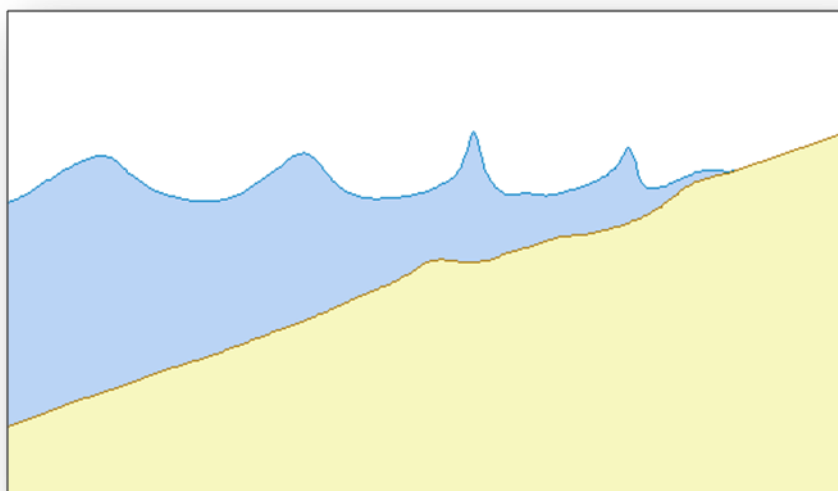


ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΙΓΑΙΟΥ
ΤΜΗΜΑ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ



Ασκήσεις Παράκτιας Μηχανικής/ Μορφοδυναμικής



Ι. Μονιούδη, Α.Φ. Βελεγράκης, Θ. Χασιώτης

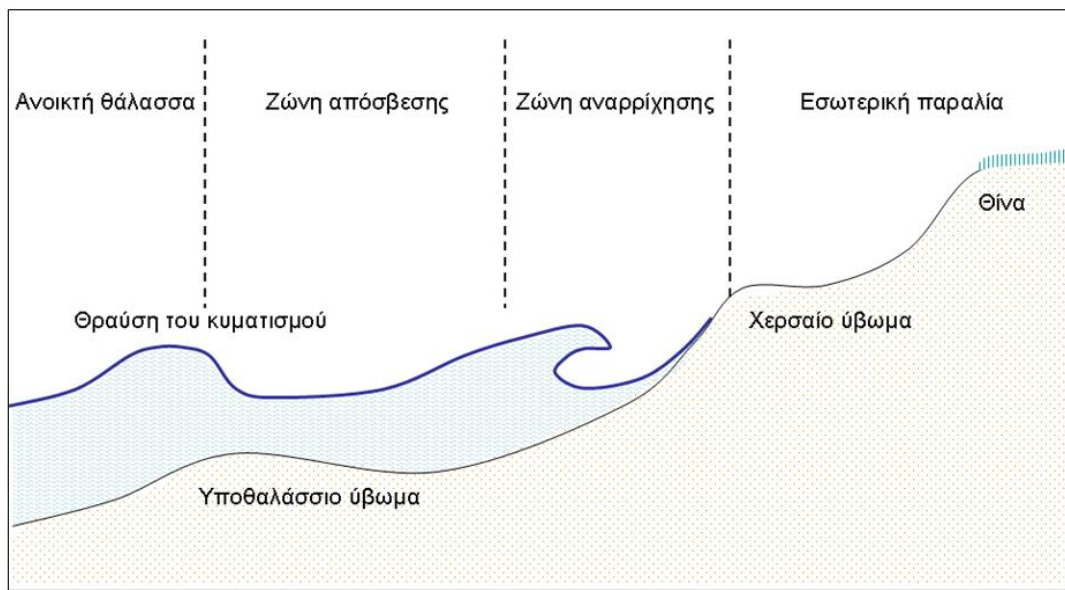
Μυτιλήνη, 2016

Εγκάρσια μορφολογία της παραλίας - Ανάλυση τοπογραφικών δεδομένων

1 Γενική μορφολογία της παραλίας

Τα πλέον χαρακτηριστικά μορφολογικά στοιχεία μίας παραλίας είναι το χερσαίο ιζηματογενές ύβωμα (berm) με ή χωρίς ‘κρημνό’ (berm scarp), η χερσαία ‘εσωτερική παράλια’ (backshore), ο υποθαλάσσιος επιμήκης ιζηματογενής ύφαλος (longshore bar) και η υποθαλάσσια επιμήκη κοιλότητα ροής (longshore trough). Η παραλία χαρακτηρίζεται από χωροχρονική μεταβλητότητα, δηλ. αλλάζει τόσο στην χωρική όσο και στην χρονική κλίμακα. Οι μεγαλύτερες αλλαγές συμβαίνουν κοντά στην ακτογραμμή και μειώνονται προς την ανοικτή θάλασσα. Οι αλλαγές αυτές ελέγχονται από την παράκτια υδροδυναμική (από τον χαρακτήρα και ένταση της κυματικής ενέργειας), αφού αυτή ελέγχει την

- ανατάραξη (disturbance),
- κίνηση (movement),
- επαναιώρηση (resuspension),
- μεταφορά (transport) και
- απόθεση (deposition) των παράκτιων ιζημάτων που κτίζουν τις παραλίες



Σχήμα 1-1 Μορφολογικά χαρακτηριστικά ενός τυπικού παραλιακού προφίλ (Βουσδούκας, 2006).

1.1 Τα μορφολογικά στοιχεία της παραλίας

Το παραλιακό ύβωμα (berm)

Το παραλιακό ύβωμα (έξαλος αναβαθμός-berm) είναι το σχεδόν οριζόντιο τμήμα της χερσαίας παραλίας, το οποίο σχηματίζεται κάτω από ήπιες κυματικές συνθήκες. Το ύβωμα σχηματίζεται καλύτερα σε παραλίες αποτελούμενες από χονδρόκοκκα ιζήματα όπως χαλίκια και χονδρόκοκκες άμμους (Bagnold, 1940) και το υψος του B_h εξαρτάται από το ύψος που φθάνει το κύμα στην παραλία. Βρέθηκε (Sunamura, 1989) ότι το ύψος του υβώματος B_h δίνεται από:

$$B_h = 0.125(H_b)^{5/8} (gT^2)^{3/8} \quad [1-1]$$

όπου H_b είναι το ύψος του κύματος στην θραύση, και T η κυματική περίοδος.

Τα υποθαλάσσια υβώματα (longshore bars)

Κάτω από ισχυρά κύματα, το χερσαίο ύβωμα (berm) καταστρέφεται και το ιζημα μεταφέρεται προς την θάλασσα όπου και σχηματίζει υποθαλάσσια υβώματα (longshore bars) και κοιλάδες (troughs). Η μεταβολή του προφίλ είναι το αποτέλεσμα της «προσπάθειας» της παραλίας να ανασχηματισθεί έτσι ώστε το υποθαλάσσιο τμήμα της να απορροφήσει μεγαλύτερο ποσοστό της προσπίπτουσας κυματικής ενέργειας. Γενικά, η θέση, το μέγεθος και το βάθος των υποθαλάσσιων υβωμάτων (longshore bars) εξαρτάται από το είδος, το ύψος και τη θέση των θραυόμενων κυμάτων.

Οι υποθαλάσσιες κοιλάτητες (troughs)

Σχηματίζονται από την τυρβώδη ροή των θραυόμενων κυμάτων και τα κυματογενή ρεύματα (ρεύματα παράλληλα στην ακτή και ρεύματα επιστροφής (undertow). Έτσι, η θέση της κοιλάτητας σχετίζεται με το σημείο θραύσης των κυμάτων.

1.2 Το βάθος κλεισίματος (closure depth)

Στην παραλιακή διατομή υπάρχει ένα όριο προς την πλευρά της θάλασσας (βάθος κλεισίματος-closure depth) μέχρι το οποίο λαμβάνουν χώρα σημαντικές παραλιακές διεργασίες ιζηματομεταφοράς, που έχουν σαν αποτέλεσμα σημαντικές μεταβολές της υποθαλάσσιας παραλιακής διατομής (μορφολογίας) (Σχήμα 2-1): πέρα από το βάθος κλεισίματος, χρονοσειρές αποτυπώσεων της παραλιακής διατομής δείχνουν αμελητέες βαθυμετρικές μεταβολές (Nicholls, 1998). Η έννοια του βάθους

κλεισίματος είναι ιδιαίτερα χρήσιμη σε εφαρμογές, όπως η εκτίμηση του ισοζυγίου ιζημάτων και η μαθηματική προσομοίωση της μορφοδυναμικής (Komar, 1998).

Το βάθος κλεισίματος μπορεί να υπολογιστεί σχετικά εύκολα αν είναι διαθέσιμες υψηλής ποιότητας χρονοσειρές μορφολογικών αποτυπώσεων μιας παραλιακής διατομής. Απεικονίζοντας όλες τις αποτυπώσεις μαζί σε ένα διάγραμμα δημιουργείται μια δεσμίδα, (Σχήμα 2-1), το εύρος της οποίας είναι ενδεικτικό της μορφολογικής μεταβλητότητας κατά τη διάρκεια της περιόδου των αποτυπώσεων. Η δεσμίδα έχει μεγάλο εύρος στις ζώνες απόσβεσης και θραύσης το οποίο μειώνεται σταδιακά προς την κατεύθυνση της ανοικτής θάλασσας μέχρι ένα βάθος (βάθος κλεισίματος) όπου οι μορφολογικές μεταβολές είναι ασήμαντες (δηλ. μικρότερες από το σφάλμα των μετρήσεων, που για τα δεδομένα από το Duck είναι 0.027 m (βλ. Lee and Birkemeier, 1993)).

Απόντων καλής ποιότητας δεδομένων, το βάθος κλεισίματος εκτιμάται από σχέσεις που συνδέουν το βάθος κλεισίματος με υδροδυναμικά δεδομένα. Ο Hallermeier (1981), ο οποίος χρησιμοποίησε μορφολογικές αποτυπώσεις διατομών από πολλές παραλίες και κάτω από διαφορετικές υδροδυναμικές συνθήκες βρήκε ότι

$$h_c = 2.28H_{sx} - 68.5 \frac{H_{sx}^2}{gT_{sx}^2} \quad [1-1]$$

όπου h_c είναι το βάθος κλεισίματος, H_{sx} είναι το μέγιστο ύψος κύματος κοντά στην ακτή που εμφανίζεται 12 ώρες ετησίως και T_{sx} η περίοδος του. Οι παράμετροι H_{sx} , T_{sx} μπορεί επίσης να μην είναι πάντα διαθέσιμες, οπότε για πρακτικούς λόγους ο Hallermeier (1981) πρότεινε την απλούστερη προσέγγιση:

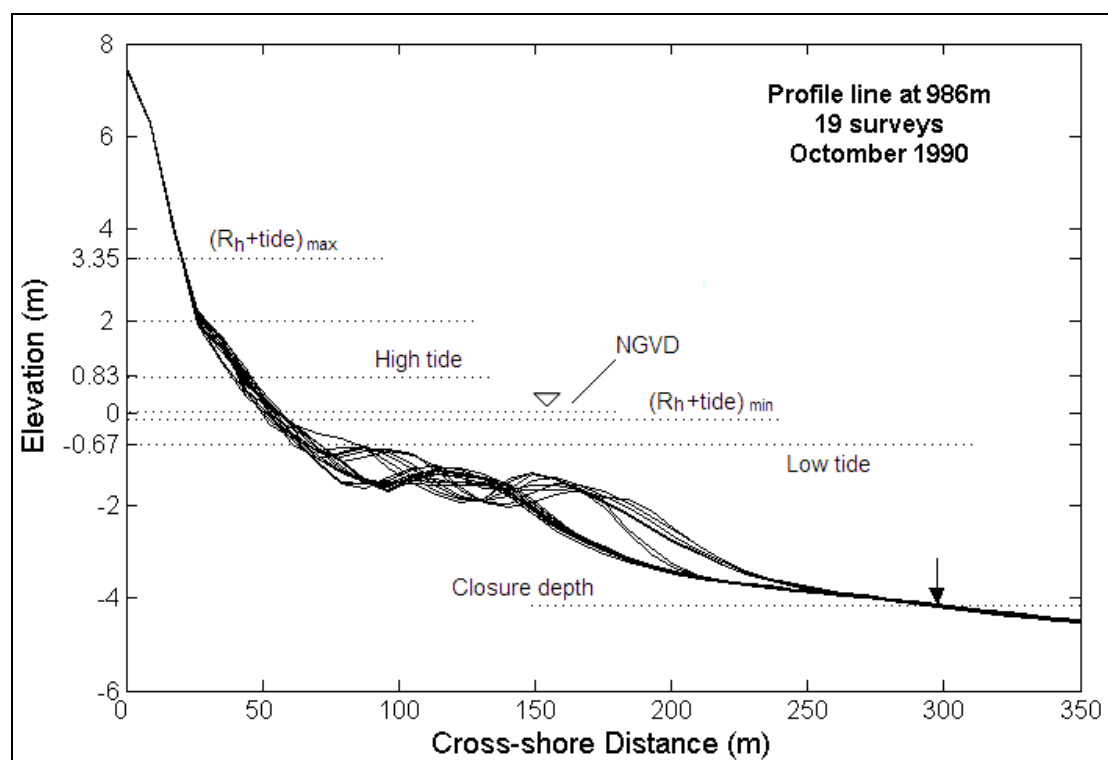
$$h_c = 2\bar{H}_s - 11\sigma \quad [1-2]$$

όπου $\bar{H}_s$ είναι μέση ετησίως τιμή του σημαντικού ύψους κύματος (το οποίο ορίζεται ως η μέση τιμή του ενός τρίτου των υψηλότερων κυμάτων) και σ είναι η τυπική απόκλιση του.

Το βάθος κλεισίματος έχει χρησιμοποιηθεί ευρέως για τον σχεδιασμό ήπιων έργων παράκτιας μηχανικής, όπως η τεχνητή αναπλήρωση παραλιών και η διάθεση βυθοκορημένου υλικού (π.χ. Stive et al., 1991). παρόλα αυτά, ο προσδιορισμός της θέσης του καθώς και η σημασία και το θεωρητικό υπόβαθρο του έχουν συζητηθεί κριτικά από ορισμένους ερευνητές (Inman et al., 1993· Pilkey et al., 1993).

2. Δυναμική παραλίας

Οι παραλίες δεν παραμένουν σταθερές ούτε στον χώρο αλλά ούτε και στον χρόνο (Komar, 1998). Διαφορετικά τμήματα της ίδιας παραλίας μπορεί να χαρακτηρίζονται από διαφορετικά προφίλ, λόγω κατά μήκος αλλαγών των κυματικών χαρακτηριστικών (κυρίως ύψος και γωνία πρόσπτωσης). Υπάρχουν σημαντικές αλλαγές της παραλίας σε διαφορετικές χρονικές κλίμακες.



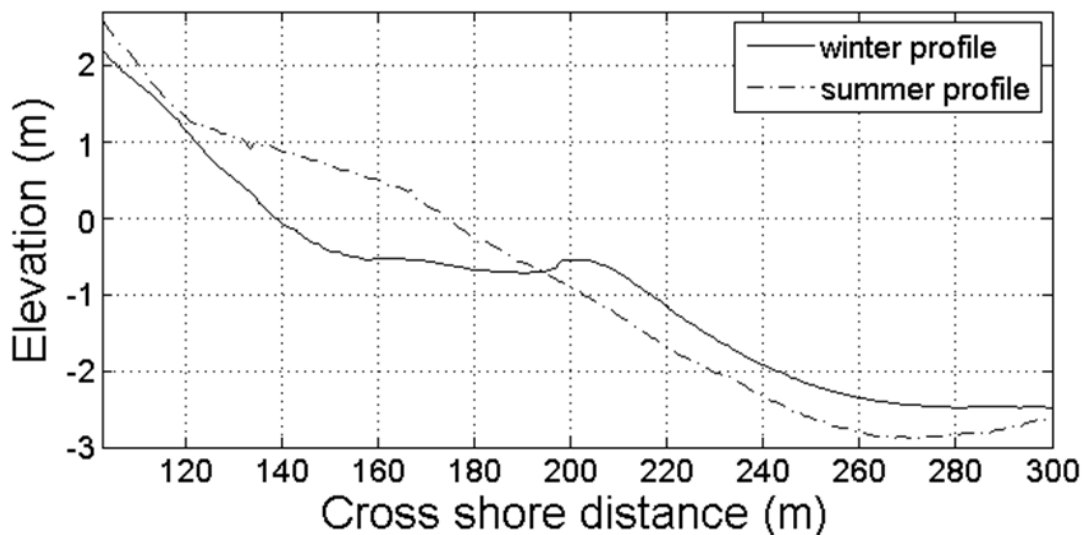
Σχήμα 2-1. Οι αποτυπώσεις της διατομής της παραλίας στο Duck, κατά τη διάρκεια του πειράματος Delilah, η χαμηλότερη (Low tide) και ψηλότερη (High tide) παλιρροιακή στάθμη, η μέγιστη $((R_h+tide)_{max})$ και ελάχιστη αναρρίχηση $((R_h+tide)_{min})$, το Εθνικό Γεωδαιτικό Κατακόρυφο σημείο αναφοράς (National Geodetic Vertical Datum, NGVD) και το βάθος κλεισίματος.

2.1 Μεταβολές της παραλιακής διατομής

Οι μορφολογικές μεταβολές της παραλιακής ζώνης εγκάρσια (κάθετα) στην ακτογραμμή, μπορούν να κατηγοριοποιηθούν με βάση τις χωρο-χρονικές τους κλίμακες ως (EUROSION, 2004):

- Μεταβολές της τάξης μερικών χιλιομέτρων και δεκαετιών, που λαμβάνουν χώρα στο μέτωπο της παραλίας και σχετίζονται και με μεταβολές στο ευρύτερο σχήμα της ακτογραμμής.

- Εποχιακές μεταβολές, που λαμβάνουν χώρα στις ζώνες απόσβεσης και διαβροχής και αφορούν την απόκριση της παραλίας στις καιρικές μεταβολές, με κύρια διεργασία, την ανταλλαγή ιζημάτων μεταξύ του χερσαίου (έξαλου) και του υποθαλάσσιου (ύφαλου) αναβαθμού (ή ύβωμα). Μακροχρόνιες παρατηρήσεις σε παραλίες των δυτικών ακτών των ΗΠΑ οδήγησαν στην αναγνώριση ενός ‘χειμερινού’ και ενός ‘θερινού’ προφίλ (Σχήμα 2-2) καθώς και ενός εποχιακού κύκλου στην παραλιακή μορφολογία (π.χ. Hayes and Boothroyd, 1969). Τον χειμώνα τα θυελλώδη κύματα μεγάλης καμπυλότητας, καθώς και οι επικρατούντες υψηλής ενέργειας κυματισμοί μεταφέρουν το ίζημα της παραλίας στους υποθαλάσσιους αναβαθμούς (ή υβώματα) (Σχήμα 2-2). Το καλοκαίρι, όταν η ενέργεια και το μήκος των κυματισμών είναι μειωμένα, το ίζημα μεταφέρεται σταδιακά και πάλι προς την χερσαία παραλία.



Σχήμα 2-2. Το χειμερινό και θερινό προφίλ. Τα προφίλ προέρχονται από μετρήσεις πεδίου κατά τη διάρκεια του πειράματος SandyDuck στην περιοχή Duck. Το χειμερινό προφίλ (winter profile) αποτυπώθηκε στις 16 Δεκεμβρίου και το θερινό (summer profile) στις 28 Ιουλίου.

- Μεταβολές της κλίμακας ωρών-ημερών, που λαμβάνουν χώρα κατά την διάρκεια ακραίων καιρικών φαινομένων (θυελλωδών κυματισμών) και συνήθως εκτείνονται σε όλη την περιοχή μεταξύ της ακτογραμμής και του βάθους κλεισίματος (closure depth).

3. Ανάλυση τοπογραφικών δεδομένων

Η μέθοδος των εμπειρικών ορθογώνιων συναρτήσεων είναι μια ευρέως διαδεδομένη τεχνική η οποία καθορίζει τις κυρίαρχες τάσεις μεταβλητότητας σε μία ομάδα δεδομένων (Aubrey and Emery, 1983). Χρησιμοποιήθηκε για πρώτη φορά στις κοινωνικές επιστήμες και είναι γνωστή με ποικίλες ονομασίες όπως: ανάλυση κύριων συνιστωσών (Principal Component Analysis), ανάλυση παραγόντων (Factor Analysis), ανάλυση εμπειρικών ιδιοσυναρτήσεων (Empirical Eigenfunction Analysis) ή ανάλυση εμπειρικών ορθογώνιων συναρτήσεων (Empirical Orthogonal Function Analysis). Η τεχνική αυτή βρίσκει συχνά εφαρμογή σε καιρικές και μετεωρολογικές προβλέψεις (Lorenz, 1959· Hayden and Smith, 1982), σε μελέτες αλληλεπίδρασης θάλασσας – ατμόσφαιρας (Davis, 1976), και στην ανάλυση τοπογραφικών προφίλ παραλίων και δεδομένων επιφανειακών κυματισμών (Winant, Inman and Nordstrom, 1975· Aubrey, 1979· 1983). Βασικά η μέθοδος αποσκοπεί στο να απομονώσει την χωρική και χρονική εξάρτηση των δεδομένων, ώστε αυτά να αναπαρασταθούν με την μορφή γραμμικών συνδυασμών των αντίστοιχων συναρτήσεων στον χρόνο και στον χώρο, παράγοντας ένα ουσιαστικά μικρότερο αριθμό μεταβλητών οι οποίες εμπεριέχουν όμως τη μέγιστη πληροφορία της αρχικής ομάδας. Τα πλεονεκτήματα της μεθόδου έχουν ως εξής: (1) η τεχνική είναι αντικειμενική και δεν επιβάλλει μια προκαθορισμένη φόρμα των δεδομένων, ενώ οι συναρτήσεις που προκύπτουν μπορούν να εφαρμοστούν βέλτιστα (best-fit) σε μια οποιαδήποτε υποκειμενική καμπύλη, (2) παρέχει αντικειμενικούς μέσους των ταξινομημένων μη συσχετιζόμενων τάσεων της μεταβλητότητας για να περιορίσει τα ασθενή σήματα ή τον ‘θόρυβο’ στα δεδομένα, (3) διευκολύνει την ερμηνεία της χωρικής και χρονικής μεταβλητότητας, (4) παράγει τάσεις της μεταβλητότητας οι οποίες δεν συσχετίζονται μεταξύ τους, (5) αναπαριστά τάσεις μεταβλητότητας, συνεπής και με το χώρο και με το χρόνο με τον πιο αποτελεσματικό δυνατό τρόπο (Aubrey and Emery, 1983).

Στην παρούσα εργασία η μέθοδος των εμπειρικών ορθογώνιων συναρτήσεων χρησιμοποιήθηκε για την ανάλυση τοπογραφικών προφίλ παραλίων. Οι συναρτήσεις που προκύπτουν από την ανάλυση στην περίπτωση αυτή, αναπαριστούν την μεταβολή της διευθέτησης του προφίλ, ως προς την απόσταση από σταθερά σημεία των δεδομένων και ως προς τις χρονικές μεταβολές της διάταξης του προφίλ, κατά την διάρκεια της παρακολούθησης (Winant et al., 1975). Η μέθοδος αναλύει την μεταβολή του προφίλ σε κύριες συνιστώσες και καθορίζει τους κυρίαρχους τρόπους

με τους οποίους μεταβάλλεται η τοπογραφία του. Οι κύριες συνιστώσες απλοποιούν τη διερεύνηση των επικρατέστερων τάσεων και διευκολύνουν την ταξινόμηση των τοπογραφικών δεδομένων.

Οι πρώτες εφαρμογές της μεθόδου σε τοπογραφικά προφίλ, πραγματοποιήθηκαν σε μονοδιάστατη μορφή, χρησιμοποιώντας ως δεδομένα χρονοσειρές αποτυπώσεων ενός προφίλ (χρονική μεταβολή) ή τομές διαδοχικών σταθμών κατά την διάρκεια της ίδιας ημέρας (χωρική μεταβολή). Οι Winant et al. (1975) ανέλυσαν τοπογραφικά δεδομένα δύο ετών από την περιοχή Torrey Pines Beach (California) και συμπέραναν ότι οι τρεις πρώτες χωρικές ιδιοσυναρτήσεις, που αντιστοιχούν στις τρεις μεγαλύτερες ιδιοτιμές μπορούν να αποδώσουν σχεδόν όλη τη μεταβολή του προφίλ. Πιο συγκεκριμένα κατέληξαν στα εξής: (1) η πρώτη χωρική ιδιοσυνάρτηση (e1) αντιπροσωπεύει το 'μέσο' προφίλ της χρονοσειράς, (2) η δεύτερη (e2) δίνει την μέγιστη και την ελάχιστη τιμή στη θέση του χερσαίου και του υποθαλάσσιου αναβαθμού αντίστοιχα, και (3) η τρίτη συνάρτηση (e3) ονομάζεται 'terrace function' και παρουσιάζει ένα ευρύ μέγιστο που αντιστοιχεί στην χαμηλότερη στάθμη της παλίρροιας (low-tide terrace).

Με την σημασία των τριών μεγαλύτερων χρονικών ιδιοσυναρτήσεων ασχολήθηκε ο Aubrey (1979) ο οποίος συμπέρανε ότι: (1) από την πρώτη συνάρτηση (c1) μπορεί να εξαχθεί η γενικότερη τάση του προφίλ για διάβρωση ή απόθεση, όταν αυτή αναπαρασταθεί σε σχέση με τον χρόνο, (2) η δεύτερη συνάρτηση (c2) παρουσιάζει μεταβολές ανάλογα με τις εποχές και αποκαλύπτει σχετικούς μηχανισμούς στερεομεταφοράς (στην κάθετη προς την ακτή διεύθυνση) λόγω εποχικής διακύμανσης της κυματικής ενέργειας και (3) η τρίτη ιδιοσυνάρτηση (c3) αποδίδει πιο υψίσυχνες μεταβολές μέσα σε χρονικό διάστημα μικρότερο από μήνα, χωρίς όμως ακόμα να έχει ξεκαθαριστεί πλήρως η φυσική της σημασία.

Οι Pena and Lanfredi (1988) δούλεψαν με χρονοσειρές παραλιακών προφίλ δύο χρόνων από την περιοχή Pinamar της Αργεντινής. Σύγκριναν την τρίτη χρονική ιδιοσυνάρτηση (c3) με την μεταβολή της διεύθυνσης του κύματος και παρατήρησαν ότι υπήρχε, ως ένα βαθμό, μια συσχέτιση μεταξύ τους. Εφόσον μια αύξηση ή μια μείωση της c3 υποδεικνύει διάβρωση ή απόθεση του ιζήματος, τότε η c3 είναι πιθανόν να σχετίζεται με τη διαμήκη μεταφορά του ιζήματος.

Στην περίπτωση των τοπογραφικών δεδομένων από το Duck και από τον κόλπο Christchurch έγινε χρήση της μεθόδου στην μονοδιάστατη μορφή, για την

σειρά των αποτυπώσεων κάθε σταθμού δειγματοληψίας ξεχωριστά και χρησιμοποιήθηκαν οι πρώτες χωρικές και χρονικές ιδιοσυναρτήσεις.

Τα δεδομένα που διαθέτουμε αποτελούν αποτυπώσεις του προφίλ, για κάθε σταθμό, σε n_t διαφορετικές χρονικές στιγμές και σε n_s διαφορετικά σημεία πάνω στο προφίλ (που απέχουν z από ένα σταθερό σημείο αναφοράς). Η τιμή της ανύψωσης τη χρονική στιγμή t_j σε ένα σημείο x_i εκφράζεται ως:

$$Z_{t_j, x_i}, \text{ όπου } (j = 1, 2, \dots, n_t, i = 1, 2, \dots, n_s) \quad [3-1]$$

και επομένως τα δεδομένα μπορούν να αναπαρασταθούν με τον εξής τρόπο:

$$\begin{matrix} t_1 \\ t_2 \\ \dots \\ t_{n_t} \end{matrix} \Rightarrow H_t = \begin{bmatrix} Z_{t_1, x_1} & Z_{t_1, x_2} & \dots & Z_{t_1, x_{n_s}} \\ Z_{t_2, x_1} & Z_{t_2, x_2} & \dots & Z_{t_2, x_{n_s}} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ Z_{t_{n_t}, x_1} & Z_{t_{n_t}, x_2} & \dots & Z_{t_{n_t}, x_{n_s}} \end{bmatrix} \quad [3-2]$$

Με αυτόν τον τρόπο δημιουργείται ένας πίνακας (H_t) $n_t \times n_s$, με στοιχεία $z(t_j, x_i)$, που αποτελείται από n_t γραμμές και n_s στήλες. Από τον πίνακα H_t , υπολογίζονται στη συνέχεια οι παρακάτω τετραγωνικοί πίνακες A_t και B_t :

$$A_t = \frac{1}{n_s n_t} (H_t^T H_t) \quad [3-3]$$

$$B_t = \frac{1}{n_s n_t} (H_t H_t^T) \quad [3-4]$$

όπου H_t^T είναι ο ανάστροφος του H_t . Συνεπώς οι πίνακες A_t και B_t είναι ‘Hermitian’ τετραγωνικοί πίνακες και έχουν διαστάσεις $n_s \times n_s$ και $n_t \times n_t$, αντίστοιχα. Επιπλέον οι A_t και B_t ως τετραγωνικοί πίνακες εμπεριέχουν μια ομάδα με θετικές πραγματικές ιδιοτιμές και ιδιοσυναρτήσεις. Προσδιορίζονται οι n_s ιδιοτιμές και ιδιοσυναρτήσεις του πίνακα A_t για τις οποίες ισχύει:

$$A_t e_i = \lambda_i e_i \quad [3-5]$$

όπου, e_i ($i = 1, 2, \dots, n_s$) είναι οι χωρικά συσχετισμένες ιδιοσυναρτήσεις.

Ομοίως για τον B_t , ορίζονται n_t ιδιοτιμές και ιδιοσυναρτήσεις:

$$B_t c_j = \lambda c_j \quad [3-6]$$

όπου, c_j ($j = 1, 2, \dots, n_t$) είναι οι χρονικά συσχετισμένες ιδιοσυναρτήσεις

Οι πίνακες A_t και B_t όπως αποδεικνύεται μαθηματικά έχουν τις ίδιες n ($n \leq n_s$ and $n \leq n_t$) μη μηδενικές ιδιοτιμές (Landesman and Hestenes, 1992, p.219). Ορίζουμε ως e_k και c_k ($k = 1, 2, \dots, n$) τις ιδιοσυναρτήσεις των A_t και B_t που σχετίζονται με τις μη μηδενικές ιδιοτιμές, δηλαδή $e_k = [e_k(x_1), e_k(x_2), \dots, e_k(x_{n_s})]$ και $c_k = [c_k(t_1), c_k(t_2), \dots, c_k(t_{n_t})]$. Οπότε η ανύψωση του προφίλ σε απόσταση x_i και χρόνο t_j μπορεί να εκφραστεί σαν συνάρτηση του $i^{\text{στου}}$ στοιχείου του e_k , του $j^{\text{στου}}$ στοιχείου του c_k και για τις n μη μηδενικές ιδιοτιμές θα ισχύει:

$$Z(x_i, t_j) = \sum_{k=1}^n a_k e_k(i) c_k(j) \quad [3-7]$$

όπου

$$a_k = \sqrt{\lambda_k n_t n_z} \quad (k = 1, 2, \dots, n) \quad [3-8]$$

Μια βασική παραδοχή της ανάλυσης EOF είναι ότι τα δεδομένα έχουν σταθερή χωρική ανάλυση. Κάτι τέτοιο συνήθως δεν ικανοποιείται από τα διαθέσιμα τοπογραφικά δεδομένα. Για το λόγο αυτό πριν την εφαρμογή της μεθόδου πραγματοποιείται χωρική παρεμβολή στα δεδομένα. Μια δεύτερη EOF ανάλυση είναι δυνατόν να πραγματοποιηθεί με τα προφίλ που προέκυψαν από την πρώτη ανάλυση ώστε να προκύψει και ένα μέσο χωρικά προφίλ για το σύνολο των σταθμών που υπάρχουν καταγραφές.

Βιβλιογραφία

- Aubrey, D. G., 1979, Seasonal patterns of onshore/offshore sediment movement, *Journal of Geophysical Research* **84**:6347-6354.
- Aubrey, D. G., and Emery, K. O., 1983, Eigenanalysis of recent United States sea levels, Bagnold, R.A., 1940, *Journal of the Institution of Civil Engineers*, **15**: 27-52.
- Davis, R. E., 1976, Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean, *Journal of Physical Oceanography* **6**:249-266.
- EUROSION, 2004, Living with coastal erosion in Europe: Sediment and Space for Sustainability, in: *Coastal erosion – Evaluation of the need for action*, Directorate General Environment, European Commission.
- Hallermeier, R. J., 1981, A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate, *Coastal Engineering* **4**:253-277.
- Hayden, B. P., and Smith, W., 1982, Season-to-season cyclone frequency prediction, *Monthly Weather Review* **110**:239-253.
- Hayes, M. O., and Boothroyd, J. C., 1969, Storms as modifying agents in the coastal environment, in: *Coastal Environments* (M. O. Hayes, ed.), NE Massachusetts, Department of Geology, University of Massachusetts, Amherst, pp. 290-315.
- Inman, D. L., Hany, M., Elwany, S., and Jenkins, S. A., 1993, Shorerise and bar-berm profiles on ocean beaches, *Geophysical Research* **98**(C10):11,181-18,199.
- Komar, P. D., 1998, *Beach Processes and Sedimentation*, Prentice Hall, N.J., USA, pp. 544.
- Landesman, E. M., and Hestenes, M. R., 1992, *Linear Algebra for Mathematics, Science and Engineering*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Lee, G., and Birkemeier, W. A., 1993, Beach and nearshore survey data: 1985-1991, CERC Field Research Facility, U.S. Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Vicksburg, pp. 26.
- Lorenz, E. N., 1959, Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction, in: *Report 1, statistical forecasting project*, Department of Meteorology, MIT, Boston, pp. 49. *Continental Shelf Research* **2**(1):21-33.
- Nicholls, R. J., Birkemeier, W. A., and Lee, G.-h., 1998, Evaluation of depth of closure using data from Duck, NC, USA, *Marine Geology* **148**(3-4):179-201.
- Pena, H. G., and Lanfredi, N. W., 1988, Beach profile analysis by Empirical Orthogonal Functions, *J. Coastal Research* **4**(3):457-463.
- Pilkey, O. H., Young, R. S., Riggs, S. R., Smith, A. W. S., Wu, H., and Pilkey, W. A., 1993, The concept of shoreface profile of equilibrium: A critical review, *Journal of Coastal Research* **9**:255-278.
- Stive, M. J. F., Nicholls, R. J., and DeVriend, H. J., 1991, Sea-level rise and shore nourishment: a discussion, *Coastal Engineering* **16**:147-163.
- Sunamura, T., 1989, In Lakhan and Trenhail (Eds): *Applications in Coastal modelling*, Elsevier, Amsterdam, 159-213.
- Winant, C. D., Inman, D.L., and Nordstron, C.E., 1975, Description of Seasonal Beach Changes Using Empirical Eigenfunctions, *Geophysical Research* **80**(15):1979-1986.

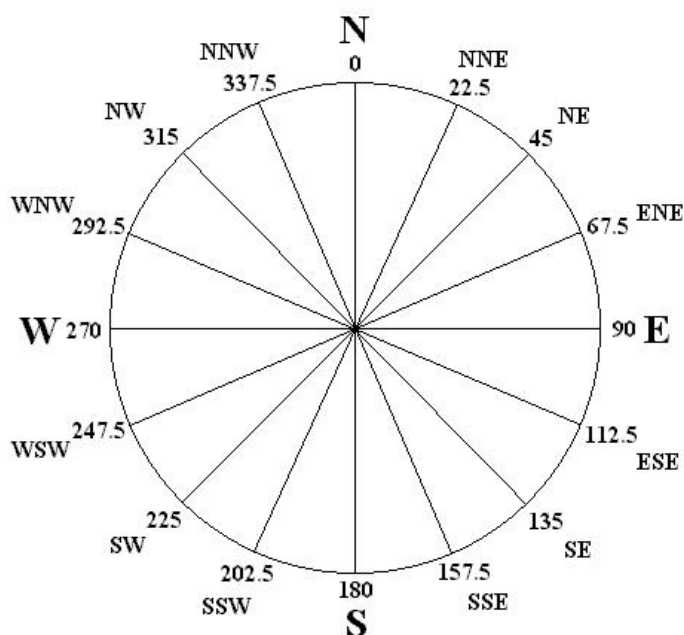
Ανάλυση χρονοσειράς ανεμολογικών δεδομένων

1. Γενικά χαρακτηριστικά ανέμων

Τα χαρακτηριστικά του ανέμου σε ένα τόπο προσδιορίζονται από τη *διεύθυνση*, δηλαδή τη θέση του ορίζοντα από την οποία προέρχεται, και την *ταχύτητα* με την οποία κινείται.

1.1 Διεύθυνση του ανέμου

Η *διεύθυνση* του ανέμου χαρακτηρίζεται από το σημείο του ορίζοντα απ' όπου πνέει ο άνεμος και όχι προς τα που πνέει ο άνεμος. Η κίνηση του ανέμου θεωρείται, κατά προσέγγιση, οριζόντια και ευθύγραμμη, για την ευκολότερη περιγραφή της κίνησης του. Έτσι π.χ. βόρειος άνεμος είναι αυτός που προέρχεται από το βορά και κατευθύνεται προς το νότο. Η διεύθυνση του ανέμου εκφράζεται σε μοίρες (αρχής γενομένης από τον γήινο μαγνητικό Βορρά). Το συνηθέστερο ανεμολόγιο που χρησιμοποιείται στη μετεωρολογία υποδιαιρείται από 0° έως 360° (στην πράξη το σημείο 0° είναι το ίδιο σημείο με αυτό των 360°) με αφετηρία το Βορρά και με φορά τη φορά των δεικτών του ρολογιού. Αναγνωρίζονται 8 κύριες και 8 δευτερεύουσες διευθύνσεις όπως απεικονίζονται στο Σχήμα 1 και στον Πίνακα 1.



Σχήμα 1. Οι κύριες και δευτερεύουσες διευθύνσεις του ανέμου.

Πίνακας 1. Οι κύριες διευθύνσεις του ανέμου.

Άνεμος	Κύρια διεύθυνση	Τομέας διευθύνσεων
Βόρειος	0°	338-23°
Βορειοανατολικός	45°	23-68°
Ανατολικός	90°	68-113°
Νοτιοανατολικός	135°	113-158°
Νότιος	180°	158-203°
Νοτιοδυτικός	225°	203-248°
Δυτικός	270°	248-293°
Βορειοδυτικός	315°	293-338°

1.2 Ταχύτητα (ή ένταση) του ανέμου

Η ταχύτητα του ανέμου ορίζεται ως το διάστημα που διανύει η αέρια μάζα στη μονάδα του χρόνου. Είναι πολύ δύσκολος, βέβαια, ο προσδιορισμός της πραγματικής ταχύτητας των μορίων του αέρα, γι' αυτό μετριέται η ταχύτητα την οποία προσδίνει ο άνεμος σε διάφορα ελαφρά σώματα (φτερά, καπνό, σύννεφα, μικρά αερόστατα), τα οποία παρασύρει.

Η ταχύτητα του ανέμου επηρεάζεται από τις διαφορετικές θερμοκρασίες των ατμοσφαιρικών στρωμάτων. Ως αντιπροσωπευτική ταχύτητα έχει οριστεί η ταχύτητα σε υψόμετρο 10 m από το επίπεδο της θάλασσας. Αν οι μετρήσεις δεν συμπίπτουν με αυτό το πρότυπο θα πρέπει να γίνει αναγωγή από το υψόμετρο των μετρήσεων στο υψόμετρο των 10m. Η αναγωγή αυτή πραγματοποιείται σύμφωνα με τη σχέση :

$$U_{10} = U(z) \left(\frac{10}{z} \right)^{1/7}$$

όπου $U(z)$ η ταχύτητα του ανέμου σε υψόμετρο z και U_{10} η ταχύτητα του ανέμου σε υψόμετρο 10m.

Οι μονάδες μέτρησης της ταχύτητας του ανέμου είναι οι εξής: μέτρα ανά δευτερόλεπτο (m/sec), χιλιόμετρα ανά ώρα (km/h), μίλια (1,609 m) ανά ώρα (miles/h) και κόμβοι (knots = 1,852 m/h). Η αντιστοιχία των μονάδων έχει ως εξής:

$$1 \text{ m/s} = 3,6 \text{ km/h} = 1,944 \text{ knots} = 2,237 \text{ miles/hour.}$$

Μια ευρέως χρησιμοποιούμενη μονάδα μέτρησης της ταχύτητας/έντασης του ανέμου είναι η κλίμακα Beaufort. Οι βαθμοί της κλίμακας συσχετίζονται με την ταχύτητα του ανέμου, όπως αυτή μετριέται από ένα ανεμόμετρο με τον εμπειρικό τύπο

$$v_{[m/s]} = 0,836 \cdot B^{3/2} ,$$

όπου u είναι η ταχύτητα του ανέμου σε m/s και B οι βαθμοί Beaufort. Αν η ταχύτητα μετριέται σε άλλες μονάδες ισχύουν οι τύποι:

$$v_{[kn]} = 1,625 \cdot B^{3/2} \quad (\text{όταν η ταχύτητα μετριέται σε κόμβους})$$

$$v_{[km/h]} = 3,01 \cdot B^{3/2} \quad (\text{για km/h})$$

Αντίστροφα, το μέγεθος Beaufort μπορεί να υπολογιστεί προσεγγιστικά από την ταχύτητα του ανέμου με τη σχέση

$$B \approx \frac{v_{[kn]} + 10}{6}$$

η οποία ισχύει ικανοποιητικά για μεγέθη μεταξύ 3 και 10.

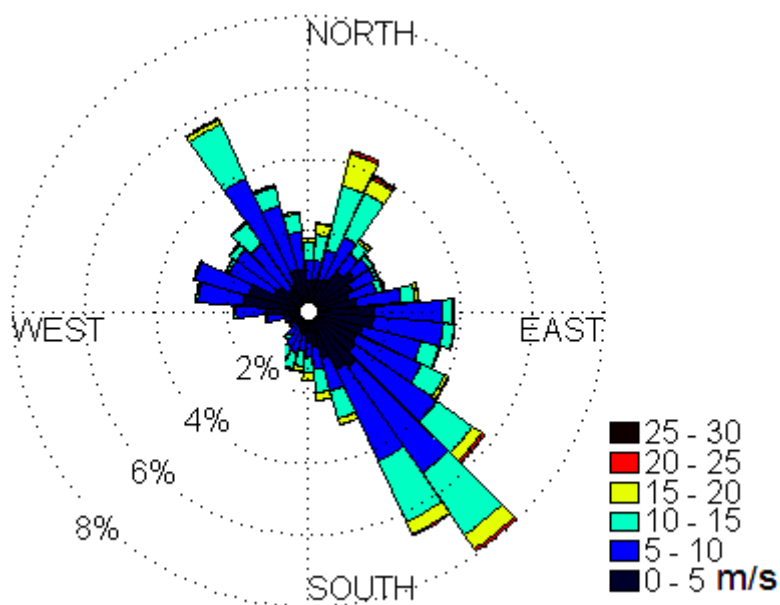
Στον Πίνακα 2 παρουσιάζονται οι αντιστοιχίες μεταξύ της κλίμακας αυτής και των ταχυτήτων του ανέμου, σύμφωνα με την Εθνική Μετεωρολογική υπηρεσία (Ε.Μ.Υ.).

Πίνακας 2. Αντιστοιχία μεταξύ της κλίμακας Beaufort και των ταχυτήτων του ανέμου, σύμφωνα με την Εθνική Μετεωρολογική υπηρεσία (Ε.Μ.Υ.).

Ένταση ανέμου σε Beaufort		Ταχύτητα ανέμου			
B	Άνεμος	m/s	km/h	knots	miles/h
0	άπνοια	0-0,2	< 1	< 1	<1
1	σχεδόν άπνοια	0,3-1,5	1-5	1-3	1-3
2	πολύ ασθενής	1,6-3,3	6-11	4-6	4-7
3	ασθενής	3,4-5,4	12-19	7-10	8-11
4	σχεδόν μέτριος	5,5-7,9	20-28	11-16	13-18
5	μέτριος	8,0-10,7	29-38	17-21	19-24
6	ισχυρός	10,8-13,8	39-49	22-27	25-31
7	Σχεδόν θυελλώδης	13,9-17,1	50-61	28-33	32-38
8	θυελλώδης	17,2-20,7	62-74	34-40	39-46
9	πολύ θυελλώδης	20,8-24,4	75-88	41-47	47-54
10	θύελλα	24,5-28,4	89-102	48-55	55-63
11	ισχυρή θύελλα	28,5-32,6	103-117	56-63	64-74
12	τυφώνας	>= 32,7	>= 118	>= 64	>=75

1.3 Ροδόγραμμα ανέμου

Μία σημαντική πληροφορία που δεν φαίνεται στις κατανομές ταχύτητας που περιγράφηκαν πιο πάνω είναι η συχνότητα εμφάνισης κάθε κατεύθυνσης. Η συχνότητα πνοής του ανέμου ανά διεύθυνση μπορεί να παρασταθεί γραφικά με το ροδόγραμμα ανέμου. Το ροδόγραμμα ανέμου μιας περιοχής είναι αρκετά εποπτικό διάγραμμα που δίνει αμέσως την κατεύθυνση του ανέμου που επικρατεί στην περιοχή και τη διάρκειά πνοής από κάθε κατεύθυνση. Στο Σχήμα 2 παρουσιάζεται ένα ροδόγραμμα το οποίο προέρχεται από μετρήσεις στο Λόφο Πανεπιστημίου.



Σχήμα 2. Ροδόγραμμα ανέμου από τον μετεωρολογικό σταθμό στο Λόφο Πανεπιστημίου.

Σύμφωνα με τα μετεωρολογικά δεδομένα του σταθμού στο Λόφο Πανεπιστημίου (2009-2011) οι άνεμοι που επικρατούν στην πόλη της Μυτιλήνης είναι οι ΝΑ (Σχήματα 2) και ακολουθούν οι ΒΔ και ΒΑ, οι Α και οι Δ άνεμοι (Σχήμα 2). Τους χειμερινούς μήνες πνέουν άνεμοι που φθάνουν και τα 9 – 10 Β.

2. Μέθοδος της ανάλυσης των ανεμολογικών δεδομένων.

Τα ανεμολογικά δεδομένα αποτελούν παρατηρήσεις του ανέμου συνήθως ανά μισή ή μία ώρα και περιλαμβάνουν την ημερομηνία και την ώρα της καταγραφής καθώς και

την ταχύτητα και διεύθυνση του ανέμου. Η ανάλυση των δεδομένων πραγματοποιείται στα εξής βήματα :

- 1) Μετατροπή των μονάδων της ταχύτητας σε m/s (αν οι μετρήσεις έχουν γίνει σε κάποια άλλη μονάδα μέτρησης).
- 2) Αναγωγή των τιμών της ταχύτητας σε τιμές χαρακτηριστικής ταχύτητας του ανέμου σε 10 m από την επιφάνεια της θάλασσας (U_{10}).
- 3) Υπολογισμός της διάρκειας κάθε παρατήρησης από τη διαφορά της ώρας μεταξύ των παρατηρήσεων.
- 4) Για κάθε ένα από τους 8 κύριους τομείς διευθύνσεων του ανέμου πραγματοποιούνται τα εξής:
 - Απομόνωση των δεδομένων που αντιστοιχούν στις διευθύνσεις του τομέα.
 - Διαχωρισμός των ταχυτήτων ανά κλίμακα Beaufort.
 - Για κάθε κατηγορία ταχύτητας/έντασης, εντοπίζονται τα φαινόμενα ανέμου με διάρκεια πάνω από 3 ώρες και υπολογίζεται η συχνότητα εμφάνισης, η μέση ταχύτητα και η μέση διάρκεια πνοής των φαινομένων αυτών.

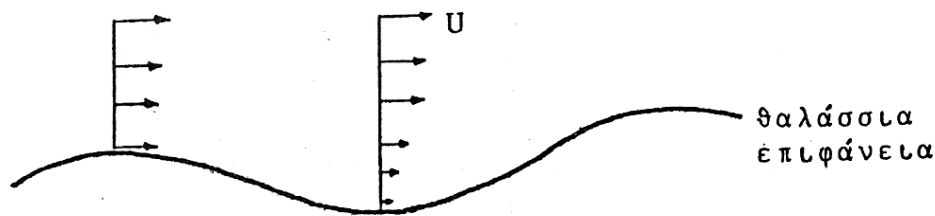
Ένα κριτήριο για τον εντοπισμό των ακραίων φαινομένων ανέμου που μπορούν να προκαλέσουν ένα γεγονός κυματικής καταιγίδας είναι το κριτήριο των Sanchez-Arcilla, A. et al. 2008. Σύμφωνα με τους Sanchez-Arcilla, A. et al. 2008 : « *Η ελάχιστη διάρκεια για να θεωρηθεί ένα γεγονός ως «κυματική καταιγίδα», είναι 6 ώρες και το μέγιστο κενό παρατηρήσεων μέσα σε μια κυματική καταιγίδα ορίζεται σε 18 ώρες* ».

Εκτός από την παραπάνω γενικευμένη ανάλυση των ανεμολογικών δεδομένων μπορεί να γίνει και εξειδικευμένη ανάλυση και να προσδιοριστούν η συχνότητα εμφάνισης, η ταχύτητα και η διάρκεια πνοής του ανέμου, για ένα τομέα διευθύνσεων και ένα εύρος ταχυτήτων του ανέμου που να μην συμπίπτουν με κάποιον τομέα κύριων διευθύνσεων και κάποια κατηγορία της κλίμακας Beaufort αντίστοιχα. Για παράδειγμα θα μπορούσε να γίνει ανάλυση των δεδομένων για τον τομέα των διευθύνσεων που προσβάλουν σε μία ακτή και για τις ακραίες ταχύτητες του ανέμου πάνω από 6 Beaufort.

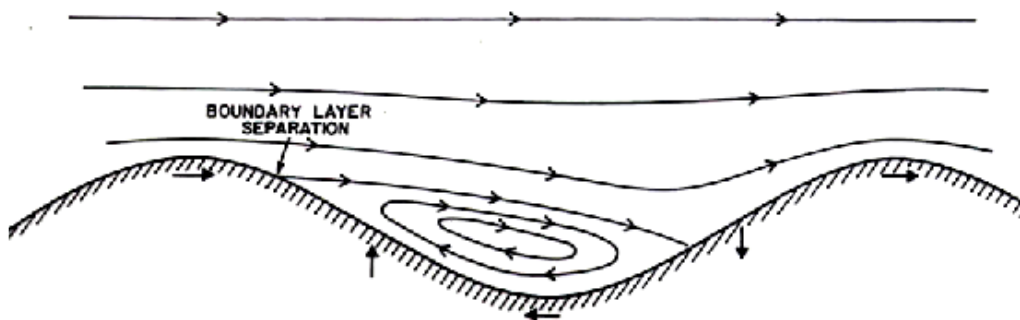
Πρόγνωση ανεμογενών κυματισμών

1. Γένεση κυματισμών

Η γένεση των ανεμογενών κυματισμών είναι πολύπλοκο πρόβλημα από πλευράς φυσικής. Μια γενικευμένη θεώρηση (Komar, 1998) αναγνωρίζει τα εξής στάδια: (α) την γένεση μικρών ρυτίδων (περίοδος $T < 1$ s, $H \sim 1-2$ cm) όταν ο άνεμος αρχίζει να φυσάει, και (β) τον σχηματισμό κυμάτων με μεγαλύτερη περίοδο (T), μήκος κύματος (L) και ύψος (H) με την πάροδο του χρόνου (και την προσάρτηση περισσότερης ενέργειας από τον άνεμο). Οι αρχικές ρυτίδες παραμένουν κατά το στάδιο (β) έτσι ώστε να υπάρχουν ταυτόχρονα κύματα με διαφορετικές περιόδους.



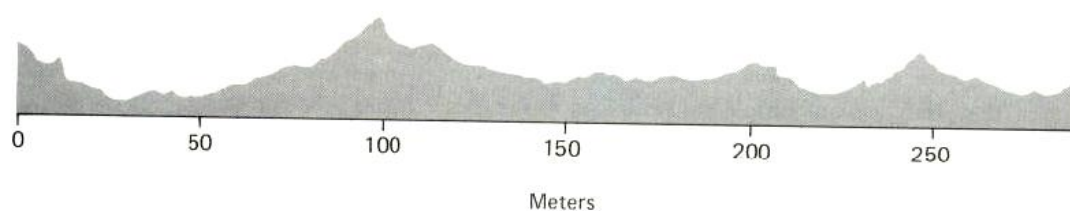
Σχήμα 1-1. Κατανομή της ταχύτητας του ανέμου.



Σχήμα 1-2. Σχηματισμός στροβίλου και ενίσχυση της ανάπτυξης του κύματος (Komar, 1998).

Η γένεση των κυμάτων οφείλεται στην διαφορική πίεση που αναπτύσσεται πάνω στην επιφάνεια της θάλασσας λόγω της τυρβώδους ροής του αέρα στο οριακό επίπεδο αέρα/θάλασσας. Η διαφορική πίεση έχει σαν αποτέλεσμα την δημιουργία διαταράξεων οι οποίες δημιουργούν ανομοιομορφία στο πεδίο ροής του ανέμου με την ταχύτητα του ανέμου στην κορυφή ενός κύματος να φθάνει σε τιμές

πενταπλάσιες της ταχύτητας στην κοιλία (βλέπε Σχήμα 1-1). Ως αποτέλεσμα οι διαταράξεις αυτές ενισχύουν τις διαφορικές πιέσεις και δημιουργούν κατανομές πίεσης οι οποίες είναι μεγαλύτερες στις κοιλίες του πρώτο-κύματος και μικρότερες στις κορυφές. Στην συνέχεια, καθώς η ανομοιομορφία του πεδίου ροής αυξάνεται εμφανίζεται αποκόλληση της ροής και η δημιουργία ενός στροβίλου (separation of flow) (Σχήμα 1-2), με αποτέλεσμα την περαιτέρω ενίσχυση των κυμάτων (Komar, 1998).



Σχήμα 1-3. Τομογραφία ‘θάλασσας’, δηλ. ανεμογενών κυμάτων ανοικτής θάλασσας την ώρα της δημιουργίας τους. Τα κύματα αυτά δεν είναι μονοχρωματικά, δηλ. δεν χαρακτηρίζονται από μία περίοδο (συχνότητα) και μοναδικό ύψος και μήκος. (Komar, 1998).

Η μεταφορά ενέργειας από τον άνεμο στην θάλασσα συνεχίζεται με την θραύση των μικρότερων κυμάτων πάνω στα μεγαλύτερα και έτσι η ενέργεια μεταφέρεται από τα κύματα μικρότερης στα κύματα μεγαλύτερης περιόδου (T). Έτσι αν ο άνεμος συνεχίσει να πνέει, δημιουργούνται κύματα μεγαλύτερης T (μέχρι που η θραύση περιορίζει την αύξηση της περιόδου, ύψους, μήκους κύματος). Στα κύματα αυτά (‘θάλασσα’), συνυπάρχουν κύματα με διαφορετικά κυματικά χαρακτηριστικά (ύψη, μήκη και περιόδους) (Σχήμα 1-3). Γενικά, τα κύματα παίρνουν την ενέργεια τους από τον άνεμο, την κατανέμουν στην θάλασσα και την μεταφέρουν στις ακτές. Τέλος η ανάπτυξη των κυμάτων επηρεάζεται από την διάρκεια του ανέμου (duration) και την απόσταση από το σημείο γένεσης (fetch).

1.1 Παράμετροι που επηρεάζουν την γένεση των κυματισμών

Η ανάπτυξη των κυματισμών εξαρτάται και από τρεις παραμέτρους, την ταχύτητα/ένταση του ανέμου, τη διάρκεια πνοής του ανέμου και το ενεργό μήκος ανάπτυξης (ή ανάπτυγμα πελάγους).

Ταχύτητα/ένταση ανέμου

Όσο μεγαλύτερης έντασης είναι ο άνεμος που πνέει πάνω σε μια θαλάσσια περιοχή τόσο μεγαλύτερη είναι και η ενέργεια που μεταφέρεται από τον άνεμο στη θάλασσα με αποτέλεσμα την ανάπτυξη ισχυρών κυματισμών. Για την πρόγνωση των

κυματισμών χρησιμοποιείται η ρυθμισμένη ταχύτητα του ανέμου U_A η οποία προσδιορίζεται από την χαρακτηριστική ταχύτητα του ανέμου μετρημένη σε ύψος 10m πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας U_{10} σύμφωνα με την παρακάτω σχέση:

$$U_A = 0.71 * U_{10}^{1.23} \quad [1.1]$$

Η ρυθμισμένη ταχύτητα χρησιμοποιείται για να περιληφθεί η μη γραμμική σχέση της ταχύτητας του ανέμου και της διατμητικής τάσης που εξασκείται στην επιφάνεια.

Διάρκεια πνοής του ανέμου

Σε γενικές γραμμές, (αγνοώντας τις πολύ χαμηλές ταχύτητες), το ποσό της ενέργειας που μεταφέρεται από τον αέρα στο νερό αυξάνεται ανάλογα με τη χρονική διάρκεια που πνέει ο άνεμος πάνω στη επιφάνεια του νερού. Περισσότερη ενέργεια μεταφέρεται εάν ο άνεμος πνέει για μεγάλο χρονικό διάστημα πάνω από την επιφάνεια του νερού και λιγότερη ενέργεια μεταφέρεται όσο η διάρκεια πνοής του ανέμου μειώνεται.

Ενεργό μήκος ανάπτυξης (Fetch)

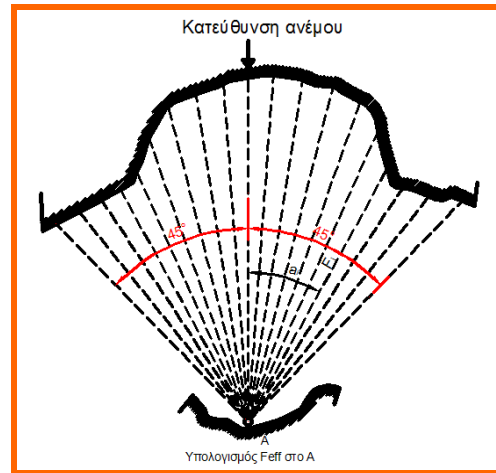
Το ενεργό μήκος ανάπτυξης είναι το μέγιστο μήκος της επιφάνειας νερού (μεταξύ δύο διαδοχικών εμποδίων) στην οποία ο άνεμος μπορεί να πνέει ανεμπόδιστα. Για παράδειγμα σε μία λίμνη το ενεργό μήκος ανάπτυξης θα είναι από τη μία ξηρά στην άλλη και για μία θάλασσα ή ένα ωκεανό είναι ακριβώς η ίδια έννοια αλλά με πολύ μεγαλύτερες αποστάσεις. Ένα πολύ μικρό ενεργό μήκος ανάπτυξης δεν είναι αρκετό για να κάνει τα μεγάλα κύματα να αναπτυχθούν στην επιφάνεια του νερού. Σαν αποτέλεσμα να μην μπορεί να δημιουργηθεί ένα τεράστιο κύμα σε ένα πολύ μικρό ενεργό μήκος ανάπτυξης. Το μήκος ανάπτυξης μαζί με την ταχύτητα του ανέμου καθορίζουν το πόσο μεγάλο θα είναι ένα κύμα.

Το ενεργό μήκος αναπτύγματος προσδιορίζεται από το σημείο όπου υπολογίζονται τα στοιχεία του κύματος θεωρώντας ένα τομέα εύρους $\pm 45^\circ$ ως προς την κύρια κατεύθυνση (Σχήμα 1-4) και χρησιμοποιώντας τον παρακάτω τύπο (Κουτίτας, 1994):

$$F_{eff} = \frac{\sum_i F_i \cdot (\cos a_i)^2}{\sum_i \cos a_i} \quad [1.2]$$

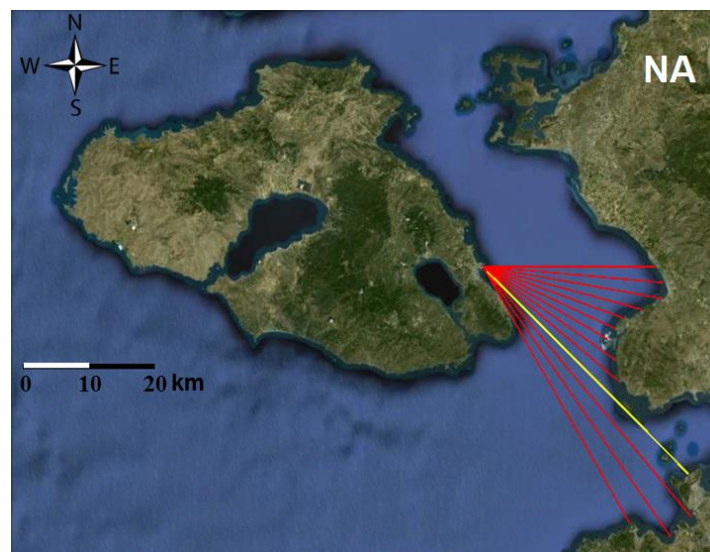
Όπου i περιγράφει την κατεύθυνση ακτινών ανά 5° εκατέρωθεν της κατεύθυνσης του ανέμου, F_i είναι το γραμμικό μήκος αναπτύγματος της κατεύθυνσης i και a_i η γωνία

που σχηματίζει η ακτίνα i με την κατεύθυνση του ανέμου. Τα γραμμικά μήκη αναπτύγματος για κάθε διεύθυνση μπορούν να υπολογιστούν με τη χρήση της εφαρμογής 'χάρακα' (ruler) του προγράμματος Google Earth.



Σχήμα 1-4. Υπολογισμός ενεργού μήκους ανάπτυξης κυματισμών με βάση τις ακτίνες ανά 5° (Κουτίτας, 1994).

Ένα παράδειγμα υπολογισμού του ενεργού μήκους ανάπτυξης για την παραλία 'Τσαμάκια' και για νοτιοανατολική διεύθυνση του ανέμου (135°), δηλαδή για ένα τομέα εύρους από $90-180^\circ$, παρουσιάζεται στο Σχήμα 1-5 και στον Πίνακα 1-1. Επειδή η παραλία είναι προστατευμένη από τους άνεμους διευθύνσεων $155-180^\circ$, ο τομέας που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό του αναπτύγματος είναι $90-150^\circ$.



Σχήμα 1-5. Ενεργό ανάπτυγμα για την Παραλία Τσαμάκια για νοτιοανατολικό άνεμο.

Πίνακας 1-1. Μήκη αναπτύγματος για την παραλία Τσαμάκια για άνεμο ΝΑ (90-150°) κατεύθυνσης με βάση τις ακτίνες ανά 5°.

Ακτίνα	a _i	Διεύθυνση	cos(a _i)	cos ² (a _i)	F _i [km]	F _i *cos ² (a _i) [km]
1	345	150	0.97	0.93	44.50	41.52
2	350	145	0.98	0.97	49.40	47.91
3	355	140	1.00	0.99	49.00	48.63
4	0	135	1.00	1.00	44.00	44.00
5	5	130	1.00	0.99	26.50	26.30
6	10	125	0.98	0.97	24.35	23.62
7	15	120	0.97	0.93	21.60	20.15
8	20	115	0.94	0.88	22.00	19.43
9	25	110	0.91	0.82	22.70	18.65
10	30	105	0.87	0.75	24.90	18.68
11	35	100	0.82	0.67	27.50	18.45
12	40	95	0.77	0.59	27.30	16.02
13	45	90	0.71	0.50	26.00	13.00
Σύνολο	-	-	11.90	-	-	356.35

$$F_{eff} = \frac{\sum_i F_i \cdot (\cos a_i)^2}{\sum_i \cos a_i} = \frac{356.35}{11.9} = 29.95 \text{ km}$$

1.2 Κατηγορίες καταστάσεων ανάπτυξης των κυματισμών

Ανάλογα με τις παραμέτρους (ταχύτητα, διάρκεια ανέμου και μήκος αναπτύγματος) που επηρεάζουν την γένεση των κυματισμών διακρίνονται οι κάτωθι τρεις καταστάσεις:

α. Πλήρως αναπτυγμένη κατάσταση κυματισμών (FDS- Fully Developed Sea)

Στην περίπτωση αυτή μεταφέρεται η μέγιστη ενέργεια από την ατμόσφαιρα στη θάλασσα που μπορεί να μεταφέρει μια συγκεκριμένη ταχύτητα του ανέμου. Δηλαδή τα κύματα δεν μπορούν να αναπτυχθούν περισσότερο για τη συγκεκριμένη ταχύτητα του ανέμου. Η ανάπτυξη δεν περιορίζεται ούτε από τη διάρκεια πνοής του ανέμου t_D ούτε από το μήκος ανάπτυξης F_{eff} και τα στοιχεία του κύματος (H,T) εξαρτώνται μόνο από την ταχύτητα U.

β. Ανάπτυξη με περιορισμό μήκους ανάπτυξης F_{eff} (fetch limited)

Στην περίπτωση αυτή το μήκος ανάπτυξης είναι μικρότερο από την ελάχιστη τιμή που απαιτείται για την μεταφορά της μέγιστης ενέργειας από μία συγκεκριμένη ταχύτητα του ανέμου. Η διάρκεια πνοής του ανέμου t_D δεν περιορίζει την ανάπτυξη και τα στοιχεία του κύματος (H,T) εξαρτώνται από το μήκος ανάπτυξης F_{eff} και την ταχύτητα U.

γ. Ανάπτυξη με περιορισμό χρόνου (duration limited)

Στην περίπτωση αυτή η διάρκεια πνοής του ανέμου είναι μικρότερη από την ελάχιστη τιμή που απαιτείται για την μεταφορά της μέγιστης ενέργειας από μία συγκεκριμένη ταχύτητα του ανέμου. Το μήκος ανάπτυξης F_{eff} δεν περιορίζει την ανάπτυξη και τα στοιχεία του κύματος (H, T) εξαρτώνται από τη διάρκεια πνοής του ανέμου t_D και την ταχύτητα U .

2. Μέθοδος πρόγνωσης κυματισμών

Η πιο πρόσφατη τάση στις μεθοδολογίες περιγραφής μιας καταστάσεως διαταραχής της θαλάσσιας επιφάνειας χρησιμοποιεί τη φασματική ανάλυση.

2.1 Φασματική ανάλυση κυματισμών

Οι κυματισμοί που δημιουργεί η επίδραση του ανέμου στην επιφάνεια της θάλασσας, δεν είναι «μονοχρωματικοί». Η επιφάνεια της θάλασσας μπορεί να προσεγγιστεί με σύνθεση περισσότερων κανονικών κυματισμών (άθροιση αρμονικών συνιστωσών με διαφορετικά ύψη κύματος και κυματικές περιόδους). Προσδιορίζεται το φάσμα ενέργειας, δηλαδή η κατανομή της ενεργειακής πυκνότητας στις διάφορες συχνότητες που περιέχονται σε ένα σύνθετο κυματισμό. Τα φάσματα που χρησιμοποιούνται στην παράκτια μηχανική είναι τα κάτωθι:

Φάσμα JONSWAP

Έχει προκύψει από εκτεταμένες μετρήσεις και αναλύσεις στη Β. Θάλασσα. Αφορά ανάπτυξη κυματισμών με περιορισμό μήκους (συνηθέστερη περίπτωση για παράκτιες λεκάνες).

Φάσμα P-M (Pierson-Moskowitz)

Αφορά πλήρως ανεπτυγμένους κυματισμούς, όπου ουσιαστικά η διάρκεια πνοής του ανέμου t_D και το μήκος αναπτύγματος F είναι απεριόριστα.

2.2 Η μέθοδος JONSWAP-PM

Με τη μέθοδο αυτή και με και με δεδομένα το ενεργό μήκος αναπτύγματος (F_{eff}), τη ρυθμισμένη ταχύτητα του ανέμου (U_A) και τη διάρκεια πνοής του (t_D), υπολογίζεται το σημαντικό ύψος κύματος στα ανοιχτά (H_s) καθώς και η περίοδος μέγιστης ενεργειακής πυκνότητας (T_P). Κατά την εφαρμογή της μεθόδου JONSWAP-PM ελέγχεται καταρχάς εάν ισχύει η ανισότητα:

$$\frac{gF}{U_A^2} \geq 22.8 \cdot 10^3 \quad [2.1]$$

Εάν ισχύει η (2.1) τότε οι κυματισμοί έχουν πλήρη ανάπτυξη και εφαρμόζονται οι σχέσεις (φάσμα Pierson-Moskowitz):

$$\frac{gH_s}{U_A^2} = 0.243 \quad [2.2]$$

$$\frac{gT_p}{U_A} = 8.13 \quad [2.3]$$

όπου H_s το σημαντικό ύψος κύματος και T_p η περίοδος κορυφής του φάσματος.

Στην περίπτωση που δεν ισχύει η (2.1) χρησιμοποιούνται οι σχέσεις (φάσμα JONSWAP) (Hasselmann et al., 1976):

$$\frac{gH_s}{U_A^2} = 0.0016 \left(\frac{gx}{U_A^2} \right)^{0.5} \quad [2.4]$$

$$\frac{gT_p}{U_A} = 0.286 \left(\frac{gx}{U_A^2} \right)^{0.33} \quad [2.5]$$

Αρχικά ελέγχεται αν ισχύει η ανισότητα :

$$\frac{gt_D}{U_A} > 68.8 \left(\frac{gF_{eff}}{U_A^2} \right)^{0.66} \quad [2.6]$$

όπου t_D η διάρκεια πνοής ανέμου.

Εφόσον η [2.6] ισχύει, υπάρχει περιορισμός του μήκους ανάπτυξης και τίθεται $x = F_{eff}$. Αν δεν ισχύει, θεωρείται η σχέση [2.6] ως ισότητα, υπολογίζεται ένα νέο F_{eff} και κατόπιν αντικαθίσταται στις σχέσεις [2.4] και [2.5] ως x , οπότε υπολογίζονται οι τιμές των H_s και T_p .

Η περίοδος που αντιστοιχεί στο σημαντικό ύψος κύματος T_s προσδιορίζεται από την περίοδο κορυφής φάσματος T_p ως εξής:

$$T_s = 0.9T_p \quad [2.7]$$

2.3 Ισοδύναμοι κυματισμοί

Η εξέλιξη της μορφολογίας μιας παραλίας επηρεάζεται κυρίως από τους χαρακτηριστικούς κυματισμούς της περιοχής, οι οποίοι ορίζονται ως οι ισοδύναμοι κυματισμοί και είναι αντιπροσωπευτικοί της ετήσιας κυματικής κατάστασης. Για τον υπολογισμό των ισοδύναμων κυματισμών ακολουθείται η εξής μεθοδολογία. Χρησιμοποιώντας ανεμολογικά δεδομένα ενός έτους προσδιορίζονται η συχνότητα εμφάνισης, η διάρκεια και η μέση ταχύτητα πνοής για τις διαφορετικές εντάσεις ανέμου (δηλαδή ανά Beaufort) και για τις διευθύνσεις που επηρεάζουν την περιοχή μελέτης. Χρησιμοποιώντας τη μέθοδο JONSWAP προσδιορίζονται τα ύψη (H_i) και οι περίοδοι (T_i) του κύματος για τις διαφορετικές εντάσεις ανέμου. Η ισοδύναμη τιμή της περιόδου κύματος T_e στα ανοικτά υπολογίζεται με βάση την παρακάτω σχέση:

$$T_e = \frac{\sum f_i T_i}{\sum f_i} \quad [2.8]$$

όπου ο δείκτης i υποδηλώνει την κυματική κατάσταση και T_i , f_i είναι η περίοδος και η ετήσια συχνότητα εμφάνισης κάθε κατάστασης. Χρησιμοποιώντας την περίοδο T_e υπολογίζεται και το ύψος του ισοδύναμου κυματισμού με βάση τη σχέση (Borah και Balloffet, 1985):

$$H_e^2 T_e = \frac{\sum H_i^2 f_i T_i}{\sum f_i} \quad [2.9]$$

όπου H_i , T_i , f_i τα ύψη, οι περίοδοι και οι συχνότητες εμφάνισης των κυμάτων που αντιστοιχούν στα διάφορα επίπεδα έντασης του ανέμου.

Ένα παράδειγμα υπολογισμού των ισοδύναμων κυματισμών για την παραλία Τσαμάκια χρησιμοποιώντας ανεμολογικά δεδομένα του έτους 2010 παρουσιάζεται στον Πίνακα 2-1. Τα χαρακτηριστικά του ισοδύναμου κυματισμού που εμφανίζονται στον Πίνακα 2-1 έχουν υπολογιστεί χρησιμοποιώντας την μέθοδο Jonswap.

Πίνακας 2-1. Χαρακτηριστικά ισοδύναμου κυματισμού.

Beaufort	H_i	T_i	F_i	$T_i * F_i$	$H_i^2 * T_i * F_i$
1	-	-	0	-	-
2	-	-	0	-	-
3	0.27	2.74	1.14	3.124	0.228

4	0.48	3.41	1.1	3.751	0.864
5	0.74	3.93	1.75	6.878	3.7661
6	1.06	4.43	0.6	2.658	2.9865
7	1.36	4.82	0.23	1.109	2.0505
8	1.74	5.24	0.27	1.415	4.2835
9	2.12	5.59	0.11	0.615	2.7636
10	1.14	3.5	0.03	0.105	0.1365
Σύνολο	-	-	5.23	19.653	17.079

Η ισοδύναμη περίοδος κύματος είναι:

$$T_e = \frac{\sum f_i T_i}{\sum f_i} = \frac{19.65}{5.23} = 3.76 \text{sec}$$

και το ισοδύναμο ύψος κύματος:

$$H_e^2 T_e = \frac{\sum H_i^2 f_i T_i}{\sum f_i} = \frac{17.08}{5.23} = 3.27 \rightarrow H_e = \sqrt{3.27 * 3.76} = 0.93m$$

Βιβλιογραφία

- Borah D.K. and Balloffet A., 1985, Beach evolution caused by littoral drift barrier, *J. of Waterway, Port, Coastal and Ocean Eng.*, ASCE, 111(4): 645-660.
- Hasselmann, K., Ross, D.B., Muller, P., Sell, W., 1976, A Parametric Wave Prediction Model, *Journal of Physical Oceanography* 6, pp. 200-228.
- Κουτίτας, Χ.Γ., 1994, Εισαγωγή στην Παράκτια Τεχνική και τα Λιμενικά Έργα, Θεσσαλονίκη, Εκδόσεις Ζήτη.
- Komar, P. D., 1998, Beach Processes and Sedimentation, Prentice Hall, N.J., USA, pp. 544.

Μοντέλα οπισθοχώρησης της ακτογραμμής (Στατικά/Αναλυτικά μοντέλα)

1. Παράκτια διάβρωση - άνοδος της θαλάσσιας στάθμης

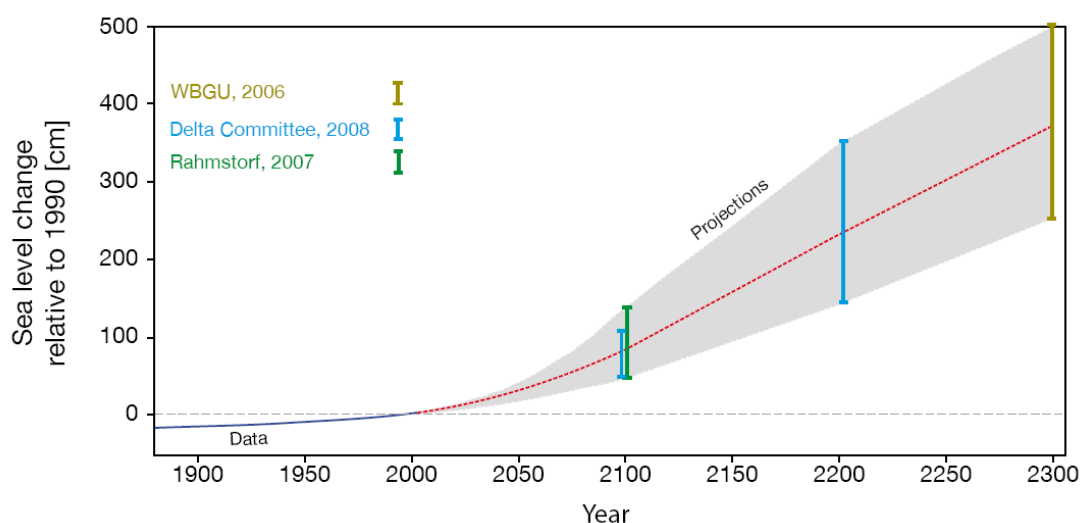
Η παράκτια διάβρωση (δηλ. η οπισθοχώρηση της ακτογραμμής σε σχέση με μια ακτογραμμή αναφοράς) αποτελεί σήμερα ένα σημαντικότερο κοινωνικο-οικονομικό πρόβλημα. Διακρίνεται σε: (i) *μακροχρόνια διάβρωση*, δηλαδή μη αναστρέψιμη μακροχρόνια οπισθοχώρηση της ακτογραμμής, λόγω ανόδου της μέσης (και, φυσικά, της σχετικής) θαλάσσιας στάθμης (MSLR-RSLR) (Nicholls et al, 2007)· και (ii) *βραχυχρόνια διάβρωση*, η οποία οφείλεται κυρίως σε ακραία φαινόμενα (μετεωρολογικές παλίρροιες (storm surges) και θυελλώδεις κυματισμούς), τα οποία μπορεί να μην έχουν σαν αναγκαίο αποτέλεσμα μόνιμες οπισθοχωρήσεις της ακτογραμμής, αλλά προκαλούν μεγάλης κλίμακας καταστροφές.

1.1 Άνοδος της θαλάσσιας στάθμης

Η άνοδος της μέσης θαλάσσιας στάθμης αποτελεί αναπόφευκτη επίπτωση της παγκόσμιας θέρμανσης για 2 κυρίως λόγους: (i) το θαλάσσιο νερό διαστέλλεται καθώς θερμαίνεται (στερική ανύψωση της θαλάσσιας στάθμης)· και (ii) νερό προστίθεται στους ωκεανούς λόγω τήξης των ηπειρωτικών πάγων. Εκτιμάται ότι την περίοδο 1961-2003, η θερμική διαστολή είχε συνεισφέρει σε ποσοστό ~40% στην παρατηρούμενη άνοδο της θαλάσσιας στάθμης, ενώ η συρρίκνωση των ορεινών παγετώνων και των καλυμμάτων πάγου (Ice Sheets) είχε συνεισφέρει το ~60% (Domingues et al., 2008).

Τα δεδομένα (καταγραφές παλιρροιογράφων από το 1870 και δορυφορικές καταγραφές από το 1993) δείχνουν ότι η μέση θαλάσσια στάθμη έχει ανέβει περίπου 0.20 m (IPCC-AR4, 2007). Πρόσφατες παρατηρήσεις δείχνουν ότι ο ρυθμός αύξησης της θαλάσσιας στάθμης έχει επιταχυνθεί (Rahmstorf, 2007) και μάλιστα περισσότερο από ότι αναμενόταν με βάση τις παλαιότερες προβλέψεις (Rahmstorf et al. 2007). Ο μέσος ρυθμός αύξησης για την περίοδο 1993-2008 βρέθηκε από δορυφορικές παρατηρήσεις να είναι ~3.4 mm/yr (Cazenave et al. 2008), ενώ η Τρίτη Αναφορά Εκτίμησης της IPCC (IPCC-TAR, 2001) προέβλεπε αύξηση (βέλτιστη εκτίμηση) 1.9 mm/yr για την ίδια περίοδο· επομένως η αύξηση ήταν ~80% μεγαλύτερη από αυτή που προέβλεπαν τα μοντέλα (The Copenhagen Diagnosis, 2009). Ο μελλοντικός

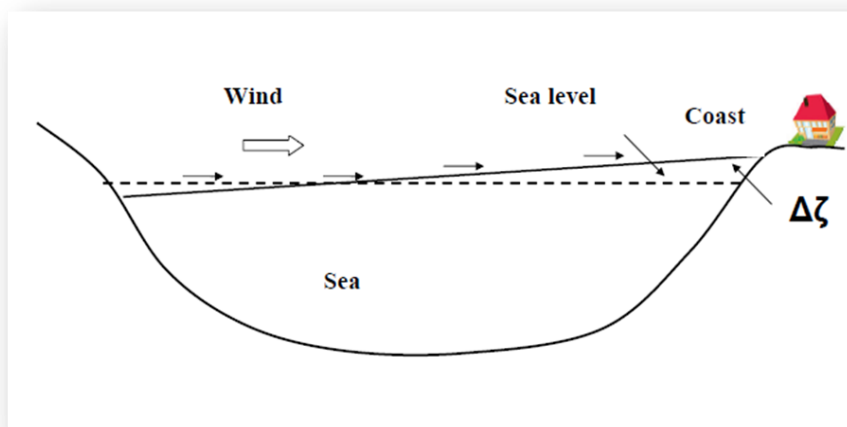
ρυθμός αύξησης της θαλάσσιας στάθμης είναι συνεπώς αβέβαιος, καθώς οι παρατηρήσεις και οι προβλέψεις δεν φαίνονται μέχρι τώρα να είναι συμβατές.



Σχήμα 1-1. Πρόσφατες προβλέψεις (projections) της μελλοντικής αύξησης της μέσης θαλάσσιας στάθμης (μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης σε σχέση με το 1990 (sea level change relative to 1990) ανά έτος (year)). Ιστορικά δεδομένα (data) από Church and White (2006). Οι προβλέψεις προέρχονται από τους Rahmstorf (2007), WBGU (2006) και Vellinga et al. (2008) (The Copenhagen Diagnosis, 2009).

Οι μετεωρολογικές παλίρροιες (storm surge) είναι αλλαγές της θαλάσσιας στάθμης που διαρκούν από μερικές ώρες έως 2-3 ημέρες, και δημιουργούνται από ατμοσφαιρική οδήγηση, και συγκεκριμένα από (Flather, 2001): (i) τις έντονες τριβές στην ελεύθερη επιφάνεια της θάλασσας από τους δυνατούς ανέμους, και/ή (ii) τις ισχυρές διαφορικές πιέσεις που συνδέονται με τις θύελλες και ιδιαίτερα με τις τροπικές καταιγίδες/κυκλώνες· σε ακτογραμμές με μεγάλο παλιρροιακό εύρος, οι μετεωρολογικές παλίρροιες είναι ιδιαίτερα καταστροφικές, ιδιαίτερα κατά τη διάρκεια της πλημμυρίδας, αν και τα πλέον ακραία φαινόμενα εμφανίζονται με χαμηλή συχνότητα (Vassie et al., 2004). Το ύψος της μετεωρολογικής παλίρροιας ελέγχεται, μεταξύ άλλων, από το μέγεθος, τη διαδρομή της θύελλας (Nielsen, 2009· Zhong et al., 2010), και την παράκτια γεωμορφολογία. Οι μετεωρολογικές παλίρροιες παρουσιάζουν μεγάλη χωρο-χρονική μεταβλητότητα. Για παράδειγμα, ενώ η Ατλαντική Ιβηρική ακτή δείχνει ετήσιες μετεωρολογικές παλίρροιες με μέγιστο ύψος περίπου 0.90 m (το φθινόπωρο και τον χειμώνα), οι δυτικές Μεσογειακές ακτές δείχνουν ύψη που σπάνια φθάνουν τα 0.50 m, με μοναδική εξαίρεση την Β.

Αδριατική, όπου το μέγιστο ύψος μπορεί να φθάσει τα 2 m (Marcos et al., 2009· Tsimplis and Shaw, 2010).

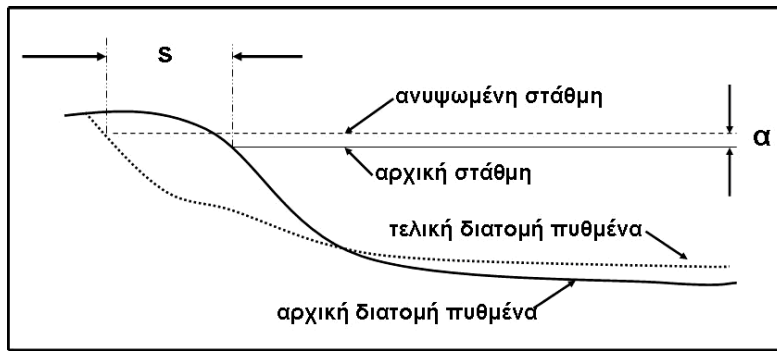


Σχήμα 1-2. Δημιουργία μετεωρολογικής παλίρροιας λόγω της δράσης δυνατών ανέμων (Karambas and Koutitas).

2. Γενικά για τα μοντέλα οπισθοχώρησης της ακτογραμμής

Η αντίδραση των ακτών στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης είναι η οπισθοχώρηση τους (Σχήμα 2-1). Οι μεγαλύτερες οπισθοχωρήσεις αναμένονται στις χαμηλές ακτές που συνίστανται από χαλαρά ιζήματα (παραλίες) μικρής κοκκομετρίας και χαρακτηρίζονται από μικρές κλίσεις, ιδιαίτερα σε εκείνες που σχετίζονται με παράκτιες πεδιάδες, δέλτα και ποταμόκολπους (estuaries).

Για την πρόγνωση της απόκρισης της ακτογραμμής στις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης έχουν αναπτυχθεί διάφορα μοντέλα, η βασική αρχή των οποίων είναι ότι καθώς η θαλάσσια στάθμη ή/και οι κυματικές συνθήκες αλλάζουν, η παραλιακή διατομή μεταβάλλεται, οδηγούμενη σε νέα μορφολογία. Τα μοντέλα οπισθοχώρησης της ακτογραμμής προσομοιώνουν μεταβολές στον χώρο και στον χρόνο και διαχωρίζονται σε δύο διαφορετικούς τύπους: τα *στατικά* και τα *δυναμικά* μοντέλα. Στην περίπτωση των στατικών μοντέλων, η οπισθοχώρηση της ακτογραμμής προκύπτει από την επίλυση μιας ή συστήματος εξισώσεων χωρίς να λαμβάνονται υπ' όψη υδροδυναμικές και ιζηματοδυναμικές διεργασίες, ενώ στην περίπτωση των δυναμικών μοντέλων η προσομοίωση βασίζεται στην σύζευξη υδροδυναμικών και ιζηματοδυναμικών μοντέλων που υπολογίζουν την στερεομεταφορά σε διαφορετικά σημεία της διατομής και αλγόριθμους που μετατρέπουν τα χωρο-χρονικά διαφορικά της σε μεταβολές της παραλιακής μορφολογίας.



Σχήμα 2-1. Σκαρίφημα που δείχνει την ανταπόκριση της παραλίας στην αύξηση της θαλάσσιας στάθμης. Αν η θαλάσσια στάθμη αυξηθεί κατά α , το ίζημα του μετώπου της παραλίας διαβρώνεται και μεταφέρεται στον παρακείμενο πυθμένα με αποτέλεσμα η ακτογραμμή να υποχωρήσει κατά s (Μονιούδη et al., 2009).

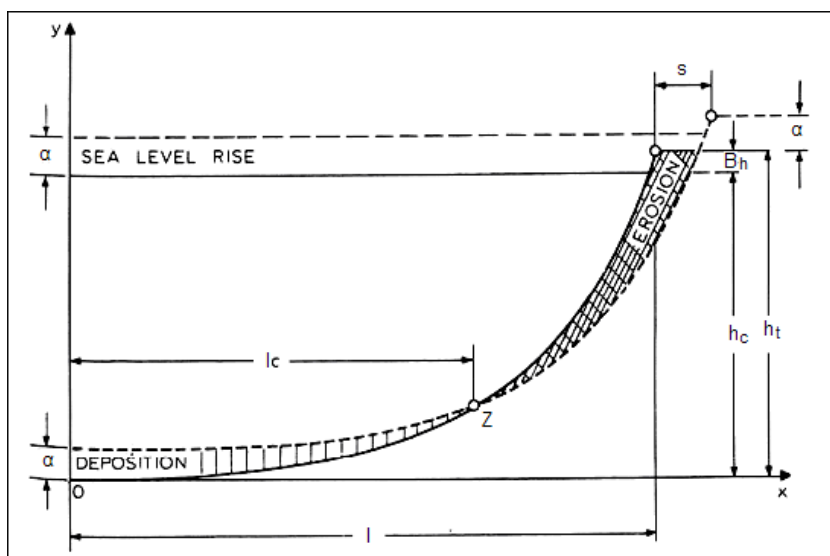
3. Στατικά μοντέλα

3.1 Το μοντέλο του Bruun

Η πρώτη εμπειριστατωμένη προσπάθεια εκτίμησης της παραλιακής οπισθοχώρησης λόγω ανόδου της θαλάσσιας στάθμης έγινε από τον Bruun (1962). Το μοντέλο αφορά το μακροπρόθεσμο ισοζύγιο των κινήσεων παραλιακών ιζημάτων και ακτογραμμής και βασίζεται στην αρχή της ύπαρξης για κάθε παραλία μιας διατομής (προφίλ) ισορροπίας. Το μοντέλο θεμελιώνεται στις εξής υποθέσεις: (i) η παραλιακή διατομή γενικά έχει κοίλο σχήμα, με κλίση που είναι μεγαλύτερη προς την ακτή και μικρότερη προς την κατεύθυνση της ανοικτής θάλασσας· (ii) κατά την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης, η διατομή ισορροπίας μετατοπίζεται προς την ξηρά, προκαλώντας ιζηματική διάβρωση στην χερσαία και απόθεση στην υποθαλάσσια παραλία (Σχήμα 3-1)· (iii) το ίζημα που διαβρώνεται από το παραλιακό μέτωπο αποτίθεται στον παρακείμενο πυθμένα μεταξύ ακτογραμμής και βάθους κλεισίματος (closure depth), δηλ. του βάθους το οποίο ‘κλείνει’ τις παράκτιες διεργασίες μεταφοράς ιζημάτων και ορίζει το εξωτερικό (θαλάσσιο) όριο της υποθαλάσσιας παραλίας· και (iv) η ανύψωση του πυθμένα στην υποθαλάσσια παραλία λόγω της απόθεσης ιζήματος είναι ίση με την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης, με συνέπεια το βάθος να παραμένει σταθερό. Η παραλιακή οπισθοχώρηση δίνεται (Bruun, 1962· 1983· 1988) από την σχέση:

[3-1]

μέση στάθμη έως την κορυφή του 1^{ου} χειρσαίου αναβαθμού) (Σχήμα 3-1).



(τροποποιημένο από Slott J., 2003).

πρώτος ο Hunt (1959), ο οποίος πρότεινε την παρακάτω εξίσωση:

[3-2]

αριθμός Iribarren και $\tan\beta$ η κλίση της παραλιακής ζώνης. Μια πιο πρόσφατη

προσέγγιση αποτελεί εκείνη του Sunamura, 1989 (βλέπε Άσκηση 1) σύμφωνα με τον οποίο το ύψος του αναβαθμού (υβώματος) B_h δίνεται από:

$$B_h = 0.125(H_b)^{5/8}(gT^2)^{3/8} \quad [3-3]$$

όπου H_b είναι το ύψος του κύματος στην θραύση, και T η κυματική περίοδος.

Το βάθος κλεισίματος (βλέπε Άσκηση 1) h_c υπολογίζεται σύμφωνα με τον Hallermeier (1981) ως εξής:

$$h_c = 2.28H_{sx} - 68.5 \frac{H_{sx}^2}{gT_{sx}^2} \quad [3-4]$$

όπου H_{sx} είναι το μέγιστο ύψος κύματος που εμφανίζεται 12 ώρες ετησίως και T_{sx} η περίοδος του.

Ο Birkemeier (1985) αξιολόγησε τη σχέση του Hallermeier χρησιμοποιώντας υψηλής ακρίβειας μετρήσεις πεδίου και κατέληξε στην ακόλουθη απλοποιημένη προσέγγιση του βάθους κλεισίματος :

$$h_c = 1.57H_{sx} \quad [3-5]$$

3.2 Το μοντέλο του Dean

Το μοντέλο του Dean (1991) επινοήθηκε για την πρόβλεψη της παραλιακής οπισθοχώρησης λόγω αυξημένης κυματικής ενέργειας και υποθέτει όπως και το μοντέλο του Bruun ότι η διατομή έχει κοίλο σχήμα με κλίση που είναι μεγαλύτερη προς την ακτή και μικρότερη προς την κατεύθυνση της ανοικτής θάλασσας. Η παραλιακή οπισθοχώρηση/διάβρωση δίνεται από την σχέση:

$$s = (a + 0.068H_b) \frac{w_b}{B_h + h_b} \quad [3-6]$$

όπου h_b το βάθος θραύσης, H_b το κυματικό ύψος στην θραύση, w_b το πλάτος της ζώνης απόσβεσης δηλαδή η απόσταση από την ακτογραμμή έως το βάθος θραύσης. Το κυματικό ύψος στη θραύση υπολογίζεται από τον παρακάτω εμπειρικό τύπο (CEM, 2008):

$$\frac{H_b}{H_0} = 0.56 \left(2\pi \frac{H_0}{gT^2} \right)^{-0.2} \quad [3-7]$$

Το βάθος θραύσης h_b υπολογίζεται από τον παρακάτω τύπο:

$$h_b = H_b / \gamma, \quad \text{όπου } \gamma = \xi^{0.17} + 0.08 \quad [3-8]$$

3.3 Το μοντέλο του Edelman

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

$$\frac{ds}{dt} = \frac{d\alpha}{dt} \left[\frac{w_b}{h_b + B_h(t)} \right] \quad [3-9]$$

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

$$s(t) = w_b \ln \left[\frac{h_b + B_o}{h_b + B_h - \alpha(t)} \right] \quad [3-10]$$

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

Βιβλιογραφία

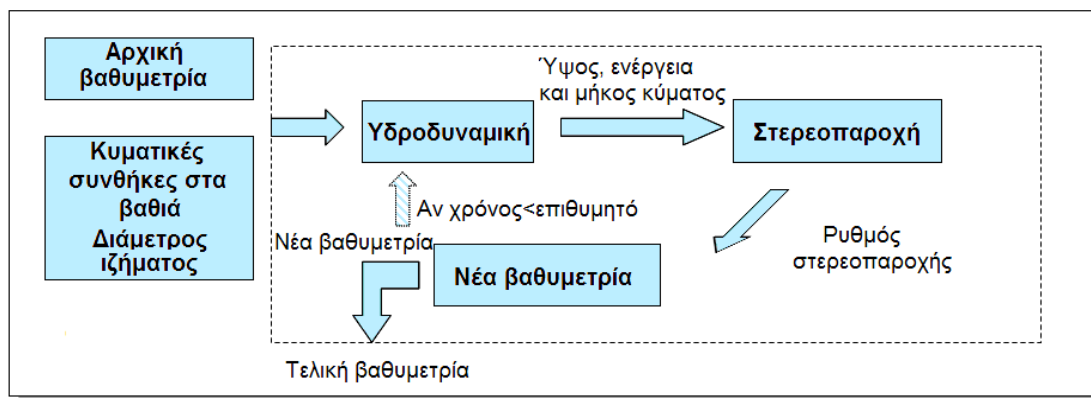
- Birkemeier, W. A. 1985, Field Data on Seaward Limit of Profile Change, *Journal of the Waterways, Port Coastal and Ocean Engineering*, American Society of Civil Engineers **111**(3): 598-602.
- Bruun, P., 1962, Sea level rise as a cause of shore erosion, *Journal of Waterway, Harbors Division*, ASCE **88**:117-130.
- Bruun, P., 1983, Review of conditions for uses of the Bruun rule of erosion, *Coastal Engineering* **7**(1):77-89.
- Bruun, P., 1988, The Bruun Rule of erosion by sea level rise: A discussion on large-scale two- and three-dimensional usages, *Journal of Coastal Research* **4**(4):622-648.
- Cazenave, A., Dominh, K., Guinehut, S., Berthier, E., Llovel, W., Ramillien, G., Ablain, M., and Larnicol, G., 2009, Sea level budget over 2003-2008: A reevaluation from GRACE space gravimetry, satellite altimetry and Argo, *Global and Planetary Change* **65**(1-2):83-88.
- CEM, 2008, Coastal engineering manual, US Army Corps of Engineers. EM 1110-2-1100.
- Dean, R. G., 1991, Equilibrium beach profiles: characteristics and applications, *J. Coastal Research* **7**(1):53- 84.
- Domingues, C. M., Church, J. A., White, N. J., Gleckler, P. J., Wijffels, S. E., Barker, P. M., and Dunn, J. R., 2008, Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise, *Nature* **453**(7198):1090-1093.

- Edelman, T., 1972, Dune erosion during storm conditions, in: *Proceedings of the 13th International Conference on Coastal Engineering* ASCE, pp. 1305-1312.
- Flather, R. A., 2001, Storm Surges, *Encyclopedia of Ocean Sciences* (1st Edition), Elsevier Ltd., pp. 2882–2892.
- Hallermeier, R. J., 1981, A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate, *Coastal Engineering* **4**:253-277.
- Hunt, I. A., 1959, Design of seawalls and breakwaters., *Journal of the Waterways and Harbors Division, ASCE*, **85**(WW3):123- 152.
- IPCC, 2001, Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (J. J. McCarthy, O. F. Canziani, N. A. Leary, D. J. Dokken, and K. S. White, eds.), Cambridge University Press, Cambridge, pp. 1032.
- IPCC, 2007, Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (AR4). (S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller, eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA.
- Karambas, Th. and Koutitas, C., Coastal management issues and climate change, school of civil engineering, Aristotle university of Thessaloniki
- Marcos, M., Tsimplis, M. N., and Shaw, A. G. P., 2009, Sea level extremes in southern Europe, *Journal of Geophysical Research C: Oceans* **114**(1).
- Μονιούδη Ι., Βελεγράκης, Α.Φ., Καραμπάς, Θ., και Κουτσουβέλα, Δ., 2009, Παράκτια οπισθοχώρηση λόγω ανόδου της θαλάσσιας στάθμης: Προβλέψεις με μοντέλα προσομοίωσης, *Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας*, **XLII/I**, 153-170.
- Nicholls, R. J., Wong, P. P., Burkett, V. R., Codignotto, J. O., Hay, J. E., McLean, R. F., Ragoonaden, S., and Wooddroffe, C. D., 2007, Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change. (Parry M.L., O. F. Canziani, J. P. Palutikof, P. J. Van de Linden, and C. E. Hanson, eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 315-356.
- Nielsen, P., 2009, How storm size matters for surge height, *Coastal Engineering* **56**:1002-1004.
- Rahmstorf, S., 2007, A semi-empirical approach to projecting future sea-level rise, *Science* **315**(5810):368-370.
- Rahmstorf, S., Cazenave, A., Church, J. A., Hansen, J. E., Keeling, R. F., Parker, D. E., and Somerville, R. C. J., 2007, Recent climate observations compared to projections, *Science* **316**(5825):709.
- Slott, J., 2003, Shoreline Response to Sea-Level Rise: Examining the Bruun Rule. Nicholas School of the Environment and Earth Sciences, Department of Earth and Ocean Sciences, pp. 12.
- Sunamura, T., 1989, *In* Lakhan and Trenhail (Eds): Applications in Coastal modelling, Elsevier, Amsterdam, 159-213.
- The Copenhagen Diagnosis, 2009, Updating the World on the Latest Climate Science, I. Allison, N.L. Bindoff, R.A. Bindshadler, P.M. Cox, N. de Noblet, M.H. England, J.E. Francis, N. Gruber, A.M. Haywood, D.J. Karoly, G. Kaser, C. Le Quéré, T.M. Lenton, M.E. Mann, B.I. McNeil, A.J. Pitman, S. Rahmstorf, E. Rignot, H.J. Schellnhuber, S.H. Schneider, S.C. Sherwood, R.C.J. Somerville, K. Steffen, E.J. Steig, M. Visbeck, A.J. Weaver, The University of New South Wales Climate Change Research Centre (CCRC), Sydney, Australia, pp. 60.
- Tsimplis, M. N., and Shaw, A. G. P., 2010, Seasonal sea level extremes in the Mediterranean Sea and at the Atlantic European coasts, *Natural Hazards and Earth System Science* **10**(7):1457-1475.
- Vassie, J. M., Woodworth, P. L., and Holt, M. W., 2004, An example of North Atlantic deep ocean swell impacting Ascension and St. Helena islands in the central South Atlantic, *Atmospheric and Oceanic Technology* **21**:1095–1103.
- Zhong, L., Li, M., and Zhang, D.-L., 2010, How do uncertainties in hurricane model forecasts affect storm surge predictions in a semi-enclosed bay?, *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **90**:61-72

Μοντέλα οπισθοχώρησης της ακτογραμμής (Δυναμικά/αριθμητικά μοντέλα)

1. Γενικά για τα Δυναμικά/αριθμητικά μοντέλα οπισθοχώρησης της ακτογραμμής

Ο δυναμικός χαρακτήρας της παράκτιας ζώνης επέβαλλε την ανάπτυξη δυναμικών υπολογιστικών μοντέλων. Τα μοντέλα αυτά συνήθως αποτελούνται από υπο-μοντέλα που σε κάθε χρονικό βήμα υπολογίζουν: (i) τις παραλιακές υδροδυναμικές συνθήκες με κύρια δεδομένα εισόδου την βαθυμετρία και τις κυματικές συνθήκες στην ζώνη της ανοικτής θάλασσας (offshore zone)· (ii) την ιζηματομεταφορά από τους κυματισμούς και τα κυματογενή ρεύματα· και (iii) την μεταβολή της μορφολογίας (βαθυμετρίας). Η παραπάνω διαδικασία επαναλαμβάνεται μέχρι το πέρας της επιθυμητής διάρκειας προσομοίωσης, ώστε να εξασφαλιστεί η δυναμική αλληλεπίδραση των στοιχείων του μορφοδυναμικού συστήματος (Βουσδούκας, 2006). Τα υπο-μοντέλα των δυναμικών μοντέλων οπισθοχώρησης της ακτογραμμής περιγράφονται στη συνέχεια (Σχήμα 1).



Σχήμα 1. Διάγραμμα ροής μοντέλου μορφοδυναμικής εξέλιξης προφίλ (τροποποιημένο από Vousdoukas et al., 2005).

1.1 Υδροδυναμικά υπο-μοντέλα

Τα υδροδυναμικά μοντέλα υπολογίζουν την εγκάρσια εξέλιξη του κυματικού ύψους και των τροχιακών ταχυτήτων καθώς και τις μέσες ταχύτητες των εγκάρσιων (cross-shore) και επιμηκών (longshore) ρευμάτων. Οι κλασσικές εξισώσεις που χρησιμοποιούνται για την περιγραφή του μετασχηματισμού του κύματος στη ζώνη απόσβεσης είναι οι εξισώσεις ορμής και ενεργείας.

Τα υδροδυναμικά μοντέλα κατηγοριοποιούνται ανάλογα με τις διαστάσεις τους σε: (i) μονοδιάστατα μοντέλα (1-D), (ii) δισδιάστατα-εγκάρσια/κάθετα στην ακτή μοντέλα (2-DV), (iii) δισδιάστατα-οριζόντια υδροδυναμικά μοντέλα (2-DH), (iv) ψευδό-τρισδιάστατα μοντέλα (Quasi-3-D models) και (v) τρισδιάστατα (3-D) μοντέλα.

Τα μονοδιάστατα μοντέλα πραγματοποιούν υπολογισμούς στην κάθετη (εγκάρσια) στην ακτογραμμή διεύθυνση. Υπάρχουν διάφορες προσεγγίσεις, όπως π.χ. μοντέλα που βασίζονται στην ενεργητική προσέγγιση. Η γενική παραδοχή των μοντέλων αυτών είναι ότι η ροή κυματικής ενέργειας εγκάρσια στην ακτή, ισούται με την απώλεια ενέργειας λόγω θραύσης και απόσβεσης των κυματισμών. Ευρέως χρησιμοποιούμενα μοντέλα που βασίζονται στην ενεργητική προσέγγιση είναι τα μοντέλα των Battjes and Janssen (1978) και του Leont'yev (1997), το οποίο ενσωματώνει μη γραμμικούς κυματισμούς.

1.2 Υπο-μοντέλα ιζηματομεταφοράς (στερεοπαροχής)

Τα υπο-μοντέλα χρησιμοποιούν ως δεδομένα εισόδου τα αποτελέσματα του υδροδυναμικού μοντέλου και υπολογίζουν το ρυθμό ιζηματομεταφοράς σε κάθε χωρικό βήμα. Η ιζηματομεταφορά μπορεί να λαμβάνει χώρα ως φορτίο πυθμένα (bedload), ως φορτίο σε αιώρηση (suspended load) και, κάτω από ειδικές συνθήκες, ως στρώμα μεταφερόμενου ιζήματος πλησίον του πυθμένα (sheet flow).

1.3 Υπο-μοντέλα προσδιορισμού της νέας μορφολογίας πυθμένα.

Η ιζηματομεταφορά (φορτίο) q_i αποτελεί κύριο δεδομένο εισόδου του υπο-μοντέλου για την εκτίμηση της δυναμικής βαθυμετρίας. Με την επίλυση της εξίσωσης διατήρησης (συνέχειας) του ιζήματος (π.χ. Leeder, 1999) και των διαφορικών των ρυθμών ιζηματομεταφοράς μεταξύ γειτονικών κελιών της διακριτοποίησης, υπολογίζονται οι μορφολογικές μεταβολές της παραλιακής διατομής, οι οποίες αποτελούν δεδομένα εισόδου του υδροδυναμικού υπο-μοντέλου στο επόμενο χρονικό βήμα· η διαδικασία επαναλαμβάνεται μέχρι το πέρας του συνολικού χρόνου της προσομοίωσης. Στο υπομοντέλο εμφανίζονται συχνά όροι εξομάλυνσης της διατομής, στην περίπτωση που οι εκτιμώμενες μορφολογικές μεταβολές δημιουργούν κλίσεις μεγαλύτερες από μία οριακή τιμή. Οι όροι αυτοί ονομάζονται όροι ‘κατολίσθησης’ (avalanching) και στοχεύουν στην προσομοίωση

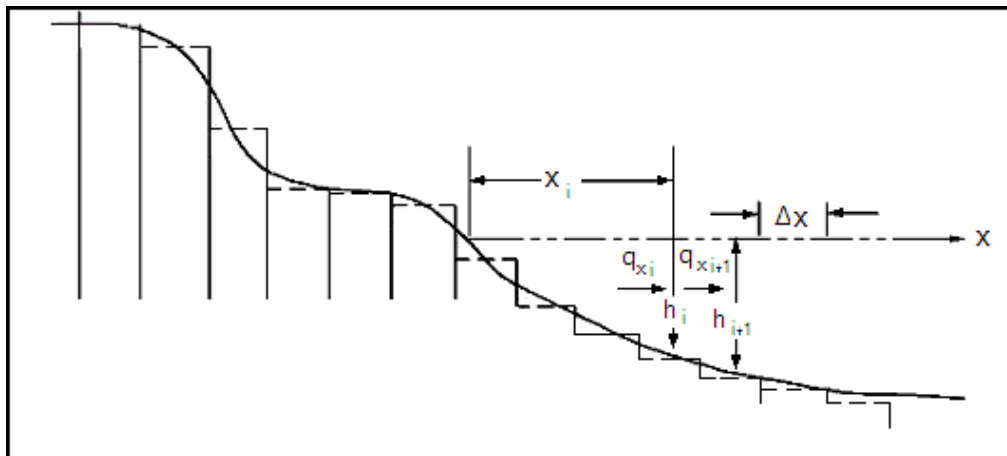
της επίδρασης της βαρύτητας σε κόκκους που βρίσκονται σε σημεία της διατομής με μεγάλη κλίση.

2. Το μοντέλο SBEACH

Το μοντέλο SBEACH (Larson and Kraus, 1989) περιέχει μια λεπτομερή περιγραφή του κυματικού μετασχηματισμού και της ιζηματομεταφοράς στην παράκτια ζώνη. Η κατανομή του ύψους του κύματος υπολογίζεται από την θεωρία απειροστού ύψους (θεωρία Airy) μέχρι την κυματική θραύση, ενώ για την περιγραφή του κυματικού ύψους στην ζώνη απόσβεσης χρησιμοποιείται το μοντέλο του Dally (1980) (breaker decay model), το οποίο επιτρέπει τον επανασχηματισμό του κύματος, δηλ. μιας διεργασίας σημαντικής για την προσομοίωση παραλιακών διατομών με πολλαπλούς ύφαλους αναβαθμούς. Η κύρια εξίσωση του μοντέλου στη γενική της μορφή είναι:

$$\frac{dE_F}{dx} = -\frac{k_w}{h}(E_F - E_{Fs}) \quad [1]$$

όπου k_w : εμπειρικός συντελεστής κυματικής εξασθένισης, E_F : ροή της κυματικής ενέργειας και E_{Fs} : σταθερή ροή κυματικής ενέργειας. Στην σχέση [1] η εγκάρσια συνιστώσα x αυξάνεται θετικά από το σημείο θραύσης προς την ακτογραμμή.



Σχήμα 2. Πλέγμα διακριτοποίησης για το μοντέλο SBEACH (τροποποιημένο από CEM, 2008), όπου οι κατακόρυφες μεταβολές του βάθους του νερού h καθορίζονται από τις οριζόντιες βαθμίδες του ρυθμού στερεομεταφοράς q .

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

$$q = K_s (D_e - D_{eq} + \frac{\varepsilon}{K_s} \frac{dh}{dx}), \quad D_e > D_{eq} - \frac{\varepsilon}{K_s} \frac{dh}{dx}$$

$$q = 0, \quad D_e < D_{eq} - \frac{\varepsilon}{K_s} \frac{dh}{dx} \quad [2]$$

όπου K_s είναι εμπειρικός συντελεστής του ρυθμού ιζηματομεταφοράς, D_e η ενέργεια διάχυσης, D_{eq} , η ενέργεια διάχυσης σε ισορροπία και ε ο συντελεστής του ρυθμού μεταφοράς για τον εξαρτημένο από την παραλιακή κλίση όρο. Η ενέργεια διάχυσης (ανά μονάδα όγκου) δίνεται από τη μεταβολή στη ροή της κυματικής ενέργειας. Ενώ η D_{eq} εξαρτάται από το προφίλ ισορροπίας και την σχέση μεταξύ κυματικού ύψους και βάθους στην ζώνη θραύσης.

Το μοντέλο SBEACH προσεγγίζει την εξίσωση διατήρησης του ιζήματος με πεπερασμένες διαφορές και διαφορικά κλιμακωτό χωρικό πλέγμα διακριτοποίησης (Σχήμα 2), όπου ανεξάρτητη μεταβλητή είναι η απόσταση από την ακτή x και εξαρτημένη το βάθος h . Οι τυπικές οριακές συνθήκες του μοντέλου είναι, προς την ακτογραμμή, το όριο της κυματικής αναρρίχησης και προς τα ανοικτά το βάθος κλεισίματος (closure depth). Το ύψος αναρρίχησης R_h υπολογίζεται από εμπειρικές εκφράσεις, ενώ το βάθος κλεισίματος καθορίζεται από την (εκθετική) μείωση του ρυθμού ιζηματομεταφοράς σε συνάρτηση με την απόσταση προς τα ανοικτά από το σημείο κυματικής θραύσης· αν ο ρυθμός ιζηματομεταφοράς γίνει μικρότερος από μια προκαθορισμένη τιμή, οι υπολογισμοί σταματούν και ο ρυθμός ιζηματομεταφοράς τίθεται ίσος με 0 στο επόμενο σημείο του κάρναβου που αποτελεί έτσι το όριο προς τα ανοικτά.

3. Το μοντέλο Leont'yev

Το μορφοδυναμικό μοντέλο των Vousdoukas et al. (2005). Το μοντέλο αυτό βασίζεται στην ενεργητική προσέγγιση (energetics approach) των Battjes and Janssen (1978) για την υδροδυναμική και στο μοντέλο Leont'yev (1996) για την ιζηματομεταφορά.

Η προσέγγιση των Battjes and Janssen (1978) βασίζεται στην παραδοχή ότι οι εγκάρσιες διακυμάνσεις στη ροή της κυματικής ενέργειας, σε κάθε σημείο, ισούνται

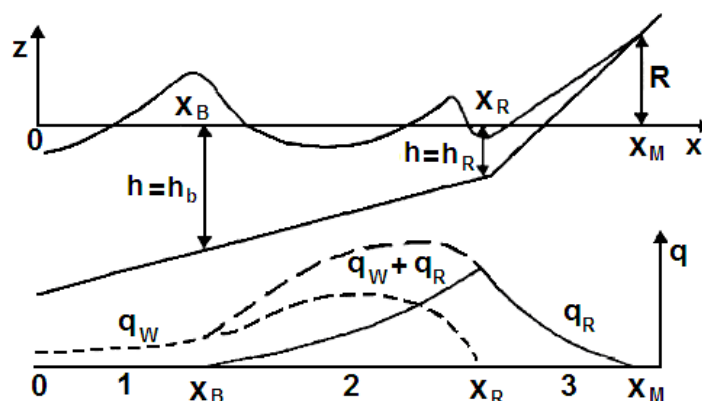
με την απώλεια ενέργειας λόγω θραύσης των κυματισμών. Η σχέση εξισορρόπησης της ενέργειας κάθετα στην ακτή δίνεται από:

$$\frac{\partial(\overline{E_w} \cdot c_g \cdot \cos \varphi)}{\partial x} = -D_e \quad [3]$$

όπου, φ η γωνία πρόσπτωσης των κυμάτων, E_w η κυματική ενέργεια για την οποία ισχύει $E_w = 1/8 \rho g H^2$, c_g η ταχύτητα ομάδας και D_e η απόσβεση της κυματικής ενέργειας που δίνεται από (Roelvink, 1993): Η ανύψωση της στάθμης του νερού προσδιορίζεται από την εξίσωση ορμής των Longuet-Higgins and Stewart (1962).

Η εκτίμηση της ιζηματομεταφοράς κάθετα στην ακτογραμμή, γίνεται σύμφωνα με το μοντέλο Leont'yev (1996). Η παραλιακή διατομή χωρίζεται (Σχήμα 3) (i) στην ζώνη μετασχηματισμού στα ανοικτά της ζώνης θραύσης, (ii) στην ζώνη απόσβεσης και (iii) στην ζώνη αναρρίχησης (swash zone). Το εξωτερικό όριο της ζώνης απόσβεσης x_B συμπίπτει με το σημείο θραύσης των κυματισμών. Το κατώτερο όριο της ζώνης διαβροχής x_R , ορίζεται ως το σημείο που η στερεομεταφορά λόγω κυματικής αναρρίχησης γίνεται μέγιστη. Το ανώτερο όριο αναρρίχησης x_M συμπίπτει με τη θέση του μέγιστου ύψους αναρρίχησης πάνω από την αδιατάραχτη στάθμη του νερού. Ας ορίσουμε τους ρυθμούς εγκάρσιας στερεομεταφοράς που παράγονται από τα κύματα/ρεύματα και από τις διεργασίες λόγω της ροής στην αναρρίχηση ως q_w και q_R αντίστοιχα. Θεωρώντας ότι η στερεομεταφορά λόγω αναρρίχησης αποσβένεται προς τα ανοικτά και ότι δεν διαχέεται πέρα από την ζώνη απόσβεσης ισχύουν:

- ζώνη διάθλασης των κυματισμών: $q_R = 0$ και $q = q_w$,
- ζώνη απόσβεσης: $q = q_w + q_R$ και
- ζώνη διαβροχής: $q_w = 0$ και $q = q_R$.



Σχήμα 3. Η παραλιακή διατομή χωρισμένη σε ζώνες και η διακύμανση του ρυθμού στερεομεταφοράς κατά μήκος της διατομής (τροποποιημένο από Leont'yev, 1996).

Ο ρυθμός ιζηματομεταφοράς q_w , περιγράφει τόσο την κίνηση της άμμου σε αιώρηση όσο και την κίνηση σαν φορτίο πυθμένα που οφείλονται στην συνδυασμένη δράση κυμάτων/ρευμάτων στην ζώνη διάθλασης και εκτιμάται σύμφωνα με την βελτιωμένη από τον Leont'yev (1996) ενεργητική προσέγγιση του Bagnold (1963).

Ο ρυθμός ιζηματομεταφοράς στη ζώνη αναρρίχησης υπολογίζεται από τη σχέση (Leont'yev, 1996). Η στερεομεταφορά που δημιουργείται κατά την αναρρίχηση μειώνεται καθώς απομακρύνεται από τη ζώνη διαβροχής και προσεγγίζει το εξωτερικό όριο της ζώνης απόσβεσης (x_B).

Ο συνολικός ρυθμός στερεομεταφοράς προκύπτει από τη στερεομεταφορά q_w (εξίσωση **Error! Reference source not found.**) για τη ζώνη διάθλασης ($x < x_B$), από το άθροισμα της στερεομεταφοράς λόγω κυμάτων/ρευμάτων q_w (εξίσωση **Error! Reference source not found.**) και της εξασθετισμένης στερεομεταφοράς λόγω αναρρίχησης q_R (εξίσωση **Error! Reference source not found.**) για τη ζώνη απόσβεσης ($x_B < x < x_R$) και από την στερεομεταφορά q_R λόγω αναρρίχησης (εξίσωση **Error! Reference source not found.**) για τη ζώνη αναρρίχησης ($x_R < x < x_M$) (Σχήμα).

Εφόσον υπολογιστεί η κατανομή της συνολικής στερεοπαροχής κατά μήκος του προφίλ είναι δυνατόν να προσδιοριστεί η μεταβολή της μορφολογίας του πυθμένα από την εξίσωση διατήρησης του ιζήματος:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = (1 - \lambda)(\rho_s - \rho)\rho g \frac{\partial q}{\partial x} \quad [4]$$

όπου λ είναι το πορώδες του ιζήματος (ίσο με 0.4) και ρ και ρ_s η πυκνότητα του νερού και του ιζήματος αντίστοιχα.

Βιβλιογραφία

- Larson, M., and Kraus, N. C., 1989, SBEACH: numerical model for simulating storm-induced beach change; report 1: empirical foundation and model development, *Technical Report - US Army Coastal Engineering Research Center* **89-9**.
- Leont'yev, I. O., 1996, Numerical modelling of beach erosion during storm event, *Coastal Engineering* **29**(1-2):187-200.
- Leont'yev, I. O., 1997, Short-term shoreline changes due to cross-shore structures: a one-line numerical model, *Coastal Engineering* **31**(1-4):59-75.