίως στα διαφορετικά εύρη κυματισμών ανάλογα τον προσανατολισμό καθώς η χωρική διαφοροποίηση στη μετεωρολογική παλίρροια είναι αμελητέα. Οι μέγιστες ΑΘΣ για το 2050 υπό το RC4.5 είναι 1.47 m για Κύπρο, 1.25 για Λέσβο και 1.17 m για τη Χίο ενώ προβλέπονται να φτάσουν μέχρι 2.04, 1.88 και 1.77 m για το 2100 υπό το RCP8.5 m. Για την εκτίμηση τόσο της μακροπρόθεσμης όσο και της βραχυπρόθεσμης διάβρωσης εφαρμόζονται δυο συστοιχίες μονοδιάστατων μορφοδυναμικών μοντέλων, τα αποτελέσματα των οποίων έχουν αξιολογηθεί σε παλιότερες μελέτες συγκρινόμενα και με εργαστηριακές μετρήσεις. Τα εύρη των κλίσεων δίνονται πιθανολογικά και συσχετιζόμενα με την κοκκομετρία κάθε παραλίας όπως προσεγγίστηκε οπτικά σε εικόνες Google Earth (GE) ενώ η υδροδυναμική οδήγηση των μοντέλων περιλαμβάνει τις (ΑΘΣ) και τις σχετικές κυματικές παραμέτρους για θύελλα με περίοδο επαναφοράς 100 ετών, για τα σενάρια RCP4.5 και RCP8.5 για το 2050 και το 2100. Συνολικά υπολογίστηκε υψηλός κίνδυνος έκθεσης στην παραλιακή διάβρωση σε όλες τις νήσους τόσο για τη βραχυπρόθεσμη όσο και για την μακροπρόθεσμη υποχώρηση συγκρίνοντας τα αποτελέσματα των συστοιχιών με τα σημερινά μέγιστα ξηρά πλάτη των παραλιών. Όσον αφορά τη βραχυπρόθεσμη διάβρωση, οι προβλέψεις δείχνουν ολική (επεισοδιακή) παραλιακή διάβρωση μεταξύ 36.9 % (Κύπρος) και 49 % (Χίος) των παραλιών για το μετριοπαθές σενάριο (RCP4.5) το 2050 και φτάνει μεταξύ 67.6 % (Κύπρος) και 77 % (Χίος) για το απαισιόδοξο σενάριο (RCP8.5) το 2100. Αντίστοιχα για τη μακροπρόθεσμη υποχώρηση, ενώ για το μετριοπαθές σενάριο το 2050 ελάχιστες παραλίες θα διαβρωθούν ολοκληρωτικά, το 2100 και υπό το απαισιόδοξο σενάριο, μεγάλος αριθμός παραλιών απειλούνται με μόνιμη εξαφάνιση (από 30 % (Κύπρος) μέχρι 39 % (Χίος) αν δεν ληφθούν αποτελεσματικά μέτρα προστασίας.

Ευχαριστίες

Θα θέλαμε να ευχαριστήσουμε την Μετα-διδακτορική ερευνήτρια του ΤΩΘΒΕ κα Ι. Μονιούδη και τους υποψήφιους διδάκτορες του ΤΩΘΒΕ κ.κ. Θ. Χάλαζα και Δ. Χατζηστρατή για τη βοήθεια τους στην ολοκλήρωση του παραδοτέου.

1 Εισαγωγή

Τις τελευταίες δεκαετίες, η παράκτια διάβρωση/πλημμύρα εξαιτίας ακραίων καιρικών φαινομένων έχει κλιμακούμενες επιπτώσεις στα φυσικά και ανθρωπογενή περιβάλλοντα, επηρεάζοντας τη παράκτια βιοποικιλότητα, προκαλώντας υλικές ζημιές σε υποδομές και περιουσιακά στοιχεία των οπισθοπαραλιών καθώς και ανθρώπινες απώλειες (UNFCCC, 2020·IPCC, 2023). Επίσης επηρεάζονται τα δίκτυα μεταφορών λόγω καταστροφών των υποδομών η/και προσωρινών καθυστερήσεων/διακοπών με μεγάλες οικονομικές ζημιές (Asariotis, 2021), γεγονός που μπορεί να έχει ιδιαίτερα αρνητικές συνέπειες στη ζωή/οικονομία των νησιωτικών περιοχών. Σε παγκόσμιο επίπεδο, προβλέπεται ότι τόσο ο κλιματικός κίνδυνος όσο και η έκθεση θα αυξηθούν (Vousdoukas et al, 2017; Almar et al, 2021).

Η κατάσταση κρίνεται ιδιαίτερα ανησυχητική για τις νησιωτικές περιοχές που χαρακτηρίζονται γενικά από μικρές παραλίες 'τσέπης' (rocket beaches) και περιορισμένες ιζηματοπαροχές από την ενδοχώρα (π.χ. Μονιουδι et al., 2017; 2023)). Η διάβρωση των νησιωτικών παραλιών θα έχει σημαντικότερες κοινωνικο-οικονομικές επιπτώσεις, αφού τόσο η Κυπριακή όσο και Ελληνική νησιωτική (και όχι μόνον) οικονομία βασίζεται εν πολλοίς στον 3S (Sea Sun Sand) τουρισμό καθιστώντας τις παραλίες σημαντικούς οικονομικούς πόρους.

Η αυξανόμενη διάβρωση (π.χ. Vousdoukas et al., 2020) που παρατηρείται διαφοροποιείται σε: (i) μακρόχρονη διάβρωση, δηλαδή μη αναστρέψιμη οπισθοχώρηση της ακτογραμμής, λόγω ανόδου της μέσης θαλάσσιας στάθμης (ΜΘΣ) ή/και αρνητικά παράκτια ιζηματικά ισοζύγια λόγω διαχειριστικών επεμβάσεων σε ανάντη ποταμούς (π.χ. Velegrakis et al., 2008; Giosan et al., 2014) που οδηγούν σε οπισθοχώρηση των παραλιών προς τη χέρσο ή/και σε ολική καταστροφή τους, και (ii) βραχυχρόνιες διαβρώσεις λόγω ακραίων κυματικών γεγονότων και μετεωρολογικών παλιρροιών (storm surges), που ενώ μπορούν να μην έχουν σαν απαραίτητο αποτέλεσμα μόνιμες οπισθοχωρήσεις της ακτογραμμής, είναι σε κάθε περίπτωση καταστροφικές (Seneviratne et al., 2012).

Ο σκοπός του Παραδοτέου ΠΕΕ 3.1.2 είναι η εκτίμηση του πλημμυρικού κινδύνου σε Κύπρο, Λέσβο και Χίο από τις Ακραίες Θαλάσσιες Στάθμες (ΑΘΣ) και η πιθανολογική εκτίμηση της διάβρωσης των παραλιών στα εν λόγω νησιά υπό την επίδραση της Κλιματικής Αλλαγής (ΚΑ).

Για το πρώτο στόχο, πραγματοποιήθηκε μια επισκόπηση των ερευνητικών προσεγγίσεων για την εκτίμηση του πλημμυρικού κινδύνου από τις ΑΘΣ στη Μεσόγειο, υπολογίστηκαν οι ΑΘΣ για κάθε παραλία για δυο κλιματικά σενάρια, δύο έτη αναφοράς (2050, 2100) και διάφορες περιόδους επαναφοράς και επιπλέον υπολογίστηκε η έκθεση στον κίνδυνο πλημμύρας με στατική μέθοδο βασισμένη σε GIS. Επιπρόσθετα, σε μια από τις πιλοτικές παραλίες του προγράμματος BEACHTECH έγινε δυναμική προσομοίωση πλημμύρας για σενάρια Κλιματικής Αλλαγής.

Για το δεύτερο στόχο αναπτύχθηκαν συστοιχίες μονοδιάστατων εγκάρσιων μορφοδυναμικών μοντέλων, για την εκτίμηση της παραλιακής διάβρωσης /

οπισθοχώρησης σε κλίμακα νήσου, κάτω από διαφορετικά σενάρια μακροχρόνιας και επεισοδιακής ανόδου της θαλάσσιας στάθμης και μεταβολών της κυματικής δράσης. Η προτεινόμενη μεθοδολογία εφαρμόστηκε για την εκτίμηση του εύρους της έκθεσης στη διάβρωση όλων των παραλιών των 3 υπό μελέτη νήσων. Κατόπιν οι προβλέψεις μεταφράστηκαν σε εκτιμήσεις για τη μείωση του μέγιστου ξηρού πλάτους των παραλιών συγκρίνοντας με τις σημερινές τιμές και εκτιμήθηκε η έκθεση στον κίνδυνο διάβρωσης για τις υποδομές των οπισθοπαραλιών σε μελλοντικά ακραίες θύελλες.

2 Πλημμυρικός κίνδυνος

2.1 Επισκόπηση εκτίμησης πλημμυρικού κινδύνου στη Μεσόγειο

Η παράκτια πλημμύρα και διάβρωση εξαρτώνται από την Ακραία Θαλάσσια Στάθμη (ΑΘΣ) η οποία είναι το αθροιστικό αποτέλεσμα της μελλοντικής μακροπρόθεσμης σχετικής ανόδου της Μέσης Θαλάσσιας Στάθμης (ΜΘΣ) λόγω του λιωσίματος των ηπειρωτικών πάγων (Jenrejeva et al., 2016), της αστρονομικής παλίρροιας και της επεισοδιακής ανύψωσης της στάθμης της θάλασσας σε θύελλα λόγω των κυματισμών και της μετεωρολογικής παλίρροιας (storm surge).

Οι Conte and Lionello, 2011 ανέλυσαν μεγάλες θετικές και αρνητικές μετεωρολογικές παλίρροιες κατά μήκος των ακτών της Μεσογείου σε ένα 7μελές σύνολο κλιματικών μοντέλων που καλύπτει την περίοδο 1951–2050 χρησιμοποιώντας ένα υδροδυναμικό μοντέλο ρηχών υδάτων (HYPSE, Hydrostatic Padua Sea Elevation model) με οδήγηση από μετεωρολογικά δεδομένα. Η αξιολόγηση του μοντέλου έγινε με τη σύγκριση hindcast δεδομένων με χρονοσειρές παλιρροιογράφων. Ο μέσος όρος των αποτελεσμάτων του μοντέλου έδειξε μια μέτρια αλλά σαφή και εκτεταμένη μείωση του πλάτους των μεγάλων κυμάτων καταιγίδας κατά μήκος της ακτής της Μεσογείου. Οι Marcos et al, 2011 διερεύνησαν τις αλλαγές στα κύμα καταιγίδων στη Μεσόγειο Θάλασσα και τις Ιβηρικές ακτές του Ατλαντικού κατά τη διάρκεια του 21ου αιώνα με βάση τα αποτελέσματα ενός αριθμητικού βαροτροπικού περιφερειακού μοντέλου για τρία διαφορετικά κλιματικά σενάρια (A2, A1B και B1) για την περίοδο 2000-2099. Τα αποτελέσματα για τον 21ο αιώνα φάνερωσαν ότι η συχνότητα εκδήλωσης των μετεωρολογικών παλιρροιών με περίοδο επαναφοράς 50 ετών προβλέπεται να μειωθεί έως και 50% και το μέγεθος έως και 8 cm. Συνολικά η ανάλυση έδειξε μια προοδευτική μείωση στα επίπεδα επιστροφής που δεν εξηγείται πλήρως από μια αρνητική τάση στη μέση στάθμη της θάλασσας λόγω ατμοσφαιρικής πίεσης και μια γραμμική εξάρτηση από το χειμερινό NAO. Σε παρόμοια αποτελέσματα που να δείχνουν την μελλοντική μείωση των μετεωρολογικών παλιρροιών για τη Μεσόγειο κατέληξαν και οι Androulidakis et al, 2015 οι οποίοι διερεύνησαν τις τάσεις των ακραίων καταιγίδων στη Μεσόγειο Θάλασσα για τη περίοδο 1950 – 2100 με το υψηλής ανάλυσης υδροδυναμικό μοντέλο MeCSM (Krestenitis et al., 2011). Υπολογίστηκε μια μετατόπιση προς τα βόρεια της θέσης των τροχιών καταιγίδας στην οποία αποδόθηκε η γενική πτωτική τάση στη συχνότητα εμφάνισης των καταιγίδων που υπολογίστηκε. Ωστόσο, βρέθηκε ότι τα μεγέθη των ακραίων υψομετρικών επιφανειών της θάλασσας

μπορεί να αυξηθούν σε αρκετές μεσογειακές υποπεριοχές, π.χ. Νότια Αδριατική, κατά τον 21ο αιώνα.

Οι προαναφερθείσες έρευνες παρόλα αυτά εστιάζουν μόνο στην μετεωρολογική παλίρροια μην περιλαμβάνοντας συνεκτικές προβολές για τις Ακραίες Θαλάσσιες Στάθμες κατά μήκος της ευρωπαϊκής ακτογραμμής. Επιπρόσθετα χαρακτηρίζονται από διαφορές στη χωρική κάλυψη, κλιματικά σενάρια και τη μεθοδολογία, εμποδίζοντας την εξαγωγή καθολικών συμπερασμάτων. Αυτό το κενό κάλυψε η έρευνα των Vousdoukas et al, 2017 συνδυάζοντας δυναμικές προσομοιώσεις όλων των κύριων στοιχείων της ΑΘΣ, λαμβάνοντας υπόψη τις πιο πρόσφατες προβλέψεις Αντιπροσωπευτικών Διαδρομών Συγκέντρωσης (Representative Concentration Pathways -RCP) αερίων του Θερμοκηπίου και παράγοντας προβλέψεις ΑΘΣ κατά μήκος της Ευρωπαϊκής ακτογραμμής υπό τα σενάρια RCP4.5 και RCP8.5. Ενώ οι προβλέψεις τους όσο αναφορά τη μετεωρολογική παλίρροια για τη Μεσόγειο συμφωνεί με τις προγενέστερες μελέτες εντούτοις δείχνουν μεγάλη αύξηση των ΑΘΣ κυρίως λόγω της σχετικής ανόδου της ΜΘΣ. Επιπρόσθετα οι Vousdoukas et al., 2018 επέκτειναν τη συγκεκριμένη προσέγγιση φτάνοντας σε μια βάση δεδομένων με τις προβλεπόμενες ΑΘΣ κατά μήκος της ακτογραμμής για ολόκληρο το πλανήτη. Ειδικότερα για τη Μεσόγειο βρέθηκε μεγάλη αύξηση στη συχνότητα εμφάνισης των ΑΘΣ που αντιστοιχούν σε 1-100 έτη ακραίο κλιματικό γεγονός συγκριτικά με τις τωρινές τιμές. Συνολικά μέχρι το 2100 αυτό ισχύει για τις περισσότερες ακτές σε όλο τον κόσμο, υπονοώντας πρωτοφανή επίπεδα κινδύνου πλημμύρας και αυξάνοντας την ανάγκη για λήψη έγκαιρων μέτρα προσαρμογής.

2.2 Πρόγνωση πλημμυρικού κινδύνου από τις Ακραίες Θαλάσσιες Στάθμες

2.2.1 Πρόβλεψη Ακραίων Θαλάσσιων Σταθμών (ΑΘΣ)

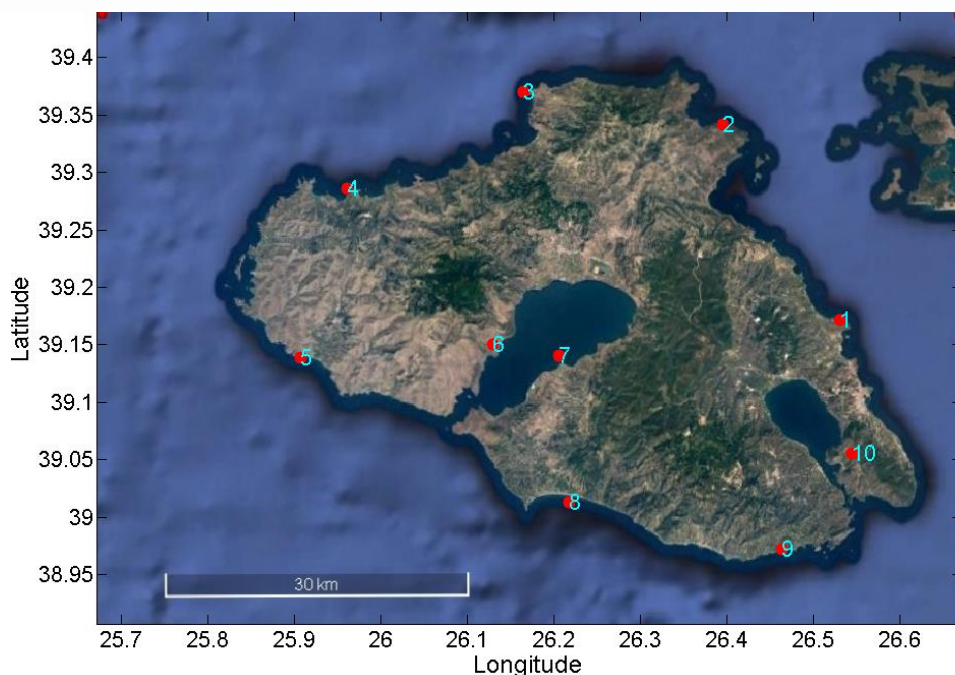
Οι προβλεπόμενες ΑΘΣ κατά μήκος των ακτογραμμών έχουν υπολογιστεί από τους Vousdoukas et al, 2018 για παγκόσμια κλίμακα με κλίμακα 25 km. Οι προβλέψεις αφορούν μελλοντικά ακραία γεγονότα θύελλας με διαφορετικές περιόδους επαναφοράς για τα έτη 2050 και 2100 και κάτω από δυο σενάρια Κλιματικής Αλλαγής, ένα μετριοπαθές (RCP4.5) και ένα απαισιόδοξο (RCP8.5). Οι προβλέψεις έχουν γίνει μέσω του αριθμητικού υδροδυναμικού μοντέλου Delft3D-Flow οδηγούμενο από τα πεδία ανέμου και ατμοσφαιρικής πίεσης που αντιστοιχούν στις κλιματικές συνθήκες των δυο προαναφερθέντων σεναρίων και τα οποία υπολογίστηκαν από συστοιχία 8 κλιματικών μοντέλων (Vousdoukas et al., 2017). Για την αξιολόγηση της απόδοσης του μοντέλου πραγματοποιήθηκε επανάλυση (re – analysis) για τη περίοδο 1980 – 2014 (baseline) με οδήγηση από πεδία ανέμου/ατμοσφαιρικής πίεσης εξαγμένα από τη βάση δεδομένων ERA – Interim. Οι προβλεπόμενες ΑΘΣ συγκρίθηκαν με χρονοσειρές θαλάσσιας στάθμης για την ίδια ιστορική περίοδο διαθέσιμες στο <http://webcritech.jrc.ec.europa.eu/SeaLevelsDb>.

Η ΑΘΣ υπολογίστηκε ως το άθροισμα της μελλοντικής μακροπρόθεσμης σχετικής ανόδου της ΜΘΣ λόγω του λωσίματος των ηπειρωτικών πάγων, της αστρονομικής παλίρροιας και της επεισοδιακής ανύψωσης της στάθμης της θάλασσας n_{ce} σε θύελλα. Η n_{ce} προκύπτει ως

το άθροισμα της μετεωρολογικής παλίρροιας (storm surge) και της κυματικής ανύψωσης (wave set up). Καθώς ο υπολογισμός της κυματικής ανύψωσης απαιτεί βυθομετρικά δεδομένα υψηλής ανάλυσης η οποία σε εφαρμογές παγκόσμιας κλίμακας καθίσταται αδύνατη, υπολογίστηκε προσεγγιστικά ως το 20% του σημαντικού ύψους κύματος.

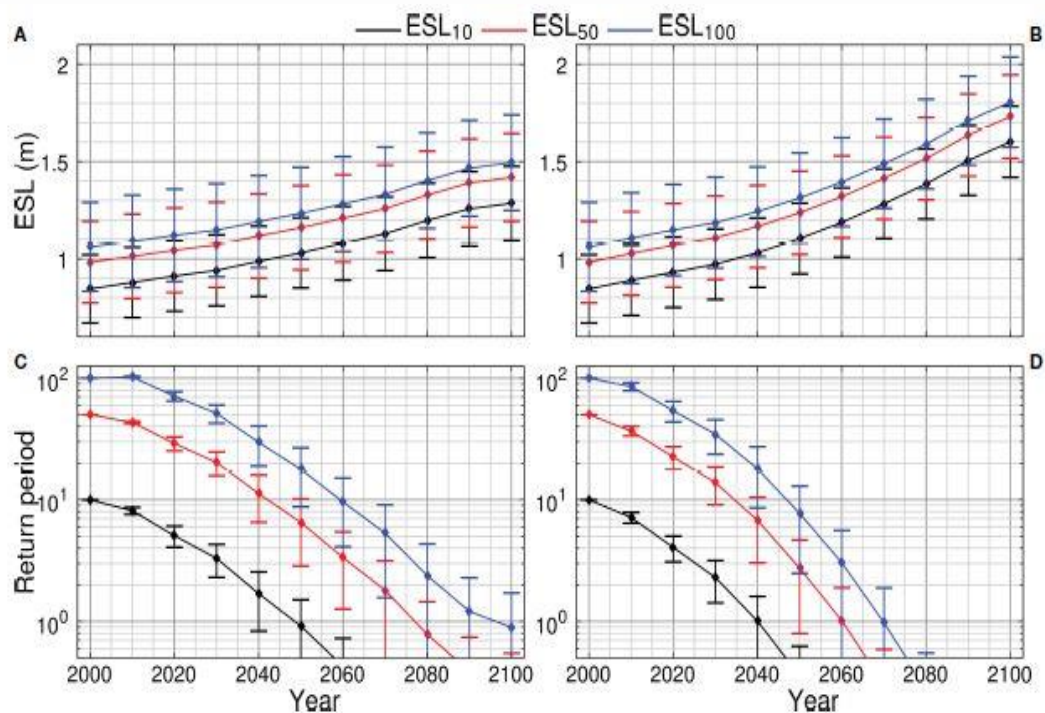
Παράλληλα, εκτός από τις ΑΘΣ, η απόκριση της παραλίας κατά τη διάρκεια των ακραίων γεγονότων ελέγχεται και από τα αντίστοιχα κύματα (Toimil et al., 2017). Επειδή για μια δεδομένη περίοδο επαναφοράς οι ΑΘΣ δεν συμπίπτουν απαραίτητα με τους ακραίους κυματισμούς ίδιας περιόδου επαναφοράς χρησιμοποιήθηκαν bivariate copula statistics (Li et al., 2018) προκειμένου να συνδεθούν πιθανολογικά οι ΑΘΣ με τους ακραίους κυματισμούς που είναι πιο πιθανό να συμπέσουν. Η συνολική στάθμη νερού συσχετίστηκε με το κυματικό ύψος και περίοδο με τον μη παραμετρικό συντελεστή συσχέτισης Spearman και στη συνέχεια τα ζεύγη τιμών που προέκυψαν προσαρμόστηκαν σε 7 διαφορετικούς τύπους κατανομών ώστε να διερευνηθεί ο βαθμός εξάρτησης. Για μια δεδομένη τιμή ΑΘΣ, υπολογίστηκε η πιθανότητα υπέρβασης στην οριακή κατανομή της συνολικής θαλάσσιας στάθμης. Η ανάλυση εξάρτησης copula, η οποία βασίστηκε στα δεδομένα της επανάλυσης των Vousdoukas et al., (2017) για τη περίοδο 1980 - 2014, επέτρεψε να ληφθεί για κάθε τιμή n_{ce} το αντίστοιχο πιο πιθανό σημαντικό ύψος κύματος (H_s), περίοδο (T) και κατεύθυνση κύματος (δε χρησιμοποιήθηκε καθώς έγιναν μονοδιάστατες προσομοιώσεις) τα οποία εισάχθηκαν στα αριθμητικά μορφοδυναμικά μοντέλα.

Τα δεδομένα ΑΘΣ αφορούν προβολές στην ακτογραμμή για κάθε 25 km (Εικόνα 1), ως εκ τούτου σε κάθε παραλία αποδόθηκαν οι τιμές του κοντινότερου σημείου ΑΘΣ μέσω γεωχωρικής ανάλυσης σε περιβάλλον GIS.



Εικόνα 1: Σημεία με προβλέψεις ακραίας θαλάσσιας στάθμης από το JRC για τη Λέσβο.

Γενικά, ενώ για τις προβλέψεις ΑΘΣ που αφορούν την ιστορική περίοδο (Baseline, 1980-2014) η επεισοδιακή ανύψωση φαίνεται να είναι ο πρωταρχικός παράγοντας, στις μελλοντικές προβλέψεις οι τιμές τόσο της μετεωρολογικής παλίρροιας όσο και των κυματισμών παρουσιάζουν πολύ μικρές διακυμάνσεις. Αντίθετα, οι αυξημένες τιμές των ΑΘΣ για το μέλλον φαίνεται να οφείλονται κατά κύριο λόγο στην ανοδική πορεία της σχετικής ανόδου της ΜΘΣ. Επιπρόσθετα, προβλέψεις μέσω της στατιστικής ανάλυσης ακραίων τιμών για τη Κύπρο δείχνουν ότι οι περίοδοι επαναφοράς των ΑΘΣ που αντιστοιχούν σε συγκεκριμένα εύρη θα μειωθούν σημαντικά στο μέλλον (Εικόνα 2). Για παράδειγμα, το ακραίο γεγονός θύελλας με περίοδο επαναφοράς 100 χρόνια για το baseline υπολογίζεται πως το 2050 θα συμβαίνει κάθε 9-27 έτη και 2.5 – 13 έτη υπό τα σενάρια RCP4.5 RCP8.5 αντίστοιχα.



Εικόνα 2: Εξέλιξη των ΑΘΣ (Α, Β) και των αντίστοιχων περιόδων επαναφοράς (C, D) συγκρίνοντας με τις αντίστοιχες τιμές του baseline για 10-, 50- και 100- έτη περίοδο επαναφοράς, υπό το RCP4.5 (Α, C) και RCP8.5 (Β, D). Οι προβλέψεις αφορούν όλες τις παραλίες, γεγονός που εξηγεί τη διασπορά στα αποτελέσματα (από Μονιουδί et al., 2023).

2.2.2 Πρόγνωση Πλημμυρικού Κίνδυνου ανά νησί

Για τις νήσους Κύπρο, Λέσβο, Χίο υπολογίστηκαν ο πλημμυρικός κίνδυνος για το σύνολο της ακτογραμμής όπως προκύπτει από τις ΑΘΣ κάτω από τα κλιματικά σενάρια RCP4.5 και RCP8.5. Η έκθεση στον κίνδυνο εκτιμήθηκε με GIS με την εφαρμογή της στατικής μεθόδου της ‘ προσέγγισης της μπανιέρας – bathtub approach’ (Kont et al, 2008, Seenath et al, 2016). Η συγκεκριμένη μέθοδος βασίζεται κυρίως στην παράκτια τοπογραφία και απαιτεί μόνο ένα DEM που αντιπροσωπεύει το ανάγλυφο της περιοχής ενδιαφέροντος. Οι περιοχές που είναι εκτεθειμένες στις πλημμύρες καθορίζονται μέσω μιας βασικής/ταχείας διαδικασίας που προσδιορίζει τις περιοχές που θα βρεθούν με χαμηλότερο υψόμετρο από αυτό των πλημμυρικών υδάτων. Χρησιμοποιήθηκε ένα ψηφιακό μοντέλο εδάφους σε ένα σχετικά πυκνό κάρναβο (25 m) στο οποίο υψομετρικές αποκλίσεις ξεπερνούν το 1 m

(RMSE = 2.9 m, <https://ec.europa.eu/eurostat/web/gisco/geodata/reference-data/elevation/eu-dem>). Έγινε σύγκριση των τιμών Ακράιας Θαλάσσιας Στάθμης (ΑΘΣ) για ακραίο γεγονός θύελλας (1-100 έτη περίοδο επαναφοράς) κατά μήκος της νησιωτικής ακτογραμμής του ΒΑ Αιγαίου με την παράκτια τοπογραφική ανύψωση ώστε να προκύψουν οι αντίστοιχοι πλημμυρικοί χάρτες.

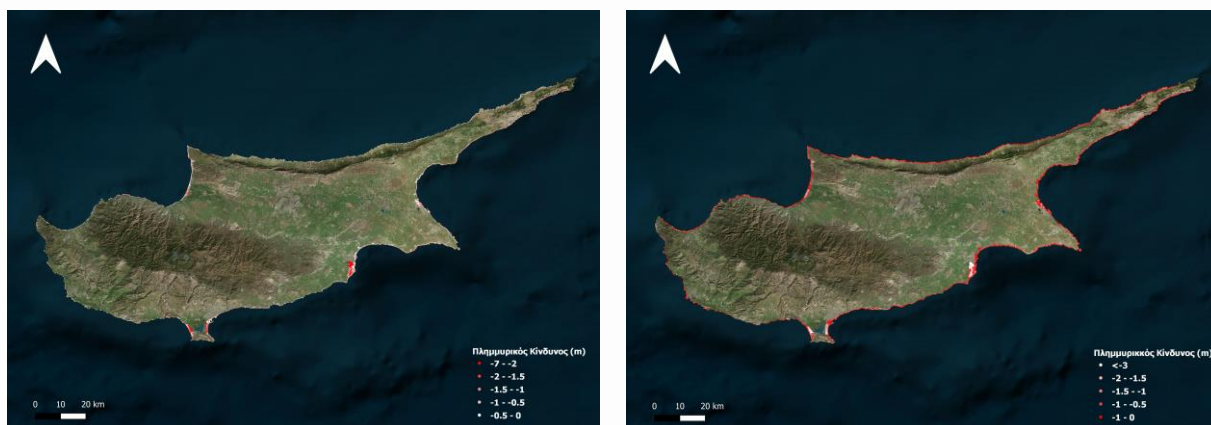
2.2.3 Κύπρος

Στη Κύπρο οι ΑΘΣ για το 1-100 γεγονός θύελλας κυμαίνονται μεταξύ 1-1.47 m για το 2050 κάτω από το RCP4.5 και 1.57 – 2.04 για το 2100 υπό το RCP8.5. Στον Πίνακα 1 δίνονται οι τιμές ΑΘΣ για τρεις περιόδους επαναφοράς (-10,-50,-100 έτη) καθώς και η σχετική άνοδος της ΜΘΣ (Relative Sea Level Rise - RLSR). Η συνιστώσα της επεισοδιακής ανύψωσης έχει τιμές μεταξύ 0.64 – 1.11 m και 0.64 – 1.08 παρουσιάζοντας αμελητέα διαφοροποίηση. Αντίθετα η ΜΘΣ προβλέπεται να αυξηθεί σημαντικά σε σχέση με την περίοδο baseline αφού ξεκινάει από 0.21-0.23 m για το 2050 κάτω από το RCP4.5 και καταλήγει έως 0.78 – 0.83 m για το 2100 υπό το RCP8.5. Καθώς στο χώρο της Μεσογείου η αστρονομική παλίρροια παρουσιάζει μικρά εύρη, η συμβολή της στις ΑΘΣ προβλέπεται να είναι μεταξύ 0.12 και 0.15 m. Οι υψηλότερες τιμές ΑΘΣ προβλέπονται στο τμήμα του νησιού που ξεκινά από τη πόλη της Λεμεσού και καλύπτει όλη τη δυτική πλευρά. Αντίστοιχα οι χαμηλότερες τιμές προβλέπονται στο βόρειο τμήμα (Μονιουδι et al, 2023) όπου τα κυματικά ύψη είναι μικρότερα καθώς το fetch είναι περιορισμένο από τις ακτές της Τουρκίας.

Πίνακας 1: Τιμές ΑΘΣ και σχετικής ανόδου της ΜΘΣ (RLSR) για τη Κύπρο για τα έτη 2050 και 2100.

	2050		2100	
	RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5
RSLR	0.21-0.23	0.27-0.29	0.47-0.52	0.78-0.83
ESL10	0.85-1.21	0.92-1.28	1.09-1.48	1.42-1.78
ESL50	0.94-1.38	1.02-1.45	1.19-1.64	1.52-1.95
ESL100	1 – 1.47	1.08-1.54	1.25-1.74	1.57-2.04

Όσον αφορά την έκθεση στο πλημμυρικό κίνδυνο (Εικόνα 3), φαίνεται ότι ήδη το 2050 υπό το RCP4.5 τμήματα της ακτογραμμής θα πλημμυρίσουν σε 1-100 γεγονός θύελλας, κυρίως στο έντονα τουριστικοποιημένο νότιο τμήμα όπου τα κυματικά ύψη είναι μεγαλύτερα (Εικόνα 3). Στο RCP8.5 πλέον το μεγαλύτερο κομμάτι της ακτογραμμής φαίνεται ότι θα κατακλυστεί έστω προσωρινά με δυνητικά ολέθριες συνέπειες στις υποδομές των οπισθοπαραλιών η πλειοψηφία των οποίων σχετίζεται με το τουρισμό.



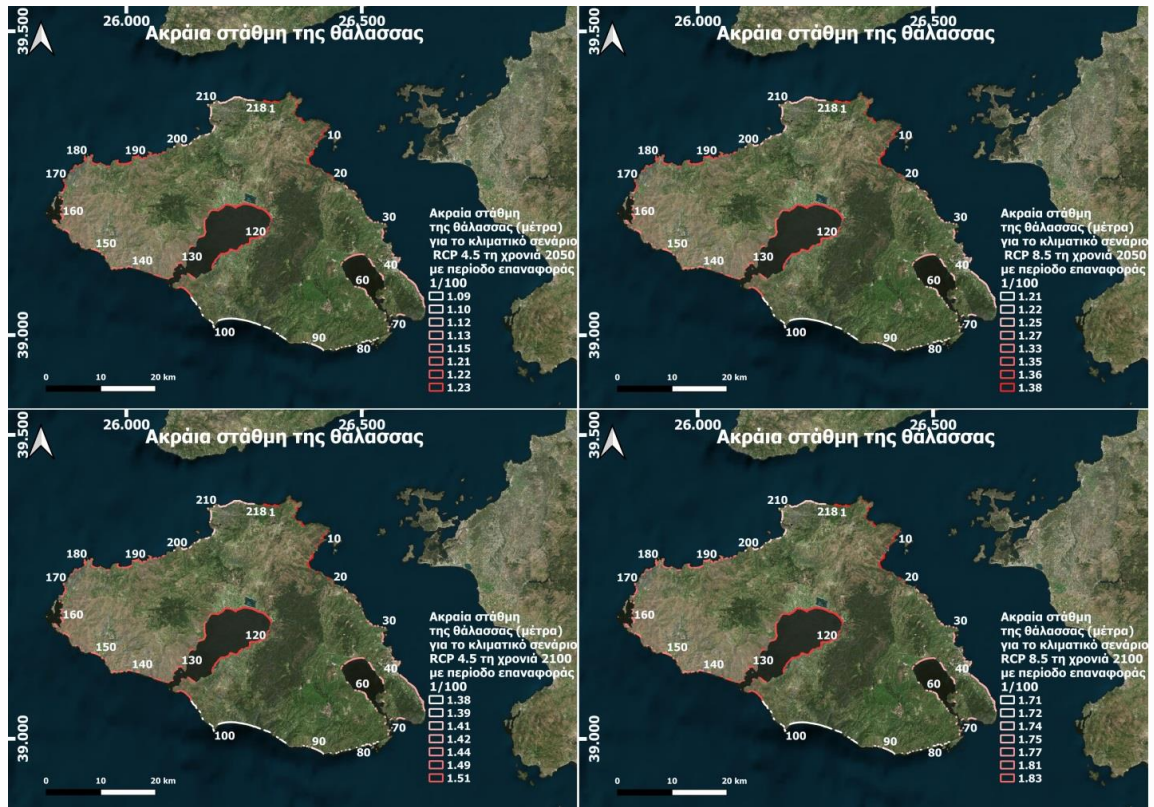
Εικόνα 3: Έκθεση στο πλημμυρικό κίνδυνο για τα σενάρια RCP4.5 (αριστερά) και RCP8.5 (δεξιά) για το 2050 στην Κύπρο. Τα κόκκινα χρώματα αντιστοιχούν σε μεγαλύτερη έκθεση.

2.2.4 Λέσβος

Στη Λέσβο οι ΑΘΣ κυμαίνονται μεταξύ 1.09-1.25 m για το 2050 κάτω από το RCP4.5 και 1.71 – 1.88 m για το 2100 υπό το RCP8.5. Στον Πίνακα 2 δίνονται οι τιμές ΑΘΣ -100 έτη περίοδο επαναφοράς καθώς και η σχετική άνοδος της ΜΘΣ (Relative Sea Level Rise - RLSR). Η συνιστώσα της μετεωρολογικής παλίρροιας έχει τιμές μεταξύ 0.4 m και 0.5 m παρουσιάζοντας πολύ μικρή διαφοροποίηση όπως άλλωστε και οι κυματισμοί. Αντίθετα η ΜΘΣ προβλέπεται να αυξηθεί σημαντικά σε σχέση με την περίοδο baseline αφού ξεκινάει από 0.1 m για το 2050 κάτω από το RCP4.5 και καταλήγει έως 0.8 m για το 2100 υπό το RCP8.5. Καθώς στο χώρο της Μεσογείου η αστρονομική παλίρροια παρουσιάζει μικρά εύρη, η συμβολή της στις ΑΘΣ προβλέπεται να είναι μεταξύ 0.05 και 0.1 m. Οι υψηλότερες τιμές ΑΘΣ προβλέπονται στο τμήμα του Νότιο και Δυτικό κομμάτι του νησιού. Αντίστοιχα οι χαμηλότερες τιμές προβλέπονται στο ανατολικό τμήμα όπου τα κυματικά ύψη είναι μικρότερα καθώς το fetch είναι ιδιαίτερα περιορισμένο από τις ακτές της Τουρκίας (Εικόνα 4).

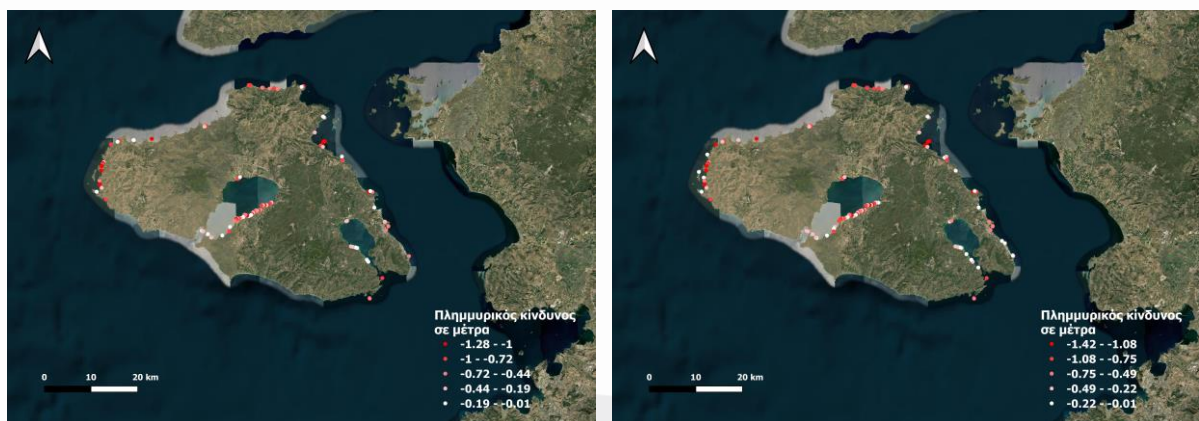
Πίνακας 2: Τιμές ΑΘΣ (ESL) και σχετικής ανόδου της ΜΘΣ (RLSR) για τη Λέσβο για τα έτη 2050 και 2100.

	2050		2100	
	RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5
RLSR	0.1	0.2	0.5	0.8
ESL100	1.09 – 1.25	1.21-1.38	1.38-1.54	1.71-1.88



Εικόνα 4: Κατανομή των ΑΘΣ κατά μήκος της ακτογραμμής της Λέσβου για 2050 (πάνω, RCP4.5 (α) , RCP8.5 (β)) και 2100 (κάτω, RCP4.5(γ), RCP8.5(δ)).

Όσον αφορά την έκθεση στο πλημμυρικό κίνδυνο, φαίνεται ότι ήδη το 2050 υπό το RCP4.5 τμήματα της ακτογραμμής θα πλημμυρίσουν σε 1-100 γεγονός θύελλας, κυρίως στο νότιο και δυτικό τμήμα όπου τα κυματικά ύψη είναι μεγαλύτερα καθώς και σε κάποια σημεία ανατολικά όπου σημειώνονται σχετικά χαμηλά υψόμετρα. Στις υπόλοιπες περιπτώσεις αυξάνεται το κομμάτι της ακτογραμμής που θα κατακλυστεί απειλώντας και τις κατοικίες και τουριστικές υποδομές στις οπισθοπαραλίες (Εικόνα 5).



Εικόνα 5: Εκτίμηση πλημμυρικού κινδύνου για το 2050 υπό RCP4.5 RCP8.5, στη Λέσβο.

2.2.5 Χίος

Στη Χίο οι ΑΘΣ κυμαίνονται μεταξύ 1.01-1.23 m για το 2050 κάτω από το RCP4.5 και 1.61 – 1.77 m για το 2100 υπό το RCP8.5. Στον Πίνακα 3 δίνονται οι τιμές ΑΘΣ -100 έτη περίοδο επαναφοράς καθώς και η σχετική άνοδος της ΜΘΣ (Relative Sea Level Rise - RLSR). Η συνιστώσα της μετεωρολογικής παλίρροιας έχει τιμές μεταξύ 0.4 m και 0.5

παρουσιάζοντας πολύ μικρή διαφοροποίηση όπως άλλωστε και οι κυματισμοί. Αντίθετα η ΜΘΣ προβλέπεται να αυξηθεί σημαντικά σε σχέση με την περίοδο baseline αφού ξεκινάει από 0.1 m για το 2050 κάτω από το RCP4.5 και καταλήγει έως 0.8 m για το 2100 υπό το RCP8.5. Καθώς στο χώρο της Μεσογείου η αστρονομική παλίρροια παρουσιάζει μικρά εύρη, η συμβολή της στις ΑΘΣ προβλέπεται να είναι μεταξύ 0.05 και 0.1 m. Οι υψηλότερες τιμές ΑΘΣ προβλέπονται στο Δυτικό και Νοτιοανατολικό κομμάτι του νησιού ενώ παρόμοια με τη Λέσβο οι χαμηλότερες τιμές προβλέπονται στο ανατολικό τμήμα όπου τα κυματικά ύψη είναι μικρότερα καθώς το fetch είναι ιδιαίτερα περιορισμένο από τις ακτές της Τουρκίας (Εικόνα 6).

Πίνακας 3: Τιμές ΑΘΣ (ESL) και σχετικής ανόδου της ΜΘΣ (RLSR) για τη Χίο για τα έτη 2050 και 2100.

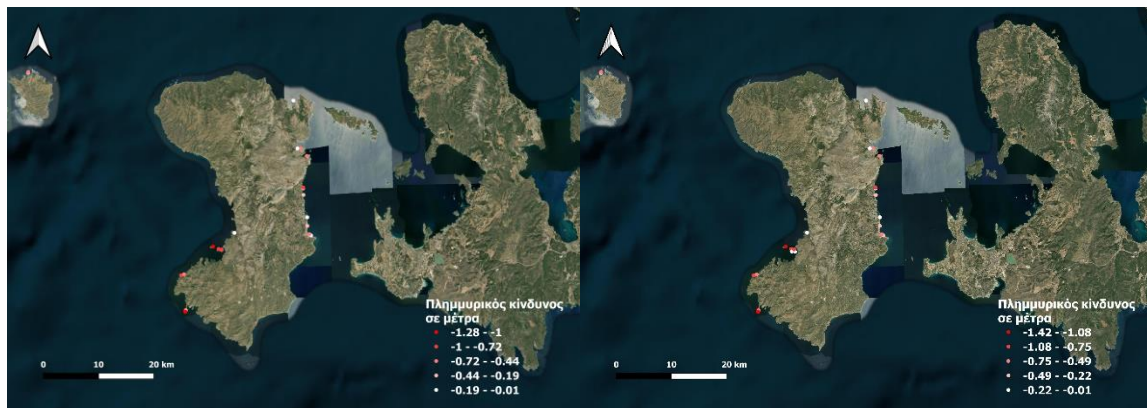
	2050		2100	
	RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5
RSLR	0.1	0.2	0.5	0.8
ESL100	1.01 – 1.17	1.12-1.29	1.29-1.46	1.61-1.77



Εικόνα 6: Κατανομή των ΑΘΣ κατά μήκος της ακτογραμμής της Χίου για 2050 (πάνω, RCP4.5 (α), RCP8.5 (β)) και 2100 (κάτω, RCP4.5(γ), RCP8.5(δ)).

Όσον αφορά την έκθεση στο πλημμυρικό κίνδυνο, πλημμυρίζουν λιγότερες περιοχές συγκριτικά με τη Λέσβο με μεγαλύτερες τιμές βάθους πλημμύρας να εμφανίζονται στα ΝΔ. Φαίνεται ότι ήδη το 2050 υπό το RCP4.5 τμήματα της ακτογραμμής θα πλημμυρίσουν σε 1-100 γεγονός θύελλας ενώ στις υπόλοιπες περιπτώσεις αυξάνεται το κομμάτι της

ακτογραμμής που θα κατακλυστεί απειλώντας και τις κατοικίες και τουριστικές υποδομές στις οπισθοπαραλίες (Εικόνα 7).



Εικόνα 7: Εκτίμηση πλημμυρικού κινδύνου για το 2050 υπό τα σενάρια RCP4.5 και 8.5, στη Χίο.

2.3 Δυναμική προσομοίωση πλημμύρας

2.3.1 Υδροδυναμικό μοντέλο LISFLOOD-FP

Τα υδροδυναμικά μοντέλα μπορούν να υπολογίσουν το πλημμυρικό εύρος και βάθος ακριβέστερα σε σχέση με τη στατική μέθοδο λόγω των απλουστεύσεων της τελευταίας (Vousdoukas et al., 2016) με τις επιδόσεις τους να αυξάνονται σημαντικά όταν η εισαγόμενη τοπογραφία είναι υψηλής ανάλυσης και ακρίβειας (Makris et al., 2023) επιτρέποντας την αξιολόγηση των κινδύνων πλημμύρας σε κρίσιμες υποδομές (Bove et al., 2020). Ταυτόχρονα όμως η αύξηση της χωρικής ανάλυσης συνεπάγεται και την αύξηση του υπολογιστικού κόστους το οποίο πρέπει να παίρνεται υπόψιν ειδικά σε μελέτες περιφερειακής/νησιωτικής κλίμακας. Με τον στόχο να δοθούν ακριβείς προβλέψεις της έκθεσης στον πλημμυρικό κίνδυνο σε τοπική κλίμακα εφαρμόστηκε το υδροδυναμικό μοντέλο LISFLOOD-FP (Bates and de Roo, 2000) στην πιλοτική παραλία της Κώμης στη Χίο.

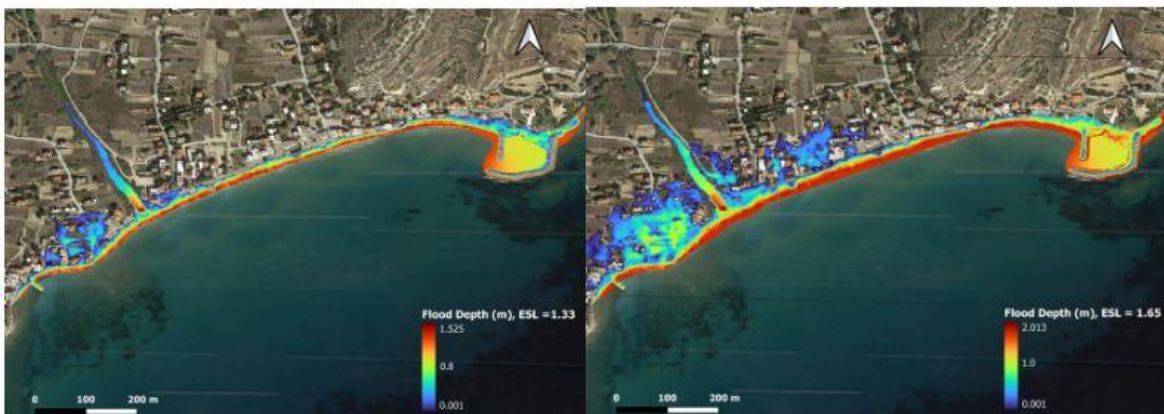
Συνοπτικά το LISFLOOD-FP εφαρμόζει την αρχή της συνέχειας στα ρευστά ώστε να υπολογιστεί το βάθος σε κάθε κελί του καννάβου ενώ η ροή του νερού διοχετεύεται κατά μήκος του εδάφους χρησιμοποιώντας έναν απλό αλγόριθμο αποθήκευσης που βασίζεται στη διαφορά της υδραυλικής κεφαλής μεταξύ γειτονικών κελιών (Bates et al., 2005). Σε κάθε κελί, το υπολογισμένο ύψος της υδάτινης επιφάνειας πάνω από το τοπογραφικό υπόμτρο καθώς και ο συντελεστής τριβής εδάφους Manning χρησιμοποιούνται ώστε να υπολογιστεί ο ρυθμός ροής. Η υδάτινη ροή περιγράφεται μέσω των εξισώσεων της αρχής διατήρησης της ορμής και της συνέχειας της μάζας.

2.3.2 Αποτελέσματα

Για την εξαγωγή της παράκτιας τοπογραφίας χρησιμοποιήθηκαν το ΄Ψηφιακό Μοντέλο Εδάφους του έργου LSO25΄ (LSO - Large Scale Orthophotos) του Ελληνικού Κτηματολογίου Chrisafinos and Kanvadas, 2016) με μέγεθος εικονοστοιχείου 2 m. Η υδροδυναμική οδήγηση του μοντέλου ήταν η ΑΘΣ για το γεγονός θύελλας με περίοδο επαναφοράς 100 ετών για το απαισιόδοξο κλιματικό σενάριο (RCP8.5) για τα έτη 2050, 2100 που για τη Κώμη είναι ίσες με 1.12 και 1.77 m. Τέλος υπολογίστηκε ο συντελεστής τριβής ολίσθησης

Manning ανάλογα με τις χρήσεις γης όπως αυτές αποτυπώνονται στο γεωχωρικό αρχείο Coastal Zone Land Use/Land Cover (LU/LC) της Ευρωπαϊκής υπηρεσίας Copernicus land.copernicus.eu/local/coastal-zones και υιοθετώντας την αντιστοίχιση χρήσεων γης και εδαφικής τριβής τους υπολογίζεται από τους Παραϊοαννου et al. (2018).

Η Κώμη είναι μια επιμήκης (1.2 km) παραλία (barrier beach) με μέγιστο ξηρό πλάτος 38 m. Στην οπισθοπαραλία βρίσκεται πληθώρα τουριστικών επιχειρήσεων και καταλυμάτων σε απόσταση ακόμη και μικρότερη των 10 m από την ακτογραμμή ενώ στο μεγαλύτερο μέρος παρεμβάλλεται και παράκτιος δρόμος ανάμεσα στην παραλία και τις υποδομές της οπισθοπαραλίας. Η παραλία χαρακτηρίζεται από χαμηλές κλίσεις με υψόμετρα στο παραλιακό χώρο και παράκτιο δρόμο που δε ξεπερνούν τα 1.5 m (κλίσεις περίπου 3 %). Επιπρόσθετα, τα υψόμετρα στο μεγαλύτερο τμήμα της οπισθοπαραλίας είναι ακόμη χαμηλότερα, φτάνοντας ακόμη και κάτω από 1 m τόσο στις αγροτικές εκτάσεις όσο και στην οικιστική περιοχή, αυξάνοντας έτσι την έκθεση στον πλημμυρικό κίνδυνο από την θάλασσα (Andreadis et al., 2021). Στο δυτικό κομμάτι της παραλίας εκβάλλει και ένα ρέμα ενώ στο ανατολικό άκρο υπάρχει αλιευτικό καταφύγιο που προστατεύεται από κυματοθραύστη/πρόβολο.



Εικόνα 8: Πλημμυρικό εύρος στη παραλία Κώμης το 2050 και 2100. Τα διαφορετικά χρώματα αντιστοιχούν στο εκτιμώμενο βάθος νερού που θα κατακλίσει την περιοχή.

Μεγάλο τμήμα της περιοχής προβλέπεται να πλημμυρίσει (Εικόνα 8) με μέγιστα πλημμυρικά εύρη 118 και 190 m για το 2050 και 2100 αντίστοιχα που σημαίνουν πιθανή 100 % κατάκλιση της παραλίας και απειλή τις (κινητές) τουριστικές παραλιακές υποδομές. Ήδη από το 2050 η πλημμύρα φαίνεται ότι θα εισχωρεί σημαντικά πλήττοντας τα κτίσματα πλησίον της ακτής κυρίως στα δυτικά του υδατορέματος στο ανατολικό άκρο (Εικόνα 8). Το 2100 το πλημμυρικό κύμα προβλέπεται να εισχωρήσει περισσότερο από 100 m και στα ανατολικά του υδατορέματος όπου υπάρχουν αρκετά υποδομές/περιουσιακά στοιχεία φτάνοντας και στις αγροτικές εκτάσεις πίσω από αυτά, ενώ θα πλημμυρίσει εντελώς το αλιευτικό καταφύγιο. Συνολικά, είναι φανερό πως στη Κώμη λόγω του χαμηλού αναγλύφου και των πολλών υποδομών/περιουσιακών στοιχείων στην οπισθοπαραλία υπάρχει υψηλός κίνδυνος τα πλημμυρικά φαινόμενα να προκαλέσουν σοβαρές ζημιές/απώλειες και ειδικά αν ληφθεί υπόψιν και ο αυξημένος κίνδυνος υπερχειλίσεως του υδατορέματος λόγω πιθανής ταυτόχρονης (σε ακραία φαινόμενα) ισχυρής χερσαίας βροχόπτωσης.

3 Συστοιχίες μοντέλων διάβρωσης

Για την πρόγνωση της απόκρισης της ακτογραμμής στις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης έχουν αναπτυχθεί μορφοδυναμικά μοντέλα ποικίλης πολυπλοκότητας. Τα μοντέλα οπισθοχώρησης της ακτογραμμής προσομοιώνουν μεταβολές στον χώρο και στον χρόνο και διαχωρίζονται σε δύο διαφορετικούς τύπους, αναλυτικά/παραμετρικά και αριθμητικά μοντέλα. Στα αναλυτικά/παραμετρικά μοντέλα η οπισθοχώρηση της ακτογραμμής προκύπτει από την επίλυση μιας ή συστήματος εξισώσεων χωρίς να λαμβάνονται υπ' όψη η εξέλιξη των υδροδυναμικών και ιζηματοδυναμικών διεργασιών. Στα αριθμητικά μοντέλα (μοντέλα διεργασίας-απόκρισης - process-response models) η προσομοίωση βασίζεται στην σύζευξη υδροδυναμικών και ιζηματοδυναμικών μοντέλων και σε κάθε χρονικό βήμα (ως το πέρας της επιθυμητής διάρκειας προσομοίωσης υπολογίζουν: (i) τις παραλιακές υδροδυναμικές συνθήκες με κύρια δεδομένα εισόδου την βαθυμετρία και τις κυματικές συνθήκες στην ανοικτή θάλασσα, (ii) την ιζηματομεταφορά από τους κυματισμούς και τα κυματογενή ρεύματα, και (iii) την μεταβολή της μορφολογίας-βαθυμετρίας).

Αναπτύχθηκαν 2 συστοιχίες μοντέλων: (α) συστοιχία κατάλληλη για μακροχρόνιες προβλέψεις που αποτελείται από τα παραμετρικά μοντέλα Bruun (Bruun 1962, Bruun 1983), Dean (Dean, 1991) και Edelman (Edelman, 1972) και (β) συστοιχία κατάλληλη για βραχυχρόνιες προβλέψεις που αποτελείται από τα αριθμητικά μοντέλα Leont'gen (Leont'gen, 1996), SBEACH (Larson and Kraus, 1989), Xbeach (Roelvink et al., 2009) και ένα μοντέλο που η υδροδυναμική του συνιστώσα βασίζεται στις εξισώσεις Boussinesq (Karambas and Koutitas, 2002).

Η τεχνική της συστοιχίας βασίζεται στο ότι τα μοντέλα έχουν διαφορετική ευαισθησία στις διάφορες παραμέτρους και η κοινή εφαρμογή τους θα δώσει 'ίσοροπημένες' προβλέψεις. Η προσέγγιση αυτή δίνει τη δυνατότητα για γρήγορη εκτίμηση της πιθανής παραλιακής οπισθοχώρησης κάτω από θαλάσσια διάβρωση/κατάκλιση, παρέχοντας εύρη (μέγιστα και ελάχιστα) της οριζόντιας εγκάρσιας οπισθοχώρησης, τα οποία μπορούν στη συνέχεια να συγκριθούν με τα καταγεγραμμένα μέγιστα ξηρά πλάτη των παραλιών (Allenbach et al., 2015 Monioudi et al., 2023). Η εφαρμογή συστοιχιών μορφοδυναμικών μοντέλων που περιγράφονται παρακάτω έχει ήδη αξιολογηθεί από τους Monioudi et al, 2017: τα αποτελέσματα των συστοιχιών έχουν δείξει καλή σύγκριση με εργαστηριακά δεδομένα από τη Γερμανική δεξαμενή κυματισμών του Ανόβερου (GWK flume; Hanover, Germany) (Vousdoukas et al., 2014). Είναι απαραίτητο να διευκρινιστεί ότι οι προσομοιώσεις όλων των μοντέλων έχουν γίνει σε στατική (stationary) κατάσταση, π.χ. οι κυματικές συνθήκες δίνονται σε σταθερές τιμές και όχι σε χρονοσειρές (παραδοχή ότι παραμένουν αμετάβλητες καθόλη τη διάρκεια του υπό προσομοίωση φαινομένου / γεγονότος).

Ο στόχος της προσέγγισης αυτής δεν είναι να αντικαταστήσει τις λεπτομερείς μελέτες, αλλά να 'οριοθετήσει' το εύρος των προβλεπόμενων παραλιακών οπισθοχωρήσεων για χρήση σε γενικευμένες εφαρμογές και για μεγάλης κλίμακας προβλέψεις.

Χρησιμοποιήθηκαν μονοδιάστατα μοντέλα καθώς είναι τα μόνα που μπορούν να χρησιμοποιηθούν για προβλέψεις μεγάλης χωρικής κλίμακας και έχουν σχετικά χαμηλές απαιτήσεις σε περιβαλλοντική πληροφορία. Τα αποτελέσματα των συστοιχιών (δηλ. οι μέσες προβλέψεις των συστοιχιών μοντέλων -model ensembles- για το ανώτατο και κατώτατο όριο της προβλεπόμενης οπισθοχώρησης για διαφορετικά σενάρια ανύψωσης της θαλάσσιας στάθμης) συγκρίθηκαν με τα μέγιστα πλάτη των παραλιών των 3 υπό μελέτη νήσων για να προσδιοριστεί η έκθεση στον κίνδυνο διάβρωσης.

3.1 Σύστοιχία αναλυτικών μοντέλων

Για την εκτίμηση του εύρους οπισθοχώρησης των παραλιών των 3 υπό μελέτη νήσων υπό την επίδραση της εκτιμώμενης σχετικής ανόδου της Μέσης Θαλάσσιας Στάθμης (ΜΘΣ) χρησιμοποιήθηκαν 3 αναλυτικά/παραμετρικά (Bruun, Edelman και Dean) εγκάρσια μονοδιάστατα μορφοδυναμικά μοντέλα, τα οποία περιγράφονται στη συνέχεια.

3.1.1 Το μοντέλο του Bruun

Το μοντέλο του Bruun αφορά το μακροπρόθεσμο ισοζύγιο των κινήσεων παραλιακών ιζημάτων και ακτογραμμής και υποθέτει ένα κοίλο σχήμα της παραλιακής διατομής. Η παραλιακή οπισθοχώρηση δίνεται από τη σχέση (Bruun, 1962· 1983· 1988):

$$s = \frac{l \cdot \alpha}{h + B} \quad [1]$$

όπου s η οπισθοχώρηση της ακτογραμμής, h το μέγιστο βάθος ανταλλαγής ιζήματος (βάθος κλεισίματος), l η οριζόντια απόσταση μέχρι το βάθος κλεισίματος, α η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης και B το ύψος του μετώπου της ακτής.

3.1.2 Το μοντέλο του Edelman

Ένα νεότερο μοντέλο που προτάθηκε για περισσότερο ρεαλιστικές παραλιακές διατομές και μεγαλύτερες και χρονικά ποικίλες (λόγω π.χ. ακραίων συμβάντων-μετεωρολογικών παλιρροιών (storm surges)) ανόδους της θαλάσσιας στάθμης είναι αυτό του Edelman (1972), σύμφωνα με το οποίο η παραλιακή διατομή διατηρεί την ίδια βασική μορφολογία κατά την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης, και ισχύει:

$$\frac{ds}{dt} = \frac{d\alpha}{dt} \left[\frac{w_b}{h_b + B(t)} \right] \quad [2]$$

όπου s η παραλιακή οπισθοχώρηση, α η άνοδος της στάθμης της θάλασσας, $B(t)$ το στιγμιαίο συνολικό ύψος της συνολικής διατομής πάνω από την τρέχουσα στάθμη και h_b και w_b το βάθος θραύσης και το πλάτος της ζώνης απόσβεσης (surf), αντίστοιχα. Αντικαθιστώντας και ολοκληρώνοντας προκύπτει:

$$s(t) = w_b * \ln \left[\frac{h_b + B_0}{h_b + B - \alpha(t)} \right] \quad [3]$$

όπου B_0 το αρχικό ύψος του έξαλου αναβαθμού (berm).

3.1.3 Το μοντέλο του Dean

Το μοντέλο του Dean (1991) επινοήθηκε για την πρόβλεψη της παραλιακής οπισθοχώρησης λόγω αυξημένης κυματικής ενέργειας και υποθέτει επίσης ένα κοίλο σχήμα της διατομής ισορροπίας. Η παραλιακή οπισθοχώρηση/διάβρωση δίνεται από την σχέση:

$$s = \frac{(\alpha + 0.068H_b) * w_b}{B + h_b} \quad [4]$$

όπου h_b το βάθος θραύσης, H_b το κυματικό ύψος στην θραύση και w_b το πλάτος της ζώνης απόσβεσης.

3.2 Συστοιχίες μοντέλων επεισοδιακής διάβρωσης

Για την εκτίμηση του εύρους οπισθοχώρησης των παραλιών των 7 υπό μελέτη νήσων υπό την επίδραση της εκτιμώμενης Ακραίας Θαλάσσιας Στάθμης (ΑΘΣ) χρησιμοποιήθηκαν 4 δυναμικά/αριθμητικά (Leont'gen, SBEACH, XBeach και Boussinesq) εγκάρσια μονοδιάστατα μορφοδυναμικά μοντέλα, τα οποία περιγράφονται στη συνέχεια.

3.2.1 Το μοντέλο Leont'gen

Το μορφοδυναμικό μοντέλο Leont'gen βασίζεται στην ενεργητική προσέγγιση (energetic approach) για την υδροδυναμική, σύμφωνα με την οποία οι εγκάρσιες διακυμάνσεις στη ροή της κυματικής ενέργειας, σε κάθε σημείο, ισούνται με την απώλεια ενέργειας λόγω θραύσης των κυματισμών. Η σχέση εξισορρόπησης της ενέργειας κάθετα στην ακτή δίνεται από (Battjes and Janssen, 1978):

$$\frac{\partial(E_w * c_g * \cos(\varphi))}{dx} = -D_e \quad [5]$$

όπου, φ η γωνία πρόσπτωσης των κυμάτων, E_w η κυματική ενέργεια για την οποία ισχύει $E_w = 1/8 * g H^2$, [6]

c_g η ταχύτητα ομάδας και D_e η απόσβεση της κυματικής ενέργειας.

Για την εκτίμηση της ιζηματομεταφοράς κάθετα στην ακτογραμμή ορίζονται δύο τύποι στερεομεταφοράς (i) εκείνη που παράγεται από τα κύματα/ρεύματα και (ii) εκείνη που παράγεται από τις διεργασίες λόγω της ροής στην αναρρίχηση. Η ιζηματομεταφορά υπολογίζεται ξεχωριστά για τις ζώνες διάθλασης, απόσβεσης και αναρρίχησης (Leont'gen, 1996). Ο ρυθμός ιζηματομεταφοράς q_w λόγω της αλληλεπίδρασης κυμάτων/ρευμάτων εκτιμάται σύμφωνα με:

$$q_R = c_1 * \rho * (2gR)^{(3/2)} * (\tan(b_e) * q - \tan(\beta)) \quad [7]$$

$$q_R = q_R * \left(\frac{1-x/x_m}{1-x_R/x_m} \right), x_R \leq x \leq x_m \quad [8]$$

όπου c_1 συντελεστής αναλογίας, και $\tan\beta_e$ η παραλιακή κλίση ισορροπίας (Bascom, 1964). Η εξέλιξη της παραλιακής διατομής εκτιμάται επιλύοντας την εξίσωση συνέχειας για τα ιζήματα με πεπερασμένες διαφορές.

3.2.2 Το μοντέλο SBEACH

Το μοντέλο SBEACH (Larson and Kraus, 1989) περιέχει μια λεπτομερή περιγραφή του κυματικού μετασχηματισμού και της ιζηματομεταφοράς στην παράκτια ζώνη. Η κατανομή του ύψους του κύματος υπολογίζεται από την θεωρία απειροστού ύψους (θεωρία Airy) μέχρι την κυματική θραύση, ενώ για την περιγραφή του κυματικού ύψους στην ζώνη απόσβεσης χρησιμοποιείται το μοντέλο του Dally. Η κύρια εξίσωση του μοντέλου στη γενική της μορφή είναι:

$$\frac{dE_F}{dx} = \frac{k_w}{h} * (E_F - E_{FS}) \quad [9]$$

όπου k_w : εμπειρικός συντελεστής κυματικής εξασθένησης, E_F : ροή της κυματικής ενέργειας και E_{FS} : σταθερή ροή κυματικής ενέργειας. Η εγκάρσια συνιστώσα x αυξάνεται θετικά από το σημείο θραύσης προς την ακτογραμμή.

Η ιζηματομεταφορά εξαρτάται από την παραλιακή κλίση και η μεταβολή του βάθους ελέγχεται από την βαθμίδα του ρυθμού ιζηματομεταφοράς, επιτρέποντας έτσι την προσομοίωση του σχηματισμού/εξέλιξης ύφαλων αναβαθμών στην περιοχή της κυματικής θραύσης. Για την ιζηματομεταφορά ισχύει:

$$q = K_s * \left(D_e - D_{eq} + \frac{\varepsilon}{K_s} * \left(\frac{dh}{dx} \right) \right), D_e > D_{eq} - \frac{\varepsilon}{K_s} * \left(\frac{dh}{dx} \right) \quad [10]$$

$$q = 0, D_e < D_{eq} - \frac{\varepsilon}{K_s} * \left(\frac{dh}{dx} \right) \quad [11]$$

όπου K_s είναι εμπειρικός συντελεστής του ρυθμού ιζηματομεταφοράς, D_e η ενέργεια διάχυσης, D_{eq} η ενέργεια διάχυσης σε ισορροπία και ε ο συντελεστής του ρυθμού μεταφοράς για τον εξαρτημένο από την παραλιακή κλίση όρο. Το μοντέλο SBEACH προσεγγίζει την εξίσωση διατήρησης του ιζήματος με πεπερασμένες διαφορές και διαφορικά κλιμακωτό χωρικό πλέγμα διακριτοποίησης, όπου ανεξάρτητη μεταβλητή είναι η απόσταση από την ακτή x και εξαρτημένη το βάθος h .

3.2.3 Το μοντέλο Xbeach

Το μοντέλο XBeach αναπτύχθηκε για να προβλέψει την απόκριση των παραλιών σε χρονικά ποικίλες συνθήκες καταιγίδων και τυφώνων (Roelvink et al. 2009· McCall et al. 2010· Vousdoukas et al., 2011). Η καινοτομία αυτού του μοντέλου εστιάζεται στην παρουσία ενός χρονικά εξαρτημένου αλγόριθμου της ισορροπίας της κυματικής δράσης (Roelvink et al., 2010):

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial c_x A}{\partial x} + \frac{\partial c_\theta A}{\partial \theta} = - \left(\frac{D_w}{\sigma} \right) \quad [12]$$

όπου A αναπαριστά τη κυματική δράση, θ είναι η γωνιά πρόσπτωσης των κυματισμών σε σχέση με τον άξονα x , D_w η διάχυση της κυματικής ενέργειας λόγω θραύσης και σ η εγγενής κυματική συχνότητα.

Η μεταφορά του ιζήματος προσομοιώνεται χρησιμοποιώντας μια ολοκληρωμένη ως προς το βάθος εξίσωση μεταγωγής/διάχυσης (Galappatti and Vreugdenhil 1985):

$$\frac{\partial hC}{\partial t} + \frac{\partial hCu_E}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial dx} \left[D_h h \frac{\partial C}{\partial x} \right] = \frac{h * C_{eq} - hC}{T_s} \quad [13]$$

όπου C αναπαριστά την μέση ως προς το βάθος συγκέντρωση του ιζήματος που ποικίλει με τη χρονική κλίμακα της κυματικής ομάδας, C_{eq} είναι η συγκέντρωση σε ισορροπία, u_E είναι η Eulerian ταχύτητα, D_h ο συντελεστής διάχυσης του ιζήματος και h το βάθος του νερού. Η παράσυρση του ιζήματος ελέγχεται από ένα 'χρόνο προσαρμογής' T_s .

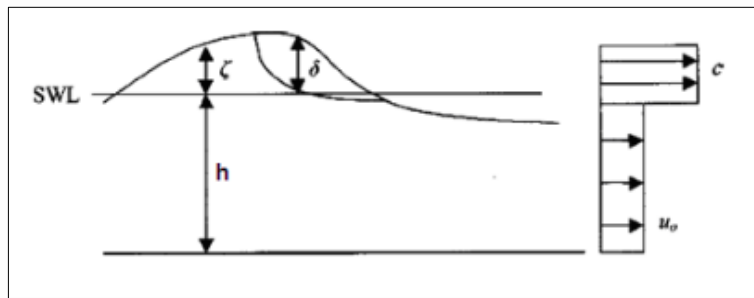
3.2.4 Το μοντέλο Boussinesq

Η μορφή των εξισώσεων Boussinesq δεν είναι συγκεκριμένη· στη σχετική βιβλιογραφία βρίσκονται διαφορετικές εκδοχές των εξισώσεων, οι οποίες συνιστούν το αποτέλεσμα μιας μακρόχρονης εξελικτικής διαδικασίας. Οι εξισώσεις Boussinesq προκύπτουν από την ολοκλήρωση των εξισώσεων ορμής του Euler στο βάθος ροής με την παραδοχή σχετικά μακρών κυματισμών. Οι εξαρτημένες μεταβλητές που υπεισέρχονται στις εξισώσεις αυτές είναι η ανύψωση της ελεύθερης επιφάνειας και η οριζόντια ταχύτητα του ρευστού, υπό μορφή μερικών παραγώγων διαφόρων τάξεων. Με τη χρήση των εξισώσεων αυτών είναι δυνατή η προσομοίωση της διάδοσης μη γραμμικών διασπειρόμενων κυματισμών στα ρηχά νερά και η περιγραφή των κυματικών φαινομένων (όπως ρήχωση, διάθλαση, περίθλαση, θραύση και αναρρίχηση) της παράκτιας ζώνης.

Οι Karambas et al., (2002) ανέπτυξαν ένα βελτιωμένο μορφοδυναμικό μοντέλο όπου (α) το κυματικό μοντέλο βασίζεται στις εξισώσεις διασπειρόμενων μη γραμμικών κυματισμών τύπου Boussinesq (Karambas and Koutitas, 2002, Vousdoukas et al., 2007), και (β) το

πεπλεγμένο ιζηματοδυναμικό μοντέλο υπολογίζει το φορτίο πυθμένα και της ροής λεπτού οριακού στρώματος (sheet flow transport) βασιζόμενο στις σχέσεις των Dibajnia et al., (2001), το φορτίο αιώρησης υιοθετώντας την ενεργητική προσέγγιση (Karambas and Koutitas, 2002) και τον ρυθμό στερεοπαροχής στη ζώνη αναρρίχησης με την βοήθεια μιας σχέσης τύπου Meyer-Peter και Muller (Butt et al., 2001; Larson et al., 2001).

Οι εξισώσεις Boussinesq που προτείνονται από τους Karambas and Koutitas (2002) αποτελούν εξισώσεις για θραυόμενους κυματισμούς και βασίζονται σε ένα χαρακτηριστικό της θραύσης, την παρουσία του επιφανειακού 'κυλίνδρου', δηλαδή ενός παθητικού όγκου που μεταφέρεται με την κυματική ταχύτητα (Εικόνα 9). Η διάχυση της κυματικής ενέργειας που προκαλείται από την θραύση των κυματισμών (δηλαδή από τον 'κύλινδρο') εισάγεται ως ένας όρος περίσσειας ορμής εξαιτίας της μη ομοιόμορφης κατανομής της ταχύτητας, σύμφωνα με τους Schaffer et al. (1993), χρησιμοποιώντας όμως, σε αντίθεση με αυτούς, εξισώσεις υψηλής τάξης (στη διασπορά και μη γραμμικότητα).



Εικόνα 9: Διατομή του θραυόμενου κύματος και κατακόρυφο προφίλ της οριζόντιας ταχύτητας (δ : το πάχος του επιφανειακού 'κυλίνδρου', ζ : η ανύψωση της θαλάσσιας στάθμης, h : η στάσιμη στάθμη του νερού, c : η κυματική ταχύτητα και u_0 : η οριζόντια ταχύτητα κάτω από τον 'κύλινδρο') (Karambas and Koutitas, 2002).

Η εξίσωση συνέχειας και οι εξισώσεις κίνησης στο κυματικό μοντέλο των Karambas and Koutitas (2002) γράφονται ως:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial(Ud)}{\partial x} = 0 \quad [14]$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + \frac{1}{d} * \left(\frac{\partial M_u}{\partial x} \right) - \frac{1}{d} * U * \left(\frac{\partial Ud}{\partial x} \right) + g * \left(\frac{\partial \zeta}{\partial x} \right) &= \frac{h^2 + 2h\zeta}{3} * \left(\frac{\partial^3 U}{\partial x^2 \partial t} \right) + h_x * d * \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x \partial t} \right) \\ + \left(\frac{h^2}{3} \right) * \left(\frac{U * \partial^3 U}{\partial x^3} - \left(\frac{\partial U}{\partial x} \right) * \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} \right) \right) &+ h \frac{\partial \zeta}{\partial x} * \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} \right) + h * h_x * U \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + h_x \frac{\partial \zeta}{\partial x} * \left(\frac{\partial U}{\partial t} \right) \\ - h \frac{\partial^2}{\partial x \partial t} \left(\delta \frac{\partial U}{\partial x} \right) + B_i * h^2 &\left(\frac{\partial^3 U}{\partial x^2 \partial t} + g \frac{\partial^3 \zeta}{\partial x^3} + \frac{\partial^2}{\partial x^2} \left(U \frac{\partial U}{\partial x} \right) \right) \end{aligned}$$

$$+2B_i * h * h_x * \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x \partial t} + g \frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} \right) - \frac{\tau_b}{d} + E_v \quad [15]$$

όπου, U είναι η ολοκληρωμένη ως προς το βάθος οριζόντια ταχύτητα, ζ η ανύψωση της θαλάσσιας στάθμης, h είναι η στάσιμη στάθμη του νερού, $d=h+\zeta$, τ_b η διατμητική τάση στον πυθμένα, E_v ο όρος του τυρβώδη συντελεστή ιξώδους, $Bi = 1/15$ και M_v είναι ο όρος επίδρασης της μη ομοιόμορφης κατανομής της ταχύτητας (Karambas and Koutitas, 2002)

Στη ζώνη αναρρίχησης το κύμα καταρρέει πάνω στο μέτωπο της παραλίας και δεν υπάρχουν επιφανειακοί 'κύλινδροι', επομένως ο μηχανισμός διάχυσης που χρησιμοποιείται στην ζώνη απόσβεσης, δεν μπορεί να εφαρμοστεί στην περιοχή αυτή. Αντί αυτού χρησιμοποιείται η έννοια του τυρβώδους ιξώδους για να προσομοιώσει την διάχυση λόγω τύρβης (το σημείο που

ξεκινάει η καθοδική κίνηση του νερού θεωρείται ως το εξωτερικό όριο της ζώνης διαβροχής). Το ύψος αναρρίχησης των θραυόμενων κυματισμών προσομοιώνεται χρησιμοποιώντας τις οριακές συνθήκες του 'ξηρού πυθμένα'.

Η αριθμητική λύση βασίζεται σε ένα υψηλής ακρίβειας αριθμητικό σχήμα το οποίο έχει αναπτυχθεί από τους Wei and Kirby (1995). Χρησιμοποίησαν ένα τέταρτης τάξης πρόβλεψης-διόρθωσης σχήμα για να διακριτοποιήσουν το χρόνο και τα πρώτης τάξης χωρικά παράγωγα σε τέταρτης τάξης ακρίβεια. Αυτή η διακριτοποίηση αυτόματα περιορίζει τους όρους σφάλματος οι οποίοι θα έχουν την ίδια μορφή με τους όρους διάχυσης, και πρέπει επομένως να διορθωθούν αν χρησιμοποιηθεί μικρότερης τάξης σχήμα.

Οι παρακάτω εξισώσεις μακρών κυμάτων χρησιμοποιούνται για το μοντέλο ροής σε πορώδες:

$$(1 + c_A) \frac{\partial h_p u_p}{\partial t} - c_A u_p \frac{\partial h_p}{\partial t} + \frac{1}{\lambda} \frac{g * \partial \left(\frac{1}{2} h_p^2 \right)}{\partial x} + \lambda g h_p (a_F * u_p + b_F * u_p) = - \left(\frac{q_i q_x}{\lambda} \right) \quad [16]$$

$$\frac{\partial h_p}{\partial t} + \left(\frac{1}{\lambda} \right) * \left(\frac{\partial h_p u_p}{\partial x} \right) = - \left(\frac{q_i}{\lambda} \right) \quad [17]$$

όπου, h_p είναι το πάχος τους στρώματος του νερού στο πορώδες μέσο, u_p είναι η μέση ως προς το βάθος ταχύτητα εισροής/εκροής σε αυτό το στρώμα, a_F , b_F είναι οι συντελεστές Forchheimer, c_A είναι ο συντελεστής για την προστιθέμενη μάζα ($c_A=0$), Cruz et al., 1997) και λ είναι το πορώδες.

Η στερεομεταφορά του φορτίου πυθμένα και της ροής λεπτού οριακού στρώματος (sheet flow transport) στη ζώνη απόσβεσης υπολογίζεται χρησιμοποιώντας τη βελτιωμένη σχέση των Dibajnia και Watanabe (Dibajnia and Watanabe, 1998, Dibajnia et al., 2001). Η σχέση αυτή έχει τη δυνατότητα να προβλέπει τις 'ασταθείς επιδράσεις' ('unsteady effects') που προκαλούνται εξαιτίας της χρονικής υστέρησης μεταξύ της ταχύτητας και της συγκέντρωσης σε αντίθεση με παλαιότερες σχέσεις (Bailard, 1981), οι οποίες αποδείχτηκε (Janssen and Ribberink, 1997) ότι δεν μπορούν να προβλέψουν σωστά την καθαρή

μεταφορά της άμμου εξαιτίας αυτών των 'επιδράσεων'. Η συνολική ολοκληρωμένη ως στον χρόνο στερεομεταφορά q_t υπολογίζεται ως:

$$q_t = \bar{q}_b + q_s \quad [18]$$

όπου, q_b είναι η στερεομεταφορά της ροής του λεπτού οριακού στρώματος (sheet flow transport) (η παύλα υποδηλώνει χρονικά μέση τιμή) και q_s το χρονικά μέσο αιωρούμενο φορτίο υπό συνθήκες θραυόμενων κυματισμών. Το φορτίο πυθμένα και σε αιώρηση πάνω από τα αμμοκυμάτια θεωρείται ως μέρος της ροής του οριακού στρώματος. Η σχέση των Dibajnia and Watanabe, για τον προσδιορισμό της στερεομεταφοράς q_b της ροής του λεπτού οριακού στρώματος (sheet flow transport), υπό τη δράση μη μονοχρωματικών κυματισμών, έχει ως εξής (Dibajnia et al., 2001):

$$\frac{q_s}{w_s d_{50}} = 0.0038 * \left(\frac{u_c * T_c * (\Omega_c + \dot{\Omega}_c) - u_t T_t * (\Omega_t + \dot{\Omega}_t)}{(T_c + T_t) * \sqrt{s_p g d_{50}}} \right) \quad [19]$$

όπου, d_{50} είναι η μέση διάμετρος των κόκκων, $s_p = (\rho_s - \rho) / \rho$ (ρ και ρ_s αποτελούν τις πυκνότητες του νερού και του ιζημάτος αντίστοιχα), w_s είναι η ταχύτητα καθίζησης, u_c και u_t είναι το εύρος των ισοδυνάμων μέσων τετραγωνικών ταχυτήτων στον πυθμένα της κορυφής και της κοιλάδας, με αντίστοιχες διάρκειες T_c και T_t .

Οι Karambas and Koutitas (2002) χρησιμοποίησαν μια πιο απλοποιημένη έκδοση των παραπάνω εξισώσεων των Dibajnia and Watanabe, πιο κατάλληλη για μονοχρωματικά κύματα. Σύμφωνα με τους Roelvink and Stive (1989) το αιωρούμενο φορτίο q_s το οποίο δημιουργείται από τη θραύση των κυματισμών τίθεται ίσο με (Karambas and Koutitas, 2002):

$$q_s = \frac{1}{\alpha_s} * \left(\frac{b \varepsilon_s^{-\lambda} D_e U_b}{w_s} \right) \quad [20]$$

όπου D_e (η παύλα υποδηλώνει χρονικά μέση τιμή) είναι η μέση κυματική ενέργεια διάχυσης λόγω θραύσης, ε_s είναι ο παράγοντας αποτελεσματικότητας της στερεομεταφοράς σε αιώρηση, $\varepsilon_s = 0.01$ και $\alpha_s = (1 - \lambda) * s_p * \rho * g$, όπου λ είναι το πορώδες του ιζημάτος και b = συντελεστής που συσχετίζει την τιμή κοντά στον πυθμένα με την μέση ως προς το βάθος ποσότητα D_e (Roelvink and Stive, 1989). Μια τυπική τιμή του b για την εσωτερική περιοχή της ζώνης απόσβεσης είναι 0.2. Η τιμή αυτή εφαρμόζεται από τους Karambas and Koutitas (2002). Η διάχυση D_e λόγω κυματικής θραύσης εκτιμάται άμεσα από τα αποτελέσματα του κυματικού μοντέλου (Karambas and Koutitas, 2002).

Ο αδιάστατος ρυθμός μεταφοράς Q_R για το φορτίο πυθμένα (στην ζώνη αναρρίχησης) θεωρείται ανάλογος με $\theta^{3/2}$ (όπου θ είναι η παράμετρος του Shields) και μπορεί να εκτιμηθεί από το ελαφρώς τροποποιημένο μοντέλο των Meyer-Peter και Müller (Larson et al., 2001, Nielsen, 2002):

$$Q_R = \frac{q_b(1-\lambda)}{\sqrt{((s_p-1)gd_{50}^3)}} = \frac{c_r}{1+\frac{\tan\beta}{\tan\varphi}} * \theta^{(3/2)} * \left(\frac{U}{|U|}\right) \quad [21]$$

όπου, q_b είναι ο ρυθμός στερεομεταφοράς, φ η γωνία εσωτερικής τριβής, $\tan\beta$ είναι η κλίση του πυθμένα λ το πορώδες, s_p το ειδικό βάρος των κόκκων, d_{50} η μέση διάμετρος κόκκων και U η κυματική ταχύτητα.

Οι μεταβολές της παραλιακής διατομής υπολογίζονται από την αριθμητική επίλυση της εξίσωσης διατήρησης της μάζας του ιζήματος:

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(q_t - \varepsilon_m * |(q_t)| * \left(\frac{\partial z_b}{\partial x} \right) \right) \quad [22]$$

όπου z_b είναι η ανύψωση του πυθμένα. Η τιμή του συντελεστή ε_m τίθεται ίση με 2.0. Ο όρος της διάχυσης αποτελεί έναν επιπρόσθετο όρο βαρύτητας ο οποίος αντανακλά την επίδραση της τοπικής κλίσης του πυθμένα στη μεταφορά του ιζήματος (Horikawa, 1988). Η στερεομεταφορά επηρεάζεται από την κλίση του πυθμένα καθώς η καθοδική κλίση (down-slope) μειώνει την αντίσταση ενώ η ανοδική (upslope) την αυξάνει. Η καθοδική μεταφορά λόγω βαρύτητας είναι ο πιο σημαντικός μηχανισμός που εμποδίζει την επ' αόριστο αύξηση του πυθμένα με αποτέλεσμα η παραλιακή διατομή να μπορεί να φτάσει σε μία κατάσταση δυναμικής ισορροπίας (Kim and Wang, 1997).

Τέλος, το μοντέλο αυτό είναι ικανό να αναπαράγει πρόσχωση και διάβρωση χωρίς να γίνεται χρήση κάποιου κριτηρίου που να διακρίνει τις κυματικές συνθήκες σε προσχωτικές ή διαβρωτικές, όπως συμβαίνει με άλλα μοντέλα (Larson, 1996; Leont'ev, 1996).

3.3 Οριακές συνθήκες – δεδομένα εισόδου μοντέλων

Για τη συστοιχία βραχυπρόθεσμης διάβρωσης τα απαιτούμενα δεδομένα εισόδου στα μορφοδυναμικά μοντέλα είναι το ιζηματολογικό μέγεθος, η κλίση του πυθμένα, η προβλεπόμενη επεισοδιακή άνοδος της στάθμης της θάλασσας προστιθέμενη στην προβλεπόμενη μελλοντική άνοδο της ΜΘΣ καθώς και το σημαντικό ύψος κύματος και περίοδο κύματος.

Λόγω της κλίμακας της εν λόγω μελέτης (νησιωτικής/περιφερειακής) για την εξαγωγή των απαιτούμενων παραμέτρων χρησιμοποιήθηκαν εύρη τιμών που να προσεγγίζουν τις πραγματικές συνθήκες. Το ιζηματολογικό μέγεθος έχει ήδη προσεγγιστεί για κάθε παραλία από εικόνες Google Earth και φωτογραφίες στο διαδίκτυο (Π3.3.1).

Όσον αφορά τις παράκτιες κλίσεις αρχικά απομονώθηκαν οι παράκτιες κλίσεις από την βάση δεδομένων των Athanasiou et al., 2019 η οποία περιέχει τιμές κλίσεις πυθμένα σε παγκόσμια κλίμακα που έχουν υπολογιστεί προσεγγιστικά με την χρήση του βάθους κλεισίματος (βλ. παρακάτω). Η σύγκριση με δεδομένα πεδίου παρόλα αυτά έδειξε ότι τουλάχιστον στις περιοχές μελέτης υπάρχουν μεγάλες αποκλίσεις και έτσι προτιμήθηκε εναλλακτική προσέγγιση η οποία υιοθετήθηκε στην εργασία των Monioudi et al., 2023 που

αφορά τη πρόβλεψη της παραλιακής διάβρωσης στις ακτές της Κύπρου. Καθώς έχει διαπιστωθεί αλληλεξάρτηση μεταξύ της κλίσης του πυθμένα και της κοκκομετρίας με παραλίες με χονδρόκοκκα ιζήματα να διακρίνονται από πιο απότομες κλίσεις πυθμένα (Reis and Gama, 2010), κλίση του πυθμένα για κάθε παραλία συσχετίστηκε με την παραλιακή κοκκομετρία σύμφωνα με την σχέση που προτείνεται από τους Bujan et al (2019). Έτσι εφαρμόστηκε ο παρακάτω συσχετισμός όπως φαίνεται στο Πίνακα 4:

Πίνακας 4: Συσχέτιση τιμών κοκκομετρίας και κλίσεων πυθμένα.

Είδος Ιζήματος	D ₅₀ ελάχιστο (mm)	D ₅₀ μέγιστο (mm)	Κλίση μέγιστη
Άμμος	0.2	0.5	0.034
Μεικτά	0.8	1	0.067
Χαλίκια/Κροκάλες	2	5	0.1

Όσον αφορά την υδροδυναμική οδήγηση των δυναμικών μοντέλων, οι ΑΘΣ που χρησιμοποιήθηκαν προήλθαν από την παγκόσμια βάση δεδομένων του Joint Research Center (JRC) η οποία περιέχει προβολές των ΑΘΣ στην ακτογραμμή κάθε 25 km για διάφορα κλιματικά σενάρια, διάφορες περιόδους επαναφοράς και για κάθε δεκαετία μέχρι το 2100. Η ΑΘΣ προκύπτει σε γεγονότα θύελλας και ισοδυναμεί με το αποτέλεσμα της επεισοδιακής ανύψωσης της στάθμης της θάλασσας n_{ce} προστιθέμενη στην ΜΘΣ και συνυπολογίζοντας την προβλεπόμενη άνοδο της ΜΘΣ λόγω του λιωσίματος των πάγων καθώς και την αστρονομική παλίρροια (ελάχιστη για το Αιγαίο πέλαγος). Η επεισοδιακή ανύψωση n_{ce} προκύπτει ως το άθροισμα της μετεωρολογικής παλίρροιας (storm surge) και της κυματικής ανύψωσης (wave set up). Η βάση δεδομένων περιγράφεται λεπτομερώς στην δημοσίευση των Vousdoukas et al., (2018).

Οι τιμές ΑΘΣ που εισάχθηκαν στα μοντέλα αφορούν γεγονότα θύελλας με περίοδο επαναφοράς $T_r = 100$ έτη για το μετριοπαθές και το απαισιόδοξο κλιματικό σενάριο (RCP4.5 και RCP8.5 αντίστοιχα) και για δυο χρονικά παράθυρα, το 2050 και το 2100. Οι τιμές της μετεωρολογικής παλίρροιας για το Αιγαίο είναι μεταξύ 0.4 και 0.5 m και για τη Κύπρο ενώ η εκτιμώμενη άνοδος της ΜΘΣ κυμαίνεται μεταξύ 0.1 (RCP4.5, 2050) και 0.8 m (RCP8.5, 2100) για το Αιγαίο και μεταξύ 0.21 και 0.83 αντίστοιχα για τη Κύπρο. Τα δεδομένα ΑΘΣ αφορούν προβολές στην ακτογραμμή για κάθε 25 km, ως εκ τούτου σε κάθε παραλία αποδόθηκαν οι τιμές του κοντινότερου σημείου ΑΘΣ.

Παράλληλα, εκτός από τις ΑΘΣ, η απόκριση της παραλίας κατά τη διάρκεια των ακραίων γεγονότων ελέγχεται και από τα αντίστοιχα κύματα (Toimil et al., 2017). Επειδή για μια δεδομένη περίοδο επαναφοράς οι ΑΘΣ δεν συμπίπτουν απαραίτητα με τους ακραίους κυματισμούς ίδιας περιόδου επαναφοράς χρησιμοποιήθηκαν bivariate copula statistics (Li et al, 2018) προκειμένου να συνδεθούν πιθανολογικά οι ΑΘΣ με τους ακραίους κυματισμούς που είναι πιο πιθανό να συμπίψουν. Η συνολική στάθμη νερού συσχετίστηκε με το κυματικό ύψος και περίοδο με τον μη παραμετρικό συντελεστή συσχέτισης Spearman και στη συνέχεια τα ζεύγη τιμών που προέκυψαν προσαρμόστηκαν σε 7 διαφορετικούς τύπους κατανομών ώστε να διερευνηθεί ο βαθμός εξάρτησης. Για μια δεδομένη τιμή ΑΘΣ, υπολογίστηκε η πιθανότητα υπέρβασης στην οριακή κατανομή της

συνολικής θαλάσσιας στάθμης. Η ανάλυση εξάρτησης *corula*, η οποία βασίστηκε στα δεδομένα της επανάλυσης των Vousdoukas et al (2017) για τη περίοδο 1980 - 2014, επέτρεψε να ληφθεί για κάθε τιμή n_{ce} το αντίστοιχο πιο πιθανό σημαντικό ύψος κύματος (H_s), περίοδο (T) τα οποία εισάχθηκαν στα αναλυτικά μορφοδυναμικά μοντέλα. Η μεθοδολογία περιγράφεται λεπτομερώς στην εργασία των Monioudi et al., 2023

Για τη συστοιχία των αναλυτικών μοντέλων, τα απαιτούμενα δεδομένα αφορούν την κλίση και κοκκομετρία που ο υπολογισμός τους περιγράφηκε παραπάνω, την άνοδο της ΜΘΣ καθώς και τις μέσες ετήσιες τιμές για το σημαντικό ύψος κύματος και την αντίστοιχη κυματική περίοδο. Επίσης, στο μοντέλο του Bruun εισάγεται το βάθος κλεισίματος (closure depth) το οποίο αντιπροσωπεύει το βάθος πέρα από το οποίο το δεν υπάρχει σημαντική μετακίνηση ιζήματος. Το βάθος κλεισίματος εξάχθηκε από την παγκόσμια βάση δεδομένων που περιγράφεται από τους Athanasiou et al (2019) όπου υπολογίστηκε παρόμοια με τους Nicholls et al, (1998) χρησιμοποιώντας τη σχέση του Hallermeier (1978):

$$d_c = 2.28 * H_{(e,t)} - 68.5 * \left(\frac{H_{(e,t)}^2}{g * T_{(e,t)}^2} \right) \quad [23]$$

όπου το $H_{e,t}$ ισοδυναμεί με το σημαντικό ύψος κύματος που έχει ξεπεραστεί όχι παραπάνω από 12 ώρες σε t έτη και $T_{e,t}$ η αντίστοιχη κυματική περίοδος. Η εξαγωγή των κυματικών παραμέτρων προήλθε από την παγκόσμια επανάλυση (reanalysis) για τη περίοδο 1980 – 2014 (Vousdoukas et al., 2107), θέτοντας άρα $t = 34$ έτη στην εξίσωση [23]).

4 Εκτίμηση κινδύνου διάβρωσης

Παρακάτω παρουσιάζονται και αναλύονται οι προβλέψεις διάβρωσης για τα διάφορα κλιματικά σενάρια ξεχωριστά για κάθε νησί. Οι προβλέψεις υποχώρησης της ακτογραμμής συγκρίνονται με τα μέγιστα ξηρά παραλιακά πλάτη όπως αυτά ανιχνεύθηκαν στις πιο πρόσφατες εικόνες GE (βλ. Παραδοτέο 3.3.1) και εξαιρώντας τις παραλίες που προστατεύονται από κυματοθραύστες.

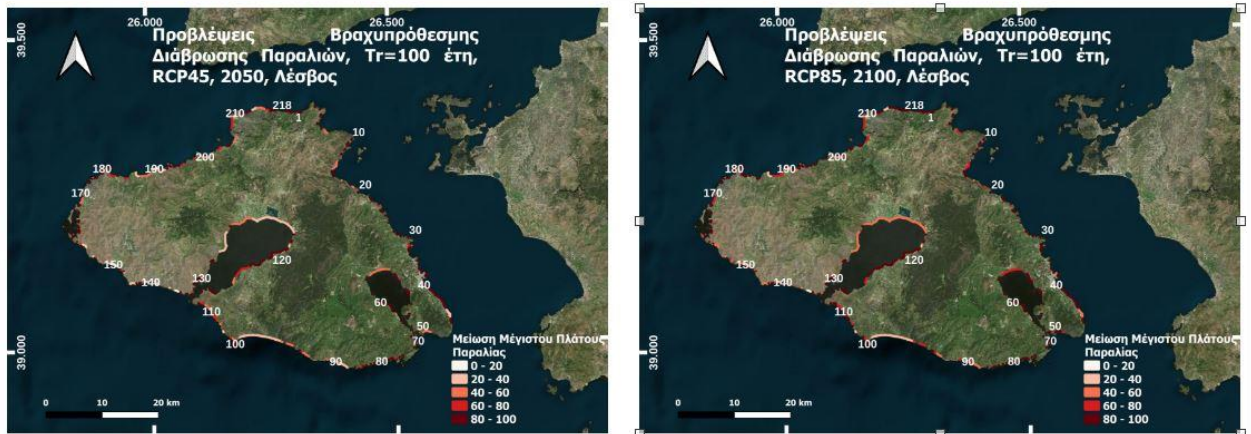
4.1 Λέσβος

Τα μορφοδυναμικά μοντέλα εφαρμόστηκαν συνολικά σε 218 παραλίες στο νησί, εκ των οποίων 104 έχουν μεικτή κοκκομετρία, 80 είναι αμμώδης και 34 αποτελούνται από χονδρόκοκκα ιζήματα.

4.1.1 Προβλέψεις διάβρωσης

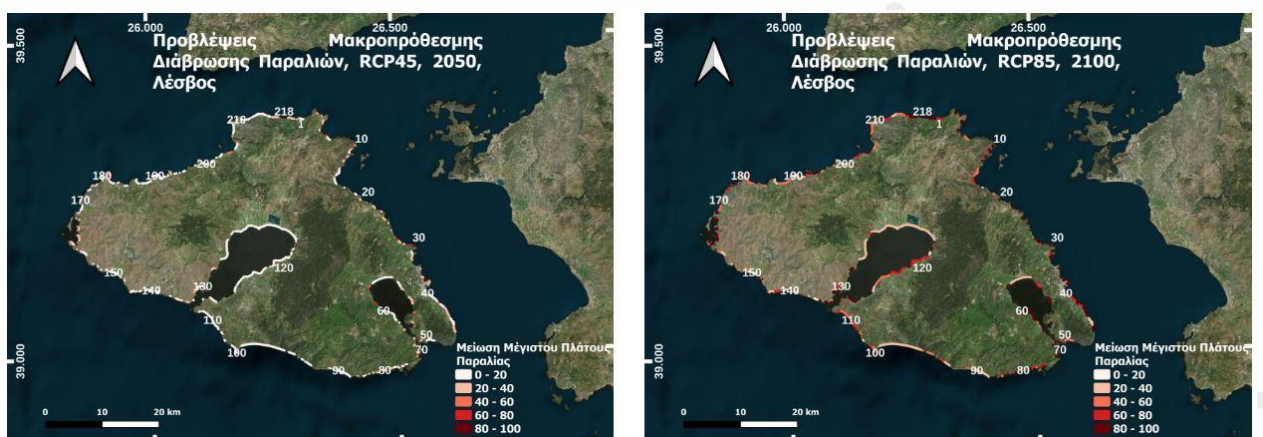
Όσον αφορά την απόκριση των ακτών σε μελλοντικά γεγονότα θύελλας (δυναμική συστοιχία), οι ελάχιστες και μέγιστες υποχωρήσεις που υπολογίστηκαν κυμαίνονται μεταξύ περίπου 10 και 28 μέτρων για το μετριοπαθές σενάριο για το 2050 και φτάνουν μέχρι 14 και 36 m αντίστοιχα για το απαισιόδοξο σενάριο για το 2100, με τις μέσες τιμές υποχώρησης να παρουσιάζουν ελαφρώς μικρότερη διακύμανση μεταξύ 18 και 25 m αντίστοιχα. Λαμβάνοντας υπόψιν το σχετικά χαμηλό μέγιστο ξηρό πλάτος των παραλιών της Λέσβου (21 m) αυτά τα αποτελέσματα μεταφράζονται στο ότι ακόμη και για το μετριοπαθές σενάριο για το 2050 σε περίπτωση θύελλας το 86 % των παραλιών του

νησιού θα υποχωρήσει τουλάχιστον 50 % σε σχέση με το τωρινό πλάτος, με το 53 % αυτών να προβλέπεται ότι έστω προσωρινά θα διαβρωθούν εντελώς. Τα ποσοστά της προσωρινής ολικής παραλιακής διάβρωσης αυξάνονται για τις υπόλοιπες περιπτώσεις φτάνοντας μέχρι το 71 % όλου του νησιού για το απαισιόδοξο σενάριο το 2100 όπου μόνο το 7 % των παραλιών φαίνεται ότι θα διατηρήσει πάνω από το 50 % του τωρινού πλάτους (Εικόνα 10).



Εικόνα 10: Προβλέψεις μείωσης μέγιστου πλάτους των παραλιών της Λέσβου για το 2050 (RCP4.5) και 2100 (RCP8.5) δυναμική συστοιχίας.

Σχετικά με την σταδιακή υποχώρηση των ακτογραμμών λόγω της ανόδου της ΜΣΘ οι ελάχιστες και μέγιστες υποχωρήσεις που υπολογίστηκαν κυμαίνονται μεταξύ περίπου 2 και 5.5 m για το μετριοπαθές σενάριο για το 2050 και φτάνουν μεταξύ 5 και 13.5 m αντίστοιχα για το απαισιόδοξο σενάριο για το 2100, με τις μέσες τιμές υποχώρησης να κυμαίνονται μεταξύ 3 και 15 m αντίστοιχα. Συγκρίνοντας τις προβλέψεις της συστοιχίας με τα μέγιστα ξηρά πλάτη για το μετριοπαθές σενάριο για το 2050 (άνοδος ΜΘΣ = 0.1 m) μόνο το 7 % των παραλιών του νησιού θα υποχωρήσει τουλάχιστον 50 % σε σχέση με το τωρινό πλάτος.



Εικόνα 11: Προβλέψεις μείωσης μέγιστου πλάτους των παραλιών της Λέσβου για το 2050 για το μετριοπαθές σενάριο και 2100 για το απαισιόδοξο σενάριο (αναλυτικά μοντέλα).

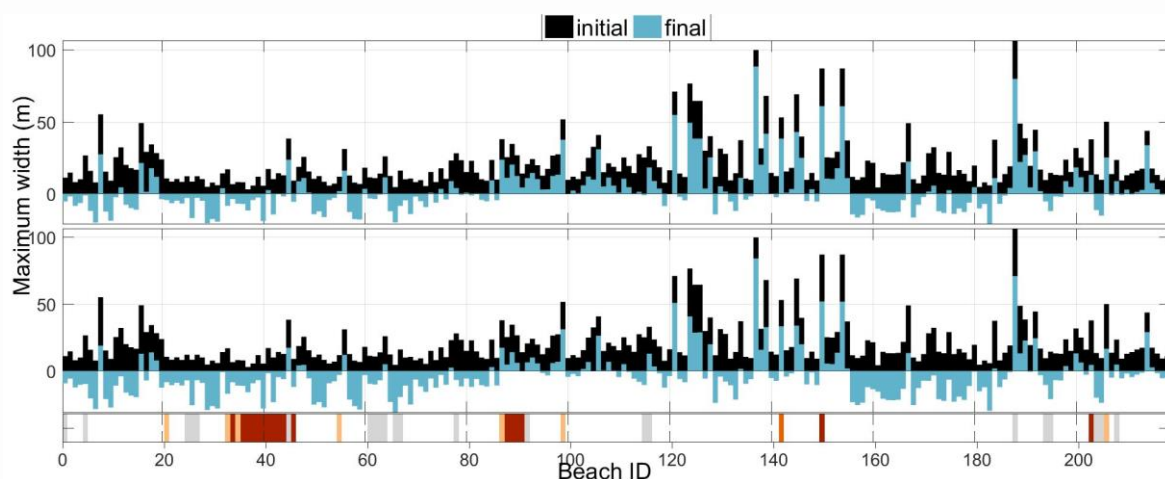
Παρόλα αυτά τα ποσοστά της μόνιμης παραλιακής διάβρωσης αυξάνονται για τις υπόλοιπες περιπτώσεις φτάνοντας μέχρι το 75 % όλου του νησιού για το απαισιόδοξο σενάριο (RCP8.5) το 2100 όπου το 39 % των παραλιών φαίνεται ότι θα εξαφανισθεί

εντελώς (Εικόνα 11). Τα αποτελέσματα για το σύνολο των παραλιών παρουσιάζονται στον Πίνακα 5.

Πίνακας 5: Προβλέψεις βραχυπρόθεσμης και μακροπρόθεσμης διάβρωσης και ποσοστά παραλιών της Λέσβου που θα χάσουν λιγότερο από 50%, περισσότερο από 50% και 100% συγκρινόμενες με το σημερινό μέγιστο πλάτος.

	Βραχυπρόθεσμη (Δυναμική συστοιχία)				Μακροπρόθεσμη (Αναλυτική συστοιχία)			
	RCP4.5, 2050	RCP8.5, 2050	RCP4.5, 2100	RCP8.5, 2100	RCP4.5, 2050	RCP8.5, 2050	RCP4.5, 2100	RCP8.5, 2100
mean	18.2	20.46	22.38	24.68	3.22	4.86	8.92	14.99
min	9.65	11.07	12.29	14.01	1.74	2.67	5.29	8.74
max	27.73	31.2	34.44	36.16	5.64	8.3	13.43	23.14
<=50%	15%	12%	10%	7%	93%	82%	52%	25%
50-100%	33%	29%	25%	22%	6%	13%	34%	36%
100%	53%	59%	65%	71%	1%	5%	14%	39%

Στη Λέσβο σε 60 από τις 218 παραλίες υπάρχουν υποδομές όπισθεν της παραλίας εκ των οποίων στις 45 από αυτές το συνολικό μήκος των υποδομών καλύπτει τουλάχιστον το 25 % του συνολικού μήκους της παραλίας. Επικεντρώνοντας την ανάλυση σε αυτές, ακόμη και για το μετριοπαθές σενάριο το 2050 σε περίπτωση ακραίας θύελλας 35 από αυτές θα χάσουν έστω προσωρινά τουλάχιστον το 50 % του σημερινού τους πλάτους με 26 από αυτές να προβλέπεται ότι θα κατακλυστούν ολοκληρωτικά (100 % του σημερινού πλάτους). Οι προγνώσεις δυσχεραίνουν για τα υπόλοιπα σενάρια με αποκορύφωμα το RCP8.5 σενάριο για το 2100 όπου μόνο 4 από τις 45 παραλίες θα διατηρήσουν τουλάχιστον το 50 % του σημερινού τους πλάτους. Στην Εικόνα 12 γίνονται εμφανείς οι δυνητικές επιπτώσεις από την διάβρωση λόγω επεισοδιακής πλημμυρικής κατάκλισης στις υποδομές των οπισθοπαραλιών.



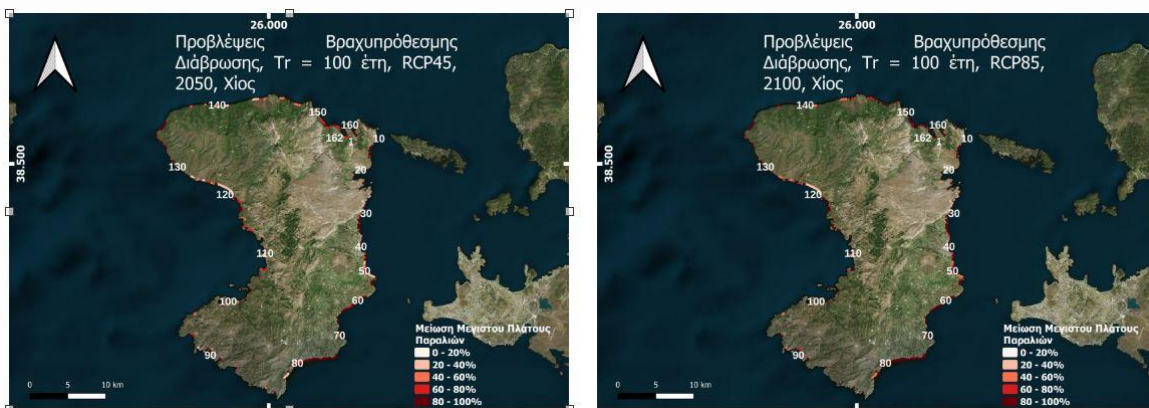
Εικόνα 12: Σύγκριση των σημερινών μέγιστων ξηρών πλατών των παραλιών της Λέσβου με αυτά που θα απομείνουν σύμφωνα με τα αποτελέσματα των συστοιχιών RCP4.5, 2050 (πάνω), RCP8.5, 2100 (κάτω). Το οριζόντιο διάγραμμα δείχνει τη πυκνότητα των υποδομών στις οπισθοπαραλίες, πιο σκούρα χρώματα αντιστοιχούν σε περισσότερες υποδομές.

4.2 Χίος

Τα μορφοδυναμικά μοντέλα εφαρμόστηκαν συνολικά σε 159 παραλίες στο νησί, εκ των οποίων η μεγάλη πλειοψηφία (111) έχουν μεικτή κοκκομετρία, 35 αποτελούνται από χονδρόκοκκα ιζήματα και μόλις 13 είναι αμμώδους συστάσεως.

4.2.1 Προβλέψεις διάβρωσης

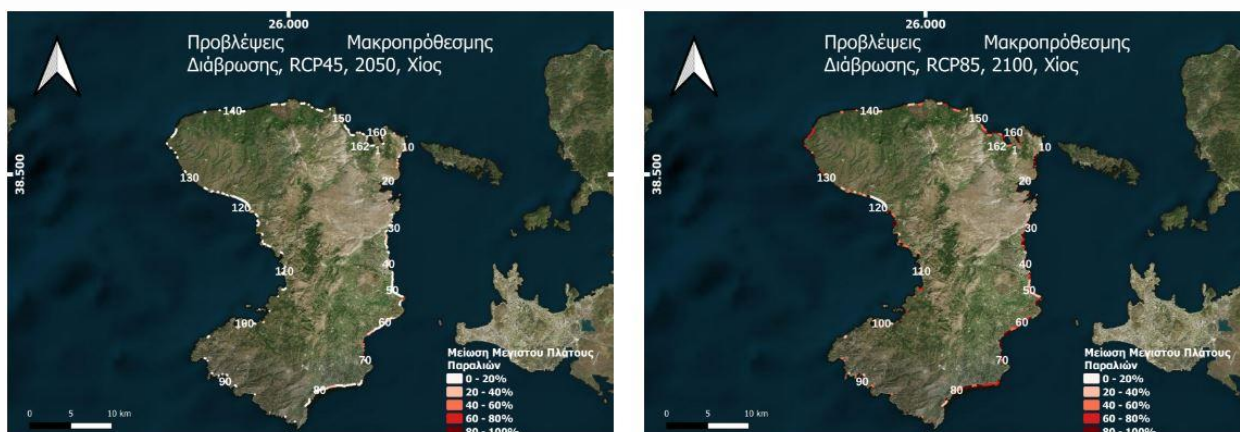
Όσον αφορά την απόκριση των ακτών σε μελλοντικά γεγονότα θύελλας (δυναμική συστοιχία), οι ελάχιστες και μέγιστες υποχωρήσεις που υπολογίστηκαν κυμαίνονται μεταξύ περίπου 10.5 και 28 m για το μετριοπαθές σενάριο (RCP4.5) για το 2050 και φτάνουν μέχρι 17 και 41.5 m αντίστοιχα για το απαισιόδοξο σενάριο (RCP8.5) για το 2100, με τις μέσες τιμές υποχώρησης να παρουσιάζουν ελαφρώς μικρότερη διακύμανση μεταξύ περίπου 15 και 23 m αντίστοιχα. Λαμβάνοντας υπόψιν το σχετικά χαμηλό μέγιστο ξηρό πλάτος των παραλιών της Χίου (17 m) αυτά τα αποτελέσματα μεταφράζονται στο ότι ακόμη και για το μετριοπαθές σενάριο για το 2050 σε περίπτωση θύελλας το 89 % των παραλιών του νησιού θα υποχωρήσει τουλάχιστον 50 % σε σχέση με το τωρινό πλάτος, με το 49 % αυτών να προβλέπεται ότι έστω προσωρινά θα διαβρωθούν εντελώς. Τα ποσοστά της προσωρινής ολικής παραλιακής διάβρωσης αυξάνονται για τις υπόλοιπες περιπτώσεις φτάνοντας μέχρι το 77 % όλου του νησιού για το απαισιόδοξο σενάριο το 2100 όπου μόνο το 3% των παραλιών φαίνεται ότι θα διατηρήσει πάνω από το 50% του τωρινού πλάτους (Εικόνα 13).



Εικόνα 13: Προβλέψεις μείωσης μέγιστου πλάτους των παραλιών της Χίου για το 2050 (RCP4.5) και 2100 (RCP8.5) (δυναμική συστοιχία).

Σχετικά με την σταδιακή μακροπρόθεσμη υποχώρηση των ακτογραμμών λόγω της ανόδου της ΜΣΘ (στατική συστοιχία) οι ελάχιστες και μέγιστες υποχωρήσεις που υπολογίστηκαν κυμαίνονται μεταξύ περίπου 1.7 και 5 m για το RCP4.5 το 2050 και φτάνουν μεταξύ 8.6 και 22.5 m αντίστοιχα για το RCP8.5 το 2100, με τις μέσες τιμές υποχώρησης να κυμαίνονται μεταξύ 2 και 11.6 m αντίστοιχα. Συγκρίνοντας τις προβλέψεις με τα μέγιστα ξηρά πλάτη για το RCP4.5 το 2050 (άνοδος ΜΘΣ = 0.1 m) μόνο το 3 % των παραλιών του νησιού θα υποχωρήσει τουλάχιστον 50 % σε σχέση με το τωρινό πλάτος. Παρόλα αυτά τα ποσοστά της μόνιμης παραλιακής διάβρωσης (> 50 %) αυξάνονται για τις υπόλοιπες περιπτώσεις φτάνοντας μέχρι το 77 % όλου του νησιού για το RCP8.5 το 2100 όπου το 33 % των

παραλιών φαίνεται ότι θα διαβρωθεί εντελώς (Εικόνα 14). Τα αποτελέσματα για το σύνολο των παραλιών παρουσιάζονται στον Πίνακα 6.

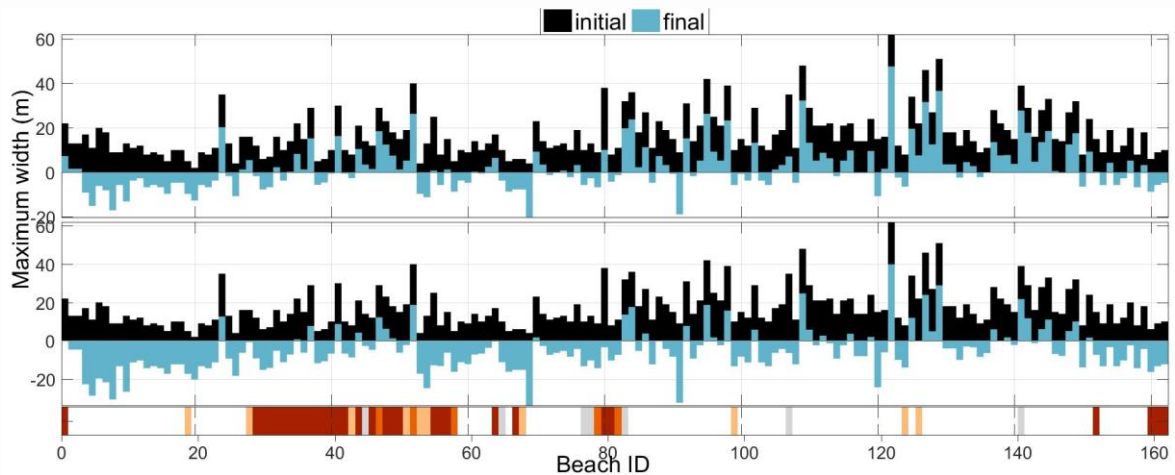


Εικόνα 14: Προβλέψεις μείωσης μέγιστου πλάτους των παραλιών της Χίου για το 2050 για το μετριοπαθές σενάριο και 2100 για το απαισιόδοξο σενάριο (συστοιχία αναλυτικών μοντέλων).

Πίνακας 6: Προβλέψεις βραχυπρόθεσμης και μακροπρόθεσμης διάβρωσης και ποσοστά παραλιών της Χίου που θα χάσουν λιγότερο από 50 %, περισσότερο από 50 % και 100 % συγκρινόμενες με το σημερινό μέγιστο πλάτος.

	Βραχυπρόθεσμη Διάβρωση				Μακροπρόθεσμη Διάβρωση			
	RCP4.5, 2050	RCP8.5, 2050	RCP4.5, 2100	RCP8.5, 2100	RCP4.5, 2050	RCP8.5, 2050	RCP4.5, 2100	RCP8.5, 2100
mean	14.83	16.28	18.43	22.65	2.37	3.7	6.92	11.65
min	10.55	11.68	13.44	16.77	1.67	2.6	5.27	8.67
max	27.9	30.57	34.37	41.49	4.9	7.3	13.4	22.4
<=50%	12%	10%	7%	3%	97%	88%	57%	23%
50-100%	40%	35%	30%	20%	2%	10%	31%	44%
100%	49%	56%	62%	77%	1%	2%	11%	33%

Στη Χίο σε 64 από τις 159 παραλίες υπάρχουν υποδομές οπίσθεν της παραλίας εκ των οποίων στις 49 από αυτές το συνολικό μήκος των υποδομών καλύπτει τουλάχιστον το 25 % του συνολικού μήκους της παραλίας. Επικεντρώνοντας την ανάλυση σε αυτές, ακόμη και για το μετριοπαθές σενάριο το 2050 σε περίπτωση ακραίας θύελλας 43 από αυτές θα χάσουν έστω προσωρινά λόγω της πλημμυρικής κατάκλισης τουλάχιστον το 50 % του σημερινού τους πλάτους με 25 από αυτές να προβλέπεται ότι θα κατακλυστούν ολοκληρωτικά (100 % του σημερινού πλάτους. Οι προγνώσεις δυσχεραίνουν για τα υπόλοιπα σενάρια με αποκορύφωμα το απαισιόδοξο σενάριο για το 2100 όπου μόνο 1 από τις 49 παραλίες θα διατηρήσουν τουλάχιστον το 50 % του σημερινού τους πλάτους. Στην Εικόνα 15 γίνονται εμφανείς οι δυνητικές επιπτώσεις από την διάβρωση λόγω επεισοδιακής πλημμυρικής κατάκλισης στις υποδομές των οπισθοπαραλιών.



Εικόνα 15: Σύγκριση των σημερινών μέγιστων ξηρών πλατών των παραλιών της Χίου με αυτά που θα απομείνουν σύμφωνα με τα αποτελέσματα των συστοιχιών. RCP4.5, 2050 (πάνω), RCP8.5, 2100 (κάτω). Το οριζόντιο διάγραμμα δείχνει τη πυκνότητα των υποδομών στις οπισθοπαραλίες, πιο σκούρα χρώματα αντιστοιχούν σε περισσότερες υποδομές.

4.3 Κύπρος

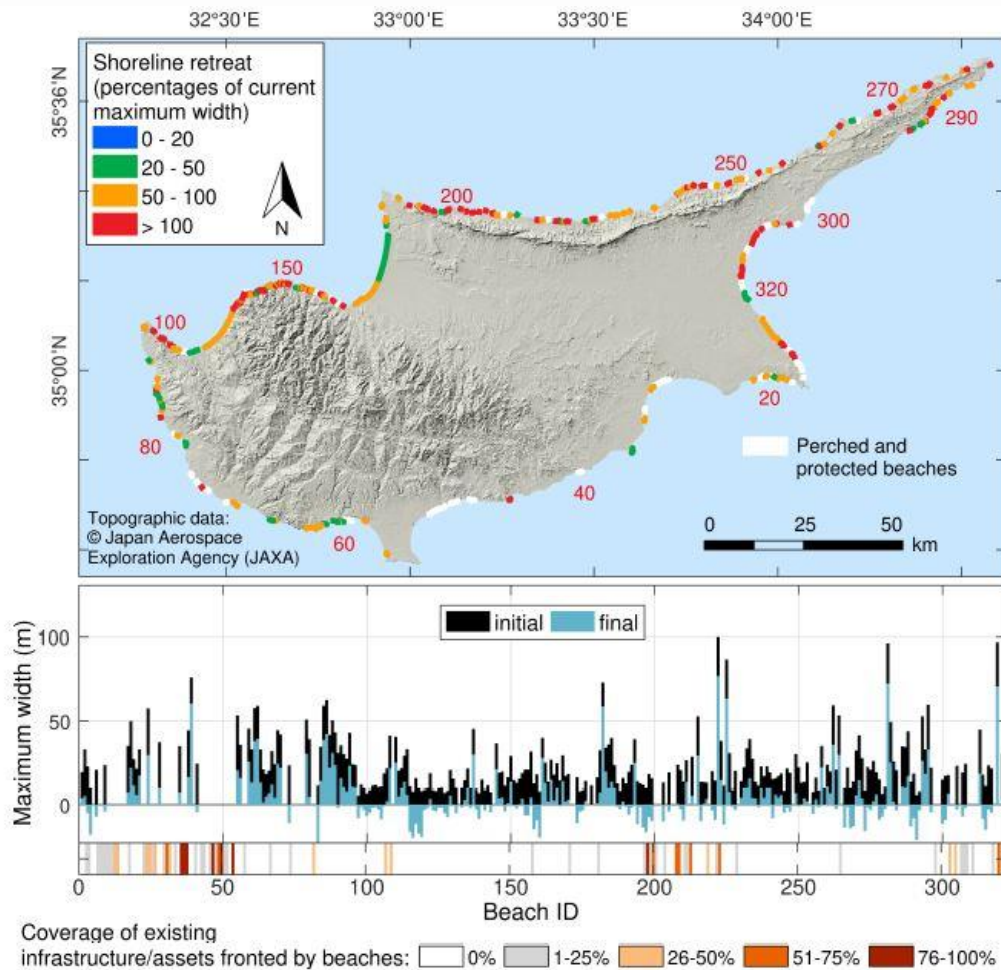
Τα μορφοδυναμικά μοντέλα εφαρμόστηκαν συνολικά σε 241 παραλίες στο νησί, εκ των οποίων η μεγάλη πλειοψηφία (82) είναι αμμώδους συστάσεως, 52 αποτελούνται είναι μικτής κοκκομετρίας και 19 χαρακτηρίζονται από χονδρόκοκκα ιζήματα. Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται αναλυτικά και στην επιστημονική δημοσίευση των Monioudi et al., 2023 που υλοποιήθηκε στο πλαίσιο του BEACHTECH.

4.3.1 Προβλέψεις διάβρωσης

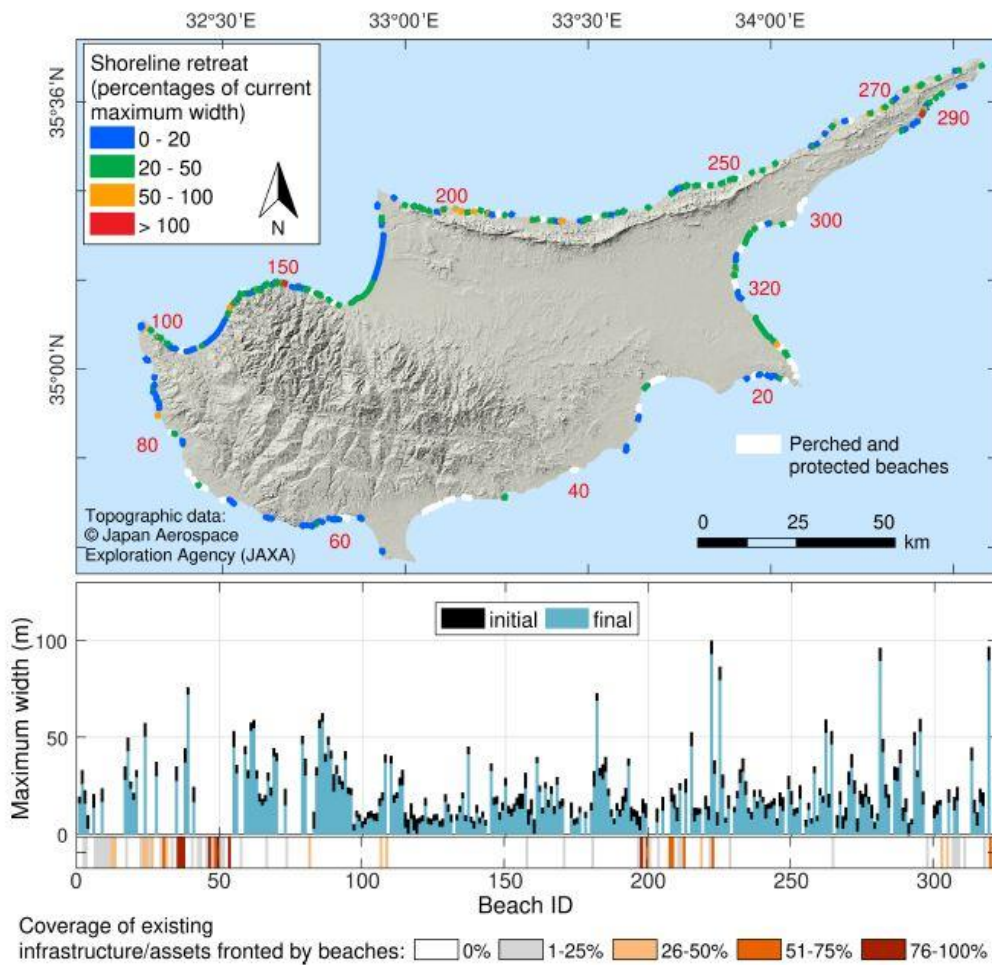
Όσον αφορά την απόκριση των ακτών σε μελλοντικά γεγονότα θύελλας (δυναμική συστοιχία), οι ελάχιστες και μέγιστες υποχωρήσεις που υπολογίστηκαν κυμαίνονται μεταξύ 10.4 και 36.7 m για το μετριοπαθές σενάριο (RCP4.5) για το 2050 και φτάνουν μέχρι 16.3 και 51 m αντίστοιχα για το απαισιόδοξο σενάριο (RCP8.5) για το 2100, με τις μέσες τιμές υποχώρησης να παρουσιάζουν ελαφρώς μικρότερη διακύμανση μεταξύ περίπου 20.9 και 30.5 m αντίστοιχα. Λαμβάνοντας υπόψιν το σχετικά χαμηλό μέγιστο ξηρό πλάτος των χωρίς προστασία παραλιών της Κύπρου (24.5 m) αυτά τα αποτελέσματα μεταφράζονται στο ότι ακόμη και για το μετριοπαθές σενάριο για το 2050 σε περίπτωση θύελλας το 87 % των παραλιών του νησιού θα υποχωρήσει τουλάχιστον 50 % σε σχέση με το τωρινό πλάτος, με το 49 % αυτών να προβλέπεται ότι έστω προσωρινά θα διαβρωθούν εντελώς. Τα ποσοστά της προσωρινής ολικής παραλιακής διάβρωσης αυξάνονται για τις υπόλοιπες περιπτώσεις φτάνοντας μέχρι το 72 % όλου του νησιού για το απαισιόδοξο σενάριο το 2100 όπου μόνο το 5% των παραλιών φαίνεται ότι θα διατηρήσει πάνω από το 50% του τωρινού πλάτους (Εικόνα 16).

Σχετικά με την σταδιακή μακροπρόθεσμη υποχώρηση των ακτογραμμών λόγω της ανόδου της ΜΣΘ (στατική συστοιχία) οι ελάχιστες και μέγιστες υποχωρήσεις που υπολογίστηκαν κυμαίνονται μεταξύ περίπου 2.8 και 9 m για το RCP4.5 το 2050 και φτάνουν μεταξύ 8.5 και 23.9 m αντίστοιχα για το RCP8.5 το 2100, με τις μέσες τιμές υποχώρησης να κυμαίνονται μεταξύ 5 και 15.4 m αντίστοιχα. Συγκρίνοντας τις προβλέψεις με τα μέγιστα ξηρά πλάτη

για το RCP4.5 το 2050 (άνοδος ΜΘΣ = 0.21-0.23 m) το 11.2 % των παραλιών του νησιού θα υποχωρήσει τουλάχιστον 50 % σε σχέση με το τωρινό πλάτος. Παρόλα αυτά τα ποσοστά της μόνιμης παραλιακής διάβρωσης (> 50 %) αυξάνονται για τις υπόλοιπες περιπτώσεις φτάνοντας μέχρι το 72.2 % όλου του νησιού για το RCP8.5 το 2100 όπου το 30 % των παραλιών φαίνεται ότι θα διαβρωθεί εντελώς (Εικόνα 17). Τα αποτελέσματα για το σύνολο των παραλιών παρουσιάζονται στον Πίνακα 7.



Εικόνα 16: Προβολή (RCP4.5) των επιπτώσεων των ΑΘΣ στις 241 μη προστατευμένες παραλίες για το 2050, ως μείωση (%) του σημερινού μέγιστου ξηρού πλάτους που προκύπτουν από τις προβλέψεις της δυναμικής συστοιχίας. Στο κάτω διάγραμμα, απεικονίζεται το αρχικό και τελικό πλάτος σύμφωνα με τις προβλέψεις της συστοιχίας. Αρνητικές τιμές αντιστοιχούν σε υποχώρηση μεγαλύτερη του σημερινού μέγιστου πλάτους. Το οριζόντιο διάγραμμα από κάτω δείχνει τη πυκνότητα των υποδομών στις οπισθοπαραλίες εκφρασμένη ως ποσοστό σε σχέση με το μήκος της παραλίας. Πιο σκούρα χρώματα αντιστοιχούν σε περισσότερες υποδομές (από Monioudi et al., 2023).



Εικόνα 17: Προβολή (RCP4.5) των επιπτώσεων της μακροπρόθεσμης Ανόδου της ΜΘΣ στις 241 μη προστατευμένες παραλίες για το 2050, ως μείωση (%) του σημερινού μέγιστου ξηρού πλάτους που προκύπτουν από τις προβλέψεις της στατικής συστοιχίας. Στο κάτω διάγραμμα, απεικονίζεται το αρχικό και τελικό πλάτος σύμφωνα με τις προβλέψεις της συστοιχίας. Αρνητικές τιμές αντιστοιχούν σε υποχώρηση μεγαλύτερη του σημερινού μέγιστου πλάτους. Το οριζόντιο διάγραμμα από κάτω δείχνει τη πυκνότητα των υποδομών στις οπισθοπαραλίες εκφρασμένη ως ποσοστό σε σχέση με το μήκος της παραλίας. Πιο σκούρα χρώματα αντιστοιχούν σε περισσότερες υποδομές (από Monioudi et al., 2023).

Πίνακας 7: Προβλέψεις βραχυπρόθεσμης και μακροπρόθεσμης διάβρωσης και ποσοστά παραλιών της Κύπρου που θα χάσουν λιγότερο από 50 %, περισσότερο από 50 % και 100 % συγκρινόμενες με το σημερινό μέγιστο πλάτος.

	Βραχυπρόθεσμη (Δυναμική συστοιχία)				Μακροπρόθεσμη (Αναλυτική συστοιχία)			
	RCP4.5, 2050	RCP8.5, 2050	RCP4.5, 2100	RCP8.5, 2100	RCP4.5, 2050	RCP8.5, 2050	RCP4.5, 2100	RCP8.5, 2100
mean	20.9	22.3	25.4	30.5	5.3	6.3	10	15,4
min	10.4	11.3	13	16.4	2.8	3.4	5.28	8.5
max	36.7	38.6	43.4	51	9	10.4	16.1	23.8
<=50%	19.9%	16.6%	11.6%	5.8%	88.8%	83.8%	53.1%	27.8%
50-100%	43.2%	40.7%	37.8%	26.6%	9.5%	14.1%	38.2%	42.2%
100%	36.9%	42.7%	50.6%	67.6%	1.7%	2.1%	8.7%	30%

Βιβλιογραφία

- Allenbach, K., Garonna, I., Herold, C., Monioudi, I., Giuliani, G., Lehmann, A. and Velegrakis, A. (2015) Black Sea beaches vulnerability to sea level rise. Special issue in Environmental Science and Policy, 46, 95-109. doi.org/10.1016/j.envsci.2014.07.014.
- Almar, R., Rasasinghe, R., Bergsma, EWI, Diaz, H., Melet, A., Papa, F., Vousdoukas M., Athanasiou, P., Dada, O., Almeida, P., Kestenare, E., 2021. A global analysis of extreme coastal water levels with implications for potential coastal overtopping. Nature Communications, 12, 3775 doi.org/10.1038/s41467-021-24008-9.
- Andreadis, O., Chatzipavlis, A., Hasiotis, T., Monioudi, I., Manoutsoglou, E., Velegrakis, A., 2021. Assessment of an adaptation to beach erosion in islands: An integrated approach. Mar. Sci Eng. 2021, 9, 859. doi.org/10.3390/jmse9080859.
- Androulidakis YS, Kombiadou KD, Makris CV, Baltikas VN, Krestenitis YN, 2015. Storm surges in the Mediterranean Sea: variability and trends under future climatic conditions. Dynamics of Atmosphere and Oceans 71, 56–82. doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2015.06.001.
- Asariotis, R., 2021. Climate change impacts on seaports: A growing threat to sustainable trade and development, UNCTAD Transport and Trade Facilitation Newsletter 90, Art. <https://unctad.org/news/climate-change-impacts-seaports-growing-threat-sustainable-trade-and-development>.
- Athanasiou P., van Dongeren, A., Giardino, A., Vousdoukas, M., Gaytan-Aguilar, S., Ranasinghe, R., 2019. Global Distribution of nearshore slopes with implications for coastal retreat. Earth. Syst. Sci. Data, 11, 1515 – 1529, doi.org/10.5194/essd-11-1515-2019.
- Bates, Paul D., De Roo, A.P.J., 2000. A simple raster-based model for flood inundation simulation. J. Hydrology 236, 54-77 doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00278-X.
- Bates, P., Dawson, R., Hall, J., Horritt, W., Nicholls, R., Wicks, J., Hassan, M., 2005. Simplified two-dimensional numerical modelling of coastal flooding and example applications. Coast. Eng. 52 (9), 793-810. doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.06.001.
- Bove, G., Becker, A., Sweeney, B., Vousdoukas, M., Kulp, S., 2020. A method for regional estimation of climate change exposure of coastal infrastructure: Case of USVI and the influence of digital elevation models on assessments. Science of the Total Environment 710 (2020) 136-162 doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.136162.
- Bruun, P., 1962, Sea level rise as a cause of shore erosion, Waterway, Harbors Division. ASCE 88:117-130.
- Bruun, P., 1983, Review of conditions for uses of the Bruun rule of erosion, Coastal Engineering 7(1): 77-89.
- Bujan, N., Cox, R., and Masselink, G. (2019). From fine sand to boulders: Examining the relationship between beach-face slope and sediment size. Mar. Geol. 417, 106012. doi: 10.1016/j.margeo.2019.106012.
- Butt, T., Russell, P., and Turner, I., 2001, The influence of swash infiltration-exfiltration on beach face sediment transport: onshore or offshore?, Coastal Engineering 42(1):35-52. doi.org/10.1016/S0378-3839(00)00046-6.

- Chrisafinos, D., Kavvadas, I., 2016. Quality assessment of the new backgrounds LSO25. Paper presented at the 14th National Conference on Cartography of the Greek Scientific Association of Cartography 'The Cartography in a changing world', Thessaloniki (in Greek).
- Conte D., Lionello P., 2013. Characteristics of large positive and negative surges in the Mediterranean Sea and their attenuation in future climate scenarios. *Global Planetary Change* 111,159–173. doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.09.006.
- Cruz, E. C., Isobe, M., Watanabe, A., 1997, Boussinesq equations for wave transformation on porous beds, *Coastal Engineering* 30:125– 156. doi.org/10.1016/S0378-3839(96)00039-7.
- Dean, R.G., 1991. Equilibrium beach profiles: characteristics and applications. *J. Coastal Research* 7(1), 53-84.
- Dibajnia, M., and Watanabe, A., 1998, Transport rate under irregular sheet flow conditions, *Coastal Engineering* 35(3):167-183. doi.org/10.1016/S0378-3839(98)00034-9.
- Dibajnia, M., Moriya, T., and Watanabe, A., 2001, A representative wave model for estimation of nearshore local transport rate, *Coastal Engineering* 43(1):1-38. doi.org/10.1142/S0578563401000256.
- Edelman, T., 1972, Dune erosion during storm conditions, in: *Proceedings of the 13th International Conference on Coastal Engineering ASCE*, pp. 1305-1312.
- Giosan, L., Constantinescu S., Day, J., 2014. Protect the world's deltas. *Nature* 516, 31-33. doi.org/10.1038/516031a.
- Horikawa, K., 1988, *Nearshore Dynamics and Coastal Processes*, University of Tokyo Press, Tokyo, Japan, pp. 522.
- IPCC, 2023. AR6 Synthesis Report: Climate Change 2023. <https://www.ipcc.ch/report/sixth-assessment-report-cycle/>.
- Jevrejeva, S., Jackson, L., Riva, R., Grinested, Moore, G., 2016. Coastal sea level rise with warming above 2° C. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 113, 13342-13347.
- Karambas, Th. V., 2002, Modeling of sea-level rise effects on cross-shore coastal erosion. *Journal of Marine Environmental Engineering*, 7, 15-24.
- Karambas, T. V., and Koutitas, C., 2002, Surf and swash zone morphology evolution induced by nonlinear waves, *Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering* 128(3):102-113. doi.org/10.1061/(ASCE)0733-950X(2002)128:3(102).
- Kim, T., and Wang, H., 1997, Numerical modeling of nearshore morphological changes under a current-wave field., in: *Proceedings of Int. Conf. on Coastal Engineering 1996*, ASCE, New York, pp. 3830–3845. doi.org/10.1061/9780784402429.296.
- Kont, Are, Jaagus, Jaak, Anuap, Raivo, Ratav, Urve, Rivis, Reimo, 2008. Implications of sea-level Rise for Estonia. *J. Coast. Res.* 24 (2), 423 – 431.
- Krestenitis, Y., Androulidakis, Y., Kontos, Georgakopoulos, G., 2011. Coastal inundation in the north eastern Mediterranean coastal zone due to storm surge events. *J. Coastal Conservation* 15 (3), 353-368.
- Larson, M., Kubota, S., and Erikson, L., 2001, A model of sediment transport and profile evolution in the swash zone. *Coastal Dynamics '01*, ASCE, Lund:908-917. doi.org/10.1061/40566(260)93.

- Leont'yev, I. O., 1996, Numerical modelling of beach erosion during storm event, *Coastal Engineering* 29(1-2):187-200. [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(96\)00029-4](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(96)00029-4).
- Makris, C., Mallios, Z., Androulidakis, Y., Krestenitis, Y., 2023. CoastFLOOD: A high resolution model for the simulation of coastal inundation due to storm surges. *Hydrology* 2023, 10, 103. www.mdpi.com/2306-5338/10/5/103.
- Marcos M, Jordà G, Gomis D, Pérez B, 2011. Changes in storm surges in southern Europe from a regional model under climate change scenarios. *Global Planetary Change* 77, 116–128. doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.04.002.
- McCall, R. T., Van Thiel de Vries, J. S. M., Plant, N. G., Van Dongeren, A. R., Roelvink, J. A., Thompson, D. M., and Reniers, A. J. H. M., 2010, Two-dimensional time dependent hurricane overwash and erosion modeling at Santa Rosa Island, *Coastal Engineering* 57(7):668-683. doi.org/10.1016/j.coastaleng.2010.02.006.
- Monioudi, I. N., Velegrakis, A. F., Chatzipavlis, A. E., Rigos, A., Karambas, T., Vousdoukas, M. I., et al. 2017. Assessment of island beach erosion due to sea level rise: The case of the Aegean archipelago (Eastern Mediterranean). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 17 doi: 10.5194/nhess-17-449-2017.
- Monioudi I.N., and Velegrakis A.F., 2022. Beach Carrying Capacity at Touristic 3S Destinations: Its Significance, Projected Decreases and Adaptation Options under Climate Change. *Journal Of Tourism and Hospitality* 11, 500.
- Monioudi, I., Velegrakis, A., Chatzistratis, D., Vousdoukas, M., Savva, C., Wang, D., Bove, G., Mentaschi, L., et al, 2023. Climate Change – induced hazards on touristic island beaches: Cyprus, Eastern Mediterranean. *Front. Mar. Sci.* 10:1188896 [doi:10.3389/fmars.2023.1188896](https://doi.org/10.3389/fmars.2023.1188896).
- Nielsen, P., 2002, Shear stress and sediment transport calculations for swash zone modelling, *Coastal Engineering* 45(1):53-60. [doi.org/10.1016/S0378-3839\(01\)00036-9](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(01)00036-9).
- Papaoiannou, G., Efstratiadis A., Vasiliades, L., Loukas, A., Papalexou, S., Koukouvinos, A., Tsoukalas, I., Kossieris, P., 2018. An operational method for flood directive implementation in ungauged urban areas. *Hydrology* 2018, 5, 24. doi.org/10.3390/hydrology5020024.
- Roelvink, J. A. and Stive, M.J.F., 1989, Bar-generating cross-shore flow mechanisms on a beach, *Geophysical Research* 94(C4):4785– 4800.
- Roelvink, D., Reniers, A., van Dongeren, A., van Thiel de Vries, J., McCall, R., and Lescinski, J., 2009, Modelling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands, *Coastal Engineering* 56:1133-1152. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2009.08.006>.
- Reis, A. H., and Gama, C. (2010). Sand size versus beachface slope — An explanation based on the Constructal Law. *Geomorphology* 114, 276–283. doi: 10.1016/j.geomorph.2009.07.008.
- Roelvink, D., Reniers, A., van Dongeren, A., van Thiel de Vries, J., Lescinski, J., and McCall, R., 2010, XBeach Model Description and Manual, Unesco-IHE Institute for Water Education, Deltares and Delft University of Technology, pp. 106.
- Seenath, A., Wilson, M., Miller, K., 2016. Hydrodynamic versus GIS modelling for coastal flood vulnerability assessment: Which is better for guiding coastal management? *Ocean & Coastal Management* 120 (2016) 99-109 doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2015.11.019.

- Seneviratne SI et al., 2012. In: Field CB et al. (eds). 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 (IPCC). Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, pp 109–230.
- UNFCCC, 2020. Policy Brief: Technologies for Averting, Minimizing and Addressing Loss and Damage in Coastal Zones. United Nations Framework Convention on Climate Change, Executive Committee of the Warsaw International Mechanism for loss and damage. 74 pp. https://unfccc.int/ttclear/misc_/StaticFiles/gnwoerk_static/2020_coastalzones/cfecc85aaa8d43d38cd0f6ceae2b61e4/2bb696550804403fa08df8a924922c2e.pdf.
- Velegrakis, A.F., Vousdoukas, M., Andreadis, O., Pasakalidou E., Adamakis, G. and Meligonitis, R. 2008. Impacts of dams on their downstream beaches: A case study from Eresos coastal basin, Island of Lesbos, Greece. *Marine Georesources and Geotechnology*, 26, 350–371.
- Vousdoukas, M. I., Almeida, L. P., and Ferreira, Ó., 2011, Modelling storm-induced beach morphological change in a meso-tidal, reflective beach using XBeach, *Coastal Research* 64(SI):1916-1920.
- Vousdoukas, M.I., Kirupakaramoorthy, T., Oumeraci, H., de la Torre, M., Wübbold, F., Wagner, B., Schimmels, S., 2014. The role of combined laser scanning and video techniques in monitoring wave-by-wave swash zone processes. *Coastal Engineering* 83, 150-165. doi.org/10.1016/j.coastaleng.2013.10.013.
- Vousdoukas M., Voukouvalas, E., Mentaschi L., Dottori, F., Giardino, A., Bouziotas, D., Bianchi, A., Salamon, P., Feyen, L., 2016. Developments in large-scale coastal flood hazard mapping. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 16, 1841-1853 [doi:10.5194/nhess-16-1841-2016](https://doi.org/10.5194/nhess-16-1841-2016).
- Vousdoukas, M.I., Mentaschi, L., Voukouvalas, E. et al., 2018. Global probabilistic projections of extreme sea levels show intensification of coastal flood hazard. *Nat. Commun.* 9, 2360. DOI: [10.1038/s41467-018-04692-w](https://doi.org/10.1038/s41467-018-04692-w).
- Vousdoukas, M.I., Ranasinghe, R., Mentaschi, L. et al. 2020. Sandy coastlines under threat of erosion. *Nature Climate Change* 10, 260–263. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0697-0>.
- Wei, G., and Kirby, J. T., 1995, Time-dependent numerical code for extended Boussinesq equations, *Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, ASCE 121:251–260 [doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-950X\(1995\)121:5\(251\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-950X(1995)121:5(251)).

