

## 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 5	Τεχνικές λύσεις για προσαρμογή στην Κλιματική Αλλαγή των πιλοτικών παραλιών
Παραδοτέο 5.1.1	Προσομοιώσεις της υφιστάμενης παράκτιας μορφοδυναμικής

Κύριος Δικαιούχος Έργου	Πανεπιστήμιο Αιγαίου (ΤΩΘΒΕ-ΠΑ)
Επιστημονικός Υπεύθυνος Παραδοτέου	ΤΩΘΒΕ
Συμμετέχοντες Φορείς στο Παραδοτέο	ΤΕΠΑΚ
Ομάδα Σύνταξης Παραδοτέου	Θ. Καραμπάς, Α. Χατζηπαυλής, Θ. Χασιώτης
Ομάδα Υλοποίησης Παραδοτέου	Θ. Καραμπάς, Α. Πούλος, Α. Ρήγος, Θ. Χασιώτης, Α. Χατζηπαυλής, Δ. Χατζημιτσής, Χ. Παπουτσά, Ι. Κουντούρη
Ημερομηνία	Οκτώβριος 2023
Διαδικτυακή πρόσβαση	<a href="http://beachtech.eu">http://beachtech.eu</a>

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
ΕΙΣΑΓΩΓΗ .....	5
1 ΜΟΝΤΕΛΟ ΜΕΤΑΔΟΣΗΣ ΚΥΜΑΤΙΣΜΩΝ – ΚΥΜΑΤΟΓΕΝΟΥΣ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑΣ – ΕΞΕΛΙΞΗΣ ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑΣ ΠΥΘΜΕΝΑ .....	5
1.1 ΜΕΤΑΦΟΡΑ ΦΕΡΤΩΝ.....	9
1.2 ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΟ ΣΧΗΜΑ ΕΠΙΛΥΣΗΣ.....	13
1.3 ΟΡΙΑΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ .....	15
1.3.1 Εισαγωγή κυματικής διαταραχής.....	15
1.3.2 Απορροφητικά όρια.....	16
1.3.3 Έξαλοι κυματοθραύστες.....	17
1.3.4 Υφαλοι κυματοθραύστες.....	17
2 ΚΥΜΑΤΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΙΛΟΤΙΚΩΝ ΠΕΡΙΟΧΩΝ .....	18
2.1 ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΚΥΜΑΤΙΣΜΩΝ.....	18
2.2 ΙΣΟΔΥΝΑΜΟΙ ΚΥΜΑΤΙΣΜΟΙ.....	19
2.3 ΥΔΡΟ-ΜΟΡΦΟΔΥΝΑΜΙΚΗ ΠΙΛΟΤΙΚΩΝ ΠΑΡΑΛΙΩΝ.....	20
2.3.1 Υδροδυναμική και μορφοδυναμική στο Ιστορικό Μυτιλήνης (Λέσβος).....	20
2.3.2 Υδροδυναμική και μορφοδυναμική στην παραλία Πέτρας Λέσβου .....	25
2.3.3 Υδροδυναμική και μορφοδυναμική στην παραλία Κώμης Χίου .....	31
2.3.4 Υδροδυναμική και μορφοδυναμική στην παραλία Κοραλίων (Coral Bay) .....	37
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ .....	45



## Περίληψη

Για τον προσδιορισμό της υφιστάμενης υδροδυναμικής στις πιλοτικές παράκτιες περιοχές χρησιμοποιήθηκε ένα παράκτιο υδροδυναμικό και μορφοδυναμικό μοντέλο που βασίστηκε σε εξισώσεις Boussinesq για τη διάγνωση/πρόγνωση της παραλιακής μορφοδυναμικής στις πιλοτικές παραλίες υπό τις υφιστάμενες συνθήκες. Τα χαρακτηριστικά των ισοδύναμων κυματισμών που προέκυψαν από την ανάλυση μετεωρολογικών δεδομένων υιοθετήθηκαν για την εφαρμογή των μαθηματικών ομοιωμάτων, που αποτυπώνουν την υφιστάμενη υδρο-μορφοδυναμική κατάσταση των ακτών που αφορούν στα ύψη ισοδύναμων κυματισμών, στο πεδίο κυματογενών ταχυτήτων και στην εξέλιξη της μορφολογίας του πυθμένα. Τα αποτελέσματα των μοντέλων επαληθεύτηκαν με επιτόπου υδροδυναμικές μετρήσεις στις περισσότερες εκ των πιλοτικών περιοχών μελέτης. Υπό τις υφιστάμενες κυματικές συνθήκες φαίνεται ότι οι πιλοτικές παράκτιες περιοχές/παραλίες (Ιστορικό Μυτιλήνης, Πέτρας και Κοραλίων) εμφανίζουν τοπικά προβλήματα διάβρωσης που επιβεβαιώνονται και από τις παρατηρήσεις στο πεδίο, ενώ η παραλία της Κώμης φαίνεται να έχει αποκαταστήσει μια ισορροπία, σε βάρος όμως του παλαιότερου παραλιακού προφίλ της.



## Εισαγωγή

Ο στόχος του συγκεκριμένου παραδοτέου αφορά στη διάγνωση/πρόγνωση της παραλιακής μορφοδυναμικής στις πιλοτικές παραλίες υπό τις υφιστάμενες μορφολογικές και υδροδυναμικές συνθήκες. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκε ένα state-of-the art (Boussinesq) παράκτιο υδροδυναμικό και μορφοδυναμικό μοντέλο. Η υδροδυναμική υπορουτίνα του μοντέλου βασίζεται στις εξισώσεις διασπειρόμενων μη γραμμικών κυματισμών τύπου Boussinesq και προσομοιώνει τη μετάδοση των κυματισμών από τα ανοιχτά προς την παραλία, περιγράφοντας την επίδραση της ρήχωσης, τη διάθλαση/περίθλαση, την κυματική θραύση, τη μερική ή ολική ανάκλαση και την κυματική αναρρίχηση. Οι κλασσικές εξισώσεις Boussinesq επεκτάθηκαν έτσι ώστε να περιλαμβάνουν υψηλής τάξης μη γραμμικούς όρους, οι οποίοι μπορούν να περιγράψουν με μεγαλύτερη ακρίβεια τη διάδοση των μη γραμμικών κυματισμών στη ζώνη ρήχωσης. Η ιζηματοδυναμική υπορουτίνα υπολογίζει το φορτίο πυθμένα, το φορτίο αιώρησης και το φορτίο της ροής λεπτού οριακού στρώματος, η οποία περιλαμβάνει τις 'ασταθείς επιδράσεις' (unsteady aspects) των διεργασιών στερεομεταφοράς. Ο ρυθμός στερεοπαροχής στη ζώνη αναρρίχησης προσομοιώνεται λαμβάνοντας υπόψη το φαινόμενο της διήθησης στο πορώδες του ιζήματος. Το μοντέλο περιλαμβάνεται επίσης υπορουτίνα που προσομοιώνει την απόκριση της μορφολογίας της παραλίας και ιδιαίτερα τη μεταβολή της θέσης (μετατόπιση) της ακτογραμμής (διάβρωση/ πρόσχωση). Το μοντέλο στήθηκε με τη βοήθεια των λεπτομερών τοπογραφικών, βυθομετρικών και ιζηματολογικών δεδομένων και οδηγήθηκε κυρίως από τις υδροδυναμικές παρατηρήσεις που συλλέχθηκαν στις πιλοτικές παραλίες. Έγινε βαθμονόμηση/αξιολόγηση των μοντέλων από τα υδροδυναμικά δεδομένα που συλλέχθηκαν με ρευματογράφο και τα κυματικά δεδομένα, η οποία υπο-βοηθήθηκε από τα διαθέσιμα οπτικά δεδομένα για τη θέση της ακτογραμμής, για την περιοχή του Coral Bay, αφού σε σχέση με την παραλία της Κώμης ήταν αυτή που περιελάμβανε δεδομένα χειμώνα, όταν και εντοπίστηκαν οι κυριότερες μεταβολές. Τέλος, το μοντέλο χρησιμοποιήθηκε στη διάγνωση των σημερινών τάσεων παραλιακής διάβρωσης στις πιλοτικές παραλίες.

### 1 Μοντέλο μετάδοσης κυματισμών – κυματογενούς κυκλοφορίας – εξέλιξης μορφολογίας πυθμένα

Το υδροδυναμικό μοντέλο που χρησιμοποιείται για τη μετάδοση των κυματισμών, τη κυματογενή κυκλοφορία και την εξέλιξη της μορφολογίας του πυθμένα στηρίζεται στις εξισώσεις τύπου Boussinesq. Οι εξισώσεις Boussinesq αποτελούν ένα ολοκληρωμένο εργαλείο για την περιγραφή της διάδοσης των κυματισμών αλλά και των κυματογενών διεργασιών. Με τις εξισώσεις αυτές περιγράφονται οι παρακάτω διεργασίες που λαμβάνουν χώρα κατά τη μετάδοση των κυματισμών:

- Διάθλαση και περίθλαση.
- Ανάκλαση λόγω της παρουσίας κατασκευών στην παράκτια περιοχή.
- Μη γραμμικές αλληλεπιδράσεις μεταξύ των κυματισμών – μετάδοση μακρών κυματισμών.

- Θραύση και αναρρίχηση.
- Ψευδό-τρισεδιάστατο κυματογενές ρεύμα.

Στο μοντέλο εισάγεται η θραύσης με την θεώρηση του επιφανειακού στροβίλου. Ο επιφανειακός στροβίλος ενός θραυόμενου κυματισμού μεταφέρεται με την ταχύτητα μετάδοσης του κύματος  $c=(c_x, c_y)$  (όπου  $c_x$ , και  $c_y$  είναι οι ταχύτητες μετάδοσης στις διευθύνσεις  $x$  και  $y$ ). Η κατανομή της ταχύτητας δίνεται από (Sørensen et al., 1998):

$$\begin{aligned} u=c_x, v=c_y \quad \text{for} \quad \zeta-\delta \leq z \leq \zeta \\ u=u_o, v=v_o \quad \text{for} \quad -d \leq z \leq \zeta-\delta \end{aligned} \quad (1)$$

όπου  $u_o$  και  $v_o$  είναι οι οριζόντιες ταχύτητες στον πυθμένα, στον κατά  $x$  (εγκάρσια στην ακτή) και  $y$  παράλληλα στην ακτή, και  $\delta$  το πάχος του επιφανειακού στροβίλου που υπολογίζεται γεωμετρικά σύμφωνα με τους Sørensen et al. (1998), το  $\zeta$  = ανύψωση στάθμης θάλασσας, και  $(c_x, c_y)$ =ταχύτητες κυματισμών στην  $x$  - διεύθυνση (κάθετα στην ακτή) και  $y$ - διεύθυνση (παράλληλα στην ακτή). Οι ταχύτητες  $u_o$  και  $v_o$  υπολογίζονται από τις σχέσεις:  $U=u_o(h-\delta) + c_x\delta$  και  $V=v_o(h-\delta) + c_y\delta$ . Βασιζόμενοι στο παραπάνω προφίλ και ακολουθώντας τη μεθοδολογία των Karambas και Koutitas (2002) εξάγονται οι παρακάτω εξισώσεις υψηλής τάξης τύπου Boussinesq (Zou, 1999):

$$\zeta_t + \nabla(hU) = 0 \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \mathbf{U}_t + \frac{1}{h} \nabla \mathbf{M}_u - \frac{1}{h} \mathbf{U} \nabla (Uh) + g \nabla \zeta + G = \frac{1}{2} h \nabla [\nabla \cdot (d \mathbf{U}_t)] - \frac{1}{6} h^2 \nabla [\nabla \cdot \mathbf{U}_t] + \\ + \frac{1}{30} d^2 \nabla [\nabla \cdot (\mathbf{U}_t + g \nabla \zeta)] + \frac{1}{30} \nabla [\nabla \cdot (d^2 \mathbf{U}_t + g d^2 \nabla \zeta)] \\ - d \nabla (\delta \nabla \cdot \mathbf{U})_t - \frac{\boldsymbol{\tau}_b}{h} + \mathbf{E} \end{aligned} \quad (3)$$

$$G = \frac{1}{3} \nabla \left\{ d^2 \left[ (\nabla \cdot \mathbf{U})^2 - \mathbf{U} \cdot \nabla^2 \mathbf{U} - \frac{1}{10} \nabla^2 (\mathbf{U} \cdot \mathbf{U}) \right] \right\} - \frac{1}{2} \zeta \nabla [\nabla \cdot (d \mathbf{U}_t)]$$

Όπου  $h$  είναι το συνολικό βάθος,  $h=d+\zeta$ ,

$d$ = βάθος νερού,

$\boldsymbol{\tau}_b = (\tau_{bx}, \tau_{by})$  είναι ο όρος τριβής στον πυθμένα,

$\mathbf{E}$  είναι ο όρος συντελεστή τυρβώδους ιξώδους,

$\mathbf{u}_o=(u_o, v_o)$ ,  $\mathbf{M}_u=(M_{ux}, M_{uy})$  where  $M_{ux} = \partial R_{xx} / \partial x + \partial R_{xy} / \partial y$ ,  $M_{uy} = \partial R_{yy} / \partial y + \partial R_{xy} / \partial x$ , με

$$(R_{xx}, R_{xy}, R_{yy}) \equiv (c_x - U/h)^2, (c_x - U/h)^2 (c_y - V/h), (c_y - V/h)^2,$$

$\delta$  =πάχος στροβίλου υπολογισμένο γεωμετρικώς σύμφωνα με τους Schaffer et al 1993,

$g$  = επιτάχυνση της βαρύτητας,

$U, V$  = οι μέσες ως προς το βάθος οριζόντιες ταχύτητες στην  $x$  – διεύθυνση (εγκάρσια στην ακτή) και  $y$  – διεύθυνση (κάθετα στην ακτή) αντίστοιχα.

Ο όρος του συντελεστή τυρβώδους ιξώδους ( $E=E_x, E_y$ ) δίνεται από τους παρακάτω τύπους (σύμφωνα με τους Chen Q., et al., 1999):

$$E_x = \frac{1}{h} \frac{\partial}{\partial x} \left( \left\{ v_s \frac{\partial(hU)}{\partial x} \right\} \right) + \frac{1}{2} \frac{1}{h} \frac{\partial}{\partial y} \left( \left\{ v_s \frac{\partial(hU)}{\partial y} \right\} + \left\{ v_s \frac{\partial(hV)}{\partial x} \right\} \right) \quad (4)$$

$$E_y = \frac{1}{h} \frac{\partial}{\partial y} \left( \left\{ v_s \frac{\partial(hV)}{\partial y} \right\} \right) + \frac{1}{2} \frac{1}{h} \frac{\partial}{\partial x} \left( \left\{ v_s \frac{\partial(hV)}{\partial x} \right\} + \left\{ v_s \frac{\partial(hU)}{\partial y} \right\} \right)$$

Ο συντελεστής  $v_s$  αυτός δίνεται από τη σχέση:

$$v_s = (0.5 dx)^2 \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial y} \right)^2 + \frac{1}{2} \left( \frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (5)$$

Η ταχύτητα του στροβίλου  $c=(c_x, c_y)$  υπολογίζεται από:

$$c_x = \frac{\partial \zeta}{\partial x} \frac{1.3 \sqrt{gd}}{\sqrt{\left( \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right)^2}} \quad c_y = \frac{\partial \zeta}{\partial y} \frac{1.3 \sqrt{gd}}{\sqrt{\left( \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right)^2}} \quad (6)$$

Η παραπάνω διαδικασία θραύσης (η προσέγγιση με τον επιφανειακό στρόβιλο) ισχύει μόνο στην εσωτερική περιοχή της ζώνης θραύσης όπου υπάρχουν ασταθείς σχηματισμοί οι οποίοι μεταδίδονται πάνω από έναν κεκλιμένο πυθμένα. Στην ζώνη αναρρίχησης οι σχηματισμοί καταρρέουν στην ακτή, οι επιφανειακοί κύλινδροι δεν υπάρχουν, επομένως ο υπολογισμός της ταχύτητας δεν είναι σωστός. Αντ' αυτού υιοθετείται ως μηχανισμός απώλειας της ενέργειας η θεώρηση του συντελεστή τυρβώδους ιξώδους  $v_s$  που δίνεται από τη σχέση (Karambas and Koutitas, 2002):

$$v_{swash} = \ell_s^2 \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial y} \right)^2 + \frac{1}{2} \left( \frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (7)$$

όπου  $\ell_s$  είναι μια κλίμακα μήκους που σχετίζεται με το συνολικό βάθος  $h$  με τη σχέση  $\ell_s = 2h$ .

Στη ζώνη αναρρίχησης, η αναρρίχηση του κυματισμού προσομοιώνεται με την οριακή συνθήκη του 'ξηρού' πυθμένα σύμφωνα με τους ( Karambas and Κουτίτας 2002):

$$\text{if } (d+\zeta)_{i,j} > h_{cr} \text{ and } (d+\zeta)_{i-1,j} \leq h_{cr} \text{ and } U_{i,j} > 0 \text{ then } U_{i,j} = 0$$

$$\text{if } (d+\zeta)_{i,j} > h_{cr} \text{ and } (d+\zeta)_{i,j-1} \leq h_{cr} \text{ and } V_{i,j} > 0 \text{ then } V_{i,j} = 0$$

$$\text{if } (d+\zeta)_{i,j} \leq h_{cr} \text{ and } (d+\zeta)_{i-1,j} \leq h_{cr} \text{ then } U_{i,j} = 0$$

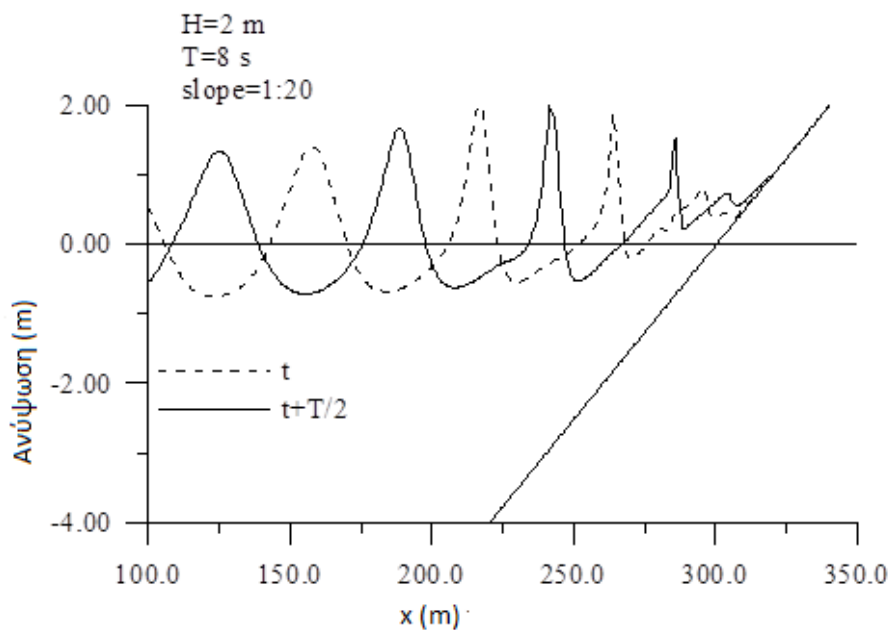
$$\text{if } (d+\zeta)_{i,j} \leq h_{cr} \text{ and } (d+\zeta)_{i,j-1} \leq h_{cr} \text{ then } V_{i,j} = 0$$

$$\text{if } (d+\zeta)_{i,j} \leq h_{cr} \text{ and } (d+\zeta)_{i-1,j} > h_{cr} \text{ and } U_{i,j} < 0 \text{ then } U_{i,j} = 0$$

$$\text{if } (d+\zeta)_{i,j} \leq h_{cr} \text{ and } (d+\zeta)_{i,j-1} > h_{cr} \text{ and } V_{i,j} < 0 \text{ then } V_{i,j} = 0$$

όπου  $h_{cr}$  είναι ένα πολύ μικρό βάθος, μικρότερο από το βάθος που εμφανίζεται 'ξηρός' πυθμένας (στην παρούσα εργασία θεωρούμε  $h_{cr}=0.0001$  m).

Η συνθήκη αυτή είναι απλή και μπορεί πολύ εύκολα να ενσωματωθεί σε ένα μη γραμμικό μοντέλο (Εικόνα 1).



**Εικόνα 1:** Στιγμιότυπα θραύσης, ανύψωσης της στάθμης της θάλασσας και αναρρίχησης κυματισμών.

Οι διατμητικές τάσεις στον πυθμένα  $\tau_b = (\tau_{bx}, \tau_{by})$  δίνονται από τους παρακάτω τύπους (Kobayashi et al., 2007):

$$\tau_{bx} = \frac{1}{2} \rho f_b \sigma_T^2 G_{bx} \quad \tau_{by} = \frac{1}{2} \rho f_b \sigma_T^2 G_{by} \quad (8)$$

όπου  $\sigma_T$  η απόκλιση της οριζόντιας ταχύτητας,  $f_b$  ο συντελεστής τριβής του πυθμένα, με



$$G_{bx} = \frac{U_c}{\sigma_T} \left[ 1.16^2 + \left( \frac{U_c}{\sigma_T} \right)^2 \right]^{0.5} \quad G_{by} = \frac{V_c}{\sigma_T} \left[ 1.16^2 + \left( \frac{V_c}{\sigma_T} \right)^2 \right]^{0.5} \quad (9)$$

όπου  $U_c$  και  $V_c$ , οι μέσες ως προς το βάθος ταχύτητες ρεύματος μετά την ολοκλήρωση ως προς τον χρόνο των στιγμιαίων ταχυτήτων  $U$  και  $V$ .

### 1.1 Μεταφορά φερτών

Τα φορτία που κινούνται συνήθως σε μία ακτή επιμερίζονται σε φορτίο πυθμένα, φορτίο σε αιώρηση και στο φορτίο εξαιτίας ροής στρώματος (sheet flow). Διαφορετικές προσεγγίσεις υπάρχουν για την πρόβλεψη του κάθε φορτίου, οι οποίες κυμαίνονται από εμπειρικές σχέσεις μέχρι εξειδικευμένα μοντέλα.

Στην παρούσα προσέγγιση το φορτίο πυθμένα ( $q_b$ ) έχει υπολογιστεί λαμβάνοντας υπόψη τη συνύπαρξη κυμάτων και ρευμάτων (Camenen and Larson, 2005, 2007a, 2007b, 2008).

Έτσι, το φορτίο πυθμένα (συμπεριλαμβανομένου και του φορτίου εξαιτίας της ροής στρώματος) εκφράζονται ως εξής (Camemen και Larson, 2005, 2006, 2007, 2008, 2011):

$$\Phi_b = \begin{cases} \frac{q_{sb,w}}{\sqrt{(s-1)gd_{50}^3}} = a_w \sqrt{\theta_{cw,net}} \theta_{cw,m} \exp\left(-b \frac{\theta_{cr}}{\theta_{cw}}\right) \\ \frac{q_{sb,n}}{\sqrt{(s-1)gd_{50}^3}} = a_n \sqrt{\theta_{cn}} \theta_{cw,m} \exp\left(-b \frac{\theta_{cr}}{\theta_{cw}}\right) \end{cases} \quad (10)$$

όπου οι δείκτες  $w$  και  $n$  αντιστοιχούν στην κατεύθυνση του κύματος και  $n$  στην κάθετη προς αυτή

$q_{sb}$  η στερεοπαροχή

$\Phi_b$  η αδιάστατη στερεοπαροχή

$a_w, a_n, b$  = εμπειρικές σταθερές,

$\theta_{cw,m}$  = μέσος όρος των παραμέτρων Shields, εξαιτίας της αλληλεπίδρασης κύματος και ρεύματος,

$\theta_{cw}$  = μέγιστη παράμετρος Shields εξαιτίας της αλληλεπίδρασης κύματος και ρεύματος,

$\theta_{cn}$  = παράμετρος Shields, η οποία οφείλεται αποκλειστικά στο ρεύμα,

$\theta_{cr}$  = κρίσιμη παράμετρος Shields για την εκκίνηση της μεταφοράς ιζήματος.

Η καθαρή παράμετρος Shields δίνεται από τον τύπο:

$$\theta_{cw,net} = (1 - a_{pl,b})(1 + a_a)\theta_{cw,on} - (1 + a_{pl,b})(1 - a_a)\theta_{cw,off} \quad (11)$$

όπου

$\theta_{cw,on}$  = μέση τιμή των στιγμιαίων παραμέτρων Shields στη διάρκεια του διαστήματος  $T_c$ ,

$\theta_{cw,off}$ = μέση τιμή των στιγμιαίων παραμέτρων Shields στη διάρκεια του διαστήματος  $T_t$ , ( $T=T_c+T_t$ ). Το  $\phi$  είναι η γωνία που σχηματίζει το κύμα με το ρεύμα.

$\alpha_{pl,b}$  ο συντελεστής της καθυστέρησης της φάσης του φορτίου και  $a_\alpha$  ο συντελεστής επιτάχυνσης του ρευστού (Camenen and Larson 2007b, 2011).

Η παράμετρος Shields υπολογίζεται από την σχέση:

$$\theta_{cw,j} = \frac{1}{2} f_{cw} U_{cw,j}^2 / [(s-1)gd_{50}] \quad (12)$$

όπου,

$U_{cw}$  είναι η ταχύτητα του κύματος και του ρεύματος,  $f_{cw}$  ο συντελεστής τριβής λαμβάνοντας υπόψη την αλληλεπίδραση του του κύματος με το ρεύμα, ο δείκτης  $j$  δείχνει αν η διεύθυνση είναι προς τα ανοιχτά ή προς την ακτή.

Η σταθερά  $a_\alpha$  δίνεται από την σχέση των Camenen and Larson 2007b :

$$a_\alpha = \frac{1-R_{ac}}{1+R_{ac}} \quad \text{with } R_{ac} = \frac{T_{ac}}{T_{dc}} \quad (13)$$

όπου

$T_{ac}$  είναι το χρονικό διάστημα από το σημείο μηδενικής άνω διαβάσεως έως την κορυφή της κυματικής ταχύτητας στον χρόνο μεταβολής της ταχύτητας του κύματος (επιτάχυνση κατά την διάρκεια της ροής προς την ακτή) και  $T_{dc} = T_{wc} - T_{ac}$  (επιβράδυνση κατά την διάρκεια της ροής προς την ακτή).

Με τον τρόπο αυτό συμπεριλαμβάνεται η επίδραση της επιτάχυνσης στη μεταφορά ιζημάτων. Η επίδραση αυτή είναι σημαντική στη ζώνη αναρρίχησης όπου παρατηρήθηκε διαφορετική ικανότητα στερεομεταφοράς κατά την φάση αναρρίχησης του κύματος στην ακτή σε σχέση με την κάθοδό του.

Η επίδραση της καθυστέρησης της φάσης του φορτίου της ροής του στρώματος έχει περιληφθεί με τον υπολογισμό της παρακάτω σταθεράς (Camenen and Larson 2007):

$$a_{pl} = a_{onshore} - a_{offshore} \quad \text{with } a_j = \frac{v^{0.25} U_{wj}^{0.5}}{w_s T_{wj}^{0.75}} \exp \left[ - \left( \frac{U_{w,crsf}}{U_{wj}} \right)^2 \right] \quad (14)$$

όπου

$j$ = δείκτης, ο οποίος υποδεικνύει την κατεύθυνση (onshore για την κατεύθυνση προς την ακτή ή offshore για την κατεύθυνση προς τα ανοιχτά και αντιστοιχεί στο πρώτο  $T_c$  ή το δεύτερο  $T_t$  ήμισυ της περιόδου) και αντικαθίσταται από το  $c$  ή  $t$ ,

$v$  το κινηματικό ιξώδες του νερού,

$U_w$  η ταχύτητα του κύματος,

$w_s$ : η ταχύτητα καθίζησης των κόκκων,

$U_{wj}$ = η μέση τετραγωνική τιμή (rms) της ταχύτητας (του συνδυασμού κύματος και ρεύματος) κατά τη διάρκεια του διαστήματος  $T_c$  ή  $T_t$ , ανάλογα με τον δείκτη  $j$  που χρησιμοποιείται.

Για τον υπολογισμό της ταχύτητας  $U_{wj}$  χρησιμοποιούνται οι κυματικές ταχύτητες  $u_o=(u_o, v_o)$ , κάτω από το επίπεδο κοιλιάς του κύματος. Όπως τονίστηκε στην παράγραφο 2, στις ταχύτητες αυτές συμπεριλαμβάνεται αυτόματα και η επίδραση του τρισδιάστατου δευτερογενούς ρεύματος επαναφοράς.

Η επίδραση της διαφοράς φάσης έχει σαν αποτέλεσμα να μειώνεται η ποσότητα που μεταφέρεται προς την κατεύθυνση της ακτής και να αυξάνεται η ποσότητα που παρασύρεται προς τα ανοιχτά. Η επίδραση αυτή βέβαια πραγματοποιείται όταν ξεπεραστεί το όριο της κρίσιμης ταχύτητας για την εκκίνηση της ροής λεπτού στρώματος.

Η επιρροή της κρίσιμης τιμής της ταχύτητας κύματος  $U_{w,crsf}$  είναι εκθετική συνάρτηση, έτσι ώστε να επιτρέπει ένα περιθώριο λάθους, χωρίς να επηρεάζει σημαντικά την τιμή της παραμέτρου  $\alpha_j$ . Με άλλα λόγια μία μεταβολή στην τιμή της ταχύτητας αλλάζει την τιμή της παραμέτρου  $\alpha_j$  κατά ελάχιστα. Η  $U_{w,crsf}$  υπολογίζεται με βάση την εργασία των Camenen, Larson, (2007a). Η εκκίνηση της ροής στρώματος αντιστοιχεί στην εξαφάνιση των αμμοκυματίων ταυτόχρονα με την αύξηση της ενέργειας ( που αυξάνει την ταχύτητα κύματος ή ρεύματος). Το νέο κριτήριο για την εκκίνηση της ροής στρώματος των Camenen και Larson (2006) είναι το εξής:

$$U_{w,crsf} = 8.35 \sqrt{(s-1)g} \sqrt{d_{50}\delta_w} (1+r_w) \quad (15)$$

όπου

$U_{w,crsf}$  = κρίσιμη τιμή της ταχύτητας κύματος για την εκκίνηση της ροής του οριακού στρώματος

$\delta_w$  =οριακό στρώμα Stokes που δίνεται από την σχέση:

$$\delta_w = \sqrt{\nu T g / \pi} \quad (16)$$

$\nu$  =κινηματικό ιξώδες ( $10^{-6}m^2/sec$ ),

$r_w$  = σταθερά ασυμμετρίας του κύματος που δίνεται από την σχέση:

$$r_w = U_{w,max} / U_w - 1 \quad (17)$$

όπου

$U_{w,max}$ = μέγιστη ταχύτητα κύματος.

$U_w$  = παλινδρομική ταχύτητα κύματος.

Για να επιτευχθεί η ενσωμάτωση του φορτίου σε αιώρηση λύθηκε η ως προς το βάθος ολοκληρωμένη εξίσωση μεταφοράς για φορτία σε αιώρηση ( Kobayashi and Tega 2002):

$$\frac{\partial(hC)}{\partial t} + \frac{\partial(hCU_c)}{\partial x} + \frac{\partial(hCV_c)}{\partial x} = c_R w_s - w_s \frac{C}{\beta_d} \quad (18)$$

όπου C η μέση ως προς το βάθος συγκέντρωση φορτίων,  $c_R$  είναι η συγκέντρωση αναφοράς στον πυθμένα,  $w_s$  η ταχύτητα καθίζησης των φερτών, και η  $\beta_d$  είναι μία σταθερά (Camenen et. Al., 2008) που υπολογίζεται από την παρακάτω σχέση:

$$\beta_d = \frac{\varepsilon}{w_s} \left[ 1 - \exp\left(-\frac{w_s h}{\varepsilon}\right) \right] \quad (19)$$

όπου  $\varepsilon$  ο συντελεστής διάχυσης.

Ο υπολογισμός του δείκτη αναφοράς της συγκέντρωσης πυθμένα βασίζεται στην ανάλυση μεγάλου όγκου δεδομένων που αφορούν προφίλ συγκέντρωσης φορτίων (Camenen and Larson, 2007a, 2007b):

$$c_R = 3.51^{-3} \exp(-0.3d_*) \theta_{cw,m} \exp\left(-4.5 \frac{\theta_{cr}}{\theta_{cw}}\right) \quad (20)$$

όπου,

$$d_* = \sqrt[3]{(s-1)g/v^2 d_{s0}} \text{ είναι η χωρίς διάσταση διάμετρος κόκκου.}$$

Ο συντελεστής διάχυσης των φορτίων που σχετίζεται με τον συντελεστή τυρβώδους ιξώδους (Karambas and Karathanassi, 2004) υπολογίζεται από την παρακάτω σχέση :

$$\varepsilon = 0.025 \left( d + \bar{\zeta} \right) \left( \frac{\bar{D}}{\rho} \right)^{1/3} \quad (21)$$

όπου η παύλα υποδηλώνει την ολοκλήρωση ως προς τον χρόνο,  $\bar{D}$  η απώλεια ενέργειας αν μονάδα επιφανείας λόγω θραύσης και  $D = \rho g c \delta \beta_D$ , με  $\beta_D = 0.1$  όπως προτείνουν οι Madsen et al. (1997). Επομένως:

$$\bar{D} = 0.1 \rho g c \bar{\delta} \quad (22)$$

Όπως έχει ήδη αναφερθεί η προσέγγιση του "κυλίνδρου" (ως μηχανισμό απώλειας ενέργεια) δεν μπορεί να εφαρμοστεί στην ζώνη αναρρίχησης. Η προσέγγιση με τον όρο του συντελεστή τυρβώδους ιξώδους έχει υιοθετηθεί στα πλαίσια αυτής της εργασίας για να προσομοιώσει την απώλεια λόγω τύρβης στην ζώνη αναρρίχησης. Έχοντας υπόψη ότι η εξίσωση ενέργειας εξάγεται από τις στιγμιαίες εξισώσεις αφού πρώτα πολλαπλασιαστούν με το  $hU$  και  $hV$  (Cienfuegos et. al 2010), τότε η απώλεια ενέργειας λόγω της θραύσης του κυματισμού  $D_{swash}$  στη ζώνη αναρρίχησης γράφεται (Karambas, 2006):

$$D_{swash} = U \frac{\partial}{\partial x} \left( v_s \frac{\partial(hU)}{\partial x} \right) + \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial y} \left( \left\{ v_s \frac{\partial(hU)}{\partial y} \right\} + \left\{ v_s \frac{\partial(hV)}{\partial x} \right\} \right) + \quad (23)$$

$$V \frac{\partial}{\partial y} \left( v_s \frac{\partial(hV)}{\partial y} \right) + \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial x} \left( \left\{ v_s \frac{\partial(hV)}{\partial x} \right\} + \left\{ v_s \frac{\partial(hU)}{\partial y} \right\} \right)$$

η οποία χρησιμοποιείται αντί του  $\bar{D}$  στην εξίσωση 21.

Η μεταφορά ιζήματος σε αιώρηση υπολογίζεται από τη σχέση:

$$q_{sx}=hCU_c \text{ και } q_{sy}=hCV_c$$

Οι μορφολογικές αλλαγές κοντά στην ακτή υπολογίζονται κάνοντας χρήση της εξίσωσης διατήρησης του όγκου των φερτών :

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} \left( q_x - 5|q_x| \frac{\partial z_b}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left( q_y - 5|q_y| \frac{\partial z_b}{\partial y} \right) \quad (24)$$

όπου  $z_b$  είναι η τοπική ανύψωση του πυθμένα και  $q_x, q_y$  είναι οι συνολικές ποσότητες φερτών  $q_x=q_{sbx}+q_{sx}, q_y=q_{sby}+q_{sy}$  που μεταφέρονται κατά μήκος και κάθετα ως προς την ακτή.

## 1.2 Αριθμητικό σχήμα επίλυσης

Για την αριθμητική επίλυση των εξισώσεων Boussinesq χρησιμοποιείται η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών. Η προώθηση στο χρόνο γίνεται αρχικά με ένα σχήμα εκτίμησης τρίτης τάξης Adams-Bashforth και ακολουθεί η εφαρμογή ενός σχήματος διόρθωσης τέταρτης τάξης Adams – Moulton (Wei and Kirby, 1995).

Το αριθμητικό ομοίωμα βασίζεται στην αριθμητική επίλυση των εξισώσεων Boussinesq χρησιμοποιώντας τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών. Οι διαφορικές εξισώσεις του μοντέλου έχουν τη γενική μορφή:

$$\frac{\partial R}{\partial t} = F(\zeta, U, V) \quad (25)$$

όπου  $R = \zeta, U$  ή  $V$ . Η προώθηση στο χρόνο (χρονικό βήμα  $n+1$ ) γίνεται αρχικά με ένα ρητό σχήμα Adams-Bashforth τρίτης τάξης:

$$R_{i,j}^{n+1} = R_{i,j}^n + \frac{\Delta t}{12} (23F_{i,j}^n - 16F_{i,j}^{n-1} + 5F_{i,j}^{n-2}) \quad (26)$$

Οι χρονικές παράγωγοι που υπεισέρχονται στις παραπάνω σχέσεις υπολογίζονται για το σχήμα πρώτης εκτίμησης ως εξής:

$$\begin{aligned} (w_{i,j})_t^n &= \frac{1}{2\Delta t} [3w_{i,j}^n - 4w_{i,j}^{n-1} + w_{i,j}^{n-2}] + 0(\Delta t^2) \\ (w_{i,j})_t^{n-1} &= \frac{1}{2\Delta t} [w_{i,j}^n - w_{i,j}^{n-2}] + 0(\Delta t^2) \\ (w_{i,j})_t^{n-2} &= \frac{-1}{2\Delta t} [3w_{i,j}^{n-2} - 4w_{i,j}^{n-1} + w_{i,j}^n] + 0(\Delta t^2) \end{aligned} \quad (27)$$

όπου  $w=U$  ή  $V$

και ακολουθεί η επαναληπτική εφαρμογή ενός άρρητου σχήματος διόρθωσης Adams-Moulton τέταρτης τάξης:

$$R_{i,j}^{n+1} = R_{i,j}^n + \frac{\Delta t}{24} (9F_{i,j}^{n+1} + 19F_{i,j}^n - 5F_{i,j}^{n-1} + F_{i,j}^{n-2})$$

ενώ για το σχήμα διόρθωσης ισχύουν τα παρακάτω:

$$\begin{aligned} (w_{i,j})_t^{n+1} &= \frac{1}{6\Delta t} [11w_{i,j}^{n+1} - 18w_{i,j}^n + 9w_{i,j}^{n-1} - 2w_{i,j}^{n-2}] + 0(\Delta t^3) \\ (w_{i,j})_t^n &= \frac{1}{6\Delta t} [2w_{i,j}^{n+1} + 3w_{i,j}^n - 6w_{i,j}^{n-1} + w_{i,j}^{n-2}] + 0(\Delta t^3) \\ (w_{i,j})_t^{n-1} &= \frac{-1}{6\Delta t} [2w_{i,j}^{n-2} + 3w_{i,j}^{n-1} - 6w_{i,j}^n + w_{i,j}^{n+1}] + 0(\Delta t^3) \\ (w_{i,j})_t^{n-2} &= \frac{-1}{6\Delta t} [11w_{i,j}^{n-2} - 18w_{i,j}^{n-1} + 9w_{i,j}^n - 2w_{i,j}^{n+1}] + 0(\Delta t^3) \end{aligned} \quad (28)$$

έως ότου συγκλίνουν οι τιμές  $R_{ij}^{n+1}$  σε όλους τους κόμβους του αριθμητικού πλέγματος. Λεπτομέρειες του αριθμητικού σχήματος δίνονται από τους Wei and Kirby (1995). Οι χωρικές παράγωγοι, που υπεισέρχονται στις εξισώσεις, διακριτοποιούνται ως:

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial R}{\partial x}\right)_{i,j} &= \frac{1}{12\Delta x} [8(R_{i+1,j} - R_{i-1,j}) - (R_{i+2,j} - R_{i-2,j})] \\ \left(\frac{\partial^2 R}{\partial x^2}\right)_{i,j} &= \frac{1}{\Delta x^2} [R_{i+1,j} - 2R_{i,j} + R_{i-1,j}] \\ \left(\frac{\partial^2 R}{\partial x \partial y}\right)_{i,j} &= \frac{1}{4\Delta x \Delta y} [R_{i+1,j+1} + R_{i-1,j-1} - R_{i-1,j+1} - R_{i+1,j-1}] \end{aligned} \quad (29)$$

Οι παραγωγίσεις κατά τον άξονα των  $y$  γίνονται με όμοιο τρόπο.

Όλα τα παραπάνω ισχύουν με την προϋπόθεση της παραδοχής της αστρόβιλης ροής, οπότε για τους μη γραμμικούς όρους ισχύει:  $U_y = V_x$ .

Γενικά, τα αριθμητικά σχήματα που χρησιμοποιούνται είναι παρόμοια με το μη γραμμικό μοντέλο FUNWAVE 1.0 των Wei and Kirby (1995), που έχει αναπτυχθεί στο Πανεπιστήμιο του Delaware.

Τελικά, προκύπτουν  $j$  τριδιαγώνιοι πίνακες (για τις ταχύτητες  $U$ ), για την επίλυση των οποίων εφαρμόζεται η μέθοδος Thomas. Tridiagonal matrix algorithm. Με ανάλογο τρόπο προκύπτουν  $i$  τριδιαγώνιοι πίνακες και για τις ταχύτητες  $V$ . Ο υπολογισμός της ανύψωσης της στάθμης, που γίνεται με τη βοήθεια της εξίσωσης της μάζας, και στις δύο περιπτώσεις υπολογίζεται απευθείας με τη βοήθεια του ρητού σχήματος (26). Το σχήμα διόρθωσης επαναλαμβάνεται μέχρι το σφάλμα  $\Delta f$  μεταξύ δύο διαδοχικών προσεγγίσεων να γίνει μικρότερο από μία προκαθορισμένη τιμή, για καθεμία από τις ανεξάρτητες μεταβλητές  $z$ ,  $U$ ,  $V$ :

$$\Delta f = \frac{\sum_{i,j} |f_{i,j}^{n+1} - f_{i,j}^{(n+1)*}|}{\sum_{i,j} |f_{i,j}^{n+1}|} \quad (30)$$

όπου

$f$ = μία από τις ανεξάρτητες μεταβλητές  $\zeta$ ,  $U$ ,  $V$  και  $*$ =προηγούμενη προσέγγιση.

### 1.3 Οριακές συνθήκες

Τα αριθμητικά σχήματα επίλυσης των ομοιωμάτων Boussinesq συμπληρώνονται από τις κατάλληλες οριακές και αρχικές συνθήκες. Αλλά, το πραγματικό πεδίο είναι απεριόριστο, ενώ το υπολογιστικό πεδίο πρέπει να είναι περιορισμένο, ανάλογα με την υπολογιστική ισχύ που διατίθεται. Έτσι κατά την προσομοίωση πρέπει να απεικονίζεται με κάποιον τρόπο το πραγματικό κυματικό πεδίο, που είναι απέραντο, με τη βοήθεια ενός πεπερασμένου υπολογιστικού πεδίου, γεγονός που συνιστά ένα δύσκολο πρόβλημα. Οι οριακές συνθήκες που κατά κανόνα απαντώνται στη βιβλιογραφία αναφέρονται σε:

- όρια γένεσης κύματος, που αφορούν στην εισαγωγή της κυματικής διαταραχής στο υπολογιστικό πεδίο,
- όρια ακτινοβολίας ή απορροφητικά όρια, που αφορούν στην απορρόφηση των κυματισμών στα όρια του υπολογιστικού πεδίου.

Οι περιπτώσεις αυτές αναλύονται στη συνέχεια.

#### 1.3.1 Εισαγωγή κυματικής διαταραχής

Η αρχική συνθήκη που χρησιμοποιείται συνήθως είναι ο μηδενισμός όλων των τιμών (coldstart). Στη συνέχεια για τη γένεση του κύματος, σε κάθε χρονικό βήμα ορίζονται οι τιμές της ροής της ορμής, της ταχύτητας των σωματιδίων ή της ανύψωσης της στάθμης της θάλασσας πάνω σε μία γραμμή (γραμμή δημιουργίας κυματισμών), που βρίσκεται στο κάτω όριο ανοιχτής θάλασσας του υπολογιστικού πεδίου. Η οριακή αυτή συνθήκη, θα πρέπει να περιγράφει, εκτός από τη γένεση των κυματισμών, και την απορρόφηση ή την ακτινοβολία τους στην ανοιχτή θάλασσα. Θα πρέπει δηλαδή η ίδια οριακή συνθήκη να λειτουργεί ταυτόχρονα σαν συνθήκη γένεσης και σαν συνθήκη ακτινοβολίας. Εφόσον όμως δεν είναι γνωστή ούτε η ταχύτητα μετάδοσης αλλά ούτε και η γωνία πρόσπτωσης των ανακλώμενων, από το εσωτερικό υπολογιστικό πεδίο, κυματισμών, η συνθήκη εφαρμόζεται δύσκολα. Δημιουργούνται ανεπιθύμητοι υψηλής συχνότητας θόρυβοι που 'μολύνουν' την αριθμητική επίλυση.

Η εναλλακτική μέθοδος που χρησιμοποιείται και έχει επικρατήσει πλέον είναι η πρόσθεση των τιμών των μεταβλητών που μεταφέρουν την επιθυμητή ενέργεια, στις τιμές που υπολογίζονται σε κάθε χρονικό βήμα, κατά μήκος της γραμμής δημιουργίας κυματισμών. Η γραμμή αυτή βρίσκεται στο εσωτερικό του υπολογιστικού πεδίου. Τα ανακλώμενα κύματα διαδίδονται ελεύθερα πέραν της γραμμής δημιουργίας των κυματισμών, ενώ παράλληλα κατά μήκος της γραμμής εισάγεται η κυματική διαταραχή.

Για την πραγματοποίηση του σχήματος αυτού, εισάγεται ένας όρος πηγής (source function) στην εξίσωση της συνέχειας. Η πρώτη προσπάθεια να συμπεριληφθεί ένας τέτοιος όρος στα ομοιώματα Boussinesq έγινε από τους Larsen και Dancy (1983), οι οποίοι πρόσθεταν και αφαιρούσαν μάζα από την υπολογιστική περιοχή κατά μήκος μιας γραμμής για διδιάστατο ομοίωμα, ή ενός σημείου για μονοδιάστατο ομοίωμα.

### 1.3.2 Απορροφητικά όρια

Πλήρης απορρόφηση της ενέργειας που φτάνει από το εσωτερικό στα όρια του υπολογιστικού πεδίου επιτυγχάνεται μόνο σε πολύ συγκεκριμένες περιπτώσεις, π.χ. σε μονοδιάστατα προβλήματα γραμμικών κυματισμών. Ωστόσο, υπάρχει μία αποτελεσματική τεχνική, που εφαρμόζεται ευρέως, τα τελευταία χρόνια σε διδιάστατα και μονοδιάστατα μοντέλα και είναι οι στοιβάδες απορρόφησης (sponge layers).

Οι στοιβάδες απορρόφησης είναι περιοχές στα όρια του πεδίου, στις οποίες οι τιμές της ταχύτητας και της ανύψωσης της θάλασσας διαιρούνται με μία τιμή, η οποία αυξάνεται καθώς πλησιάζουμε στο όριο. Οι κυματισμοί που προσπίπτουν στην περιοχή αυτή, απορροφούνται χωρίς ιδιαίτερα σημαντικές ανακλάσεις προς το εσωτερικό πεδίο.

Η συνάρτηση  $f(x)$  με την οποία διαιρούνται οι τιμές της ανύψωσης και της ταχύτητας δίνεται από τον τύπο:

$$f(x) = \begin{cases} \frac{e^{\left(\frac{x_s-x}{x_s}\right)^n} - 1}{e - 1}, & 0 \leq x < x_s \\ 1, & x \geq x_s \end{cases} \quad (31)$$

Η τιμή της μεταβλητής  $n$  λαμβάνεται συνήθως ίσο με 2, ενώ το μήκος της στοιβάδας ( $x_s-0$ ) ίσο με δύο ή τρία μήκη κύματος. Όπως διακρίνεται στο σχήμα 6.1, στο εσωτερικό της περιοχής της στοιβάδας απορρόφησης, που εκτείνεται από  $x=0$  έως  $x=x_s$ , η τιμή της  $f(x)$  αυξάνεται εκθετικά προς το όριο του υπολογιστικού πεδίου, ενώ εκτός αυτής παίρνει την τιμή 1. Σε πολλές περιπτώσεις οι στοιβάδες απορρόφησης συνδυάζονται με μία συνθήκη ακτινοβολίας ανώτερης τάξης και έτσι επιτυγχάνεται ικανοποιητική απορρόφηση των εξερχόμενων κυμάτων. Μία τέτοια συνθήκη, είναι η συνθήκη ακτινοβολίας του Sommerfeld (συνθήκη ελεύθερης διάβασης), η οποία για μονοδιάστατο μοντέλο γράφεται ως εξής:

$$\zeta_t + c \cos \theta \zeta_x = 0 \quad (32)$$

όπου

$c$  = η φασική ταχύτητα,

$\theta$  = η διεύθυνση διάδοσης του κύματος στο όριο.

Στην περίπτωση διασπειρόμενων κυματισμών, όμως, δεν υπάρχει συγκεκριμένη φασική ταχύτητα που να χαρακτηρίζει το σύστημα. Επιπλέον, σε εφαρμογές δύο διαστάσεων η



διεύθυνση διάδοσης του κύματος δεν είναι γνωστή εκ των προτέρων. Έτσι, στα διδιάστατα μοντέλα χρησιμοποιείται η προσεγγιστική της μορφής (Wei και Kirby, 1995):

$$\zeta_{tt} + c\zeta_{xt} - \frac{c^2}{2}\zeta_{yy} = 0 \quad (33)$$

Όσον αφορά τη φασική ταχύτητα, αυτή καθορίζεται από τη σχέση των μακρών κυματισμών  $c = \sqrt{gd}$  (Wei και Kirby, 1995).

Η αλληλεπίδραση των κυματισμών με τις κατασκευές προσομοιώνεται ως εξής:

### 1.3.3 Έξαλοι κυματοθραύστες

Οι έξαλοι κυματοθραύστες θεωρούνται στερεό όριο και εφαρμόζονται όρια ανάκλασης. Η εγκάρσια προς το όριο ταχύτητα μηδενίζεται (Wei and Kirby, 1995):

$\mathbf{U} \cdot \mathbf{n} = 0$  όπου το μοναδιαίο, κάθετο στην κατασκευή με κατεύθυνση προς τη θάλασσα, διάνυσμα.

Η παράλληλη προς το όριο ταχύτητα θεωρείται ίση με την ταχύτητα στο επόμενο σημείο προς τη πλευρά της θάλασσας.

$$\frac{\partial V_x}{\partial x} = 0$$

Παρόμοια συνθήκη εφαρμόζεται και για την στιγμιαία ανύψωση της ελεύθερης επιφάνειας:  $\nabla \zeta \cdot \mathbf{n} = 0$

Με σκοπό να αποφευχθούν οι ψευδείς διαταραχές (spurious oscillations) που παρατηρούνται στις γωνίες των κυματοθραυστών ο συντελεστής τριβής  $f_b$  παίρνει τη μέγιστη τιμή  $f_b = 0.3$  για να προσομοιώσει την έντονη απώλεια της ενέργειας λόγω τριβής και πορώδους. Για προσομοίωση της θραύσης ισχύουν ότι και προηγουμένως χωρίς καμία μεταβολή στις παραμέτρους.

### 1.3.4 Ύφαλοι κυματοθραύστες

Οι ύφαλοι κυματοθραύστες προσομοιώνονται απλά ως τοπική μεταβολή της βαθυμετρίας. Πάνω από τον κυματοθραύστη ο συντελεστής τριβής  $f_b$  παίρνει τη μέγιστη τιμή  $f_b = 0.3$  για να προσομοιώσει την έντονη απώλεια της ενέργειας λόγω τριβής και πορώδους. Για προσομοίωση της θραύσης ισχύουν ότι και προηγουμένως χωρίς καμία μεταβολή στις παραμέτρους.

## 2 Κυματικά χαρακτηριστικά πλοτικών περιοχών

### 2.1 Πρόγνωση κυματισμών

Η εκτίμηση των κυματικών χαρακτηριστικών στα βαθιά νερά του πεδίου μελέτης γίνεται με την εφαρμογή των σχέσεων της μεθόδου ενεργειακού φάσματος JONSWAP, σύμφωνα με τη μεθοδολογία που παρουσιάζεται στη συνέχεια.

Αρχικά υπολογίζεται το ισοδύναμο/αποτελεσματικό μήκος ανάπτυξης  $F_{eff}$  κατά την κατεύθυνση των τριών επικρατούντων ανέμων που πλήττουν την παράκτια περιοχή μελέτης. Η εκτίμηση βασίστηκε στη μεθοδολογία των Bishop & Donelan (1989).

Ξεκινώντας από την κύρια διεύθυνση των κυματισμών υπολογίζουμε τα μέσα αναπτύγματα για ένα τομέα που εκτείνεται  $\pm 15^\circ$  ως προς την κύρια, με υποδιαίρεση ανά  $3^\circ$ . Το ζητούμενο ανάπτυγμα είναι το ανάπτυγμα για το οποίο μεγιστοποιείται το μέγεθος:

$$\cos a_i F_i^{0.426} \quad (34)$$

όπου:  $i$  ακέραιος που περιγράφει τη διαίρεση του τομέα σε τμήματα,  $F_i$  το μέσο μήκος αναπτύγματος (σε ένα τομέα  $\pm 12^\circ$ ) της διεύθυνσης  $i$ , και  $a_i$  η γωνία που σχηματίζει η ακτίνα  $i$  με την κύρια διεύθυνση του ανέμου.

Τα μήκη αναπτύγματος  $F_i$  υπολογίστηκαν από το Google Earth (η κύρια και οι δύο ακραίες ακτίνες (μήκη)  $F_i$ ,  $\pm 15^\circ$  ως προς την κύρια διεύθυνση).

Στη συνέχεια ελέγχεται αν οι κυματισμοί έχουν πλήρη ανάπτυξη, από την ανισότητα:

$$\frac{gF}{U_{10}^2} > \frac{34.528}{C_D} \quad (35)$$

όπου:  $F = F_{eff}$ ,  $g$  η επιτάχυνση της βαρύτητας,  $U_{10}$  η χαρακτηριστική ταχύτητα του ανέμου αναφερόμενη σε ύψος 10 m πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας και  $C_D$  ο συντελεστής τριβής στη διεπιφάνεια αέρα-θάλασσας που δίνεται από τη σχέση:

$$C_D = 0.001(1.1 + 0.035U_{10}) \quad (36)$$

Σε περίπτωση ισχύος της ανισότητας 35, οι κυματισμοί θεωρείται ότι έχουν πλήρη ανάπτυξη, με το ύψος κύματος στα βαθιά νερά  $H_{S0}$  και την περίοδο κορυφής του φάσματος  $T_p$  να υπολογίζονται από τις εξισώσεις:

$$\frac{gH_{S0}}{u_{w*}^2} = 211.5 \quad (37)$$

$$\frac{gT_p}{u_{w*}^2} = 239.8 \quad (38)$$

όπου  $u_{w*}$  η ταχύτητα τριβής στη διεπιφάνεια αέρα-θάλασσας, όπως υπολογίζεται από τη σχέση:

$$u_{w*} = C_D U_{10}^2 \quad (39)$$

Σε περίπτωση μη ισχύος της ανισότητας 35, οι κυματισμοί θεωρείται ότι δεν έχουν πλήρη ανάπτυξη, και ελέγχεται η ανισότητα:

$$\frac{gF}{u_{w*}^2} < 0.0053 \left( \frac{gt_p}{u_{w*}} \right)^{3/2} \quad (40)$$

όπου  $F = F_{eff}$  και  $t_D$  η διάρκεια πνοής του ανέμου.

Σε περίπτωση ισχύος της ανισότητας 40 θεωρείται ότι ισχύει περιορισμός μήκους και τα κυματικά χαρακτηριστικά  $H_{S0}$  και  $T_p$  υπολογίζονται από τις εξισώσεις:

$$\frac{gH_{S0}}{u_{w*}^2} = 0.0413 \left( \frac{gX}{u_{w*}^2} \right)^{1/2} \quad (41)$$

$$\frac{gT_p}{u_{w*}} = 0.651 \left( \frac{gX}{u_{w*}^2} \right)^{1/3} \quad (42)$$

με το  $X$  να αντικαθίσταται από το  $F_{eff}$ .

Σε περίπτωση μη ισχύος της ανισότητας 40 θεωρείται ότι ισχύει περιορισμός διάρκειας, και η 40 εφαρμόζεται ως ισότητα για τον υπολογισμό νέου  $F$ , το οποίο στη συνέχεια και εισάγεται ως  $X$  στις Εξισώσεις 41 και 42 για τον υπολογισμό των  $H_{S0}$  και  $T_p$ .

## 2.2 Ισοδύναμοι κυματισμοί

Οι ισοδύναμοι κυματισμοί είναι αντιπροσωπευτικοί της κυματικής κατάστασης των περιοχών μελέτης σε ετήσια βάση και ιδιαίτερης σημασίας, καθώς καθορίζουν τη μορφοδυναμική απόκριση της. Πρόκειται για τους κυματισμούς με ετήσια συχνότητα εμφάνισης ίση με τη συνολική συχνότητα εμφάνισης των διαφόρων επιπέδων εντάσεων ανέμων μιας συγκεκριμένης κατεύθυνσης, και έχουν το ίδιο ενεργειακό περιεχόμενο με το σύνολο των κυματισμών των διαφόρων εντάσεων της κατεύθυνσης αυτής. Οι κυματισμοί αυτοί, καθώς και η αντίστοιχη συνολική συχνότητα εμφάνισης τους, χρησιμοποιούνται στους υπολογισμούς παράκτιας στερεομεταφοράς και μορφοδυναμικής, αντικαθιστώντας τους επιμέρους κυματισμούς που αντιστοιχούν στα διάφορα επίπεδα έντασης του ανέμου από την σχετική κατεύθυνση. Η μεθοδολογία υπολογισμού τους παρουσιάζεται στη συνέχεια.

Αρχικά, υπολογίζεται η ισοδύναμη περίοδος των κυματισμών με βάση τις περιόδους κορυφής και τις συχνότητες εμφάνισης για τα διαφορετικά επίπεδα έντασης του ανέμου κάθε κατεύθυνσης. Έπειτα, υπολογίζονται τα αντίστοιχα ισοδύναμα ύψη κύματος (επίσης για κάθε κατεύθυνση) από τη μέση τετραγωνική τιμή των Borah and Balloffet (1985):

$$H_e^2 T_e = \frac{\sum H_{soi}^2 T_{pi} f_i}{\sum f_i} \quad (43)$$

όπου:  $H_{soi}, T_{pi}, f_i$  τα ύψη, οι περίοδοι και οι συχνότητες εμφάνισης των κυμάτων που αντιστοιχούν στα διάφορα επίπεδα έντασης του ανέμου από την αντίστοιχη κατεύθυνση.

### 2.3 Υδρο-μορφοδυναμική πιλοτικών παραλιών

Με βάση τη μεθοδολογική προσέγγιση που προαναφέρθηκε υπολογίστηκαν το σημαντικό ύψος κύματος  $H_e$ , η περίοδος  $T_e$ , και η συχνότητα εμφάνισης  $f_e$  των ισοδύναμων κυματισμών ανοιχτού πελάγους.

#### 2.3.1 Υδροδυναμική και μορφοδυναμική στο Ιστορικό Μυτιλήνης (Λέσβος)

Η παραλία στο Ιστορικό Μυτιλήνης είναι εκτεθειμένη κυρίως σε Β, Α και ΒΑ κυματισμούς με ενεργά μήκη ανάπτυξης της τάξης των  $F_B = 35$  km,  $F_A = 26$  km και  $F_{BA} = 19$  km. Χρησιμοποιώντας τα ανεμολογικά δεδομένα για την περιοχή (ΕΜΥ, Σταθμός Μυτιλήνης), υπολογίστηκαν οι αντιπροσωπευτικές ετήσιες κυματικές παράμετροι (σημαντικό ύψος κύματος -  $H_{os}$ , περίοδος κορυφής φάσματος -  $T_p$ , ισοδύναμοι κυματισμοί -  $H_e$ , περίοδος ισοδύναμων κυματισμών -  $T_e$  και συχνότητα εμφάνισης ισοδύναμων κυματισμών -  $f$ ) κάθε κύριας ανεμολογικής κατεύθυνσης (Πίνακες 1-3). Με τον τρόπο αυτό, προέκυψαν οι χαρακτηριστικές τιμές  $H_e$  και  $T_e$  για την παραλία οι οποίες τελικά τροφοδότησαν το μοντέλο Boussinesq.

**Πίνακας 1:** Κυματικές παράμετροι παράκτιας περιοχής Ιστορικού Μυτιλήνης για ανέμους Β κατεύθυνσης.

Beaufort Scale	Εύρος Χαρακτηριστικής ανεμολογικής ταχύτητας - $U_{10}$ ( $ms^{-1}$ )	Συχνότητα Εμφάνισης - $f$ (%)	Σημαντικό Ύψος Κύματος - $H_{os}$ (m)	Περίοδος Κορυφής Φάσματος - $T_p$ (sec)	Ύψος Ισοδύναμων Κυματισμών - $H_e$ (m)	Περίοδος Ισοδύναμων Κυματισμών - $T_e$ (sec)
3	3,069	-	0,38	2,86	<b>0,88</b>	<b>3,63</b>
4	2,971	7,224	0,60	3,35		
5	1,469	2,894	0,87	3,78		
6	0,987	1,611	1,19	4,20		
7	0,241	0,482	1,55	4,59		
8	0,077	0,110	1,96	4,96		
9	0,011	0,011	2,42	5,33		
10	0,000	0,011	2,93	5,68		
Σύνολο		0,000	0,38	2,86		

**Πίνακας 2:** Κυματικές παράμετροι παράκτιας περιοχής Ιστορικού Μυτιλήνης για ανέμους Α κατεύθυνσης.

Beaufort Scale	Εύρος Χαρακτηριστικής ανεμολογικής ταχύτητας - $U_{10}$ ( $ms^{-1}$ )	Συχνότητα Εμφάνισης -f (%)	Σημαντικό Ύψος Κύματος - $H_{os}$ (m)	Περίοδος Κορυφής Φάσματος - $T_p$ (sec)	Ύψος Ισοδύναμων Κυματισμών - $H_e$ (m)	Περίοδος Ισοδύναμων Κυματισμών - $T_e$ (sec)
3	3,069	0,000	0,32	2,59	<b>0,70</b>	<b>3,21</b>
4	2,971	1,074	0,52	3,04		
5	1,469	0,329	0,75	3,43		
6	0,987	0,099	1,02	3,80		
7	0,241	0,022	1,34	4,16		
8	0,077	0,011	1,69	4,49		
9	0,011	0,011	2,09	4,83		
10	0,000	0,000	2,53	5,14		
Σύνολο		<b>1,546</b>				

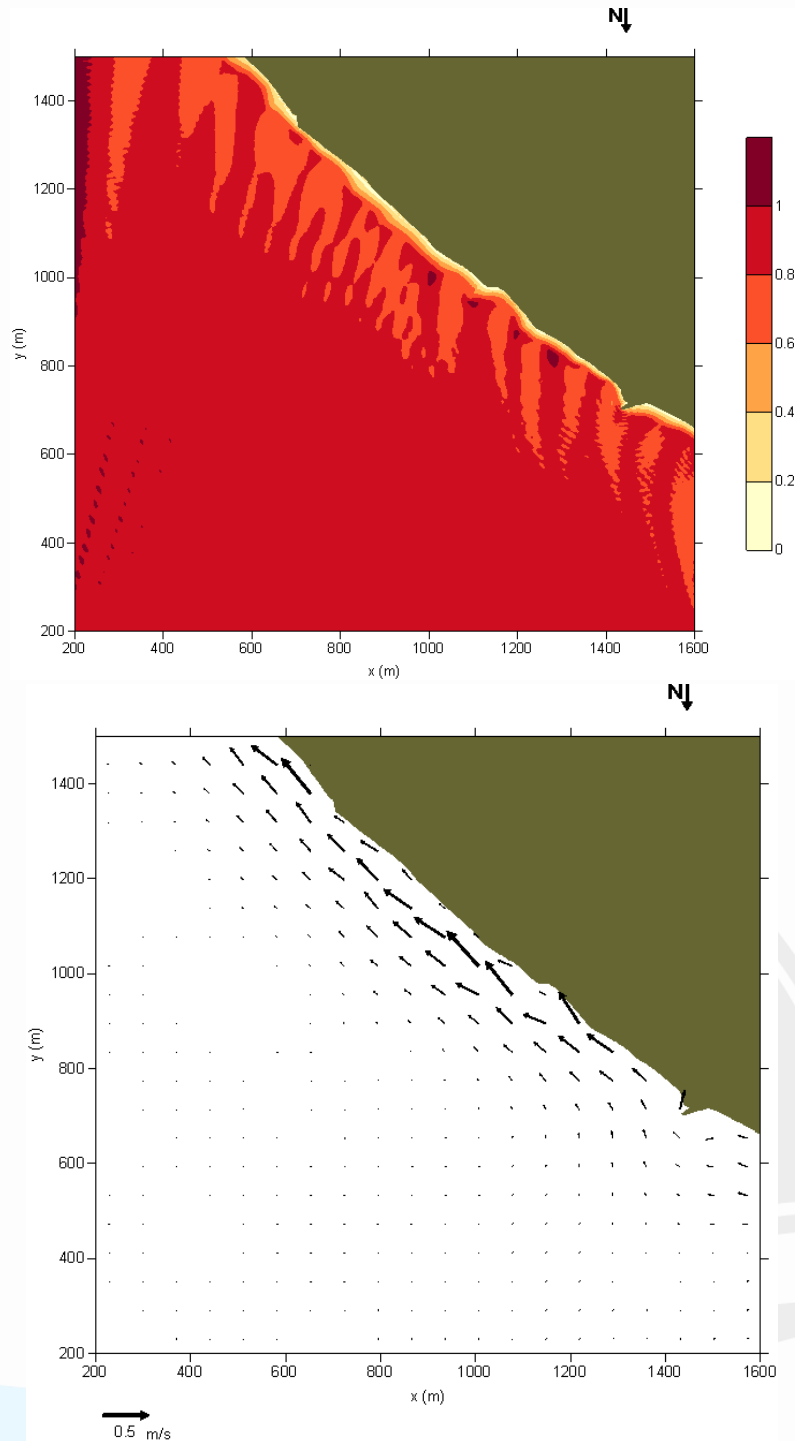
Πίνακας 3: Κυματικές παράμετροι παράκτιας περιοχής Ιστορικού Μυτιλήνης για ανέμους ΒΑ κατεύθυνσης.

Beaufort Scale	Εύρος Χαρακτηριστικής ανεμολογικής ταχύτητας - $U_{10}$ ( $ms^{-1}$ )	Συχνότητα Εμφάνισης -f (%)	Σημαντικό Ύψος Κύματος - $H_{os}$ (m)	Περίοδος Κορυφής Φάσματος - $T_p$ (sec)	Ύψος Ισοδύναμων Κυματισμών - $H_e$ (m)	Περίοδος Ισοδύναμων Κυματισμών - $T_e$ (sec)
3	3,069	0,000	0,28	2,33	<b>0,79</b>	<b>3,15</b>
4	2,971	2,137	0,44	2,74		
5	1,469	1,863	0,64	3,09		
6	0,987	1,743	0,87	3,43		
7	0,241	0,581	1,14	3,75		
8	0,077	0,164	1,44	4,05		
9	0,011	0,022	1,79	4,35		
10	0,000	0,011	2,16	4,63		
Σύνολο		<b>6,521</b>				

Παρακάτω υιοθετούνται τα χαρακτηριστικά των ισοδύναμων κυματισμών για την εφαρμογή των μαθηματικών ομοιωμάτων, όσον αφορά στην εξέλιξη της μορφολογίας του πυθμένα, και παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των μαθηματικών προσομοιώσεων για την υφιστάμενη υδρο-μορφοδυναμική κατάσταση στην περιοχή ευρύτερα του Ιστορικού Μυτιλήνης που αφορούν στα ύψη ισοδύναμων κυματισμών, στο πεδίο κυματογενών ταχυτήτων για κάθε μια από τις κύριες ανεμολογικές κατευθύνσεις (Εικόνες 2 έως 4) και στη συνολική εξέλιξη της μορφολογίας του πυθμένα από την επαλληλία των επικρατούντων κυματισμών (Εικόνα 5).

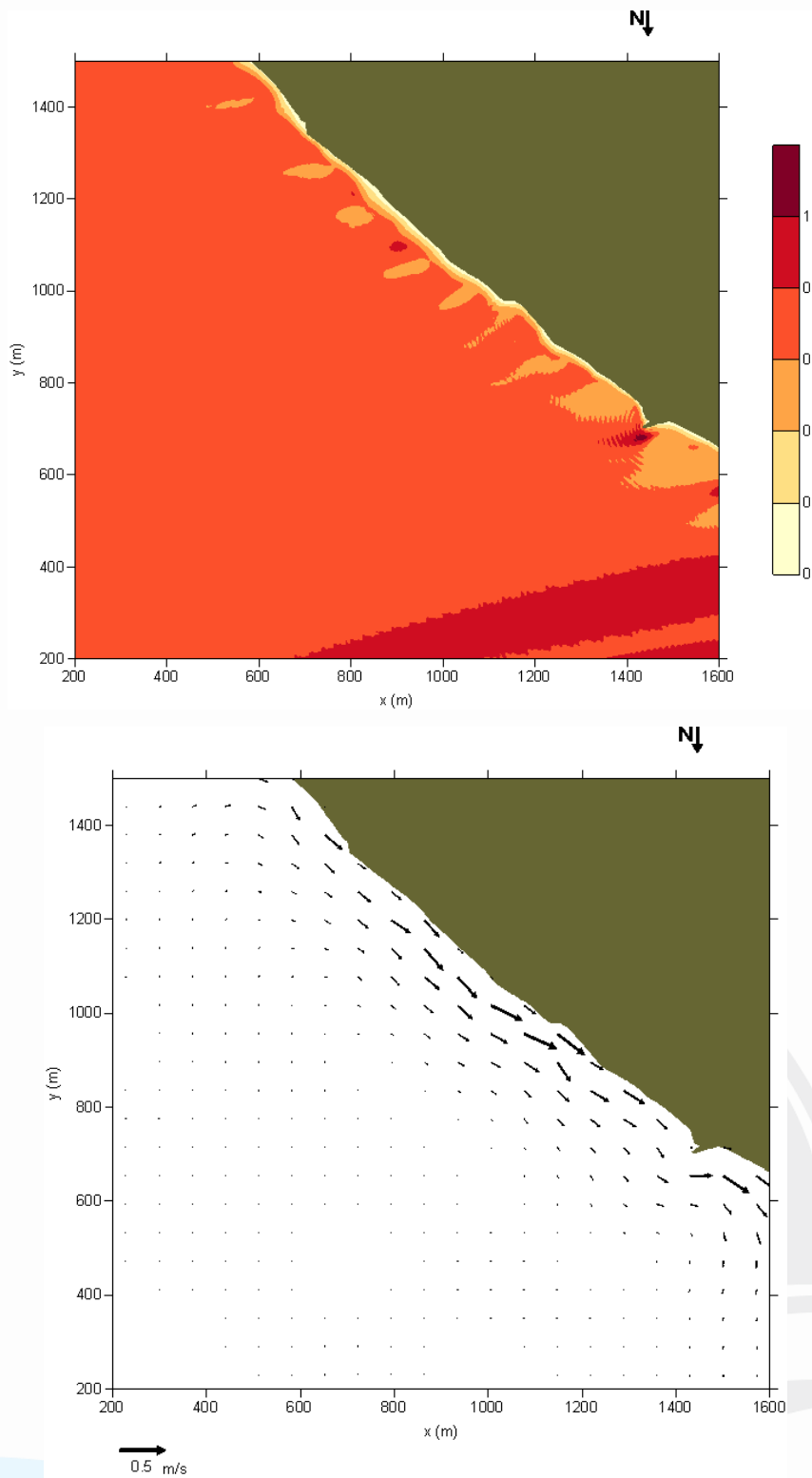
Τα αποτελέσματα έδειξαν πως η ζώνη θραύσης των προσπίπτοντων από Β κατεύθυνση κυματισμών (Εικόνα 2) (δηλαδή για την κατεύθυνση με το μεγαλύτερο ενεργό μήκος αναπτύγματος) λαμβάνει χώρα σε μια ζώνη της τάξης των 10-40 m από την ακτογραμμή, με την περιοχή του Ιστορικού να είναι μία από αυτές που επιδεικνύουν μικρό εύρος. Στο χώρο αυτό τα ύψη των κυμάτων προσεγγίζουν κατά θέσεις το 1 m πριν τη θραύση τους, αυξημένα σε σχέση με το περιβάλλουσα ανάπτυξη τους, γεγονός που πιθανόν οφείλεται

στις μεταβολές της μορφολογίας του πυθμένα, λόγω εναλλαγών της ποσειδωνίας με μικρού ύψους υφάλους καλυμμένων με ποσειδωνία και θύλακες άμμου. Οι ρευματικές ταχύτητες φαίνεται να είναι αυξημένης έντασης ( $\geq 0.5$  m/s), ειδικά από το Ιστορικό και προς τα νότια, και να αναπτύσσονται παράλληλα με την ακτογραμμή με κατεύθυνση προς τα ΝΑ. Οι ταχύτητες αυτές εξασθενούν όσο αυξάνεται το βάθος διατηρώντας την ίδια κατεύθυνση, πιθανόν και λόγω του πυκνού πεδίου ποσειδωνίας που αναπτύσσεται στην περιοχή.



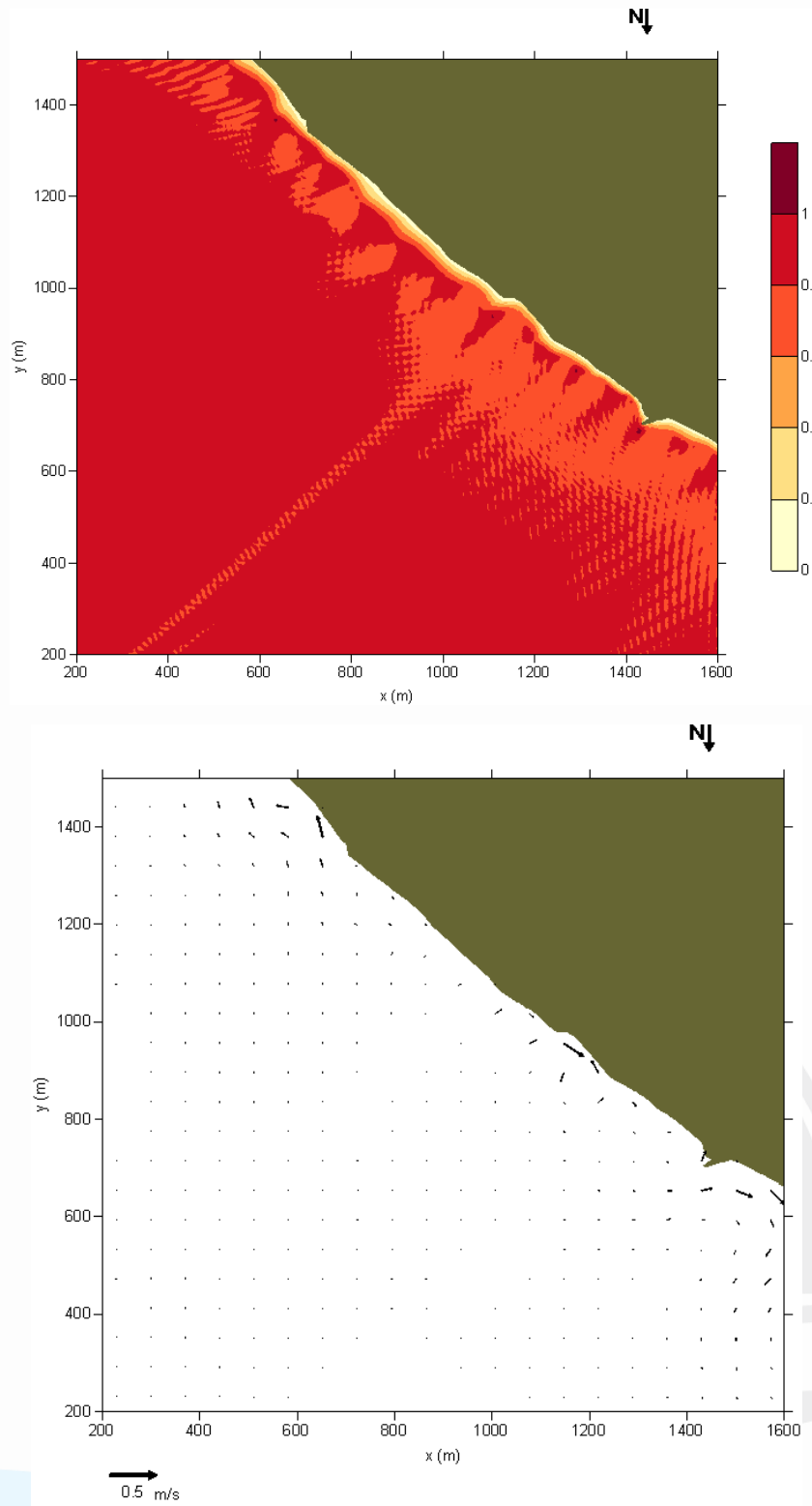
**Εικόνα 2:** Σημαντικό ύψος κύματος (σε m) (πάνω) και κυματογενής κυκλοφορία (κάτω) στην παραλία Ιστορικού Μυτιλήνης κατά την πνοή B ανέμου υπό το παρών καθεστώς (ο βορράς (North) είναι προς τα κάτω).

Αντίθετα, στην περίπτωση των προσπιπτόντων από Α κατεύθυνση κυματισμών (Εικόνα 3) τα ύψη είναι μικρότερα, και η κατεύθυνση των παράκτιων ρευμάτων είναι προς τα ΒΑ με αυξημένες ταχύτητες έως και 0.5 m/s στην περιοχή αμέσως βόρεια και νότια του ιστορικού.



**Εικόνα 3:** Σημαντικό ύψος κύματος (σε m) (πάνω) και κυματογενής κυκλοφορία (κάτω) στην παράλια Ιστορικού Μυτιλήνης κατά την πνοή Α ανέμου υπό το παρών καθεστώς (ο βορράς (North) είναι προς τα κάτω).

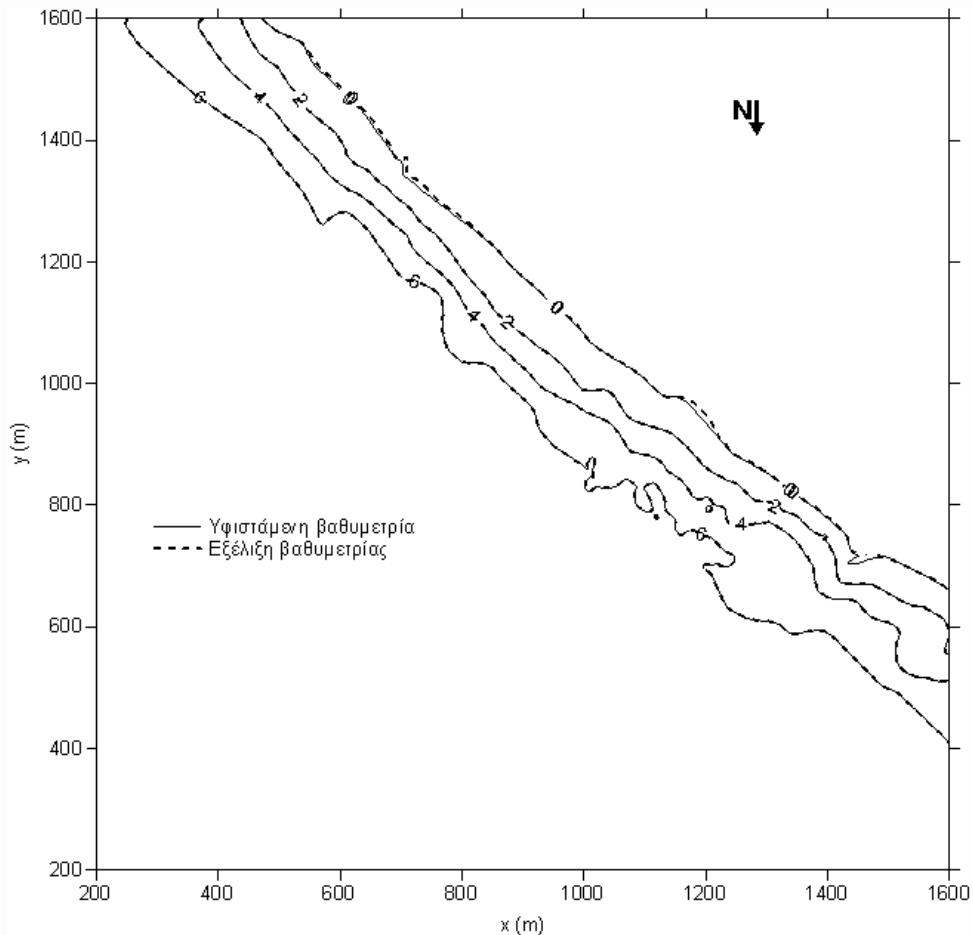
Τέλος, οι κυματισμοί από τα ΒΑ (Εικόνα 4) έχουν μεγαλύτερα ύψη σε σχέση με αυτούς από Α διεύθυνσης, όμως τα δημιουργούμενα ρεύματα από την σχεδόν κάθετη πρόσπτωση είναι μικρά, με ταχύτητες που δεν ξεπερνούν τα 0.2 m/s. Εντούτοις, κατά θέσεις και μεταξύ αυτών και στο Ιστορικό, τα παράκτια ρεύματα φαίνεται να φτάνουν τα 0.3-0.4 m/s.



**Εικόνα 4:** Σημαντικό ύψος κύματος (σε m) (πάνω) και κυματογενής κυκλοφορία (κάτω) στην παραλία Ιστορικού Μυτιλήνης κατά την πνοή ΒΑ ανέμου υπό το παρών καθεστώς (ο βορράς (North) είναι προς τα κάτω).



Σε σχέση με την τάση εξέλιξης της μορφολογίας του πυθμένα (Εικόνα 5), φαίνεται ότι η επαλληλία των επικρατούντων κυματισμών δεν προκαλεί ιδιαίτερες μεταβολές στο υποθαλάσσιο ανάγλυφο, μάλλον λόγω του πυκνού και εκτεταμένου πεδίου ποσειδωνίας, όμως δημιουργεί κατά μήκος της ακτογραμμής, στην ευρύτερη περιοχή, ελαφρές τάσεις διάβρωσης οι οποίες ανιχνεύτηκε ότι έχουν σχετικά μεγαλύτερο εύρος (έως και ~10 m) μόνο κατά θέσεις, μεταξύ αυτών και στο Ιστορικό.



**Εικόνα 5:** Τάση εξέλιξης της μορφολογίας του πυθμένα με την επαλληλία των επικρατούντων κυματισμών (B, A και BA) (ο βορράς (North) είναι προς τα κάτω).

### 2.3.2 Υδροδυναμική και μορφοδυναμική στην παραλία Πέτρας Λέσβου

Η παράκτια ζώνη της Πέτρας μπορεί να διακριθεί σε 2 κύρια τμήματα, στο νοτιότερο όπου αναπτύσσεται παράκτιος τοίχος μπροστά από τον οποίο δεν αναπτύσσεται παραλία και το βορειότερο τμήμα το οποίο αντιστοιχεί στην αμμώδη, αμμοχαλικώδη παραλία της Πέτρας. Η ευρύτερη παράκτια περιοχή είναι εκτεθειμένη σε κυματισμούς προερχόμενους από Δ, ΒΔ και Β κατευθύνσεις με ενεργά μήκη ανάπτυξης της τάξης των  $F_{\Delta} = 190$  km,  $F_{B\Delta} = 125$  km και  $F_B = 43.2$  km αντίστοιχα. Χρησιμοποιώντας τα ανεμολογικά δεδομένα του σταθμού Μυτιλήνης της ΕΜΥ υπολογίστηκε το ετήσιο καθεστώς κυματικής φόρτισης (οι χαρακτηριστικές τιμές  $H_e$  και  $T_e$  για την παράκτια περιοχή, Πίνακες 4 έως 6), που τελικά τροφοδότησε το μοντέλο Boussinesq.

Πίνακας 4: Κυματικές παράμετροι παραλίας Πέτρας για ανέμους Δ κατεύθυνσης.

Beaufort Scale	Εύρος Χαρακτηριστικής ανεμολογικής ταχύτητας - $U_{10}$ ( $ms^{-1}$ )	Συχνότητα Εμφάνισης -f (%)	Σημαντικό Ύψος Κύματος - $H_{os}$ (m)	Περίοδος Κορυφής Φάσματος - $T_p$ (sec)	Ύψος Ισοδύναμων Κυματισμών - $H_e$ (m)	Περίοδος Ισοδύναμων Κυματισμών - $T_e$ (sec)
3	3,069	0,987	0,50	3,72	1,14	4,71
4	2,971	0,603	1,29	5,98		
5	1,469	0,153	1,38	5,15		
6	0,987	0,066	1,80	6,03		
7	0,241	0,011	2,51	6,89		
8	0,077	0,011	3,37	7,74		
9	0,011	0,000	4,29	8,61		
10	0,000	0,000	6,31	9,47		
Σύνολο		1,831				

Πίνακας 5: Κυματικές παράμετροι παραλίας Πέτρας για ανέμους ΒΔ κατεύθυνσης.

Beaufort Scale	Εύρος Χαρακτηριστικής ανεμολογικής ταχύτητας - $U_{10}$ ( $ms^{-1}$ )	Συχνότητα Εμφάνισης -f (%)	Σημαντικό Ύψος Κύματος - $H_{os}$ (m)	Περίοδος Κορυφής Φάσματος - $T_p$ (sec)	Ύψος Ισοδύναμων Κυματισμών - $H_e$ (m)	Περίοδος Ισοδύναμων Κυματισμών - $T_e$ (sec)
3	3,069	4,264	0,50	3,72	1,12	4,82
4	2,971	3,606	1,29	5,98		
5	1,469	0,756	1,38	5,15		
6	0,987	0,121	2,04	6,03		
7	0,241	0,022	2,85	6,89		
8	0,077	0,011	3,81	7,74		
9	0,011	0,000	4,76	8,36		
10	0,000	0,000	5,75	8,90		
Σύνολο		8,780				

Πίνακας 6: Κυματικές παράμετροι παραλίας Πέτρας για ανέμους Β κατεύθυνσης.

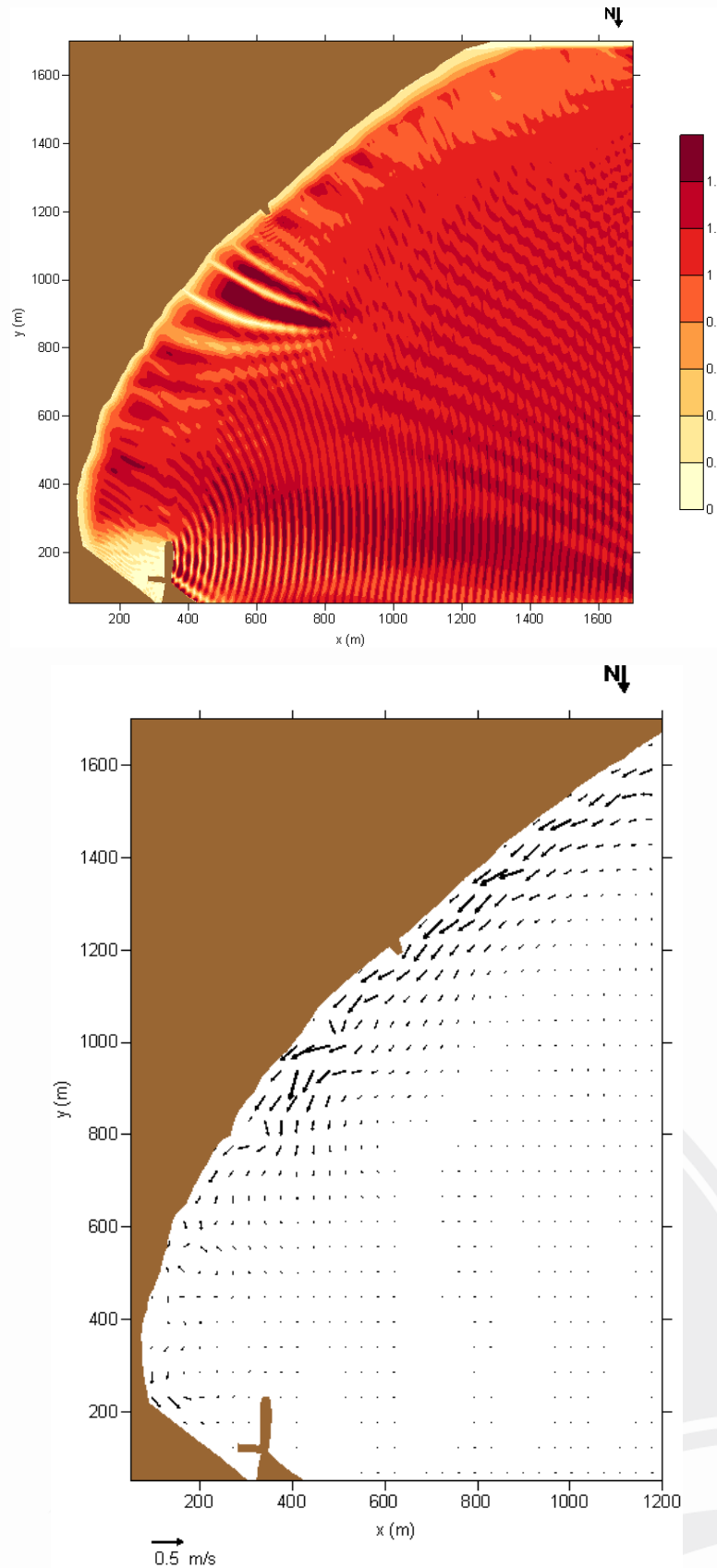
Beaufort Scale	Εύρος Χαρακτηριστικής ανεμολογικής ταχύτητας - $U_{10}$ ( $ms^{-1}$ )	Συχνότητα Εμφάνισης -f (%)	Σημαντικό Ύψος Κύματος - $H_{os}$ (m)	Περίοδος Κορυφής Φάσματος - $T_p$ (sec)	Ύψος Ισοδύναμων Κυματισμών - $H_e$ (m)	Περίοδος Ισοδύναμων Κυματισμών - $T_e$ (sec)
3	3,069	0,000	0,25	2,16	0,58	2,74
4	2,971	7,224	0,40	2,53		
5	1,469	2,894	0,57	2,85		
6	0,987	1,611	0,78	3,17		
7	0,241	0,482	1,01	3,46		
8	0,077	0,110	1,28	3,74		
9	0,011	0,011	1,59	4,02		
10	0,000	0,011	1,92	4,28		
Σύνολο		12,343				

Παρακάτω υιοθετούνται τα χαρακτηριστικά των ισοδύναμων κυματισμών για την εφαρμογή των μαθηματικών ομοιωμάτων, όσον αφορά στην εξέλιξη της μορφολογίας του πυθμένα, και παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των μαθηματικών προσομοιώσεων για την υφιστάμενη υδρο-μορφοδυναμική κατάσταση στην παράκτια περιοχή της Πέτρας που αφορούν στα ύψη ισοδύναμων κυματισμών, στο πεδίο κυματογενών ταχυτήτων για κάθε μια από τις κύριες ανεμολογικές κατευθύνσεις (Εικόνες 6 έως 8) και στη συνολική εξέλιξη της μορφολογίας του πυθμένα από την επαλληλία των επικρατούντων κυματισμών (Εικόνα 9).

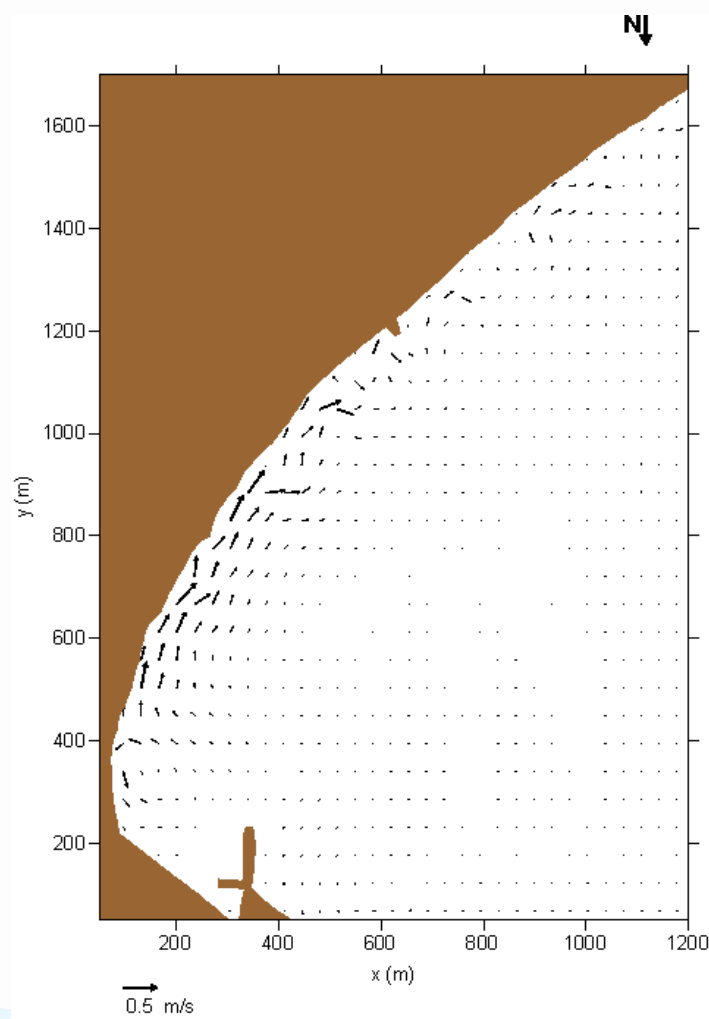
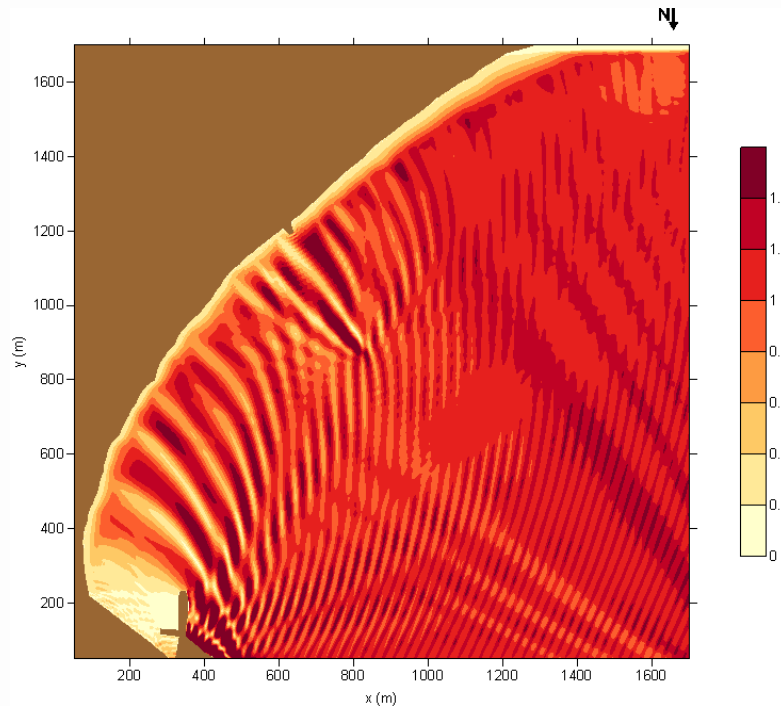
Τα αποτελέσματα της υδροδυναμικής υπορουτίνας έδειξαν ότι κυματική και ρευματική κυκλοφορία είναι διαφορετική για τις 2 κύριες εξεταζόμενες κατευθύνσεις (Δ και ΒΔ) με τη ζώνη θραύσης των κυματισμών να βαίνει μειούμενη σε πλάτος από περίπου 30 m στο ΝΔ-ικό τμήμα της παράκτιας ζώνης έως και σε μικρότερο πλάτος από 10 m προς τα ΒΑ. Αν και οι μεγαλύτεροι προσπίπτοντες στην ακτή κυματισμοί περιορίζονται στο κεντρικό και βορειοανατολικό τμήμα της παράκτιας ζώνης και προς την περιοχή των λιμενικών εγκαταστάσεων του ΒΑ άκρου της ακτής, στην περίπτωση των Δ ανέμων δημιουργείται παράλληλη προς την ακτή κυκλοφορία με κατεύθυνση προς ΒΑ με ένταση που φτάνει τα 0.6-0.7 m/s από το νοτιοδυτικότερο προς το κεντρικό τμήμα της παράκτιας ζώνης (μπροστά από τον παράκτιο τοίχο και στο νοτιότερο τμήμα της παραλίας της Πέτρας), με τα ρεύματα να εξασθενούν προς τα βορειοανατολικά (Εικόνα 6). Αντίθετα, οι ΒΔ κατεύθυνσης κυματισμοί προκαλούν ρευματική κυκλοφορία παράλληλα με την ακτή προς τα ΝΔ, με αυξημένη ένταση (έως και 0.5 m/s) στα ΒΑ της παραλίας, η οποία σταδιακά εξασθενεί προς το κεντρικό και νοτιοδυτικό τμήμα της παράκτιας ζώνης (Εικόνα 7).

Η ύπαρξη του υφάλου στο κεντρικό περίπου τμήμα της παράκτιας ζώνης φαίνεται να τροποποιεί ελαφρά τη ρευματική κυκλοφορία χωρίς όμως να μεταβάλλει την κύρια διεύθυνση ροής. Στην περίπτωση των Δ ανέμων η ταχύτητα των παράκτιων ρευμάτων είναι αρκετά υψηλή έως και ~200 m από την ακτή (στο νοτιοδυτικό τμήμα της παράκτιας ζώνης), σε περιβάλλον αμμώδους βυθού, ενώ το ίδιο καθεστώς περίπου επικρατεί και στους ΒΔ-ικής κατεύθυνσης κυματισμούς για το ΒΑ-ικό τμήμα της ακτής.

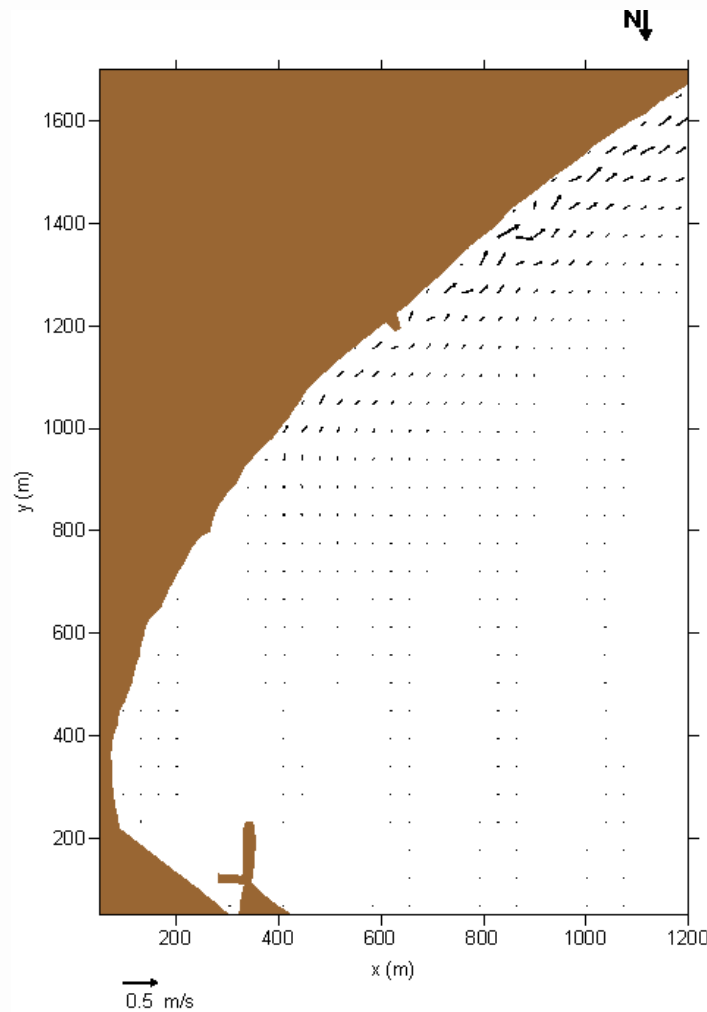
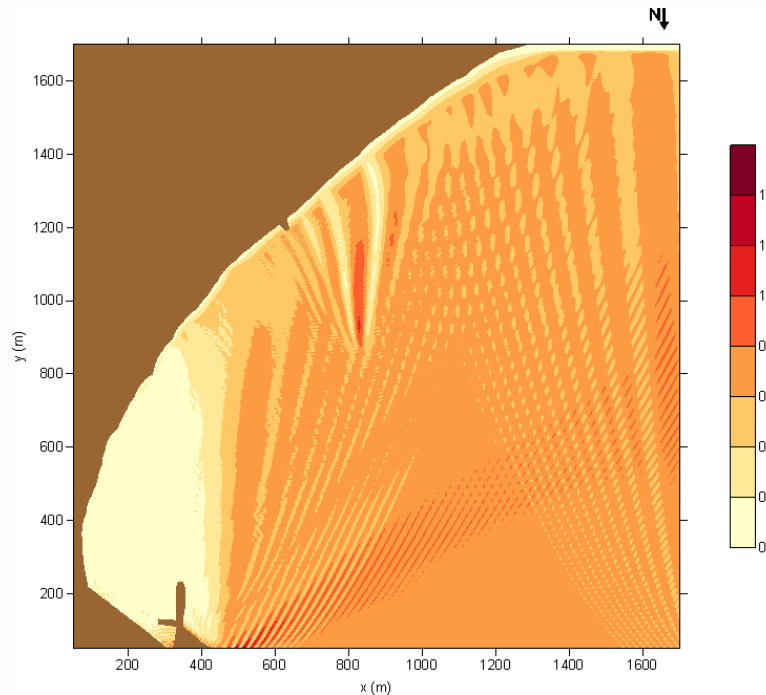
Τέλος, για τους ηπιότερους κυματισμούς Β κατεύθυνσης (Εικόνα 8), φαίνεται ότι η παραλία στο βόρειο τμήμα είναι προστατευμένη, με παράκτια ρεύματα μέγιστης έως 0.4-0.5 m/s να εμφανίζονται μπροστά από τον παράκτιο τοίχο στα νότια.



**Εικόνα 6:** Σημαντικό ύψος κύματος (σε m) (πάνω) και κυματογενής κυκλοφορία (κάτω) στην παραλία της Πέτρας κατά την πνοή Δ ανέμου υπό το παρών καθεστώς (ο βορράς (North) είναι προς τα κάτω).

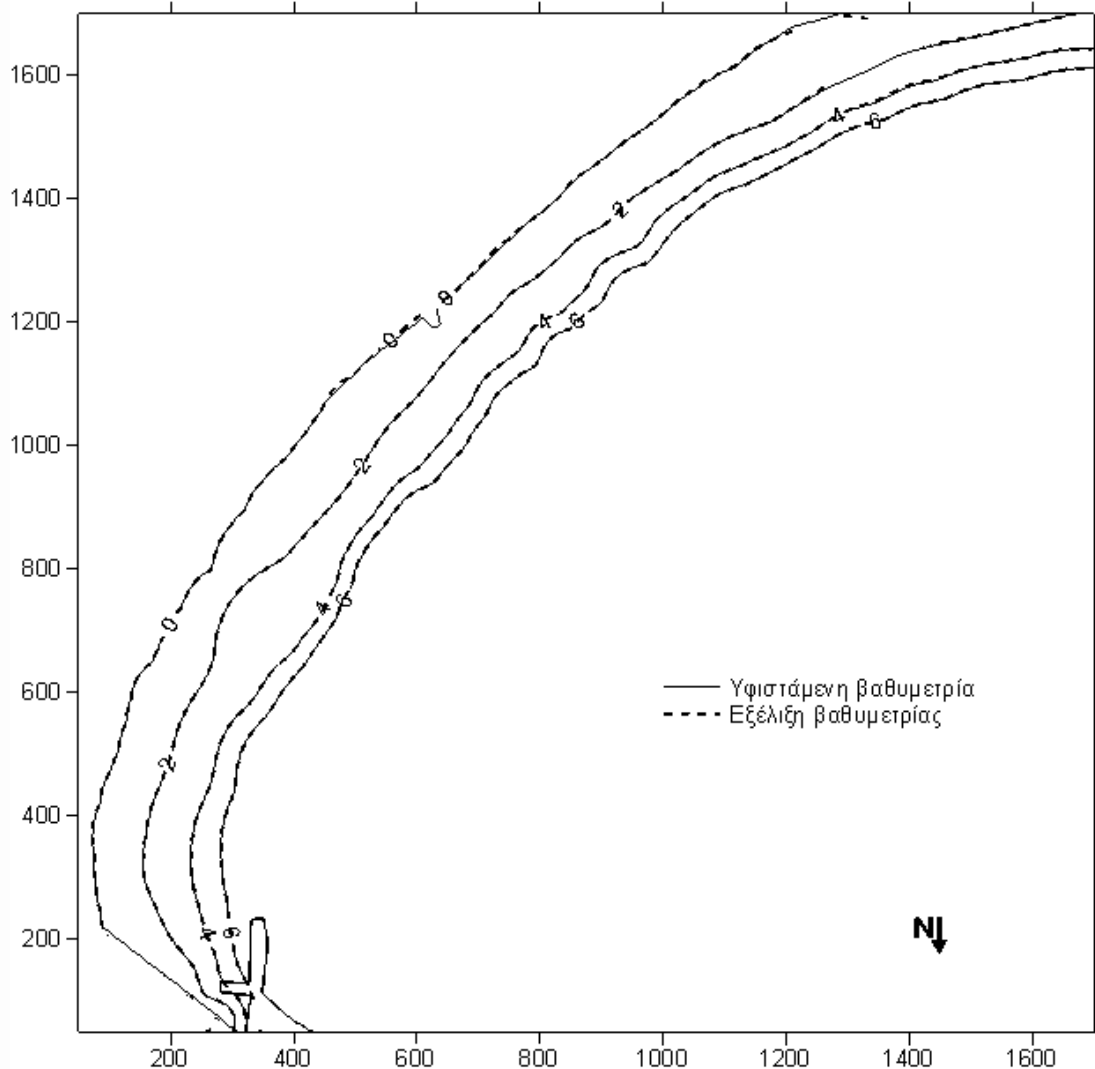


**Εικόνα 7:** Σημαντικό ύψος κύματος (σε m) (πάνω) και κυματογενής κυκλοφορία (κάτω) στην παραλία Πέτρας κατά την πνοή ΒΔ ανέμου υπό το παρών καθεστώς (ο βορράς (North) είναι προς τα κάτω).



**Εικόνα 8:** Σημαντικό ύψος κύματος (σε m) (πάνω) και κυματογενής κυκλοφορία (κάτω) στην παραλία Πέτρας κατά την πνοή Β ανέμου υπό το παρών καθεστώς (ο βορράς (North) είναι προς τα κάτω).

Σε σχέση με την τάση εξέλιξης της μορφολογίας του πυθμένα (Εικόνα 9), φαίνεται ότι η επαλληλία των επικρατούντων κυματισμών δεν προκαλεί ιδιαίτερες μεταβολές στο υποθαλάσσιο ανάγλυφο αλλά ούτε κατά μήκος της ακτογραμμής, και ότι επικρατούν γενικώς τάσεις σταθεροποίησης της ακτής υπό τις υφιστάμενες υδροδυναμικές συνθήκες.



**Εικόνα 9:** Τάση εξέλιξης της μορφολογίας του πυθμένα στην παραλία της Πέτρας με την επαλληλία των επικρατούντων κυματισμών (Δ, ΒΔ και Β) (ο βορράς (North) είναι προς τα κάτω).

### 2.3.3 Υδροδυναμική και μορφοδυναμική στην παραλία Κώμης Χίου

Η παραλία της Κώμης είναι εκτεθειμένη σε κυματισμούς προερχόμενους από Ν, ΝΑ και Α κατευθύνσεις με ενεργά μήκη ανάπτυξης της τάξης των  $F_N = 110$  km,  $F_{NA} = 125$  km και  $F_A = 95$  km αντίστοιχα. Χρησιμοποιώντας τα ανεμολογικά δεδομένα του σταθμού της ΕΜΥ στη Χίο υπολογίστηκε το ετήσιο καθεστώς κυματικής φόρτισης και συγκεκριμένα οι χαρακτηριστικές τιμές  $H_e$  και  $T_e$  για την παράκτια περιοχή (Πίνακες 7 έως 9), οι οποίες τελικά τροφοδότησαν το μοντέλο Boussinesq.

Πίνακας 7: Κυματικές παράμετροι παραλίας Κώμης για ανέμους Ν κατεύθυνσης.

Beaufort Scale	Εύρος Χαρακτηριστικής ανεμολογικής ταχύτητας - $U_{10}$ ( $ms^{-1}$ )	Συχνότητα Εμφάνισης -f (%)	Σημαντικό Ύψος Κύματος - $H_{os}$ (m)	Περίοδος Κορυφής Φάσματος - $T_p$ (sec)	Ύψος Ισοδύναμων Κυματισμών - $H_e$ (m)	Περίοδος Ισοδύναμων Κυματισμών - $T_e$ (sec)
3	3,069	0,50	0,50	3,72	1,21	4,28
4	2,971	0,77	0,77	3,96		
5	1,469	1,22	1,22	4,74		
6	0,987	1,80	1,80	5,55		
7	0,241	2,51	2,51	6,34		
8	0,077	3,37	3,37	7,12		
9	0,011	4,30	4,30	7,81		
10	0,000	5,19	5,19	8,32		
Σύνολο		<b>8,825</b>				

Πίνακας 8: Κυματικές παράμετροι παραλίας Κώμης για ανέμους ΝΑ κατεύθυνσης.

Beaufort Scale	Εύρος Χαρακτηριστικής ανεμολογικής ταχύτητας - $U_{10}$ ( $ms^{-1}$ )	Συχνότητα Εμφάνισης -f (%)	Σημαντικό Ύψος Κύματος - $H_{os}$ (m)	Περίοδος Κορυφής Φάσματος - $T_p$ (sec)	Ύψος Ισοδύναμων Κυματισμών - $H_e$ (m)	Περίοδος Ισοδύναμων Κυματισμών - $T_e$ (sec)
3	3,069	2,346	0,50	3,72	1,13	4,74
4	2,971	1,710	1,29	5,98		
5	1,469	0,515	1,22	4,74		
6	0,987	0,219	1,80	5,55		
7	0,241	0,044	2,51	6,34		
8	0,077	0,011	3,37	7,12		
9	0,011	0,000	4,40	7,93		
10	0,000	0,000	5,54	8,68		
Σύνολο		<b>4,845</b>				

Πίνακας 9: Κυματικές παράμετροι παραλίας Κώμης για ανέμους Α κατεύθυνσης.

Beaufort Scale	Εύρος Χαρακτηριστικής ανεμολογικής ταχύτητας - $U_{10}$ ( $ms^{-1}$ )	Συχνότητα Εμφάνισης -f (%)	Σημαντικό Ύψος Κύματος - $H_{os}$ (m)	Περίοδος Κορυφής Φάσματος - $T_p$ (sec)	Ύψος Ισοδύναμων Κυματισμών - $H_e$ (m)	Περίοδος Ισοδύναμων Κυματισμών - $T_e$ (sec)
3	3,069	1,151	0,50	3,72	0,99	4,05
4	2,971	1,074	0,77	3,96		
5	1,469	0,329	1,22	4,74		
6	0,987	0,099	1,80	5,55		
7	0,241	0,022	2,51	6,34		
8	0,077	0,011	3,22	6,92		
9	0,011	0,011	3,99	7,43		
10	0,000	0,000	4,83	7,92		
Σύνολο		<b>2,697</b>				

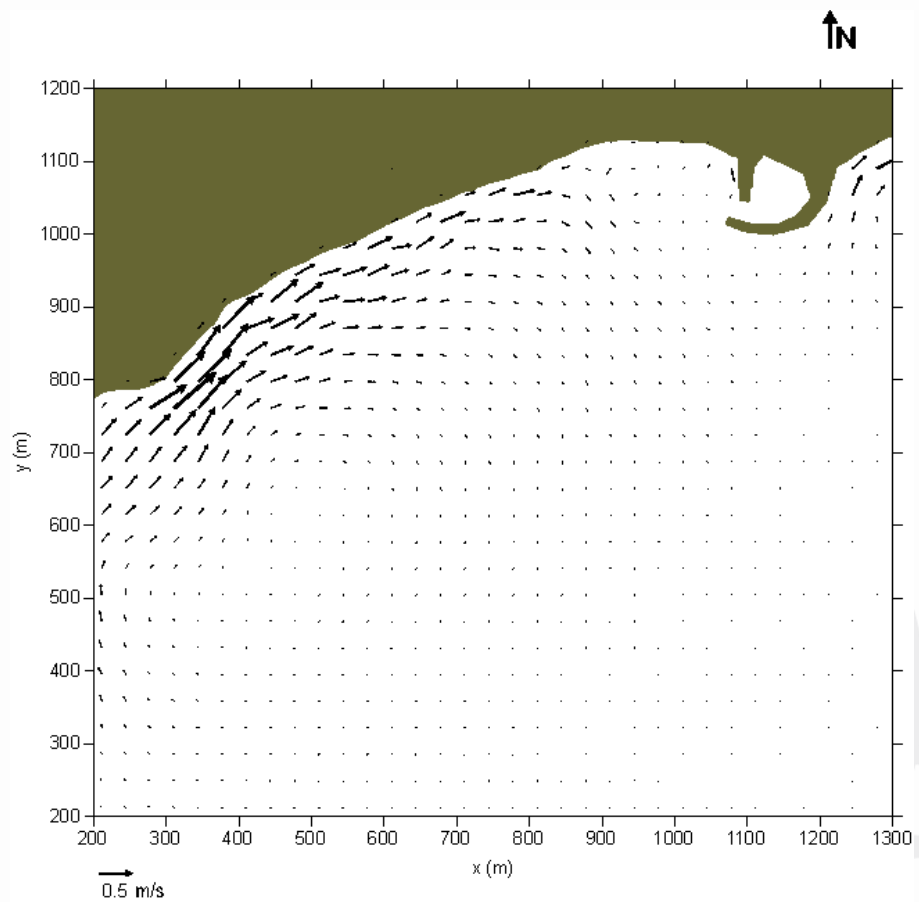
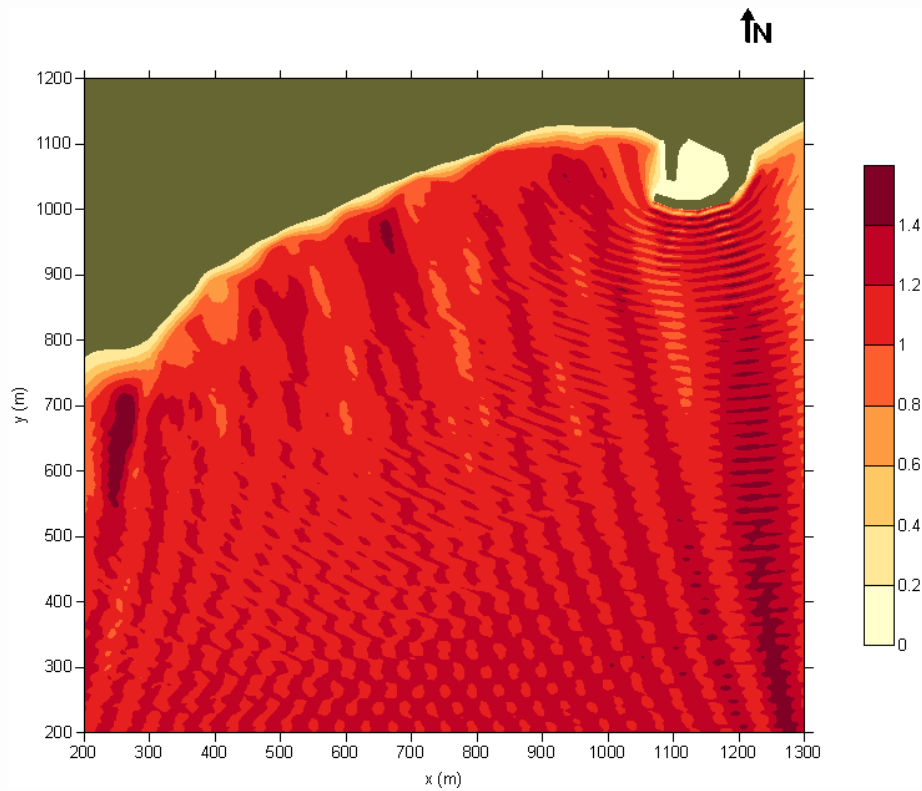


Παρακάτω υιοθετούνται τα χαρακτηριστικά των ισοδύναμων κυματισμών για την εφαρμογή των μαθηματικών ομοιωμάτων, όσον αφορά στην εξέλιξη της μορφολογίας του πυθμένα, και παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των μαθηματικών προσομοιώσεων για την υφιστάμενη υδρο-μορφοδυναμική κατάσταση για την παραλία της Κώμης που αφορούν στα ύψη ισοδύναμων κυματισμών, στο πεδίο κυματογενών ταχυτήτων για κάθε μια από τις κύριες ανεμολογικές κατευθύνσεις (Εικόνες 10 έως 12) και στη συνολική εξέλιξη της μορφολογίας του πυθμένα από την επαλληλία των επικρατούντων κυματισμών (Εικόνα 13).

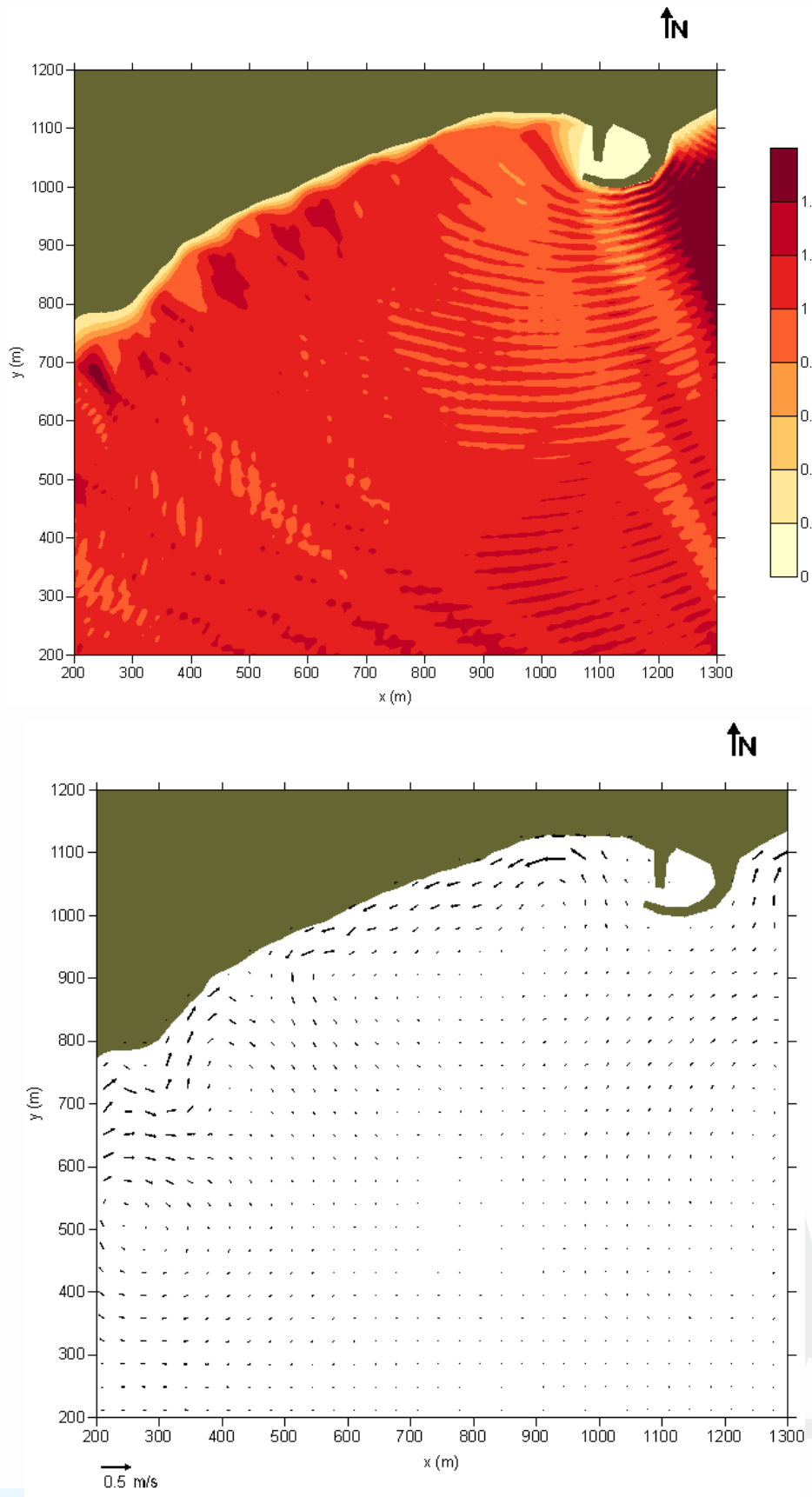
Τα αποτελέσματα της προσομοίωσης έδειξαν ότι στην περίπτωση των Ν κατεύθυνσης ανέμων δημιουργείται έντονη ρευματική κυκλοφορία παράλληλα στην ακτή στο νοτιοδυτικό τμήμα της παραλίας (περιοχή όπου έχει διαπιστωθεί έντονη διάβρωση) με διεύθυνση προς ΒΑ και ταχύτητες που προσεγγίζουν το 1.5 m/s (Εικόνα 10). Οι ταχύτητες αυτές εξασθενούν προς το κεντρικό τμήμα της παραλίας, όπου όμως διατηρούν ένταση έως και 0.5 m/s έως ότου τελικά εξασθενίζουν δίπλα από το αλιευτικό καταφύγιο στο βορειοανατολικό άκρο της παραλίας.

Στην περίπτωση πνοής ΝΑ κατεύθυνσης ανέμου το καθεστώς της παράκτιας κυκλοφορίας φαίνεται να περιπλέκεται. Συγκεκριμένα, εντοπίζονται ρεύματα παράλληλα με την ακτή στο νότιο άκρο της παραλίας με ταχύτητες έως και 0.4 m/s και διεύθυνση προς τα βορειοανατολικά, ενώ αντίθετα, στο βόρειο τμήμα πλησίον του αλιευτικού καταφυγίου η ρευματική κυκλοφορία είναι αντίθετη (προς τα δυτικά) με ταχύτητες που φτάνουν τα 0.5 m/s (Εικόνα 11). Οι συνθήκες αυτές φαίνονται ικανές για τη μεταφορά των ιζημάτων και από τα δύο άκρα της παραλίας, το σημαντικότερο όμως χαρακτηριστικό είναι ότι οι αντίθετες αυτές ροές φαίνεται να συναντώνται προς τα νοτιοανατολικά όπου και δημιουργούν ένα ξεκάθαρο ρεύμα επιστροφής προς τα ανοιχτά της παραλίας με ταχύτητες έως και 0.3 m/s.

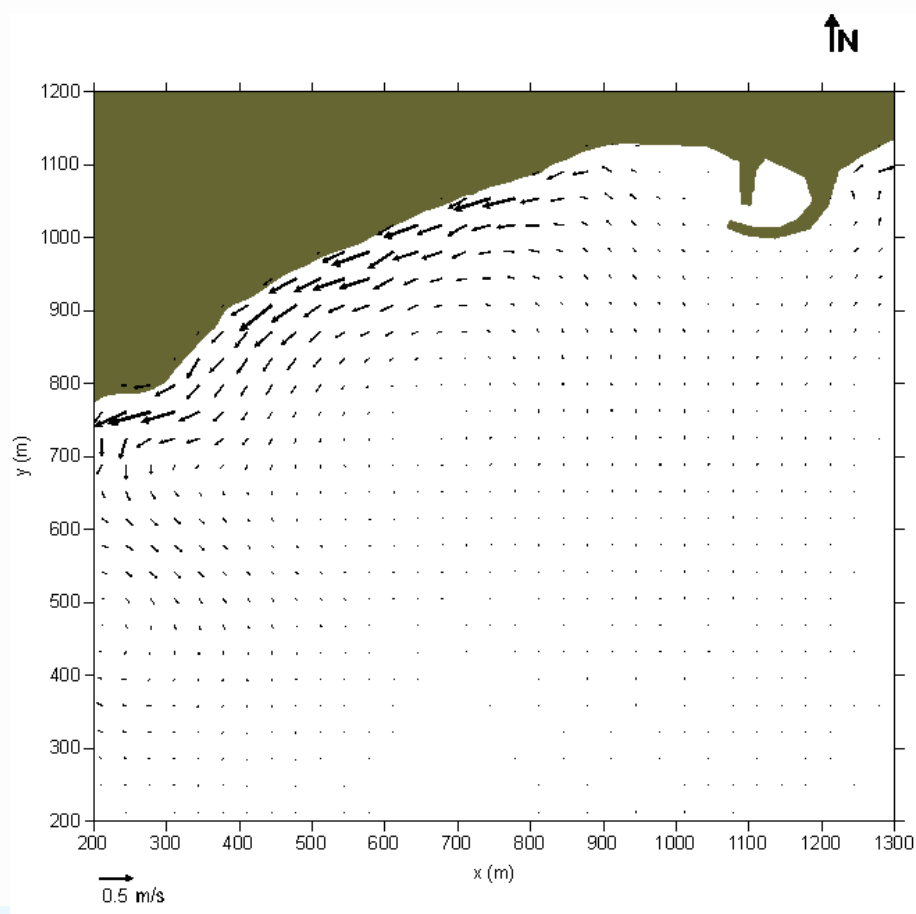
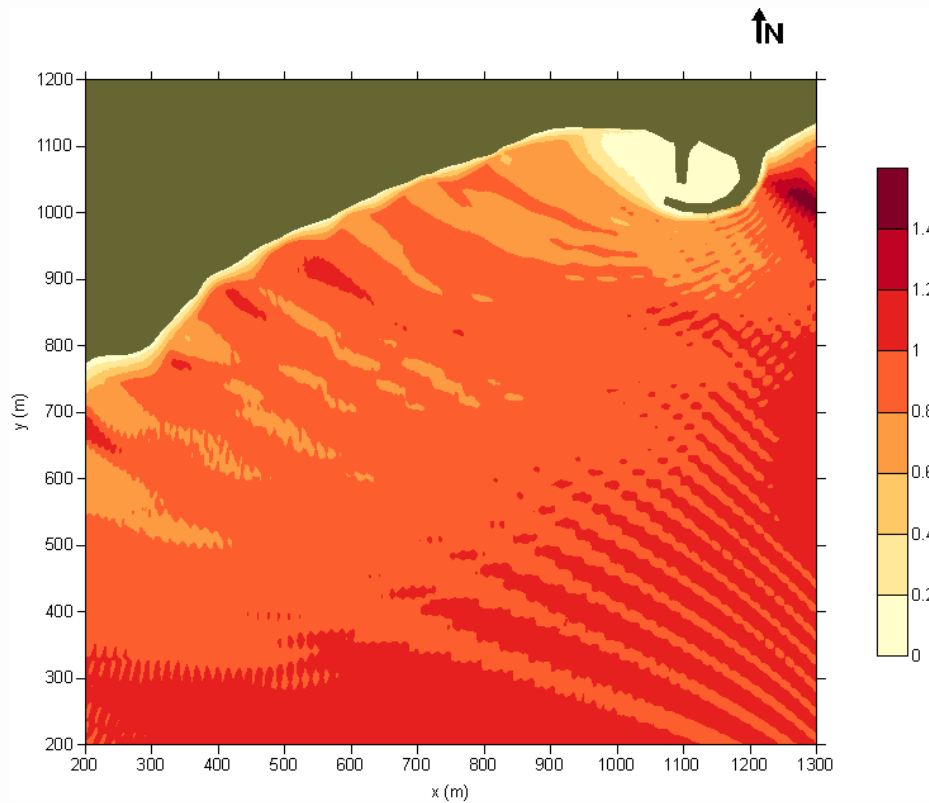
Τέλος, στην περίπτωση πνοής Α κατεύθυνσης ανέμων (Εικόνα 12) η παράλληλη προς την ακτή ρευματική κυκλοφορία φαίνεται να είναι με κατεύθυνση προς τα δυτικά, με τις μέγιστες ταχύτητες (0.8-0.9 m/s) να εντοπίζονται στο κεντρικό τμήμα και προς τα δυτικά, ενώ φαίνεται να αυξάνονται ακόμη περισσότερο (έως και 1 m/s) στο νοτιοδυτικότερο άκρο, όπου το μοντέλο δείχνει την εμφάνιση και πάλι ενός ρεύματος επιστροφής με ταχύτητα περίπου 0.4 m/s. Σημειώνεται πως τέτοιου τύπου ρεύματα είναι ιδιαίτερα επικίνδυνα για τους κολυμβητές οι οποίοι χρησιμοποιούν συχνά τη συγκεκριμένη ακτή.



**Εικόνα 10:** Σημαντικό ύψος κύματος (σε m) (πάνω) και κυματογενής κυκλοφορία (κάτω) στην παραλία Κώμης κατά την πνοή N ανέμου υπό το παρών καθεστώς.

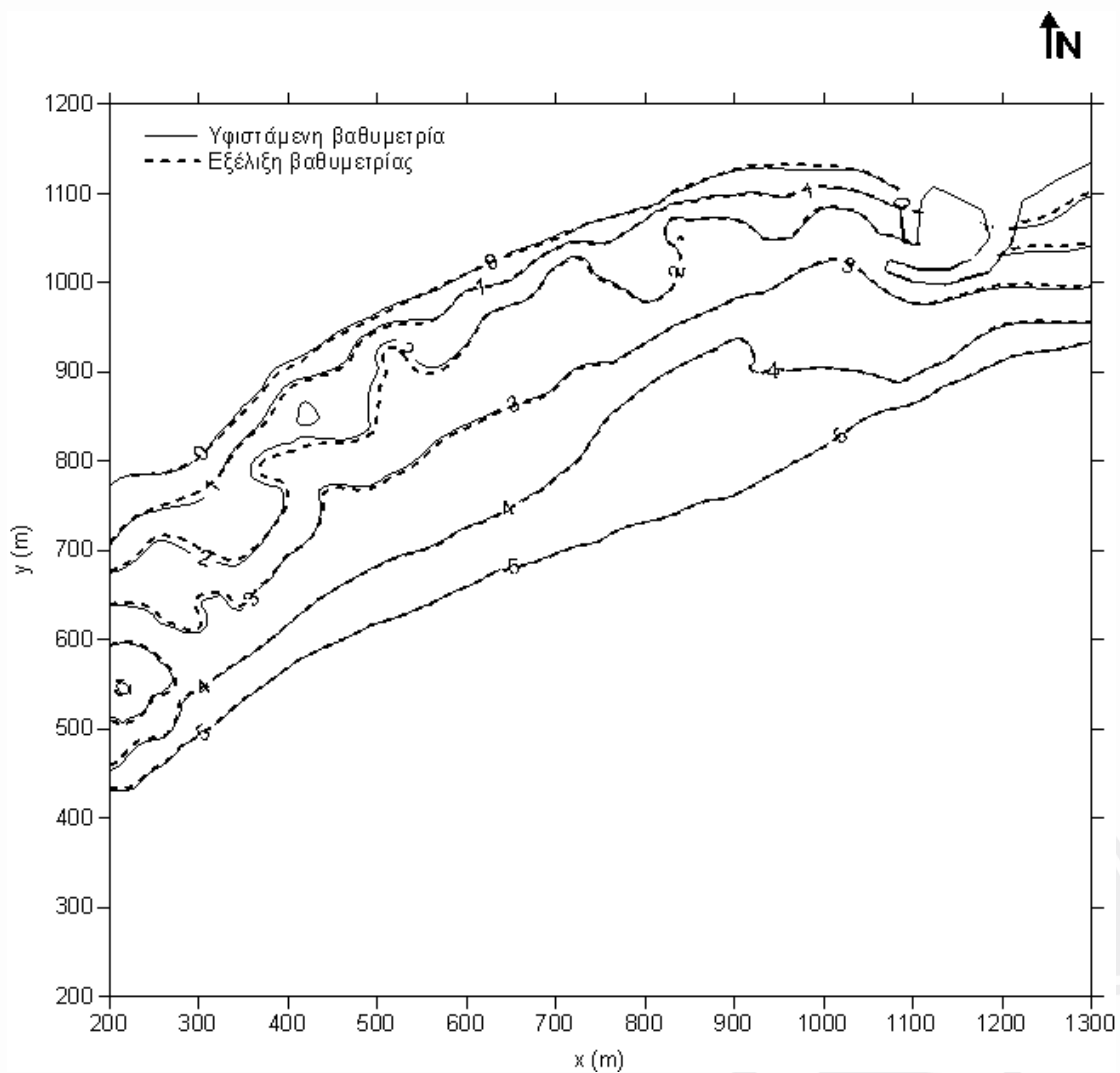


**Εικόνα 11:** Σημαντικό ύψος κύματος (σε m) (πάνω) και κυματογενής κυκλοφορία (κάτω) στην παραλία Κώμης κατά την πνοή ΝΑ ανέμου υπό το παρών καθεστώς.



**Εικόνα 12:** Σημαντικό ύψος κύματος (σε m) (πάνω) και κυματογενής κυκλοφορία (κάτω) στην παραλία Κώμης κατά την πνοή Α ανέμου υπό το παρών καθεστώς.

Όσον αφορά στην τάση εξέλιξης της μορφολογίας του πυθμένα (Εικόνα 13), φαίνεται ότι η επαλληλία των επικρατούντων κυματισμών προκαλεί μεταβολές στο υποθαλάσσιο ανάγλυφο μικρού σχετικά εύρους έως και τα 3 m βάθος νερού, ενώ κατά μήκος της ακτογραμμής εντοπίζονται εμφανείς τάσεις διάβρωσης και στα δύο άκρα της παραλίας και ιδιαίτερα στη σκιά του λιμενικού έργου στα ανατολικά. Σημειώνεται ότι το δυτικό τμήμα της ακτογραμμής, και ιδιαίτερα στη θέση προεξοχής της, είναι ήδη έντονα διαβρωμένο, με την παραλία να απουσιάζει εντελώς, γεγονός που επιβεβαιώνεται και από την υψηλή ταχύτητα των ρευμάτων που προκαλούνται ειδικά από τους Ν και Α ανέμους. Στο νοτιοδυτικό υποθαλάσσιο τμήμα εντοπίζονται και οι σημαντικότερες μεταβολές του αναγλύφου.



**Εικόνα 13:** Τάση εξέλιξης της μορφολογίας του πυθμένα στην παραλία της Κώμης με την επαλληλία των επικρατούντων κυματισμών (N, NA και A).

#### 2.3.4 Υδροδυναμική και μορφοδυναμική στην παραλία Κοραλίων (Coral Bay)

Η παραλία Κοραλίων είναι εκτεθειμένη κυρίως σε Δ, ΝΔ και Ν κυματισμούς με ενεργά μήκη ανάπτυξης της τάξης των  $F_{\Delta} = 600$  km,  $F_{N\Delta} = 560$  km και  $F_N = 400$  km. Χρησιμοποιώντας τα ανεμολογικά δεδομένα για την περιοχή (Αεροδρόμιο Πάφου), υπολογίστηκαν οι αντιπροσωπευτικές ετήσιες κυματικές παράμετροι (Πίνακες 10-12), από όπου τελικά

προέκυψαν οι χαρακτηριστικές τιμές  $H_e$  και  $T_e$  για την παραλία οι οποίες τελικά τροφοδότησαν το μοντέλο Boussinesq.

**Πίνακας 4:** Κυματικές παράμετροι παραλίας Coral Bay για ανέμους Δ κατεύθυνσης.

Εύρος Χαρακτηριστικής ανεμολογικής ταχύτητας - $U_{10}$ ( $ms^{-1}$ )	Συχνότητα Εμφάνισης -f (%)	Σημαντικό Ύψος Κύματος - $H_{os}$ (m)	Περίοδος Κορυφής Φάσματος - $T_p$ (sec)	Ύψος Ισοδύναμων Κυματισμών - $H_e$ (m)	Περίοδος Ισοδύναμων Κυματισμών - $T_e$ (sec)
4,0	5,9487	0,39	3,30	1,19	3,85
5,0	4,4876	0,62	4,13		
6,0	5,9027	0,89	4,68		
7,0	4,3753	1,15	5,08		
8,0	2,4196	1,39	5,47		
9,0	1,3716	1,63	5,84		
10,0	0,6459	1,52	5,36		
11,0	0,4935	1,74	5,66		
12,0	0,3002	1,97	5,94		
13,0	0,2204	2,21	6,22		
14,0	0,1123	2,46	6,49		
15,0	0,0684	2,71	6,76		
16,0	0,0359	2,98	7,02		
17	0,0275	2,88	6,69		
18	0,0042	3,13	6,92		
Σύνολο	26,4135				

**Πίνακας 5:** Κυματικές παράμετροι παραλίας Coral Bay για ανέμους Ν κατεύθυνσης.

Εύρος Χαρακτηριστικής ανεμολογικής ταχύτητας - $U_{10}$ ( $ms^{-1}$ )	Συχνότητα Εμφάνισης -f (%)	Σημαντικό Ύψος Κύματος - $H_{os}$ (m)	Περίοδος Κορυφής Φάσματος - $T_p$ (sec)	Ύψος Ισοδύναμων Κυματισμών - $H_e$ (m)	Περίοδος Ισοδύναμων Κυματισμών - $T_e$ (sec)
4,0	1,3614	0,39	3,30	1,15	3,80
5,0	0,44	0,62	4,13		
6,0	0,44	0,89	4,68		
7,0	0,4196	1,15	5,08		
8,0	0,36	1,39	5,47		
9,0	0,1698	1,63	5,84		
10,0	0,0898	1,52	5,36		
11,0	0,0374	1,74	5,66		
12,0	0,0546	1,97	5,94		
13,0	0,0176	2,21	6,22		
14,0	0,015	2,46	6,49		
15,0	0,0054	2,71	6,76		
16,0	0,0054	2,98	7,02		
17	0,0106	2,88	6,69		
18	0,0026	3,13	6,92		
Σύνολο	3,4292				

**Πίνακας 6:** Κυματικές παράμετροι παραλίας Coral Bay για ανέμους ΝΔ κατεύθυνσης.

Εύρος Χαρακτηριστικής ανεμολογικής ταχύτητας - $U_{10}$ ( $ms^{-1}$ )	Συχνότητα Εμφάνισης -f (%)	Σημαντικό Ύψος Κύματος - $H_{os}$ (m)	Περίοδος Κορυφής Φάσματος - $T_p$ (sec)	Ύψος Ισοδύναμων Κυματισμών - $H_e$ (m)	Περίοδος Ισοδύναμων Κυματισμών - $T_e$ (sec)
4,0	1,5008	0,39	3,30	<b>1,16</b>	<b>3,72</b>
5,0	0,504	0,62	4,13		
6,0	0,504	0,89	4,68		
7,0	0,3794	1,15	5,08		
8,0	0,2772	1,39	5,47		
9,0	0,1456	1,63	5,84		
10,0	0,119	1,52	5,36		
11,0	0,049	1,74	5,66		
12,0	0,0546	1,97	5,94		
13,0	0,0392	2,21	6,22		
14,0	0,028	2,46	6,49		
15,0	0,0154	2,71	6,76		
16,0	0,0098	2,98	7,02		
17	0,0112	2,88	6,69		
18	0	3,13	6,92		
Σύνολο	3,6372				

Παρακάτω υιοθετούνται τα χαρακτηριστικά των ισοδύναμων κυματισμών για την εφαρμογή των μαθηματικών ομοιωμάτων, όσον αφορά στην εξέλιξη της μορφολογίας του πυθμένα, και παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των μαθηματικών προσομοιώσεων για την υφιστάμενη υδρο-μορφοδυναμική κατάσταση στην παραλία Κοραλίων που αφορούν στα ύψη ισοδύναμων κυματισμών, στο πεδίο κυματογενών ταχυτήτων για κάθε μια από τις κύριες ανεμολογικές κατευθύνσεις (Εικόνες 14 έως 16) και στη συνολική εξέλιξη της μορφολογίας του πυθμένα από την επαλληλία των επικρατούντων κυματισμών (Εικόνα 17).

Τα αποτελέσματα της μαθηματικής προσομοίωσης έδειξαν ότι η κυματική και ρευματική κυκλοφορία είναι σχεδόν παρόμοια σε όλες τις περιπτώσεις των προσπιπτόντων κυματισμών (N, ΝΔ και Δ κατεύθυνσης). Για τις κατευθύνσεις αυτές, οι κυματισμοί φαίνεται πως δύναται να δημιουργήσουν σημαντική κατά τόπους ρευματική κυκλοφορία, της τάξης του 1 m/s, και συγκεκριμένα στα δύο άκρα του κόλπου των Κοραλίων. Αναλυτικότερα, στην περίπτωση N ανέμων (Εικόνα 14), οι κυματισμοί φαίνεται να επηρεάζουν κυρίως το βορειοδυτικό τμήμα της παραλίας, και τα ρεύματα που κινούνται παράλληλα με την ακτή αναπτύσσονται ταχύτητες έως ~0.5-0.6 m/s στη βόρεια πλευρά του κόλπου, ενώ στην απέναντι πλευρά τα ρεύματα είναι ισχυρά (~1 m/s) έξω από τον κόλπο, και η ταχύτητα τους μειώνεται (0.4-0.5 m/s) αμέσως μετά την είσοδο τους.

Στην περίπτωση της ΝΔ κατεύθυνσης κυματισμών επηρεάζεται κυρίως το κεντρικό τμήμα της παραλίας, ενώ η παράλληλη με την ακτή κυκλοφορία φαίνεται να είναι ασθενέστερη στο βόρειο άκρο του κόλπου, σε αντίθεση με το νότιο, όπου ταχύτητες που προσεγγίζουν το 1 m/s εισέρχονται στον κόλπο, μειώνεται όμως σχετικά άμεσα (σε 0.3-0.4 m/s) μετά την

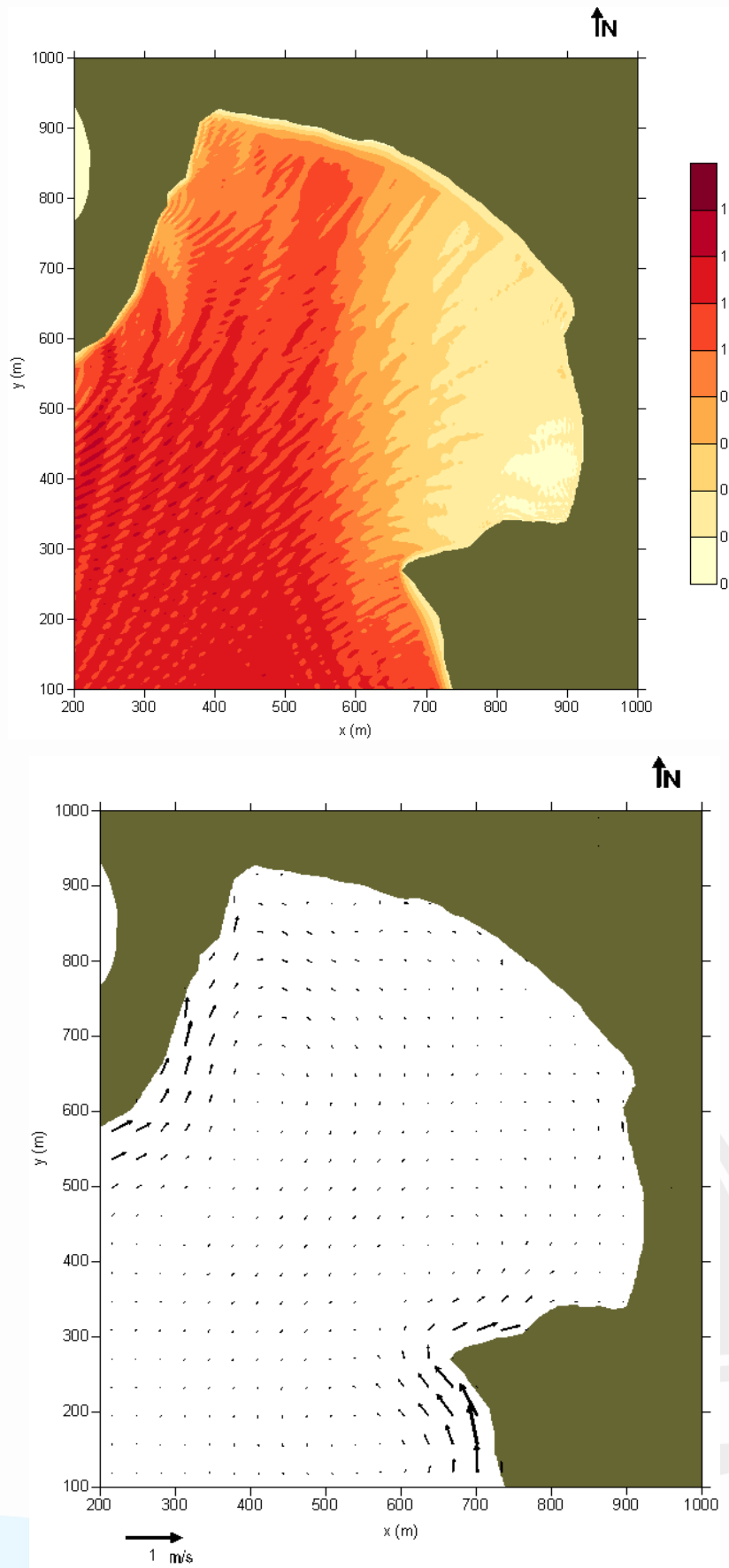
είσοδο τους (Εικόνα 15). Η γενικότερη μορφολογία ευνοεί την ανάπτυξη μιας κυκλωνικής κίνηση των ρευμάτων στο νότιο τμήμα του κόλπου, που σε συνδυασμό με τη ρευματική κίνηση στο βόρειο τμήμα δημιουργεί ένα ασθενές ρεύμα διαφυγής (0.2-0.3 m/s), όμως σε απόσταση από την ακτή.

Οι Δ κατεύθυνσης κυματισμοί επηρεάζουν το ανατολικό τμήμα του κόλπου, ενώ η παράλληλη με την ακτή κυκλοφορία ακολουθεί το ίδιο μοτίβο με αυτό που δημιουργείται από τους ΝΔ ανέμους (Εικόνα 16). Συγκεκριμένα, ακόμη πιο ασθενή ρεύματα δημιουργούνται στο βόρειο άκρο του κόλπου, ενώ στο νότιο οι ταχύτητες είναι υψηλές, ξεπερνώντας το 1 m/s κατά την είσοδο τους στον κόλπο. Όμως, οι ταχύτητες αυτές μειώνονται (~0.4 m/s) γρήγορα και δημιουργούν μια κυκλωνική κίνηση στο νότιο τμήμα του κόλπου.

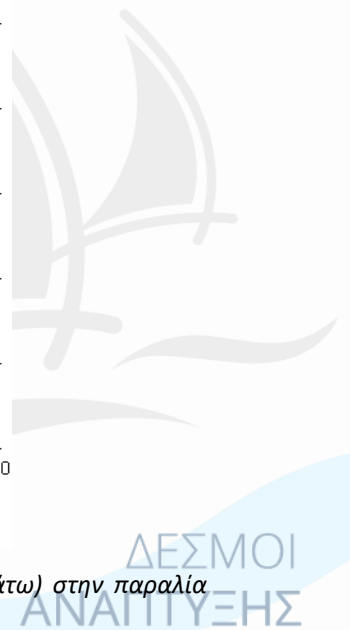
Όσον αφορά στην τάση εξέλιξης της μορφολογίας του πυθμένα (Εικόνα 17), φαίνεται ότι η επαλληλία των επικρατούντων κυματισμών προκαλεί μεταβολές στο υποθαλάσσιο ανάγλυφο μικρού σχετικά εύρους έως και τα ~2 m βάθος νερού, ενώ κατά μήκος της ακτογραμμής εντοπίζονται τάσεις διάβρωσης και στα δύο άκρα της.

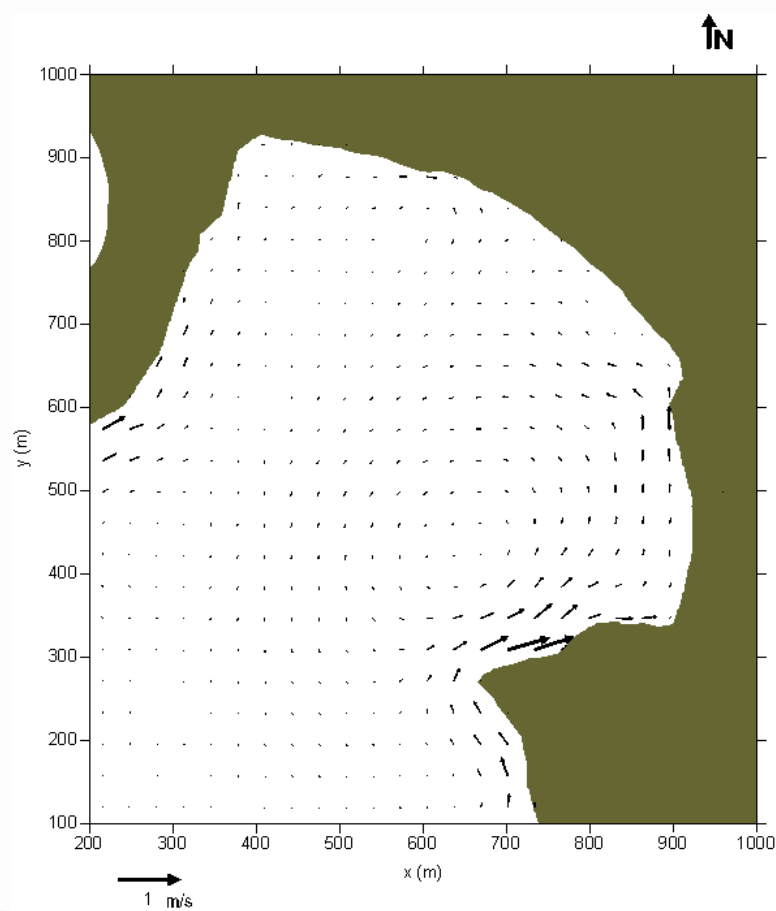
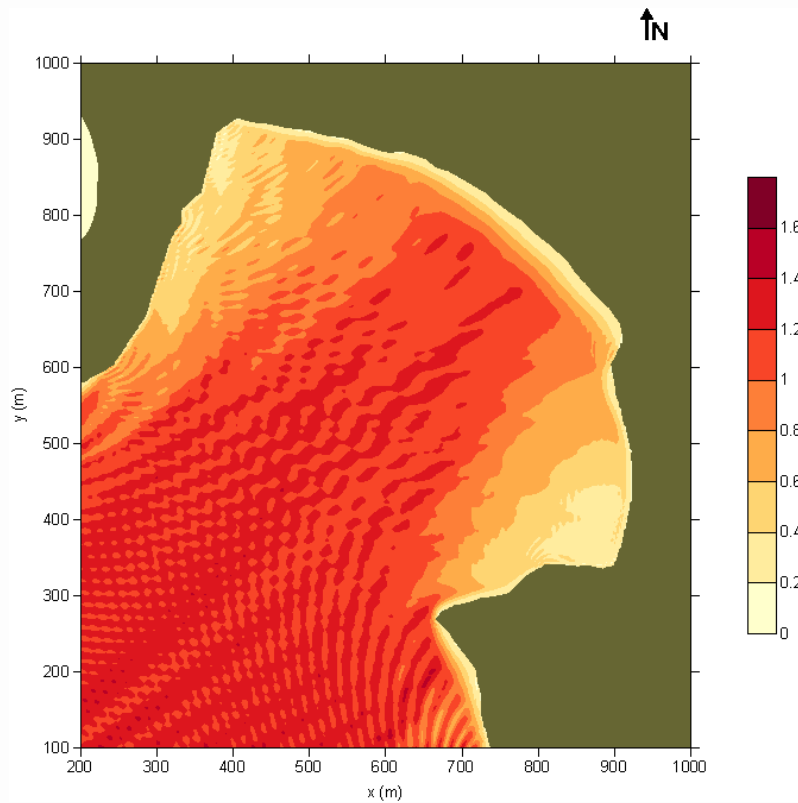




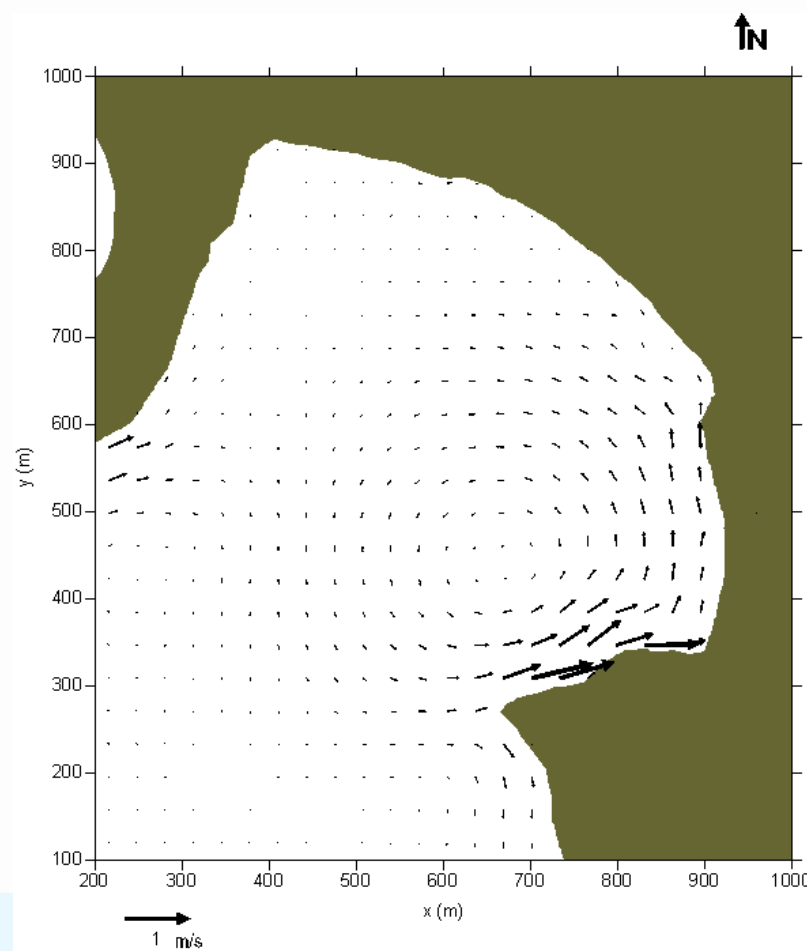
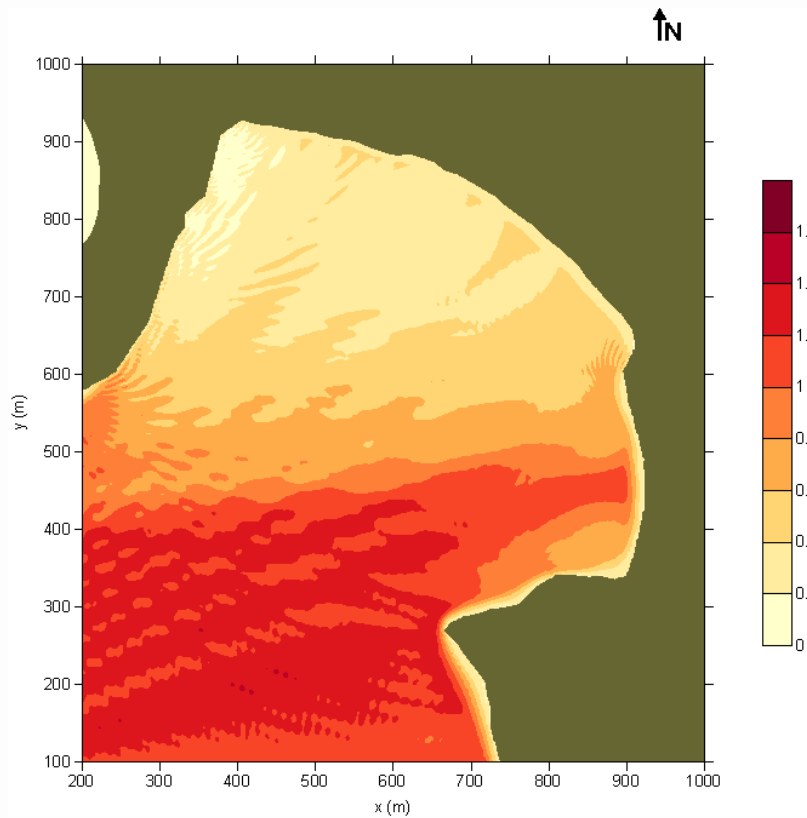


**Εικόνα 14:** Σημαντικό ύψος κύματος (σε m) (πάνω) και κυματογενής κυκλοφορία (κάτω) στην παραλία Κοραλίων κατά την πνοή N ανέμου υπό το παρών καθεστώς.

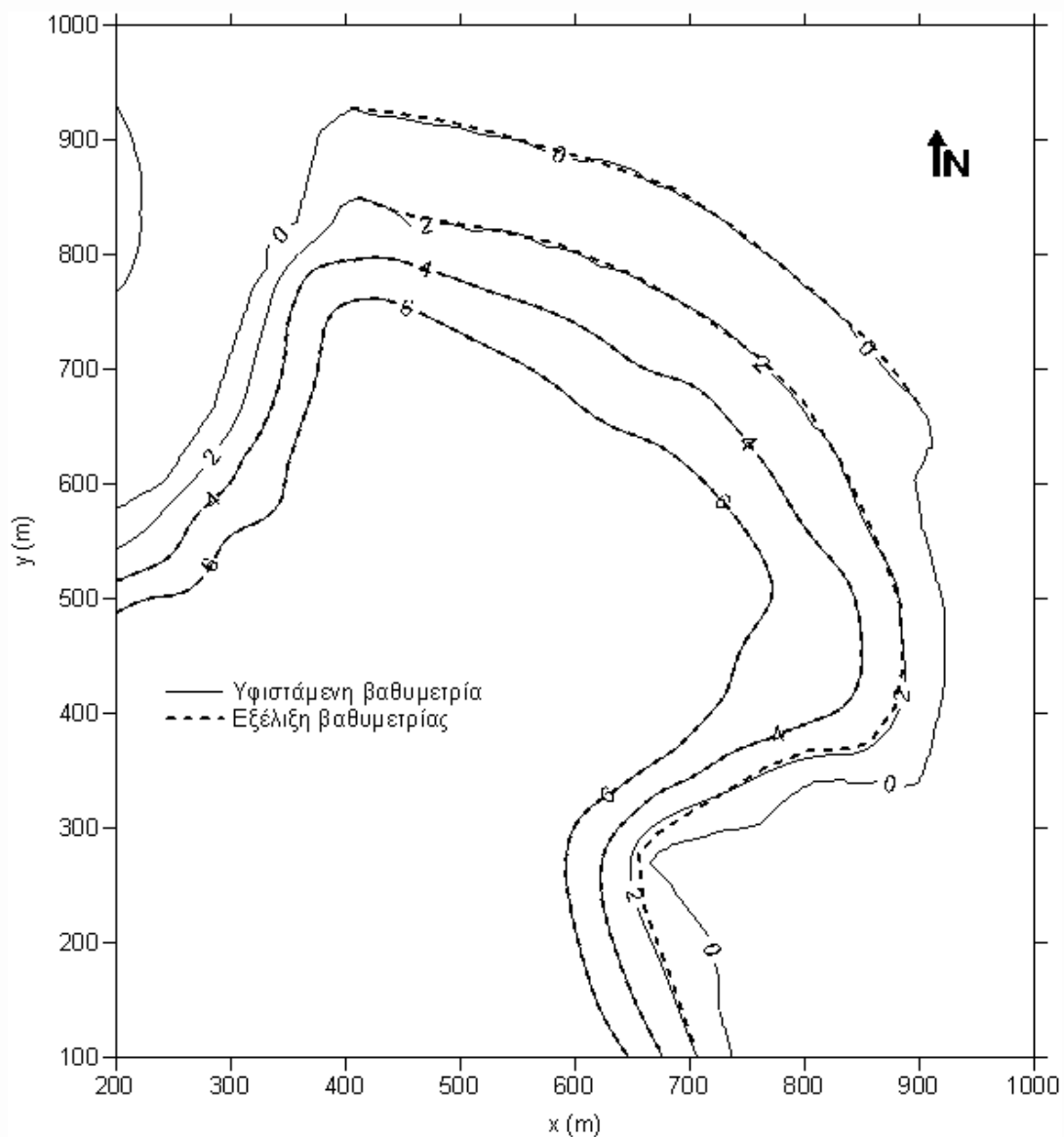




**Εικόνα 15:** Σημαντικό ύψος κύματος (σε m) (πάνω) και κυματογενής κυκλοφορία (κάτω) στην παραλία Κοραλίων κατά την πνοή ΝΔ ανέμου υπό το παρών καθεστώς.



**Εικόνα 16:** Σημαντικό ύψος κύματος (σε m) (πάνω) και κυματογενής κυκλοφορία (κάτω) στην παραλία Κοραλίων κατά την πνοή Δ ανέμου υπό το παρών καθεστώς.



**Εικόνα 17:** Τάση εξέλιξης της μορφολογίας του πυθμένα στην παραλία της Κώμης με την επαλληλία των επικρατούντων κυματισμών (N, NA και A).

## Βιβλιογραφία

- Ahrens J. P. (2000). 'A fall-velocity equation', *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, American Society of Civil Engineers (ASCE), Vol. 126, no 2, pp. 99-102.
- Baba, Y., Camenen, B. (2007). Importance of the Swash Longshore Sediment Transport in Morphodynamic Models. In *Proceedings of the Coastal Sediments '07 6th International Symposium on Coastal Engineering and Science of Coastal sediment Process*, Louisiana, LA, USA, 13–17 May 2007; Kraus, N.C., Rosati, J.D., Eds.; ASCE: San Francisco, CA, USA, 2012.
- Battjes J. A. (1975), "Modelling of turbulence in the surf zone", *Proc. Symp. Modelling Techniques*, California, ASCE, pp. 1050-1061.
- Bishop, C. T., & Donelan, M. A. (1989). Chapter 4 Wave Prediction Models. *Applications in Coastal Modeling*, 75–105. doi:10.1016/s0422-9894(08)70124-7.
- Borah D.K. and Balloffet A. (1985), "Beach evolution caused by littoral drift barrier", *J. of Waterway, Port, Coastal and Ocean Eng.*, ASCE, vol 111, no4, 645-660.
- Camenen, B. and Larson, M., (2006b). A suspended load formula over rippled bed. *Proc. 30th Int. Conf. Coastal Eng.*, ASCE, San Diego, California, USA.
- Camenen, B. and Larson, M., 2005a. "A bedload sediment transport formula for the nearshore" *Estuarine, Coastal and Shelf Sciences* 63, 249-260.
- Camenen, B. and Larson, M., 2006a. Phase-lag effects in sheet flow transport, *Coastal Engineering* 53, pp. 531-542.
- Camenen, B., Larson, M. 2007a. A unified sediment transport formulation for coastal inlet application, Technical report ERDC/CHL CR-07-1, US Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS.
- Camenen, B., Larson, M. 2008. A general formula for noncohesive suspended sediment transport, *Journal of Coastal Research* 24(3), 615-627.
- Camenen, B., Larson, M. and Yamashita, T., 2005. A suspended load formula for the nearshore, in *Proc. 52nd Japanese Coastal Eng. Conf.*, JSCE, Aomori, Japan, pp.381-385. (in Japanese).
- Camenen, B., Larson, M., 2011. Discussion of "Measurements of sheet flow transport in acceleration-skewed oscillatory flow and comparison with practical formulations" by D.A. van der A, T. O'Donoghue and J.S. Ribberink. *Coastal Engineering* 58, 131–134.
- Camenen, B. and Larson, M. (2007). A Unified Sediment Transport Formulation for Coastal Inlet Application. *Coastal and Hydraulics Laboratory*, U.S. Army Engineer Research and Development Center, report ERDC/CHL CR-07-1.
- CCSEAWAVS (2015) - Επίδραση της κλιματικής αλλαγής στη στάθμη και το κυματικό κλίμα των ελληνικών θαλασσών, στην τρωτότητα των παράκτιων περιοχών και στην ασφάλεια λιμενικών και παράκτιων έργων, ΘΑΛΗΣ, ΕΣΠΑ, ΑΠΘ, 2012 – 2015.
- Chen, Q., R. A. Dalrymple, J. T. Kirby, A. B. Kennedy, and M. C. Haller. 1999. "Boussinesq modeling of a rip current system." *J. Geophys. Res.* 104 (C9): 20617–20637.
- Cienfuegos, R., E. Barthelemy and P. Bonneton, 2010: Wave-breaking model for Boussinesq-type.

- Coastal Engineering Manual, Coastal Engineering Research Center, U.S. Army Corps of Engineers, 2002.
- Copeland, G. J. M. (1985α). 'A Practical Alternative to the Mild-Slope Equation' Coastal Engineering, 9, pp 125-149.
- Copeland, G. J. M. (1985β). 'Practical radiation stress calculations connected with equations of wave propagation' Coastal Engineering, 9, pp 195-219.
- CUR (Center for Civil Engineering Research, Codes and Specifications) (1987). Manual on Artificial Beach Nourishment. Rijkswaterstaat, The Netherlands.
- D' Angremond K., van der Meer J.W., deJong R.J. (1996). 'Wave transmission at low-crested structures'. 25th Int. Conf. On Coastal Engineering, Kobe, Japan, 2418-2427.
- Dean R. G. (2002) Beach Nourishment: Theory and Practice (Advanced Series on Ocean Engineering), World Scientific.
- Dean R. G. (2003) Beach Nourishment: A short course, Soft Shore Protection, Kluwer Academic Publishers, eds. C. Goudas, G. Katsiaris, V. May and Th.V. Karambas, Dordrecht, Netherlands, pp. 349-395.
- DELOS (2004). 'Low Crested Structures design guidelines', έκθεση του ερευνητικού προγράμματος της ΕΕ DELOS, Coordinator H.F. Burcharth.
- Dette H.H., Peters K. and Newe J. (1998) 'Large wave flume experiment '96/97', MAST III – SAFE Project, Report No. 825.
- DeVried, H.J. and Stive, M.J.F. (1987). Quasi-3D modeling of nearshore currents. Coastal Engineering, 11, 565-601.
- Dibajnia M. and Watanabe A. (1998) 'Transport rate under irregular sheet flow conditions', Coastal Engineering, vol. 35, pp. 167-183.
- Dibajnia M., Moriya T. and Watanabe A. (2001) 'A representative wave model for estimation of nearshore local transport rate', Coastal Engineering Journal, vol. 43, no 1, pp. 1-38.
- Hallermeier, R. J. 1978. "Uses for a Calculated Limit Depth to Beach Erosion," Proceedings of the 16th International Conference on Coastal Engineering, American Society of Civil Engineers, Hamburg, pp 1493- 1512.
- Hallermeier, R. J. 1978. "Uses for a Calculated Limit Depth to Beach Erosion," Proceedings of the 16th International Conference on Coastal Engineering, American Society of Civil Engineers, Hamburg, pp 1493- 1512.
- Hallermeier, R. J. 1981. "A Profile Zonation for Seasonal Sand Beaches from Wave Climate," Coastal Engineering, Vol 4, pp 253-277.
- Hasiotis T., Velegrakis A.F., Trygonis V., Topouzelis K., Andreadis O., Chatzipavlis A., Psarros F., Manoutsoglou E., Monioudi I. and Koronios E. (2017). Monitoring erosion risk in Kamari beach (Santorini), Proceedings of the 15th International Conference on Environmental Science and Technology (CEST), Rhodes, Greece, 31 August - 02 September 2017, 5 pp.
- Karagiannis N., Karambas T., Koutitas C. (2016). "Numerical simulation of cross-shore profile evolution using OpenFoam", Proceedings of 35th International Conference on Coastal Engineering (ICCE 2016), Antalya, Turkey, November 17-20, 2016, [S.I.], n.35, p. sediment 22.

- Karagiannis N., Karambas T., Koutitas C. (2017a). "Numerical simulation of sediment transport in surf and swash zones using OpenFoam". Proceedings of Coastal Dynamics 2017, Helsingor, Denmark, n.26, 1747-1757.
- Karagiannis N., Karambas T., Koutitas C. (2017b). "Numerical simulation of scour pattern and scour depth prediction in front of a vertical breakwater using OpenFoam", Proceedings of 27th International Ocean and Polar Engineering Conference (ISOPE 2017), June 25 –30, 2016, San Francisco, California, USA, vol.3, pp.1342-1348.
- Karagiannis N., Karambas T., Koutitas C. (2018). "Numerical simulation of berm and dune erosion due to wave overtopping and sediment overwash using OpenFoam". Proceedings of 36th International Conference on Coastal Engineering (ICCE 2018), Baltimore, Maryland, USA, ID:1409, p. sediment 29.
- Karagiannis N., Karambas T., Koutitas C. (2019). "Numerical simulation of berm and dune erosion, cross-shore profile evolution and scour in front of breakwater using OpenFoam". Proceedings of 1st International Conference on Design and Management of Port, Coastal and Offshore Works (DMPCO 2019), Athens, Greece, 53, p.73.
- Karambas Th. V. (2002) "Modeling of sea-level rise effects on cross-shore coastal erosion", Journal of Marine Environmental Engineering, vol. 7, pp. 15-23.
- Karambas Th. V. (1999), "Numerical simulation of linear wave propagation, wave-induced circulation, sediment transport and beach evolution", Coastal Engineering and Marina Developments, WIT Press, Eds C.A. Brebbia and P. Anagnostopoulos, pp. 253-273.
- Karambas Th. V. (2006), 'Prediction of sediment transport in the swash zone by using a nonlinear wave model', Continental Shelf Research, 26, 599–609.
- Karambas Th. V. (2012) 'Design of detached breakwaters for coastal protection: development and application of an advanced numerical model' Proceedings of the 33rd International Conference on Coastal Engineering 2012, 1(33), sediment.115. doi:10.9753/icce.v33.sediment.115
- Karambas Th. V. and E.K. Karathanassi, (2004) "Longshore sediment transport by nonlinear waves and currents" Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, ASCE.
- Karambas Th. V. and Koutitas C. (2002). "Surf and swash zone morphology evolution induced by nonlinear waves". J. of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Eng., 102-113.
- Karambas Th. V., A. Samaras and Ch. Koutitas (2012) 'Environmentally friendly shore protections methods: use of advanced numerical models in beach nourishment projects', Int. Conference Protection and Restoration of the Environment, Thessaloniki.
- Karambas Th., A. Samaras (2017). An Integrated Numerical Model for the Design of Coastal Protection Structures. Journal of Marine Science and Engineering, 5, 50; doi:10.3390/jmse5040050
- Karambas Th., A. Samaras (2017). An Integrated Numerical Model for the Design of Coastal Protection Structures. Journal of Marine Science and Engineering, 5, 50; doi:10.3390/jmse5040050.
- Karambas, Th. (2006). Prediction of sediment transport in the swash-zone by using a nonlinear wave model, Continental Shelf Research, Volume 26, Issue 5, <https://doi.org/10.1016/j.csr.2006.01.014>.

- Karambas, Th., Koftis, Th., Prinos, P. (2016). "Modeling of Nonlinear Wave Attenuation due to Vegetation". Journal of Coastal Research. <http://dx.doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-14-00044.1>
- Karambas, Th.V. (2012). Design of detached breakwaters for coastal protection: development and application of an advanced numerical model. *Proceedings of the 33rd International Conference on Coastal Engineering 2012*, 1(33), sediment 115. doi:10.9753/icce.v33.sediment.115.
- Kobayashi N. and Johnson B.D. (2001). Sand suspension, storage, advection, and settling in surf and swash zones. Journal of Geophysical Research 106 (C5), 9363-9376.
- Kobayashi N., Tega Y. (2002). Sand suspension and transport on equilibrium beach, Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering 128, no 6, 238-248.
- Kobayashi, K., Agarwal, A., Johnson, B.D., 2007, Longshore Current and Sediment Transport on Beaches, J. Waterw., Port, Coastal, Ocean Eng, 133(4), pp. 296-304.
- Koutsouvela, D., Th. V. Karambas, I. Avgeris, E. Karathanassi, (2007) 'Functional design of submerged breakwaters for coastal protection using two wave/morphological models', Coastal Structures '07.
- Larsen, J. Dancy, H., (1983): 'Open Boundaries in Short Wave Simulations - A New Approach', Coastal Engineering, 7, pp 285-297.
- 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, pp. 908-917.
- Larson, M., Hanson, H., & Kraus, N.C. (1987). Analytical Solutions of the One-Line Model of Shoreline Change, Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering Vol. 123, Issue 4 (July 1997)
- Lee C. and K-D- Suh, (1998): Internal generation of waves for time-dependent mild-slope equations, Coastal Engineering, 34, pp 35-57.
- Madsen, P., Sorensen, O., and Schaffer, H. 1997. "Surf zone dynamics simulated by a Boussinesq type model. Part I. Model description and cross-shore motion of regular waves." *Coastal Eng.*, 32, 255–287.
- Nielsen, P. (2002). 'Shear stress and sediment transport calculations for swash zone modeling'. Coastal Eng. 45, pp.53-60.
- Pilarczyk K.W. & Zeidler R.B. (1996). Offshore Breakwaters and Shore Evolution Control, A.A. Balkema, Rotterdam.
- Pilarczyk K.W. (2003). 'Design of low-crested (submerged) structures – an overview-', 6th Int. Conf. on Coastal and Port Engineering in Developing Countries, Colombo, Sri Lanka.
- Raudkivi A.J. and Hans-H. Dette (2002). Reduction of sand demand for shore protection. Coastal Engineering, 45 pp. 239–259.
- Ribberink, J. S. (1998). Bed-load transport for steady flows and unsteady oscillatory flows. Coastal Engineering, 34, pp 59-82.
- Shore Protection Manual, Coastal Engineering Research Center, U.S. Army Corps of Engineers, Fort Belvoir, Va., 1977.



- Silvester R. and Hsu J.R.C., (1997). 'Coastal Stabilization'. World Scientific, Singapore.
- Sørensen, O. R., Schaffer, H. A., and Madsen, P. A. (1998). "Surf zone dynamics simulated by a Boussinesq-type model. III: Wave-induced horizontal nearshore circulations." *Coast. Engrg.*, 33, 155–176
- Spyrou, D. and Karambas, T., 2021. Experimental and numerical simulation of cross-shore morphological processes in a nourished beach. *Journal of Coastal Research*, 37(5), 1012–1024.
- Tsiaras A-Ch, Karambas Th., Koutsouvela D. (2020). "Design of detached emerged and submerged breakwaters for coastal protection: development and application of an advanced numerical model" *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, ASCE.
- Van der Meer (1993). 'Conceptual design of rubble mound breakwaters' Delft Hydraulics Publications, no 483.
- Van der Meer (2000). 'Design of concrete armour layers'. *Coastal Structures '99*, Losada (ed), Balkema, pp. 213-221.
- Watanabe A., Maruyama K., (1986). 'Numerical modeling of nearshore wave field under combined refraction, diffraction and breaking', *Coastal Engineering in Japan*, vol. 29, pp. 19-39.
- Wei, G., and T. Kirby. 1995. "Time-dependent numerical code for extended Boussinesq equations." *J. Waterway, Port, Coastal, Ocean Eng.* 121 (5): 251–261. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-950X\(1995\)121:5\(251\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-950X(1995)121:5(251)).
- Zou, Z. L., 1999. Higher order Boussinesq equations. *Coastal Engineering*, 15, pp. 205–246.
- Αθανασούλης Γ., Ε. Σκασουρλής (1992). 'Ατλας Ανέμου και Κύματος Βορειοανατολικής Μεσογείου Θαλάσσης', Ε.Μ.Π., Αθήνα.
- Αυγέρης Ι., Π. Πρίνος, Θ. Καραμπάς και Χ. Κουτίτας (2002) Περιβαλλοντικός σχεδιασμός κυματοθραυστών χαμηλής στέψης για την προστασία ακτών – Το ευρωπαϊκό πρόγραμμα DELOS, 2ο Παν. Συνέδριο Διαχείρισης και Βελτίωσης Παράκτιων Ζωνών, Ε.Μ.Π., Αθήνα.
- Βουσδούκας Μιχ. (2007). Δυναμική ακτών με παρουσία παραλιακών ψαμμιτών, Διδακτορική Διατριβή, Τμήμα Επιστημών της Θάλασσας, Πανεπιστήμιο Αιγαίου.
- ΕΛΚΕΘΕ, 2006. Μελέτη της παράκτιας διάβρωσης και απόθεσης στις βόρειες και δυτικές ακτές του Δήμου Λευκάδας. Τεχνική Έκθεση. Δήμος Λευκάδας.
- Θ. Καραμπάς, Γ. Κρεστενίτης, Χρ. Κουτίτας (2016) *Ακτομηχανική Έργα Προστασίας Ακτών*, ΣΥΝΔΕΣΜΟΣ ΕΛΛΗΝΙΚΩΝ ΑΚΑΔΗΜΑΪΚΩΝ ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΩΝ, ΕΜΠ.
- Καραθανάση Αικ. (2004) Ήπιες Μέθοδοι για την προστασία των Ακτών: Βυθισμένοι Κυματοθραύστες. Μεταπτυχιακή Εργασία Ε.Α.Π., Πάτρα 2004.
- Καραμπάς Θ. (2004). 'Υπολογιστική κυματομηχανική και ακτομηχανική – Θεωρητική προσέγγιση εκπαιδευτικό & επιχειρησιακό λογισμικό', Τμήμα Επιστημών της Θάλασσας, Παν. Αιγαίου, Μυτιλήνη.
- Καραμπάς Θ., Α. Δήμας, Ε. Λουκογεωργάκη (2020). 'Ακτομηχανική και Λιμενικά Έργα', Εκδόσεις Δίσιγμα

Καραμπάς Θ., Γ. Κρεστενίτης, Χρ. Κουτίτας (2016) Ακτομηχανική -Έργα Προστασίας Ακτών', ΣΥΝΔΕΣΜΟΣ ΕΛΛΗΝΙΚΩΝ ΑΚΑΔΗΜΑΪΚΩΝ ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΩΝ, ΕΜΠ.

Κουτίτας Χ. (1994). 'Εισαγωγή στην παράκτια τεχνική και τα λιμενικά έργα', Εκδόσεις Ζήτη, Θεσ/νίκη.

Κουτίτας, Χ. (1985). "Μαθηματικά ομοιώματα στην Παράκτια Μηχανική", Θεσσαλονίκη.

Σουκισιάν Τ., Χατζηνάκη Μ., Κορρές Γ., Παπαδόπουλος Α., Κάλλος Γ., Αναδρανιστάκης Ε. (2007). Άτλας Ανέμου και Κύματος των Ελληνικών Θαλασσών, Ελ. Κέντρο Θαλασσίων Ερευνών, 300 σελ.



ΔΕΣΜΟΙ  
ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ