

Παράκτια οπισθοχώρηση λόγω ανόδου της θαλάσσιας στάθμης: Προβλέψεις με μοντέλα προσομοίωσης.

I. ΜΟΝΙΟΥΔΗ, Α.Φ. ΒΕΛΕΓΡΑΚΗΣ⁽¹⁾, Θ. ΚΑΡΑΜΠΑΣ, Δ. ΚΟΥΤΣΟΥΒΕΛΑ

ABSTRACT

Recent studies suggest a significant rise of the global mean sea level during the last century, which has been attributed to an increase in the global temperature. This trend is believed that will continue, so in 2100 the mean sea level will be 0.22 - 0.50 m higher than that of period 1980-1999. The rise of sea level can have significant impacts on coastal geomorphology, since coasts will be forced to a retreat. The aim of present study was to apply an ensemble of 6 (analytical and numerical) simulation models, in order to estimate the coastal retreat range for beaches with different morphological, textural and hydrodynamic characteristics, under various rates of sea level rise. The study showed (a) that all models predict significant coastal retreats in response to the forecasted sea level rise, (b) significant differences between predictions by the different models, (c) that the range of estimates for the examined 'natural' profile is greater than that of the tested linear profiles and (d) differential sensitivity of the models in the morphological, textural and hydrodynamic conditions. The mean ranges of the forecasts by the model ensemble for all the tested conditions have been found as between 1.5 and 9.0 m and 3.6 and 19.2 m for sea level rise of 0.22 and 0.50 m, respectively. These estimates, although already worrying, may, however, underestimate the future coastal retreat.

Keywords: Sea level rise, morphodynamic models, climatic change impacts.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Εμπειριστατωμένες μελέτες δείχνουν σημαντική αύξηση της μέσης παγκόσμιας θαλάσσιας στάθμης τον τελευταίο αιώνα, η οποία θεωρείται ότι οφείλεται στην αύξηση της μέσης θερμοκρασίας του πλανήτη. Η ανοδική πορεία της θαλάσσιας στάθμης προβλέπεται ότι θα συνεχιστεί στο μέλλον, έτσι ώστε το 2100 να είναι μεταξύ 0.22 και 0.50 m υψηλότερη από αυτή της περιόδου 1980-1999. Η αύξηση της θαλάσσιας στάθμης έχει σημαντικές επιπτώσεις στην παράκτια μορφολογία, καθώς οι ακτές προσαρμόζονται με οπισθοχώρηση, η έκταση και ρυθμός της οποίας εξαρτώνται από την παραλιακή κλίση, το είδος/απόθεμα των παράκτιων ιζημάτων και τις υδροδυναμικές συνθήκες. Ο σκοπός της παρούσας μελέτης είναι η εφαρμογή μιας συστοιχίας (ensemble) 6 αναλυτικών και αριθμητικών μοντέλων προσομοίωσης για την εκτίμηση του εύρους της οπισθοχώρησης της ακτογραμμής διαφορετικών μορφολογικά παραλιών, κάτω από ρεαλιστικά σενάρια ανόδου της μέσης θαλάσσιας στάθμης και κυματικών συνθηκών. Η μελέτη έδειξε (α) ότι όλα τα μοντέλα της συστοιχίας (ensemble) προβλέπουν σημαντική παράκτια οπισθοχώρηση λόγω της προβλεπόμενης ανόδου της μέσης θαλάσσιας στάθμης, (β) σημαντικές διαφοροποιήσεις στις προβλέψεις των διαφορετικών μοντέλων, (γ) ότι το εύρος των εκτιμήσεων για την 'φυσική' διατομή που εξετάστηκε είναι μεγαλύτερο από αυτό των γραμμικών διατομών και (δ) διαφορική ευαισθησία των μοντέλων στις μορφολογικές, ιζηματολογικές και υδροδυναμικές συνθήκες. Τέλος, οι μέσες προβλέψεις (για διαφορετικές παραλιακές μορφολογίες (γραμμικές και φυσική), κυματικές συνθήκες και κοκκομετρικές) της συστοιχίας μοντέλων κυμαίνονται μεταξύ 1.6 και 9.0 m και 3.6 και 19.2 m για ανόδους θαλάσσιας στάθμης 0.22 και 0.50 m, αντίστοιχα. Οι εκτιμήσεις αυτές, όμως, παρ' ότι ανησυχητικές, μπορεί να υποεκτιμούν την μελλοντική παράκτια οπισθοχώρηση.

Λέξεις κλειδιά: Άνοδος στάθμης θάλασσας, μορφοδυναμικά μοντέλα, επιπτώσεις κλιματικής αλλαγής.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Σήμερα, σημαντικό τμήμα της Ευρωπαϊκής ακτογραμμής (πάνω από το 20%) χαρακτηρίζεται από διάβρωση, δηλ. από μη αναστρέψιμη οπισθοχώρηση (EUROSION, 2003· 2004a; 2004b). Στην Ελλάδα, το πρόβλημα είναι ιδιαίτερα σημαντικό καθώς το ~25% της νησιωτικής ακτογραμμής βρίσκεται σε καθεστώς διάβρωσης (Velegrakis et al., 2005· Velegrakis, 2008). Οι κλιματικές αλλαγές, όπως η αύξηση της μέσης θαλάσσιας στάθμης και οι αλλαγές στην ένταση/συχνότητα των μετεωρικών κατακρημνίσεων και των ενεργητικών κυματικών φαινομένων και φουσκοθαλασσιών (storm surges) (EUROSION, 2003) θεωρούνται ως ένα από τα κυριότερα αίτια της παρατηρούμενης διάβρωσης.

Εμπειρισιασμένες μελέτες δείχνουν σημαντική αύξηση της μέσης παγκόσμιας θαλάσσιας στάθμης τον τελευταίο αιώνα, η οποία θεωρείται ότι οφείλεται στην θερμική διαστολή των ωκεανών, την τήξη των ηπειρωτικών πάγων και (ίσως) σε αλλαγές της παγκόσμιας θαλάσσιας κυκλοφορίας (π.χ. IPCC, 2007a), λόγω αύξησης της θερμοκρασίας του πλανήτη (IPCC, 2007b). Για το μέλλον, οι τελευταίες προγνώσεις του Διακυβερνητικού Οργανισμού για την Αλλαγή του Κλίματος (IPCC, 2007a) δείχνουν ότι η μέση θαλάσσια στάθμη το 2100 θα είναι αυξημένη κατά 0.22-0.50 m σε σχέση με την μέση θαλάσσια στάθμη της περιόδου 1980-1999. Η αύξηση της στάθμης θα έχει σημαντικές επιπτώσεις στην παράκτια γεωμορφολογία, καθώς οι ακτές θα προσαρμοστούν με οπισθοχώρηση, η έκταση και ρυθμός της οποίας φαίνεται ότι εξαρτώνται από διάφορες παραμέτρους, όπως π.χ. η παράκτια κλίση, το είδος/απόθεμα των παράκτιων ιζημάτων και οι υδροδυναμικές συνθήκες (Dean, 2002).

Καθώς η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης ελέγχει την παράκτια διάβρωση, η εκτίμηση της σχέσης μεταξύ ανόδου και παράκτιας οπισθοχώρησης είναι ιδιαίτερα σημαντική. Οι απόπειρες που έχουν γίνει στο θέμα αυτό σχετίζονται κυρίως με την δημιουργία/εφαρμογή αναλυτικών και αριθμητικών μοντέλων (π.χ. Bruun, 1962·

Larson and Kraus· 1989· Dean and Maurmeyer, 1983· Miller and Dean, 2004). Ο σκοπός της παρούσας μελέτης είναι η εφαρμογή μιας συστοιχίας (ensemble) αναλυτικών και αριθμητικών μοντέλων για την εκτίμηση του εύρους της οπισθοχώρησης της ακτογραμμής διαφορετικών μορφολογικά παραλιών, κάτω από ρεαλιστικά σενάρια ανόδου της μέσης θαλάσσιας στάθμης και κυματικών συνθηκών.

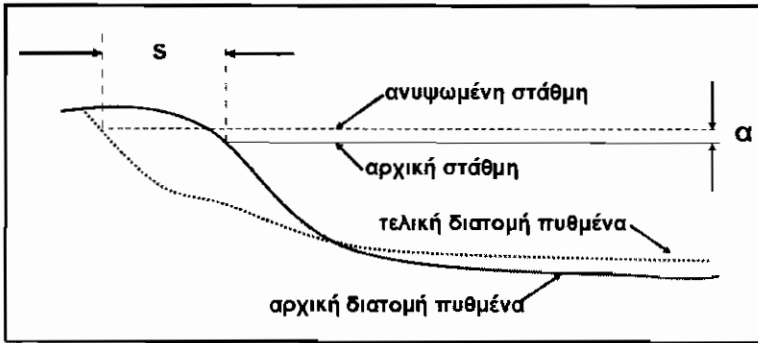
2. ΜΟΝΤΕΛΑ ΠΡΟΓΝΩΣΗΣ ΠΑΡΑΚΤΙΑΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ

Η αντίδραση των ακτών στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης είναι η οπισθοχώρησής τους (Σχήμα 1). Οι μεγαλύτερες οπισθοχωρήσεις αναμένονται στις χαμηλές ακτές που συνίστανται από χαλαρά ιζήματα (παραλίες) με μικρές κλίσεις, ιδιαίτερα σε αυτές που σχετίζονται με παράκτιες πεδιάδες και ποταμόκοιτους (estuaries), οι οποίες και είναι περισσότερο ευάλωτες (π.χ. Carter, 1980· 1988).

Για την πρόγνωση της απόκρισης της ακτογραμμής στις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης έχουν αναπτυχθεί στατικά και δυναμικά μοντέλα. Η βασική αρχή πίσω από τα μοντέλα αυτά είναι ότι η αλλαγή της μέσης θαλάσσιας στάθμης ή/και των κυματικών συνθηκών συνεπάγεται και αλλαγές στην μορφολογία της παραλιακής διατομής.

Στατικά μοντέλα

Η πρώτη εμπειρισιασμένη προσπάθεια εκτίμησης της παράκτιας 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 ακτή (παραλία) μιας διατομής (προφίλ) ισορροπίας. Το μοντέλο θεμελιώνεται στις εξής υποθέσεις: (i) η ενεργή διατομή της χερσαίας και υποθαλάσσιας παραλίας κάθετα προς την ακτογραμμή τείνει προς μια διατομή ισορροπίας που μπορεί να θεωρηθεί ως η βέλτιστη (στατιστικά) μέση διατομή (ii) κατά την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης, η διατομή ισορροπίας μετασποτίζεται προς την ξηρά, προκαλώντας ιζηματική διάβρωση στην



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

χερσαία και απόθεση στην υποθαλάσσια παραλία (Σχήμα 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 έξω (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 από Bruun (1962; 1983; 1988):

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

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

Νεότεροι ερευνητές υποστήριξαν ότι υπάρχουν περιορισμοί στην εφαρμογή του μοντέλου (π.χ. Dubois, 1992), ή/και ότι είναι πρακτικά ανεφάρμοστο (π.χ. Lowenstein, 1985· Pilkey et al., 1993· Cooper and Pilkey, 2004, βλ. όμως και Zhang et al. (2004)). Βασικά προβλήματα του μοντέλου θεωρούνται ότι (α) αγνοείται η ύπαρξη/δυναμική χαρακτηριστικών γεωμορφολογι-

κών στοιχείων των φυσικών παραλιών (οι έξαλοι (berms) και ύφαλοι (longshore bars) αναβαθμοί (Komar, 1998)) και (β) δεν καθορίζονται οι διαστάσεις της συνολικής διατομής (CEM, 2002). Ένα από τα μοντέλα που έχουν προταθεί για περισσότερο ρεαλιστικές διατομές και μεγαλύτερες και χρονικά ποικίλες (λόγω θεελλωδών ανόδων στάθμης - storm surges) ανόδους της θαλάσσιας στάθμης είναι αυτό του Edelman (1972), κατά το οποίο η διατομή διατηρεί την ίδια βασική μορφολογία κατά την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης, και ισχύει:

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

όπου s η παραλιακή οπισθοχώρηση, α η άνοδος της 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:

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

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

Δυναμικά μοντέλα

Ο δυναμικός χαρακτήρας της παράκτιας ζώνης επέβαλλε την ανάπτυξη δυναμικών μοντέλων, τα οποία κατατάσσονται σε (Roelvink and Broker, 1993): (i) περιγραφικά/θεωρητικά μοντέλα (π.χ. Wright and Short, 1984) (ii) μοντέλα που βασίζονται στην αρχή της διατομής (προφίλ) ισορροπίας (π.χ. Swart, 1975) (iii) μοντέλα μορφολογικής εξέλιξης (Kriebel and Dean, 1985) και (iv) μοντέλα βασισμένα στις παράκτιες υδροδυναμικές και ιζηματοδυναμικές διεργασίες (Larson and Kraus, 1989· Dally and Dean, 1984). Οι Davies et al. (2002) διαχώρισαν περαιτέρω τα μοντέλα σε μοντέλα που βασίζονται στην λεπτομερή περιγραφή των φυσικών διεργασιών και 'πρακτικά' μοντέλα, που απλοποιούν τις διεργασίες, ενώ οι Dean and Dalrymple (2002) σε μοντέλα που βασίζονται στην αρχή της διατομής (προφίλ) ισορροπίας και σε μοντέλα μορφολογικής εξέλιξης που βασίζονται στις υδροδυναμικές και ιζηματοδυναμικές διεργασίες ('bottom up' μοντέλα).

Το μοντέλο των Kriebel and Dean (Kriebel and Dean, 1985· Kriebel, 1986· 1990) βασίζεται στην αρχή της διατομής ισορροπίας. Υποθέτει ότι μια παραλιακή διατομή θα εξελιχθεί σε μια νέα διατομή ισορροπίας, ανταποκρινόμενη στην αυξανόμενη θαλάσσια στάθμη ή/και τις ενισχυόμενες κυματικές συνθήκες. Ο ρυθμός και διεύθυνση της ιζηματομεταφοράς ελέγχονται από την 'ανισορροπία' μεταξύ της διατομής σε μια δεδομένη στιγμή της μορφολογικής εξέλιξης και αυτής στην κατάσταση ισορροπίας. Η αριθμητική λύση βασίζεται σε λύση πεπερασμένων διαφορών της εξίσωσης διατήρησης ιζημάτων (π.χ. Leeder, 1999), με κλιμακωτή (stair - step) διακριτοποίηση της διατομής.

Το μοντέλο του Dean (1991) δημιουργήθηκε για την πρόβλεψη της παράκτιας οπισθοχώρησης μετά από ισχυρά κυματικά φαινόμενα και χρησιμοποιεί τη διατομή ισορροπίας που προσεγγίζεται από την σχέση $h = A x^m$, όπου A παράμετρος που ελέγχεται από την κοκκομετρία. Η παράκτια διάβρωση δίνεται από:

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

όπου h_b το βάθος θραύσης, H_b το κυματικό ύψος στην θραύση, w_b το πλάτος της ζώνης α-

πόσβεσης, που καθορίζεται για το προφίλ ισορροπίας ως $w_b = (h_b/A)^{3/2}$ και A παράμετρος κλίμακας ($A = 2.25 (w_b^2/g)^{1/3}$) που ελέγχεται από την κοκκομετρία (w_b , η ταχύτητα καθίζησης του ιζήματος).

Αλλά παράκτια μορφοδυναμικά μοντέλα που έχουν χρησιμοποιηθεί ή μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την πρόγνωση της παράκτιας οπισθοχώρησης λόγω ανόδου της θαλάσσιας στάθμης είναι τα πεπλεγμένα κυματικά/υδροδυναμικά και ιζηματοδυναμικά μοντέλα. Το μοντέλο SBEACH (Larson and Kraus, 1989) περιέχει μια λεπτομερή περιγραφή του κυματικού μετασχηματισμού και της ιζηματομεταφοράς στην παράκτια ζώνη, ενώ προσεγγίζει την εξίσωση διατήρησης του ιζήματος με πεπερασμένες διαφορές και διαφορικά κλιμακωτό χωρικό πλέγμα διακριτοποίησης. Η ιζηματομεταφορά εξαρτάται από την παραλιακή κλίση και η μεταβολή του βάθους ελέγχεται από την οριζόντια βαθμίδα του ρυθμού ιζηματομεταφοράς, επιτρέποντας έτσι την προσομοίωση του σχηματισμού/εξέλιξης ύφαλων αναβαθμών στην περιοχή της κυματικής θραύσης. Για την ιζηματομεταφορά ισχύει:

$$q = K(D - D_{eq} + \frac{\varepsilon}{K} \frac{dh}{dx}) \quad D > D_{eq} - \frac{\varepsilon}{K} \frac{dh}{dx} \quad [5]$$

$$q = 0$$

$$D < D_{eq} - \frac{\varepsilon}{K} \frac{dh}{dx}$$

όπου K είναι εμπειρικός συντελεστής του ρυθμού ιζηματομεταφοράς, D 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:

$$D = \frac{1}{h} \frac{dE_F}{dx} \quad [6]$$

ενώ η D_{eq} εξαρτάται από το προφίλ ισορροπίας και την σχέση μεταξύ κυματικού ύψους και βάθους στην ζώνη θραύσης.

Το μορφοδυναμικό μοντέλο των Voudoukas et al. (2005) βασίζεται στην ενεργητική προσέγγιση (energetics approach) των Battjes

and Janssen (1978) για την υδροδυναμική και στο μοντέλο Leont'yev (1996) για την ιζηματομεταφορά. Η σχέση εξισορρόπησης της ενέργειας κάθετα στην ακτή δίνεται από:

$$\frac{\partial(\bar{E} \cdot c_g \cdot \cos\phi)}{\partial x} = -D \quad [7]$$

όπου ϕ η γωνία πρόσπτωσης των κυμάτων, E η κυματική ενέργεια, C_g η ταχύτητα ομάδας και D η απόσβεση της κυματικής ενέργειας που δίνεται από (Roelvink, 1993):

$$D = \left[1 - \exp \left[- \left(\frac{\bar{E}}{\gamma_r^2 \bar{E}_{ref}} \right)^{10} \right] \right] \cdot 2f\bar{E} \quad [8]$$

όπου f η κυριαρχούσα συχνότητα (peak frequency) του κυματικού φάσματος και E_{ref} η μέγιστη κυματική ενέργεια σε συγκεκριμένο βάθος.

Η εκτίμηση της ιζηματομεταφοράς κάθετα στην ακτογραμμή, γίνεται σύμφωνα με το μοντέλο Leont'yev (1996). Η παραλιακή διατομή χωρίζεται (i) στην ζώνη μετασχηματισμού στα ανοικτά της ζώνης θραύσης, (ii) στην ζώνη απόσβεσης και (iii) στην ζώνη αναρρίχησης (swash zone). Ο ρυθμός ιζηματομεταφοράς q_w λόγω της αλληλεπίδρασης κυμάτων/ρευμάτων εκτιμάται σύμφωνα με:

$$q_w = \frac{\varepsilon_s}{2 \tan\phi} f_w \rho (\bar{u}^3 \cos\phi + 3\bar{u}^2 U_d) + \varepsilon_s (F + B) \left(\frac{w_s}{U_d} - \frac{\partial d}{\partial x} \right)^{-1} \quad [9]$$

όπου f_w ο συντελεστής τριβής (Nielsen, 1992), w_s η ταχύτητα καθίζησης του ιζήματος, ϕ η γωνία πρόσπτωσης, ε_s ο συντελεστής αποτελεσματικότητας (efficiency factor) της μεταφοράς φορτίου σε αιώρηση, F και B οι απώλειες ενέργειας

λόγω πυθμενικής τριβής και τύρβης αντίστοιχα (Roelvink and Stive, 1989) και U_d η πυθμενική κυματική ταχύτητα προς τα ανοικτά (undertow). Ο ρυθμός ιζηματομεταφοράς στις ζώνες απόσβεσης και αναρρίχησης υπολογίζεται αντίστοιχα από τις σχέσεις (Leont'yev, 1996):

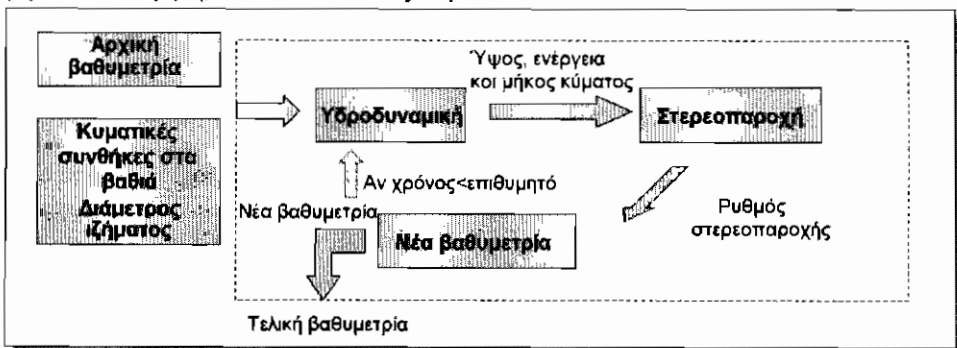
$$q_R = c_1 \rho (2gR)^{3/2} (\tan\beta_e q - \tan\beta) \quad [10]$$

$$q_R = q_R \left(\frac{1 - x/x_m}{1 - x_R/x_m} \right)^{3/2} \quad x_R \leq x \leq x_m \quad [11]$$

όπου c_1 συντελεστής αναλογίας, και $\tan\beta_e$ η παραλιακή κλίση ισορροπίας (Bascom, 1964).

Η εξέλιξη της παραλιακής διατομής εκτιμάται επιλύοντας την εξίσωση συνέχειας για τα ιζήματα με πεπερασμένες διαφορές. Η ροή του μοντέλου δίνεται στο Σχήμα 2.

Οι Karambas et al. (2002) παρουσίασαν ένα μορφοδυναμικό μοντέλο που (α) το κυματικό μοντέλο βασίζεται στις εξισώσεις διασπειρόμενων μη γραμμικών κυματισμών τύπου Boussinesq (Karambas and Koultas, 2002· Vousdoulkas et al., 2007) και (β) το πεπλεγμένο ιζηματοδυναμικό μοντέλο υπολογίζει το φορτίο πυθμένα και της ροής λεπτού οριακού στρώματος (sheet flow transport) βασιζόμενο στις σχέσεις των Dibajnia et al. (2001), το φορτίο αιώρησης υιοθετώντας την ενεργητική προσέγγιση (Karambas and Koultas, 2002) και τον ρυθμό στερεοπαροχής στη ζώνη αναρρίχησης με την βοήθεια μιας σχέσης τύπου Meyer-Peter και Muller (Butt et al., 2001· Larson et al., 2001).



Σχήμα 2. Ροή του μορφοδυναμικού μοντέλου που βασίζεται στις σχέσεις του Leont'yev (1996).

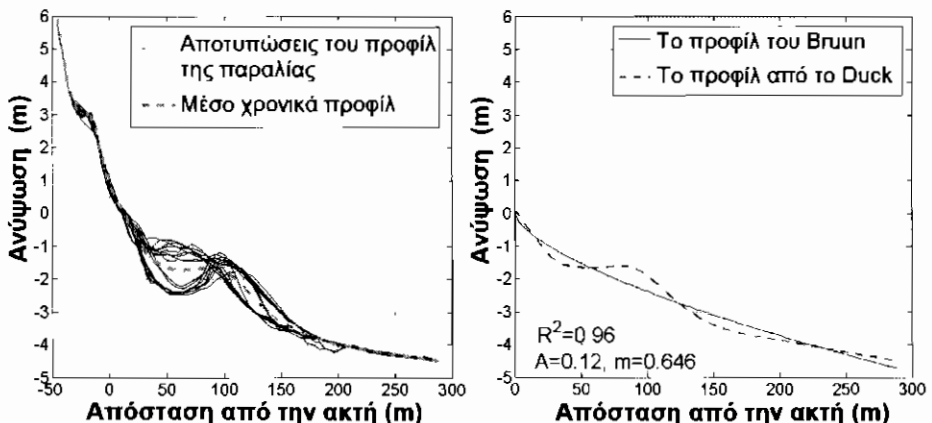
3. ΠΕΙΡΑΜΑΤΑ ΠΡΟΣΟΜΙΩΣΗΣ ΚΑΙ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΕΙΣΑΓΩΓΗΣ

Για την εκτίμηση της παράκτιας οπισθοχώρησης λόγω ανόδου της θαλάσσιας στάθμης, στη παρούσα μελέτη χρησιμοποιήθηκε μια συστοιχία μοντέλων που αποτελείται από τα μοντέλα Bruun (1962- 1983), Edelman (1972), Kriebel and Dean (1985) και Dean (1991) και τα μοντέλα SBEACH (Larson and Kraus, 1989) και Leonf'yeu (Leonf'yeu, 1996- Vousdoukas et al., 2005) και για περιορισμένες αρχικές κυματικές συνθήκες και γραμμικές διατομές, το μοντέλο των Karambas et al. (2002). Αφού η παράκτια οπισθοχώρηση στα παραπάνω μοντέλα εξαρτάται από την ένταση/κατανομή της κυματικής ενέργειας, η οποία ελέγχει όχι μόνον την ιζηματομεταφορά (βλ. Σχέσεις [5], [6] και [9]), αλλά και την απόσταση (l) και βάθος (h) του σημείου κλεισίματος (closure depth) της παράκτιας ιζηματομεταφοράς (βλ. Σχέση [1]) και το βάθος της κυματικής θραύσης (h_b) και πλάτος της ζώνης απόσβεσης (w_b) (βλ. Σχέσεις [3] και [4]), τα μοντέλα εφαρμόστηκαν για διαφορετικές κυματικές συνθήκες (ύψη κύματος (H) 0.5, 1, 1.5, 2, 3 και 4 m και περιόδους (T) από 3 έως 8 s). Για κάθε μια κυματική συνθήκη, έγιναν πειράματα

για 5 διαφορετικές κοκκομετρίες παραλιακών ιζημάτων (για ιζήματα με d_{50} ίσο με 0.2, 0.33, 0.50, 0.80 και 1.0 mm) και για 12 διαφορετικές ανόδους της θαλάσσιας στάθμης (0.0031, 0.0155, 0.038, 0.05, 0.10, 0.15, 0.22, 0.30, 0.40, 0.50, 0.75 και 1 m).

Όλα τα πειράματα προσομοιώσεων (συνολικά 8400 πειράματα) αναφέρονται σε παραλίες δηλ. σε χαμηλές ακτές με χαλαρά ιζήματα. Η βασική αρχική συνθήκη που ίσχυσε σε όλα τα πειράματα ήταν ότι η διάβρωση ιζημάτων/ακτής δεν περιορίζεται από το ιζηματικό απόθεμα σε κανένα σημείο της διατομής (βλ. Vousdoukas et al. (2005- 2007)). Όσον αφορά την αρχική παραλιακή μορφολογία, χρησιμοποιήθηκαν δύο διαφορετικά είδη παραλιακών διατομών: (α) γραμμικές (πειράματα με κλίσεις 1/10, 1/20 και 1/30) και (β) μια 'φυσική' διατομή, που ορίστηκε ως το 'μέσο' παραλιακό προφίλ του πειράματος Delilah (βάση δεδομένων του U.S. Army Corps of Engineers (<http://dksrv.usace.army.mil/jq/del90dir>)).

Κατά την διάρκεια του πειράματος Delilah (1-19 Οκτωβρίου 1990 στο DUCK (N. Carolina, USA) γινόταν καθημερινή μορφολογική αποτύπωση 20 παρακείμενων παραλιακών διατομών,



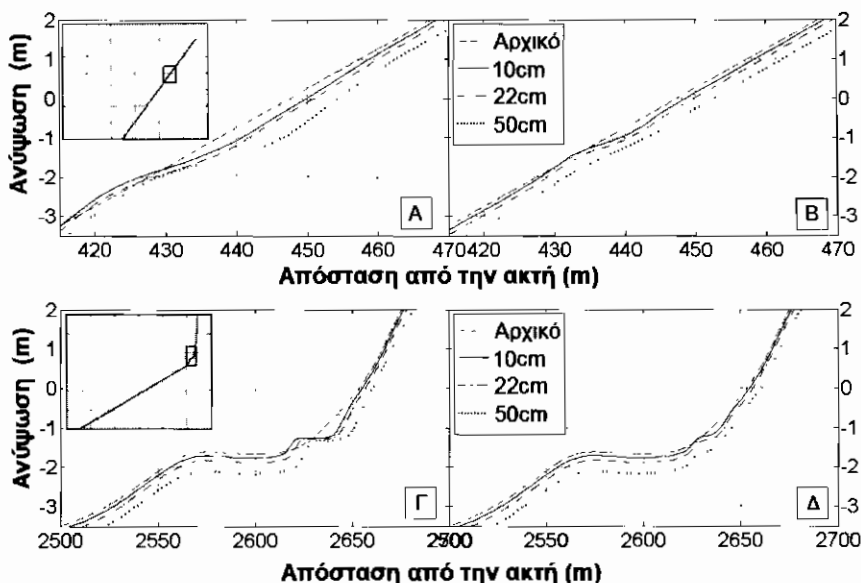
Σχήμα 3 (α) Παράδειγμα χρονοσειράς αποτυπώσεων μιας παραλιακής διατομής από το πείραμα Delilah, στο οποίο φαίνεται η 'μέση' διατομή (προφίλ) της περιόδου του πειράματος (δηλ. η πρώτη χωρική ιδιοσυνάρτηση). (β) Σύγκριση μεταξύ του 'μέσου' προφίλ του πειράματος (δηλ. της πρώτης χωρικής ιδιοσυνάρτησης) των 'μέσων' διατομών (των πρώτων χωρικών ιδιοσυνάρτησεων) των 20 παραλιακών διατομών με την διατομή ισορροπίας του Bruun (Komar, 1998), όπου η σχέση μεταξύ της ανύψωσης h και της απόστασης από την αρχή της διατομής x δίνεται από την $h = Ax^m$.

από τη βάση των αμμοθινών μέχρι την ανοικτή θάλασσα (Σχήμα 3α). Η χωρική και χρονική μεταβλητότητα τους αναλύθηκε με την βοήθεια εμπειρικών ορθογώνιων συναρτήσεων (Empirical Orthogonal Functions, EOFs) (Landesman and Hestenes, 1992· Komar, 1998). Η ανάλυση στηρίζεται στον υπολογισμό των ιδιοτιμών (eigenvalues) και ιδιοσυναρτήσεων (eigenfunctions) των μορφολογικών χρονοσειρών, και αποσκοπεί στο να απομονώσει την χωρο-χρονική εξάρτηση των δεδομένων (Vousdoukas et al., 2005). Έχει προταθεί (π.χ. Aubrey, 1979), ότι η πρώτη χωρική συνιστώσα (spatial eigenfunction) περιέχει το μεγαλύτερο μέρος της μεταβλητότητας και αντιπροσωπεύει την 'μέση' διατομή της παραλίας· στη περίπτωση των δεδομένων από το πείραμα Delilah, η πρώτη χωρική συνιστώσα (spatial eigenfunction) βρέθηκε ότι περιέχει ~ 97% της μεταβλητότητας. Η διατομή που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα μελέτη είναι η 'μέση' διατομή (η πρώτη χωρική ιδιοσυνάρτηση) των 'μέσων' διατομών (δηλ. των πρώτων χωρικών ιδιοσυναρτήσεων) όλων

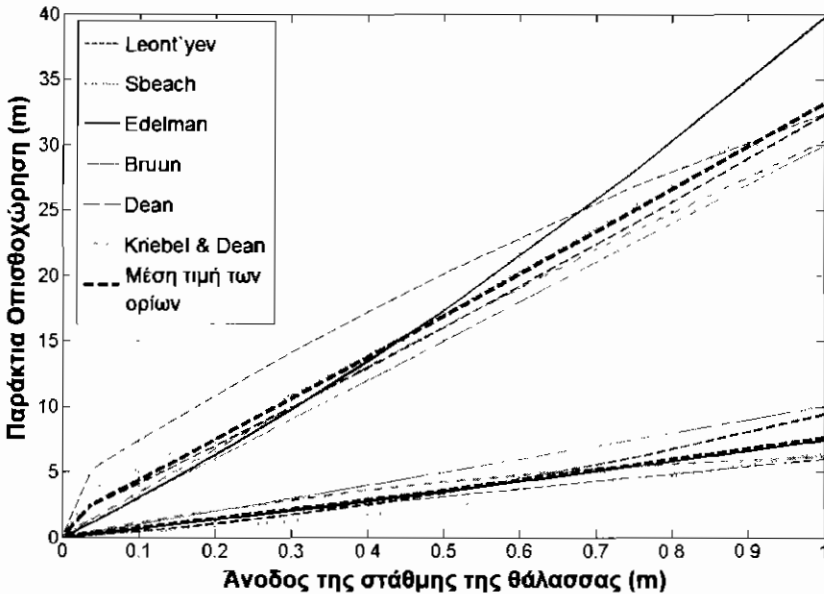
των παραλιακών διατομών του πειράματος Delilah (Σχήμα 3β).

4. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Τα αποτελέσματα όλων των μοντέλων δείχνουν ότι σε όλες τις περιπτώσεις οι ακτογραμμές οπισθοχωρούν με την άνοδο της θάλασσας στάθμης. Όλα τα μοντέλα δείχνουν ότι η οπισθοχώρηση της ακτογραμμής συνοδεύεται από σημαντικές αλλαγές της παραλιακής μορφολογίας, ιδιαίτερα τα μοντέλα SBEACH, Leont'gen και Karambas et al. που δείχνουν σημαντικές μορφολογικές αλλαγές στην περιοχή της κυματικής θραύσης καθώς και την σαφή δημιουργία ύψαλων αναβαθμών. Επιπλέον φαίνεται ότι η αύξηση της ανόδου της θάλασσας στάθμης συνοδεύεται με αύξηση της διάβρωσης στην ανώτερη υποθαλάσσια παραλία, που είναι μεγαλύτερη για το μοντέλο Leont'gen (Σχήματα 4Α και 4Γ) από ότι για το μοντέλο SBEACH (Σχήματα 4Β και 4Δ), τόσο για τις γραμμικές όσο και για την 'φυσική' διατομή.



Σχήμα 4. Αποτελέσματα των μοντέλων Leont'gen και SBEACH για τα ανώτερα τμήματα (βλ. ενδογραφήματα-insets) της γραμμικής και 'φυσικής' διατομής ('μέσης' διατομής από το πείραμα Delilah) για κύματα με ύψος 3 m, κοκκομετρία ιζήματος $d_{50} = 0.2$ mm και ανυψώσεις της μέσης θαλάσσιας στάθμης 0.10, 0.22 και 0.50 m. (Α) Leont'gen (γραμμικό προφίλ, κλίση 1/10), (Β) SBEACH (γραμμικό προφίλ, κλίση 1/10) (Γ) Leont'gen ('μέσο' προφίλ του πειράματος Delilah) και (Δ) SBEACH ('μέσο' προφίλ του πειράματος Delilah).



Σχήμα 5. Εύρη αποτελεσμάτων των μοντέλων για όλα τα πειράματα (διαφορετικές κλίσεις, κυματικές συνθήκες και κοκκομετρίες) με γραμμικές διατομές και μέσοι των κατώτερων και ανώτερων ορίων όλων των προβλέψεων. Στο γράφημα δεν περιλαμβάνονται τα αποτελέσματα του μοντέλου των Karambas et al. (2002), αφού αυτό έτρεξε για λίγες μόνον περιπτώσεις, καθώς και οι προβλέψεις για τις πολύ μικρές ανόδους που δοκιμάστηκαν (3 και 15 mm), καθώς κάποια από τα μοντέλα έδειξαν αστάθεια σε κάποιες κυματικές συνθήκες.

Γενικά, τα αποτελέσματα δείχνουν ότι η παράκτια οπισθοχώρηση ελέγχεται εκτός από τις προφανείς παραμέτρους (δηλ. την παραλιακή κλίση και το μέτρο της ανόδου) και από τις άλλες παραμέτρους που δοκιμάστηκαν, δηλ. τις κυματικές συνθήκες και την κοκκομετρία των παραλιακών ιζημάτων.

Γραμμικές διατομές

Για τις γραμμικές διατομές, τα αποτελέσματα των μοντέλων διαφέρουν αρκετά μεταξύ τους για όλες σχεδόν τις συνθήκες. Το κοινό τους χαρακτηριστικό ήταν ότι πολύ σπάνια αποτελέσματα κάποιου μοντέλου συμφωνούν με το απλό γραμμικό μοντέλο οπισθοχώρησης, δηλ. με αυτό που η ακτή οπισθοχωρεί γραμμικά σύμφωνα με την παραλιακή κλίση. Γενικά, τα μοντέλα δείχνουν μεγάλα εύρη αποτελεσμάτων, όπως αναμένεται καθώς δοκιμάστηκαν σενάρια με διαφορετικές κλίσεις (1/10, 1/20 και 1/30), κυματικές συνθήκες και κοκκομετρίες (Σχήμα 5).

Το μοντέλο Bruun δίνει τα μικρότερα εύρη αποτελεσμάτων (αφού στην περίπτωση των γραμμικών διατομών εξαρτάται μόνον από την κλίση (βλ. κατωτέρω). Τέλος, τα μοντέλα Leont'yev και SBEACH δίνουν σχετικά μεγάλα εύρη τιμών, με το πρώτο να δίνει μικρότερο εύρος προβλέψεων.

Υπολογίσθηκαν επίσης οι μέσοι των κατώτερων και ανώτερων ορίων των προβλέψεων της συστοιχίας (ensemble) των μοντέλων (Σχήμα 5). Ο μέσος του κατώτερου ορίου των προβλέψεων βρέθηκε να δίνεται από την σχέση $s = 0.83 \sigma^2 + 6.71 \sigma + 0.05$ ($R^2 = 0.99$) και του ανώτερου $s = 1.11 \sigma^2 + 30.78 \sigma + 1.26$ ($R^2 = 0.99$), όπου s η παράκτια οπισθοχώρηση (σε m) και σ η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης (σε m). Συνεπώς τα μέσα κατώτερα και ανώτερα όρια των προβλέψεων της συστοιχίας των μοντέλων για γενικευμένες συνθήκες (για όλες τις συνθήκες που δοκιμάστηκαν, δηλ. διαφορετικές κλίσεις, κυματικές συνθήκες και μεγέθη ιζημάτων) είναι για τις περιπτώσεις ανόδου 0.22 m και 0.50 m

(δηλ. την κατώτερη και ανώτερη πρόβλεψη του IPCC για το 2100) 1.6 και 8.1 m και 3.6 και 16.9 m, αντίστοιχα.

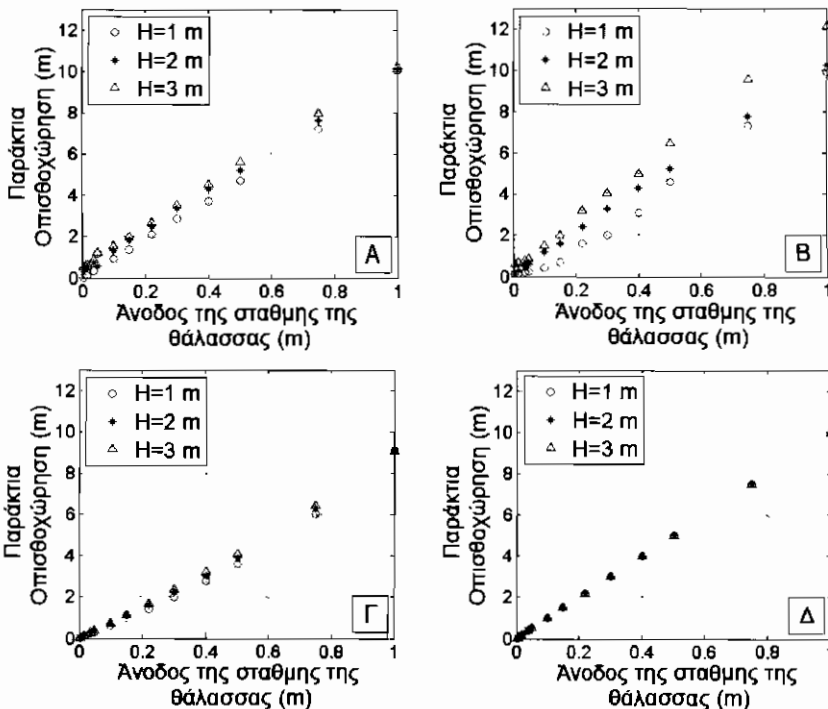
Όσον αφορά την επίδραση του κυματικών συνθηκών, τα περισσότερα μοντέλα δείχνουν περισσότερη ή λιγότερη ευαισθησία στο κυματικό ύψος, με εξαίρεση το μοντέλο του Bruun (Σχήμα 6). Το γεγονός ότι τα αποτελέσματα του μοντέλου Bruun είναι ανεξάρτητα από το κυματικό ύψος, οφείλεται στο ότι η αναλογία της απόστασης του σημείου κλεισίματος της ιζηματομεταφοράς από την ακτογραμμή προς το βάθος του (δηλ. ο λόγος l/h , Σχέση [1]) γίνεται ανεξάρτητη του ύψους κύματος σε γραμμικές διατομές και για μικρές ανόδους της θαλάσσιας στάθμης.

Γενικά παρατηρείται μια θετική σχέση μεταξύ της αύξησης του κυματικού ύψους και της οπισθοχώρησης της ακτής, με το μοντέλο SBEACH να δείχνει την μεγαλύτερη ευαισθησία

στο κυματικό ύψος (Σχήμα 6). Αυτή η θετική σχέση και η πρόγνωση ότι η μελλοντική άνοδος της θαλάσσιας στάθμης είναι πολύ πιθανόν να συνοδεύεται και με αύξηση των μέσων και ακραίων κυματικών συνθηκών (IPCC, 2007b) (τουλάχιστον για τις εύκρατες ακτές του Ατλαντικού και την Μεσόγειο) δείχνουν αυξημένο κίνδυνο παράκτιας διάβρωσης στο μέλλον.

Για να εκτιμηθεί η επίδραση του τύπου της παραλίας (δηλ. για απορροφητικές, ενδιάμεσες και ανακλαστικές, βλ. π.χ. Wright and Short (1984)) στην παράκτια οπισθοχώρηση, χρησιμοποιήθηκε ο αριθμός Iribarren ξ (Iribarren and Nogales, 1949; Battjes, 1974):

$$\xi = \frac{\beta}{(H_o / L_o)^{1/2}} \quad [12]$$



Σχήμα 6. Επίδραση του ύψους του κύματος στη σχέση μεταξύ ανόδου της θαλάσσιας στάθμης και παράκτιας οπισθοχώρησης για γραμμική διατομή (κλίση 1/10) και αδρόκοκκη κοκκομετρία ($d_{50} = 0.8\text{mm}$): (Α) μοντέλο Leonf'gen (Β) μοντέλο SBEACH (Γ) μοντέλο Edelman και (Δ) μοντέλο Bruun.

Πίνακας 1. Εκτιμήσεις της οπισθοχώρησης της ακτογραμμής για το κατώτερο (0.22 m) και ανώτερο (0.50 m) όριο των προγνώσεων του IPCC (IPCC, 2007a), σύμφωνα με τα διαφορετικά μοντέλα και για γραμμικές διατομές, διαφορετικούς αριθμούς Iribarren και διαφορετικές κοκκομετρίες.

Μοντέλο		Leont' yev		SBEACH		Edelman		Bruun		Dean		Kriebel & Dean	
d50 (mm)	Αριθμός Iribarren ξ	Άνοδος θαλάσσιας στάθμης (m)		Άνοδος θαλάσσιας στάθμης (m)		Άνοδος θαλάσσιας στάθμης (m)		Άνοδος θαλάσσιας στάθμης (m)		Άνοδος θαλάσσιας στάθμης (m)		Άνοδος θαλάσσιας στάθμης (m)	
		0.22	0.5	0.22	0.5	0.22	0.5	0.22	0.5	0.22	0.5	0.22	0.5
0.8	0.18	4.3	9.9	3.9	9.9	4	9.5	4.4	10	6.3	11.2	4.9	10.5
	0.25	4.2	10.0	2.2	9.9	3.8	9.5	4.4	10	5.1	9.7	5.2	10.6
	0.37	2.8	8.6	2.9	5.7	1.7	4	2.2	5	3.1	5.2	3.1	6.7
	0.52	2.5	5.2	3.1	5.7	1.5	3.6	2.2	5	2.3	4.2	4	8
	0.62	2.1	4.7	1.6	4.6	1.4	3.6	2.2	5	1.8	3.5	4.6	8.2
0.33	0.12	6.6	15.0	6.5	15	6.3	15	6.6	15	10	17.7	6.9	15
	0.17	6.5	14.9	5.7	14.7	6	14.6	6.6	15	9.1	16.4	7.3	15.5
	0.26	4.4	10.0	2.9	9.6	3.7	9	4.4	10	5.7	10.2	5.3	11.2
	0.31	4.3	10.0	3.3	9.9	3.7	9.5	4.4	10	4.6	8.9	5.4	10.7
	0.50	2.0	4.7	5.3	8.5	1.6	4.2	2.2	5	1.9	3.8	3.4	6.3
0.2	0.10	6.7	15.0	6.6	15.0	6.3	15	6.6	15	10.9	18.7	6.9	15
	0.18	4.6	10.2	4.4	10.0	4	9.5	4.4	10	6.3	11.2	4.9	10.5
	0.25	4.5	10.1	9.0	14.6	3.8	9.5	4.4	10	5.1	9.7	5.2	10.6
	0.26	4.5	10.0	7.6	13.7	3.7	9	4.4	10	5.6	10.2	5.3	11.2
	0.31	4.3	10.0	7.3	10.3	3.7	9.5	4.4	10	4.6	8.9	5.4	10.7

όπου β είναι η κλίση της παραλίας και H_0 και L_0 είναι αντίστοιχα το ύψος και μήκος κύματος στα βαθιά νερά. Το μήκος κύματος υπολογίστηκε για κάθε περίπτωση από την σχέση διασποράς (dispersion relation, π.χ. Chadwick and Morfett (1998)). Ο αριθμός Iribarren αυξάνεται με την κλίση της παραλίας, και έχει προταθεί ότι παραλίες με $\xi < 0.4 - 0.5$ να θεωρούνται ως απορροφητικές, οι παραλίες με $0.5 < \xi < 3.3$ ως ενδιάμεσες και οι παραλίες με $\xi > 3.3$ ως ανακλαστικές (Komar, 1998). Σύμφωνα με αυτή την ταξινόμηση, οι παραλίες που εξετάστηκαν στην παρούσα μελέτη ήταν (κυρίως) απορροφητικές και ενδιάμεσες.

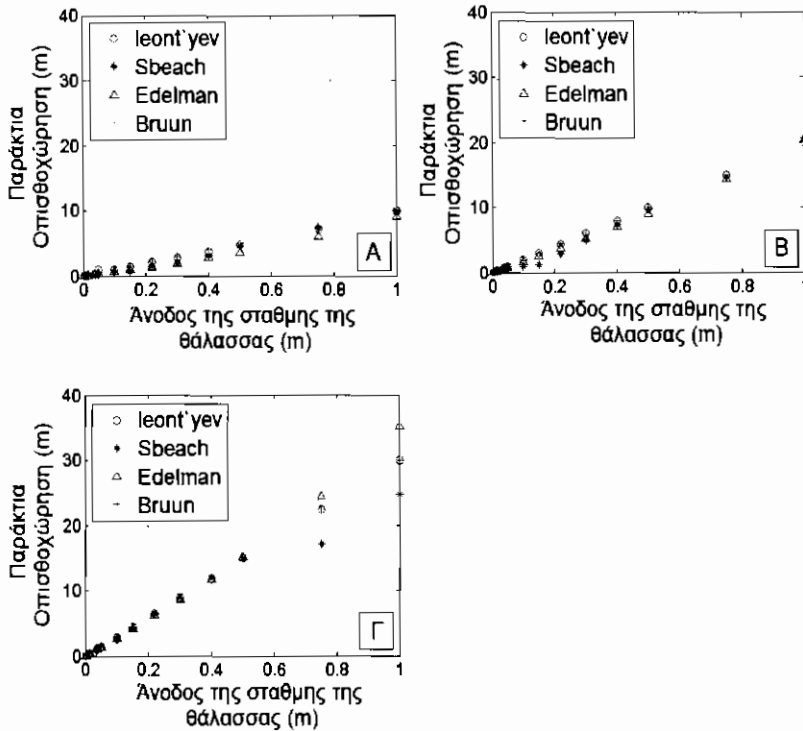
Τα αποτελέσματα (Σχήμα 7 και Πίνακας 1) δείχνουν ότι με την αύξηση του ξ η παράκτια οπισθοχώρηση μειώνεται, όπως άλλωστε αναμένεται από το ότι ο ξ αυξάνει με την παραλιακή κλίση (Σχέση [12]). Όσον αφορά την επίδραση της κοκκομετρίας, αυτή δεν είναι σαφής αν και διαφαίνεται μια τάση μείωσης της παράκτιας

οπισθοχώρησης με την αύξηση του μεγέθους των παραλιακών ιζημάτων (Σχήμα 7 και Πίνακας 1).

Τέλος, τα αποτελέσματα του μοντέλου Karambas et al. (2002), παρ' ότι αναφέρονται σε κάποιες μόνο από τις συνθήκες που εξετάστηκαν με τα άλλα μοντέλα, έδειξαν επίσης σημαντικές παράκτιες οπισθοχωρήσεις. Για μικρές κλίσεις της γραμμικής διατομής (1/30), το μοντέλο προβλέπει μεγαλύτερες οπισθοχωρήσεις από τα άλλα πεπλεγμένα υπολογιστικά (bottom-up) μοντέλα (τα μοντέλα Leont'yev και SBEACH) καθώς και από το μοντέλο του Bruun.

Ύψιστη φυσική διατομή

Για την 'φυσική' διατομή ('μέση' διατομή του πειράματος Dallah), τα αποτελέσματα των μοντέλων επίσης διαφέρουν για όλες τις συνθήκες. Τα μοντέλα Bruun, Dean, Kriebel and Dean και Edelman δίνουν μεγάλα εύρη παράκτιας



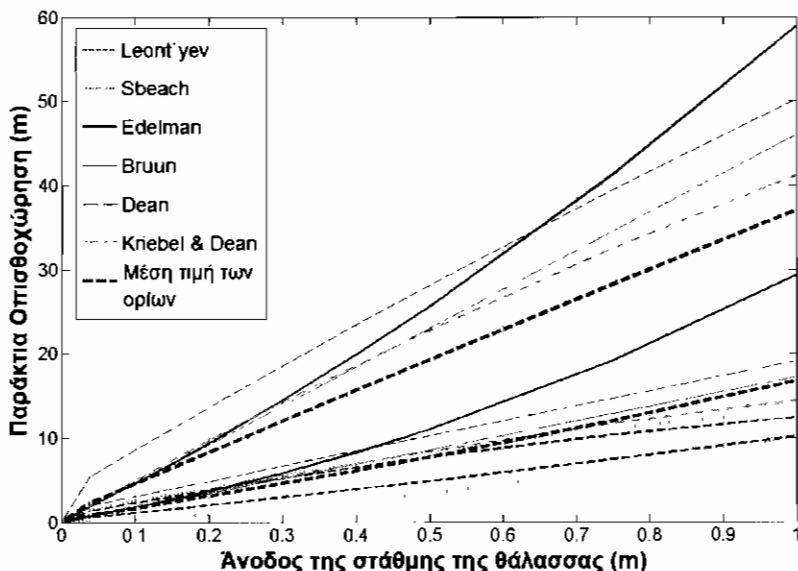
Σχήμα 7. Επίδραση του αριθμού I_{pbar} και της κοκκομετρίας του ιζήματος στη σχέση μεταξύ άνοδου της στάθμης της θάλασσας και παράκτιας οπισθοχώρησης, για τα διάφορα μοντέλα (γραμμικά προφίλ) (Α) $\xi = 0.62$, $d_{50} = 0.8$ mm (Β) $\xi = 0.26$, $d_{50} = 0.33$ mm (Γ) $\xi = 0.14$, $d_{50} = 0.2$ mm.

οπισθοχώρησης για τις κυματικές συνθήκες και κοκκομετρίας που δοκιμάστηκαν (Σχήμα 8). Τα δύο υπολογιστικά πεπλεγμένα μοντέλα (τα μοντέλα Leont'yev και SBEACH) δείχνουν τα μικρότερα εύρη τιμών και τις μικρότερες οπισθοχωρήσεις (μικρότερες από 10 m για 0.5 m άνοδο της θαλάσσιας στάθμης για όλες τις συνθήκες).

Υπολογίσθηκαν οι μέσοι των κατώτερων και ανώτερων ορίων των προβλέψεων της συστοιχίας (ensemble) των μοντέλων (Σχήμα 8). Ο μέσος του κατώτερου ορίου των προβλέψεων βρέθηκε ότι ακολουθεί την σχέση $s = 3.04 a^2 + 13.4 a + 0.3$ ($R^2 = 0.99$) και του ανώτερου $s = -1.37 a^2 + 37.5 a + 0.8$ ($R^2 = 0.99$), όπου s η παράκτια οπισθοχώρηση (σε m) και a η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης (σε m). Έτσι, τα μέσα κατώτερα και ανώτερα όρια των προβλέψεων της συστοιχίας των μοντέλων και για γενικευμέ-

νες συνθήκες (για όλες τις συνθήκες που δοκιμάστηκαν, δηλ. για διαφορετικές κυματικές συνθήκες και μεγέθη ιζημάτων) είναι για τις περιπτώσεις άνοδου 0.22 m και 0.50 m (δηλ. τις ανώτερες και κατώτερες προβλέψεις του IPCC για το 2100) 3.4 και 9.0 m και 7.8 και 19.2 m, αντίστοιχα.

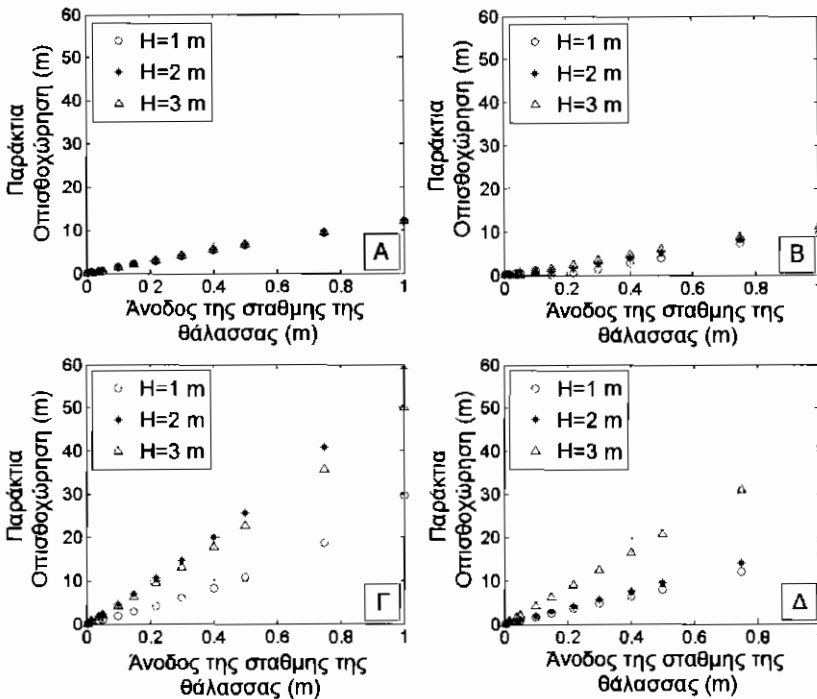
Το γεγονός ότι τα πειράματα αναφέρονται σε μια αρχική διατομή (Σχήμα 3) και συνεπώς σε μια μόνον παραλιακή κλίση, έχει σαν αποτέλεσμα ο αριθμός I_{pbar} (ξ) να εξαρτάται μόνο από την καμπυλότητα (steepness) του κύματος (H/L , βλ. Σχέση [12]), αυξανόμενος με την μείωση της. Τα αποτελέσματα (βλ. Πίνακα 2) δείχνουν ότι η αύξηση του ξ (και συνεπώς η μείωση της κυματικής καμπυλότητας) συνδέεται με μικρότερες παράκτιες υποχωρήσεις σε όλες σχεδόν τις περιπτώσεις. Φαίνεται ότι όλα τα



Σχήμα 8. Εύρη αποτελεσμάτων των μοντέλων για όλα τα πειράματα (διαφορετικές κυματικές συνθήκες και κοκκομετρίες) για την 'φυσική' διατομή ('μέση' διατομή του πειράματος Dallah). Φαίνονται επίσης τα μέσοι των κατώτερων και ανώτερων ορίων όλων των προβλέψεων.

Πίνακας 2. Εκτιμήσεις της οπισθοχώρησης της ακτογραμμής για το κατώτερο (0.22 m) και ανώτερο (0.50 m) όριο των προγνώσεων του IPCC (IPCC, 2007a) σύμφωνα με τα διαφορετικά μοντέλα και για την 'φυσική' διατομή, διαφορετικούς αριθμούς Iribaren και διαφορετικές κοκκομετρίες.

Μοντέλο		Leont' yev		SBEACH		Edelman		Bruun		Dean		Kriebel & Dean	
d50 (mm)	Αριθμός Iribaren ξ	Άνοδος θαλάσσιας στάθμης (m)		Άνοδος θαλάσσιας στάθμης (m)		Άνοδος θαλάσσιας στάθμης (m)		Άνοδος θαλάσσιας στάθμης (m)		Άνοδος θαλάσσιας στάθμης (m)		Άνοδος θαλάσσιας στάθμης (m)	
		0.22	0.5	0.22	0.5	0.22	0.5	0.22	0.5	0.22	0.5	0.22	0.5
0.8	0.24	3.0	6.6	2.4	6.1	9.5	22.7	10.1	23	15.1	8	9.6	20.9
	0.35	3.3	6.5	2.3	5.8	9.9	23.8	4.4	10.1	3.6	6.6	10.4	22.3
	0.42	3.0	6.4	1.5	4.0	4.3	10.9	3.8	8.6	2.2	4.2	4.3	8.8
0.33	0.24	2.2	3.6	2.9	6.2	9.5	22.7	10.1	23	10.4	18.4	9.6	20.9
	0.35	2.3	3.6	3.0	6.1	9.9	23.8	4.4	10.1	8.3	14.9	10.4	22.3
	0.42	1.7	3.3	1.0	7.9	4.3	10.9	3.8	8.6	4.9	9.6	4.3	8.8
0.2	0.24	3.2	6.9	3.1	6.7	9.5	22.7	10.1	23	21.3	37.6	9.6	20.9
	0.35	3.2	6.8	3.7	7.5	9.9	23.8	4.4	10.1	16.9	30.6	10.4	22.3
	0.42	2.8	6.7	3.6	7.1	4.3	10.9	3.8	8.6	10.1	19.8	4.3	8.8



Σχήμα 9. Επίδραση του ύψους του κύματος στη σχέση μεταξύ ανόδου της στάθμης της θάλασσας και παράκτιας οπισθοχώρησης, για διάφορα μοντέλα για την 'μεση' διατομή του πειράματος Delilah και για $d50 = 0.8$ mm. (A) μοντέλο Leont'yan (B) μοντέλο SBEACH (Γ) μοντέλο Edelman και (Δ) μοντέλο Bruun.

μοντέλα που χρησιμοποιήθηκαν δίνουν αποτελέσματα συμβατά με την αρχή ότι τα κύματα μικρότερης καμπυλότητας δημιουργούν μικρότερες παράκτιες διαβρώσεις (Carter, 1988; Komar, 1998).

Όσον αφορά την επίδραση του κυματικών συνθηκών στην παράκτια οπισθοχώρηση, παρ' όλο που τα περισσότερα μοντέλα δείχνουν μικρή γενικά ευαισθησία παρατηρείται θετική συσχέτιση μεταξύ της αύξησης του κυματικού ύψους και της οπισθοχώρησης της ακτής (Σχήμα 9) (με εξαίρεση κάποια πειράματα του μοντέλου Edelman που χαρακτηρίζεται από ασάφεια). Επίσης, οι σχετικές προγνώσεις των μοντέλων στην περίπτωση της 'φυσικής' διατομής διαφέρουν από αυτές των γραμμικών διατομών. Έτσι, το μοντέλο του Bruun δείχνει να είναι ευαίσθητο στην αλλαγή του κυματικού ύψους, αντίθετα με ότι συμβαίνει στις γραμμικές διατομές (Σχήμα 6): αυτό οφείλεται στην μεταβλητό-

τητα του λόγου της απόστασης του σημείου κλεισίματος της παράκτιας ιζηματομεταφοράς από την ακτογραμμή προς το βάθος του (l/h) (βλ. Σχέση [1]) που εμφανίζεται στη 'φυσική' διατομή για διαφορετικές κυματικές συνθήκες.

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ-ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Η άσκηση της σύγκρισης των εκτιμήσεων από τα διαφορετικά μοντέλα έδωσε μερικές ενδιαφέρουσες παρατηρήσεις. Πρώτον, όλα τα μοντέλα της συστοιχίας (ensemble) δείχνουν σημαντικές παράκτιες οπισθοχωρήσεις λόγω ανόδου της θαλάσσιας στάθμης, οι οποίες όμως σπάνια είναι σύμφωνες με το απλό γραμμικό μοντέλο οπισθοχώρησης (δηλ. με αυτό που η ακτή οπισθοχωρεί γραμμικά σύμφωνα με την παραλιακή κλίση) ακόμα και στην περίπτωση των γραμμικών διατομών. Δεύτερον, τα αποτελέσματα των μοντέλων διαφέρουν αρκετά μεταξύ τους. Τρίτον, τα εύρη των εκτιμήσεων για την

‘φυσική’ διατομή (που χαρακτηρίζεται από μια παραλιακή κλίση) είναι μεγαλύτερα από αυτά των γραμμικών διατομών (Σχήματα 5 και 8). Τέταρτο, τα μοντέλα που δοκιμάστηκαν δείχνουν μεγαλύτερη ή μικρότερη ευαισθησία στις μορφολογικές, ιζηματολογικές και υδροδυναμικές συνθήκες, με τα μοντέλα Leonf’gen και SBEACH να είναι τα πλέον σταθερά στην περίπτωση της ‘φυσικής’ διατομής. Φαίνεται ότι τα πεπλεγμένα υδροδυναμικά και ιζηματοδυναμικά (bottom-up) μοντέλα δίνουν ‘σφικτά’ αποτελέσματα στην περίπτωση φυσικών διατομών, τα οποία μπορούν να βελτιωθούν περαιτέρω με την χρήση περισσότερο ρεαλιστικών αλγόριθμων (π.χ. κυματικών μοντέλων τύπου Boussinesq (Karambas et al., 2002· Vousdoukas et al., 2007) και αποτελεσματική βαθμονόμηση.

Τα μεγάλα εύρη των εκτιμήσεων υποδεικνύουν την ανάγκη αξιολόγησης των αποτελεσμάτων των μοντέλων. Αν και έχουν γίνει κάποιες προσπάθειες προς αυτή την κατεύθυνση (π.χ. Larson and Kraus, 1989· Cowell et al., 1995· Stive et al., 1995· Karambas et al., 2002), απαιτούνται ακόμα περισσότερες βαθμονομήσεις και αξιολογήσεις για την επίτευξη ‘σφικτών’ προβλέψεων, κυρίως μέσω φυσικών πειραμάτων (π.χ. Dette et al. (1998)).

Μια σημαντική αδυναμία των μοντέλων που δοκιμάστηκαν είναι η κοινή τους παραδοχή ότι η παραλία (και, κυρίως, η χερσαία και ανώτερη υποθαλάσσια παραλία) αποτελεί μια ανεξάντλητη αποθήκη (reservoir) ιζημάτων· τα ιζήματα αυτά θεωρούνται ότι μετά την διάβρωση τους μεταφέρονται προς τα ανοικτά σε απόσταση μικρότερη από αυτή του σημείου κλεισίματος (closure depth). Συνεπώς, θεωρείται ότι δεν υπάρχουν απώλειες ιζήματος από το παράκτιο σύστημα προς την υφαλοκρηπίδα και η παραδοχή αυτή είναι σημαντική στην επίλυση της εξίσωσης συνέχειας για τα ιζήματα που χρησιμοποιείται στην μορφοδυναμική εξέλιξη του συστήματος. Η σημασία της στα αποτελέσματα των μοντέλων φαίνεται από την πολύ διαφορετική μορφολογική εξέλιξη που προκύπτει από τα μοντέλα Leonf’gen και SBEACH στις περιπτώσεις παραουσίας στις παραλιακές διατομές ακτόλιθων-παραλιακών ψαμιπών (beachrocks) και ‘σκληρών’ πυθμένων (hardbottoms) που περιορίζουν την παροχή ιζήματος από την χερ-

σαία και ανώτερη υποθαλάσσια παραλία (Larson and Kraus, 2000· Vousdoukas et al., 2005· Hanson and Militello, 2005).

Στις φυσικές παραλίες όμως, έχει παρατηρηθεί επεισοδική μεταφορά ιζημάτων σε μεγάλες αποστάσεις από την ακτογραμμή και πέρα από το βάθος κλεισίματος (closure depth), όπως αυτό υπολογίζεται από τις τοπικές κυματικές συνθήκες (π.χ. Komar, 1998). Οι απώλειες αυτές μπορεί να συνδέονται με την παρουσία αντισταθμιστικών ρευμάτων που δημιουργούνται μετά το πέρας φουσκοθαλασιών - storm surges και μεταφέρουν παραλιακά ιζήματα σε βάθη από τα οποία είναι πλέον αδύνατον να επαναφερθούν από τα εποικοδομητικά κύματα στο παραλιακό σύστημα (π.χ. Duke et al., 1991). Η διεργασία αυτή έχει σαν αποτέλεσμα την σταδιακή μείωση του παραλιακού reservoir ιζημάτων, το οποίο πρέπει να αναπληρωθεί από αντίστοιχη παροχή ιζήματος είτε από την χέρσο (π.χ. ποτάμιες παροχές) είτε από γειτονικές παραλίες με παράλληλη στην ακτή ιζηματομεταφορά. Όμως, τα 1-D μοντέλα που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα μελέτη επίσης δεν λαμβάνουν υπ’ όψη πλευρικές παροχές/απώλειες ιζημάτων λόγω ύπαρξης βαθμίδας κυματικής ενέργειας παράλληλα στην ακτή. Αυτό είναι επίσης προβληματικό, αφού η μορφολογική εξέλιξη που προβλέπεται από τα μοντέλα είναι βέβαιον ότι θα επηρεάσει και την κατανομή της παράλληλης ροής ενέργειας και συνεπώς τις παράλληλες βαθμίδες ιζηματομεταφοράς, αλλάζοντας το ‘πλευρικό’ ισοζύγιο ιζημάτων.

Συνεπώς, οι προβλέψεις των μοντέλων είναι πιθανόν να υπο-εκτιμούν την τελική παράκτια οπισθοχώρηση, αφού δεν λαμβάνουν υπ’ όψη τις παραπάνω διεργασίες που ελέγχουν το παραλιακό ισοζύγιο ιζημάτων, το οποίο σε πολλά παραλιακά συστήματα είναι σήμερα αρνητικό (Komar, 1998), ιδιαίτερα στις μικρές περιορισμένες παραλίες (παραλίες ‘τόπτης’ (rocket beaches)). Το παρατηρούμενο αρνητικό ισοζύγιο ιζημάτων οφείλεται σε διαφορετικές φυσικές και ανθρωπογενείς διεργασίες, όπως: (i) τεκτονικές και ισοστατικές κινήσεις και φυσική καθίζηση των παράκτιων ιζημάτων (Leeder, 1999) (ii) διαχειριστικά έργα των παράκτιων λεκανών απορροής, όπως η κατασκευή φραγ-

μάτων (Willis and Griggs, 2003· Velegrakis et al., 2008) και ποτάμιας/παράκτιας αμμοληψίας (EUROSION, 2003) (iii) υπεράντηληση των παράκτιων υδροφόρων οριζόντων και των κοιτασμάτων υδρογονανθράκων (π.χ. Briand, 1997) και (iv) κατασκευή παράκτιων δρόμων, λιμενικών έργων και άστοχων έργων παράκτιας προστασίας (π.χ. Pilkey and Dixon, 1996).

Πρέπει επίσης να σημειωθεί, ότι εκτός από την αύξηση της θερμοκρασίας υπάρχουν και άλλες διεργασίες/μηχανισμοί που μπορούν να επηρεάσουν θετικά την εξέλιξη της θαλάσσιας στάθμης σε διάφορες χωρο-χρονικές κλίμακες, όπως η αύξηση της συχνότητας έντονων κυματικών συνθηκών και φουσκοθαλασσιών (IPCC, 2007a), οι περιοδικές κλιματικές διαμορφώσεις (π.χ. η Βορειο-Ατλαντική Παλινδρόμηση-North Atlantic Oscillation (Wanner et al., 2001)) και οι ισοστατικές/τεκτονικές κινήσεις (Leeder, 1999). Όσον αφορά τις Μεσογειακές ακτές, η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης φαίνεται ότι επηρεάζεται πολύ σημαντικά από τις διαμορφώσεις της Βορειο-Ατλαντικής Παλινδρόμησης (North Atlantic Oscillation) (Tsimplis and Josey, 2001· Tsimplis and Rixen, 2002· Painter and Tsimplis, 2003). Συνεπώς, οι προβλέψεις για την μελλοντική άνοδο της θαλάσσιας στάθμης θα πρέπει να βαθμονομηθούν/αξιολογηθούν κατάλληλα για κάθε περιοχή.

Τα αποτελέσματα της παρούσας μελέτης δείχνουν ότι η παράκτια οπισθοχώρηση που αναμένεται λόγω της προβλεπόμενης παγκόσμιας ανόδου της θαλάσσιας στάθμης τον επόμενο αιώνα θα είναι αρκετά σημαντική, αφού το μέσο ανώτερο όριο της παράκτιας οπισθοχώρησης για την συστοιχία υπολογίσθηκε ως 16.9 m για παραλίες με γραμμική διατομή (για αύξηση της θαλάσσιας στάθμης 0.50 m). Αυτές οι προβλέψεις, οι οποίες μπορεί να υπο-εκτιμούν την πραγματική οπισθοχώρηση, είναι ιδιαίτερα ανησυχητικές ιδιαίτερα για τις μικρές, περιορισμένες παραλίες της Ελλάδας και θα πρέπει να ληφθούν σοβαρά υπό όψη στον παράκτιο χωροταξικό σχεδιασμό.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Οι συγγραφείς και ιδιαίτερα η πρώτη (IM) και τέταρτη (ΔΚ) εκφράζουν τις ευχαριστίες τους

στο Υπουργείο Παιδείας για την υποστήριξη που παρείχε μέσω του Προγράμματος ΠΕΝΕΔ.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Aubrey D.G., 1979. Seasonal patterns of on-shore/offshore movement. *Journal of Geophysical Research*, 84 (C10), 6347-6354.
- Bascom, W.N., 1964. *Waves and Beaches*. Doubleday, Garden City, NY, USA.
- Battjes, J.A., 1974. Surf similarity. *Proceedings of the 14th International Conference on Coastal Engineering ASCE*, pp. 466-480.
- Battjes, J.A. and Janssen, J.P.F.M., 1978. Energy loss and set-up due to breaking of random waves. *Proceedings of the 16th International Conference of Coastal Engineering ASCE, Hamburg*, pp. 569-587.
- Briand, F., 1997. Transformations and evolution of the Mediterranean coastline. *CIESM Science Series 3, Bulletin Institution of Oceanography, Monaco, N° 18*. <http://www.ciesm.org/publications/css3.html>. (accessed: 12.09.2002).
- 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.
- Bruun, P., 1983. Review of conditions for use of the Bruun Rule of erosion. *Coastal Engineering*, 7, 77- 89.
- Bruun, P., 1962. Sea level rise as a cause of shore erosion. *Journal of Waterways and Harbors Division ASCE*, 88, 117-130.
- Butt, T., Russell, P. and Turner, I., 2001. The influence of swash infiltration-exfiltration on beach face sediment transport: onshore or offshore? *Coastal Engineering*, 42(1), 35-52.
- Carter, R.W.G., 1980. Vegetation stabilization and slope failure in eroding sand dunes. *Biological Conservation*, 18, 117-122.
- Carter, R.W.G., 1988. *Coastal environments*. Academic Press. 617 pp.
- CEM 2002. *Coastal Engineering Manual*. US Army Corps of Engineers. **EM 1110-2-1100**, 30 Apr 2002.
- Chadwick A. and Morfett, J., 1998. *Hydraulics in Civil and Environmental Engineering* (3rd Edition). E & Spon, London. 600 pp.

- Cowell, P.J., Roy, P.S., Jones, R.A., 1995. Simulation of large-scale coastal change using a morphological behaviour model. *Marine Geology*, 126, 45–61.
- Cooper, J.A.G. and Pilkey, O. H., 2004. Sea-level rise and shoreline retreat: time to abandon the Bruun Rule. *Journal of Global and Planetary Change*, 43, 157–171.
- Dally, W.R. and Dean, R.G., 1984. Suspended sediment transport and beach profile evolution. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 110 (1), 15–33.
- Davies, A.G., van Rijn, A.G., Damgaard, J.S., van de Graaff, J. and Ribberink, J.S., 2002. Intercomparison of research and practical sand transport models. *Coastal Engineering*, 46, 1–23.
- Dean, R. G. 2002. Beach nourishment: Theory and practice. *Advanced Series on Ocean Engineering*. Singapore: World Scientific Publishing Company.
- Dean, R.G., 1991. Equilibrium beach profiles: characteristics and applications. *Journal of Coastal Research*, 7(1), 53-84.
- Dean, R.G. and Dalrymple, R.A., 2002. *Coastal Processes with Engineering Applications*. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Dean, R.G., and Maumeyer, E.M., 1983. Models for beach profile response. In P.D. Komar (Ed.), *CRC Handbook on Beach Erosion and Coastal Processes*, pp 151-166.
- Detle H.H., Peters K. and Newe J., 1998. Large wave flume experiment '96/97'. Technical Report No 825, SAFE-EC MAST III Project.
- Dibajnia, M., Moriya, T. and Watanabe, A., 2001. A representative wave model for estimation of nearshore local transport rate. *Coastal Engineering*, 43, 1-38.
- Dubois, R.N., 1992. A re-evaluation of Bruun's Rule and supporting evidence. *Journal of Coastal Research*, 8, 618-627.
- Duke, W.L., Amott, R.W.C. and Cheel, R.J., 1991. Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: New insights on a stormy debate. *Geology*, 19, 625-628.
- Edelman, T. 1972. Dune erosion during storm conditions. *Proceedings of the 13th International Conference on Coastal Engineering ASCE*, pp 1305-1312.
- EUROSION, 2004a. Living with Coastal Erosion in Europe: Sediment and Space for Sustainability PART I. Final report of the Project 'Coastal erosion – evaluation of the need for action', Directorate General Environment, European Commission.
- EUROSION, 2004b. Living with Coastal Erosion in Europe: Sediment and Space for Sustainability PART II: Maps and Statistics. Final report of the Project 'Coastal erosion – evaluation of the need for action'. Directorate General Environment. European Commission
- EUROSION, 2003. Trends in Coastal Erosion in Europe. Final Report of the Project 'Coastal erosion – evaluation of the need for action' Directorate General Environment, European Commission.
- IPCC, 2007a. Chapter 5: Sea level rise, *Climate Change 2007, The Scientific Basis*, <http://www.ipcc.ch/pub>.
- IPCC, 2007b. Chapter 3: Temperature, Precipitation, *Climate Change 2007. The Scientific Basis*, <http://www.ipcc.ch/pub>
- Hanson, H., and Militello A., 2005. Representation of non-erodible (hard) bottom in two-dimensional morphology change models. Technical Report ERDC/CHL CHETN-IV-63. US Army Corps of Engineers.
- Inbarren, C.R. and Nogales, C., 1949. *Protection des Ports, XVIIth International Navigation Congress*, Lisbon, Portugal.
- Karambas, Th.V. and Koutitas, C., 2002. Surf and swash zone morphology evolution induced by nonlinear waves. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 128(3), 102-113.
- Karambas, Th., Koutantos, E. and Koutitas, Ch., 2002. Sea level rise effects on coastal erosion, 6th Conf. on Protection and Restoration of the Environment, Skiathos, 2002. 8 pp.
- Komar, P.D., 1998. *Beach Processes and Sedimentation (2nd Edition)*. Prentice Hall, N.J. USA. 544 pp.
- Kriebel, D.L., 1990. Advances in numerical modeling of dune erosion. *Proceedings of the 22nd International Conference on Coastal Engineering ASCE*, pp 2304-2317.

- Kriebel, D.L., 1986. Verification study of a dune erosion model. *Shore and Beach*, 54(3), 13-20.
- Kriebel, D.L. and Dean, R.G. 1985. Numerical simulation of time - dependent beach and dune erosion. *Coastal Engineering*, 9, 221-245.
- Landesman, E.M. and Hestenes, M.R., 1992. *Linear Algebra for Mathematics, Science and Engineering*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- Larson, M. and Kraus, N.C., 2000. Representation of non-erodible (hard) bottoms in beach profile change modeling. *Journal of Coastal Research*, 16(1): 1-14.
- Larson, M. and Kraus, N.C., 1989. SBEACH: Numerical Model to Simulate Storm-Induced Beach Change. Technical Report U. S. Army Corps of Engineers, CERC.
- Larson M., Kubota S. and Erikson L., 2001. A model of sediment transport and profile evolution in the swash zone. International Conference 'Coastal Dynamics '01, ASCE, Lund, pp. 908-917.
- Leeder, M. L. 1999. *Sedimentary Environments and Sedimentation: From Turbulence to Tectonics*. Oxford, UK: Blackwell.
- Leont'yev, I.O., 1996. Numerical modelling of beach erosion during storm events. *Coastal Engineering*, 29, 187-200.
- Lowenstein, F., 1985. Beaches or bedrooms—the choice as sea level rises. *Oceanus*, 28, 20-29.
- Miller, J.K. and Dean, R.G., 2004. A simple new shoreline change model. *Coastal Engineering*, 51, 531-556.
- Nielsen, P., 1992. *Coastal Bottom Boundary Layers and Sediment Transport*. Advanced Series on Ocean Engineering, Vol. 4. World Scientific.
- Painter S.C. and Tsimplis M.N., 2003. Temperature and salinity trends in the upper waters of the Mediterranean Sea as determined from the MEDATLAS dataset. *Continental Shelf Research*, 23(16), 1507-1522.
- 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.
- Pilkey, O.H. and Dixon, K.L., 1996. *The Corps and the Shore*. Island Press, Washington DC, 272 pp.
- Roelvink, J.A. 1993. *Surf Beat and its Effects on Cross-shore Profiles*. PhD Thesis, Delft University of Technology, The Netherlands.
- Roelvink, J.A. and Broker, I., 1993. Cross-shore profile models. *Coastal Engineering* 21, 163– 191.
- Roelvink, J.A. and Stive, M.J.F., 1989. Bar-generating cross-shore flow mechanisms on a beach. *Journal of Geophysical Research*, 94, 4785-4800.
- Stive, M.J.F., Huib J. and De Vriend., J., 1995. Modelling shoreface profile evolution. *Marine Geology*, 126, 235-248.
- Swart, D.H., 1975. *Offshore Sediment Transport and Equilibrium Profiles*. PhD Thesis. Delft University of Technology, Delft, The Netherlands.
- Tsimplis M.N. and Josey, S.A., 2001. Forcing of the Mediterranean Sea by atmospheric oscillations over the North Atlantic. *Geophysical Research Letters*, 28, 803-806.
- Tsimplis M.N. and Rixen, M., 2002. Sea level in the Mediterranean Sea: The contribution of temperature and salinity changes. *Geophysical Research Letters*, 29, 2136-2140.
- Velegrakis, A.F., 2008. Erosion of Greek beaches. In I. Efthymiopoulos and M. Modianos (Eds), *The Marine Environment*. DIPE, Greek Letters Publishing Company, Athens, 155-167. (In Greek).
- Velegrakis, A.F., Vousdoukas, M., Andreadis, O., Pasakalidou E., Adamakis, G. and Meligonitis, R. 2008. Impacts of dams on their downstream beaches: A case study from Eresos coastal basin, Island of Lesbos, Greece. *Marine Georesources and Geotechnology*, 24, 350-371 (DOI: 10.1080/10641190802425598).
- Velegrakis, A.F., Vousdoukas, M.I. and Meligonitis, R., 2005. Beach erosion: Phenomenology and causes of the degradation of the greatest natural resource of the Greek Archipelago In: G. Tsaltas (Ed.), *The Greek Archipelago in the 21st Century*, Vol. I,

- Sideris Publications, pp. 243-262 (In Greek with English abstract).
- Vousdoukas, M.I., Karambas, T.V. and Velegrakis, A.F., 2007. Modelling beach profile evolution of beachrock-infected beaches using a Boussinesq model. IAHR International Conference, Venice, July, 2007. 10 pp.
- Vousdoukas, M.I., Velegrakis, A.F., Karambas, T., Valais, G. and Zarkoyiannis, S., 2005. Morphodynamics of beachrock infected beaches: Vatera Beach, NE Mediterranean. In: A. Sanchez-Arcilla (Editor), International Conference 'Coastal Dynamics '05', May, 2005, Barcelona. 14 pp.
- Wanner, H., Bronnimann, S., Casty, C., Gyalistras, D., Luterbacher, J., Schmutz, C., Stephenson, D., and Xoplaki, E., 2001. North Atlantic Oscillation-Concepts and Studies. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, Surveys in Geophysics 22, 321-382.
- Willis, C.M. and Griggs, G.B., 2003. Reductions in fluvial sediment discharge by coastal dams in California and implications for beach sustainability. *Journal of Geology*, 11, 167-182.
- Wright, L.D. and Short, A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 26, 93- 118.
- Zhang, K., Douglas, B., and Leatherman, S. P., 2004. Global warming and coastal erosion. *Journal of Climatic Change*, 64, 41-58.