



**ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΙΓΑΙΟΥ
ΣΧΟΛΗ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΤΜΗΜΑ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ
ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΣΠΟΥΔΩΝ
«ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗ ΠΑΡΑΚΤΙΩΝ ΠΕΡΙΟΧΩΝ»**

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**Επίδραση της εγκάρσιας κυματογενούς στερεομεταφοράς
στην εξέλιξη της ακτογραμμής**

Επιμέλεια: Περσεφόνη Ατσικπάση

Επιβλέπων: Δρ. Θεοφάνης Β. Καραμπάς, Αναπληρωτής Καθηγητής ΠΑ

Ευχαριστίες

Θα ήθελα να εκφράσω τις θερμές μου ευχαριστίες σε όλους εκείνους που με το δικό τους τρόπο βοήθησαν στην εκπόνηση της παρούσας διπλωματικής διατριβής. Ιδιαίτερα ευχαριστώ τον καθηγητή μου Δρ. Θεοφάνη Β. Καραμπά για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε αναθέτοντάς μου την συγκεκριμένη διπλωματική διατριβή, όπως επίσης για τις γνώσεις και τη βοήθειά του οι οποίες συνέβαλλαν ουσιαστικά στην ολοκλήρωσή της. Ευχαριστώ επίσης την Δρ. Ελένη-Ανθή Τράγου και τον Δρ. Βασίλη Ζερβάκη οι οποίοι δέχτηκαν να συμμετάσχουν στην εξεταστική επιτροπή. Την κυρία Όλγα Ρούσσου και τον κύριο Νίκο Αθανάση από το Εργαστήριο Γεωγραφίας Φυσικών Καταστροφών του Τμήματος Γεωγραφίας για την ευγενέστατη και ταχύτατη παροχή των ανεμολογικών δεδομένων. Τον υποψήφιο διδάκτορα του Τμήματος Επιστημών της Θάλασσας κύριο Μιχάλη Βουσδούκα για την παροχή των εποχικών τομών και φωτογραφικού υλικού της περιοχής μελέτης. Την Ευτυχία για την ηθική συμπαράσταση και τις πολύτιμες συζητήσεις επί του θέματος. Όλους τους φίλους και συμφοιτητές για την ωραία χρονιά που περάσαμε. Την οικογένεια μου και τον Βαγγέλη γιατί είναι δίπλα μου όλα αυτά τα χρόνια.

Στα αδέρφια μου, Αριστοθέα, Σταύρο και Παναγιώτη

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Το αντικείμενο της παρούσας εργασίας είναι η μαθηματική προσομοίωση του κυματικού πεδίου και των τάσεων εξέλιξης της ακτογραμμής στην παραλία των Βατερών (Λέσβος, Ελλάδα). Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν αποτελούνται από χρονοσειρές ανεμολογικών μετρήσεων. Για την αναπαραγωγή του κυματικού πεδίου χρησιμοποιήθηκε ένα αριθμητικό μοντέλο το οποίο βασίζεται στην επίλυση της εξίσωσης διατήρησης ισοζυγίου κατευθυντικής κυματικής ενέργειας. Για την προσομοίωση των τάσεων εξέλιξης της ακτογραμμής χρησιμοποιήθηκαν τρία μαθηματικά μοντέλα. Ένα μοντέλο μιας γραμμής το οποίο βασίζεται στην αριθμητική επίλυση μιας παραλλαγής της εξίσωσης στερεομεταφοράς CERC και δύο μοντέλα προσομοίωσης με συνεκτίμηση και της εγκάρσιας στην ακτή στερεομεταφοράς. Τα δύο τελευταία βασίζονται σε επιλύσεις παραλλαγών της εξίσωσης της συνέχειας. Συγκρίνοντας τα αποτελέσματα της εφαρμογής των μοντέλων με τις υπάρχουσες συνθήκες στην περιοχή μελέτης εξάγεται το συμπέρασμα ότι τόσο το κυματικό καθεστώς όσο και οι τάσεις εξέλιξης της ακτογραμμής προσομοιώνονται με ικανοποιητικό τρόπο. Εξάγεται επίσης το γενικότερο συμπέρασμα ότι η περιοχή μελέτης εμφανίζει στοιχεία παραλίας η οποία έχει φτάσει σε κατάσταση ισορροπίας.

ABSTRACT

The aim of the present study is the mathematical simulation of the wave field and the shore evolution trends of Vatera beach (Lesvos island, Greece). The data used consists of wind speed and wind direction field measurements over a long time period. A numerical model based on a formulation of the directional energy balance equation is used for the wave propagation simulation. For the simulation of the shore evolution trends three different mathematical models are used. A one-line model based on a formulation of the CERC sediment transport equation and two models that take into account cross-shore sediment transport as well. The latter are based on variable formulations of the continuity equation. The model results agree well with field observations. A general assumption that the study area has reached its equilibrium state is driven.

Ευχαριστίες
Περίληψη
Abstract

Περιεχόμενα

Κατάλογος Σχημάτων – Εικόνων – Πινάκων

1. Εισαγωγή.....	1
2. Θεωρητικό Υπόβαθρο.....	3
2.1. Στοιχεία υδραυλικής.....	3
2.1.1. Μορφές ροής.....	3
2.1.2. Ιδιότητες ρευστών.....	4
2.1.3. Στατική ρευστών.....	4
2.1.4. Κινηματική ρευστών.....	4
2.1.5. Δυναμική ρευστών.....	5
2.2. Ασταθής επιφανιακή ροή-Θαλάσσιοι κυματισμοί.....	7
2.2.1. Περιγραφικά στοιχεία κυματισμών.....	7
2.2.2. Κυματικές θεωρίες.....	8
2.3. Ανεμογενείς κυματισμοί.....	12
2.4. Πρόγνωση των κυματισμών.....	14
2.5. Διαμόρφωση των κυματισμών στον παράκτιο χώρο.....	14
2.5.1. Ρήχωση των κυματισμών.....	16
2.5.2. Διάθλαση των κυματισμών.....	17
2.5.3. Περίθλαση των κυματισμών.....	19
2.5.4. Θραύση των κυματισμών.....	21
2.5.5. Ανάκλαση των κυματισμών.....	23
2.5.6. Αναρρίχηση των κυματισμών.....	24
2.6. Παράκτια ρεύματα.....	26
2.7. Ακτές.....	31
2.7.1. Ταξινόμηση των ακτών.....	31
2.7.2. Μορφολογία παραλίας.....	31
2.7.3. Παράκτια ιζήματα.....	34

2.8. Μετακίνηση των ιζημάτων στον παράκτιο χώρο.....	35
2.8.1. Στερεομεταφορά εγκάρσια στην ακτή.....	35
2.8.2. Στερεομεταφορά παράλληλα στην ακτή.....	38
2.8.3. Ισοζύγιο ιζημάτων.....	40
2.9. Θαλάσσιοι παραλιακοί ψαμμίτες.....	42
2.10. Μοντελοποίηση στον παράκτιο χώρο.....	43
3. Περιοχή Μελέτης.....	44
3.1. Γεωγραφική τοποθέτηση.....	44
3.2. Γεωμορφολογία.....	44
3.3. Γεωλογία.....	47
3.4. Κλιματικό καθεστώς.....	47
4. Υλικά και Μέθοδοι.....	48
4.1. Συλλογή δεδομένων.....	48
4.1.1. Ανεμολογικά δεδομένα.....	48
4.1.2. Βαθυμετρικά δεδομένα.....	49
4.1.3. Μορφολογικά στοιχεία παραλίας.....	49
4.2. Επεξεργασία δεδομένων.....	51
4.2.1. Υπολογισμός ισοδύναμων μηκών αναπτύγματος.....	51
4.2.2. Υπολογισμός κυματικών στοιχείων στα βαθιά νερά.....	52
4.2.3. Υπολογισμός ισοδύναμων στοιχείων κυματισμών.....	52
4.2.4. Υπολογισμός κυματικών στοιχείων στο σημείο θραύσης.....	53
4.2.5. Εισαγωγή βαθυμετρίας στο κυματικό μοντέλο.....	54
4.3. Προσομοίωση του κυματικού πεδίου της περιοχής μελέτης.....	54
4.3.1. Κυματικό μοντέλο WAVE-LS.....	55
4.4. Προσομοίωση εξέλιξης της ακτογραμμής.....	60
4.4.1. Αριθμητικό μοντέλο πρόβλεψης μακροχρόνιας εξέλιξης της ακτογραμμής (1-Line).....	60
4.4.2. Εξέλιξη της ακτογραμμής με συνεκτίμηση της εγκάρσιας στερεομεταφοράς.....	66

4.4.2.α. Πρώτο μοντέλο εξέλιξης της ακτογραμμής με συνεκτίμηση και της εγκάρσιας στερεομεταφοράς (Μοντέλο 1).....	67
4.4.2.β. Δεύτερο μοντέλο εξέλιξης της ακτογραμμής με συνεκτίμηση της εγκάρσιας στερεομεταφοράς (Μοντέλο 2).....	71
5. Αποτελέσματα και Συζήτηση.....	77
5.1. Ισοδύναμα μήκη αναπτύγματος.....	77
5.2. Κυματικά στοιχεία στα βαθιά νερά.....	78
5.2.1. Ανεμολογικά δεδομένα ΤΓ.....	78
5.2.2. Ανεμολογικά δεδομένα ΕΜΥ.....	82
5.3. Ισοδύναμα στοιχεία κυματισμών.....	84
5.4. Κυματικά στοιχεία στο σημείο θραύσης.....	84
5.4.1. Ανεμολογικά δεδομένα ΤΓ.....	85
5.4.2. Ανεμολογικά δεδομένα ΕΜΥ.....	88
5.5. Βαθυμετρία περιοχής μελέτης.....	89
5.6. Προσομοίωση κυματικού πεδίου περιοχής μελέτης (Μοντέλο WAVE-LS).....	89
5.7. Προσομοίωση εξέλιξης της ακτογραμμής με το μοντέλο μιας γραμμής (1-Line).....	89
5.8. Προσομοίωση εξέλιξης της ακτογραμμής με συνεκτίμηση της εγκάρσιας στερεομεταφοράς (Μοντέλο 1, Μοντέλο 2).....	90
6. Συμπεράσματα.....	100
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	102
ΑΝΑΦΟΡΕΣ.....	104
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ	

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΧΗΜΑΤΩΝ-ΕΙΚΟΝΩΝ-ΠΙΝΑΚΩΝ

Σελίδα	Σχήμα	Εικόνα	Πίνακας	Λεζάντα	Πηγή
6	2.1:1			Ρυθμός ροής μάζας μέσα και έξω από στοιχειώδη όγκο ελέγχου.	
7	2.2:1			Μορφολογικά και κινηματικά στοιχεία περιγραφής κυματισμών	
9	2.2:2			Ταξινόμηση της περιοχής ισχύος των διάφορων θεωριών περιγραφής κυματισμών.	(Κουτίτας, 1994)
11			2.2_1	Εξισώσεις της Θεωρίας Κυματισμών Απειροστού Πλάτους	
13	2.3:1			Σχηματική κατανομή του ενεργειακού περιεχομένου (ανάλογου του H ²) στις διάφορες περιόδους κυματισμών για το σύνολο των θαλάσσιων περιοχών της γης (Grant Gross and Gross, 1996).	
18	2.5:1			Διάθλαση των κυματισμών σε περιοχές με πολύπλοκη βυθομετρία.	(Grant Gross and Gross, 1996)
19	2.5:2			Διάγραμμα κυματικής διάθλασης.	(Kamphuis, 2000)
20		2.5~1		Περίθλαση αποθάλασσας γύρω από το ακρωτήριο Rincon Point στο κανάλι της Santa Barbara.	(Bascom, 1964)
21	2.5:3			Περίθλαση γύρω από άκρο ημίαιρου κυματοθραύστη.	
23	2.5:4			Σχηματική αναπαράσταση των τεσσάρων τύπων θραύσεως.	(http://maritime.haifa.ac/il)
24	2.5:5			Ομοιότητες μεταξύ κινούμενου υδραυλικού άλματος (α) και θραυόμενου κυματισμού (β).	(Καραμπάς, 1993)
26	2.5:6			Επίδραση της ρηχότητας, θραύση κυματισμών και αναρίχηση στην ακτή.	(Καραμπάς, 2004)
27	2.6:1			Ο παγκόσμιος ιμάντας θερμόαλης κυκλοφορίας.	(Ζερβάκης, 2004)
28	2.6:2			Προφίλ ταχύτητας του τρισδιάστατου κυματογενούς ρεύματος.	(Carter, 1988)
29	2.6:3			(α) Κυματισμοί που προσεγγίζουν την ακτή με γωνία, διαθλώνται και δημιουργούν επίμηκες κυματογενές ρεύμα και (β) φωτογραφική αποτύπωση του φαινομένου στο νησί Angaur, Belau.	(Grant Gross and Gross, 1996)
30	2.6:4			(α) Κυματισμοί που προσεγγίζουν κάθετα στην ακτή και (β) διαμόρφωση ρευμάτων επαναφοράς λόγω της κάθετης πρόσπτωσης.	(Grant Gross and Gross, 1996)
30		2.6~1		Ρεύματα επαναφοράς στην παραλία του Ford Ord, California.	(Bascom, 1964)
30	2.6:5			Παράκτιο σύστημα κυματογενούς κυκλοφορίας.	(Horikawa, 1978)
32	2.7:1			Βασικές γεωμορφές παραλιακού προφίλ.	(Komar, 1976)
33	2.7:2			Χαρακτηριστικές ζώνες κυματικής δράσης.	(Komar, 1976)
36	2.8:1			Διαμόρφωση χειμερινού και θερινού προφίλ παραλίας.	(Κουτίτας, 1994)

Σελίδα	Σχήμα	Εικόνα	Πίνακας	Λεζάντα	Πηγή
39		2.8~1		Φωτογραφική αποτύπωση μεγάλης κλίμακας στερεομεταφοράς παράλληλα στην ακτή.	(www.erosion.com/beacherosion.asp)
41		2.8~2		Επίδραση τεχνικού έργου στην παράλληλη στην ακτή στερεομεταφορά .	(www.erosion.com/beacherosion.asp)
42		2.9~1		Χερσαία (α) και υποθαλάσσια (β) εμφάνιση των παραλιακών ψαμμιτών στην περιοχή μελέτης.	(Μ. Βουσοδούκας)
42	2.9:1			Διαδικασία σχηματισμού και διαβρωτικά αποτελέσματα παραλιακών ψαμμιτών στην παραλιακή ζώνη.	(Βελεγράκης κ.α., 2005)
44	3.1:1			Η Νήσος Λέσβος (α) και ο κόλπος των Βατερών (β).	(Μ. Βουσοδούκας)
45	3.2:1			Βαθυμετρία κόλπου και ευρύτερης θαλάσσιας περιοχής Βατερών, Ν. Λέσβος.	
46		3.2~1		Αεροφωτογραφία της περιοχής των Βατερών, στην οποία αποτυπώνεται η ακτογραμμή, όπως προσεγγίζεται από την θεωρία του λογαριθμικού σπινάλ.	(Βαλαής, 2004; Ζαρκογιάννης, 2004)
46		3.2~2		Χερσαία (α) και υποθαλάσσια (β) άποψη της υπό μελέτη παραλίας.	(Μ. Βουσοδούκας)
47		3.2~3		Ο Αλμυροπόταμος (α) και ο Βουρκοπόταμος (β).	
49	4.1:1			Βαθυμετρία της περιοχής μελέτης στην οποία με πράσινο σημειώνονται οι θέσεις των τομών.	(Βαλαής, 2004; Ζαρκογιάννης, 2004)
49	4.1:2			Εποχικά (Φεβρουάριος, Ιούνιος, Αύγουστος) προφίλ της παραλίας μελέτης στη θέση Pr2.	(Μ. Βουσοδούκας)
50	4.1:3			Εποχικά (Φεβρουάριος, Ιούνιος, Αύγουστος) προφίλ της παραλίας μελέτης στη θέση Pr8.	(Μ. Βουσοδούκας)
50	4.1:4			Προφίλ της παραλίας μελέτης στις θέσεις Pr2 και Pr8 μέχρι την απόσταση των 250 μέτρων.	(Μ. Βουσοδούκας)
51	4.2:1			Συμβολισμοί για τον υπολογισμό του ισοδύναμου μήκους αναπτύγματος κυματισμών.	(Κουτίτας, 1994)
64	4.4:1			Ρυθμός στερεοπαροχής παράλληλα στην ακτή και εξέλιξη της ακτογραμμής.	
73	4.4:2			Διαχωρισμός μεταξύ διαβρωτικών (erosion) και προσχωτικών (accretion) συνθηκών με βάση την κυματική καμπυλότητα και την αδιάστατη ταχύτητα καθίζησης.	(Hanson and Larson, 1998)
77	5.1:1			Ισοδύναμα μήκη αναπτύγματος.	
78		5.1_1		Ισοδύναμα μήκη αναπτύγματος	
78		5.2_1		Κυματικά στοιχεία για NAA κατεύθυνση	
79		5.2_2		Κυματικά στοιχεία για NA κατεύθυνση	
79		5.2_3		Κυματικά στοιχεία για NNA κατεύθυνση	
80		5.2_4		Κυματικά στοιχεία για N κατεύθυνση	
80		5.2_5		Κυματικά στοιχεία για NNΔ κατεύθυνση	

Σελίδα	Σχήμα	Εικόνα	Πίνακας	Λεζάντα	Πηγή
81			5.2_6	Κυματικά στοιχεία για ΝΔ κατεύθυνση	
81			5.2_7	Κυματικά στοιχεία για ΝΔΔ κατεύθυνση	
82	5.2:1			Ραβδόγραμμα σύγκρισης του μέγιστου ετήσιου ύψους κύματος με το ισοδύναμο ύψος.	
83			5.2_8	Κυματικά στοιχεία για ΝΑ κατεύθυνση	
83			5.2_9	Κυματικά στοιχεία για Ν κατεύθυνση	
83			5.2_10	Κυματικά στοιχεία για ΝΔ κατεύθυνση	
84			5.3_1	Ισοδύναμα στοιχεία κυματισμών	
84			5.3_2	Ισοδύναμα στοιχεία θραυόμενων κυματισμών	
85			5.4_1	Στοιχεία κυματισμών στο σημείο θραύσης	
87	5.4:1			Ραβδόγραμμα σύγκρισης του μέγιστου ετήσιου ύψους κύματος με το ισοδύναμο ύψος.	
88			5.4_2	Στοιχεία κυματισμών στο σημείο θραύσης για ΝΑ κατεύθυνση	
88			5.4_3	Στοιχεία κυματισμών στο σημείο θραύσης για Ν κατεύθυνση	
88			5.4_4	Στοιχεία κυματισμών στο σημείο θραύσης για ΝΔ κατεύθυνση	
91	5.5:1			Βαθυμετρία κόλπου Βατερών (περιοχή μελέτης), Ν. Λέσβος.	
92	5.6:1			Ύψος κύματος στην περιοχή μελέτης για Ν άνεμο.	
93	5.6:2			Ύψος και κατεύθυνση κύματος στην περιοχή μελέτης για Ν άνεμο.	
94	5.6:3			Ύψος κύματος στην περιοχή μελέτης για ΝΑ άνεμο.	
95	5.6:4			Ύψος και κατεύθυνση κύματος στην περιοχή μελέτης για ΝΑ άνεμο.	
96	5.6:5			Ύψος κύματος στην περιοχή μελέτης για ΝΔ άνεμο.	
97	5.6:6			Ύψος και κατεύθυνση κύματος στην περιοχή μελέτης για ΝΔ άνεμο.	
98	5.7:1			Τάση εξέλιξης της ακτογραμμής της περιοχής μελέτης. Επαλληλία Ν, ΝΑ και ΝΔ κυματισμών.	
99	5.8:1			Σημειακή χρονική εξέλιξη της ακτογραμμής στη διάρκεια ενός έτους (2004). Σύγκριση των δύο μοντέλων. (το i δηλώνει τα κυματικά επεισόδια του Πίνακα 5.4_1).	

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1



ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η παράκτια διάβρωση είναι ένα φυσικό φαινόμενο, το οποίο υπήρχε πάντοτε και έχει συμβάλει κατά τη διάρκεια της Ιστορίας στο σχηματισμό των ακτών της Γης. Ως παράκτια διάβρωση έχει προσδιοριστεί η μακροχρόνια απώλεια του υλικού της ακτής (όγκος) σε σχέση με κάποια σταθερή ευθεία αναφοράς (baseline) και έναν αρχικό όγκο αναφοράς ο οποίος υπήρχε σε οριζόντια διεύθυνση πέρα από αυτή την ευθεία και προς τη θάλασσα και σε κατακόρυφη διεύθυνση από κάποια αυθαίρετη αφετηρία και πάνω (Özhan, 2002).

Η παράκτια διάβρωση σε συνδυασμό με την διάβρωση του εδάφους των λεκανών απορροής, είναι η βασικές διεργασίες οι οποίες παρέχουν χερσαία ιζήματα στα παράκτια οικοσυστήματα στα οποία περιλαμβάνονται και οι παραλίες. Οι περιπτώσεις εκείνες στις οποίες η παράκτια διάβρωση χαρακτηρίζεται κρίσιμη και θεωρείται απαραίτητο να ληφθούν μέτρα για την αντιμετώπιση της είναι όταν παρουσιάζεται ότι υπάρχει σοβαρό πρόβλημα από τη μελέτη του ρυθμού διάβρωσης σε συνδυασμό με οικονομικούς, βιομηχανικούς, γεωργικούς, ναυτιλιακούς, δημογραφικούς, οικολογικούς, παραθεριστικούς και άλλους σχετικούς παράγοντες.

Κατά την διάρκεια των τελευταίων 50 ετών ο πληθυσμός των Ευρωπαϊκών παράκτιων περιοχών έχει υπερδιπλασιαστεί φτάνοντας τα 70 εκατομμύρια κατοίκους το 2001 και η συνολική αξία των οικονομικών παραγόντων οι οποίοι είναι εγκατεστημένοι μέσα σε μια ζώνη 500 μέτρων από την ακτογραμμή έχει πολλαπλασιαστεί και έφτασε περίπου τα 500-1000 δισεκατομμύρια ευρώ το 2000 (Eurosion, 2004). Ουσιαστικά λοιπόν οι παράκτιες περιοχές

διαμορφώνονται σταδιακά σε μια ζώνη ιδιαίτερα πυκνοκατοικημένη και με μεγάλη οικονομική αξία.

Η τάση όμως αυτή που παρουσιάζεται τις τελευταίες δεκαετίες από τον ανθρώπινο πληθυσμό για μετακίνηση και εγκατάσταση στις ακτές και οι επακόλουθες πιέσεις που δημιουργούνται στις περιοχές αυτές έχουν μετατρέψει την παράκτια διάβρωση σε ένα πρόβλημα με ταχέως αυξανόμενη ένταση το οποίο χρήζει άμεσης αντιμετώπισης. Όπως είναι φυσικό το ενδιαφέρον της επιστημονικής έρευνας έχει στραφεί στον χώρο αυτό για την εξεύρεση λύσεων.

Μια από τις πιο πρόσφατες εξελίξεις στον τομέα της έρευνας για την παράκτια διάβρωση αποτελούν και τα μαθηματικά ή αριθμητικά μοντέλα προσομοίωσης των φυσικών διεργασιών που λαμβάνουν χώρα στην παράκτια ζώνη.

Ο σκοπός της παρούσας εργασίας είναι η προσομοίωση του κυματικού πεδίου και των τάσεων εξέλιξης της ακτογραμμής με τη χρήση μαθηματικών μοντέλων, μιας τεχνικής η οποία σε συνδυασμό και με τους υπόλοιπους τομείς μελέτης του παράκτιου χώρου μπορούν να οδηγήσουν στην σωστή και ολοκληρωμένη διαχείρισή του. Τα μαθηματικά μοντέλα εφαρμόστηκαν σε μια πραγματική περιοχή (Κόλπος Βατερών, Λέσβος).

Η δομή της εργασίας διαμορφώνεται ως εξής: στο Κεφάλαιο 2 πραγματοποιείται η τοποθέτηση και η μαθηματική περιγραφή των φυσικών φαινομένων τα οποία αποτελούν το αντικείμενο της εργασίας, στο Κεφάλαιο 3 γίνεται μια σύντομη παρουσίαση της περιοχής μελέτης και των χαρακτηριστικών της, στο Κεφάλαιο 4 περιγράφεται η μεθοδολογία συλλογής και επεξεργασίας των δεδομένων, στο Κεφάλαιο 5 παρουσιάζονται και συζητούνται τα αποτελέσματα και στο Κεφάλαιο 6 εξάγονται τα συμπεράσματα της μελέτης.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2



ΘΕΩΡΗΤΙΚΟ ΥΠΟΒΑΘΡΟ

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται εν συντομία οι θεωρίες που ισχύουν αυτή τη στιγμή για τα φυσικά φαινόμενα τα οποία αποτελούν το αντικείμενο της παρούσας μελέτης.

2.1. Στοιχεία υδραυλικής

Ως ρευστό μπορεί να οριστεί κάθε στοιχείο το οποίο όταν υπόκειται σε διατμητικές τάσεις (shear stresses) μεταβάλλεται συνεχώς. Ανάλογα με τη φύση τους και με τις μορφές ροής που μπορούν να αναπτυχθούν σε αυτά τα ρευστά ταξινομούνται ως εξής (Van Rijn, 1990):

ΡΕΥΣΤΑ	ΙΔΑΝΙΚΑ ΡΕΥΣΤΑ	ΔΥΝΑΜΙΚΗ ΡΟΗ
	ΠΡΑΓΜΑΤΙΚΑ ΡΕΥΣΤΑ	ΣΤΡΩΤΗ ΡΟΗ
		ΤΥΡΒΩΔΗΣ ΡΟΗ

2.1.1. Μορφές ροής

Οι διάφορες μορφές ροής οι οποίες μπορούν να υπάρξουν σε ένα ρευστό συνοψίζονται στην ταξινόμηση που ακολουθεί:

ΣΤΑΘΕΡΗ ΡΟΗ	ΟΜΟΙΟΜΟΡΦΗ	
	ΑΝΟΜΟΙΟΜΟΡΦΗ	ΣΤΑΔΙΑΚΑ ΜΕΤΑΒΑΛΛΟΜΕΝΗ
		ΤΑΧΕΩΣ ΜΕΤΑΒΑΛΛΟΜΕΝΗ
ΑΣΤΑΘΗΣ ΡΟΗ	ΒΡΑΧΕΙΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΟΙ ΚΥΜΑΤΙΣΜΟΙ	
	ΜΑΚΡΟΙ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΟΙ ΚΥΜΑΤΙΣΜΟΙ	

Οι διάφορες ροές ταξινομούνται επίσης και σε μονοδιάστατες, δισδιάστατες ή τρισδιάστατες ανάλογα με τον αριθμό των διανυσμάτων ταχύτητας που εμφανίζονται σε αυτές.

2.1.2. Φυσικές ιδιότητες ρευστών

Όλα τα πραγματικά ρευστά έχουν συγκεκριμένες μετρήσιμες ιδιότητες ή χαρακτηριστικά. Οι κυριότερες από αυτές είναι:

- Η πυκνότητα (density) ρ
- Το ιξώδες (viscosity)
- Η συμπιεστότητα ή ελαστικότητα (compressibility or elasticity)
- Και η επιφανειακή τάση (surface tension)

2.1.3. Στατική ρευστών (Υδροστατική)

Η υδροστατική αφορά καταστάσεις στις οποίες το ρευστό είναι ακίνητο. Στην περίπτωση αυτή το ρευστό χαρακτηρίζουν οι ακόλουθες ιδιότητες:

- Ισοτροπία (Isotropy)
- Υδροστατική πίεση (Hydrostatic pressure)
- Καμπύλες επιφάνειες (Curved surfaces)
- Άνωση ή πλευστότητα (Buoyancy)

2.1.4. Κινηματική ρευστών

Η επιστήμη της κινηματικής εξετάζει τη γεωμετρία της κίνησης. Οι κινήσεις των ρευστών μπορούν να μελετηθούν με δύο διαφορετικές μεθόδους. Είτε παρατηρώντας συγκεκριμένα σωματίδια του ρευστού καθώς αυτά κινούνται μέσα στο χώρο (Λαγκρανζιανή μέθοδος), είτε παρατηρώντας την κίνηση διαφορετικών σωματιδίων ρευστού καθώς αυτά περνάνε από σταθερά σημεία στο χώρο (Εουλεριανή μέθοδος). Με βάση την Εουλεριανή μέθοδο η κίνηση ενός ρευστού χαρακτηρίζεται από τις ακόλουθες θεωρητικές προσεγγίσεις:

- Γραμμές ροής και σωλήνες ροής (Streamlines and streamtubes)
- Συνάρτηση ροής (Stream function)
- Επιταχύνσεις (Accelerations)
- Παραμορφώσεις (Deformations)
- Τύρβη (Vorticity)

2.1.5. Δυναμική ρευστών

Όταν το ζητούμενο είναι η περιγραφή της κίνησης ενός ρευστού μέσα σε ένα συγκεκριμένο τομέα, πρέπει να υπάρχει μια κατάλληλη ομάδα διαφορικών εξισώσεων που να μπορούν να επιλύονται αναλυτικά ή αριθμητικά με την εφαρμογή των κατάλληλων αρχικών και οριακών συνθηκών.

Οι βασικότερες από τις εξισώσεις αυτές είναι η εξίσωση της συνέχειας (διατήρησης της μάζας) και οι εξισώσεις της κίνησης (διατήρησης της ορμής) σύμφωνα με το δεύτερο νόμο του Νεύτωνα.

Οι εξισώσεις της κίνησης για ένα μη-ιξώδη ρευστό είναι γνωστές ως οι εξισώσεις Euler. Με ολοκλήρωση των εξισώσεων Euler για ασυμπίεστη, αστρόβιλη ροή εξαγάγετε η εξίσωση Bernoulli η οποία συσχετίζει τις αλλαγές στην ταχύτητα, την πίεση και την ανύψωση στα ρευστά χωρίς ιξώδες. Η εξίσωση Bernoulli είναι εφαρμόσιμη και στις περιπτώσεις εκείνες που το ιξώδες ενός ρευστού είναι αμελητέο. Οι εξισώσεις της κίνησης για ένα ιξώδη ρευστό και στρωτή ροή είναι γνωστές ως Navier-Stokes και εκείνες που ισχύουν όταν έχουμε τυρβώδη ροή είναι γνωστές ως Reynolds.

Αρχή διατήρησης της μάζας (Εξίσωση της συνέχειας)

Για έναν μοναδιαίο όγκο νερού όπως αυτός που εμφανίζεται στο Σχήμα 2.1:1 η εξίσωση της συνέχειας γράφεται (Van Rijn, 1990):

$$\frac{\partial(\rho U)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho V)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho W)}{\partial z} = -\frac{\partial \rho}{\partial t} \quad (2.1-1)$$

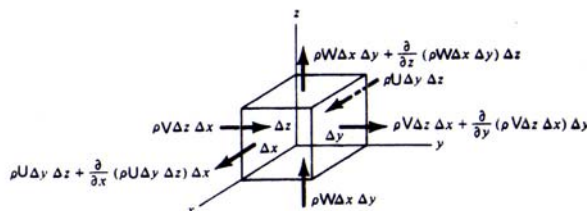
όπου U η ταχύτητα των μορίων του ρευστού κατά των x άξονα, V η ταχύτητα των μορίων του ρευστού κατά των y άξονα, W η ταχύτητα των μορίων του ρευστού κατά των z άξονα και ρ η πυκνότητα του ρευστού.

Όταν το ρευστό έχει σταθερή πυκνότητα (ασυμπίεστο ρευστό) το ρ δεν

μεταβάλλεται άρα $\frac{\partial \rho}{\partial t} = 0$ και η Εξ.(2.1-1) γίνεται:

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad (2.1-2)$$

και ισχύει τόσο για σταθερή όσο και για ασταθής ροή.



Σχήμα 2.1:1. Ρυθμός ροής μάζας μέσα και έξω από στοιχειώδη όγκο ελέγχου.

Η Εξ.(2.1-2) σε διανυσματική μορφή γράφεται:

$$\text{div} \vec{U} = \nabla \cdot \vec{U} = 0 \quad (2.1-3)$$

Αρχή διατήρηση της ορμής

Ο δεύτερος νόμος του Νεύτωνα, εκφρασμένος σε μορφή χρησιμοποιήσιμη στη δυναμική ρευστών, λέει (Ζερβάκης, 2004):

«Η μεταβολή της ορμής mU ενός σώματος μάζας m και ταχύτητας U , με το χρόνο, ισούται με τη δύναμη F που ασκείται στο σώμα»

και σε μαθηματική μορφή, κατάλληλη για εφαρμογή σε ροή στην οποία οι μόνες σημαντικές δυνάμεις που ασκούνται στο σώμα θεωρούνται η πίεση και η βαρύτητα, γράφεται (Kinsman, 1965):

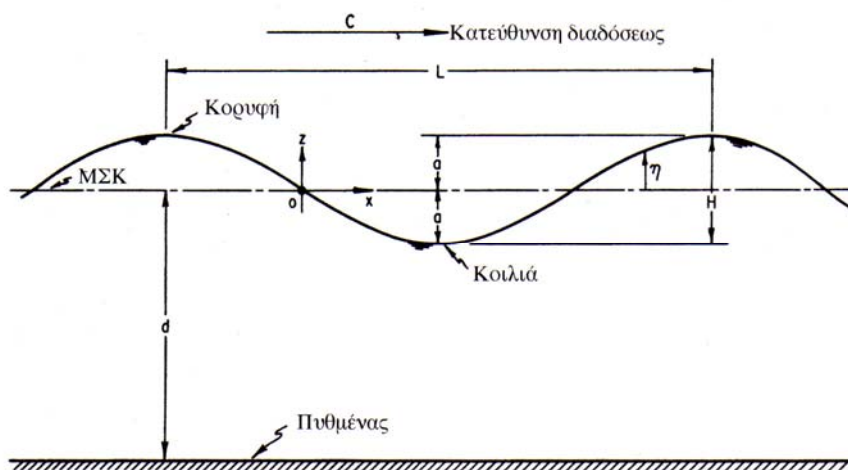
$$\left. \begin{aligned} \frac{DU}{Dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} \\ \frac{DV}{Dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial y} \\ \frac{DW}{Dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} - g \end{aligned} \right\} \quad (2.1-4)$$

2.2. Ασταθής επιφανειακή ροή - Θαλάσσιοι κυματισμοί

Ως επιφανειακοί θαλάσσιοι κυματισμοί ορίζονται οι διαταραχές στην επιφάνεια της θάλασσας οι οποίες διέπονται από τη δύναμη της βαρύτητας.

2.2.1. Περιγραφικά στοιχεία κυματισμών

Σε έναν κυματισμό απλής περιοδικής ημιτονοειδούς μορφής όπως αυτόν του Σχήματος 2.2:1 διακρίνονται τα εξής μορφολογικά και κινηματικά χαρακτηριστικά:



Σχήμα 2.2:1. Μορφολογικά και κινηματικά στοιχεία περιγραφής κυματισμών.

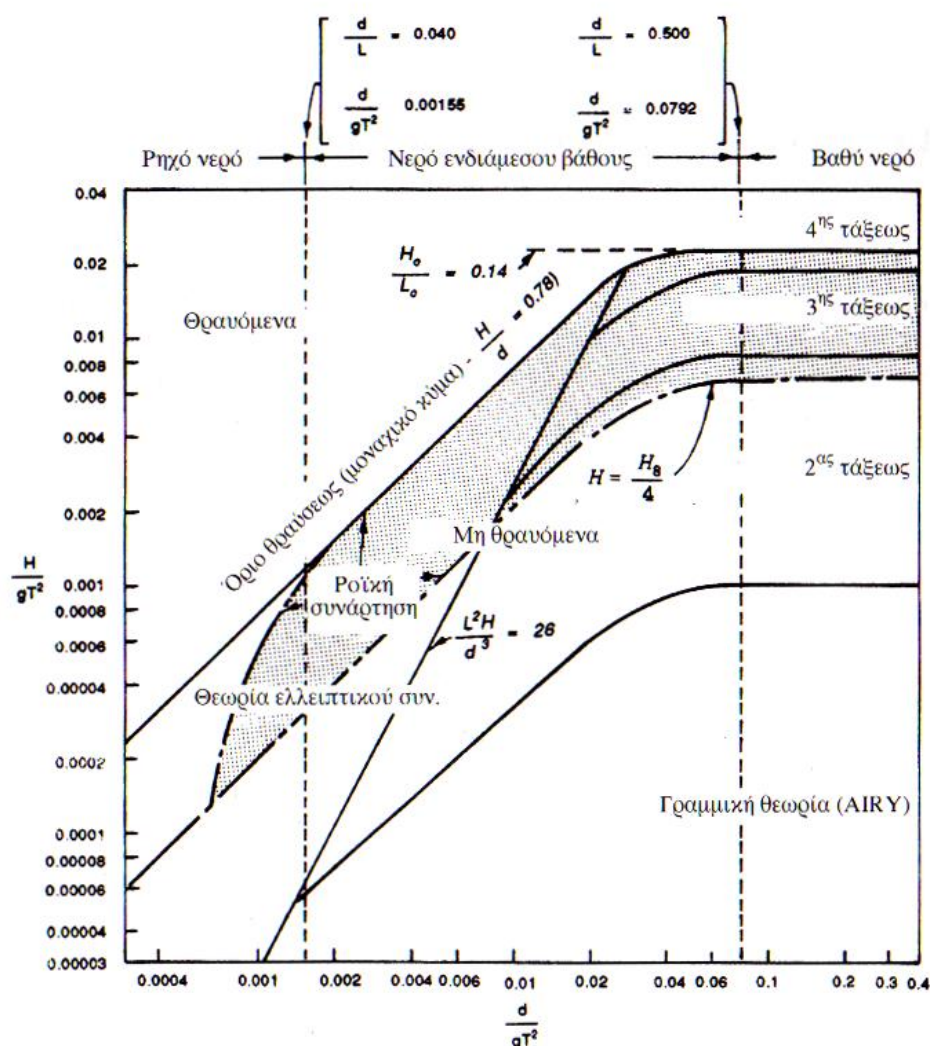
- L = μήκος κύματος (απόσταση μεταξύ διαδοχικών κορυφών) (m)
- H = ύψος ή εύρος κύματος (απόσταση κορυφής κοιλιάς) (m)
- α = πλάτος κύματος (το μισό του ύψους στους απλούς ημιτονοειδείς κυματισμούς) (m)
- T = περίοδος του κύματος (s)
- C = ταχύτητα φάσης ή ταχύτητα διάδοσης απλού κυματισμού (m/s).
Για κάθε κυματισμό ισχύει η εξίσωση $L = CT$
- f = κυκλική συχνότητα = $\frac{1}{T}$, (cycles/s ,Hz)
- σ ή ω = γωνιακή συχνότητα = $\frac{2\pi}{T}$, (rad/s)

- U, V, W = συνιστώσες ταχύτητας των μορίων του νερού κατά x, y, z (m/s)
- η ή ζ = υψόμετρο στάθμης ελεύθερης επιφάνειας πάνω από τη μέση στάθμη κυματισμού (ΜΣΚ) (m)
- d ή h = το βάθος του νερού από τη ΜΣΚ ως τον πυθμένα (m)

2.2.2 Θεωρίες κυματισμών

Η πιο διαδεδομένη προσέγγιση για την περιγραφή των ανεμογενών κυματισμών χρησιμοποιεί τις εξισώσεις της κίνησης και της συνέχειας σε ένα ιδανικό ρευστό και για τις κατάλληλες οριακές συνθήκες. Το αποτέλεσμα είναι η Κυματική Θεωρία του Stokes. Σε περίπτωση που γίνει και μια επιπλέον παραδοχή ότι το ύψος κύματος είναι απειροελάχιστα μικρό σε σύγκριση με άλλα καθοριστικά μεγέθη, όπως το μήκος κύματος και το βάθος του νερού, τότε εξάγετε η Θεωρία Κυματισμών Απειροστού Πλάτους (Small Amplitude Wave Theory) την οποία πρώτος παρουσίασε ο Airy το 1845. Η Θεωρία αυτή αποτελεί την πρώτη τάξη προσέγγισης της Θεωρίας του Stokes όπως αυτή δημοσιεύτηκε από τον Stokes το 1847. Καθώς αυξάνεται το κυματικό πλάτος μπορεί να γίνει χρήση προσεγγίσεων ανώτερης τάξης στην Θεωρία του Stokes για να περιγραφούν επακριβώς οι κυματισμοί πεπερασμένου πλάτους. Άλλες μη-γραμμικές θεωρητικές προσεγγίσεις είναι (Kamphuis, 2000; Fenton, 1990):

- Η Θεωρία Κυματισμών Ελλειπτικού Συνημιτόνου (Cnoidal Wave Theory) όπως αυτή εξάγετε από τις εξισώσεις Korteweg de Vries οι οποίες δημιουργήθηκαν και περιγράφηκαν λεπτομερώς για πρώτη φορά από τους Korteweg και de Vries το 1895. Το 1960 ο Wiegels κωδικοποίησε την παραπάνω θεωρία έτσι ώστε αυτή να έχει εφαρμογή για λόγο $\frac{d}{L} < \frac{1}{8}$ και τιμή της παραμέτρου Ursell (U) > 25 ($U = \frac{HL^2}{d^3}$).
- Η Θεωρία Μοναχικού Κύματος, η οποία ισχύει σε πολύ ρηχά νερά, δημιουργήθηκε από τον Boussinesq το 1872, τον McCowan το 1891 και το 1894 και άλλους, αλλά διαδόθηκε ευρύτερα το 1949 από τον Munk σαν μια προσέγγιση για κυματισμούς οι οποίοι πλησιάζουν τη θραύση.



Σχήμα 2.2:2. Ταξινόμηση της περιοχής ισχύος των διάφορων θεωριών περιγραφής κυματισμών (Κουτίτας, 1994).

Θα μπορούσε κανείς να πει ότι η Θεωρία του Stokes λόγω της παραδοχής ρευστού χωρίς τριβές θα πρέπει να είναι περισσότερη εφαρμόσιμη στα βαθιά νερά. Σύμφωνα με το σκεπτικό αυτό η Θεωρία Κυματισμών Απειροστού Πλάτους θα έχει βέλτιστη εφαρμογή για μικρά κύματα στα βαθιά νερά ενώ οι προσεγγίσεις υψηλότερης τάξης της Θεωρίας του Stokes για τα μεγάλα κύματα στα βαθιά νερά. Στα ρηχά νερά καταλληλότερη επιλογή αποτελεί η Θεωρία Κυματισμών Ελλειπτικού Συνημιτόνου καθώς υπολογίζει και τις μεταβολές στις οποίες υπόκεινται οι κυματισμοί λόγω της επίδρασης του βυθού. Στο όριο εκεί που το κύμα προσεγγίζει στα πολύ ρηχά νερά και λίγο πριν τη θραύση μπορεί να εφαρμοστεί η Θεωρία Μοναχικού Κύματος. Οι παραπάνω τρεις θεωρητικές προσεγγίσεις είναι ουσιαστικά η μια συνέχεια της

άλλης. Έτσι η Θεωρία Κυματισμών Ελλειπτικού Συνημιτόνου γίνεται Θεωρία του Stokes στα βαθιά νερά και Μοναχικού Κύματος στα ρηχά.

Μαθηματικά τα όρια της περιοχής ισχύος της κάθε θεωρίας προσδιορίζονται με βάση τις παραμέτρους ε ($\varepsilon = \frac{H}{d}$) και σ ($\sigma = \frac{d}{L}$) και την παράμετρο Ursell

($U = \frac{HL^2}{d^3} = \frac{\varepsilon}{\sigma^2}$). Τα αποτελέσματα της ταξινόμησης των περιοχών ισχύος

εμφανίζονται στο Σχήμα 2.2:2.

Θεωρία κυματισμών απειροστού πλάτους (Γραμμική θεωρία)

Η γραμμική θεωρία κυματισμών βασίζεται στην παραδοχή ότι το ύψος του κύματος H είναι πολύ μικρότερο του βάρους d και του μήκους L καθώς και στην παραδοχή αστρόβιλης ροής. Η παραδοχή αστρόβιλης ροής καθιστά δυνατή την περιγραφή της ταχύτητας V με συνάρτηση δυναμικού $\Phi(x, z, t)$:

$$\vec{V} = \text{grad}\Phi \left(u \cong \frac{\partial\Phi}{\partial x}, w = \frac{\partial\Phi}{\partial z} \right) \quad (2.2-1)$$

Μια τρίτη παραδοχή είναι ότι ισχύει το ασυμπέστο του ρευστού το οποίο μαθηματικά εκφράζεται από την εξίσωση διατήρησης της μάζας (Van Rijn, 1990; Κουτίπας, 1994):

$$\text{div}\vec{V} = 0 \quad (2.2-2)$$

Ο συνδυασμός των παραπάνω παραδοχών έχει σαν συνέπεια να ισχύει στο πεδίο ροής η εξίσωση Laplace (διατηρήσεως του όγκου) η οποία γράφεται:

$$\text{div}(\text{grad}\Phi) = \nabla^2\Phi = \frac{\partial^2\Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\Phi}{\partial z^2} = 0 \quad (2.2-3)$$

Οι εξισώσεις οι οποίες ισχύουν στη Θεωρία Κυματισμών Απειροστού Πλάτους συνοψίζονται στον Πίνακα 2.2_1.

Πίνακας 2.2_1. Εξισώσεις της Θεωρίας Κυματισμών Απειροστού Πλάτους

		Βαθιά νερά ($d/L > 0.5$)	Ρηχά νερά ($d/L < 0.5$)
Ελεύθερη επιφάνεια θάλασσας (m)	$\eta = \frac{H}{2} \cos(kx - \sigma)$		
Ταχύτητα διάδοσης (m/s) (Εξίσωση διασποράς)	$C = \frac{L}{T} = \frac{\sigma}{k} = \frac{gT}{2\pi} \tanh kd$ $= \sqrt{\frac{gL}{2\pi} \tanh kd}$	$C_0 = \frac{gT}{2\pi}$	$C = \sqrt{gd}$
Μήκος κύματος (m)	$L = CT = \frac{gT^2}{2\pi} \tanh kd$	$L_0 = \frac{gT^2}{2\pi}$	
Οριζόντια συνιστώσα της τροχιακής ταχύτητας των μορίων (m/s)	$\xi = \frac{H}{2} \frac{\cosh(k(d+z))}{\sinh(kd)} \sin(kx - \sigma)$	$\xi = \frac{H}{2} e^{kz} \sin(kx - \sigma)$	$\xi = \frac{H}{2} \frac{1}{kd} \sin(kx - \sigma)$
Κατακόρυφη συνιστώσα της τροχιακής ταχύτητας των μορίων (m/s)	$\zeta = \frac{H}{2} \frac{\sinh(k(d+z))}{\sinh(kd)} \cos(kx - \sigma)$	$\zeta = \frac{H}{2} e^{kz} \cos(kx - \sigma)$	$\zeta = \frac{H}{2} \left(1 + \frac{z}{d}\right) \cos(kx - \sigma)$
Οριζόντια συνιστώσα μετατόπισης (m)	$A = \frac{H}{2} \frac{\cosh k(z+d)}{\sinh kd}$	$A_0 = \frac{H}{2} e^{kz}$	
Κατακόρυφη συνιστώσα μετατόπισης (m)	$B = \frac{H}{2} \frac{\sinh k(z+d)}{\sinh kd}$	$B_0 = A_0$	
Πίεση (m νερού)	$p = -g\rho z + \frac{\rho gH}{2} \frac{\cosh(k(d+z))}{\cosh(kd)} \cos(kx - \sigma)$		

Πυκνότητα ενέργειας (j/m ²)	$\bar{E} = \frac{1}{8} \rho g H^2$		
Ισχύς κύματος (w/m)	$P = EC_g$	$P_0 = \frac{EC}{2}$	$P = EC$
Ταχύτητα ομάδας (m/s)	$C_g = nC$	$(C_g)_0 = \frac{C_0}{2}$	$C_g = C$
Παράμετρος ταχύτητας ομάδας	$n = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{2kd}{\sinh 2kd} \right)$	$n_0 = \frac{1}{2}$	$n = 1$

2.3. Ανεμογενείς κυματισμοί

Η δημιουργία των κυματισμών στη φύση οφείλεται σε διάφορους παράγοντες.

Οι κυριότεροι από αυτούς είναι:

- Η επίδραση του ανέμου στην επιφάνεια της θάλασσας
- Οι διαφοροποιήσεις τις βαρομετρικής πίεσεως
- Η παλίρροια
- Οι υποθαλάσσιοι σεισμοί
- Και οι διαφορές στην πυκνότητα των θαλάσσιων μαζών

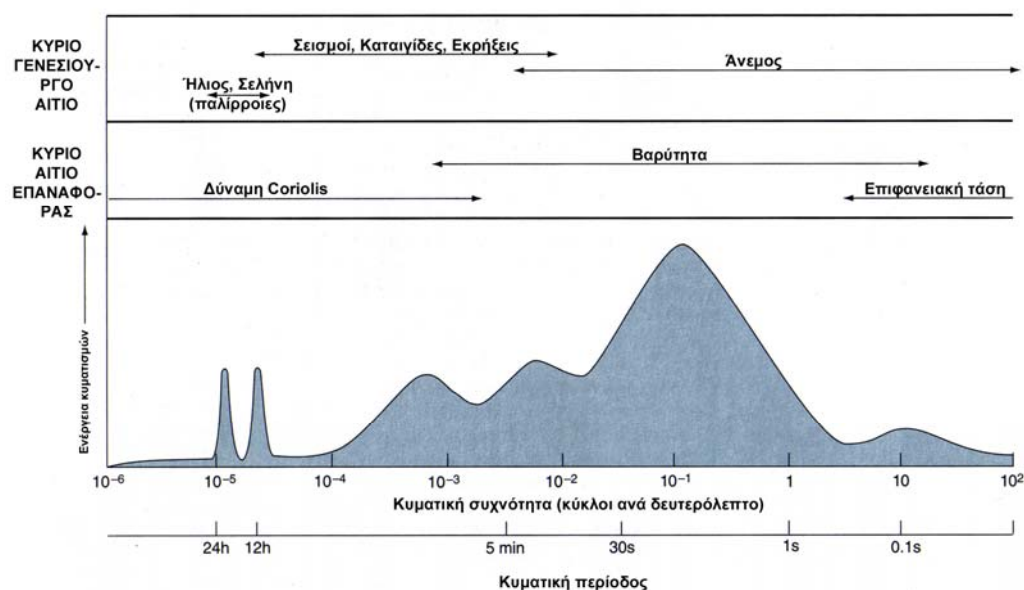
Στο Σχήμα 2.3:1 παρουσιάζεται η κατανομή του ενεργειακού περιεχομένου (ανάλογου του H^2) στις διάφορες περιόδους κυματισμών και για το σύνολο των περιοχών της γης.

Οι κυματισμοί οι οποίοι δημιουργούνται από την μετάδοση της ενέργειας του ανέμου στην επιφάνεια της θάλασσας ονομάζονται ανεμογενείς και είναι, όπως φαίνεται και από το Σχ.2.3:1, οι περισσότερο διαδεδομένοι θαλάσσιοι κυματισμοί.

Η ενέργεια του ανέμου μεταδίδεται αρχικά στην επιφάνεια της θάλασσας μέσω της διάτμησης και στη συνέχεια μέσω της αναδιαμόρφωσης του πεδίου των πιέσεων πάνω από τις κορυφές και τις κοιλίες των σχηματιζόμενων κυμάτων.

Οι ανεμογενείς κυματισμοί δεν είναι μονοχρωματικοί καθώς το μεγαλύτερο ποσοστό της ενέργειας του ανέμου μεταδίδεται αρχικά σε μικρούς κυματισμούς υψηλής συχνότητας οι οποίοι δημιουργούνται επάνω στους

προϋπάρχοντες μεγαλύτερους κυματισμούς και στη συνέχεια μεταφέρεται στους τελευταίους.



Σχήμα 2.3:1. Σχηματική κατανομή του ενεργειακού περιεχομένου (ανάλογου του H^2) στις διάφορες περιόδους κυματισμών για το σύνολο των θαλάσσιων περιοχών της γης (Grant Gross and Gross, 1996).

Διαπιστώθηκε ότι η επίδραση του ανέμου μιας συγκεκριμένης κατευθύνσεως προκαλεί κυματογένεση σε έναν τομέα $\pm 45^\circ$ εκατέρωθεν αυτής, με αποτέλεσμα να διαμορφώνεται ένα πεδίο τρισδιάστατων κυματισμών (Κουτίτας, 1994).

Εφόσον λοιπόν ο άνεμος είναι το γενεσιουργό αίτιο εύκολα συμπεραίνει κανείς ότι το ύψος και η περίοδος των δημιουργούμενων κυματισμών θα σχετίζονται άμεσα με αυτόν. Συγκεκριμένα το ύψος κύματος (H) και η περίοδος (T) είναι συναρτήσεις των εξής τριών ανεξάρτητων μεταβλητών:

- Της διάρκειας πνοής του ανέμου t_D
- Της ταχύτητας του ανέμου U
- Και του ισοδύναμου μήκους αναπτύγματος των κυματισμών F_{eff}

Το F_{eff} είναι το χαρακτηριστικό μήκος ανάπτυξης των κυματισμών από το σημείο που αυτοί υπολογίζονται και μέχρι την απέναντι ακτή, κατά μήκος της κατεύθυνσης πνοής του ανέμου και σε έναν τομέα $\pm 45^\circ$ εκατέρωθεν αυτής.

Η ανάπτυξη των κυματισμών εξαρτάται και από τις τρεις μεταβλητές και ανάλογα με την τιμή τους διακρίνονται οι εξής καταστάσεις:

- Ανάπτυξη με περιορισμό διάρκειας πνοής t_D στην οποία το μήκος αναπτύγματος είναι πολύ μεγάλο συνεπώς τα στοιχεία του κύματος εξαρτώνται από την διάρκεια πνοής t_D και το την ταχύτητα του ανέμου U
- Ανάπτυξη με περιορισμό αναπτύγματος F_{eff} στην οποία η διάρκεια πνοής του ανέμου t_D είναι πολύ μεγάλη συνεπώς τα στοιχεία του κύματος εξαρτώνται από το μήκος αναπτύγματος F_{eff} και την ταχύτητα του ανέμου U
- Πλήρη ανάπτυξη στην οποία δεν περιορίζεται ούτε το μήκος ούτε η διάρκεια πνοής και τα στοιχεία του κύματος εξαρτώνται μόνο από την ταχύτητα του ανέμου U

2.4. Πρόγνωση των κυματισμών

Η διαδικασία της πρόγνωσης του κυματικού κλίματος μιας περιοχής από υπάρχοντα ανεμολογικά δεδομένα πραγματοποιείται κατά κύριο λόγο με τη χρήση παραμετρικών μεθόδων. Ο όρος παραμετρικές προέρχεται από το γεγονός ότι οι μέθοδοι αυτές χρησιμοποιούν ανεμολογικές παραμέτρους για να αναπαράγουν κυματικές παραμέτρους χωρίς να αναπτύσσουν μια λεπτομερή περιγραφή της φυσικής του προβλήματος (Kamphuis, 2000).

Οι δύο πλέον διαδεδομένες μέθοδοι αυτού του είδους είναι η μέθοδος Jonswar και η μέθοδος SMB (CERC, 2002).

2.5. Διαμόρφωση των κυματισμών στον παράκτιο χώρο

Καθώς οι κυματισμοί διαδίδονται από την ανοιχτή θάλασσα προς τις ακτές δηλαδή από τα βαθιά προς τα ρηχά νερά υφίστανται κάποιες μετατροπές ως προς τη διαμόρφωση τους. Οι μετατροπές αυτές είναι δυνατόν να προσδιοριστούν από δύο διανυσματικές εξισώσεις, την εξίσωση διάδοσης των κυματισμών (Kamphuis, 2000):

$$\Delta \times \mathbf{k} = 0 \quad (2.5-1)$$

και την εξίσωση διατήρησης της ροής ενέργειας:

$$\Delta(\bar{E}C_g) = 0 \quad (2.5-2)$$

όπου \mathbf{k} είναι το διάνυσμα του αριθμού κύματος (αριθμητική τιμή: $k = \frac{2\pi}{L}$), \bar{E} είναι το ενεργειακό περιεχόμενο της στήλης νερού και C_g είναι το διάνυσμα της ταχύτητας διάδοσης των κυματισμών (αριθμητική τιμή: $C_g = nC$).

Η γενική επίλυση των παραπάνω εξισώσεων είναι υπολογιστικά δύσκολη και απαιτητική γι' αυτό συνήθως προσεγγίζονται από την εξίσωση ήπιας κλίσης (mild slope equation) (Kamphuis, 2000; Liu, 1990). Στις περισσότερες περιπτώσεις όμως χρησιμοποιούνται, για την περιγραφή των φαινομένων διαμόρφωσης των κυματισμών στις ακτές, κάποιες απλές ποσοτικές μέθοδοι οι οποίες στηρίζονται σε αναλυτικές λύσεις ή πειραματικές διερευνήσεις. Οι μέθοδοι αυτές δίνουν ικανοποιητικά αποτελέσματα όταν το ζητούμενο είναι μια πρώτη προσέγγιση των φαινομένων πριν από την εφαρμογή φυσικών ή αριθμητικών ομοιωμάτων.

Οι μετατροπές οι οποίες συμβαίνουν στους κυματισμούς καθώς αυτοί προσεγγίζουν τις ακτές και στις οποίες θα αναφερθούμε αναλυτικότερα στη συνέχεια είναι:

- Η ρήχωση (shoaling)
- Η διάθλαση (refraction)
- Η περίθλαση (diffraction)
- Η θραύση (breaking)
- Η ανάκλαση (reflection)
- Και η αναρρίχηση (run up)

Αν και θα εξετάσουμε την κάθε περίπτωση ξεχωριστά στη φύση οι διεργασίες αυτές εξελίσσονται ταυτόχρονα και σε πολύπλοκη μορφή.

2.5.1. Ρήγωση των κυματισμών

Όταν οι κυματισμοί προσεγγίζουν κάθετα μια ακτή αλλάζει η μορφή τους λόγω της επίδρασης του βάθους του νερού. Συγκεκριμένα η μείωση στο βάθος του νερού επιφέρει μείωση στο μήκος του κύματος η οποία με τη σειρά της οδηγεί στην αύξηση του ύψους του προκειμένου να διατηρηθεί σταθερή η ισχύς.

Μαθηματικά η παραπάνω διαδικασία περιγράφεται ως εξής:

Η Εξ.(2.5-2) όταν εφαρμόζεται στην κατεύθυνση μετάδοσης των κυματισμών (κατεύθυνση s) μετατρέπεται σε διαφορική και γράφεται:

$$\frac{d}{ds}(\bar{E}C_g) = 0 \quad (2.5-3)$$

όταν οι κυματισμοί προσεγγίζουν κάθετα σε μία ακτή ($\theta=0$) προκύπτει από την ολοκλήρωση της Εξ.(2.5-3):

$$\bar{E}C_g = nC\bar{E} = \sigma\alpha\theta \quad (2.5-4)$$

Αν τώρα στην Εξ.(2.5-4) (Εξίσωσης ροής ενέργειας) αντικαταστήσουμε το ενεργειακό περιεχόμενο στήλης νερού \bar{E} το οποίο δίνεται από τη σχέση (Kinsman, 1965):

$$\bar{E} = \frac{1}{8}\rho g H^2 \quad (2.5-5)$$

θα έχουμε:

$$nC H^2 = n_1 C_1 H_1^2 = n_2 C_2 H_2^2 = \sigma\alpha\theta \quad (2.5-6)$$

στην οποία τα n_1, C_1, H_1 και n_2, C_2, H_2 είναι τα χαρακτηριστικά του κύματος σε δύο οποιαδήποτε σημεία στο χώρο σε διαφορετικά βάθη. Από την σχέση (2.5-6) είναι δυνατόν να συσχετίσουμε τα κυματικά ύψη μεταξύ δύο οποιονδήποτε βαθών ως:

$$\frac{H_2}{H_1} = \sqrt{\frac{n_1 C_1}{n_2 C_2}} = k_S \quad (2.5-7)$$

Η παραπάνω εξίσωση (2.5-7) είναι γνωστή ως εξίσωση ρηχώσεως και ο k_S ως συντελεστής ρηχότητας (shoaling coefficient). Ο k_S σε μεγάλο βάθος έχει την τιμή 1.0, καθώς το βάθος μειώνεται η τιμή του γίνεται 0.9 και τελικά σε πολύ μικρά βάθη τείνει στο άπειρο περιγράφοντας ουσιαστικά την αύξηση του ύψους του κύματος που συμβαίνει στα ρηχά νερά και πριν από τη θραύση.

2.5.2. Διάθλαση των κυματισμών

Όταν οι κυματισμοί προσεγγίζουν σε μια ακτή με γωνία ($\theta \neq 0$) οι αρχικά ευθύγραμμες κορυφογραμμές αρχίζουν να καμπυλώνονται και να τείνουν να γίνουν παράλληλες προς τις ισοβαθείς (Σχήμα 2.5:1).

Το φαινόμενο αυτό ονομάζεται διάθλαση των κυματισμών και οφείλεται στην μεταβολή στο χώρο της ταχύτητας προωθήσεως C των αρχικά δισδιάστατων κυματισμών λόγω της επίδρασης του βάθους του νερού d . Όπως εύκολα συμπεραίνει κανείς η διάθλαση μπορεί να συμβεί σε βάθη $d < \frac{L}{2}$ καθώς σε μεγαλύτερα βάθη η ταχύτητα C είναι συνάρτηση μόνο της περιόδου T και όχι του βάθους d .

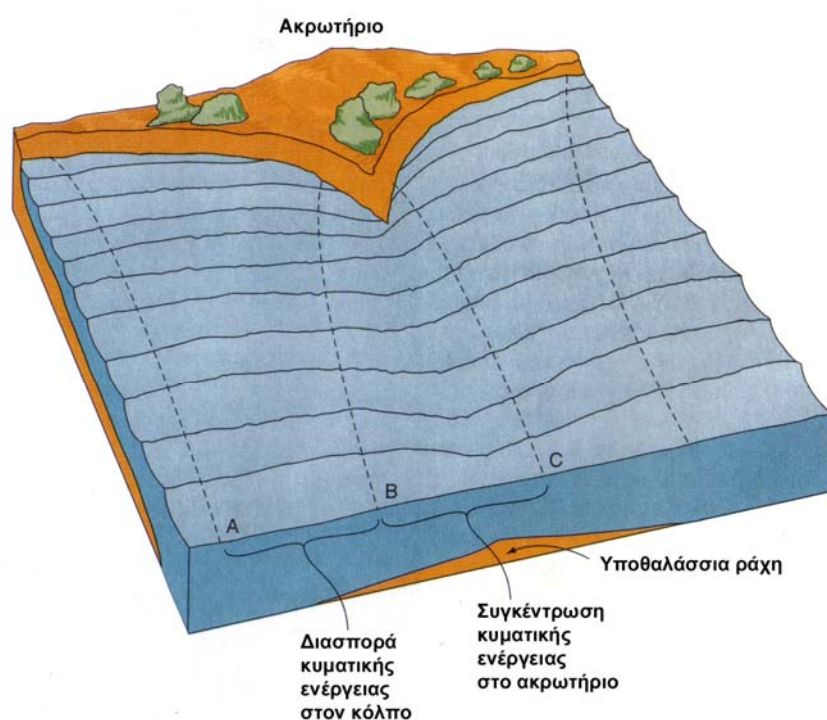
Η κυματική διάθλαση περιγράφεται μαθηματικά από το Νόμο του Snell, δηλαδή τον ίδιο νόμο που χρησιμοποιείται και στην οπτική διάθλαση. Για τους υπολογισμούς γίνεται η παραδοχή ότι η κυματική ενέργεια δεν διαδίδεται κατά μήκος των κυματοκορυφών. Όταν ισχύει η παραδοχή αυτή η Εξ.(2.5-3) παίρνει τη μορφή:

$$nC\bar{E}b = \sigma\alpha\theta \quad (2.5-8)$$

όπου b είναι η απόσταση μεταξύ δύο διαδοχικών κυματικών ακτινών.

Όταν αντικαταστήσουμε την Εξ.(2.5-5) στην Εξ.(2.5-8) έχουμε:

$$\frac{H_2}{H_1} = \sqrt{\frac{n_1 C_1}{n_2 C_2}} \sqrt{\frac{b_1}{b_2}} = k_S k_R \quad (2.5-9)$$



Σχήμα 2.5:1. Διάθλαση των κυματισμών σε περιοχές με πολύπλοκη βυθομετρία (Grant Gross and Gross, 1996).

Η παραπάνω εξίσωση (2.5-9) συσχετίζει τα κυματικά ύψη μεταξύ δύο οποιονδήποτε σημείων στο χώρο. Ο k_R ονομάζεται συντελεστής διαθλάσεως και σε συνδυασμό με τον συντελεστή ρηχότητας k_S περιγράφουν την εξέλιξη του ύψους του κύματος καθώς αυτό προσεγγίζει την ακτή. Η περιγραφή της διάθλασης πραγματοποιείται τόσο με τους προαναφερθέντες τύπους όσο και με τα διαγράμματα διαθλάσεως τα οποία πλέον δημιουργούνται μέσω κατάλληλων προγραμμάτων ηλεκτρονικών υπολογιστών. Τα διαγράμματα διαθλάσεως γενικά έχουν τη μορφή του Σχήματος 2.5:2.

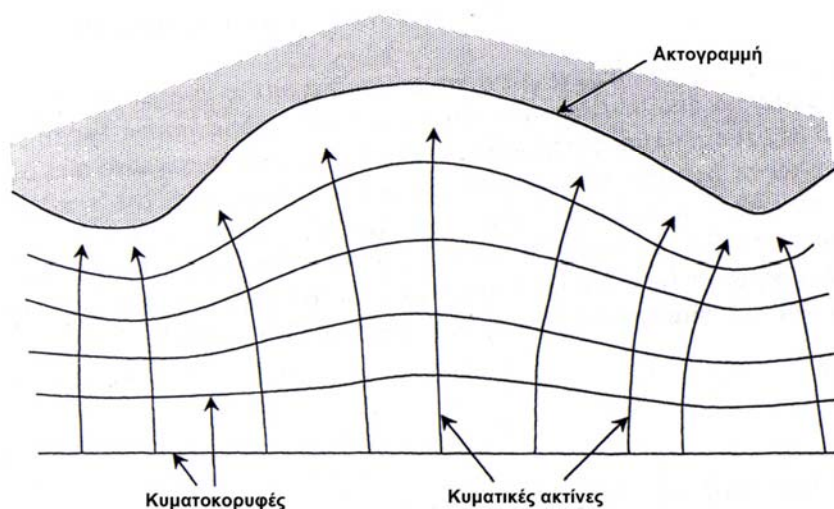
Ο Νόμος του Snell για την κυματική διάθλαση καθώς και ο συντελεστής διάθλασης k_R όπως αυτός προκύπτει ύστερα από κατάλληλες τροποποιήσεις του νόμου γράφονται (Kamphuis, 2000):

$$\frac{C}{\sin \theta} = \text{σταθ} \quad (2.5-10)$$

και

$$k_R = \sqrt{\frac{b_0}{b}} = \sqrt{\frac{\cos \theta_0}{\cos \theta}} \quad (2.5-11)$$

όπου θ η γωνία που σχηματίζουν οι κυματοκορυφές με την ακτή και b_0, θ_0, b, θ τα βάθη και οι γωνίες στα βαθιά και στα ρηχά νερά αντίστοιχα.



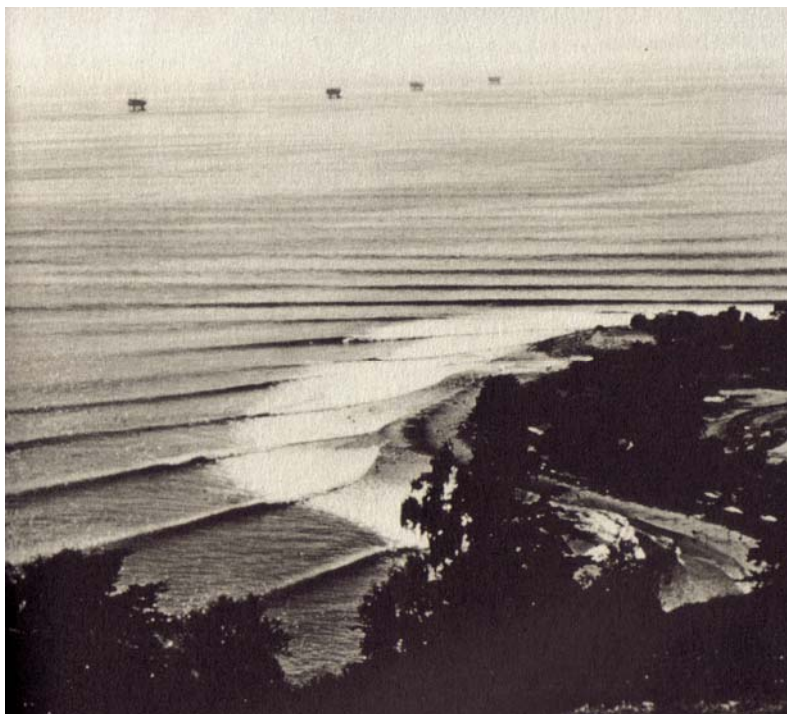
Σχήμα 2.5:2. Διάγραμμα κυματικής διάθλασης (Kamphuis, 2000).

Διάθλαση των κυματισμών πραγματοποιείται επίσης και λόγω της επίδρασης των θαλάσσιων ρευμάτων.

2.5.3. Περίθλαση των κυματισμών

Προηγουμένως στη διάθλαση είδαμε ότι γίνεται η παραδοχή μη διαδόσεως της κυματικής ενέργειας μεταξύ των κυματικών ακτινών. Στην πραγματικότητα όμως η ενέργεια αυτή διαδίδεται, με συνεχή μείωση της κυματικής ισχύος, πλευρικά και κατά μήκος των κυματοκορυφών. Οι περιθλώμενοι κυματισμοί διαμορφώνονται όπως στο Σχήμα 2.5:3 στο οποίο απεικονίζεται η περίθλαση γύρω από το άκρο ημιαπείρου κυματοθραύστη.

Για την περιγραφή της κυματικής περιθλάσεως εφαρμόζονται και πάλι οι αντίστοιχοι νόμοι που ισχύουν και στην οπτική περίθλαση.



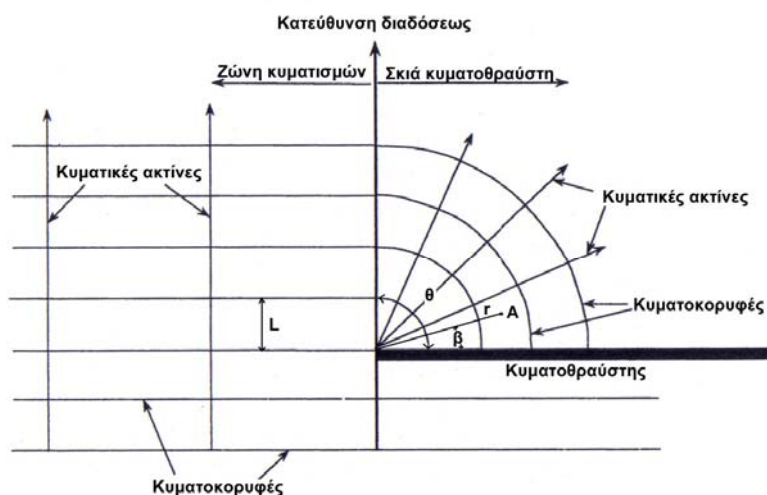
Εικόνα 2.5~1. Περίθλαση αποθάλασσης γύρω από το ακρωτήριο Rincon Point στο κανάλι της Santa Barbara (Bascom, 1964).

Το κυματικό πεδίο που διαμορφώνεται στη «σκιά» του κυματοθραύστη, όπως αυτό που εμφανίζεται στο Σχ.2.5:3, καθορίζεται από τα στοιχεία του προσπίπτοντος κύματος δηλαδή το ύψος H , το μήκος L , την γωνία προσπτώσεως φ , τις πολικές συντεταγμένες β και r του σημείου που υπολογίζεται το ύψος κύματος ως προς το άκρο της κατασκευής και το αδιάστατο μέγεθος r/L (Σχ.2.5:3).

Αρχικά υπολογίζεται ο συντελεστής περιθλάσεως k_D συναρτήσει των στοιχείων φ, β και r/L με τη χρήση του κατάλληλου πίνακα (Πίνακας 1-ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ) και στη συνέχεια το ζητούμενο ύψος κύματος H_A σαν ποσοστό του προσπίπτοντος ύψους H επί του συντελεστή περιθλάσεως K_D (Κουτίτας, 1994):

$$H_A = H \cdot k_D(\varphi, \beta, r/L) \quad (2.5-12)$$

Στη διάρκεια όλης της παραπάνω διαδικασίας ισχύει η υπόθεση ότι το βάθος του νερού παραμένει σταθερό.



Σχήμα 2.5:3. Περίθλαση γύρω από άκρο ημιάπειρου κυματοθραύστη.

2.5.4. Θραύση των κυματισμών

Όπως έχει ήδη αναφερθεί η ρήχωση των κυματισμών προκαλεί μείωση του μήκους (L) και αύξηση του ύψους (H) τους. Οι μεταβολές όμως αυτές στα γεωμετρικά χαρακτηριστικά των κυμάτων προκαλούν υδροδυναμική αστάθεια στη διάδοσή τους η οποία εκδηλώνεται κυρίως μέσα από τη θραύση. Στα βαθιά νερά θραύση συμβαίνει όταν η καμπυλότητα (steepness) $\frac{H}{L}$ των κυματισμών ξεπεράσει μια κρίσιμη τιμή και στα ρηχά όταν ο λόγος $\frac{H}{d}$ επίσης ξεπεράσει μια κρίσιμη τιμή. Ουσιαστικά λοιπόν η θραύση των κυματισμών τόσο στην ανοικτή θάλασσα όσο και στις ακτές αποτελεί έναν μηχανισμό περιορισμού του ύψους κύματος (Κουτίτας, 1994).

Στις ακτές ο θραυόμενος κυματισμός μπορεί να έχει διάφορες μορφές. Ο τύπος θραύσης εξαρτάται από την κλίση του πυθμένα και την καμπυλότητα του προσπίπτοντος κυματισμού $\frac{H}{L}$. Η συσχέτιση των τριών αυτών παραγόντων πραγματοποιείται μέσω της ακόλουθης αναλογίας, γνωστής και ως συντελεστή Irribarren:

$$\xi_b = \frac{m}{\sqrt{H_b / L_0}} \quad (2.5-13)$$

όπου m η κλίση του πυθμένα και H_b το ύψος κύματος στο σημείο θραύσης. Επομένως ανάλογα με τις τιμές που παίρνει η παράμετρος ξ διαμορφώνονται και οι αντίστοιχοι τύποι θραύσης. Συγκεκριμένα έχουν καθιερωθεί 4 διαφορετικοί τύποι (Kamphuis, 2000):

- Η μορφή υπερχειλίσεως (spilling) με $\xi_b < 0.4$
- Η μορφή καταδύσεως (plunging) με $0.4 < \xi_b < 2.0$
- Η μορφή καταρρεύσεως (collapsing) με $\xi_b > 2.0$
- Και η μορφή εφορμήσεως (surging)

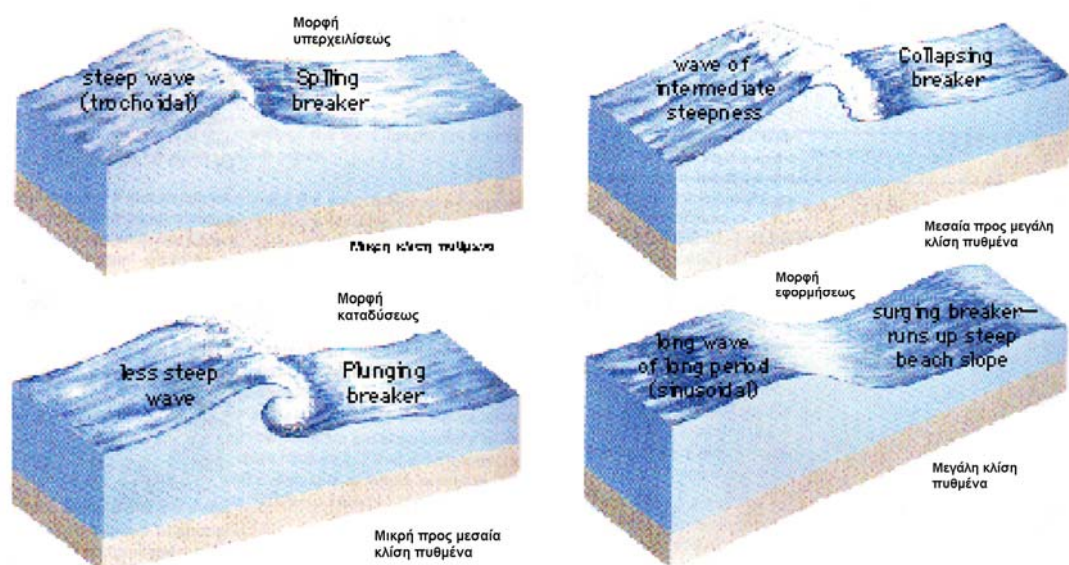
Η μορφή υπερχειλίσεως εμφανίζεται σε σχεδόν οριζόντιες παραλίες ή για κυματισμούς μεγάλης καμπυλότητας ή όταν υπάρχει συνδυασμός και των δύο αυτών παραγόντων. Οι παραλίες στις οποίες εμφανίζεται κατά κύριο λόγο αυτή η μορφή θραύσης αποκαλούνται απορροφητικές (dissipative) παραλίες. Η μορφή καταδύσεως εμφανίζεται σε παραλίες με λίγο μεγαλύτερη κλίση και για κυματισμούς μικρότερης καμπυλότητας ή μια από τις δύο καταστάσεις. Η μορφή εφορμήσεως εμφανίζεται σε παραλίες με πολύ μεγάλη κλίση, οι οποίες συχνά αποκαλούνται και ανακλαστικές (reflective) παραλίες. Η μορφή καταρρεύσεως εμφανίζεται σε παραλίες με μεγάλη κλίση και συνήθως θεωρείται ενδιάμεση μορφή μεταξύ των μορφών καταδύσεως και εφορμήσεως (Komar, 1976).

Στη βιβλιογραφία έχουν προταθεί κατά καιρούς διάφορα κριτήρια θραύσης τα οποία είναι ως επί το πλείστον συναρτήσεις της οριακής κυματικής καμπυλότητας $\frac{H_b}{L_b}$ ή του λόγου του οριακού ύψους κύματος ως προς το

αντίστοιχο οριακό βάθος $\frac{H_b}{d_b}$. Μία τιμή του λόγου αυτού, η οποία προέκυψε

από τη Θεωρία Μοναχικού Κύματος, αποτελεί το συχνότερα χρησιμοποιούμενο κριτήριο θραύσης στα ρηχά νερά (Carter, 1998):

$$\gamma = \frac{H_b}{d_b} = 0.78 \quad (2.5-14)$$



Σχήμα 2.5:4. Σχηματική αναπαράσταση των τεσσάρων τύπων θραύσεως (Πηγή <http://maritime.haifa.ac.il>).

Σε πρακτικές εφαρμογές και καθώς έχει διαπιστωθεί πειραματικά η επίδραση της κλίσεως του πυθμένα στη διαμόρφωση των H_b και d_b (Κουτίτας, 1994; CERC, 2002) χρησιμοποιούνται συνήθως για τον υπολογισμό των τελευταίων δύο κατάλληλα νομογραφήματα (Σχήμα 1-ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ). Τέλος ιδιαίτερα σημαντική είναι και η διαμόρφωση των κυματισμών μετά την πρώτη θραύση τους και μέσα στη ζώνη απόσβεσης έως την ακτογραμμή, η οποία διέπεται από τη σχέση (Καραμπάς, 2004):

$$H = \gamma \cdot d \quad \text{με} \quad \gamma = \xi_b^{0.17} + 0.08 \quad (2.5-15)$$

(περιορισμοί στη χρήση της εξίσωσης (2.5-15): μονοτονικά μειούμενο βάθος νερού και κλίση πυθμένα~1.30)

Από τον τρόπο με τον οποίο θα διαμορφωθούν οι κυματισμοί μέσα στη ζώνη απόσβεσης επηρεάζεται η κυματική ανύψωση (set up), η αναρρίχηση, τα παράκτια ρεύματα και η στερεομεταφορά (CERC, 2002).

2.5.5. Ανάκλαση των κυματισμών

Αν η ενέργεια των κυματισμών που προσεγγίζουν μια ακτή δεν απορροφηθεί πλήρως από τη θραύση και από τους υπόλοιπους μηχανισμούς απορροφήσεως τότε θα ανακλαστεί, κατά ένα ποσοστό της τουλάχιστον.

Η ανάκλαση συμβαίνει συνήθως σε ακτές με πολύ μεγάλες κλίσεις πρανών. Για την περιγραφή της μερικής ανάκλασης στις ακτές έχει διαμορφωθεί ο παρακάτω συντελεστής ανάκλασης (Κουτίτας, 1994):

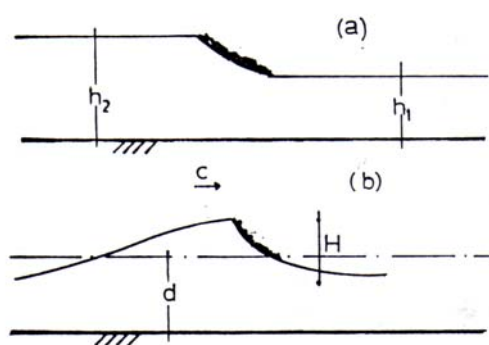
$$x = \frac{H_r}{H_i} \quad (2.5-16)$$

όπου H_r το ύψος του ανακλώμενου κύματος. Από εργαστηριακά πειράματα έχει προκύψει ότι ο συντελεστής ανάκλασης σχετίζεται τόσο με την παράμετρο ξ_b όσο και με την τραχύτητα του πυθμένα και οι συσχέτιση αυτή παρουσιάστηκε σε σχετικό διάγραμμα (Σχήμα 2-ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ).

Ιδιαίτερης σημασίας είναι το γεγονός ότι η ανάκλαση των κυματισμών από τις ακτές καθώς και από υποθαλάσσιες εξάρσεις έχει σημαντικές επιπτώσεις στην ευστάθεια των ακτών (Carter, 1988).

2.5.6. Αναρρίχηση των κυματισμών

Οι κυματισμοί μετά τη θραύση και αφού έχουν χάσει μεγάλο ποσοστό της αρχικής ενέργειας τους συνεχίζουν την πορεία τους μέσα στη ζώνη απόσβεσης με μορφή η οποία παρουσιάζει τα ίδια χαρακτηριστικά με το κινούμενο υδραυλικό άλμα (periodic bore) (Fredsoe and Deigaard, 1992).



Σχήμα 2.5:5. Ομοιότητες μεταξύ κινούμενου υδραυλικού άλματος (a) και θραυόμενου κυματισμού (b) (Καραμπάς, 1993).

Σε κάποιες άλλες περιπτώσεις και κυρίως κατά τους χειμερινούς μήνες οι κυματισμοί μετά την πρώτη θραύση (πάνω από τον επιμήκη ύφαλο), στην οποία και χάνουν το 60-70% του εύρους τους, ανακτούν την αρχική, μη θραυσμένη μορφή τους και μεταδίδονται κανονικά σαν μη-γραμμικοί διασπειρώμενοι κυματισμοί (Καραμπάς, 1993).

Σε κάθε περίπτωση όταν οι κυματισμοί φτάσουν τελικά στην ακτή θα αναρριχηθούν μέχρι κάποιο ύψος. Το φαινόμενο της αναρρίχησης έχει μελετηθεί κατά καιρούς από διάφορους ερευνητές και τα αποτελέσματα των μελετών αυτών μπορούν να συνοψιστούν ως εξής (Horigawa, 1978):

Όταν οι προσπίπτοντες κυματισμοί ύψους H και μήκους L που διαδίδονται σε νερό ομοιόμορφου βάθους d φτάσουν σε μια ακτή με κλίση $\tan \alpha$ το μέγιστο ύψος αναρρίχησης πάνω από τη στάθμη ηρεμίας ΣH (still water level) R εκφράζεται με την ακόλουθη γενική μορφή:

$$\frac{R}{H} = F\left(\alpha, \frac{d}{L}\right) + G\left(\frac{H}{L}, \frac{d}{L}\right) - K\left(\alpha, \frac{d}{L}, \frac{H}{L}\right) \quad (2.5-17)$$

όπου $F\left(\alpha, \frac{d}{L}\right)$ είναι το σχετικό ύψος αναρρίχησης των κυμάτων το οποίο

βασίζεται στη γραμμική θεωρία, $G\left(\frac{H}{L}, \frac{d}{L}\right)$ είναι ο όρος διόρθωσης για τις μη-

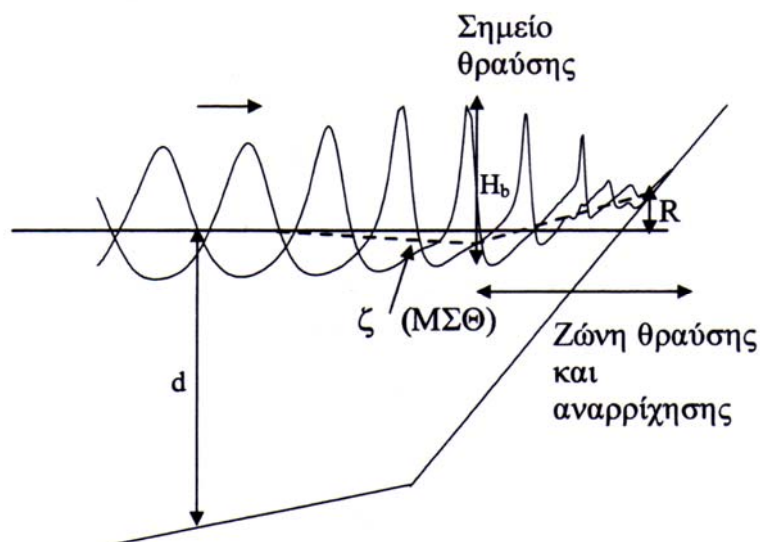
γραμμικές κυματικές επιδράσεις και $K\left(\alpha, \frac{d}{L}, \frac{H}{L}\right)$ είναι ο όρος μείωσης λόγω

των απωλειών ενέργειας από την κυματική θραύση και την τριβή πυθμένα.

Το μέγιστο ύψος R (Σχήμα 2.5:6) πάνω από τη στάθμη ηρεμίας της θάλασσας που αναρριχάται ένας κυματισμός δίνεται από την απλή σχέση του Hunt (Καραμπάς, 2004):

$$\left. \begin{aligned} R &= H_b \xi && \text{για } \xi < 2.3 \\ R &= 2.3 H_b && \text{για } \xi \geq 2.3 \end{aligned} \right\} \quad (2.5-18)$$

Στην παραπάνω τιμή συμπεριλαμβάνεται και η μέγιστη ανύψωση της Μέσης Στάθμης Θάλασσας $\Delta\eta_{\max}$ στη ζώνη αναρρίχησης (Σχήμα 2.5:6).



Σχήμα 2.5:6. Επίδραση της ρηχότητας, θραύση κυματισμών και αναρρίχηση στην ακτή (Καραμπάς, 2004).

Ο Κουτίτας (1994) προτείνει για τον υπολογισμό της ανύψωσης της μέσης στάθμης κύματος (θάλασσας) σε κεκλιμένες ακτές έναν τύπο ο οποίος βασίζεται στην θεωρία του Longuet-Higgins για την απόσβεση των τάσεων ακτινοβολίας και ο οποίος γράφεται:

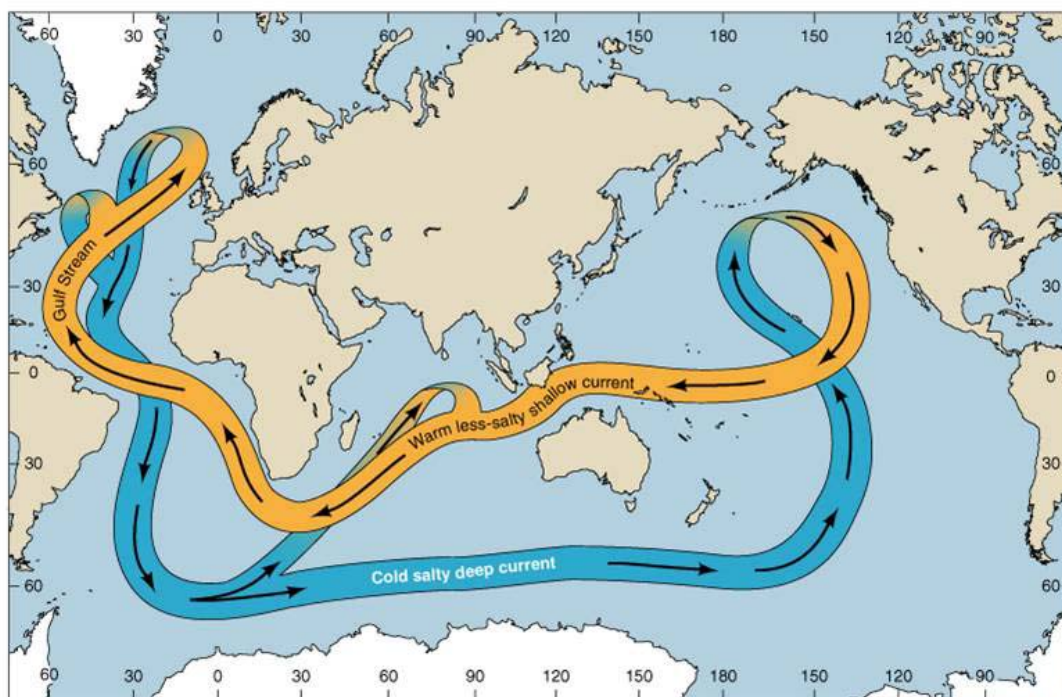
$$\Delta\eta = \frac{d_b}{1 + \frac{8}{3}\gamma^2} \quad (\sim 15\% \text{ του ύψους } H_b) \quad (2.5-19)$$

όπου $\Delta\eta$ είναι η ανύψωση της μέσης στάθμης κύματος (ΜΣΚ) πάνω από τη ΣΗ.

2.6. Παράκτια ρεύματα

Τα ρεύματα τα οποία αναπτύσσονται στη θάλασσα μπορούν να διαχωριστούν σε τρεις κατηγορίες όπως αυτές παρουσιάζονται κατά φθίνουσα κλίμακα μεγέθους στη συνέχεια:

α. Ωκεάνια ρεύματα τα οποία έχουν σχεδόν σταθερή διεύθυνση και ταχύτητα κατά τη διάρκεια του χρόνου. Τα ρεύματα αυτά δημιουργούνται κυρίως λόγω χωρικών διαφοροποιήσεων της πυκνότητας του νερού. Το πιο γνωστό από τα ρεύματα αυτά είναι ίσως ο παγκόσμιος ιμάντας θερμόαλης κυκλοφορίας (conveyor belt).



Σχήμα 2.6:1. Ο παγκόσμιος ιμάντας θερμόαλης κυκλοφορίας (Ζερβάκης, 2004).

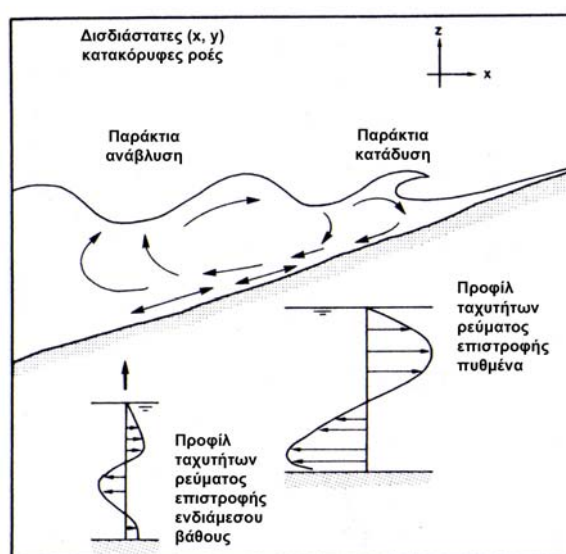
β. Παλιρροιακά ρεύματα τα οποία σε πολλές περιπτώσεις είναι σημαντικά για την παράκτια κυκλοφορία. Τα ρεύματα αυτά δημιουργούνται από τις βαρυτικές διαφοροποιήσεις τις οποίες προκαλεί η επίδραση πρωτίστως της Σελήνης και δευτερεύοντος του Ήλιου και των υπόλοιπων πλανητών στις θαλάσσιες μάζες και

γ. Παράκτια ρεύματα τα οποία και αφορούν άμεσα την παρούσα εργασία και για το λόγο αυτό θα αναλυθούν στη συνέχεια.

Στις παράκτιες περιοχές τα ρεύματα που αναπτύσσονται οφείλονται στις παλίρροιες (παλιρροιακά ρεύματα), στις διαφορές στην πυκνότητα και κατ' επέκταση στη στρωμάτωση που δημιουργείται (ρεύματα πυκνότητας), στην επίδραση του ανέμου (ανεμογενή ρεύματα) και στην θραύση των κυματισμών (κυματογενή ρεύματα). Οι τρεις πρώτες κατηγορίες έχουν στην υπό μελέτη

περίπτωση ελάχιστη επίδραση στη μεταφορά των ιζημάτων και για το λόγο αυτό δεν θα αναφερθούμε περαιτέρω σ' αυτές. Η κατηγορία των κυματογενών ρευμάτων, τα οποία όπως ήδη αναφέρθηκε προκαλούνται από τη θραύση των κυματισμών καθώς αυτοί προσεγγίζουν την ακτή, αποτελεί τον κύριο παράγοντα παράκτιας στερεομεταφοράς τόσο στην περιοχή μελέτης όσο και γενικότερα στη φύση. (Komar, 1976).

Εγκάρσια στην ακτή και μέσα στη ζώνη θραύσης εμφανίζεται το τρισδιάστατο κυματογενές ρεύμα ή ρεύμα επιστροφής (undertow). Το ρεύμα αυτό δημιουργείται ως ροή επιστροφής της μάζας του νερού η οποία μεταφέρεται προς την ακτή από τους θραυόμενους κυματισμούς (Fredsoe and Deigaard, 1992). Αν και η μέση κατά το βάθος τιμή του ρεύματος αυτού είναι μηδέν αναπτύσσονται προφίλ ταχυτήτων τα οποία σε συνδυασμό με την αποσταθεροποιητική δράση των κυμάτων μεταφέρουν το ίζημα.



Σχήμα 2.6:2. Προφίλ ταχύτητας του τρισδιάστατου κυματογενούς ρεύματος (Carter, 1988).

Παράλληλα στην ακτή εμφανίζεται το επίμηκες κυματογενές ρεύμα (longshore current) το οποίο κινείται σαν ένα ποτάμι μέσα στη ζώνη θραύσης.

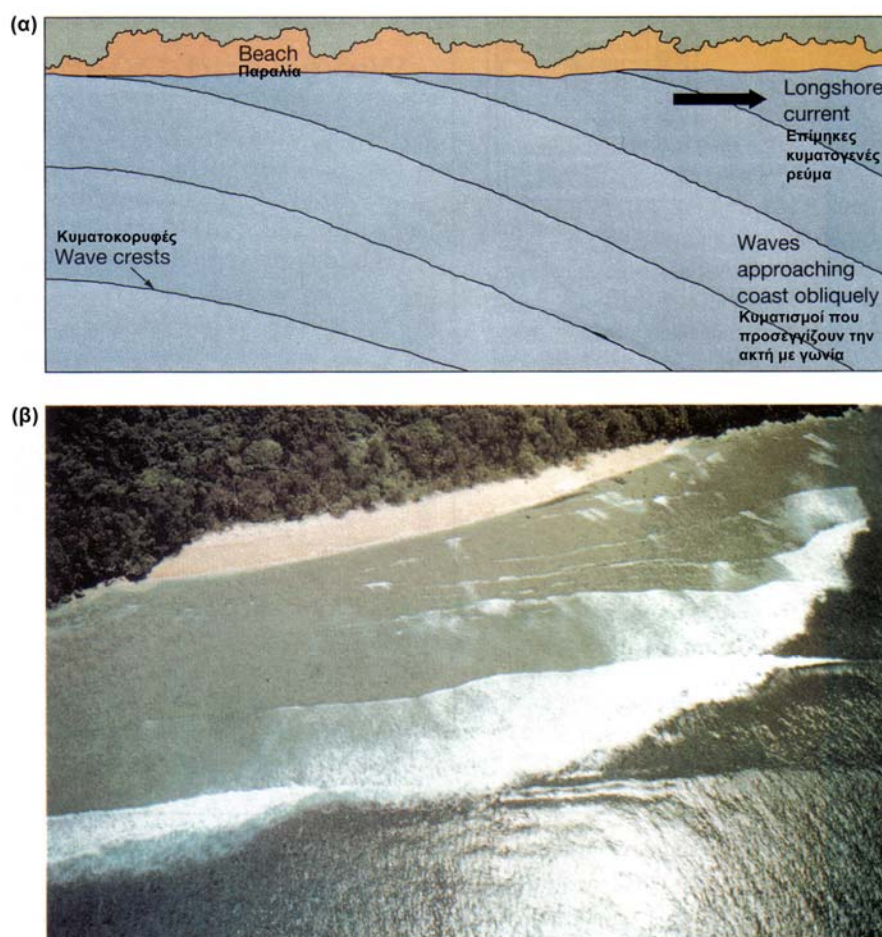
Το ρεύμα αυτό δημιουργείται από την πλάγια θραύση των κυματισμών καθώς η εγκάρσια στην ακτή συνιστώσα της ορμής του κυματισμού απορροφάται από τη θραύση ενώ η περίσσεια ορμής παράλληλα στην ακτή διαμορφώνεται στο παράκτιο ρεύμα. Το τελευταίο ενισχύεται επιπλέον και από επιμήκη ρεύματα τα οποία δημιουργούνται σαν αποτέλεσμα των χωρικών διαφορών

στην ανύψωση της στάθμης της θάλασσας λόγω των κυματισμών (wave set-up).

Η μέση ταχύτητα του ρεύματος αυτού έχει εκτιμηθεί ότι είναι (Inman and Bagnold, 1963; Καραμπάς, 2004):

$$V = 20.7m(gH_b)^{1/2} \sin(2a_b) \quad (2.6-1)$$

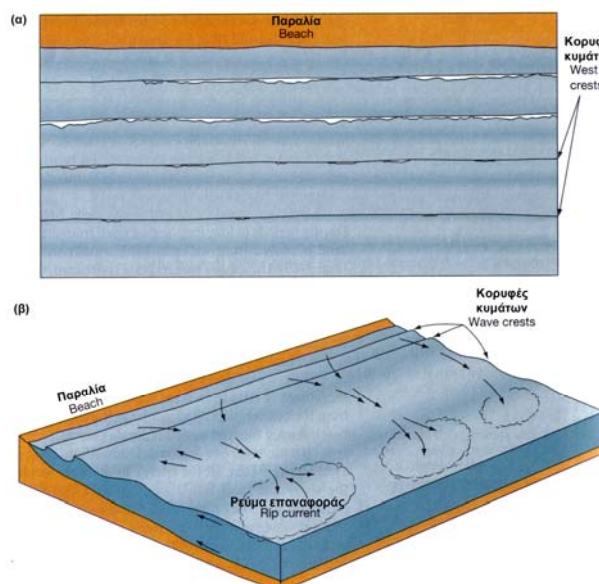
όπου m η κλίση του πυθμένα και H_b , a_b το ύψος κύματος και η γωνία που σχηματίζει με την παραλία στο σημείο θραύσης.



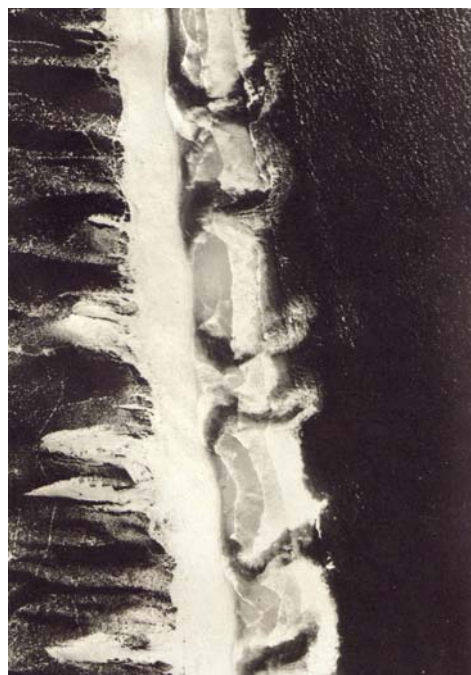
Σχήμα 2.6:3. (α) Κυματισμοί που προσεγγίζουν την ακτή με γωνία, διαθλώνται και δημιουργούν επίμηκες κυματογενές ρεύμα και (β) φωτογραφική αποτύπωση του φαινομένου στο νησί Angaur, Belau (Grant Gross and Gross, 1996).

Τελικά υπάρχει και η κατηγορία των ρευμάτων επαναφοράς (rip currents) τα οποία τροφοδοτούνται από τα επίμηκη ρεύματα αποτελώντας ουσιαστικά

στροφή των τελευταίων προς τα ανοιχτά. Η ταχύτητα των ρευμάτων επαναφοράς καθώς και η απόσταση μέχρι την οποία θα ρέουν αυτά προς τη θάλασσα σχετίζονται με το ύψος των κυματισμών που προσεγγίζουν την ακτή.



Σχήμα 2.6:4. (α) Κυματισμοί που προσεγγίζουν κάθετα στην ακτή και (β) διαμόρφωση ρευμάτων επαναφοράς λόγω της κάθετης πρόσπτωσης (Grant Gross and Gross, 1996).



Εικόνα 2.6-1. Ρεύματα επαναφοράς στην παραλία του Ford Ord, California (Bascom, 1964).

Ο παραπάνω διαχωρισμός των παράκτιων ρευμάτων στις τρεις αυτές κατηγορίες είναι τεχνητός καθώς τα ρεύματα αυτά στις περισσότερες περιπτώσεις συνυπάρχουν δημιουργώντας ένα σύστημα παράκτιας κυκλοφορίας το οποίο έχει συνήθως τη μορφή του σχήματος.



Σχήμα 2.6:5. Παράκτιο σύστημα κυματογενούς κυκλοφορίας (Horikawa, 1978)

2.7. Ακτές

2.7.1. Ταξινόμηση των ακτών

Στη φύση υπάρχουν πολλά διαφορετικά είδη ακτών και στη βιβλιογραφία ακόμα περισσότερα συστήματα ταξινόμησης τους. Οι παράμετροι στις οποίες βασίζονται τα κυριότερα από τα συστήματα αυτά είναι το είδος των γεωλογικών διεργασιών και η φύση των γεωλογικών σχηματισμών της ακτής. Η περισσότερο διαδεδομένη ταξινόμηση με βάση το είδος των διεργασιών που ελέγχουν τη δημιουργία και τη δυναμική των ακτών είναι ίσως εκείνη που δημοσιεύθηκε από τον Shepard (1976) (Βελεγράκης, 2005). Σύμφωνα με την ταξινόμηση αυτή οι ακτές διαχωρίζονται σε:

- Πρωτογενείς ακτές οι οποίες ελέγχονται από 'χερσαίες διεργασίες' όπως είναι τα δέλτα των ποταμών και
- Δευτερογενείς ακτές οι οποίες ελέγχονται από 'θαλάσσιες διεργασίες' όπως είναι οι ακτές που δημιουργήθηκαν από την κυματική διάβρωση.

Σύμφωνα με τη φύση των γεωλογικών σχηματισμών οι ακτές διαχωρίζονται σε βραχώδεις και σε κτισμένες σε χαλαρά ιζήματα (παραλίες). Οι τελευταίες είναι και εκείνες που συγκεντρώνουν συνήθως το μεγαλύτερο ενδιαφέρον καθώς συνδέονται με ένα πλήθος ανθρωπογενών δραστηριοτήτων.

2.7.2. Μορφολογία παραλίας

Ανάλογα με την τοπική υδροδυναμική και αεροδυναμική και το είδος των ιζημάτων διαμορφώνεται σε μια παραλία και το αντίστοιχο προφίλ. Το παραλιακό αυτό προφίλ διαχωρίζεται σε δύο κύρια τμήματα α) στο χερσαίο και β) στο υποθαλάσσιο και διαμορφώνονται σε αυτό κάποιες χαρακτηριστικές ζώνες και γεωμορφές.

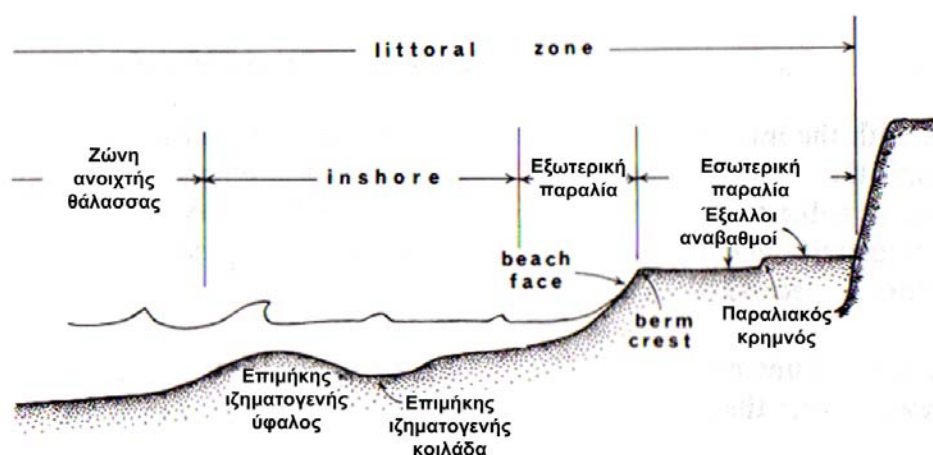
Βασικά χαρακτηριστικά του υποθαλάσσιου τμήματος του προφίλ παραλίας (Komar, 1976)

Ζώνη ανοιχτής θάλασσας (Offshore): σχετικά επίπεδο τμήμα του παραλιακού προφίλ το οποίο εκτείνεται μετά την ζώνη inshore και προς τη θάλασσα μέχρι το χείλος της ηπειρωτικής υφαλοκρηπίδας.

Inshore: η ζώνη του παραλιακού προφίλ που βρίσκεται μεταξύ της ζώνης εξωτερικής παραλίας (foreshore) προς την ακτή και της ζώνης ανοιχτής θάλασσας (offshore) προς τη θάλασσα.

Επιμήκης ιζηματογενής ύφαλος (Longshore bar): υποθαλάσσια επιμήκης εναπόθεση ιζήματος η οποία είναι σχεδόν παράλληλη στην ακτή και συνήθως διατρέχει όλο το μήκος της διακοπτόμενη όμως σε κάποια σημεία. Είναι πιθανό να εμφανίζονται περισσότεροι από έναν επιμήκεις ύφαλοι σε μια παραλία.

Επιμήκης ιζηματογενής κοιλάδα (Longshore trough): υποθαλάσσια επιμήκης κοιλότητα η οποία σχηματίζεται συνήθως δίπλα στον ιζηματογενή ύφαλο και ακολουθεί την πορεία του και κατ' επέκταση και την πορεία της ακτογραμμής. Όπως και με τους ιζηματογενείς υφάλους είναι πιθανό να εμφανίζονται περισσότερες από μια κοιλάδες σε μια παραλία.



Σχήμα 2.7:1. Βασικές γεωμορφές παραλιακού προφίλ (Komar, 1976).

Βασικά χαρακτηριστικά του χερσαίου τμήματος του προφίλ παραλίας

Εξωτερική παραλία ή μέτωπο της ακτής (Foreshore): το κεκλιμένο τμήμα του παραλιακού προφίλ το οποίο έχει σαν κατώτερο όριο το σημείο μέχρι το οποίο οπισθοχωρούν οι κυματισμοί και σαν ανώτερο το σημείο μέχρι το οποίο αναρριχώνται.

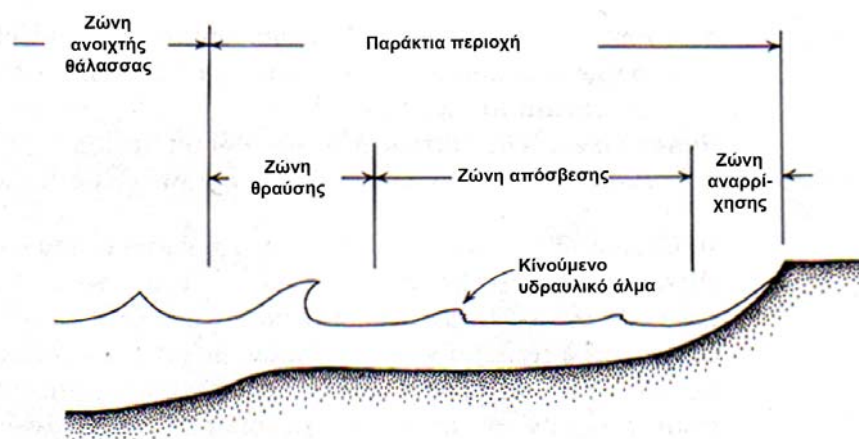
Εσωτερική παραλία ή ράχη της ακτής (Backshore): η ζώνη του παραλιακού προφίλ η οποία εκτείνεται από εκεί που σταματάει η εξωτερική παραλία (foreshore) και προς τη χέρσο μέχρι το σημείο που αρχίζει η βλάστηση ή εμφανίζονται αλλαγές στην τοπογραφία (π.χ. αμμοθίνες (dunes)).

Έξαλλος αναβαθμός ή ιζηματογενές ύβωμα (Berm): σχεδόν οριζόντιο τμήμα της εσωτερικής παραλίας (backshore) το οποίο σχηματίζεται από την εναπόθεση ιζήματος από τους κυματισμούς. Σε κάποιες παραλίες μπορεί να εμφανίζονται περισσότεροι από έναν έξαλλοι αναβαθμοί και σε κάποιες να μην εμφανίζεται κανένας.

Beach face: το κεκλιμένο τμήμα της παραλίας το οποίο βρίσκεται κάτω από τον έξαλλο αναβαθμό (berm) και είναι εκτεθειμένο στην αναρρίχηση των κυματισμών. Αποτελεί τμήμα της εξωτερικής παραλίας (foreshore).

Berm crest: το θαλάσσιο όριο του έξαλλου αναβαθμού (berm).

Παραλιακός κρημνός (Beach scarp): τμήμα της εσωτερικής παραλίας το οποίο έχει σχηματιστεί από τη διαβρωτική δράση των κυματισμών και παρουσιάζει πολύ απότομη κλίση.



Σχήμα 2.7:2. Χαρακτηριστικές ζώνες κυματικής δράσης (Komar, 1976).

Χαρακτηριστικές ζώνες κυματικής δράσης στην παράκτια περιοχή (nearshore zone)

Ζώνη θραύσης (Breaker zone): το τμήμα της παράκτιας περιοχής μέσα στο οποίο οι κυματισμοί που φτάνουν από την ανοιχτή θάλασσα αρχίζουν να νοιώθουν τον πυθμένα, εμφανίζουν αστάθεια και τελικά θραύονται. Σε μια παραλία μπορεί να εμφανίζονται περισσότερες από μια ζώνες θραύσεως.

Ζώνη απόσβεσης (Surf zone): το τμήμα της παράκτιας περιοχής στο οποίο εμφανίζονται οι αναδιοργανωμένοι κυματισμοί που έχουν προκύψει μετά τη θραύση στη ζώνη θραύσεως και οι οποίοι έχουν συνήθως τη μορφή κινούμενου υδραυλικού άλματος (bore). Στο τμήμα αυτό αποσβένεται μεγάλο

ποσοστό της κυματικής ενέργειας λόγω των φαινομένων της τύρβης και της θερμότητας που αναπτύσσονται.

Ζώνη αναρρίχησης (Swash zone): το τμήμα της παράκτιας περιοχής το οποίο εκτίθεται περιοδικά στους κυματισμούς καθώς αυτοί αναρριχώνται προς την ακτή και οπισθοχωρούν προς τη θάλασσα.

2.7.3. Παράκτια ιζήματα

Οι κόκκοι των θαλάσσιων και παραλιακών ιζημάτων μπορούν να ταξινομηθούν ανάλογα με την προέλευση τους στις εξής κατηγορίες (Bagnold, 1963):

α. Κλαστικά ιζήματα

- i. δημιουργούμενα από τους ποταμούς και από τους παγετώνες
- ii. δημιουργούμενα από τον άνεμο
- iii. δημιουργούμενα από τη δράση των κυματισμών στις ακτές
- iv. δημιουργούμενα από την αποσάθρωση των φερτών που προκαλούνται από τις θαλάσσιες κατολισθήσεις

β. Κοσμογενή ιζήματα τα οποία εισάγονται στο σύστημα από την ατμόσφαιρα και προέρχονται από τη σκόνη εξωγήινων σωμάτων

γ. Βιογενή ιζήματα τα οποία προέρχονται από τα σκελετικά υπολείμματα διάφορων θαλάσσιων οργανισμών

δ. Υδρογενή ιζήματα τα οποία δημιουργούνται από την κατακρήμνιση / συγκέντρωση διάφορων χημικών ενώσεων οι οποίες βρίσκονται διαλυμένες στη στήλη του νερού και στο πορώδες των ιζημάτων

ε. Ηφαιστειογενή ιζήματα τα οποία εισάγονται στο σύστημα ως παράγωγα των υποθαλάσσιων ηφαιστειακών εκρήξεων.

Η σύσταση των ιζημάτων μιας παραλίας εξαρτάται από τα μητρικά πετρώματα, το μέγεθος και το σχήμα των κόκκων του ιζήματος και την ανθεκτικότητά τους στη διάβρωση (Βελεγράκης, 2005). Γενικά οι περισσότερες από τις παραλίες των εύκρατων περιοχών του πλανήτη αποτελούνται από κόκκους χαλαζία και αστρίων οι οποίοι προέρχονται αποκλειστικά από την αποσάθρωση των γρανιτικού τύπου πετρωμάτων, των σχιστών και των γνεύσιων που υπάρχουν σε πληθώρα στις ηπείρους (Komar, 1976; Grant Gross and Gross, 1996).

Όσων αφορά το μέγεθος των κόκκων των ιζημάτων μιας παραλίας αυτό εξαρτάται από την πηγή από την οποία προέρχονται τα ιζήματα, το επίπεδο της κυματικής ενέργειας και την γενική κλίση της παραλίας (Grant Gross and Gross, 1996).

2.8. Μετακίνηση των ιζημάτων στον παράκτιο χώρο

Στο σχεδιασμό των παράκτιων τεχνικών έργων και κατ' επέκταση στην διαχείριση της παράκτιας ζώνης ίσως ο σημαντικότερος παράγοντας που πρέπει να ληφθεί υπόψη είναι ο τρόπος με τον οποίο κινείται το ίζημα στη ζώνη αυτή. Η μετακίνηση αυτή του ιζήματος μπορεί να οδηγεί είτε σε διάβρωση είτε σε πρόσχωση των παρακείμενων παραλίων χωρίς να αποκλείονται και οι περιπτώσεις στις οποίες η παραλία παραμένει αμετάβλητη.

Η στερεομεταφορά, η οποία κατά κύριο λόγο προκύπτει ως αποτέλεσμα της επίδρασης των κυμάτων και των ρευμάτων, διαχωρίζεται θεωρητικά σε εγκάρσια και σε παράλληλη στην ακτή. Στη συνέχεια θα αναφερθούμε και θα αναπτύξουμε ξεχωριστά την κάθε περίπτωση αν και στη φύση οι δύο διαδικασίες λαμβάνουν χώρα ταυτόχρονα.

2.8.1. Στερεομεταφορά εγκάρσια στην ακτή

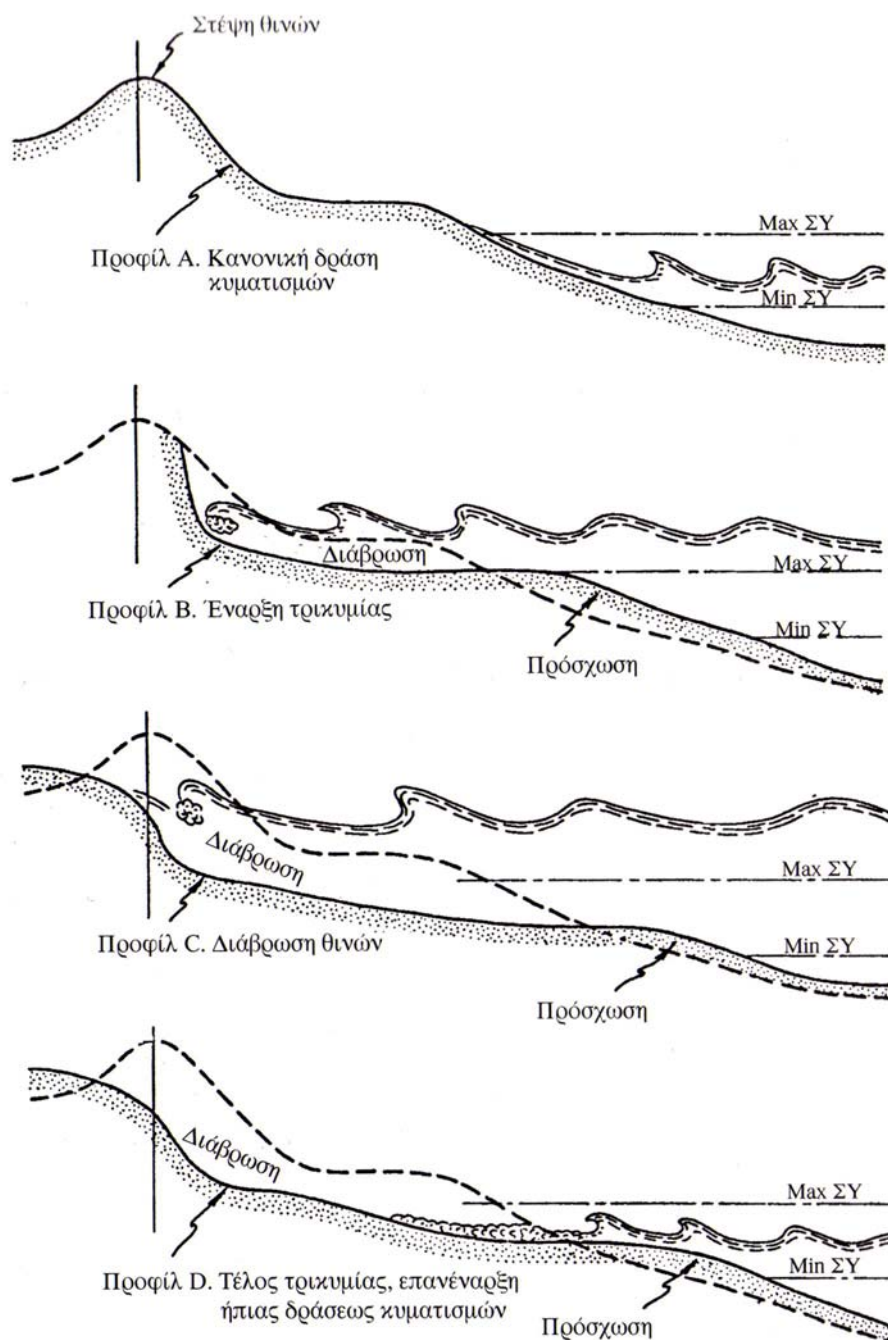
Η ανάδευση των ιζημάτων από τους θραυόμενους κυματισμούς αποτελεί τον βασικό παράγοντα ανάπτυξης υψηλών ρυθμών στερεομεταφοράς τόσο κατά πλάτος όσο και κατά μήκος της ζώνης θραύσης (Kraus and Horikawa, 1990; Bascom, 1964).

Εγκάρσια στην ακτή, όπου το ίζημα μεταφέρεται κυρίως από το τρισδιάστατο κυματογενές ρεύμα, παρατηρείται μεταφορά των φερτών προς την ακτή έξω από τη ζώνη θραύσης και προς τη θάλασσα μέσα στη ζώνη θραύσης.

Το όριο επιδράσεως των κυματισμών δίνεται από την παρακάτω σχέση η οποία συνδέει τη μέγιστη ταχύτητα κοντά στον πυθμένα με τη διάμετρο και το ειδικό βάρος των φερτών (Κουτίτας, 1994):

$$U_{0_{cr}} = \frac{\pi H}{T \sinh(kd)} = \left(8 \frac{\Delta \rho}{\rho} g D_{50} \right)^{0.5} \quad (2.8-1)$$

Η στερεομεταφορά εγκάρσια στην ακτή προκαλεί συνήθως βραχυχρόνιες μεταβολές στην παραλία οι οποίες συνοψίζονται σε δύο διαφορετικά προφίλ τα οποία διαμορφώνονται κατά τη διάρκεια του έτους, το χειμερινό και το θερινό προφίλ.



Σχήμα 2.8:1. Διαμόρφωση χειμερινού και θερινού προφίλ παραλίας (Κουτίτας, 1994).

Το χειμερινό προφίλ μιας παραλίας ως επί το πλείστον δεν εμφανίζει έξαλλο αναβαθμό (berm) καθώς αυτός διαβρώνεται από τους χειμερινούς κυματισμούς μεγάλης καμπυλότητας και το υλικό του μεταφέρεται στη ζώνη θραύσεως όπου και διαμορφώνεται στον επιμήκη ύφαλο (longshore bar). Η δημιουργία του υφάλου αυτού οδηγεί στη θραύση των κυματισμών στο σημείο που αυτός εμφανίζεται με αποτέλεσμα τη μείωση της ενέργειας τους και την προστασία της παραλίας κατά τους χειμερινούς μήνες όπου επικρατούν έντονες κυματικές συνθήκες.

Το θερινό προφίλ μιας παραλίας αντίθετα εμφανίζει έξαλλο αναβαθμό καθώς οι θερινοί κυματισμοί μικρής καμπυλότητας επαναφέρουν σταδιακά το ίζημα από τον επιμήκη ύφαλο όπου είχε εναποτεθεί κατά τους χειμερινούς μήνες στο χερσαίο τμήμα της παραλίας. Οι παραπάνω διαδικασίες εμφανίζονται στο Σχήμα 2.8:1.

Ένα από τα βασικότερα ερωτήματα μηχανικής φύσης είναι το εάν μια παραλία δεδομένης κοκκομετρίας θα έχει την τάση να διαβρώνεται ή να προσχώνεται από την επίδραση κυματισμών συγκεκριμένων χαρακτηριστικών. Οι Sunamura και Horikawa κατόρθωσαν να αποτιμήσουν τις συνθήκες διάβρωσης – πρόσχωσης συναρτήσει των κυματικών συνθηκών και τις κοκκομετρίας και να εξάγουν ένα κριτήριο διάβρωσης – πρόσχωσης, το οποίο εξαρτάται από την καμπυλότητα του κύματος και το υλικό του πυθμένα και εκφράζεται από την παρακάτω σχέση γνωστή και ως σχέση Sunamura – Horikawa (Kraus and Horikawa, 1990):

$$G_0 = \frac{H_0}{L_0} (\tan \theta)^{0.27} \left(\frac{D_{50}}{L_0} \right)^{-0.67} \quad (2.8-2)$$

στην οποία διακρίνονται 2 περιπτώσεις:

όταν $G_0 > 18$ συμβαίνει διάβρωση και

όταν $G_0 < 9$ συμβαίνει πρόσχωση.

Κατά τον ίδιο τρόπο και ο Dean εξήγαγε μια ανάλογη σχέση η οποία είναι (Καραμπάς, 2004; Κουτίτας, 1994):

$$F_0 = \frac{H_0}{w_f T} \quad (2.8-3)$$

στην οποία και πάλι διακρίνονται 2 περιπτώσεις:

για $F_0 > 1$ συμβαίνει διάβρωση και

για $F_0 < 1$ συμβαίνει πρόσχωση.

Από τα παραπάνω εύκολα κατανοεί κανείς τη σημαντικότητα του παραλιακού προφίλ το οποίο ουσιαστικά πρέπει να θεωρείται ως ένας αποτελεσματικός φυσικός μηχανισμός απορρόφησης ενέργειας. Ο μηχανισμός αυτός προστατεύει τα παράκτια πρανή και τις ανθρώπινες περιουσίες που βρίσκονται σε αυτά από τις έντονες κυματικές συνθήκες.

2.8.2. Στερεομεταφορά παράλληλα στην ακτή

Οι μακροχρόνιες, μεγάλης κλίμακας αλλαγές προκαλούνται κατά κύριο λόγο στις παραλίες από την μεταφορά των ιζημάτων που συμβαίνει κατά μήκος αυτών (Carter, 1988; Watanabe, 1992; Καραμπάς, 2004; Κουτίτας, 1994). Είναι λοιπόν εξαιρετικά σημαντικός ο ποσοτικός (και όχι μόνο ο ποιοτικός) προσδιορισμός της μεταφοράς αυτής σε κάθε εφαρμογή στην παράκτια ζώνη. Η στερεομεταφορά παράλληλα στην ακτογραμμή λαμβάνει χώρα σε όλο το πλάτος της ζώνης επιδράσεως των κυματισμών. Γίνεται όμως μέγιστη μέσα στη ζώνη θραύσης καθώς εκεί διαμορφώνεται και το παράκτιο κυματογενές ρεύμα (longshore current).

Οι κυματισμοί που προσεγγίζουν με γωνία την ακτή θα μεταφέρουν την άμμο προς την κατεύθυνση μετάδοσης τους. Οι μηχανισμοί μεταφοράς είναι δύο, ο ένας εμφανίζεται στη ζώνη απόσβεσης και ο άλλος στη ζώνη διαβροχής με το μεγαλύτερο όγκο στερεομεταφοράς να λαμβάνει χώρα στη ζώνη απόσβεσης. Στη ζώνη αυτή η τύρβη που δημιουργείται από τη θραύση των κυματισμών αναμοχλεύει και αποσταθεροποιεί τους κόκκους του ιζήματος οι οποίοι στη συνέχεια μεταφέρονται από το επίμηκες παράκτιο ρεύμα. Το ιζήμα μεταφέρεται τόσο ως φορτίο σε αιώρηση (suspended load) όσο και ως φορτίο πυθμένα (bedload).



Εικόνα 2.8~1. Φωτογραφική αποτύπωση μεγάλης κλίμακας στερεομεταφοράς παράλληλα στην ακτή (Πηγή www.erosion.com/beacherosion.asp).

Ο ποσοτικός προσδιορισμός της στερεομεταφοράς είναι εξαιρετικά δύσκολος και στις δυο ζώνες που αυτή συμβαίνει. Πειραματικά έχει προσδιοριστεί ότι η ολική (φορτίο σε αιώρηση, φορτίο πυθμένα) στερεοπαροχή Q_{ls} σχετίζεται με τη ροή ενέργειας λόγω της λοξής θραύσης των κυματισμών με τη σχέση (CERC, 2002; Horikawa, 1988; Watanabe, 1992; Κουτίτας, 1994):

$$Q_{ls} = 1290P_{ls} \text{ (m}^3\text{/έτος)} \quad (2.8-4)$$

όπου P_{ls} είναι η ροή ενέργειας που δίνεται από τη σχέση (CERC, 2002):

$$\left. \begin{aligned} P_{ls} &= (\bar{E}C_g)_b \sin a_b \cos a_b \\ P_{ls} &= \frac{\rho g}{16} H_{sb}^2 C_{gb} \sin 2a_b \quad (J/m/s) \end{aligned} \right\} \quad (2.8-5)$$

Η σχέση (2.8-4) είναι ευρύτερα γνωστή και ως τύπος του CERC. Η εκτίμηση της ολικής παροχής των φερτών από αυτό τον τύπο γίνεται με ακρίβεια $\pm 50\%$ και για το λόγο αυτό η εφαρμογή της πρέπει να πραγματοποιείται με επιφύλαξη ή να υποστηρίζεται από παρατηρήσεις πεδίου (Κουτίτας, 1994).

Επίσης κατά την εφαρμογή του τύπου (2.8-4) πρέπει να ληφθεί υπόψη και η μέση ετήσια συχνότητα εμφάνισης (f%) κάθε συγκεκριμένης κατάστασης κυματισμών. Αυτό πραγματοποιείται πολλαπλασιάζοντας το δεξί μέλος της εξίσωσης (2.8-4) με τη συχνότητα αυτή οπότε είναι δυνατόν να υπολογιστούν σε μια παραλία οι αντίστοιχοι όγκοι φερτών καθώς και η κατεύθυνση προς την οποία κινούνται.

2.8.3. Ισοζύγιο ιζημάτων

Στις έως τώρα αναφορές στην παράκτια στερεομεταφορά υποτίθεται ότι υπάρχει ένας απεριόριστος όγκος ιζήματος κατά μήκος της παραλίας με βάση των οποίο υπολογίζεται ο ρυθμός στερεομεταφοράς. Ο υπολογιζόμενος όμως με αυτό τον τρόπο ρυθμός δεν αποτελεί και τον πραγματικό ρυθμό που εμφανίζεται στη φύση. Για να υπολογιστεί ο πραγματικός ρυθμός στερεομεταφοράς πρέπει να ληφθούν υπόψη και οι διάφορες εισροές και εκροές ιζήματος στο σύστημα.

Ως πηγές (εισροές) ιζημάτων θεωρούνται στη φύση τα διάφορα ποτάμια και υδατορεύματα γενικότερα, η διάβρωση των παραλιακών πρηνών από τη δράση των κυματισμών, η βιογενής εναπόθεση, η αιολική μεταφορά και, τα τελευταία κυρίως χρόνια, η τεχνητή ανατροφοδότηση ακτών (beach nourishment). Από τις παραπάνω διεργασίες εναπόθεσης ιζημάτων τα υδατορεύματα αποτελούν την κυριότερη πηγή καθώς μεταφέρουν παγκοσμίως στις ακτές 14 δισεκατομμύρια κυβικά μέτρα ιζημάτων ετησίως

(Κουτίτας, 1994). Τις τελευταίες δεκαετίες όμως έχει επικρατήσει η τάση να κατασκευάζονται μεγάλα έργα διευθέτησης των ποτάμιων συστημάτων, βασικότερα των οποίων είναι τα φράγματα, τα οποία στερούν συνήθως από τις παραλίες μεγάλες ποσότητες ιζημάτων και προκαλούν τη διάβρωση τους (Eugosion, 2004; Βελεγράκης κ. α., 2005; Κουτίτας, 1994; Αδαμάκης, 2005). Στις καταβόθρες (εκροές) ιζημάτων συγκαταλέγονται οι απώλειες αυτών προς τα βαθύτερα νερά, η αιολική εναπόθεση ιζημάτων στη χέρσο και οι ανθρωπογενείς παρεμβάσεις, με τις αμμοληψίες τόσο στο χερσαίο όσο και στο υποθαλάσσιο τμήμα της παραλίας και τα διάφορα τεχνικά έργα. Ειδικά τα τελευταία επιδρούν κυρίως στην παράλληλη στην ακτή στερεομεταφορά, διακόπτοντας τη ροή της και δημιουργώντας προβλήματα στις παρακείμενες παραλίες τα οποία μπορεί να επεκτείνονται και σε πολύ μεγάλες αποστάσεις εκατέρωθεν του έργου.



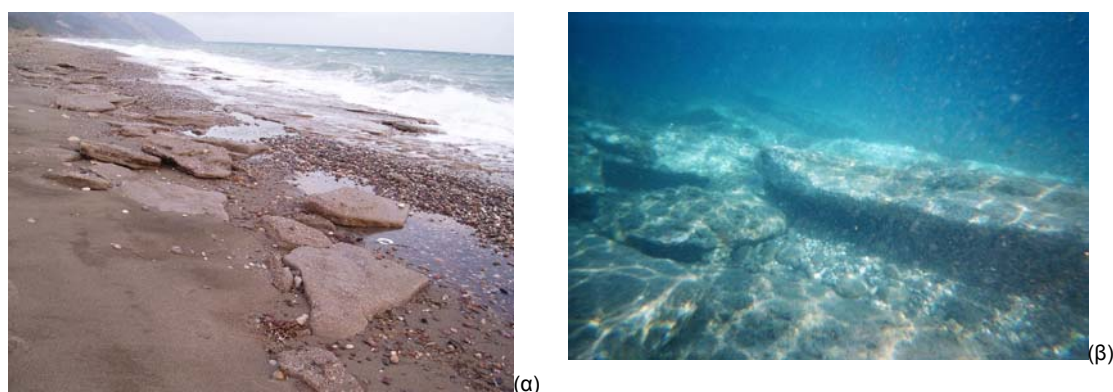
Εικόνα 2.8~2. Επίδραση τεχνικού έργου στην παράλληλη στην ακτή στερεομεταφορά (Πηγή www.erosion.com/beacherosion.asp).

Ο υπολογισμός του ισοζυγίου φερτών υλών πραγματοποιείται σε τμήματα της παραλίας τα οποία ονομάζονται παράκτιες φυσιογραφικές μονάδες. Ως παράκτια φυσιογραφική μονάδα (littoral cell) ορίζεται ένα τμήμα της ακτής, το οποίο εξελίσσεται λόγω στερεομεταφοράς ανεξάρτητα από την υπόλοιπη ακτή

και στο οποίο είναι δυνατόν να περιέχονται πολλές πηγές και καταβόθρες ιζημάτων (Komar, 1976).

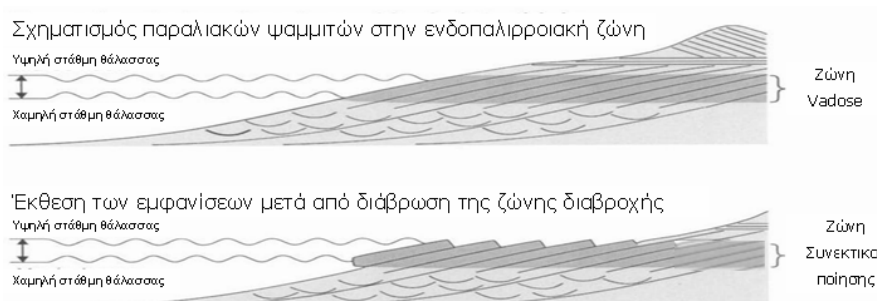
2.9. Θαλάσσιοι παραλιακοί ψαμμίτες

Ένα από τα μεγαλύτερα προβλήματα που αντιμετωπίζουν αυτή τη στιγμή οι παραλίες των ελληνικών νησιωτικών περιοχών, το οποίο εμφανίζεται και στην υπό μελέτη παραλία (Εικόνα 2.9:1), είναι ο ταχύτατος σχηματισμός παραλιακών ψαμμιτών (beachrocks) (Βελεγράκης κ.α., 2005).



Εικόνα 2.9~1. Χερσαία (α) και υποθαλάσσια (β) εμφάνιση των παραλιακών ψαμμιτών στην περιοχή μελέτης (Πηγή Μ. Βουσδούκας).

Η δημιουργία των παραλιακών ψαμμιτών οφείλεται στην λιθοποίηση (διαγένεση) των παραλιακών χαλαρών ιζημάτων στον αιγιαλό λόγω κατακρήμνισης ανθρακικών αλάτων (CaCO_3), δηλ. συγκολλητικού τσιμέντου από τα θαλάσσια, μετεωρικά ή/και υπόγεια ύδατα (Vousdoukas et al., 2005).



Σχήμα 2.9:1. Διαδικασία σχηματισμού και διαβρωτικά αποτελέσματα παραλιακών ψαμμιτών στην παραλιακή ζώνη (Βελεγράκης κ.α., 2005).

Το φαινόμενο αυτό εκτός από τις οικολογικές και κοινωνικοοικονομικές επιπτώσεις που μπορεί να έχει στην περιοχή στην οποία εμφανίζεται (Βελεγράκης κ.α., 2005), αποτελεί επίσης και ένα σημαντικό παράγοντα εντατικοποίησης του φαινομένου της παράκτιας διάβρωσης (Vousdoukas et al., 2005).

2.10. Μοντελοποίηση στον παράκτιο χώρο

Οι παραπάνω αναλυτικές μέθοδοι περιγραφής της διαδόσεως και διαμορφώσεως των κυματισμών στις ακτές καθώς και της μορφοδυναμικής των τελευταίων περιέχουν πολλές απλοποιητικές παραδοχές και εξετάζουν την κάθε διεργασία ξεχωριστά. Στη φύση όμως οι διεργασίες αυτές συμβαίνουν ταυτόχρονα και αλληλεπιδρώντας μεταξύ τους και η κατάσταση που διαμορφώνεται είναι δυνατόν να περιγραφεί και ποσοτικοποιηθεί μόνο με τη δημιουργία ομοιωμάτων (μοντέλων). Καθώς λοιπόν στις σύγχρονες εφαρμογές στην παράκτια ζώνη είναι πλέον απαραίτητη η γνώση της κατάστασης αυτής, η προσομοίωση των διεργασιών που τη διαμορφώνουν με κατάλληλα μοντέλα αποτελεί έναν τομέα της έρευνας ο οποίος βρίσκεται σε συνεχή εξέλιξη τις τελευταίες δεκαετίες (De Vriend et al., 1993; Hamm et al., 1993; Elfrink and Baldock, 2002; Bender and Dean, 2003; Battjes, 2006).

Τα μοντέλα διακρίνονται σε δύο βασικές κατηγορίες, τα εργαστηριακά ή φυσικά μοντέλα και τα υπολογιστικά ή μαθηματικά. Όσον αφορά τις διεργασίες, στον υδροδυναμικό τομέα με σχετική επιτυχία προσομοιώνονται η άνοδος της στάθμης της θάλασσας, οι παλίρροιες και η θυελλογενής άνοδος της στάθμης της θάλασσας (storm surge), τα μεγάλης κλίμακας παράκτια ρεύματα, τα επεισοδιακά συμβάντα, οι ανεμογενείς κυματισμοί και οι αποθάλασσες (swell), οι αλληλεπιδράσεις κυμάτων-ρευμάτων και το surf beat (Battjes, 2006). Ο μορφοδυναμικός τομέας πάλι, ο οποίος περιλαμβάνει τις διεργασίες εκείνες που καθορίζουν την συζευγμένη εξέλιξη της τοπογραφίας του βυθού και του πεδίου κυματισμών-ρευμάτων, είναι και εκείνος στον οποίο εμφανίζεται και η πιο δραστήρια έρευνα σήμερα (Battjes, 2006).

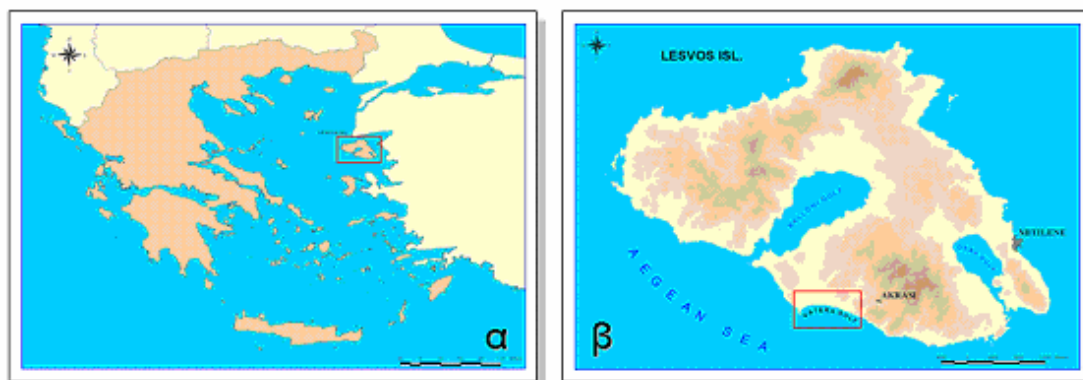
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3



ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

3.1. Γεωγραφική τοποθέτηση

Ο κόλπος των Βατερών βρίσκεται στις νότιες ακτές της Νήσου Λέσβου, μεταξύ των κόλπων Γέρας στα ανατολικά και Καλλονής στα δυτικά. Η περιοχή απέχει από την πρωτεύουσα του νησιού, Μυτιλήνη περίπου 50 km. Η Ν. Λέσβος βρίσκεται στο ΒΑ Αιγαίο πέλαγος μεταξύ των Νήσων Χίο στα νότια και Λήμνο στα βόρεια ενώ απέχει από τις ακτές της Τουρκίας περίπου 25 km.

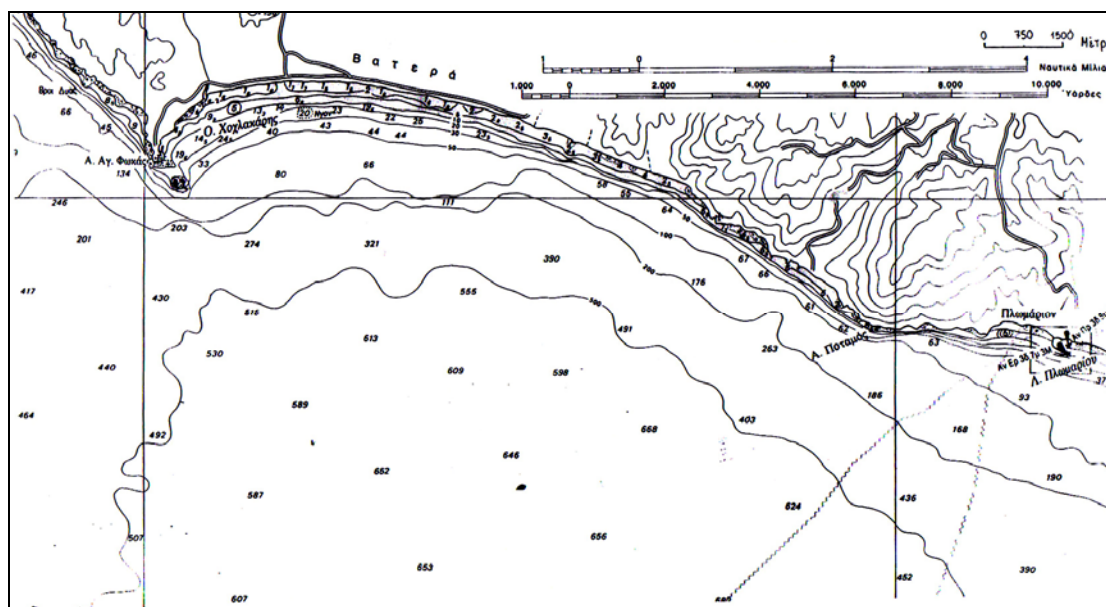


Σχήμα 3.1:1. Η Νήσος Λέσβος (α) και ο κόλπος των Βατερών (β) (Πηγή Μ. Βουσδούκας).

3.2. Γεωμορφολογία

Ο κόλπος οριοθετείται στα δυτικά από το ακρωτήριο του Αγ. Φωκά και στα ανατολικά από υψηλούς, τεκτονισμένους παράκτιους κρημνούς. Το συνολικό μήκος του κόλπου είναι περίπου 15 km και το συνολικό μήκος της παραλίας

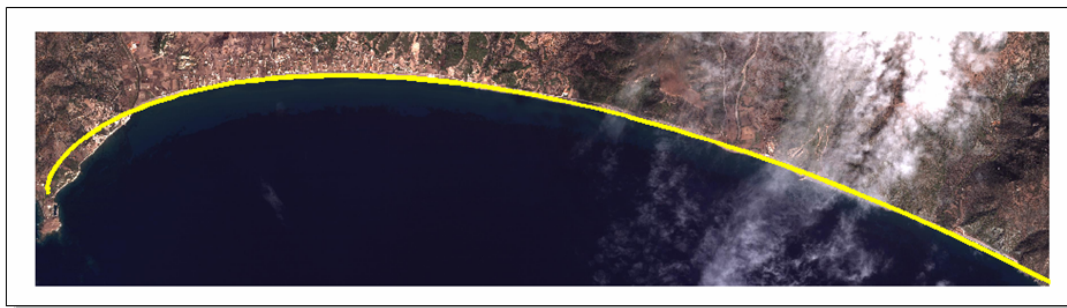
γύρω στα 8 km. Η ακτή του Κόλπου των Βατερών μπορεί να διακριθεί, με βάση τα κύρια γεωμορφολογικά της χαρακτηριστικά, σε δύο βασικά τμήματα. Το πρώτο, που οριοθετείται από το Ακρωτήριο του Αγίου Φωκά στα δυτικά και εκτείνεται 1.5 km κατά μήκος της ακτής προς τα ΒΑ, χαρακτηρίζεται από περισσότερο ή λιγότερο βραχώδη ακτή και έντονο ανάγλυφο (το υψόμετρο μεταβάλλεται σε απόσταση 10 μέτρων από -10 m σε 40 m). Το δεύτερο τμήμα εκτείνεται από το ανατολικό όριο του πρώτου τμήματος, έως το ανατολικό φυσικό όριο του Κόλπου των Βατερών και χαρακτηρίζεται από την παρουσία αμμώδους/χαλικώδους παραλίας (Παραλία Βατερών), μήκους περίπου 7 km και μέσου πλάτους (χερσαίας) παραλίας 25 m.



Σχήμα 3.2:1. Βαθυμετρία κόλπου και ευρύτερης θαλάσσιας περιοχής Βατερών, Ν. Λέσβος.

Τα βάθη στον κόλπο κυμαίνονται μεταξύ 0 και 100 m ενώ άξιο αναφοράς είναι και το γεγονός ότι σε απόσταση 4 km περίπου από την ακτή η μορφολογία του πυθμένα μεταβάλλεται απότομα και τα βάθη πέφτουν από τα 300 στα 600 m περίπου.

Η ακτογραμμή φαίνεται ότι ακολουθεί την σχέση του λογαριθμικού σπирάλ, κάτι που αποτελεί ένδειξη ότι η παραλία των Βατερών βρίσκεται κοντά στην κατάσταση ισορροπίας (Βαλαής, 2004; Ζαρκογιάννης, 2004).



Εικόνα 3.2~1. Αεροφωτογραφία της περιοχής των Βατερών, στην οποία αποτυπώνεται η ακτογραμμή, όπως προσεγγίζεται από την θεωρία του λογαριθμικού σπирάλ (Βαλαής, 2004; Ζαρκογιάννης, 2004).

Η εξίσωση φαίνεται να δίνει καλή συμφωνία για όλο το μήκος της ακτής, εκτός από το δυτικό όριο που περιλαμβάνει το ακρωτήριο του Αγ. Φωκά (Σχήμα 3.2:2). Μια πιθανή ερμηνεία είναι ότι η εκτεταμένη παρουσία σχηματισμών βράχων στην περιοχή, δεν της επιτρέπει να συμμετέχει στις διεργασίες μορφοδυναμικής εξέλιξης, που λαμβάνουν χώρα στην υπόλοιπη ακτή (Βαλαής, 2004; Ζαρκογιάννης, 2004).



(α)

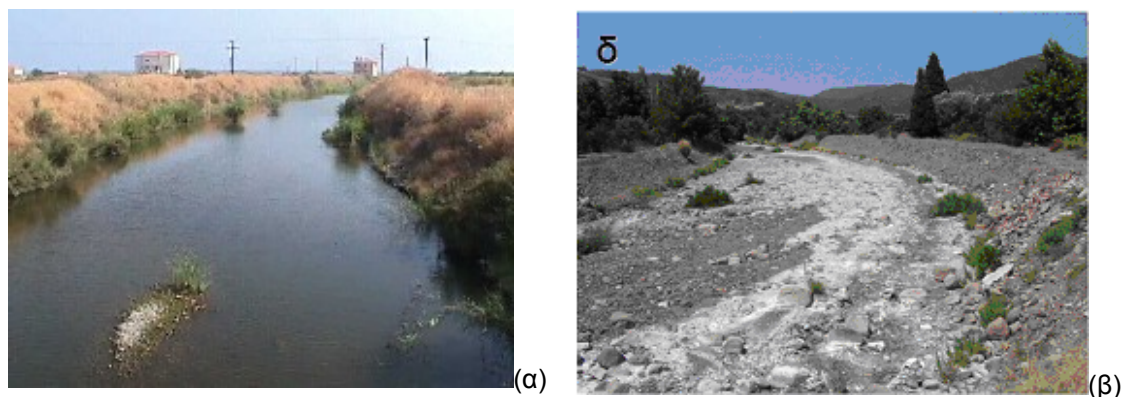


(β)

Εικόνα 3.2~2. Χερσαία (α) και υποθαλάσσια (β) άποψη της υπό μελέτη παραλίας (Πηγή: Μ. Βουσδούκας).

Όσον αφορά στο χερσαίο τμήμα του κόλπου η ευρύτερη περιοχή χαρακτηρίζεται ως ημιορεινή και παρουσιάζει έντονο ανάγλυφο (με εξαίρεση το αλουβιακό πεδίο του Αλμυροπόταμου στα δυτικά), κυρίως στο ανατολικό τμήμα της όπου εμφανίζονται και περιοχές στις οποίες σε απόσταση 800 περίπου μέτρων από την παραλία το υψόμετρο φτάνει στα 120 m.

Στην περιοχή εκβάλλουν 2 μεγάλοι ποταμοχείμαρροι , ο Αλμυροπόταμος στα δυτικά, ο οποίος και δημιουργεί ένα ανεπτυγμένο αλουβιακό πεδίο στην παράκτια περιοχή πίσω από το δυτικό τμήμα της παραλίας, και ο Βουρκοπόταμος στα ανατολικά. Οι δύο αυτοί ποταμοχείμαρροι αποτελούν τον κύριο τροφοδότη υλικού χερσογενούς προελεύσεως της ακτής (Ζαρκογιάννης, 2004).



Εικόνα 3.2~3. Ο Αλμυροπόταμος (α) και ο Βουρκοπόταμος (β).

3.3. Γεωλογία

Το γεωλογικό υπόβαθρο της περιοχής αποτελείται κυρίως από πυριγενή πετρώματα (οφιόλιθους, ινγιμβρίτες και λάβες) και τα παραλιακά ιζήματα είναι Ολοκαινικές αποθέσεις αποτελούμενες από ερυθρούς αργίλους, άμμους και λατύπες (Βαλαής, 2004; Ζαρκογιάννης, 2004).

3.4. Κλιματικό καθεστώς

Η περιοχή χαρακτηρίζεται από ξηρά, ζεστά καλοκαίρια και ήπιους χειμώνες, με το μεγαλύτερο όγκο βροχοπτώσεων να εμφανίζεται κατά τους μήνες Ιανουάριο / Φεβρουάριο και τις υψηλότερες θερμοκρασίες κατά τον Ιούλιο και τον Αύγουστο (Vousdoukas et al., 2005).

Οι άνεμοι που επηρεάζουν την περιοχή, από κυματομηχανικής πλευράς, είναι νότιας (N), νοτιοδυτικής (ΝΔ) και νοτιοανατολικής (ΝΑ) διεύθυνσης καθώς ο κόλπος έχει Α-Δ προσανατολισμό και πρόσωπο στο νοτιά.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

```
open (unit=3, file='depth.dat')
read (3,*) im,jm
do   j=1,jm
read (3,*) jj
write (*,*) j,jj
read (3,*) (H(i,j), i=1,im)
end do
```

ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ

4.1. Συλλογή δεδομένων

4.1.1. Ανεμολογικά δεδομένα

Τα ανεμολογικά δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν στο κυματικό μοντέλο συλλέχθηκαν από την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία (ΕΜΥ). Συγκεκριμένα τα δεδομένα αυτά προέρχονται από τους μετρητικούς σταθμούς της ΕΜΥ στις Νήσους Χίο και Σκύρο. Οι δύο αυτοί σταθμοί επιλέχθηκαν γιατί οι θέσεις τους χαρακτηρίζουν τους ανέμους που προκαλούν τους κυματισμούς οι οποίοι πλήττουν την υπό μελέτη περιοχή. Τα δεδομένα του σταθμού της Χίου αποτελούνται από μηνιαίες συχνότητες εμφάνισης (επί τις εκατό) της διεύθυνσης και της έντασης (σε Beaufort) του ανέμου συλλογικά για τα έτη 1973-1997 (ΕΜΥ:ΧΙΟΣ(ενδεικτικά)-ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ). Τα δεδομένα του σταθμού της Σκύρου αποτελούνται από τις ίδιες καταχωρήσεις αλλά για τα έτη 1955-1997 (ΕΜΥ:ΣΚΥΡΟΣ(ενδεικτικά)-ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ).

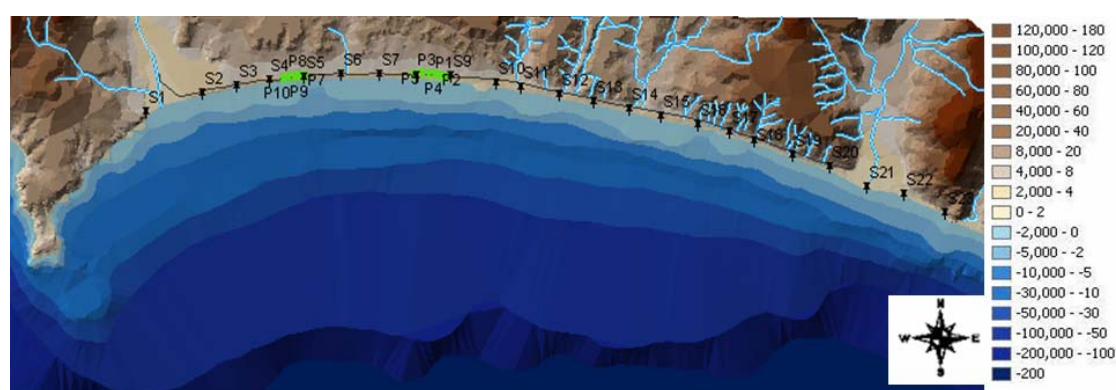
Τα ανεμολογικά δεδομένα τα οποία χρησιμοποιήθηκαν για την εφαρμογή των μοντέλων εγκάρσιας στερεομεταφοράς προέρχονται από το Εργαστήριο Φυσικών Καταστροφών (ΕΦΚ) του Τμήματος Γεωγραφίας (ΤΓ) του Πανεπιστημίου Αιγαίου (ΠΑ) . Συγκεκριμένα πρόκειται για καταγραφές που πραγματοποιήθηκαν από τον αυτόματο τηλεμετρικό μετεωρολογικό σταθμό που έχει τοποθετηθεί από το ΤΓ στο Ακράσι Λέσβου, έναν οικισμό ο οποίος βρίσκεται στην ορεινή περιοχή του κόλπου των Βατερών σε υψόμετρο 380m. Τα ανεμολογικά αυτά δεδομένα αποτελούνται από ωριαίες καταχωρήσεις των μέσων τιμών της διεύθυνσης (σε μοίρες) και της ταχύτητας του ανέμου (σε m/s) για την περίοδο από 1 Ιανουαρίου 2004 έως και 31 Δεκεμβρίου 2004 (ΤΓ(ενδεικτικά)-ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ).

4.1.2. Βαθυμετρικά δεδομένα

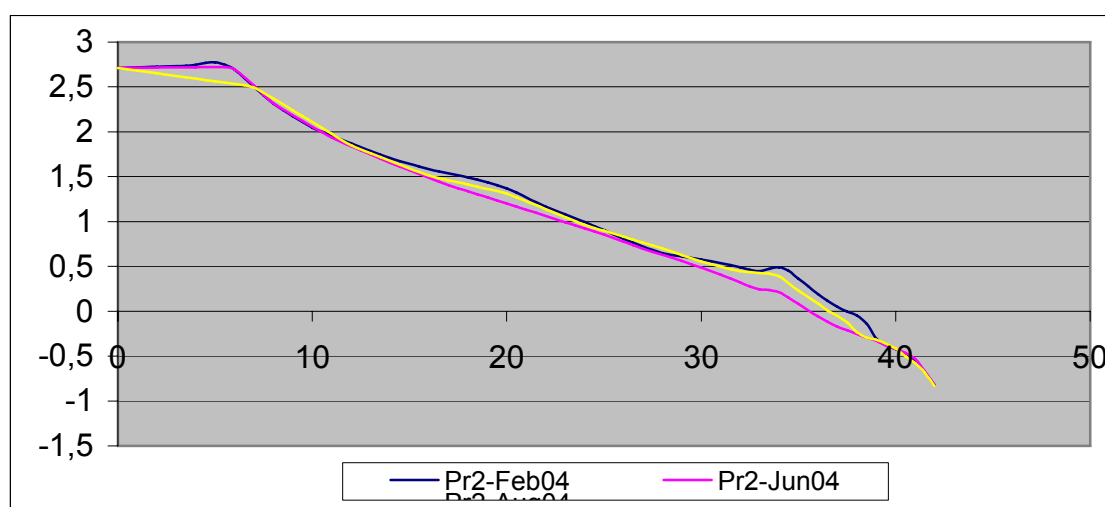
Τα βαθυμετρικά δεδομένα προέρχονται από ψηφιοποίηση βαθυμετρικού χάρτη. Ο χάρτης αυτός παραχωρήθηκε από τον κυβερνήτη του σκάφους Αμφιπρίτη του ΠΑ κύριο Νίκο Χατζηλία, είναι κλίμακας 1:75.000 και εκδόθηκε από την Υδρογραφική Υπηρεσία (ΥΥ) του Πολεμικού Ναυτικού (ΠΝ).

4.1.3. Μορφολογικά στοιχεία παραλίας

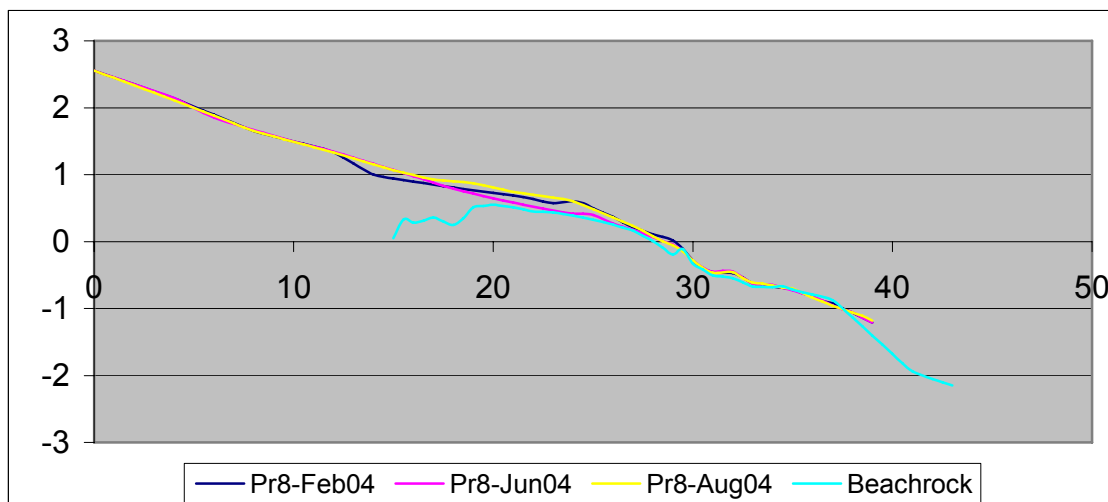
Τα κοκκομετρικά στοιχεία καθώς και τα στοιχεία για την κλίση της υπό μελέτη παραλίας προήλθαν από δύο διπλωματικές οι οποίες εκπονήθηκαν κατά το έτος 2004 και αφορούν τον κόλπο των Βατερών (Βαλαής, 2004; Ζαρκογιάννης, 2004). Τα ιζήματα της περιοχής μελέτης αποτελούνται γενικά από άμμους (71%) με μέση διάμετρο κόκκων 1.5-2.0mm.



Σχήμα 4.1:1. Βαθυμετρία της περιοχής μελέτης στην οποία με πράσινο σημειώνονται οι θέσεις των τομών (Βαλαής, 2004; Ζαρκογιάννης, 2004).

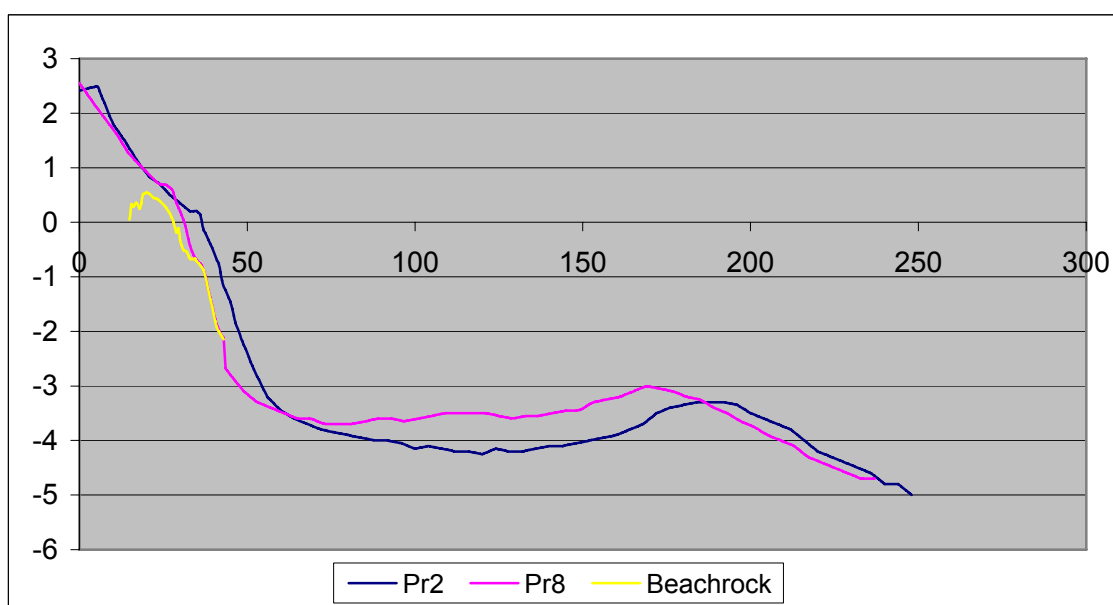


Σχήμα 4.1:2. Εποχικά (Φεβρουάριος, Ιούνιος, Αύγουστος) προφίλ της παραλίας μελέτης στη θέση Pr2 (Πηγή Μ. Βουσδούκας).



Σχήμα 4.1:3. Εποχικά (Φεβρουάριος, Ιούνιος, Αύγουστος) προφίλ της παραλίας μελέτης στη θέση Pr8 (Πηγή Μ. Βουσδούκας).

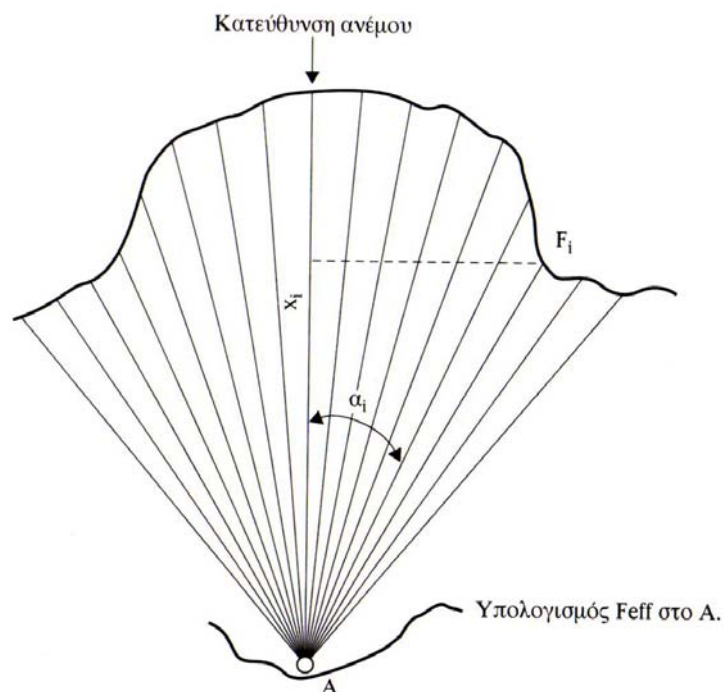
Παρατηρούμε ότι στην θέση Pr8 στην οποία έχουμε εμφάνιση του φαινομένου των παραλιακών ψαμμιτών (Σχ.4.1:3) το προφίλ δεν εμφανίζει σχεδόν καθόλου εποχικές διακυμάνσεις, δηλαδή έξαλλο αναβαθμό το καλοκαίρι και ιζηματογενή ύφαλο το χειμώνα ενώ στη θέση Pr2, στην οποία δεν εμφανίζονται παραλιακοί ψαμμίτες, το προφίλ παρουσιάζει της φυσιολογικές εποχικές διακυμάνσεις (Σχ.4.1:2).



Σχήμα 4.1:4. Προφίλ της παραλίας μελέτης στις θέσεις Pr2 και Pr8 μέχρι την απόσταση των 250 μέτρων (Πηγή Μ. Βουσδούκας).

4.2. Επεξεργασία δεδομένων

4.2.1. Υπολογισμός ισοδύναμων μηκών αναπτύγματος



Σχήμα 4.2:1. Συμβολισμοί για τον υπολογισμό του ισοδύναμου μήκους αναπτύγματος κυματισμών (Κουτίτας, 1994).

Το ισοδύναμο μήκος αναπτύγματος F_{eff} για κάθε κατεύθυνση του ανέμου (NAA, NA, NNA, N, NNΔ, NΔ, NΔΔ, Δ) υπολογίστηκε με βάση των τύπο (Κουτίτας, 1994):

$$F_{eff} = \frac{\sum_i F_i (\cos a_i)^2}{\sum_i \cos a_i} \quad (4.2-1)$$

όπου F_i είναι το γραμμικό μήκος ανάπτυξης κατά την κατεύθυνση a_i (με αρχή των μετρήσεων την κατεύθυνση του ανέμου) όπως αυτά εμφανίζονται και στο Σχήμα (4.2:1).

4.2.2. Υπολογισμός κυματικών στοιχείων στα βαθιά νερά

Για τον υπολογισμό του κυματικού κλίματος στα ανοικτά της περιοχής μελέτης εφαρμόζεται η παραμετρική μέθοδος Jonswar.

Η εφαρμογή του ενεργειακού φάσματος Jonswar οδηγεί στις εξής σχέσεις υπολογισμού του σημαντικού ύψους H_s και της περιόδου μέγιστης ενεργειακής πυκνότητας T_p (Hasselmann et al., 1976):

$$\frac{gH_s}{U^2} = 0.0016 \left(\frac{gx}{U^2} \right)^{0.5} \quad (4.2-2)$$

$$\frac{gT_p}{U} = 0.286 \left(\frac{gx}{U^2} \right)^{0.33} \quad (4.2-3)$$

Αν F είναι το γραμμικό μήκος αναπτύγματος, ελέγχεται αν ισχύει η ανισότητα:

$$\frac{gt_D}{U} > 68.8 \left(\frac{gF}{U^2} \right)^{0.66} \quad (4.2-4)$$

όπου t_D η διάρκεια πνοής του ανέμου.

Εφόσον ισχύει η ανισότητα (4.2-4) (περιορισμός μήκους) τότε στη θέση του x στις σχέσεις (4.2-2) και (4.2-3) εφαρμόζεται το F και υπολογίζονται τα H_s , T_p . Αν δεν ισχύει (περιορισμός διάρκειας) τότε από την παραπάνω σχέση (4.2-4), σαν ισότητα, υπολογίζεται το F και εφαρμόζεται στις σχέσεις (4.2-2) και (4.2-3) στη θέση του x .

4.2.3. Υπολογισμός ισοδύναμων στοιχείων κυματισμών

Τα ισοδύναμα στοιχεία κυματισμών προέκυψαν από την μεθοδολογία που ακολουθεί στη συνέχεια. Αρχικά υπολογίστηκε η ισοδύναμη τιμή της περιόδου κύματος T_e στα βαθιά και για κάθε γωνία πρόσπτωσης των διάφορων κυματικών καταστάσεων (μέτριοι, ισχυροί, ορμητικοί άνεμοι) που επικρατούν στην περιοχή από τη σχέση:

$$T_e = \frac{\sum f_i T_i}{\sum f_i} \quad (4.2-5)$$

όπου ο δείκτης i υποδηλώνει την κυματική κατάσταση και T_i, f_i είναι η περίοδος και η ετήσια συχνότητα εμφάνισης κάθε κατάστασης όπως αυτές υπολογίστηκαν από την μέθοδο Jonswar και τα ανεμολογικά δεδομένα της ΕΜΥ αντίστοιχα.

Στη συνέχεια υπολογίστηκε η αντίστοιχη ισοδύναμη τιμή του ύψους κύματος H_e στα βαθιά νερά από τη σχέση (Borah and Balloffet, 1985):

$$H_e^2 T_e = \frac{\sum H_i^2 T_i f_i}{\sum f_i} \quad (4.2-6)$$

Η παραπάνω διαδικασία εφαρμόστηκε για όλες τις διευθύνσεις του ανέμου και τα αποτελέσματα της χρησιμοποιήθηκαν στην εφαρμογή του κυματικού μοντέλου Wave-LS. Τα χαρακτηριστικά των ισοδύναμων κυματισμών όπως αυτά υπολογίστηκαν προηγουμένως αποτελούν τα αντιπροσωπευτικά χαρακτηριστικά της κυματικής κατάστασης σε ετήσια βάση.

4.2.4. Υπολογισμός κυματικών στοιχείων στο σημείο θραύσης

Το λογισμικό CERC.for με δεδομένα το ύψος, την περίοδο και τη γωνία πρόσπτωσης των κυματισμών στα βαθιά νερά (όπως αυτά υπολογίστηκαν προηγουμένως) καθώς και τη μέση κλίση της παραλίας υπολογίζει το ύψος κύματος H_b στο σημείο θραύσης από την εμπειρική σχέση (Καραμπάς, 2004):

$$\frac{H_b}{H_0'} = \frac{1}{3.3 \left(\frac{H_0'}{L_0} \right)^{1/3}} \quad (4.2-7)$$

όπου $H_0' = H_0 k_R$ (όπου k_R είναι ο συντελεστής διάθλασης).

Από το ίδιο λογισμικό υπολογίζονται επίσης και η γωνία πρόσπτωσης a_b και το βάθος του νερού d_b στο σημείο θραύσης.

4.2.5. Εισαγωγή βαθυμετρίας στο κυματικό μοντέλο

Για τη δημιουργία του αρχείου βαθών χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα MakeGrid.for (Καραμπάς, 2004). Η διαδικασία που ακολουθήθηκε περιγράφεται στη συνέχεια:

Αρχικά με τη βοήθεια ψηφιοποιητή (digitizer) εισήχθη η περιγραφή των βυθομετρικών δεδομένων της περιοχής όπως αυτά προσομοιώνονται από τον συμβατικό βυθομετρικό χάρτη κλίμακας 1:75.000 της ΥΥ. Στη συνέχεια με τη χρήση του προγράμματος Surfer (Golden Software) μετατράπηκε το ψηφιοποιημένο αρχείο σε ένα μητρώο βαθών $im \times jm$ ανάλυσης με βάση των κάναβο που επιλέχθηκε. Τελικά έγινε περιγραφή των στερεών κατασκευών, στην προκείμενη περίπτωση της ακτογραμμής, δίνοντας τις συντεταγμένες των κορυφών. Με τον τρόπο αυτό η ακτογραμμή και οτιδήποτε υπάρχει πίσω από αυτή θεωρούνται σαν ένα κλειστό πολύγωνο του οποίου τα εσωτερικά σημεία είναι εύκολο να αναγνωριστούν (Καραμπάς, 2004). Επιπλέον και προκειμένου να αναγνωριστούν τα σημεία αυτά και από την αριθμητική επίλυση τους δόθηκε αρνητική τιμή βάθους.

Το μέγεθος του αρχείου βαθών το οποίο είναι δυνατόν να δημιουργηθεί από την παραπάνω μέθοδο μπορεί να είναι της τάξης εκατομμυρίων σημείων τα οποία θα ήταν αδύνατο να εισαχθούν χωρίς τη βοήθεια παρόμοιων προγραμμάτων.

4.3. Προσομοίωση του κυματικού πεδίου της περιοχής μελέτης

Όταν ο στόχος είναι η μακροχρόνια πρόβλεψη της εξέλιξης της ακτογραμμής (από έτος και πάνω) είναι απαραίτητο να υπάρχει ένα αρχείο, σχετικά μεγάλης χρονικής διάρκειας, με μετρήσεις των κυματικών παραμέτρων της υπό μελέτη περιοχής. Στη συγκεκριμένη περίπτωση όμως δυστυχώς αυτό δεν συμβαίνει οπότε εφαρμόστηκε η αμέσως επόμενη λύση, η δημιουργία ενός αρχείου αυτού του είδους από ανεμολογικά δεδομένα με τη χρήση κατάλληλου κυματικού μοντέλου.

4.3.1. Κυματικό μοντέλο WAVE-LS

Πρόκειται για ένα κυματικό μοντέλο τρίτης γενιάς (Third-generation wave model). Τα αρχικά κυματικά μοντέλα τρίτης γενιάς δημιουργήθηκαν και εφαρμόστηκαν με επιτυχία για την προσομοίωση των κυματικών συνθηκών που επικρατούν στον βαθύ ωκεανό. Το πρωτότυπο μοντέλο τρίτης γενιάς είναι το WAM το οποίο παράχθηκε από την ομάδα WAMDI (1988). Στη συνέχεια ακολούθησαν και άλλα όπως το μοντέλο WAVEWATCH του Tolman το 1991, το μοντέλο των Li και Mao το 1992, το μοντέλο PHIDIAS των Van Vledder κ.α. το 1994 και το μοντέλο TOMAWAC των Benoit κ.α. το 1996 (Booij et al, 1999). Τα μοντέλα αυτά δεν είναι κατάλληλα για εφαρμογή στις παράκτιες περιοχές καθώς οι διεργασίες που λαμβάνουν χώρα κοντά στις ακτές δεν περιλαμβάνονται σε αυτά και διότι το κόστος εφαρμογής είναι απαγορευτικό για τόσο μικρές κλίμακες.

Κυματικά μοντέλα τρίτης γενιάς και παράκτιος χώρος

Στη συνέχεια παρατίθεται εν συντομία μια περιγραφή της φιλοσοφίας των μοντέλων τρίτης γενιάς, όπως αυτή διαμορφώνεται μετά τις κατάλληλες τροποποιήσεις που καθιστούν τα μοντέλα αυτά κατάλληλα και για εφαρμογές στην παράκτια ζώνη. Πρόκειται για μοντέλα τα οποία βασίζονται στις εξισώσεις διατήρησης της ενέργειας ή της ορμής, ολοκληρωμένες ως προς την περίοδο (phase averaged) του κύματος, προκειμένου να υπολογίσουν το ύψος του τελευταίου. Στην αρχική αυτή προσέγγιση ενσωματώνονται και οι απαιτούμενες φυσικές διεργασίες με τη χρήση κατάλληλων αριθμητικών τεχνικών για να είναι τα μοντέλα αυτά εφαρμόσιμα στην παράκτια ζώνη. Τα ολοκληρωμένα ως προς την περίοδο (phase averaged) μοντέλα μπορεί να είναι είτε Λαγκρανζιανής (Lagrangian) είτε Εουλεριανής (Eulerian) φύσης. Στα πρώτα τα κύματα διαδίδονται από τα βαθύτερα νερά προς την ακτή μεταφέροντας την κυματική ενέργεια κατά μήκος των κυματικών ακτινών ενώ στα δεύτερα η κυματική εξέλιξη σχηματοποιείται πάνω σε κάρναβο (Booij et al, 1999).

Αν και στα Λαγκρανζιανά μοντέλα είναι δυνατή η προσθήκη των αποτελεσμάτων των διαδικασιών γένεσης και απωλειών των κυματισμών τα νέα μοντέλα που προκύπτουν είναι ανεπαρκή αριθμητικά όταν πρέπει να

αντιμετωπιστούν μη γραμμικά φαινόμενα όπως για παράδειγμα η θραύση των κυματισμών (Booij et al, 1999). Για το λόγο αυτό επιλέγεται ως πιο κατάλληλη η Εουλεριανή προσέγγιση η οποία είναι ουσιαστικά και η τεχνική η οποία χρησιμοποιήθηκε στην ανάπτυξη κυματικών μοντέλων βαθιάς θάλασσας ή ηπειρωτικής υφαλοκρηπίδας όπως το WAM.

Στα Εουλεριανά μοντέλα όλες οι σχετικές διεργασίες συμπεριλαμβάνονται ως πηγές και απώλειες στην βασική εξίσωση. Κατά την εφαρμογή τους σε παράκτιες περιοχές παρουσιάζουν δύο μειονεκτήματα, την απουσία περίθλασης και την χρήση της γραμμικής θεωρίας για την περιγραφή της διάδοσης των κυματισμών. Η περιγραφή της περίθλασης ενσωματώνεται με τροποποίηση της ταχύτητας μετάδοσης των κυματισμών (Mase, 2001; Holthuijzen et al., 2003) ή με προσθήκη, στο δεύτερο μέρος της βασικής εξίσωσης, ενός επιπλέον όρου (Mase et al., 2005). Στη συνέχεια εφαρμόζονται και οι δύο όροι ταυτόχρονα και διερευνάτε η αποτελεσματικότητα του συνδυασμού τους. Για να αντιμετωπιστεί το δεύτερο μειονέκτημα πρέπει οι μη γραμμικές διορθώσεις στη γραμμική διάδοση κυματισμών να κυριαρχούνται από τις διαδικασίες γένεσης ή απόσβεσης των κυμάτων. Το γεγονός αυτό ισχύει συνήθως όταν τα κύματα θραύονται σε ρηχά νερά, δηλαδή ισχύει για την περιοχή στην οποία θέλουμε να εφαρμόζεται το μοντέλο οπότε και το δεύτερο μειονέκτημα εξαλείφεται.

Αλγόριθμος του μοντέλου

Εξίσωση διατήρησης ισοζυγίου κατευθυντικής κυματικής ενέργειας

Το μοντέλο βασίζεται στην αριθμητική επίλυση της εξίσωσης διατήρησης ισοζυγίου κατευθυντικής κυματικής ενέργειας. Στην εξίσωση αυτή βασίζεται και το γνωστό μοντέλο κυματισμών στις παράκτιες περιοχές τρίτης γενιάς SWAN (Booij et al., 1999). Η εξίσωση γράφεται (Booij et al., 1999; Holthuijzen et al., 2003):

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \frac{\partial c_x E}{\partial x} + \frac{\partial c_y E}{\partial y} + \frac{\partial c_\theta E}{\partial \theta} = -D \quad (4.3-1)$$

όπου $E(f, \theta; x, y, t)$ είναι η φασματική πυκνότητα (συνιστώσα φάσματος κυματισμών) συχνότητας f και κατεύθυνσης θ , σε μια χωρική θέση συντεταγμένων (x, y) κατά τη χρονική στιγμή t , c_x, c_y και c_θ είναι οι συνιστώσες της ταχύτητας ομάδας κυματισμών κατά x, y και θ αντίστοιχα

$$[c_\theta = \frac{c_g}{c} \left(\cos(-\theta) \frac{\partial c}{\partial x} - \sin(-\theta) \frac{\partial c}{\partial y} \right)], \text{ όπου } c \text{ η ταχύτητα μετάδοσης των}$$

κυματισμών) και D η απώλεια της κυματικής ενέργειας λόγω θραύσης των κυματισμών στα ρηχά νερά ($D = \frac{1}{4} Q_b f \rho g H_m^2$, όπου H_m η μέγιστη δυνατή τιμή του ύψους H , ρ η πυκνότητα του νερού και Q_b η πιθανότητα που έχει, σε ένα συγκεκριμένο σημείο, το ύψος του κύματος να σχετίζεται με το θραυόμενο ή μη θραυόμενο κυματισμό (παραδοχή κατανομής πιθανότητας Rayleigh)].

Ο πρώτος όρος στο αριστερό μέλος της Εξ. (4.3-1) αντιπροσωπεύει τον τοπικό ρυθμό μεταβολής της φασματικής πυκνότητας, ο δεύτερος και ο τρίτος αντιπροσωπεύουν την ευθύγραμμη διάδοση των κυματισμών στο οριζόντιο επίπεδο και ο τέταρτος όρος αντιπροσωπεύει την διάδοση στον φασματικό χώρο (διάθλαση). Οι εκφράσεις των ταχυτήτων διαδόσεως προέρχονται από τη γραμμική θεωρία κυματισμών. Ο όρος στο δεξί μέλος της εξίσωσης αντιπροσωπεύει τις διεργασίες γένεσης, απόσβεσης και αλληλεπίδρασης των κυματισμών.

Η αριθμητική επίλυση των παραπάνω εξισώσεων βασίζεται σε ένα πεπλεγμένο σχήμα πεπερασμένων διαφορών. Επιλέχθηκε τετραγωνικός κάνναβος διακριτοποίησης με σταθερά χωρικά βήματα $\Delta x = \Delta y$ και σταθερή κατευθυντική ανάλυση $\Delta \theta$. Στο σημείο $(i\Delta x, j\Delta y, m\Delta \theta)$ και στο χρόνο $n\Delta t$ οι μερικές παράγωγοι της εξίσωσης (4.3-1) προσεγγίζονται σύμφωνα με:

$$\begin{aligned} & \frac{E_{i,j,m}^n - E_{i,j,m}^{n-1}}{\Delta t} + \frac{[c_x E]_{i,j,m}^n - [c_x E]_{i-1,j,m}^n}{\Delta x} + \frac{[c_y E]_{i,j,m}^n - [c_y E]_{i,j-1,m}^n}{\Delta y} + \\ & + \frac{0.5[c_\theta E]_{i,j,m+1}^n + [c_\theta E]_{i,j,m}^n - 1.5[c_\theta E]_{i,j,m-1}^n}{2\Delta \theta} = -D_{i,j,m}^n \end{aligned} \quad (4.3-2)$$

Οι παραπάνω οπίσθιες διαφορές εφαρμόζονται όταν είναι θετικές οι τιμές των c_x, c_y και c_θ . Για αρνητικές τιμές των c_x, c_y και c_θ εφαρμόζονται εμπρόσθιες διαφορές:

$$\text{Για } c_x < 0 \quad \frac{[c_x E]_{i+1,j,m}^n - [c_x E]_{i,j,m}^n}{\Delta x} \quad (4.3-3)$$

$$\text{Για } c_y < 0 \quad \frac{[c_x E]_{i,j+1,m}^n - [c_x E]_{i,j,m}^n}{\Delta x} \quad (4.3-4)$$

$$\text{Για } c_\theta < 0 \quad \frac{1.5[c_\theta E]_{i,j,m+1}^n - [c_\theta E]_{i,j,m}^n - 0.5[c_\theta E]_{i,j,m-1}^n}{2\Delta\theta} \quad (4.3-5)$$

Η επίλυση του αλγεβρικού συστήματος που προκύπτει γίνεται με τη μέθοδο των προσεγγίσεων.

Απώλεια της ενέργειας των κυματισμών

Ο όρος για την απώλεια της κυματικής ενέργειας στο μοντέλο προκύπτει ως η συμβολή τριών διαφορετικών διεργασιών (Booij et al, 1999):

- του αφρισμού των κυματισμών (whitecapping) $S_{ds,w}(\sigma, \theta)$
- της τριβής πυθμένα (bottom friction) $S_{ds,b}(\sigma, \theta)$
- και της θραύσης λόγω μείωσης του βάθους D .

Οι αντίστοιχες εκφράσεις για την κάθε διεργασία είναι (Booij et al, 1999):

$$S_{ds,w}(\sigma, \theta) = -\Gamma \tilde{\sigma} \frac{k}{\tilde{k}} E(\sigma, \theta) \quad (4.3-6)$$

όπου Γ είναι συντελεστής εξαρτώμενος από την καμπυλότητα, k είναι ο αριθμός κύματος και τα $\tilde{\sigma}$ και \tilde{k} υποδηλώνουν μια μέση συχνότητα και έναν μέσο αριθμό κύματος αντίστοιχα

$$S_{ds,b}(\sigma, \theta) = -C_{bottom} \frac{\sigma^2}{g^2 \sinh^2(kd)} E(\sigma, \theta) \quad (4.3-7)$$

στην οποία ο C_{bottom} είναι συντελεστής εξαρτώμενος από την τριβή πυθμένα

$$D = \frac{1}{4} Q_b f \rho g H_m^2 \quad (4.3-8)$$

Εισαγωγή της περίθλασης

Στην αρχική τους μορφή τα ολοκληρωμένα ως προς την περίοδο μοντέλα περιλαμβάνουν, όπως είδαμε και πιο πάνω, όλες τις διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στα ρηχά νερά εκτός από την περίθλαση. Η ενσωμάτωση της περίθλασης στον παρών μοντέλο πραγματοποιείται με την τροποποίηση της ταχύτητας ομάδας c_θ (Εξ.(4.3-1)) σε C_θ (Mase, 2001; Holthuijsen et al., 2003):

$$C_\theta = \frac{c_g}{c} \left(\cos \theta \frac{\partial c}{\partial x} + \sin \theta \frac{\partial c}{\partial y} \right) \sqrt{1 + \delta} + \frac{1}{2\sqrt{1 + \delta}} c_g \left(-\cos \theta \frac{\partial \delta}{\partial x} - \sin \theta \frac{\partial \delta}{\partial y} \right) \quad (4.3-9)$$

όπου $\delta = \frac{\nabla(cc_g \nabla \sqrt{E})}{\kappa^2 cc_g \sqrt{E}}$ και κ είναι ο αριθμός κύματος.

Εναλλακτικά η επίδραση της περίθλασης εισάγεται με την προσθήκη στο δεξιό μέλος της Εξ.(4.3-1) του παρακάτω όρου, σύμφωνα με τους Mase et al. (2005):

$$\frac{2.5}{2\omega} \left\{ (cc_g \cos^2 \theta E_y)_y - \frac{1}{2} cc_g \cos^2 \theta E_{yy} \right\} \quad (4.3-10)$$

όπου ω είναι η γωνιακή ταχύτητα.

Μη γραμμικές αλληλεπιδράσεις μεταξύ των κυματισμών

Οι τριαδικές και τετραδικές αλληλεπιδράσεις μεταξύ των κυματισμών είναι ένας μηχανισμός μεταφοράς κυματικής ενέργειας μεταξύ των συχνοτήτων του φάσματος τόσο στην ανοιχτή θάλασσα όσο και στην παράκτια ζώνη. Καθώς ένας πλήρης υπολογισμός των αλληλεπιδράσεων αυτών δεν εξυπηρετεί κανένα σκοπό εφαρμόζονται συνήθως διάφορες παραμετρικές τεχνικές. Στο συγκεκριμένο μοντέλο δεν έχουν εισαχθεί προς το παρόν οι μη γραμμικές αλληλεπιδράσεις αλλά προβλέπεται να εισαχθούν σε μελλοντική έκδοση του. Στην περίπτωση αυτή θα χρησιμοποιηθούν για τους μεν υπολογισμούς των τετραδικών αλληλεπιδράσεων η μέθοδος DIA (discrete interaction approximation) των Hasselmann et al. (1985), για τους δε των τριαδικών η μέθοδος LTA (lumped triad approximation) του Eldeberky (1996).

Η μη εισαγωγή των αλληλεπιδράσεων αυτών θεωρήθηκε ότι δεν θα επηρεάσει σημαντικά τα υπολογιζόμενα κυματικά στοιχεία καθώς και από εφαρμογή του παρόμοιου κυματικού μοντέλου SWAN (Booij et al., 1999) και επαλήθευση του με μετρήσεις πεδίου προέκυψε ότι οι τριαδικές αλληλεπιδράσεις πρακτικά δεν έχουν καμία επίδραση στο σημαντικό ύψος κύματος και μια ελαφρώς μειωτική επίδραση (8%) στην μέση κυματική περίοδο (Ris et al., 1999).

4.4. Προσομοίωση εξέλιξης της ακτογραμμής

Οι μεταβολές (διάβρωση, πρόσχωση) οι οποίες προέκυψαν στην ακτογραμμή της περιοχής μελέτης κατά τη διάρκεια του έτους 2004 προσομοιώθηκαν με τη χρήση τριών αριθμητικών μοντέλων.

4.4.1. Αριθμητικό μοντέλο πρόβλεψης μακροχρόνιας εξέλιξης της ακτογραμμής (1-Line)

Ένα αριθμητικό μοντέλο μιας γραμμής το οποίο βασίζεται σε έναν αλγόριθμο που αναπτύχθηκε από τους Kraus και Harikaki (1983) χρησιμοποιείται για την πρόβλεψη της μακροχρόνιας εξέλιξης της ακτογραμμής στην περιοχή μελέτης.

Αλγόριθμος του μοντέλου

Το μοντέλο βασίζεται στην αριθμητική επίλυση μιας παραλλαγής της εξίσωσης στερεομεταφοράς CERC (CERC, 2002) για την πρόβλεψη του

ρυθμού της κατά μήκος της ακτής μεταφοράς της άμμου. Η εξίσωση αυτή γράφεται (Kraus and Harik, 1983):

$$Q = (H^2 c_g)_b (\beta_1 \sin 2\alpha_{bs} - \beta_2 \cos \alpha_{bs} \partial H_b / \partial x) \quad (4.4-1)$$

όπου Q είναι η κατά μήκος της ακτής στερεοπαροχή, H είναι το ύψος κύματος, c_g είναι η ταχύτητα ομάδας κυματισμών σύμφωνα με την γραμμική

θεωρία ($c_g = \frac{gT}{2\pi} \tanh(kd)$), x είναι η κατά μήκος απόσταση και α_{bs} είναι η

γωνία που σχηματίζουν οι κορυφές των θραυόμενων κυματισμών με την ακτογραμμή. Ο δείκτης b υποδηλώνει συνθήκες θραύσης.

Η γωνία των θραυόμενων κυματισμών με την ακτογραμμή, α_{bs} , σχετίζεται με την γωνία που σχηματίζουν οι θραυόμενοι κυματισμοί με τον άξονα των x , α_b , και την γωνία μεταξύ της ακτογραμμής και του άξονα των x με την εξής σχέση:

$$\alpha_{bs} = \alpha_b - \alpha_s = \alpha_b - \tan^{-1} \left(\frac{\partial y}{\partial x} \right) \quad (4.4-2)$$

όπου y είναι η θέση της ακτογραμμής σε σχέση με τον άξονα των x .

Οι αδιάστατοι συντελεστές β_1 και β_2 δίνονται από τις σχέσεις:

$$\beta_1 = K_1 / \left[16 \left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) (1 - \lambda) 1.416^{5/2} \right] \quad (4.4-3)$$

$$\beta_2 = K_2 / \left[8 \left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) (1 - \lambda) (\tan \beta) 1.416^{5/2} \right] \quad (4.4-4)$$

όπου ρ_s και ρ είναι οι πυκνότητες του ιζήματος (2.65 kg/m^3) και του θαλασσινού νερού ($1.03 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$) αντίστοιχα, λ είναι το πορώδες του ιζήματος το οποίο αποτελείται κυρίως από άμμο ($\lambda = 0.4$) (Καραμπάς, 2004) και $\tan \beta$ είναι η μέση κλίση της παραλίας. Ο παράγοντας $1.416^{5/2}$ μετατρέπεται

την τιμή του σημαντικού ύψους κύματος σε μέση τετραγωνική τιμή του ύψους (CERC, 2002).

Ο πρώτος όρος στην Εξ.(4.4-1), γνωστός και ως τύπος CERC, περιγράφει την κατά μήκος της ακτής μεταφορά του ιζήματος λόγω του παράκτιου ρεύματος το οποίο προκαλείται από πλάγια προσπίπτοντες θραυόμενους κυματισμούς. Ο δεύτερος όρος περιγράφει το παράκτιο ρεύμα (long-shore current) το οποίο προκαλείται από την μεταβλητότητα που παρατηρείται στο θραυόμενο ύψος κύματος κατά μήκος της ακτής λόγω περίθλασης των κυμάτων. Ο πρώτος όρος είναι εφαρμόσιμος όταν η κατά μήκος της ακτής μεταφορά της άμμου συμβαίνει σε φυσικές ευθύγραμμες παραλίες ενώ ο τελευταίος σε παραλίες που είναι κοντά σε κατασκευές και σε ακρωτήρια.

Η διαφορά στο πρόσημο μεταξύ των δυο όρων στην Εξ.(4.4-1) υποδηλώνει ότι μπορεί να υπάρξει στην ακτογραμμή ένα σημείο μηδέν από το οποίο η άμμος θα μεταφέρεται σε αντίθετες κατευθύνσεις.

Η αριθμητική τιμή των συντελεστών K_1 και K_2 έχει προσδιοριστεί εμπειρικά στο Coastal Engineering Manual (2002) ($K_1=0.45$, $K_2=0.40$) καθώς και από τους Kraus and Harikai (1983) ($K_1=0.3$, $K_2=0.4$). Στην παρούσα μελέτη χρησιμοποιούνται οι δεύτερες τιμές. Οι συντελεστές K_1 και K_2 θεωρούνται ως «κατά μήκος της ακτής μεταφορικές παράμετροι» οι οποίες θα προσδιοριστούν από την βαθμονόμηση του μοντέλου.

Κατώφλι κίνησης ιζημάτων (depth of closure)

Μια βασική παράμετρος στα μοντέλα μιας γραμμής είναι το βάθος μέχρι το οποίο η άμμος μεταφέρεται ενεργά κατά μήκος της ακτής (κατώφλι κίνησης ιζημάτων). Λόγω όμως της στατιστικής φύσης του μεγέθους αυτού και της σπανιότητας των δεδομένων το κατώφλι κίνησης δεν μπορεί να καθοριστεί με βεβαιότητα και συχνά είναι δύσκολο ακόμα και να εκτιμηθεί.

Ο Hallermeier (1981) έδωσε μια έκφραση για των υπολογισμό ενός οριακού βάθους, d_1 , προσδιοριζόμενο ως το όριο προς τη θάλασσα, της ζώνης μέσα στην οποία λαμβάνει χώρα σημαντική στερεομεταφορά κατά μήκος της ακτής αλλά και εγκάρσια:

$$d_1 = 2.28H_s - 68.5(H_s^2 / gT_s^2) \quad (4.4-5)$$

όπου H_s είναι το σημαντικό ύψος και T_s η αντίστοιχη περίοδος των τοπικών κυματισμών και g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας. Η παραπάνω εξίσωση (4.4-5) χρησιμοποιείται στο μοντέλο για να εκτιμηθεί το κατώφλι κίνησης των ιζημάτων. Η χρήση μιας γενικής υπολογιστικής έκφρασης όπως η Εξ.(4.4-5) παρουσιάζει πολλά πλεονεκτήματα το σημαντικότερο από τα οποία είναι ίσως ότι αυξάνει την αξιοπιστία της προσομοίωσης της εξέλιξης της ακτογραμμής καθώς με την εισαγωγή της μειώνεται ο αριθμός των παραμέτρων οι οποίες πρέπει να καθοριστούν εξωτερικά.

Στοιχεία θραυόμενων κυματισμών

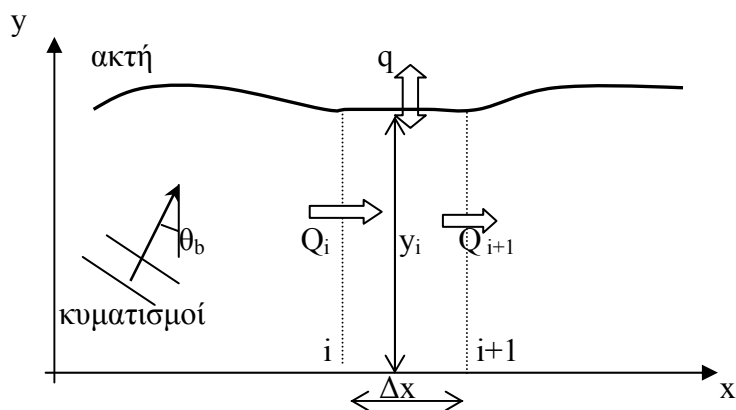
Το σημαντικό ύψος κύματος και η γωνία στο σημείο θραύσης υπολογίζονται από το πρόγραμμα CERC.FOR, το οποίο έχει αναλυθεί στην παράγραφο 4.2.4 , και στη συνέχεια εισάγονται ως δεδομένα στο μοντέλο μιας γραμμής.

Διαμόρφωση του μοντέλου

Η εξίσωση συνέχειας της άμμου η οποία είναι η βασική εξίσωση του μοντέλου 1-Line γράφεται (Καραμπάς, 2004):

$$\frac{\partial y}{\partial t} + \frac{1}{d_1} \left(\frac{\partial Q}{\partial x} - q \right) = 0 \quad (4.4-6)$$

όπου y είναι η θέση της ακτογραμμής, x είναι η κατά μήκος της ακτής συντεταγμένη, t είναι ο χρόνος, Q είναι ο κατά μήκος της ακτής ρυθμός στερεομεταφοράς όπως αυτός δίνεται από την Εξ.(4.4-1) και q είναι ο ρυθμός εγκάρσιας στερεομεταφοράς (m^3/s m μήκους της ακτής). Όλοι οι παραπάνω συμβολισμοί παρουσιάζονται αναλυτικά στο σχήμα που ακολουθεί:



Σχήμα 4.4:1. Ρυθμός στερεοπαροχής παράλληλα στην ακτή και εξέλιξη της ακτογραμμής.

Αριθμητική επίλυση με πεπλεγμένο σχήμα

Για τους αριθμητικούς υπολογισμούς επιλέχθηκε να χρησιμοποιηθεί ένα πεπλεγμένο σχήμα πεπερασμένων διαφορών, στο οποίο οι εξισώσεις επιλύονται για όλες της συντεταγμένες της παραλίας ταυτόχρονα. Η επιλογή έγινε με βάση το γεγονός ότι τα πεπλεγμένα σχήματα δεν διέπονται από το κριτήριο Courant, είναι δηλαδή σταθερά για οποιοδήποτε χρονικό βήμα (Kraus και Harikaki, 1983; Κουτίτας, 1985).

Η Εξ.(4.4-6) εκφράζεται σε διαφορική μορφή με τη χρήση έκκεντρου κανάβου. Οι στερεοπαροχές υπολογίζονται στις διατομές (κορυφές κανάβου) και οι τεταγμένες y στα μέσα των διατομών. Στο σημείο $i\Delta x$ και στο χρόνο $n\Delta t$ (όπου Δx και Δt το χωρικό και χρονικό βήμα διακριτοποίησης) οι μερικές παράγωγοι της Εξ.(4.4-6) προσεγγίζονται από τη σχέση (Σχ. 4.4:1):

$$\frac{y_i^{n+1} - y_i^n}{\Delta t} = -\frac{1}{D} \left(\frac{Q_{i+1}^{n+1} - Q_i^{n+1}}{2\Delta x} + \frac{Q_{i+1}^n - Q_i^n}{2\Delta x} - q_{i+1/2}^{n+1} \right) \quad (4.4-7)$$

Αντικαθιστώντας την Εξ.(4.4-7) στην Εξ.(4.4-6) και ακολουθώντας τη μεθοδολογία των Kraus and Harikaki (1983) εξάγεται το ακόλουθο σύστημα εξισώσεων:

$$\left. \begin{aligned} y_i^{n+1} &= B(Q_i^{n+1} - Q_{i+1}^{n+1}) + G_i \\ Q_i^{n+1} &= E_i(y_{i-1}^{n+1} - y_i^{n+1}) + F_i \end{aligned} \right\} \quad (4.4-8)$$

όπου οι τιμές των B, G_i, E_i και F_i είναι υπολογισμένες στο προηγούμενο χρονικό βήμα και δίνονται από τις σχέσεις:

$$\left. \begin{aligned} G_i &= y_i + B(Q_i^n - Q_{i+1}^n + 2\Delta x q_i^n) \\ B &= \Delta t / (2D\Delta x) \\ E_i &= (H^2 c_g)_{bi} \left(2\beta_1 \cos 2\alpha_b \cos^2 \alpha_s + \beta_2 \frac{\partial H_b}{\partial x} \sin \alpha_b \cos \alpha_s \right)_i / \Delta x \\ F_i &= (H^2 c_g)_{bi} \left[\beta_1 \sin 2\alpha_b (2 \cos^2 \alpha_s - 1) - \beta_2 \frac{\partial H_b}{\partial x} \cos \alpha_b \cos \alpha_s \right]_i \end{aligned} \right\} \quad (4.4-9)$$

Το σύστημα των εξισώσεων (4.4-8) περιέχει δύο ομάδες αγνώστων, τις $\{y^{n+1}\}$ και $\{Q^{n+1}\}$. Καθώς οι οριακές συνθήκες συνήθως εκφράζονται με όρους του ρυθμού στερεομεταφοράς, επιλύεται το σύστημα για την ομάδα $\{Q^{n+1}\}$ πρώτα. Από την αντικατάσταση της πρώτης εξίσωσης του συστήματος στη δεύτερη προκύπτει:

$$-BE_i Q_{i-1}^{n+1} + (1 + 2BE_i)Q_i^{n+1} - BE_i Q_{i+1}^{n+1} = E_i(G_{i-1} - G_i) + F_i \quad (4.4-10)$$

Για $i = 2$ έως N η Εξ. (4.4-10) αντιπροσωπεύει $N-1$ εξισώσεις με $N-1$ αγνώστους.

Για την προσομοίωση της επίδρασης των παράκτιων τεχνικών έργων στην εξέλιξη της ακτογραμμής αλλά και των γειτονικών ακτών, εισάγουμε τις παρακάτω τρεις οριακές συνθήκες:

α. Ύπαρξη αδιαπέραστου προβόλου (groin ή βραχίονας λιμένα).

Στην περίπτωση αυτή θεωρούμε ότι η κατασκευή κάθετα σε μια ακτή δεν επιτρέπει την μεταφορά άμμου κατάντη αυτής και άρα:

$$Q = 0 \quad (4.4-11)$$

β. Διαπερατός πρόβολος (βυθισμένος ή μικρού μήκος)

Όταν ένα μόνο μέρος της στερεομεταφοράς διέρχεται κατάντη του προβόλου τότε:

$$Q = \gamma_{\alpha} Q_0 \quad (4.4-12)$$

όπου Q_0 η στερεομεταφορά που υπολογίστηκε αγνοώντας την παρουσία του προβόλου και γ_{α} ένας συντελεστής ($0 < \gamma_{\alpha} < 1$) που ορίζει το ποσοστό της στερεομεταφοράς που διέρχεται.

γ. Ακτή σε ισορροπία

Εάν διαπιστωθεί ότι η ακτογραμμή της περιοχής που μελετάται δεν μεταβάλλεται σημαντικά σε ένα σχετικά μακρύ χρονικό διάστημα, τότε μπορούμε να υποθέσουμε ότι βρίσκεται σε κατάσταση ισορροπίας, δηλαδή από τα όρια του υπολογιστικού πεδίου εισέρχεται (ή/και εξέρχεται) συγκεκριμένη στερεοπαροχή:

$$Q_b = Q_{b\pm 1} \quad (4.4-13)$$

όπου Q_b και $Q_{b\pm 1}$ είναι οι στερεοπαροχές στο όριο και στο γειτονικό του σημείο του υπολογιστικού πεδίου.

4.4.2. Εξέλιξη της ακτογραμμής με συνεκτίμηση της εγκάρσιας στερεομεταφοράς

Τα Μοντέλα μιας γραμμής (one-line models), όπως το μοντέλο που παρουσιάστηκε προηγουμένως, μπορούν να προβλέψουν τον τρόπο με τον οποίο θα εξελιχθεί μια ακτή στο χρόνο και για μεγάλες χρονικές περιόδους. Οι μεταβολές στην ακτογραμμή (πρόσχωση, διάβρωση) υπολογίζονται σαν το αποτέλεσμα των χωρικών και χρονικών διαφορών στην στερεομεταφορά που συμβαίνει κατά μήκος της ακτής, ενώ δεν λαμβάνονται καθόλου υπόψη τα εγκάρσια στην ακτή μεταφορικά φαινόμενα.

Στον αντίποδα, τα εγκάρσια στην ακτή μοντέλα (cross-shore models) προβλέπουν την εξέλιξη της ακτογραμμής σαν αποτέλεσμα της εγκάρσιας στην ακτή στερεομεταφοράς, κυρίως λόγω θυελλωδών καταστάσεων, χωρίς να υπολογίζουν την κατά μήκος στερεομεταφορά. Τα μοντέλα αυτά είναι

κατάλληλα μόνο για βραχυχρόνιες προβλέψεις της τάξης μερικών ωρών και τα αποτελέσματα τους από μόνα τους δεν είναι ικανά να δώσουν μια συνολική εκτίμηση για τις τάσεις εξέλιξης της ακτογραμμής.

Παρ' όλα αυτά έχει αναγνωρισθεί ότι οι εποχικές μεταβολές μπορούν να παίζουν σημαντικό ρόλο στην μακροχρόνια εξέλιξη της ακτογραμμής (Hanson and Larson, 1998) και για αυτό είναι σημαντικό να συνεκτιμούνται στα μοντέλα μιας γραμμής ώστε να έχουμε όσο το δυνατόν πιστότερη προσομοίωση της εξέλιξης αυτής.

4.4.2.α. Πρώτο μοντέλο εξέλιξης της ακτογραμμής με συνεκτίμηση και της εγκάρσιας στερεομεταφοράς (Μοντέλο 1)

Παρουσιάζεται στη συνέχεια ένα μοντέλο εξέλιξης της ακτογραμμής το οποίο περιλαμβάνει και την εγκάρσια στην ακτή στερεομεταφορά. Το μοντέλο στηρίζεται σε μια παραλλαγή της εξίσωσης της συνέχειας έτσι όπως την τροποποίησαν οι Yamamoto et al (1996). Η εξίσωση αυτή γράφεται (Yamamoto et al., 1996):

$$\Delta y = 2.7 \left(\int_0^t q dt \right)^{0.5} \quad (4.4-14)$$

όπου q είναι ο ρυθμός εγκάρσιας στερεομεταφοράς. Οπότε η μεταβολή στην ακτογραμμή λόγω της εγκάρσιας στερεομεταφοράς μπορεί να υπολογιστεί με τη χρήση της Εξ.(4.4-14). Η παραπάνω εξίσωση προορίζεται για την περίπτωση της απλοποιημένης μορφής των μεταβολών του προφίλ, εξ αιτίας των παραδοχών τις οποίες έκανα οι Yamamoto et al (1996) προκειμένου να την εξάγουν. Για το λόγο αυτό σε περιπτώσεις που η Εξ.(4.4-14) εφαρμόζεται σε παραλίες οι οποίες υπόκεινται σε πολύπλοκες μεταβολές πρέπει η εφαρμογή αυτή να προσεγγίζεται με προσεχτική μελέτη.

Ρυθμός εγκάρσιας στην ακτή στερεομεταφοράς

Για τον υπολογισμό στο μοντέλο του ρυθμού εγκάρσιας στην ακτογραμμή στερεομεταφοράς q , ανά μονάδα χρόνου και ανά μονάδα πλάτους παραλίας χρησιμοποιείται η σχέση του Sunamura (Yamamoto et al., 1996):

$$q = KU_r^{0.2} \phi(\phi - 0.13U_r)wd \quad (4.4-15)$$

όπου K είναι ο συντελεστής ρυθμού στερεομεταφοράς, $U_r = gHT^2/h^2$ είναι η παράμετρος Ursell, $\phi = H^2/shd$ είναι η παράμετρος Hallermeier, w είναι η ταχύτητα καθίζησης του ιζήματος, d είναι η μέση διάμετρος των κόκκων του ιζήματος, g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας, $h = (1.63 \tan \alpha + 0.048)H_b$ (Yamamoto et al., 1996) είναι το συνολικό βάθος κοντά στην ακτογραμμή (λόγω και της ανύψωση της στάθμης της θάλασσας στην ακτογραμμή εξ αιτίας των κυμάτων), $H = 2.4(\tan \alpha)^{0.3}h$ (Yamamoto et al., 1996) είναι το ύψος κύματος στην ακτογραμμή σε σχέση με την στάθμη ηρεμίας (still water level), T είναι η περίοδος του κύματος, $s = (\rho_s - \rho)/\rho = 1.6$ είναι η σχετική πυκνότητα του ιζήματος, $\tan \alpha$ είναι η αρχική κλίση του πυθμένα στη ζώνη απόσβεσης (surf zone), H_b είναι το ύψος κύματος στο σημείο θραύσης.

Ο συντελεστής K υπολογίζεται από μια εμπειρική σχέση την οποία πρώτοι πρότειναν οι Yamamoto et al (1996). Η σχέση αυτή στηρίζεται στην παραδοχή ότι εφόσον οι εξωτερικές δυνάμεις παραμένουν σταθερές, ο ρυθμός της εγκάρσιας στερεομεταφοράς θα μειώνεται με την πάροδο του χρόνου και το προφίλ της παραλίας θα προσεγγίζει την κατάσταση ισορροπίας. Συνεπώς ο συντελεστής K μπορεί να εκφραστεί από την ακόλουθη εξίσωση σε σχέση με το χρόνο που έχει διανυθεί t :

$$K = Ae^{-\frac{Bt}{T}} \quad (4.4-16)$$

όπου A και B είναι συντελεστές.

Οι εξισώσεις για τους συντελεστές A και B προέκυψαν επίσης εμπειρικά στηριζόμενες στην υπόθεση ότι αυτοί κυριαρχούνται από την $\tan \alpha$ και τον λόγο d/H_0 αντίστοιχα (H_0 είναι το ύψος κύματος στα βαθιά νερά) και είναι οι ακόλουθες (Yamamoto et al., 1996):

$$A = 3.61 \times 10^{-10} \left(\frac{d}{H_0} \right)^{-1.31}, B = 4.20 \times 10^{-3} (\tan \alpha)^{1.57} \quad (4.4-17)$$

$$[\tan \alpha = 0.017 \div 0.125, d / H_0 = 0.00006 \div 0.00102]$$

Οι παραπάνω εξισώσεις (Εξ.(4.4-17)) είναι η μαθηματική διατύπωση των εξής δύο σχέσεων:

- όσο πιο μικρό είναι το μέγεθος των κόκκων του ιζήματος τόσο μεγαλύτερος είναι ο συντελεστής A και
- όσο πιο απότομη είναι η κλίση του βυθού τόσο γρηγορότερα το προφίλ της παραλίας φτάνει στην κατάσταση ισορροπίας.

Τελικά ο ρυθμός της εγκάρσιας στερεομεταφοράς στο σημείο της ακτογραμμής υπολογίζεται από τις Εξ.(4.4-15), (4.4-16) και (4.4-17).

Νέα κλίση πυθμένα

Όταν οι παραπάνω εξισώσεις συνδυαστούν με έναν τύπο για τον υπολογισμό της κλίσης του πυθμένα μπορούμε να καταλήξουμε σε έναν ικανοποιητικό προσδιορισμό του προφίλ της παραλίας μετά τον μετασχηματισμό της από την επίδραση των κυματισμών που προσπίπτουν εγκάρσια.

Από την Εξ.(4.4-15) όταν το προφίλ της παραλίας φτάσει στην κατάσταση ισορροπίας μπορεί να εξαχθεί η ακόλουθη σχέση:

$$\phi = 0.13U_r \quad (4.4-18)$$

Αντικαθιστώντας την παράμετρο Ursell, την παράμετρο Hallermeier και την Εξ.(6) (Yamamoto et al., 1996) στην Εξ.(4.4-18) και τροποποιώντας ελάχιστα εξαγάγετε η Εξ.(4.4-20):

$$H = 2.4(\tan \beta)^{0.3} h = 1.9(\tan \beta)^{0.9} H_b \quad (4.4-19)$$

$$\tan \beta = \left(\frac{0.0864sgdT^2}{H_b^2} \right)^{2/3} \quad (4.4-20)$$

όπου $\tan \beta$ είναι η κλίση του βυθού στην κατάσταση ισορροπίας στην ζώνη θραύσης και H_b είναι το ύψος του θραυόμενου κυματισμού. Στη συνέχεια και υποθέτοντας ότι ο ρυθμός της χρονικής μεταβολής της κλίσης του πυθμένα είναι ίσος με $e^{\frac{Bt}{T}}$ μπορεί να εκφραστεί η κλίση του πυθμένα στη ζώνη θραύσης $\tan \theta$ όπως αυτή διαμορφώνεται μετά από την πάροδο χρόνου t από την παρακάτω εξίσωση (Yamamoto et al., 1996):

$$\tan \theta = \tan \beta + \frac{\tan \alpha - \tan \beta}{e^{\frac{Bt}{T}}} \quad (4.4-21)$$

Στις παραπάνω εξισώσεις η παράμετρος Ursell (U_r) αποτελεί ένδειξη της μη γραμμικότητας των κυματισμών που σχετίζεται με την ασυμμετρία τους και η παράμετρος Hallermeier (ϕ) αντιπροσωπεύει την ένταση της κυματικής κίνησης που σχετίζεται άμεσα με τον τρόπο μεταφοράς ιζημάτων (φορτίο πυθμένα, φορτίο σε αιώρηση). Οι δύο αυτές παράμετροι καθορίζουν και τη φορά της εγκάρσιας στερεομεταφοράς στην ακτογραμμή σε συμφωνία και με τη σχέση Sunamura – Horikawa (Kraus and Horikawa, 1990):

$$G_0 = \frac{H_0}{L_0} (\tan \theta)^{0.27} \left(\frac{D_{50}}{L_0} \right)^{-0.67} \quad (4.4-22)$$

στην οποία:

για $G_0 > 18$ συμβαίνει διάβρωση

για $G_0 < 9$ συμβαίνει πρόσχωση.

Κατά αντιστοιχία όταν $\phi > 0.13U_r$ η χρονικά μέση εγκάρσια στερεομεταφορά έχει κατεύθυνση προς τα ανοιχτά και συνεπάγεται διάβρωση της ακτής ενώ όταν $\phi < 0.13U_r$ η στερεομεταφορά έχει κατεύθυνση προς την ακτή και συνεπάγεται πρόσχωση αυτής (Καραμπάς, 2004).

4.4.2.β. Δεύτερο μοντέλο εξέλιξης της ακτογραμμής με συνεκτίμηση της εγκάρσιας στερεομεταφοράς (Μοντέλο 2)

Το μοντέλο βασίζεται στην εξίσωση διατήρησης της μάζας (σύμφωνα με τη θεωρία μιας γραμμής), για τον υπολογισμό της μεταβολής στην ακτογραμμή, τροποποιημένη έτσι ώστε να συμπεριλαμβάνεται και η εγκάρσια στην ακτή στερεομεταφορά.

Εισαγωγή εγκάρσιας στερεομεταφοράς

Ο δυναμικός ρυθμός εγκάρσιας στερεομεταφοράς εισάγεται στο μοντέλο με τη χρήση μιας σχέσης η οποία είναι ανεξάρτητη από το παραλιακό προφίλ καθώς γενικά τα μοντέλα μιας γραμμής δεν προϋποθέτουν ούτε παρέχουν στοιχεία για την πραγματική μορφή του προφίλ αυτού.

Στην γενική της μορφή η σχέση αυτή γράφεται:

$$\frac{q_0}{wd} = K_q (\Psi - \Psi_c)^a \quad (4.4-23)$$

όπου q_0 είναι ο δυναμικός ρυθμός εγκάρσιας στερεομεταφοράς ανά μονάδα μήκους παραλίας, w είναι η ταχύτητα καθίζησης των κόκκων του ιζήματος, d είναι η μέση διάμετρος των κόκκων, K_q είναι συντελεστής μεταφοράς, $(\Psi_c)\Psi$ είναι η (κρίσιμη) παράμετρος Shields και a είναι εκθέτης. Η τιμή του εκθέτη a κυμαίνεται από 1 έως 3 και στην παρούσα μελέτη επιλέχθηκε η τιμή 1.5 σύμφωνα με τους Hanson and Larson (1998). Για απλούστευση η τιμή της κρίσιμης παραμέτρου Shields καθορίσθηκε να είναι μηδέν. Έτσι η σχέση (4.4-23) μπορεί να γραφεί:

$$\frac{q_0}{wd} = K_q \Psi^{1.5} \quad (4.4-24)$$

Γνωρίζουμε ότι η παράμετρος Shields μπορεί να εκφραστεί στη μορφή (με τη χρήση προσεγγίσεων για τα ρηχά νερά):

$$\Psi = \frac{f_w u_{b,m}^2}{2sgd} = K_\Psi \frac{u_{b,m}^2}{gd} \approx K_\Psi \frac{gH}{gd} = K_\Psi \frac{H}{d} \quad (4.4-25)$$

όπου f_w είναι ο συντελεστής κυματικής τριβής του Jonsson (1966) (Καραμπάς, 2004, Κουτίτας, 1985), $u_{b,m}$ είναι το πλάτος της οριζόντιας κυματικής ταχύτητας στον πυθμένα (Καραμπάς, 2004, Κουτίτας, 1985), s είναι η ειδική πυκνότητα του ιζήματος στο νερό, g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας, K_Ψ είναι συντελεστής και H είναι το τοπικό ύψος κύματος. Προκειμένου να υπάρχει συμβατότητα με την γραμμική θεωρία, λαμβάνονται ως δεδομένες για τον υπολογισμό της συνολικής εγκάρσιας στερεομεταφοράς οι συνθήκες που επικρατούν στο σημείο θραύσης. Ο δυναμικός ρυθμός εγκάρσιας στερεομεταφοράς ανά μονάδα μήκους ακτής, q_0 , υπολογίζεται από τη σχέση:

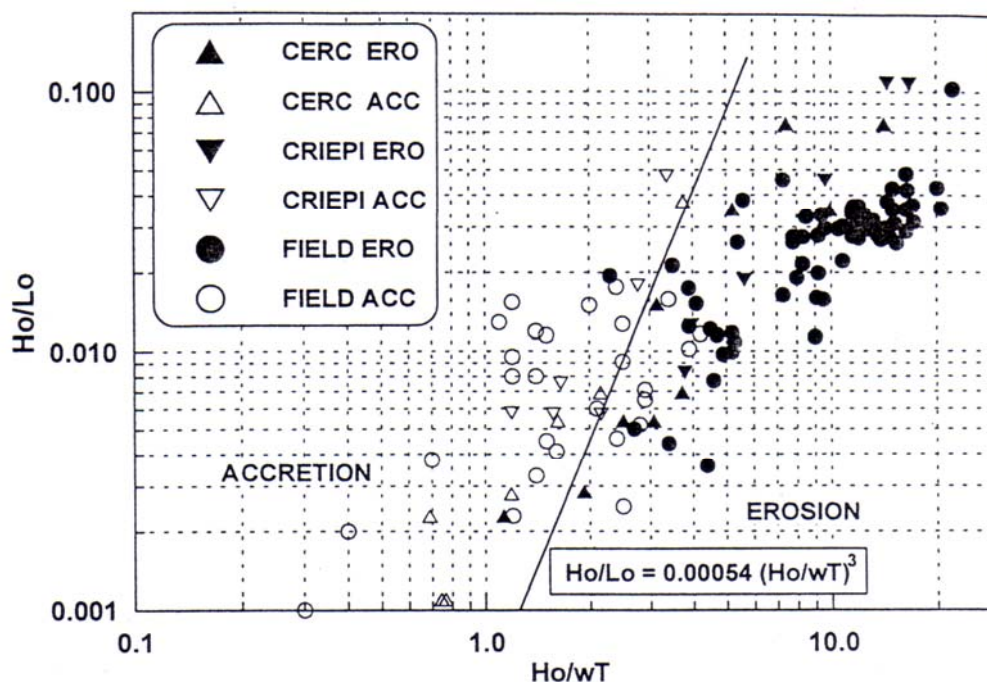
$$q_0 = wdK_q \left(K_\Psi \frac{H_b}{d} \right)^{1.5} = wK \left(\frac{H_b^3}{d} \right)^{0.5} \quad (4.4-26)$$

όπου $K \equiv K_q K_\Psi^{1.5}$, H_b είναι το ύψος κύματος στο σημείο θραύσης. Η τιμή του συντελεστή K προσδιορίστηκε πειραματικά ότι είναι $K = 10^{-8}$ (προσωπική επικοινωνία επιβλέποντα καθηγητή με Hans Hanson). Η παραπάνω σχέση (4.4-26) προσδιορίζει μόνο το ρυθμό και όχι την κατεύθυνση στερεομεταφοράς η οποία πρέπει να εισαχθεί ξεχωριστά στο μοντέλο.

Εισαγωγή της κατεύθυνσης στερεομεταφοράς με χρήση της ταχύτητας καθίζησης.

Οι Kraus et al. (1991) παρουσίασαν διάφορα κριτήρια για την διάκριση μεταξύ διαβρωτικών και προσχωτικών συνθηκών με βάση μια ταξινόμηση της ανταπόκρισης του προφίλ σε θραυόμενους κυματισμούς από δοκιμές που πραγματοποιήθηκαν σε δεξαμενές μεγάλων κυμάτων (ΔΜΚ) καθώς και από παρατηρήσεις πεδίου. Τα δεδομένα των ΔΜΚ αποτελούντο από 2 ομάδες. Η μια προερχόταν από το US Army Corps of Engineers και θα αναφέρεται στο εξής ως τα δεδομένα CERC. Η δεύτερη προερχόταν από το Central Research

Institute for Electric Power Industry (CRIEPI) στην Ιαπωνία και θα αναφέρεται στο εξής ως τα δεδομένα CRIEPI. Η ομάδα των δεδομένων πεδίου αποτελείται από παρατηρήσεις/μετρήσεις ανταποκρίσεων της ακτής σε μικρές και μεγάλες θύελλες.



Σχήμα 4.4:2. Διαχωρισμός μεταξύ διαβρωτικών (erosion) και προσχωτικών (accretion) συνθηκών με βάση την κυματική καμπυλότητα και την αδιάστατη ταχύτητα καθίζησης (Hanson and Larson, 1998).

Στην μελέτη τους οι Hanson και Larson (1998) επανεκτίμησαν σε όρους διάβρωσης και πρόσχωσης τα αποτελέσματα από τις προαναφερθείσες δοκιμές ΔΜΚ και παρατηρήσεις πεδίου με βάση την μετατόπιση της ακτογραμμής μόνο. Στο Σχ. 4.4:2 παρουσιάζονται τα δεδομένα της καμπυλότητας κύματος H_0 / L_0 σε συνάρτηση με τα δεδομένα της αδιάστατης καμπυλότητας κύματος H_0 / wT , όπου H_0 είναι το ύψος κύματος στα βαθιά, L_0 είναι το μήκος κύματος στα βαθιά, w είναι η ταχύτητα καθίζησης και T είναι η περίοδος κύματος. Το προτεινόμενο κριτήριο διαχωρισμού είναι (Hanson and Larson, 1998):

$$\frac{H_0}{L_0} = M_1 \left(\frac{H_0}{wT} \right)^3 = 0.00054 \left(\frac{H_0}{wT} \right)^3 \quad (4.4-27)$$

όπου M_1 είναι ο συντελεστής διαχωρισμού, ο οποίος ορίζει την διάβρωση ή την πρόσχωση.

Υποθέτοντας ότι χρησιμοποιούμε σαν συνάρτηση για το ύψος κύματος μια κατανομή πιθανοτήτων Rayleigh, το μικρότερο (κρίσιμο) διαβρωτικό ύψος κύματος H_{0C} μπορεί να εξαχθεί από την Εξ.(4.4-27) ως (Larson, 1996):

$$H_{0C} = \sqrt{\frac{1}{M_1} \frac{(wT)^3}{L_0}} \quad (4.4-28)$$

Σε μια τοποθεσία x , ένα συγκεκριμένο ποσοστό δ_e των θραυόμενων κυματισμών θα είναι διαβρωτικοί:

$$\delta_e = \frac{e^{-\left(\frac{H_{0C}}{H_{rms0}}\right)^2}}{e^{-\left(\frac{H_{b0}}{H_{rms0}}\right)^2}}, \quad \delta_e \leq 1 \quad (4.4-29)$$

Συνεπώς αν εκτιμηθεί στην ακτογραμμή όπου το $H_{b0} = 0$, το ποσοστό θα είναι:

$$\delta_e = e^{-\left(\frac{H_{0C}}{H_{rms0}}\right)^2}, \quad \delta_e \leq 1 \quad (4.4-30)$$

Αντικαθιστώντας την Εξ. (4.4-28) στην Εξ. (4.4-30) έχουμε:

$$\delta_e = e^{-\frac{1}{M} \frac{H_{rms0}}{L_0} \left(\frac{wT}{H_{rms0}} \right)^3}, \quad \delta_e \leq 1 \quad (4.4-31)$$

Αν ένα ποσοστό δ_e των θραυόμενων κυματισμών είναι διαβρωτικοί οι υπόλοιποι $\delta_\alpha = 1 - \delta_e$ κυματισμοί θα πρέπει να είναι προσχωτικοί. Δίνοντας σε

κάθε ένα κύμα ίση βαρύτητα όταν αθροίζουμε για να υπολογίσουμε την καθαρή κατεύθυνση έχουμε:

$$\xi = \delta_\alpha - \delta_e = 1 - 2\delta_e, \quad -1 \leq \xi \leq 1 \quad (4.4-32)$$

όπου το ξ δίνει την καθαρή κατεύθυνση και μια βαρύτητα η οποία περιλαμβάνει την μεταβλητότητα στο ύψος κύματος όπως αυτή προσδιορίζεται από την κατανομή Rayleigh. Αντικαθιστώντας την Εξ. (4.4-31) στην Εξ. (4.4-32) έχουμε την μέση κατεύθυνση μεταφοράς ως (Hanson and Larson, 1998):

$$\xi = 1 - 2e^{-\frac{1}{M} \frac{H_{rms0}}{L_0} \left(\frac{wT}{H_{rms0}}\right)^3}, \quad -1 \leq \xi \leq 1 \quad (4.4-33)$$

Επίδραση κλίσης πυθμένα

Καθώς η προτεινόμενη Εξ. (4.4-26) δίνει το ρυθμό στερεομεταφοράς σε οριζόντιο πυθμένα, πρέπει να διορθωθεί για την επίδραση της κλίσης σε κεκλιμένο πυθμένα. Σε συμφωνία με τους Hanson and Larson (1998) χρησιμοποιείται η σχέση:

$$q_\beta = q \frac{1}{1 + \frac{\tan \beta}{\tan \theta_m}} = q k_\beta \quad (4.4-34)$$

όπου β είναι η κλίση του πυθμένα (θετική για ανοδική κλίση στην κατεύθυνση μεταφοράς), θ_m είναι η γωνία της τριβής κίνησης (εδώ έχει καθοριστεί στις 30° σύμφωνα με τον King (1991)), και k_β είναι συντελεστής κλίσης.

Τελικός ρυθμός στερεομεταφοράς

Έχοντας καθορίσει το δυναμικό ρυθμό στερεομεταφοράς q_0 , την καθαρή κατεύθυνση και ένταση μεταφοράς ξ και το συντελεστή κλίσης k_β μπορούμε να υπολογίσουμε τον πραγματικό ρυθμό στερεομεταφοράς ως:

$$q = q_0 \xi^k \beta \quad (4.4-35)$$

Μεταβολή της ακτογραμμής

Σύμφωνα με τη θεωρία μιας γραμμής η θέση της ακτογραμμής y υπολογίζεται με βάση την εξίσωση της συνέχειας:

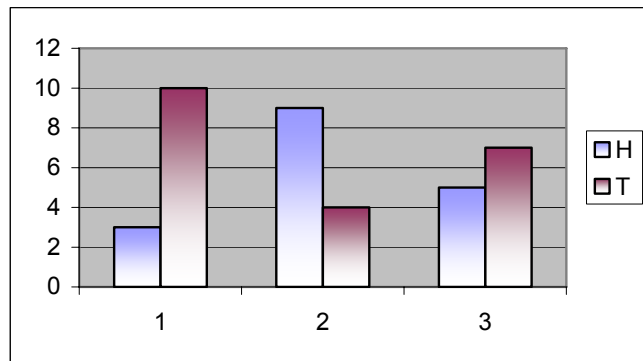
$$\frac{\partial y}{\partial t} + \frac{1}{D_c} \left(\frac{\partial Q}{\partial x} - q \right) = 0 \quad (4.4-36)$$

όπου y είναι η θέση της ακτογραμμής, t είναι ο χρόνος, D_c είναι η κατακόρυφη επέκταση του ενεργού προφίλ (συνήθως λαμβάνεται ίσο με το βάθος κατωφλίου κίνησης συν το ύψος του έξαλλου αναβαθμού), Q είναι ο κατά μήκος της παραλίας ρυθμός μεταφοράς ιζημάτων και x είναι η συντεταγμένη παράλληλα στην ακτή. Υποθέτοντας ότι δεν έχουμε σημαντικές μεταβολές παράλληλα στην ακτή ($\partial Q / \partial x = 0$), η μεταβολή της ακτογραμμής Δy κατά τη διάρκεια ενός χρονικού βήματος Δt δίνεται από:

$$\Delta y = \pm q \frac{\Delta t}{D_c} \quad (4.4-37)$$

όπου το θετικό πρόσημο σημαίνει μεταφορά προς την ακτή.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5



ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ

5.1. Ισοδύναμα μήκη αναπτύγματος

Ο υπολογισμός του ενεργού μήκους ανάπτυξης των κυματισμών έγινε από τον τύπο (4.2-1) σε ένα τομέα $\pm 22.5^\circ$ ως προς την κύρια κατεύθυνση, με βάση τις ακτίνες ανά 11.25° .



Σχήμα 5.1:1. Ισοδύναμα μήκη αναπτύγματος.

Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στον Πίνακα 5.1_1:

Πίνακας 5.1_1. Ισοδύναμα μήκη αναπτύγματος

Διεύθυνση ανέμου	F_{eff} (m)
NAA	41171
NA	74282
NNA	64858
N	59790
NNΔ	91892
NΔ	169545
NΔΔ	178443
Δ	0

Το μέγιστο μήκος ανάπτυξης των κυματισμών εμφανίζεται για την ΝΔΔ (και ΝΔ) κατεύθυνση τους και είναι ίσο με 178443 km (169545 km).

5.2. Κυματικά στοιχεία στα βαθιά νερά

5.2.1. Ανεμολογικά δεδομένα ΤΓ

Τα ανεμολογικά δεδομένα του Τμήματος Γεωγραφίας χωρίστηκαν, για κάθε κατεύθυνση του ανέμου, σε κυματικά επεισόδια χρονικής διάρκειας 3 τουλάχιστον ωρών και ελάχιστης έντασης ανέμου 4 Beaufort (7.0 m/s). Σε κάθε ένα από τα κυματικά επεισόδια που προέκυψαν εφαρμόστηκε η μέθοδος Jonswar με το πρόγραμμα Jonswar.Excel (JONSWAP.EXCEL-ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ) το οποίο δημιουργήθηκε στο Microsoft Excel καθώς και από το λογισμικό Jonswar.for (Jonswar.for-ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ) για επαλήθευση των αποτελεσμάτων. Στη συνέχεια παρατίθενται οι Πίνακες με τα αποτελέσματα αυτά για κάθε κατεύθυνση του ανέμου:

Πίνακας 5.2_1. Κυματικά στοιχεία για NAA κατεύθυνση

Ημερομηνία (H/M/E)	Διάρκεια κυματικού επεισοδίου (s)	Μέση ταχύτητα ανέμου (m/s)	Σημαντικό ύψος κύματος H_s (m)	Περίοδος μέγιστης ενεργειακής πυκνότητας T_p (s)
08/01/04	14400,00	7,0	0,56	3,38
08/01/04	18000,00	6,5	0,62	3,67
10/01/04	18000,00	6,4	0,60	3,63
10/01/04	10800,00	7,1	0,46	2,96
27/01/04	14400,00	6,3	0,50	3,23
21/12/04	10800,00	6,2	0,39	2,78

Πίνακας 5.2_2. Κυματικά στοιχεία για ΝΑ κατεύθυνση

Ημερομηνία (Η/Μ/Ε)	Διάρκεια κυματικού επεισοδίου (s)	Μέση ταχύτητα ανέμου (m/s)	Σημαντικό ύψος κύματος H_s (m)	Περίοδος μέγιστης ενεργειακής πυκνότητας T_p (s)
01/01/04	28800,00	6,6	0,91	4,75
01/01/04	14400,00	6,9	0,55	3,37
10/01/04	18000,00	6,4	0,60	3,64
14/01/04	10800,00	6,5	0,41	2,83
18/01/04	18000,00	6,3	0,59	3,60
27/01/04	50400,00	7,5	1,04	4,97
23/02/04	68400,00	6,8	0,94	4,81
27/02/04	14400,00	7,7	0,64	3,57
09/03/04	14400,00	8,6	0,73	3,77
24/03/04	32400,00	7,5	1,04	4,97
11/04/04	18000,00	6,7	0,64	3,72
13/04/04	18000,00	8,9	0,90	4,28
18/04/04	43200,00	6,5	0,90	4,73
05/05/04	39600,00	7,6	1,06	5,00
05/05/04	43200,00	8,7	1,21	5,24
06/05/04	28800,00	8,2	1,15	5,14
13/05/04	21600,00	6,2	0,66	3,92
18/06/04	28800,00	7,2	1,00	4,90
26/09/04	14400,00	6,2	0,48	3,19
08/11/04	21600,00	6,5	0,69	3,98
11/11/04	10800,00	6,2	0,39	2,77
14/11/04	64800,00	9,6	1,34	5,41
18/12/04	32400,00	10,3	1,44	5,55
21/12/04	18000,00	6,2	0,58	3,57
28/12/04	25200,00	8,8	1,14	5,02

Πίνακας 5.2_3. Κυματικά στοιχεία για ΝΝΑ κατεύθυνση

Ημερομηνία (Η/Μ/Ε)	Διάρκεια κυματικού επεισοδίου (s)	Μέση ταχύτητα ανέμου (m/s)	Σημαντικό ύψος κύματος H_s (m)	Περίοδος μέγιστης ενεργειακής πυκνότητας T_p (s)
07/02/04	14400,00	6,8	0,54	3,34
08//02/04	54000,00	7,9	1,02	4,83
25/02/04	14400,00	7,3	0,59	3,46
26/02/04	18000,00	7,7	0,76	3,99
27/02/04	118800,00	9,9	1,29	5,23
28/02/04	10800,00	7,1	0,46	2,96
29/02/04	10800,00	6,2	0,39	2,78
08/03/04	50400,00	8,3	1,08	4,92
22/03/04	14400,00	7,3	0,60	3,47
23/03/04	21600,00	6,7	0,72	4,06
26/03/04	162000,00	8,5	1,10	4,95
06/04/04	14400,00	6,4	0,50	3,23

07/04/04	14400,00	6,7	0,54	3,32
09/04/04	14400,00	6,4	0,51	3,25
11/04/04	10800,00	6,4	0,41	2,82
11/04/04	57600,00	7,4	0,96	4,73
13/04/04	10800,00	8,2	0,56	3,19
05/05/04	10800,00	6,1	0,39	2,76
07/05/04	39600,00	7,8	1,01	4,82
13/05/04	18000,00	7,2	0,69	3,84
05/06/04	21600,00	7,2	0,80	4,22
28/07/04	14400,00	6,8	0,55	3,35
25/09/04	54000,00	7,3	0,94	4,70
25/09/04	46800,00	7,0	0,90	4,64
26/09/04	21600,00	7,0	0,77	4,16
16/10/04	39600,00	6,6	0,85	4,55
17/10/04	10800,00	6,5	0,42	2,84
09/11/04	14400,00	6,4	0,50	3,24
14/11/04	36000,00	10,6	1,38	5,35
17/12/04	21600,00	7,2	0,80	4,22
18/12/04	82800,00	14,9	1,93	6,00
26/12/04	36000,00	6,9	0,90	4,62
27/12/04	10800,00	7,2	0,48	2,99
27/12/04	14400,00	6,6	0,52	3,29
28/12/04	25200,00	7,0	0,86	4,47
29/12/04	18000,00	7,0	0,67	3,80
29/12/04	32400,00	11,1	1,44	5,43

Πίνακας 5.2_4. Κυματικά στοιχεία για N κατεύθυνση

Ημερομηνία (Η/Μ/Ε)	Διάρκεια κυματικού επεισοδίου (s)	Μέση ταχύτητα ανέμου (m/s)	Σημαντικό ύψος κύματος H_s (m)	Περίοδος μέγιστης ενεργειακής πυκνότητας T_p (s)
29/01/04	39600,00	9,6	1,20	5,04
25/02/04	10800,00	7,7	0,52	3,10
26/02/04	10800,00	7,4	0,49	3,02
09/03/04	10800,00	6,7	0,43	2,89
21/03/04	43200,00	7,5	0,93	4,63
22/03/04	90000,00	7,2	0,90	4,57
23/03/04	18000,00	6,3	0,59	3,60
26/03/04	10800,00	6,9	0,45	2,93
08/04/04	18000,00	7,4	0,72	3,90
9/04/04	14400,00	6,6	0,53	3,30
13/04/04	18000,00	8,0	0,79	4,06
27/12/04	14400,00	7,1	0,58	3,43

Πίνακας 5.2_5. Κυματικά στοιχεία για NNΔ κατεύθυνση

Ημερομηνία (Η/Μ/Ε)	Διάρκεια κυματικού επεισοδίου (s)	Μέση ταχύτητα ανέμου (m/s)	Σημαντικό ύψος κύματος H_s (m)	Περίοδος μέγιστης ενεργειακής πυκνότητας T_p
-----------------------	--	-------------------------------------	---	---

				(s)
15/01/04	32400,00	7,43	1,15	5,32
20/01/04	14400,00	7,80	0,65	3,59
21/01/04	28800,00	7,12	0,97	4,83
21/01/04	32400,00	7,29	1,13	5,29
28/01/04	28800,00	6,60	0,89	4,65
24/03/04	25200,00	8,54	1,11	4,96
19/11/04	14400,00	6,37	0,50	3,24
20/11/04	25200,00	7,24	0,90	4,56

Πίνακας 5.2_6. Κυματικά στοιχεία για ΝΔ κατεύθυνση

Ημερομηνία (Η/Μ/Ε)	Διάρκεια κυματικού επεισοδίου (s)	Μέση ταχύτητα ανέμου (m/s)	Σημαντικό ύψος κύματος H_s (m)	Περίοδος μέγιστης ενεργειακής πυκνότητας T_p (s)
09/02/04	18000,00	4,64	0,40	3,08
24/02/04	14400,00	6,47	0,51	3,26
29/02/04	21600,00	4,28	0,42	3,24
25/03/04	21600,00	5,20	0,53	3,57
15/11/04	25200,00	4,66	0,52	3,65
30/11/04	39600,00	3,97	0,60	4,21
29/12/04	14400,00	4,72	0,35	2,78

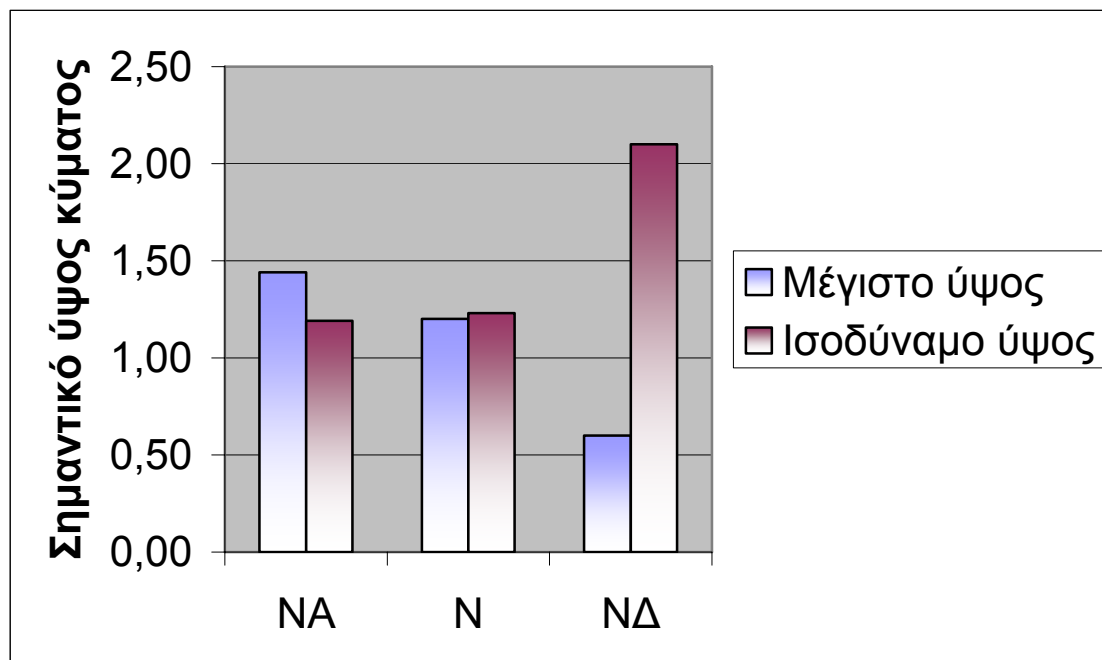
Πίνακας 5.2_7. Κυματικά στοιχεία για ΝΔΔ κατεύθυνση

Ημερομηνία (Η/Μ/Ε)	Διάρκεια κυματικού επεισοδίου (s)	Μέση ταχύτητα ανέμου (m/s)	Σημαντικό ύψος κύματος H_s (m)	Περίοδος μέγιστης ενεργειακής πυκνότητας T_p (s)
12/02/04	18000,00	3,98	0,33	2,85
09/03/04	10800,00	6,47	0,41	2,83
25/03/04	25200,00	4,07	0,44	3,41
12/07/04	10800,00	3,63	0,20	2,11
30/12/04	14400,00	3,60	0,25	2,43

Παρατηρούμε ότι τα μέγιστα ύψη κύματος και τα περισσότερα κυματικά επεισόδια εμφανίζονται για την ΝΝΑ και ΝΑ κατεύθυνση κυματισμών αν και το ανάπτυγμα των κατευθύνσεων αυτών είναι πολύ μικρότερο από το ανάπτυγμα των νοτιοδυτικών κατευθύνσεων. Επίσης και όπως ήταν αναμενόμενο άλλωστε, τα περισσότερα κυματικά επεισόδια εμφανίζονται κατά τους χειμερινούς και φθινοπωρινούς μήνες.

Ακολούθως παρουσιάζεται ένα ραβδόγραμμα στο οποίο συγκρίνονται τα μέγιστα ύψη κύματος για τις κατευθύνσεις ΝΑ, Ν και ΝΔ όπως αυτά υπολογίστηκαν από τα δεδομένα του ΤΓ για το έτος 2004 με τα αντίστοιχα

ισοδύναμα ύψη (όπως αυτά υπολογίστηκαν από τα δεδομένα της EMY) και τα οποία θεωρούνται ως τα αντιπροσωπευτικά ύψη της κυματικής κατάστασης σε ετήσια βάση.



Σχήμα 5.2:1. Ραβδόγραμμα σύγκρισης του μέγιστου ετήσιου ύψους κύματος με το ισοδύναμο ύψος.

Παρατηρούμε ότι για την NA και N κατεύθυνση κυματισμών εμφανίζεται καλή συσχέτιση μεταξύ των αποτελεσμάτων της χρονοσειράς δεδομένων και του δείγματος του ενός έτους ενώ στην ND κατεύθυνση εμφανίζεται απόκλιση.

Η διαφορετική αυτή εικόνα η οποία παρουσιάζεται στη χρονοσειρά των δεδομένων σε σχέση με αυτή του δείγματος οφείλεται πιθανών στο γεγονός ότι το μέγεθος του δείγματος είναι πολύ μικρό (1 έτος) και άρα αυξάνεται η πιθανότητα στατιστικού σφάλματος.

5.2.2. Ανεμολογικά δεδομένα EMY

Από τα ανεμολογικά δεδομένα της EMY υπολογίστηκαν αρχικά οι ετήσιες συχνότητες εμφάνισης των διάφορων κυματικών καταστάσεων. Στη συνέχεια τα επεξεργασμένα δεδομένα του σταθμού της Σκύρου χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό των κυματικών στοιχείων στα βαθιά για τους κυματισμούς νοτιοδυτικής (ND) κατεύθυνσης με τη χρήση της μεθοδολογίας Jonswar. Τα

επεξεργασμένα δεδομένα του σταθμού της Χίου χρησιμοποιήθηκαν στους υπολογισμούς για την νότια (N) και νοτιοανατολική (NA) κατεύθυνση κυματισμών. Τα αποτελέσματα που προέκυψαν παρουσιάζονται στους Πίνακες 5.2_8, 5.2_9 και 5.2_10:

Πίνακας 5.2_8. Κυματικά στοιχεία για NA κατεύθυνση

Ένταση ανέμου (BF)	Μέση ταχύτητα ανέμου (m/s)	Συχνότητα Εμφάνισης %	Σημαντικό ύψος κύματος H_s (m)	Περίοδος μέγιστης ενεργειακής πυκνότητας T_p (s)
4	7,0	0,379	0,97	4,86
5	9,8	0,124	1,36	5,44
6	12,7	0,027	1,76	5,94
7	15,7	0,009	2,19	6,40
8	19,0	0,004	2,65	6,83
9	22,5	0,000	3,13	7,23
10	26,0	0,000	3,62	7,59
>11	31,0	0,000	4,32	8,06

Πίνακας 5.2_9. Κυματικά στοιχεία για N κατεύθυνση

Ένταση ανέμου (BF)	Μέση ταχύτητα ανέμου (m/s)	Συχνότητα Εμφάνισης %	Σημαντικό ύψος κύματος H_s (m)	Περίοδος μέγιστης ενεργειακής πυκνότητας T_p (s)
4	7,0	2,325	0,87	4,52
5	9,8	1,249	1,22	5,06
6	12,7	0,552	1,58	5,53
7	15,7	0,260	1,96	5,95
8	19,0	0,058	2,37	6,35
9	22,5	0,000	2,81	6,73
10	26,0	0,000	3,25	7,07
>11	31,0	0,000	3,87	7,50

Πίνακας 5.2_10. Κυματικά στοιχεία για ΝΔ κατεύθυνση

Ένταση ανέμου (BF)	Μέση ταχύτητα ανέμου (m/s)	Συχνότητα Εμφάνισης %	Σημαντικό ύψος κύματος H_s (m)	Περίοδος μέγιστης ενεργειακής πυκνότητας T_p (s)
4	7,0	1,870	1,47	6,38
5	9,8	1,057	2,05	7,14
6	12,7	0,468	2,66	7,80
7	15,7	0,221	3,30	8,40
8	19,0	0,055	4,00	8,96

9	22,5	0,006	4,73	9,49
10	26,0	0,000	5,47	9,97
>11	31,0	0,000	6,52	10,58

5.3. Ισοδύναμα στοιχεία κυματισμών

Με βάση τη μεθοδολογία της παραγράφου 4.2.3 και τα ανεμολογικά δεδομένα της ΕΜΥ όπως αυτά εμφανίζονται στους Πίνακες 5.2_8, 5.2_9 και 5.2_10 υπολογίστηκαν τα ισοδύναμα στοιχεία κυματισμών για τις τρεις κατευθύνσεις ΝΔ, Ν και ΝΑ. Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στον Πίνακα 5.3_1:

Πίνακας 5.3_1. Ισοδύναμα στοιχεία κυματισμών

Κατεύθυνση ανέμου	ΝΔ (+45°)	Ν (0°)	ΝΑ (-45°)
Ισοδύναμο ύψος (m)	2,10	1,23	1,19
Ισοδύναμη περίοδος (s)	6,94	4,90	5,09

Με τον ίδιο τρόπο υπολογίστηκαν και τα ισοδύναμα στοιχεία θραυόμενων κυματισμών και τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στον Πίνακα 5.3_2:

Πίνακας 5.3_2. Ισοδύναμα στοιχεία θραυόμενων κυματισμών

Κατεύθυνση ανέμου	ΝΔ (+45°)	Ν (0°)	ΝΑ (-45°)
Ισοδύναμο ύψος (m)	1,92	1,18	1,07
Ισοδύναμη περίοδος (s)	6,94	4,90	5,09

5.4. Κυματικά στοιχεία στο σημείο θραύσης

Με τη χρήση του λογισμικού CERC.for (Καραμπάς, 2004) υπολογίστηκαν το ύψος κύματος H_b , η γωνία πρόσπτωσης a_b και το βάθος του νερού d_b στο σημείο θραύσης.

5.4.1. Ανεμολογικά δεδομένα ΤΓ

Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την εφαρμογή του αλγόριθμου παρουσιάζονται στον Πίνακα 5.4_1.

Πίνακας 5.4_1. Στοιχεία κυματισμών στο σημείο θραύσης

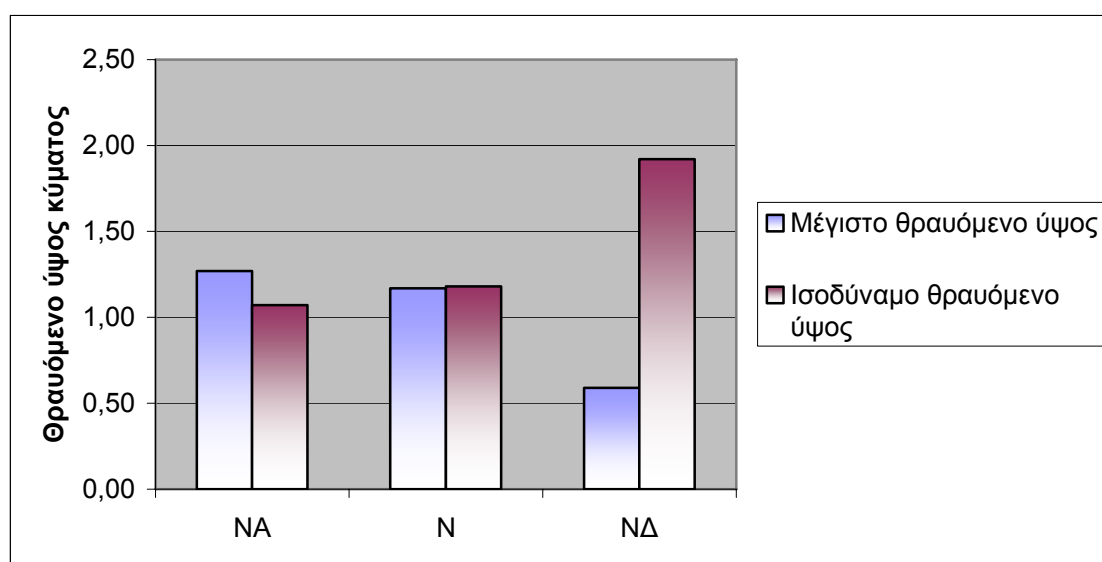
Ύψος κύματος H_b (m)	Βάθος νερού d_b (m)	Περίοδος μέγιστης ενεργειακής πυκνότητας T_p (s)	Κατεύθυνση ανέμου*	Διάρκεια κυματικού επεισοδίου (s)	Γωνία πρόσπτωσης κυματισμών a_b (μοίρες)	Μήνας
0,40	0,45	3,38	1	14400	0,367	1
0,45	0,51	3,67	1	18000	0,358	1
0,44	0,49	3,63	1	18000	0,357	1
0,32	0,36	2,96	1	10800	0,376	1
0,36	0,40	3,23	1	14400	0,363	1
0,84	0,94	4,75	2	28800	0,285	1
0,48	0,54	3,37	2	14400	0,304	1
0,54	0,60	3,64	2	18000	0,297	1
0,35	0,40	2,83	2	10800	0,311	1
0,53	0,59	3,60	2	18000	0,298	1
0,95	1,06	4,97	2	50400	0,289	1
1,17	1,31	5,04	4	39600	0,000	1
1,15	1,28	5,32	5	32400	0,159	1
0,61	0,68	3,59	5	14400	0,171	1
0,96	1,07	4,83	5	28800	0,160	1
1,13	1,26	5,29	5	32400	0,159	1
0,89	0,99	4,65	5	28800	0,160	1
0,87	0,97	4,81	2	68400	0,285	2
0,55	0,62	3,57	2	14400	0,308	2
0,51	0,57	3,34	3	14400	0,169	2
1,00	1,11	4,83	3	54000	0,163	2
0,55	0,62	3,46	3	14400	0,170	2
0,72	0,81	3,99	3	18000	0,168	2
1,23	1,38	5,23	3	118800	0,167	2
0,42	0,48	2,96	3	10800	0,174	2
0,36	0,41	2,78	3	10800	0,171	2
0,48	0,55	3,10	4	10800	0,000	2
0,46	0,52	3,02	4	10800	0,000	2
0,45	0,50	3,26	6	14400	0,303	2
0,63	0,71	3,77	2	14400	0,311	3
0,95	1,06	4,97	2	32400	0,289	3
1,05	1,17	4,92	3	50400	0,164	3
0,56	0,63	3,47	3	14400	0,171	3
0,70	0,79	4,06	3	21600	0,163	3
1,06	1,19	4,95	3	162000	0,165	3
0,41	0,46	2,89	4	10800	0,000	3
0,93	1,04	4,63	4	43200	0,000	3
0,90	1,01	4,57	4	90000	0,000	3

0,58	0,65	3,60	4	18000	0,000	3
0,42	0,48	2,93	4	10800	0,000	3
1,07	1,20	4,96	5	25200	0,165	3
0,49	0,54	3,57	6	21600	0,288	3
0,34	0,38	3,41	7	25200	0,332	3
0,57	0,64	3,72	2	18000	0,299	4
0,78	0,88	4,28	2	18000	0,306	4
0,83	0,93	4,73	2	43200	0,284	4
0,47	0,53	3,23	3	14400	0,168	4
0,51	0,57	3,32	3	14400	0,170	4
0,48	0,54	3,25	3	14400	0,169	4
0,38	0,43	2,82	3	10800	0,173	4
0,94	1,05	4,73	3	57600	0,162	4
0,51	0,58	3,19	3	10800	0,177	4
0,70	0,79	3,90	4	18000	0,000	4
0,51	0,58	3,30	4	14400	0,000	4
0,76	0,86	4,06	4	18000	0,000	4
0,97	1,08	5,00	2	39600	0,290	5
1,09	1,22	5,24	2	43200	0,294	5
1,04	1,16	5,14	2	28800	0,293	5
0,60	0,67	3,92	2	21600	0,291	5
0,36	0,41	2,76	3	10800	0,172	5
0,99	1,10	4,82	3	39600	0,163	5
0,66	0,74	3,84	3	18000	0,167	5
0,92	1,02	4,90	2	28800	0,288	6
0,77	0,87	4,22	3	21600	0,165	6
0,52	0,58	3,35	3	14400	0,170	7
0,42	0,48	3,19	2	14400	0,301	9
0,93	1,03	4,70	3	54000	0,161	9
0,89	0,99	4,64	3	46800	0,160	9
0,75	0,84	4,16	3	21600	0,164	9
0,85	0,94	4,55	3	39600	0,159	10
0,39	0,44	2,84	3	10800	0,173	10
0,62	0,70	3,98	2	21600	0,293	11
0,34	0,38	2,77	2	10800	0,310	11
1,19	1,34	5,41	2	64800	0,298	11
0,47	0,53	3,24	3	14400	0,168	11
1,30	1,47	5,35	3	36000	0,169	11
0,47	0,53	3,24	5	14400	0,168	11
0,88	0,98	4,56	5	25200	0,162	11
0,49	0,54	3,65	6	25200	0,281	11
0,59	0,64	4,21	6	39600	0,267	11
0,28	0,31	2,78	1	10800	0,371	12
1,27	1,43	5,55	2	32400	0,300	12
0,52	0,58	3,57	2	18000	0,298	12
1,02	1,14	5,02	2	25200	0,297	12
0,77	0,87	4,22	3	21600	0,165	12
1,76	2,00	6,00	3	82800	0,175	12
0,89	0,99	4,62	3	36000	0,161	12
0,44	0,50	2,99	3	10800	0,175	12
0,49	0,55	3,29	3	14400	0,169	12
0,84	0,94	4,47	3	25200	0,162	12

0,64	0,72	3,80	3	18000	0,166	12
1,36	1,53	5,43	3	32400	0,169	12
0,56	0,63	3,43	4	14400	0,000	12

*Κατεύθυνση ανέμου: 1=NAA, 2=NA, 3=NNA, 4=N, 5=NNΔ, 6=ΝΔ, 7=ΝΔΔ

Στη συνέχεια παρουσιάζεται ένα ραβδόγραμμα στο οποίο συγκρίνονται τα μέγιστα ύψη θραυόμενου κύματος για τις κατευθύνσεις NA, N και ΝΔ όπως αυτά υπολογίστηκαν από τα δεδομένα του ΤΓ για το έτος 2004 με τα αντίστοιχα ισοδύναμα ύψη (όπως αυτά υπολογίστηκαν από τα δεδομένα της ΕΜΥ) και τα οποία θεωρούνται ως τα αντιπροσωπευτικά ύψη της κυματικής κατάστασης σε ετήσια βάση.



Σχήμα 5.4:1. Ραβδόγραμμα σύγκρισης του μέγιστου ετήσιου θραυόμενου ύψους κύματος με το ισοδύναμο θραυόμενο ύψος.

Όπως και προηγουμένως παρατηρούμε ότι ενώ για την NA και N κατεύθυνση κυματισμών εμφανίζεται καλή συσχέτιση μεταξύ των αποτελεσμάτων της χρονοσειράς δεδομένων και του δείγματος του ενός έτους στην ΝΔ κατεύθυνση εμφανίζεται απόκλιση.

Η διαφορετική αυτή εικόνα η οποία παρουσιάζεται στη χρονοσειρά των δεδομένων σε σχέση με αυτή του δείγματος οφείλεται και πάλι στο γεγονός ότι το μέγεθος του δείγματος είναι πολύ μικρό (1 έτος) και άρα αυξάνεται η πιθανότητα στατιστικού σφάλματος.

5.4.2. Ανεμολογικά δεδομένα EMY

Τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του αλγόριθμου CERC παρουσιάζονται στους ακόλουθους τρεις Πίνακες.

Πίνακας 5.4_2. Στοιχεία κυματισμών στο σημείο θραύσης για ΝΑ κατεύθυνση

Διάρκεια πνοής ανέμου t_D (s)	Μέση ταχύτητα ανέμου (m/s)	Συχνότητα Εμφάνισης %	Περίοδος μέγιστης ενεργειακής πυκνότητας T_p (s)	Ύψος κύματος H_b (m)	Γωνία πρόσπτωσης κυματισμών a_b (μοίρες)	Βάθος νερού d_b (m)
28800,00	7,0	0,379	4,86	0,89	0,287	0,99
28800,00	9,8	0,124	5,44	1,21	0,299	1,35
28800,00	12,7	0,027	5,94	1,52	0,308	1,72
28800,00	15,7	0,009	6,40	1,85	0,315	2,10
28800,00	19,0	0,004	6,83	2,20	0,323	2,51
28800,00	22,5	0,000	7,23	2,55	0,329	2,92
28800,00	26,0	0,000	7,59	2,91	0,335	3,34
28800,00	31,0	0,000	8,06	3,41	0,341	3,93

Πίνακας 5.4_3. Στοιχεία κυματισμών στο σημείο θραύσης για Ν κατεύθυνση

Διάρκεια πνοής ανέμου t_D (s)	Μέση ταχύτητα ανέμου (m/s)	Συχνότητα Εμφάνισης %	Περίοδος μέγιστης ενεργειακής πυκνότητας T_p (s)	Ύψος κύματος H_b (m)	Γωνία πρόσπτωσης κυματισμών a_b (μοίρες)	Βάθος νερού d_b (m)
28800,00	7,0	2,325	4,52	0,88	0,000	0,98
28800,00	9,8	1,249	5,06	1,18	0,000	1,33
28800,00	12,7	0,552	5,53	1,49	0,000	1,69
28800,00	15,7	0,260	5,95	1,81	0,000	2,06
28800,00	19,0	0,058	6,35	2,14	0,000	2,45
28800,00	22,5	0,000	6,73	2,50	0,000	2,87
28800,00	26,0	0,000	7,07	2,84	0,000	3,28
28800,00	31,0	0,000	7,50	3,32	0,000	3,84

Πίνακας 5.4_4. Στοιχεία κυματισμών στο σημείο θραύσης για ΝΔ κατεύθυνση

Διάρκεια πνοής ανέμου t_D (s)	Μέση ταχύτητα ανέμου (m/s)	Συχνότητα Εμφάνισης %	Περίοδος μέγιστης ενεργειακής πυκνότητας T_p (s)	Ύψος κύματος H_b (m)	Γωνία πρόσπτωσης κυματισμών a_b (μοίρες)	Βάθος νερού d_b (m)
28800,00	7,0	1,870	6,38	1,41	0,273	1,55
28800,00	9,8	1,057	7,14	1,90	0,284	2,11
28800,00	12,7	0,468	7,80	2,40	0,293	2,68
28800,00	15,7	0,221	8,40	2,91	0,300	3,27

28800,00	19,0	0,055	8,96	3,46	0,308	3,91
28800,00	22,5	0,006	9,49	4,02	0,313	4,56
28800,00	26,0	0,000	9,97	4,58	0,319	5,21
28800,00	31,0	0,000	10,58	5,36	0,325	6,13

5.5. Βαθυμετρία περιοχής μελέτης

Εφαρμόζοντας τη μεθοδολογία της παραγράφου (4.2.5) δημιουργήθηκε ένα αρχείο 33558 σημείων (x, y, z) της βαθυμετρίας της περιοχής μελέτης. Η γραφική αναπαράσταση του αρχείου αυτού εμφανίζεται στο σχήμα 5.5:1.

5.6. Προσομοίωση κυματικού πεδίου περιοχής μελέτης (Μοντέλο WAVE-LS)

Η γραφική αναπαράσταση των αποτελεσμάτων του κυματικού μοντέλου παρουσιάζεται στα σχήματα 5.6:1, 5.6:2, 5.6:3, 5.6:4, 5.6:5 και 5.6:6. Παρατηρούμε ότι για την Ν και ΝΔ κατεύθυνση ανέμου και κυρίως στο ανατολικό τμήμα της παραλίας το ύψος του κύματος αρχίζει να μειώνεται πολύ κοντά στην ακτογραμμή δηλαδή η θραύση των κυματισμών συμβαίνει πολύ κοντά στην ακτογραμμή. Για την ΝΑ κατεύθυνση παρατηρείται μείωση του κυματικού ύψους στο κεντρικό τμήμα της παραλίας και η περιοχή με την εμφάνιση ίδιων περίπου κυματικών υψών με το ύψος κύματος στα βαθιά νερά περιορίζεται στο ανατολικό άκρο της παραλίας.

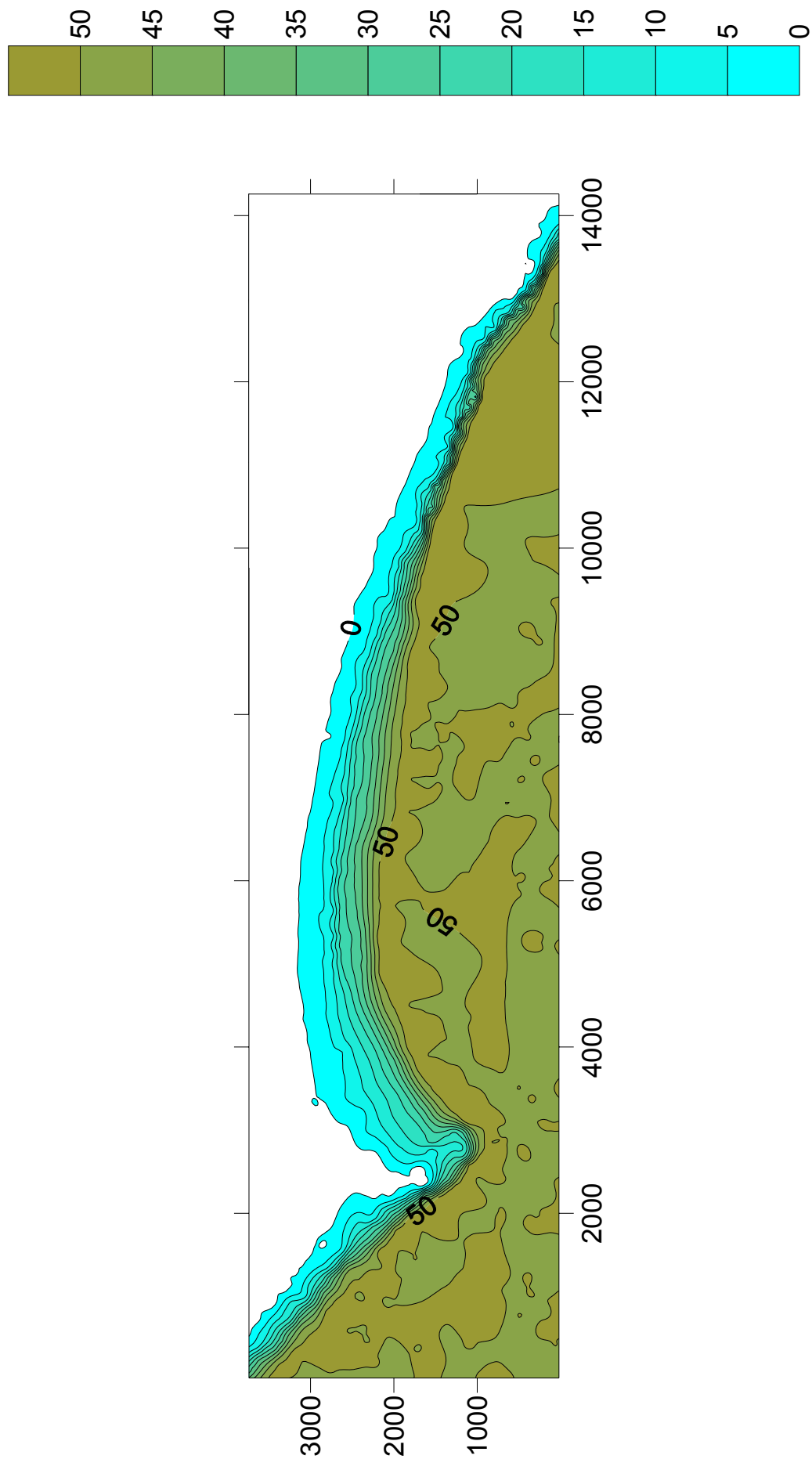
Παρατηρείται επίσης ότι το κυματικό μοντέλο προσομοιώνει με ικανοποιητικό τρόπο τα φαινόμενα διάθλασης και περίθλασης των κυματισμών.

5.7. Προσομοίωση εξέλιξης της ακτογραμμής με το μοντέλο μιας γραμμής (1-Line)

Το αποτέλεσμα του μοντέλου μιας γραμμής παρουσιάζεται γραφικά στο Σχήμα 5.7:1. Η εφαρμογή των μοντέλων έγινε για τα κυματικά επεισόδια ενός ημερολογιακού έτους και συγκεκριμένα του 2004 όπως αυτά εμφανίζονται στον Πίνακα 5.4_1. Παρατηρούμε ότι εμφανίζεται πολύ ελαφρά τάση διάβρωσης της ακτογραμμής στο ανατολικό και πρόσχωσης στο δυτικό τμήμα της αλλά σε γενικές γραμμές η ακτογραμμή εμφανίζεται σταθεροποιημένη.

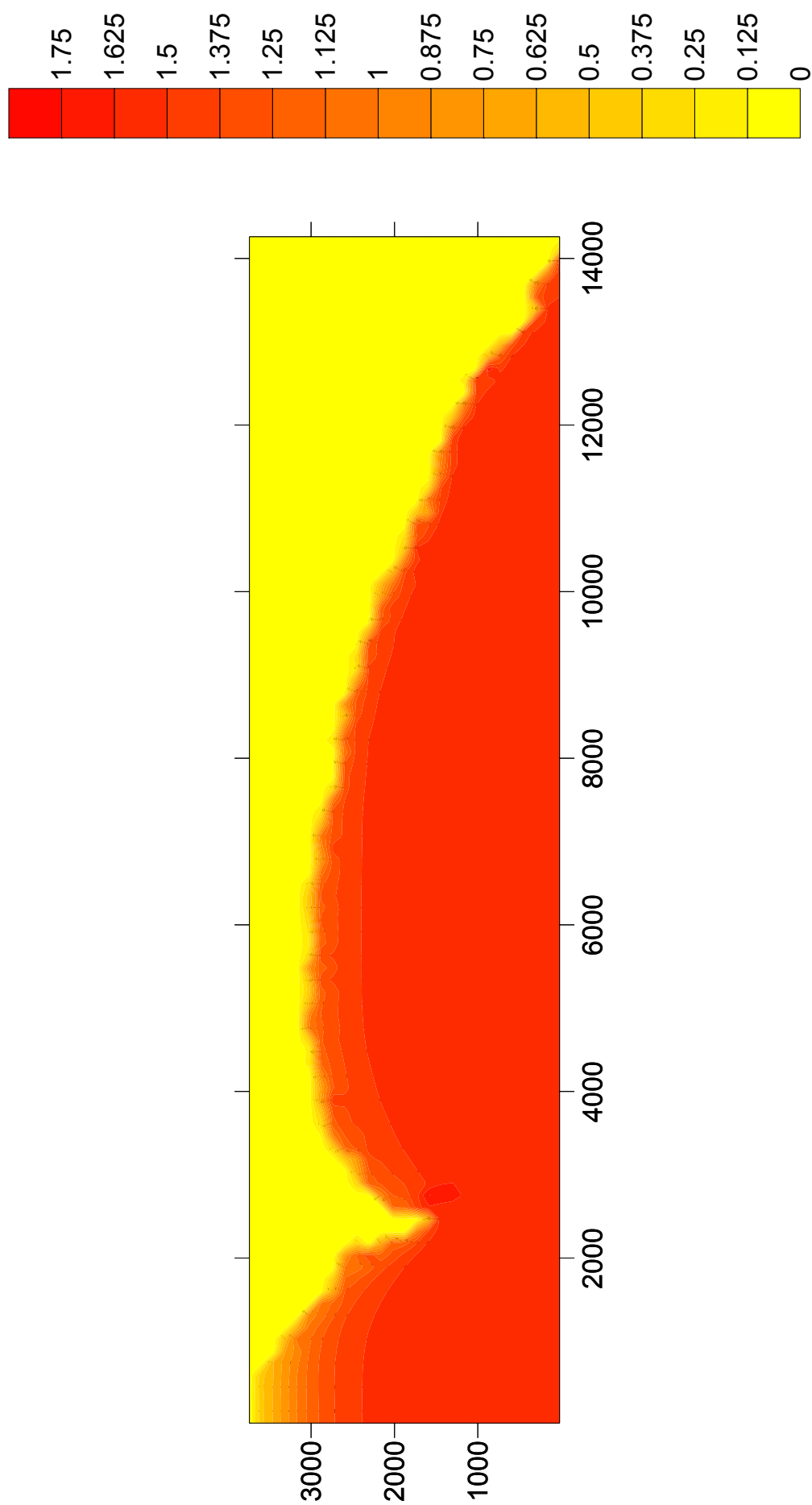
5.8. Προσομοίωση εξέλιξης της ακτογραμμής με συνεκτίμηση της εγκάρσιας στερεομεταφοράς (Μοντέλο 1, Μοντέλο 2)

Τα αποτελέσματα των μοντέλων προσομοίωσης εξέλιξης της ακτογραμμής με συνεκτίμηση της εγκάρσιας στερεομεταφοράς παρουσιάζονται γραφικά στο Σχήμα 5.8:1. Η εφαρμογή των μοντέλων έγινε για τα κυματικά επεισόδια ενός ημερολογιακού έτους και συγκεκριμένα του 2004 όπως αυτά εμφανίζονται στον Πίνακα 5.4_1. Ο ετήσιος κύκλος διάβρωσης (κατά τους χειμερινούς μήνες) και πρόσχωσης (κατά τους καλοκαιρινούς μήνες) προσομοιώνεται με ικανοποιητικό τρόπο από τα μοντέλα.



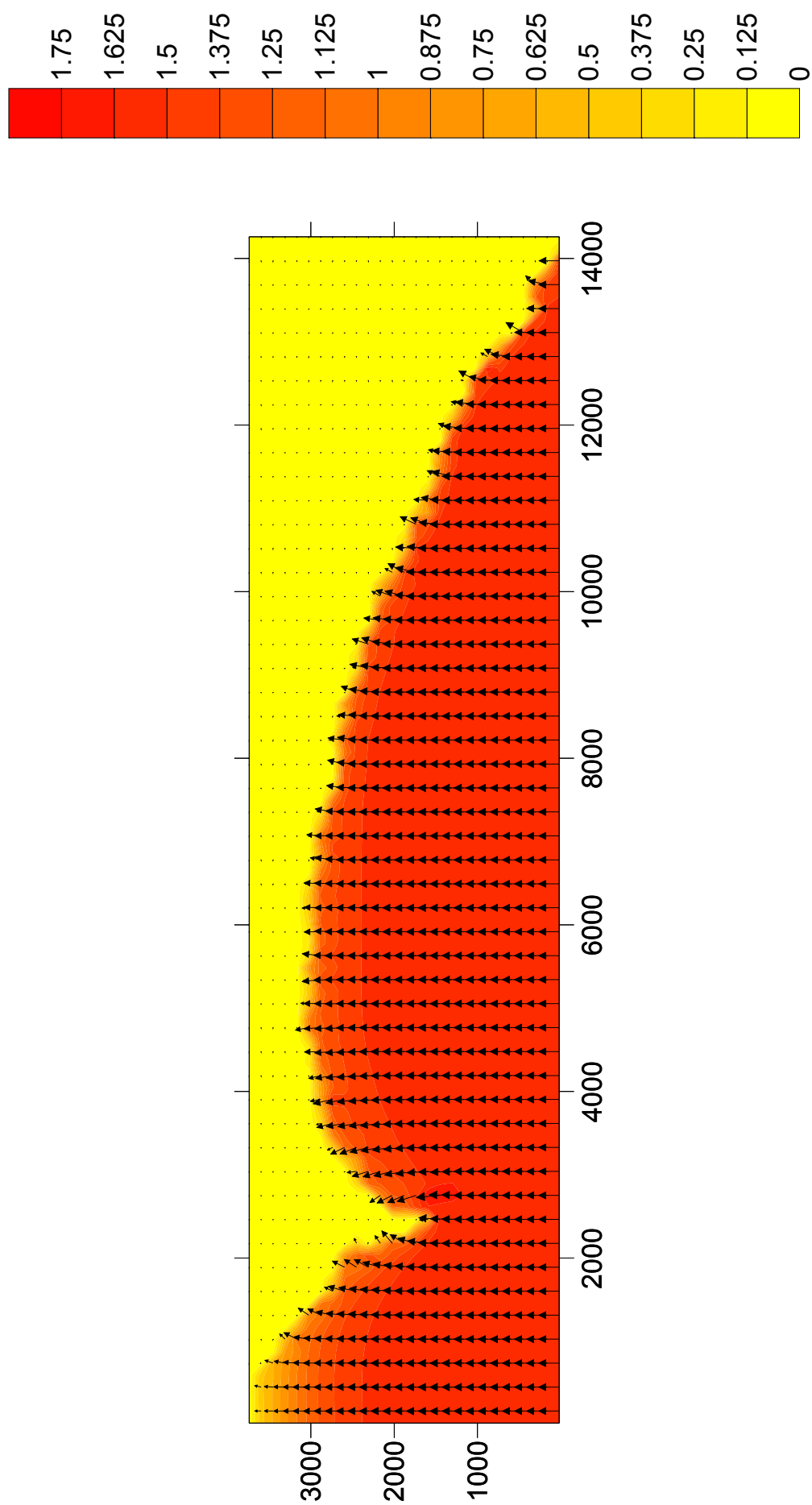
Μυτιλήνη, Ιούλιος 2006

Σχήμα 5.5:1. Βαθυμετρία κόλπου Βατερών (περιοχή μελέτης), Ν. Λέσβος.

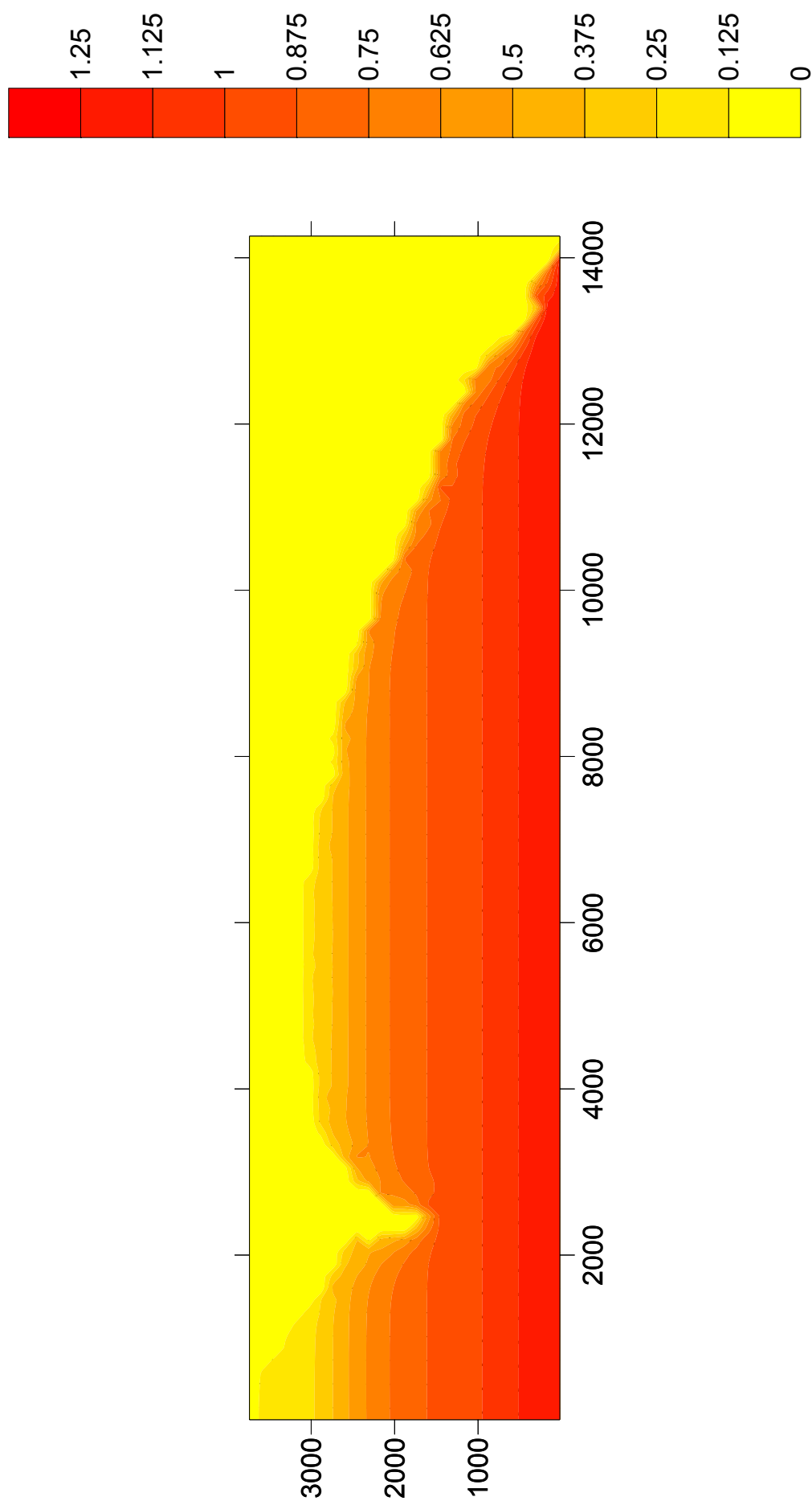


Μυτιλήνη, Ιούλιος 2006

Σχήμα 5.6:1. Ύψος κύματος στην περιοχή μελέτης για Ν άνεμο.

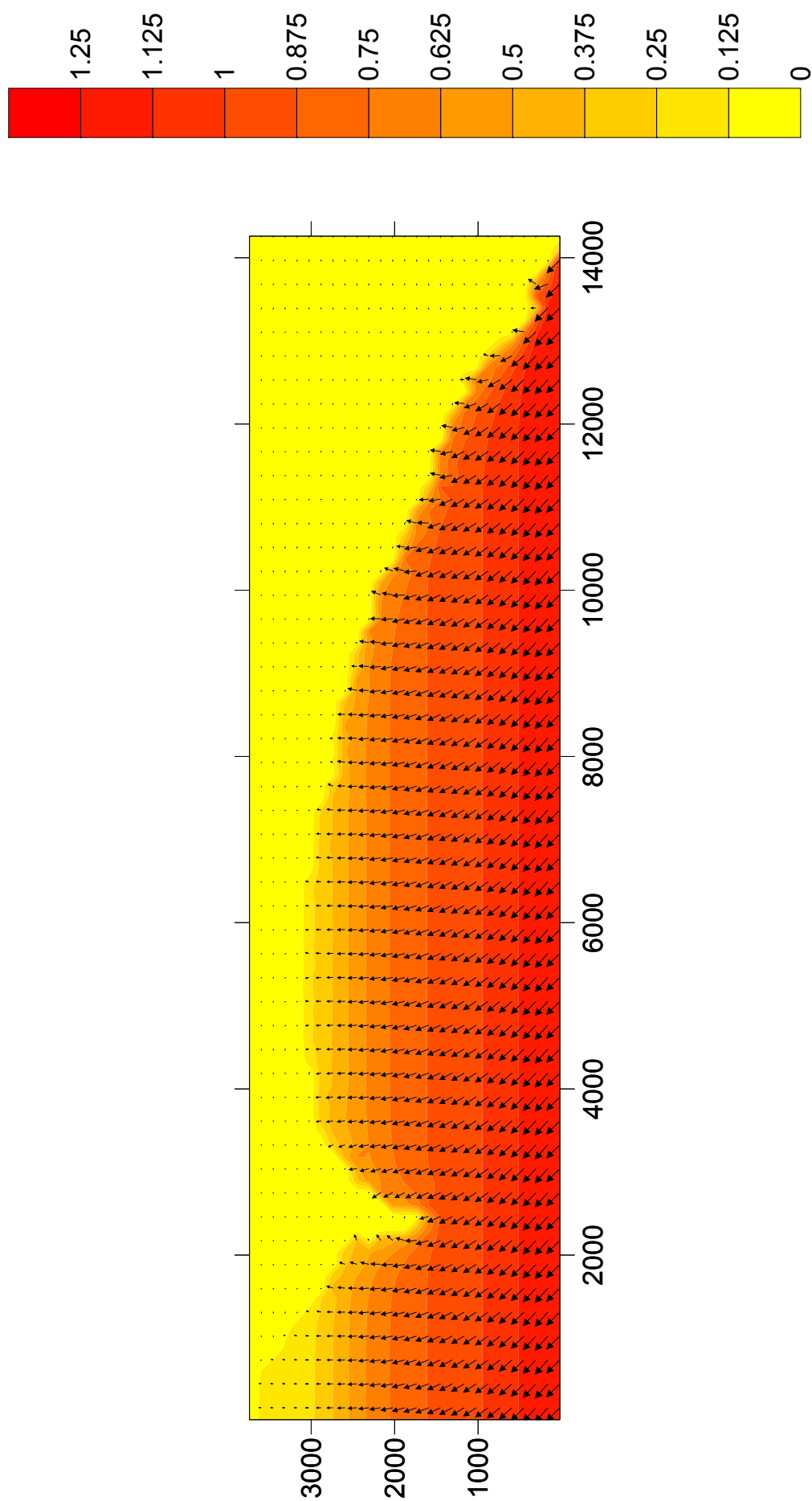


Σχήμα 5.6:2. Ύψος και κατεύθυνση κύματος στην περιοχή μελέτης για Ν άνεμο.

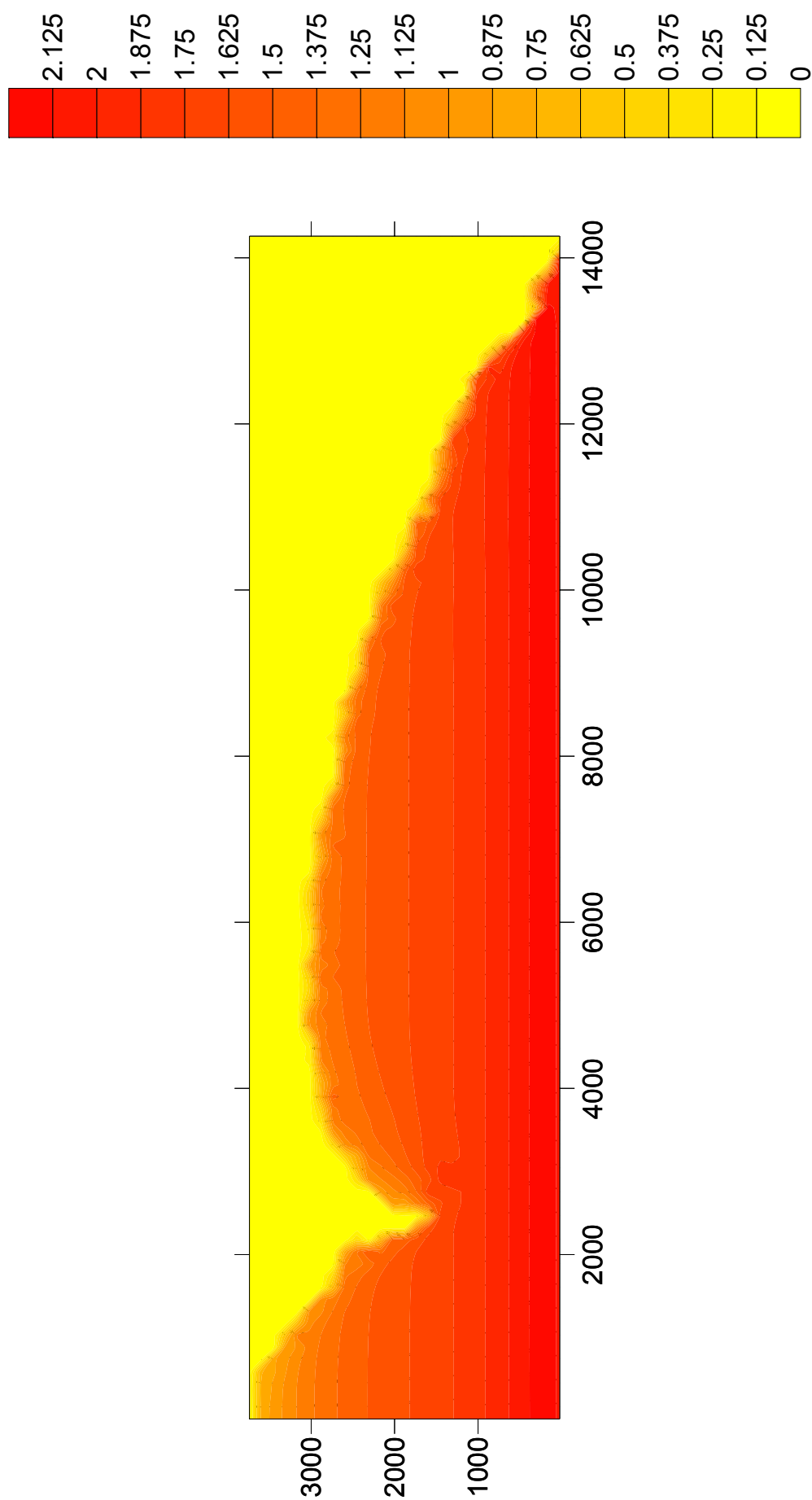


Μυτιλήνη, Ιούλιος 2006

Σχήμα 5.6:3. Ύψος κύματος στην περιοχή μελέτης για ΝΑ άνεμο.

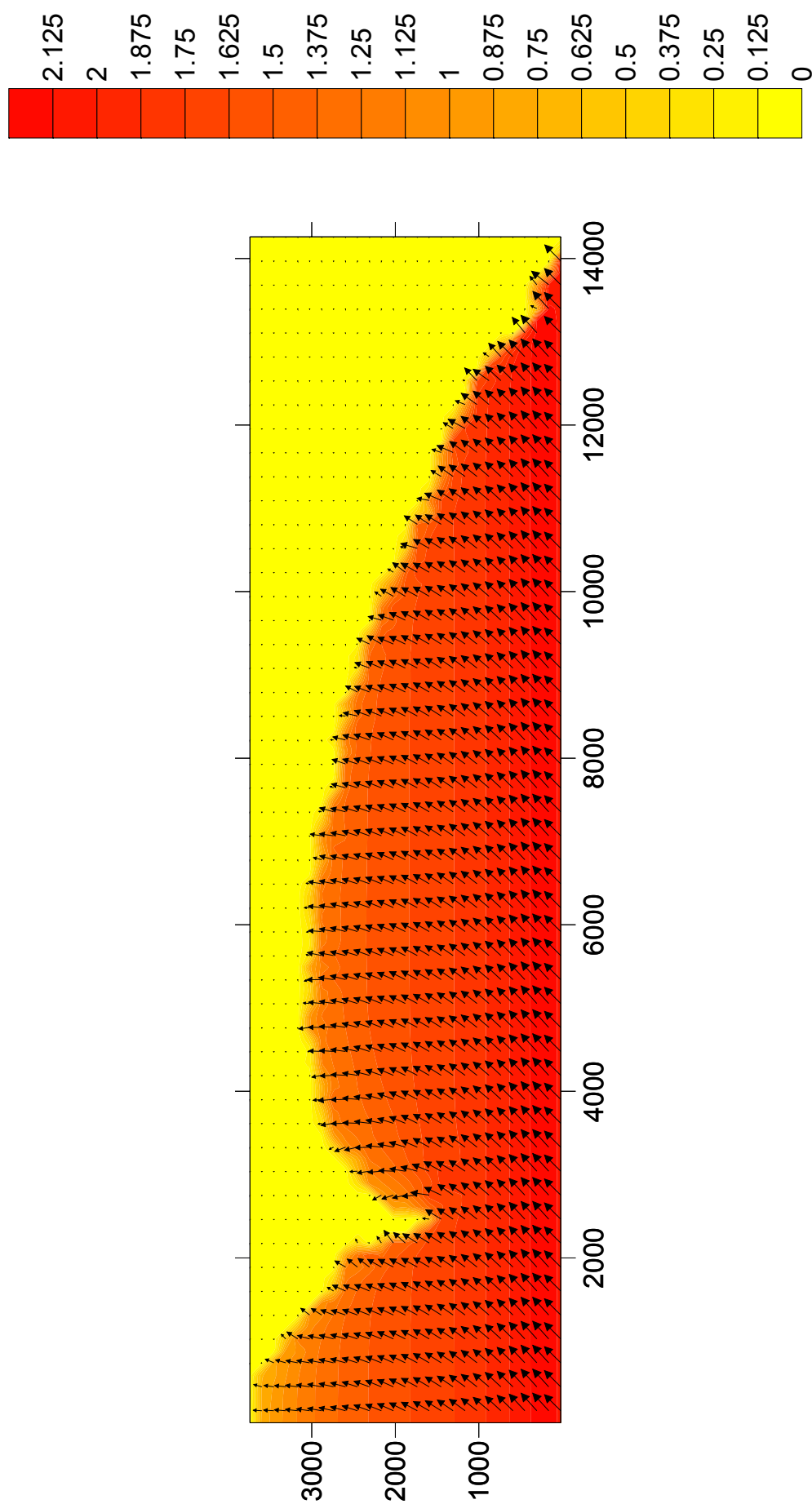


Σχήμα 5.6:4. Ύψος και κατεύθυνση κύματος στην περιοχή μελέτης για ΝΑ άνεμο.

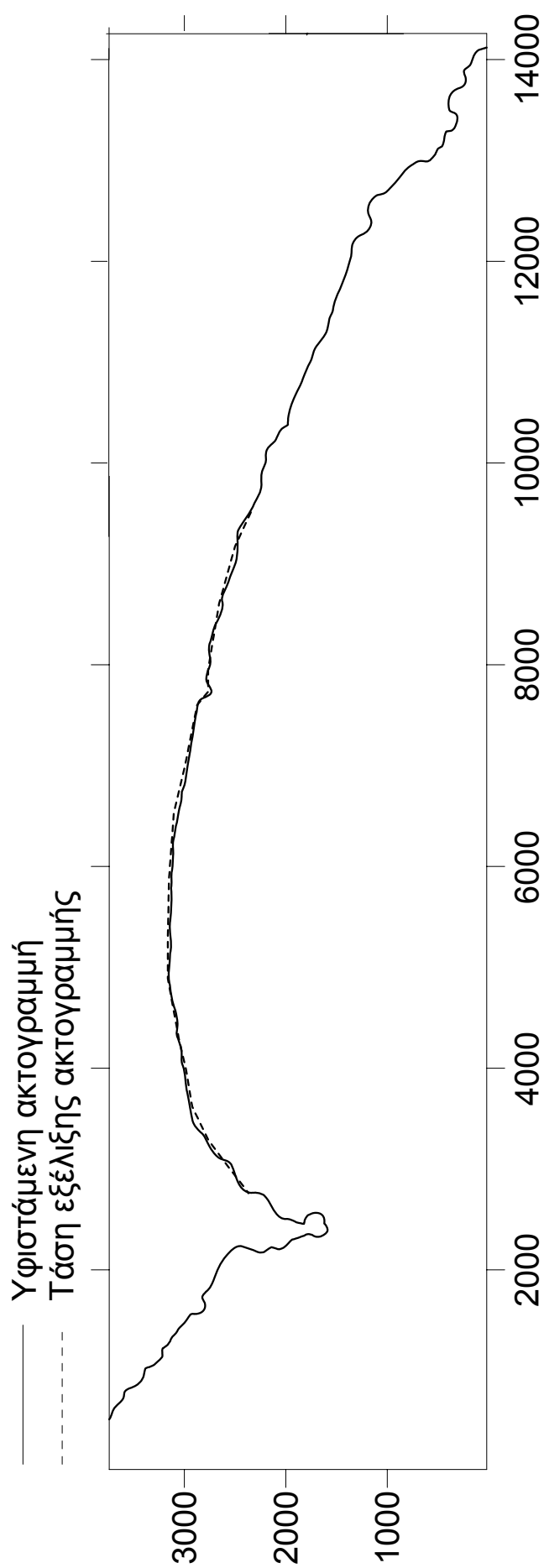


Μυτιλήνη, Ιούλιος 2006

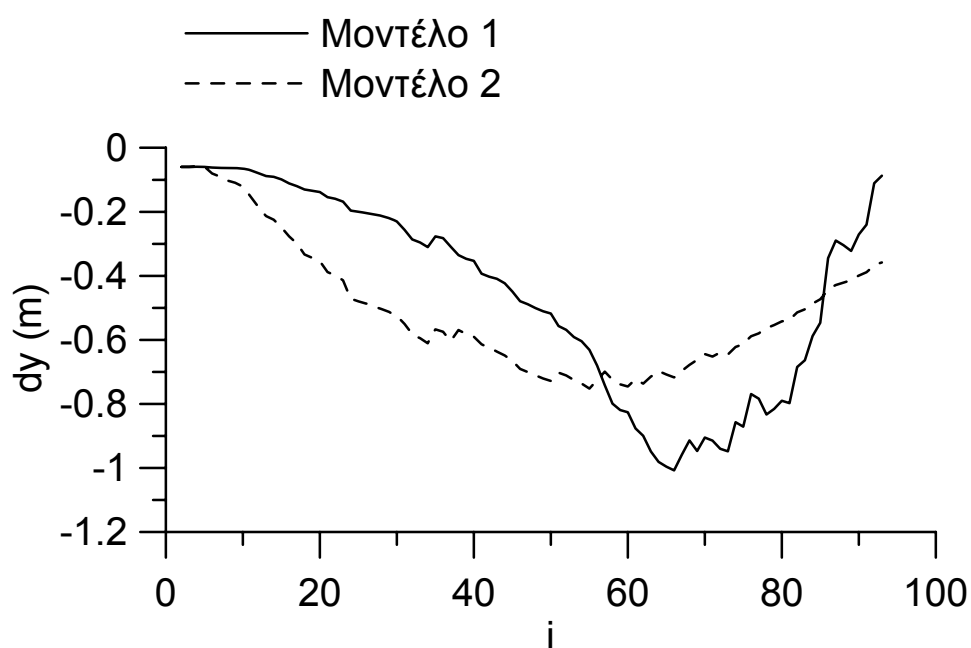
Σχήμα 5.6:5. Ύψος κύματος στην περιοχή μελέτης για ΝΔ άνεμο.



Σχήμα 5.6:6. Ύψος και κατεύθυνση κύματος στην περιοχή μελέτης για ΝΔ άνεμο.



Σχήμα 5.7:1. Τάση εξέλιξης της ακτογραμμής της περιοχής μελέτης. Επαλληλία N, NA και ΝΔ κυματισμών.



Σχήμα 5.8:1. Σημειακή χρονική εξέλιξη της ακτογραμμής στη διάρκεια ενός έτους (2004). Σύγκριση των δύο μοντέλων. (το i δηλώνει τα κυματικά επεισόδια του Πίνακα 5.4_1).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6



ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Από την εφαρμογή του κυματικού μοντέλου προέκυψε το συμπέρασμα ότι οι κυματισμοί που προσπίπτουν στην περιοχή μελέτης (παραλία των Βατερών, Ν. Λέσβος) έχουν διαμορφώσει μεγαλύτερες κλίσεις στο ανατολικό και ηπιότερες στο δυτικό τμήμα της και για το λόγο αυτό εμφανίζεται και η αυξημένη κυματική δράση στο ανατολικό τμήμα.

Το συμπέρασμα που προέκυψε από το μοντέλο μακροχρόνιας εξέλιξης της ακτογραμμής είναι ότι η ακτογραμμή εμφανίζει μια πολύ ελαφριά τάση στερεομεταφοράς από τα ανατολικά προς τα δυτικά αλλά σε γενικές γραμμές παραμένει σταθερή.

Ένας από τους σκοπούς της παρούσας εργασίας ήταν επίσης να ελεγχθεί αν τα μοντέλα με συνεκτίμηση της εγκάρσιας στερεομεταφοράς είναι ικανά να προσομοιώσουν τον ετήσιο κύκλο διάβρωσης-πρόσχωσης ο οποίος ισχύει στη φύση.

Η προβλεπόμενη από τα μοντέλα χρονική εξέλιξη της ακτογραμμής στη διάρκεια ενός έτους (2004) φαίνεται λογική εφόσον προβλέπει αρχικά την τάση διάβρωσης όταν επικρατούν οι χειμέριοι κυματισμοί που όμως αποκαθίσταται κατά τους θερινούς μήνες. Το τελικό αποτέλεσμα για μεν το μοντέλο 1 είναι η πλήρης αποκατάσταση της ακτής ενώ το μοντέλο 2 προβλέπει τάση διάβρωσης.

Μπορούμε λοιπόν να συμπεράνουμε ότι τα υπό μελέτη μοντέλα προσομοίωσαν με ικανοποιητικό τρόπο τον ετήσιο κύκλο διάβρωσης-πρόσχωσης.

Το γενικότερο συμπέρασμα το οποίο προέκυψε από την εφαρμογή των μοντέλων είναι ότι η περιοχή μελέτης (παραλία των Βατερών, Ν. Λέσβος) εμφανίζει στοιχεία παραλίας η οποία έχει φτάσει σε κατάσταση ισορροπίας.

Στο συμπέρασμα αυτό έχουν καταλήξει και προγενέστερες μελέτες οι οποίες πραγματοποιήθηκαν για τη συγκεκριμένη περιοχή (Βαλαής, 2004; Ζαρκογιάννης, 2004).

Τα παραπάνω συμπεράσματα στηρίζονται αποκλειστικά στην εφαρμογή μαθηματικών μοντέλων και εμπειρικών τύπων χωρίς να υπάρχει η δυνατότητα σύγκρισης των αποτελεσμάτων με μετρήσεις πεδίου. Θεωρούμε ότι ένα σημαντικό βήμα προς την πληρέστερη εφαρμογή τόσο των μοντέλων όσο και του γενικότερου πλαισίου διαχείρισης της παράκτιας ζώνης θα αποτελούσε η συστηματική καταγραφή και παρακολούθηση των διεργασιών που λαμβάνουν χώρα στην ζώνη αυτή.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

ΞΕΝΗ

1. Bagnold, R.A. 1963. Part I: Mechanics of Marine Sedimentation. Pages 507-528 in M.N. Hill, ed. The Sea. Robert E. Krieger Publishing Company, New York (1980).
2. Bascom, W. 1964. Waves and Beaches. Doubleday, New York (1980).
3. Bird, E.C.F. 1993. Submerging Coasts: the Effects of a Rising Sea Level on Coastal Environments. John Wiley & Sons Ltd., Chichester.
4. Carter, R.W.G. 1988. Coastal Environments. Academic Press, London (1998).
5. CERC. 2002. Coastal Engineering Manual. Coastal Engineering Research Center, U.S. Corps of Eng., Vicksburg.
6. Fenton, J.D. 1990. Nonlinear Wave Theories. Pages 3-25 in B. Le Mehauté and M. Hanes, eds. The Sea. Wiley-Interscience, New York.
7. Fredsøe, J. and R. Deigaard. 1992. Mechanics of Coastal Sediment Transport. Advanced Series on Ocean Engineering. World Scientific Publishing, Singapore.
8. Grant Gross, M. and E. Gross. 1996. Oceanography: A View of Earth. Prentice Hall, New Jersey.
9. Horikawa, K. 1978. Coastal Engineering. University of Tokyo Press.
10. Horikawa, K. 1988. Nearshore Dynamics and Coastal Processes. University of Tokyo Press.
11. Inman, D.L. and R.A. Bagnold. 1963. Part II: Littoral Processes. Pages 529-553 in M.N. Hill, ed. The Sea. Robert E. Krieger Publishing Company, New York (1980).
12. Kamphuis, W.J. 2000. Introduction to Coastal Engineering and Management. Advanced Series on Ocean Engineering. World Scientific Publishing, Singapore.
13. Kinsman, B. 1965. Wind Waves. Dover Publications, New York (1984).
14. Komar, P.D. 1976. Beach Processes and Sedimentation. Prentice-Hall, New Jersey.

15. Kraus, N.C. and K. Horikawa. 1990. Nearshore Sediment Transport. Pages 775-813 in B. Le Mehauté and M. Hanes, eds. The Sea. Wiley-Interscience, New York.
16. Liu, P.L.-F. 1990. Wave Transformation. Pages 27-63 in B. Le Mehauté and M. Hanes, eds. The Sea. Wiley-Interscience, New York.
17. Van Rijn, L.C. 1990. Principles of Fluid Flow and Surface Waves in Rivers, Estuaries, Seas, and Oceans. Aqua Publications, Amsterdam.
18. EuroSION. 2004. Living with Coastal Erosion in Europe: Sediment and Space for Sustainability. Part I-Major Findings and Policy Recommendations of the EUROSION Project. [WWW document]. URL <http://www.euroSION.org>.

ΕΛΛΗΝΙΚΗ

19. Αδαμάκης, Γ. Ν. 2005. Μορφολογία και Ιζηματολογία Παραλιών στα Κατάντη Φραγμάτων: Παραλία Ερεσού-Λέσβος. Μεταπτυχιακή Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αιγαίου, Μυτιλήνη.
20. Βαλαής, Γ. 2004. Μορφολογικά και Ιζηματολογικά Χαρακτηριστικά Νησιωτικών Παραλιών Βορείου Αιγαίου: η Περίπτωση του Δυτικού Τμήματος του Κόλπου των Βατερών. Μεταπτυχιακή Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αιγαίου, Μυτιλήνη.
21. Βελεγράκης, Α. Φ. 2005. Θαλάσσια Γεωλογία. Σημειώσεις Μαθήματος, Πανεπιστήμιο Αιγαίου, Μυτιλήνη.
22. Ζαρκογιάννης, Σ. 2004. Μορφολογικά και Ιζηματολογικά Χαρακτηριστικά Νησιωτικών Παραλιών Βορείου Αιγαίου: η Περίπτωση του Ανατολικού Τμήματος του Κόλπου των Βατερών. Μεταπτυχιακή Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αιγαίου, Μυτιλήνη.
23. Ζερβάκης, Β. 2004. Φυσική Θαλάσσιου Περιβάλλοντος. Σημειώσεις Μαθήματος, Πανεπιστήμιο Αιγαίου, Μυτιλήνη.
24. Καραμπάς, Θ.Β. 1993. Μαθηματική Περιγραφή της Διάδοσης των Μη Γραμμικών Διασπειρόμενων Κυματισμών στον Παράκτιο Χώρο. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη.
25. Καραμπάς, Θ.Β. 2004. Υπολογιστική Κυματομηχανική και Ακτομηχανική. Σημειώσεις Μαθήματος, Πανεπιστήμιο Αιγαίου, Μυτιλήνη.

26. Κουτίτας, Χ.Γ. 1985. Μαθηματικά Ομοιώματα στην Παράκτια Μηχανική. Ζήτη, Θεσσαλονίκη.
27. Κουτίτας, Χ.Γ. 1994. Εισαγωγή στην Παράκτια Τεχνική και τα Λιμενικά Έργα. Ζήτη, Θεσσαλονίκη.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

ΞΕΝΕΣ

1. Battjes, J.A. 2006. Developments in Coastal Engineering Research. Coastal Engineering 53, 121-132.
2. Bender, C.J. and R.G. Dean. 2003. Wave field modification by bathymetric anomalies and resulting shoreline changes: a review with recent results. Coastal Engineering 49, 125-153.
3. Booij, N., R.C. Ris and L.H. Holthuijsen. 1999. A Third-Generation Wave Model for Coastal Regions: 1. Model Description and Validation. Journal of Geophysical Research 104 (C4), 7649-7666.
4. Borah, D.K. and A. Balloffet. 1985. Beach Evolution Caused by Littoral Drift Barrier. J. Waterway, Port, Coast. Ocean Eng., ASCE 111(4), 645-660.
5. De Vriend, H.J., M. Capobianco, T. Chesher, H.E. de Swart, B. Latteux and M.J.F. Stive. 1993. Approaches to long-term modelling of coastal morphology: a review. Coastal Engineering 21, 225-269.
6. Elfrink, B. and T. Baldock. 2002. Hydrodynamics and sediment transport in the swash zone: a review and perspectives. Coastal Engineering 45, 149-167.
7. Hallermeier, R.J. 1981. A Profile Zonation for Seasonal Sand Beaches from Wave Climate. Coastal Engineering 4, 253- 277.
8. Hamm, L., P.A. Madsen and D.H. Peregrine. 1993. Wave transformation in the nearshore zone: a review. Coastal Engineering 21, 5-39.
9. Hanson, H. and M. Larson. 1998. Seasonal Shoreline Variations by Cross-Shore Transport in a One-Line Model Under Random Waves. Proceedings of the 26th International Conference on Coastal Engineering, ASCE, Copenhagen, pp 2682-2695.
10. Hasselmann, K., D.B. Ross, P. Müller and W. Sell. 1976. A Parametric Wave Prediction Model. Journal of Physical Oceanography 6, 200-228.

11. Holthuijsen, L.H., A. Herman and N. Booij. 2003. Phase-decoupled Refraction - diffraction for Spectral Wave Models. Coastal Engineering 49, 291-305.
12. Kraus, N.C. and S. Harikai. 1983. Numerical Model of the Shoreline Change at Oarai Beach. Coastal Engineering 7, 1-28.
13. Larson, M. (1996), "Model of Beach Profile Change Under Random Waves", J. Waterway, Port, Coast. Ocean Eng., ASCE 122(4), 172-181.
14. Mase, H. 2001. Multi-directional Random Wave Transformation Model Based on Energy Balance Equation. Coastal Engineering Journal 43(4), 317-337.
15. Mase, H., K. Oki, T.S. Hedges and H.J. Li. 2005. Extended Energy-Balance-Equation Wave Model for Multidirectional Random Wave Transformation. Ocean Engineering 32, 961-985.
16. Özhan, E. 2002. Coastal Erosion Management in the Mediterranean: an overview [WWW document]. URL <http://www.pap-thecoastcenter.org>.
17. Ris, R.C., L.H. Holthuijsen and N. Booij. 1999. A Third-Generation Wave Model for Coastal Regions: 2. Verification. Journal of Geophysical Research 104(C4), 7667-7681.
18. Vousdoukas, M., A.F. Velegrakis, Th. Karambas, G. Valais and S. Zarkogiannis. 2005. Morphodynamics of Beachrock Infected Beaches: Vatera Beach NE Mediterranean. Proceedings of the 5th International Conference on Coastal Dynamics, Barcelona, pp NA.
19. WAMDI Group. 1988. The WAM Model-A Third Generation Ocean Wave Prediction Model. Journal of Physical Oceanography 18, 1775-1810.
20. Watanabe, A. 1992. Total Rate and Distribution of Longshore Sand Transport. Proceedings of the 23rd International Conference on Coastal Engineering, ASCE, Venice, pp 2528-2541.
21. Yamamoto, Y., K. Horikawa, and K. Tanimoto. 1996. Prediction of Shoreline Change Considering Cross-Shore Sediment Transport. Proceedings of the 25th International Conference on Coastal Engineering, ASCE, Orlando, pp 3405-3418.

ΕΛΛΗΝΙΚΕΣ

21. Βελεγράκης, Α.Φ., Μ. Βουσδούκας και Ρ. Μελιγωνίτης. 2005. Διάβρωση Νησιωτικών Παραλιών: Φαινομενολογία και αίτια της υποβάθμισης του μεγαλύτερου φυσικού πόρου της νησιωτικής Ελλάδας. Πρακτικά Συνεδρίου Η Νησιωτική Ελλάδα στον 21 Αιώνα, Νίσυρος, Τόμος 1, σελ 243-262.

ΔΙΑΔΙΚΤΥΟ

<http://maritime.haifa.ac/il>

<http://www.erosion.com/beacherosion.asp>

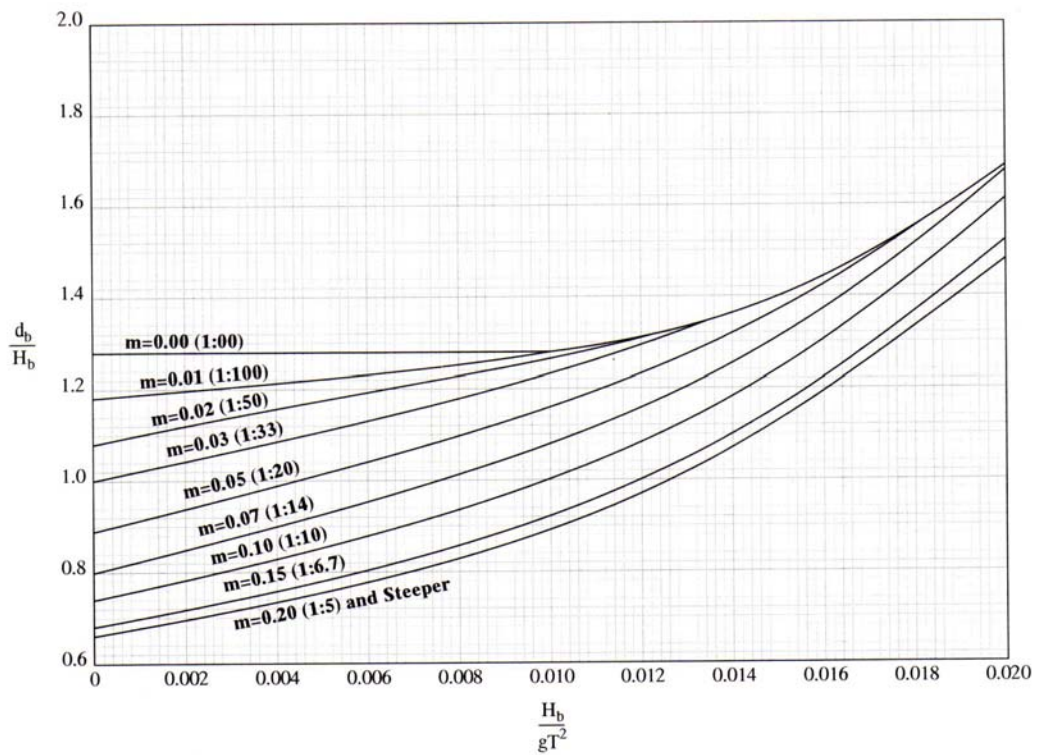
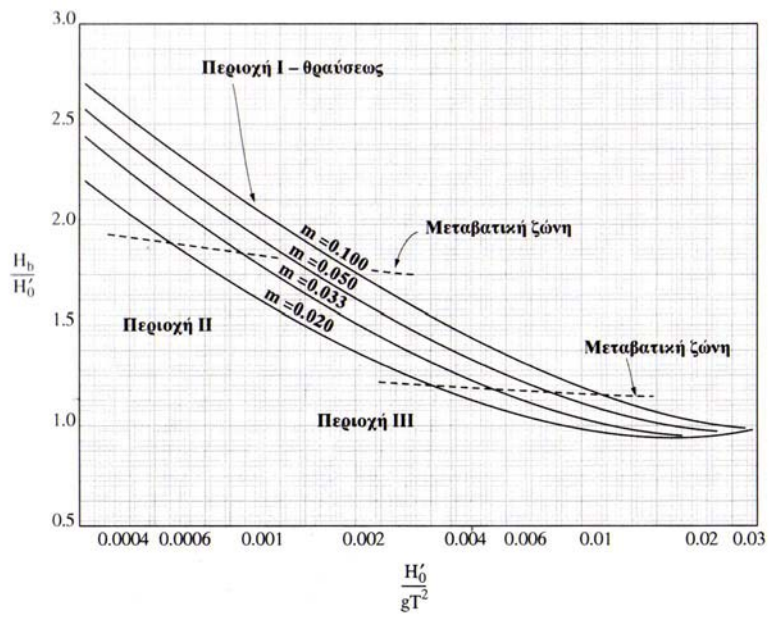
<http://www.freefoto.com>

<http://www.visualphotos.com>

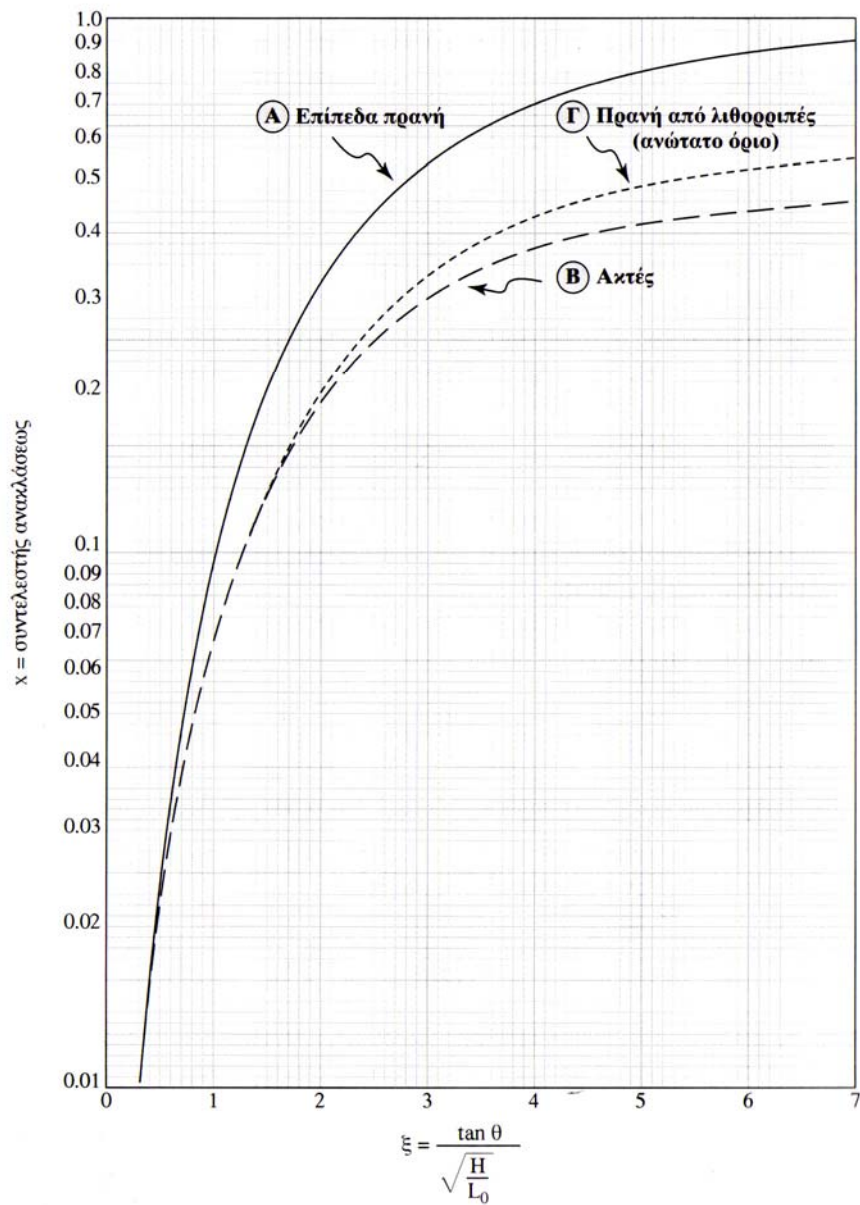
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

Πίνακας 1. Τιμές συντελεστή περιθλάσεως γύρω από άκρο ημισφαιρίου κυματοθραύστη (Κουτίτας, 1994).

Θ	r/L	B												
		0	15	30	45	60	75	90	105	120	135	150	165	180
15	1/2	0.49	0.79	0.83	0.90	0.97	1.01	1.03	1.02	1.01	0.99	0.99	1.00	1.00
	1	0.38	0.73	0.83	0.95	1.04	1.04	0.99	0.98	1.01	1.01	1.00	1.00	1.00
	2	0.21	0.68	0.86	1.05	1.03	0.97	1.02	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
	5	0.13	0.63	0.99	1.04	1.03	1.02	0.99	0.99	1.00	1.01	1.00	1.00	1.00
	10	0.35	0.58	1.10	1.05	0.98	0.99	1.01	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
30	1/2	0.61	0.63	0.68	0.76	0.87	0.97	1.03	1.05	1.03	1.01	0.99	0.95	1.00
	1	0.50	0.53	0.63	0.78	0.95	1.06	1.05	0.98	0.98	1.01	1.01	0.97	1.00
	2	0.40	0.44	0.59	0.84	1.07	1.03	0.96	1.02	0.98	1.01	0.99	0.95	1.00
	5	0.27	0.32	0.55	1.00	1.04	1.04	1.02	0.99	0.99	1.00	1.01	0.97	1.00
	10	0.20	0.24	0.54	1.12	1.06	0.97	0.99	1.01	1.00	1.00	1.00	0.98	1.00
45	1/2	0.49	0.50	0.55	0.63	0.73	0.85	0.96	1.04	1.06	1.04	1.00	0.99	1.00
	1	0.38	0.40	0.47	0.59	0.76	0.95	1.07	1.06	0.98	0.97	1.01	1.01	1.00
	2	0.29	0.31	0.39	0.56	0.83	1.08	1.04	0.96	1.03	0.98	1.01	1.00	1.00
	5	0.18	0.20	0.29	0.54	1.01	1.04	1.05	1.03	1.00	0.99	1.01	1.00	1.00
	10	0.13	0.15	0.22	0.53	1.13	1.07	0.96	0.98	1.02	0.99	1.00	1.00	1.00
60	1/2	0.40	0.41	0.45	0.52	0.60	0.72	0.85	1.13	1.04	1.06	1.03	1.01	1.00
	1	0.31	0.32	0.36	0.44	0.57	0.75	0.96	1.08	1.06	0.98	0.98	1.01	1.00
	2	0.22	0.23	0.28	0.37	0.55	0.83	1.08	1.04	0.96	1.03	0.98	1.01	1.00
	5	0.14	0.15	0.18	0.28	0.53	1.01	1.04	1.05	1.03	0.99	0.99	1.00	1.00
	10	0.10	0.11	0.13	0.21	0.52	1.14	1.07	0.96	0.98	1.01	1.00	1.00	1.00
75	1/2	0.34	0.35	0.38	0.42	0.50	0.59	0.71	0.85	0.97	1.04	1.05	1.02	1.00
	1	0.25	0.26	0.29	0.34	0.43	0.56	0.75	0.95	1.02	1.06	0.98	0.98	1.00
	2	0.18	0.19	0.22	0.26	0.36	0.54	0.83	1.09	1.04	0.96	1.03	0.99	1.00
	5	0.12	0.12	0.13	0.17	0.27	0.52	1.01	1.04	1.05	1.03	0.99	0.99	1.00
	10	0.08	0.08	0.10	0.13	0.20	0.52	1.14	1.07	0.96	0.98	1.01	1.00	1.00
90	1/2	0.31	0.31	0.33	0.36	0.41	0.49	0.59	0.71	0.85	0.96	1.03	1.03	1.00
	1	0.22	0.23	0.24	0.28	0.33	0.42	0.56	0.75	0.96	1.07	1.05	0.99	1.00
	2	0.16	0.16	0.18	0.20	0.26	0.35	0.54	0.69	1.08	1.04	0.96	1.02	1.00
	5	0.10	0.10	0.11	0.13	0.16	0.27	0.53	1.01	1.04	1.05	1.02	0.99	1.00
	10	0.07	0.07	0.08	0.09	0.13	0.20	0.52	1.14	1.07	0.96	0.99	1.01	1.00
105	1/2	0.28	0.28	0.29	0.32	0.35	0.41	0.49	0.59	0.72	0.85	0.97	1.01	1.00
	1	0.20	0.20	0.24	0.23	0.27	0.33	0.42	0.56	0.75	0.95	1.06	1.04	1.00
	2	0.14	0.14	0.13	0.17	0.20	0.25	0.35	0.54	0.83	1.08	1.03	0.97	1.00
	5	0.09	0.09	0.10	0.11	0.13	0.17	0.27	0.52	1.02	1.04	1.04	1.02	1.00
	10	0.07	0.06	0.08	0.08	0.09	0.12	0.20	0.52	1.14	1.07	0.97	0.99	1.00
120	1/2	0.25	0.26	0.27	0.28	0.31	0.35	0.41	0.50	0.60	0.73	0.87	0.97	1.00
	1	0.18	0.19	0.19	0.21	0.23	0.27	0.33	0.43	0.57	0.76	0.95	1.04	1.00
	2	0.13	0.13	0.14	0.14	0.17	0.20	0.26	0.36	0.55	0.83	1.07	1.03	1.00
	5	0.08	0.08	0.08	0.09	0.11	0.13	0.16	0.27	0.53	1.01	1.04	1.03	1.00
	10	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07	0.09	0.13	0.20	0.52	1.13	1.06	0.98	1.00
135	1/2	0.24	0.24	0.25	0.26	0.28	0.32	0.36	0.42	0.52	0.63	0.76	0.90	1.00
	1	0.18	0.17	0.18	0.19	0.21	0.23	0.28	0.34	0.44	0.59	0.78	0.95	1.00
	2	0.12	0.12	0.13	0.14	0.14	0.17	0.20	0.26	0.37	0.56	0.84	1.05	1.00
	5	0.08	0.07	0.08	0.08	0.09	0.11	0.13	0.17	0.28	0.54	1.00	1.04	1.00
	10	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.08	0.09	0.13	0.21	0.53	1.12	1.05	1.00
150	1/2	0.23	0.23	0.24	0.25	0.27	0.29	0.33	0.38	0.45	0.55	0.68	0.83	1.00
	1	0.16	0.17	0.17	0.18	0.19	0.22	0.24	0.29	0.36	0.47	0.63	0.83	1.00
	2	0.12	0.12	0.12	0.13	0.14	0.15	0.18	0.22	0.28	0.39	0.59	0.86	1.00
	5	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08	0.10	0.11	0.13	0.18	0.29	0.55	0.99	1.00
	10	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.07	0.08	0.10	0.13	0.22	0.54	1.10	1.00
165	1/2	0.23	0.23	0.23	0.24	0.26	0.28	0.31	0.35	0.41	0.50	0.63	0.79	1.00
	1	0.16	0.16	0.17	0.17	0.19	0.20	0.23	0.26	0.32	0.40	0.53	0.73	1.00
	2	0.11	0.11	0.12	0.12	0.13	0.14	0.16	0.19	0.23	0.31	0.44	0.68	1.00
	5	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08	0.09	0.10	0.12	0.15	0.20	0.32	0.63	1.00
	10	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.07	0.08	0.11	0.11	0.21	0.58	1.00
180	1/2	0.20	0.25	0.23	0.24	0.25	0.28	0.31	0.34	0.40	0.49	0.61	0.78	1.00
	1	0.10	0.17	0.16	0.18	0.18	0.23	0.22	0.25	0.31	0.38	0.50	0.70	1.00
	2	0.02	0.09	0.12	0.12	0.13	0.18	0.16	0.18	0.22	0.29	0.40	0.60	1.00
	5	0.02	0.06	0.07	0.07	0.07	0.08	0.10	0.12	0.14	0.18	0.27	0.46	1.00
	10	0.01	0.05	0.05	0.04	0.06	0.07	0.07	0.08	0.10	0.13	0.20	0.36	1.00



Σχήμα 1. Νομογραφήματα Goda (Κουτίτας, 1994).



Σχήμα 2. Συσχέτιση του συντελεστή ανακλάσεως x με την παράμετρο ξ και την τραχύτητα του πυθμένα (Κουτίτας, 1994).

ΕΜΥ:ΧΙΟΣ
(ενδεικτικά)

HELLENIC NATIONAL METEOROLOGICAL SERVICE
 DIRECTION OF CLIMATOLOGY
 SECTION OF STATISTICAL CLIMATOLOGY

D A T C L I M

CLIMATOLOGICAL DATA BASE

STATION XIOE 706
 LATITUDE 38° 21' N LONGITUDE 26° 09' E ALTITUDE OF BAROMETER 3.8 METERS

PERIOD 1973-1997

MONTHLY FREQUENCY (PER CENT) OF WIND DIRECTION AND FORCES IN BEAUFORT SCALE
 FROM OBSERVATIONS 06H, 12H, 18H GMT
 MONTH = 1 YEAR = 00

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	CALM	SUM
0	1.527	.654	.142	.294	1.134	.545	.273	.752	37.028	37.028
1	.000	.000	.044	.000	.065	.022	.000	.044		.175
2	7.153	1.407	.338	.709	5.746	1.090	.567	.523		5.321
3	8.014	2.072	.044	.316	3.925	1.090	.164	.316		15.941
4	6.019	2.366	.065	.087	2.290	.436	.044	.229		11.536
5	3.707	1.505	.044	.087	.960	.044	.000	.065		6.412
6	1.723	.818	.044	.022	.687	.142	.000	.022		3.458
7	1.505	.632	.000	.000	.273	.142	.000	.000		2.552
8	.000	.044	.000	.000	.000	.000	.000	.000		.044
9	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000		.000
10	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000		.000
>11	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000		.000
=										
SUM	29.648	9.498	.721	1.515	15.080	3.511	1.048	1.951	37.028	100.000

ΕΜΥ:ΣΚΥΡΟΣ
(ενδεικτικά)

HELLENIC NATIONAL METEOROLOGICAL SERVICE
 DIRECTION OF CLIMATOLOGY
 SECTION OF STATISTICAL CLIMATOLOGY

CLIMATOLOGICAL DATA BASE

STATION SKYPOE 684
 LATITUDE 38° 54' N LONGITUDE 24° 33' E ALTITUDE OF BAROMETER 17.9 METERS

PERIOD 1955-1997

MONTHLY FREQUENCY (PER CENT) OF WIND DIRECTION AND FORCES IN BEAUFORT SCALE
 FROM OBSERVATIONS 06H, 12H, 18H GMT
 MONTH = 1 YEAR = 00

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	CALM	SUM
0									14.681	14.681
1	.075	.323	.022	.259	.183	1.325	.377	.431		2.995
2	1.896	1.551	.571	.711	1.540	3.673	1.584	1.831		13.357
3	2.995	3.049	.970	.840	2.359	2.478	1.379	2.176		16.246
4	3.199	4.977	.625	.636	2.682	2.370	.636	1.896		17.021
5	3.092	5.677	.248	.517	1.874	1.163	.302	1.379		14.252
6	2.058	4.794	.151	.409	1.368	.776	.226	.840		10.622
7	1.325	3.490	.086	.183	.614	.571	.054	.452		6.775
8	.226	2.090	.011	.097	.280	.151	.000	.248		3.103
9	.183	.259	.000	.054	.032	.032	.000	.000		.560
10	.129	.129	.000	.000	.000	.000	.000	.000		.258
>11	.065	.065	.000	.000	.000	.000	.000	.000		.130
=										
SUM	15.243	26.404	2.684	3.706	10.932	12.539	4.558	9.253	14.681	100.000

ΤΓ
(ΕΝΔΕΙΚΤΙΚΑ)

HOURLY VALUES WS IN m/s * STATION Akraasi * MONTH January YEAR 2004																										
D/hr	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	Avg	MAX
Th.1	9.0	5.8	5.8	7.3	6.6	5.8	6.1	6.1	5.2	7.4	6.6	6.3	7.2	7.4	7.3	6.6	7.6	6.4	7.3	5.6	3.7	4.5	5.6	11.6	6.6	11.6
Fr.2	2.5	8.3	5.2	6.2	5.4	6.6	5.3	5.4	6.7	4.9	5.2	5.3	5.5	3.1	2.8	1.7	3.9	3.3	2.4	2.5	2.3	2.5	1.9	2.3	4.2	8.3
Sa.3	6.3	2.1	2.9	3.1	4.4	4.9	2.9	1.3	2.4	5.0	5.8	6.5	5.8	6.3	3.2	4.6	6.3	5.8	5.8	5.7	5.4	5.9	6.6	6.0	4.8	6.6
Su.4	4.0	5.8	7.0	5.8	4.8	7.9	4.7	6.4	5.7	5.7	1.9	2.7	4.1	1.5	2.3	2.9	0.3	0.2	3.1	1.2	0.7	1.8	2.5	4.6	3.7	7.9
Mo.5	4.6	3.3	4.2	5.8	1.1	1.0	2.3	3.5	3.2	3.1	0.7	2.5	1.9	1.3	1.9	1.1	0.9	1.0	3.7	2.8	2.3	3.9	0.3	3.4	2.5	5.8
Tu.6	9.8	3.8	4.2	5.7	2.6	5.3	5.0	4.6	7.0	7.3	5.3	5.9	5.3	3.9	5.7	7.0	7.6	9.2	10.4	11.4	11.4	9.1	11.5	9.7	7.0	11.5
We.7	3.2	8.8	6.7	4.5	8.8	8.9	8.1	4.7	4.9	8.1	12.7	12.1	11.4	4.9	4.6	5.1	1.4	2.1	1.4	2.0	1.6	3.6	3.7	3.4	5.7	12.7
Th.8	0.9	4.0	4.9	5.7	6.0	7.2	7.0	7.6	5.0	5.0	7.1	7.0	5.0	6.7	6.9	5.9	3.8	4.9	4.1	4.7	3.7	5.1	3.9	2.3	5.2	7.6
Fr.9	4.8	4.1	1.0	1.9	4.6	2.7	4.4	5.5	2.8	1.2	2.3	1.8	2.8	2.1	2.2	0.8	2.4	3.4	3.2	2.2	3.7	3.3	4.4	4.8	3.0	5.5
Sa.10	6.9	5.7	6.8	4.9	7.4	6.0	7.0	5.5	5.7	5.4	6.1	7.7	6.6	5.8	6.0	7.3	7.2	6.7	6.0	4.7	4.9	7.0	9.5	7.3	6.4	9.5
Su.11	2.9	8.9	8.1	11.5	12.8	13.7	17.4	15.1	14.9	13.8	12.7	15.9	15.6	14.4	14.7	14.4	14.0	15.0	17.7	16.3	17.5	16.4	13.3	2.4	13.3	17.7
Mo.12	2.1	9.1	9.8	12.6	11.5	13.4	11.0	12.3	7.9	6.4	4.9	3.2	3.3	2.5	3.5	3.8	2.7	4.3	0.4	4.6	3.3	2.6	1.8	2.2	5.8	13.4
Tu.13	4.2	2.6	2.2	2.1	1.8	1.8	2.9	2.3	4.7	3.9	4.1	4.7	3.6	2.4	1.8	1.1	1.2	1.9	0.4	1.9	3.0	3.5	3.7	4.8	2.8	4.8
We.14	4.5	4.7	5.3	4.8	5.1	4.6	4.7	5.9	6.3	6.9	6.2	5.8	3.9	5.1	5.2	5.4	4.6	4.6	3.8	3.4	3.6	3.8	4.5	4.6	4.9	6.9
Th.15	8.9	3.7	3.8	4.5	4.6	5.6	5.3	5.7	7.1	5.1	5.5	5.8	4.2	4.1	5.2	7.7	7.1	8.6	5.4	6.4	7.1	5.9	10.2	8.5	6.1	10.2
Fr.16	4.1	6.7	6.6	8.1	4.2	4.5	4.7	5.6	5.5	4.8	5.6	5.5	6.1	6.5	6.9	6.1	4.1	4.4	3.7	4.4	5.0	4.2	3.2	4.0	5.2	8.1
Sa.17	5.3	3.6	4.5	3.9	3.6	3.6	4.3	3.8	4.5	3.6	3.4	2.9	2.1	1.4	1.6	1.8	3.7	3.4	3.0	4.1	3.5	4.6	5.4	5.0	3.6	5.4
Su.18	4.8	5.5	5.7	5.6	6.4	6.4	6.2	6.4	6.2	4.5	2.5	3.8	3.9	4.4	2.9	4.7	4.6	6.0	5.4	4.1	5.3	5.2	4.9	4.6	5.0	6.4
Mo.19	4.4	4.4	3.6	5.6	3.7	7.0	5.9	6.1	5.6	5.7	7.0	4.4	4.2	5.3	5.9	3.4	5.4	3.2	5.4	5.9	2.6	4.8	4.8	3.9	4.9	7.0
Tu.20	8.5	4.9	5.8	4.5	4.5	3.3	5.5	3.5	4.0	7.3	5.3	7.9	4.5	4.8	4.8	6.3	5.7	9.4	5.9	3.3	6.8	8.0	7.5	8.9	5.9	9.4
We.21	1.8	10.2	8.0	6.9	7.0	6.5	6.4	5.8	6.2	4.5	4.4	6.2	7.0	8.0	7.5	8.2	8.3	7.2	7.3	5.9	4.8	5.5	3.7	2.8	6.3	10.2
Th.22	3.9	4.2	4.9	9.5	8.5	11.6	5.8	18.6	24.4	25.9	22.9	27.3	23.0	14.6	18.1	18.8	18.7	20.1	19.5	15.4	13.6	14.9	13.1	14.1	15.5	27.3
Fr.23	3.1	11.3	6.2	6.1	2.8	2.5	4.3	3.7	3.7	3.7	3.7	4.7	4.4	6.5	5.6	5.8	5.4	3.5	4.4	4.6	2.5	8.2	12.3	2.7	5.0	12.3
Sa.24	3.9	1.4	2.2	5.4	3.8	5.4	5.2	4.7	5.5	6.0	5.1	4.1	5.8	5.6	4.2	3.9	3.8	2.4	2.4	1.5	2.2	3.1	2.1	3.1	3.9	6.0
Su.25	2.0	2.6	4.4	1.5	1.7	5.5	5.6	3.0	2.3	3.0	3.5	12.6	5.5	8.6	7.0	5.6	5.4	7.6	2.9	3.9	2.7	2.9	2.7	2.2	4.4	12.6
Mo.26	3.1	1.1	0.2	0.3	2.3	2.8	6.0	5.6	5.1	3.3	3.0	1.4	2.4	3.0	3.9	2.3	1.9	2.9	1.8	4.0	3.7	3.4	3.3	2.2	2.9	6.0
Tu.27	6.6	1.3	0.7	2.9	3.4	4.1	6.3	6.2	6.4	6.4	6.4	6.3	6.0	7.3	6.8	6.7	6.8	8.2	8.2	9.1	9.4	8.7	8.3	6.7	6.2	9.4
We.28	5.9	7.7	7.0	12.9	4.6	5.8	3.8	1.9	7.6	7.0	5.7	7.2	6.1	7.7	5.5	6.0	2.9	6.2	4.4	4.5	3.5	4.9	6.5	4.5	5.4	7.7
Th.29	3.2	5.0	6.9	9.3	5.0	7.4	8.5	10.7	8.6	8.8	8.9	12.3	11.1	12.6	8.3	8.6	5.3	4.7	6.9	2.2	1.4	6.0	3.1	3.4	7.0	12.6
Fr.30	5.7	1.8	0.2	0.7	1.1	1.7	1.2	0.3	0.3	2.6	1.6	2.5	4.8	5.0	6.1	5.2	8.4	3.4	5.1	8.1	6.8	8.5	3.9	4.5	3.7	8.5
Sa.31	7.5	1.7	3.3	1.6	2.6	8.9	14.9	9.9	13.7	14.1	12.0	17.8	9.4	12.9	14.8	12.4	16.7	18.0	18.7	5.4	5.7	10.0	9.2	6.4	10.3	18.7
MAX	9.8	11.3	9.8	12.6	12.8	13.7	17.4	18.6	24.4	25.9	22.9	27.3	23.0	14.6	18.1	18.8	18.7	20.1	19.5	16.3	17.5	16.4	13.3	14.1		
Avg	4.8	5.0	4.8	5.2	4.9	5.9	6.1	6.1	6.4	6.5	6.0	7.1	6.2	6.0	5.9	5.8	5.7	6.1	5.8	5.2	5.0	5.9	5.7	5.1		

Month avg. value : 5.7 Total number of measurements : 744 Hours

Excesses of the limit : 0.0 744 Hours. Percentage : 100.0 %

Excesses of the limit : 0.0 744 Hours. Percentage : 100.0 %

Maximum hourly value : 27.3 Recorded at 22 of month and at hour 12

HOURLY VALUES WD IN ° STATION Akasi * MONTH January YEAR 2004																										
D/hr	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	Avg	MAX
Th.1	142	140	140	134	131	131	128	137	141	133	144	139	132	147	148	156	149	142	145	166	117	132	122	147	139	166
Fr.2	100	153	140	150	125	120	124	126	121	108	118	138	140	134	113	106	102	93	139	110	89	94	84	101	118	153
Sa.3	131	106	101	97	122	121	133	68	108	121	124	110	108	111	129	121	123	100	111	117	145	123	119	124	116	145
Su.4	63	118	147	125	128	160	133	121	120	124	54	227	99	325	87	104	18	344	64	109	209	133	67	65	131	344
Mo.5	4	63	60	66	35	122	80	72	68	211	337	202	206	190	215	189	175	170	257	356	334	18	111	351	162	356
Tu.6	45	338	335	343	296	2	7	10	13	10	19	29	44	34	58	67	65	55	56	49	49	63	45	46	86.6	343
We.7	95	44	55	15	33	41	33	16	19	40	49	35	49	17	357	28	337	326	9	24	121	81	83	90	83.2	357
Th.8	89	110	110	109	113	113	112	109	117	118	128	117	115	110	113	109	105	107	96	83	45	74	57	101	103	128
Fr.9	106	77	209	77	80	116	71	65	53	54	266	293	242	216	274	260	88	78	88	75	83	103	112	101	133	293
Sa.10	54	115	117	122	115	113	108	108	121	118	128	130	138	135	134	122	119	106	82	94	56	93	57	65	106	138
Su.11	235	46	45	46	44	48	47	43	46	48	52	45	54	52	45	48	51	52	41	43	45	51	57	192	61.5	235
Mo.12	97	48	43	51	52	51	50	57	63	68	46	30	70	54	30	13	26	72	288	85	72	81	121	109	69.9	288
Tu.13	119	109	102	119	113	137	119	139	162	147	154	139	149	161	99	143	113	102	121	106	112	113	109	120	125	162
We.14	127	138	129	128	134	123	128	127	128	129	134	129	145	155	169	183	182	172	167	148	154	161	140	130	144	183
Th.15	203	123	126	136	136	134	146	147	169	167	192	187	207	215	201	206	208	201	205	214	199	208	197	203	180	215
Fr.16	71	203	203	226	332	322	329	307	294	286	308	293	317	325	339	12	10	10	16	68	69	79	74	72	190	339
Sa.17	146	94	91	93	102	101	109	112	138	125	133	128	102	277	245	171	114	133	124	134	149	160	151	147	137	277
Su.18	159	145	144	131	130	137	135	134	132	129	207	215	176	169	190	178	177	174	166	148	136	116	128	160	155	215
Mo.19	208	155	163	160	175	171	148	126	118	129	122	123	176	165	165	206	214	189	170	206	211	205	200	201	171	214
Tu.20	205	201	202	199	198	189	199	184	193	202	188	184	186	171	205	208	218	207	201	205	208	210	209	200	199	218
We.21	135	212	208	201	202	206	199	205	208	207	205	203	200	215	213	222	214	211	193	211	199	163	192	174	200	222
Th.22	241	134	283	141	108	102	63	57	48	50	50	40	39	15	14	12	15	16	16	15	12	13	15	16	63.1	283
Fr.23	93	23	14	32	308	11	53	47	68	73	18	15	37	34	38	43	46	59	52	58	77	75	66	53	58	308
Sa.24	68	48	89	99	101	119	112	108	120	133	129	126	115	121	117	111	82	77	74	337	38	60	12	51	102	337
Su.25	304	51	75	326	348	67	65	358	214	20	63	43	3	3	10	15	28	37	31	29	7	336	345	352	130	358
Mo.26	75	359	41	68	62	30	62	61	60	57	69	356	53	51	65	39	80	75	40	57	73	71	79	78	85.9	359
Tu.27	130	232	20	106	111	115	116	116	114	138	134	136	133	136	134	142	145	138	135	132	130	136	130	128	232	
We.28	190	150	149	164	199	204	190	194	209	202	206	201	199	210	200	203	201	211	208	193	208	196	165	191	193	211
Th.29	333	188	179	190	201	184	191	185	187	183	181	163	182	168	182	193	202	196	201	239	190	198	214	321	202	333
Fr.30	114	13	54	302	259	260	319	51	303	209	152	210	162	152	153	157	164	176	136	148	132	153	111	130	168	319
Sa.31	24	234	96	52	39	52	40	44	42	36	33	37	28	32	38	31	42	53	53	9	80	63	51	14	51	234
Avg	135	130	121	132	142	119	117	114	122	118	130	139	126	135	141	119	120	128	116	125	118	118	114	133		
MAX	333	359	335	343	348	322	329	358	303	286	337	356	317	325	357	260	337	344	288	356	334	336	345	352		

Month avg. value : 5.6 Total number of measurements : 744 Hours
 Excesses of the limit : 0.0 588 Hours. Percentage : 79.0 %
 Excesses of the limit : 0.0 588 Hours. Percentage : 79.0 %
 Maximum hourly value : 16.7 Recorded at 18 of month and at hour 13

Κυματικό μοντέλο Wave-LS

```
c      Th. V. Karambas
c      spectral action balance equation
c      based on N. Booij, R. C. Ris, and L. H. Holthuisen paper (JGR, 1999)
c      random, short-crested waves in coastal regions

c      implicit real*8 (A-H,O-Z)
c      parameter (iim=720,jjm=190,km=60)
c      parameter (pi=3.141592654)
c      DIMENSION H(iim,jjm),EN(iim,jjm,km),c(iim,iim),AK(iim,jjm)
c      & ,CG(iim,jjm),a(iim,jjm,km),AKK(iim,jjm),delta(iim,jjm)
c      & ,CGX(iim,jjm),CGY(iim,jjm),E(iim,jjm,km),He(iim,jjm,km),
c      & cth(iim,jjm,km),Hes(iim,jjm),icod(iim,jjm),Hedm(iim,jjm),
c      & enp(iim,jjm,km), Qb(iim,jjm)

c      Ao is the angle of incidence in DEG
c      positive from 'SW'
c      DATA HO,DT,DX,IM,JM/1.5,.0625,20.,20,20/
c      DATA tend,HOO,Ao,slope/350,10.,0.,50./
c      DATA GAMMA,nrn,per/.55,5,6.85/

c      NM=int(tend/dt)
c      open (unit=3, file='depth.dat')
c      read(3,*) im,jm
c      do j=1,jm
c      read(3,*) jj
c      write (*,*) j,jj
c      read(3,*) (H(i,j), i=1,im)
c      end do

c      do j=1,jm
c      write (*,*) j,H(im/2,j)
c      end do

c      Tuning parameters
c      gkapa=2.5
c      anb=0.5
c      wf=.0125
c      ism=6
c      wf=0.
c      kmx=57

c      da=2.*pi/(kmx-1)
c      da=pi/(kmx-1)

c      Ao=Ao*pi/180.
c      write(*,*) ao
c      kin=nint((Ao+pi/2.)/da)+1

c      write (*,*) 'k-angle', kin

c      do i=1,im
c      do j=1,jm
c      a(i,j,1)=-pi/2.
c      end do
c      end do
```



```

do i=1,im
do j=1,jm
do k=2,kmx
a(i,j,k)=a(i,j,k-1)+da
end do
end do
end do

do k=1,kmx
c write(*,*) k,a(im/2,1,k)
kkn=nint((a(im/2,1,k)+pi/2.)/da)+1
write (*,*) k,kkn,a(im/2,1,k),kin
end do

C AK=SQRT(A100**2+A200**2)*HOO
C TANH=(EXP(AK)-EXP(-AK))/(EXP(AK)+EXP(-AK))
C SGO=SQRT(9.81*AK/HOO*TANH)

c DO i=1,iM
c H(i,1)=HOO
c end do

c DO J=2,JM
c DO I=1,IM
c H(I,J)=H(i,j-1)-dx/slope
c icod(i,j)=0
c end do
c end do

DO J=1,JM
DO I=1,IM
if (H(I,J).lt..251) then
icod(i,j)=1
H(i,j)=.251
else
end if
end do
end do

c DO J=1,JM
c DO I=1,IM
c if (H(I,J).lt..01) then
c icod(i,j)=1
c else
c end if
c end do
c end do

do k=1,kmx
DO J=1,JM
DO I=1,IM
He(i,j,k)=Ho/40.
en(i,j,k)=9.81*(He(i,j,k)**2)/8.
end do

```

```

end do
  end do

  do i=im/2-10, im/2+10
  do j=5,8
c    icod(i,j)=1
  end do
  end do

  do i=im/2+5,im
  do j=5,8
c    icod(i,j)=1
  end do
  end do

  do j=1,jm
c    icod(1,j)=1
c    icod(2,j)=1
c    icod(im-1,j)=1
c    icod(im,j)=1
  end do

c    DO 780 J=1,JM
c 780 WRITE(*,*) H(int(im/2),J)

  ALo=9.81*(PER**2)/(2*3.14)
  ALNGHP=ALo

  DO I=1,IM
  do j=1,jm
  if (h(i,j).gt..25) then
  SIGMA=2*3.14/PER
  PSI=(SIGMA**2)*h (i,j)/9.81
  HLHUNT=1+ .6522*PSI+.4622*(PSI**2)+.0864*(PSI**4)+.0675*PSI**5
  HUNT=1.0/(PSI+1.0/HLHUNT)
  ALNGH=PER*SQRT(9.81*h(i,j))*SQRT(HUNT)

39 AKAPA=2*3.14/ALNGHP
  AKD=AKAPA*h(i,j)
  ALNGH=ALo*TANH(AKD)
  DLEN=ABS(ALNGH-ALNGHP)
  IF (DLEN.GT.0.001) THEN
  ALNGHP=ALNGH
  GOTO 39
  ELSE
  END IF
  CEL=ALNGH/PER
  AN=0.5*(1.+2.*AKD/SINH(2.*AKD))
  CG(i,j)=AN*CEL
  c(i,j)=cel
  akk(i,j)=2*3.14/ALNGH
  ak(i,j)=2*3.14/ALNGH
  else
  ALNGH=sqrt(9.81*H(i,j))*per
  akk(i,j)=2*3.14/ALNGH

```

```

ak(l,j)=2*3.14/ALNGH
end if
END DO
end do

N=0
100 N=N+1
T=T+DT
c write(*,*) t

c kathorizei KAI tin gonia proptosis
c gia k=(kmx+1)/2 egarsia
c gai k=... plagia
DO l=1,IM
He(i,1,kin)=HO
EN(i,1,kin)=9.81*(He(i,1,kin)**2.)/8.
ENp(i,1,kin)=9.81*(He(i,1,kin)**2.)/8.
END DO

do jjj=1,ism
DO l=2,IM-1
DO J=2,JM-1
Hes(i,j)=0.2*Hes(i,j)+0.2*Hes(i+1,j)+0.2*Hes(i-1,j)+
& +0.2*Hes(i,j+1)+0.2*Hes(i,j-1)
END DO
END DO

end do

do k=2,kmx
c DO l=1,IM
c DO J=1,JM
c He(l,j,k)=sqrt(8.*abs(E(i,j,k)))/9.81)
c end do
c end do
c do jjj=1,ism
c DO l=2,IM-1
c DO J=2,JM-1
c He(i,j,k)=.2*He(i,j,k)+0.2*He(i+1,j,k)+0.2*He(i-1,j,k)+
& +0.2*He(i,j+1,k)+0.2*He(i,j-1,k)
c END DO
c END DO
c end do
c DO J=2,JM-1
c DO l=2,IM-1
c if (He(i,j,k).gt.(Ho/100.)) then
c Hexx=(He(l+1,J,k)-2*He(l,J,k)+He(l-1,J,k))/DX**2
c Heyy=(He(l,J+1,k)-2*He(l,J,k)+He(l,J-1,k))/DX**2
c Hex=(He(i+1,j,k)-He(i-1,j,k))/2./dx
c Hey=(He(i,j+1,k)-He(i,j-1,k))/2./dx
c celx=(c(i+1,j)*cg(i+1,j)-c(i-1,j)*cg(i-1,j))/2./dx
c cely=(c(i,j+1)*cg(i,j+1)-c(i,j-1)*cg(i,j-1))/2./dx
c cc=(Hex*celx+Hey*cely)/c(i,j)/cg(i,j)
c Heit=(Hexx+Heyy+cc)/He(l,J,k)
c else

```

```

c      Heit=0.0
c      end if
c      ypp=akk(i,j)**2+abs(Heit)
c      AK(I,J)=SQRT(ypp)
c      end do
c      end do

      DO J=2,JM-1
c      write (*,*) j
DO I=2,IM-1
if (Hes(i,j).gt.Ho/1000.) then
Hexx=(Hes(I+1,J)-2*Hes(I,J)+Hes(I-1,J))/DX**2
Heyy=(Hes(I,J+1)-2*Hes(I,J)+Hes(I,J-1))/DX**2
Hex=(Hes(i+1,j)-Hes(i-1,j))/2./dx
Hey=(Hes(i,j+1)-Hes(i,j-1))/2./dx
celx=(c(i+1,j)*cg(i+1,j)-c(i-1,j)*cg(i-1,j))/2./dx
cely=(c(i,j+1)*cg(i,j+1)-c(i,j-1)*cg(i,j-1))/2./dx
cc=(Hex*celx+Hey*cely)/c(i,j)/cg(i,j)
Heit=(Hexx+Heyy+cc)/Hes(I,J)
else
Heit=0.0
end if
ypp=akk(i,j)**2+abs(Heit)
AK(I,J)=SQRT(ypp)
end do
end do

      DO J=2,JM-1
DO I=2,IM-1
delta(i,j)=(ak(i,j)/akk(i,j))**2-1
if (delta(i,j).lt.-1.) delta(i,j)=-1.
c      if (delta(i,j).gt.2.) delta(i,j)=2.
if (icod(i,j).eq.0.and.icod(i,j-1).eq.1) delta(i,j)=delta(i,j+1)
if (icod(i,j).eq.0.and.icod(i-1,j).eq.1) delta(i,j)=delta(i+1,j)
if (icod(i,j).eq.0.and.icod(i+1,j).eq.1) delta(i,j)=delta(i-1,j)
end do
end do

      DO J=2,JM-1
DO I=2,IM-1
cx=(c(i+1,j)-c(i-1,j))/dx/2.
cy=(c(i,j+1)-c(i,j-1))/dx/2.
dlt=sqrt(1.+delta(i,j))
cth1=-dlt*cg(i,j)*(cos(a(i,j,k))*cx-sin(a(i,j,k))*cy)
& /c(i,j)
delx=(delta(i+1,j)-delta(i-1,j))/2./dx
dely=(delta(i,j+1)-delta(i,j-1))/2./dx
cth2=cg(i,j)*(-cos(a(i,j,k))*delx+sin(a(i,j,k))*dely)/2./dlt
cth(i,j,k)=cth1+cth2

if (icod(i,j).eq.0.and.icod(i,j-1).eq.1.and.icod(i+1,j-1).eq.1
& .and.icod(i-1,j-1).eq.0) then
cth(i,j,k)=cth(i,j,k)
else
end if

if (icod(i,j).eq.0.and.icod(i,j-1).eq.1.and.icod(i+1,j-1).eq.0

```

```

& .and.icod(i-1,j-1).eq.1) then
  cth(i,j,k)=cth(i,j,k)
  else
  end if

  end do
  end do

  DO 60 J=1,JM
DO 60 I=1,IM
  dlt=sqrt(1.+delta(i,j))
  CGX(I,J)=CG(I,J)*sin(a(i,j,k))*dlt
  CGY(I,J)=CG(I,J)*cos(a(i,j,k))*dlt
60  continue

      do i=1,im
do j=1,jm
DM=H(I,J)
Eref=9.81*(DM**2)/8.
EE=9.81*(Hes(i,j)**2)/8.
Qb(i,j)=(1.-EXP(-(EE/Eref/GAMMA**2.))**nrm))
if (Qb(i,j).gt.1) Qb(i,j)=1.
if (Qb(i,j).lt.0.) Qb(i,j)=0.
end do
end do

DO I=2,IM-1
DO J=2,JM-1
DIS=Qb(i,j)*2.*E(I,J,k)/PER
c DIS=(1.-EXP(-(E(I,J,k)/Eref/GAMMA**2.))**nrm))*2.*Eref/PER
EX=(CGX(I+1,J)*E(I+1,J,k)-CGX(I-1,J)*E(I-1,J,k))/DX/2.
tm1=cgx(i+1,j)*(-e(i+2,j,k)+9*e(i+1,j,k)+9*e(i,j,k)-e(i-1,j,k))
tm2=cgx(i,j)*(-e(i+1,j,k)+9*e(i,j,k)+9*e(i-1,j,k)-e(i-2,j,k))
tm3=abs(cgx(i+1,j))*(e(i+2,j,k)-3*e(i+1,j,k)+3*e(i,j,k)-e(i-1,j,k))
tm4=abs(cgx(i,j))*(e(i+1,j,k)-3*e(i,j,k)+3*e(i-1,j,k)-e(i-2,j,k))
EX=(tm1-tm2+1.5*tm3-1.5*tm4)/16./dx

if (cgx(i,j).gt.0) then
EX=(CGX(I,J)*E(I,J,k)-CGX(I-1,J)*E(I-1,J,k))/DX
else
EX=(CGX(I+1,J)*E(I+1,J,k)-CGX(I,J)*E(I,J,k))/DX
end if

if (cgy(i,j).gt.0) then
EY=(CGY(I,J)*E(I,J,k)-CGY(I,J-1,k))/DX
else
EY=(CGY(I,J+1)*E(I,J+1,k)-CGY(I,J)*E(I,J,k))/DX
end if

ccy=(c(i+1,j)*cg(i+1,j)*cos(-a(i+1,j,k))**2-
! c(i-1,j)*cg(i-1,j)*cos(-a(i-1,j,k))**2)/dx/2.

dey=(e(i+1,j,k)-e(i-1,j,k))/dx/2.
deyy=c(i,j)*cg(i,j)*cos(-a(i,j,k))**2*
! (e(i+1,j,k)-2*e(i,j,k)+e(i-1,j,k))/dx**2

sdlt=ak(i,j)/akk(i,j)

```

```

disp=gkapa*(ccy*dey+.5*deyy)/2./SIGMA
disp=0.

cx=(c(i+1,j)-c(i-1,j))/dx/2.
cy=(c(i,j+1)-c(i,j-1))/dx/2.

if (k.eq.1.or.k.eq.kmx) then
et=0.
Eee=E(l,J,k)
else
tht2=e(i,j,k+1)*cth(i,j,k+1)
tht0=e(i,j,k)*cth(i,j,k)
tht1=e(i,j,k-1)*cth(i,j,k-1)
et=((1-anb)*tht2-(1+anb)*tht1+2.*anb*tht0)/da/2.
Eee=(1-2.*wf)*E(l,J,k)+wf*E(i,j,k-1)+wf*E(i,j,k+1)
c Eee=E(l,J,k)
end if

if (k.eq.1.or.k.eq.kmx) then
et=0.
else
if (cth(i,j,k).gt.0) then
et=(0.75*e(i,j,k)*cth(i,j,k)+.25*e(i,j,k+1)*cth(i,j,k+1)-
& 0.75*e(i,j,k-1)*cth(i,j,k-1)-.25*e(i,j,k)*cth(i,j,k))/da
else
et=(0.75*e(i,j,k+1)*cth(i,j,k+1)+.25*e(i,j,k)*cth(i,j,k)-
& 0.75*e(i,j,k)*cth(i,j,k)-.25*e(i,j,k-1)*cth(i,j,k-1))/da
end if
end if

EN(l,J,k)=Eee-DT*EX-DT*EY-dt*et-DT*DIS+dt*disp
END DO
END DO

DO J=1,JM
EN(1,J,k)=EN(2,J,k)
c EN(1,J,k)=0.
END DO

DO J=1,JM
EN(im,J,k)=EN(im-1,J,k)
c EN(im,J,k)=0.
END DO

do i=1,im
EN(i,jm,k)=EN(i,jm-1,k)
EN(i,jm,k)=0.
end do

do i=1,im
do j=1,jm
if (icod(i,j).eq.1) EN(i,j,k)=0.
end do
end do

```

```

430 DO I=2,IM-1
      DO J=2,JM-1
        DIS=Qb(i,j)**2.*en(I,J,k)/PER
c      DIS=(1.-EXP(-(E(I,J,k)/Eref/GAMMA**2.)*nrn))*2.*Eref/PER
        EX=(CGX(I+1,J)*en(I+1,J,k)-CGX(I-1,J)*enp(I-1,J,k))/DX/2.
        tm1=cgx(i+1,j)*(-en(i+2,j,k)+9*en(i+1,j,k)+9*en(i,j,k)-enp(i-1,j,k))
        tm2=cgx(i,j)*(-en(i+1,j,k)+9*en(i,j,k)+9*enp(i-1,j,k)-enp(i-2,j,k))
        tm3=abs(cgx(i+1,j))*(en(i+2,j,k)-
& 3*en(i+1,j,k)+3*en(i,j,k)-enp(i-1,j,k))
        tm4=abs(cgx(i,j))*(en(i+1,j,k)-3*en(i,j,k)+3*enp(i-1,j,k)-enp(i-2,j,k))
        EX=(tm1-tm2+1.5*tm3-1.5*tm4)/16./dx

        if (cgx(i,j).gt.0) then
          EX=(CGX(I,J)*en(I,J,k)-CGX(I-1,J)*enp(I-1,J,k))/DX
        else
          EX=(CGX(I+1,J)*en(I+1,J,k)-CGX(I,J)*en(I,J,k))/DX
        end if

        if (cgy(i,j).gt.0) then
          EY=(CGY(I,J)*en(I,J,k)-CGY(I,J)*enp(I,J-1,k))/DX
        else
          EY=(CGY(I,J+1)*en(I,J+1,k)-CGY(I,J)*en(I,J,k))/DX
        end if

c      ccy=(c(i+1,j)*cg(i+1,j)*cos(-a(i+1,j,k))**2-
c      ! c(i-1,j)*cg(i-1,j)*cos(-a(i-1,j,k))**2)/dx/2.
c      dey=(en(i+1,j,k)-en(i-1,j,k))/dx/2.
c      deyy=c(i,j)*cg(i,j)*cos(-a(i,j,k))**2*
c      ! (en(i+1,j,k)-2*en(i,j,k)+en(i-1,j,k))/dx**2
c      disp=gkapa*(ccy*dey+.5*deyy)/2./SIGMA
c      disp=0.

        cx=(c(i+1,j)-c(i-1,j))/dx/2.
        cy=(c(i,j+1)-c(i,j-1))/dx/2.

        if (k.eq.1.or.k.eq.kmx) then
          et=0.
          Eee=en(I,J,k)
        else
          tht2=en(i,j,k+1)*cth(i,j,k+1)
          tht0=en(i,j,k)*cth(i,j,k)
          tht1=enp(i,j,k-1)*cth(i,j,k-1)
          et=((1-anb)*tht2-(1+anb)*tht1+2.*anb*tht0)/da/2.
          Eee=(1-2.*wf)*en(I,J,k)+wf*enp(i,j,k-1)+wf*en(i,j,k+1)
c      Eee=en(I,J,k)
        end if

        if (k.eq.1.or.k.eq.kmx) then
          et=0.
        else
          if (cth(i,j,k).gt.0) then
            et=(0.75*en(i,j,k)*cth(i,j,k)+.25*en(i,j,k+1)*cth(i,j,k+1)-
& 0.75*enp(i,j,k-1)*cth(i,j,k-1)-.25*en(i,j,k)*cth(i,j,k))/da
          else
            et=(0.75*en(i,j,k+1)*cth(i,j,k+1)+.25*en(i,j,k)*cth(i,j,k)-
& 0.75*en(i,j,k)*cth(i,j,k)-.25*enp(i,j,k-1)*cth(i,j,k-1))/da
          end if
        end if

        ENp(I,J,k)=Eee-DT*EX-DT*EY-dt*et-DT*DIS+dt*disp

```

```

        END DO
        END DO

        DO J=1,JM
        ENp(1,J,k)=ENp(2,J,k)
c      ENp(1,J,k)=0.
        END DO

        DO J=1,JM
c      enp(im,J,k)=enp(im-1,J,k)
        enp(im,J,k)=0.
        END DO

        do i=1,im
        enp(i,jm,k)=enp(i,jm-1,k)
        enp(i,jm,k)=0.
        end do

        do i=1,im
        do j=1,jm
        if (icod(i,j).eq.1) enp(i,j,k)=0.
        end do
        end do

        de=0.
        dee=0.

        DO I=1,IM
        do j=1,jm
        if (icod(i,j).eq.0) then
De=De+ABS(en(l,j,k)-enp(l,j,k))
Dee=Dee+ABS(enp(l,j,k))
        else
c      de=0.
        end if

        END DO
        end do

c      write(*,*) de,dee

        if (dee.lt..0001) dee=1.

        DeL=De/Dee

c      IF (DeL.GE.0.001) THEN
        write(*,*) iter
        ITER=ITER+1
        GOTO 300
        ELSE
        GOTO 350
        ENDIF
300  continue

c      IF (ITER.GT.250) GOTO 350

        DO I=1,IM

```



```

do j=1,jm
eN(l,j,k)=eNP(l,j,k)
END DO
end do
GOTO 430

350 CONTINUE

DO I=1,IM
DO J=1,JM
He(l,j,k)=sqrt(8.*abs(ENp(i,j,k))/9.81)
END DO
END DO

end do

DO I=1,IM
DO J=1,JM
Hese=0.
do k=1,kmx
Hese=Hese+He(i,j,k)**2
end do
Hes(i,j)=sqrt(Hese)
end do
end do

do k=1,kmx
DO 420 I=1,IM
DO 420 J=1,JM
E(i,j,k)=ENp(i,j,k)
420 CONTINUE
end do

WRITE (*,*) T, iter
iter=0

IF(N.LT.NM) GOTO 100

OPEN(14,FILE='WN.DAT')
OPEN(12,FILE='height.DAT')

DO I=1,IM
DO J=1,JM

aa=0

do k=1,kmx
aa=aa+a(i,j,k)*He(i,j,k)**2
end do
aa=aa/Hes(i,j)**2

WRITE(14,212) I*dx,j*dx,
& Hes(i,j)*sin(aa),Hes(i,j)*COS(aa)

```

```
WRITE(12,212) i*dx,j*dx,Hes(i,j),-H(I,J),aa,Qb(i,j)
end do
end do
```

```
212 FORMAT (6F12.4)
CLOSE(12)
```

```
STOP
END
```

Μοντέλο 1-Line

```
c      Th. V. Karambas
c      transformed CERC sediment transport equation
c      based on N. Kraus and S. Harikai paper (CE, 1983)
c      long-term shoreline evolution

implicit real*8 (a-h,o-z)
implicit integer*4 (i-n)
PARAMETER (jm=1000)
DIMENSION XS(jm),XOS(jm),Q(jm),H(jm),F(jm),FO(jm),QXS(jm),XX(JM)
dimension xin(jm),xsn(jm),qn(jm),fn(jm),FS(JM)
dimension a(jm), b(jm),c(jm),dd(jm),H11(jm), g(jm)
C      DT=TIME STEP IN secs
C      DX=SPACE STEP
C      IM=MAX VALUES OF I
C      TEND=TOTAL TIME IN secs
C      A=COEFFICIENT OF THE EQ. (7.5) OR EQ. (K10.30)
C      HH=MEAN DEPTH
C      GAMMA=BREAKING INDEX

DATA DT,DX,IM,TEND,HH/500.,20,50,300000.,3./
DATA GAMMA/.8/
tana=1./60.
AK1=0.3
AK2=0.4
c      runs much better when coef1=1.
coef1=1.
coef2=1.-coef1

iloop=2

c      AK1=0.7
c      AK2=0.8

C      AK1, AK2 COEFFICIENTS TO BE CALIBRATED

C      if 1.46**2.5 then Hrms_b
bit1=AK1/(16.*(2.65-1.)*0.6*1.416**2.5)
bit2=AK2/(8.*(2.65-1.)*0.6*tana*1.416**2.5)
WRITE (*,*) BIT1,BIT2
C      if 1.46**2.5 then Hrms_b

OPEN(10,FILE='line_se.DAT')

C      XOS(I)=INITIAL SHORELINE
C      x-axis vertical
C      y-axis horizontal
C      H(I)=BREAKING HEIGHT
C      DB(I)=BREAKING DEPTH
C      FO(I)=ANGLE AT THE BREAKING POINT
C      positive FO and parallel to y-axis shoreline
C      result to negative Q
C      QXS(I)=ON-OFFSHORE SEDIMENT TRANSPORT RATE NEAR SHORELINE

c      OPEN (11,FILE='init.dat')
DO I=1,IM
c      READ(11,*) aXX,Xos(I)
c      XOS(I)=-0.2*i*dx+500.
```

```

xos(i)=500
END DO
CLOSE(11)

OPEN (9,FILE='hb_se.txt')
DO I=1,IM
  QXS(I)=0.
  READ(9,*) h(i),FO(I)
c ,QXS(I)
END DO
CLOSE(9)

DO I=1,IM
  XS(I)=XOS(I)
END DO

TN=0
100 TN=TN+DT
c   write(*,*) tn
DO I=2,IM-1
  fs(i)=ATAN((XS(I)-XS(I-1))/DX)
  F(I)=FO(I)-fs(i)
END DO

c *****
c IMPLICIT SCHEME
c *****

c   DO I=2,IM-1
c   FS(I)=ATAN((XSn(I)-XSn(I-1)+XS(I)-XS(I-1))/DX/2.)
c   FS(I)=ATAN((XS(I)-XS(I-1))/DX)
c   par=dx**2+(XSn(i)-XSn(i-1))**2
c   fs(i)=asin(.5*(XSn(i)-XSn(i-1)+XS(i)-XS(i-1))/sqrt(par))
c   END DO
c   DO I=2,IM-1
c   F(I)=FO(I)-fs(i)
c   END DO

DO I=2,IM-1
DB=H(I)/GAMMA
BB=dt/(2.*HH*dx)
HX=(H(i+1)-H(i))/dx

tern=SIN(FO(I))*cos(FS(i))*HX
EE=SQRT(9.81*DB)*H(I)**2*(2.*bit1*COS(FS(I))**2*COS(2.*FO(I))
& +bit2*tern)/DX

TERM1=BIT1*SIN(2*FO(I))*(2*COS(FS(I))**2-1)
TERM2=BIT2*HX*COS(FO(I))*cos(FS(I))
FF=SQRT(9.81*DB)*H(I)**2*(TERM1-TERM2)

Gi1=xs(i-1)+BB*(q(i-1)-q(i)+2*dx*qxs(i-1))
Gi=xs(i)+BB*(q(i)-q(i+1)+2*dx*qxs(i))
pard=1.+2.*BB*EE
dfm=EE*(Gi1-Gi)+FF

a(i)=-BB*EE
b(i)=pard

```

```
c(i)=-BB*EE
dd(i)=dfm
```

```
END DO
```

```
c *****
c SOLUTION OF THE SYSTEM
c *****
```

```
c the system is written:
c  $B(1)*x(1)+C(1)*x(2)=dd(i)$ 
c  $A(2)*x(2)+B(2)*x(2)+C(2)*x(2)=dd(2)$ 
c  $A(3)*x(3)+B(3)*x(3)+C(3)*x(3)=dd(3)$ 
c ....
c ....
c  $A(im)*x(im)+B(im)*x(im)=dd(im)$ 
```

```
c BOUNDARY CONDITIONS
```

```
c A groin at  $x=im/2$ :
c  $B(im/2)=1.$ 
c  $C(im/2)=0.0$ 
c  $DD(im/2)=0.$ 
```

```
c An 'Open sea' BC:
```

```
c  $A(IM)=-1.0$ 
c  $B(IM)=1.0$ 
c  $DD(IM)=0.$ 
```

```
B(1)=1.
C(1)=0.0
DD(1)=0.
```

```
A(IM)=-1.0
B(IM)=1.0
DD(IM)=0.
```

```
G(1)=C(1)/B(1)
```

```
do l=2,im-1
G(l)=C(l)/(B(l)-A(l)*G(l-1))
end do
```

```
H11(1)=DD(1)/B(1)
```

```
do l=2,im
H11(l)=(DD(l)-A(l)*H11(l-1))/(B(l)-A(l)*G(l-1))
end do
```

```
qN(im)=H11(im)
do l=im-1,1,-1
qN(l)=H11(l)-G(l)*qN(l+1)
end do
```

```

do i=2,im-1
DB=H(l)/GAMMA
BB=dt/(2.*HH*dx)
Gi=xs(i)+BB*(q(i)-q(i+1))+2*dx*qxs(i)
XSn(l)=BB*(qn(i)-qn(i+1))+Gi
end do

      xsn(1)=xsn(2)
xsn(im)=xsn(im-1)

do i=1,im
q(i)=qn(i)
xs(i)=xsn(i)
end do

write (*,*) tn

IF(TN.LT.TEND) GOTO 100

DO I=1,IM

WRITE (10,125) i*dx,XS(I),xos(i),qn(i)
END DO
125  FORMAT (4F18.10)

      STOP
END

```

CERC.for

```
c      Th. V. Karambas
c      CERC formula, eq (K10.30)
c      breaking wave height, period, angle and sediment transport

c      Ho T  gonia (moires) slp=klisi
      data Ho,per,ad,slp/1.,8.,30.,0.02/

      pi=4.0*atan(1.0)
      A0=(Ad/90)*pi/2.

      omega=2*PI/per

      ALo=9.81*(PER**2)/(2*PI)
      ALNGHP=ALo

      aksi=slp/sqrt(Ho/ALo)
      gamma=aksi**0.17+0.08

      Hod=Ho
      do i=1,20
      Hb=Hod*(1./3.3/(Hod/aLo)**.3333)
      db=Hb/gamma
      d=db

      SIGMA=2*PI/PER
      PSI=(SIGMA**2)*D/9.81
      HLHUNT=1+.6522*PSI+.4622*(PSI**2)+.0864*(PSI**4)+.0675*PSI**5
      HUNT=1.0/(PSI+1.0/HLHUNT)
      ALNGH=PER*SQRT(9.81*D)*SQRT(HUNT)

39 AKAPA=2*PI/ALNGHP
   AKD=AKAPA*D
   CH2=COSH(2*AKD)
   s=1/ch2
   SH=SINH(AKD)
   TH=TANH(AKD)
   anl=1
   ALNGH=ALo*anl*TANH(AKD)
   DLEN=ABS(ALNGH-ALNGHP)
   IF (DLEN.GT.0.001) THEN
   ALNGHP=ALNGH
   GOTO 39
   ELSE
   END IF
   CEL=ALNGH/PER
   aL=ALNGH

   an=0.5*(1.+2*AKD/SINH(2*AKD))

   A=ASIN(aL/ALo*SIN(A0))
   aKr=sqrt(cos(A0)/cos(A))
   Hod=Ho*akr

end do

ab=a
```

```
write(*,*) 'Hb, db, ab',Hb,db,ab
qsh=0.025*(Hb)**2*an*sqrt(9.81*db)*sin(2*ab)
write (*,*) 'Q-CERC=',qsh*365*24*3600
stop
end
```


Jonswap.for

- c Theofanis V. Karambas
- c JONSWAP method

```
write (*,*) 'fetch, F=? (in m)'  
read (*,*) F
```

```
write (*,*) 'duration, td=? (in sec)'  
read (*,*) td
```

```
write (*,*) 'wind velocity, U=? (in m/s)'  
read (*,*) U
```

```
write (*,*)  
write (*,*)  
write (*,*)
```

```
phi=9.81*F/U**2
```

```
if (phi.ge.22800) then  
Hs=(U**2/9.81)*0.243  
Ts=(U/9.81)*8.13  
write (*,*) 'fully developed sea'  
write (*,*)  
goto 100  
else  
end if
```

```
par1=9.81*td/U
```

```
par2=68.8*(phi)**0.6666667
```

```
if (par1.ge.par2) then  
x=F  
write (*,*) 'fetch limited'  
write (*,*)  
else  
write (*,*) 'duration limited'  
write (*,*)  
x=(9.81*td/U/68.8)**1.5*(U**2)/9.81  
  
end if
```

```
Hs=(U**2/9.81)*0.0016*(9.81*x/U**2)**0.5  
Ts=(U/9.81)*0.286*(9.81*x/U**2)**0.333333
```

```
write (*,*) ' x phi'  
write (*,*) x,phi
```

```
100 write (*,*)  
write (*,*)  
write (*,*) ' Hs Ts'  
write (*,*) Hs,Ts
```

```
stop
```

```
end
```

JONSWAP.ECXEL

ΔΕΔΟΜΕΝΑ	g	9,81	9,81
	t _D	14400,00	18000,00
	U _A	7,0	6,5
	F	41171	41171
KPITHPIO	X	25003	33896
ΖΗΤΟΥΜΕΝΑ	H _s	0,56	0,62
	T _P	3,38	3,67
ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΣ	g*t _D /U _A	20325,76	27000,00
	g*F/U _A ²	8361,59	9442,89
	68,8*(g*F/U _A ²) ^{0,66}	26686,97	28917,30
	g*t _D /U _A *68,8	295,43	392,44
	(g*t _D /U _A *68,8) ^{1,5}	5077,94	7774,33
	U _A ² /g	4,92	4,36
	(g*t _D /U _A *68,8) ^{1,5} (U _A ² /g)	25002,76	33896,08
	((g*x)/U _A ²)	5077,94	7774,33
0,0016*((g*x)/U _A ²) ^{0,5}	0,11	0,14	
U _A /g	0,71	0,67	
0,286*((g*x)/U _A ²) ^{0,33}	4,78	5,50	