Παράκτια Γεωμορφολογία

Ευθύμιος Θ. Καρύμπαλης

Παράκτια Γεωμορφολογία

ίων

ΕΚΔΟΣΕΙΣ ΙΩΝ

Συμπληγάδων 7, 12131 Περιστέρι
τηλ.: 210.57.71.908, 210.57.68.853, FAX: 210.57.51.438
e-mail address: info@iwn.gr http://www.iwn.gr

Βιβλιοπωλείο: Σόλωνος 85, 10679, Αθήνα
τηλ.: 213.33.87.570, FAX: 210.33.87.571



Ο λογότυπος που εικονίζεται δίπλα χρειάζεται μια εξήγηση. Σκοπός του είναι να συνεγείρει τον αναγνώστη πάνω στον κίνδυνο που παρουσιάζεται για το μέλλον της συγγραφής, ειδικότερα στο περιβάλλον των Τεχνικών και Επιστημονικών Εκδόσεων από τη μαζική ανάπτυξη της φωτοαντιγραφής.
Ο Κώδικας των πνευματικών δικαιωμάτων (νόμοι 2121/93 και 2557/97) απαγορεύει την φωτοαντιγράφηση χωρίς την άδεια των εχόντων τα δικαιώματα του βιβλίου.
Άρα αυτή η πρακτική η οποία είναι γενικευμένη σε Εκπαιδευτικά Ιδρύματα προκαλεί μια απότομη πτώση της αγοράς των βιβλίων και των περιοδικών σε σημείο που και για τους συγγραφείς η δυνατότητα δημιουργίας νέων έργων και εκδόσεών τους βρίσκεται σήμερα σε κίνδυνο.
Υπενθυμίζουμε ότι κάθε αναπαραγωγή της παρούσης έκδοσης, μερική ή ολική, απαγορεύεται χωρίς την άδεια των δημιουργών της.

Εικόνα εξωφύλλου: θαλάσσια αψίδα (sea arch) στη βραχονησίδα ***Motukokako****,*
Bay of Islands, Noth Island, New Zealand.

Επεξεργασία Κειμένων και Σχεδίων
Ατελιέ Γραφικών Εκδοτικού Ομίλου "ΙΩΝ"

2010 - Για την Ελληνική Γλώσσα σε όλο τον κόσμο:
ίων/Εκδόσεις "ΙΩΝ" Σ. Παρίκου & ΣΙΑ Ο.Ε.

ISBN 978-960-411-714-7

Ο εκδοτικός οίκος έχει όλα τα δικαιώματα του βιβλίου. Απαγορεύεται η αναπαραγωγή του οποιουδήποτε τμήματος αυτής της εργασίας που καλύπτεται από τα δικαιώματα (copyright), ή η χρήση της σε οποιαδήποτε μορφή, ή με οποιονδήποτε τρόπο - γραφικό, ηλεκτρονικό ή μηχανικό, συμπεριλαμβανομένων των φωτοτυπιών, της μαγνητοφώνησης και των συστημάτων αποθήκευσης και αναπαραγωγής - χωρίς τη γραπτή άδεια του εκδότη.

στη Δέσποινα και τη Θεοδώρα

Πρόλογος

Ο βασικός λόγος που οδήγησε στη συγγραφή του βιβλίου αυτού ήταν η έλλειψη στην ελληνική βιβλιογραφία ενός κατάλληλου διδακτικού εγχειριδίου σχετικού με την Παράκτια Γεωμορφολογία. Γράφτηκε για να καλύψει τις διδακτικές ανάγκες των φοιτητών τόσο του Τμήματος Γεωγραφίας του Χαροκοπείου Πανεπιστημίου, όσο και άλλων Τμημάτων Α.Ε.Ι. και Τ.Ε.Ι. της χώρας που στο πρόγραμμα σπουδών τους περιλαμβάνουν μαθήματα σχετικά με τη μελέτη του παράκτιου χώρου και των διεργασιών που τον διαμορφώνουν. Το βιβλίο αυτό αποτελεί την εξέλιξη πανεπιστημιακών σημειώσεων που διανέμονταν από το έτος 2003 οπότε και διδάσκεται το κατ' επιλογήν μάθημα της Παράκτιας Γεωμορφολογίας στο Χαροκόπειο Πανεπιστήμιο. Η σταδιακή βελτίωση και ο εμπλουτισμός τους δημιούργησε τις προϋποθέσεις για την έκδοσή τους με τη μορφή του συγγράμματος αυτού, που πέραν της χρησιμότητάς του για τους φοιτητές, αποτελεί ένα σημαντικό οδηγό και βοήθημα για οποιονδήποτε ερευνά ή ασχολείται με τις παράκτιες γεωμορφές, τις χερσαίες και θαλάσσιες διεργασίες που τις διαμορφώνουν και την αναπαράσταση της παλαιογεωγραφίας παράκτιων περιοχών.

Τα πρώτα κεφάλαια του βιβλίου περιλαμβάνουν ορισμένες βασικές έννοιες της παράκτιας ζώνης και αναλύουν τις παράκτιες διεργασίες.

Συγκεκριμένα στο πρώτο κεφάλαιο καθορίζονται τα όρια του παράκτιου χώρου και δίνεται η διαίρεση της παράκτιας ζώνης σε επιμέρους τμήματα με βάση μορφολογικά, ιζηματολογικά και κυματικά κριτήρια.

Το δεύτερο κεφάλαιο ασχολείται με τον κυματισμό που αποτελεί έναν από τους σημαντικότερους γεωμορφολογικούς παράγοντες που δρουν στον παράκτιο χώρο. Περιγράφονται τα χαρακτηριστικά των θαλάσσιων κυμάτων και μελετώνται οι διεργασίες τροποποίησης των χαρακτηριστικών αυτών καθώς ο κυματισμός προσεγγίζει την ακτογραμμή. Διακρίνονται τα είδη των κυμάτων ενώ ιδιαίτερη αναφορά γίνεται στα θαλάσσια κύματα βαρύτητας (tsunamis) που αποτελούν έναν φυσικό κίνδυνο που απειλεί με εκτεταμένες καταστροφές τις παράκτιες κοινότητες αρκετών περιοχών.

Το τρίτο κεφάλαιο αναφέρεται στα παράκτια ρεύματα και το ρόλο τους στη μεταφορά των παράκτιων ιζημάτων τόσο κατά μήκος, όσο και από ή προς την ακτογραμμή.

Στο τέταρτο κεφάλαιο αναλύεται το φαινόμενο των παλιρροιών που για ορισμένα περιβάλλοντα θεωρείται η κυρίαρχη διεργασία αναδιανομής των παράκτιων ιζημάτων και διαμόρφωσης της παράκτιας μορφολογίας.

Στο πέμπτο κεφάλαιο γίνεται αναφορά στη στάθμη της θάλασσας και τις μεγάλης χρονικής κλίμακας μεταβολές της. Η ακτογραμμή μεταβάλλεται συνεχώς σε συνάρτηση με το χρόνο. Οι χρονικές αυτές διακυμάνσεις εξαρτώνται από μια σειρά μη γραμμικών παραγόντων όπως είναι ο κυματισμός, οι παλίρροιες και οι μετεωρολογικές συνθήκες, που προκαλούν μικρής χρονικής κλίμακας μεταβολές αλλά και ο ευστατισμός, οι κατακόρυφες τεκτονικές και ισοστατικές κινήσεις, η ιζηματογένεση και η ανθρώπινη δραστηριότητα που δρουν σε μεγάλης χρονικής κλίμακας περιόδους. Δίνεται η ιστορία της παγκόσμιας στάθμης θάλασσας κατά την περίοδο του Τεταρτογενούς αναλύοντας τις επιστημονικές μεθοδολογίες που οδήγησαν στη διατύπωσή της. Ιδιαίτερη αναφορά γίνεται στις γεωμορφές που αποτελούν ενδείξεις των μεταβολών αυτών της θαλάσσιας στάθμης καθώς και στις μεθόδους που χρησιμοποιούνται για την απόλυτη και σχετική χρονολόγησή τους.

Το έκτο κεφάλαιο ασχολείται με τα παράκτια ιζήματα, την προέλευσή τους, την ταξινόμηση και ονοματολογία τους καθώς και τις βασικές ιδιότητες των ιζηματογενών κόκκων όπως είναι το μέγεθος, το σχήμα και η μορφή τους. Περιγράφονται οι τεχνικές που εφαρμόζονται για την κοκκομετρική ανάλυση της άμμου και των λεπτομερών ιζημάτων, οι τρόποι απεικόνισης των αποτελεσμάτων της κοκκομετρίας και ο υπολογισμός και αξιολόγηση των γραφικών στατιστικών παραμέτρων (μέσο μέγεθος, κύρτωση, λοξότητα κ.α.) που θεωρούνται απαραίτητες για τη μελέτη και την κατανόηση των συνθηκών που επικρατούν στα παράκτια περιβάλλοντα απόθεσης.

Οι διεργασίες που δρουν στην παράκτια ζώνη δίνουν γένεση σε χαρακτηριστικές γεωμορφές που ονομάζονται παράκτιες. Το είδος των γεωμορφών που αναπτύσσονται στα διάφορα παράκτια συστήματα εξαρτάται από τις διεργασίες που είναι κυρίαρχες σε αυτά. Στα κεφάλαια που ακολουθούν δίνεται ο ορισμός ορισμένων παράκτιων γεωμορφών με την περιγραφή των μορφολογικών τους χαρακτηριστικών και του τρόπου σχηματισμού τους. Η αναγνώριση και μελέτη των γεωμορφών αυτών κατά μήκος της ακτογραμμής είναι σημαντική για τη διερεύνηση της γεωμορφολογικής εξέλιξης και της παλαιογεωγραφίας των παράκτιων περιοχών. Επιπλέον, συμβάλει στην κατανόηση των μορφοδυναμικών συνθηκών του παράκτιου χώρου ενώ αποτελεί χρήσιμο εργαλείο για την εκτίμηση της μελλοντικής του εξέλιξης. Η περιγραφή των παράκτιων γεωμορφών, που προκύπτουν από τη δράση των παράκτιων διεργασιών, γίνεται

ανάλογα με τα παράκτια περιβάλλοντα στα οποία αναπτύσσονται.

Στο έβδομο κεφάλαιο περιγράφονται και αναλύονται οι γεωμορφές που αναπτύσσονται σε πετρώδεις (βραχώδεις) ακτές, όπως είναι οι παράκτιοι κρημνοί, οι παράκτιοι πάγκοι, υπολειμματικές γεωμορφές όπως οι θαλάσσιες αψίδες και οι θαλάσσιοι σωροί ή στήλες, οι θαλάσσιες εγκοπές που αναπτύσσονται στη βάση των κρημνών και οι θαλάσσιες αναβαθμίδες. Οι δύο τελευταίες γεωμορφές αποτελούν τους καλύτερους παλαιογεωγραφικούς δείκτες για τη μελέτη της ιστορίας των μεταβολών της στάθμης θάλασσας σε βραχώδη παράκτια περιβάλλοντα.

Το όγδοο κεφάλαιο ασχολείται με την περιγραφή και τη μορφοδυναμική συμπεριφορά των γεωμορφών που χαρακτηρίζουν περιβάλλοντα που κυριαρχούνται από τον κυματισμό, όπως είναι οι αμμώδεις και χαλικώδεις αιγιαλοί και οι φραγματικές γεωμορφές απόθεσης που περιλαμβάνουν τα τόμπολο, τους γλωσσοειδείς βραχίονες, τα φραγματικά νησιά και τις παραλιακές ράχες. Επιπλέον, περιγράφονται και αναλύονται τα μορφολογικά χαρακτηριστικά του μικροανάγλυφου των παράκτιων αυτών αποθέσεων όπως οι παράκτιες αμμώδεις και χαλικώδεις ζώνες, οι ημισεληνοειδείς σχηματισμοί και οι αμμορυτίδες.

Το ένατο κεφάλαιο περιλαμβάνει τις γεωμορφές που αναπτύσσονται σε περιβάλλοντα που κυριαρχεί η ποτάμια τροφοδοσία ιζήματος. Εξετάζονται οι παράγοντες διαμόρφωσης των ποτάμιων δέλτα και των δελταϊκών ριπιδίων, τα επιμέρους γεωμορφολογικά τους χαρακτηριστικά, η ταξινόμησή τους, η κοινωνικοοικονομική τους σημασία και οι ανθωπογενείς επεμβάσεις, που τις τελευταίες δεκαετίες έχουν αναχθεί σε σπουδαίο ρυθμιστή της εξέλιξής τους. Επιπλέον, παρατίθενται οι γεωμορφολογικοί χάρτες τεσσάρων ελληνικών δέλτα (του Εύηνου, του Μόρνου, του Πηνειού και του Καλαμά) και οι ρυθμοί προέλασης και υποχώρησης των μεγαλύτερων δελταϊκών σχηματισμών της χώρας που σχετίζονται με τις περιοχές των ενεργών και των εγκαταλελειμμένων εκβολών αντίστοιχα.

Το δέκατο κεφάλαιο αφορά τις γεωμορφές των παράκτιων περιβαλλόντων που κυριαρχούνται από τις παλίρροιες όπως είναι τα πεδία πηλού, τα παλιρροιακά πεδία, και τα αλμυρά έλη.

Στο ενδέκατο κεφάλαιο αναλύονται οι αιολικές διεργασίες και οι γεωμορφές αιολικής απόθεσης που περιλαμβάνουν τα διάφορα είδη παράκτιων αμμωδών θινών.

Το δωδέκατο κεφάλαιο ασχολείται με τις κοραλλιογενείς ακτές και τα ιδιαίτερα μορφολογικά τους στοιχεία. Περιγράφονται οι τρεις κύριοι τύποι κοραλλιογενών υφάλων, δίνονται οι βασικές θεωρίες που έχουν διατυπωθεί για την ερμηνεία του σχηματισμού τους και επισημαίνεται η περιβαλλοντική τους σπουδαιότητα.

Στο δέκατο τρίτο κεφάλαιο επιχειρείται η παρουσίαση των ταξινομήσεων που έχουν προταθεί κατά καιρούς για τις ακτές κάνοντας αναφορά και κριτική στα κριτήρια που χρησιμοποιεί καθεμία από αυτές.

Στο δέκατο τέταρτο κεφάλαιο γίνεται αναφορά στη θαλάσσια διάβρωση που αποτελεί μια φυσική διεργασία που απειλεί πολλές παράκτιες περιοχές με σημαντικές αρνητικές κοινωνικο-οικονομικές επιπτώσεις καθώς και στα μέτρα και τις πρακτικές που ακολουθούνται για την προστασία των ακτών. Επισημαίνονται οι επιπτώσεις από τη μελλοντική άνοδο της θαλάσσιας στάθμης, η συμπεριφορά συγκεκριμένων τύπων ακτών στην άνοδο αυτή και οι μεθοδολογίες εκτίμησης της τρωτότητας των ακτογραμμών στο φαινόμενο αυτό.

Τέλος, στο δέκατο πέμπτο κεφάλαιο γίνεται λόγος για την Ολοκληρωμένη Διαχείριση της Παράκτιας Ζώνης (Ο.Δ.Π.Ζ.) που αποτελεί την πολύ-επιστημονική προσέγγιση του παράκτιου χώρου που αποβλέπει στη βιώσιμη ανάπτυξή του με σεβασμό στις πολιτισμικές και περιβαλλοντικές ιδιαιτερότητες της εκάστοτε περιοχής.

Η μεγαλύτερη ίσως δυσκολία, κατά τη συγγραφή του βιβλίου, ήταν η απόδοση των αγγλικών όρων στα ελληνικά. Για το λόγο αυτό θεωρήθηκε αναγκαία η παράθεση των όρων και στην αγγλική γλώσσα. Στο τέλος του βιβλίου παρατίθεται ένα ερμηνευτικό γλωσσάρι που περιλαμβάνει 163 όρους Παράκτιας Γεωμορφολογίας. Η σύνταξή του θεωρήθηκε αναγκαία καθώς δίνει τη δυνατότητα στον αναγνώστη να κατανοήσει ορισμένες βασικές έννοιες του παράκτιου χώρου ανατρέχοντας σε αυτό βοηθώντας σημαντικά την ανάγνωση του βιβλίου.

Ευχαριστώ τους συναδέλφους Richard Kesel, Rob Brander και Ann Dittmer για την παραχώρηση των φωτογραφιών (5.1α, 5.1β), (2.1, 2.2, 2.3, 2.4, 3.1, 4.1α, 4.1β, 4.2α, 4.2β, 7.6α, 7.7α, 8.12, 8.13, 8.14, 8.15, 8.20, 12.2) και (8.11, 10.2) αντίστοιχα που εμπλουτίζουν τα κείμενα του βιβλίου.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω από τα βάθη της καρδιάς μου τους πανεπιστημιακούς μου δασκάλους και ιδιαίτερα τον Χαμπίκ Μαρουκιάν, Καθηγητή Γεωμορφολογίας στο Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών, την Καλλιόπη Γάκη-Παπαναστασίου, Αναπληρώτρια Καθηγήτρια Γεωμορφολογίας στο ίδιο Τμήμα και τον Δημήτρη Παπαναστασίου, Διευθυντή Ερευνών στο Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, για τις ερευνητικές ανησυχίες που μοιράστηκα μαζί τους στην πολυετή επιστημονική και ερευνητική μας συνεργασία. Η εμπειρία τους στην εργασία πεδίου, που προκύπτει από την συστηματική τους ενασχόληση με την παράκτια γεωμορφολογία του ελληνικού χώρου, υπήρξε πολύτιμη για τη διεύρυνση των επιστημονικών μου οριζόντων στην προσέγγιση του παράκτιου χώρου. Πολλές από τις φωτογραφίες που εμπλουτίζουν το βιβλίο είναι από κοινές ερευνητικές μας εξορμήσεις.

Ευχαριστώ θερμά τον εκδοτικό όμιλο "ΙΩΝ" για την άψογη συνεργασία σε όλες τις φάσεις της υλοποίησης του βιβλίου και ιδιαίτερα τον Σταύρο Παροίκο για τη σχεδίαση των σχημάτων και την επεξεργασία του φωτογραφικού υλικού και τη Νίκη Κοκκινίδου για τη σελιδοποίηση.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω τη σύζυγό μου Δέσποινα Κωνσταντίνου και την κόρη μου Θεοδώρα για τη υπομονή που έδειξαν σε όλες τις φάσεις της συγγραφής του βιβλίου αυτού και την ουσιαστική ηθική τους συμπαράσταση.

Ευθύμιος Θ. Καρύμπαλης
Επίκουρος Καθηγητής

Περιεχόμενα

Κεφάλαιο 1: Η παράκτια ζώνη *25*

1.1 Παράκτια γεωμορφολογία 25
1.2 Καθορισμός της παράκτιας ζώνης 25
1.3 Διαίρεση της παράκτιας ζώνης 27

Κεφάλαιο 2: Θαλάσσια κύματα *29*

2.1 Γενικά για τον κυματισμό 29
2.2 Χαρακτηριστικά των κυμάτων 29
2.3 Είδη κυμάτων – ανεμογενή κύματα 30
2.3.1 Σχέση ύψους, ταχύτητας και μήκους ανάπτυξης του ανεμογενούς κυματισμού (fetch) 31
2.4 Διάκριση κυμάτων ρηχών νερών και κυμάτων νερών μεγάλου βάθους 31
2.5 Σχέσεις μεταξύ των χαρακτηριστικών του κύματος 33
2.6 Διεργασίες τροποποίησης των χαρακτηριστικών των κυμάτων 33
2.6.1 Ανάκλαση των κυμάτων (wave reflection) 33
2.6.2 Διάθλαση των κυμάτων (wave refraction) 35
2.6.3 Σύγκλιση και απόκλιση των κυμάτων 35
2.6.4 Περίθλαση των κυμάτων (wave diffraction) 35
2.6.5 Θραύση των κυμάτων 37
2.7 Θαλάσσια κύματα βαρύτητας – Τσουνάμι (tsunami waves) 39
2.7.1 Γενικά 39
2.7.2 Αίτια γένεσης των θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας 39
2.7.3 Κυματικά χαρακτηριστικά των θαλασσιων κυμάτων βαρύτητας 40
2.7.4 Καταστρεπτικά γεγονότα θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας 41
2.7.4.1 Το θαλάσσιο κύμα βαρύτητας του 2004 στην Ινδονησία 43
2.7.5 Θαλάσσια κύματα βαρύτητας στην Ελλάδα 44
2.7.6 Έρευνες για παλαιο-τσουνάμι 45
2.7.7 Πρόγνωση των θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας 45
2.8 Κυματισμός και διάβρωση 47

Κεφάλαιο 3: Παράκτια ρεύματα *49*

3.1 Θαλάσσια ρεύματα 49
3.2 Παράκτια κυματογενή ρεύματα 50
3.3 Παράκτια κυκλοφορία ιζήματος 51

Κεφάλαιο 4: Παλίρροιες (tides) *53*

4.1 Γενικά για το φαινόμενο της παλίρροιας 53
4.2 Γένεση των παλιρροιών – είδη παλίρροιας 54
4.3 Αμφιδρομικό σύστημα (amphidromic system) 56
4.4 Παλίρροια και επίπεδα – στάθμες αναφοράς 57
4.5 Η επίδραση των μετεωρολογικών συνθηκών στη στάθμη της θάλασσας 58
4.6 Εύρος παλίρροιας (tidal range) 59
4.6.1 Διάκριση των ακτών ανάλογα με το εύρος παλίρροιας 60
4.6.2 Σχέση εύρους παλίρροιας – παράκτιων διεργασιών και παράκτιων γεωμορφών 61

Κεφάλαιο 5: Στάθμη θάλασσας (sea-level) 63

5.1 Ορισμός της στάθμης θάλασσας (sea-level) 63
5.2 Αίτια μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης 63
5.2.1 Η αστρονομική θεωρία (περί των παγετώνων) 64
5.3 Ενδείξεις μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης 65
5.3.1 Απόλυτη και σχετική χρονολόγηση των ενδείξεων (σημείων – δεικτών) θαλάσσιας στάθμης του παρελθόντος 66
5.3.1.1 Μέθοδοι χρονολόγησης 66
5.3.2 Προσδιορισμός του υψόμετρου των σημείων – δεικτών θαλάσσιας στάθμης του παρελθόντος 68
5.3.3 Τάση της μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης 69
5.3.4 Η χρησιμότητα των τρηματοφόρων στη μελέτη των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης 69
5.4 Μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης κατά το Ανώτερο Πλειστόκαινο 69
5.4.1 Πρόσφατες μελέτες ακριβέστερου προσδιορισμού των σταθμών θάλασσας της περιόδου του Πλειστόκαινου 71
5.4.2 Συσχέτιση των διακυμάνσεων των ισότοπων οξυγόνου με τη στάθμη της θάλασσας και διαχωρισμός ευστατικών – τοπικών μεταβολών 72
5.5 Μεταβολές θαλάσσιας στάθμης κατά το Ολόκαινο 75
5.6 Μελλοντική μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης 78
5.7 Μέθοδοι αναζήτησης των μεταβολών της στάθμης θάλασσας 79

Κεφάλαιο 6: Παράκτια ιζήματα 81

6.1 Πηγές παράκτιων ιζημάτων 81
6.2 Χαρακτηριστικά και ιδιότητες των ιζηματογενών κόκκων 81
6.2.1 Προέλευση των κόκκων 81
6.2.2 Μέγεθος κόκκων 81
6.2.3 Κοκκομετρική ανάλυση ιζημάτων 83
6.2.3.1 Δειγματοληψία – προετοιμασία δειγμάτων 83
6.2.3.2 Κοκκομετρική ανάλυση άμμου 84
6.2.3.3 Κοκκομετρική ανάλυση λεπτόκοκκων ιζημάτων (ιλύος και αργίλου) 85
6.2.3.4 Απεικόνιση και επεξεργασία των αποτελεσμάτων της κοκκομετρικής ανάλυσης 87
6.2.4 Σχήμα – μορφή κόκκων 93
6.3 Το ισοζύγιο των ιζημάτων της παράκτιας ζώνης 95

Κεφάλαιο 7: Παράκτιες γεωμορφές πετρωδών (βραχωδών) ακτών 97

7.1 Παράκτιοι κρημνοί (coastal cliffs) 97
7.1.1 Προφίλ παράκτιων κρημνών 97
7.1.1.1 Σύνθετοι παράκτιοι κρημνοί 101
7.1.2 Μηχανισμοί υποχώρησης των παράκτιων κρημνών 102
7.1.3 Ρυθμοί υποχώρησης των παράκτιων κρημνών 103
7.2 Υπολειμματικές μορφές διάβρωσης βραχωδών ακτών 103
7.3 Θαλάσσιες εγκοπές (marine notches) 105
7.3.1 Θαλάσσιες εγκοπές κυματογενούς προέλευσης 107
7.3.2 Θαλάσσιες εγκοπές που δημιουργούνται κυρίως από τη διαβρωτική δράση οργανισμών (βιοδιαβρωσιγενείς) 107
7.3.3 Οι θαλάσσιες εγκοπές ως δείκτες μεταβολών της στάθμης θάλασσας 111
7.4 Παράκτιοι πάγκοι (shore platforms) 112
7.5 Θαλάσσιες αναβαθμίδες (marine terraces) 116
7.5.1 Οι θαλάσσιες αναβαθμίδες ως δείκτες στάθμης θάλασσας του παρελθόντος 117
7.5.2 Περιοχές εμφάνισης θαλάσσιων αναβαθμίδων 119

Κεφάλαιο 8: Παράκτιες γεωμορφές απόθεσης περιβαλλόντων με κυρίαρχη διεργασία τον κυματισμό 121

8.1 Αιγιαλοί (beaches) 121
8.1.1 Προφίλ αιγιαλού 122

8.1.1.1 Ο ρόλος του κυματισμού *122*
8.1.1.2 Ο ρόλος της κοκκομετρίας του ιζήματος *123*
8.1.2 Χαλικώδεις αιγιαλοί (gravel beaches) 123
8.1.3 Ψηφιδοπαγείς αιγιαλοί ή ακτόλιθοι (beachrocks) 126
8.2 Φραγματικές γεωμορφές απόθεσης 129
8.2.1 Τόμπολο (tompolo) 130
8.2.2 Γλωσσοειδείς βραχίονες (spits) 130
8.2.3 Φραγματικά νησιά (barrier islands) 132
8.2.3.1 Μορφολογικά χαρακτηριστικά *132*
8.2.3.2 Σχηματισμός των φραγματικών νησιών *132*
8.2.3.3 Μορφοδυναμική συμπεριφορά των φραγματικών νησιών *133*
8.3 Παραλιακές ράχες (beach ridges) 134
8.3.1 Εσωτερική δομή των παραλιακών ράχεων 136
8.3.2 Πεδιάδες παραλιακών ράχεων (ridge and swale topography) 136
8.3.3 Ρυθμοί ανάπτυξης των παραλιακών ράχεων 138
8.3.4 Παλαιογεωγραφική σημασία των παραλιακών ράχεων 138
8.4 Μορφολογικά χαρακτηριστικά του μικροανάγλυφου των παράκτιων αποθέσεων 138
8.4.1 Παράκτιες αμμώδεις και χαλικώδεις ζώνες (berms) 138
8.4.2 Ημισεληνοειδείς αμμώδεις ή χαλικώδεις σχηματισμοί (beach cusps) 140
8.4.3 Αμμορρυτίδες (ripple marks) 141

Κεφάλαιο 9: Παράκτιες γεωμορφές περιβαλλόντων που κυριαρχούνται από την ποτάμια τροφοδοσία ιζήματος ...143

9.1 Δέλτα ποταμών (river delta) 143
9.1.1 Παράγοντες διαμόρφωσης των ποτάμιων δέλτα 143
9.1.2 Χαρακτηριστικά ποτάμιας παροχής 144
9.1.3 Μορφολογικά χαρακτηριστικά των δέλτα 146
9.1.3.1 Δελταϊκή πεδιάδα (delta plain) *146*
9.1.3.2 Μέτωπο δέλτα (delta front) *148*
9.1.3.3 Προδέλτα (prodelta) *148*
9.1.4 Ταξινόμηση των ποτάμιων δέλτα 148
9.1.4.1 Δέλτα με κυρίαρχο παράγοντα διαμόρφωσης τις ποτάμιες διεργασίες *149*
9.1.4.2 Δέλτα με κυρίαρχο παράγοντα διαμόρφωσης τον κυματισμό *150*
9.1.4.3 Δέλτα με κυρίαρχο παράγοντα διαμόρφωσης τις παλίρροιες *150*
9.1.5 Ανάπτυξη των δέλτα στο Ολόκαινο 154
9.1.6 Δέλτα και ανθρώπινη δραστηριότητα 154
9.1.7 Ανθρωπογενείς επεμβάσεις στα δέλτα 155
9.1.8 Τα δέλτα της Ελλάδας 156
9.2 Δελταϊκά ριπίδια (fan deltas) 163
9.2.1 Σύστημα τροφοδοσίας των δελταϊκών ριπιδίων (feeder system) 163
9.2.3 Μορφολογία των δελταϊκών ριπιδίων 164

Κεφάλαιο 10: Παράκτιες γεωμορφές περιβαλλόντων που κυριαρχούνται από τις παλίρροιες 167

10.1 Πεδία πηλού (mud flats) 167
10.1.1 Χαρακτηριστικά πηλωδών ιζημάτων 167
10.1.2 Ακτές που καταλαμβάνονται από ίζημα μεγέθους πηλού 168
10.1.3 Μορφολογία και προφίλ των πεδίων πηλού 170
10.1.3.1 Η δράση των οργανισμών *170*
10.2 Ενδοπαλιρροιακά ή παλιρροιακά πεδία (intertidal or tidal flats) 171
10.2.1 Κατανομή των ιζημάτων στα παλιρροιακά πεδία 172
10.3 Αλμυρά έλη (saltmarshes) 173
10.3.1 Παράγοντες διαμόρφωσης των αλμυρών ελών 175
10.3.1.1 Προσφορά ιζήματος *175*
10.3.1.2 Παλίρροια *175*
10.3.1.3 Κυματισμός *176*
10.3.1.4 Μεταβολές στάθμης θάλασσας *176*

Κεφάλαιο 11: Παράκτιες γεωμορφές αιολικής απόθεσης *177*

11.1 Αιολικές διεργασίες 177
11.1.1 Αιολική μεταφορά και απόθεση 177
11.1.2 Η αλληλεπίδραση μεταξύ άμμου και ανέμου 178
11.2 Παράκτιες αμμώδεις θίνες (coastal sand dunes) 178
11.2.1 Χαρακτηριστικά των παράκτιων αμμωδών θινών 178
11.2.2 Προϋποθέσεις σχηματισμού των παράκτιων αμμωδών θινών 179
11.2.3 Είδη παράκτιων αμμωδών θινών 180

Κεφάλαιο 12: Ακτές κοραλλιογενών υφάλων (coral reefs) *185*

12.1 Συνθήκες ανάπτυξης των κοραλλιών 185
12.2 Είδη κοραλλιογενών υφάλων 187
12.3 Θεωρίες σχηματισμού των κοραλλιογενών υφάλων 189
12.4 Γεωμορφολογία των κοραλλιογενών υφάλων 190
12.4.1 Κοραλλιογενείς ή δομικές αναβαθμίδες (coral or constructional terraces) 191
12.5 Περιβαλλοντική σημασία των κοραλλιογενών υφάλων 193

Κεφάλαιο 13: Ταξινόμηση των ακτών *195*

13.1 Κριτήρια ταξινομήσεων 195
13.1.1 Ταξινόμηση κατά D.W. Johnson (1919) 195
13.1.2 Ταξινόμηση κατά F.P. Shepard (1948) 195
13.1.3 Ταξινόμηση κατά C.A. Cotton (1974) 196
13.1.4 Ταξινόμηση κατά H. Valentin (1952) 196

Κεφάλαιο 14: Διάβρωση των ακτών και μέτρα προστασίας *199*

14.1 Παράκτια διάβρωση 199
14.1.1 Μέτρα προστασίας των ακτών από τη διάβρωση 201
14.1.1.1 Σκληρές λύσεις προστασίας *201*
14.1.1.2 Ήπιες λύσεις προστασίας *207*
14.1.1.3 Περιορισμός των αρνητικών συνεπειών της παράκτιας διάβρωσης *209*
14.2 Επιπτώσεις από τη μελλοντική άνοδο της θαλάσσιας στάθμης 210
14.2.1 Η συμπεριφορά των ακτών στις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης 210
14.2.1.1 Αιγιαλοί – κανόνας του P. Bruun *210*
14.2.1.2 Αλμυρά έλη *213*
14.2.1.3 Παράκτιες αμμώδεις θίνες *213*
14.2.2 Εκτίμηση της τρωτότητας των ακτών σε μια ενδεχόμενη μελλοντική άνοδο της θαλάσσιας στάθμης 214
14.2.2.1 Δείκτης Παράκτιας Τρωτότητας (Coastal Vulnerability Index – C.V.I.) *214*
14.2.3 Κοινωνικο-οικονομικές επιπτώσεις από τη μελλοντική άνοδο της θαλάσσιας στάθμης 215
14.2.4 Οι επιπτώσεις από τη μελλοντική άνοδο της θαλάσσιας στάθμης στην Ελλάδα 215

Κεφάλαιο 15: Ολοκληρωμένη Διαχείριση Παράκτιας Ζώνης - Ο.Δ.Π.Ζ. (Integrated Coastal Zone Management - I.C.Z.M.) *219*

15.1 Πιέσεις στον παράκτιο χώρο 219
15.2 Ο ρόλος της κατανόησης των γεωμορφολογικών διεργασιών στη διαχείριση των ακτών 220
15.3 Η πορεία προς την Ολοκληρωμένη Διαχείριση της Παράκτιας Ζώνης (Ο.Δ.Π.Ζ.) – Integrated Coastal Zone Management (I.C.Z.M.) 220
15.4 Στόχοι και σημεία – κλειδιά της Ολοκληρωμένης Διαχείρισης της Παράκτιας Ζώνης (Ο.Δ.Π.Ζ.) 221
15.5 Βασικά βήματα για την υλοποίηση της Ο.Δ.Π.Ζ. 222
15.6 Το ελληνικό νομοθετικό πλαίσιο για την παράκτια ζώνη 223

Γλωσσάριο όρων παράκτιας γεωμορφολογίας *227*

Βιβλιογραφία *235*

Ευρετήριο Σχημάτων, Φωτογραφιών και Πινάκων

Ευρετήριο Σχημάτων

Σχήμα	Επεξήγηση	Σελ.
Σχήμα 1.1	Υποδιαίρεση της παράκτιας ζώνης σε επιμέρους τμήματα με βάση τα μορφολογικά της χαρακτηριστικά και τον τύπο των κυματικών διεργασιών. (τροποποιημένο από Briggs et al., 1997)	**27**
Σχήμα 2.1	Τα βασικά χαρακτηριστικά του κύματος	**29**
Σχήμα 2.2	Η παγκόσμια γεωγραφική κατανομή του κυματισμού στις ακτές. (τροποποιημένο από Briggs et al., 1997)	**30**
Σχήμα 2.3	Σχηματική απεικόνιση της βάσης του κύματος (wave base)	**32**
Σχήμα 2.4	Η σταδιακή μεταβολή των χαρακτηριστικών των κυμάτων καθώς προσεγγίζουν την ακτή	**32**
Σχήμα 2.5	(1) Σχηματική απεικόνιση της ανάκλασης ενός κυματισμού που φθάνει υπό γωνία σε μία ευθεία ακτογραμμή. (2) Σχηματική αναπαράσταση της ανάκλασης ενός κυματισμού που προσπίπτει πάνω σε ένα κατακόρυφο φυσικό ή τεχνητό εμπόδιο. (τροποποιημένο από Beer, 1983)	**34**
Σχήμα 2.6	Σχηματική απεικόνιση της διάθλασης ενός κυματισμού (wave refraction). (τροποποιημένο από Beer et al., 1983)	**34**
Σχήμα 2.7	Απόκλιση και σύγκλιση των ακτίνων διάδοσης ενός κυματισμού που διαδίδεται πάνω από ένα κοίλο (υποθαλάσσια κοιλάδα) και ένα κυρτό (υποθαλάσσιο ύβωμα) πυθμένα αντίστοιχα.	**36**
Σχήμα 2.8	Περίθλαση ενός κυματισμού (wave diffraction) του οποίου τα μέτωπα συναντούν ένα νησί με απόκρημνες ακτές. (τροποποιημένο από Λεοντάρη, 1992)	**36**
Σχήμα 2.9	Οι τρεις τύποι κυμάτων θραύσης. Στο διάγραμμα φαίνεται η σχέση μεταξύ του λόγου ύψος του κύματος/βάθος νερού και της κλίσης του αιγιαλού για τους τρεις τύπους κυμάτων θραύσης. (στοιχεία για το διάγραμμα από Briggs et al., 1997)	**37**
Σχήμα 2.10	Τα στάδια γένεσης ενός θαλάσσιου κύματος βαρύτητας που δημιουργείται από μία υποθαλάσσια ολίσθηση υλικών. (τροποποιημένο από Smith & Dawson, 1990)	**40**
Σχήμα 2.11	Η γένεση του θαλάσσιου κύματος βαρύτητας της 26ης Δεκεμβρίου 2004 στον Ινδικό ωκεανό. (πηγή: Keller & Blodgett, 2006)	**42**
Σχήμα 2.12	Η διάδοση του πιο θανατηφόρου στην ιστορία θαλάσσιου κύματος βαρύτητας που ξεκίνησε βορειοδυτικά της Sumatra και προκάλεσε ζημιές και θανάτους σε όλες σχεδόν τις ακτές του Ινδικού ωκεανού έως τις ανατολικές ακτές της Αφρικής. (τροποποιημένο από Keller & Blodgett, 2006)	**43**
Σχήμα 2.13	Τα σημαντικότερα θαλάσσια κύματα βαρύτητας που έχουν καταγραφεί στις ακτές της Ελλάδας και των γειτονικών της χωρών. (τροποποιημένο από Παπαζάχο & Παπαζάχου, 2003)	**44**
Σχήμα 2.14	Το σύστημα προειδοποίησης θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας του Ειρηνικού ωκεανού. (τροποποιημένο από NOAA: National Weather Center)	**46**
Σχήμα 3.1	Σχηματική αναπαράσταση του επιμήκους παράκτιου ρεύματος (longshore current) και του ρεύματος επιστροφής ή διαφυγής (rip current)	**49**
Σχήμα 3.2	Η πλευρική μεταφορά των ιζημάτων του αιγιαλού από τη συνδυασμένη δράση της πλάγιας πρόσπτωσης του κυματισμού στην ακτογραμμή και του επιμήκους παράκτιου ρεύματος	**52**
Σχήμα 4.1	Η γένεση του φαινομένου της παλίρροιας αναφορικά με τις σχετικές θέσεις του ήλιου, της γης και της σελήνης	**54**

Σχήμα 4.2	Παγκόσμιος χάρτης στον οποίο απεικονίζονται οι περιοχές που επηρεάζονται από ημερήσιες (diurnal), ημι-ημερήσιες (semi-diurnal) και μεικτού τύπου (mixed) παλίρροιες. (τροποποιημένο από Briggs et al., 1997)	**55**
Σχήμα 4.3	Παραδείγματα ημι-ημερήσιας (semi-diurnal), ημερήσιας (diurnal) και μεικτού τύπου (mixed) παλίρροιας από διάφορες περιοχές της γης	**55**
Σχήμα 4.4	Ο τρόπος διάδοσης ενός υποθετικού κύματος παλίρροιας γύρω από ένα αμφιδρομικό σημείο (amphidromic point) σε μια θαλάσσια λεκάνη σχήματος τετραγώνου	**56**
Σχήμα 4.5	Τα κύρια αμφιδρομικά συστήματα (amphidromic systems) των ωκεανών. (τροποποιημένο από Pinet, 2000)	**57**
Σχήμα 4.6	Γεωγραφική κατανομή των μικρο-, μέσο- και μάκρο-παλιρροιακών ακτών στον κόσμο. (τροποποιημένο από Briggs et al., 1997)	**60**
Σχήμα 5.1	Οι πρώτες εκτιμήσεις για τις διακυμάνσεις της θαλάσσιας στάθμης κατά τα διάφορα παγετώδη και μεσοπαγετώδη επεισόδια του Ανώτερου Πλειστόκαινου	**70**
Σχήμα 5.2	Η διεργασία κλασματοποίησης μέσω της οποίας, κατά τη διάρκεια των παγετωδών περιόδων, τα καλύμματα πάγου εμπλουτίζονται σε ^{16}O ενώ το νερό των ωκεανών γίνεται πλουσιότερο στο ισότοπο ^{18}O	**71**
Σχήμα 5.3	Διακυμάνσεις των ισοτόπων οξυγόνου των ωκεανών κατά τη διάρκεια της περιόδου του Πλειστόκαινου σε τρεις διαφορετικές κλίμακες χρόνου. (1) για το διάστημα 0-350 ka (χιλιάδες έτη). (2) 0-800 ka (χιλιάδες έτη). (3) για την περίοδο 0-2 Ma (εκατομμύρια έτη). (τροποποιημένο από Porter, 1989)	**72**
Σχήμα 5.4	Διακυμάνσεις της στάθμης της θάλασσας βασισμένες κυρίως σε χρονολογημένες αναβαθμίδες στη χερσόνησο Huon, New Guinea. (τροποποιημένο από Chappell et al., 1996)	**74**
Σχήμα 5.5	Δώδεκα καμπύλες μεταβολής της στάθμης θάλασσας σε συνάρτηση με το χρόνο για την περίοδο των τελευταίων 450 ka (χιλιάδων ετών) του χρονικού δηλαδή διαστήματος που περιλαμβάνει τους τέσσερις πρόσφατους κύκλους παγετωδών - μεσοπαγετωδών περιόδων. (πηγή: Caputo, 2007)	**75**
Σχήμα 5.6	Καμπύλες μεταβολής στάθμης θάλασσας (sea-level curves) για το Ολόκαινο	**76**
Σχήμα 5.7	Καμπύλες μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης (sea-level curves) για την περίοδο του Ολόκαινου	**76**
Σχήμα 5.8	Σύγκριση των καμπυλών μεταβολής στάθμης θάλασσας των Fairbridge (1961) και Shepard (1963) για την περίοδο του Ολόκαινου	**76**
Σχήμα 5.9	Η εκτίμηση των μεταβολών της στάθμης της θάλασσας κατά τα τελευταία 18.000 έτη για την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας. (τροποποιημένο από Lambeck, 1996)	**77**
Σχήμα 5.10	Μεταβολές στη (1) μέση παγκόσμια θερμοκρασία επιφανείας του αέρα (2) μέση παγκόσμια στάθμη της θάλασσας και (3) παγοκάλυψη του βόρειου ημισφαίριου. (πηγή: I.P.C.C., 2007)	**79**
Σχήμα 5.11	Εκτιμήσεις της μεταβολής της στάθμης της θάλασσας παγκοσμίως από το 1800 έως το έτος 2100 από τη Διακυβερνητική Επιτροπή για την Κλιματική Αλλαγή (I.P.C.C.). (πηγή: I.P.C.C., 2007)	**80**
Σχήμα 6.1	Οι τρεις άξονες ενός κόκκου ιζήματος	**82**
Σχήμα 6.2	Σχέση μεταξύ των κλιμάκων του μεγέθους των ιζηματογενών κόκκων σε mm και σε μονάδες Φ	**82**
Σχήμα 6.3	Ταξινόμηση και ονοματολογία των λεπτόκοκκων ιζημάτων κατά Folk	**83**
Σχήμα 6.4	Διαφορετικοί τρόποι απεικόνισης των αποτελεσμάτων της κοκκομετρικής ανάλυσης δειγμάτων από δύο διαφορετικά αποθετικά περιβάλλοντα (1) αιγιαλό και (2) θίνες. Τα πρωτογενή δεδομένα για την απεικόνιση των αποτελεσμάτων προέρχονται από την ακτή του Yorkshire. (πηγή δεδομένων: Pethick, 1984)	**88**
Σχήμα 6.5	Σχηματική απεικόνιση της μορφής που παρουσιάζει το σύνολο των κόκκων ενός ιζήματος που εμφανίζει καλή, μέτρια και φτωχή ταξινόμηση αντίστοιχα	**90**

Σχήμα 6.6	Κοκκομετρικές καμπύλες αθροιστικής συχνότητας στις οποίες απεικονίζεται η κατανομή των μεγεθών των κόκκων τριών ιζημάτων που έχουν διαφορετική ταξινόμηση ως προς το μέγεθος των κόκκων. (τροποποιημένο από Haslett, 2000)	**91**
Σχήμα 6.7	Περιβάλλοντα απόθεσης ιζημάτων όπως καθορίζονται από τον συνδυασμό των τιμών των παραμέτρων μέσου γραφικού μεγέθους και αποκλειστικής σταθερής απόκλισης. (πηγή: Psilovikos, 1979)	**93**
Σχήμα 6.8	Παραδείγματα κόκκων διαφορετικής στρογγυλότητας και σφαιρικότητας	**94**
Σχήμα 6.9	Σχήματα κόκκων με βάση τους λόγους I/L και S/I των μηκών των αξόνων τους	**94**
Σχήμα 6.10	Το ισοζύγιο των παράκτιων ιζημάτων. (πηγή: Pethic, 1984)	**95**
Σχήμα 6.11	Σχηματική απεικόνιση των διεργασιών που καθορίζουν το ισοζύγιο των ιζημάτων στην παράκτια ζώνη. (τροποποιημένο από Komar, 1998)	**96**
Σχήμα 7.1	Παράγοντες που επιδρούν στη μορφολογία των παράκτιων κρημνών. (τροποποιημένο από Masselink & Hughes, 2003)	**97**
Σχήμα 7.2	Ο ρόλος της σχέσης προσφοράς – απομάκρυνσης υλικού στη διαμόρφωση της μορφολογίας των παράκτιων κρημνών (τροποποιημένο από Pethick, 1984)	**98**
Σχήμα 7.3	Η επίδραση της γεωλογικής δομής (1) και (2) και της λιθολογίας (3) και (4) στην ανάπτυξη των παράκτιων κρημνών. (τροποποιημένο από Haslett, 2000)	**100**
Σχήμα 7.4	Στάδια ανάπτυξης ενός σύνθετου παράκτιου κρημνού	**102**
Σχήμα 7.5	Μηχανισμοί υποχώρησης των παράκτιων κρημνών: (1) περιστροφική ολίσθηση (rotational slumping), (2) κάθετη κατάρρευση (toppling failure)	**102**
Σχήμα 7.6	Διάγραμμα μέσων ρυθμών διάβρωσης των παράκτιων κρημνών ανάλογα με τη λιθολογία τους. (βασισμένο στους Emery & Kuhn (1980) χρησιμοποιώντας στοιχεία από Sunamura, 1992)	**103**
Σχήμα 7.7	Τα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά μιας βραχώδους παράκτιας περιοχής. (τροποποιημένο από Haslett, 2000)	**104**
Σχήμα 7.8	Το προφίλ ενός παράκτιου κρημνού πριν και μετά την ανάπτυξη της θαλάσσιας εγκοπής (marine notch)	**106**
Σχήμα 7.9	Μορφές θαλάσσιων εγκοπών βιοδιαβρωσιγενούς προέλευσης (bioerosional marine notches) και η σχέση τους με τις στάθμες παλίρροιας. (τροποποιημένο από Kelletat, 2005)	**108**
Σχήμα 7.10	Κατανομή των διεργασιών διάβρωσης από τη δράση οργανισμών που ζουν στο μέτωπο ενός ασβεστολιθικού παράκτιου κρημνού και ορισμός της μέσης βιολογικής στάθμης θάλασσας (mean biological sea-level). (τροποποιημένο από Pirazzoli et al., 1996)	**108**
Σχήμα 7.11	Μορφολογικά χαρακτηριστικά των προφίλ θαλάσσιων εγκοπών, σε προφυλαγμένα από τον κυματισμό περιβάλλοντα, τα οποία έχουν προκύψει από μεταβολές στάθμης θάλασσας που πραγματοποιήθηκαν με διαφορετικούς ρυθμούς και σε διάφορα στάδια. (τροποποιημένο από Pirazzoli, 2005)	**112**
Σχήμα 7.12	Σχέση μεταξύ της κλίσης των παράκτιων πάγκων (β) και του εύρους παλίρροιας (ε.π.) για έξι παράκτιες περιοχές. (πηγή δεδομένων: Trenhaile, 1999)	**115**
Σχήμα 7.13	Τα στάδια σχηματισμού των θαλάσσιων αναβαθμίδων (marine terraces). (τροποποιημένο από Davis & Fitzgerald, 2004)	**116**
Σχήμα 7.14	Διαβρωσιγενής παράκτιος πάγκος (erosional shore platform), παράκτιος κρημνός (coastal cliff), εγκοπή κυματογενούς προέλευσης (wave cut notch) και η γωνία της ακτογραμμής (shoreline angle)	**117**
Σχήμα 7.15	Τοπογραφικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής της Ιεράπετρας (νότιες ακτές της Κρήτης). Φαίνεται η επιφανειακή εξάπλωση των θαλάσσιων αναβαθμίδων και το Β.Α.-Ν.Δ. διεύθυνσης κανονικό ρήγμα της Ιεράπετρας που ανυψώνει το ανατολικό τμήμα και ταπεινώνει το δυτικό. (πηγή: Gaki-Papanastassiou et al., 2009)	**120**

Σχήμα 8.1	Οι κυριότερες φραγματικές γεωμορφές απόθεσης	**129**
Σχήμα 8.2	Σχηματισμός τόμπολο (tompolo)	**130**
Σχήμα 8.3	Σχηματική απεικόνιση της μορφοδυναμικής συμπεριφοράς των φραγματικών νησιών (barrier islands) καθώς και των γεωμορφολογικών αλλαγών που είναι αποτέλεσμα αντίστοιχων μεταβολών στο είδος και το ρυθμό δράσης των φυσικών διεργασιών και των ανθρωπογενών επεμβάσεων. (τροποποιημένο από McBride et al., 1995)	**133**
Σχήμα 8.4	Διεργασία σχηματισμού ημισελινοειδών αμμωδών ή χαλικωδών σχηματισμών (beach cusps). (τροποποιημένο από Pethic, 1984)	**140**
Σχήμα 9.1	Οι παράγοντες και οι διεργασίες που παίζουν κύριο ρόλο στη διαμόρφωση των ποτάμιων δέλτα. (τροποποιημένο από Coleman & Wright, 1975)	**144**
Σχήμα 9.2	Οι τρεις τύποι ροής που παρατηρούνται στις εκβολές των ποταμών ανάλογα με τις διαφορές πυκνότητας μεταξύ του νερού του ποταμού και του νερού της λεκάνης υποδοχής των ποτάμιων ιζημάτων	**144**
Σχήμα 9.3	Χαρακτηριστικά της πυκνότητας του νερού στο χώρο της εκβολής των ποταμών για τους τρεις διαφορετικούς τύπους ροής	**145**
Σχήμα 9.4	Τα μορφολογικά χαρακτηριστικά ενός δέλτα	**146**
Σχήμα 9.5	Ταξινόμηση των δέλτα βάσει των τριών κύριων διεργασιών διαμόρφωσής τους: ποτάμια τροφοδοσία, κυματική ενέργεια και παλίρροιες. (τροποποιημένο από Galloway, 1975)	**149**
Σχήμα 9.6	Το πρισματικό διάγραμμα ταξινόμησης των ποτάμιων δέλτα που προτάθηκε από τους Orton & Reading (1993). (τροποποιημένο από Reading & Collinson, 1996)	**152**
Σχήμα 9.7	Γεωγραφική κατανομή των μεγαλύτερων δελταϊκών σχηματισμών της γης	**152**
Σχήμα 9.8	Χάρτης της ηπειρωτικής Ελλάδας με τις σημαντικότερες ανθρωπογενείς κατασκευές, τους υγρότοπους και τα μεγαλύτερα ποτάμια δέλτα	**157**
Σχήμα 9.9	Γεωμορφολογικός χάρτης του δέλτα του ποταμού Μόρνου στις βόρειες ακτές του δυτικού Κορινθιακού κόλπου. (τροποποιημένο από Karymbalis et al., 2007)	**159**
Σχήμα 9.10	Απλοποιημένος γεωμορφολογικός χάρτης του δέλτα του ποταμού Καλαμά στο Ιόνιο πέλαγος	**161**
Σχήμα 9.11	Γεωμορφολογικός χάρτης του δέλτα του Πηνειού ποταμού στο νότιο Θερμαϊκό κόλπο	**162**
Σχήμα 9.12	Γεωμορφολογικός χάρτης του δέλτα του Εύηνου ποταμού στον Πατραϊκό κόλπο. (τροποποιημένο από Καρύμπαλης, 1996)	**162**
Σχήμα 9.13	Τα μορφολογικά και ιζηματολογικά χαρακτηριστικά των τριών τύπων δελταϊκών ριπιδίων	**165**
Σχήμα 9.14	Τρισδιάστατη απεικόνιση της στρωματογραφικής διάρθρωσης των ιζημάτων ενός δελταϊκού ριπιδίου τύπου Gilbert. (τροποποιημένο από Haslett, 2000)	**166**
Σχήμα 10.1	Η συνήθης κατανομή των ιζημάτων σε ένα πεδίο παλίρροιας. (τροποποιημένο από Davis & Fitzgerald, 2004)	**172**
Σχήμα 10.2	Παγκόσμια γεωγραφική κατανομή των αλμυρών ελών (saltmarshes) και των ελών με μαγκρόβια βλάστηση (mangrove swamps). (τροποποιημένο από Davis & Fitzgerald, 2004)	**174**
Σχήμα 11.1	Κρίσιμες ταχύτητες ανέμου και κρίσιμες ταχύτητες πρόσκρουσης για κόκκους διαφορετικών μεγεθών. (τροποποιημένο από Briggs et al., 1997)	**177**
Σχήμα 11.2	Ο τρόπος σχηματισμού (1) αλλά και μετακίνησης (2) και (3) των αμμωδών θινών (sand dunes). (τροποποιημένο από Park, 1997)	**177**

Σχήμα 11.3	Διάγραμμα στο οποίο φαίνονται οι ταχύτητες που αποκτά ο άνεμος σε διάφορα ύψη πάνω από μια χερσαία επιφάνεια με βλάστηση (ύψους 10 cm) και μια επιφάνεια χωρίς βλάστηση. (τροποποιημένο από Briggs et al., 1997)	**178**
Σχήμα 11.4	Οι βασικές προϋποθέσεις που απαιτούνται για το σχηματισμό των αμμωδών θινών (sand dunes) σε μια παράκτια περιοχή	**180**
Σχήμα 12.1	Παγκόσμια γεωγραφική κατανομή των κοραλλιογενών υφάλων (coral reefs). (τροποποιημένο από McKnight & Hess, 2000)	**186**
Σχήμα 12.2	Ρυθμοί ανάπτυξης των κοραλλιογενών υφάλων βασισμένοι σε ραδιοχρονολογήσεις δειγμάτων από πυρήνες γεωτρήσεων. (πηγή δεδομένων: Masselink & Hughes, 2003)	**186**
Σχήμα 12.3	Σχηματική απεικόνιση (οριζοντιογραφία και εγκάρσια τομή (profile) των τριών τύπων κοραλλιογενών υφάλων	**187**
Σχήμα 12.4	Οι τρεις φάσεις ανάπτυξης μια ατόλης (atoll) όπως προτάθηκαν από τον Charles Darwin (1842)	**190**
Σχήμα 12.5	Στρωματογραφία των κοραλλιογενών υφάλων και μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης. (τροποποιημένο από Burbank & Anderson, 2007)	**192**
Σχήμα 13.1	Διάγραμμα της ταξινόμησης των ακτών κατά Valentin (1952) που απεικονίζει τις αλλαγές της ακτογραμμής. (πηγή: Valentin, 1952)	**197**
Σχήμα 14.1	Διάφορα είδη κυματοθραυστών (breakwaters). (τροποποιημένο από Κουτίτας, 1998)	**203**
Σχήμα 14.2	Οι βραχίονες ή πρόβολοι (groins) κατασκευάζονται για να συσσωρεύσουν την άμμο στην πλευρά που το μεταφερόμενο από το παράκτιο ρεύμα ίζημα συναντά την κατασκευή προκαλώντας διάβρωση στο πίσω από τους βραχίονες τμήμα του αιγιαλού	**206**
Σχήμα 14.3	Τα μορφολογικά αποτελέσματα της κατασκευής των κυματοθραυστών (breakwaters) και των ζευγών προβόλων (jetties). (τροποποιημένο από Keller & Blodgett, 2006)	**207**
Σχήμα 14.4	Σχηματική απεικόνιση του κανόνα του Bruun. (τροποποιημένο από Bruun, 1962 και Dubois, 2002)	**211**
Σχήμα 14.5	Ένα δισδιάστατο μοντέλο που περιγράφει τις αλλαγές στο προφίλ ενός αιγιαλού λόγω της ανόδου της θαλάσσιας στάθμης. (τροποποιημένο από Dubois, 1992)	**212**
Σχήμα 14.6	Χάρτης χρήσεων γης του δέλτα του ποταμού Μόρνου στη δυτική Στερεά Ελλάδα	**217**
Σχήμα 14.7	Χάρτης χρήσεων γης του δέλτα του Πηνειού ποταμού στη Θεσσαλία	**218**
Σχήμα 15.1	Η κατανομή των μεγαλύτερων παράκτιων και μη πόλεων στον κόσμο	**219**

Ευρετήριο Φωτογραφιών

Φωτο	Επεξήγηση	Σελ.
Φωτο. 1.1	Ακτή στον Αργολικό κόλπο όπου το όριο της δράσης των θαλάσσιων διεργασιών αντιστοιχεί σε ένα πολύ χαμηλό διαβρωσιγενή παράκτιο κρημνό (σκαλοπάτι)	25
Φωτο. 1.2	Εκβολή χείμαρρου στη Β.Α. Σκύρο	26
Φωτο. 2.1	Διάθλαση των κυμάτων (wave refraction) στην περιοχή Raglan, North Island, New Zealand. (φωτογραφία: Rob Brander)	35
Φωτο. 2.2	Κύματα διασκόρπισης (spilling breakers) στον όρμο Tolaga, East Cape, New Zealand. (φωτογραφία: Rob Brander)	38
Φωτο. 2.3	Κύματα κατάδυσης (plunging breakers) ύψους 2-3 m στην Tamarama Beach, Sydney, New South Wales, Australia. (φωτογραφία: Rob Brander)	38
Φωτο. 2.4	Κύματα διόγκωσης (surging breakers) στο Cape Leeuwin, Western Australia. (φωτογραφία: Rob Brander)	39
Φωτο. 3.1	Ρεύμα διαφυγής (rip current) στην παραλία Palm Beach, Sydney, New South Wales, Australia. (φωτογραφία: Rob Brander)	50
Φωτο. 3.2	Πλάγια πρόσπτωση του κυματισμού σε αμμώδη ακτογραμμή του Θερμαϊκού κόλπου	51
Φωτο. 4.1	Αιγιαλός στην περιοχή Stanley, Tasmania, Australia (α) κατά την άμπωτη και (β) κατά την πλημμυρίδα. (φωτογραφίες: Rob Brander)	53
Φωτο. 4.2	(α) Αιγιαλός στον μυχό όρμου περιορισμένος μεταξύ ακρωτηρίων (pocket beach), McKenzies Beach, Sydney, Australia. Ο όρμος αυτός είναι επιρρεπής σε κύματα καταιγίδας. (β) Ο ίδιος αιγιαλός τρεις ημέρες μετά τη λήψη της φωτογραφίας (α) κατά τη διάρκεια κυμάτων καταιγίδας. (φωτογραφίες: Rob Brander)	59
Φωτο. 5.1	Το ξενοδοχείο Limon στην Costa Rica (α) πριν και (β) μετά από μια σεισμική δόνηση μεγάλης έντασης. (φωτογραφίες: Richard Kesel)	64
Φωτο. 5.2	Αεροφωτογραφία του αρχαιολογικού χώρου των Κεχραιών που αποτελούσε το ανατολικό (στον Σαρωνικό κόλπο) λιμάνι της αρχαίας Κορίνθου. (πηγή: Maroukian et al., 2005)	65
Φωτο. 6.1	Σειρά κοσκίνων Retsch με διαμέτρους 2 mm, 1 mm, 0,5 mm, 0,250 mm, 0,125 mm και 0,063 mm, που χρησιμοποιούνται για την κοκκομετρική ανάλυση δειγμάτων άμμου, τοποθετημένα κατά σειρά μειούμενης διαμέτρου στη συσκευή δόνησης	84
Φωτο. 6.2	Παράκτια ιζήματα διαφορετικής ταξινόμησης ως προς το μέγεθος, την προέλευση και το σχήμα – μορφή των κόκκων	90
Φωτο. 7.1	Ρηξιγενής παράκτιος κρημνός (plunging cliff) στην περιοχή Γερολιμένα, Μάνη	98
Φωτο. 7.2	Παράκτιος κρημνός σε ασβεστόλιθους σε ακτή του Αργολικού κόλπου	99
Φωτο. 7.3	Παράκτιος κρημνός που έχει αναπτυχθεί σε ημισυνεκτικοποιημένες ποταμοχειμάρριες αποθέσεις, όρμος Κοιλάδας, Αργολίδα	100
Φωτο. 7.4	Παράκτιος κρημνός σε ακτή του Sydney, New South Wales, Australia	101
Φωτο. 7.5	Θαλάσσια αψίδα (sea arch) που έχει αναπτυχθεί σε ηφαιστειακά πετρώματα στη βραχονησίδα Motukokako, Bay of Islands, North Island, N. Zealand	104
Φωτο. 7.6	Υπολειμματικές μορφές διάβρωσης, που αναπτύσσονται σε ευδιάβρωτα στρώματα ανθρακικών ιζηματογενών πετρωμάτων, στην περιοχή Great Ocean Road, Victoria, Australia. (φωτογραφία (α): Rob Brander)	105
Φωτο. 7.7	Υπολειμματικές μορφές διάβρωσης (θαλάσσιες στήλες – sea stacks) στην περιοχή 12 Apostles, Great Ocean Road, Victoria, Australia. (φωτογραφία (α): Rob Brander)	105

Φωτο. 7.8	Ανυψωμένη θαλάσσια εγκοπή (uplifted marine notch) στο μέτωπο ασβεστολιθικού κρημνού στον αρχαιολογικό χώρο του Ηραίου, χερσόνησος Περαχώρας, ανατολικός Κορινθιακός κόλπος	**106**
Φωτο. 7.9	Ασβεστολιθικοί βράχοι μορφής μανιταριού (mushroom rocks) στη βάση των οποίων έχουν αναπτυχθεί θαλάσσιες εγκοπές: (α) στην Κεφαλονιά, (β) στις νότιες ακτές του κόλπου των Αλκυονίδων (ανατολικός Κορινθιακός κόλπος)	**109**
Φωτο. 7.10	Ανυψωμένες θαλάσσιες εγκοπές (uplifted marine notches): (α) σε Μεσοζωϊκής ηλικίας ασβεστόλιθους δυτικά του αρχαιολογικού χώρου του Ηραίου στη χερσόνησο της Περαχώρας (ανατολικός Κορινθιακός κόλπος), (β) Σε αιολιανίτες στις νότιες ακτές της Κεφαλονιάς	**110**
Φωτο. 7.11	Παράκτιος πάγκος (shore platform) που έχει σχηματισθεί σε ανθεκτικούς σκουρόχρωμους ψαμμίτες από τη διάβρωση των υπερκείμενων μαλακότερων ιζηματογενών στρωμάτων λόγω της δράσης του κυματισμού στην περιοχή Black Rock Point, Melbourne, Victoria, Australia	**113**
Φωτο. 7.12	Επιφάνεια παράκτιου πάγκου που έχει αναπτυχθεί σε ασβεστολιθικά πετρώματα σε παράκτια περιοχή της Λακωνίας	**114**
Φωτο. 7.13	Θαλάσσια αναβαθμίδα στον όρμο του Αργοστολίου (ν. Κεφαλονιά)	**118**
Φωτο. 7.14	Χαμηλή αναβαθμίδα που βρίσκεται μόλις 2 m πάνω από τη σημερινή μέση στάθμη θάλασσας και έχει αναπτυχθεί σε Πλειστοκαινικής ηλικίας μαργαϊκές αποθέσεις στις νότιες ακτές της χερσονήσου της Παλικής στη δυτική Κεφαλονιά	**119**
Φωτο. 8.1	Μικρής κλίσης αιγιαλός (beach) από λεπτόκοκκο αμμώδες ίζημα στον Αργολικό κόλπο	**121**
Φωτο. 8.2	Μεγάλου πλάτους αμμώδης αιγιαλός (sandy beach) στις δυτικές ακτές του Θερμαϊκού κόλπου	**122**
Φωτο. 8.3	Αιγιαλός χονδρόκοκκου υλικού (coarse clastic beach) στις εκβολές χείμαρρου μεγάλης μορφολογικής κλίσης στις ανατολικές ακτές του Αργολικού κόλπου	**124**
Φωτο. 8.4	Φραγματικός αιγιαλός (barrier) από αδρομερές υλικό στον Αργολικό κόλπο	**125**
Φωτο. 8.5	Αιγιαλός σε μυχό κόλπου (pocket beach) που έχει αναπτυχθεί μεταξύ ακρωτηρίων από συνεκτικά κροκαλοπαγή, Αργολίδα	**125**
Φωτο. 8.6	Πάγκοι ψηφιδοπαγών αιγιαλών ή ακτόλιθων (beachrocks) σε παραλία της ανατολικής Σκύρου	**126**
Φωτο. 8.7	Αμμώδης αιγιαλός και πάγκος ψηφιδοπαγών αιγιαλών ή ακτόλιθων (beackrocks), που εκτείνεται από την ακτογραμμή μέχρι βάθος 2,5 m, σε ακτή της βορειοανατολικής Σκύρου	**127**
Φωτο. 8.8	Βυθισμένος ψηφιδοπαγής αιγιαλός (beachrock) σε παραλία της Σύρου	**127**
Φωτο. 8.9	Ανυψωμένοι ψηφιδοπαγείς αιγιαλοί (beachrocks) στην περιοχή Σχίνου (ανατολικός Κορινθιακός κόλπος)	**128**
Φωτο. 8.10	Δύο σειρές ανυψωμένων ψηφιδοπαγών αιγιαλών (beachrocks) στις νότιες ακτές της χερσονήσου Περαχώρας (δυτικά του καναλιού της λίμνης της Βουλιαγμένης)	**128**
Φωτο. 8.11	Μορφή τόμπολο (tompolo), Point Sur State Historic Park, Central Coast, California, U.S.A. (φωτογραφία: Ann Dittmer)	**130**
Φωτο. 8.12	Δορυφορική εικόνα γλωσσοειδούς βραχίονα (spit) στο Cape Cod, U.S.A. (φωτογραφία: Rob Brander)	**131**
Φωτο. 8.13	Άποψη του γλωσσοειδούς βραχίονα της δορυφορικής εικόνας της φώτο 8.12, Cape Cod, USA. (φωτογραφία: Rob Brander)	**131**
Φωτο. 8.14	Ευθύγραμμος γλωσσοειδής αμμώδης βραχίονας, Farewell Spit, South Island, New Zealand. (φωτογραφία: Rob Brander)	**131**
Φωτο. 8.15	Γλωσσοειδής βραχίονας (spit), Northumberland Strait, N.B., Canada. (φωτογραφία: Rob Brander)	**132**
Φωτο. 8.16	Μεγάλου πλάτους παραλιακή ράχη (beach ridge) στην περιοχή Λούρος του δέλτα του Εύηνου ποταμού	**135**

Φωτο. 8.17	Παραλιακές ράχες (beach ridges) στη δελταϊκή πεδιάδα του Πηνειού ποταμού (Θεσσαλία)	136
Φωτο. 8.18	Αεροφωτομωσαϊκό του δέλτα του Πηνειού ποταμού που έχει προκύψει από την γεωαναφορά αεροφωτογραφιών, έτους λήψης 1945, της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού (Γ.Υ.Σ.)	137
Φωτο. 8.19	Συγκεντρικές αμμώδεις και χαλικώδεις ζώνες (berms) σε ακτές της Στερεάς Ελλάδας του ανατολικού Κορινθιακού κόλπου	139
Φωτο. 8.20	Ημισεληνοειδείς χαλικώδεις σχηματισμοί (beach cusps) στην περιοχή Otaki, North Island, New Zealand. (φωτογραφία: Rob Brander)	140
Φωτο. 8.21	Αμμορρυτίδες (ripple marks) διαφόρων μεγεθών σε αιγιαλούς της Σίφνου, της Λακωνίας, της Πιερίας και του δέλτα του ποταμού Μόρνου στη Στερεά Ελλάδα	141
Φωτο. 8.22	Απολιθωμένες αμμορρυτίδες (ripple marks) σε παλαιά κλαστικά ιζηματογενή πετρώματα στην περιοχή της Αιτωλοακαρνανίας	142
Φωτο. 8.23	Πολύ καλά διατηρημένες απολιθωμένες αμμορρυτίδες (ripple marks) σε ηφαιστειακά ιζήματα Πλειστοκαινικής ηλικίας στις όχθες της λίμνης Colongulac, Victoria, Australia	142
Φωτο. 9.1	Δορυφορική εικόνα του δέλτα του ποταμού Νείλου στις αφρικανικές ακτές της ανατολικής Μεσογείου. (πηγή: N.A.S.A. Visible Earth)	143
Φωτο. 9.2	Τμήμα της δελταϊκής πεδιάδας του Πηνειού ποταμού στη Θεσσαλία	147
Φωτο. 9.3	Αεροφωτομωσαϊκό του δέλτα του Εύηνου ποταμού που έχει προκύψει από τη γεωαναφορά αεροφωτογραφιών της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού (Γ.Υ.Σ.) έτους λήψης 1945	147
Φωτο. 9.4	Δορυφορική εικόνα του δέλτα του ποταμού Mississippi. Θεωρείται αντιπροσωπευτικό δέλτα μορφής πέλματος πτηνού (bird s foot" delta) με κυρίαρχη διεργασία διαμόρφωσης την ποτάμια τροφοδοσία. (πηγή: N.A.S.A. Visible Earth)	149
Φωτο. 9.5	Δορυφορική εικόνα του δέλτα του ποταμού Volta στην Ghana. (πηγή: N.A.S.A. Visible Earth)	150
Φωτο. 9.6	Δορυφορική εικόνα του δέλτα του ποταμού Sao Francisco στη Βραζιλία, που θεωρείται τυπικό δέλτα με κυρίαρχο παράγοντα διαμόρφωσης τον κυματισμό. (πηγή: N.A.S.A. Visible Earth)	150
Φωτο. 9.7	Δορυφορική εικόνα του δελταϊκού συμπλέγματος των ποταμών Ganges και Brahmaputra. (πηγή: N.A.S.A. Visible Earth)	151
Φωτο. 9.8	Προσπάθειες διατήρησης της δελταϊκής ακτογραμμής και των εκβολών του ποταμού Νείλου στη θέση Rosetta, Egypt	155
Φωτο. 9.9	Προσπάθειες περιορισμού της διάβρωσης του δέλτα του Μόρνου στην περιοχή ανατολικά των παλαιών εκβολών του ποταμού	160
Φωτο. 9.10	Δελταϊκό ριπίδιο (fan delta) μεγάλης μορφολογικής κλίσης στις βόρειες ακτές του Κορινθιακού κόλπου	163
Φωτο. 9.11	Το δελταϊκό ριπίδιο (fan delta) του χείμαρρου Χούρους στη νότια Στερεά Ελλάδα	163
Φωτο. 9.12	Σύστημα τροφοδοσίας (feeder system) δελταϊκού ριπιδίου της νότιας Στερεάς Ελλάδας	163
Φωτο. 9.13	Ανυψωμένες αποθέσεις παλαιών δελταϊκών ριπιδίων τύπου Gilbert στις νότιες ακτές του Κορινθιακού κόλπου, περιοχή Δερβένι, βόρεια Πελοπόννησος	166
Φωτο. 10.1	Μαγκρόβια (mangrove) βλάστηση σε περιοχή των βορειοανατολικών ακτών του North Island, N. Zealand	167
Φωτο. 10.2	Άποψη αλμυρού έλους (saltmarsh) και πεδίου παλίρροιας (tidal flat) κατά τη διάρκεια της άμπωτης στο Newport Bay Estuary, Orange County, California, U.S.A. (φωτογραφία: Ann Dittmer)	168
Φωτο. 10.3	Κοίτη παλίρροιας (tidal creek) στο χαμηλό τμήμα της ενδοπαλιρροιακής ζώνης στο Cairns, Queensland, Australia	169

Φωτο. 10.4	Έλος με μαγκρόβια βλάστηση (mangrove swamp) στην περιοχή του Cairns, Queensland, Australia	169
Φωτο. 10.5	Αμμώδες παλιρροιακό πεδίο (tidal flat) στις ακτές του δυτικού δέλτα του Εύηνου ποταμού	171
Φωτο. 10.6	Το παλιρροιακό πεδίο της φωτο. 10.5 στις όχθες της λιμνοθάλασσας Κλείσοβα	172
Φωτο. 10.7	Αλμυρό έλος (saltmarsh) στο δέλτα του Εύηνου (δυτικά της κοίτης του ποταμού)	173
Φωτο. 10.8	Κοίτη παλίρροιας (tidal creek) σε αλμυρό έλος (saltmarsh) του δέλτα του Εύηνου ποταμού	174
Φωτο. 11.1	Παράκτιες θίνες (coastal dunes) σταθεροποιημένες με βλάστηση σε παραλία της Σύρου	179
Φωτο. 11.2	Δορυφορική εικόνα των τεράστιων ερημικών θινών της Namibia που φθάνουν ως τις ακτές του Ατλαντικού ωκεανού. (πηγή: N.A.S.A. Visible Earth)	180
Φωτο. 11.3	Μορφές ίχνους θινών (shadow dunes) στη βορειοανατολική Σκύρο	181
Φωτο. 11.4	Εμβρυακές θίνες (embryo dunes) στο δέλτα του Εύηνου ποταμού	182
Φωτο. 11.5	Επιμήκης ράχη θινών (dune ridge) σταθεροποιημένη με βλάστηση στις ανατολικές ακτές του Λακωνικού κόλπου, περιοχή Πλύτρα Λακωνίας	182
Φωτο. 12.1	Κοράλλια στην επιφάνεια του μεγαλύτερου στον κόσμο κοραλλιογενούς υφάλου Great Barrier Reef στα ανοιχτά του Cairns, Queensland, Australia	185
Φωτο. 12.2	Ύφαλος περιθωρίων (fringing reef) στο Horn Island, Cape York, Australia. (φωτογραφία: Rob Brander)	188
Φωτο. 12.3	Φραγματικός κοραλλιογενής ύφαλος (barrier reef) ανοιχτά του Cairns, Queensland, Australia	188
Φωτο. 12.4	Αεροφωτογραφία της ατόλης Kwajalein, στα νησιά Marshall του Ειρηνικού ωκεανού	189
Φωτο. 14.1	Υποχώρηση της ακτογραμμής λόγω διάβρωσης σε ακτή του Αργολικού κόλπου, Πόρτο Χέλι, Αργολίδα	199
Φωτο. 14.2	Τοίχος (seawall) κατασκευασμένο από ηφαιστειακούς ογκόλιθους για την προστασία από τη θαλάσσια διάβρωση στην περιοχή Green Point στο παράκτιο μέτωπο των περιχώρων της πόλης Melbourne, Victoria, Australia	201
Φωτο. 14.3	Τοιχίο (seawall) προστασίας του δρόμου από τη θαλάσσια διάβρωση κατασκευασμένο από σκυρόδεμα σε ακτή της Αργολίδας	202
Φωτο. 14.4	Κυματοθραύστης (breakwater) από γωνιώδη τεμάχη σκυροδέματος για την προστασία τμήματος της πόλης της Alexandria, Egypt	203
Φωτο. 14.5	Κυματοθραύστης (breakwater) που έχει κατασκευαστεί για τον ελλιμενισμό σκαφών, Sandringham Harbour, Melbourne, Australia	204
Φωτο. 14.6	Κυματοθραύστης (breakwater) ενωμένος στο ένα άκρο με την ακτή για την προστασία από τη δράση του κυματισμού αιγιαλού της πόλης της Alexandria, Egypt	204
Φωτο. 14.7	Πρόβολοι (groins) που έχουν κατασκευαστεί για την προστασία του αμμώδους αιγιαλού της Παραλίας Κατερίνης, Πιερία	205
Φωτο. 14.8	Σειρά προβόλων (groins) για τη διατήρηση του ιζήματος τεχνητών αιγιαλών στην περιοχή Sandringham Harbour, Melbourne, Victoria, Australia	206
Φωτο. 14.9	Τεχνητός εμπλουτισμός αιγιαλού (beach nourishment) με ίζημα που μεταφέρεται από άλλη περιοχή μέσω αγωγών στα παράκτια περίχωρα της Melbourne, Victoria, Australia	208
Φωτο. 14.10	Ο αιγιαλός του Miami (α) πριν και (β) μετά την τεχνητή τροφοδοσία του με ίζημα (beach nourishment). (πηγή: U.S. Army Corps of Engineers)	209
Φωτο. 14.11	Διαβρούμενες παράκτιες θίνες (coastal dunes) στο δέλτα του Εύηνου ποταμού	213

Ευρετήριο Πινάκων

Πίνακας	Επεξήγηση	Σελ.
Πίνακας 2.1	Ένταση και ύψη των θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας που έπληξαν διάφορες ακτές του Αιγαίου στις 9 Ιουλίου του 1956. (πηγή: Papazachos et al., 1986)	45
Πίνακας 5.1	Ονομασίες και ηλικίες - διάρκεια που είχαν αποδοθεί παλαιότερα στις κυριότερες παγετώδεις και μεσοπαγετώδεις περιόδους του Ανώτερου Πλειστόκαινου	70
Πίνακας 6.1	Γενική ονοματολογία των κόκκων των ιζημάτων ανάλογα με τη διάμετρό τους (σε mm)	82
Πίνακας 6.2	Ταξινόμηση και ονοματολογία ιζηματογενών κόκκων κατά Udden & Wentworth (1922)	82
Πίνακας 6.3	Οι τιμές της σταθεράς A, η οποία εμπλέκεται στον τύπο που προσδιορίζει το χρόνο (T) και το βάθος (Depth) δειγματοληψίας κατά την εφαρμογή της μεθόδου της πιπέτας, για διάφορες θερμοκρασίες και πυκνότητες κόκκων	86
Πίνακας 6.4	Βαθμός ταξινόμησης ιζημάτων βάσει της τιμής της αποκλειστικής σταθερής απόκλισης σ_I	91
Πίνακας 6.5	Όρια τιμών λοξότητας και χαρακτηρισμός του ιζήματος κατά Folk	92
Πίνακας 6.6	Κατάταξη και χαρακτηρισμός των δειγμάτων ιζημάτων ανάλογα με τις τιμές κύρτωσης	92
Πίνακας 6.7	Ισοζύγιο ιζημάτων της παράκτιας ζώνης	96
Πίνακας 9.1	Χαρακτηριστικά των μεγαλύτερων δέλτα της γης και των αντίστοιχων λεκανών απορροής των ποταμών	153
Πίνακας 9.2	Λόγοι εμβαδόν δέλτα/εμβαδόν λεκάνης και στοιχεία παροχής και στερεοπαροχής σε αιώρηση για οκτώ ελληνικά και τρία μεγάλα δέλτα της Μεσογείου	158
Πίνακας 9.3	Έκταση λεκάνης απορροής, έκταση δέλτα και μήκος δελταϊκής ακτογραμμής για τα μεγαλύτερα δέλτα του ελληνικού χώρου	158
Πίνακας 9.4	Προέλαση και/ή υποχώρηση των δελταϊκών πεδιάδων επτά ελληνικών δέλτα για συγκεκριμένες χρονικές περιόδους παρατήρησης	159
Πίνακας 14.1	Ποσοστά της ακτογραμμής των κρατών μελών της Ευρωπαϊκής Ένωσης που υπόκεινται σε διάβρωση. (πηγή: European Commission, 2004)	200
Πίνακας 14.2	Παράκτια διάβρωση στη νησιωτική Ελλάδα. (πηγή: European Commission, 2004)	200
Πίνακας 14.3	Κατάταξη των ακτών σε κατηγορίες τρωτότητας (από πολύ μικρής έως πολύ μεγάλης) για κάθε έναν από τους παράγοντες – μεταβλητές που εμπλέκονται στην εκτίμηση του Δείκτη Παράκτιας Τρωτότητας (Coastal Vulnerability Index – C.V.I.). Ο πίνακας είναι ενδεικτικός των ακτών του Ατλαντικού των Η.Π.Α. (πηγή: Pendleton et al., 2004)	215
Πίνακας 14.4	Κατανομή των χρήσεων γης (σε km^2) στις υψομετρικές ζώνες 0-0,5, 0-1 και 0-2 m για τα δέλτα των ποταμών Εύηνου, Καλαμά και Πηνειού Θεσσαλίας (Καρύμπαλης & Γάκη-Παπαναστασίου, 2008)	216

1 Η Παράκτια Ζώνη

1.1 Παράκτια Γεωμορφολογία

Η Παράκτια Γεωμορφολογία αποτελεί ένα από τα επιμέρους γνωστικά αντικείμενα της επιστήμης της Γεωμορφολογίας που μελετά τις διεργασίες που δρουν στον παράκτιο χώρο και είναι υπεύθυνες για τη διαμόρφωση των ακτών. Παράλληλα ασχολείται με την περιγραφή, την ανάλυση και τη δυναμική των παράκτιων γεωμορφών, που είναι το μορφολογικό αποτέλεσμα της δράσης των παράκτιων διεργασιών. Επιπλέον, στους σκοπούς της Παράκτιας Γεωμορφολογίας είναι η διερεύνηση της γεωμορφολογικής εξέλιξης των παράκτιων περιοχών καθώς και των επεμβάσεων του ανθρώπου στο φυσικό παράκτιο περιβάλλον. Οι επεμβάσεις αυτές συνήθως τροποποιούν τους ρυθμούς δράσης των φυσικών διεργασιών προκαλώντας σημαντικές αλλαγές στη μορφολογία των ακτών. Ο χώρος έρευνας της Παράκτιας Γεωμορφολογίας είναι η παράκτια ζώνη συνεπώς κρίνεται σκόπιμο να καθορισθούν τα όρια της ζώνης αυτής και να δοθεί ο ορισμός ορισμένων βασικών εννοιών του παράκτιου χώρου.

1.2 Καθορισμός της παράκτιας ζώνης

Ακτογραμμή ονομάζεται η γραμμή που ορίζεται από τη τομή της θαλάσσιας επιφάνειας με την ξηρά. Η ακτογραμμή δεν παραμένει σταθερή αλλά μεταβάλλεται διαμέσου του χρόνου. Οι μεταβολές αυτές αφορούν τόσο βραχέα χρονικά διαστήματα, όπως ένα εικοσιτετράωρο, όσο και μεγαλύτερες κλίμακες χρόνου που φθάνουν τις χιλιάδες ετών. Οι μεγάλης χρονικής κλίμακας μεταβολές της θέσης της ακτογραμμής οφείλονται στις διακυμάνσεις της θαλάσσιας στάθμης λόγω ευστατικών (κλιματικών), ισοστατικών και τεκτονικών αιτιών ή σε συνδυασμό όλων αυτών ενώ οι ημερήσιες μεταβολές οφείλονται σε αιτίες όπως είναι η δράση του φαινομένου της παλίρροιας, η επίδραση από τις μετεωρολογικές συνθήκες, η δράση του κυματισμού κ.α. Υπάρχουν περιοχές όπου οι διακυμάνσεις της ακτογραμμής κατά τη διάρκεια ενός εικοσιτετραώρου εξαιτίας του φαινομένου της παλίρροιας είναι ιδιαίτερα σημαντικές. Για παράδειγμα σε



Φωτο. 1.1 Ακτή στον Αργολικό κόλπο. Το όριο της δράσης των θαλάσσιων διεργασιών αντιστοιχεί σε ένα πολύ χαμηλό διαβρωσιγενή παράκτιο κρημνό (φυσικό σκαλοπάτι) που έχει αναπτυχθεί σε χαλαρές ποταμο-χειμάρριες αποθέσεις από τη δράση του κυματισμού.

πολλές παράκτιες περιοχές της Βόρειας Θάλασσας η θαλάσσια στάθμη κατά τη διάρκεια μιας ημέρας μεταβάλλεται μέχρι και 14 m.

Η παράκτια ζώνη περιλαμβάνει ένα υποθαλάσσιο και ένα χερσαίο τμήμα. Το υποθαλάσσιο τμήμα εκτείνεται από την ακτογραμμή μέχρι την ισοβαθή καμπύλη των -10 m. Το βάθος των -10 m έχει τεθεί ως όριο εμπειρικά με βάση τα ύψη των κυμάτων και τη μορφολογική κλίση του πυθμένα. Για τις ελληνικές θάλασσες, όπως για παράδειγμα το Αιγαίο πέλαγος, όπου τα ύψη των κυμάτων σπανίως ξεπερνούν τα 6 m, το βάθος αυτό ίσως είναι μικρότερο. Το χερσαίο τμήμα της παράκτιας ζώνης εκτείνεται από την ακτογραμμή έως ένα υψόμετρο που δεν μπορεί επακριβώς να ορισθεί γενικά παρά μόνο ανά περίπτωση. Γενικός κανόνας για το ανώτερο όριο της παράκτιας ζώνης είναι ότι αντιστοιχεί στο σημείο όπου σταματά να επικρατεί η δράση των θαλάσσιων διεργασιών (φωτο 1.1). Συχνά το σημείο αυτό συμπίπτει με την πρώτη εμφάνιση χερσαίων σχηματισμών ανάντη της ακτογραμμής (σχηματισμών δηλαδή που οφείλουν τη δημιουργία τους σε χερσαίες και όχι σε θαλάσσιες διεργασίες).

Υπάρχουν παράκτιες περιοχές όπου ο προσδιορισμός του ανώτερου ορίου της παράκτιας ζώνης δεν είναι εύκολος. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελούν οι περιοχές των εκβολών των χειμάρρων και των ποταμών (φωτο 1.2) όπου το ισοζύγιο των παράκτιων ιζημάτων και κατ' επέκταση το πλάτος της παράκτιας ζώνης, εξαρτάται από τη συνδυασμένη δράση και την αλληλεπίδραση χερσαίων διεργασιών (όπως είναι η ποτάμια παροχή και στερεοπαροχή), θαλάσσιων διεργασιών (κυματισμός, παλίρροιες, παράκτια ρεύματα) και ανθρώπογενών επεμβάσεων (φράγματα, αμμοληψίες, οικιστική δραστηριότητα). Η σύγχρονη διεπιστημονική προσέγγιση που υιοθετείται για τη διαχείριση της παράκτιας ζώνης δε θέτει όρια μεταξύ χερσαίου ή θαλάσσιου τμήματος αλλά προτείνει την ολιστική και συνολική θεώρηση του παράκτιου χώρου και των διεργασιών που τον επηρεάζουν.

Τα χωρικά όρια μελέτης και ενδιαφέροντος του βιβλίου αυτού εκτείνονται μέχρι το σημείο που οι παράκτιες διεργασίες δρούσαν κατά την περίοδο του Τεταρτογενούς, που είναι η πιο πρόσφατη γεωλογική περίοδος, και μέχρι πρότινος θεωρούταν ότι χρονικά αντιστοιχεί στα τελευταία 1,8 περίπου εκατομμύρια έτη. Πρόσφατα, προτάθηκε από τη Διεθνή Επιτροπή Στρωματογραφίας (International Commission on Stratigraphy) το όριο της περιόδου αυτής να επεκταθεί στα 2,588 εκατομμύρια έτη B.P. (B.P. = Before Present = πριν από σήμερα). Το προς την ξηρά όριο των παράκτιων συστημάτων περιλαμβάνει όλες εκείνες τις παράκτιες γεωμορφές απόθεσης και διάβρωσης, που σχηματίστηκαν μέσα στη χρονική αυτή περίοδο όπου η στάθμη της θάλασσας παρουσίασε παγκοσμίως σημαντικές διακυμάνσεις που έφθασαν μέχρι και τα 120 m περίπου. Οι απολιθωμένες αυτές παράκτιες γεωμορφές, που διαμορ-



Φωτο. 1.2 Εκβολή χείμαρρου στη Β.Α. Σκύρο. Ο καθορισμός του ανώτερου ορίου της παράκτιας ζώνης στην περίπτωση των εκβολικών συστημάτων δεν είναι εύκολος διότι η διαμόρφωση της παράκτιας περιοχής οφείλεται στην αλληλεπίδραση πολλών διαφορετικών φυσικών διεργασιών (παροχή - στερεοπαροχή του ποταμού, θαλάσσιες διεργασίες όπως κυματισμός - παλίρροιες - παράκτια ρεύματα και αιολικές διεργασίες).

φώθηκαν στο παρελθόν, σήμερα μπορεί να βρίσκονται σε μεγάλη οριζόντια απόσταση αλλά και σε μεγάλο υψόμετρο από τη σημερινή ακτογραμμή.

1.3 Διαίρεση της παράκτιας ζώνης

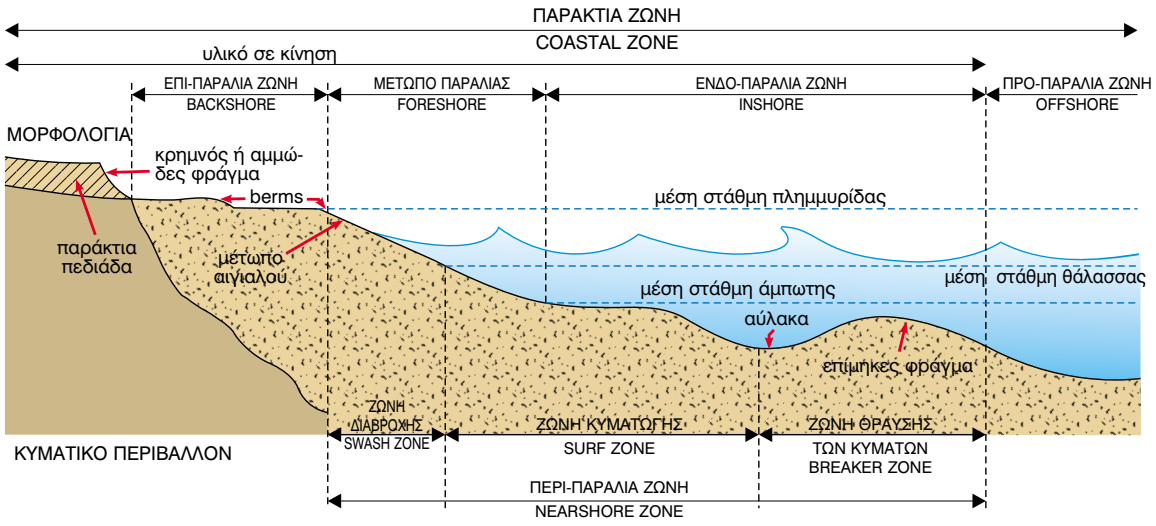
Για τη διαίρεση και το χαρακτηρισμό των επιμέρους περιοχών της παράκτιας ζώνης χρησιμοποιούνται τρεις κατηγορίες όρων.

Η πρώτη κατηγοριοποίηση βασίζεται στα μορφολογικά χαρακτηριστικά των επιμέρους τμημάτων της παράκτιας ζώνης και περιλαμβάνει την επι-παράλια ζώνη (backshore), το μέτωπο της παραλίας (foreshore), την ενδο-παράλια ζώνη (inshore) και την προ-παράλια ζώνη (offshore) (σχήμα 1.1).

Με κριτήριο τον τύπο των κυματικών διεργασιών, που λειτουργούν στα επί μέρους τμήματα, η παράκτια ζώνη διακρίνεται σε τρεις διαφορετικούς χώρους. Τη ζώνη διαβροχής (swash zone), τη ζώνη κυματωγής (surf zone) και τη ζώνη θραύσης των κυμάτων (breaker zone) που όλες μαζί συνιστούν την περι-παράλια ζώνη (nearshore zone) (σχήμα 1.1).

Ο παράκτιος χώρος μπορεί επίσης να υποδιαιρεθεί βάσει των ιζηματολογικών του χαρακτηριστικών. Ανάλογα δηλαδή με τον τύπο του ιζήματος, τις ιζηματοδομές, και/ή τις διεργασίες απόθεσης που λαμβάνουν χώρα (Reading & Collinson, 1996). Η διάκριση αυτή περιλαμβάνει τις ακόλουθες ζώνες:

- ***Αιγιαλίτιδα ζώνη (beach zone):*** ορίζεται ως η περιοχή εκείνη της ξηράς που καλύπτεται περιοδικά από τη θάλασσα και επηρεάζεται άμεσα από τις θαλάσσιες διεργασίες. Εκτείνεται από τη μέση χαμηλή θαλάσσια στάθμη (mean low water), τη μέση δηλαδή στάθμη που παρατηρείται κατά τη διάρκεια της άμπωτης κάθε παλιρροιακού κύκλου, μέχρι το όριο που φθάνει η επίδραση από την κυματική δραστηριότητα. Αυτά τα όρια μεταβάλλονται τόσο χρονικά όσο και χωρικά. Ως ανώτερο όριο της ζώνης αυτής μπορεί να ορισθεί η περιοχή εκείνη όπου σταματά η επίδραση των θαλάσσιων διεργασιών (π.χ. η ανώτερη αμμώδης ή χαλικώδης ζώνη - berm η οποία και οριοθετεί το χώρο δράσης του κυματισμού) ή εκεί όπου πρακτικά δεν υπάρχουν παράκτιες αποθέσεις. Η ζώνη αυτή αποτελείται κυρίως από παράλληλα διατεταγμένα στρώματα άμμου, κροκαλών ή χαλίκων.
- ***Ζώνη του μετώπου της παραλίας (shoreface zone):*** εκτείνεται από τη μέση χαμηλή στάθμη θάλασσας (mean low water), δηλαδή τη μέση στάθμη άμπωτης, μέχρι τη μέση βάση των κυμάτων αίθριου καιρού, το βάθος δηλαδή εκείνο μέχρι το οποίο το νερό αλληλεπιδρά με τον πυθμένα εξαιτίας του κυματισμού. Στη ζώνη αυτή είναι χαρακτηριστική η ανάπτυξη αμμορυτίδων που σχηματίζονται στην επιφάνεια της άμμου από τον κυματισμό.
- ***Προ-παράλια μεταβατική ζώνη (offshore transition zone):*** που εκτείνεται από τη μέση βάση των κυμάτων αίθριου καιρού έως τη μέση βάση των κυμάτων καταιγίδας και κυριαρχείται από την απόθεση ιζήματος κατά τη διάρκεια των καταιγίδων.
- ***Προ-παράλια ζώνη (offshore zone):*** που εκτείνεται κάτω από τη μέση βάση των κυμάτων καταιγίδας και χαρακτηρίζεται από την απόθεση λεπτόκοκκου ιζήματος.



Σχήμα 1.1 Υποδιαίρεση της παράκτιας ζώνης σε επιμέρους τμήματα με βάση τα μορφολογικά της χαρακτηριστικά και τον τύπο των κυματικών διεργασιών. (τροποποιημένο από Briggs et al., 1997)

2 Θαλάσσια Κύματα

2.1 Γενικά για τον κυματισμό

Ο κυματισμός αποτελεί έναν από τους σημαντικότερους γεωμορφολογικούς παράγοντες που δρουν στην παράκτια ζώνη. Τα θαλάσσια κύματα είναι περιοδικές μηχανικές ταλαντώσεις των μορίων του θαλάσσιου νερού με τις οποίες μεταφέρεται ενέργεια η οποία σε μεγάλο ποσοστό καταναλώνεται με τη θραύση τους κατά μήκος της ακτής. Τα κύματα που προσπίπτουν στην ακτή μπορούν να προκαλέσουν διάβρωση, μεταφορά ή και απόθεση ιζήματος κατά μήκος της ακτογραμμής διαμορφώνοντας τα γεωμορφολογικά της χαρακτηριστικά.

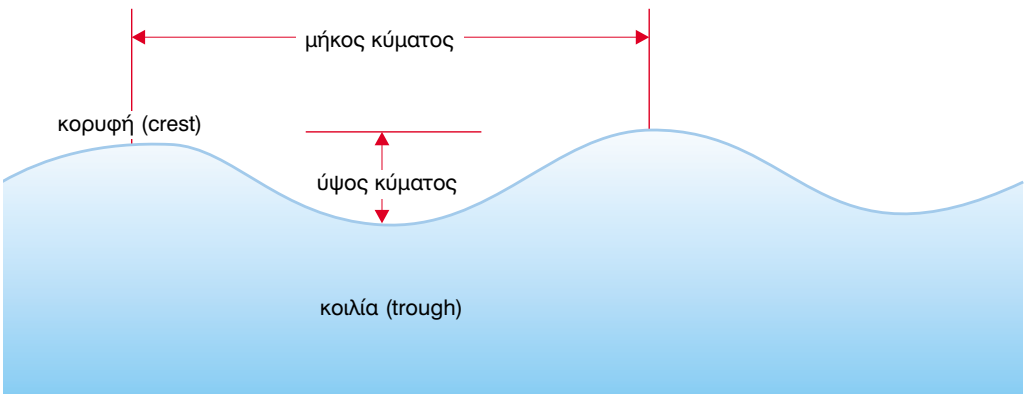
2.2 Χαρακτηριστικά των κυμάτων

Σε ένα υγρό μέσο διάδοσης, όπως είναι το θαλάσσιο νερό, με τον κυματισμό η ενέργεια μεταφέρεται από το ένα σημείο στο άλλο. Το κύμα διαδίδεται χωρίς το θαλάσσιο νερό στο σύνολό του να υφίσταται μόνιμη μεταβολή. Τα κύματα που δημιουργούνται και διαδίδονται στο θαλάσσιο νερό αποτελούν μια αλληλουχία κορυφών (wave crests) και κοιλίων (wave troughs) και προσδιορίζονται από τα παρακάτω χαρακτηριστικά (σχήμα 2.1):

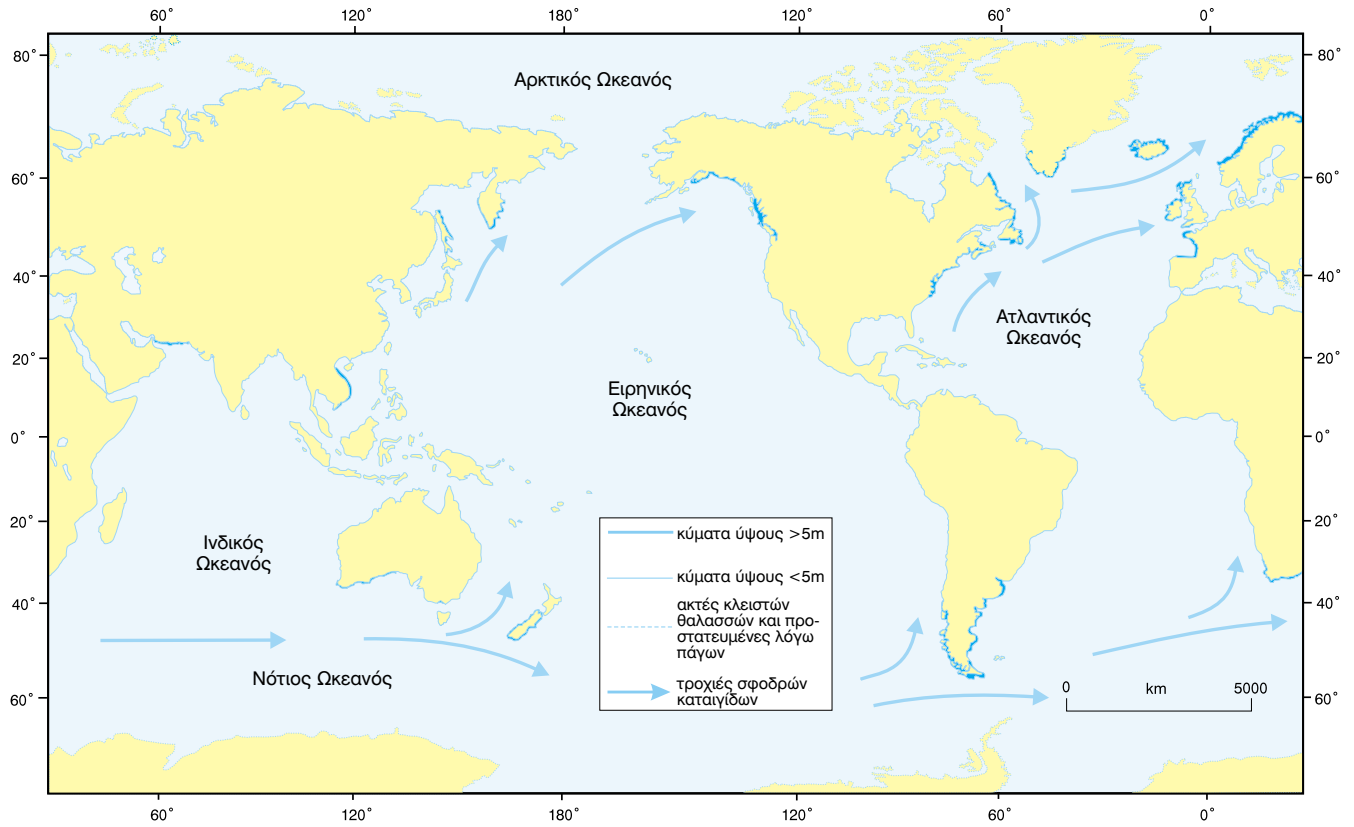
- ***Μήκος κύματος (L) (wave length):*** ορίζεται σαν η οριζόντια απόσταση μεταξύ δύο διαδοχικών κορυφών (crest) ή κοιλίων (trough).
- ***Ύψος κύματος (H) (wave height):*** είναι η κάθετη απόσταση μεταξύ του υψηλότερου (κορυφή) και του χαμηλότερου (κοιλία) σημείου ενός κύματος. Το ύψος του κύματος σε μια τρικυμιώδη θάλασσα είναι δύσκολο να υπολογισθεί με ακρίβεια γι' αυτό χρησιμοποιείται συνήθως το σημαντικό ύψος κύματος (significant wave height) (Hs) που είναι ο μέσος όρος του ενός τρίτου (1/3) των υψηλότερων κυμάτων. Για την περι-παράλια ζώνη (nearshore zone), όπου τα κύματα θραύονται, σαν ύψος κύματος θεωρείται αυτό που μετράται κατά τη θραύση του.
- ***Περίοδος κύματος (T) (wave period):*** είναι το χρονικό διάστημα που απαιτείται για τη διέλευση δύο διαδοχικών κορυφών ή κοιλίων του κύματος από το ίδιο σημείο.
- ***Συχνότητα (F) (wave frequency):*** είναι ο αριθμός των κυμάτων που διέρχονται από ένα σημείο στη μονάδα του χρόνου.
- ***Ταχύτητα (u) (wave velocity):*** αποτελεί ένα επίσης σημαντικό χαρακτηριστικό του κύματος που εξαρτάται κυρίως από το βάθος των νερών της θάλασσας στην οποία διαδίδεται. Συγκεκριμένα, όσο μειώνεται το βάθος της θάλασσας η ταχύτητα των κυμάτων ελαττώνεται. Η ταχύτητα αυτή αναφέρεται σε μια βασική κυματική συνιστώσα, στη φύση όμως ο κυματισμός συνίσταται από περισσότερες από μια συνιστώσες, που προσδιορίζουν την ομαδική ταχύτητα του κυματισμού. Όταν ένα κύμα κινείται προς την ακτή, η κυκλική ταχύτητα των σωματιδίων του νερού, κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας και ιδιαίτερα η οριζόντια συνιστώσα της φθάνει σε ένα μέγιστο, ακριβώς κάτω από τη κορυφή του κύματος. Αντίθετα, όταν ένα κύμα κατευθύνεται προς την ανοικτή θάλασσα, η κυκλική ταχύτητα των σωματιδίων του νερού παίρνει τη μέγιστη τιμή της κάτω από την κοιλία.

Η κυματική ενέργεια εξαρτάται αποκλειστικά από το ύψος του κύματος και είναι ανεξάρτητη από τα υπόλοιπα βασικά του χαρακτηριστικά. Στο σχήμα 2.2 φαίνονται τα ύψη των κυμάτων και συνεπώς η αντίστοιχη κυματική ενέργεια που δέχονται οι ακτές παγκοσμίως.

Οι παράκτιες περιοχές του πλανήτη που δέχονται τα κύματα μεγαλύτερου ύψους είναι εκείνες που επηρεάζονται συχνότερα από καταιγίδες.



Σχήμα 2.1 Τα βασικά χαρακτηριστικά του κύματος.



Σχήμα 2.2 Η παγκόσμια γεωγραφική κατανομή του κυματισμού στις ακτές. Οι ακτές που επηρεάζονται από κύματα με ύψος μεγαλύτερο των 5 m είναι αυτές που πλήττονται συχνότερα από καταιγίδες. (τροποποιημένο από Briggs et al., 1997)

2.3 Είδη κυμάτων – Ανεμογενή κύματα

Ανεμογενή είναι τα κύματα που δημιουργούνται από την τριβή που προκαλείται όταν ο άνεμος πνέει πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας. Η πυκνότητα του ατμοσφαιρικού αέρα είναι διαφορετική από εκείνη του νερού οπότε εξαιτίας της τριβής που αναπτύσσεται στην επιφάνια επαφής τους δημιουργείται ο κυματισμός. Ως γενεσιουργό αίτιο των ανεμογενών κυμάτων μπορεί να θεωρηθεί η ανομοιογενής κατανομή της ηλιακής ακτινοβολίας που είναι η βασική αιτία δημιουργίας των ανέμων.

Έχουν γίνει πολλές προσπάθειες ταξινόμησης των διαφορετικών ειδών των επιφανειακών θαλάσσιων κυμάτων με βάση τα διάφορα χαρακτηριστικά τους (Λεοντάρης, 1992). Μια ταξινόμηση τα διακρίνει σε προοδευτικά και στάσιμα κύματα, μία άλλη σε ελεύθερα και αναγκαστικά ή βίαια ενώ υπάρχει και η διάκριση σε κύματα νερών μεγάλου βάθους και κύματα ρηχών νερών.

Στα προοδευτικά κύματα, κάθε σωματίδιο της θαλάσσιας μάζας μέσα στην οποία διαδίδεται ένας τέτοιος κυματισμός, υπόκειται στην ίδια σε μέγεθος μετατόπιση, αλλά σε διαφορετικό χρόνο καθώς το κύμα περνάει απ' αυτό (Λεοντάρης, 1992). Αντίθετα, στα στάσιμα κύματα η μετατόπιση των σωματιδίων μέσα σ' ένα μήκος κύματος είναι διαφορετική σε μέγεθος, με τη διαφορά ότι όλα τα σημεία φτάνουν μαζί στο μέγιστο της μετατόπισής τους.

Σε αρκετές περιπτώσεις τα κύματα δημιουργούνται από μια στιγμιαία προσφορά ενέργειας από μια πηγή όπως για παράδειγμα μια καταιγίδα τοπικού χαρακτήρα που εκδηλώνεται πάνω από μια θαλάσσια περιοχή. Τα κύματα αυτά όταν βρίσκονται ακόμη στην περιοχή - χώρο γένεσής τους ονομάζονται θαλάσσια ή αναγκαστικά κύματα (sea waves ή forced waves) ενώ όταν απομακρυνθούν από την περιοχή γένεσής τους και παύσει η στιγμιαία προσφορά ενέργειας μετατρέπονται σε ελεύθερα κύματα (free waves ή swell waves). Προοδευτικά εξασθενούν, το ύψος και η ενέργειά τους μειώνεται μπορούν όμως να διανύσουν μεγάλες αποστάσεις, της τάξης των πολλών χιλιάδων μιλίων, πριν υποστούν θραύση σε μια απομακρυσμένη, από το σημείο γένεσής τους, ακτή. Η μείωση αυτή του ύψους και της ενέργειας των ελεύθερων κυμάτων είναι σχετικά γρήγορη. Ενδεικτικά αναφέρεται ότι ένα κύμα με αρχικό ύψος 10 m είναι δυνατόν στα πρώτα 200 km της διαδρομής του να φθάσει σε ύψος τα 2 m ενώ η ενέργειά του υφίσταται μια αντίστοιχη μείωση κατά 80 – 90%. Στην συνέχεια η μείωση αυτή θα είναι περιορισμένη (Komar, 1998; Summerfield, 1991).

Για τα κύματα νερών μεγάλου και μικρού βάθους γίνεται ιδιαίτερη αναφορά στη συνέχεια.

2.3.1 Σχέση ύψους, ταχύτητας και μήκους ανάπτυξης του ανεμογενούς κυματισμού (fetch)

Το ύψος ενός ανεμογενούς κύματος εξαρτάται άμεσα από την ταχύτητα του ανέμου. Παρατηρήσεις έχουν οδηγήσει στη διαπίστωση ότι το ύψος ενός κύματος είναι ανάλογο με το τετράγωνο της ταχύτητας του ανέμου που το προκαλεί. Η σχέση αυτή μπορεί να εκφραστεί ως εξής:

$$H = 0{,}031\ u^2$$

όπου H είναι το ύψος του κύματος (σε m)
u είναι η ταχύτητα του ανέμου (σε m/sec) και
0,031 είναι μια εμπειρική σταθερά.

Συνεπώς άνεμοι μεγαλύτερης ταχύτητας δίνουν γένεση σε κύματα μεγαλύτερου ύψους και γενικά προκαλούν τρικυμιώδεις θάλασσες. Το ύψος του κύματος εκτός από την ταχύτητα εξαρτάται και από το μήκος ανάπτυξης του κυματισμού (fetch) (F) την απόσταση δηλαδή πάνω από την οποία ο άνεμος πνέει και αλληλεπιδρά με την επιφάνεια της θάλασσας για να δημιουργηθούν και διαδοθούν τα κύματα. Έχει παρατηρηθεί ότι το ύψος του κύματος είναι ανάλογο με την τετραγωνική ρίζα του μήκους αναπτύγματος του κυματισμού. Συνεπώς κύματα μεγάλου ύψους σχετίζονται με μεγάλα μήκη αναπτύγματος. Η σχέση αυτή περιγράφεται από την εξίσωση:

$$H = 0{,}36\ \sqrt{F}$$

όπου H είναι το ύψος του κύματος (σε m)
F είναι το μήκος αναπτύγματος του κυματισμού (σε km) και
0,36 είναι μια εμπειρική σταθερά.

Από τα παραπάνω γίνεται φανερό ότι η εμφάνιση και ανάπτυξη των επιφανειακών θαλάσσιων κυμάτων εξαρτάται κυρίως από την ταχύτητα του ανέμου, τη διάρκεια κατά την οποία πνέει ο άνεμος, την απόσταση μέσα στην οποία μπορεί να αναπτυχθεί ο κυματισμός και την αρχική κατάσταση της επιφάνειας της θάλασσας.

Η συνδυασμένη επίδραση ανέμου μεγάλων ταχυτήτων και μεγάλου μήκους αναπτύγματος του κυματισμού δημιουργεί κύματα μεγάλου ύψους. Έτσι σε εκτεταμένες θαλάσσιες περιοχές, όπως ο Ατλαντικός και ο Ειρηνικός ωκεανός, τα κύματα ξεπερνούν σε ύψος τα 2,5 m (Pethick, 1984, N.E.R.C., 1991). Όταν γίνεται λόγος για ύψος κύματος μεγαλύτερη σημασία έχει η αναφορά στο σημαντικό ύψος κύματος (Hs) που, όπως έχει ήδη αναφερθεί, είναι ο μέσος όρος του ύψους του ενός τρίτου των υψηλότερων κυμάτων που επηρεάζουν μια ακτή. Για παράδειγμα το σημαντικό ύψος κύματος για τον Ατλαντικό ωκεανό είναι περίπου 2 m. Τα επιφανειακά θαλάσσια κύματα είναι αυτά που χαρακτηρίζουν κυρίως τις ελληνικές θάλασσες. Όταν για μια δεδομένη (σταθερή) ταχύτητα ανέμου, ο οποίος πνέει για μακρύ χρονικό διάστημα, η απόσταση – μήκος ανάπτυξης ενός κυματισμού είναι επαρκής, επιτυγχάνεται τελικά μια ισορροπία μεταξύ της ενέργειας που μεταφέρεται από τον άνεμο προς τη θάλασσα και αυτής που καταναλώνεται κατά τη θραύση των κυμάτων. Η ισορροπία αυτή οδηγεί στην πλήρη ανάπτυξη του κυματισμού στην επιφάνεια της θάλασσας. Το ύψος του κύματος στην περίπτωση αυτή διέπεται από τη σχέση:

$$\frac{H}{L} \approx \frac{1}{7}$$

όπου H είναι το ύψος των κυμάτων και
L είναι το μήκος των κυμάτων

2.4 Διάκριση κυμάτων ρηχών νερών και κυμάτων νερών μεγάλου βάθους

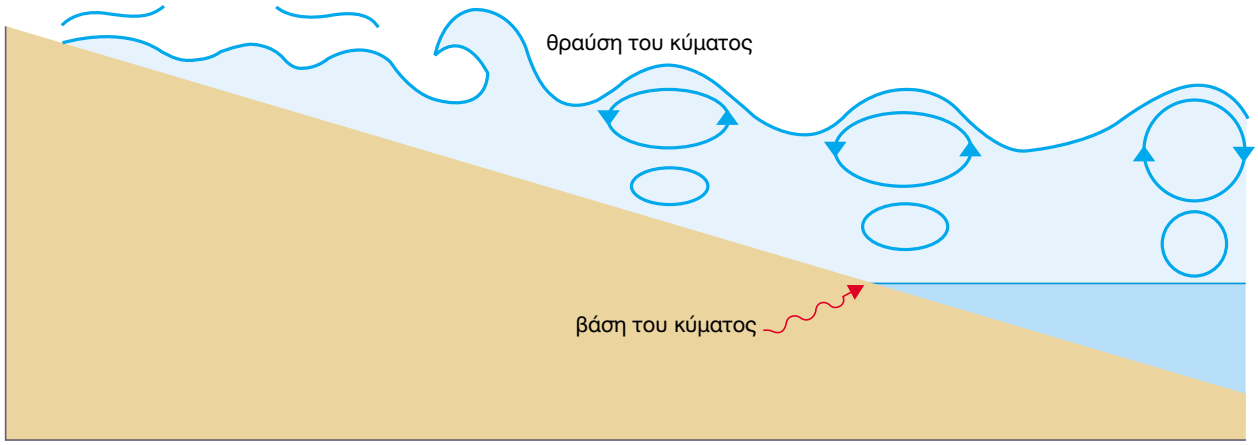
Η συμπεριφορά των κυμάτων διαφέρει ανάλογα με το βάθος των νερών στα οποία διαδίδονται. Σε νερά μεγάλου βάθους η μετακίνηση του νερού είναι μικρή. Υπό την επίδραση του κυματισμού, τα σωματίδια του νερού εκτελούν μια κλειστή κυκλική κίνηση. Η διάμετρος των κυκλικών τροχιών, που διαγράφουν τα σωματίδια του νερού, μειώνεται με την αύξηση του βάθους μέχρι ένα συγκεκριμένο επίπεδο κάτω από το οποίο το νερό παραμένει ανεπηρέαστο από τα κύματα που διέρχονται πάνω του. Το βάθος του επιπέδου αυτού ονομάζεται βάση του κύματος (wave base) και αποτελεί το όριο για τη διάκριση των κυμάτων σε κύματα νερών μεγάλου βάθους και κύματα ρηχών νερών (σχήμα 2.3). Τα κύματα νερών μεγάλου βάθους διαδίδονται σε θάλασσες που τα νερά είναι βαθύτερα από τη βάση του κύματος ενώ αντίθετα τα κύματα ρηχών νερών διαδίδονται σε νερά βάθους μικρότερου από τη βάση του κύματος. Έχει αποδειχθεί ότι η βάση του κύματος εξαρτάται από το μήκος του κύματος και συνήθως αντιστοιχεί στο 1/2 του μήκους αυτού (Pethic, 1984).

Η διάβρωση, η μεταφορά ιζήματος και η απόθεση λόγω της δράσης του κυματισμού μπορούν να λάβουν χώρα μόνο σε βάθος ίσο ή μικρότερο της βάσης του κύματος. Συνεπώς προσδιορίζοντας τη βάση του κύματος καθορίζεται ταυτόχρονα και η έκταση του χώρου επίδρασης του κυματισμού στην παράκτια ζώνη.

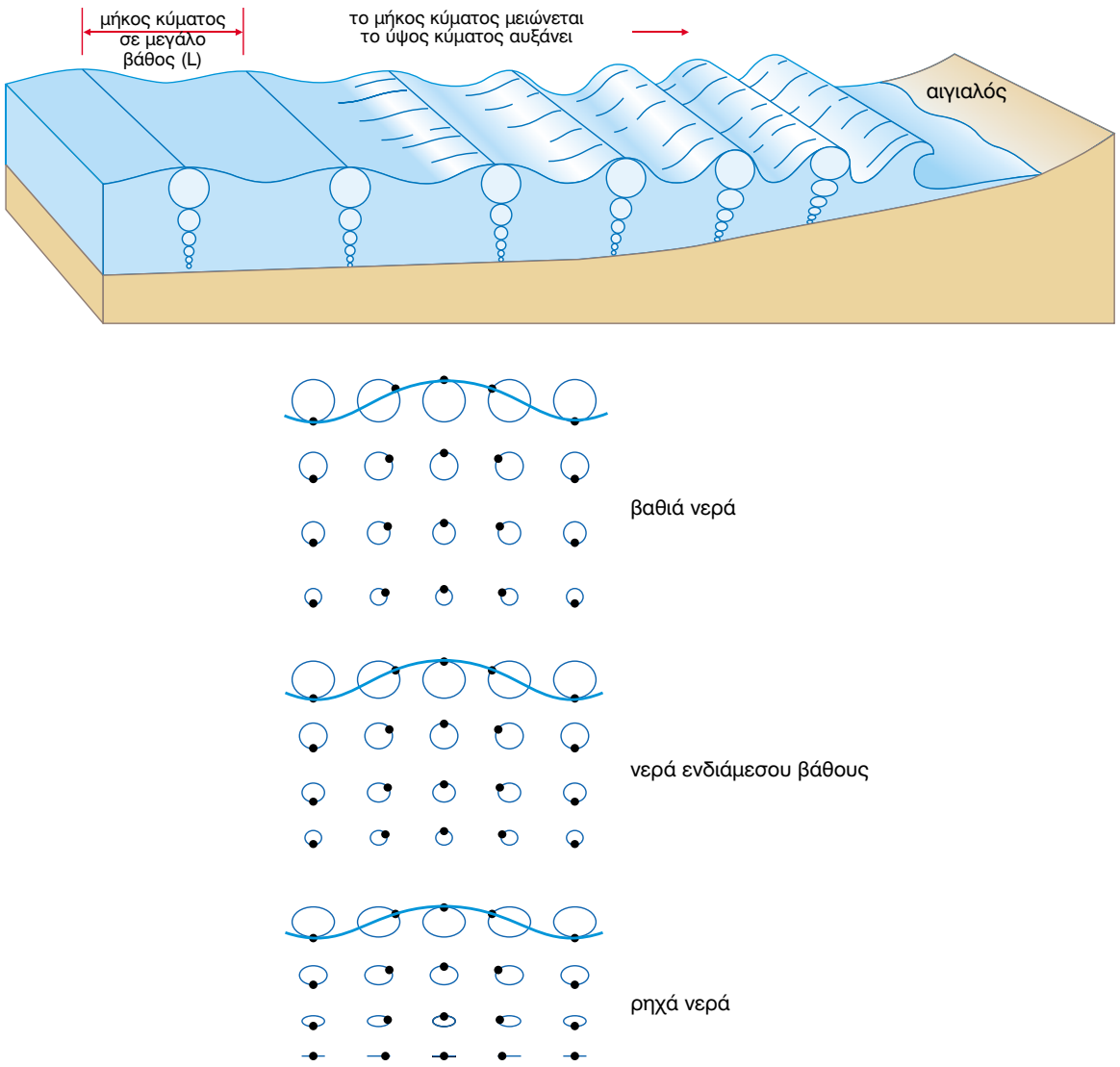
Όταν τα κύματα διαδίδονται σε βαθιά νερά, όταν δηλαδή ισχύει:

$$d > \frac{L}{2}$$

όπου d είναι το βάθος των νερών και
L είναι το μήκος του κύματος,
τα σωματίδια του νερού διαγράφουν κυκλική τροχιά κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας εξαιτίας της αρμονικής κίνησης των κυμάτων (σχήμα 2.4). Οι κυκλικές τροχιές των σωματιδίων του νερού των κυμάτων νερών μεγάλου βάθους γίνονται σταδιακά ελλειπτικές με το μέγιστο



Σχήμα 2.3 Σχηματική απεικόνιση της βάσης του κύματος (wave base). Οι κυκλικές τροχιές των σωματιδίων του νερού γίνονται ελλειπτικές καθώς ο κυματισμός προσεγγίζει την ακτή και διαδίδεται σε βάθη μικρότερα της βάσης του κύματος.



Σχήμα 2.4 Η σταδιακή μεταβολή των χαρακτηριστικών των κυμάτων καθώς προσεγγίζουν την ακτή.

άξονα της έλλειψης παράλληλο προς τον πυθμένα όταν διαδίδονται σε νερά ενδιάμεσου βάθους (L/2>d>L/20). Σε ρηχά νερά (d<L/20) η ελλειπτική τροχιά γίνεται όλο και πιο πεπλατυσμένη ενώ στην επαφή με τον πυθμένα η κίνηση των μορίων του νερού είναι ουσιαστικά μια παλινδρόμηση (σχήμα 2.4). Η παλινδρομική αυτή κίνηση των μορίων του νερού είναι ικανή να θέσει σε κίνηση και να μεταφέρει κόκκους ιζήματος από και προς την ακτή.

Στη μελέτη του παράκτιου χώρου μεγαλύτερο ενδιαφέρον έχουν τα κύματα ρηχών νερών, εκείνα δηλαδή που διαδίδονται σε νερά με βάθη μικρότερα από τη βάση του κύματος, οπότε η παλινδρομική κίνηση των μορίων του νερού αρχίζει να "αλληλεπιδρά" με τον θαλάσσιο πυθμένα.

Όταν ένα κύμα προσεγγίζει την ακτογραμμή, η μετάβασή του από βαθιά σε ρηχά νερά συνοδεύεται από μια αντίστοιχη μείωση του μήκους κύματος αλλά και της ταχύτητας διάδοσής του ενώ ταυτόχρονα σημειώνεται μια αύξηση του ύψους του κύματος που με τη σειρά του οδηγεί σε μια αύξηση της κλίσης του μετώπου του (wave front) (σχήμα 2.4).

2.5 Σχέσεις μεταξύ των χαρακτηριστικών του κύματος

Η μελέτη του κυματισμού απαιτεί πολύπλοκα μαθηματικά. Για την προσέγγιση της γεωμορφολογίας των ακτών που επιχειρείται στα πλαίσια του βιβλίου αυτού όμως δε θεωρούνται απαραίτητα εκτός από ορισμένους τύπους που συνδέουν μεταξύ τους τα χαρακτηριστικά του κύματος.

Η πρώτη εξίσωση βοηθά την εκτίμηση του μήκους των κυμάτων βαθιών νερών αν είναι γνωστή η περίοδος του κύματος και είναι η ακόλουθη:

$$L = \frac{gT^2}{2\pi}$$

όπου L είναι το μήκος ενός κύματος βαθιών νερών,
g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας (μια σταθερά ίση με 9,81 m/s^2),
T είναι η περίοδος του κύματος σε sec και
π=3,14.

Η χρησιμότητα της εξίσωσης αυτής έγκειται στο γεγονός ότι το μήκος του κύματος είναι ένα από τα χαρακτηριστικά που η πραγματική του μέτρηση στο πεδίο (στη θάλασσα) είναι εξαιρετικά δύσκολη. Αντίθετα, η υπαίθρια μέτρηση της περιόδου του κύματος είναι σχετικά εύκολη. Το μόνο που χρειάζεται είναι ένα σταθερό προεπιλεγμένο σημείο και ένα χρονόμετρο. Ο παρατηρητής απλά καταγράφει το χρονικό διάστημα που απαιτείται για να περάσουν δύο διαδοχικές κορυφές από το σταθερό αυτό σημείο. Από την παραπάνω εξίσωση γίνεται φανερό ότι μια μέτρια αύξηση της περιόδου του κύματος προκαλεί σημαντική αύξηση του μήκους του (Pethic, 1984).

Όπως προαναφέρθηκε, γνωρίζοντας το μήκος του κύματος (L) μπορεί να εκτιμηθεί η βάση του κύματος (συνήθως ισούται με L/2) και συνεπώς η έκταση του χώρου δράσης του κυματισμού στην παράκτια ζώνη.

Η παρακάτω εξίσωση δίνει τη δυνατότητα εκτίμησης της ταχύτητας διάδοσης του κύματος συναρτήσει της περιόδου του:

$$u = \frac{gT}{2\pi}$$

όπου u είναι η ταχύτητα διάδοσης του κύματος (σε m/sec) για ένα κύμα νερών μεγάλου βάθους,
g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας (μια σταθερά ίση με 9,81 m/s^2),
T είναι η περίοδος του κύματος σε sec και
π=3,14.

Από τη σχέση αυτή φαίνεται ότι κύματα μεγάλης περιόδου και συνεπώς μεγάλου μήκους κύματος διαδίδονται ταχύτερα από κύματα μικρής περιόδου και μικρού μήκους (Suhayda & Pettigrew, 1977; Pethic, 1984).

Σε νερά πολύ μικρού βάθους (ίσου ή μικρότερου από το 1/20 του μήκους του κύματος) οι εξισώσεις για τον υπολογισμό του μήκους και της ταχύτητας του κύματος παίρνουν την ακόλουθη μορφή:

$$L = T\sqrt{gd}$$

και

$$u = \sqrt{gd}$$

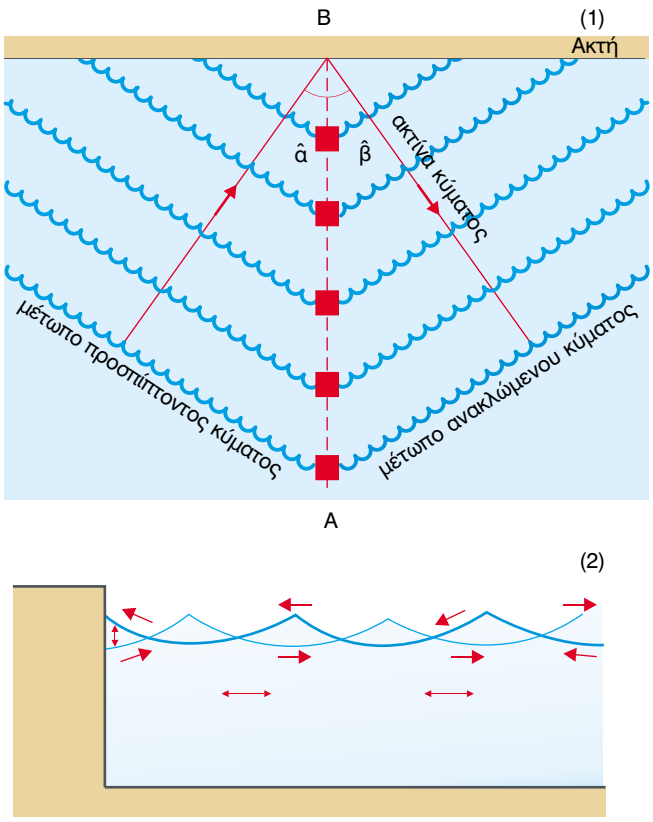
αντίστοιχα.
Όπου d είναι το βάθος των νερών,
g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας (μια σταθερά ίση με 9,81 m/s^2) και
T είναι η περίοδος του κύματος σε sec.

2.6 Διεργασίες τροποποίησης των χαρακτηριστικών των κυμάτων

Καθώς ο κυματισμός προσεγγίζει την ακτή και διαδίδεται σε όλο και μικρότερα βάθη τα χαρακτηριστικά των κυμάτων που έχουν διαμορφωθεί σε συνθήκες βαθιών νερών μεταβάλλονται. Συγκεκριμένα η ταχύτητα και το μήκος τους μειώνεται, το ύψος τους αυξάνεται ενώ η περίοδος παραμένει αμετάβλητη. Οι διεργασίες τροποποίησης των χαρακτηριστικών των κυμάτων που προσεγγίζουν την ακτογραμμή περιλαμβάνουν την ανάκλαση, τη διάθλαση και την περίθλαση και οφείλονται κυρίως στην τοπογραφία του υποθαλάσσιου ανάγλυφου και στη διαμόρφωση της ακτογραμμής.

2.6.1 Ανάκλαση των κυμάτων (wave reflection)

Η διεργασία αυτή μετατρέπει τα προσπίπτοντα στην ακτογραμμή κύματα σε ανακλώμενα κύματα που διαδίδονται από την ακτογραμμή προς την ανοικτή θάλασσα.

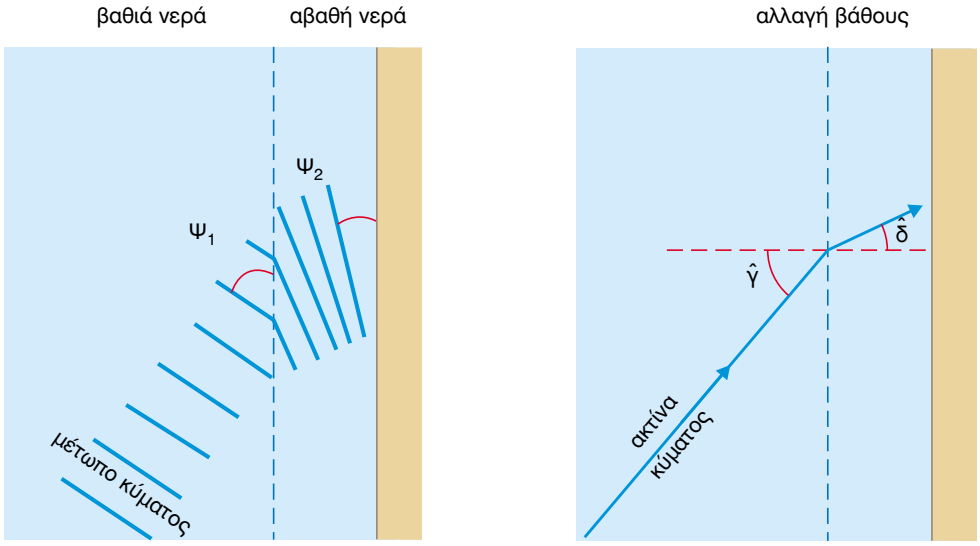


Σχήμα 2.5 (1) Σχηματική απεικόνιση της ανάκλασης ενός κυματισμού (wave reflection) που φθάνει υπό γωνία σε μία ευθεία ακτογραμμή. α̂ και β̂ είναι οι γωνίες πρόσπτωσης και ανάκλασης αντίστοιχα ενώ με κόκκινα τετράγωνα (■) συμβολίζονται τα σημεία σύμπτωσης του προσπίπτοντος και του ανακλώμενου κυματισμού. (2) Σχηματική αναπαράσταση της ανάκλασης ενός κυματισμού που προσπίπτει πάνω σε ένα κατακόρυφο εμπόδιο (π.χ. το μέτωπο ενός κάθετου παράκτιου κρημνού που συνεχίζεται υποθαλάσσια ή ένα τεχνητό τοίχο που έχει κατασκευαστεί για την προστασία της ακτής από τη διάβρωση). (τροποποιημένο από Beer, 1983)

Η εικόνα του σχήματος 2.5 απεικονίζει την ιδανική περίπτωση ανάκλασης των κυμάτων που προσπίπτουν υπό γωνία πάνω σε μια ευθεία ακτογραμμή.

Οι κορυφές των κυμάτων είναι παράλληλες μεταξύ τους οπότε η κυματική ακτίνα διάδοσης, που είναι εξ ορισμού κάθετη στις κορυφές των κυμάτων, σχηματίζει μια γωνία α̂ με την ευθεία γραμμή AB, που είναι κάθετη στην ακτογραμμή, που ονομάζεται γωνία πρόσπτωσης και είναι ίση με τη γωνία β̂ που ονομάζεται γωνία ανάκλασης των κυμάτων. Στις ιδανικές αυτές συνθήκες η κυματική ενέργεια που προσπίπτει πάνω στην ακτή είναι ίση με την ενέργεια που ανακλάται. Κατά μήκος της γραμμής AB οι κορυφές των κυμάτων που προσπίπτουν συναντούν τις κορυφές αυτών που ανακλώνται. Τα σημεία αυτά σύμπτωσης του προσπίπτοντος και ανακλώμενου κυματισμού ονομάζονται "clapotis" (Λεοντάρης, 1992).

Στην περίπτωση που τα κύματα προσπίπτουν σε ένα κατακόρυφο επίπεδο, όπως για παράδειγμα ένας κάθετος παράκτιος κρημνός, που συνεχίζεται υποθαλάσσια, ή ένας τεχνητός θαλάσσιος τοίχος προστασίας της ακτογραμμής από τη διάβρωση, ανακλώνται προς τα πίσω με πολύ μικρή απώλεια ενέργειας. Αν η περίοδος των κυμάτων που προσπίπτουν διαδοχικά στο εμπόδιο είναι σταθερή, τότε δημιουργείται ένα είδος "στάσιμων κυμάτων" καθώς τα κύματα που προσπίπτουν και αυτά που ανακλώνται αλληλοεπηρεάζονται (Λεοντάρης, 1992). Με τη διαδικασία αυτή προκύπτει ένας κυματισμός που παρουσιάζει μόνο κατακόρυφη κίνηση του νερού μπροστά στο κάθετο εμπόδιο (στην προκειμένη περίπτωση τον παράκτιο κρημνό ή τον τεχνητό θαλάσσιο τοίχο προστασίας). Οριζόντια κίνηση του νερού παρατηρείται μόνο σε μια απόσταση από το κατακόρυφο εμπόδιο που ισούται με το 1/4 του μήκους κύματος.



Σχήμα 2.6 Σχηματική απεικόνιση της διάθλασης ενός κυματισμού (wave refraction) που καθώς προσεγγίζει την ακτογραμμή υπό γωνία γ̂ διαθλάται και συνεχίζει μετά υπό γωνία δ̂. (τροποποιημένο από Beer, 1983)

2.6.2 Διάθλαση των κυμάτων (wave refraction)

Η διάθλαση είναι μια διεργασία τροποποίησης των χαρακτηριστικών του κύματος που επηρεάζει σημαντικά τη διανομή της κυματικής ενέργειας κατά μήκος της ακτής.

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, όταν τα κύματα προσεγγίζουν την ακτή η ταχύτητά τους ελαττώνεται, διότι το βάθος των νερών στα οποία διαδίδονται συνεχώς μειώνεται. Στην περίπτωση που οι κορυφές των κυμάτων είναι παράλληλες με την ακτογραμμή, η μείωση της ταχύτητάς τους προκαλεί μια συσσώρευση των κυμάτων. Δηλαδή η απόσταση μεταξύ των κορυφών των κυμάτων μειώνεται, οπότε το μήκος κύματος μειώνεται ενώ η περίοδος παραμένει σταθερή.

Όταν τα κύματα πλησιάσουν μια ακτή υπό γωνία, τότε το τμήμα του κύματος που βρίσκεται σε πιο αβαθή νερά θα κινείται πιο αργά σε σχέση με το τμήμα του κύματος που διαδίδεται σε βαθύτερα νερά (σχήμα 2.6). Αυτή η διαφορά της ταχύτητας κάμπτει το κύμα σταδιακά, τείνοντας να το κάνει παράλληλο με την ακτογραμμή (φωτο 2.1). Οπότε από οποιαδήποτε διεύθυνση και αν έρχεται ο κυματισμός ένας παρατηρητής που βρίσκεται στην ακτή έχει την εντύπωση πως οι κορυφές των κυμάτων που προσεγγίζουν είναι παράλληλες προς την ακτογραμμή.

2.6.3 Σύγκλιση και απόκλιση των κυμάτων

Σε ένα βαθυμετρικό χάρτη που απεικονίζει την υποθαλάσσια μορφολογία μιας παράκτιας περιοχής μπορούν να σχεδιασθούν τα μέτωπα των κυμάτων (ουσιαστικά θα απεικονίζονται με καμπύλες γραμμές που θα ακολουθούν τις ισοβαθείς καμπύλες) (σχήμα 2.7). Οι γραμμές που είναι κάθετες στα μέτωπα των κυμάτων ονομάζονται ακτίνες διάδοσης του κυματισμού. Εκεί που οι ακτίνες διάδοσης συγκλίνουν στην ακτή λαμβάνει χώρα συγκέντρωση της κυματικής ενέργειας ενώ αντίθετα εκεί που οι ακτίνες αποκλίνουν η κυματική ενέργεια "διασκορπίζεται".

Κατά μήκος μιας σχετικά ευθείας ακτογραμμής με σχεδόν παράλληλες και βαθμιαία αυξανόμενες σε τιμή ισοβαθείς καμπύλες το φαινόμενο της διάθλασης του κυματισμού θα είναι μικρής έκτασης και η κυματική ενέργεια θα κατανέμεται ομοιόμορφα κατά μήκος της ακτής.

Ένα κύμα που προσεγγίζει μια ακτογραμμή που χαρακτηρίζεται από εναλλαγές ακρωτηρίων και κόλπων θα συναντήσει τη βάση του κύματος πρώτα μπροστά από τα ακρωτήρια με αποτέλεσμα τη διάθλαση του κύματος και τη σύγκλιση των ακτίνων διάδοσης του κυματισμού στις περιοχές των ακρωτηρίων ενώ αντίστοιχα θα συμβεί απόκλιση του κυματισμού στους κόλπους. Αυτό σημαίνει συγκέντρωση της κυματικής ενέργειας και άρα διάβρωση λόγω κυματισμού στα ακρωτήρια ενώ αντίθετα στους κόλπους λαμβάνει χώρα διασπορά της κυματικής ενέργειας και απόθεση ιζήματος (McCullagh, 1978).

Συνεπώς, τα διαθλώμενα κύματα αποκλίνουν όταν η μορφολογία του πυθμένα αντιπροσωπεύεται από υποθαλάσσιες κοιλάδες (όπως π.χ. υποθαλάσσια canyons) ενώ αντίθετα συγκλίνουν πάνω από ανυψώσεις του πυθμένα, όπως είναι τα υποθαλάσσια υβώματα, η υποθαλάσσια προέκταση των φυσικών αναχωμάτων της κοίτης στις εκβολές ενός ποταμού ή ακόμη και ένα εμπόδιο, όπως ένα ναυάγιο ή ένας υποθαλάσσιος βραχώδης όγκος.

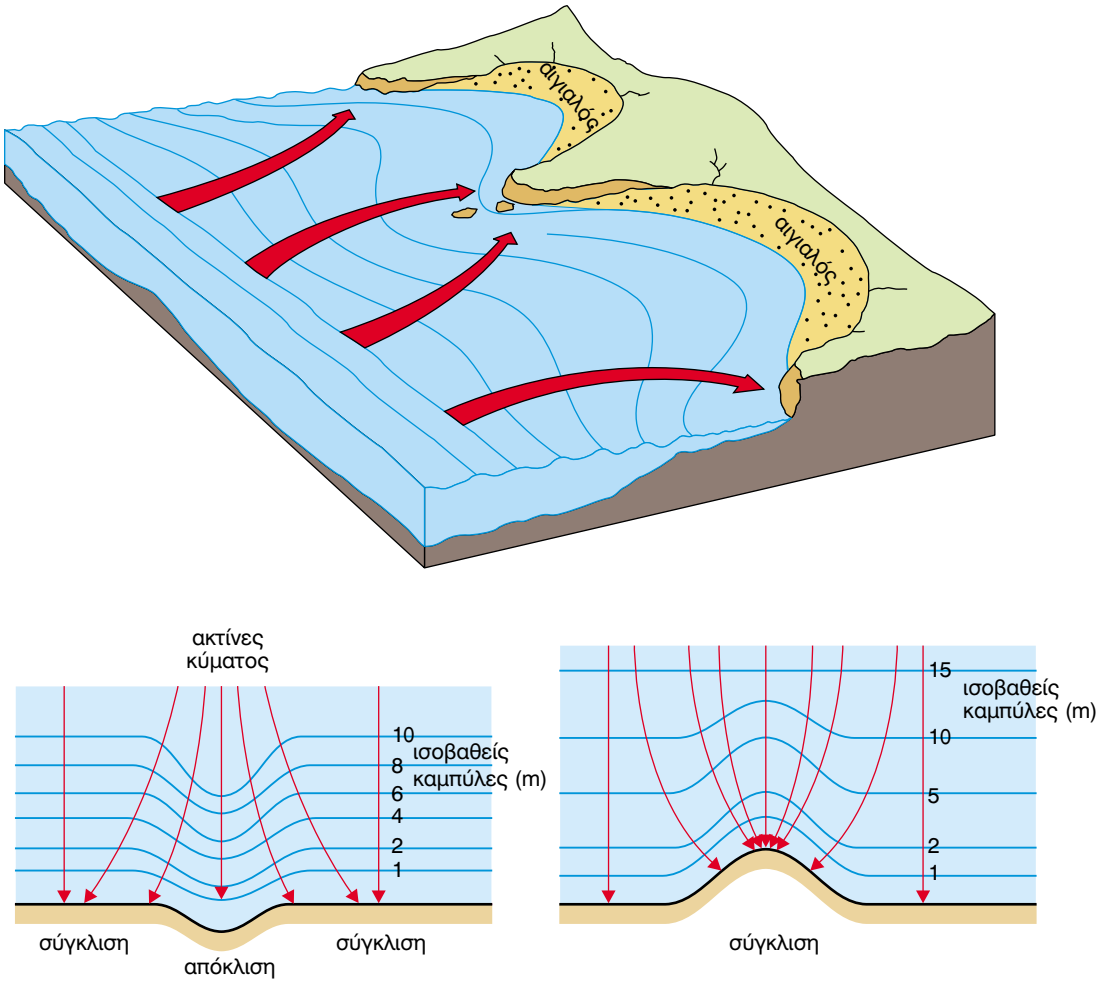
Στο σχήμα 2.7, απεικονίζεται σχηματικά η απόκλιση και η σύγκλιση των ακτίνων διάδοσης ενός κυματισμού που διαδίδεται πάνω από ένα κοίλο ή κυρτό θαλάσσιο πυθμένα αντίστοιχα.

2.6.4 Περίθλαση των κυμάτων (wave diffraction)

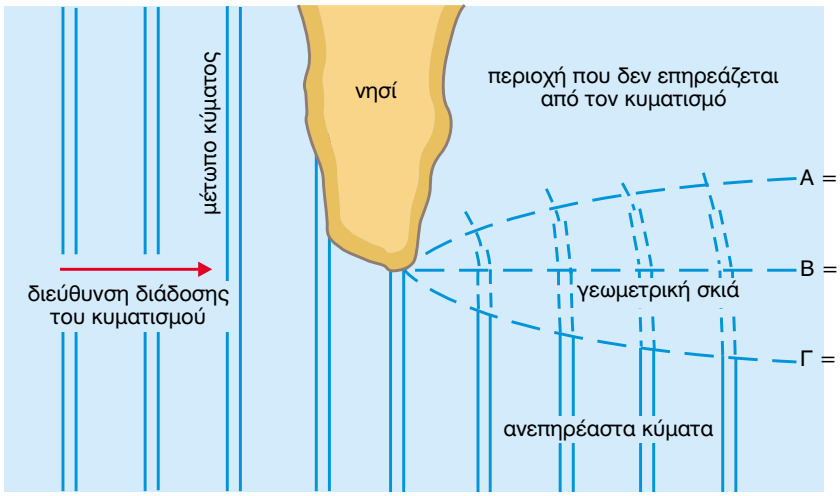
Η περίθλαση είναι μια εξίσου σημαντική διεργασία τροποποίησης των χαρακτηριστικών του κύματος. Είναι το φαινόμενο σύμφωνα με το οποίο, όταν τα κύματα φθάνουν σε μια χερσόνησο, σε ένα νησί ή σε ένα τεχνητό κυματοθραύστη, ο κυματισμός διαδίδεται και στην προστατευόμενη ή όπως ονομάζεται "σκιαζόμενη" πλευρά της χερσονήσου, του νησιού ή του κυματοθραύστη αντί-



Φωτο 2.1 Διάθλαση των κυμάτων (wave refraction) στην περιοχή Raglan, North Island, New Zealand. (φωτογραφία: Rob Brander)



Σχήμα 2.7 Απόκλιση και σύγκλιση των ακτίνων διάδοσης ενός κυματισμού που διαδίδεται πάνω από ένα κοίλο (υποθαλάσσια κοιλάδα) και ένα κυρτό (υποθαλάσσιο ύβωμα) πυθμένα αντίστοιχα.



A = 0,1	το Η/10 του αρχικού ύψους του κύματος (Η)
B = 0,5	το Η/2 του αρχικού ύψους του κύματος (Η)
Γ = 1,0	το μέγιστο ύψος κύματος (Η)

Σχήμα 2.8 Περίθλαση ενός κυματισμού (wave refraction) του οποίου τα μέτωπα συναντούν ένα νησί με απόκρημνες ακτές. (τροποποιημένο από Λεοντάρη, 1992)

στοιχα. Το φαινόμενο δηλαδή κατά το οποίο ακόμη και φαινομενικά προστατευμένες ζώνες, που βρίσκονται στην κυματική σκιά, επηρεάζονται από τον κυματισμό του οποίου όμως τα χαρακτηριστικά έχουν εξασθενήσει (Stowe, 1996).

Όταν διαδοχικά κύματα που έχουν την ίδια περίοδο φθάσουν σε ένα νησί, συμβαίνει αυτό που απεικονίζεται στο σχήμα 2.8. Μέρος της κυματικής ενέργειας της περιοχής που ορίζεται από τις γραμμές Β και Γ διαχέεται και στην περιοχή μεταξύ των γραμμών Β και Α. Αν λοιπόν τα κύματα κατά μήκος της γραμμής Γ έχουν το μέγιστο ύψος τους Η, στη γραμμή Β έχουν το μισό του αρχικού τους ύψους (Η/2) και στη γραμμή Α μόνο το 1/10 του αρχικού τους ύψους (Η/10) το οποίο προοδευτικά μηδενίζεται (Λεοντάρης, 1992). Η περίπτωση του σχήματος 2.8 είναι εξιδανικευμένη και αφορά τη συμπεριφορά ενός κυματισμού που συναντά ξαφνικά στην πορεία του τις απότομες ακτές ενός νησιού χωρίς να παρατηρείται σταδιακή μείωση του βάθους της θάλασσας. Αν η μείωση του βάθους από την ανοικτή θάλασσα προς τις νησιωτικές ακτές ήταν σταδιακή, η συμπεριφορά του κυματισμού θα επηρεαζόταν σημαντικά και από το φαινόμενο της διάθλασης των κυμάτων.

2.6.5 Θραύση των κυμάτων

Ένα κύμα πλησιάζοντας την ακτογραμμή διαδίδεται σε ολοένα και μικρότερου βάθους νερά, οπότε όταν φθάσει σε βάθη μικρότερα από το ύψος του κύματος, θα υποστεί θραύση λόγω της συνεχώς αυξανόμενης κλίσης του μετώπου του. Το σημείο αυτό ονομάζεται σημείο θραύσης (break point), η ζώνη κατά μήκος της οποίας πραγματοποιείται η θραύση των κυμάτων ονομάζεται ζώνη θραύσης (breaker zone) και το κύμα που θραύεται στην ακτή ονομάζεται κύμα θραύσης (breaker wave).

Στο σημείο θραύσης η ταχύτητα της κορυφής ξεπερνά την ταχύτητα διάδοσης του κυρίως σώματος του κύματος. Ο προσδιορισμός της ταχύτητας του νερού στην κορυφή είναι πολύ δύσκολο να πραγματοποιηθεί οπότε σαν κριτήριο, για τη θραύση των κυμάτων, χρησιμοποιείται ένας συντελεστής που ονομάζεται συντελεστής γ. Ο συντελεστής γ δίνεται από την ακόλουθη εξίσωση που συνδέει το ύψος του κύματος τη στιγμή της θραύσης με το βάθος του νερού στο οποίο θραύεται:

$$\gamma = \frac{H_b}{d_b} = 0{,}78$$

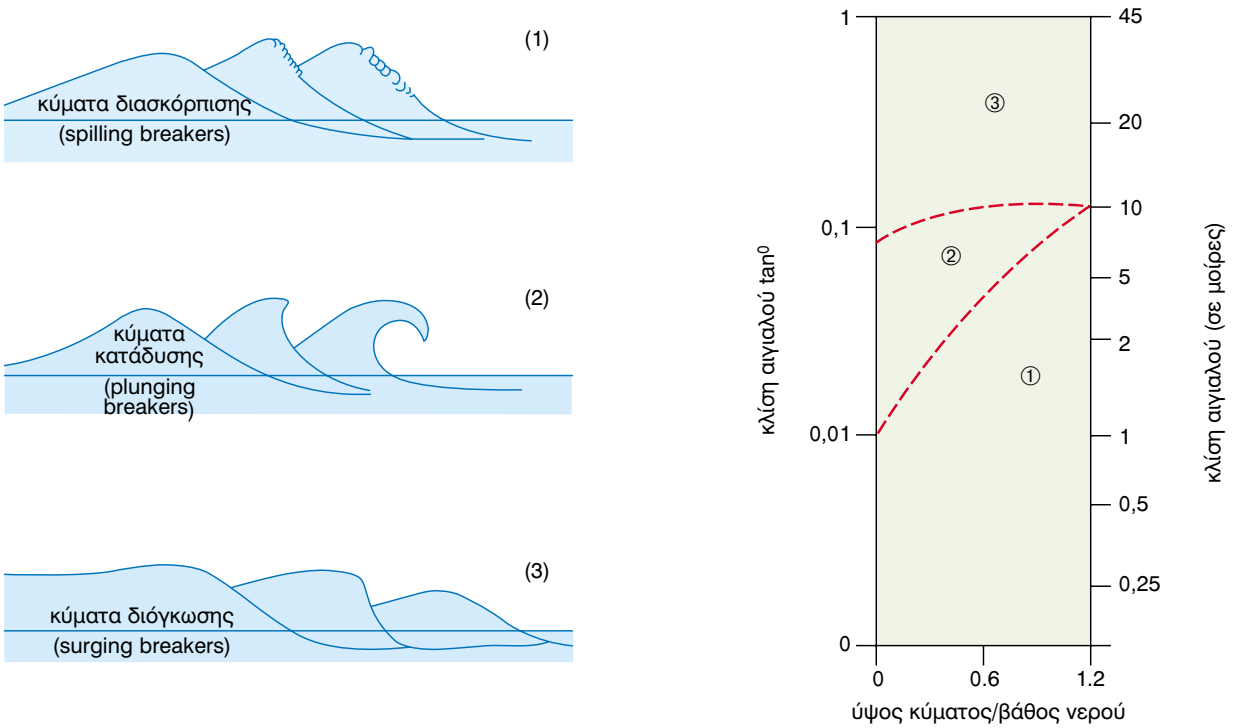
Όπου H_b είναι το ύψος του κύματος τη στιγμή της θραύσης και

d_b είναι το βάθος του νερού στο οποίο θραύεται το κύμα

Υπαίθριες μετρήσεις έδειξαν ότι ο συντελεστής γ κυμαίνεται μεταξύ 0,4 και 1,3, ενώ σε ό,τι αφορά το ύψος του κύματος τη στιγμή που αρχίζει να θραύεται, έχει αποδειχθεί πειραματικά ότι μπορεί να φθάσει ακόμη και το διπλάσιο του αρχικού ύψους κύματος.

Τα κύματα θραύσης διακρίνονται στους ακόλουθους τύπους (σχήμα 2.9):

- ***Κύματα διασκόρπισης (spilling breakers):*** Συνήθως συναντώνται σε ακτές μικρής κλίσης (<3°) και δημι-



Σχήμα 2.9 Οι τρεις τύποι κυμάτων θραύσης. Στο διάγραμμα δεξιά φαίνεται η σχέση μεταξύ του λόγου ύψος του κύματος/βάθος νερού και της κλίσης του αιγιαλού για τους τρεις κύριους τύπους κυμάτων θραύσης. (στοιχεία για το διάγραμμα από Briggs et al., 1997)



Φωτο 2.2 Κύματα διασκόρπισης (spilling breakers) στον όρμο Tolaga, East Cape, New Zealand. (φωτογραφία: Rob Brander)



Φωτο 2.3 Κύματα κατάδυσης (plunging breakers) ύψους 2-3 m στην παραλία Tamarama Beach, Sydney, New South Wales, Australia. (φωτογραφία: Rob Brander)

ουργούνται κατά τη διάρκεια καταιγίδων όπου τα κύματα είναι απότομα (μικρού μήκους και μεγάλου ύψους). Χαρακτηριστικό είναι η σταδιακή ανύψωση του κύματος έως ότου η κορυφή του να αποσταθεροποιηθεί. Η κορυφή ξεπερνά σε ταχύτητα το κυρίως σώμα καλύπτοντας προοδευτικά το μέτωπο του κύματος (φωτο 2.2).

- ***Κύματα κατάδυσης (plunging breakers):*** Είναι ο περισσότερο θεαματικός τύπος κύματος θραύσης. Χαρακτηρίζεται από μια τοξοειδή κυρτή πίσω πλευρά και ένα κοίλο μέτωπο, όπου η κορυφή του στρέφεται προς τα εμπρός και κάτω, πέφτοντας τελικά με μεγάλη δύναμη (φωτο 2.3). Τη στιγμή της θραύσης καταναλώνεται το μεγαλύτερο μέρος της κυματικής ενέργειας. Συνήθως η δημιουργία τους οφείλεται σε μακρινές από την ακτή καταιγίδες (που προκαλούν φουσκοθαλασσιά) και συναντώνται σε ακτές μικρής σχετικά κλίσης (3°–7°).
- ***Κύματα διόγκωσης (surging breakers):*** Είναι ήπια κύματα (μικρής κλίσης) και μακρινής προέλευσης (φωτο 2.4). Τέτοιου είδους κύματα παρατηρούνται σε ακτές με μεγάλη μορφολογική κλίση του πυθμένα (>15°).

Μεταξύ των τριών παραπάνω ειδών κυμάτων θραύσης έχουν περιγραφεί αρκετοί ενδιάμεσοι τύποι.

Για την πρόβλεψη του είδους του κύματος θραύσης σε μια ακτή έχουν προταθεί διάφορες παράμετροι. Αυτή που χρησιμοποιείται συνηθέστερα είναι ο αριθμός Iribarren ξ (Battjes, 1974) που δίνεται από τον τύπο:

$$\xi = \frac{\varepsilon\varphi\beta}{\sqrt{H_b/L_o}}$$

όπου εφβ είναι η κλίση του αιγιαλού,
Η είναι το ύψος του κύματος,
L είναι το μήκος του κύματος και
οι δείκτες b και ο δείχνουν συνθήκες θραύσης και συνθήκες νερών μεγάλου βάθους αντίστοιχα.

Μικρές τιμές του αριθμού ξ αναμένονται όταν ο αιγιαλός έχει μικρή κλίση και ο κυματισμός που προκύ-



Φωτο 2.4 Κύματα διόγκωσης (surging breakers) στην περιοχή Cape Leeuwin, Western Australia. (φωτογραφία: Rob Brander)

πτει χαρακτηρίζεται από μεγάλο ύψος κύματος και μικρό μήκος κύματος (ή μικρή περίοδο). Τέτοιες συνθήκες αντιστοιχούν σε τιμές ξ<0,4 και ευνοούν το σχηματισμό κυμάτων διασκόρπισης. Μεγάλες τιμές του ξ αντιστοιχούν σε αιγιαλούς μεγάλης κλίσης και σε προσπίπτον κύμα που χαρακτηρίζεται από μικρό ύψος και μεγάλο μήκος κύματος (ή μεγάλη περίοδο). Οι συνθήκες αυτές αντιστοιχούν σε τιμές ξ>1 και ευνοούν την ανάπτυξη κυμάτων διόγκωσης. Οι ιδανικές συνθήκες για τον σχηματισμό κυμάτων κατάδυσης περιγράφονται από τιμές αριθμού ξ μεταξύ 0,4 και 1.

2.7 Θαλάσσια κύματα βαρύτητας - Τσουνάμι (tsunami waves)

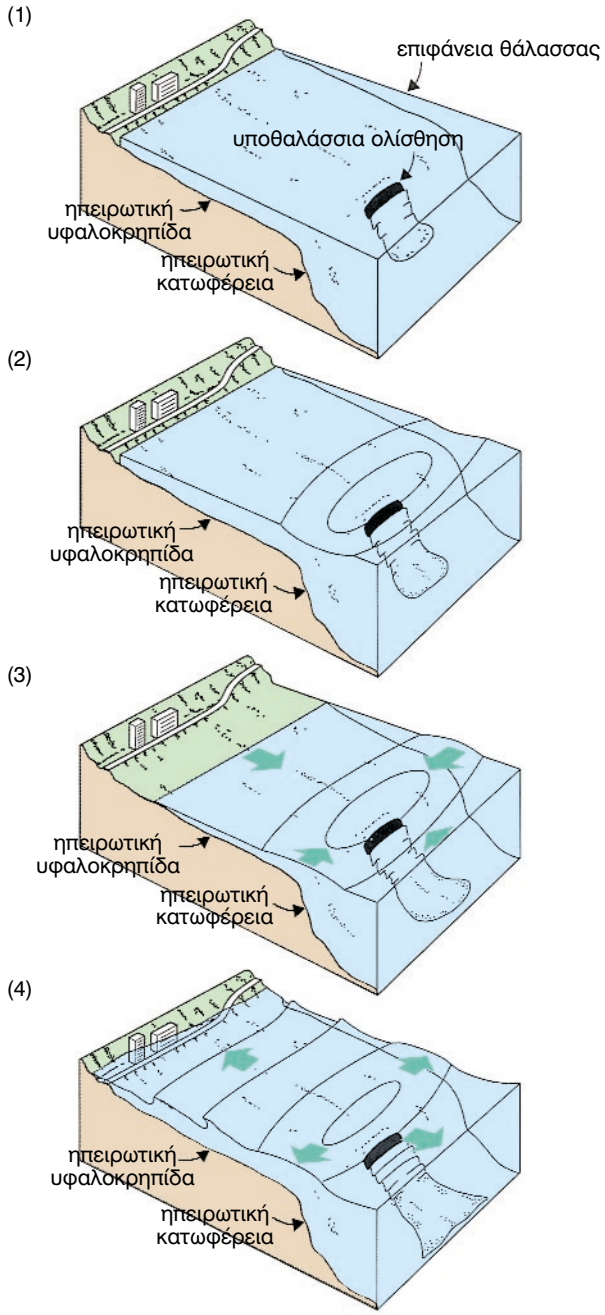
2.7.1 Γενικά

Τα θαλάσσια κύματα βαρύτητας ή τσουνάμι (tsunami waves) είναι γιγαντιαία κύματα που δημιουργούνται από διάφορους μηχανισμούς και συχνά προκαλούν τεράστιες καταστροφές στις παράκτιες περιοχές. Ο όρος τσουνάμι προέρχεται από τις ιαπωνικές λέξεις τσου που σημαίνει λιμάνι και νάμι που σημαίνει κύμα (δηλαδή το κύμα του λιμανιού). Ο όρος αυτός, που υιοθετήθηκε το 1963 κατά τη διάρκεια ενός διεθνούς επιστημονικού συνεδρίου που ασχολήθηκε με το θέμα, θεωρείται ότι δεν ανταποκρίνεται στα κύματα αυτά διότι δεν περιορίζονται μόνο στον άμεσο χώρο των λιμανιών αλλά πλήττουν όλους τους τύπους ακτών. Παλαιότερα χρησιμοποιούταν ο όρος "παλιρροϊκά κύματα" ο οποίος πάλι δε θεωρείται ορθός αφού σε καμία περίπτωση τα κύματα αυτά δε σχετίζονται με το φαινόμενο της παλίρροιας. Ο ελληνικός όρος που έχει επικρατήσει σήμερα είναι θαλάσσια κύματα βαρύτητας.

2.7.2 Αίτια γένεσης των θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας

Οι κύριες αιτίες - μηχανισμοί που προκαλούν τα τεράστια αυτά θαλάσσια κύματα είναι:

- Κατακόρυφες μετατοπίσεις του θαλάσσιου νερού που προκαλούνται από υποθαλάσσιους σεισμούς, οι οποίοι με τη σειρά τους προκαλούνται από την απότομη μετατόπιση των δύο τεμαχών κατά μήκος ενός υποθαλάσσιου ρήγματος. Δε δημιουργούν θαλάσσια κύματα βαρύτητας όλοι οι υποθαλάσσιοι σεισμοί. Συνήθως προκαλούνται από σεισμούς μεγέθους μεγαλύτερου των 6,5 βαθμών της κλίμακας Richter και εστιακού βάθους μικρότερου των 50 km. Η δημιουργία τους εξαρτάται από τη φύση και το μέγεθος της μετατόπισης του νερού πάνω από το σεισμικό επίκεντρο. Οι σεισμικές δονήσεις θεωρούνται το συνηθέστερο αίτιο γένεσης των θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας. Η σχέση μεταξύ των σεισμών και των επικίνδυνων αυτών κυμάτων διατυπώθηκε για πρώτη φορά το 426 π.Χ. από τον Έλληνα ιστορικό Θουκυδίδη (Koening, 2001).
- Οριζόντιες μετατοπίσεις της στήλης του θαλάσσιου νερού σαν αποτέλεσμα των δονήσεων που προκαλούνται από ένα σεισμό. Ακόμη και σεισμοί που συμβαίνουν στην ξηρά μπορεί να προκαλέσουν τέτοια κύματα εάν το επίκεντρό τους βρίσκεται κοντά σε ακτές.
- Βίαιη μετατόπιση του θαλάσσιου νερού που μπορεί να προκληθεί από υποθαλάσσιες ή παράκτιες ηφαιστειακές εκρήξεις.
- Μεγάλης έκτασης υποθαλάσσιες κατολισθήσεις. Τέτοια φαινόμενα είναι συχνά σε αποθέσεις προδέλτα ποταμών όπου συσσωρεύεται μεγάλος όγκος ασταθών στρωμάτων χαλαρών υλικών. Ακόμη και πολύ ασθενείς σεισμικές δονήσεις είναι πιθανό να οδηγήσουν στην αποσταθεροποίηση των χαλαρών



Σχήμα 2.10 Τα στάδια γένεσης ενός θαλάσσιου κύματος βαρύτητας που δημιουργείται από την υποθαλάσσια ολίσθηση υλικών. (1) Σε πρώτη φάση λαμβάνει χώρα η υποθαλάσσια ολίσθηση. (2) Σε δεύτερο στάδιο προκαλείται η υποχώρηση της επιφάνειας της θάλασσας πάνω από το σημείο που συνέβη η ολίσθηση. (3) Στη συνέχεια μεγάλες ποσότητες νερού ορμούν για να αντισταθμίσουν την πτώση της επιφάνειας της θάλασσας. Στο στάδιο αυτό είναι πιθανό στην παράκτια περιοχή να υποχωρήσει η θάλασσα και να αποκαλυφθεί τμήμα του πυθμένα. (4) Η μεγάλη ορμή με την οποία το νερό τείνει να αποκαταστήσει τη θάλασσια στάθμη προκαλεί την ανύψωση του επιπέδου της θάλασσας πάνω από το σημείο της υποθαλάσσιας ολίσθησης που αρχίζει και διαδίδεται ακτινικά προς όλες τις κατευθύνσεις σαν θαλάσσιο κύμα βαρύτητας. (τροποποιημένο από Smith & Dawson, 1990)

αυτών υλικών προκαλώντας εκτεταμένες υποθαλάσσιες κατολισθήσεις.

- Ανατάραξη του θαλάσσιου νερού από την πρόσκρουση ενός μεγάλων διαστάσεων, εξωγήινης προέλευσης, αντικειμένου όπως για παράδειγμα ενός αστεροειδούς. Το αίτιο αυτό θεωρείται το περισσότερο σπάνιο.

Στην περίπτωση της μετατόπισης του θαλάσσιου πυθμένα, για κάποιον από τους λόγους που προαναφέρθηκαν, η στάθμη της θάλασσας ακριβώς πάνω από την περιοχή της υποχώρησης του πυθμένα πέφτει καθώς το νερό τείνει να πληρώσει τον κενό χώρο που δημιουργήθηκε από τη μετατόπιση (σχήμα 2.10). Το επιφανειακό νερό τότε ορμά βίαια στην περιοχή που έπεσε η θαλάσσια στάθμη για να αποκαταστήσει το επίπεδο της θάλασσας. Η αντιστάθμιση όμως είναι υπερβολική δημιουργώντας μια τοπική αύξηση της θαλάσσιας στάθμης που στη συνέχεια διαδίδεται προς τις ακτές σαν θαλάσσιο κύμα βαρύτητας (Smith & Dawson, 1990).

2.7.3 Κυματικά χαρακτηριστικά των θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας

Όταν δημιουργηθεί ένα θαλάσσιο κύμα βαρύτητας και αρχίσει να διαδίδεται στον ωκεανό έχει τεράστιο μήκος κύματος που μπορεί να φθάσει τα εκατοντάδες χιλιόμετρα. Το ύψος του είναι πολύ μικρό φθάνοντας μόλις το 1 μέτρο ενώ η περίοδός του είναι πολύ μεγάλη αγγίζοντας την 1 ώρα. Εξαιτίας αυτών των χαρακτηριστικών των θαλασσίων κυμάτων βαρύτητας τα πλοία που κινούνται στην ανοιχτή θάλασσα, μακριά από τις ακτές, δεν αντιλαμβάνονται καθόλου την ύπαρξή τους και φυσικά δεν διατρέχουν κανένα κίνδυνο. Η ταχύτητα την οποία αποκτούν τα κύματα αυτά είναι πολύ μεγάλη φθάνοντας ακόμη και τα 1.000 km/ώρα. Το ίδιο μεγάλη είναι και η ενέργεια την οποία μεταφέρουν. Η ταχύτητα με την οποία διαδίδονται εξαρτάται από το βάθος των νερών και υπολογίζεται από τον τύπο:

$$u=(g\,h)^{1/2}$$

όπου u είναι η ταχύτητα διάδοσης του θαλάσσιου κύματος βαρύτητας,
g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας (ίση με 9,81 m/s^2) και
h είναι το βάθος του νερού.

Η ταχύτητα ενός τέτοιου κύματος που διαδίδεται σε νερά βάθους 3.000 m φθάνει τα 600 km/ώρα (Summerfield, 1991).

Όπως συμβαίνει και με τα ανεμογενή κύματα όταν ένα θαλάσσιο κύμα βαρύτητας πλησιάζει την ακτή και διαδίδεται σε νερά σταδιακά μικρότερου βάθους, καθώς δηλαδή προσεγγίζει την υφαλοκρηπίδα (continental shelve), η ταχύτητά του μειώνεται σε λιγότερο από 60 km/ώρα, το ίδιο και το μήκος του ενώ το ύψος του αυξάνεται σημαντικά φθάνοντας μέχρι και 40 m. Το ύψος που

αποκτά εξαρτάται κυρίως από τη μορφή της ακτογραμμής και την υποθαλάσσια κλίση και μορφολογία. Η καταστρεπτικότητα των κυμάτων αυτών οφείλεται στο μεγάλο τους ύψος. Προσεγγίζοντας την ακτή μπορούν να υποστούν διάθλαση, σύγκλιση και απόκλιση συγκεντρώνοντας την ενέργειά τους σε συγκεκριμένα τμήματα της ακτής προκαλώντας τεράστιες καταστροφές.

Οι μηχανισμοί γένεσης των θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας συνήθως δεν προκαλούν ένα μεμονωμένο κύμα αλλά μια σειρά κυμάτων που επηρεάζουν απανωτά μια ακτογραμμή για πάνω από 24 ώρες. Ο χρόνος που μεσολαβεί μεταξύ της άφιξης των διαδοχικών κορυφών των κυμάτων ποικίλει από 5 μέχρι 90 λεπτά της ώρας. Το πρώτο κύμα που φθάνει στην ακτή συνήθως δεν είναι το πιο καταστρεπτικό. Αν η άφιξη ενός τέτοιου κύματος στην ακτή αντιστοιχεί σε μια κοιλία, τότε το θαλάσσιο νερό μπορεί να αποσυρθεί εντελώς και να αποκαλυφθεί ο πυθμένας. Ένα παρόμοιο φαινόμενο συνέβη την 1η Νοεμβρίου του 1755 στη Λισσαβόνα της Πορτογαλίας. Όταν αποκαλύφθηκε ο πυθμένας της θάλασσας πολλοί άνθρωποι συγκεντρώθηκαν στο λιμάνι για να δουν το πρωτόγνωρο φαινόμενο και να περπατήσουν στο παράξενο τοπίο του θαλάσσιου βυθού που αποκαλύφθηκε ξαφνικά. Σε λίγα όμως λεπτά η άφιξη της κορυφής του θαλάσσιου κύματος βαρύτητας προκάλεσε τον θάνατο 25.000 ανθρώπων. Τα κύματα αυτά λόγω του μεγάλου όγκου νερού που μεταφέρουν έχουν απίστευτη ενέργεια. Μπορούν να σκοτώσουν χιλιάδες ανθρώπους στις ακτές και να καταστρέψουν οτιδήποτε βρουν στο πέρασμά τους. Η ενέργεια ενός θαλάσσιου κύματος βαρύτητας είναι συνήθως ίση με το 1/10 της σεισμικής ενέργειας του σεισμού που το προκάλεσε (Παπαζάχος & Παπαζάχου, 2003). Κατά καιρούς έχουν προταθεί διάφορες κλίμακες μεγεθών για τη μέτρηση των κυμάτων αυτών βασιζόμενες κυρίως στο ύψος τους αλλά και στα μακροσεισμικά τους αποτελέσματα. Μια τέτοια εξαβάθμια κλίμακα (από Ι έως VI) βασισμένη σε μακροσεισμικά αποτελέσματα προτάθηκε από τον A. Sieberg (1927) και αναθεωρήθηκε το 1962 από τον N. Ambraseys. Πρόσφατα οι G. Papadopoulos και F. Imamura (2001) πρότειναν μία νέα λεπτομερέστερη δωδεκάβαθμη κλίμακα έντασης των θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας.

Ο Summerfield (1991) θεωρεί ότι τα θαλάσσια κύματα βαρύτητας, λόγω της μικρής συχνότητας εμφάνισής τους, έχουν περιορισμένη συνεισφορά στη φυσική ανάπτυξη και τη διαμόρφωση των ακτών σε σχέση με τα υψηλής συχνότητας εμφάνισης ανεμογενή κύματα που πλήττουν τις ακτές. Εντούτοις, οι Bryant et al., (1996) υποστηρίζουν ότι υπάρχουν περιοχές, όπως η New South Wales, Australia, που η ανάπτυξη της ακτογραμμής και τα μορφολογικά της χαρακτηριστικά οφείλονται κυρίως στη δράση των θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας.

2.7.4 Καταστρεπτικά γεγονότα θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας

Το 90% των θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας που προκαλούν μεγάλες καταστροφές, συμβαίνουν στον Ειρηνικό ωκεανό. Τα περισσότερα από αυτά δημιουργούνται κατά μήκος μιας περιοχής που ονομάζεται δαχτυλίδι της φωτιάς (ring of fire). Η ζώνη αυτή έχει μήκος 40.000 km, περικυκλώνει τον Ειρηνικό ωκεανό και χαρακτηρίζεται από έντονη σεισμική και ηφαιστειακή δραστηριότητα. Υπολογίζεται ότι κατά μέσο όρο 2 τέτοια γεγονότα συμβαίνουν ετησίως. Τα τελευταία 150 χρόνια τα νησιά της Χαβάης υπέστησαν τα αρνητικά αποτελέσματα περισσότερων από 150 θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας αρκετά από τα οποία προκάλεσαν εκτεταμένες καταστροφές. Η Χαβάη θεωρείται σαν μια από τις περιοχές υψηλού κινδύνου, με ένα καταστρεπτικό γεγονός να συμβαίνει κάθε 7 χρόνια. Μια άλλη περιοχή υψηλού κινδύνου είναι η Αλάσκα, που κατά μέσο όρο την κτυπά ένα κύμα κάθε 1,75 χρόνια, ενώ στον Ατλαντικό ωκεανό και τη Μεσόγειο Θάλασσα ανάλογης έντασης φαινόμενα είναι λιγότερο συχνά. Αν και τα θαλάσσια κύματα βαρύτητας στον Ινδικό ωκεανό είναι σπάνια σε σύγκριση με τον Ειρηνικό οι συνέπειές τους μπορεί να είναι πολύ καταστροφικές. Η εκτιμώμενη περίοδος επανάληψης θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας ύψους 10 m για τις περιοχές του Ειρηνικού και Ατλαντικού ωκεανού και τη θάλασσα της Καραϊβικής είναι περίπου 1.000 έτη ενώ για την Χαβάη η περίοδος επανάληψης είναι κατά πολύ μικρότερη φθάνοντας τα 200 έτη (Schiermier, 2005).

Το πρώτο ιστορικά καταγεγραμμένο θαλάσσιο κύμα βαρύτητας έπληξε τις ακτές της Συρίας το 2000 π.Χ.

Το 1707 θαλάσσια κύματα βαρύτητας στην Ιαπωνία είχαν σαν απολογισμό 30.000 νεκρούς ενώ το 1908 στην Ιταλία ένα τέτοιο γεγονός θεωρήθηκε υπεύθυνο για τον χαμό 120.000 ανθρώπων.

Το 1946, θαλάσσια κύματα βαρύτητας με ύψος 6-9 m έφθασαν στην περιοχή Hilo της Χαβάης, προξενώντας σφοδρές πλημμύρες στο κέντρο της πόλης και προκαλώντας τον θάνατο 159 ανθρώπων.

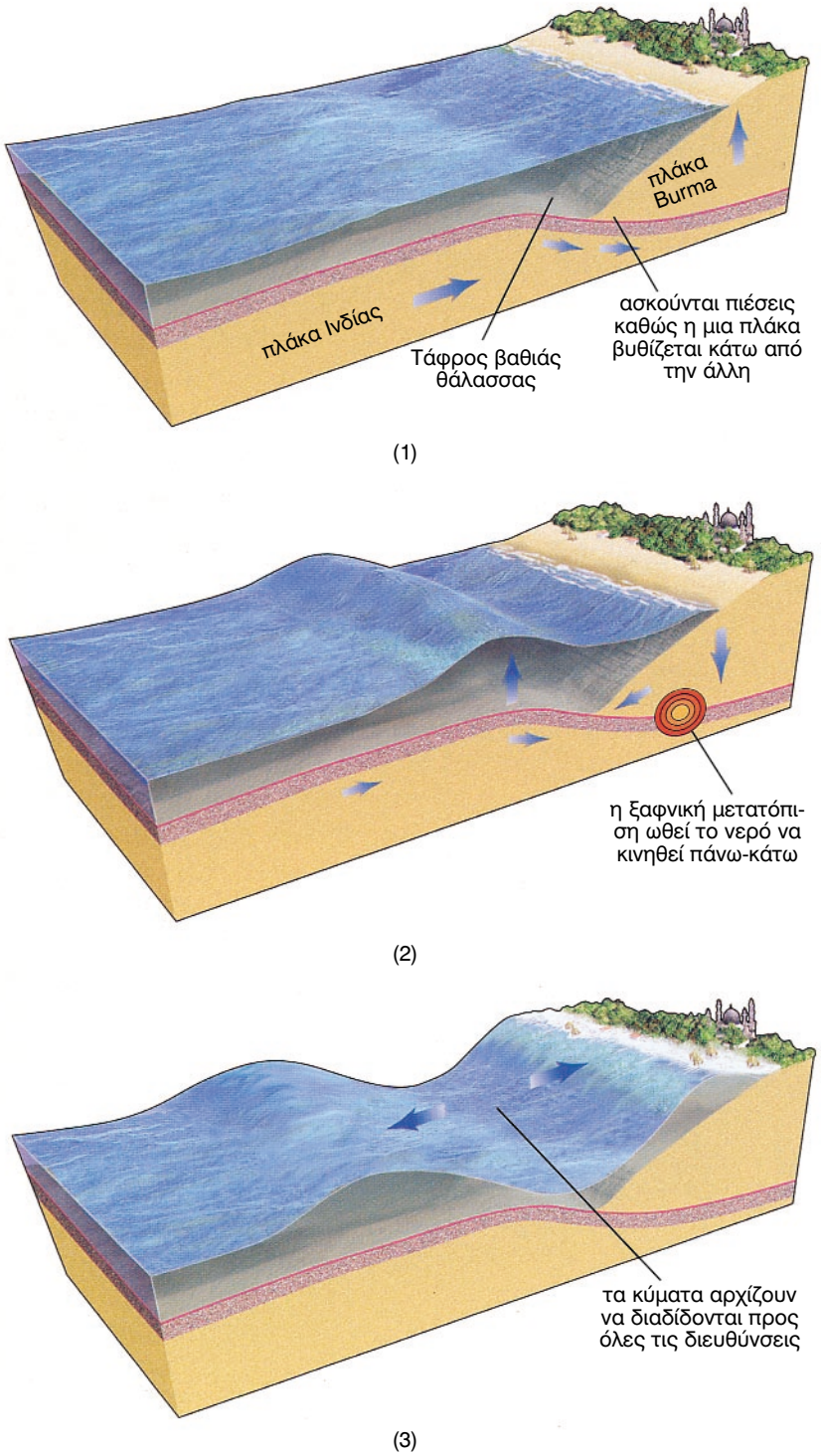
Το υψηλότερο θαλάσσιο κύμα βαρύτητας, για το οποίο υπάρχουν άμεσες παρατηρήσεις, έλαβε χώρα στον όρμο Lituya στην Αλάσκα στις 9 Ιουλίου του 1958 (Dudley & Lee, 1998). Ένας σεισμός πυροδότησε μεγάλες κατολισθήσεις βράχων, χαλαρών υλικών, δένδρων και πάγου εντός του όρμου. Οι κατολισθήσεις αυτές προκάλεσαν ένα τεράστιο κύμα που οι μετρήσεις αργότερα έδειξαν ότι το επίπεδο της θάλασσας ανέβηκε για πάνω από 520 m στην ανάντη από την κατολίσθηση ακτογραμμή ενώ στο υπόλοιπο του όρμου το ύψος του κύματος υπερέβη τα 100 m (Dudley & Lee, 1998).

Το 1964 ένας ισχυρός σεισμός στην Αλάσκα προκάλεσε ένα θαλάσσιο κύμα βαρύτητας με ύψος που κυμάνθηκε από 3 έως 6 m κατά μήκος των ακτών της California και του Oregon. Οι υλικές ζημιές από το γεγονός αυτό άγγιξαν τα 84 εκατομμύρια δολάρια στην

Αλάσκα ενώ τα θύματα στις τρεις αυτές περιοχές έφθασαν τα 123.

Ένα από τα μεγαλύτερα και πιο καταστρεπτικά θαλάσσια κύματα βαρύτητας που έχει καταγραφεί ποτέ ήταν εκείνο που ακολούθησε την κατάρρευση του ηφαιστείου Krakatoa στην Ινδονησία, τον Αύγουστο του 1883. Ταξίδεψε τουλάχιστον τη μισή περιφέρεια της γης και είχε καταγραφεί από το αστεροσκοπείο του Greenwich για 7 συνεχόμενες ημέρες. Ενδεικτικό της δύναμης του κύματος αυτού είναι το γεγονός ότι ένα μεγάλων διαστάσεων πλοίο παρασύρθηκε 2,5 km στο εσωτερικό της ξηράς σε ύψος 10 m πάνω από τη στάθμη της θάλασσας ενώ ογκόλιθοι που ζύγιζαν 50 τόνους μεταφέρθηκαν σε ακόμη μεγαλύτερη απόσταση. Τα κύματα έφτασαν σε ύψος τα 38 m και προκάλεσαν σημαντικές καταστροφές κατά μήκος των ακτών της Sumatra και της Iowa. Χαρακτηριστικό της σφοδρότητας του φαινομένου είναι ότι το νησί Krakatoa εξαφανίστηκε εντελώς ενώ οι νεκροί έφτασαν τους 36.000.

Τα θαλάσσια κύματα βαρύτητας που προκαλούνται από σεισμούς που γίνονται κοντά στην ακτή είναι ιδιαίτερα θανατηφόρα. Για παράδειγμα το 1993 ένα τέτοιο



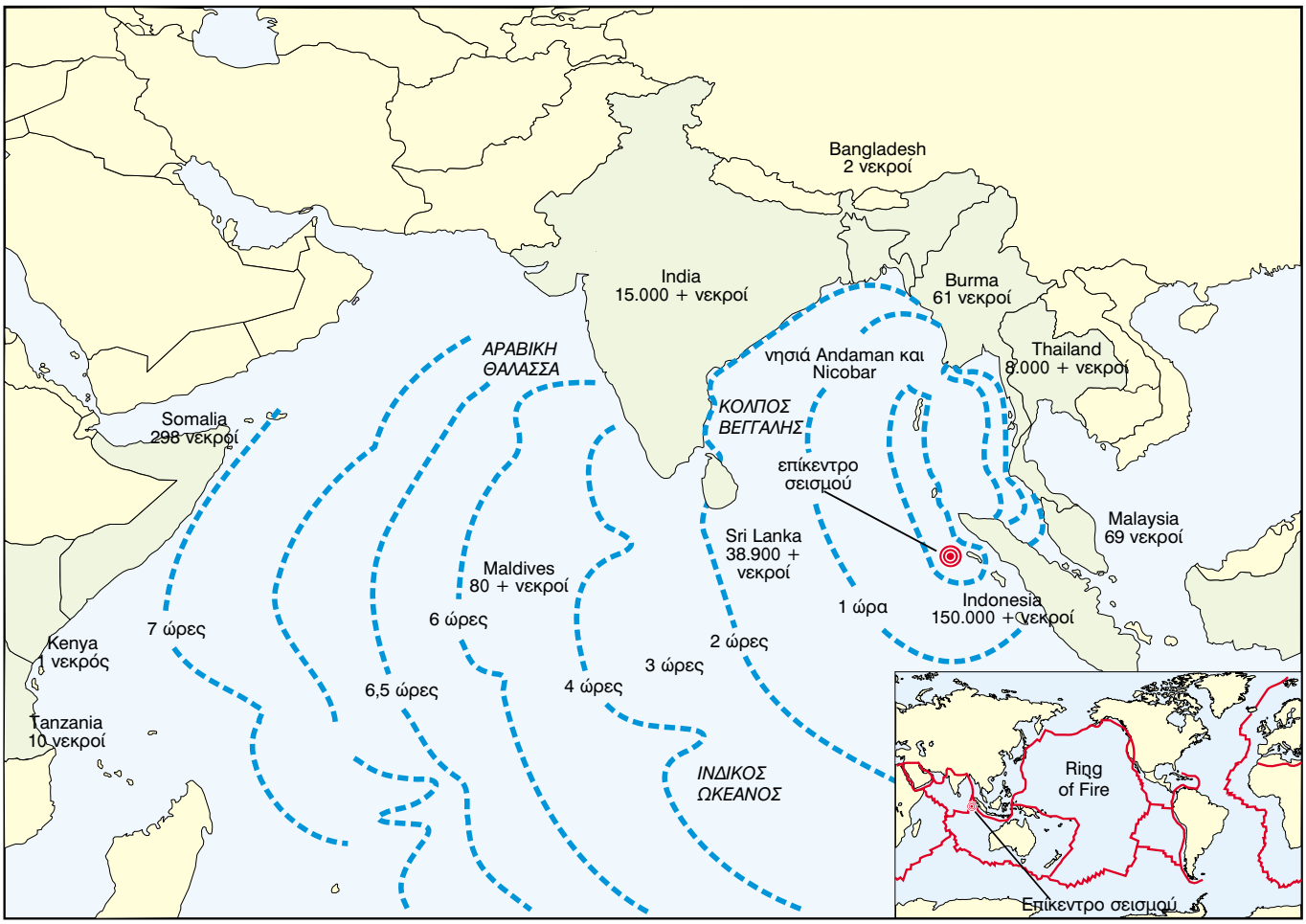
Σχήμα 2.11 Η γένεση του θαλάσσιου κύματος βαρύτητας της 26ης Δεκεμβρίου 2004 στον Ινδικό ωκεανό. (1) η υποβύθιση της τεκτονικής πλάκας της Ινδίας κάτω από την πλάκα της Burma ασκεί πιέσεις στο όριο της πλάκας της Burma κατά μήκος της υποθαλάσσιας τάφρου. Η συνεχής άσκηση πίεσης προκαλεί τη σταδιακή απελευθέρωση των τάσεων και την ανύψωση της πλάκας της Burma. (2) η απότομη έκλυση ενέργειας προκαλεί μια σεισμική δόνηση μεγέθους 9 βαθμών. Η απελευθέρωση αυτή της ενέργειας αναγκάζει το προς τη θάλασσα όριο της πλάκας της Burma να κινηθεί τόσο προς τα εμπρός, όσο και προς τα πάνω. Ο θαλάσσιος πυθμένας ανυψώνεται και μετατοπίζει όλη τη μάζα του ωκεάνιου νερού που βρίσκεται πάνω του. Βύθιση λαμβάνει χώρα στο προς την ξηρά όριο της υποθαλάσσιας τάφρου. (3) μια σειρά από θαλάσσια κύματα βαρύτητας αρχίζουν να διαδίδονται ακτινωτά γύρω από την περιοχή που ανυψώθηκε ο θαλάσσιος πυθμένας. Τις επιπτώσεις από την άφιξη των πρώτων κυμάτων δέχτηκαν τα πλησιέστερα νησιά. (πηγή: Keller & Blodgett, 2006)

κύμα που δημιουργήθηκε από ένα σεισμό 7,8 βαθμών στη Θάλασσα της Ιαπωνίας κατέστρεψε σχεδόν ολοκληρωτικά μια μικρή πόλη στο Ιαπωνικό νησί Okushin. Το ύψος στο οποίο έφτασαν τα κύματα κυμάνθηκε από 15 έως 30 m πάνω από τη μέση στάθμη της θάλασσας. Το επίκεντρο του σεισμού ήταν πολύ κοντά στο νησί οπότε δεν υπήρχε ουσιαστικά δυνατότητα προειδοποίησης για τον κίνδυνο. Τα πρώτα μεγάλα κύματα έφθασαν μόλις 2 με 5 λεπτά μετά την εκδήλωση του σεισμού, σκότωσαν 120 ανθρώπους και προκάλεσαν υλικές ζημιές αξίας 500 εκατομμυρίων δολαρίων.

2.7.4.1 Το θαλάσσιο κύμα βαρύτητας του 2004 στην Ινδονησία

Ένας από τους μεγαλύτερους σεισμούς των τελευταίων 40 ετών συνέβη το πρωί της Κυριακής 26 Δεκεμβρίου 2004 ανοικτά του νησιού Sumatra της Ινδονησίας. Η σεισμική αυτή δόνηση, μεγέθους 9,0 βαθμών, προκάλεσε το περισσότερο θανατηφόρο θαλάσσιο κύμα βαρύτητας στην ιστορία. Ο σεισμός είχε εστιακό βάθος 30 km στο όριο σύγκλισης της λιθοσφαιρικής πλάκας της Ινδίας με τη μικρότερη πλάκα της Burma (σχήμα 2.11). Η σύγκλιση μεταξύ των δύο αυτών τεκτονικών πλακών λαμβάνει χώρα κατά μήκος μιας ζώνης υποβύθισης που κλίνει στο εσωτερικό της γης προς τα βορειοανατολικά με μια πολύ μικρή γωνία (της τάξης των 10°). Η μετατόπιση κατά μήκος των διαρρήξεων στη ζώνη υποβύθισης ήταν περίπου 15 m. Ο σεισμός προκάλεσε δόνηση διάρκειας αρκετών λεπτών και μια οριζόντια διάρρηξη περίπου 1.200 km κατά μήκος της ζώνης υποβύθισης.

Η κίνηση κατά τη διάρκεια του σεισμού επίσης μετατόπισε τον πυθμένα του Ινδικού ωκεανού προς τα δυτικά – νοτιοδυτικά περίπου 15 m οριζοντίως και αρκετά μέτρα κάθετα. Η κίνηση αυτή εκτόπισε όλη τη μάζα του υπερκείμενου νερού και προκάλεσε μια σειρά θαλασσίων κυμάτων βαρύτητας (σχήμα 2.11) τα οποία διαδόθηκαν ακτινωτά προς όλες τις διευθύνσεις γύρω από το σημείο μετατόπισης του θαλάσσιου πυθμένα και κατέληξαν εντός λεπτών στα κοντινά νησιά της Ινδονησίας ενώ αργότερα έφτασαν σε παράκτιες περιοχές άλλων χωρών (σχήμα 2.12).



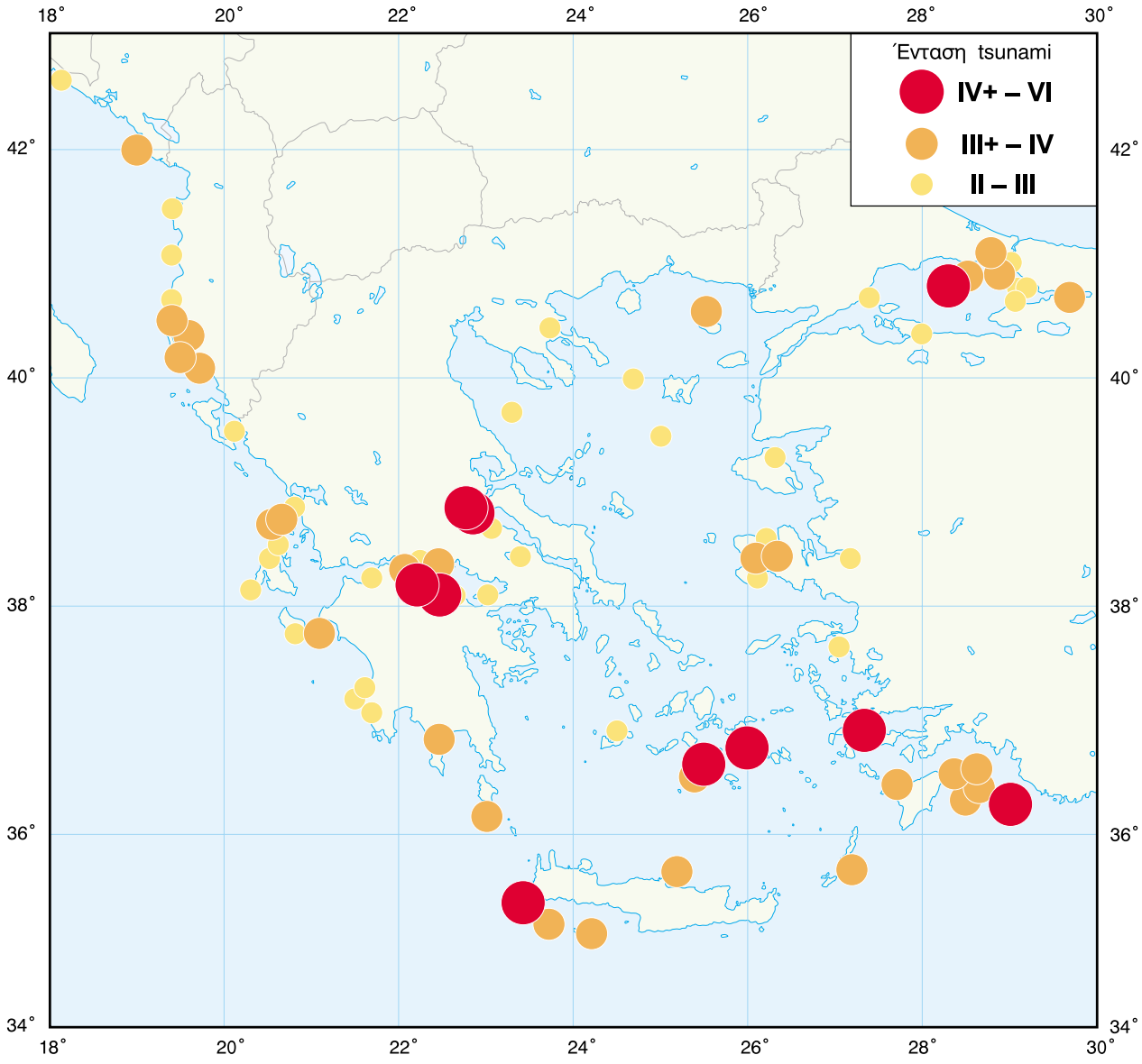
Σχήμα 2.12 Το θαλάσσιο κύμα βαρύτητας της 26ης Δεκεμβρίου 2004 στον Ινδικό ωκεανό ήταν το πιο θανατηφόρο στην ιστορία. Δημιουργήθηκε βορειοδυτικά του νησιού Sumatra και προκάλεσε ζημιές και απώλειες ανθρώπινων ζωών σε όλες σχεδόν τις ακτές του Ινδικού ωκεανού έως τις ανατολικές ακτές της Αφρικής. Οι διακεκομμένες γραμμές δείχνουν κατά προσέγγιση τη θέση της κορυφής ή κοιλίας του αρχικού κύματος σε χρονικά διαστήματα 1, 2, 3, 4, 5, 6, 6,5 και 7 ωρών μετά τη δημιουργία του. (τροποποιημένο από Keller & Blodgett, 2006)

Ο αριθμός των νεκρών από τα θαλάσσια κύματα βαρύτητας του Ινδικού ωκεανού ανήλθε σε πάνω από 228.000. Τα τρία τέταρτα των θανάτων αυτών αφορούσαν την Ινδονησία που εκτός από το τσουνάμι υπέστη και τις καταστροφικές επιπτώσεις από την ασυνήθιστα μεγάλης έντασης σεισμική δόνηση. Άλλες χώρες με μεγάλες απώλειες σε ζωές ήταν η Σρι Λάνκα, η Ινδία και η Ταϋλάνδη. Σε μερικές περιπτώσεις ολόκληρες περιοχές σαρώθηκαν κυριολεκτικά από τα νερά και εξαφανίστηκε κάθε ίχνος ανθρώπινης παρουσίας. Κατοικίες, καταστήματα και άλλα κτίρια κατέρρευσαν και παρασύρθηκαν στη θάλασσα. Οι τουριστικές περιοχές επίσης χτυπήθηκαν σκληρά ειδικά στην Ταϋλάνδη όπου αρκετές χιλιάδες τουριστών έχασαν τη ζωή τους.

2.7.5 Θαλάσσια κύματα βαρύτητας στην Ελλάδα

Στο χάρτη του σχήματος 2.13 φαίνονται τα κυριότερα θαλάσσια κύματα βαρύτητας που έχουν επηρεάσει τις ακτές της Ελλάδας. Φαίνεται ότι οι περιοχές της Ελλάδας που έχουν πληγεί σε σημαντικό βαθμό από τέτοια κύματα είναι κυρίως ο δυτικός Κορινθιακός κόλπος, ο Μαλιακός κόλπος, τα νησιά των Κυκλάδων, η Κρήτη, τα Δωδεκάνησα, η Χίος και οι ακτές της Δυτικής Ελλάδας.

Σύμφωνα με τους Παπαζάχο & Παπαζάχου (2003) τα μεγαλύτερα θαλάσσια κύματα βαρύτητας που παρατηρήθηκαν στην Ελλάδα και τις γύρω περιοχές είναι αυτά που προκλήθηκαν από δύο μεγάλους επιφανειακούς σεισμούς μεγέθους μεγαλύτερου από 8 βαθμούς



Σχήμα 2.13 Τα σημαντικότερα θαλάσσια κύματα βαρύτητας που έχουν καταγραφεί στις ακτές της Ελλάδας και των γειτονικών της χωρών. Τα τρία μεγέθη κύκλων αντιστοιχούν στα διαστήματα μέγιστων εντάσεων που παρατηρήθηκαν σε κάθε συμβάν (Παπαζάχος & Παπαζάχου, 2003). (τροποποιημένο από Παπαζάχος & Παπαζάχου, 2003)

Πίνακας 2.1΄Ενταση και ύψη των θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας που έπληξαν διάφορες ακτές του Αιγαίου στις 9 Ιουλίου του 1956. Η τρίτη στήλη περιλαμβάνει την απόσταση των παράκτιων περιοχών (σε km) από το σημείο γένεσης των κυμάτων. (πηγή: Papazachos et al., 1986)

Περιοχή	΄Υψος κύματος (H) σε m.	΄Ενταση θαλάσσιου κύματος βαρύτητας Ki	Απόσταση (km)
Νότιες ακτές Αμοργού	25,0	V	24
Βόρειες ακτές Αμοργού	2,50	IV	28
Βόρειες ακτές Αστυπάλαιας	20,0	V	32
Νότιες ακτές Αστυπάλαιας	4,00	IV	36
Φολέγανδρος	10,0	III	112
Κρήτη (Ηράκλειο)	2,00	II+	188
Πειραιάς	0,30	II	204

που συνέβησαν το 365 μ.Χ. και το 1303 μ.Χ. στην ελληνική τάφρο νοτιοδυτικά της Κρήτης και ανατολικά της Ρόδου αντίστοιχα. Παρόμοια γεγονότα θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας έχουν μια περίοδο επανάληψης περίπου 1.000 ετών.

΄Ενα από τα παλαιότερα συμβάντα θεωρείται αυτό που κατέστρεψε τον στόλο των Περσών στην Ποτίδαια της Χαλκιδικής το 479 π.Χ.

Πολλοί αρχαίοι πολιτισμοί εικάζεται ότι εξαφανίστηκαν εξαιτίας τέτοιων κυμάτων. Μεταξύ αυτών συγκαταλέγεται και ο Μινωικός πολιτισμός που ως αιτία της καταστροφής του θεωρείται ένα θαλάσσιο κύμα βαρύτητας που προκλήθηκε το 1490 π.Χ. από την ηφαιστειακή έκρηξη της νήσου Στρογγύλης. Από την κατάρρευση του ηφαιστειακού κώνου και τη δημιουργία της καλδέρας πυροδοτήθηκε ένα θαλάσσιο κύμα βαρύτητας, ύψους 120 μέτρων, που έπληξε τα βόρεια παράλια της Κρήτης. Σήμερα επικρατεί η άποψη ότι για την καταστροφή του Μινωικού πολιτισμού δεν ευθύνεται αποκλειστικά το θαλάσσιο αυτό κύμα βαρύτητας αλλά βοήθησε σημαντικά. Για παράδειγμα εξαιτίας αυτού του συμβάντος πλημμύρισαν οι σοδειές των Μινωιτών για ένα διάστημα δύο ετών συμβάλλοντας στη σταδιακή οικονομική και πολιτισμική τους παρακμή.

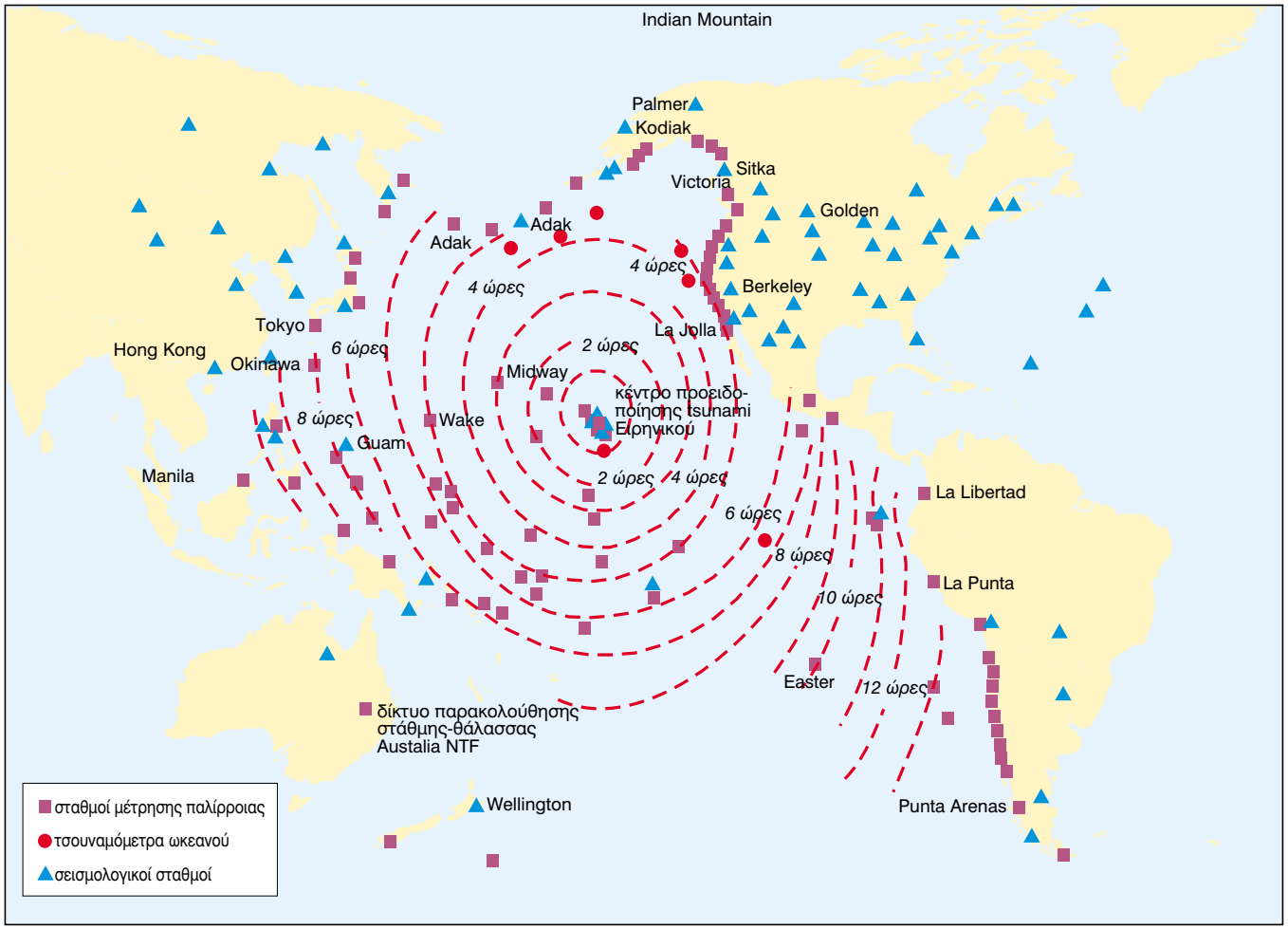
Το τελευταίο μεγάλο θαλάσσιο κύμα βαρύτητας που έπληξε το Αιγαίο προκλήθηκε στις 9 Ιουλίου του 1956 από έναν σεισμό μεγέθους 7,4 βαθμών ο οποίος ακολουθήθηκε από έναν εξίσου ισχυρό μετασεισμό 7,2 βαθμών (Stiros et al., 1994b). Για το σεισμικό αυτό συμβάν ευθύνεται η ρηξιγενής ζώνη Β.Α.-Ν.Δ. διεύθυνσης που αποτελεί το Β.Δ. όριο της τάφρου Αμοργού - Αστυπάλαιας (Dominey Howes & Cundy, 2001). Τα κύματα προκλήθηκαν από μια σειρά υποθαλάσσιων ολισθήσεων ιζημάτων στις πλευρές της τάφρου. Τα ύψη των κυμάτων που καταγράφηκαν διέφεραν σημαντικά ανάλογα με την τοπική βαθυμετρία και τη μορφολογία των ακτών (Ambraseys, 1960; 1962; Antonopoulos, 1980; Papazachos et al., 1986) με το μεγαλύτερο ύψος κύματος που παρατηρήθηκε να φθάνει τα 25 m στη Ν.Α. ακτή της Αμοργού (Papazachos et al., 1986). Επίσης, όπως φαίνεται στον πίνακα 2.1, η Αστυπάλαια επλήγη σημαντικά από το θαλάσσιο αυτό κύμα βαρύτητας με ύψη κύματος που κυμαίνονταν από 4 έως 20 m.

2.7.6 ΄Ερευνες για παλαιο-τσουνάμι

Αρκετοί επιστήμονες που ασχολούνται με τη μελέτη του παράκτιου χώρου διεξάγουν έρευνες για τον εντοπισμό περιοχών που παλαιότερα επλήγησαν από θαλάσσια κύματα βαρύτητας. Οι έρευνες αυτές περιλαμβάνουν τη γεωμορφολογική χαρτογράφηση των παράκτιων περιοχών με σκοπό την ανακάλυψη ιχνών που να αποδεικνύουν μορφολογικά τη δράση των κυμάτων αυτών. Σημαντική είναι και η μελέτη της στρωματογραφίας των παράκτιων ιζημάτων. Ο εντοπισμός σε μια ακολουθία παράκτιων ιζημάτων, στρωμάτων από υλικά που δείχνουν μια προέλευση από βυθό βαθιάς θάλασσας αποτελεί ένδειξη ότι η συγκεκριμένη ακτή έχει στο παρελθόν πληγεί από κάποιο θαλάσσιο κύμα βαρύτητας που μετέφερε τα υλικά αυτά στην παράκτια ζώνη. Για παράδειγμα η παρουσία ενός στρώματος που περιέχει κελύφη οργανισμών που ζουν σε μεγάλα βάθη αναμεμειγμένα με είδη που ζουν σε παράκτια περιβάλλοντα δείχνει πως δεν μπορεί παρά να αποτέθηκε στην ακτή μόνο υπό την επίδραση ενός τέτοιου γεγονότος. Τόσο το πάχος των στρωμάτων αυτών, όσο και η εξάπλωσή τους μπορούν να δώσουν πληροφορίες για τα χαρακτηριστικά των παλαιο-τσουνάμι που τα προκάλεσαν. Πράγματι έχουν εντοπισθεί αρκετές περιοχές σε όλη τη γη που έχουν κατά καιρούς πληγεί από παλαιο-τσουνάμι. Στη χερσόνησο Kamtsatka στη Ρωσία, που βρέχεται από τον Ειρηνικό ωκεανό, έχουν εντοπισθεί 40 διαφορετικά θαλάσσια στρώματα που αποδίδονται σε ισάριθμα μεγάλα θαλάσσια κύματα βαρύτητας που προκλήθηκαν από μεγάλους σεισμούς.

2.7.7 Πρόγνωση των θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας

Η πρόγνωση των θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας είναι αρκετά δύσκολη αφού και το κύριο γενεσιουργό τους



Σχήμα 2.14 Το σύστημα προειδοποίησης θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας του Ειρηνικού ωκεανού. Η πληροφόρηση φθάνει στο κέντρο προειδοποίησης που βρίσκεται στη Χαβάη και προέρχεται από τρεις πηγές που περιλαμβάνουν παλιρροιογράφους, τσουναμόμετρα και σεισμογράφους. Τα τσουναμόμετρα είναι όργανα που τοποθετούνται στον πυθμένα και μετρούν τις μεταβολές της πίεσης του θαλάσσιου νερού που αποτελούν ένδειξη διέλευσης τσουνάμι. Συγκεκριμένα έχουν εγκατασταθεί πάνω από 100 παλιρροιογράφοι, 6 τσουναμόμετρα ωκεανού που είναι συνδεδεμένα με πλωτές σημαδούρες και ένας αριθμός διάσπαρτων σεισμολογικών σταθμών. Οι διακεκομμένες γραμμές σκιαγραφούν το χρόνο (σε ώρες) που θα χρειαζόταν ώστε ένα θαλάσσιο κύμα βαρύτητας να φθάσει στη Χαβάη από διάφορες τοποθεσίες του Ειρηνικού ωκεανού. (τροποποιημένο από N.O.A.A.: National Weather Service)

αίτιο, που είναι ο σεισμός, αποτελεί ένα φαινόμενο που δεν μπορεί ακόμη να προβλεφθεί. Στα πλαίσια της προσπάθειας πρόγνωσης και περιορισμού των αρνητικών συνεπειών εντάσσεται η εγκατάσταση και λειτουργία κέντρων προειδοποίησης θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας (σχήμα 2.14). Σκοπός των κέντρων αυτών είναι η προσπάθεια έγκαιρης ειδοποίησης των τοπικών παράκτιων κοινωνιών μετά από ένα σεισμό που θα μπορούσε να προκαλέσει ένα τέτοιο κύμα. Για το σκοπό αυτό τα στοιχεία που προκύπτουν από σεισμογράφους, που εκτιμούν τη θέση και το μέγεθος των σεισμικών γεγονότων, συνδυάζονται με τη χρήση μοντέλων προσομοίωσης που μπορούν να εκτιμήσουν το χρονικό διάστημα που απαιτείται για να φθάσουν τα κύματα αυτά καθώς και την ενέργεια που πιθανά καταναλώσουν σε διάφορες παράκτιες περιοχές κατά τη θραύση τους. Επιπλέον η στατιστική επεξεργασία των ήδη καταγεγραμμένων τσουνάμι βοηθά στην χαρτογράφηση των παράκτιων περιοχών που έχουν πληγεί και την ένταξή τους σε κάποιο βαθμό επικινδυνότητας. Οι παράκτιες περιοχές που κινδυνεύουν να υποστούν τις μεγαλύτερες καταστροφές είναι οι χαμηλού υψόμετρου (συνήθως θεωρούνται αυτές που βρίσκονται κάτω από τα 10 m).

Τα θαλάσσια κύματα βαρύτητας μπορούν να προκαλέσουν πλημμύρες και καταστροφές σε παράκτιες περιοχές που απέχουν χιλιάδες χιλιομέτρων από το σημείο που γεννώνται. Για παράδειγμα το 1960 ένας σεισμός στη ζώνη υποβύθισης στο όριο δύο τεκτονικών πλακών ανοικτά των ακτών της Χιλής προκάλεσε ένα κύμα, που έφτασε στη Χαβάη 25 ώρες αργότερα, σκοτώνοντας 61 ανθρώπους. Τα μεγάλα όμως χρονικά διαστήματα που μεσολαβούν ώσπου ένα τέτοιο κύμα να πλήξει μια παράκτια περιοχή επιτρέπουν την ανίχνευσή του σε χρόνο που συνήθως αρκεί για την έγκαιρη ενημέρωση των παράκτιων περιοχών που βρίσκονται στην πορεία του. Ο χρόνος άφιξης των θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας που προκαλούνται μετά από έναν σεισμό μπορεί συχνά να εκτιμηθεί με ακρίβεια περίπου 1,5

λεπτού ανά ώρα χρόνου ταξιδιού του κύματος. Η δυνατότητα αυτή έγκαιρης εκτίμησης του χρόνου άφιξης των κυμάτων στις ακτές χρησιμοποιήθηκε για την εγκατάσταση συστημάτων προειδοποίησης σε πολλές χώρες πέριξ του Ειρηνικού ωκεανού (σχήμα 2.14). Τα συστήματα αυτά δέχονται πληροφορίες από ένα κέντρο που βρίσκεται στη Χαβάη.

Στον Ινδικό ωκεανό δεν υπήρχε σύστημα προειδοποίησης θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας παρόμοιο με αυτό που λειτουργεί για τις παράκτιες περιοχές του Ειρηνικού ωκεανού, με αποτέλεσμα οι περισσότεροι άνθρωποι να αιφνιδιαστούν από τα κύματα της 26ης Δεκεμβρίου του 2004. Οι επιστήμονες του συστήματος προειδοποίησης θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας στη Χαβάη αναγνώρισαν έναν πολύ μεγάλο σεισμό που ενδεχομένως θα μπορούσε να προκαλέσει θαλάσσια κύματα βαρύτητας και εξέδωσαν ένα σχετικό δελτίο προειδοποίησης για τις 26 χώρες - μέλη του. Προσπάθησαν να ενημερώσουν τόσο τους συναδέλφους τους στην Ινδονησία όσο και αρκετές πρεσβείες των Η.Π.Α. αλλά οι προσπάθειές τους είτε ήταν ανεπιτυχείς είτε η ενημέρωση δεν έφτασε στους αρμόδιους αξιωματούχους εγκαίρως. Γίνεται φανερό ότι, εάν υπήρχε ένα σύστημα προειδοποίησης στον Ινδικό ωκεανό, δεκάδες χιλιάδες ζωές θα είχαν σωθεί δεδομένου ότι τα θαλάσσια κύματα βαρύτητας χρειάστηκαν επτά ώρες να διασχίσουν ολόκληρο τον Ινδικό ωκεανό (σχήμα 2.12) (U.S. Geological Survey, 2005). Το γεγονός της Sumatra ανέδειξε την αναγκαιότητα εγκατάστασης και λειτουργίας ενός τέτοιου συστήματος προειδοποίησης τόσο για τον Ινδικό, όσο και για τον Ατλαντικό ωκεανό αλλά και για μικρότερες θάλασσες όπως η Καραϊβική, η Μεσόγειος και η Μαύρη Θάλασσα. Ιδιαίτερη σημασία για την αποτελεσματικότητα και αξιοπιστία των συστημάτων αυτών έχει η επαρκής τους χρηματοδότηση και η συντήρησή τους.

Τα συστήματα προειδοποίησης χωρίς την απαραίτητη ενημέρωση και εκπαίδευση των ανθρώπων που κατοικούν μόνιμα ή επισκέπτονται παράκτιες περιοχές, επιρρεπείς σε τέτοιου είδους κύματα, έχουν περιορισμένη αποτελεσματικότητα. Συνεπώς η εκπαίδευση έχει μεγάλη σπουδαιότητα για τον περιορισμό των αρνητικών αποτελεσμάτων τέτοιων γεγονότων.

2.8 Κυματισμός και διάβρωση

Από τα παραπάνω προκύπτει ότι μια από τις κύριες φυσικές διεργασίες, που δρουν στον παράκτιο χώρο και συμμετέχει σημαντικά στη διαμόρφωση των μορφολογικών του χαρακτηριστικών, είναι ο κυματισμός. Η διαβρωτική ικανότητα των κυμάτων καθώς και η έκταση στην οποία μπορούν να διαβρώσουν μια ακτογραμμή εξαρτώνται από τρεις κατηγορίες παραγόντων:

- ***Το κυματικό περιβάλλον της ακτογραμμής.*** Λέγοντας κυματικό περιβάλλον εννοείται το μήκος και η διεύθυνση της θαλάσσιας έκτασης στην οποία μπορούν να αναπτυχθούν τα κύματα (fetch direction), το σημαντικό ύψος του κύματος, που όπως έχει ήδη αναφερθεί, είναι ο μέσος όρος του ενός τρίτου (1/3) των υψηλότερων κυμάτων ενός κυματισμού και τη συχνότητα εμφάνισης κυματικών γεγονότων μεγάλης έντασης όπως αυτά που προκαλούνται από καταιγίδες και τα θαλάσσια κύματα βαρύτητας (τσουνάμι).
- ***Τα γεωλογικά χαρακτηριστικά της ακτογραμμής.*** Περιλαμβάνουν τη λιθολογία των γεωλογικών σχηματισμών και πετρωμάτων που εμφανίζονται στην ακτή, τη σκληρότητά τους, η οποία σχετίζεται άμεσα με την ανθεκτικότητα στις διεργασίες της φυσικής - μηχανικής και χημικής αποσάθρωσης και τη γεωλογική δομή, που περιλαμβάνει τα επίπεδα στρώσης και τις κλίσεις τους, τις διακλάσεις, τα ρήγματα και τις πτυχές. Στα γεωλογικά χαρακτηριστικά περιλαμβάνονται και η αποδυνάμωση των πετρωμάτων από διαβρωτικές διεργασίες, που έδρασαν σε παλαιότερες περιόδους, όπου επικρατούσαν διαφορετικές, σε σχέση με τις σημερινές, κλιματολογικές συνθήκες.
- ***Τη μορφολογία της ακτογραμμής.*** Τα τοπογραφικά της δηλαδή χαρακτηριστικά όπως είναι τα ακρωτήρια και οι όρμοι - κόλποι, που προκαλούν την τροποποίηση των χαρακτηριστικών των κυμάτων, το ύψος των παράκτιων κρημνών, η κλίση των παράκτιων κλιτύων καθώς και η υποθαλάσσια τοπογραφία και βαθυμετρία που επηρεάζουν σε σημαντικό βαθμό τη διάθλαση των κυμάτων.

Οι μηχανισμοί διάβρωσης από τη δράση του κυματισμού ποικίλουν και έχουν προσελκύσει το ενδιαφέρον αρκετών ερευνητών. Για να εκφραστούν οι διεργασίες αυτές έχει καθιερωθεί η χρήση μιας σειράς όρων. Τα κύματα που θραύονται σε στρώματα πετρωμάτων που είναι κατακερματισμένα από διακλάσεις ή ρήγματα μπορούν να προκαλέσουν υδραυλική πίεση (hydraulic pressure) στα δομικά κενά. Η υδραυλική πίεση μπορεί να οδηγήσει στην αποδυνάμωση των πετρωμάτων και την "προετοιμασία" τους για την απόσπαση - διάσπαση με τη διεργασία που ονομάζεται εκσκαφή (quarrying). Με τη διεργασία αυτή τα κύματα αποσπούν και μετακινούν χαλαρούς πάγκους (blocks) από τα κατακερματισμένα πετρώματα της ακτής. Οι αποσπασμένοι πάγκοι των πετρωμάτων μπορεί να θρυμματιστούν από την κυματική δραστηριότητα με τις διεργασίες της τριβής (attrition) όπως είναι η απόξεση (abrasion) που φέρνει σε επαφή τα τεμάχη των πετρωμάτων μεταξύ τους αποστρογγυλώνοντάς τα και μειώνοντας σταδιακά το μέγεθός τους. Το ίζημα που προκύπτει από τις διεργασίες της εκσκαφής (quarrying) και της τριβής (attrition) μπορεί στη συνέχεια να συμμετάσχει ή να ενισχύσει την περαιτέρω διάβρωση των πετρωμάτων από τα κύματα μέσω της διεργασίας της μηχανικής αποσάθρωσης (corrasion), που είναι η φθορά των επιφανειών των πετρωμάτων λόγω της απόξεσης και προκαλείται από την επαφή με τους κόκκους των ιζημάτων.

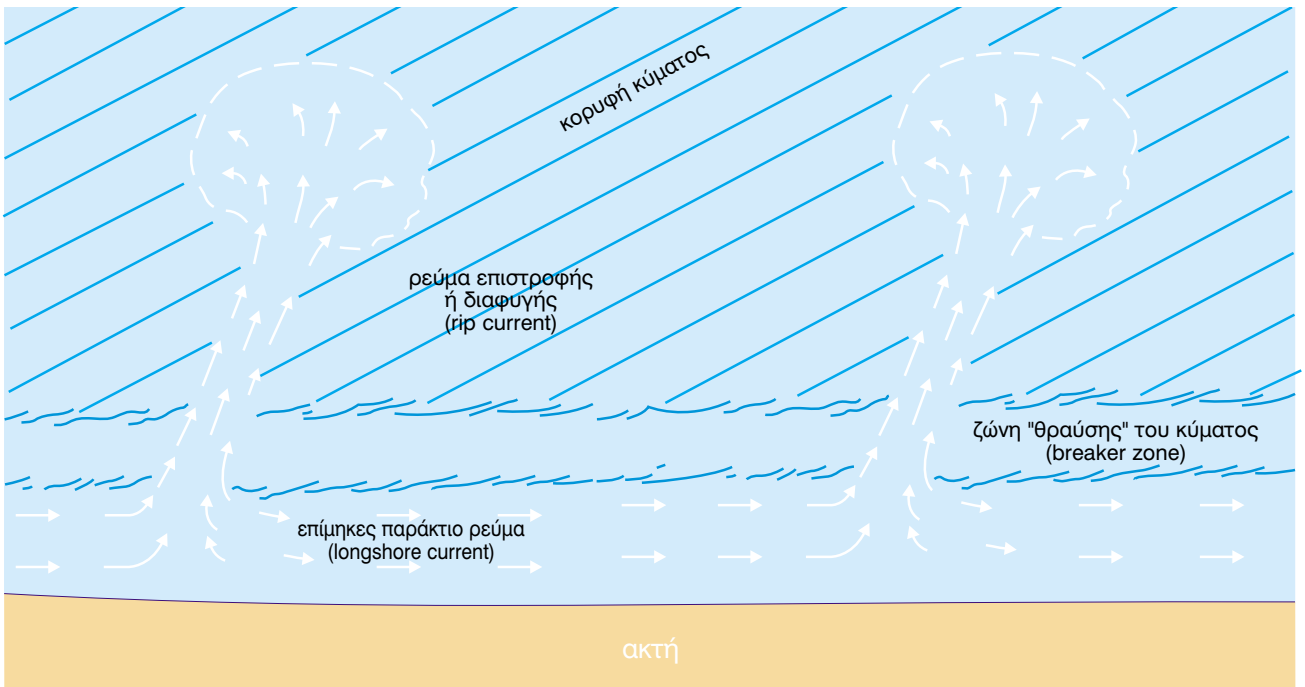
3 Παράκτια Ρεύματα

3.1 Θαλάσσια ρεύματα

Η ωκεάνια κυκλοφορία περιλαμβάνει την επιφανειακή, όπου κύρια γενεσιουργός αιτία είναι οι ατμοσφαιρικές συνθήκες, και τη θερμοαλατική κυκλοφορία, που συνήθως αφορά νερά μεγαλύτερου βάθους, και είναι η κίνηση των υδάτινων μαζών εξαιτίας διαφορών στη θερμοκρασία και την αλατότητα (Αλμπανάκης, 1999).

Η δημιουργία των θαλάσσιων ρευμάτων οφείλεται σε διάφορους παράγοντες μεταξύ των οποίων πρωτεύουσα θέση κατέχουν:

- ***Οι ατμοσφαιρικές συνθήκες και κυρίως ο άνεμος.*** Ο άνεμος αποτελεί σημαντικό παράγοντα γιατί, εκτός του ότι μετέχει ενεργά στη γένεση των επιφανειακών θαλάσσιων κυμάτων, με την τριβή που ασκεί στην επιφάνεια της θάλασσας παρασύρει ταυτόχρονα κατά τη διεύθυνση της πνοής του και τις επιφανειακές μάζες νερού προκαλώντας ανεμογενή ρεύματα. Εάν ο άνεμος πνέει για ένα ορισμένο χρονικό διάστημα από μια σταθερή διεύθυνση, συμπαρασύρει τα μόρια του επιφανειακού στρώματος νερού. Η κίνηση αυτή επεκτείνεται προοδευτικά προς τον πυθμένα επηρεάζοντας και τα βαθύτερα στρώματα. Στην περίπτωση που η γη ήταν ακίνητη, τα ρεύματα αυτά θα είχαν την ίδια διεύθυνση με τον άνεμο, η επίδραση όπως της δύναμης Coriolis, που οφείλεται στην περιστροφή της γης, τροποποιεί τη διεύθυνση των ρευμάτων. Εκτός από τον άνεμο σημαντική για τη γένεση θαλασσίων ρευμάτων είναι και η επίδραση της ηλιακής ακτινοβολίας και των κατακρημνισμάτων που μεταβάλλουν τοπικά την πυκνότητα του θαλάσσιου νερού.
- ***Η παλίρροια,*** για την οποία γίνεται αναφορά στο αντίστοιχο κεφάλαιο, συνιστά άλλη μια γενεσιουργό αιτία ρευμάτων που, αν και είναι μικρής σημασίας για τις ανοικτές θαλάσσιες λεκάνες, όταν λαμβάνει χώρα σε κλειστές θάλασσες με ιδιαίτερα μορφολογικά χαρακτηριστικά (όπως για παράδειγμα στο νότιο και βόρειο Ευβοϊκό κόλπο - στενά Ευρίπου ή στη Θάλασσα της Μάγχης), είναι δυνατό να προκαλέσει πολύ ισχυρά ρεύματα κατά τις φάσεις της άμπωτης και της πλημμυρίδας.
- ***Οι διαφορές της υδροστατικής πίεσης*** δημιουργούν θαλάσσια ρεύματα που οφείλονται στη διαφορετική πυκνότητα των υδάτινων μαζών και προκαλούν τη μετακίνηση των μεγαλύτερης πυκνότητας νερών προς τα μικρότερης με σκοπό την αποκατάσταση ισορροπίας.
- ***Η περιστροφή της γης.*** Το φαινόμενο αυτό επηρεάζει την πορεία και την εξέλιξη των θαλάσσιων ρευμάτων, καθώς η δύναμη Coriolis εκτρέπει την πορεία των ρευμάτων προς τα δεξιά της διεύθυνσης διάδο-



Σχήμα 3.1 Σχηματική αναπαράσταση του επιμήκους παράκτιου ρεύματος (longshore current) και του ρεύματος επιστροφής ή διαφυγής (rip current).



Φωτο 3.1 Ρεύμα διαφυγής (rip current) στην παραλία Palm Beach, Sydney, New South Wales, Australia. (φωτογραφία: Rob Brander)

σής τους στο βόρειο ημισφαίριο και προς τα αριστερά στο νότιο.

Είναι δυνατό κατά τη μετακίνηση των θαλάσσιων μαζών να συμμετέχουν ενεργά περισσότεροι του ενός από τους προαναφερθέντες παράγοντες ή να δρουν ταυτόχρονα και άλλες, δευτερεύουσας σημασίας, παράμετροι.

3.2 Παράκτια κυματογενή ρεύματα

Τα παράκτια κυματογενή ρεύματα δημιουργούνται όταν τα κύματα προσεγγίζουν την ακτή και αποτελούν τη σημαντικότερη αιτία μετακίνησης ιζημάτων κατά μήκος της ακτογραμμής. Ανάλογα με τα χαρακτηριστικά των κυμάτων που τα δημιουργούν μπορούν να θέσουν σε κίνηση το παράκτιο ίζημα και να το μεταφέρουν από και/ή προς την ακτή.

Η συνεχής προσέλευση και θραύση των κυμάτων στην ακτογραμμή έχει σαν αποτέλεσμα τη συσσώρευση μάζας θαλάσσιου νερού στη ζώνη κυματωγής. Η εκτόνωση της συσσωρευμένης αυτής μάζας του θαλάσσιου νερού γίνεται με τη δημιουργία ρευμάτων που κινούνται είτε παράλληλα προς την ακτογραμμή (δηλαδή κατά μήκος της ακτογραμμής) είτε με κατεύθυνση προς την ανοικτή θάλασσα (σχήμα 3.1). Τα ρεύματα που κινούνται κατά μήκος της ακτογραμμής ονομάζονται επιμήκη παράκτια ρεύματα (longshore currents) ενώ εκείνα που κατευθύνονται από την ακτογραμμή προς την ανοικτή θάλασσα ονομάζονται ρεύματα επιστροφής ή διαφυγής (rip currents).

Το είδος του παράκτιου ρεύματος ή ρευμάτων που θα αναπτυχθεί σε μια παράκτια περιοχή εξαρτάται από διάφορους παράγοντες οι σημαντικότεροι από τους οποίους είναι η γωνία πρόσπτωσης των κυμάτων στην ακτή, τα μορφολογικά χαρακτηριστικά της ακτογραμμής καθώς και η μορφολογία του υποθαλάσσιου ανάγλυφου. Αν η πρόσπτωση των κυμάτων στην ακτογραμμή είναι κάθετη, ή σχεδόν κάθετη, τότε δημιουργείται ένα είδος κλειστής κυκλοφορίας (cell circulation) από επιμήκη παράκτια ρεύματα και ρεύματα διαφυγής.

Στην περίπτωση που τα κύματα προσεγγίζουν την ακτή υπό γωνία, δηλαδή μεταξύ των κορυφών των κυμάτων και της ακτογραμμής σχηματίζεται μια οξεία γωνία, τότε δημιουργούνται επιμήκη παράκτια ρεύματα. Η δράση των επιμήκων αυτών ρευμάτων περιορίζεται μπροστά από τη ζώνη θραύσης του κύματος και τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά τους εξαρτώνται από τη γωνία με την οποία τα κύματα προσεγγίζουν την ακτή. Η ταχύτητά τους κυμαίνεται από μερικές δεκάδες εκατοστά ανά δευτερόλεπτο μέχρι και 1 m/sec. Η μέση ταχύτητα ενός επιμήκους παράκτιου ρεύματος δίνεται από την ακόλουθη εξίσωση του Komar (1998):

$$v_i = \sqrt{gH_{sb}}\ \text{ημα}_b\ \text{συνα}_b$$

όπου H_{sb} είναι το σημαντικό ύψος των κυμάτων κατά τη θραύση τους,

$\hat{a}_b$ είναι η γωνία μεταξύ της γραμμής κορυφής του κύματος και της ισοβαθούς στη ζώνη θραύσης και

g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας (ίση με 9,81 m/s^2).

Η δράση των ρευμάτων διαφυγής έχει σαν αποτέλεσμα τη μεταφορά των ιζημάτων από την ακτή προς την ανοικτή θάλασσα. Τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά τους εξαρτώνται κυρίως από την ανύψωση της θαλάσσιας στάθμης, λόγω της συσσώρευσης της θαλάσσιας μάζας στη ζώνη θραύσης των κυμάτων. Τα ρεύματα επαναφοράς είναι ισχυρά, έχουν μικρό πλάτος και έχουν την αρχή τους στη ζώνη θραύσης του κύματος ενώ κατευθύνονται προς την ανοικτή θάλασσα (φωτο 3.1). Το μήκος τους μπορεί να φθάσει τα 60-750 m και η ταχύτητες που αναπτύσσουν είναι μεγαλύτερες των 50 cm/sec ενώ συχνά ξεπερνούν τα 2 m/sec. Σε αρκετές περιπτώσεις τα ρεύματα αυτά γίνονται επικίνδυνα και ευθύνονται για τον πνιγμό πολλών κολυμβητών.

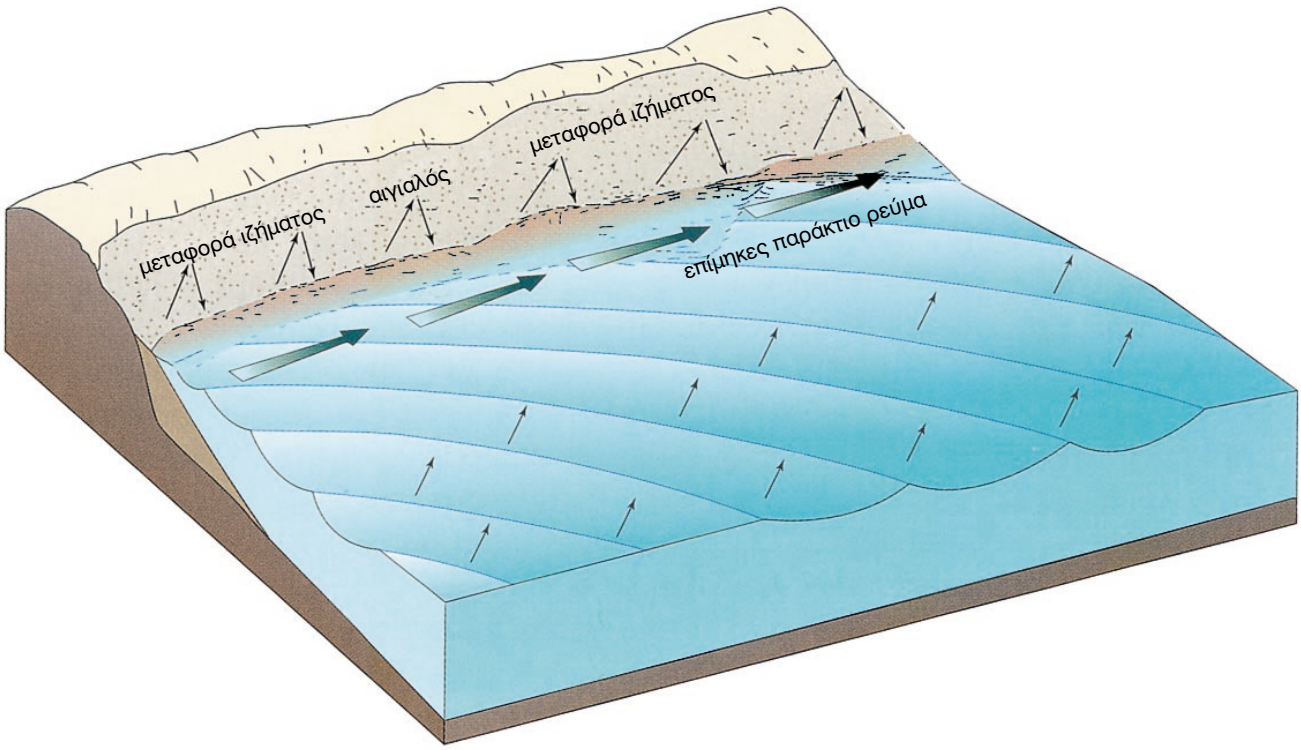


Φωτο 3.2 Πλάγια πρόσπτωση του κυματισμού σε αμμώδη ακτογραμμή του θερμαϊκού κόλπου. Η αλληλεπίδραση του κυματισμού με τους κόκκους της άμμου έχει σαν αποτέλεσμα την επιμήκη μεταφορά μεγάλης ποσότητας ιζήματος.

3.3 Παράκτια κυκλοφορία ιζήματος

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, τα κύματα σπάνια προσεγγίζουν την ξηρά παράλληλα προς την ακτογραμμή. Συνήθως προσεγγίζουν υπό οξεία γωνία παρά τη δράση του φαινομένου της διάθλασης που τείνει να μετατοπίσει την κορυφή τους σχεδόν παράλληλα με την ακτή. Καθώς τα κύματα κινούνται πλάγια στην παραλία μεταφέρουν ίζημα στην ακτή. Με τον κυματισμό όμως επιστροφής (backwash), την υποχώρηση δηλαδή του νερού μετά τη θραύση του κύματος, το ίζημα μετακινείται από την ακτή προς την ανοικτή θάλασσα (φωτο 3.2). Το τελικό αποτέλεσμα των κινήσεων των κόκκων των ιζημάτων, υπό την επίδραση των διαδοχικών κυμάτων, είναι η πλευρική τους μετατόπιση αρκετά εκατοστά ή δεκάδες εκατοστών κατά μήκος της παραλίας (σχήμα 3.2). Αυτή η συνεχής πλευρική μετατόπιση έχει σαν αποτέλεσμα τη μετακίνηση τεράστιων ποσοτήτων ιζήματος κατά μήκος της ακτογραμμής.

Ανάλογη είναι η μετακίνηση του ιζήματος κατά μήκος της ακτής από τη δράση των κυματογενών επιμήκων παράκτιων ρευμάτων. Συνεπώς η δράση των επιμήκων παράκτιων ρευμάτων και του πλάγιου κυματισμού έχει το ίδιο αποτέλεσμα και οι δύο αυτές διεργασίες αλληλοσυμπληρώνουν η μια την άλλη. Η ποσότητα του



Σχήμα 3.2 Η πλευρική μεταφορά των ιζημάτων του αιγιαλού από τη συνδυασμένη δράση της πλάγιας πρόσπτωσης του κυματισμού στην ακτογραμμή και του επιμήκους παράκτιου ρεύματος.

ιζήματος που μεταφέρεται με την παράκτια κυκλοφορία κατά μήκος των ακτών είναι πολύ μεγάλη. Για παράδειγμα έχει εκτιμηθεί ότι 340.000 m^3 ιζήματος (σχεδόν 100.000 m^3/ημέρα) μεταφέρεται ετησίως λόγω της παράκτιας κυκλοφορίας κατά μήκος των περισσότερων ακτών των ανατολικών Η.Π.Α. (Easterbrook, 1999).

Κάθε φυσικό ή τεχνητό εμπόδιο που βρίσκεται κάθετα στην ακτογραμμή λειτουργεί ως φράγμα διακόπτοντας την παράκτια κυκλοφορία των κόκκων με αποτέλεσμα το ίζημα να αποτίθεται στην πλευρά που το παράκτιο ρεύμα συναντά το εμπόδιο.

4 Παλίρροιες (Tides)

4.1 Γενικά για το φαινόμενο της παλίρροιας

Ως παλίρροια ορίζεται η μεταβολή (η ανύψωση και η πτώση) του επίπεδου της θάλασσας σε σχέση με την ξηρά που οφείλεται στη βαρυτική έλξη που ασκούν η σελήνη και ο ήλιος στην υδρόσφαιρα της γης. Η ανύψωση της θαλάσσιας στάθμης κατά τη διάρκεια ενός κύκλου παλίρροιας ονομάζεται πλημμυρίδα, ενώ η πτώση ονομάζεται άμπωτη (φωτο 4.1α, 4.1β). Οι παλίρροιες εμφανίζουν μια κυκλική περιοδικότητα, που εξαρτάται κυρίως από το συνδυασμό των τροχιών και τη θέση της γης σε σχέση με τη σελήνη και τον ήλιο. Συνεπώς είναι ένα φαινόμενο που μπορεί να προβλεφθεί. Όλες οι παράκτιες περιοχές του κόσμου επηρεάζονται από τις παλίρροιες, άλλες σε σημαντικό και άλλες σε μικρότερο βαθμό. Για λίγους όμως μόνο τύπους παράκτιων περιβαλλόντων μπορεί να θεωρηθεί ότι η δράση των παλιρροιών είναι η σημαντικότερη παράκτια διεργασία. Τέτοια περιβάλλοντα είναι τα εκβολικά συστήματα και τα δέλτα των ποταμών.

Πολλές ανθρώπινες δραστηριότητες στον παράκτιο χώρο όπως είναι η αλιεία, η ναυσιπλοΐα, η κατασκευή και συντήρηση λιμενικών εγκαταστάσεων, τα θαλάσσια σπορ κ.α. επηρεάζονται σημαντικά από το εκάστοτε καθεστώς της παλίρροιας. Άνθρωποι που ζουν σε παράκτιες περιοχές που το φαινόμενο είναι έντονο, βιώνουν καθημερινά τον έλεγχο που ασκούν οι παλίρροιες στον ρυθμό της ζωής και στις δραστηριότητές τους.



(α)



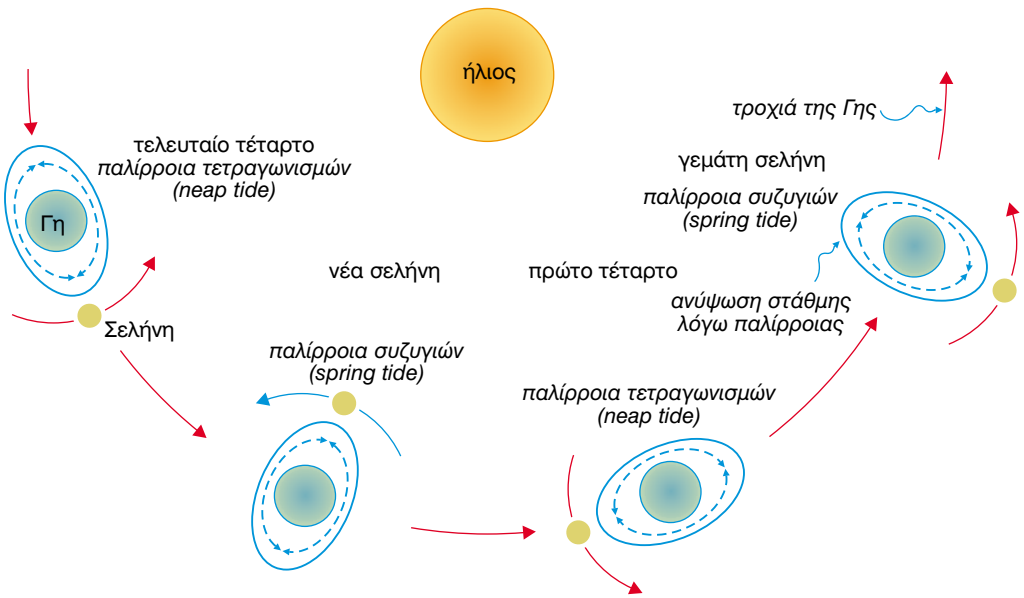
(β)

Φωτο 4.1 Αιγιαλός στην περιοχή Stanley, Tasmania, Australia (α) κατά την άμπωτη και (β) κατά την πλημμυρίδα. (φωτογραφίες: Rob Brander)

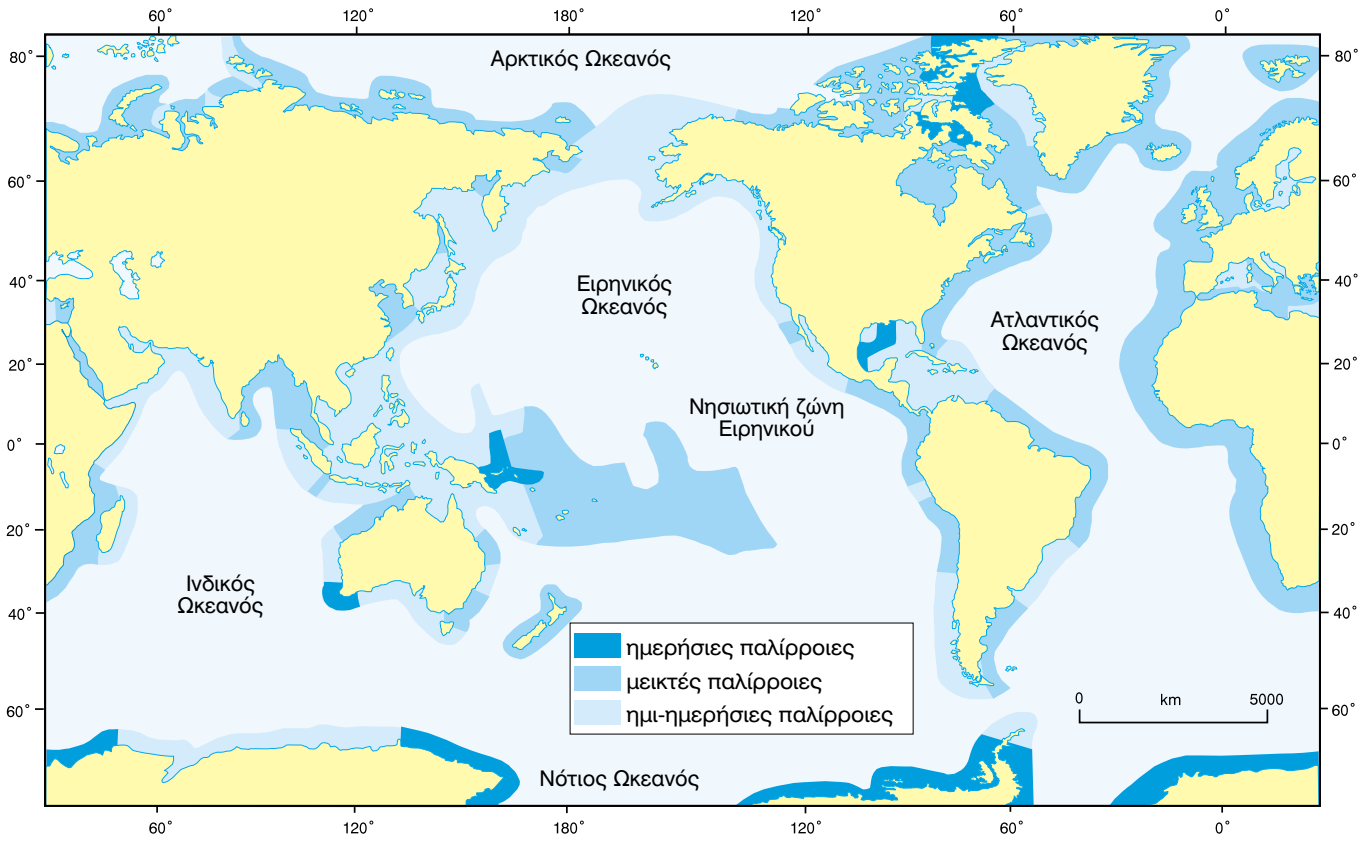
4.2 Γένεση των παλιρροιών – είδη παλίρροιας

Οι παλίρροιες, όπως αναφέρθηκε, είναι το αποτέλεσμα της βαρυτικής έλξης που ασκούν ο ήλιος και η σελήνη στη γη. Στην πραγματικότητα αποτελούν κύματα με πολύ μεγάλο μήκος κύματος. Η σελήνη, παρότι είναι ένα πολύ μικρότερο σώμα, ασκεί μεγαλύτερη επίδραση από τον ήλιο διότι βρίσκεται πλησιέστερα στη γη. Ο ήλιος και η σελήνη, κατά τη διέλευσή τους πάνω από τη γη, έλκουν την υδάτινη επιφάνεια του ωκεανού προκαλώντας μια ανύψωση του επίπεδου της θαλάσσιας στάθμης (tidal bulge) (σχήμα 4.1). Εξαιτίας των φυγόκεντρων δυνάμεων, που οφείλονται στην περιστροφή της γης, μια αντίστοιχη άνοδος του επίπεδου της θάλασσας (tidal bulge) προκαλείται και στην αντιδιαμετρική της πλευρά. Όταν ένα από αυτά τα κύματα παλίρροιας συναντά την ακτή, η κορυφή του κύματος προκαλεί την ανύψωση της θαλάσσιας στάθμης που, όπως αναφέρθηκε, ονομάζεται πλημμυρίδα (high tide) ενώ η κοιλία προκαλεί την πτώση της θαλάσσιας στάθμης που ονομάζεται άμπωτη (low tide). Το μέγεθος και η ένταση του φαινομένου των παλιρροιών που γεννώνται με τον τρόπο αυτό, μεταβάλλεται ανάλογα με τις σχετικές θέσεις που αποκτούν η γη, η σελήνη και ο ήλιος κατά τη διάρκεια των τροχιών τους. Όταν ο ήλιος και η σελήνη ευθυγραμμίζονται με τη γη (δηλαδή κατά τη νέα σελήνη και κατά την πανσέληνο) τα βαρυτικά τους αποτελέσματα συνδυάζονται και προκαλούν παλίρροιες όπου η στάθμη της θάλασσας είναι υψηλότερη από τις μέσες στάθμες παλίρροιας που παρατηρούνται σε μια παράκτια περιοχή κατά την πλημμυρίδα. Οι παλίρροιες αυτές είναι γνωστές σαν παλίρροιες συζυγιών (spring tides) (σχήμα 4.1). Αντιστρόφως όταν ο ήλιος και η σελήνη σχηματίζουν ορθή γωνία με τη γη η βαρυτική τους έλξη διασκορπίζεται με αποτέλεσμα η ανύψωση της επιφάνειας της θάλασσας λόγω του φαινομένου της παλίρροιας, δηλαδή οι προκαλούμενες στάθμες πλημμυρίδας, να είναι χαμηλότερες από τη μέση τιμή. Οι παλίρροιες αυτές ονομάζονται παλίρροιες τετραγωνισμών (neap tides) (σχήμα 4.1). Ομοίως οι στάθμες που σημειώνονται κατά την άμπωτη στις παλίρροιες συζυγιών και τετραγωνισμών είναι αντιστοίχως χαμηλότερες και υψηλότερες από τη μέση τιμή της στάθμης άμπωτης. Ο κύκλος παλίρροιας συζυγιών - παλίρροιας τετραγωνισμών διαρκεί περίπου δεκατέσσερις ημέρες. Δηλαδή για τη μετάβαση από την παλίρροια συζυγιών στην παλίρροια τετραγωνισμών και πάλι στην παλίρροια συζυγιών απαιτείται χρονικό διάστημα δύο εβδομάδων. Η μεγαλύτερη από τις παλίρροιες συζυγιών (δηλαδή υψηλότερη στάθμη πλημμυρίδας και χαμηλότερη στάθμη άμπωτης) συμβαίνει κατά τη εαρινή και την φθινοπωρινή ισημερία.

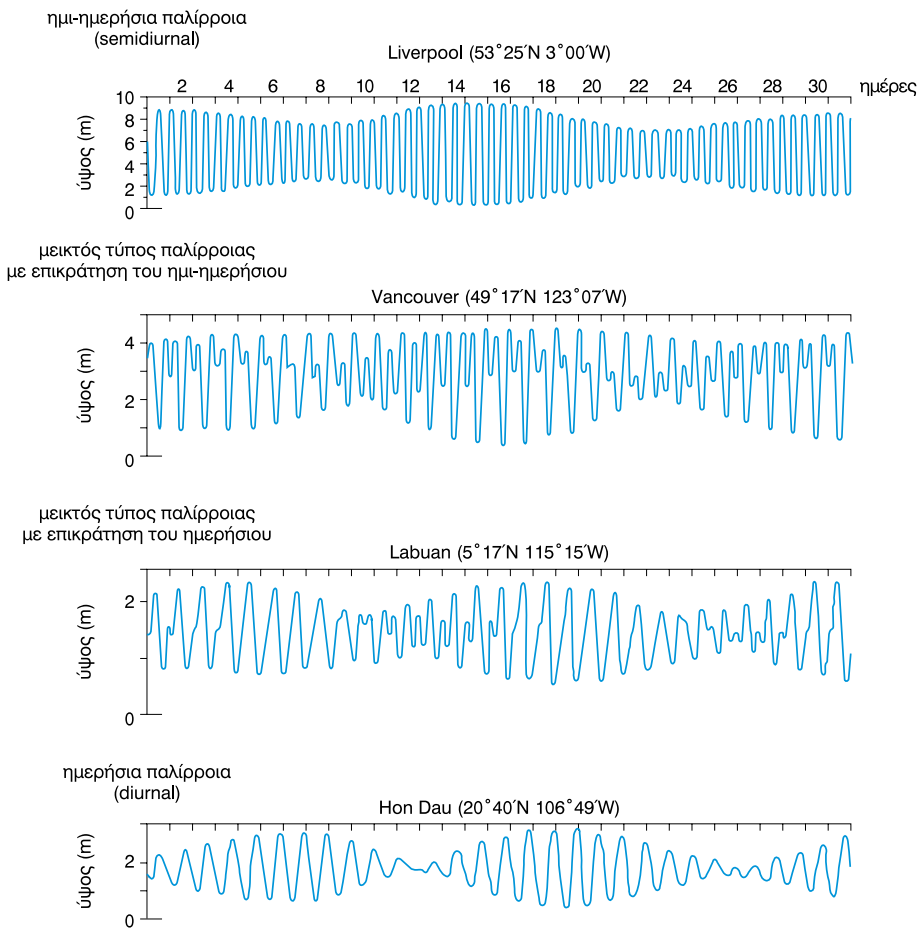
Οι περισσότερες ακτές, όπως για παράδειγμα σχεδόν το σύνολο των ακτογραμμών του Ατλαντικού ωκεανού, επηρεάζονται από δύο πλημμυρίδες και δύο άμπωτες κάθε ημέρα (σχήμα 4.2). Οι παλίρροιες αυτές ονομάζονται ημι-ημερήσιες (semi-diurnal tides). Το χρονικό διάστημα που μεσολαβεί μεταξύ της υψηλής στάθμης, που επιτυγχάνεται στην πλημμυρίδα, και της χαμηλής στάθμης, που επιτυγχάνεται κατά την άμπωτη, είναι 6 ώρες και 13 λεπτά ενώ η πλημμυρίδα και η άμπωτη συμβαίνουν χρονικά ελαφρώς αργότερα κάθε ημέρα. Υπάρ-



Σχήμα 4.1 Η γένεση του φαινομένου της παλίρροιας αναφορικά με τις σχετικές θέσεις του ήλιου, της γης και της σελήνης. Όταν τα τρία ουράνια σώματα ευθυγραμμίζονται, ο συνδυασμός των ελκτικών δυνάμεων προκαλεί τις παλίρροιες συζυγιών (spring tides) όπου παρατηρούνται οι ψηλότερες στάθμες πλημμυρίδας και οι χαμηλότερες στάθμες άμπωτης ενώ, όταν σχηματίζουν ορθή γωνία μεταξύ τους, προκύπτουν οι παλίρροιες τετραγωνισμών (neap tides) όπου παρατηρούνται οι χαμηλότερες στάθμες πλημμυρίδας και οι υψηλότερες στάθμες άμπωτης.



Σχήμα 4.2 Παγκόσμιος χάρτης στον οποίο απεικονίζονται οι περιοχές που επηρεάζονται από ημερήσιες (diurnal), ημι-ημερήσιες (semi-diurnal) και μεικτού τύπου (mixed) παλίρροιες. (τροποποιημένο από Briggs et al., 1997)



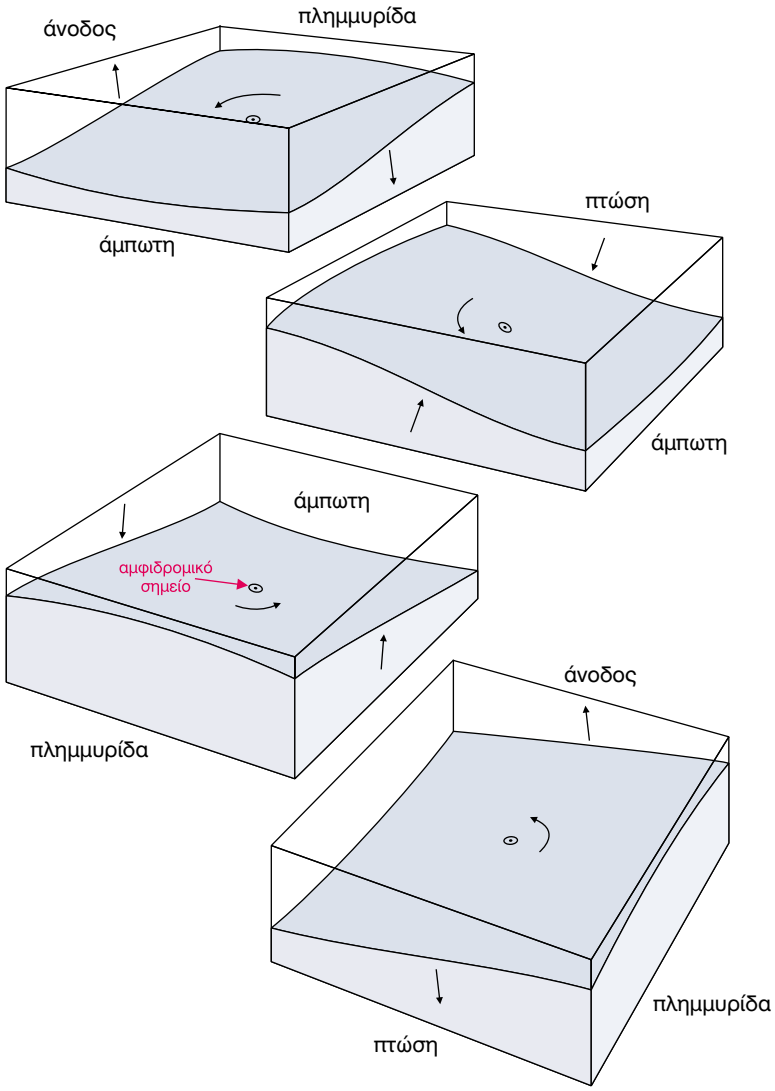
Σχήμα 4.3 Παραδείγματα ημι-ημερήσιας (semi-diurnal), ημερήσιας (diurnal) και μεικτού τύπου (mixed) παλίρροιας από διάφορες περιοχές της γης.

χουν όμως και ακτές που εξαιτίας τοπικών παραγόντων συμβαίνει μόνο μια πλημμυρίδα και μια άμπωτη κατά τη διάρκεια ενός εικοσιτετραώρου. Αυτές είναι οι ημερήσιες παλίρροιες (diurnal tides). Για παράδειγμα το Do Son και Hon Dau στο Βιετνάμ και η New Orleans στις Η.Π.Α. αποτελούν παραδείγματα περιοχών που επηρεάζονται από ημερήσιες παλίρροιες (σχήμα 4.3). Κατά μήκος μερικών ακτών οι δύο παλίρροιες αλληλοεπηρεάζονται και κατά τη διάρκεια μιας ημέρας, εκτός από μια ακραία υψηλή και μια ακραία χαμηλή στάθμη κατά την πλημμυρίδα και την άμπωτη αντίστοιχα, παρατηρούνται και μικρότερης έντασης δευτερεύουσες πλημμυρίδες και άμπωτες. Αυτός ο τύπος παλίρροιας ονομάζεται μεικτός (mixed tide) και χαρακτηρίζει τις ακτές των δυτικών Η.Π.Α. όπως το San Francisco και το Los Angeles καθώς και το Vancouver στον Καναδά και το Labuan στη Μαλαισία (σχήματα 4.2, 4.3).

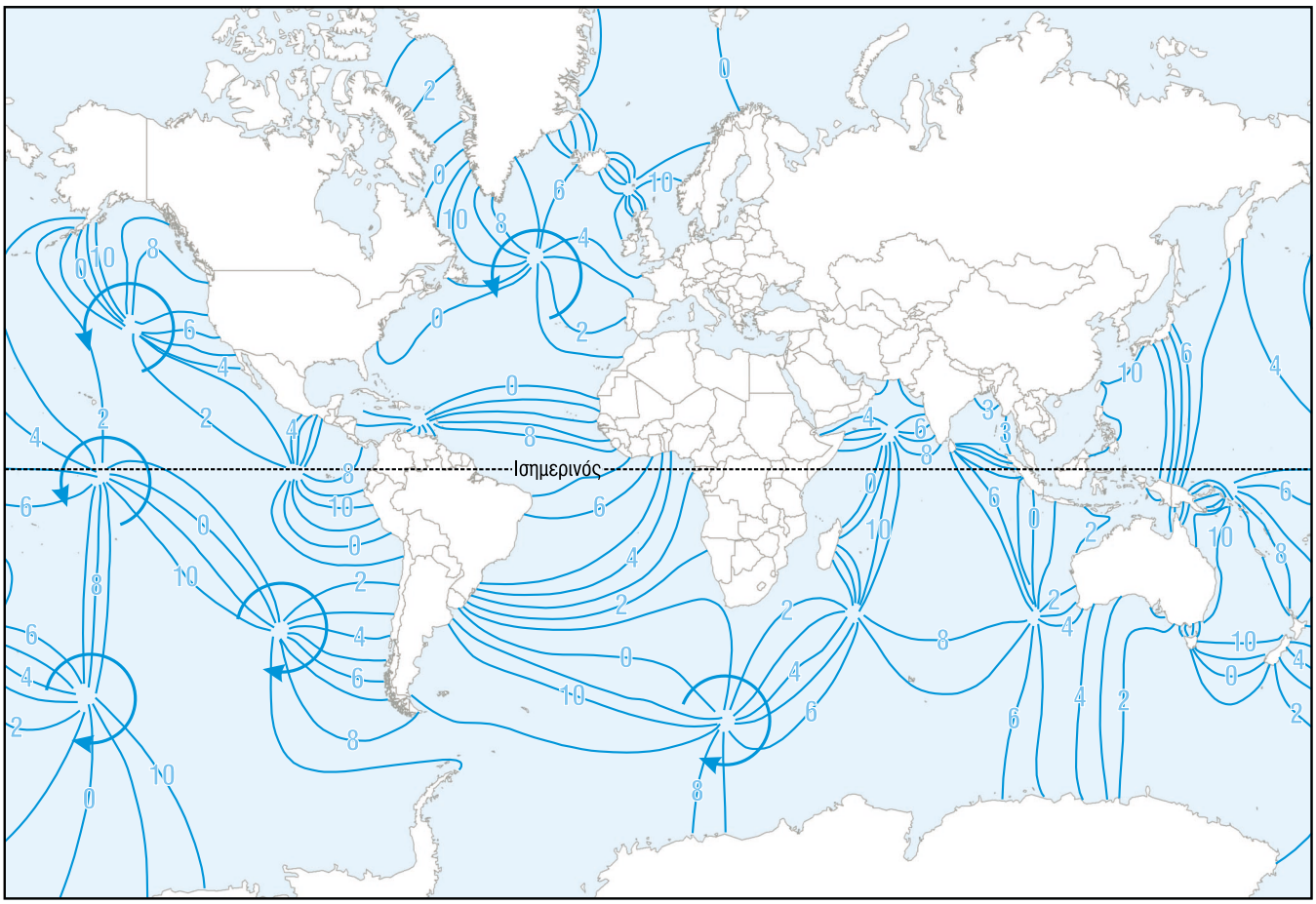
Γίνεται φανερό ότι η κανονικότητα και η ακρίβεια των τροχιών των ουρανίων σωμάτων μπορεί να οδηγήσει στην πρόβλεψη των διακυμάνσεων της στάθμης λόγω του φαινομένου των παλιρροιών για διάφορες χρονικές κλίμακες από ένα εικοσιτετράωρο μέχρι και μια δεκαετία.

4.3 Αμφιδρομικό σύστημα (amphidromic system)

Κάτω από την ανυψωμένη επιφάνεια της θάλασσας (bulge), που προκαλείται από την έλξη της σελήνης και του ήλιου, η γη περιστρέφεται γεγονός που κάνει την ανυψωμένη επιφάνεια να φαίνεται ότι ταξιδεύει ανεμπόδιστα (σαν κύμα) γύρω από τη γη. Αν στη γη δεν υπήρχαν καθόλου χερσαίες περιοχές, ο πλανήτης δηλαδή καλυπτόταν μόνο από νερό, θα συνέβαινε όντως κάτι τέτοιο. Στην πραγματικότητα όμως οι ηπειρωτικές περιοχές μπαίνουν μπροστά στην πορεία της ανυψωμένης θαλάσσιας επιφάνειας (tidal bulge) και, όπως συμβαίνει με όλα τα κύματα που προσεγγίζουν την ακτή, έτσι και τα κύματα παλίρροιας υφίστανται ανάκλαση. Με τον τρόπο αυτό η ανυψωμένη θαλάσσια επιφάνεια (tidal bulge) έλκεται από τη σελήνη και τον ήλιο προς τα δυτικά ταξιδεύοντας διαμέσου των ωκεανών και αφού συναντήσει τις ανατολικές ακτές των ηπείρων ανακλάται και ταξιδεύει πίσω, προς τα ανατολικά, διαμέσου των ωκεανών σαν ανακλώμενο κύμα έως ότου συναντήσει και πάλι τη



Σχήμα 4.4 Ο τρόπος διάδοσης ενός υποθετικού κύματος παλίρροιας γύρω από ένα αμφιδρομικό σημείο (amphidromic point) σε μια θαλάσσια λεκάνη σχήματος τετραγώνου. Η δύναμη Coriolis προκαλεί την περιστροφή του κύματος παλίρροιας.



Σχήμα 4.5 Τα κύρια αμφιδρομικά συστήματα (amphidromic systems) των ωκεανών. Οι γραμμές που ξεκινούν από τα αμφιδρομικά σημεία αντιστοιχούν σε ισο-παλιρροιακές γραμμές (co-tidal lines). Οι αριθμοί αντιστοιχούν σε ώρες μετά την έναρξη του παλιρροιακού κύκλου. (τροποποιημένο από Pinet, 2000)

σελήνη και τον ήλιο. Αυτό όμως το απλό σενάριο (προσέγγισης και απομάκρυνσης του κύματος παλίρροιας στην ακτή) δε συμβαίνει στην πραγματικότητα με τόσο απλό τρόπο εξαιτίας της επίδρασης των δυνάμεων Coriolis (Coriolis effect). Όπως έχει ήδη αναφερθεί, λόγω της περιστροφής της γης προκαλείται η εκτροπή όλων των αντικειμένων που κινούνται (μεταξύ αυτών και των ανέμων και των κινούμενων υδάτινων μαζών) προς τα δεξιά της κίνησής τους - προς τη φορά δηλαδή των δεικτών του ρολογιού - στο βόρειο ημισφαίριο και προς τα αριστερά της κίνησής τους - δηλαδή αντίθετα από τη φορά των δεικτών του ρολογιού - στο νότιο ημισφαίριο. Αυτό σημαίνει ότι κάθε κύμα παλίρροιας ταξιδεύει με έναν κυκλικό τρόπο που είναι γνωστός σαν αμφιδρομική κίνηση (amphidromic motion) και κάθε ωκεάνια λεκάνη έχει ένα αμφιδρομικό σύστημα (amphidromic system) που περιγράφει τον τρόπο διάδοσης της παλίρροιας (σχήμα 4.4). Το κεντρικό σημείο ενός αμφιδρομικού συστήματος ονομάζεται αμφιδρομικό σημείο (amphidromic point). Η θέση των αμφιδρομικών αυτών σημείων σε μια ωκεάνια λεκάνη εξαρτάται από τη γεωμετρία της, η οποία με τη σειρά της εξαρτάται άμεσα από τη μορφολογία των ακτών και τη βαθυμετρία.

Στο σχήμα 4.5 φαίνονται τα αμφιδρομικά συστήματα και τα αντίστοιχα αμφιδρομικά σημεία των ωκεανών του πλανήτη. Οι ακτινωτές γραμμές που ξεκινούν από τα αμφιδρομικά σημεία ονομάζονται ισο-παλιρροιακές γραμμές (co-tidal lines) και δείχνουν τη θέση του κύματος της παλίρροιας σε ώρες μετά από την έναρξη του παλιρροιακού κύκλου. Η πλημμυρίδα ταξιδεύει γύρω από το αμφιδρομικό σημείο έτσι ώστε σε κάθε δεδομένη στιγμή η άμπωτη να επηρεάζει την περιοχή που βρίσκεται στην αντίθετη πλευρά του συστήματος (σχήμα 4.4). Αυτό σημαίνει ότι η στάθμη της θάλασσας στο αμφιδρομικό σημείο δεν αλλάζει αλλά παραμένει ανεπηρέαστη από το κύμα της παλίρροιας. Όσο περισσότερο απομακρυνόμαστε από το αμφιδρομικό σημείο κατά μήκος μιας ισο-παλιρροιακής γραμμής, τόσο πιο έντονη θα είναι η διαφορά των σταθμών παλίρροιας από τη μέση στάθμη θάλασσας, με όλο και περισσότερο υψηλές πλημμυρίδες και χαμηλές άμπωτες.

4.4 Παλίρροια και επίπεδα – στάθμες αναφοράς

Οι κύκλοι παλίρροιας, όπως αναφέρθηκε, μπορούν να προβλεφθούν. Οι προβλέψεις αυτές μπορούν να χρησι-

μοποιηθούν για τη σύνταξη πινάκων παλίρροιας που αφορούν συγκεκριμένες περιοχές. Στους πίνακες αυτούς περιέχονται οι χρονικές στιγμές που θα συμβούν οι πλημμυρίδες και άμπωτες καθώς και το ποσό της ανύψωσης ή πτώσης της στάθμης της θάλασσας που συνδέεται με αυτές. Τα στοιχεία αυτά των προβλέψεων πρέπει να συμπληρώνονται από μετρήσεις παλίρροιας που πραγματοποιούνται από ειδικά όργανα, τους παλιρροιογράφους (tide gauges). Οι παλιρροιογράφοι επιτρέπουν τον προσδιορισμό των σταθμών παλίρροιας, μερικές από τις οποίες χρησιμοποιούνται σαν επίπεδα αναφοράς για την κατασκευή χαρτών. Τα σημαντικότερα από αυτά τα επίπεδα είναι:

- ***Στάθμη πλημμυρίδας και άμπωτης (high and low water (HW and LW)***. Είναι η μέγιστη και η ελάχιστη στάθμη που σημειώνονται κατά τη διάρκεια κάθε ενός κύκλου παλίρροιας.
- ***Μέση στάθμη πλημμυρίδας και άμπωτης συζυγιών (Mean high and low water springs (MHWS and MLWS)***. Είναι η μέση τιμή των υψηλών και χαμηλών επιπέδων της θαλάσσιας επιφάνειας αντίστοιχα, που συμβαίνουν στις παλίρροιες συζυγιών, κατά τη διάρκεια μιας χρονικής περιόδου.
- ***Μέση στάθμη πλημμυρίδας και άμπωτης τετραγωνισμών (Mean high and low water neaps (MHWN AND MLWN)***. Είναι η μέση τιμή των υψηλών και χαμηλών επιπέδων της θαλάσσιας επιφάνειας αντίστοιχα, που συμβαίνουν κατά τις παλίρροιες τετραγωνισμών, για μια χρονική περίοδο.
- ***Μέση στάθμη πλημμυρίδας και άμπωτης (Mean high and low water (MHW and MLW)***. Είναι ο μέσος όρος όλων των υψηλών και χαμηλών σταθμών θάλασσας αντίστοιχα για μια χρονική περίοδο.
- ***Μέση υψηλή και μέση χαμηλή στάθμη πλημμυρίδας (Mean higher and lower high water (MHHW and MLHW)***. Είναι ο μέσος όρος του υψηλότερου και χαμηλότερου επίπεδου θάλασσας αντίστοιχα που συμβαίνουν σε κάθε ζευγάρι πλημμυρίδων σε μια ημέρα παλίρροιας (που διαρκεί περίπου 24 ώρες και 50 λεπτά) για μια χρονική περίοδο.
- ***Μέση υψηλή και μέση χαμηλή στάθμη άμπωτης (Mean higher and lower low water (MHLW and MLLW)***. Είναι ο μέσος όρος των υψηλότερων και χαμηλότερων επίπεδων θάλασσας αντίστοιχα που παρατηρούνται σε κάθε ζευγάρι άμπωτης, σε μια ημέρα παλίρροιας, για μια χρονική περίοδο.
- ***Μέση στάθμη θάλασσας (Mean sea level (MSL)***. Είναι ο μέσος όρος των σταθμών - επίπεδων του νερού που παρατηρήθηκαν ανά ώρα για μια χρονική περίοδο τουλάχιστον ενός έτους. Συνήθως προτιμάται μια περίοδος 19 ετών, ώστε να καλύπτει τον διάρκειας 18,6 ετών κύκλο παλίρροιας.
- ***Μέση στάθμη παλίρροιας (Mean tide level (MTL)***. Είναι ο μέσος όρος όλων των υψηλών και χαμηλών επίπεδων θάλασσας που καταγράφηκαν ανά ημέρα για μια χρονική περίοδο. Το επίπεδο αυτό συνήθως διαφέρει ελάχιστα από τη μέση στάθμη θάλασσας.
- ***Υψηλότερη και χαμηλότερη αστρονομική στάθμη παλίρροιας (Highest and lowest astronomical tide (HAT and LAT)***. Είναι η υψηλότερη και χαμηλότερη στάθμη νερού αντίστοιχα που προβλέπεται να συμβεί κάτω από τη συνδυασμένη δράση των αστρονομικών αιτιών.

Για τη σχεδίαση των χαρτών ξηράς σαν επίπεδα αναφοράς χρησιμοποιούνται συχνότερα η μέση στάθμη θάλασσας (mean sea level) και η μέση στάθμη παλίρροιας (mean tide level) ανάλογα βέβαια από τη λεπτομέρεια των μετρήσεων των παλιρροιογράφων που είναι διαθέσιμες σε κάθε περίπτωση.

4.5 Η επίδραση των μετεωρολογικών συνθηκών στη στάθμη της θάλασσας

Αρκετά συχνά οι στάθμες παλίρροιας που παρατηρούνται στην πραγματικότητα μπορεί να διαφέρουν σημαντικά από τις προβλεπόμενες. Όταν συμβαίνει κάτι τέτοιο, συνήθως αποδίδεται στην επίδραση των μετεωρολογικών συνθηκών. Η επιφάνεια του ωκεανού ουσιαστικά δρα σαν ένα βαρόμετρο. Για κάθε millibar αλλαγής της ατμοσφαιρικής πίεσης παρατηρείται μια άνοδος ή πτώση της στάθμης της θάλασσας κατά 1 cm. Η αύξηση της ατμοσφαιρικής πίεσης προκαλεί την πτώση της θαλάσσιας στάθμης, ενώ αντίστροφα η μείωση της ατμοσφαιρικής πίεσης οδηγεί σε ανύψωση της θαλάσσιας στάθμης. Για παράδειγμα μια αύξηση της ατμοσφαιρικής πίεσης κατά 50 mb πάνω από το μέσο όρο θα ταπείνωνε το επίπεδο της θαλάσσιας επιφάνειας κατά 50 cm. Όταν συνυπάρχουν χαμηλή ατμοσφαιρική πίεση και προβλεπόμενες υψηλές παλίρροιες, η στάθμη κατά την πλημμυρίδα θα είναι υψηλότερη από την αναμενόμενη. Με τέτοιες συνθήκες αρκετά συχνά οι χαμηλές παράκτιες περιοχές πλημμυρίζουν. Αυτό μπορεί να συμβεί σε μεγάλη κλίμακα όταν η χαμηλή ατμοσφαιρική πίεση συνδυάζεται με την εμφάνιση καταιγίδας, με πολύ ισχυρούς έως σφοδρούς ανέμους που πνέουν προς την ακτή (φωτο 4.2α, 4.2β).

Ο συνδυασμός των συνθηκών αυτών είναι δυνατόν να προκαλέσει σημαντικές καταστροφές στην παράκτια ζώνη. Σε περιοχές που οι ισχυροί αυτοί άνεμοι, που πνέουν κατά τη διάρκεια καταιγίδων, μεταφέρουν και συσσωρεύσουν μεγάλες ποσότητες νερού σε ημι-κλειστές θαλάσσιες λεκάνες, τη χρονική στιγμή που η θαλάσσια στάθμη είναι ήδη ανυψωμένη λόγω της πλημμυρίδας, το επίπεδο της επιφάνειας του νερού μπορεί να φτάσει αρκετά μέτρα υψηλότερα από το προβλεπόμενο, λόγω της παλίρροιας, ύψος (storm surge).

Η γεωμορφολογική σημασία της ανόδου της θαλάσσιας στάθμης λόγω καταιγίδας (storm surge) είναι μεγάλη διότι κάποιες σχετικά χαμηλές παράκτιες γεωμορφές, όπως είναι για παράδειγμα οι παράκτιες αμμώδεις



(α)



(β)

Φωτο 4.2 (α) Αιγιαλός στον μυχό όρμου περιορισμένος μεταξύ ακρωτηρίων (pocket beach), McKenzies Beach, Sydney, New South Wales, Australia. Ο όρμος αυτός είναι επιρρεπής σε κύματα καταιγίδας. (β) Ο παραπάνω αιγιαλός τρεις ημέρες μετά τη λήψη της φωτογραφίας 4.2α κατά τη διάρκεια κυμάτων καταιγίδας. Η σύγκριση των φωτο 4.2α και 4.2β δείχνει την επίδραση των μετεωρολογικών συνθηκών στη στάθμη της θάλασσας. Η δράση των κυμάτων καταιγίδας έχει απομακρύνει προς την ανοικτή θάλασσα όλο το ίζημα που υπήρχε στον αιγιαλό. (φωτογραφίες: Rob Brander)

θίνες, είναι πιθανό να κατακλυσθούν και να υπερκαλυφθούν από το θαλάσσιο νερό ή ακόμη και να διαβρωθούν ολοκληρωτικά. Επιπλέον, οι συνθήκες αυτές μετατοπίζουν τη δράση των κυμάτων σε υψηλότερα επίπεδα της παράκτιας ζώνης, σε σχέση με την περιοχή που δρουν τα κύματα κάτω από φυσιολογικές συνθήκες, επηρεάζοντας τη μορφολογία των ακτών.

Στη Μετεωρολογία κυκλώνας ονομάζεται ένα σύστημα χαμηλών πιέσεων με μια κλειστή περιστροφική (κυκλωνική) κυκλοφορία γύρω από ένα ήρεμο κέντρο χαμηλής βαρομετρικής πίεσης, γνωστό ως μάτι του κυκλώνα. Οι κυκλώνες συνήθως προκαλούν άνοδο της θαλάσσιας επιφάνειας κατά μήκος των ακτών τροπικών περιοχών. Σε άλλες περιοχές είναι σχετικά σπάνιο φαινόμενο. Εντούτοις η Βόρεια Θάλασσα εξαιτίας της διαμόρφωσής της απειλείται συχνά από τέτοια φαινόμενα. Ένα παρόμοιο γεγονός συνέβη στην περιοχή αυτή το 1953 και έπληξε τις ακτές της ανατολικής Αγγλίας και της Ολλανδίας στοιχίζοντας τη ζωή σε χιλιάδες ανθρώπους (Haslett, 2000). Το γεγονός αυτό οδήγησε στην ίδρυση μιας υπηρεσίας προειδοποίησης καταιγίδων για την ανατολική Αγγλία και στην κατασκευή του Φράγματος του Τάμεση (Thames Barrage) για την προστασία του Λονδίνου από παρόμοιες καταστροφές στο μέλλον.

4.6 Εύρος παλίρροιας (tidal range)

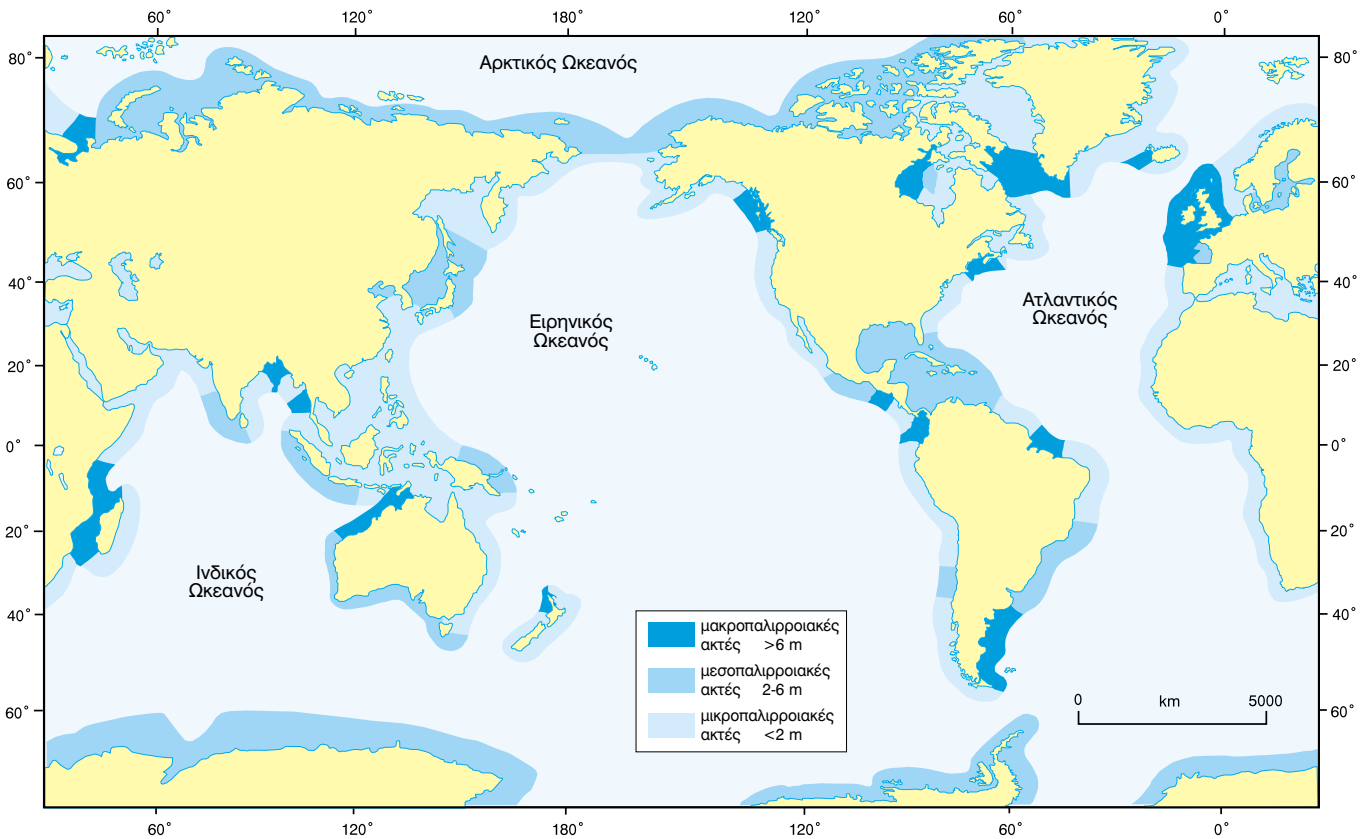
Η διαφορά του ύψους μεταξύ των επίπεδων της επιφάνειας της θάλασσας που παρατηρούνται στην πλημμυρίδα και την άμπωτη κατά τη διάρκεια ενός κύκλου παλίρροιας ονομάζεται εύρος παλίρροιας ή παλιρροϊκό εύρος (tidal range). Το εύρος παλίρροιας αυξάνει όσο αυξάνεται η απόσταση από το αμφιδρομικό σημείο. Μια ακτογραμμή που βρίσκεται κοντά στο αμφιδρομικό σημείο εμφανίζει μικρό εύρος παλίρροιας ενώ μια ακτή στην περιφέρεια του αμφιδρομικού συστήματος εμφανίζει ένα πολύ μεγαλύτερο εύρος παλίρροιας. Οι μεγάλες διαφορές που παρατηρούνται στα εύρη παλίρροιας που σημειώνονται στις ακτές του κόσμου οφείλονται σε διάφορους παράγοντες οι κυριότεροι από τους οποίους είναι οι ακόλουθοι:

- ***Βαθυμετρία***. Το κύμα παλίρροιας μπορεί να θεωρηθεί παντού σαν ένα κύμα ρηχών νερών, εξαιτίας του τεράστιου μήκους κύματος που εμφανίζει. Συνεπώς τα κύματα παλίρροιας μπορούν να υποστούν όλες τις διεργασίες τροποποίησης των χαρακτηριστικών των κυμάτων όπως διάθλαση και σύγκλιση και να συσσωρευθούν σε συγκεκριμένα τμήματα της ακτογραμμής, όπου η παλιρροιακή ενέργεια, το ύψος και το εύρος της παλίρροιας αυξάνονται.
- ***Το πλάτος της υφαλοκρηπίδας (continental shelf)***. Όταν ένα κύμα παλίρροιας συναντά τα πολύ ρηχά νερά, στην υφαλοκρηπίδα, η ταχύτητα διάδοσής του μειώνεται ενώ το ύψος του αυξάνεται. Η μείωση της ταχύτητας της κορυφής ενός κύματος παλίρροιας, που προσεγγίζει την ακτή, επιτρέπει στο κύμα που ακολουθεί να το φθάσει αυξάνοντας έτσι ακόμη περισσότερο το ύψος του κύματος. Συνεπώς, όσο μεγαλύτερο είναι το πλάτος της υφαλοκρηπίδας, τόσο περισσότερος χρόνος δίνεται ώστε η μεγάλου εύρους κορυφή του κύματος παλίρροιας να συγκεντρωθεί σε ένα κύμα στενότερο (με μικρότερο μήκος κύματος) αλλά υψηλότερο, αυξάνοντας έτσι το εύρος της παλίρροιας στην ακτή.
- ***Η διαμόρφωση των ακτών***. Τα κύματα παλίρροιας που εισέρχονται σε κλειστές, κατά κάποιον τρόπο περιορισμένες, ακτές όπως είναι οι όρμοι, οι κόλποι και τα εκβολικά συστήματα ποταμών, συμπιέζονται καθώς προσεγγίζουν την ακτογραμμή, αυξάνοντας το ύψος τους και συνεπώς το εύρος της παλίρροιας. Το φαινόμενο αυτό εμφανίζεται συχνότερα σε εκβολικά συστήματα που έχουν σχήμα χωνιού (funnel-shaped estuaries), όπου το πλάτος της κοίτης στην εκβολή του ποταμού μειώνεται σημαντικά προς το μέρος της ξηράς. Κάτι τέτοιο συμβαίνει στο Severn Estuary στη νοτιοδυτική Britain όπου το εύρος παλίρροιας υπερβαίνει τα 14 m. Αντίθετα, οι ακτές των ανοιχτών ωκεανών, που συχνά σχετίζονται με υφαλοκρηπίδες μικρού πλάτους, τείνουν να ανακλούν το κύμα παλίρροιας με αποτέλεσμα να χαρακτηρίζονται από πολύ μικρά παλιρροϊκά εύρη.

4.6.1 Διάκριση των ακτών ανάλογα με το εύρος παλίρροιας

Οι ακτές μπορούν να ταξινομηθούν ανάλογα με το εύρος παλίρροιας που παρουσιάζουν (Davies, 1964) στις ακόλουθες τρεις κατηγορίες (σχήμα 4.6):

- ***Μικροπαλιρροιακές ακτές (microtidal coasts)***. Είναι οι ακτές που έχουν εύρος παλίρροιας μικρότερο από 2 m. Οι ακτές αυτές είναι χαρακτηριστικές των ανοικτών ωκεανών, όπως για παράδειγμα η ανατολική ακτή της Αυστραλίας και η πλειονότητα των ακτών του Ατλαντικού ωκεανού της Αφρικής.



Σχήμα 4.6 Γεωγραφική κατανομή των μικρο-, μέσο- και μάκρο-παλιρροιακών ακτών στον κόσμο. (τροποποιημένο από Briggs et al., 1997)

- ***Μεσοπαλιρροιακές ακτές (mesotidal coasts)***. Οι ακτές αυτές εμφανίζουν εύρος παλίρροιας μεταξύ 2 και 4 m σύμφωνα με τον Davies (1964). Μερικοί ερευνητές θεωρούν σαν μεσοπαλιρροιακές τις ακτές που έχουν εύρος παλίρροιας μεταξύ 2 και 6 m (Briggs et al., 1997). Η πλειονότητα των ερευνητών (Pethic, 1984; Carter, 1988; Summerfield, 1991; Viles & Spencer, 1995; French, 1997) υιοθετεί τον ορισμό και τα όρια που έχει θέσει ο Davies. Παραδείγματα μεσοπαλιρροιακών ακτών είναι το μεγαλύτερο μήκος των ακτών της Μαλαισίας και της Ινδονησίας και οι ανατολικές ακτές της Αφρικής.
- ***Μακροπαλιρροιακές ακτές (macrotidal coasts)***. Είναι οι ακτές που εμφανίζουν εύρη παλίρροιας μεγαλύτερα των 4 m κατά τον Davies (1964) καθώς και πολλούς άλλους συγγραφείς ενώ σύμφωνα με τους Briggs et al. (1997) μακροπαλιρροιακές είναι οι ακτές που έχουν εύρος παλίρροιας μεγαλύτερο από 6 m. Το εύρος αυτό θεωρείται ότι αποτελεί δείκτη υπερπαλιρροιακών συνθηκών. Όπως έχει ήδη αναφερθεί οι μακροπαλιρροιακές ακτές εμφανίζονται εκεί που η υφαλοκρηπίδα έχει μεγάλο πλάτος επιτρέποντας στο κύμα της παλίρροιας, που ταξιδεύει σε νερά όλο και μικρότερου βάθους, να αυξάνει σε ύψος καθώς και εκεί που η διαμόρφωση των ακτών ενισχύει το ύψος της παλίρροιας. Σαν παραδείγματα τέτοιων ακτών μπορούν να αναφερθούν το μεγαλύτερο μήκος των ακτών της βορειοδυτικής Ευρώπης (π.χ. Celtic Sea, Βόρεια Θάλασσα) και τμήματα των βορειοανατολικών ακτών της Βόρειας Αμερικής.

Οι μακροπαλιρροιακές ακτές θεωρείται ότι κυριαρχούνται από τη δράση της διεργασίας της παλίρροιας. Στις ακτές αυτές η διάβρωση, η μεταφορά και η απόθεση ιζήματος είναι διεργασίες που πυροδοτούνται και ελέγχονται από τις παλίρροιες. Για τις μεσοπαλιρροιακές ακτές θεωρείται ότι στην τελική τους διαμόρφωσή η δράση των παλιρροιών και του κυματισμού είναι ίδιας σημασίας. Οι μικροπαλιρροιακές ακτές όμως κυριαρχούνται σχεδόν αποκλειστικά από τον κυματισμό. Το εύρος παλίρροιας στις ελληνικές ακτές, όπως και στις περισσότερες ακτές της Μεσογείου, είναι πολύ μικρό και κυμαίνεται γύρω στα 15-20 cm. Οπότε για τη διαμόρφωση των ελληνικών ακτών σημαντικότερος είναι ο ρόλος του κυματισμού παρά της παλίρροιας με εξαίρεση τις πολύ χαμηλές παράκτιες περιοχές και κυρίως τον άμεσο χώρο των ποτάμιων εκβολών.

4.6.2 Σχέση εύρους παλίρροιας – παράκτιων διεργασιών και παράκτιων γεωμορφών

Υπάρχει στενή σχέση μεταξύ του εύρους παλίρροιας και των παράκτιων γεωμορφών που συναντώνται κατά μήκος μιας ακτογραμμής και γι' αυτό η εκτίμηση του εύρους παλίρροιας είναι απαραίτητη για την κατανόηση της γεωμορφολογίας ενός παράκτιου περιβάλλοντος. Για παράδειγμα τα εκβολικά συστήματα (estuaries) με τα πεδία παλίρροιας (tidal flats) από άμμο ή ιλύ ή πηλό, τα αλμυρά έλη (saltmarshes), τα έλη με μαγκρόβια βλάστηση (mangrove swamps) είναι χαρακτηριστικές γεωμορφές ακτών με μεγάλο εύρος παλίρροιας ενώ αντίθετα γεωμορφές όπως οι γλωσσοειδείς βραχίονες (spits) και τα φραγματικά νησιά (barrier islands) αναπτύσσονται περισσότερο κατά μήκος μικροπαλιρροιακών ακτών.

Το εύρος παλίρροιας είναι ιδιαίτερα σημαντικό για την παράκτια γεωμορφολογία διότι επηρεάζει τη δράση των φυσικών διεργασιών. Η ιδιαίτερη σημασία του εύρους της παλίρροιας οφείλεται στους εξής λόγους:

- Το εύρος της παλίρροιας μαζί με την κλίση της ακτής καθορίζουν την οριζόντια έκταση της ενδοπαλιρροιακής ζώνης (intertidal zone), της περιοχής δηλαδή που εκτείνεται μεταξύ της υψηλής (πλημμυρίδα) και της χαμηλής (άμπωτη) στάθμης του νερού κατά τη διάρκεια της παλίρροιας. Μεγάλης κλίσης μικροπαλιρροιακές ακτές έχουν μικρότερες ενδοπαλιρροιακές ζώνες ενώ μικρής κλίσης μακροπαλιρροιακές ακτές έχουν εξαιρετικά εκτεταμένες ενδοπαλιρροιακές περιοχές. Η βιοποικιλότητα στις ενδοπαλιρροιακές ζώνες είναι μεγαλύτερη και περισσότερο πολύπλοκη στις μακροπαλιρροιακές ακτές. Συνήθως τα ανώτερα τμήματα της ενδοπαλιρροιακής ζώνης καταλαμβάνονται από αλμυρά έλη ενώ χαμηλότερα αναπτύσσονται πεδία παλίρροιας χωρίς βλάστηση.
- Το εύρος της παλίρροιας καθορίζει την έκταση της κάθετης απόστασης στην οποία λειτουργούν οι παράκτιες διεργασίες και κυρίως ο κυματισμός. Σε μικροπαλιρροιακές ακτές η θραύση του κύματος συγκεντρώνεται κατά μήκος μιας πολύ στενής κάθετης ζώνης σε όλη τη διάρκεια του παλιρροιακού κύκλου. Οι καλά καθορισμένες γεωμορφές διάβρωσης, όπως είναι οι εγκοπές που σχηματίζονται από τη δράση του κυματισμού (wave cut notches) στη βάση των παράκτιων κρημνών, αναπτύσσονται σε τέτοιες ακτές. Σε μακροπαλιρροιακές όμως ακτές η κυματική ενέργεια διανέμεται σε μια έκταση αρκετών μέτρων σε όλη τη διάρκεια του παλιρροιακού κύκλου οπότε, παρότι η κυματική ενέργεια επηρεάζει μια εκτεταμένη περιοχή, η διαβρωτική ικανότητα των κυμάτων περιορίζεται.
- Η άνοδος και πτώση της στάθμης κατά τη διάρκεια των παλιρροιών προκαλεί την περιοδική ύγρανση και ξήρανση της επιφάνειας της ενδοπαλιρροιακής ζώνης. Όσο μεγαλύτερο είναι το εύρος παλίρροιας, τόσο μεγαλύτερη επιφάνεια εκτίθεται και αποκαλύπτεται ή βυθίζεται και καλύπτεται από το νερό της θάλασσας στα διαφορετικά στάδια της παλίρροιας. Αυτό είναι σημαντικό για μια σειρά από διεργασίες όπως η αποσάθρωση λόγω της δράσης του αλατιού

(salt weathering). Κατά τη διεργασία αυτή το θαλάσσιο νερό εισέρχεται σε σκληρά κρυσταλλικά πετρώματα ή σε γεωλογικούς σχηματισμούς, που αποτελούνται από πολλές στρώσεις, κατά την πλημμυρίδα και εξατμίζεται όταν τα πετρώματα εκτίθενται στην επιφάνεια κατά την άμπωτη. Αμέσως μετά την έκθεση των πετρωμάτων στις ατμοσφαιρικές συνθήκες ακολουθεί η εξάτμιση του νερού και η ανάπτυξη των κρυστάλλων αλατιού. Οι κρύσταλλοι του αλατιού αναπτύσσονται εντός ενός λεπτού στα κενά των πετρωμάτων ασκώντας πιέσεις που αποδυναμώνουν το πέτρωμα και τελικά οδηγούν στην αποσύνθεσή του. Η διεργασία αυτή είναι ιδιαίτερα διαδεδομένη κατά μήκος των ακτών σε τροπικές περιοχές όπου εμφανίζονται διάφορα κρυσταλλικά κυρίως πετρώματα όπως είναι οι γρανίτες.

- Επιπλέον σε ακτές με σχετικά μεγάλο εύρος παλίρροιας αναπτύσσονται ευκολότερα οι αμμώδεις θίνες. Το μεγάλο εύρος παλίρροιας παρέχει μια μεγάλη έκταση με άμμο αιγιαλού που μπορεί να στεγνώσει κατά την άμπωτη και να μεταφερθεί στη συνέχεια προς την ξηρά με τις αιολικές διεργασίες.

5 Στάθμη Θάλασσας (Sea-Level)

5.1 Ορισμός της στάθμης θάλασσας (sea-level)

Τόσο ο ορισμός όσο και ο καθορισμός της θαλάσσιας στάθμης (sea-level) είναι πολύ δύσκολος διότι η επιφάνεια των θαλασσών και των ωκεανών δεν είναι επίπεδη αφού επηρεάζεται σε σημαντικό βαθμό από πολλές διεργασίες τόσο μικρής όσο και μεγάλης περιόδου. Η θαλάσσια στάθμη ορίζεται σαν το μέσο ύψος της επιφάνειας της θάλασσας. Δημιουργείται όμως το ερώτημα για ποια χρονική περίοδο θα πρέπει να εκτιμηθεί η μέση τιμή. Υπάρχουν διεργασίες πολύ μικρής περιόδου που μεταβάλλουν την επιφάνεια της θάλασσας, όπως είναι ο κυματισμός του οποίου η περίοδος φθάνει τα 15 sec. Υπάρχουν όμως και διακυμάνσεις του επιπέδου της επιφάνειας της θάλασσας, όπως για παράδειγμα αυτές που οφείλονται στις αστρονομικές παλίρροιες, που διαρκούν περισσότερο (από 4 ή 6 ώρες μέχρι 15 ημέρες, 3 μήνες ακόμη και 18,3 έτη). Οι διακυμάνσεις αυτές θα πρέπει να ληφθούν υπόψη στον καθορισμό της θαλάσσιας στάθμης. Επίσης θα πρέπει να ληφθούν υπόψη διακυμάνσεις που οφείλονται σε φαινόμενα όπως η είσοδος μεγάλης ποσότητα νερού των ποταμών στη θάλασσα που σε ορισμένες περιπτώσεις μεταβάλει σημαντικά το επίπεδο της θαλάσσιας επιφάνειας. Για παράδειγμα ο ποταμός Γάγγης (Ganges) κατά τη διάρκεια των θερινών μουσσώνων, που οι βροχοπτώσεις είναι ιδιαίτερα αυξημένες στη νοτιοανατολική Ασία, προκαλεί μια αύξηση της στάθμης της θάλασσας κατά 1 m στον κόλπο της Βεγγάλης όπου εκβάλει. Άλλοι μηχανισμοί μικρής περιόδου που προκαλούν διακυμάνσεις της θαλάσσιας επιφάνειας είναι τα ρεύματα άντλησης (upwelling), τα ρεύματα μεγάλου βάθους καθώς και τοπικές διαφοροποιήσεις της αλατότητας του θαλάσσιου νερού. Όλες αυτές οι μεταβολές του επίπεδου της θαλάσσιας επιφάνειας δημιουργούν πρόβλημα στον ακριβή καθορισμό της θαλάσσιας στάθμης. Τα αίτια των μικρής χρονικής κλίμακας μεταβολών αναφέρθηκαν σε προηγούμενα κεφάλαια. Το κεφάλαιο αυτό ασχολείται με τις μεταβολές που αφορούν μεγάλες χρονικές περιόδους. Όταν γίνεται αναφορά σε μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης σε μεγάλες χρονικές περιόδους εννοούνται οι μακράς διάρκειας (της τάξης των χιλιάδων ετών) διακυμάνσεις του επίπεδου της θαλάσσιας επιφάνειας, που όπως θα αναλυθεί στη συνέχεια, οφείλονται κυρίως σε ευστατικά και τοπικά αίτια (όπως είναι ο τεκτονισμός και η ισοστασία).

Ο όρος σχετική στάθμη θάλασσας (relative sea-level) αναφέρεται στο επίπεδο της θαλάσσιας επιφάνειας σε σχέση με την ξηρά. Η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης ή η βύθιση της ξηράς έχει σαν αποτέλεσμα μια θετική μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης δηλαδή την κατάκλυση τμήματος της ξηράς από τη θάλασσα. Αυτή η θετική μεταβολή ονομάζεται επίκλυση (transgression). Αντίθετα απόσυρση (regression) ονομάζεται η αρνητική μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης που είναι αποτέλεσμα της πτώσης του επίπεδου της θάλασσας ή της τεκτονικής ή ισοστατικής ανύψωσης της ξηράς. Αποτέλεσμα της απόσυρσης είναι η ανάδυση μιας περιοχής.

5.2 Αίτια μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης

Κατά καιρούς έχουν διατυπωθεί αρκετές απόψεις για την ερμηνεία των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης. Μια από αυτές θεωρεί υπεύθυνη την ανύψωση του θαλάσσιου πυθμένα εξαιτίας της ιζηματογένεσης (της απόθεσης δηλαδή ιζημάτων στον βυθό των ωκεανών) που έχει σαν αποτέλεσμα τη μεταβολή των διαστάσεων και συνεπώς του όγκου των ωκεάνιων και θαλάσσιων λεκανών. Ερμηνείες αυτού του είδους δεν μπορούν από μόνες τους να εξηγήσουν ικανοποιητικά τις μεγάλης κλίμακας μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης που συνέβησαν κατά το παρελθόν και που αποδεικνύονται σήμερα από τα ίχνη που έχουν αφήσει (απολιθωμένες ακτογραμμές π.χ. με τη μορφή θαλάσσιων αναβαθμίδων (marrine terraces) ή διαβρωσιγενών γεωμορφών) σε διάφορες παράκτιες περιοχές της γης.

Σήμερα θεωρείται ότι η αιτία που ευθύνεται σχεδόν αποκλειστικά για τις μεγάλης κλίμακας παγκόσμιες μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης είναι η αυξομείωση του όγκου του θαλάσσιου νερού εξαιτίας των αλλαγών που σημειώθηκαν στις κλιματολογικές συνθήκες του πλανήτη. Έχει αποδειχθεί ότι η ιστορία της γης χαρακτηρίζεται από εναλλαγές παγετωδών (glacial) και μεσοπαγετωδών (interglacial) περιόδων. Κατά τη διάρκεια των παγετωδών περιόδων μεγάλη ποσότητα του νερού των ωκεανών συσσωρεύεται και δεσμεύεται με τη μορφή πάγου στην επιφάνεια της ξηράς προκαλώντας παγκοσμίως την πτώση της θαλάσσιας στάθμης. Αντίστροφα κατά τη διάρκεια των μεσοπαγετωδών περιόδων, που χαρακτηρίζονται από μια αύξηση της θερμοκρασίας του αέρα σε παγκόσμια κλίμακα, οι πάγοι λιώνουν με αποτέλεσμα μεγάλη ποσότητα νερού να επιστρέφει από την ξηρά στη θάλασσα ανεβάζοντας τη στάθμη. Η διεργασία αυτή ονομάζεται παγετο-ευστατισμός (glacio-eustatism) ή ευστατισμός (eustatism). Οι



(α)



(β)

Φωτο 5.1 Το ξενοδοχείο Limon στην Costa Rica (α) πριν και (β) μετά από μια σεισμική δόνηση μεγάλης έντασης. Ο σεισμός είχε σαν αποτέλεσμα την κατά 2 m τεκτονική ανύψωση της κοραλλιογενούς ακτής πάνω στην οποία ήταν θεμελιωμένο το ξενοδοχείο. (φωτογραφίες: Richard Kesel)

μεταβολές του επίπεδου της θαλάσσιας στάθμης που παρατηρούνται παγκοσμίως και οφείλονται στις διακυμάνσεις της ποσότητας του νερού των ωκεανών ονομάζονται ευστατικές μεταβολές.

Σε τοπική κλίμακα οι μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης μπορεί εκτός από τον ευστατισμό να οφείλονται και σε τοπικά αίτια που έχουν σαν αποτέλεσμα τη μεταβολή (ανύψωση ή βύθιση) της ξηράς (φωτο 5.1α, 5.1β). Οι μεταβολές που οφείλονται στην ανύψωση ή βύθιση της ξηράς εξαιτίας τεκτονικών ή ισοστατικών ανοδικών ή καθοδικών κινήσεων θεωρούνται τοπικές. Ο όρος παγετο-ισοστασία (glacio-isostasy) αφορά τις ανοδικές και καθοδικές κινήσεις της ξηράς που οφείλονται στην αυξομείωση του βάρους των πάγων που την καλύπτουν κατά τις παγετώδεις και μεσοπαγετώδεις περιόδους. Η μεταφορά νερού από τους ωκεανούς στην επιφάνεια της ξηράς με τη μορφή πάγου έχει σαν αποτέλεσμα (εκτός από την πτώση της θαλάσσιας στάθμης παγκοσμίως) την ταπείνωση της επιφάνειας της ξηράς λόγω του μεγάλου βάρους των καλυμμάτων πάγου. Έχει διαπιστωθεί ότι η ταπείνωση αυτή ισούται με το ένα τρίτο του μέγιστου πάχους του πάγου που δημιουργείται. Αντίστροφα κατά την τήξη των πάγων σημειώνεται μια ανύψωση της ξηράς λόγω της μείωσης του βάρους των πάγων που την καλύπτουν.

Στις περισσότερες περιπτώσεις είναι δύσκολο να διευκρινιστεί αν οι παρατηρούμενες σε μια παράκτια περιοχή μεταβολές οφείλονται σε ευστατικά ή σε τοπικά αίτια. Συνήθως το τελικό αποτέλεσμα είναι συνδυασμός των δύο διεργασιών και δύσκολα απομονώνονται τα αποτελέσματα του ευστατισμού ή του τεκτονισμού και της ισοστασίας αντίστοιχα. Πρόσφατα η έρευνα έχει καταλήξει στη σχεδίαση καμπυλών που απεικονίζουν την παγκόσμια μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης συναρτήσει του χρόνου λόγω του ευστατισμού (eustatic sea-level curves) για την περίοδο του Τεταρτογενούς.

5.2.1 Η αστρονομική θεωρία (περί των παγετώνων)

Τα αίτια των αλλαγών των κλιματολογικών συνθηκών του πλανήτη που είχαν σαν αποτέλεσμα την εναλλαγή παγετωδών και μεσοπαγετωδών περιόδων είναι αστρονομικά και ερμηνεύονται με την "αστρονομική θεωρία (περί των παγετώνων)". Η θεωρία αυτή πρωτοδιατυπώθηκε το 1864 από το Σκωτσέζο James Croll. Σήμερα είναι γνωστή ως "το μοντέλο τού Milankovic" από το όνομα τού Γιουγκοσλάβου αστρονόμου που βελτίωσε τη θεωρία αυτή, τη δεκαετία τού 1930. Στη δεκαετία του 1980, αποδείχθηκε ότι οι ρυθμοί των εποχών των παγετώνων, συνδέονται με μεταβολές του προσανατολισμού της γης κατά την κίνησή της γύρω από τον ήλιο.

Η μεταβολή στη διεύθυνση του γήινου άξονα είναι ένας πολύπλοκος συνδυασμός τριών κινήσεων. Συνδυάζοντας τις τρεις αυτές κινήσεις μπορεί να βρεθεί σε ποιες περιόδους συγκεκριμένα τμήματα της γης δέχονταν μικρότερα ποσά ηλιακής ενέργειας οπότε είναι πιθανό να υπήρχε μια υπερανάπτυξη παγετώνων.

- ***1η κίνηση:*** Η κλόνιση της γης, κατά την οποία ο άξονάς της διαγράφει σε κάτοψη έναν κύκλο με περίοδο 19.000 ως 23.000 έτη. Οφείλεται στη βαρυτική έλξη που ασκεί ο ήλιος και η σελήνη πάνω στο ισημερινό εξόγκωμα της γης. Δεν επηρεάζει σημαντικά τις εποχιακές εναλλαγές σε διάστημα ενός αιώνα, όμως η επιρροή γίνεται σημαντική σε διάστημα χιλιάδων ετών.
- ***2η κίνηση:*** Μεταβολή της κλίσης του γήινου άξονα. Η γωνία μεταξύ του άξονα της γης και της κάθετης στο επίπεδο της γήινης τροχιάς, (επίπεδο της εκλειπτικής), μειώνεται ελαφρά και στη συνέχεια αυξάνει σε διάστημα 41.000 ετών. Η διαφορά μεταξύ των δύο ακραίων θέσεων, είναι μόνο 3° περίπου, (από 21,8° ως 24,4°), αρκεί όμως για να μεταβάλει το ποσό της

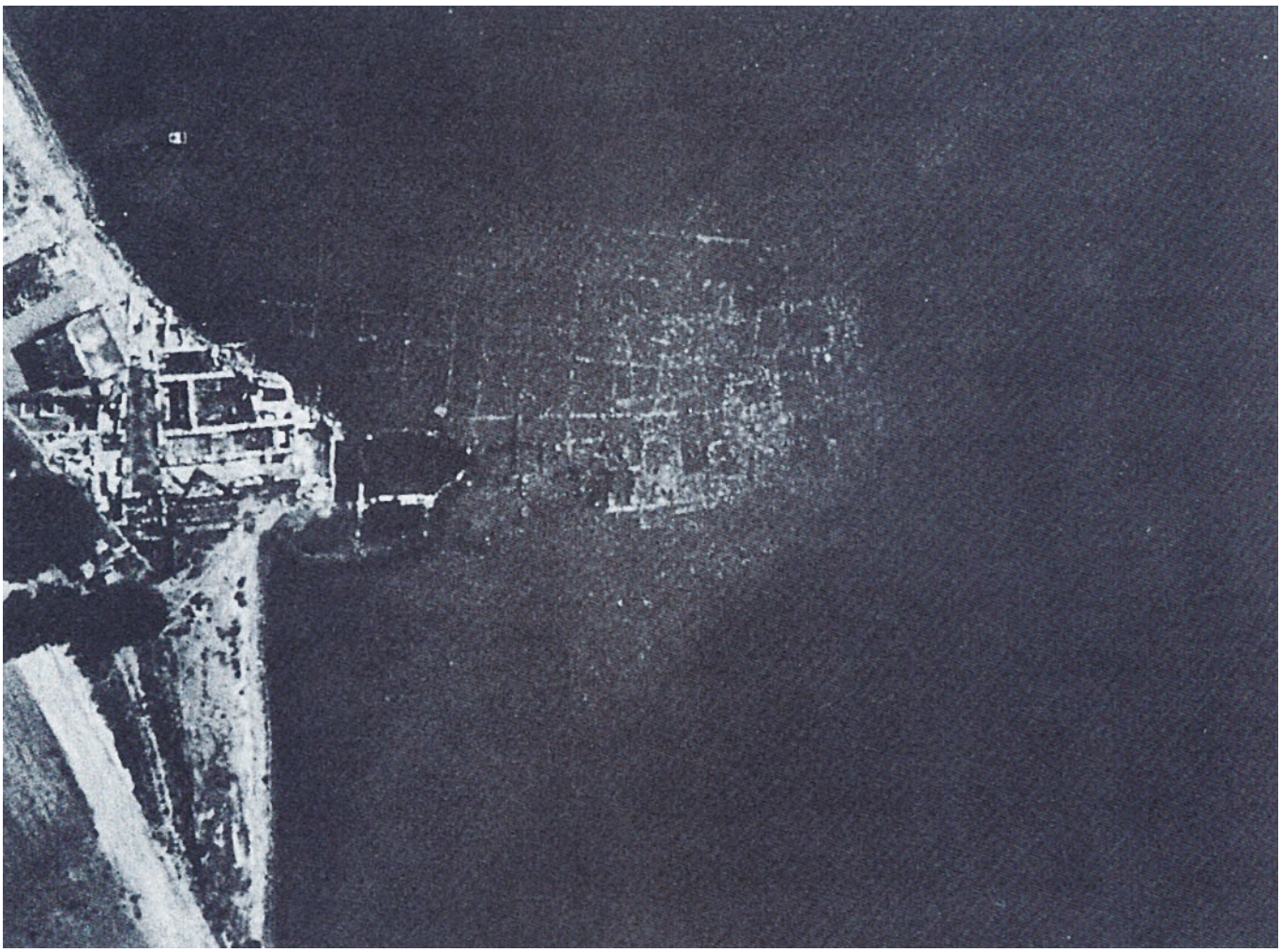
ηλιακής ενέργειας που φτάνει σε τμήματα της γήινης επιφάνειας. Όσο μεγαλύτερη είναι η κλίση, τόσο περισσότερο έντονη είναι η διαφορά μεταξύ των χαρακτηριστικών των εποχών. Σήμερα βρισκόμαστε στο μέσο περίπου, (23,4˚), και ελαττώνεται, γι' αυτό οι κλιματικές διαφορές μεταξύ χειμώνα και καλοκαιριού είναι μικρότερες.

- ***3η κίνηση:*** Κάθε 100.000 χρόνια η τροχιά της γης γύρω από τον ήλιο μεταβάλλεται από ελλειπτική σε σχεδόν κυκλική, και στη συνέχεια ξαναγίνεται ελλειπτική, εξαιτίας της επιρροής που ασκούν οι γύρω πλανήτες. Όταν η τροχιά είναι κυκλική η γη δέχεται όλες τις ημέρες του έτους το ίδιο ποσό ηλιακής θερμότητας. Όταν όμως είναι ελλειπτική κάποιες ημέρες του έτους ο πλανήτης δέχεται περισσότερη θερμότητα. Σήμερα η γη βρίσκεται πιο κοντά στον ήλιο όταν το βόρειο ημισφαίριο έχει χειμώνα και το νότιο καλοκαίρι ενώ βρίσκεται πιο μακριά από τον ήλιο όταν το βόρειο ημισφαίριο έχει καλοκαίρι. Πριν από 50.000 χρόνια συνέβαινε το αντίστροφο.

5.3 Ενδείξεις μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης

Όπως έχει ήδη αναφερθεί οι μεταβολές της στάθμης της θάλασσας διαμέσου του χρόνου μπορούν να αποτυπωθούν με διάφορους τρόπους στις παράκτιες περιοχές. Οι δείκτες που αποτελούν ενδείξεις του ύψους στο οποίο βρισκόταν η στάθμη της θάλασσας στο παρελθόν μπορούν να έχουν τις ακόλουθες μορφές:

- ***Γεωμορφές διάβρωσης***, όπως είναι οι θαλάσσιες εγκοπές (marine notches) που αναπτύσσονται στη βάση του μετώπου των παράκτιων κρημνών και έχουν δημιουργηθεί από τη συνδυασμένη δράση του κυματισμού και της βιολογικής δραστηριότητας οργανισμών, θαλάσσια σπήλαια (sea caves) και αψίδες (arches), παράκτιοι διαβρωσιγενείς πάγκοι (shore platforms) και θαλάσσιες αναβαθμίδες (marine terraces). Όταν οι διαβρωσιγενείς αυτές μορφές είναι ανενεργές (απολιθωμένες), εμφανίζονται δηλαδή πάνω ή κάτω από το επίπεδο στο οποίο ανάλογες γεωμορφές σχηματίζονται σήμερα, αποτελούν ένδειξη μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης από την περίοδο σχηματισμού τους.



Φωτο 5.2 Αεροφωτογραφία του αρχαιολογικού χώρου των Κεχραιών που αποτελούσε το ανατολικό (στον Σαρωνικό κόλπο) λιμάνι της αρχαίας Κορίνθου. Φαίνονται τα βυθισμένα ερείπια του νότιου μόλου του λιμανιού σε βάθη από -1,9 έως -4,0 m. (πηγή: Maroukian et al., 2005)

- ***Γεωμορφές απόθεσης***, όπως είναι οι ψηφιδοπαγείς αιγιαλοί ή ακτόλιθοι (beachrocks), οι παραλιακές ράχες (beach ridges), τα παλιρροιακά πεδία (tidal flats) ή οι κοραλλιογενείς σχηματισμοί που όπως και οι γεωμορφές διάβρωσης, που αναφέρθηκαν πριν, βρίσκονται πάνω ή κάτω από τη σημερινή θαλάσσια στάθμη.
- ***Βιολογικοί δείκτες***, όπως είναι διάφοροι οργανισμοί ή υπολείμματα οργανισμών (κοράλλια, διάφορα είδη οστράκων, κελύφη μαλακίων, σκώληκες) ή βιοδηλωτικά ίχνη οργανισμών, που όταν είναι ζωντανοί ζουν σε γνωστά παλιρροιακά επίπεδα και σήμερα βρίσκονται απολιθωμένοι σε διαφορετικό ύψος, λόγω των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης που συνέβησαν μετά το θάνατό τους. Η εμφάνιση στη σημερινή τους θέση σαν απολιθώματα είναι ένδειξη της θέσης της παλαιάς ακτογραμμής, όταν δηλαδή οι οργανισμοί ήταν εν ζωή.
- ***Αρχαιολογικά ευρήματα***, πολλές φορές μπορεί να είναι σημαντικές ενδείξεις μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης. Για παράδειγμα αρχαίες πόλεις ή αρχαίες λιμενικές εγκαταστάσεις (φωτο 5.2), που έχουν ανυψωθεί και βρίσκονται πάνω από τη σημερινή στάθμη ή αντίστροφα βρίσκονται υποθαλάσσια ή είναι καλυμμένες από ιζήματα, μαρτυρούν ότι κατά την περίοδο που βρίσκονταν σε ακμή, η επιφάνεια της θάλασσας βρισκόταν σε διαφορετικό από το σημερινό της επίπεδο.
- ***Ιστορικά στοιχεία και καταγραφές***, που συνήθως αποτελούν δείκτες πιο πρόσφατων μεταβολών. Περιλαμβάνουν παλαιές καταγραφές μετρήσεων παλιρροιογράφων που αφορούν μια χρονική περίοδο διάρκειας μεγαλύτερης των 100 ετών και είναι διαθέσιμες για μερικές μόνο περιοχές της γης (όπως για παράδειγμα η βορειοδυτική Γαλλία).

5.3.1 Απόλυτη και σχετική χρονολόγηση των ενδείξεων (σημείων – δεικτών) θαλάσσιας στάθμης του παρελθόντος

Κατά τη μελέτη των μεταβολών της στάθμης της θάλασσας σε μια παράκτια περιοχή δεν αρκεί μόνο η αναγνώριση και χαρτογράφηση των ενδείξεων – δεικτών. Η σχεδίαση της τοπικής καμπύλης των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης συναρτήσει του χρόνου προϋποθέτει την ακριβή γνώση της απόλυτης ηλικίας του δείκτη καθώς και του ακριβούς υψόμετρου στο οποίο βρίσκεται σήμερα.

Στην περίπτωση που οι δείκτες της στάθμης θάλασσας του παρελθόντος είναι αρχαιολογικά ευρήματα ή ιστορικά στοιχεία η χρονολόγησή τους είναι ακριβής και βασίζεται στην περίοδο από την οποία προέρχονται. Για τον προσδιορισμό όμως της ηλικίας των "φυσικών" δεικτών θαλάσσιας στάθμης πρέπει να χρησιμοποιηθούν εργαστηριακές μέθοδοι χρονολόγησης. Η μέθοδος που θα επιλεγεί για τη χρονολόγηση ενός σημείου - δείκτη θαλάσσιας στάθμης εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από τη φύση και το είδος (αν δηλαδή πρόκειται για γεωμορφή διάβρωσης ή απόθεσης, οργανικό υλικό, συνδετικό υλικό ή ίζημα) του δείκτη στάθμης θάλασσας που μελετάται σε κάθε περίπτωση.

Συνήθως οι γεωμορφές θαλάσσιας διάβρωσης είναι δύσκολο να χρονολογηθούν σε απόλυτες τιμές, δηλαδή να προσδιορισθεί μια ακριβής ηλικία σε έτη πριν από σήμερα. Σε αρκετές περιπτώσεις επιχειρείται ο προσδιορισμός των σχετικών ηλικιών (Haslett & Curr, 1998). Σχετική ηλικία είναι ο καθορισμός σε μια σειρά γεωμορφών του ποια από αυτές είναι παλαιότερη και ποια νεότερη, χωρίς να προσδιορισθούν οι πραγματικές τους ηλικίες. Κάτι τέτοιο έχει επιχειρηθεί σε θαλάσσιες διαβρωσιγενείς αναβαθμίδες (erosional shore platforms) του Τεταρτογενούς στη Γαλλία. Το κριτήριο για τη σχετική τους χρονολόγηση ήταν ο βαθμός και τα χαρακτηριστικά της αποσάθρωσης της επιφάνειάς τους, δεδομένου ότι όλες αναπτύσσονται στα ίδια γρανιτικά πετρώματα. Γίνεται δηλαδή αποδεκτό ότι οι ηλικιακά παλαιότερες επιφάνειες, επειδή ήταν εκτεθειμένες στη δράση των εξωγενών διεργασιών για μεγαλύτερο χρονικό διάστημα, θα πρέπει να έχουν υποστεί μεγαλύτερη διάβρωση απ' ότι οι επιφάνειες που δημιουργήθηκαν από μεταγενέστερες στάθμες θάλασσας. Οι γεωμορφές διάβρωσης μπορούν να χρονολογηθούν εύκολα αν υπάρχουν βιολογικά κατάλοιπα που σχετίζονται με αυτές, όπως είναι για παράδειγμα απολιθωμένα όστρακα που βρίσκονται πάνω στις διαβρωσιγενείς επιφάνειες.

5.3.1.1 Μέθοδοι χρονολόγησης

5.3.1.1.1 Χρονολόγηση με ραδιενεργό ^{14}C

Για μεταβολές στη στάθμη της θάλασσας που συνέβησαν στο Ανώτερο Τεταρτογενές η μέθοδος απόλυτης χρονολόγησης που χρησιμοποιείται συχνότερα είναι η μέθοδος της χρονολόγησης με ραδιενεργό ^{14}C. Το ραδιενεργό ισότοπο ^{14}C στη φύση υπάρχει στην ατμόσφαιρα και ενσωματώνεται σε όλους τους ζωντανούς οργανισμούς στην ίδια συγκέντρωση με την οποία υπάρχει στον ατμοσφαιρικό αέρα. Μετά το θάνατο του οργανισμού σταματά η επικοινωνία του με την ατμόσφαιρα οπότε ο ^{14}C υπόκειται σε ραδιενεργό αποσύνθεση - διάσπαση. Η μέθοδος της χρονολόγησης με ^{14}C βασίζεται στη διάσπαση αυτού του ραδιενεργού ισότοπου του άνθρακα και χρονολογεί ανθρακικά υλικά που έχουν διατηρηθεί όπως είναι ξύλα, κάρβουνα, οστά, τύρφες, φυτικά υπολείμματα και κελύφη οργανισμών. Το χρονικό διάστημα που απαιτείται ώστε να διασπαστεί η μισή ποσότητα του ^{14}C ονομάζεται χρόνος ημιζωής ή χρόνος ημίσιας ζωής. Ο χρόνος ημιζωής του άνθρακα μετρήθηκε το 1940 και βρέθηκε να είναι 5.568 έτη. Οπότε μετρώντας το ποσό του ^{14}C που έχει απομείνει σε ένα δείγμα μπορεί να εκτιμηθεί το χρονικό διάστημα που πέρασε από τον θάνατό του. Σήμερα είναι γνωστό ότι ο χρόνος ημίσιας ζωής του ^{14}C είναι στην πραγματικότητα 5.730±40 έτη

(Berger, 1970). Εντούτοις η αρχική εκτίμηση χρησιμοποιείται ακόμη έτσι ώστε να είναι δυνατή η σύγκριση με ηλικίες που έχουν προκύψει από την εφαρμογή της μεθόδου πριν τη νέα εκτίμηση.

Υπάρχουν δύο τρόποι μέτρησης του ^{14}C σε ένα δείγμα. Ένας τρόπος είναι η τεχνική "conventional" όπου μετρώνται ραδιενεργά σωματίδια (particles) που εκπέμπθηκαν από το δείγμα. Ο άλλος τρόπος είναι η απευθείας μέτρηση των ατόμων ^{14}C σε ένα δείγμα χρησιμοποιώντας μια τεχνική που ονομάζεται A.M.S. (A.M.S. = Accelerator Mass Spectrometry) (Mannion, 1999). Η τεχνική A.M.S. είναι περισσότερο ακριβής διότι η μέτρηση γίνεται άμεσα και δε βασίζεται σε εκπομπές ραδιενεργών σωματιδίων ενώ επιπλέον έχει το πλεονέκτημα ότι μπορεί να εφαρμοσθεί σε δείγματα πολύ μικρού βάρους.

Παρότι οι τεχνικές χρονολόγησης με ραδιενεργό ^{14}C έχουν χρησιμοποιηθεί εκτεταμένα κατά το παρελθόν και χρησιμοποιούνται αρκετά και σήμερα, τα αποτελέσματά τους έχουν κάποιο βαθμό αβεβαιότητας. Μελέτες δενδροχρονολόγησης των αυξητικών δακτυλίων δένδρων έδειξαν ότι τα έτη ραδιοχρονολόγησης δεν είναι ισοδύναμα με τα ημερολογιακά έτη. Πέραν των 2.000 ετών πριν από σήμερα φαίνεται ότι η ραδιοχρονολόγηση με άνθρακα δίνει νεότερες ηλικίες από τις πραγματικές. Για παράδειγμα μια ηλικία 6.000 έτη πριν από σήμερα, που έχει προκύψει από ραδιοχρονολόγηση με άνθρακα, στην πραγματικότητα βρίσκεται πλησιέστερα στα 7.000 ημερολογιακά έτη πριν από σήμερα. Για το λόγο αυτό τα έτη ραδιοχρονολόγησης με άνθρακα έχουν βαθμονομηθεί (calibrated) και δίνονται σαν ημερολογιακά έτη πριν από σήμερα (cal. Yrs B.P.). Η ένδειξη cal. σημαίνει ότι η ηλικία είναι βαθμονομημένη. Απαιτείται λοιπόν ιδιαίτερη προσοχή όταν επιχειρείται η σύγκριση μεταξύ ηλικιών που έχουν προκύψει από την εφαρμογή της ραδιοχρονολόγησης με άνθρακα και έχουν δημοσιευθεί σε παλαιότερες έρευνες και ηλικιών που είναι αποτέλεσμα της πρόσφατης εφαρμογής της μεθόδου. Επίσης όλες οι ηλικίες ραδιοχρονολόγησης με άνθρακα έχουν ένα περιθώριο σφάλματος και πάντα δίνονται με ένα περιθώριο (±) κάποιων ετών.

Ιδιαίτερη προσοχή απαιτεί αρχικά η συλλογή ενός δείγματος για ραδιοχρονολόγηση με ^{14}C και στη συνέχεια η επιλογή του ποια δείγματα από αυτά που συλλέχθηκαν στο ύπαιθρο θα σταλούν στο εργαστήριο για να προσδιορισθεί η ηλικία τους. Ένα από τα σημαντικά προβλήματα στη ραδιοχρονολόγηση με ^{14}C είναι η πιθανότητα μόλυνσης του δείγματος. Η μόλυνση αφορά την ανάμειξη του δείγματος με υλικά των οποίων η ηλικία είναι μεταγενέστερη ή παλαιότερη της απόθεσης από την οποία γίνεται η δειγματοληψία και της οποίας επιχειρείται η χρονολόγηση. Για παράδειγμα μπορεί οι ρίζες νεότερων ή ακόμη και σύγχρονων φυτών να φθάνουν μέχρι το βάθος στο οποίο βρίσκονται οι οργανικές αποθέσεις τύρφης από τις οποίες λαμβάνεται το δείγμα για χρονολόγηση, ουσιαστικά μολύνοντάς το. Επιπλέον είναι πιθανό σε περιοχές που επικρατούν ανθρακικά πετρώματα να υπάρχουν στο νερό διαλυμένα ανθρακικά στοιχεία που μπορεί να αποτεθούν με τη μορφή ανθρακικού ασβεστίου στους πόρους (κενά) του ιζήματος που θα χρονολογηθεί. Στην περίπτωση αυτή ο σταθερός άνθρακας που είναι πολύ παλαιός και προέρχεται από τα ανθρακικά πετρώματα εμπλουτίζει το δείγμα προκαλώντας σφάλμα στη χρονολόγηση, που ονομάζεται "σφάλμα σκληρού νερού".

Πρέπει επίσης να ληφθεί υπόψη σοβαρά ο τρόπος σχηματισμού του ανθρακικού υλικού που θα ληφθεί σαν δείγμα για χρονολόγηση. Για παράδειγμα ένας ορίζοντας τύρφης (οργανικό υλικό που έχει προκύψει από την αποσύνθεση φυτών σε αναγωγικό, συνήθως ελώδες, περιβάλλον) μπορεί να θεωρηθεί αυτόχθονος δηλαδή εμφανίζεται σήμερα στη θέση που σχηματίστηκε και παρέχει μια ακριβή χρονολόγηση για την απόθεση. Αντίθετα τα κελύφη οργανισμών ή θραύσματα οργανικών υλικών, που βρίσκονται μέσα σε μία απόθεση άμμου, υπάρχει μεγάλη πιθανότητα να είναι αλλόχθονα υλικά. Να αποτελούν δηλαδή υλικά που έχουν μεταφερθεί με διάφορους τρόπους, όπως με το νερό ή τον άνεμο, και στη συνέχεια αποτέθηκαν στη θέση που τα βρίσκουμε σήμερα, οπότε το κέλυφος του οργανισμού και συνεπώς ο άνθρακας μπορεί να είναι κατά πολύ παλαιότερος από την απόθεση μέσα στην οποία τελικά έχει ενσωματωθεί. Δεδομένου ότι το οικονομικό κόστος της χρονολόγησης με ραδιενεργό ^{14}C είναι σχετικά υψηλό, πρέπει να λαμβάνονται υπόψη σοβαρά όλα τα παραπάνω ζητήματα κατά την επιλογή των τελικών δειγμάτων που θα αποσταλούν στο εργαστήριο ώστε τα αποτελέσματα να είναι όσο γίνεται περισσότερο αξιόπιστα.

Η διάσπαση του ραδιενεργού ισότοπου του ^{14}C, όπως αναφέρθηκε παραπάνω, είναι σχετικά γρήγορη οπότε η μέθοδος ραδιοχρονολόγησης με ^{14}C δεν μπορεί να εφαρμοσθεί σε υλικά παλαιότερα των περίπου 60.000 ετών. Ουσιαστικά ακόμη και υλικά παλαιότερα των 20.000 ετών είναι πολύ πιθανό να δώσουν λανθασμένες ηλικίες με την εφαρμογή της μεθόδου αυτής.

5.3.1.1.2 Άλλες μέθοδοι χρονολόγησης

Για αποθέσεις ηλικίας μεγαλύτερης των 60.000 ετών απαιτείται η χρήση εναλλακτικών μεθόδων χρονολόγησης. Για παράδειγμα η χρονολόγηση των παλαιών ακτογραμμών του Πλειστόκαινου απαιτεί μεθόδους ραδιοχρονολόγησης που να μπορούν να προσδιορίζουν ηλικίες παλαιότερες των 40.000 ετών. Μία από τις μεθόδους που χρησιμοποιείται ευρύτατα είναι αυτή του θορίου - ουρανίου (^{230}Th / ^{234}U). Η λογική της μεθόδου χρονολόγησης με ουράνιο είναι παρόμοια με αυτή της μεθόδου ραδιοχρονολόγησης με άνθρακα. Δηλαδή και αυτή η μέθοδος βασίζεται στη ραδιενεργό διάσπαση των ισότοπων όμως του ουρανίου, του θορίου και του ραδονίου σε ένα σταθερό ισότοπο του μολύβδου. Η διεργασία διάσπασης είναι πολύ μεγαλύτερης διάρκειας, οπότε με

την τεχνική αυτή μπορούν να χρονολογηθούν αρκετά παλαιότερες αποθέσεις που σχετίζονται με ουράνιο, συμπεριλαμβανομένων και ανθρακικών υλικών όπως κοράλλια και αποθέσεις θαλάσσιων σπηλαίων (Mannion, 1999). Η μέθοδος του θορίου - ουρανίου ($^{230}Th/^{234}U$) επιτρέπει τη χρονολόγηση θραυσμάτων κοραλλιών ηλικίας μέχρι και 500.000 ετών B.P. (πριν από σήμερα). Η αρχή της μεθόδου είναι η σύγκριση των σχετικών ποσοτήτων του ραδιενεργού ισοτόπου ^{230}Th και εκείνου του ^{234}U. Το ^{230}Th αυξάνεται στα ανθρακικά κοράλλια από 0 κατά το θάνατο του οργανισμού μέχρι να βρεθεί σε μια ισορροπία με το ισότοπο του ^{234}U στα 500.000 έτη μετά το θάνατό του.

Μια συνηθισμένη σήμερα μέθοδος για τη σχετική χρονολόγηση παλαιότερων Τεταρτογενών παράκτιων ιζημάτων είναι αυτή του επιμερισμού αμινοξέων (Amino Acid Racemisation) (A.A.R.) (Lowe & Walker, 1997). Για την εφαρμογή αυτής της μεθόδου απαιτείται υλικό από απολιθωμένα κελύφη μαλακίων, συνήθως αυτών που απαντώνται σε αποθέσεις απολιθωμένων αιγιαλών, όπως μύδια, κυδώνια και θαλάσσια σαλιγκάρια στα οποία μπορούν να βρεθούν αμινοξέα. Τα αμινοξέα εξακολουθούν να υπάρχουν στα κελύφη αρκετό καιρό μετά το θάνατο των οργανισμών αλλά με την πάροδο του χρόνου μετατρέπονται από L-μορφές (L-isoleucine) σε D-μορφές (D-alloisoleucine) που δεν είναι πρωτεϊνικές. Έτσι η αναλογία L/D δείχνει το χρονικό διάστημα που έχει περάσει από το θάνατο του οργανισμού. Αυτή η μέθοδος χρονολόγησης έχει εφαρμοσθεί στη χερσόνησο Gower στην Ουαλία (Davies, 1983) και διακρίθηκαν υπολείμματα αιγιαλών που αποτέθηκαν κατά τη διάρκεια διαφορετικών μεσοπαγετωδών περιόδων του Τεταρτογενούς. Πρέπει να τονισθεί ότι η τεχνική αυτή αποτελεί μια μέθοδο σχετικής και όχι απόλυτης χρονολόγησης.

Σήμερα με την εφαρμογή κατάλληλων τεχνικών είναι εφικτή η χρονολόγηση δειγμάτων ακόμη και όταν απουσιάζουν οργανικά υπολείμματα. Η περισσότερο διαδεδομένη και συχνότερα χρησιμοποιούμενη σε παράκτιες μελέτες μέθοδος είναι η χρονολόγηση με θερμοφωταύγεια (ThermoLuminencence (TL)) (Bryant et al., 1997). Η μέθοδος αυτή βασίζεται στη διαπίστωση ότι κρυσταλικά τεμαχίδια - κόκκοι ιζήματος, όπως οι κόκκοι άμμου από χαλαζία, απελευθερώνουν ενέργεια θερμοφωταύγειας (thermoluminenscent) όταν εκτίθεται στο ηλιακό φως (όπως για παράδειγμα όταν κείτονται σε έναν αιγιαλό ή στην επιφάνεια παράκτιων αμμωδών θινών). Όταν όμως τα κρυσταλλικά αυτά τεμαχίδια θάβονται, καλύπτονται δηλαδή από άλλες αποθέσεις, αρχίζουν να αποθηκεύουν την ενέργεια αυτή. Έτσι μετρώντας το ποσό της ενέργειας που έχει συσσωρευτεί σε ένα θαμμένο ίζημα μπορεί να εκτιμηθεί πότε ήταν για τελευταία φορά εκτεθειμένο στο ηλιακό φως. Υπάρχουν βέβαια πιθανά σφάλματα στην εκτίμηση της ηλικίας με τη μέθοδο αυτή αλλά σε γενικές γραμμές θεωρείται μια αξιόπιστη τεχνική. Σε αρκετές περιπτώσεις οι ηλικίες που έχουν προκύψει από την εφαρμογή της μεθόδου αυτής ήταν παρόμοιες με αντίστοιχες που προέκυψαν με τη μέθοδο χρονολόγησης με ραδιενεργό ^{14}C (Bryant & Price, 1997).

5.3.2 Προσδιορισμός του υψόμετρου των σημείων - δεικτών θαλάσσιας στάθμης του παρελθόντος

Ο προσδιορισμός του υψόμετρου ενός σημείου που αποτελεί δείκτη παλαιάς σταθμης θάλασσας απαιτεί μεγάλη ακρίβεια ώστε η σύγκριση της θέσης του με τη σημερινή θαλάσσια στάθμη να οδηγήσει σε χρήσιμα συμπεράσματα για την εξέλιξη της εκάστοτε παράκτιας περιοχής που μελετάται. Αυτό επιτυγχάνεται με τη χρήση ειδικών οργάνων προσδιορισμού του υψόμετρου όπως είναι ο θεοδόλιχος. Η ακρίβεια του προσδιορισμού του απόλυτου υψόμετρου των γεωμορφών διάβρωσης εξαρτάται από το πόσο καλά προσδιορισμένη - καθορισμένη είναι η συγκεκριμένη γεωμορφή, όπως για παράδειγμα μια θαλάσσια εγκοπή (marine notch), που έχει δημιουργηθεί σε έναν παράκτιο κρημνό από τη δράση του κύματος, ή μια θαλάσσια αναβαθμίδα (marine terrace), που ουσιαστικά αποτελεί έναν ανυψωμένο διαβρωσιγενή παράκτιο πάγκο (shore platform). Θα πρέπει να προσδιορισθεί το υψομετρικό εύρος της γεωμορφής ουσιαστικά δηλαδή το υψόμετρο της κορυφή και της βάσης της. Ορισμένες φορές οι κατακόρυφες γεωμορφές, όπως είναι οι παράκτιοι κρημνοί, τα θαλάσσια σπήλαια και οι αψίδες, έχουν σχετικά μεγάλο εύρος υψόμετρου μεταξύ της κορυφής και της βάσης τους με αποτέλεσμα να έχουν μικρότερη χρησιμότητα στην ακριβή αναπαράσταση των σταθμών θάλασσας του παρελθόντος. Επιμέρους ζητήματα που απαιτούν ιδιαίτερη προσοχή και αφορούν τον ακριβή προσδιορισμό της θέσης της παλαιο-ακτογραμμής σε περιπτώσεις θαλάσσιων εγκοπών ή θαλάσσιων αναβαθμίδων αναφέρονται εκτενώς στα κεφάλαια που περιγράφονται οι αντίστοιχες γεωμορφές.

Σε αντίθεση με τις μορφές διάβρωσης, τα σημεία - δείκτες στάθμης θάλασσας που σχετίζονται με απόθεση αφενός είναι περισσότερο εύκολο να χρονολογηθούν, αφετέρου τα επίπεδα εντός των αποθέσεων που εξετάζονται συχνά είναι πολύ περιορισμένα και το υψομετρικό τους εύρος πολύ μικρό. Για παράδειγμα τα στρωματογραφικά όρια (δηλαδή οι επαφές) μεταξύ θαλάσσιων και χερσαίων αποθέσεων συνήθως αποτελούν πολύ καλά σημεία - δείκτες στάθμης θάλασσας διότι οι επαφές αυτές είναι ακριβείς, ευδιάκριτες και προσδιορίζονται εύκολα έτσι που μπορούν να μελετηθούν ακόμη και με ακρίβεια χιλιοστού, αν κριθεί απαραίτητο. Σε υψομετρικά χαμηλές παράκτιες περιοχές για τη μελέτη της στρωματογραφίας των ιζημάτων που βρίσκονται κάτω από την επιφάνεια συνήθως πραγματοποιούνται γεωτρήσεις ή διανοίγονται τάφροι. Στις περιπτώσεις αυτές είναι απαραίτητο να προσδιορισθεί με μεγάλη ακρίβεια το απόλυτο υψόμετρο του σημείου που πραγματοποιείται η γεώτρηση ή διανοίγεται η τάφρος. Γνωρίζοντας το υψόμετρο αυτό και αφαι-

ρώντας το βάθος στο οποίο βρέθηκε η επαφή των ιζημάτων που ενδιαφέρει γνωρίζουμε το απόλυτο υψόμετρο του σημείου - δείκτη θαλάσσιας στάθμης.

Ένα πρόβλημα που μπορεί να προκαλέσει σφάλματα κατά τον υπολογισμό του υψόμετρου σημείων - δεικτών στάθμης θάλασσας που έχουν τη μορφή στρωματογραφικής επαφής είναι η συμπίεση των ιζημάτων. Όταν τα χαλαρά ιζήματα αποτίθενται και στη συνέχεια καλύπτονται από μεταγενέστερες ιζηματογενείς αποθέσεις, το βάρος των υπερκείμενων στρωμάτων ιζημάτων προκαλεί τη συμπίεση και συμπύκνωση των βαθύτερων. Η συμπίεση αυτή προκαλεί τη μείωση του απόλυτου υψόμετρου του ιζήματος σε σχέση με το υψόμετρο στο οποίο αποτέθηκε αρχικά (Allen, 1999). Εάν δε ληφθεί υπόψη η συμπύκνωση των ιζημάτων μετά την απόθεσή τους, μπορεί να προκληθούν σημαντικά σφάλματα κατά τον υπολογισμό του υψόμετρου των σημείων που θα χρησιμοποιηθούν για τη σχεδίαση μιας καμπύλης μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης. Για το λόγο αυτό πρέπει να γίνονται μετρήσεις για την εκτίμηση του βαθμού της συμπύκνωσης που μπορεί να υπέστησαν οι αποθέσεις. Ο βαθμός συμπύκνωσης δεν είναι ο ίδιος για όλους τους τύπους ιζημάτων. Ο Allen (1999) υποστηρίζει ότι οι αποθέσεις αργίλου, ιλύος και άμμου υφίστανται μικρή συμπύκνωση μετά την απόθεσή τους. Αποθέσεις όμως που περιλαμβάνουν πολύ οργανικό υλικό, όπως η τύρφη, μπορεί να υποστούν σημαντική συμπύκνωση.

5.3.3 Τάση της μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης

Ο όρος τάση της μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης αφορά τον προσδιορισμό του αν η θαλάσσια στάθμη ανέβαινε ή έπεφτε σε ένα σημείο - δείκτη στάθμης θάλασσας του παρελθόντος. Ο καθορισμός αυτός είναι εύκολος στην περίπτωση που το σημείο - δείκτης είναι μια στρωματογραφική επαφή μεταξύ δύο διαφορετικών ιζηματογενών αποθέσεων. Η τάση προσδιορίζεται από την περιγραφή και την αναγνώριση του ιζήματος που βρίσκεται ακριβώς κάτω από το σημείο - δείκτη. Η αναγνώριση αφορά το αν πρόκειται για ίζημα που έχει αποτεθεί σε θαλάσσιο ή σε χερσαίο περιβάλλον. Για παράδειγμα μια μετάβαση από απόθεση τύρφης γλυκού νερού σε θαλάσσια άργιλο οδηγεί στη διαπίστωση μιας θετικής τάσης της θαλάσσιας στάθμης δηλαδή ανόδου της. Αντίθετα μια αρνητική τάση διαπιστώνεται όταν παρατηρείται μια μετάβαση από θαλάσσιες αργίλους σε αποθέσεις τύρφης γλυκού νερού.

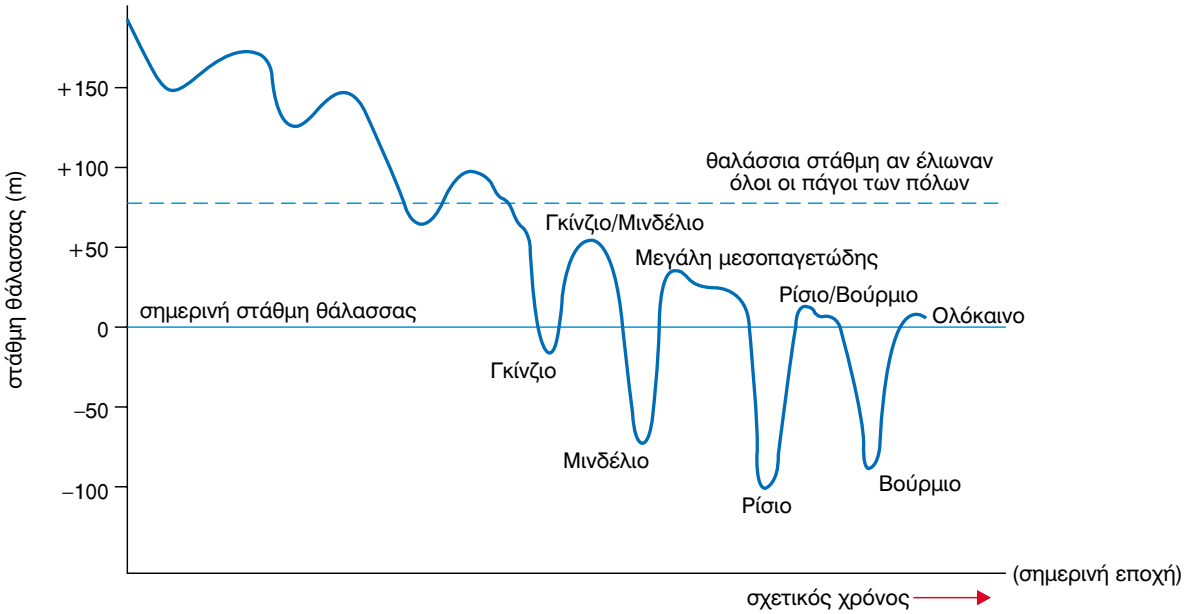
5.3.4 Η χρησιμότητα των τρηματοφόρων στη μελέτη των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης

Τα τρηματοφόρα είναι θαλάσσιοι μικροοργανισμοί με κέλυφος από ανθρακικό ασβέστιο. Η μελέτη τους βοηθά πολύ στην έρευνα που σχετίζεται με τις μεταβολές της στάθμης θάλασσας (Scott & Medioli, 1978; 1986). Τα διάφορα είδη τρηματοφόρων που ζουν σε αλμυρά έλη φαίνεται ότι βρίσκονται εντός πολύ καλά καθορισμένων κατακόρυφων ζωνών. Αυτό προέκυψε από μελέτες σε σύγχρονα αλμυρά έλη των ανατολικών ακτών της Βόρειας Αμερικής (Gehrels, 1994). Οι κατακόρυφες αυτές ζώνες μπορούν να συσχετισθούν με τα επίπεδα – στάθμες παλίρροιας, οπότε η μελέτη των τρηματοφόρων σε ιζήματα παλαιών αλμυρών ελών μπορούν να αποτελέσουν ακριβείς δείκτες του επιπέδου της παλίρροιας (tidal level). Ιδιαίτερα σημαντική είναι η διαπίστωση ότι στα μικρο- και μεσο-παλιρροιακά (micro and meso-tidal) αλμυρά έλη των ανατολικών ακτών της Βόρειας Αμερικής τα τρηματοφόρα εκτείνονται μέχρι την υψηλότερη στάθμη πλημμυρίδας (highest high water), με την υψηλότερη ζώνη να χαρακτηρίζεται από τη συγκέντρωση ενός μόνο είδους του *Jadammina macrescens*, που προς τα κάτω εκτείνεται μέχρι τη μέση υψηλότερη στάθμη πλημμυρίδας (mean highest high water). Έτσι η αναγνώριση της ζώνης αυτής σε ιζήματα αλμυρών παλαιοελών είναι ένας πολύ χρήσιμος δείκτης του παλαιοπαλιρροιακού επιπέδου. Αρκετοί ερευνητές (Haslett et al., 1998b; Horton et al., 1999) μελέτησαν σύγχρονα αλμυρά έλη στη Μεγάλη Βρετανία και προσδιόρισαν τις ζώνες ανάπτυξης των διαφόρων ειδών τρηματοφόρων και κατέληξαν στη διαπίστωση ότι διαφέρουν πολύ λίγο από τις αντίστοιχες ζώνες που προσδιορίστηκαν σε αλμυρά έλη της Βόρειας Αμερικής.

Η χρησιμότητα των τρηματοφόρων δεν περιορίζεται μόνο στην έρευνα των σταθμών θάλασσας του παρελθόντος αλλά και στην ευρύτερη μελέτη του παράκτιου χώρου. Για παράδειγμα τα τρηματοφόρα αποτελούν δείκτες παράκτιας μόλυνσης (Alve, 1995) και μεταφοράς ιζήματος (Haslett et al., 2000).

5.4 Μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης κατά το Ανώτερο Πλειστόκαινο

Τα βασικά ερωτήματα που απασχολούν τους ερευνητές σε ό,τι αφορά την ευστατισμό είναι πόσες φορές συνέβη η μεταφορά νερού από τους ωκεανούς στην ξηρά και το αντίστροφο και πόση ποσότητα νερού συμμετείχε στη μετακίνηση αυτή. Κατά τη διάρκεια της γεωλογικής ιστορίας της γης υπήρξαν πολλές παγετώδεις και μεσοπαγετώδεις περίοδοι. Για τη μελέτη της γεωμορφολογίας των παράκτιων περιοχών το ενδιαφέρον εστιάζεται στο πολύ πρόσφατο γεωλογικό παρελθόν δηλαδή στα παγετώδη και μεσοπαγετώδη επεισόδια που συνέβησαν κατά τη διάρκεια της περιόδου του Τεταρτογενούς. Υπάρχουν αρκετές διαφωνίες για το χρονικό όριο μεταξύ του Τεταρτογενούς και της προηγούμενης περιόδου που είναι το Τριτογενές. Η μετάβαση από το Τριτογενές στο Τεταρτογενές χαρακτηρίστηκε από μια παγκόσμια βαθμιαία επιδείνωση του κλίματος που αποδεικνύεται τόσο ιζημα-



Σχήμα 5.1 Οι πρώτες εκτιμήσεις για τις διακυμάνσεις της θαλάσσιας στάθμης κατά τα διάφορα παγετώδη και μεσοπαγετώδη επεισόδια του Ανώτερου Πλειστόκαινου.

τολογικά όσο και παλυνολογικά (από τη μελέτη δηλαδή γυρεοκόκκων). Μερικοί επιστήμονες τοποθετούν το όριο αυτό στα 2,5 εκατομμύρια έτη B.P. (πριν από σήμερα) (West, 1977) ενώ κατά άλλους χρονολογείται στα 1,8 εκατομμύρια έτη B.P. (Goudie, 1983). Πρόσφατα, έχει προταθεί από τη Διεθνή Επιτροπή Στρωματογραφίας (International Commission on Stratigraphy) η επέκταση του Τεταρτογενούς στα 2,588 εκατομμύρια έτη πριν από σήμερα. Κατά τα τελευταία 1-2 εκατομμύρια έτη παρατηρήθηκε μια ακολουθία παγετωδών και μεσοπαγετωδών επεισοδίων - περιόδων που εναλλάσσονταν σε τακτά χρονικά διαστήματα των 100.000 ετών περίπου. Το τελευταίο από τα παγετώδη διαστήματα τελείωσε περίπου 10.000 έτη B.P. Το χρονικό αυτό διάστημα από την αρχή του Τεταρτογενούς έως το τέλος της τελευταίας παγετώδους περιόδου αποτελεί την περίοδο του Πλειστόκαινου. Το τέλος της τελευταίας παγετώδους περιόδου σηματοδοτεί την αρχή της περιόδου του Ολόκαινου που φθάνει μέχρι σήμερα και θεωρείται ότι είναι μια μεσοπαγετώδης περίοδος. Υπάρχουν διαφωνίες μεταξύ των επιστημόνων για τον ακριβή αριθμό των παγετωδών επεισοδίων που συνέβησαν κατά τη διάρκεια του Πλειστόκαινου. Έχουν πιστοποιηθεί 17 - 20 επεισόδια (Emiliani, 1968; Shackleton & Opdyke, 1976).

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον για τη γεωμορφολογία των παράκτιων περιοχών εμφανίζουν οι τρεις τελευταίες

Πίνακας 5.1 Ονομασίες και ηλικίες - διάρκεια που είχαν αποδοθεί παλαιότερα στις κυριότερες παγετωδεις και μεσοπαγετωδεις περιόδους του Ανώτερου Πλειστόκαινου.

Βρετανία	Δ. Ευρώπη	Άλπεις	Β. Αμερική	Κατά προσέγγιση ηλικία (χιλιάδες έτη B.P.)
Devensian Παγετώδης περίοδος	Weichselian	Würm (Βούρμιο)	Winsconsin	70-10
Ipswichian Μεσοπαγετώδης περίοδος	Eemian	Riss/Würm (Ρίσιο/Βούρμιο)	Sangoman	90-70
Wolstonian Παγετώδης περίοδος	Saalian	Riss (Ρίσιο)	Illinoian	200-90
Hoxnian Μεσοπαγετώδης περίοδος	Holsteinian	Great Interglacial (Μεγάλη μεσοπαγετώδης)	Yarmouth	200-220
Anglian Παγετώδης περίοδος	Elsterian	Mindel (Μινδέλιο)	Kansan	320-220
Cromerian Μεσοπαγετώδης περίοδος	Cromerian	Günz/Mindel (Γκίνζιο/Μινδέλιο)	Aftonian	380-320
Beestonian Παγετώδης περίοδος	Menapian	Günz (Γκίνζιο)	Nebraskan	?-380

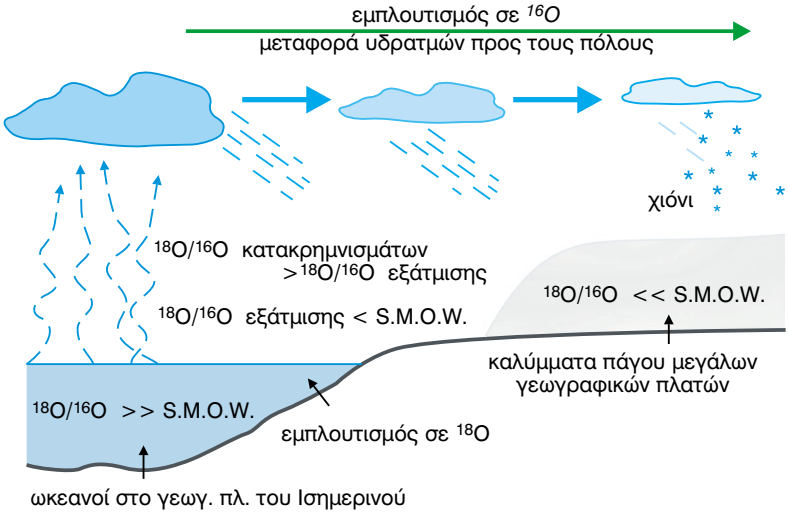
παγετώδεις και τέσσερις τελευταίες μεσοπαγετώδεις περίοδοι (συμπεριλαμβανομένου και του Ολόκαινου) και αυτό γιατί όσο παλαιότερα γυρίζουμε στο χρόνο, τόσο περισσότερο δυσδιάκριτα γίνονται τα ίχνη από τις παλαιές στάθμες θάλασσας που μένουν αποτυπωμένα στις παράκτιες περιοχές.

Τα πιό πρόσφατα επεισόδια έχουν χρονολογηθεί με σχετική ακρίβεια. Παλαιότερα τους είχαν δοθεί διάφορες ονομασίες ανάλογα με την περιοχή που έχουν αναγνωρισθεί και μελετηθεί. Ο Πίνακας 5.1 περιλαμβάνει τις ηλικίες, τη διάρκεια και τα παλαιά ονόματα αυτών των παγετωδών και μεσοπαγετωδών επεισοδίων ενώ στο διάγραμμα του σχήματος 5.1 φαίνονται οι αντίστοιχες διακυμάνσεις της θαλάσσιας στάθμης. Οι ονομασίες των παγετωδών περιόδων προέρχονταν από περιοχές εμφάνισης των παγετώνων. Έτσι αλλιώς ονομάζονταν οι παγετώνες στην Αμερική και αλλιώς στην Ευρώπη που χωρίζεται στη Βόρεια και την Κεντρική. Για παράδειγμα στους παγετώνες της Κεντρικής Ευρώπης δόθηκαν ονόματα ποταμών των Άλπεων αφού ο κυρίως όγκος τους εμφανίζεται στις Άλπεις. Τόσο το διάγραμμα του σχήματος 5.1, όσο και ο πίνακας 2 έχουν περισσότερο ιστορική σημασία.

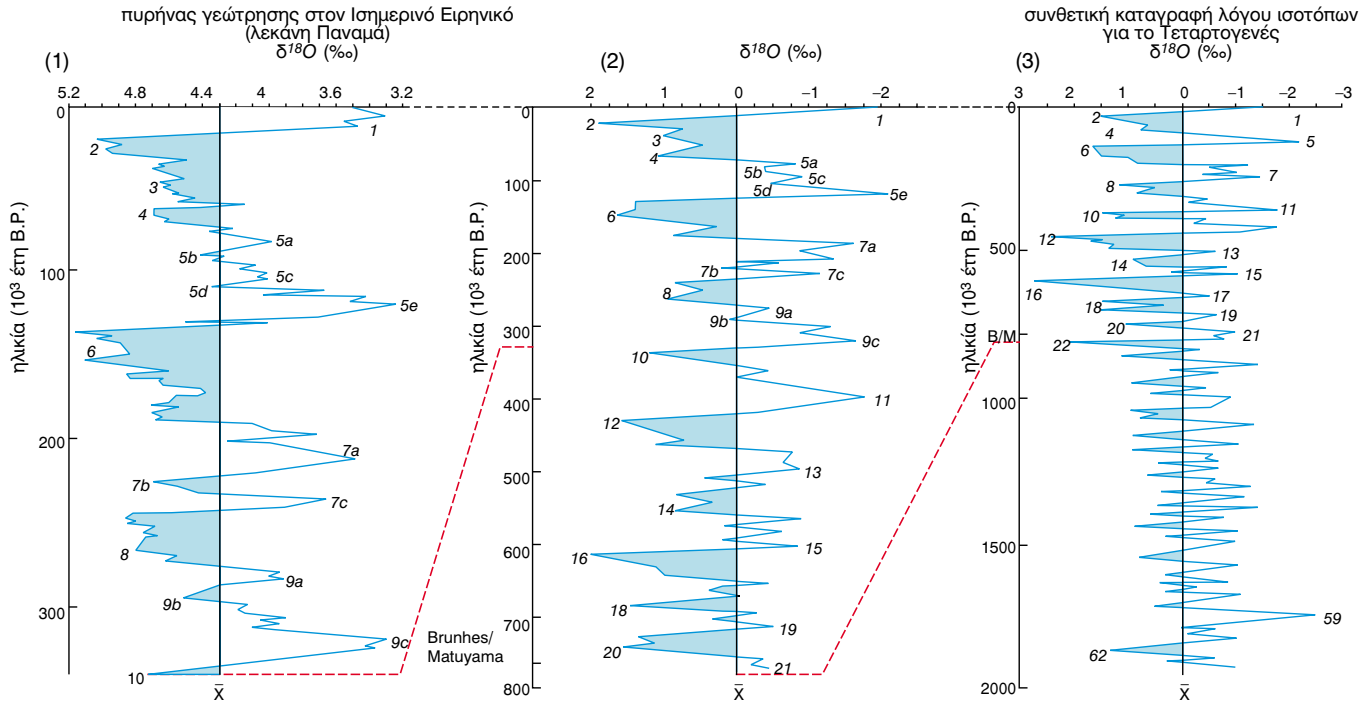
5.4.1 Πρόσφατες μελέτες ακριβέστερου προσδιορισμού των σταθμών θάλασσας της περιόδου του Πλειστόκαινου

Τις τελευταίες δεκαετίες η ευστατική ιστορία της στάθμης της θάλασσας κατά την περίοδο του Τεταρτογενούς έχει αποσαφηνιστεί με σχετικά μεγάλη ακρίβεια (Bloom et al., 1974; Chappell, 1974; Chappell et al., 1996). Σε αυτό βοήθησε η πιο λεπτομερής αναπαράσταση της ανάπτυξης και υποχώρησης των στρωμάτων πάγου που έχει προκύψει από τις διαφορές στη σύσταση των ισοτόπων οξυγόνου στο θαλάσσιο νερό.

Η σημαντικότερη καταγραφή των μεταβολών του όγκου των παγετώνων διαμέσου του χρόνου και άρα της εναλλαγής παγετωδών – μεσοπαγετωδών περιόδων, προέρχεται από τη διαχρονική καταγραφή των ισοτόπων του οξυγόνου στους ωκεανούς. Στο νερό, σε όλες του τις φάσεις, υπάρχουν τα εξής τρία ισότοπα οξυγόνου ^{16}O, ^{17}O και ^{18}O (τα 8/9 του όγκου του νερού είναι οξυγόνο). Το ποσοστό του ^{17}O είναι τόσο αμελητέο που μπορεί να αγνοηθεί. Κατά τη διάρκεια των παγετωδών περιόδων το νερό που εξατμίζεται από τους ωκεανούς αποθηκεύεται στα στρώματα πάγου των παγετώνων. Η αναλογία των δυο ισοτόπων του οξυγόνου (δηλαδή του ^{16}O και του ^{18}O) είναι διαφορετική στο νερό των ωκεανών απ' ότι στους πάγους εξαιτίας μιας διεργασίας κλασματοποίησης (σχήμα 5.2). Όταν το νερό εξατμίζεται (κυρίως σε γεωγραφικά πλάτη κοντά στον ισημερινό) το πιο ελαφρύ ισότοπο (^{16}O) εξατμίζεται ευκολότερα με αποτέλεσμα οι ωκεανοί να παραμένουν πλουσιότεροι στο πιο βαρύ ισότοπο ^{18}O. Συνεπώς, κατά τη διάρκεια της συμπύκνωσης των υδρατμών και του σχηματισμού των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων το ^{18}O απομακρύνεται επιλεκτικά στους υδρατμούς έτσι ώστε κατά τη διάρκεια της μεταφορά τους προς τους πόλους οι εναπομείναντες υδρατμοί να εμπλουτίζονται όλο και περισσότερο στο ισότοπο ^{16}O. Για το λόγο αυτό το νερό των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων των μεγάλων γεωγραφικών πλατών είναι πολύ μειωμένο σε ^{18}O. Η σύσταση των ισοτόπων οξυγόνου μπορεί να εκφραστεί ως η τοις χιλίοις (‰) διαφορά του σε σχέση με ένα παγκόσμιο πρότυπο που ονομάζεται πρότυπο μέσο ωκεάνιο νερό (Standard Mean Ocean Water) (S.M.O.W.). Εξαιτίας της μειωμένης τιμής σε ^{18}O των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων των μεγάλων γεωγραφικών πλατών, τα καλύμματα πάγου είναι ισοτοπικά ελαφρύτερα σε σχέση με το πρότυπο μέσο ωκεάνιο νερό (S.M.O.W.) (δηλαδή μικρότερος λόγος $^{18}O/^{16}O$) ενώ αντίστροφα οι ωκεανοί γίνονται ισοτοπικά βαρύτεροι (μεγαλύτερος λόγος $^{18}O/^{16}O$). Ο κύριος καθοριστικός παράγοντας των αναλογιών των δύο αυτών ισοτόπων στο θαλάσσιο νερό είναι η θερμοκρασία του νερού. Συνεπώς η απομάκρυνση του νερού από τον ωκεανό μέσω της εξάτμισης και η δέσμευση του ισοτοπικά ελαφρύτερου (μικρότερος



Σχήμα 5.2 Η διεργασία κλασματοποίησης μέσω της οποίας, κατά τη διάρκεια των παγετωδών περιόδων, τα καλύμματα πάγου εμπλουτίζονται σε ^{16}O ενώ το νερό των ωκεανών γίνεται πλουσιότερο στο ισότοπο ^{18}O.



Σχήμα 5.3 Διακυμάνσεις των ισοτόπων οξυγόνου των ωκεανών κατά τη διάρκεια της περιόδου του Πλειστόκαινου σε τρεις διαφορετικές κλίμακες χρόνου. (1) για το διάστημα 0-350 ka (χιλιάδες έτη). (2) 0-800 ka (χιλιάδες έτη) και (3) για την περίοδο 0-2 Ma (εκατομμύρια έτη). Οι βαρύτερες ισοτοπικές συγκεντρώσεις (η καμπύλη μετατοπίζεται προς τα αριστερά) σχετίζονται με μεγαλύτερη ανάπτυξη των παγετώνων και συνεπώς με χαμηλότερες μέσες στάθμες θάλασσας ενώ οι μεσοπαγετώδεις περίοδοι αντιστοιχούν στις υψηλές στάθμες θάλασσας. Φαίνεται πως υπάρχει μια περιοδικότητα περίπου 100 kyr (χιλιάδων ετών) κατά τα τελευταία 800 kyr (χιλιάδες έτη). Πριν από αυτή την περίοδο οι περιοδικότητες κυριαρχούνται από έναν κύκλο 40 kyr. Μικρότεροι κύκλοι των 20 kyr χαρακτηρίζουν τόσο τους 100 kyr όσο και τους 40 kyr κύκλους. Οι ενδείξεις (5a, 5c, 5e, 7a, 7c, κ.α.) που αντιστοιχούν στις κορυφές (peak) και τα χαμηλότερα σημεία κάμψης της καμπύλης (2, 3, 4, 5b, 5d κ.α.) αναφέρονται ως ισοτοπικά στάδια και αντιστοιχούν στα μέγιστα των μεσοπαγετωδών και παγετωδών περιόδων αντίστοιχα. Για παράδειγμα το ισοτοπικό στάδιο 5e αντιπροσωπεύει το μέγιστο της τελευταίας μεσοπαγετώδους περιόδου. (τροποποιημένο από Porter, 1989)

λόγος $^{18}O/^{16}O$) νερού στα στρώματα πάγου είχε σαν αποτέλεσμα οι ωκεανοί να γίνονται ισοτοπικά βαρύτεροι (υψηλότερος λόγος $^{18}O/^{16}O$) κατά τη διάρκεια των παγετωδών περιόδων.

Η ισοτοπική σύσταση του θαλάσσιου νερού καταγράφεται στα κελύφη των τρηματοφόρων που, όπως έχει αναφερθεί, είναι θαλάσσιοι μικροοργανισμοί (πρωτόζωα) με ανθρακικό κέλυφος.

Περισσότερο λεπτομερή και ακριβή στοιχεία για τις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης λόγω ευστατισμού προέκυψαν τη δεκαετία του 1970, από τα δεδομένα πυρήνων γεωτρήσεων που πραγματοποιήθηκαν στον πυθμένα βαθιών θαλασσών (Shackleton & Opdyke, 1976). Δείγματα ιζημάτων, που ελήφθησαν από τις γεωτρήσεις αυτές, χρονολογήθηκαν με παλαιομαγνητικές μεθόδους, αναλύθηκαν και υπολογίστηκε η σχετική αναλογία των δύο ισοτόπων του οξυγόνου (^{16}O και ^{18}O) στα κελύφη τρηματοφόρων. Η σχετική αναλογία των δύο αυτών ισοτόπων στα κελύφη των τρηματοφόρων καθορίζει και την αναλογία τους στο θαλάσσιο νερό κατά την περίοδο που έζησαν. Συνεπώς, η στρωματογραφική καταγραφή των αλλαγών στα ισότοπα, που αποτυπώνεται στα τρηματοφόρα κατά τη διάρκεια της περιόδου του Τεταρτογενούς, μπορεί να ερμηνευτεί σαν μια καταγραφή των μεταβολών του κλίματος (των όγκων του πάγου) παγκοσμίως και άρα της στάθμης της θάλασσας. Οι διακυμάνσεις του λόγου αυτού, σε διαφορετικές κλίμακες χρόνου, φαίνονται στο σχήμα 5.3.

5.4.2 Συσχέτιση των διακυμάνσεων των ισότοπων οξυγόνου με τη στάθμη της θάλασσας και διαχωρισμός ευστατικών - τοπικών μεταβολών

Όπως ήδη αναφέρθηκε, η απομάκρυνση του θαλάσσιου νερού από τους ωκεανούς και η δέσμευσή του με τη μορφή πάγου κατά τη διάρκεια των παγετωδών περιόδων άφηνε το νερό των ωκεανών περισσότερο πλούσιο στο ισότοπο ^{18}O. Έτσι η συγκέντρωση των ισοτόπων ^{18}O αποτελεί έναν άμεσο δείκτη της έκτασης της παγοκάλυψης της γήινης επιφανείας και της ποσότητας του νερού που απομακρύνθηκε από τους ωκεανούς κατά τη διάρκεια των παγετωδών περιόδων. Έχει διαπιστωθεί ότι μια διαφορά 0,1‰ του ^{18}O ισοδυναμεί με όγκο νερού που οδηγεί σε μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης κατά 10 m. Οι μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης σε παγκόσμιο επίπεδο κατά την ακολουθία παγετωδών -

μεσοπαγετωδών επεισοδίων ήταν περίπου 100 m ή ελαφρώς μεγαλύτερες.

Κατά τη διάρκεια των συνθηκών της μέγιστης ανάπτυξης των παγετώνων ο όγκος του νερού που αποθηκευόταν στα στρώματα πάγου στην ξηρά προκαλούσε την πτώση της μέσης στάθμης θάλασσας κατά πάνω από 100 m (από 105 έως 123 m), σε σχέση με τη σημερινή, ενώ κατά τη διάρκεια του μέγιστου (peak) της προηγούμενης μεσοπαγετώδους περιόδου, περίπου 125 kyr (χιλιάδες έτη πριν), υπήρχε προφανώς λιγότερος πάγος στη γη απ' ότι σήμερα και η μέση στάθμη θάλασσας βρέθηκε περίπου 6 m υψηλότερα από τη σημερινή.

Στην πραγματικότητα δεν υπάρχει πλήρης αντιστοιχία μεταξύ των μεταβολών του λόγου των ισότοπων οξυγόνου και των μεταβολών της στάθμης της θάλασσας. Για παράδειγμα σε αρκετές περιοχές τα γεωμορφολογικά στοιχεία, που αποτελούν ενδείξεις για παλαιές ακτογραμμές (όπως οι θαλάσσιες αναβαθμίδες), δε φαίνεται να συμφωνούν εντελώς με τις παραπάνω διαπιστώσεις που προέκυψαν από τη μελέτη των ισοτόπων του οξυγόνου. Αυτό οφείλεται σε πολλούς λόγους ένας από τους οποίους είναι ότι οι ωκεανοί δεν αποτελούν δεξαμενές με σταθερή χωρητικότητα. Αυτό σημαίνει ότι μια αύξηση του όγκου του θαλάσσιου νερού κατά μία ποσότητα δε μεταφράζεται σε μια αντίστοιχα ισοδύναμη αύξηση της στάθμης διότι καθώς η στάθμη της θάλασσας ανεβαίνει, η έκταση της επιφάνειας του ωκεανού επίσης αυξάνεται. Επιπλέον, η απομάκρυνση του νερού από τον ωκεανό και η δέσμευσή του στην ξηρά με τη μορφή πάγου αναδιανέμει το υδάτινο φορτίο στην επιφάνεια της γης και προκαλεί τη διευθέτηση των υλικών του κατώτερου φλοιού και του μανδύα (φαινόμενο ισοστασίας). Το φαινόμενο της ισοστασίας δεν έχει την ίδια ένταση παντού αλλά διαφέρει από περιοχή σε περιοχή. Ένα άλλο τοπικό αίτιο για τη μη πλήρη αντιστοιχία μεταξύ των διακυμάνσεων του λόγου των ισότοπων οξυγόνου και των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης είναι ο τεκτονισμός. Σε τεκτονικά ενεργές παράκτιες περιοχές, όπως είναι ο ευρύτερος χώρος της Μεσογείου, σημαντικό ρόλο στις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης παίζει ο ενεργός τεκτονισμός που εκφράζεται άλλοτε με την ανύψωση και άλλοτε με τη βύθιση της ξηράς.

Για τους λόγους που αναφέρθηκαν ο ορθός υπολογισμός των μεταβολών της στάθμης θάλασσας του παρελθόντος απαιτεί βαθμονόμηση (calibration). Οι μελέτες για τον ακριβή προσδιορισμό των σταθμών θάλασσας του Πλειστόκαινου επικεντρώθηκαν σε παράκτιες περιοχές τεκτονικής ανύψωσης με εμφανείς παλαιές ακτογραμμές (γεωμορφολογικές ενδείξεις), που τα τοπικά αίτια περιορίζονται μόνο στη δράση του τεκτονισμού και όχι της ισοστασίας και όπου η τεκτονική ιστορία της περιοχής (δηλαδή οι ρυθμοί της τεκτονικής ανόδου) κατά τη διάρκεια των τελευταίων εκατομμυρίων ετών είναι γνωστή. Για παρόμοιες μελέτες δεν ενδείκνυνται περιοχές που επηρεάζονται έντονα από το φαινόμενο της ισοστασίας διότι οι ισοστατικές κινήσεις κατά τη διάρκεια του Πλειστόκαινου υπήρξαν ιδιαίτερα πολύπλοκες, εξαιτίας των πολλών παγετωδών και μεσοπαγετωδών επεισοδίων, οπότε είναι δύσκολο να εκτιμηθούν με ακρίβεια.

Οι βασικές μελέτες βαθμονόμησης πραγματοποιήθηκαν και έδωσαν ικανοποιητικά αποτελέσματα σε περιοχές όπως η χερσόνησος Huon στη New Guinea και τα νησιά Barbados όπου έχουν αναπτυχθεί σειρές κοραλλιογενών αναβαθμίδων που έχουν χρονολογηθεί επακριβώς με μεθόδους ραδιοχρονολόγησης (Broeker et al., 1968; Chappell 1974; Bloom et al., 1974; Chappell et al., 1996). Συγκεκριμένα η χερσόνησος Huon υπόκειται σε τεκτονική ανύψωση καθώς έχει επηρεαστεί τεκτονικά από τη σύγκλιση δύο λιθοσφαιρικών πλακών ενώ κατά μήκος της ακτογραμμής της έχει αναπτυχθεί μια σειρά κοραλλιογενών αναβαθμίδων με σταδιακά μεγαλύτερες ηλικίες από τη χαμηλότερη προς την υψηλότερη. Οι αναβαθμίδες αυτές καταγράφουν τη σχετική μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης διαμέσω του χρόνου. Αυτή η σχετική μεταβολή είναι το αποτέλεσμα του αθροίσματος των πραγματικών μεταβολών και των φαινόμενων μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης.

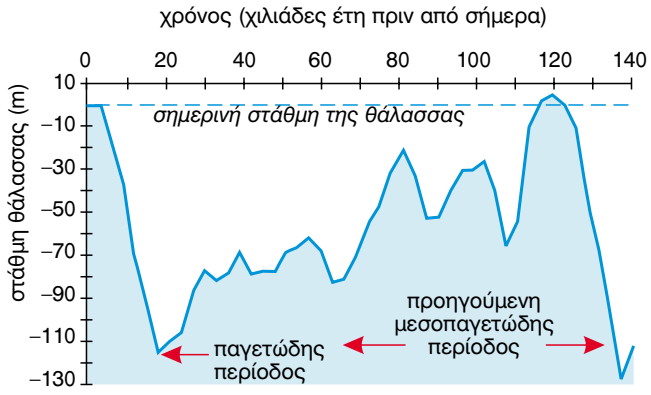
$$\text{Σχετική} = \text{Πραγματική} + \text{Φαινόμενη}$$

Οι πραγματικές μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης είναι οι απόλυτες κατακόρυφες μεταβολές της επιφάνειας του ωκεανού που οφείλονται στο φαινόμενο του ευστατισμού και είναι παγκόσμιες.

Οι φαινόμενες μεταβολές είναι αποτέλεσμα τοπικών αιτιών, όπως είναι η τεκτονική ανύψωση ή βύθιση, και συνεπώς αντιπροσωπεύουν την κατακόρυφη μετατόπιση της ξηράς. Για παράδειγμα, αν στέκεται κάποιος στο επίπεδο της σημερινής στάθμης θάλασσας και βλέπει έναν παλαιό παράκτιο πάγκο σε υψόμετρο πάνω από τη στάθμη, αυτό σημαίνει ότι είτε το επίπεδο της θάλασσας έχει πέσει από το υψόμετρο στο οποίο βρίσκεται σήμερα ο πάγκος στη σημερινή του θέση, είτε η αναβαθμίδα (παλαιο-πάγκος) ανυψώθηκε τεκτονικά πάνω από τη θέση στην οποία σχηματίστηκε (προκαλώντας τη φαινόμενη πτώση της θαλάσσιας στάθμης). Τέτοιου είδους παραμορφώσεις είναι τοπικής κλίμακας. Εάν οι ρυθμοί της τεκτονικής ανύψωσης θεωρηθούν σταθεροί κατά τη διάρκεια του χρονικού διαστήματος που μεσολαβεί για το σχηματισμό μιας σειράς αναβαθμίδων, τότε η τοπική μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης λόγω τεκτονικών αιτιών (η φαινόμενη δηλαδή μεταβολή) θα είναι γραμμική. Σε κάθε περίπτωση η φαινόμενη στάθμη αντιπροσωπεύει τη διαφορά μεταξύ της σχετικής και της πραγματικής μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης.

$$\text{Φαινόμενη} = \text{Σχετική} - \text{Πραγματική}$$

Ο παραπάνω υπολογισμός δίνει τη δυνατότητα διαχωρισμού των ευστατικών από τα τεκτονικά αποτελέσματα, εάν σε μια περιοχή υπάρχει μια ακολουθία κοραλλιογενών αναβαθμίδων και είναι γνωστή η ηλικία τους, το υψόμετρο στο οποίο βρίσκονται και η τεκτονική ιστορία της περιοχής αφού όπως ήδη αναφέρθηκε:



Σχήμα 5.4 Διακυμάνσεις της στάθμης της θάλασσας βασισμένες κυρίως σε χρονολογημένες αναβαθμίδες στη χερσόνησο Huon, New Guinea. (τροποποιημένο από Chappell et al., 1996)

Φαινόμενη = το ποσό της ανύψωσης που οφείλεται σε τοπικά αίτια (τεκτονισμός και/ή ισοστασία),

Σχετική = η συνολική μετατόπιση της ακτογραμμής από τη δημιουργία της μέχρι σήμερα (δηλαδή το σημερινό υψόμετρο της παλαιο-ακτογραμμής - θαλάσσιας αναβαθμίδας) και

Πραγματική = το ποσό της μετατόπισης της ακτογραμμής που οφείλεται στον ευστατισμό.

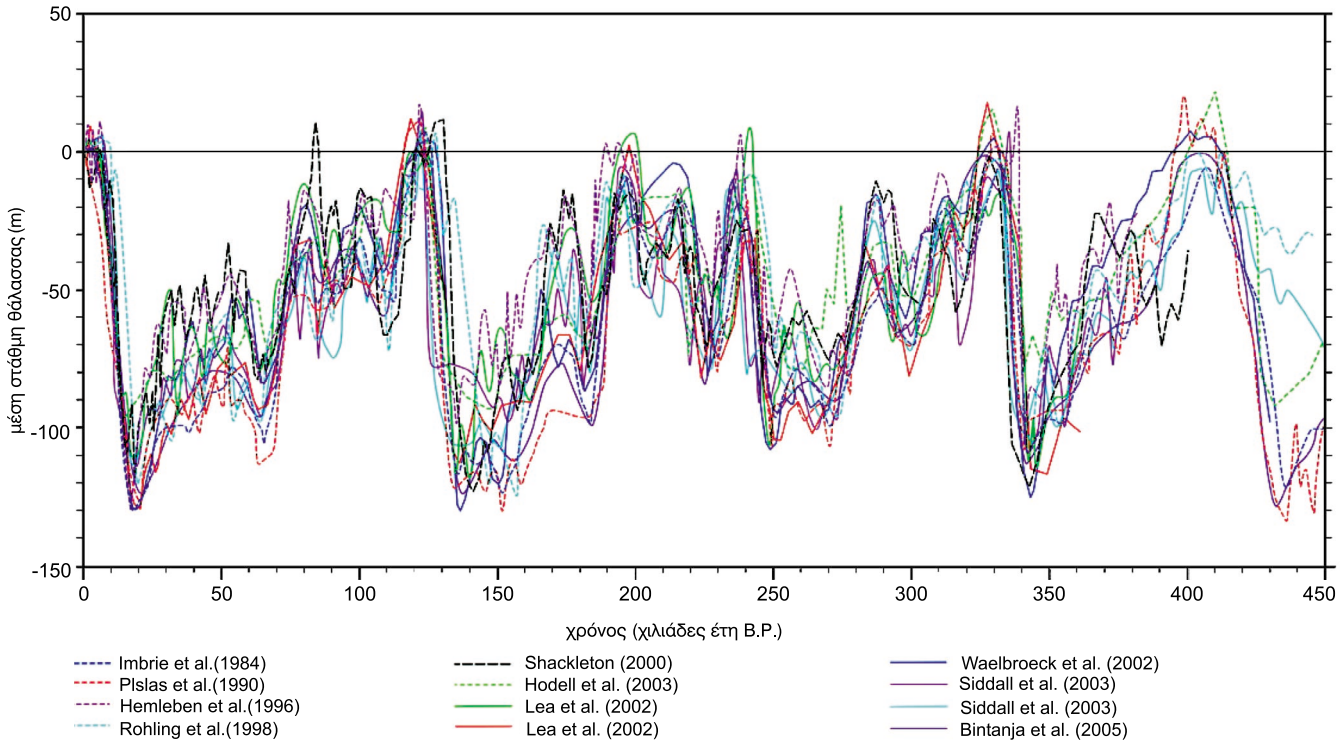
Πώς όμως οι σχέσεις αυτές μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον υπολογισμό των πραγματικών (ευστατικών) μεταβολών της στάθμης θάλασσας του παρελθόντος; Για την εκτίμηση των ευστατικών σταθμών θάλασσας που συνέβησαν κατά τη διάρκεια του Πλειστόκαινου απαιτείται ο διαχωρισμός των παγκόσμιας κλίμακας ευστατικών μεταβολών από τις επιδράσεις τοπικής κλίμακας (λόγω τεκτονισμού και/ή ισοστασίας). Ας υποθέσουμε μια παράκτια περιοχή όπου έχει αναπτυχθεί μια σειρά από ανυψωμένες θαλάσσιες αναβαθμίδες για κάθε μια από τις οποίες είναι γνωστή η ηλικία και το υψόμετρο στο οποίο βρίσκεται πάνω από τη σημερινή στάθμη θάλασσας. Αυτές οι διαδοχικά υψηλότερες αναβαθμίδες αντιπροσωπεύουν την σχετική μεταβολή της στάθμης της θάλασσας διαμέσω του χρόνου. Για τον προσδιορισμό της φαινόμενης μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης πρέπει να προσδιοριστεί ο ρυθμός της τεκτονικής ανύψωσης. Εάν το επίπεδο της στάθμης της θάλασσας (σε σχέση με τη σημερινή) κατά την περίοδο σχηματισμού μιας αναβαθμίδας είναι γνωστό από δεδομένα άλλων περιοχών και εάν μια αναβαθμίδα της ηλικίας αυτής υπάρχει στην σειρά των θαλάσσιων αναβαθμίδων που μελετώνται, τότε η διαφορά μεταξύ του σημερινού υψόμετρου, στο οποίο βρίσκεται η αναβαθμίδα, και του υψόμετρου της στάθμης της θάλασσας την περίοδο σχηματισμού της καθορίζει το ποσό της τεκτονικής ανύψωσης. Για παράδειγμα εάν μια αναβαθμίδα ηλικίας 125 χιλιάδων ετών βρίσκεται σήμερα σε υψόμετρο 131 μέτρων πάνω από τη στάθμη της θάλασσας (αυτή είναι η σχετική θέση της στάθμης της θάλασσας) μπορεί να υποτεθεί ότι έχει σχηματισθεί κατά τη διάρκεια της τελευταίας μεσοπαγετώδους περιόδου όπου η στάθμη θάλασσας βρισκόταν +6 m πάνω από τη σημερινή. Συνεπώς η τεκτονική ανύψωση είναι 125 m (δηλαδή 131m-6m), και ο μέσος ρυθμός ανύψωσης είναι 1 m/1kyr (125 m/125 kyr). Ο ρυθμός μεταβολής της φαινόμενης θαλάσσιας στάθμης είναι -1m/kyr. Η γραφική ή η αριθμητική αφαίρεση της φαινόμενης στάθμης θάλασσας από το υψόμετρο της συσχετισμένης χρονολογημένης αναβαθμίδας δίνει την πραγματική (ευστατική) μεταβολή της στάθμης της θάλασσας διαμέσου του χρόνου.

$$\text{Πραγματική} = \text{Σχετική} - \text{Φαινόμενη}$$

Με τον τρόπο αυτό προκύπτουν οι καμπύλες που αναπαριστούν τις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης λόγω ευστατισμού.

Η καμπύλη της πραγματικής μεταβολής της στάθμης της θάλασσας (ευστατική καμπύλη) που έχει προκύψει από μελέτες κοραλλιογενών αναβαθμίδων είναι γνωστή με μεγάλη ακρίβεια για τα τελευταία 135 ka και κυρίως για τις μεσοπαγετώδεις περιόδους που η στάθμη βρισκόταν ψηλά (σχήμα 5.4). Για την περίοδο πριν τα 135 ka η καμπύλη αυτή είναι λιγότερο αξιόπιστη. Η έλλειψη αξιοπιστίας για την περίοδο αυτή οφείλεται τόσο στο ότι οι ηλικίες των παλαιότερων αναβαθμίδων δεν είναι γνωστές με ακρίβεια, όσο και στην έλλειψη αξιόπιστων βαθμονομημένων σημείων στάθμης θάλασσας που να είναι παλαιότερα των 135 kyr. Είναι αμφισβητήσιμο εάν οι ρυθμοί τεκτονικής ανύψωσης που έχουν προσδιορισθεί για πρόσφατες χρονικές περιόδους μπορούν αξιόπιστα να αναχθούν στο παρελθόν. Συνεπώς οι φαινόμενες μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης (που οφείλονται στον τεκτονισμό) είναι δύσκολο να προσδιοριστούν για μεγαλύτερες κλίμακες χρόνου. Αποτέλεσμα αυτού είναι η καμπύλη στάθμης θάλασσας πριν από τα 135 ka να προκύπτει μόνο από τις καταγραφές των διακυμάνσεων των ισότοπων οξυγόνου στα κελύφη των τρηματοφόρων. Η σύγκριση της ευστατικής (πραγματικής) καμπύλης στάθμης θάλασσας για τα τελευταία 135 ka (σχήμα 5.4) με την καμπύλη των διακυμάνσεων των ισότοπων οξυγόνου (σχήμα 5.3) δείχνει ότι, αν και έχουν παρόμοια μορφή, διαφέρουν σημαντικά στα διαδοχικά μέγιστα (peak). Γι' αυτό η γνώση των διακυμάνσεων της στάθμης της θάλασσας πριν τα 135 ka πρέπει να θεωρείται κατά προσέγγιση.

Αλλά και για το πιο πρόσφατο παρελθόν όλες οι ευστατικές καμπύλες, που έχουν κατά καιρούς προταθεί, παρουσιάζουν διαφορές μεταξύ τους. Στο σχήμα 5.5 παρουσιάζονται δώδεκα καμπύλες μεταβολής της στάθμης της θάλασσας που έχουν δημοσιευθεί από διάφορες ερευνητικές ομάδες για την περίοδο των τελευταίων 450 ka (χιλιάδων ετών) και έχουν τοποθετηθεί από τον Caputo (2007) στην ίδια κλίμακα ώστε να είναι συγκρίσιμες. Οι καμπύλες αυτές έχουν προκύψει με διαφορετικές μεθοδολογίες και από δεδομένα διαφόρων περιοχών της γης. Από τη συγκριτική παρατήρηση των καμπυλών αυτών



Σχήμα 5.5 Δώδεκα καμπύλες μεταβολής της στάθμης θάλασσας σε συνάρτηση με το χρόνο για την περίοδο των τελευταίων 450 ka (χιλιάδων ετών) του χρονικού δηλαδή διαστήματος που περιλαμβάνει τους τέσσερις πρόσφατους κύκλους παγετωδών - μεσοπαγετωδών περιόδων. Αν και όλες οι καμπύλες μοιάζουν μεταξύ τους στη γενική τους μορφή, υπάρχουν σημαντικές διαφορές τόσο στο ύψος που έφτασε η στάθμη της θάλασσας, για κάθε μέγιστο κάθε αντίστοιχης περιόδου (μεσοπαγετώδους ή παγετώδους), όσο και στο χρόνο που το ύψος αυτό επετεύχθη. (πηγή: Caputo, 2007)

γίνεται φανερό ότι, αν και η γενική τους μορφή είναι παρόμοια, υπάρχουν πολλές και σε ορισμένες περιπτώσεις σημαντικές αποκλίσεις τόσο ως προς τη θέση που βρισκόταν η στάθμη κατά τα μέγιστα των παγετωδών και μεσοπαγετωδών περιόδων του Τεταρτογενούς, όσο και ως προς το χρόνο που αυτά σημειώθηκαν. Οι διαφορές αυτές οφείλονται τόσο στη φύση των δεδομένων (όπως είναι οι γεωμορφές ή γενικότερα οι καταγραφές που αποτελούν ενδείξεις της θέσης της στάθμης κατά το παρελθόν, ή οι διακυμάνσεις του λόγου των ισότοπων οξυγόνου), όσο και στις διαφορετικές μεθοδολογικές προσεγγίσεις που ακολουθήθηκαν για τη σχεδίαση των καμπυλών.

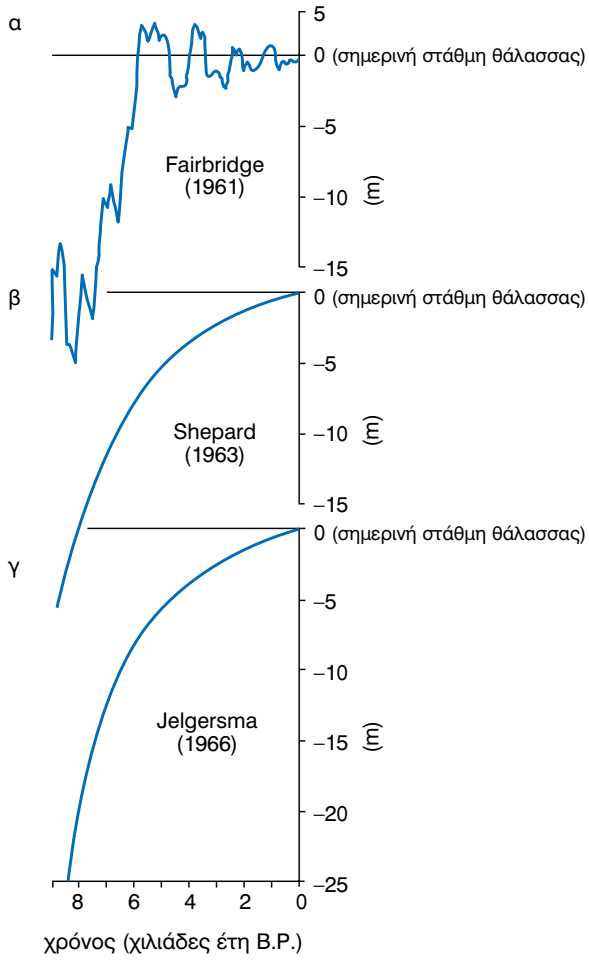
Αν και η αξιοπιστία της καταγραφής της θαλάσσιας στάθμης μειώνεται καθώς μελετώνται όλο και διαδοχικά παλαιότερες θαλάσσιες αναβαθμίδες, η αναγνώριση, η χαρτογράφηση και η χρονολόγηση σειρών θαλάσσιων αναβαθμίδων κατά μήκος πολλών τεκτονικά ενεργών παράκτιων περιοχών, αποτελεί ένα πολύ καλό τρόπο για την εκτίμηση της απόλυτης και της διαφορικής τεκτονικής ανύψωσης και στρέψης κατά μήκος των ακτογραμμών.

Συνεπώς κατά την αναζήτηση των διαχρονικών μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης σε μια περιοχή πρέπει να συνεκτιμάται τόσο ο ευστατισμός, που αποτελεί ένα παγκόσμιο φαινόμενο που έχει την ίδια ένταση σε κάθε περιοχή της γης, όσο και τα τοπικά αίτια, όπως είναι ο τεκτονισμός και η ισοστασία, η ένταση των οποίων ποικίλει σημαντικά από περιοχή σε περιοχή.

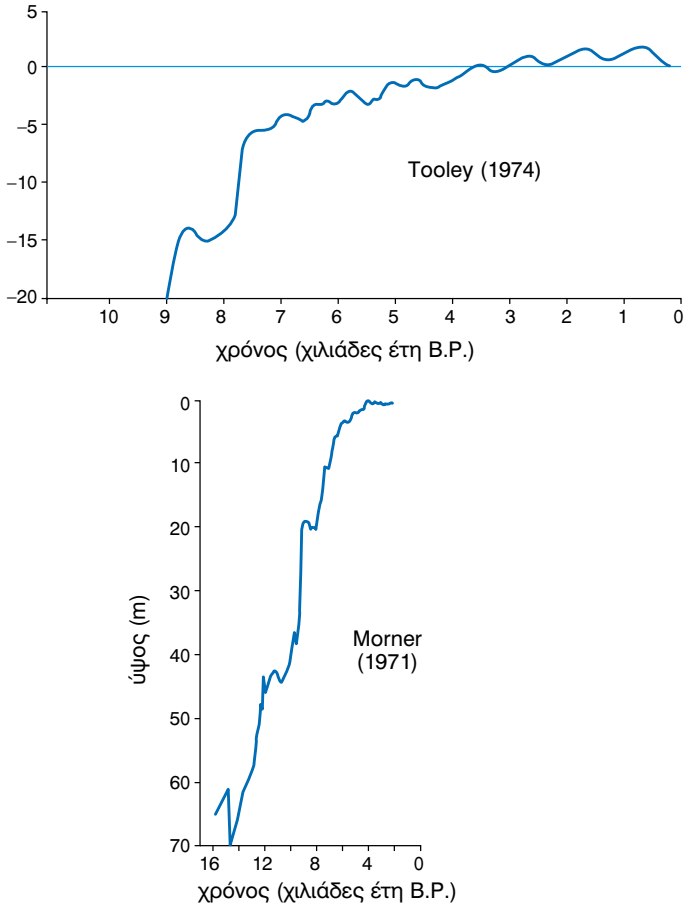
5.5 Μεταβολές θαλάσσιας στάθμης κατά το Ολόκαινο

Έχουν γίνει πολλές προσπάθειες σχεδίασης μιας ευστατικής καμπύλης για το Ολόκαινο. Όλες οι καμπύλες στάθμης θάλασσας, που έχουν προταθεί από έρευνες που έχουν διεξαχθεί σε διαφορετικές περιοχές της γης για την περίοδο αυτή, έχουν παρόμοια μορφή. Κάποιες μικροδιαφορές σε λεπτομέρειες οφείλονται στις δυσκολίες διαχωρισμού των ευστατικών από τα τοπικά αίτια στις περιοχές που πραγματοποιήθηκαν οι μελέτες για τη συλλογή των στοιχείων που οδήγησαν στη σχεδίαση της κάθε καμπύλης. Η γενική μορφή της καμπύλης χρόνου - στάθμης θάλασσας δείχνει ότι κατά το μέγιστο της τελευταίας παγετώδους περιόδου, που τοποθετείται στα 18.000 έτη B.P. (πριν από σήμερα), η στάθμη της θάλασσας βρισκόταν περίπου 120 m χαμηλότερα από τη σημερινή. Το τέλος της περιόδου αυτής συνοδεύτηκε από μια γρήγορη άνοδο της παγκόσμιας θαλάσσιας στάθμης με ρυθμό περίπου 1 m/100 έτη μέχρι τα 7.000-5.000 έτη B.P. και στη συνέχεια ο ρυθμός ανόδου ελαττώθηκε στα 2-3 cm/100 έτη περίπου. Η άνοδος αυτή ονομάστηκε Φλάνδρια επίκλυση.

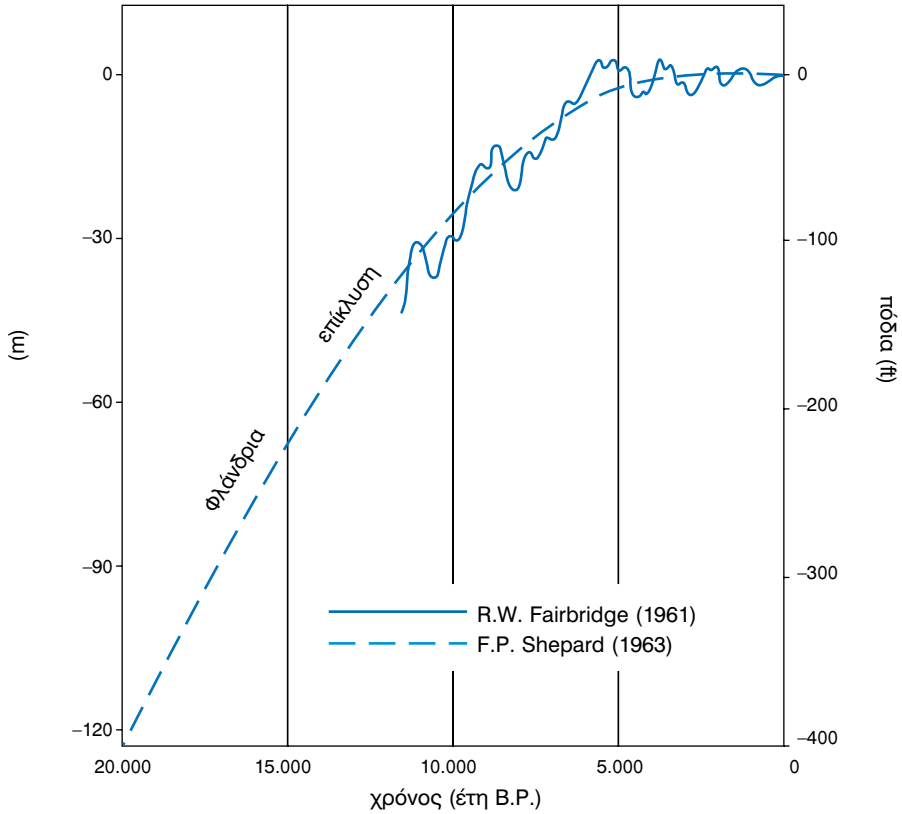
Στα σχήματα 5.6, 5.7 και 5.8 παρατίθενται διάφορες καμπύλες μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης του Ολόκαινου που έχουν παρουσιασθεί από διάφορους ερευνητές προσπαθώντας να απομονώσουν τις ευστατικές



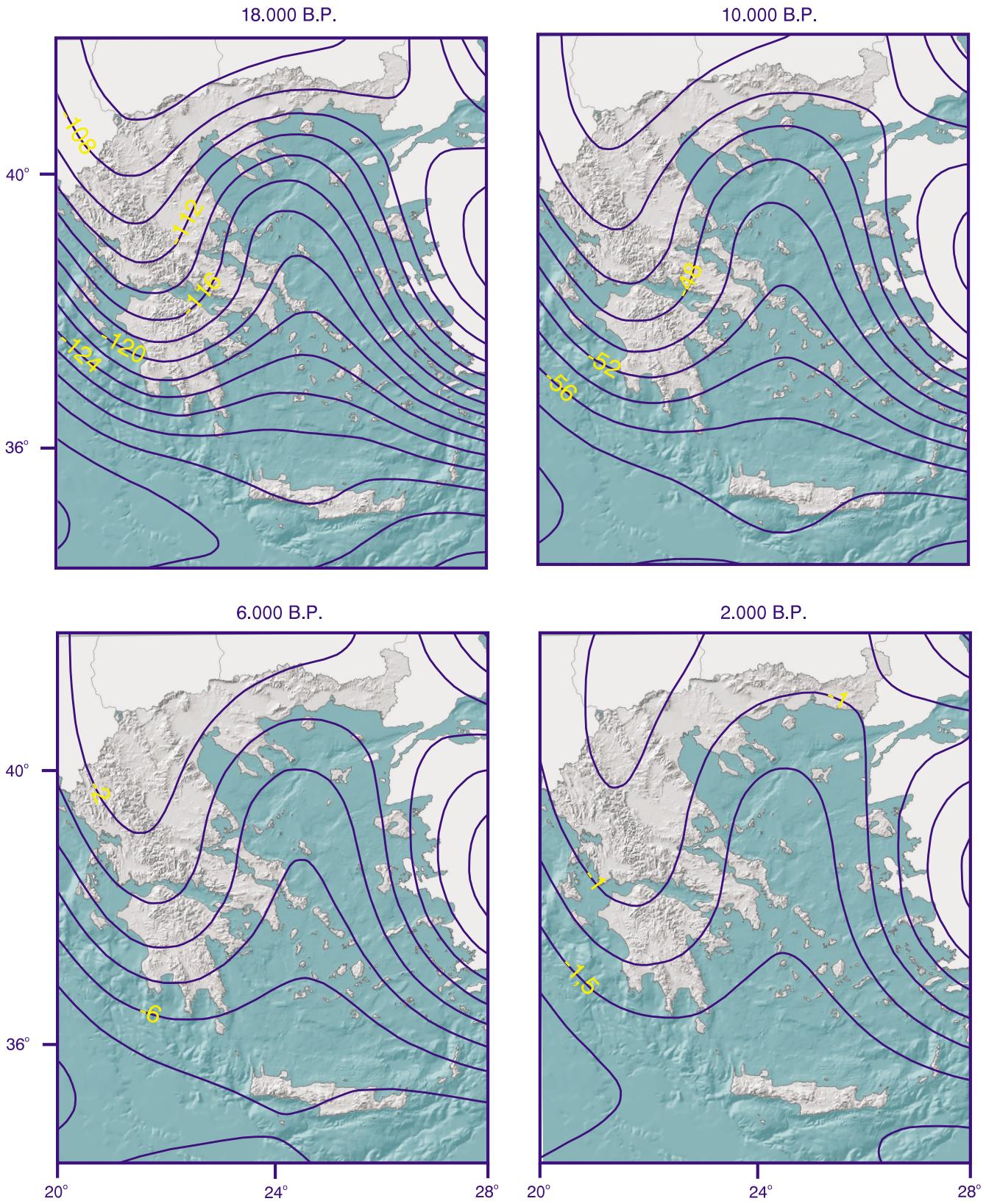
Σχήμα 5.6 Καμπύλες μεταβολής στάθμης θάλασσας (sea-level curves) για το Ολόκαινο.



Σχήμα 5.7 Καμπύλες μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης (sea-level curves) για την περίοδο του Ολόκαινου.



Σχήμα 5.8 Σύγκριση των καμπυλών μεταβολής στάθμης θάλασσας των Fairbridge (1961) και Shepard (1963) για την περίοδο του Ολόκαινου. Οι αποκλίσεις της καμπύλης του Fairbridge οφείλονται στην αδυναμία αποδέσμευσης του ευστατισμού από τα τοπικά αίτια.



Σχήμα 5.9 Η εκτίμηση της στάθμης της θάλασσας για την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας. Οι καμπύλες αντιστοιχούν στη θέση της μέσης στάθμης θάλασσας σε μέτρα σε σχέση με τη σημερινή για 18.000, 10.000, 6.000 και 2.000 έτη B.P. (πριν από σήμερα). (τροποποιημένο από Lambeck, 1996)

από τις τεκτονικές ή/και ισοστατικές επιδράσεις και να αποδοθεί μια καμπύλη οφειλόμενη κυρίως στις ευστατικές μεταβολές (Fairbridge, 1961; Shepard, 1963; Jelgersma, 1966; Morner, 1971; Tooley, 1974 κ.α.).

Ο Farbridge (1961) συλλέγοντας δεδομένα από διάφορες περιοχές του κόσμου πρότεινε την καμπύλη του σχήματος 5.6 για τις μεταβολές της στάθμης κατά τη διάρκεια του Ολόκαινου. Στην καμπύλη αυτή ασκήθηκε έντονη κριτική γιατί τα τοπικά αίτια ουσιαστικά δεν έχουν ληφθεί υπόψη.

Ο Shepard (1963) πρότεινε την καμπύλη στάθμης θάλασσας του σχήματος 5.6 χρησιμοποιώντας σημεία - δεδομένα που συλλέχθηκαν από εννέα σχετικά σταθερές (τόσο τεκτονικά, όσο και ισοστατικά) περιοχές.

Ο Jelgersma (1966) πρότεινε την καμπύλη του σχήματος 5.6 που βασίστηκε σε στοιχεία από την Ολλανδία. Είναι εμφανής η ομοιότητα της καμπύλης αυτής με εκείνη του Shepard (1963).

Ο Morner (1971) βασιζόμενος σε δεδομένα από τη Νότια Σουηδία, που αποτελεί μια περιοχή που η τοπική ισοστατική της ιστορία είναι γνωστή, σχεδίασε την καμπύλη του σχήματος 5.7 που αποτελεί την περισσότερο αποδεκτή παγκοσμίως καμπύλη για το Ολόκαινο.

Σύμφωνα με όλες τις καμπύλες του Ολόκαινου κατά τα τελευταία 6.000 έτη οι διακυμάνσεις στη θαλάσσια στάθμη υπήρξαν μικρές. Ο Shepard (1963) ισχυρίζεται ότι έλαβε χώρα μια μικρή αλλά σταθερή άνοδος της στάθμης από τότε μέχρι σήμερα ενώ άλλοι ερευνητές πιστεύουν ότι η θαλάσσια στάθμη έφτασε στα σημερινά της επίπεδα κάποιο χρονικό διάστημα πριν και έχει διατηρηθεί από τότε σχεδόν σταθερή. Για παράδειγμα οι Godwin et al. (1958) ισχυρίζονται ότι η σταθεροποίηση αυτή σημειώθηκε 3.600 έτη B.P.

Ο Morner (1973) χρησιμοποιώντας τα δεδομένα τριών παλιρροιογράφων από το 1680 A.D. (μ.Χ.) διαπίστωσε ότι μεταξύ 1780 και 1850 A.D. (μ.Χ.) σημειώθηκε μια μείωση της στάθμης της θάλασσας οφειλόμενη στην εκ νέου εξάπλωση των παγετώνων (Neoglaciation).

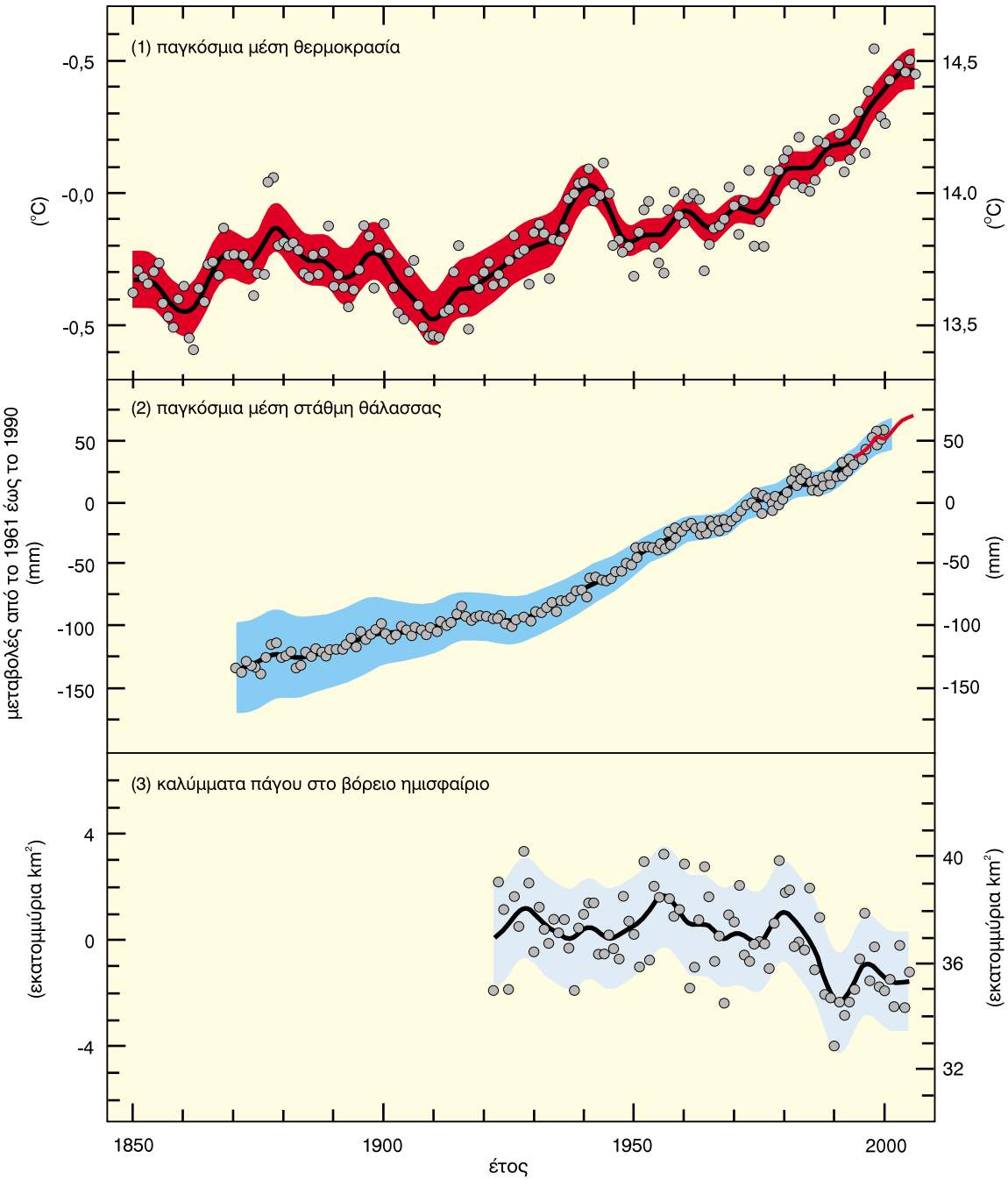
Στο σχήμα 5.9 απεικονίζεται η ιστορία των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης από την περίοδο της πιο πρόσφατης μέγιστης ανάπτυξης των παγετώνων, που έλαβε χώρα πριν 18.000 έτη, μέχρι σήμερα για την ευρύτερη περιοχή του ελλαδικού χώρου όπως έχει προκύψει από τον Lambeck (1996). Οι καμπύλες δείχνουν πόσα μέτρα χαμηλότερα βρισκόταν η στάθμη της θάλασσας σε σχέση με τη μέση σημερινή της θέση για τέσσερις χρονολογίες και συγκεκριμένα 18.000, 10.000, 6.000 και 2.000 έτη BP (πριν από σήμερα) αντίστοιχα. Για όλες τις περιόδους αυτές φαίνεται η αύξηση των τιμών των καμπυλών όσο μεγαλώνει η απόσταση από την ηπειρωτική χώρα γεγονός που δείχνει μια βύθιση των θαλάσσιων περιοχών του Αιγαίου, του Ιονίου και γενικότερα της Μεσογείου σε σχέση με τις ηπειρωτικές περιοχές. Αυτό μπορεί να θεωρηθεί σαν αποτέλεσμα του συνδυασμού των φαινομένων της παγετο-ισοστασίας και της υδρο-ισοστασίας της βύθισης δηλαδή του θαλάσσιου πυθμένα κάτω από το βάρος του νερού και της αντίστοιχης ανύψωσης των χερσαίων περιοχών. Από τη συγκριτική παρατήρηση των χαρτών του σχήματος 5.9 φαίνεται ότι από το μέγιστο της τελευταίας παγετώδους περιόδου μέχρι σήμερα η θαλάσσια στάθμη ανεβαίνει διαρκώς με διαφορετικό όμως ρυθμό. Αρχικά η ανύψωση ήταν ταχύτατη ενώ οι ρυθμοί μειώθηκαν σημαντικά κατά τα τελευταία 6.000 έτη.

Οι ρυθμοί μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης που αναφέρθηκαν πριν δεν είναι πάντα της μορφής και της τάξης που περιγράφηκαν, ιδιαίτερα σε τεκτονικά ενεργές περιοχές, όπως είναι ο ευρύτερος χώρος της ανατολικής Μεσογείου στον οποίο ανήκει και η Ελλάδα. Οι κατακόρυφες τεκτονικές κινήσεις σε ορισμένες παράκτιες περιοχές πολλές φορές οδηγούν σε υπερβολικά μεγάλες θετικές ή αρνητικές μεταβολές (Φαλάσαρνα δυτικής Κρήτης +7 m τα τελευταία 2.500 χρόνια, Μάνικα Ευβοίας – 4,5 m τα τελευταία 3.400 χρόνια). Πρόκειται για περιπτώσεις όπου το τοπικό αίτιο του τεκτονισμού κυριαρχεί στις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης.

5.6 Μελλοντική μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης

Τα παγκόσμια κλιματικά δεδομένα της U.S. Environmental Protection Agency (E.P.A.) (Titus & Narayanan, 1995) και η χρήση μαθηματικών μοντέλων από τη Διακυβερνητική Επιτροπή για την Κλιματική Αλλαγή (I.P.C.C. "Intergovernmental Panel on Climate Change", 2007) δείχνουν ότι μέχρι το έτος 2050, η μέση θερμοκρασία του αέρα του πλανήτη θα αυξηθεί κατά 1˚C ενώ έως το έτος 2100 η θερμοκρασία θα είναι κατά 2˚C υψηλότερη από τη σημερινή. Κύριος λόγος της αύξησης αυτής είναι η επιδείνωση του φαινομένου του θερμοκηπίου λόγω των αυξανόμενων συγκεντρώσεων CO_2 στον ατμοσφαιρικό αέρα που οφείλεται κυρίως στις βιομηχανικές εκπομπές.

Η αύξηση αυτή της θερμοκρασίας θα προκαλέσει την τήξη των πάγων των πόλων και των ηπειρωτικών περιοχών του πλανήτη και τη θερμική διαστολή της μάζας του νερού των ωκεανών με αποτέλεσμα την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης σε παγκόσμιο επίπεδο. Βάσει διαφόρων σεναρίων μελλοντικής ανόδου της παγκόσμιας στάθμης, που βασίζονται στην επεξεργασία τόσο στοιχείων του παρελθόντος, όσο και σύγχρονων μετρήσεων, δορυφορικών παρατηρήσεων κ.α., (σχήμα 5.10) εκτιμάται ότι η θαλάσσια στάθμη θα είναι κατά 15 cm υψηλότερη μέχρι το έτος 2050 ενώ θα έχει αυξηθεί κατά περίπου 50 cm έως το έτος 2100 (σχήμα 5.11). Έτσι ο ρυθμός ανόδου αναμένεται να φθάσει τα 5,5 mm/έτος μέχρι το 2100.

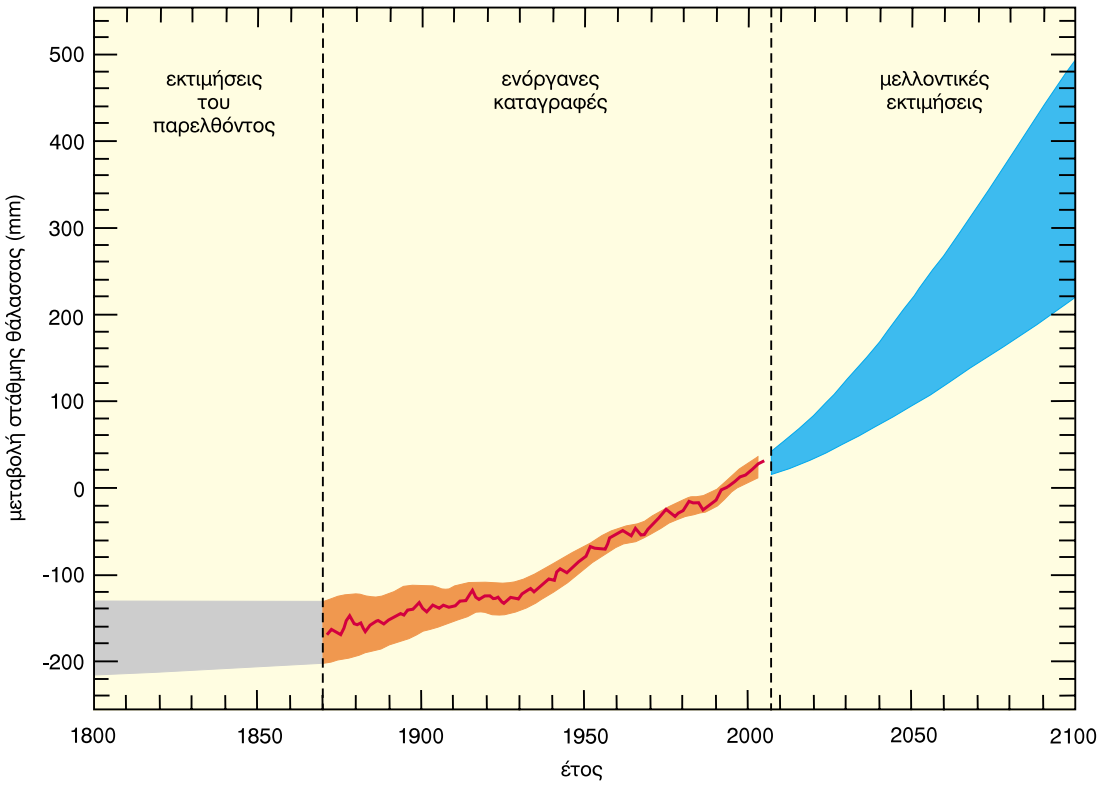


Σχήμα 5.10 Μεταβολές στη (1) μέση παγκόσμια θερμοκρασία επιφανείας του αέρα (2) μέση παγκόσμια στάθμη της θάλασσας και (3) παγοκάλυψη του βόρειου ημισφαίριου. Οι μεταβολές της στάθμης θάλασσας έχουν προκύψει από μετρήσεις παλιρροιογράφων (με μπλε χρώμα) ενώ οι πολύ πρόσφατες από δορυφορικά δεδομένα (κόκκινη γραμμή). Η παγοκάλυψη αφορά το διάστημα Μαρτίου-Απριλίου. (πηγή: I.P.C.C., 2007)

5.7 Μέθοδοι αναζήτησης των μεταβολών της στάθμης θάλασσας

Από το κεφάλαιο αυτό προκύπτει ότι η αναζήτηση της ιστορίας των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης σε βάθος χρόνου αποτελεί μια ιδιαίτερα δύσκολη διαδικασία που βασίζεται κυρίως στην αναγνώριση δεικτών που αποτελούν ενδείξεις παλαιοακτογραμμών. Όσο περισσότερο εκτείνεται πίσω στο χρόνο η αναζήτηση αυτή, τόσο περισσότερο επίπονη γίνεται, διότι τα ίχνη των παλαιών ακτογραμμών αλλοιώνονται και εξαφανίζονται από τη δράση των χερσαίων εξωγενών διεργασιών (αποσάθρωση, διάβρωση). Εξίσου δύσκολη είναι και η πρόβλεψη των μελλοντικών μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης κυρίως εξαιτίας των πολλών διαφορετικών μεταβλητών που εμπλέκονται.

Η αναζήτηση των διαχρονικών μεταβολών του επιπέδου της θαλάσσιας στάθμης είναι απαραίτητη για την αναπαράσταση της παλαιογεωγραφίας των παράκτιων περιβαλλόντων. Αυτό γίνεται με τη διεξαγωγή μιας σει-



Σχήμα 5.11 Εκτιμήσεις της μεταβολής της στάθμης της θάλασσας παγκοσμίως από το 1800 έως το έτος 2100 από τη Διακυβερνητική Επιτροπή για την Κλιματική Αλλαγή (I.P.C.C.). Στο διάγραμμα παρουσιάζονται οι μεταβολές για την περίοδο 1800-1870 που βασίζονται σε εκτιμήσεις, για την περίοδο 1870-2007 η καμπύλη βασίζεται σε ενόργανες παρατηρήσεις και καταγραφές ενώ οι μελλοντικές εκτιμήσεις έχουν προκύψει από διάφορα μαθηματικά μοντέλα. (πηγή: I.P.C.C., 2007)

ράς από ερευνητικές εργασίες μεταξύ των οποίων περιλαμβάνεται η λεπτομερής καταγραφή, απεικόνιση και μελέτη της στρωματογραφίας των παράκτιων ιζημάτων. Η μελέτη αυτή περιλαμβάνει την κοκκομετρική και μικροπαλαιοντολογική τους ανάλυση, τη μελέτη δηλαδή του μεγέθους των κόκκων και της μικροπανίδας τους αντίστοιχα, με σκοπό τον προσδιορισμό των περιβαλλόντων απόθεσής τους. Η μελέτη των ιζημάτων πρέπει να συνοδεύεται από τη λεπτομερή γεωμορφολογική χαρτογράφηση της υπό μελέτη παράκτιας περιοχής με σκοπό την αναγνώριση και χαρτογραφική αποτύπωση των παράκτιων γεωμορφών και ειδικά αυτών που αποτελούν δείκτες στάθμης θάλασσας του παρελθόντος. Οι εργασίες αυτές συνδυάζονται με την εφαρμογή μεθόδων "απόλυτης" χρονολόγησης σε ιζήματα πλούσια σε οργανικό υλικό, σε κελύφη οργανισμών και αρχαιολογικά ευρήματα εντός των αποθέσεων, στο συγκολλητικό υλικό (τσιμέντο) παράκτιων και υποθαλάσσιων γεωμορφών (όπως είναι οι ψηφιδοπαγείς αιγιαλοί - beachrocks) ώστε να σκιαγραφηθούν τα στάδια της γεωμορφολογικής εξέλιξης και οι ρυθμοί δράσης των γεωμορφολογικών, περιβαλλοντικών και τεκτονικών διεργασιών που οδήγησαν στη διαμόρφωση της σημερινής μορφολογίας.

Για τις μελλοντικές μεταβολές της στάθμης της θάλασσας χρησιμοποιούνται δεδομένα, όπως χρονοσειρές εποχιακών μεταβολών των κλιματικών στοιχείων των τελευταίων δεκαετιών, διαχρονικές μετρήσεις παλιρροιογράφων σε τοπική και παγκόσμια κλίμακα, μαθηματικές προσομοιώσεις που βασίζονται κυρίως σε κλιματικές μεταβολές (αύξηση θερμοκρασίας, εκπομπές CO_2 σε παγκόσμια κλίμακα κ.α.) και δεδομένα τηλεπισκόπισης. Σκοπός είναι η διατύπωση επιστημονικών σεναρίων πρόβλεψης των μελλοντικών μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης, σε τοπική και παγκόσμια κλίμακα, που να ανταποκρίνονται όσο γίνεται στην πραγματικότητα. Η συνδυαστική αυτή πολύ-επιστημονική προσέγγιση αποτελεί πολύτιμο εργαλείο τόσο για τη λήψη αποφάσεων, όσο και για τον σχεδιασμό και την υλοποίηση της ολοκληρωμένης βιώσιμης ανάπτυξης των παράκτιων ζωνών.

6 Παράκτια Ιζήματα

6.1 Πηγές παράκτιων ιζημάτων

Το χαλαρό υλικό της παράκτιας ζώνης από το οποίο σχηματίζονται οι παράκτιες γεωμορφές απόθεσης ως επί το πλείστον είναι προϊόν της αποσάθρωσης και διάβρωσης των πετρωμάτων χερσαίων περιοχών. Το ίζημα αυτό μεταφέρεται στην παράκτια ζώνη είτε με τη βοήθεια του νερού (ποτάμια, χείμαρροι) και του πάγου (παγετώνες) είτε με τη δράση του ανέμου. Η διαμόρφωση των παράκτιων γεωμορφών απόθεσης (όπως είναι οι αιγιαλοί, οι θίνες, οι παράκτιες συγκεντρικές ζώνες χαλαρών υλικών, οι ημισεληνοειδείς αμμώδεις σχηματισμοί) οφείλεται στην επεξεργασία και αναδιανομή των ιζημάτων της παράκτιας ζώνης από τις διάφορες μορφές ενέργειας που δρουν στην ακτή. Η ενέργεια που δρα στην παράκτια ζώνη περιλαμβάνει κυρίως τον κυματισμό, τα παράκτια ρεύματα, την παλίρροια και τον άνεμο.

Η διάβρωση που πραγματοποιείται στην παράκτια ζώνη είναι υπεύθυνη για ένα πολύ μικρό ποσοστό των ιζημάτων που εισέρχονται στη θάλασσα. Ο Inman (1960) διαπίστωσε ότι ακόμη και σε εύκρατες περιοχές της γης, όπου εμφανίζεται η μεγαλύτερη κυματική ενέργεια, ένα ποσοστό μικρότερο από το 5% των παράκτιων ιζημάτων είναι αποτέλεσμα της διάβρωσης των παράκτιων κρημνών. Το συμπέρασμα αυτό ενισχύθηκε αργότερα και από άλλους ερευνητές. Ο Valentin (1954) έδειξε ότι, παρά το γρήγορο ρυθμό διάβρωσης των ακτών της ανατολικής Αγγλίας που ανέρχεται σε 1,5 m/έτος, μια ποσότητα μικρότερη από το 3 % του υλικού που προέκυψε από τη διάβρωση αυτή, βοήθησε στη δημιουργία ή τον εμπλουτισμό των γειτονικών αιγιαλών. Οι Emery & Milliman (1978) υπολόγισαν ότι ένας μέσος ρυθμός διάβρωσης 5 cm/έτος του συνόλου των παράκτιων κρημνών των ακτών όλου του κόσμου, (μήκους περίπου 50.000 km), θα παρείχε μόνο το 0,04% της συνολικής ποσότητας των ιζημάτων που προσφέρονται στους ωκεανούς από τα ποτάμια.

Τα ποτάμια και οι χείμαρροι προσφέρουν πάνω από το 90% του συνόλου των ιζημάτων που καταλήγουν στους ωκεανούς. Αμέσως μετά είναι οι παγετώνες και τέλος οι βιογενείς πηγές.

6.2 Χαρακτηριστικά και ιδιότητες των ιζηματογενών κόκκων

Το ίζημα της παράκτιας ζώνης, από το οποίο αποτελούνται οι παράκτιες γεωμορφές, ποικίλει αρκετά σε ότι αφορά το μέγεθος, τη μορφή, και το σχήμα των κόκκων του. Μπορεί να κυμαίνεται από αποστρογγυλωμένους ογκόλιθους (boulders), που φθάνουν σε μέγεθος παρόμοιο με αυτό ενός αυτοκινήτου, μέχρι κόκκους που δύσκολα είναι ορατοί με γυμνό μάτι. Κάθε κόκκος ιζήματος, μπορεί να περιγραφεί με την προέλευση, το μέγεθος και το σχήμα - μορφή του.

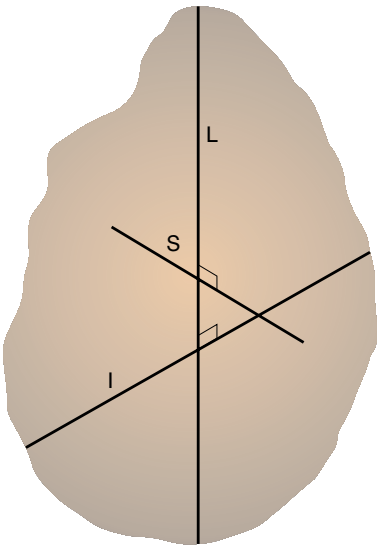
6.2.1 Προέλευση των κόκκων

Οι ιζηματογενείς κόκκοι ανάλογα με την προέλευσή τους μπορούν να διακριθούν σε:

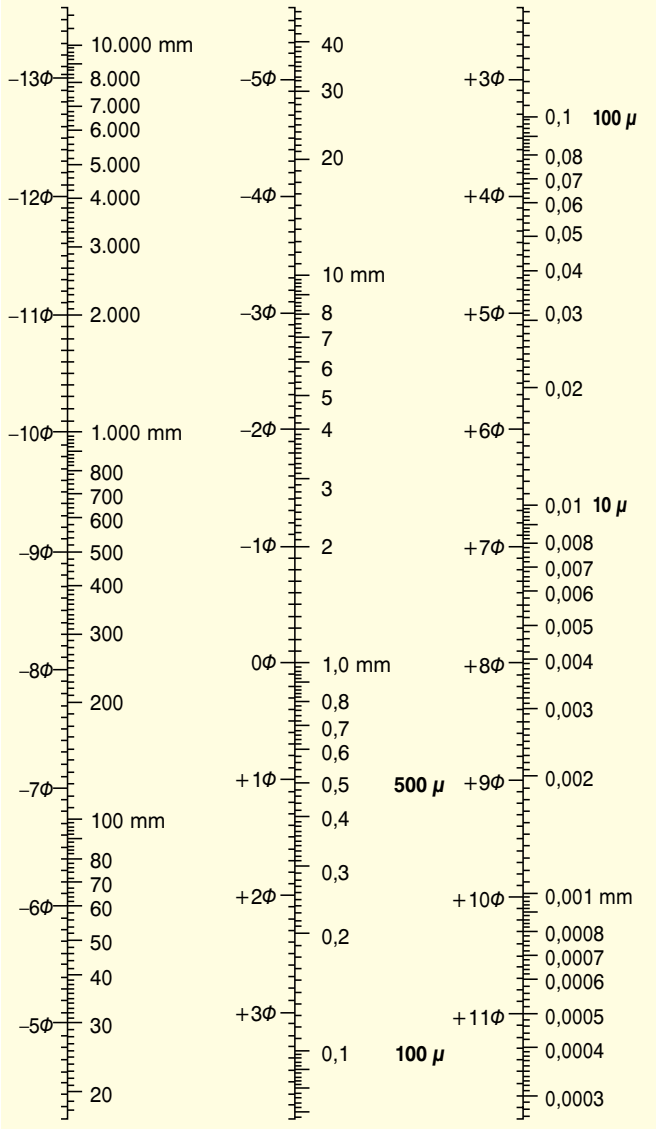
- ***Κόκκους που έχουν προκύψει από τον θρυμματισμό πετρωμάτων (lithogenic)***. Οι κόκκοι που έχουν μέγεθος κροκάλας ή ακόμη και μεγαλύτερες διαστάσεις συνήθως αποτελούν τεμάχη διαβρωμένου πετρώματος.
- ***Κόκκους που αποτελούνται από ένα μόνο ορυκτό (minerogenic)***. Είναι κόκκοι ορυκτών όπως ο χαλαζίας, οι άστριοι, οι μαρμαρυγίες που έχουν προκύψει από την αποσάθρωση και τον θρυμματισμό των πετρωμάτων.
- ***Κόκκους βιογενούς προέλευσης (biogenic)***. Πρόκειται για κόκκους που αποτελούν κελύφη ή θραύσματα κελυφών θαλάσσιων οργανισμών ή υπολείμματα οστράκων και κοραλλιών.

6.2.2 Μέγεθος κόκκων

Το μέγεθος των κόκκων είναι η σημαντικότερη ιδιότητα των ιζημάτων καθώς είναι καθοριστική για πολλές παράκτιες γεωμορφολογικές διεργασίες. Ένας κόκκος που έχει διπλάσια διάμετρο από έναν άλλο έχει και οκταπλάσια μάζα σε σχέση με αυτόν γεγονός που διαφοροποιεί σημαντικά τη δυναμική και κινητική τους κατάσταση. Η απλούστερη μέτρηση που μπορεί να γίνει για τον προσδιορισμό του μεγέθους ενός κόκκου είναι τα μήκη των τριών αξόνων του (μέγιστου (L), ενδιάμεσου (I) και μικρού (S)) (σχήμα 6.1). Οι ενδιάμεσος (I) και μικρός (S) άξονες μετρώνται κάθετα στον μέγιστο άξονα (L). Οι διαστάσεις αυτές για τους μεγάλους κόκκους μπορούν να μετρηθούν άμεσα με παχύμετρο ενώ για τους μικρότερους κόκκους η μέτρηση γίνεται έμμεσα με τη διαδικασία του κοσκινίσματος, με την παρατήρησή τους στο μικροσκόπιο ή με μεθόδους που σχετίζονται με το ρυθμό καθίζησής τους σε υγρό μέσο γνωστού ιξώδους. Όταν η μέτρηση του μεγέθους γίνεται με την μέθοδο του κοσκινίσματος, όπου οι κόκκοι υποχρεούνται να περάσουν μέσα από τις οπές ενός πλέγματος, είναι προφανές ότι η έννοια του μεγέθους ταυτίζεται με



Σχήμα 6.1 Οι τρεις άξονες ενός κόκκου ιζήματος. L είναι ο μέγιστος, I ο ενδιάμεσος και S ο μικρός άξονας. Τόσο ο ενδιάμεσος (I) όσο και ο μικρός (S) άξονας μετρώνται κάθετα στον μεγιστο (L).



Σχήμα 6.2 Σχέση μεταξύ των κλιμάκων του μεγέθους των ιζηματογενών κόκκων σε mm και σε μονάδες Φ.

Πίνακας 6.1 Γενική ονοματολογία των κόκκων των ιζημάτων ανάλογα με τη διάμετρό τους (σε mm)

Διάμετρος κόκκου	Ονομασία	
>2 mm	χάλικες (gravel)	
2 mm – 0,0625 mm	άμμος (sand)	
0,0625 mm – 0,0020 mm	ιλύς (silt)	πηλός (mud)
<0,0020 mm	άργιλος (clay)	

το μήκος του ενδιάμεσου (I) άξονα των τρισδιάστατων κόκκων. Αν η ανάλυση του μεγέθους γίνεται με μεθόδους καθίζησης το μέγεθος εκφράζεται με την ογκοδιάμετρο, τη διάμετρο δηλαδή μιας σφαίρας που έχει τον ίδιο όγκο με τον όγκο του υπό μέτρηση κόκκου.

Η ταξινόμηση και η ονοματολογία των κόκκων γίνεται σε σχέση με το μήκος του ενδιάμεσου (I) άξονά τους.

Το μέγεθος των κόκκων των ιζημάτων μετράται χρησιμοποιώντας γεωμετρική ή αριθμητική κλίμακα. Στη γεωμετρική (κλασματική σε mm) κλίμακα οι βαθμίδες των μεγεθών ακολουθούν γεωμετρική πρόοδο ενώ η αριθμητική (λογαριθμική σε μονάδες Φ) κλίμακα περιλαμβάνει ακέραιους αριθμούς θετικούς και αρνη-

Πίνακας 6.2 Ταξινόμηση και ονοματολογία ιζηματογενών κόκκων κατά Udden-Wentworth (1922)

Διάμετρος κόκκων mm	Φ		Ονοματολογία τάξης μεγέθους
4096	-12	ΚΡΟΚΑΛΕΣ - ΧΑΛΙΚΕΣ	ογκόλιθος (boulders)
2048	-11		
1024	-10		
512	-9		
256	-8		
128	-7		κροκάλες (cobbles)
64	-6		βότσαλα (pebbles)
32	-5		
16	-4		
8	-3		
4	-2		ψηφίδες (granules)
2	-1		πολύ χονδρόκοκκη άμμος (sand)
1	0	ΑΜΜΟΣ	χονδρόκοκκη άμμος (sand)
0,5	+1		μεσόκοκκη άμμος
0,25	+2		λεπτόκοκκη άμμος
0,125	+3		πολύ λεπτόκοκκη άμμος
0,062	+4		
0,031	+5	ΙΛΥΣ	χονδρόκοκκη ιλύς
0,016	+6		μεσόκοκκη ιλύς
0,0078	+7		λεπτόκοκκη ιλύς
0,0040	+8	ΑΡΓΙΛΟΣ	άργιλος (clay)
0,0020	+9		
0,00098	+10		
0,00049	+11		
0,00024	+12		

τικούς. Η κλίμακα μεγεθών σε μονάδες Φ προτάθηκε από τον Krumbein το 1934 και ως Φ ορίζεται ο αρνητικός λογάριθμος με βάση το 2 της διαμέτρου του κόκκου (σε mm) δηλαδή:

$$\Phi = -\log_2 d$$

όπου d είναι η διάμετρος του κόκκου σε mm.

Στο σχήμα 6.2 παρατίθεται πίνακας που δείχνει τη σχέση μεταξύ των δύο κλιμάκων (mm και μονάδων Φ).

Ονομασίες όπως ογκόλιθος (boulder), χάλικας (gravel), άμμος (sand), ιλύς (silt), και άργιλος (clay) είναι όροι που χρησιμοποιούνται για να περιγράψουν το μέγεθος των κόκκων (σταδιακά από τις μεγαλύτερες προς τις μικρότερες διαστάσεις) (πίνακας 6.1).

Σύμφωνα με τους Udden & Wentworth (1992) οι κόκκοι ταξινομούνται όπως φαίνεται στον πίνακα 6.2. Τα όρια μεταξύ του εύρους μεγέθους για κάθε κατηγορία δίνονται τόσο σε mm όσο και σε μονάδας Φ.

Για την ονοματολογία των λεπτομερών (λεπτόκοκκων) ιζημάτων που αποτελούν μείγμα άμμου, ιλύος και αργίλου χρησιμοποιείται το τρίγωνο ταξινόμησης του σχήματος 6.3 (κατά Folk, 1980). Ανάλογα με την κατά βάρος συμμετοχή κάθε μιας κοκκομετρικής τάξης (άμμος, ιλύς, άργιλος) το ίζημα προβάλλεται ως ένα σημείο στο τρίγωνο και η ονομασία του προκύπτει από το πεδίο στο οποίο αντιστοιχεί.

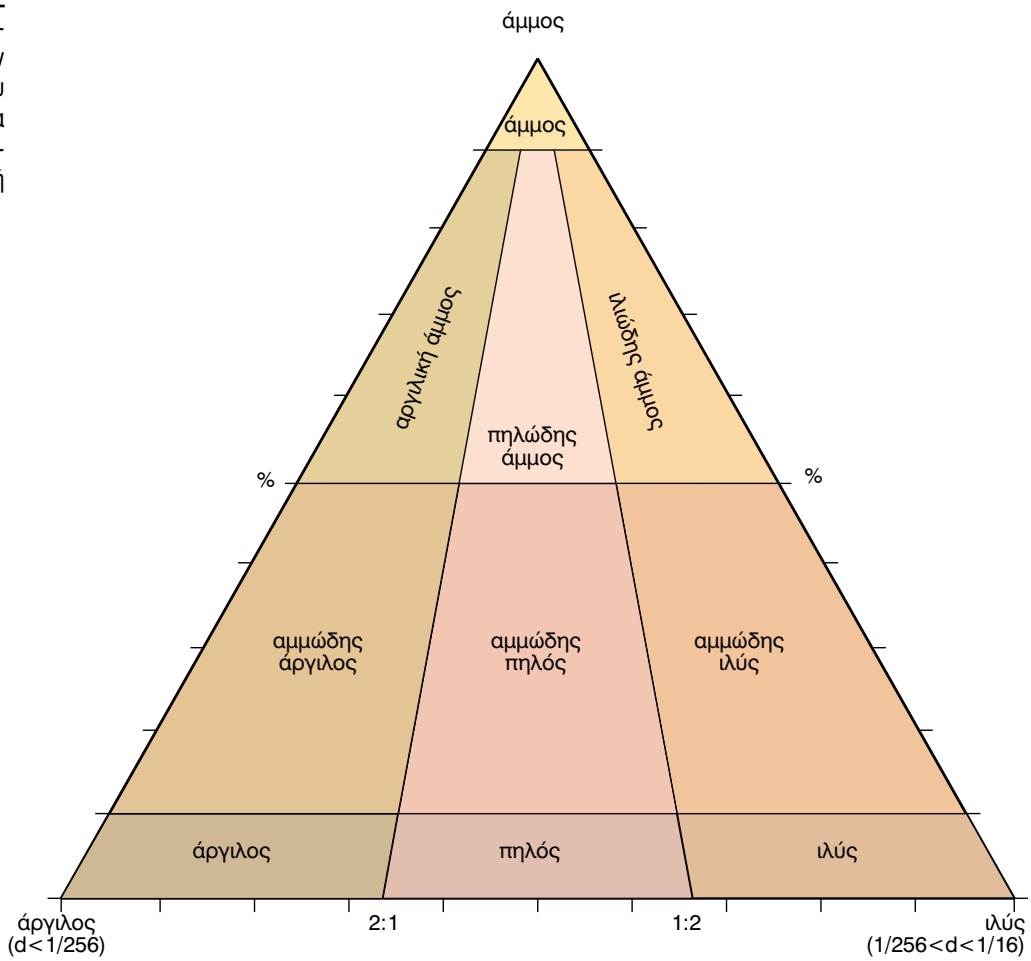
6.2.3 Κοκκομετρική ανάλυση ιζημάτων

Πολλές φορές για την κατανόηση των παράκτιων και όχι μόνο διεργασιών που είναι υπεύθυνες για το σχηματισμό συγκεκριμένων γεωμορφών απαιτείται η λήψη δειγμάτων ιζήματος από τα περιβάλλοντα απόθεσης και η κοκκομετρική τους ανάλυση. Έτσι δίνεται η δυνατότητα να εξαχθούν συμπεράσματα σχετικά με το μέσο που μετέφερε το συγκεκριμένο ίζημα (θαλάσσιο ή ποτάμιο νερό, άνεμος κ.α.).

Ακολουθεί η περιγραφή του τρόπου δειγματοληψίας του ιζήματος, της προετοιμασίας των δειγμάτων και των μεθόδων κοκκομετρικής ανάλυσης που εφαρμόζονται για την άμμο (κοσκίνισμα) και για τα περισσότερο λεπτόκοκκα κλάσματα διαμέτρου μικρότερης των 0,063 mm (μέθοδος πιπέτας). Επιπλέον, περιγράφονται οι τρόποι απεικόνισης των αποτελεσμάτων της κοκκομετρικής ανάλυσης, ο υπολογισμός των ποσοτικών παραμέτρων και η αξιολόγηση των αποτελεσμάτων.

6.2.3.1 Δειγματοληψία – προετοιμασία δειγμάτων

Για την κοκκομετρική ανάλυση του ιζήματος τίθεται το θέμα της ποσότητας του δείγματος που πρέπει να ληφθεί. Από τη μία το δείγμα πρέπει να είναι αντιπροσωπευτικό του ιζήματος της περιοχής από την οποία



Σχήμα 6.3 Ταξινόμηση και ονοματολογία των λεπτόκοκκων ιζημάτων κατά Folk (1980). Οι κορυφές του τριγώνου αντιστοιχούν σε ίζημα που αποτελείται σε ποσοστό μεγαλύτερο από 90% από άμμο, ιλύ ή άργιλο αντίστοιχα.

λαμβάνεται, από την άλλη όμως να απλοποιεί, όσο είναι δυνατό, την τεχνική της κοκκομετρικής ανάλυσης. Για τη διαδικασία του κοσκινίσματος, όσο μικρότερη είναι η ποσότητα του δείγματος, τόσο περισσότερο ακριβής είναι η τεχνική, λιγότερο όμως αντιπροσωπευτικό το δείγμα. Για ίζημα μεγέθους κόκκων άμμου θεωρείται επαρκές ένα δείγμα 100 gr ενώ για περισσότερο χονδρόκοκκο υλικό, ειδικά όταν περιλαμβάνει μεγάλο εύρος μεγέθους κόκκων, η κοκκομετρική ανάλυση απαιτεί τη λήψη μεγαλύτερης ποσότητας ιζήματος. Ενδεικτικά αναφέρεται ότι για ίζημα που αποτελείται από κόκκους με διάμετρο μεγαλύτερη από 2,5 cm απαιτείται η λήψη δείγματος βάρους 5 kgr ενώ για υλικό διαμέτρου μεγαλύτερης των 5 cm απαιτείται δείγμα 35 kgr.

Πριν τη διαδικασία του κοσκινίσματος είναι απαραίτητη η ξήρανση και ο προσεχτικός διαχωρισμός (διασκόρπιση) των κόκκων του ιζήματος. Η απλούστερη μέθοδος διαχωρισμού των κόκκων είναι η συντριβή του δείγματος σε πήλινο γουδί με ένα γουδοχέρι λαστιχένιας απόληξης. Με τη μέθοδο αυτή υπάρχει μεγάλος κίνδυνος να καταστραφούν τα εύθραυστα κλάσματα. Μια άλλη μέθοδος, που χρησιμοποιείται συχνότερα, είναι ο διαχωρισμός των κόκκων του δείγματος με νερό. Παρασκευάζεται ένα διάλυμα νερού με εξαμεταφωσφορικό νάτριο (Calgon) (σε περιεκτικότητα 1gr/lt) ή Teepol (σε περιεκτικότητα 4 σταγόνες/lt). Το δείγμα τοποθετείται εντός του διαλύματος, αναδεύεται και παραμένει εντός αυτού για μια νύχτα. Στη συνέχεια ξηραίνεται σε φούρνο για να απομακρυνθεί η υγρασία.

6.2.3.2 Κοκκομετρική ανάλυση άμμου

Η κοκκομετρική ανάλυση για ίζημα με κόκκους διαμέτρου μεγαλύτερης των 0,063 mm, δηλαδή για το μέρος του δείγματος που ονομάζεται άμμος, πραγματοποιείται με κόσκινα. Ο εξοπλισμός που απαιτείται είναι μια σειρά από κόσκινα διαφορετικής διαμέτρου, ένας ηλεκτρονικός ζυγός ακριβείας και μια συσκευή δόνησης. Το βάρος του δείγματος, που πρέπει να υποστεί τη διαδικασία του κοσκινίσματος, συνήθως κυμαίνεται μεταξύ 100 και 1000 gr ανάλογα με το αν πρόκειται για λεπτόκοκκη ή χονδρόκοκκη άμμο ή για μείγμα άμμου και χαλίκων αντίστοιχα. Συνοπτικά η διαδικασία έχει ως εξής:

Τα κόσκινα που θα χρησιμοποιηθούν τοποθετούνται διαδοχικά έτσι ώστε να σχηματίζουν μια κατακόρυφη στήλη των οποίων η διάμετρος των ανοιγμάτων ελαττώνεται, από την κορυφή προς τη βάση, κατά γεωμετρική πρόοδο με ορισμένο λόγο (φωτο 6.1). Οι διαστάσεις των ανοιγμάτων στα κόσκινα δεν ακολουθούν αριθμητική αλλά γεωμετρική πρόοδο, διότι για την ανάλυση του δείγματος ενδιαφέρουν οι σχετικές διαφορές και όχι οι απόλυτες τιμές των διαμέτρων των κόκκων. Έτσι τα κόσκινα τοποθετούνται κατά σειρά μειούμενου μεγέθους με το κόσκινο μεγαλύτερης διαμέτρου (που κατακρατά το περισσότερο χονδρόκοκκο κλάσμα) στην κορυφή της διάταξης.



Φωτο 6.1 Σειρά κοσκίνων Retsch με διαμέτρους 2 mm, 1 mm, 0,5 mm, 0,250 mm, 0,125 mm και 0,063 mm που χρησιμοποιούνται για την κοκκομετρική ανάλυση δειγμάτων άμμου. Τα κόσκινα έχουν τοποθετηθεί κατά σειρά μειούμενης διαμέτρου στη συσκευή δόνησης.

Το ξηρό δείγμα του ιζήματος ζυγίζεται και τοποθετείται στο πάνω κόσκινο. Στο κάτω μέρος της στήλης τοποθετείται πιάτο (τάσι) που συλλέγει το λεπτόκοκκο κλάσμα που διέρχεται από το κατώτερο, μικρότερων ανοιγμάτων, κόσκινο που συνήθως έχει διάμετρο ανοίγματος 0,063 mm που αποτελεί το όριο ιλύος - άμμου (πίνακας 6.1). Η σειρά των κόσκινων τοποθετείται στη συσκευή δόνησης η οποία τίθεται σε λειτουργία ρυθμίζοντας τον χρονοδιακόπτη για 10 min. Μετά την παύση της λειτουργίας της συσκευής τα κόσκινα απομακρύνονται προσεκτικά ώστε να περιοριστούν κατά το δυνατόν οι απώλειες σε ίζημα. Το ίζημα που έχει κατακρατηθεί σε κάθε κόσκινο συλλέγεται προσεκτικά και ζυγίζεται με ζυγό ακριβείας και το βάρος του ιζήματος κάθε κόσκινου ανάγεται σε % του βάρους του αρχικού δείγματος.

Ο τρόπος αυτός της κοκκομετρικής ανάλυσης δεν είναι απόλυτα ακριβής διότι, όπως έχει ήδη αναφερθεί, οι κόκκοι της άμμου δεν είναι σφαιρικοί και συνεπώς δεν έχουν μία διάμετρο αλλά τρεις άξονες. Στην περίπτωση κόκκων ωοειδούς σχήματος η μετρούμενη από το κόσκινο διάσταση είναι στην πραγματικότητα ο ενδιάμεσος άξονας (I) των κόκκων της άμμου (L>I>S). Έτσι επιμήκεις κόκκοι ορισμένης μάζας περνούν από ένα συγκεκριμένο κόσκινο, ενώ το ίδιο κόσκινο συγκρατεί κόκκους σφαιρικούς της ίδιας μάζας και μικρότερης διαμέτρου (L=I=S).

Η ακρίβεια των αποτελεσμάτων είναι μικρή όταν τα κόσκινα είναι κατεστραμμένα ή φραγμένα σε σημαντικό βαθμό. Η παρουσία ιλύος και αργίλου στο δείγμα φράσσει τα ανοίγματα των κοσκίνων. Συνεπώς απαραίτητη προϋπόθεση για την ακρίβεια της μεθόδου είναι ο καλός καθαρισμός των κοσκίνων πριν τη χρήση τους.

6.2.3.3 Κοκκομετρική ανάλυση λεπτόκοκκων ιζημάτων (ιλύος και αργίλου)

Οι διάμετροι των κόκκων των λεπτομερών ιζημάτων (τάξης μεγέθους <0,063 mm) λόγω του μικρού τους μεγέθους δεν μπορούν να μετρηθούν με τη διαδικασία του κοσκινίσματος. Έτσι αναπτύχθηκαν μέθοδοι έμμεσης μέτρησης που βασίζονται στην εκτίμηση του μεγέθους των σωματιδίων από το ρυθμό με τον οποίο καθιζάνουν σε υγρό μέσο. Στη συνέχεια περιγράφεται το σκεπτικό και η μεθοδολογία που ακολουθείται για την ανάλυση των λεπτόκοκκων ιζημάτων.

6.2.3.3.1 Μέθοδος της πιπέτας - Βασικές αρχές της μεθόδου

Η μέθοδος που χρησιμοποιείται συχνότερα για την ανάλυση δειγμάτων που περιλαμβάνουν μεγάλο ποσοστό λεπτόκοκκων υλικών (ιλύ και άργιλο) ονομάζεται μέθοδος της πιπέτας. Ο υπολογισμός των διαμέτρων των κόκκων βασίζεται στη διαφορετική ταχύτητα καθίζησης των διαφορετικού μεγέθους κόκκων σε υγρό μέσο (γνωστού ιξώδους). Όταν η καθίζηση όλων των κόκκων του δείγματος αρχίσει την ίδια χρονική στιγμή, οι μεγαλύτερων διαστάσεων κόκκοι θα περάσουν από ένα ορισμένο σημείο πιο γρήγορα απ' ότι οι μικρότεροι. Υπολογίζοντας τον ακριβή χρόνο που θα περάσουν από το σημείο αυτό, λαμβάνεται μια ποσότητα από το εναιώρημα του ιζήματος και υπολογίζεται η αναλογία τους σε ολόκληρο το δείγμα. Αυτό μπορεί να γίνει με δύο τρόπους:

- μετρώντας τη συγκέντρωση των κόκκων που παραμένουν σε αιώρηση συναρτήσει του χρόνου, ή
- μετρώντας την ποσότητα του ιζήματος που καθιζάνει συναρτήσει του χρόνου.

Η ταχύτητα καθίζησης των υλικών σε υγρό μέσο, δίνεται από το νόμο του Stokes. Σύμφωνα με το νόμο αυτό, σε ένα σωματίδιο που πέφτει λόγω βαρύτητας (καθιζάνει) μέσα σε ένα ιξώδες υγρό, επενεργούν τρεις δυνάμεις: η δύναμη της βαρύτητας προς τα κάτω, η άνωση προς τα πάνω και η αντίσταση που προκαλεί το υγρό μέσο επάνω στο σωματίδιο. Η εξίσωση αυτής της κίνησης είναι:

$$m\,g - m_0\,g - F_D = m_0\,\frac{dv}{dt} \qquad (1)$$

όπου m είναι η μάζα του σωματιδίου,
m_0 είναι η μάζα ενός όγκου υγρού ίσου με τον όγκο του σωματιδίου,
g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας (ίση με 9,81 m/s^2),
F_D είναι η δύναμη της αντίστασης,
v είναι η ταχύτητα του σωματιδίου και
t είναι ο χρόνος.

Τα μικρά σωματίδια φτάνουν σε μία σταθερή ή τελική ταχύτητα πολύ γρήγορα, δηλαδή το πηλίκο dv/dt γίνεται μηδέν. Η εξίσωση της κίνησης για σφαίρα διαμέτρου D και πυκνότητας ρ που πέφτει σε υγρό πυκνότητας ρ_0 γίνεται:

$$F_D = \frac{\pi\,(\rho - \rho_0)\,gD^3}{6} \qquad (2)$$

Η ανάλυση στο χώρο μιας σταθερής κίνησης σωματιδίου σε υγρό μέσο ορίζει δύο αδιάστατα μέρη: τον αριθμό Reynolds (R_e) του σωματιδίου που δίνεται από τον τύπο:

$$R_e = \frac{Dvp_0}{n} \text{ (n: ιξώδες υγρού)} \qquad (3)$$

και ένα συντελεστή αντίστασης C_D:

C_D = δύναμη αντίστασης/[(εμβαδόν κάθετης τομής σωματιδίου)(δυναμική πίεση πάνω στο σωματίδιο)] =

$$= \frac{F_D}{[(\pi D^2/4)\,(\rho_0 V^2/2)]} \qquad (4)$$

Η σχέση μεταξύ R_e και C_D για τυρβώδεις συνθήκες ροής (για μικρές τιμές του αριθμού Reynolds) ορίζεται πειραματικά ως εξής:

$$C_D = \frac{24}{Re} \qquad (5)$$

Σχετίζοντας τις εξισώσεις (2) και (5) προκύπτει:

$$D^2 = \frac{18vn}{(p - p_0)\,g} \text{ ό } D = \sqrt{\frac{(18n)}{(p - p_0)\,gh/t}} \text{ ή}$$

$$v = \frac{2\,(p - p_0)\,r^2 g}{9n}$$

η οποία ορίζεται σαν "εξίσωση του νόμου του Stokes".

Ο νόμος του Stokes προϋποθέτει τη σφαιρική μορφή των κόκκων, τη λεία εξωτερική τους επιφάνεια, την ομοιογένεια, τη σταθερή θερμοκρασία και το σταθερό ιξώδες. Οι χρόνοι και τα αντίστοιχα βάθη, κάτω από τα οποία κόκκοι δεδομένης διαμέτρου (4Φ, 5Φ, κ.ο.κ.) καθιζάνουν συναρτήσει της θερμοκρασίας του αιωρήματος, υπολογίζονται μαθηματικά.

6.2.3.3.1.1 Περιγραφή της μεθόδου

Το δείγμα του ιζήματος, βάρους 15 gr, τοποθετείται σε beaker με απεσταγμένο νερό και στη συνέχεια σε συσκευή υπερήχων. Εάν κριθεί απαραίτητο αναδεύεται με ηλεκτρικό αναδευτήρα. Με τη βοήθεια σιδερένιου δακτυλίου και ενός σφιγκτήρα, τοποθετείται κόσκινο διαμέτρου 0,063 mm σε ένα χωνί και κάτω από αυτό τοποθετείται ένα δοχείο 1.000 ml. Το δείγμα μεταφέρε-

ται στο κόσκινο και πλένεται με τη βοήθεια υδροβολέα. Αν έχει γίνει καλή ανάδευση, τα λεπτόκοκκα υλικά θα περάσουν από το κόσκινο με σχετική ευκολία. Εάν υπάρχουν συσσωματώματα, το δείγμα μπορεί να δουλευτεί απαλά, με το δάχτυλο ή πλαστική σπάτουλα, και στη συνέχεια αναδεύεται ξανά. Το δείγμα στη συνέχεια φυγοκεντρείται, απομακρύνεται το νερό και τοποθετείται σε φούρνο. Η θερμοκρασία ξήρανσης του δείγματος εξαρτάται από το είδος των αναλύσεων που θα πραγματοποιηθούν στο λεπτόκοκκο υλικό. Αν π.χ. έχουν προγραμματιστεί αναλύσεις αργιλικών ορυκτών τα δείγματα ξηραίνονται σε θερμοκρασία όχι ανώτερη από 50˚C. Το υλικό που έχει παραμείνει στο κόσκινο αποτελεί την άμμο του δείγματος. Η άμμος στεγνώνεται, ζυγίζεται και καταγράφεται το βάρος της. Η εμφάνιση συσσωματωμάτων αποτελεί ένδειξη παρουσίας κολλοειδών. Για να είναι αξιόπιστα τα αποτελέσματα είναι απόλυτη ανάγκη να αποφευχθεί η παρουσία συσσωματωμάτων ώστε να διατηρηθεί το γνωστό ιξώδες του υγρού μέσου. Η ανάλυση των δειγμάτων πρέπει να γίνεται χωρίς να αλλοιώνονται τα συστατικά του. Σε ορισμένες περιπτώσεις θεωρείται απαραίτητη η απομάκρυνση των οργανικών ή ανθρακικών συστατικών. Τα οργανικά συστατικά απομακρύνονται με ελαφρά θέρμανση του δείγματος με H_2O_2. Αν τα οργανικά είναι παρόντα σε μεγάλη ποσότητα, γεγονός που γίνεται αντιληπτό από το έντονο άφρισμα, προστίθεται επιπλέον H_2O_2. Η θέρμανση συνεχίζεται για 20-30 min για να απομακρυνθεί το υπερβολικό H_2O_2. Τα διαλυμένα ανθρακικά μπορούν επίσης να απομακρυνθούν με διάλυμα Complexon 10%. Το Ph καθίσταται ελαφρώς αλκαλικό με την προσθήκη NaOH. Στη συνέχεια το δείγμα πλένεται και φυγοκεντρείται. Σαν διασκορπιστικός παράγοντας προστίθεται εξαμεταφωσφορικό νάτριο (Calgon). Η επιλογή του διασκορπιστικού παράγοντα και η συγκέντρωση στην οποία θα χρησιμοποιηθεί εξαρτάται από την ποσότητα του δείγματος και την ορυκτολογική του σύσταση.

Σε όλα τα στάδια της ανάλυσης πρέπει να αποφευχθεί η εμφάνιση συσσωματωμάτων. Εάν διαπιστωθεί η παρουσία συσσωματωμάτων το ίζημα καθιζάνει, μεταγγίζεται το υγρό και επιχειρείται εκ νέου ο διασκορπισμός των κόκκων. Υπάρχει πιθανότητα η συσσωμάτωση να οφείλεται στην υψηλή συγκέντρωση του ιζήματος.

Πίνακας 6.3 **Οι τιμές της σταθεράς Α για διάφορες θερμοκρασίες και πυκνότητες κόκκων**

Θερμοκρασία (˚C)	Χαλαζίας, άργιλοι	Αμφίβολοι
0	2,65	3,35
16	3,23	4,60
20	3,57	5,08
24	3,93	5,60
28	4,30	6,21
32	4,68	6,60

Στην περίπτωση αυτή το δείγμα αναδεύεται και η μισή του ποσότητα μεταφέρεται σε ογκομετρικό κύλινδρο, γεμίζεται μέχρι τα 1.000 ml με διασκορπιστικό, αναδεύεται και ελέγχεται η συσσωμάτωση. Η συγκέντρωση του ιζήματος δε θα πρέπει να είναι μικρότερη από 6-8 gr/lt. Στη συνέχεια το δείγμα μεταφέρεται σε κύλινδρο και συμπληρώνεται μέχρι τα 1.000 ml με απεσταγμένο νερό. Ζυγίζονται τα beakers (ένα για κάθε κοκκομετρική τάξη) σε ζυγό ακριβείας και καταγράφονται τα αντίστοιχα βάρη. Σημειώνεται η θερμοκρασία του αιωρήματος και το αιώρημα αναδεύεται για ένα λεπτό.

Με το σιφώνι λαμβάνεται το πρώτο δείγμα στο δεδομένο χρόνο και βάθος, ανάλογα με τη θερμοκρασία του αιωρήματος. Κατά τη διάρκεια της ρόφησης, το σιφώνι πρέπει να παραμείνει, όσο είναι δυνατό, κατακόρυφο και ακίνητο. Αν απομακρυνθούν από τον κύλινδρο περισσότερα από 20 ml, δεν επιχειρείται η επαναφορά τους στον κύλινδρο αλλά το επιπλέον χύνεται. Πρέπει να αποφευχθεί η διατάραξη του αιωρήματος, πολύ δε περισσότερο δεν επιτρέπεται η μετακίνηση του κυλίνδρου. Το δείγμα μεταγγίζεται στο αντίστοιχο beaker. Με το σιφώνι προστίθεται απεσταγμένο νερό, ώστε να μη μείνει υλικό στα εσωτερικά τοιχώματα του beaker. Το beaker τοποθετείται στο φούρνο και θερμαίνεται στους 90˚C για να στεγνώσει. Αν ζυγιστεί αμέσως πρέπει να γίνουν υπολογισμοί της υγρασίας που θα έχει απορροφηθεί από το αργιλικό υλικό. Τα βάρη θα πολλαπλασιαστούν επί 50 για να αναλογούν στα 1.000 ml του αιωρήματος, έτσι τυχόν σφάλμα στη ζύγιση θα πολλαπλασιαστεί και αυτό επί 50. Το βάρος καταγράφεται σε ένα φύλλο δεδομένων. Στη συνέχεια υπολογίζεται το κοκκομετρικό κλάσμα. Κατά τους υπολογισμούς πρέπει να αφαιρεθεί ο διασκορπιστής (π.χ. το Calgon). Η διαδικασία επαναλαμβάνεται προκειμένου να υπολογισθεί η συμμετοχή και των άλλων κοκκομετρικών τάξεων στο ίζημα. Για τη βασική ταξινόμηση του ιζήματος κατά Folk, λαμβάνονται από το δείγμα μόνο οι κοκκομετρικές τάξεις των 4Φ και 8Φ αντίστοιχα.

Το μεγαλύτερο πρόβλημα της μεθόδου αυτής δημιουργείται από την ατελή διασκόρπιση των κόκκων. Επιπλέον αιτίες δημιουργίας σφάλματος κατά τη διάρκεια της ανάλυσης μπορεί να είναι η ατελής αρχική ομογενοποίηση, η δημιουργία στροβιλισμών κατά τη ρόφηση και η διακύμανση της θερμοκρασίας του νερού. Τα δύο πρώτα ελαχιστοποιούνται με την απόκτηση εμπειρίας ενώ το τελευταίο με τη χρησιμοποίηση λουτρού.

Ο χρόνος και το βάθος των δειγματοληψιών δίνεται από τον ακόλουθο τύπο του Folk (1980):

$$T(\text{min}) = \frac{\text{Depth (cm)}}{1500\ A\ d^2\ (\text{mm})}$$

όπου T είναι ο χρόνος σε min,
A είναι μια σταθερά που εξαρτάται από το ιξώδες του νερού (θερμοκρασία), την επιτάχυνση της βαρύτητας και την πυκνότητα του σωματιδίου (πίνακας 6.3) και
d είναι η διάμετρος του σωματιδίου σε mm.

6.2.3.3.2 Σύγχρονες τεχνικές

Κατά καιρούς αναπτύχθηκαν διάφορες τεχνικές κοκκομετρικής ανάλυσης ιζημάτων από τις οποίες η περισσότερο εξελιγμένη είναι η μέτρηση του μεγέθους των κόκκων με ακτίνες Χ. Ένα τέτοιο σύστημα τελευταίας τεχνολογίας είναι το SEDIGRAPH που χρησιμοποιεί μια πολύ λεπτή ακτίνα Χ χαμηλής ενέργειας και έναν ανιχνευτή που προσδιορίζει την κατανομή των μεγεθών των κόκκων σε ένα "κελί" που περιέχει το αιώρημα. Η λειτουργία του βασίζεται στην καθίζηση των κόκκων με συνεχή μέτρηση της απορρόφησης της προσπίπτουσας δέσμης. Η πηγή των ακτίνων Χ και ο ανιχνευτής παραμένουν ακίνητα ενώ το κελί κινείται κατακόρυφα ανάμεσά τους. Στο κελί υπάρχει ένα διαφανές γυαλί, μέσα από το οποίο διαχέεται η ακτίνα Χ που ξεκινάει από την πηγή και καταλήγει στον ανιχνευτή. Η κατανομή της μάζας των σωματιδίων μέσα σε διάφορα σημεία, επηρεάζει τον αριθμό των παλμών της ακτίνας Χ που φθάνει στον ανιχνευτή. Ο λόγος της μεταδιδόμενης ακτίνας Χ μέσω του αιωρήματος προς την αντίστοιχη ακτίνα μέσω του καθαρού υγρού είναι συνάρτηση της κατά βάρος συγκέντρωσης του εν αιωρήσει υλικού. Η μέθοδος αυτή θεωρείται ιδεώδης, καθώς η ακτίνα Χ μπορεί να είναι πάρα πολύ μικρή ώστε να μην επηρεάζει το αιώρημα.

6.2.3.4 Απεικόνιση και επεξεργασία των αποτελεσμάτων της κοκκομετρικής ανάλυσης

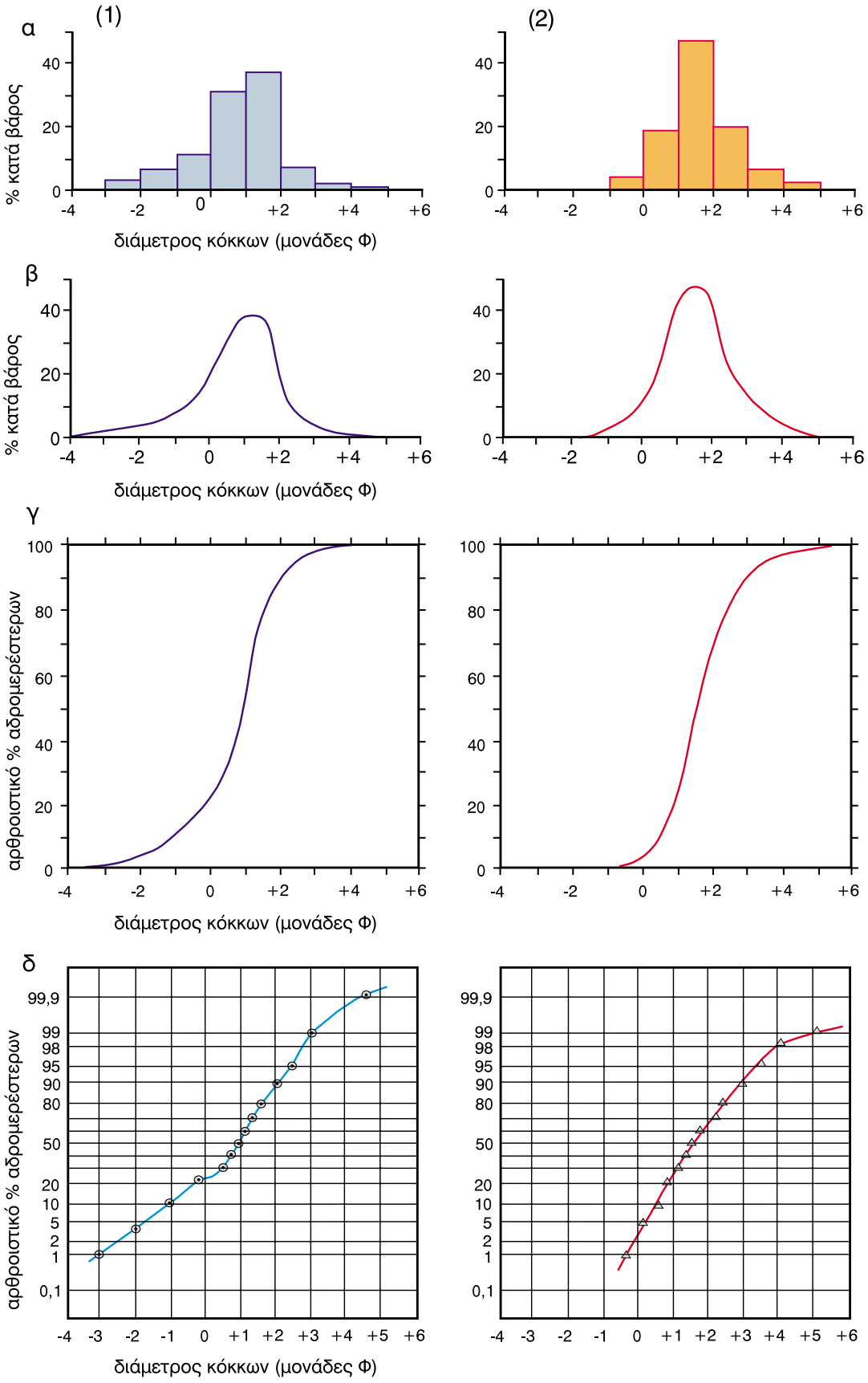
Κάθε δείγμα ιζήματος χαρακτηρίζεται από ένα συγκεκριμένο φάσμα μεγέθους κόκκων. Τα διάφορα δείγματα είναι δυνατό να συγκριθούν μεταξύ τους και να ερμηνευτούν οι διαφορές στην κοκκομετρία τους. Μετά την ολοκλήρωση του κοσκινίσματος και της μεθόδου της πιπέτας, που περιγράφηκαν παραπάνω, λαμβάνονται τα αθροιστικά επί τοις εκατό (%) ποσοστά κατά βάρος των κόκκων του κάθε δείγματος. Με τα ποσοστά αυτά σχεδιάζονται διαγράμματα που απεικονίζουν την κοκκομετρία των δειγμάτων και υπολογίζονται διάφορες παράμετροι που αφορούν το μέσο μέγεθος των κόκκων, την ταξινόμηση κ.α. Ο υπολογισμός αυτός γίνεται με δύο μεθόδους, τη γραφική μέθοδο και τη στατιστική (ή μαθηματική) μέθοδο.

6.2.3.4.1 Γραφικές μέθοδοι απεικόνισης των αποτελεσμάτων της κοκκομετρικής ανάλυσης

Για να γίνει εύκολη η ερμηνεία των κοκκομετρικών αναλύσεων τα αποτελέσματά τους απεικονίζονται γραφικά. Για το σκοπό αυτό τα αθροιστικά επί τοις εκατό (%) ποσοστά κατά βάρος τοποθετούνται σε ένα διάγραμμα δύο αξόνων. Ο οριζόντιος άξονας απεικονίζει το μέγεθος των κόκκων και είναι αριθμητικός, αν χρησιμοποιούνται οι μονάδες Φ, ή λογαριθμικός, όταν για το μέγεθος των κόκκων χρησιμοποιείται η διάμετρός τους σε mm. Στον κατακόρυφο άξονα τοποθετούνται τα αθροιστικά % ποσοστά ή τα ποσοστά κατά κλάσμα (κατά διάστημα δηλαδή διαμέτρου κόκκων) κ.λ.π. Τα σημεία που προκύπτουν στο διάγραμμα ενώνονται με μικρές ευθείες γραμμές.

Οι τύποι των διαγραμμάτων που μπορούν να σχεδιαστούν είναι οι εξής (σχήμα 6.4):

- ***Ιστόγραμμα συχνότητας:*** Είναι το απλούστερο διάγραμμα απεικόνισης της κοκκομετρίας ενός δείγματος ιζήματος. Στον οριζόντιο άξονα τοποθετούνται τα διάφορα κοκκομετρικά μεγέθη (σε mm ή σε μονάδες Φ) και στον κατακόρυφο άξονα τοποθετούνται τα ποσοστά κλάσματος (%). Για κάθε δεδομένο διάστημα διαμέτρου κόκκου τοποθετείται το αντίστοιχο ποσοστό (%) των κόκκων στο δείγμα, με τη μορφή ραβδογράμματος (σχήμα 6.4α). Στην περίπτωση απεικόνισης των αποτελεσμάτων με τον τρόπο αυτό θα πρέπει το εύρος των κοκκομετρικών τάξεων απεικόνισης στον οριζόντιο άξονα να διατηρείται σταθερό. Το απλό ιστόγραμμα έχει το πλεονέκτημα ότι καθιστά εύκολα αντιληπτή την κατανομή των κόκκων στο ίζημα με μια μόνο ματιά. Η μορφή του ιστογράμματος και κυρίως η λεπτομέρεια σχετικά με την κοκκομετρία του δείγματος ιζήματος, που μπορεί να αντληθεί από αυτό, επηρεάζεται άμεσα από την επιλογή του εύρους των κοκκομετρικών διαστημάτων του οριζόντιου άξονα. Από το ιστόγραμμα συχνότητας δεν είναι δυνατός ο υπολογισμός στατιστικών παραμέτρων όπως για παράδειγμα της μέσης τιμής του μεγέθους των κόκκων.
- ***Καμπύλη κατανομής ή καμπύλη συχνότητας:*** πρόκειται για ένα ομαλοποιημένο ιστόγραμμα συχνότητας. Μπορεί να θεωρηθεί ότι η καμπύλη αποτελεί τα άνω όρια του περιγράμματος του ιστογράμματος συχνότητας, όταν όλα τα διαστήματα των κοκκομετρικών κλάσεων τείνουν στο 0 (σχήμα 6.4β). Δίνει καλύτερη εικόνα της κατανομής απ' ότι το ιστόγραμμα γιατί σε αντίθεση με αυτό ο τρόπος παρουσίασης των αποτελεσμάτων της κοκκομετρικής ανάλυσης δεν εξαρτάται από την επιλογή του εύρους του κοκκομετρικού διαστήματος του οριζόντιου άξονα. Ωστόσο και σε αυτό τον τύπο διαγράμματος δεν είναι δυνατή η ανάγνωση στατιστικών παραμέτρων. Αποτελεί την καλύτερη απεικόνιση για την αναγνώριση και τη διάκριση αναμεμειγμένων πληθυσμών κόκκων σε ένα δείγμα.
- ***Καμπύλη αθροιστικής συχνότητας (αριθμητική):*** Αν το μέγεθος των κόκκων μετράται σε mm, για την κατασκευή της αθροιστικής καμπύλης θα πρέπει να χρησιμοποιηθεί ημιλογαριθμικό χαρτί (λογαριθμική η οριζόντια κλίμακα και αριθμητική η κατακόρυφη) ενώ, εάν η διάμετρος των κόκκων μετράται σε μονάδες Φ πρέπει να χρησιμοποιηθεί τετραγωνισμένο χαρτί (χαρτί μιλιμετρέ) (σχήμα 6.4γ). Από την αθροιστική καμπύλη μπορούν να υπολογιστούν διάφορες στατιστικές παράμετροι όπως το μέσο μέγεθος, η σταθερή απόκλιση, καθώς και οι παράμετροι λοξό-



Σχήμα 6.4 Διαφορετικοί τρόποι απεικόνισης των αποτελεσμάτων της κοκκομετρικής ανάλυσης (α: ιστόγραμμα συχνότητας, β: καμπύλη κατανομής ή καμπύλη συχνότητας, γ: καμπύλη αθροιστικής συχνότητας και δ: αθροιστική καμπύλη πιθανοτήτων) δειγμάτων από δύο διαφορετικά αποθετικά περιβάλλοντα: (1) αιγιαλό και (2) θίνες. Τα πρωτογενή δεδομένα για την απεικόνιση των αποτελεσμάτων προέρχονται από την ακτή του Yorkshire. (πηγή δεδομένων: Pethick, 1984)

τητας ή ασυμμετρίας και κύρτωσης για τις οποίες γίνεται λόγος στη συνέχεια. Ο υπολογισμός των παραμέτρων αυτών είναι χρήσιμος για την ερμηνεία των διεργασιών που έλαβαν χώρα κατά το παρελθόν ή δρουν σήμερα στην περιοχή λήψης των δειγμάτων.

- ***Αθροιστική καμπύλη (πιθανοτήτων):*** Οι περισσότεροι κόκκοι είναι διατεταγμένοι γύρω από μια δεδομένη τιμή με μικρότερα ποσοστά εκατέρωθεν. Αν η αθροιστική καμπύλη, που παρουσιάζει μια συμμετρική κατανομή, αποτυπωθεί σε χαρτί πιθανοτήτων, το αποτέλεσμα θα είναι μια σχεδόν ευθεία γραμμή της οποίας η θέση εξαρτάται από το μέσο μέγεθος των κόκκων και η κλίση από τη διαβάθμιση (σχήμα 6.4δ). Αυτό οφείλεται στο ότι η κλίμακα πιθανοτήτων είναι πολύ συμπιεσμένη στο μέσο (30-70%) και πολύ εκτεταμένη στα άκρα (κάτω από 10% ή πάνω από 90%) και έτσι ευθυγραμμίζεται η αριθμητική αθροιστική καμπύλη. Ο τρόπος αυτός απεικόνισης δίνει τη δυνατότητα να μελετηθεί η απόκλιση της κοκκομετρίας των ιζημάτων από το νόμο των πιθανοτήτων. Επιπλέον, επειδή οι ουρές της καμπύλης ευθυγραμμίζονται η κοκκομετρία των δειγμάτων απεικονίζεται σαν ευθεία γραμμή, οπότε είναι εύκολη η ανάγνωση των στατιστικών παραμέτρων με μεγαλύτερη ακρίβεια.

6.2.3.4.2 Γραφική μέθοδος επεξεργασίας των αποτελεσμάτων

Η σύγκριση των αποτελεσμάτων της κοκκομετρικής ανάλυσης διαφορετικών δειγμάτων ιζήματος με την απλή οπτική παρατήρηση των αθροιστικών κοκκομετρικών καμπυλών δε διευκολύνει και δε βοηθάει την εξαγωγή ποσοτικών συμπερασμάτων. Οι Folk & Ward (1957) αλλά και άλλοι ερευνητές όπως ο Inman (1952) χρησιμοποίησαν στατιστικές παραμέτρους που περιγράφουν ποσοτικά ορισμένα χαρακτηριστικά των καμπυλών. Οι παράμετροι αυτές μπορούν να συγκριθούν άμεσα, ενώ ορισμένοι συνδυασμοί των τιμών τους είναι ενδεικτικοί των περιβαλλόντων απόθεσης της περιοχής λήψης των δειγμάτων. Ο πιο συνηθισμένος τρόπος για την εκτίμηση των στατιστικών παραμέτρων είναι η κατασκευή της κοκκομετρικής καμπύλης αθροιστικών συχνοτήτων και η ανάγνωση διαφόρων αθροιστικών ποσοστών. Ακριβέστερα αποτελέσματα λαμβάνονται όταν για τη σχεδίαση της καμπύλης χρησιμοποιηθεί λογαριθμικό χαρτί. Οι σημαντικότερες από τις γραφικές στατιστικές παραμέτρους που χρησιμοποιούνται συνηθέστερα αφορούν το μέσο μέγεθος, την ταξινόμηση, τη λοξότητα ή ασυμμετρία και την κύρτωση.

6.2.3.4.2.1 Μέσο γραφικό μέγεθος Mz (Graphic Mean)

Η παράμετρος αυτή δίνεται από τους τύπους:

$$M_Z = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84}}{3} \quad \text{(Folk \& Ward, 1957) ή}$$

$$M_Z = \frac{1}{2}(\Phi_{16} + \Phi_{54}) \quad \text{(Inman, 1952)}$$

Όπου Φ_{16}, Φ_{50}, Φ_{84} και Φ_{54} είναι τα μεγέθη των κόκκων σε μονάδες Φ που αντιστοιχούν σε ποσοστό 16, 50, 84 και 54 % του δείγματος. Οι τιμές αυτές διαβάζονται από την αθροιστική κοκκομετρική καμπύλη.

Η παράμετρος αυτή δίνει τη γενική και αντιπροσωπευτική εικόνα του ιζήματος αναφορικά με το μέγεθος των κόκκων από τους οποίους αποτελείται. Εκφράζει δηλαδή αν το δείγμα είναι χονδρόκοκκο ή λεπτόκοκκο. Η τιμή του M_z αντιπροσωπεύει την ενέργεια που επέδρασε κατά τη μεταφορά του ιζήματος δηλαδή τη συνισταμένη δύναμη στο νερό, στον πάγο ή στον άνεμο.

Δύο άλλες παράμετροι που μπορούν να υπολογιστούν από ένα διάγραμμα και είναι σχετικές με το μέσο γραφικό μέγεθος είναι η μέση τιμή (Median), που είναι η διάμετρος που αντιστοιχεί στο 50% του πληθυσμού, και η επικρατέστερη τιμή (Mode), που αντιστοιχεί στο πιο συχνά συναντούμενο μέγεθος κόκκων. Η μέση τιμή είναι η διάμετρος σε Φ που αντιστοιχεί στο 50% των κόκκων και μπορεί να διαβαστεί άμεσα από την αθροιστική καμπύλη. Η επικρατέστερη τιμή μπορεί γενικά να προσδιοριστεί τόσο στην καμπύλη αθροιστικών συχνοτήτων, όσο και σε μια απλή καμπύλη συχνότητας οπότε είναι το μέγεθος που αντιστοιχεί στην κορυφή της.

6.2.3.4.2.2 Γραφική αποκλειστική σταθερή απόκλιση σ_I (Inclusive Graphic Standard Deviation)

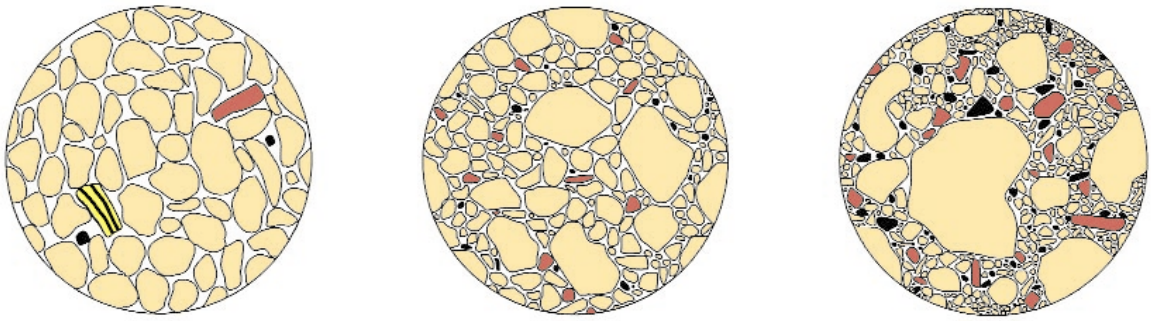
Η παράμετρος αυτή δίνεται από τους τύπους:

$$\sigma_I = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{4} + \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{6{,}6} \quad \text{(Folk \& Ward, 1957) ή}$$

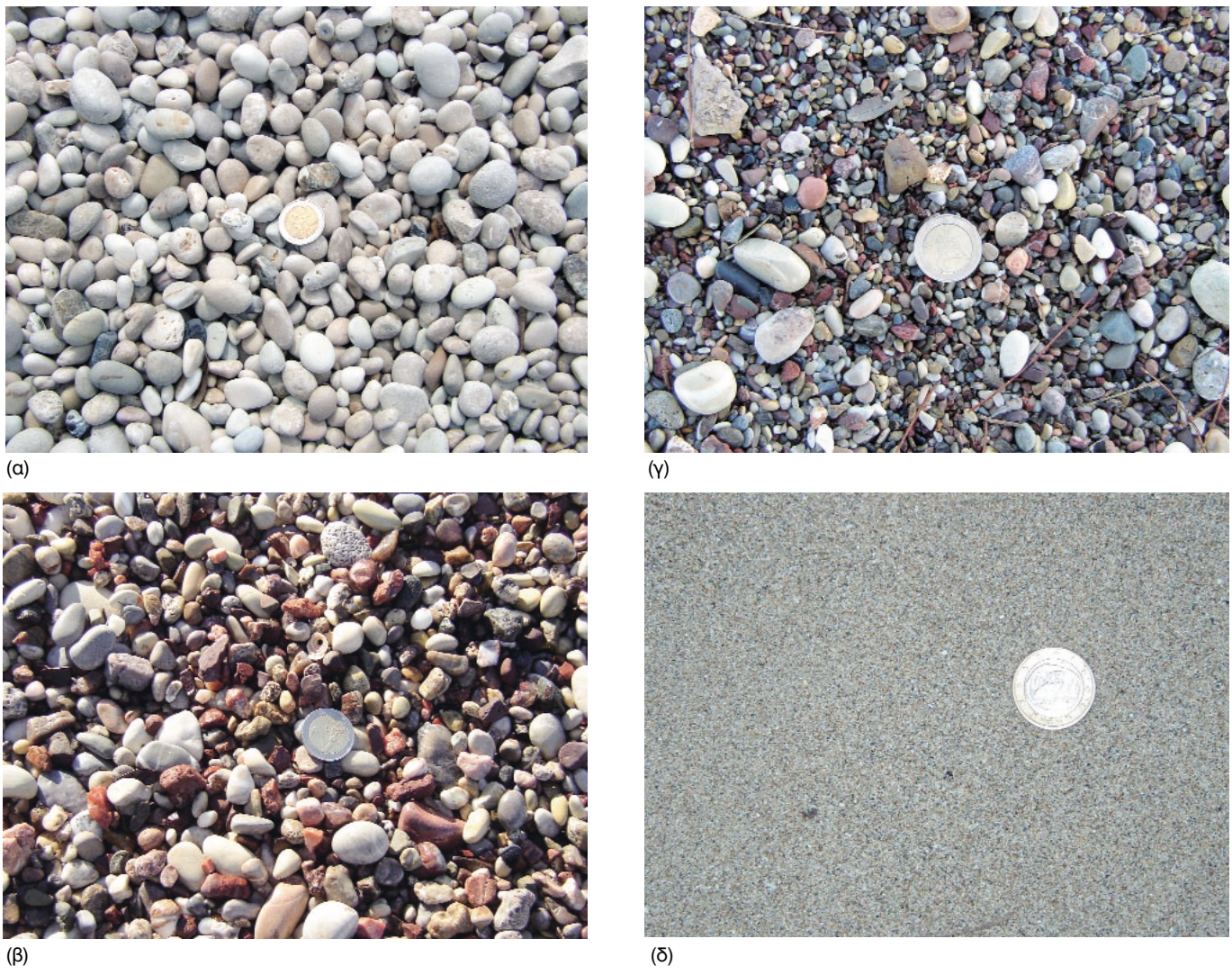
$$\sigma_I = \frac{1}{2}(\Phi_{84} - \Phi_{16}) \quad \text{(Inman, 1952)}$$

Η γραφική αποκλειστική σταθερή απόκλιση μετράει τη συγκέντρωση των κόκκων του δείγματος γύρω από το μέσο όρο του. Παρέχει την καλύτερη συνολική εικόνα της διαβάθμισης ή ταξινόμησης ενός ιζήματος ως προς το μέγεθος των κόκκων από τους οποίους αποτελείται. Η ταξινόμηση έχει να κάνει με το πόσο ομοιογενές ή ανομοιογενές κοκκομετρικά είναι το ίζημα. Αν οι κόκκοι ενός ιζήματος έχουν όλοι την ίδια ή παρόμοια διάμετρο, το ίζημα είναι καλά ταξινομημένο, σε ό,τι αφορά το μέγεθος των κόκκων (σχήμα 6.5) ενώ αν αποτελείται από κόκκους διαφορετικής διαμέτρου, όπως για παράδειγμα ένα μίγμα ιλύος, άμμου και χαλίκων, τότε έχει φτωχή ταξινόμηση ως προς το μέγεθος των κόκκων (φωτο 6.2) (σχήμα 6.6).

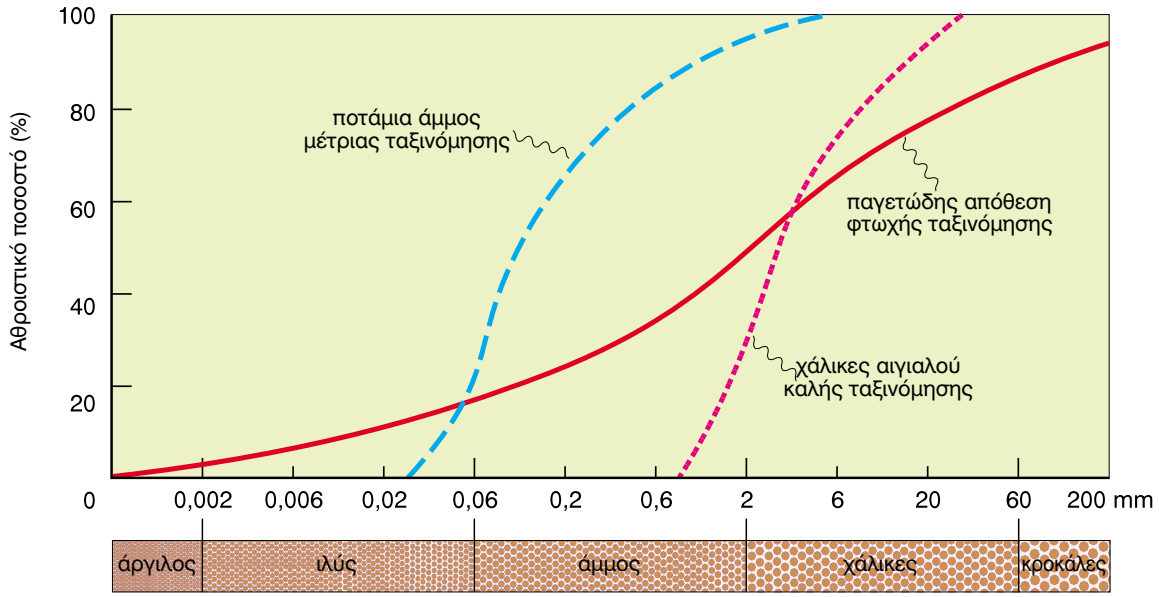
Είναι πολύ σημαντικό όταν γίνεται λόγος για την ταξινόμηση ενός ιζήματος να επισημαίνεται ποιο είναι το κριτήριο στο οποίο αναφέρεται καθώς, εκτός από το μέγεθος των κόκκων, υπάρχει και η ταξινόμηση που αφορά τη μορφή - σχήμα, ενώ μερικές φορές ο όρος ταξινόμηση



Σχήμα 6.5 Σχηματική απεικόνιση της μορφής που παρουσιάζει το σύνολο των κόκκων ενός ιζήματος που εμφανίζει καλή, μέτρια και φτωχή ταξινόμηση αντίστοιχα. Η ταξινόμηση αφορά τόσο το μέγεθος, όσο και το σχήμα και την προέλευση των κόκκων από τους οποίους αποτελείται το ίζημα.



Φωτο 6.2 Παράκτια ιζήματα διαφορετικής ταξινόμησης ως προς το μέγεθος, την προέλευση και το σχήμα – μορφή των κόκκων. (α) ίζημα καλής ταξινόμησης ως προς την προέλευση και το σχήμα και σχετικά καλής ταξινόμησης ως προς το μέγεθος (β) ίζημα μέτριας ταξινόμησης, (γ) ίζημα φτωχής ταξινόμησης, (δ) αμμώδες ίζημα καλής ταξινόμησης ως προς το μέγεθος και φτωχής ως προς την προέλευση των κόκκων.



Σχήμα 6.6 Κοκκομετρικές καμπύλες αθροιστικής συχνότητας στις οποίες απεικονίζεται η κατανομή των μεγεθών των κόκκων τριών ιζημάτων που έχουν διαφορετική ταξινόμηση ως προς το μέγεθος των κόκκων. Η πρώτη καμπύλη αντιστοιχεί σε ποτάμιο ίζημα διαμέτρου κόκκων άμμου που εμφανίζει μέτρια ταξινόμηση. Η δεύτερη καμπύλη αντιστοιχεί σε παγετώδες ίζημα πολύ φτωχής ταξινόμησης. Από το εύρος της καμπύλης φαίνεται ότι το ίζημα περιλαμβάνει κόκκους σχεδόν όλων των μεγεθών. Η τρίτη καμπύλη αντιστοιχεί σε παράκτιο χονδρόκοκκο (αδρομερές) ίζημα καλής ταξινόμησης (το εύρος μεγέθους των κόκκων είναι μικρό). (τροποποιημένο από Haslett, 2000)

αφορά τόσο το μέγεθος, όσο και το σχήμα - μορφή των κόκκων ταυτόχρονα. Επίσης η ταξινόμηση μπορεί να αφορά τη σύνθεση – προέλευση του ιζήματος, δηλαδή αν αυτό αποτελείται αποκλειστικά από κόκκους ορυκτών ή αν περιλαμβάνει επιπλέον τεμαχίδια πετρωμάτων και υλικά βιογενούς προέλευσης και σε ποιες αναλογίες.

Μεγάλες τιμές του σ_I σημαίνει ότι η ταξινόμηση ως προς το μέγεθος των κόκκων είναι φτωχή δηλαδή κατά τη μεταφορά και απόθεση του ιζήματος έλαβε χώρα περιορισμένη διαλογή των κόκκων του. Μικρές τιμές του σ_I σημαίνει καλή διαβάθμιση και άρα καλή ταξινόμηση δηλαδή έχει γίνει καλή διαλογή των κόκκων του ιζήματος από το μέσο μεταφοράς και απόθεσής του.

Η μέτρηση της τιμής της παραμέτρου σ_I σε μεγάλο αριθμό δειγμάτων ιζημάτων έδωσε την κατηγοριοποίηση κατά Folk του πίνακα 6.4 όπου δίνονται τα όρια των τιμών σ_I για τον χαρακτηρισμό ενός δείγματος ως προς την ταξινόμησή του. Για τα αιολικά ιζήματα η ταξινόμηση είναι καλή, για τα ποτάμια ιζήματα είναι μέτρια μέχρι κακή, ενώ για τα παγετώδη και ποταμο-χειμάρρια είναι συνήθως πολύ κακή (σχήμα 6.6).

Πίνακας 6.4 Βαθμός ταξινόμησης ιζημάτων βάσει της τιμής της αποκλειστικής σταθερής απόκλισης σ_I

αποκλειστική σταθερή απόκλιση σ_I	Ταξινόμηση
< 0,35 Φ	Πολύ καλή
0,35 - 0,50 Φ	Καλή
0,50 - 0,71 Φ	Μετρίως καλή
0,71 - 1,0 Φ	Μέτρια
1,0 - 2,0 Φ	Κακή - φτωχή
2,0 - 4,0 Φ	Πολύ κακή - φτωχή
> 4,0 Φ	Εξαιρετικά κακή - φτωχή

6.2.3.4.2.3 Γραφική σταθερή απόκλιση σ_G (Graphic Standard Deviation)

Η γραφική σταθερή απόκλιση (σ_G) δίνεται από τον τύπο:

$$\sigma_G = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{2} \quad \text{(Folk \& Ward, 1957)}$$

Είναι παρόμοια παράμετρος με την αποκλειστική σταθερή απόκλιση αλλά υπολογίζεται παίρνοντας δύο μόνο τιμές από την αθροιστική καμπύλη του δείγματος. Συνεπώς και αυτή η παράμετρος προσδιορίζει την ταξινόμηση του ιζήματος ως προς το μέγεθος των κόκκων.

6.2.3.4.2.4 Παράμετροι λοξότητας ή ασυμμετρίας

Δύο κοκκομετρικές καμπύλες μπορεί να είναι παρόμοιες ως προς το μέσο μέγεθος των κόκκων, ή ακόμη και ως προς τη διαβάθμιση, αλλά η μία καμπύλη να είναι συμμετρική και η άλλη ασύμμετρη. Η παράμετρος της λοξότητας (Skewness) μετρά το βαθμό της ασυμμετρίας ενώ επιπλέον εκφράζει το κατά πόσο μία καμπύλη έχει ασύμμετρη ουρά προς τα δεξιά ή προς τα αριστερά. Είναι το μέτρο του βαθμού απόκλισης μιας κατανομής μεγέθους κόκκων από μια κανονική κατανομή, αναφέρεται δηλαδή στην παρουσία πιο αδρομερών ή πιο λεπτομερών κόκκων.

Η γραφική λοξότητα S_{KG} (Graphic Skewness) δίνεται από τον τύπο:

$$S_{KG} = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2\Phi_{50}}{\Phi_{84} - \Phi_{16}} \quad \text{(Inman, 1952)}$$

Η παράμετρος αυτή μετρά τη μετατόπιση του μέσου γραμμικού μεγέθους κόκκων από το μέσο των σημείων Φ_{16} και Φ_{84}, εκφρασμένη σαν ένα τμήμα της σταθεράς απόκλισης, οπότε είναι γεωμετρικά ανεξάρτητη της διαβάθμισης. Η γραφική λοξότητα S_{KG} καλύπτει μόνο το κεντρικό τμήμα (68%) της καμπύλης. Επειδή όμως η μεγαλύτερη λοξότητα παρατηρείται στις "ουρές" της καμπύλης, η παράμετρος αυτή δε θεωρείται αρκετά ευαίσθητη. Μια καλύτερη προσέγγιση αποτελεί η αποκλειστική γραφική λοξότητα S_{KI} (Inclusive Graphic Skewness) η οποία δίνεται από τους τύπους:

$$S_{KI} = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2\Phi_{50}}{2\,(\Phi_{84} - \Phi_{16})} + \frac{\Phi_5 + \Phi_{95} - 2\Phi_{50}}{2\,(\Phi_{95} - \Phi_5)} \quad \text{(Folk \& Ward, 1957)}$$

και

$$S_{KI} = \frac{\frac{1}{2}(\Phi_5 + \Phi_{95}) - M_{d\Phi}}{\sigma_I} \quad (\text{με } M_{d\Phi} = \Phi_{50}) \text{ (Inman, 1952)}$$

Η παράμετρος αυτή δίνει το μέσο της λοξότητας που λαμβάνεται χρησιμοποιώντας τα σημεία Φ_{16} και Φ_{84} με τη λοξότητα που λαμβάνεται χρησιμοποιώντας τα σημεία Φ_5 και Φ_{95}. Ο υπολογισμός της αποτελεί τον πλέον κατάλληλο τρόπο προσδιορισμού της λοξότητας διότι καθορίζει τη λοξότητα της "ουράς" της καμπύλης και όχι μόνο του κεντρικού της τμήματος. Τονίζεται ότι οι "ουρές" της καμπύλης είναι τα πιο κρίσιμα σημεία όπου παρατηρούνται οι διαφορές μεταξύ των δειγμάτων. Επιπλέον, είναι γεωμετρικά ανεξάρτητα της διαβάθμισης – ταξινόμησης του δείγματος. Ένα δείγμα μπορεί να είναι αρνητικής ή θετικής λοξότητας. Οι τιμές της λοξότητας είναι καθαροί αριθμοί και κυμαίνονται από -1 μέχρι +1. Μία κατανομή συμμετρικής καμπύλης έχει S_{KI}=0,00, οι καμπύλες με πλεονάζον λεπτόκοκκο υλικό (ουρά προς τα δεξιά) έχουν θετική λοξότητα ενώ εκείνες με πλεονάζον χονδρόκοκκο υλικό (ουρά προς τα αριστερά) παρουσιάζουν αρνητικές τιμές. Όσο περισσότερο η λοξότητα αποκλίνει από το 0,00, τόσο μεγαλύτερος είναι ο βαθμός ασυμμετρίας. Η λοξότητα για τα αιολικά ιζήματα είναι συνήθως θετική ενώ για τα παράκτια ιζήματα παίρνει αρνητικές τιμές. Τα όρια λοξότητας που προτείνονται από τον Folk δίνονται στον πίνακα 6.5.

Πίνακας 6.5 Όρια τιμών λοξότητας και χαρακτηρισμός του ιζήματος κατά Folk

Όρια τιμών αποκλειστικής γραφικής λοξότητας (S_{KI})	Χαρακτηρισμός ιζήματος
1,00 έως 0,30	Πολύ θετική (λεπτόκοκκη) λοξότητα
0,30 έως 0,10	Θετική (λεπτόκοκκη) λοξότητα
0,10 έως -0,10	Συμμετρικό
-0,10 έως -0,30	Αρνητική (χονδρόκοκκη) λοξότητα
-0,30 έως -1,30	Πολύ αρνητική (χονδρόκοκκη) λοξότητα

6.2.3.4.2.5 Παράμετροι κύρτωσης

Στην κανονική καμπύλη των πιθανοτήτων (που ορίζεται από τον τύπο του Gauss), το διάστημα των διαμέτρων των κόκκων μεταξύ Φ_5 και Φ_{95} είναι 2,44 φορές το διάστημα διαμέτρων (σε μονάδες Φ) μεταξύ Φ_{25} και Φ_{75}. Αν η καμπύλη του δείγματος αποτυπώνεται στο χαρτί των πιθανοτήτων σαν μια ευθεία γραμμή (δηλαδή αν ακολουθεί την κανονική καμπύλη), ο παραπάνω λόγος θα επαληθευτεί και θεωρείται ότι η κύρτωση είναι κανονική (1,00). Απόκλιση όμως από την ευθεία γραμμή θα αλλάξει το λόγο αυτό. Η παράμετρος της κύρτωσης αποτελεί μια ποσοτική έκφραση που χρησιμοποιείται για να περιγραφεί η απόκλιση από την κανονικότητα. Μετρά δηλαδή το λόγο μεταξύ της διαβάθμισης στην ουρά της καμπύλης και της διαβάθμισης στο κεντρικό τμήμα αυτής. Αν το κεντρικό τμήμα είναι καλύτερα διαβαθμισμένο σε σχέση με τα άκρα, η καμπύλη είναι λεπτόκυρτη ενώ αν η ουρά είναι καλύτερα διαβαθμισμένη από το κεντρικό τμήμα, η καμπύλη είναι πλατύκυρτη. Συνεπώς λεπτόκυρτη καμπύλη σημαίνει μεγάλη συγκέντρωση κόκκων κοντά στο μέσο όρο, μεσόκυρτη καμπύλη σημαίνει κανονική κατανομή κόκκων γύρω από το μέσο όρο και πλατύκυρτη καμπύλη σημαίνει μεγάλη διασπορά κατανομής των κόκκων σε σχέση με το μέσο όρο.

Η παράμετρος που χρησιμοποιείται συνήθως είναι η γραφική κύρτωση (Graphic Kurtosis) K_G που δίνεται από τους τύπους:

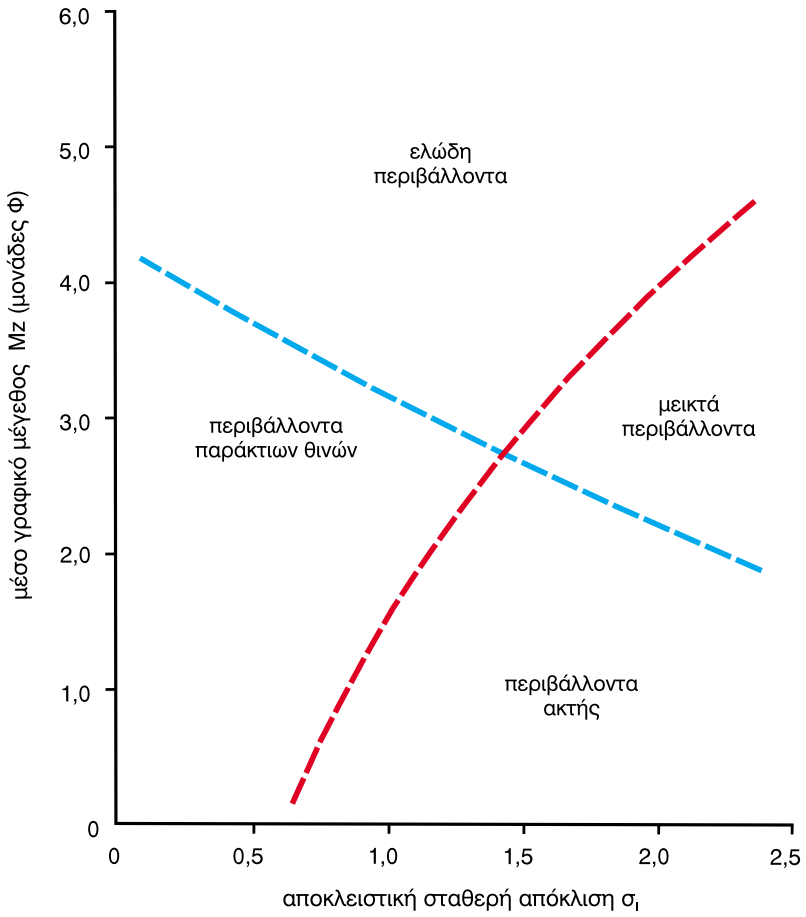
$$K_G = \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{2{,}4\,(\Phi_{75} - \Phi_{25})} \quad \text{(Folk, 1980) ή}$$

$$K_G = \frac{\frac{1}{2}(\Phi_{95} - \Phi_5) - \sigma_I}{\sigma_I} \quad \text{(Inman, 1952)}$$

Οι απόλυτες μαθηματικές τιμές της παραμέτρου αυτής κυμαίνονται από 0,41 μέχρι το άπειρο, αλλά για τα περισσότερα δείγματα οι τιμές κυμαίνονται μεταξύ 0,60 και 5,00. Ο χαρακτηρισμός των ιζημάτων ανάλογα με την τιμή κύρτωσης K_G δίνεται στον πίνακα 6.6.

Πίνακας 6.6 Κατάταξη και χαρακτηρισμός των δειγμάτων ιζημάτων ανάλογα με τις τιμές κύρτωσης

Όρια τιμών κύρτωσης K_G	Χαρακτηρισμός ιζήματος
$K_G < 0{,}67$	Πολύ πλατύκυρτο
$0{,}67 < K_G < 0{,}90$	Πλατύκυρτο
$0{,}90 < K_G < 1{,}11$	Μεσόκυρτο
$1{,}11 < K_G < 1{,}50$	Λεπτόκυρτο
$1{,}50 < K_G < 3{,}00$	Πολύ λεπτόκυρτο
$K_G > 3{,}00$	Πάρα πολύ λεπτόκυρτο



Σχήμα 6.7 Περιβάλλοντα απόθεσης ιζημάτων όπως καθορίζονται από το συνδυασμό των τιμών των παραμέτρων μέσου γραφικού μεγέθους και αποκλειστικής σταθερής απόκλισης. (πηγή: Psilovikos, 1979)

6.2.3.4.3 Χρησιμότητα των παραμέτρων

Η χρησιμότητα του χαρακτηρισμού των ιζημάτων ανάλογα με τις τιμές των παραπάνω παραμέτρων του μεγέθους των κόκκων έχει αποδειχθεί στην εφαρμοσμένη έρευνα. Από τις τιμές μιας παραμέτρου ή του συνδυασμού των τιμών πολλών παραμέτρων είναι δυνατός τόσο ο προσδιορισμός των περιβαλλόντων απόθεσης των ιζημάτων, όσο και η ερμηνεία των μηχανισμών μεταφοράς και απόθεσής τους. Καλύτερα αποτελέσματα επιτυγχάνονται αν συνδυαστούν οι τιμές δύο παραμέτρων οπότε προκύπτει ο διαχωρισμός των πληθυσμών των ιζηματογενών κόκκων που προέρχονται από διαφορετικά περιβάλλοντα απόθεσης κάνοντας ευκολότερη την ερμηνεία των μηχανισμών που προκαλούν το διαχωρισμό αυτό (σχήμα 6.7).

6.2.4 Σχήμα – μορφή κόκκων

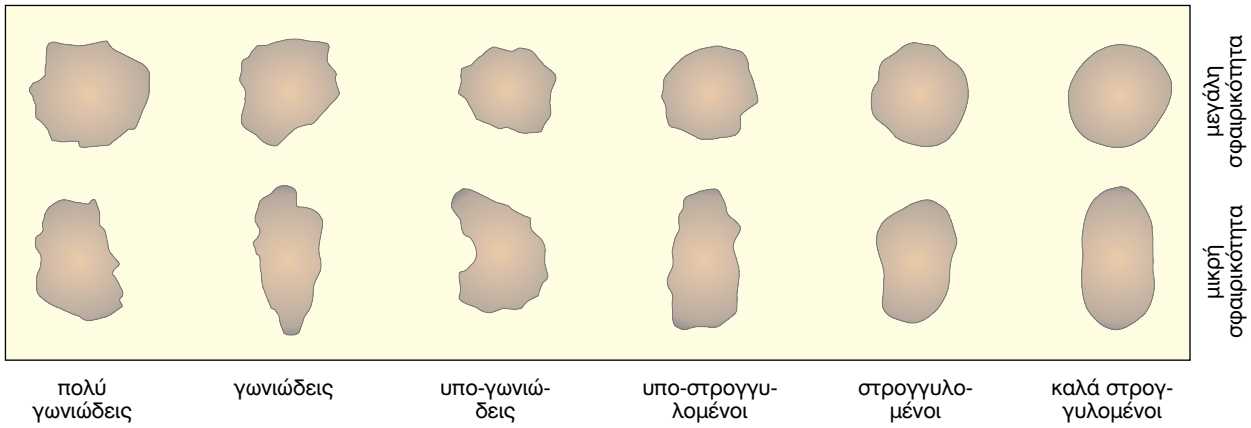
Το σχήμα και η μορφή των κόκκων είναι από τις παραμέτρους της υφής του ιζήματος που είναι δύσκολο τόσο να μετρηθούν, όσο και να εκφραστούν. Το σχήμα ενός κόκκου μπορεί να περιγραφεί με τη σφαιρικότητα (sphericity) ενώ η μορφή του με τη στρογγυλότητα (roundness). Οι δύο αυτοί όροι (στρογγυλότητα και σφαιρικότητα) αρκετά συχνά συγχέονται. Στην πραγματικότητα όμως δεν έχουν την ίδια έννοια (σχήμα 6.8). Για παράδειγμα ένας επιμήκης κόκκος με σχήμα που μοιάζει με αυτό της ράβδου (rod-shaped) έχει μικρή σφαιρικότητα, διότι το σχήμα του δεν προσεγγίζει καθόλου τη σφαίρα, μπορεί όμως να έχει πολύ καλά αποστρογγυλεμένες άκρες και πλευρές και άρα να έχει μεγάλη στρογγυλότητα. Το ιδανικό σχήμα και η ιδανική μορφή που μπορεί να αποκτήσει ένας κόκκος ιζήματος είναι αυτό της σφαίρας με λεία εξωτερική επιφάνεια.

Το σχήμα ενός κόκκου συνήθως προσδιορίζεται χρησιμοποιώντας τον λόγο των μηκών των αξόνων του. Στο σχήμα 6.9 φαίνεται ο χαρακτηρισμός ενός ιζηματογενούς κόκκου ως προς το σχήμα, όταν έχουν μετρηθεί τα μήκη των τριών αξόνων του (μέγιστου (L), ενδιάμεσου (I) και μικρού (S)). Ο λόγος των αξόνων I και L δείχνει το βαθμό της επιμήκυνσης του κόκκου ενώ ο λόγος των αξόνων S και I αποτελεί ένα μέτρο της πλάτυνσης. Ένα επιπλέον μέτρο της πλάτυνσης του κόκκου είναι ο Παράγοντας Σχήματος του Corey (Corey Shape Factor) C.S.F. (Corey, 1949) που δίνεται από τον ακόλουθο τύπο:

$$\text{C.S.F.} = \frac{S}{\sqrt{LI}}$$

Η τιμή 0 του C.S.F. αντιστοιχεί σε κόκκο σχήματος επίπεδου δίσκου ενώ η τιμή 1 αντιστοιχεί σε κόκκο σχήματος τέλειας σφαίρας.

Οι κύριες κατηγορίες κόκκων σε ό,τι αφορά το σχήμα τους είναι οι ακόλουθες:

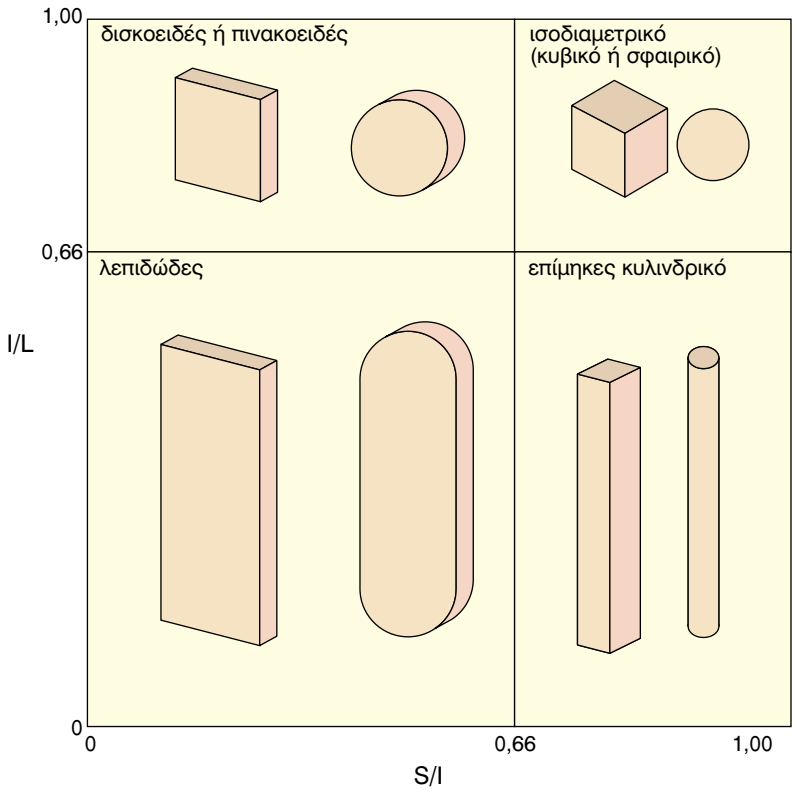


Σχήμα 6.8 Παραδείγματα κόκκων διαφορετικής στρογγυλότητας και σφαιρικότητας. Υπάρχουν κόκκοι που έχουν μεγάλη σφαιρικότητα αλλά είναι πολύ γωνιώδεις (άρα έχουν μικρή στρογγυλότητα) ενώ επίσης κάποιοι καλά στρογγυλωμένοι το σχήμα των οποίων όμως απέχει πολύ από αυτό της σφαίρας (άρα μικρής σφαιρικότητας).

- ***Δισκοειδείς ή πινακοειδείς***, σχήματος δίσκου (discs) που είναι επίπεδοι και/ή μοιάζουν με νόμισμα.
- ***Λεπιδώδεις***, σχήματος λεπίδας (blades) που έχουν αρκετά πεπλατυσμένη μορφή.
- ***Επιμήκεις κυλινδρικοί***, σχήματος επιμήκους ράβδου (rods) που έχουν σχήμα μακρύ και λεπτό σαν αυτό ενός μολυβιού.
- ***Ισοδιαμετρικοί (κυβικοί ή σφαιρικοί)***, σχήματος κύβου ή σφαίρας (spheres) που μοιάζουν με μπάλα.

Το σχήμα ενός κόκκου καθορίζεται σε μεγάλο βαθμό από το σχήμα του αρχικού κρύσταλλου του ορυκτού από τον οποίο προέκυψε. Το αρχικό αυτό σχήμα έχει τροποποιηθεί σημαντικά από διεργασίες όπως είναι η διάλυση κατά την αποσάθρωση και η λείανση κατά τη μεταφορά του κόκκου - κρύσταλλου.

Το σχήμα αποτελεί ένα σημαντικό χαρακτηριστικό που επηρεάζει τόσο την κινητικότητα ενός κόκκου όσο και την απόθεσή του. Οι επίπεδοι κόκκοι για παράδειγμα τίθενται σε κίνηση δύσκολα και αποτίθενται πιο αργά σε σχέση με τους σφαιρικούς κόκκους (Masselink & Hughes, 2003). Αυτό ισχύει ιδιαίτερα για τα αδρομερή ιζήματα όπως οι χάλικες και οι κροκάλες. Στους χαλικώδεις αιγιαλούς συνήθως παρατηρείται μια ταξινόμηση του υλικού σε σχέση με το σχήμα. Για παράδειγμα οι κροκάλες επιμήκους κυλινδρικού σχήματος συνήθως



Σχήμα 6.9 Διάφορα σχήματα κόκκων με βάση τους λόγους I/L και S/I των μηκών των αξόνων τους.

βρίσκονται στη βάση του μετώπου ενός αιγιαλού ενώ οι δισκοειδείς συγκεντρώνονται προς την κορυφή. Οι κυλινδρικού σχήματος κροκάλες μεταφέρονται εύκολα τόσο προς τα πάνω, όσο και προς τα κάτω στον αιγιαλό ενώ οι δισκοειδείς μεταφέρονται και αποτίθενται σε συνθήκες έντονου κυματισμού στο άνω μέρος του αιγιαλού και είναι πολύ δύσκολο να μετακινηθούν από τον αδύναμο κυματισμό επιστροφής.

Η στρογγυλότητα εκφράζεται με τις γωνίες που σχηματίζονται στην εξωτερική επιφάνεια των κόκκων. Μικρές και οξύληκτες γωνίες αντιπροσωπεύουν μικρή στρογγυλότητα ενώ μεγάλες, ομαλές και κυρτές γωνίες αντιπροσωπεύουν μεγάλη στρογγυλότητα. Ο βαθμός της στρογγυλότητας συνήθως δείχνει την ευπάθεια του κόκκου στη χημική αποσάθρωση και/ή το βαθμό της μηχανικής λείανσης που έχει υποστεί. Γωνιώδεις κόκκοι συνήθως είναι ενδεικτικοί χημικά και μηχανικά ανθεκτικών ορυκτών ή ενός περιβάλλοντος απόθεσης που βρίσκεται κοντά στην πηγή του ιζήματος και άρα αποτελούν ένδειξη μικρής μεταφοράς. Οι αποστρογγυλωμένοι κόκκοι συχνά είναι ένδειξη χημικά ασταθών ορυκτών ή περιβαλλόντων μεγάλης ενέργειας όπου υπάρχει μια σταθερή μηχανική δράση λείανσης των κόκκων ή ακόμη ενός περιβάλλοντος απόθεσης που απέχει αρκετά από την πηγή παραγωγής του ιζήματος.

6.3 Το ισοζύγιο των ιζημάτων της παράκτιας ζώνης

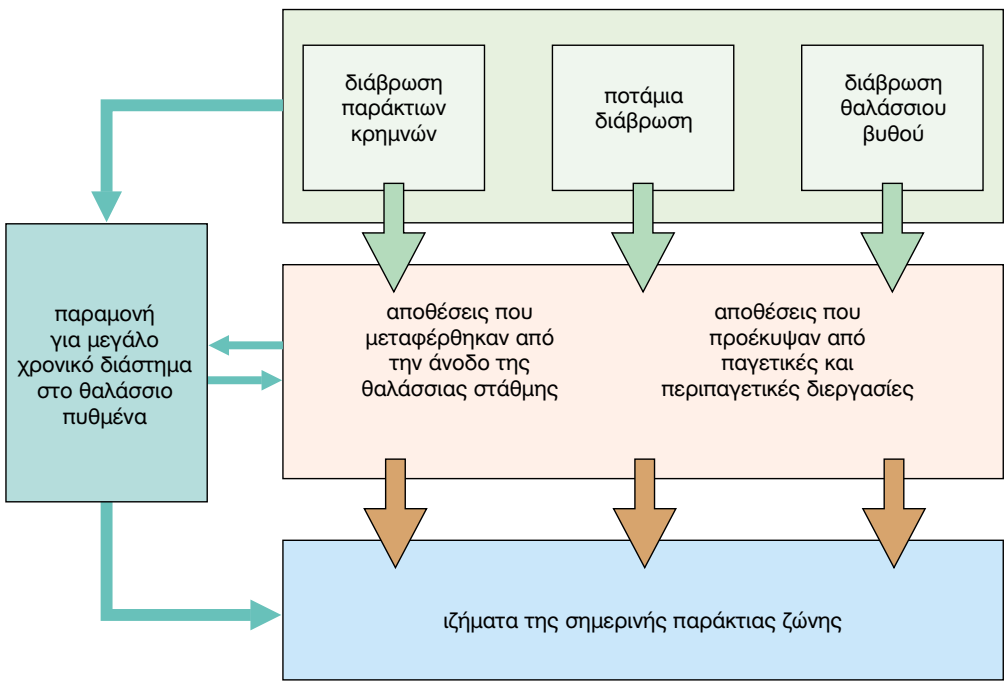
Τα ιζήματα που, όπως αναφέρθηκε, μεταφέρονται με διάφορους τρόπους στην παράκτια ζώνη δεν εισέρχονται άμεσα (απευθείας) σε αυτή. Αντίθετα συμμετέχουν σε ένα μεγάλης κλίμακας ισοζύγιο ιζήματος σαν αυτό που απεικονίζεται στο σχήμα 6.10. Τα ιζήματα μετακινούνται μεταξύ δύο χώρων "αποθήκευσης" δηλαδή συγκέντρωσης και απόθεσης που είναι η υφαλοκρηπίδα (continental shelve) και οι διάφορες παράκτιες αποθέσεις όπως είναι οι αιγιαλοί, οι θίνες, και οι περιοχές των ποτάμιων εκβολών.

Το ισοζύγιο των ιζημάτων στην παράκτια ζώνη διαμορφώνεται από μία σειρά χερσαίων και θαλάσσιων διεργασιών που διακρίνονται σε δύο κύριες κατηγορίες (σχήμα 6.11, πίνακας 6.7):

- αυτές που εισάγουν ίζημα και
- αυτές που απομακρύνουν ίζημα από την παραλία

Η επικράτηση διεργασιών της μιας ή της άλλης κατηγορίας σε μια ακτή, καθορίζει το αν θα λάβει χώρα πρόσχωση (προέλαση της ακτογραμμής) ή διάβρωση (υποχώρηση της ακτογραμμής). Στην περίπτωση που η δράση των διεργασιών είναι ισοδύναμη η θέση της ακτογραμμής παραμένει σταθερή.

Η μετακίνηση ιζήματος από τα μεγάλα βάθη προς την ακτή προκαλείται κυρίως από τα παλιρροϊκά ρεύματα ή τα κύματα καταιγίδας, που είναι ικανά να παράγουν στο βυθό τις απαραίτητες, για τη μεταφορά ιζήματος, ταχύτητες. Στα αβαθή νερά κυρίαρχος είναι ο ρόλος των κυμάτων και των παράκτιων ρευμάτων που οφείλουν τη γένεσή τους στα κύματα. Η μετακίνηση ιζήματος μακριά από την ακτή (offshore) μπορεί να λάβει χώρα σε συνθήκες καταιγίδας, ενώ μπορεί επίσης να πραγματοποιηθεί μέσω μεμονωμένων "οδών" – διαδρομών όπως η μεταφορά κατά μήκος της ακτής που μπορεί να οδηγή-

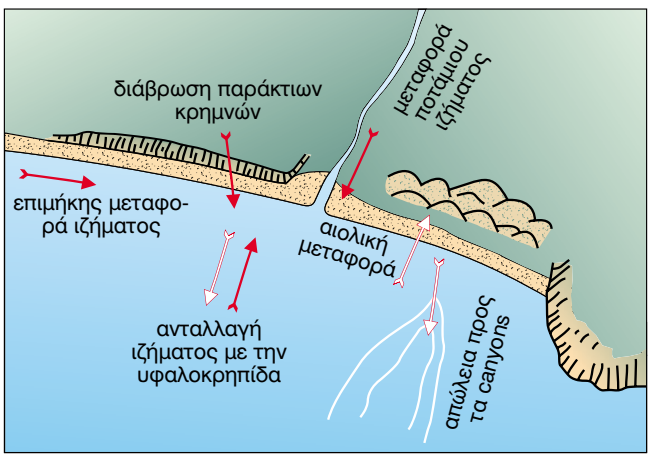


Σχήμα 6.10 Το ισοζύγιο των παράκτιων ιζημάτων. Τα ιζήματα μετακινούνται μεταξύ των δύο κύριων περιοχών απόθεσης που μπορούν να χαρακτηρισθούν σαν "αποθήκες ιζημάτων" και είναι ο θαλάσσιος πυθμένας και η παράκτια ζώνη. (πηγή: Pethic, 1984)

Πίνακας 6.7 Ισοζύγιο ιζημάτων της παράκτιας ζώνης

Εισαγωγή ιζήματος	Απομάκρυνση ιζήματος
• Παράκτια μεταφορά • Ποτάμια στερεοπαροχή (μεταφορά ιζήματος με τη δράση ποταμών και χειμάρρων) • Διάβρωση παράκτιων κρημνών • Μεταφορά ιζήματος από τη θάλασσα • Μεταφορά ιζήματος προς την παραλία με τη δράση του ανέμου (αιολική μεταφορά) • Βιογενής απόθεση • Δράση ανθρωπογενών διεργασιών (π.χ. τεχνητός εμπλουτισμός με ίζημα)	• Παράκτια μεταφορά • Μεταφορά ιζήματος προς την ανοικτή θάλασσα • Μεταφορά ιζήματος μακριά από την παραλία με τη δράση του ανέμου (διεργασία σχηματισμού παράκτιων θινών) • Παγίδευση και απομάκρυνση ιζήματος μέσω των υποθαλάσσιων canyons • Δράση ανθρωπογενών διεργασιών (π.χ. εξόρυξη ιζημάτων, αμμοληψίες)

σει το ίζημα σε περιοχές πολύ μεγάλου βάθους. Ένα τέτοιο παράδειγμα αποτελεί η περιοχή Sandy Hook στο N. Jersey, όπου η παράκτια μεταφορά κατά μήκος της ακτής μεταφέρει τα ιζήματα στο προς τη θάλασσα άκρο ενός γλωσσοειδούς βραχίονα (spit) που βρίσκεται πολύ κοντά σε νερά μεγάλου βάθους (Davies, 1980). Παρόμοιος τρόπος μεταφοράς ιζήματος από την ακτή προς την ανοικτή θάλασσα παρατηρείται στις ακτές της East Anglia όπου πλάγια κύματα άμμου που είναι γνωστά σαν "nesses" κατευθύνουν την παράκτια κυκλοφορία του ιζήματος κατά μήκος της ακτής στην ανοικτή θάλασσα (McCave, 1978). Επίσης η μεταφορά ιζήματος από την ακτή σε μεγάλα βάθη μπορεί να πραγματοποιηθεί μέσω των υποθαλάσσιων φαραγγιών (canyons). Για παράδειγμα το "Swatch of no Ground", που είναι ένα υποθαλάσσιο canyon που βρίσκεται στα ανοικτά του δέλτα του ποταμού Βραχμαπούτρα, στον Ινδικό ωκεανό, ευθύνεται για τη μεταφορά μεγάλης ποσότητας ιζήματος στον ωκεάνιο πυθμένα παρεμποδίζοντας με τον τρόπο αυτό την προέλαση του δέλτα (Stoddart & Pethic, 1983).



Σχήμα 6.11 Σχηματική απεικόνιση των διεργασιών που καθορίζουν το ισοζύγιο των ιζημάτων στην παράκτια ζώνη. Με κόκκινα βέλη σημειώνονται οι διεργασίες που προσφέρουν υλικό στην ακτογραμμή ενώ με λευκά βέλη εκείνες που απομακρύνουν το υλικό από την παραλιακή ζώνη. (τροποποιημένο από Komar, 1998)

Η αλληλεπίδραση μεταξύ των διεργασιών της μεταφοράς και της απόθεσης και αποθήκευσης του ιζήματος μπορεί να συντελείται σε μικρές κλίμακες χρόνου (της τάξης ενός έτους), καθώς η άμμος μετακινείται προς την ακτή κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού εξαιτίας της δράσης των ελεύθερων κυμάτων (swell waves), ή σε πολύ μεγαλύτερης διάρκειας χρονικά διαστήματα (της τάξης των χιλιάδων ετών) όπως είναι οι ακολουθίες παγετωδών και μεσοπαγετωδών περιόδων που σχετίζονται με τις μεγάλες μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης.

Ένας άλλος σημαντικός παράγοντας που επιδρά στο ισοζύγιο των παράκτιων ιζημάτων είναι ο άνθρωπος. Η ολοένα αυξανόμενη οικιστική και τουριστική δραστηριότητα στις ακτές εντείνει τη διάβρωσή τους ενώ η κατασκευή μεγάλου αριθμού υδροηλεκτρικών και αρδευτικών φραγμάτων και αντιδιαβρωτικών έργων, για την προστασία των εδαφών από τη διάβρωση, προκαλεί τη δραστική μείωση της παροχής των χερσαίων φερτών υλών (Πούλος, 2001).

Για τη μελέτη της παράκτιας γεωμορφολογίας μιας περιοχής αλλά και για την κατασκευή τεχνικών έργων στην παράκτια ζώνη είναι απαραίτητη η ερμηνεία και η γνώση τόσο της προέλευσης του υλικού της ακτής, όσο και των μηχανισμών μεταφοράς του από την παράκτια κυκλοφορία. Σε μια μελέτη μεταφοράς ιζημάτων κατά μήκος της ακτογραμμής ιδιαίτερη σημασία έχει ο καθορισμός των πλευρικών ορίων του τμήματος της παράκτιας ζώνης, στο οποίο αναφέρεται ο ποσοτικός προσδιορισμός των διαφόρων διεργασιών προσφοράς και απομάκρυνσης ιζημάτων, ώστε να μην υποτιμηθεί κανένας παράγοντας (Πούλος, 2001). Ιδιαίτερη σημασία πρέπει να δίνεται στις εκβολές ποταμών και χειμάρρων, έστω και αν βρίσκονται μακριά από την υπό μελέτη περιοχή, καθώς και στους παράκτιους κρημνούς που αποτελούνται από μη συνεκτικά πετρώματα οπότε διαβρώνονται εύκολα παρέχοντας σημαντική ποσότητα ιζήματος στην παράκτια ζώνη. Επιπλέον σημαντικός είναι ο ρόλος τυχόν τεχνητών κατασκευών που τροποποιούν τις φυσικές διεργασίες διάβρωσης, μεταφοράς και απόθεσης.

7 Παράκτιες Γεωμορφές Πετρωδών (Βραχωδών) Ακτών

7.1 Παράκτιοι κρημνοί (coastal cliffs)

Οι παράκτιοι κρημνοί είναι οι πιο συνήθεις και διαδεδομένες παράκτιες γεωμορφές θαλάσσιας διάβρωσης. Είναι απόκρημνες, προς την πλευρά της θάλασσας, παράκτιες πλαγιές που επηρεάζονται από τις θαλάσσιες διεργασίες. Αρκετά συχνά η αλλαγή στη μορφολογική κλίση είναι τόσο απότομη που δημιουργεί σχεδόν κάθετες επιφάνειες. Στο σχηματισμό των παράκτιων κρημνών και στη διαμόρφωση των μορφολογικών τους χαρακτηριστικών εκτός από τις θαλάσσιες διεργασίες σε αρκετές περιπτώσεις σημαντικό ρόλο παίζει και η δράση των χερσαίων εξωγενών διεργασιών όπως η φυσική (μηχανική) και χημική αποσάθρωση και οι κινήσεις υλικών λόγω βαρύτητας (κατολισθήσεις, ερπυσμοί εδαφών κ.α.) (σχήμα 7.1).

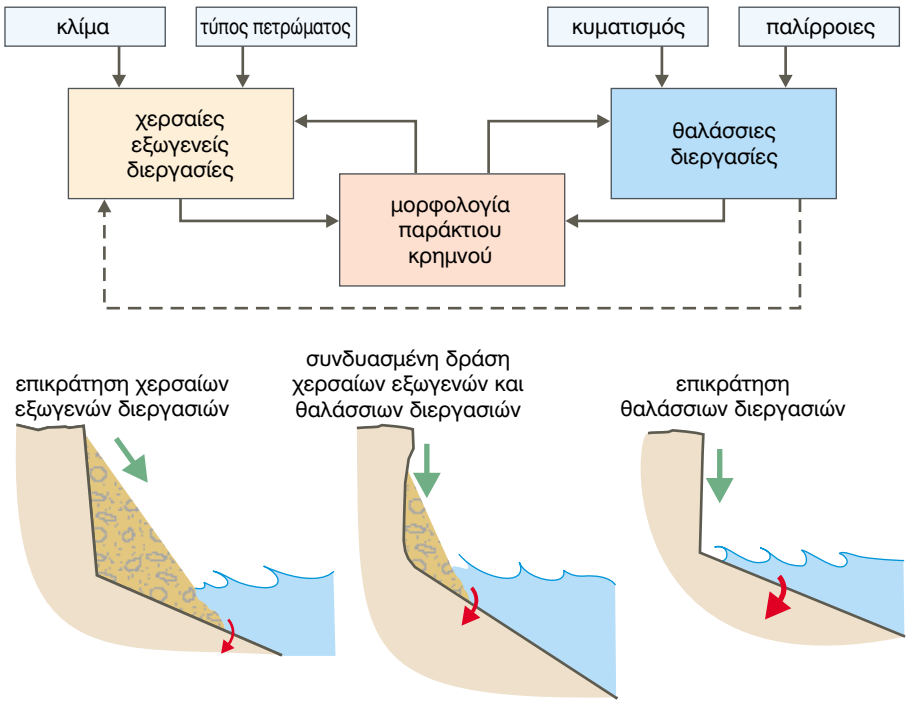
7.1.1 Προφίλ παράκτιων κρημνών

Οι κρημνοί που έχουν μεγάλη μορφολογική κλίση καθώς και αυτοί που έχουν υποστεί υποσκαφή στη βάση τους θεωρούνται τυπικές γεωμορφές σε βραχώδη παράκτια περιβάλλοντα που κυριαρχεί ο κυματισμός. Σε αρκετές περιπτώσεις κρημνοί μεγάλης μορφολογικής κλίσης οφείλουν τη δημιουργία τους στο ρηγματογόνο τεκτονισμό. Οι κρημνοί αυτοί, που έχουν δημιουργηθεί από ρήγματα, ονομάζονται ρηξιγενείς (plunging cliffs) και συνήθως η μεγάλη μορφολογική τους κλίση συνεχίζεται υποθαλάσσια σε μεγάλο βάθος νερών μέχρι τον πυθμένα (φωτο 7.1).

Στη διαμόρφωση των κρημνών που εμφανίζουν ένα μέτωπο κυρτής μορφής θεωρείται ότι εκτός από το κυματικό καθεστώς έχουν συμβάλει και οι κλιματολογικές συνθήκες, που είναι υπεύθυνες για το είδος και το ρυθμό δράσης των εξωγενών διεργασιών όπως είναι η αποσάθρωση και η διάβρωση. Ένα από τα χαρακτηριστικά των κρημνών αυτών είναι ότι, σε αντίθεση με τους ρηξιγενείς κρημνούς, το βάθος της θάλασσας παραμένει μικρό σε αρκετή απόσταση από τη βάση του μετώπου ενώ η μορφολογική κλίση του πυθμένα συνήθως διατηρείται μικρή λόγω της απόθεσης των χαλαρών υλικών που προκύπτουν από τη δράση των εξωγενών διεργασιών.

Η μορφή την οποία αποκτά το μέτωπο ενός παράκτιου κρημνού συνήθως καθορίζεται από:

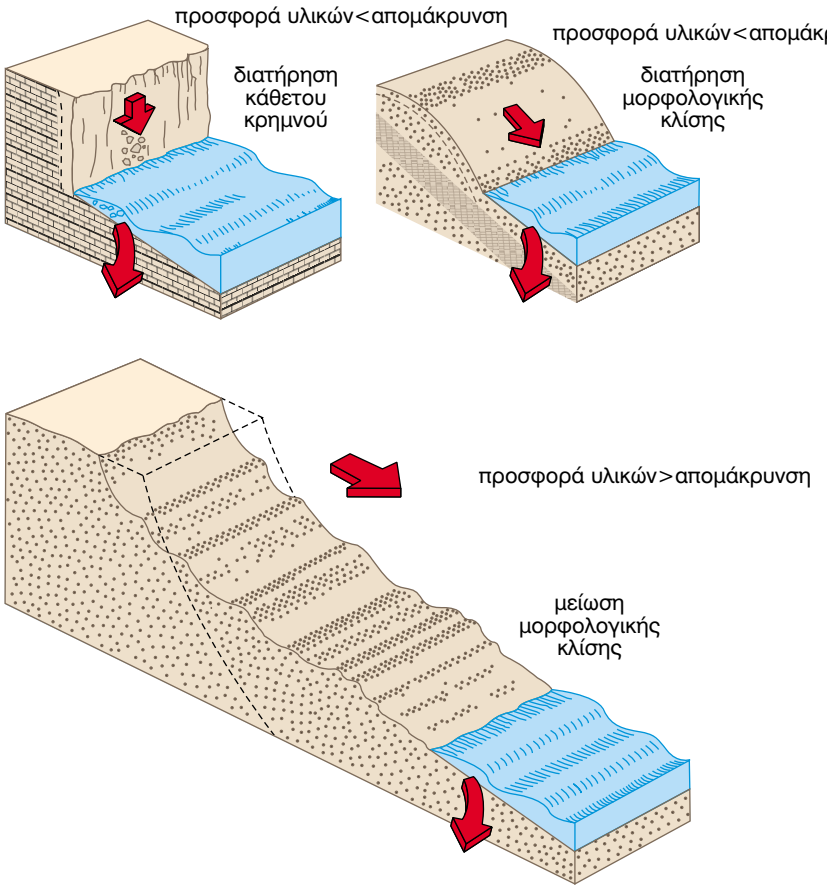
- ***Τα προϋπάρχοντα μορφολογικά χαρακτηριστικά του ανάγλυφου.*** Υπάρχουν περιπτώσεις που η αρχική δημιουργία απόκρημνων κλιτύων, τις οποίες σήμερα επεξεργάζεται η θάλασσα, δεν οφείλεται στις θαλάσσιες διεργασίες. Τέτοια μορφολογικά απότομα μέτωπα είναι πιθανό να δημιουργήθηκαν σε περιόδους που η θαλάσσια στάθμη βρισκόταν σε διαφορετικό από το σημερινό της επίπεδο. Για παράδειγμα μερικοί κρημνοί με μέτωπα μεγάλης κλίσης που κατέρχονται σε βαθιά νερά μπορεί αρχικά να



Σχήμα 7.1 Παράγοντες που επιδρούν στη μορφολογία των παράκτιων κρημνών. Τα μορφολογικά χαρακτηριστικά του κρημνού εξαρτώνται από τη σχετική δράση των θαλάσσιων και χερσαίων (εξωγενών) διεργασιών. (τροποποιημένο από Masselink & Hughes, 2003)



Φωτο 7.1 Ρηξιγενής παράκτιος κρημνός (plunging cliff) στην περιοχή Γερολιμένα, Μάνη. Η κατοπτρική επιφάνεια του ρήγματος συνεχίζεται υποθαλάσσια φθάνοντας σε μεγάλο βάθος.



Σχήμα 7.2 Ο ρόλος της σχέσης προσφοράς – απομάκρυνσης υλικού στη διαμόρφωση της μορφολογίας των παράκτιων κρημνών. (τροποποιημένο από Pethick, 1984)

ήταν πλαγιές παλαιών παγετωδών κοιλάδων που τώρα έχουν βυθισθεί και κατακλυσθεί από νερό λόγω της Ολοκαινικής ανόδου της θαλάσσιας στάθμης. Στην περίπτωση αυτή η αρχική δημιουργία των παράκτιων κρημνών οφείλεται στην παγετώδη διάβρωση.

- ***Κυματική δραστηριότητα.*** Αρκετές φορές τα κύματα υψηλής ενέργειας είναι ικανά όχι μόνο να διαβρώσουν το πέτρωμα αλλά και να απομακρύνουν τα χαλαρά υλικά (κορήματα) που προκύπτουν από τη διάβρωση λόγω της δράσης του κυματισμού. Ο έντονος κυματισμός μπορεί επίσης να απομακρύνει τα υλικά που έχουν αποτεθεί στη βάση των κρημνών από τη δράση εξωγενών χερσαίων διεργασιών, όπως η αποσάθρωση, που δρουν σε τοπογραφικά ψηλότερες από την ακτογραμμή περιοχές.

  Σημαντικό ρόλο για τη διατήρηση της μορφής του κρημνού παίζει ο σχετικός ρυθμός προσφοράς και απομάκρυνσης των υλικών στη βάση του (σχήμα 7.2). Εάν τα υλικά που προκύπτουν από τη διάβρωση του κρημνού δεν μετακινηθούν και απομακρυνθούν από τη δράση των θαλάσσιων διεργασιών με τον ίδιο ρυθμό με τον οποίο συσσωρεύονται, τότε ο κρημνός θα καλυφθεί από αποθέσεις κορημάτων και σταδιακά θα εξαφανιστεί. Η μεταφορά των υλικών διάβρωσης γίνεται κυρίως από τον κυματισμό και τα παράκτια ρεύματα. Αντίθετα, όταν η ικανότητα των θαλάσσιων παραγόντων να μεταφέρουν τα υλικά διάβρωσης είναι πολύ μεγαλύτερη από το ρυθμό προσφοράς των κορημάτων, το μέτωπο του κρημνού οπισθοχωρεί σχεδόν παράλληλα (σχήμα 7.2).
- ***Γεωλογία.*** Τόσο η μορφή όσο και η κλίση των παράκτιων κρημνών επηρεάζονται σημαντικά από τους γεωλογικούς παράγοντες. Οι γεωλογικοί παράγοντες περιλαμβάνουν την τεκτονική καταπόνηση των πετρωμάτων, τη διαφοροποίηση στην ανθεκτικότητα των διαφόρων γεωλογικών στρωμάτων και τέλος τη διεύθυνση και την κλίση της στρώσης (Emery & Kuhn, 1980; Trenhaile, 1987).

  Η σχέση μεταξύ της μορφής που αποκτά το προφίλ ενός παράκτιου κρημνού και της κλίσης των γεωλογικών στρωμάτων καθώς και των επιπέδων των τεκτονικών ασυνεχειών του πετρώματος είναι ιδιαίτερα πολύπλοκη.

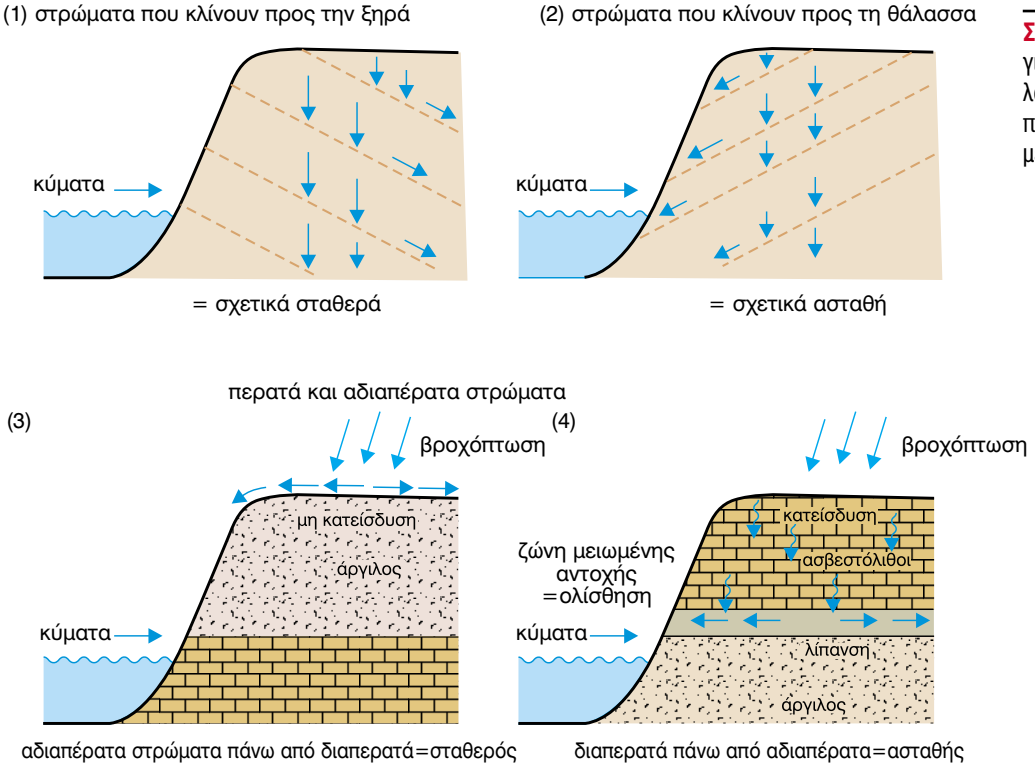
  Μεγάλη σημασία τόσο για το σχηματισμό, όσο και για τα μορφολογικά χαρακτηριστικά που θα αποκτήσει ο παράκτιος κρημνός έχει η σκληρότητα και η δομή του πετρώματος στο οποίο θα αναπτυχθεί (φωτο 7.2, 7.3). Μερικά μαλακά (λιγότερο ανθεκτικά) πετρώματα δε μπορούν να διατηρήσουν μέτωπα απότομης κλίσης. Όταν τα πετρώματα της ακτής είναι λιθολογικά ομοιογενή και αποτελούνται από οριζόντια ή κατακόρυφα, δηλαδή ανορθωμένα, στρώματα οι κρημνοί που αναπτύσσονται αποκτούν μεγαλύτερη μορφολογική κλίση και σχεδόν κατακόρυφα μέτωπα. Όταν τα πετρώματα κλίνουν προς τη θάλασσα, η μορφή του κρημνού συνήθως είναι αρκετά ομαλή και η γωνία του μετώπου του κατά ένα μεγάλο μέρος καθορίζεται από τη γωνία κλί-



Φωτο 7.2 Παράκτιος κρημνός σε ασβεστόλιθους. Φαίνεται η κλίση των ασβεστολιθικών στρωμάτων που κατά θέσεις είναι ανορθωμένα.



Φωτο 7.3 Παράκτιος κρημνός που έχει αναπτυχθεί σε ημισυνεκτικοποιημένες ποταμοχειμάρριες αποθέσεις. Στη διαμόρφωση αυτού του κρημνού εκτός από τις θαλάσσιες σημαντικό ρόλο παίζουν και οι εξωγενείς διεργασίες. Μπροστά από τον κρημνό αναπτύσσεται μια στενή ζώνη από ασβεστολιθικές κροκάλες.



Σχήμα 7.3 Η επίδραση της γεωλογικής δομής (1 και 2) και της λιθολογίας (3 και 4) στην ανάπτυξη των παράκτιων κρημνών. (τροποποιημένο από Haslett, 2000)



Φωτο 7.4 Παράκτιος κρημνός σε ακτή του Sydney, New South Wales, Australia. Τα διαφορετικής λιθολογίας και ανθεκτικότητας στρώματα των ψαμμιτικών σχηματισμών στους οποίους έχει αναπτυχθεί ο κρημνός έχουν διαμορφώσει ένα ιδιαίτερα ανώμαλο προφίλ μετώπου.

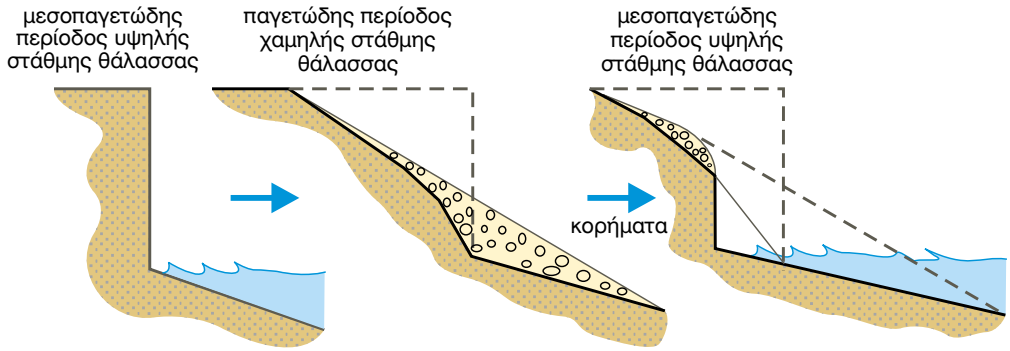
σης των στρωμάτων. Αρκετά συχνά πάγκοι των πετρωμάτων ολισθαίνουν κατά μήκος των επαφών των στρωμάτων και πέφτουν στη θάλασσα. Στην περίπτωση που τα στρώματα κλίνουν αντίθετα από τη μορφολογική κλίση του μετώπου, δηλαδή προς την ξηρά, οι κρημνοί εμφανίζουν ενδιάμεσες κλίσεις αλλά μπορεί να αναπτύξουν και σχεδόν κατακόρυφα μέτωπα (σχήμα 7.3).

Όταν τα στρώματα των πετρωμάτων κλίνουν προς την ξηρά, είναι πιθανό στρώματα διαφορετικής λιθολογίας, και συνεπώς διαφορετικής αντοχής στη διάβρωση, να εκτεθούν στη δράση των θαλάσσιων διεργασιών και κυρίως στη δράση των κυμάτων. Η διαφορική διάβρωση στρωμάτων διαφορετικής λιθολογίας μπορεί να δημιουργήσει έναν κρημνό με πολύ ανώμαλο μέτωπο. Ιδιαίτερα σημαντικό ρόλο στη μορφή του προφίλ ενός κρημνού που αναπτύσσεται σε μια σειρά ιζηματογενών στρωμάτων παίζει το πάχος των στρωμάτων αυτών, η ανθεκτικότητά τους καθώς και η θέση τους στην στρωματογραφική ακολουθία (φωτο 7.4). Για παράδειγμα η παρουσία ενός στρώματος που είναι λιγότερο ανθεκτικό στη βάση ενός κρημνού, που είναι εκτεθειμένη στη δράση του κυματισμού, έχει σαν αποτέλεσμα το σχηματισμό μιας κυματογενούς εγκοπής (wave cut notch) η εκβάθυνση της οποίας μακροπρόθεσμα μπορεί να οδηγήσει τελικά στην κατάρρευση των υπερκείμενων στρωμάτων λόγω βαρύτητας.

7.1.1.1 Σύνθετοι παράκτιοι κρημνοί

Σύνθετοι ονομάζονται οι παράκτιοι κρημνοί που έχουν μορφολογικά πολύπλοκα προφίλ και το μέτωπο τους εμφανίζει δύο ή περισσότερα τμήματα μεγάλων κλίσεων. Το προφίλ του μετώπου αρκετών σύνθετων παράκτιων κρημνών περιλαμβάνει δύο ή περισσότερες απόκρημνες επιφάνειες που μεταξύ τους αναπτύσσονται τμήματα μικρότερης κλίσης με ευθεία ή κυρτή προς την πλευρά της θάλασσας μορφή. Τα απόκρημνα τμήματα έχουν διαμορφωθεί από τη δράση των κυμάτων. Πρόκειται για κρημνούς που έχουν μια πολύπλοκη ιστορία δημιουργίας και εξέλιξης. Η μορφολογία αρκετών σύνθετων κρημνών αντανακλά την επίδραση των γεωλογικών χαρακτηριστικών του σχηματισμού στον οποίο αναπτύσσονται ή την επίδραση του συνδυασμού των χερσαίων εξωγενών (μηχανική και χημική αποσάθρωση) και των θαλάσσιων διεργασιών (κυρίως κυματισμός).

Υπάρχουν σύνθετοι παράκτιοι κρημνοί που η μορφή τους είναι το αποτέλεσμα των αλλαγών που συνέβησαν στο κλίμα και τη θαλάσσια στάθμη κατά το Πλειστόκαινο (σχήμα 7.4). Αρκετοί ερευνητές πιστεύουν ότι οι κρημνοί που είχαν σχηματισθεί κατά την προηγούμενη μεσοπαγετώδη περίοδο λόγω υποσκαφής της βάσης τους από τη δράση των κυμάτων, εγκαταλείφθηκαν κατά την τελευταία παγετώδη περίοδο, όπου η στάθμη της θάλασσας έπεσε και σταδιακά αντικαταστάθηκαν από πλαγιές κυρτής μορφής που αναπτύχθηκαν κάτω από υλικά που αποτελούν προϊόντα αποσάθρωσης (κορήματα). Στην συνέ-



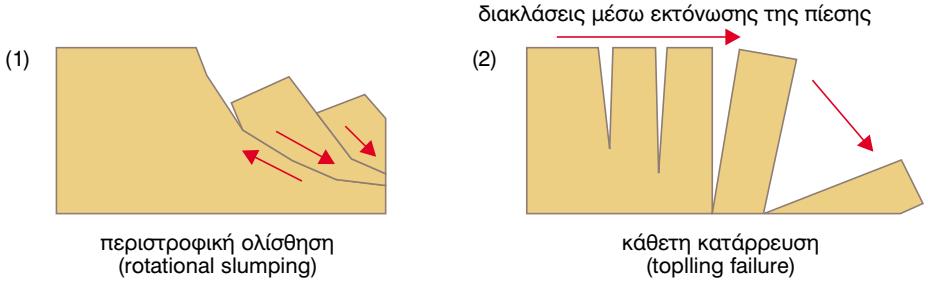
Σχήμα 7.4 Στάδια ανάπτυξης ενός σύνθετου παράκτιου κρημνού. Το πρώτο στάδιο απεικονίζει τη μορφή του κρημνού κατά την τελευταία μεσοπαγετώδη περίοδο όπου η στάθμη θάλασσας βρισκόταν περίπου στο σημερινό της επίπεδο. Κατά τη διάρκεια της παγετώδους περιόδου, που ακολουθεί, η στάθμη της θάλασσας πέφτει και ο κρημνός εγκαταλείπεται και υπόκειται στη δράση των χερσαίων εξωγενών διεργασιών οπότε το μέτωπό του καλύπτεται από προϊόντα αποσάθρωσης. Η διάβρωση του κρημνού που ακολουθεί την εκ νέου άνοδο της θαλάσσιας στάθμης στο σημερινό της επίπεδο απομακρύνει τα κορήματα από τη βάση του αυξάνοντας την κλίση του μετώπου.

χεια με την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης στη σημερινή της θέση, τα κορήματα απομακρύνθηκαν από τις θαλάσσιες διεργασίες και η θαλάσσια διάβρωση επεξεργάστηκε τη βάση των κυρτών πλαγιών σχηματίζοντας ένα κατώτερο μεγάλης κλίσης τμήμα του μετώπου (Trenhaile, 1987).

7.1.2 Μηχανισμοί υποχώρησης των παράκτιων κρημνών

Η υποχώρηση ενός παράκτιου κρημνού συχνά πραγματοποιείται με τη διεργασία της υποσκαφής, το σχηματισμό δηλαδή εγκοπής που δημιουργείται από τη δράση του κύματος στη βάση του κρημνού. Ιδιαίτερη αναφορά στο σχηματισμό των θαλάσσιων εγκοπών γίνεται στο σχετικό υποκεφάλαιο. Η υποσκαφή οδηγεί στην υποχώρηση του κρημνού είτε με τη διεργασία της περιστροφικής ολίσθησης (rotational slumping) είτε με την κάθετη κατάρρευση (toppling failure) του μετώπου του κρημνού (σχήμα 7.5). Η εγκοπή στη βάση του κρημνού σχηματίζεται λόγω του σκαψίματος και της διάβρωσης από τα κύματα. Ο σχηματισμός των εγκοπών πραγματοποιείται συνήθως εκεί που η θραύση των κυμάτων γίνεται ακριβώς στη βάση του μετώπου του κρημνού. Σε κρημνούς το μέτωπο των οποίων συνεχίζεται σε μεγάλο βάθος κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας συνήθως δε σχηματίζονται εγκοπές καθώς στις περιπτώσεις αυτές τα κύματα που προσπίπτουν πάνω στα μέτωπα των κρημνών ανακλώνται. Εγκοπές δεν σχηματίζονται επίσης σε κρημνούς μπροστά από τους οποίους αναπτύσσεται ένας αιγιαλός μεγάλου εύρους και μικρής κλίσης, διότι το μεγαλύτερο μέρος της κυματικής ενέργειας καταναλώνεται πάνω στον αιγιαλό, πριν το κύμα φθάσει στη βάση του κρημνού. Αντίθετα οι κρημνοί μπροστά από τους οποίους αναπτύσσεται ένας στενός αιγιαλός είναι πιθανό να εμφανίζουν εγκοπές λόγω της δράσης των κυμάτων στη βάση του μετώπου τους και να υποχωρούν με μια επαναλαμβανόμενη διαδικασία που περιλαμβάνει την πτώση του κρημνού πάνω από την εγκοπή και την απομάκρυνση των υλικών που προκύπτουν από την κατάρρευση αυτή.

Άλλοι μηχανισμοί υποχώρησης των κρημνών περιλαμβάνουν διεργασίες όπως οι κατολισθήσεις, οι λασποροές και η περιστροφική ολίσθηση (σχήμα 7.5). Οι μηχανισμοί αυτοί είναι περισσότερο ενεργοί σε περιπτώσεις όπου τα πετρώματα είναι αρκετά μαλακά (μικρής δηλαδή σκληρότητας) και συνεπώς μικρής ανθεκτικότητας στη διάβρωση. Η ισορροπία – ευστάθεια του παράκτιου μετώπου διατηρείται με την μεταφορά των υλικών των κατολισθήσεων ή λασποροών από τοπογραφικά υψηλότερες περιοχές στη βάση του κρημνού. Τα υλικά αυτά απομακρύνονται από τη δράση του κυματισμού με αποτέλεσμα την εκ νέου αποσταθεροποίηση του κρημνού. Η αποσταθεροποίηση αυτή διεγείρει την περαιτέρω κίνηση υλικών λόγω της βαρύτητας συντηρώντας με τον τρόπο αυτό την υποχώρηση του κρημνού.



Σχήμα 7.5 Μηχανισμοί υποχώρησης των παράκτιων κρημνών, (1) περιστροφική ολίσθηση (rotational slumping), τα βέλη δείχνουν τις σχετικές κινήσεις των τεμαχών, (2) κάθετη κατάρρευση (toppling failure).

Η υποχώρηση ενός κρημνού μπορεί επίσης να συντηρηθεί με την ανάπτυξη διακλάσεων εξαιτίας της εκτόνωσης της πίεσης (pressure release jointing). Οι διακλάσεις αυτές δημιουργούνται λόγω της διαστολής του πετρώματος, καθώς με την υποχώρηση του κρημνού απελευθερώνεται η πίεση που ασκείται από το περιβάλλον πέτρωμα. Η διαστολή λαμβάνει χώρα στη διεύθυνση που απελευθερώνεται η πίεση και έτσι δημιουργούνται ασυνέχειες (ρωγμές και διακλάσεις) παράλληλα προς το μέτωπο του κρημνού. Το νερό, διάφορα χαλαρά υλικά - προϊόντα διάβρωσης καθώς και φυτικοί και/ή ζωικοί οργανισμοί μπορούν να προσβάλουν αυτές τις ασυνέχειες διευρύνοντάς τις, με αποτέλεσμα μεγάλατεμάχη πετρώματος να αποκόπτονται και να πέφτουν στην ακτή οδηγώντας τελικά στην κάθετη κατάρρευση του απόκρημνου μετώπου (σχήμα 7.5).

7.1.3 Ρυθμοί υποχώρησης των παράκτιων κρημνών

Ο κύριος παράγοντας από τον οποίο εξαρτάται η υποχώρηση των παράκτιων κρημνών είναι η σκληρότητα των πετρωμάτων, η ανθεκτικότητά τους δηλαδή στη δράση των χερσαίων εξωγενών αλλά και των θαλάσσιων διεργασιών. Η ανθεκτικότητα ενός πετρώματος στη διάβρωση καθορίζεται σε μεγάλο βαθμό από τη λιθολογία του. Στο σχήμα 7.6 φαίνονται οι μέσοι ρυθμοί υποχώρησης των παράκτιων κρημνών σε σχέση με τη λιθολογία των γεωλογικών σχηματισμών στους οποίους αναπτύσσονται.

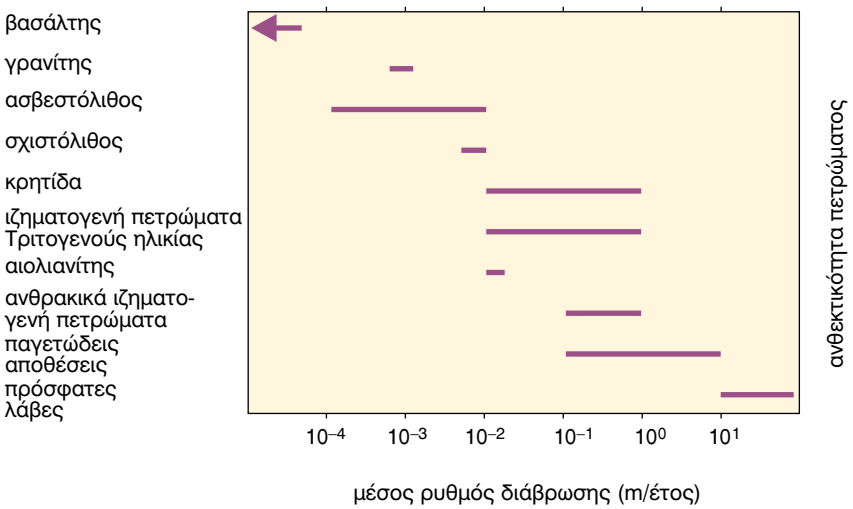
Η συγκριτική παρατήρηση των μέσων αυτών ρυθμών διάβρωσης μπορεί να γίνει με την εκτίμηση της υποχώρησης των κρημνών από την περίοδο που σταθεροποιήθηκε η θαλάσσια στάθμη στο σημερινό της επίπεδο, περίπου δηλαδή 6.000 έτη πριν από σήμερα. Εκτιμάται ότι κατά το χρονικό αυτό διάστημα παράκτιες περιοχές με γρανιτικά πετρώματα έχουν υποχωρήσει κατά 6 m ενώ εκείνες που καταλαμβάνονται από χαλαρές παγετώδεις αποθέσεις από 6 έως 60 km. Οι πολύ υψηλοί ρυθμοί υποχώρησης των περιοχών παγετωδών αποθέσεων μπορεί να φαίνονται εξωπραγματικοί είναι όμως αληθινοί (σχήμα 7.6). Για παράδειγμα οι κρημνοί κατά μήκος της ακτής Holderness στην ανατολική Αγγλία έχουν υποχωρήσει κατά 3 km από τη Ρωμαϊκή περίοδο.

Άλλοι παράγοντες που καθορίζουν τους ρυθμούς υποχώρησης των κρημνών είναι η τεκτονική καταπόνηση των πετρωμάτων, που έχει να κάνει με τη ρηγμάτωση και αποδυνάμωσή τους, η έκθεση στη δράση του κυματισμού και, όπως έχει ήδη αναφερθεί, η παρουσία ή όχι αιγιαλού μπροστά από τον κρημνό που ουσιαστικά προστατεύει τη βάση του από την άμεση επίθεση των κυμάτων. Σημαντικό ρόλο φαίνεται να παίζει και το ύψος του κρημνού με τους μεγάλου ύψους να υποχωρούν με αργότερους ρυθμούς εξαιτίας της μεγαλύτερης ποσότητας υλικών που παράγονται από την κατάρρευσή τους. Για να απομακρυνθεί η μεγάλη αυτή ποσότητα υλικών από τις θαλάσσιες διεργασίες ώστε να συνεχιστεί η υποχώρηση απαιτείται μεγαλύτερο χρονικό διάστημα.

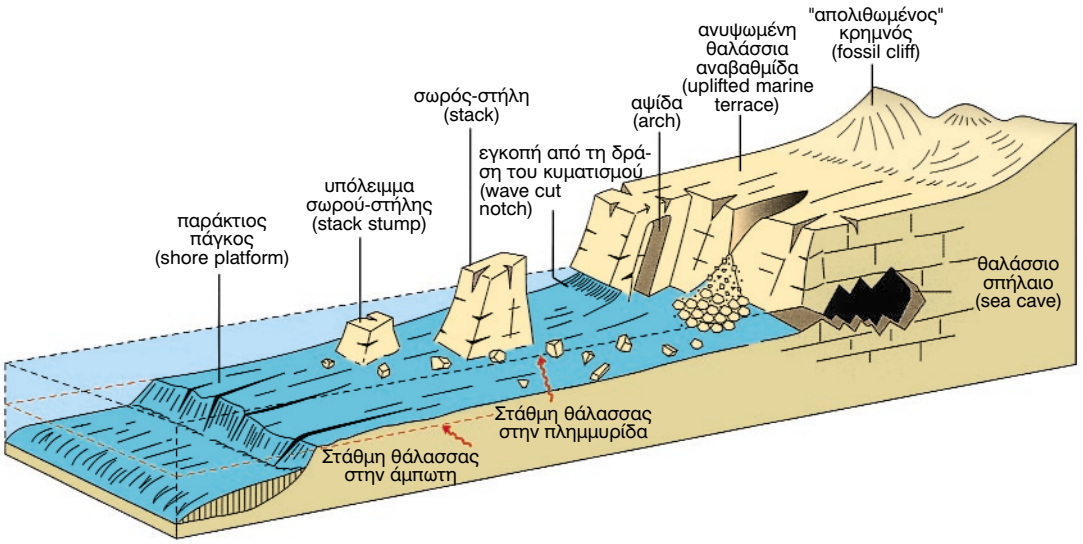
7.2 Υπολειμματικές μορφές διάβρωσης βραχωδών ακτών

Όταν κατά μήκος ενός κρημνού υπάρχουν διαφοροποιήσεις στην αντοχή των γεωλογικών σχηματισμών, συχνά λαμβάνει χώρα διαφορική διάβρωση. Οι λιγότερο ανθεκτικοί σχηματισμοί διαβρώνονται με πιο γρήγορο ρυθμό σε σχέση με τα μεγαλύτερης ανθεκτικότητας πετρώματα. Η διαφορική διάβρωση των βραχωδών ακτών οδηγεί συχνά στο σχηματισμό υπολειμματικών διαβρωσιγενών γεωμορφών όπως είναι οι θαλάσσιες αψίδες (sea arches), τα θαλάσσια σπήλαια (sea caves) και οι σωροί ή θαλάσσιες στήλες (sea stacks) (σχήμα 7.7).

Οι αψίδες μοιάζουν με φυσικές γέφυρες και σχηματίζονται όταν η ανάπτυξη ενός σπηλαίου σε ένα ακρωτήριο είναι τόσο εκτεταμένη που οδηγεί στην εμφάνισή του



Σχήμα 7.6 Διάγραμμα μέσων ρυθμών διάβρωσης των παράκτιων κρημνών ανάλογα με τη λιθολογία τους. (βασισμένο στους Emery & Kuhn (1980) χρησιμοποιώντας στοιχεία από Sunamura, 1992)



Σχήμα 7.7 Τα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά μιας βραχώδους παράκτιας περιοχής. Η δράση των διεργασιών διάβρωσης σε μια βραχώδη ακτή οδηγεί άλλοτε στην ανάπτυξη όλων και άλλοτε μερικών μόνο από τις γεωμορφές του σχήματος. (τροποποιημένο από Haslett, 2000)

και από την άλλη πλευρά του ακρωτηρίου (φωτο 7.5). Τα σπήλαια εκσκάπτονται σταδιακά από τη συνδυασμένη δράση διεργασιών όπως είναι η υδραυλική πίεση (hydraulic pressure), η εκσκαφή (quarrying) και η απόξεση (abrasion). Οι διεργασίες αυτές δρουν και προωθούνται σε περιοχές μειωμένης αντοχής του πετρώματος, όπως για παράδειγμα κατά μήκος ρηγμάτων, διακλάσεων ή στρώσεων (επαφών στρωμάτων).

Κατά τη διάρκεια του σταδίου δημιουργίας του σπηλαίου ή της αψίδας, η οροφή είναι πιθανό να αποσταθεροποιηθεί από τη δράση των κυμάτων και την επίδραση της βαρύτητας και να καταρρεύσει (φωτο 7.6). Μετά την πλήρη πτώση της οροφής μιας αψίδας, σχηματίζεται ένας σωρός ή θαλάσσια στήλη. Η θαλάσσια στήλη είναι μια βραχώδης έξαρση μέσα στη θάλασσα που δε συνδέεται πλέον με τον κρημνό (φωτο 7.7).



Φωτο 7.5 Θαλάσσια αψίδα (sea arch) που έχει σχηματισθεί σε ηφαιστειακά πετρώματα στη βραχονησίδα Motukokako, Bay of Islands, North Island, N. Zealand.



(α)



(β)

Φωτο 7.6 Υπολειμματικές μορφές διάβρωσης που αναπτύσσονται σε ευδιάβρωτα στρώματα ανθρακικών ιζηματογενών πετρωμάτων στην περιοχή Great Ocean Road, Victoria, Australia. Στην φωτογραφία (α) απεικονίζεται θαλάσσια αψίδα (sea arch) γνωστή με το όνομα Island Archway. Η κατάρρευση της οροφής της θαλάσσιας αυτής αψίδας τον Ιούνιο του 2009 οδήγησε στο σχηματισμό δύο θαλάσσιων στηλών (sea stacks) όπως δείχνει η φωτογραφία (β) η οποία τραβήχτηκε τον Ιούλιο του 2009. (φωτογραφία (α): Rob Brander)



(α)

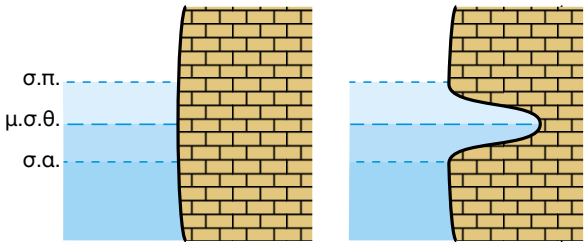


(β)

Φωτο 7.7 Υπολειμματικές μορφές διάβρωσης (θαλάσσιες στήλες - sea stacks) στην περιοχή 12 Apostles, Great Ocean Road, Victoria, Australia. Με την πάροδο του χρόνου ο αριθμός των εντυπωσιακών αυτών θαλάσσιων στηλών ελαττώθηκε από 12 σε 8. Η πιο πρόσφατη κατάρρευση είναι της στήλης που ενώ στη φωτογραφία (α) φαίνεται στην (β) έχει απομείνει μόνο η βάση της και έγινε τον Ιούλιο του 2005. (φωτογραφία (α): Rob Brander)

7.3 Θαλάσσιες εγκοπές (marine notches)

Οι θαλάσσιες εγκοπές (marine notches) είναι αυλακώσεις σχήματος U ή V που διαμορφώνονται στο μέτωπο των παράκτιων κρημνών στο επίπεδο της μέσης στάθμης θάλασσας (σχήμα 7.8, φωτο 7.8). Το βάθος τους κυμαίνεται από αρκετά εκατοστά έως μερικά μέτρα σε εξαιρετικές περιπτώσεις. Οι θαλάσσιες εγκοπές μπορεί να είναι αποτέλεσμα φυσικών (μηχανικών), χημικών ή βιολογικών διεργασιών καθώς και του συνδυασμού και των τριών αυτών δράσεων. Οι φυσικές - μηχανικές - διεργασίες σχηματισμού των θαλάσσιων εγκοπών περιλαμβάνουν τη δράση του κυματισμού μέσω της απόξεσης, που ενισχύεται από την παρουσία χαλαρών υλικών, οι χημικές περιλαμβάνουν τη βιοχημική διάβρωση ή χημική διάλυση (corrosion) και τέλος οι βιολογικές αφορούν τη δράση διαφόρων οργανισμών που ζουν κοντά στο επίπεδο της θαλάσσιας στάθμης (όπως τη διάνοιξη οπών στο βραχώδες μέτωπο του κρημνού). Η συνεισφορά



Σχήμα 7.8 Το προφίλ ενός παράκτιου ασβεστολιθικού κρημνού πριν και μετά την ανάπτυξη της θαλάσσιας εγκοπής (marine notch). (σ.π.= στάθμη πλημμυρίδας, σ.α.= στάθμη άμπωτης, μ.σ.θ.= μέση στάθμη θάλασσας).

καθεμιάς από τις παραπάνω διεργασίες εξαρτάται από τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά της εκάστοτε παράκτιας περιοχής. Τόσο η μορφολογία, όσο και το βάθος των εγκοπών εξαρτάται από διάφορους παράγοντες μεταξύ των οποίων οι κυριότεροι είναι το εύρος παλίρροιας, η λιθολογία των πετρωμάτων της περιοχής στην οποία αναπτύσσονται, και η έκθεση του κρημνού στη δράση του κυματισμού (Pirazzoli, 1986; Rust & Kershaw, 2000).

Οι θαλάσσιες εγκοπές αποτελούν τυπικές μορφές σε ασβεστολιθικές ακτές τροπικών περιοχών. Η δημιουργία τους ευνοείται από το μικρό εύρος παλίρροιας διότι στα μικροπαλιρροιακά περιβάλλοντα η διαβρωτική δράση του κυματισμού δε διασκορπίζεται κατά τη διάρκεια του παλιρροιακού κύκλου αλλά επικεντρώνεται σε μια στενά περιορισμένη κατακόρυφη ζώνη. Το ίδιο ισχύει και με τη δραστηριότητα των οργανισμών οι οποίοι συνήθως ζουν σε στενά όρια που καθορίζονται από τη μέση στάθμη της θάλασσας και τις στάθμες πλημμυρίδας και άμπωτης. Ο εκτεταμένος σχηματισμός των εγκοπών στις τροπικές περιοχές αποδίδεται κυρίως στη χημική διάβρωση και τη δράση των οργανισμών ενώ η συνεισφορά του κυματισμού θεωρείται μικρότερη ειδικά σε προστατευμένες από τα κύματα περιοχές. Αυτό δε σημαίνει ότι η απόξεση και οι άλλες μορφές μηχανικής διάβρωσης από τη δράση των κυμάτων δεν συνεισφέρουν έστω και μερικώς στη τελική τους διαμόρφωση.

Όπως έχει ήδη αναφερθεί στο σχολιασμό των παραγόντων διαμόρφωσης των προφίλ των παράκτιων κρημνών, σε αρκετές περιπτώσεις οι θαλάσσιες εγκοπές μπορεί να είναι αποτέλεσμα των διαφοροποιήσεων στη λιθολογία των πετρωμάτων του μετώπου του παράκτιου κρημνού καθώς οι ευδιάβρωτες λιθολογίες διαβρώνονται εντονότερα και με ταχύτερους ρυθμούς. Οι δομικές αυτές εγκοπές, που οφείλονται στους διαφορετικούς ρυθμούς διάβρωσης εξαιτίας των λιθολογικών διαφοροποιήσεων, μπορεί να σχηματίζονται και πάνω από το επίπεδο της μέσης στάθμης της θάλασσας.



Φωτο 7.8 Ανυψωμένη θαλάσσια εγκοπή (uplifted marine notch) στο μέτωπο ασβεστολιθικού κρημνού στον αρχαιολογικό χώρο του Ηραίου, (χερσόνησος Περαχώρας, ανατολικός Κορινθιακός κόλπος) ανατολικά του λιμανιού. Η βάση της θαλάσσιας αυτής εγκοπής βρίσκεται σήμερα 45 cm ενώ η κορυφή της 85 cm πάνω από τη μέση στάθμη της θάλασσας.

7.3.1 Θαλάσσιες εγκοπές κυματογενούς προέλευσης

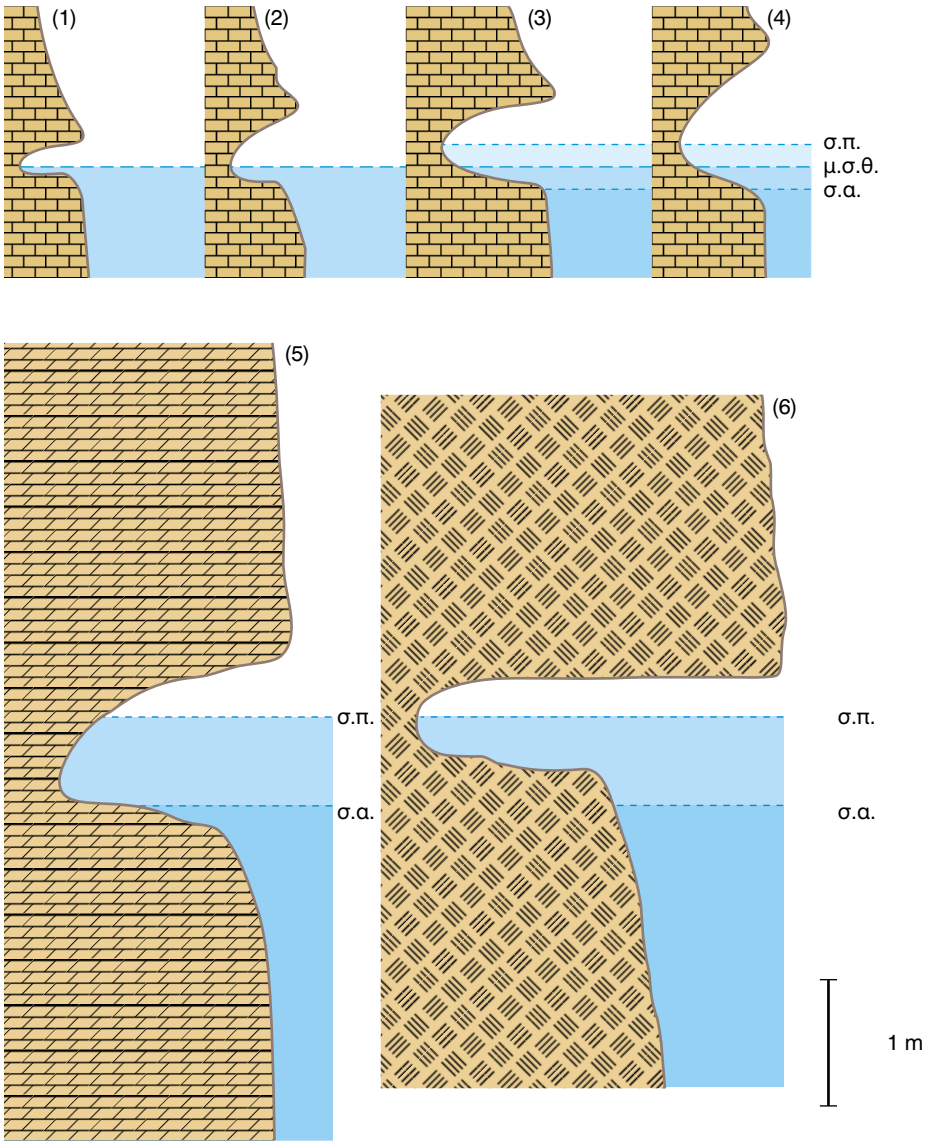
Οι εγκοπές αυτές σχηματίζονται κυρίως σε παράκτιους κρημνούς που αναπτύσσονται σε ανθεκτικά πετρώματα σε περιοχές που υπάρχουν διαθέσιμα αρκετά χαλαρά υλικά όπως άμμος, χάλικες και κροκάλες στη ζώνη κυματωγής (surf zone) τα οποία υπόκεινται σε συνεχή κίνηση από τη δράση του κυματισμού. Η κίνηση των ιζημάτων αυτών λειαίνει το πέτρωμα κυρίως με τη διεργασία της απόξεσης. Για την αποτελεσματικότερη δράση της διεργασίας αυτής απαιτείται η παρουσία μιας επιφάνειας μπροστά από τον κρημνό πάνω στην οποία μπορούν να μετακινούνται τα χαλαρά υλικά υπό την επίδραση των κυμάτων θραύσης. Τα προφίλ των κυματογενών αυτών εγκοπών διαφέρουν ανάλογα με τα λιθολογικά χαρακτηριστικά των πετρωμάτων στα οποία αναπτύσσονται ενώ η θέση τους, σε σχέση με τη στάθμη της θάλασσας ή τις στάθμες πλημμυρίδας και άμπωτης, δεν είναι πάντα συγκεκριμένη και εξαρτάται από την ποσότητα των διαθέσιμων στη δράση του κυματισμού ιζημάτων. Εάν τα χαλαρά υλικά μπροστά από μια απόκρημνη ακτή είναι λίγα, η λείανση θα λάβει χώρα μόνο στην υποπαλιρροιακή ζώνη ενώ, εάν η ποσότητα των χαλαρών υλικών είναι μεγάλη, η κίνηση των ιζημάτων αυτών περιορίζεται μόνο στο ανώτερο στρώμα τους οπότε η διεργασία της υποσκαφής και ο σχηματισμός εγκοπής περιορίζεται σε τμήματα του κρημνού της ανώτερης ζώνης κυματωγής (surf zone). Επιπλέον σε περιοχές που επικρατούν έντονες κυματικές συνθήκες το επίπεδο του βαθύτερου σημείου της εγκοπής μπορεί να βρίσκεται έως και 2 m πάνω από τη στάθμη της θάλασσας (Pirazzoli, 1986). Συνεπώς στην περίπτωση των κυματογενών θαλάσσιων εγκοπών η ύπαρξη μιας υψομετρικής διαφοράς μεταξύ της εγκοπής και της μέσης στάθμης θάλασσας δεν αποτελεί απαραίτητα ένδειξη μεταβολής της σχετικής θαλάσσιας στάθμης μετά τη δημιουργία της εγκοπής. Εάν ο παράκτιος κρημνός συνεχίζεται υποθαλάσσια σε μεγάλο βάθος, όπως για παράδειγμα στους ρηξιγενείς κρημνούς, ή εάν δεν υπάρχουν χαλαρά υλικά στη ζώνη κυματωγής, συνήθως η δράση του κυματισμού καταστρέφει τα πετρώματα με δομικές ή τεκτονικές ασυνέχειες (ρωγμές, διακλάσεις, στρώσεις) προκαλώντας τη θραύση και απόσπαση μεγαλύτερων μπλόκ πετρωμάτων του κρημνού. Σε τέτοιους παράκτιους ρηξιγενείς κρημνούς (plunging cliffs) που εκτείνονται υποθαλάσσια φθάνοντας σε μεγάλο βάθος δε σχηματίζονται ποτέ κυματογενείς εγκοπές.

Οι εγκοπές που οφείλουν τη διαμόρφωσή τους κυρίως στη δράση του κυματισμού διακρίνονται εύκολα από τις εγκοπές που σχηματίζονται από τις χημικές ή βιολογικές διεργασίες από την λεία τους επιφάνεια που έχει το χρώμα του πετρώματος. Αυτό οφείλεται στον έντονο κυματισμό που δεν επιτρέπει την ανάπτυξη οργανισμών η δράση των οποίων συνήθως τροποποιεί την απόχρωση των πετρωμάτων (Rush & Kershaw, 2000).

7.3.2 Θαλάσσιες εγκοπές που δημιουργούνται κυρίως από τη διαβρωτική δράση οργανισμών (βιοδιαβρωσιγενείς)

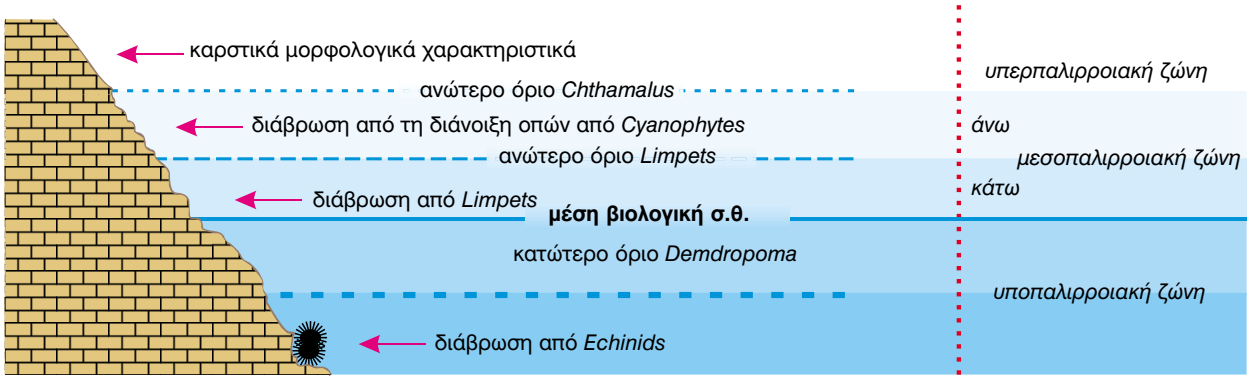
Εκτός από τις φυσικές ή μηχανικές διεργασίες, σημαντικό ρόλο στο σχηματισμό των θαλάσσιων εγκοπών παίζει η δράση των οργανισμών (Pirazzoli, 1986). Οι περισσότερες θαλάσσιες εγκοπές ανήκουν στην κατηγορία αυτή. Ο σχηματισμός τους περιορίζεται σε παράκτιους κρημνούς ανθρακικών συνήθως πετρωμάτων, όπως είναι οι ασβεστόλιθοι, οι δολομίτες και οι ασβεστιτικοί ψαμμίτες, σε περιοχές μικρών γεωγραφικών πλατών (Kelletat, 1997). Ένα μικρό τμήμα των εγκοπών αυτών βρίσκεται κάτω από το νερό ενώ το μεγαλύτερο μέρος τους βρίσκεται πάνω από τη μέση στάθμη της θάλασσας. Εξαίρεση είναι δυνατό να αποτελούν οι εγκοπές σε περιοχές που πλήττονται από σφοδρούς και μεγάλης συχνότητας αληγείς ανέμους, οπότε οι βιογενούς προέλευσης εγκοπές μπορεί να αναπτυχθούν σχεδόν εξολοκλήρου πάνω από τη στάθμη της πλημμυρίδας (Kelletat, 2005). Η μορφολογία των εγκοπών αυτών ποικίλει ανάλογα με το εύρος παλίρροιας, την έκθεση του κρημνού στον κυματισμό (σχήμα 7.9) και τους σχετικούς ρυθμούς μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης, όπως θα αναφερθεί εκτενώς στη συνέχεια. Είναι περισσότερο ανοικτές και έχουν μεγαλύτερο πλάτος σε περιοχές με εύρος παλίρροιας μεγαλύτερο από 1 m και εντονότερο κυματισμό ενώ είναι στενότερες, με σχεδόν επίπεδη οροφή, σε πολύ προστατευμένα περιβάλλοντα, όπου η δράση της παλίρροιας είναι αμελητέα. Τα μορφολογικά αυτά χαρακτηριστικά έχουν ιδιαίτερη σημασία στη μελέτη της σχέσης των σημερινών εγκοπών με παλαιότερες απολιθωμένες (ανυψωμένες ή βυθισμένες) εγκοπές.

Σε περιοχές με μεγάλο εύρος παλίρροιας και συνθήκες εξαιρετικά έντονου κυματισμού οι εγκοπές που σχηματίζονται από τη διαβρωτική δράση των οργανισμών μπορεί να είναι λιγότερο ανεπτυγμένες ή να απουσιάζουν (Kelletat, 2005). Αν και οι εγκοπές αυτές υποσκάπτουν το μέτωπο του κρημνού γρήγορα (οι ρυθμοί εκτιμώνται σε 1 - 2 mm/έτος) η κατάρρευση των κρημνών λόγω υποσκαφής λαμβάνει χώρα μόνο σε πολύ μικρής ανθεκτικότητας πετρώματα όπως είναι οι αιολιανίτες. Οι θαλάσσιες εγκοπές που δημιουργούνται από τη διάβρωση λόγω της δράσης οργανισμών εμφανίζουν ένα μικροανάγλυφο με συγκεκριμένα μορφολογικά χαρακτηριστικά. Το προφίλ τους είναι συνήθως ασύμμετρο και εμφανίζουν ένα επίπεδο δάπεδο, ένα εσωτερικό σημείο κάμψης κοντά στο δάπεδο και μια περισσότερο (όταν η περιοχή είναι εκτεθειμένη) ή λιγότερο (όταν η περιοχή είναι προστατευμένη) κεκλιμένη οροφή (σχήμα 7.9). Οι διεργασίες καταστροφής του πετρώματος και σχηματισμού μιας βιοδιαβρωσιγενούς θαλάσσιας εγκοπής εντοπίζονται πάντα κοντά στον ορίζοντα που δρα ο κυματισμός και λιγότερο πάνω ή κάτω από τον ορίζοντα αυτό.



Σχήμα 7.9 Μορφές θαλάσσιων εγκοπών βιοδιαβρωσιγενούς προέλευσης και η σχέση τους με τις στάθμες παλίρροιας. (1-4) εγκοπές που έχουν σχηματισθεί σε ασβεστολιθικούς παράκτιους κρημνούς ακτών της Μεσογείου σε (1) περιβάλλον με αμελητέες παλίρροιες και προστατευμένο από τη δράση του κυματισμού (2) περιβάλλον με αμελητέες παλίρροιες εκτεθειμένο στη δράση του κυματισμού (3) μικροπαλιρροιακό περιβάλλον προστατευμένο από τη δράση του κυματισμού (4) μικροπαλιρροιακό περιβάλλον εκτεθειμένο στον κυματισμό (5) εγκοπή που έχει σχηματισθεί σε παράκτιους κρημνούς κοραλλιογενών ασβεστόλιθων ηλικίας Νεογενούς στο Palau, Micronesia σε περιβάλλον μικροπαλιρροιακών συνθηκών προστατευμένο από τον κυματισμό και (6) σε μικρής ανθεκτικότητας αιολιανίτες Πλειστοκαινικής ηλικίας στις Bahamas σε μικροπαλιρροιακό περιβάλλον προστατευμένο από τον κυματισμό. (μ.σ.θ. = μέση στάθμη θάλασσας, σ.π.= στάθμη πλημμυρίδας, σ.α.= στάθμη άμπωτης. (τροποποιημένο από Kelletat, 2005)

Σύμφωνα με τον Pirazzoli (1986) οι βιοδιαβρωσιγενείς εγκοπές μπορούν να αναπτύσσονται στην υποπαλιρροιακή ζώνη (infra littoral) τη ζώνη δηλαδή που διαβρέχεται συνεχώς από το θαλάσσιο νερό ακόμη και κατά την άμπωτη, στην μεσοπαλιρροιακή ζώνη (mid littoral) που βρίσκεται κάτω από τη στάθμη της θάλασσας κατά την πλημμυρίδα και πάνω από τη στάθμη κατά την άμπωτη οπότε χαρακτηρίζεται από διακοπτόμενη διαβροχή και στην υπερπαλιρροιακή ζώνη (supratidal) που βρίσκεται πάνω από τη στάθμη της θάλασσας ακόμη και κατά την πλημμυρίδα (σχήμα 7.10).



Σχήμα 7.10 Κατανομή των διεργασιών διάβρωσης από τη δράση οργανισμών που ζουν στο μέτωπο ενός ασβεστολιθικού παράκτιου κρημνού και ορισμός της μέσης βιολογικής στάθμης θάλασσας (mean biological sea-level). (τροποποιημένο από Pirazzoli et al., 1996)



(α)



(β)

Φωτο 7.9 Ασβεστολιθικοί βράχοι μορφής μανιταριού (mushroom rocks) στη βάση των οποίων έχουν αναπτυχθεί θαλάσσιες εγκοπές (α) στην Κεφαλονιά, (β) στις νότιες ακτές του κόλπου των Αλκυονίδων (ανατολικός Κορινθιακός κόλπος). Και στις δύο περιπτώσεις οι εγκοπές βρίσκονται (50 cm και 70 cm αντίστοιχα) ψηλότερα από τη μέση στάθμη θάλασσας εξαιτίας της τεκτονικής ανύψωσης που ακολούθησε το σχηματισμό τους.



(α)



(β)

Φωτο 7.10 Ανυψωμένες θαλάσσιες εγκοπές (uplifted marine notches): (α) σε Μεσοζωικής ηλικίας ασβεστόλιθους δυτικά του αρχαιολογικού χώρου του Ηραίου στη χερσόνησο της Περαχώρας (ανατολικός Κορινθιακός κόλπος). Διακρίνονται τρεις ανυψωμένες θαλάσσιες εγκοπές η ανύψωση των οποίων οφείλεται σε τεκτονικές κινήσεις του Ολόκαινου. (β) Σε αιολιανίτες στις νότιες ακτές της Κεφαλλονιάς.

Υπάρχει μια ουσιαστική διαφορά μεταξύ της υποπαλιρροιακής (infra littoral) και της μεσοπαλιρροιακής (mid littoral) ζώνης τόσο στην ποσότητα, όσο και στα είδη των οργανισμών που διαβιούν σε αυτές. Το όριο των δύο αυτών ζωνών έχει οριστεί ως η μέση βιολογική στάθμη θάλασσας (mean biological sea level) (σχήμα 7.10).

Μια συγκεκριμένη ομάδα οργανισμών, που με τη δράση τους σχηματίζουν εγκοπές, ζουν σε αυτές τις καλά καθορισμένες ζώνες. Εδώ βρίσκονται μακροοργανισμοί όπως chitons και limpets (π.χ. το είδος patella) που ζουν και τρέφονται στη ζώνη που βρέχεται μόνιμα από το θαλάσσιο νερό αλλά φωτίζεται επαρκώς. Οι οργανισμοί αυτοί τρέφονται με κυανόφυτα (cyanophytes) και χλωρόφυτα (chlorophytes). Στις ζώνες του πετρώματος οι οποίες βρέχονται μόνιμα από το νερό ζουν στην επιφάνεια του πετρώματος (epilithic) αλλά στην παλιρροιακή ζώνη, στο τμήμα δηλαδή του βραχώδους μετώπου που βρέχεται περιοδικά από το νερό, καταφέρνουν να επιβιώσουν διανοίγοντας οπές στο πέτρωμα και ζώντας εντός αυτών (endoliths). Το βάθος των οπών που διανοίγονται εξαρτάται από τη δυνατότητα για φωτοσύνθεση και συνήθως περιορίζεται σε λιγότερο από ένα χιλιοστό (Kelletat, 2005).

7.3.3 Οι θαλάσσιες εγκοπές ως δείκτες μεταβολών της στάθμης θάλασσας

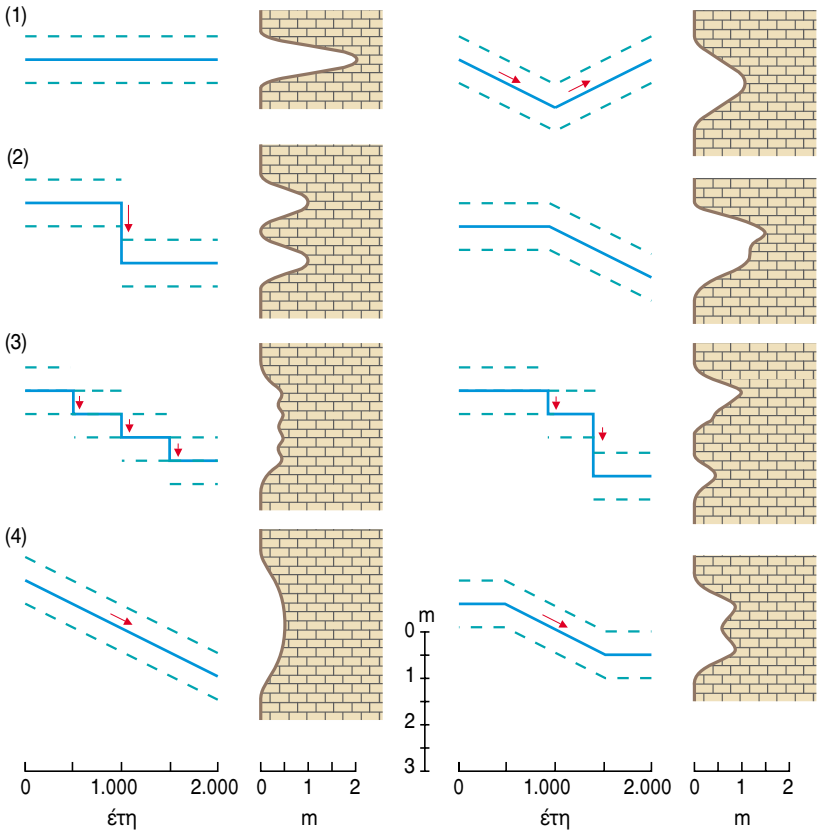
Σε τεκτονικά ενεργές παράκτιες περιοχές είναι συχνό φαινόμενο οι ανυψωμένες ή βυθισμένες παλαιές ακτογραμμές. Οι τεκτονικές κινήσεις που έχουν επηρεάσει μια παράκτια περιοχή μπορούν να προσδιοριστούν με τη μελέτη γεωμορφολογικών και βιολογικών ενδείξεων. Μεταξύ των ενδείξεων αυτών ιδιαίτερα χρήσιμες είναι οι διαβρωσιγενείς, από τη δράση των οργανισμών, θαλάσσιες εγκοπές (Stiros & Pirazzoli, 1995). Συνεπώς οι γεωμορφές αυτές έχουν μεγάλη σημασία στις έρευνες για την αναζήτηση σταθμών θάλασσας του παρελθόντος σε τεκτονικά ενεργές παράκτιες περιοχές βραχωδών ακτών. Για παράδειγμα η ύπαρξη μιας, δύο ή και περισσότερων εγκοπών Ολοκαινικής ηλικίας σε διάφορα ύψη πάνω ή και κάτω από τη σημερινή θαλάσσια στάθμη σε τεκτονικά ενεργές παράκτιες περιοχές έχουν αποδοθεί σε μεταβολές της σχετικής στάθμης θάλασσας λόγω ασυνεχούς τεκτονικής δραστηριότητας (φωτο 7.9). Η σημερινή θέση των απολιθωμένων αυτών εγκοπών σε διαφορετικά επίπεδα από αυτά που σχηματίστηκαν οφείλεται στη δράση του τεκτονισμού.

Τα σημαντικά πλεονεκτήματα των βιοδιαβρωσιγενών θαλάσσιων εγκοπών ως δεικτών στάθμης θάλασσας του παρελθόντος είναι η καλή και γρήγορη ανάπτυξή τους, ο σχηματισμός τους στο επίπεδο της μέσης στάθμης της θάλασσας και η δυνατότητα χρονολόγησής τους με την εφαρμογή μεθόδων ραδιοχρονολόγησης στα ασβεστολιθικά κελύφη των απολιθωμένων σήμερα οργανισμών που τις σχημάτισαν.

Ιδιαίτερη σημασία για την αξιοπιστία και τη χρησιμοποίηση των βιοδιαβρωσιγενών θαλάσσιων εγκοπών ως δεικτών στάθμης θάλασσας του παρελθόντος έχει η αναγνώριση και διάκρισή τους από τις δομικές εγκοπές. Είναι προφανές ότι οι δομικές εγκοπές, που οφείλονται στα διαφορετικά αποτελέσματα της δράσης του κυματισμού λόγω της διαφοροποίηση της λιθολογίας (ανθεκτικότητας στη διάβρωση) στρωμάτων πετρωμάτων που εμφανίζονται στο μέτωπο του κρημνού, δε θα πρέπει να λαμβάνονται ως ενδείξεις στάθμης θάλασσας του παρελθόντος ακόμη και αν βρίσκονται σε διαφορετικά, σε σχέση με τη σημερινή θαλάσσια στάθμη, επίπεδα.

Η μορφή του προφίλ μιας θαλάσσιας εγκοπής δίνει σημαντικές ποιοτικές πληροφορίες για το ρυθμό της μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης και τις τεκτονικές κινήσεις της περιοχής. Ο ρυθμός της υποσκαφής ποικίλει ανάλογα με το είδος του πετρώματος και την ανθεκτικότητα. Μια μέση τιμή εκτιμάται σε 1 mm/έτος (Laborel et al., 1999). Όπως φαίνεται στο σχήμα 7.11.1 ο ρυθμός διάβρωσης έχει μέγιστη τιμή κοντά στο επίπεδο της μέσης στάθμης θάλασσας και μειώνεται σταδιακά στα ανώτερα και χαμηλότερα τμήματα του ενδοπαλιρροιακού εύρους. Συνεπώς σε περιοχές προστατευμένες από τη δράση του κυματισμού, εάν η σχετική στάθμη θάλασσας δε μεταβάλλεται, τα προφίλ των θαλάσσιων εγκοπών θα έχουν την τυπική μορφή σχήματος V ή U με την κάμψη κοντά στο επίπεδο της μέσης στάθμης θάλασσας, τη βάση της εγκοπής κοντά στη στάθμη της άμπωτης και την κορυφή στη στάθμη της πλημμυρίδας. Τα πιθανά αποτελέσματα των μεταβολών (απότομων ή σταδιακών) της στάθμης θάλασσας στη μορφολογία των εγκοπών απεικονίζονται στο σχήμα 7.11. Μια γρήγορη μεταβολή της σχετικής στάθμης θάλασσας, μεγαλύτερη από το εύρος παλίρροιας (σχήμα 7.11.2), θα προκαλέσει την ανύψωση ή βύθιση όλης της εγκοπής διατηρώντας τη και προστατεύοντάς τη από περεταίρω διάβρωση ενώ μια νέα εγκοπή θα σχηματισθεί στη νέα παλιρροιακή ζώνη. Εάν η μεταβολή της στάθμης είναι μικρότερη από το εύρος παλίρροιας, (σχήμα 7.11.3) το δάπεδο ή η οροφή της εγκοπής θα διαβρωθεί και το ύψος της εγκοπής θα αυξηθεί. Στην περίπτωση αυτή οι επαναλαμβανόμενες γρήγορες κινήσεις θα οδηγήσουν στη διαδοχική ανάπτυξη οδοντώσεων. Οι εγκοπές αυτές ονομάζονται κυματοειδείς (ripple notches). Η βαθμιαία μεταβολή της στάθμης της θάλασσας θα προκαλέσει την αύξηση του ύψους της εγκοπής (σχήμα 7.11.4).

Σημαντικό ρόλο στην ακριβή αναπαράσταση των σταθμών θάλασσας του παρελθόντος σε μια περιοχή εμφάνισης μιας σειράς βιοδιαβρωσιγενών θαλάσσιων εγκοπών έχει η βιολογική στάθμη που, όπως αναφέρθηκε, είναι το όριο της υποπαλιρροιακής (infra littoral) και της μεσοπαλιρροιακής (mid littoral) ζώνης και μπορεί να καθοριστεί με ακρίβεια βάσει των διαφορών στην ποσότητα και τα είδη των οργανισμών που ζουν σε αυτές (σχήμα 7.10). Η στάθμη αυτή μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως βασική αφετηρία – επίπεδο για τη μελέτη των προφίλ των παράκτιων κρημνών (Stiros et al., 2000). Η υψομετρική διαφορά μεταξύ των απολιθωμένων και χρονολο-



Σχήμα 7.11 Μορφολογικά χαρακτηριστικά των προφίλ θαλάσσιων εγκοπών, σε προφυλαγμένα από τον κυματισμό περιβάλλοντα, τα οποία έχουν προκύψει από μεταβολές στάθμης θάλασσας που πραγματοποιήθηκαν με διαφορετικούς ρυθμούς και σε διάφορα στάδια. (τροποποιημένο από Pirazzoli, 2005)

γημένων βιολογικών σταθμών θάλασσας από τη σημερινή θέση της ενεργού βιολογικής στάθμης επιτρέπει την αξιόπιστη εκτίμηση των σχετικών μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης με ακρίβεια της τάξης των 10 cm.

Στον ελλαδικό χώρο ανυψωμένες ή αντίστοιχα βυθισμένες εγκοπές στη βάση ασβεστολιθικών παράκτιων κρημνών έχουν εντοπισθεί και μελετηθεί με σκοπό την αναζήτηση της τεκτονικής ιστορίας και των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης σε διάφορες τεκτονικά ενεργές περιοχές όπως στα Κύθηρα (Gaki-Papanastassiou et al., 2008α), τη Ρόδο (Pirazzoli et al., 1989), τα Ιόνια νησιά (Pirazzoli et al., 1994α), την Κρήτη, την Εύβοια, τη χερσόνησο της Περαχώρας (ανατολικός Κορινθιακός κόλπος) και αλλού. Στη χερσόνησο της Περαχώρας έχει διαπιστωθεί η ύπαρξη θαλάσσιων εγκοπών σε ασβεστολιθικούς κρημνούς τόσο στην περιοχή του Ηραίου, όσο και στις βόρειες ακτές της χερσονήσου, στην περιοχή Μυλοκοπή (Stiros & Pirazzoli, 1998). Συγκεκριμένα στην περιοχή του Ηραίου ανυψωμένες εγκοπές βρίσκονται 1,4±0,1, 3,1 και 2,2 m πάνω από τη σημερινή θαλάσσια στάθμη και οι βαθμονομημένες ηλικίες που προέκυψαν από ραδιοχρονολόγηση με ^{14}C ήταν 190-440 μ.Χ, 4440-4320 π.Χ. και 2440-2260 π.Χ. αντίστοιχα (Pirazzoli et al., 1994b) (φωτο 7.10α).

Στη Κεφαλονιά ο σεισμός του 1953, μεγέθους 7,2 βαθμών, που σχεδόν ισοπέδωσε το Αργοστόλι προκάλεσε την ανύψωση ενός μεγάλου μήκους των νότιων, ανατολικών και νοτιοανατολικών ακτών του νησιού με αποτέλεσμα θαλάσσιες εγκοπές να βρεθούν 50 cm πάνω από τη μέση στάθμη της θάλασσας (φωτο 7.10β). Επιπλέον κατά θέσεις στις ανατολικές ακτές του νησιού υπάρχει μια δεύτερη θαλάσσια εγκοπή η σημερινή θέση της οποίας αποδίδεται σε ανάλογο σεισμικό γεγονός που έπληξε την περιοχή 1.500 έτη B.P. (πριν από σήμερα) (Stiros et al., 1994α).

7.4 Παράκτιοι πάγκοι (shore platforms)

Η διάβρωση από τη δράση των κυμάτων κατά μήκος των βραχωδών ακτών εκτός από κατακόρυφες μεγάλης κλίσης γεωμορφές διάβρωσης, όπως είναι οι παράκτιοι κρημνοί, οδηγεί και στον σχηματισμό οριζόντιων γεωμορφών όπως είναι οι παράκτιοι πάγκοι (shore platforms) (φωτο 7.11).

Οι διεργασίες σχηματισμού των παράκτιων πάγκων περιλαμβάνουν τόσο τη δράση του κυματισμού, όσο και ένα είδος χημικής αποσάθρωσης λόγω της επίδρασης του θαλάσσιου νερού (water layer weathering). Οι κυματογενούς προέλευσης πάγκοι σχετίζονται άμεσα με περιοχές υποχώρησης των παράκτιων κρημνών. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, οι παράκτιοι κρημνοί υποχωρούν καθώς διαβρώνονται κυρίως από την υδραυλική δράση, την απόξεση (abrasion), και την εκσκαφή (quarrying), που αποτελούν διεργασίες που δρουν στη βάση τους. Οι διεργασίες αυτές είναι περισσότερο ενεργές σε περιοχές ενδιάμεσης και υψηλής κυματικής ενέργειας όπου υπάρχουν αρκετά



Φωτο 7.11 Παράκτιος πάγκος στην περιοχή Black Rock Point, Melbourne, Victoria, Australia. Ο παράκτιος αυτός πάγκος έχει σχηματισθεί σε ανθεκτικούς σκουρόχρωμους ψαμμίτες από τη διάβρωση των υπερκείμενων μαλακότερων ιζηματογενών στρωμάτων λόγω της δράσης του κυματισμού.

χαλαρά υλικά στο χώρο θραύσης των κυμάτων διαθέσιμα να κινηθούν από την κυματική δράση βοηθώντας την αποδυνάμωση του πετρώματος. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, η υποσκαφή ενός παράκτιου κρημνού από τη δράση του κυματισμού μπορεί κατά θέσεις να σχηματίσει στη βάση του μια θαλάσσια εγκοπή η οποία, καθώς η απόξεση και οι διαβρωτικές διεργασίες συνεχίζονται, βαθαίνει με αποτέλεσμα το ανώτερο τμήμα του κρημνού να μη στηρίζεται επαρκώς και να καθίσταται επιρρεπές στις διεργασίες κίνησης μαζών λόγω βαρύτητας. Με τον τρόπο αυτό οι παράκτιοι κρημνοί υποχωρούν σταδιακά και μπροστά από αυτούς διαμορφώνεται μια επίπεδη ή ελαφρώς κεκλιμένη πετρώδης επιφάνεια που ονομάζεται παράκτιος πάγκος. Το πίσω όριο του πάγκου είναι συνήθως η βάση του μετώπου του παράκτιου κρημνού. Για τη διατήρηση των παράκτιων πάγκων η κυματική ενέργεια πρέπει να είναι ικανή να απομακρύνει τα κορήματα που παράγονται από τη διάβρωση των μετώπων των κρημνών. Διαφορετικά ο παράκτιος πάγκος καλύπτεται από κορήματα και δεν υπόκειται σε περαιτέρω διεργασίες αποσάθρωσης.

Η χημική αποσάθρωση (water level weathering) περιλαμβάνει όλες εκείνες τις διεργασίες που είναι αποτέλεσμα της περιοδικής διαβροχής και ξήρανσης του πετρώματος συμπεριλαμβανομένης και της κρυστάλλωσης του αλατιού. Είναι περισσότερο αποτελεσματική σε περιοχές πετρωμάτων οριζόντιας στρώσης και μεγάλης διαπερατότητας σε τροπικές και υποτροπικές περιοχές με μικρά εύρη παλίρροιας όπως είναι η Χαβάη, η Αυστραλία, η Καραϊβική αλλά και οι ακτές της Μεσογείου. Η εξάτμιση και η χημική αποσάθρωση ευνοούνται από τις υψηλές θερμοκρασίες. Οι παράκτιοι πάγκοι που διαμορφώνονται με τον τρόπο αυτό είναι συνήθεις κατά μήκος ακτών ανθρακικών πετρωμάτων και μπορούν να αναγνωριστούν από την ανάπτυξη στην επιφάνειά τους μικρομορφών όπως είναι οι μικρού βάθους οπές (pools) και αύλακες που σχηματίζονται κοντά στο επίπεδο της μέσης στάθμης της πλημμυρίδας (φωτο 7.12).

Το πλάτος των παράκτιων πάγκων ποικίλει ανάλογα με τα χαρακτηριστικά της περιοχής που σχηματίζονται και κυμαίνεται από λίγα μέτρα έως πάνω από ένα χιλιόμετρο (Davis & Fitzgerald, 2004). Σε περιοχές που οι πάγκοι έχουν σχηματισθεί σε επίπεδα οριζόντια στρώματα ιζηματογενών πετρωμάτων η επιφάνειά τους είναι σχετικά ομαλή ενώ όταν αναπτύσσονται σε περιοχές με πολύπλο-

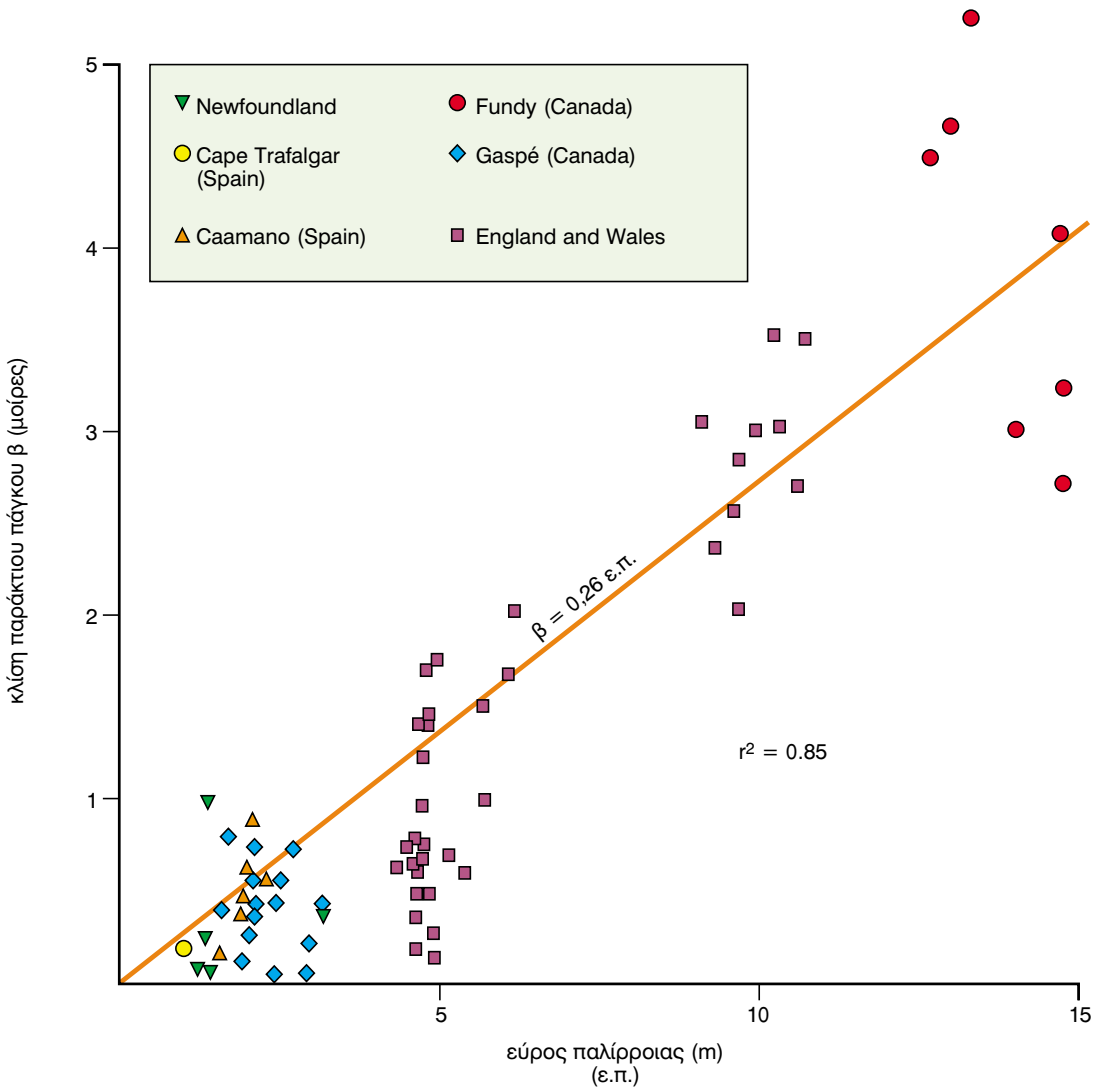


Φωτο 7.12 Επιφάνεια παράκτιου πάγκου που έχει αναπτυχθεί σε ασβεστολιθικά πετρώματα σε παράκτια περιοχή της Λακωνίας. Διακρίνονται μικρομορφές που οφείλονται στις διεργασίες αποσάθρωσης.

κη γεωλογία, όπως για παράδειγμα σε έντονα διαρρηγμένα πυριγενή πετρώματα ή σε κεκλιμένα στρώματα μεταμορφωμένων ή ιζηματογενών πετρωμάτων, συνήθως εμφανίζουν ανώμαλες επιφάνειες με τοπογραφικές εξάρσεις που φθάνουν σε ύψος μέχρι και ένα μέτρο. Οι διαφορές στην ανθεκτικότητα των γεωλογικών σχηματισμών στις διεργασίες αποσάθρωσης είναι υπεύθυνες για το σχηματισμό αυλακώσεων, προεξοχών και άλλων παρόμοιων μικρο-μορφών στην επιφάνεια των πάγκων.

Οι παράκτιοι πάγκοι μπορεί να είναι σχεδόν οριζόντιοι ή να κλίνουν προς τη θάλασσα με κλίσεις που κυμαίνονται από 1˚ έως πάνω από 30˚. Σε μερικές περιοχές, ειδικά εκεί που κυρίαρχη διεργασία αποσάθρωσης είναι η απόξεση, υπάρχει μια συσχέτιση μεταξύ του εύρους παλίρροιας και της μορφολογικής κλίσης των γεωμορφών αυτών. Τα μεγαλύτερα εύρη παλίρροιας ευνοούν το σχηματισμό παράκτιων πάγκων μεγαλύτερης κλίσης (σχήμα 7.12). Το εύρος παλίρροιας ελέγχει την κατανομή της κυματικής ενέργειας που καταναλώνεται πάνω στον παράκτιο πάγκο και συνεπώς τις διεργασίες διάβρωσης από τη δράση των κυμάτων. Κατά τη μετάβαση από την πλημμυρίδα στην άμπωτη τα κύματα θραύονται σταδιακά πλησιέστερα στο προς τη θάλασσα άκρο του πάγκου. Μόνο όμως κατά την πλημμυρίδα, όπου επιτυγχάνεται η υψηλότερη στάθμη, τα κύματα επηρεάζουν άμεσα το προς την ξηρά υψηλότερο τμήμα του πάγκου. Συνεπώς, οι μεγαλύτεροι ρυθμοί κατακόρυφης διάβρωσης λαμβάνουν χώρα κατά την πλημμυρίδα, όταν οι κυματικές διεργασίες επικεντρώνονται και είναι περισσότερο αποτελεσματικές στη βάση του παράκτιου κρημνού, που ουσιαστικά αποτελεί το ανώτερο όριο του παράκτιου πάγκου.

Στις περισσότερες περιπτώσεις ένας παράκτιος πάγκος που κλίνει προς τη θάλασσα επιτρέπει στην κυματική ενέργεια να μεταφέρει τα υλικά - προϊόντα της διάβρωσης του κρημνού προς την ανοικτή θάλασσα σε μεγαλύτερα βάθη. Η κλίση ενός τέτοιου πάγκου συνήθως είναι 1˚ και εκτείνεται αρκετά μέσα στη θάλασσα ώστε να επιτρέπει στο ίζημα που μεταφέρεται κατά μήκος της πετρώδους επιφάνειας να απομακρυνθεί εν αιωρήσει ή να αποτεθεί σε μεγαλύτερα βάθη. Δεδομένου ότι για τη μεταφορά του ιζήματος πάνω στον πάγκο είναι απαραίτητη η κυματική ενέργεια οι πάγκοι αυτοί δεν εκτείνονται κάτω από τη βάση του κύματος (το βάθος δηλαδή αλληλεπίδρασης των κυμάτων με τον πυθμένα) η οποία, όπως έχει αναφερθεί, για τις περισσότερες παράκτιες περιοχές δεν ξεπερνά το βάθος των –10



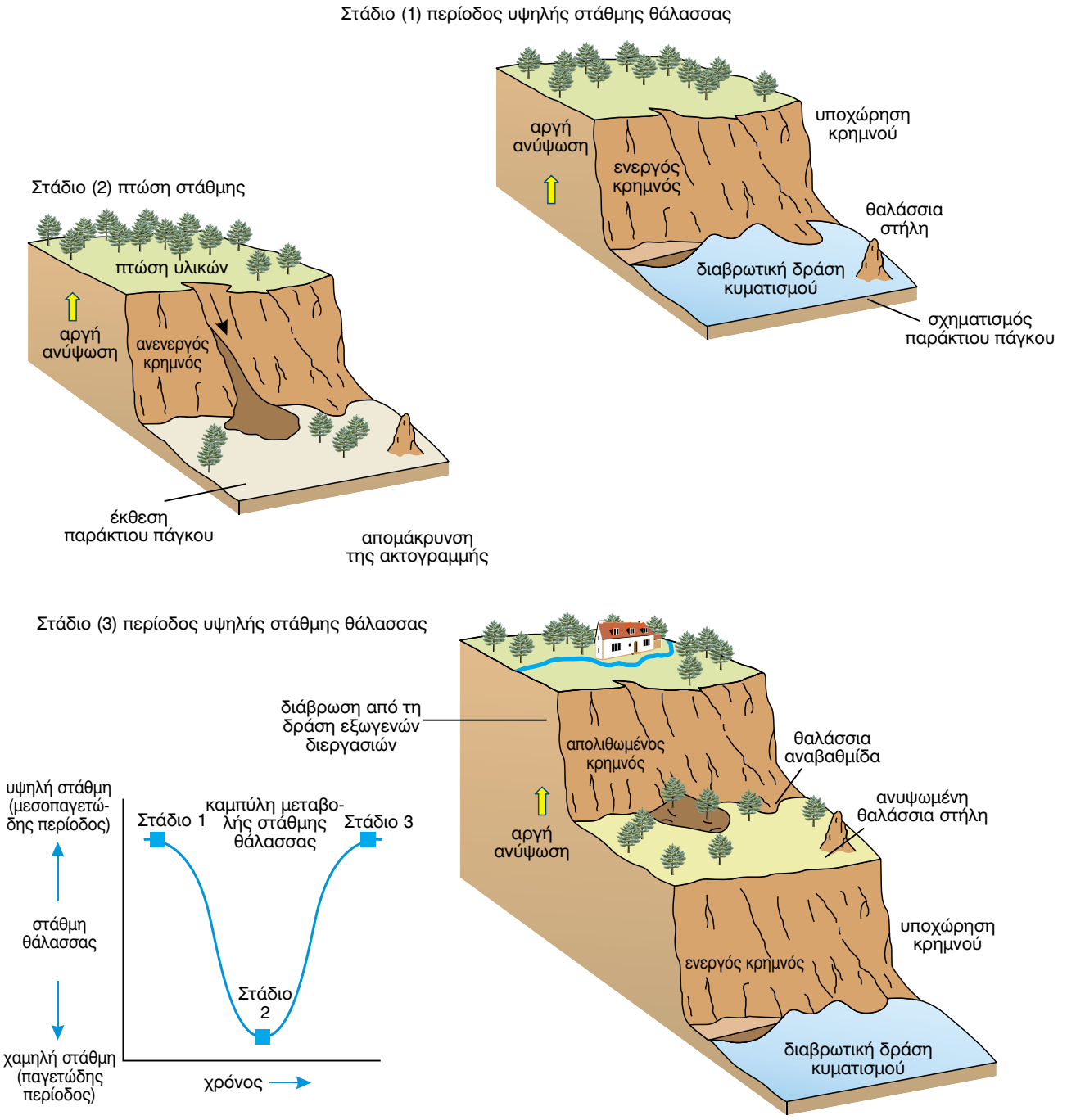
Σχήμα 7.12 Σχέση μεταξύ της κλίσης των παράκτιων πάγκων (β) και του εύρους παλίρροιας (ε.π.) για έξι παράκτιες περιοχές. Κάθε σημείο στο διάγραμμα αντιπροσωπεύει τη μέση τιμή της κλίσης ενός μεγάλου αριθμού παράκτιων πάγκων. (πηγή δεδομένων: Trenhaile, 1999)

m. Θεωρώντας λοιπόν ότι η κλίση του πάγκου είναι 1° και ότι το μέγιστο βάθος του φθάνει τα –10 m εκτιμάται ότι το μέγιστο πλάτος για τους περισσότερους παράκτιους πάγκους είναι περίπου 500 m. Στην California αλλά και σε αρκετές άλλες περιοχές του κόσμου υπάρχουν παράκτιοι πάγκοι που εκτείνονται υποθαλάσσια σε βάθη μεγαλύτερα των –10 m. Επειδή έχει αποδειχθεί ότι κάτω από το βάθος των –10 m τα κύματα συνήθως δεν αλληλεπιδρούν με το βυθό και συνεπώς η διάβρωση από τον κυματισμό είναι ανενεργή, τα βαθύτερα τμήματα των πάγκων αυτών θεωρούνται ως υπολειμματικά που σχηματίσθηκαν όταν η στάθμη της θάλασσας βρισκόταν χαμηλότερα από τη σημερινή και πιθανότατα καλύφθηκαν μεταγενέστερα από τη θάλασσα με τη σταδιακή άνοδο της στάθμης.

Κατά μήκος των περισσότερων βραχωδών ακτών οι ρυθμοί υποχώρηση των παράκτιων κρημνών είναι μικροί. Έχει υπολογιστεί ότι οι μέσοι αυτοί ρυθμοί είναι της τάξης των μερικών εκατοστών ανά έτος γεγονός που σημαίνει ότι και οι παράκτιοι πάγκοι δημιουργήθηκαν με επίσης πολύ αργούς ρυθμούς (Davis & Fitzgerald, 2004). Συνεπώς απαραίτητη προϋπόθεση για την ανάπτυξη των παράκτιων πάγκων είναι η διατήρηση μιας σχεδόν σταθερής στάθμης θάλασσας για μια μακρά χρονική περίοδο. Οι μεγαλύτερου πλάτους παράκτιοι πάγκοι βρίσκονται σε περιοχές όπου οι κρημνοί είναι ιδιαίτερα επιρρεπείς στη διάβρωση. Περιοχές δηλαδή που αποτελούνται από ασθενώς συνεκτικοποιημένα ιζηματογενή πετρώματα ή γενικά γεωλογικούς σχηματισμούς μειωμένης αντοχής στη διάβρωση και όπου η κυματική ενέργεια είναι μέτρια έως υψηλή. Αντίθετα σε περιοχές σκληρών, ανθεκτικών στη διάβρωση, πετρωμάτων, όπως είναι οι χαλαζίτες, συνήθως το πλάτος των παράκτιων πάγκων είναι μικρό και η κλίση τους μεγάλη.

7.5 Θαλάσσιες αναβαθμίδες (marine terraces)

Οι θαλάσσιες αναβαθμίδες (marine terraces) είναι παράκτιοι πάγκοι που έχουν μετατοπιστεί από την αρχική θέση σχηματισμού τους και σήμερα βρίσκονται πάνω ή κάτω από τη στάθμη της θάλασσας. Η μετατόπιση των παράκτιων πάγκων από την αρχική θέση σχηματισμού τους οφείλεται σε εκτεταμένες διακυμάνσεις της στάθμης της θάλασσας με το χρόνο που, όπως έχει αναλυθεί, προκαλούνται από παγκόσμια ευστατικά αίτια ή τοπικά



Σχήμα 7.13 Οι θαλάσσιες αναβαθμίδες σχηματίζονται κατά μήκος ακτών που υφίστανται ανύψωση. Στο πρώτο στάδιο η ανάπτυξη της αναβαθμίδας ξεκινά κατά τη διάρκεια μιας περιόδου υψηλής στάθμης θάλασσας (μεσοπαγετώδης περίοδος) με τον σχηματισμό ενός παράκτιου πάγκου από τη διαβρωτική δράση του κυματισμού. Στο δεύτερο στάδιο, όταν η στάθμη της θάλασσας πέφτει με την έναρξη της παγετώδους περιόδου, ο παράκτιος πάγκος εγκαταλείπεται από τις θαλάσσιες διεργασίες. Στο τρίτο στάδιο κατά τη διάρκεια του χρονικού διαστήματος που η θαλάσσια στάθμη πέφτει σε μια χαμηλή θέση και κατόπιν ανεβαίνει ξανά, ο παράκτιος πάγκος ανυψώνεται πάνω από την υψηλή θέση της θαλάσσιας στάθμης και αποτελεί μια θαλάσσια αναβαθμίδα. Η εξιδανικευμένη καμπύλη μεταβολής της στάθμης της θάλασσας δείχνει τον χρόνο του σχηματισμού της θαλάσσιας αναβαθμίδας. (τροποποιημένο από Davis & Fitzgerald, 2004)

αίτια όπως είναι ο τεκτονισμός και/ή το φαινόμενο της ισοστασίας, ή συνήθως από τη συνδυασμένη δράση τοπικών και ευστατικών αιτιών (Davis & Fitzgerald, 2004). Στις περιοχές που το τελικό αποτέλεσμα των κινήσεων αυτών είναι η ανύψωση της ξηράς, οι θαλάσσιες αναβαθμίδες βρίσκονται πάνω από τη θαλάσσια στάθμη ενώ αναπτύσσονται υποθαλάσσια στις περιοχές που η ξηρά βυθίζεται.

Ο σχηματισμός των θαλάσσιων αναβαθμίδων προϋποθέτει χρονικές περιόδους σταθεροποίησης της στάθμης της θάλασσας και ένα γενικό καθεστώς τεκτονικής ανύψωσης της ξηράς (σχήμα 7.13). Πρόσφατα έχει γίνει πλέον αποδεκτό ότι οι αναβαθμίδες αντιπροσωπεύουν παράκτιους πάγκους που ανυψώθηκαν κατά τη διάρκεια της περιόδου του Πλειστόκαινου έτσι ώστε σήμερα να βρίσκονται πάνω από τη θαλάσσια στάθμη. Όπως έχει ήδη αναλυθεί στο σχετικό με τη στάθμη της θάλασσας κεφάλαιο, κατά τη διάρκεια του Πλειστόκαινου η εναλλαγή σταδίων ανάπτυξη και υποχώρησης των ηπειρωτικών καλυμμάτων πάγου προκάλεσε αντίστοιχες μεταβολές στη θαλάσσια στάθμη κατά περίπου 100 - 120 m. Οι περισσότεροι παράκτιοι πάγκοι που σήμερα αποτελούν θαλάσσιες αναβαθμίδες σχηματίστηκαν κατά τις μεσοπαγετώδεις περιόδους, όταν η στάθμη της θάλασσας είχε σταθεροποιηθεί σε μια υψηλή θέση (highstand) που περίπου αντιστοιχεί στο επίπεδο της σημερινής θαλάσσιας στάθμης. Οι περίοδοι αυτές σταθεροποίησης της στάθμης σε υψηλές θέσεις (highstands) και διαμόρφωσης των παράκτιων πάγκων διήρκησαν πιθανά κάποιες χιλιάδες ετών. Με την έλευση της παγετώδους περιόδου η θαλάσσια στάθμη έπεσε σε μια χαμηλή θέση (lowstand) οπότε οι παράκτιοι πάγκοι ανυψώθηκαν. Στη συνέχεια η στάθμη ανέβηκε ξανά φθάνοντας σχεδόν στο επίπεδο της σημερινής. Η διεργασία αυτή επαναλήφθηκε κατά τη διαδοχή των παγετωδών και μεσοπαγετωδών περιόδων του Τεταρτογενούς σχηματίζοντας σε αρκετές παράκτιες περιοχές μια σειρά από θαλάσσιες αναβαθμίδες που βρίσκονται σε σταδιακά μεγαλύτερο υψόμετρο.

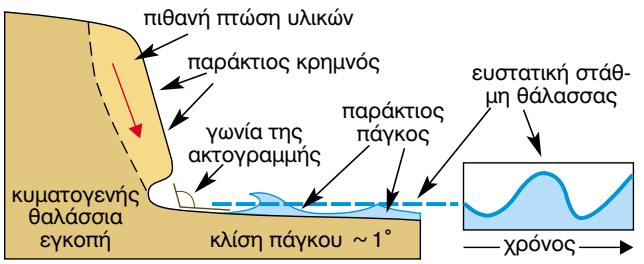
7.5.1 Οι θαλάσσιες αναβαθμίδες ως δείκτες στάθμης θάλασσας του παρελθόντος

Από τον ορισμό τους και την περιγραφή του τρόπου σχηματισμού τους γίνεται φανερό ότι οι γεωμορφές αυτές καταγράφουν τη θέση της ακτογραμμής κατά τα διαστήματα των υψηλών σταθμών (highstands) των μεσοπαγετωδών περιόδων του Πλειστόκαινου. Συνεπώς αποτελούν σημαντικές γεωλογικές καταγραφές παλαιών σταθμών θάλασσας χρήσιμες σε μελέτες παλαιογεωγραφικής αναπαράστασης παράκτιων περιοχών. Μια ακτογραμμή που ανυψώνεται με γρήγορο και σταθερό ρυθμό αφήνοντας τα ίχνη της με τη μορφή αναβαθμίδων, αποτελεί την καλύτερη καταγραφή για τη μέτρηση των μεγάλων, μακράς διάρκειας, μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης και της τεκτονικής ανύψωσης.

Αν και μια αναδυμένη θαλάσσια αναβαθμίδα είναι μια πολύπλοκη γεωμορφή, που εμφανίζει χαρακτηριστικά τόσο διάβρωσης, όσο και απόθεσης, οι θαλάσσιες αναβαθμίδες διακρίνονται στις διαβρωσιγενούς προέλευσης (erosional) που, όπως αναφέρθηκε έχουν προκύψει από διεργασίες διάβρωσης, και στις δομικές (constructional) που σχετίζονται με την ανάπτυξη των κοραλλιογενών υφάλων (Burbank & Anderson, 2007). Ο σχηματισμός και τα μορφολογικά χαρακτηριστικά των δομικών αναβαθμίδων αναλύονται στο σχετικό με τις κοραλλιογενείς ακτές κεφάλαιο.

Οι διαβρωσιγενείς θαλάσσιες αναβαθμίδες αναπτύσσονται καλύτερα σε παράκτιες περιοχές που ευνοούν τον σχηματισμό παράκτιων πάγκων και ταυτόχρονα υπόκεινται σε ανοδικές τεκτονικές κινήσεις. Περιοχές δηλαδή μεσαίας έως υψηλής κυματικής ενέργειας που αποτελούνται από ευδιάβρωτα οριζόντιας στρώσης ιζηματογενή πετρώματα. Θαλάσσιες αναβαθμίδες σχηματίζονται επίσης και κατά μήκος ακτών που αποτελούνται από χαλαρά ασύνδετα ιζήματα.

Μια πρόσφατα σχηματισμένη θαλάσσια αναβαθμίδα διαβρωσιγενούς προέλευσης συνήθως αποτελείται από δύο ευδιάκριτες επιφάνειες. Μια σχετικά επίπεδη που κλίνει προς τη θάλασσα κατά περίπου 1° και αντιστοιχεί στην επιφάνεια του παράκτιου παλαιο-πάγκου και ένα μέτωπο μεγαλύτερης κλίσης που κλίνει προς τη θάλασσα και αντιστοιχεί στον παράκτιο παλαιο-κρημνό (σχήμα 7.14). Η γωνία κλίσης του μετώπου εξαρτάται από τη συνοχή, τη σκληρότητα και την ανθεκτικότητα στις θαλάσσιες διαβρωσιγενείς διεργασίες του γεωλογικού σχηματισμού από τον οποίο αποτελείται (σχήμα 7.14). Η έκταση της επιφάνειας μιας αναβαθμίδας εξαρτάται από τη χρονική διάρκεια κατά την οποία η θάλασσα βρισκόταν στη στάθμη αυτή, την ανθεκτικότητα στη διάβρωση των στρωμάτων των πετρωμάτων στα οποία έχει διαμορφωθεί και την αρχική μορφολογία της περιοχής (κυρίως τη μορφολογική κλίση της τότε παράκτιας ζώνης). Το σημείο συνάντησης των δύο αυτών επιφανειών, δηλαδή του μετώπου και της επιφάνειας της αναβαθμίδας, ονομάζεται γωνία της ακτογραμμής



Σχήμα 7.14 Διαβρωσιγενής παράκτιος πάγκος (erosional shore platform), παράκτιος κρημνός (coastal cliff), εγκοπή κυματογενούς προέλευσης (ware cut notch) και η γωνία της ακτογραμμής (shoreline angle). Το άνω όριο του διαβρωσιγενούς παράκτιου πάγκου αλλάζει με την πάροδο του χρόνου και εξαρτάται από τις μεταβολές της στάθμης της θάλασσας.



Φωτο 7.13 Θαλάσσια αναβαθμίδα στον όρμο του Αργοστολίου (ν. Κεφαλονιά). Διακρίνεται η επιφάνεια της αναβαθμίδας, το μέτωπο του παλαιο-κρημνού και το εσωτερικό άκρο ή γωνία της ακτογραμμής που αντιστοιχεί στην τομή της επιφάνειας με το μέτωπο.

(shoreline angle) ή εσωτερικό άκρο (inner edge) της αναβαθμίδας και είναι η θέση όπου μπορεί να σχηματισθεί και να διατηρηθεί μια θαλάσσια εγκοπή από τη δράση του κυματισμού (Burbank & Anderson, 2007). Η κυματογενής αυτή εγκοπή και το σημείο συνάντησης του παράκτιου παλαιο-πάγκου (επιφάνειας) και του παράκτιου παλαιο-κρημνού (μετώπου) αντιστοιχεί στη θέση της παλαιάς ακτογραμμής κατά την περίοδο σχηματισμού του πάγκου και συνεπώς αντιπροσωπεύει έναν δείκτη που προσεγγίζει πολύ καλά την τοπική στάθμη θάλασσας την περίοδο σχηματισμού της αναβαθμίδας (φωτο 7.13). Το εσωτερικό αυτό άκρο ουσιαστικά καταγράφει τη διατομή της τότε μέσης στάθμης της θάλασσας με την ξηρά κατά την εποχή σχηματισμού του παλαιο-πάγκου. Όπως ήδη αναφέρθηκε η παλαιά αυτή ακτογραμμή σχετίζεται με ένα από τα κύρια μεσοπαγετώδη στάδια που έχουν προσδιορισθεί με τη μέθοδο των ισοτόπων οξυγόνου, όπως φαίνονται στην καμπύλη των ευστατικών μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης (σχήμα 5.3). Η θέση του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας σε σχέση με τη σημερινή ακτογραμμή αποτελεί έναν οριζόντιο παλαιοδείκτη που επιτρέπει τον υπολογισμό τόσο των παράλληλων προς την ακτή μετατοπίσεων, όσο και των κατακόρυφων κινήσεων από την περίοδο σχηματισμού του.

Όταν το εσωτερικό άκρο ή γωνία της ακτογραμμής ενός ανυψωμένου παράκτιου πάγκου χρησιμοποιείται για την αναπαράσταση της ακτογραμμής του παρελθόντος, είναι σημαντικό να εκτιμηθεί, με όσο γίνεται μεγαλύτερη ακρίβεια, το υψόμετρό του. Δεδομένου ότι η περιοχή έχει αναδυθεί και ανυψωθεί για ένα αρκετά μεγάλο χρονικό διάστημα μετά το σχηματισμό της αναβαθμίδας, έχει υποστεί τα μορφολογικά αποτελέσματα της δράσης των εξωγενών διεργασιών όπως είναι η αποσάθρωση, η διάβρωση και η κίνηση υλικών λόγω βαρύτητας. Οπότε η γωνία της ακτογραμμής συνήθως έχει καλυφθεί από προϊόντα αποσάθρωσης και διάβρωσης (κορήματα), που έχουν κινηθεί προς τα κάτω λόγω βαρύτητας, από τοπογραφικά υψηλότερες κλιτύες. Συνεπώς, σε αρκετές περιπτώσεις, η πραγματική επιφάνεια του παλαιο-πάγκου που βρίσκεται κάτω από τα κορήματα απέχει αρκετά από τον παλαιο-κρημνό. Αυτό πρέπει να ληφθεί υπόψη για τον ακριβή υπολογισμό του υψόμετρου του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας.

Σε αντίθεση με το εσωτερικό άκρο της αναβαθμίδας το εξωτερικό άκρο (outer edge) του παλαιο-πάγκου – αναβαθμίδας δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως σημείο ένδειξης της θαλάσσιας στάθμης κατά την περίοδο σχηματισμού του πάγκου. Αυτό οφείλεται κυρίως στο ότι το βάθος του εξωτερικού άκρου του διαβρωσιγενούς

πάγκου κατά την περίοδο του σχηματισμού του δεν είναι σταθερό αλλά μπορεί να ποικίλει σημαντικά φθάνοντας συνήθως μέχρι τα –10 m ανάλογα με τις τοπικές συνθήκες (κυρίως κυματισμού και βαθυμετρίας). Άρα είναι αρκετά παρακινδυνευμένο να χρησιμοποιηθεί το εξωτερικό άκρο της αναβαθμίδας ως ένδειξη για την εκτίμηση της στάθμης της θάλασσας. Επιπλέον η σημερινή θέση του αναδυμένου και διατηρημένου εξωτερικού άκρου του παλαιο-πάγκου εξαρτάται από το κατά πόσο αυτό έχει υποχωρήσει από τότε που αναδύθηκε εξαιτίας της διάβρωσης και της ομαλοποίησής του από τη δράση των εξωγενών διεργασιών (αποσάθρωση και διάβρωση). Συνεπώς το εξωτερικό άκρο της αναβαθμίδας είναι ένας πολύ λιγότερο αξιόπιστος δείκτης στάθμης θάλασσας του παρελθόντος σε σχέση με το εσωτερικό της άκρο.

Σε μια ακτή όπου υπάρχει μια σειρά θαλάσσιων αναβαθμίδων η ορθή εκτίμηση του υψόμετρου του εσωτερικού άκρου της κάθε αναβαθμίδας, ο προσδιορισμός της ηλικίας του σχηματισμού της χρησιμοποιώντας διάφορες μεθόδους χρονολόγησης και η γνώση της υψομετρικής διαφοράς μεταξύ των διαδοχικών αναβαθμίδων παρέχει ένα μέσο υπολογισμού του ρυθμού της τεκτονικής ανύψωσης για τη συγκεκριμένη ακτή.

Συνεπώς οι υψομετρικές διαφορές μεταξύ διαδοχικών αναβαθμίδων είναι μια συνάρτηση του ρυθμού ανύψωσης κατά μήκος της ακτής.

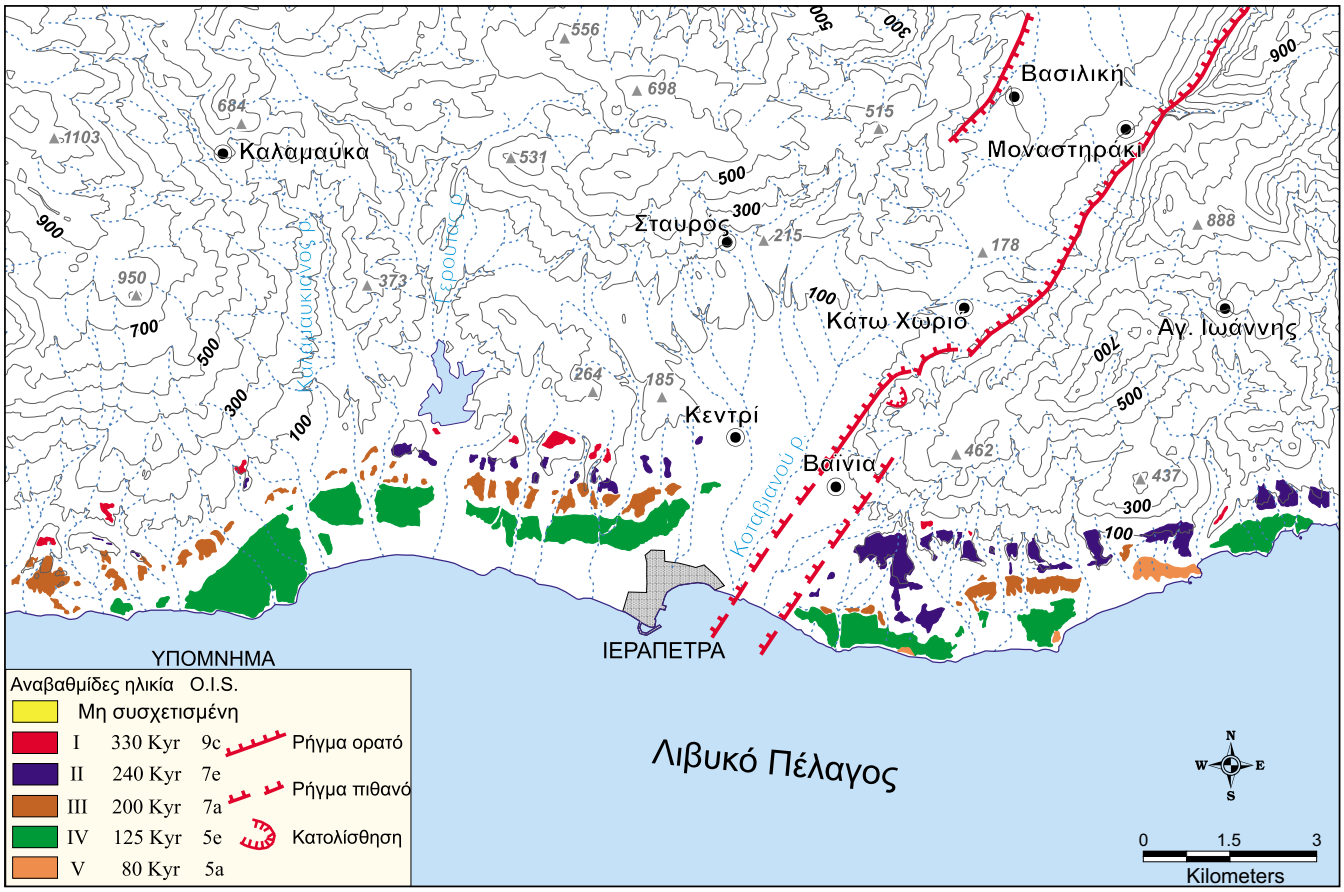
7.5.2 Περιοχές εμφάνισης θαλάσσιων αναβαθμίδων

Η συστηματική μελέτη των θαλάσσιων αναβαθμίδων ξεκίνησε τη δεκαετία του 1970 σε αρκετά μέρη και επεκτάθηκε σε όλες σχεδόν τις παράκτιες περιοχές του κόσμου (Lajoie, 1986). Αυτό οφείλεται κατά ένα μεγάλο μέρος στην ανάπτυξη των μεθόδων απόλυτης χρονολόγησης με μεγάλη ακρίβεια και στην ανάπτυξη και εδραίωση της θεωρίας των ευστατικών μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης για την περίοδο του Τεταρτογενούς.

Κατά μήκος των ακτών της νότιας California υπάρχουν τουλάχιστον έξι θαλάσσιες αναβαθμίδες στην περιοχή Palos Verdes και δέκα στα νησιά San Clemente και Santa Cruz. Εκτεταμένες αναβαθμίδες αναπτύσσονται επίσης κατά μήκος των τεκτονικών ακτών της Νέας Ζηλανδίας, Ν. Γουινέας, στη χερσόνησο της Αλάσκας και στις ακτές του Ειρηνικού της κεντρικής και νότιας Αμερικής.



Φωτο 7.14 Χαμηλή αναβαθμίδα που βρίσκεται μόλις 2 m πάνω από τη σημερινή μέση στάθμη θάλασσας και έχει αναπτυχθεί σε Πλειστοκαινικής ηλικίας μαργαϊκές αποθέσεις στις νότιες ακτές της χερσονήσου της Παλικής στη δυτική Κεφαλονιά. Στο βάθος διακρίνονται τρεις αναβαθμίδες που αντιστοιχούν σε διαφορετικά μεσοπαγετώδη επεισόδια του Πλειστόκαινου.



Σχήμα 7.15 Τοπογραφικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής της Ιεράπετρας (νότιες ακτές της Κρήτης). Φαίνεται η επιφανειακή εξάπλωση των θαλάσσιων αναβαθμίδων και το Β.Α.-Ν.Δ. διεύθυνσης κανονικό ρήγμα της Ιεράπετρας που ανυψώνει το ανατολικό τμήμα και ταπεινώνει το δυτικό. (πηγή: Gaki-Papanastassiou et al., 2009)

Στην Ελλάδα θαλάσσιες αναβαθμίδες υπάρχουν σε αρκετές περιοχές. Στις νότιες ακτές του Κορινθιακού κόλπου έχουν χαρτογραφηθεί λεπτομερώς και μελετηθεί δέκα συνολικά αναβαθμίδες που εκτείνονται από τα 10 m μέχρι το υψόμετρο των 400 m (Armijo et al., 1996). Οι αναβαθμίδες αυτές έχουν χρονολογηθεί και συσχετισθεί με τα ισοτοπικά στάδια οξυγόνου υψηλής στάθμης. Σειρές θαλάσσιων αναβαθμίδων έχουν μελετηθεί και σε αρκετές ακτές κατά μήκος του Ελληνικού τόξου όπως στην Κεφαλονιά (Gaki-Papanastassiou et al., 2008b) (φωτο 7.14), στη νότια Πελοπόννησο, στα Κύθηρα, στην Κρήτη (Gaki-Papanastassiou et al., 2009) και τη Ρόδο.

Στην ευρύτερη περιοχή της Ιεράπετρας, στις νότιες ακτές της Κρήτης, έχει διαπιστωθεί η ύπαρξη πέντε θαλάσσιων αναβαθμίδων που αντιστοιχούν στα ισοτοπικά στάδια 9c (330.000 έτη), 7e (240.000 έτη), 7a (200.000 έτη), 5e (125.000 έτη) και 5a (80.000 έτη) αντίστοιχα (σχήμα 7.15). Οι αναβαθμίδες αυτές τέμνονται από το κανονικό ρήγμα της Ιεράπετρας το οποίο έχει γενική διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ. Η λεπτομερής τους χαρτογράφηση, η χρονολόγησή τους, η αντιστοίχηση δηλαδή με τα ισοτοπικά (μεσοπαγετώδη) στάδια του Πλειστόκαινου, και η εύρεση των υψόμετρων των εσωτερικών τους άκρων εκατέρωθεν του ρήγματος βοήθησε τον υπολογισμό του μέσου ρυθμού δραστηριοποίησης του ρήγματος για την περίοδο των τελευταίων 350.000 ετών.

8 Παράκτιες Γεωμορφές Απόθεσης Περιβαλλόντων με Κυρίαρχη Διεργασία τον Κυματισμό

8.1 Αιγιαλοί (beaches)

Οι αιγιαλοί (beaches) είναι ίσως τα πιο συνηθισμένα περιβάλλοντα του παράκτιου χώρου. Είναι γεωμορφές απόθεσης που αποτελούνται από ασύνδετα, χαλαρά υλικά όπως είναι οι κροκάλες, οι χάλικες, η άμμος σε συνδυασμό με εύπλαστα υλικά όπως η ιλύς και η άργιλος (φωτο 8.1, 8.2). Οι περισσότεροι αιγιαλοί αποτελούνται από την ανάμειξη όλων αυτών των υλικών. Εκτείνονται από τη μέση στάθμη άμπωτης έως το σημείο που σημειώνεται προς την ξηρά μια μορφολογική αλλαγή που αντιστοιχεί στο όριο δράσης των θαλάσσιων διεργασιών ή εκεί που αρχίζει η βλάστηση. Έτσι πολλές φορές το άνω όριο του αιγιαλού ορίζεται από το μέτωπο ενός παράκτιου κρημνού ή από μια ζώνη μόνιμης φυτοκάλυψης.

Οι αιγιαλοί είναι γεωμορφές που μπορούν και διατηρούνται ακόμη και όταν στην ακτογραμμή επιδρούν οι σκληρότερες συνθήκες κυματισμού, όπως για παράδειγμα κατά τη διάρκεια έντονων καταιγίδων. Το χαρακτηριστικό που κάνει τους αιγιαλούς τόσο ανθεκτικούς είναι ότι αποτελούνται από ασύνδετα υλικά (συνήθως μείγμα άμμου και χαλίκων), που είναι ευκίνητα. Μπορούν δηλαδή να τεθούν σε κίνηση εύκολα, να μεταφερθούν και να αναδιανεμηθούν σχηματίζοντας γεωμορφές που βρίσκονται σε αρμονική συμφωνία με την εκάστοτε κυματική ενέργεια που προσπίπτει στην ακτογραμμή. Με τη διαδικασία αυτή εξασφαλίζεται η συνεχής διατήρηση των αιγιαλών. Αντίθετα οι συμπαγείς παράκτιες δομές που μπορεί να είναι φυσικές γεωμορφές, όπως για παράδειγμα οι κρημνοί, ή να αποτελούν ανθρωπογενείς κατασκευές, όπως τα τοιχία των λιμανιών, είναι άκαμπτες στην επίθεση των κυμάτων με αποτέλεσμα να διαβρώνονται εύκολα. Οι αιγιαλοί σπανίως διαβρώνονται από τον κυματισμό, απλά προσαρμόζουν τη μορφολογία τους (κυρίως την κλίση του μετώπου) και την κοκκομετρία των ιζημάτων τους ανάλογα με τα χαρακτηριστικά των κυμάτων που τους πλήττουν.



Φωτο 8.1 Μικρής κλίσης αιγιαλός (beach) από λεπτόκοκκο αμμώδες ίζημα στον Αργολικό κόλπο.



Φωτο 8.2 Μεγάλου πλάτους αμμώδης αιγιαλός (sandy beach) στις δυτικές ακτές του Θερμαϊκού κόλπου.

Κατά τη μελέτη των ιζημάτων του αιγιαλού περιγράφεται η σχέση μεταξύ των κόκκων ή αλλιώς η υφή του ιζήματος (sediment texture). Τόσο η υφή του ιζήματος, όσο και οι ιδιότητες των κόκκων του (μέγεθος, μορφή, σχήμα) αντανακλούν το κυματικό καθεστώς του αιγιαλού, το οποίο επηρεάζει άμεσα το προφίλ του (Bascom, 1951). Οι συνθήκες υψηλής κυματικής ενέργειας μπορούν να θέσουν σε κίνηση τους κόκκους σχεδόν όλων των μεγεθών. Με την κίνησή τους οι κόκκοι έρχονται σε επαφή μεταξύ τους με αποτέλεσμα να λειαίνονται λόγω τριβής. Με τον τρόπο αυτό το μέγεθος των κόκκων σταδιακά μειώνεται. Εντούτοις σε αιγιαλούς περιβαλλόντων υψηλής κυματικής ενέργειας υπάρχει πολύ λίγο λεπτόκοκκο ίζημα εξαιτίας της δυναμικής σχέσης μεταξύ των κυμάτων και του αιγιαλού. Η κυματική ενέργεια απομακρύνει το λεπτόκοκκο ίζημα, το οποίο διατηρείται σε αιώρηση στο νερό και τελικά αποτίθεται όταν μεταφερθεί σε πιο ήρεμα νερά όπου τα επίπεδα ενέργειας είναι αρκετά χαμηλά. Οι αιγιαλοί αποτελούν χώρους αποθήκευσης ιζημάτων. Συγκεντρώνουν το ίζημα που η κυματική ενέργεια επιτρέπει να αποτεθεί. Πραγματοποιείται δηλαδή μια διεργασία διαλογής των κόκκων, από την κυματική ενέργεια, που μοιάζει λίγο με τη διαδικασία διαχωρισμού του σταριού από το άχυρο.

8.1.1 Προφίλ αιγιαλού

8.1.1.1 Ο ρόλος του κυματισμού

Τα μορφολογικά χαρακτηριστικά του αιγιαλού καθορίζονται κατά κύριο λόγο από την ένταση της κυματικής ενέργειας που δέχεται. Ο τρόπος με τον οποίο οι αιγιαλοί ανταποκρίνονται στη δράση του κυματισμού αλλάζει τη μορφολογία τους. Κάτω από την επίδραση φυσιολογικών ή αίθριου καιρού κυματικών συνθηκών (δηλαδή χαμηλή έως μέση κυματική ενέργεια) οι αιγιαλοί αποκτούν μεγάλη μορφολογική κλίση που κυμαίνεται γύρω στις 11° (ή 1:8). Η μεγάλη αυτή κλίση κάνει τον αιγιαλό ικανό να ανακλά προς τη θάλασσα τον κυματισμό ενδιάμεσης ενέργειας. Αιτία της μεγάλης αυτής μορφολογικής κλίσης που αποκτά ο αιγιαλός είναι ο τρόπος θραύσης των κυμάτων. Όταν ένα κύμα θραύεται στην παραλία το νερό ταξιδεύει πάνω στην επιφάνεια του αιγιαλού σαν παφλασμός. Αφού το νερό του παφλασμού ταξιδέψει πάνω στον αιγιαλό όσο του επιτρέψει η διαθέσιμη ενέργεια, επιστρέφει προς τη θάλασσα με την επίδραση της βαρύτητας σαν κυματισμός επιστροφής (backwash). Όταν επικρατούν συνθήκες αίθριου καιρού, μεσολαβεί ένα σχετικά μεγάλο χρονικό διάστημα μεταξύ των αφίξεων των διαδοχικών κυμάτων στον αιγιαλό. Ο κυματισμός επιστροφής καταλήγει στη θάλασσα πριν τη θραύση του επόμενου κύματος και άρα δεν αλληλεπιδρά με τον παφλασμό του κύματος που ακολουθεί. Δεδομένου

ότι η ενέργεια του παφλασμού του επερχόμενου κύματος είναι μεγαλύτερη από αυτή του κυματισμού επιστροφής του προηγούμενου, η ποσότητα ιζήματος που μεταφέρεται στο πάνω μέρος του μετώπου του αιγιαλού είναι μεγαλύτερη από αυτή που απομακρύνεται προς τα κάτω. Με τη διαδικασία αυτή τα κύματα παίρνουν ίζημα από τη βάση του μετώπου και το αποθέτουν πιο πάνω "χτίζοντας" κατά κάποιον τρόπο τον αιγιαλό. Για το λόγο αυτό τα κύματα αίθριου καιρού συχνά ονομάζονται και κύματα εποικοδόμησης (constructive waves). Δεδομένου ότι το καλοκαίρι χαρακτηρίζεται συνήθως από αίθριες καιρικές συνθήκες, το απότομο προφίλ που αποκτά ο αιγιαλός ονομάζεται και θερινό προφίλ (summer profile και swell profile). Εκτός από τη μεγάλη μορφολογική κλίση, το προφίλ αυτό συνήθως χαρακτηρίζεται από την ανάπτυξη μιας αμμώδους ή χαλικώδους ζώνης (berm) στο άνω μέρος του αιγιαλού που σηματοδοτεί το όριο του παφλασμού του κύματος.

Όταν οι καιρικές συνθήκες είναι πιο βίαιες, όπως για παράδειγμα κατά τη διάρκεια μιας καταιγίδας, η κυματική ενέργεια χαρακτηρίζεται σαν ενδιάμεση έως υψηλή και οι αιγιαλοί αποκτούν μια πιο ήπια κλίση που φθάνει τις 0,5˚ (ή 1:41). Αυτή η μικρή κλίση καθιστά τον αιγιαλό ικανό να διασκορπίζει την κυματική ενέργεια. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι, όταν ο αιγιαλός εμφανίζει μικρή κλίση, τα κύματα έχουν στη διάθεσή τους μια μεγαλύτερης έκτασης επιφάνεια για να θραυσθούν. Συχνά το νερό των κυμάτων κινείται πάνω στην επιφάνεια αυτών των μικρής κλίσης αιγιαλών για σημαντική απόσταση. Όπως και στην περίπτωση των αιγιαλών μεγάλης κλίσης, έτσι και εδώ η αιτία για τη μορφή του προφίλ είναι η αλληλεπίδραση μεταξύ του παφλασμού και του κυματισμού επιστροφής. Στην περίπτωση αυτή τα διαδοχικά κύματα φθάνουν στον αιγιαλό σχετικά γρήγορα. Δηλαδή το προσπίπτον κύμα προλαβαίνει κατά κάποιον τρόπο αυτό που αποχωρεί. Έτσι το νερό του κυματισμού επιστροφής κινείται προς τα κάτω στην επιφάνεια του αιγιαλού ενώ ταυτόχρονα τα νερά του παφλασμού του επόμενου κύματος ταξιδεύουν προς τα πάνω στον αιγιαλό. Η αλληλεπίδραση αυτή μειώνει την ικανότητα του παφλασμού του κύματος να μεταφέρει το ίζημα στο πάνω μέρος του αιγιαλού, οδηγώντας έτσι σε μεταφορά ιζήματος προς τη θάλασσα. Ο κυματισμός παραλαμβάνει ίζημα από την κορυφή του μετώπου του αιγιαλού και το αποθέτει προς τη θάλασσα μειώνοντας με τον τρόπο αυτό την κλίση του προφίλ του. Τα κύματα αυτά ονομάζονται και κύματα καταστροφής (destructive waves) και επειδή είναι συχνότερα κατά τη διάρκεια του χειμώνα, το προφίλ που αποκτά ο αιγιαλός ονομάζεται χειμερινό προφίλ καθώς και προφίλ καταιγίδας (winter profile και storm profile).

8.1.1.2 Ο ρόλος της κοκκομετρίας του ιζήματος

Εκτός από τον κυματισμό σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση του προφίλ ενός αιγιαλού παίζει το είδος του ιζήματος από το οποίο αποτελείται. Αυτό οφείλεται κυρίως στη διαπερατότητά του, την ικανότητα δηλαδή που έχει το ίζημα να επιτρέπει στο νερό να το διαπερνά. Εάν το ίζημα είναι αρκετά περατό, επιτρέπει δηλαδή στο νερό να διέλθει διαμέσου αυτού με ευκολία, τότε κάτω από οποιεσδήποτε κυματικές συνθήκες το νερό του κυματισμού επιστροφής καταλήγει στη θάλασσα διαμέσου των ιζημάτων του αιγιαλού και όχι κινούμενο πάνω στην επιφάνειά του. Αυτό αποσβένει τον κυματισμό επιστροφής και, όπως αναφέρθηκε παραπάνω, επιτρέπει στο νερό παφλασμού όλων των κυμάτων να ταξιδεύει πάνω στον αιγιαλό ανεμπόδιστο προκαλώντας τη μεταφορά και απόθεση του ιζήματος στο πάνω μέρος του αιγιαλού "χτίζοντάς" τον και αυξάνοντας την κλίση του. Η μόνη περίπτωση που θα μπορούσε κάτω από τέτοιες συνθήκες να μειωθεί η κλίση του προφίλ είναι εάν το ίζημα του αιγιαλού κορεσθεί σε νερό, εάν δηλαδή όλα τα κενά μεταξύ των κόκκων πληρωθούν με νερό, όπως για παράδειγμα μετά από μια έντονη βροχόπτωση ή λόγω της πολύ γρήγορης άφιξης των κυμάτων στην ακτή. Αντίθετα στους αιγιαλούς που αποτελούνται από ίζημα μικρής περατότητας, το νερό του κυματισμού επιστροφής θα καταλήγει στη θάλασσα κινούμενο πάνω στην επιφάνεια του αιγιαλού ή κοντά σε αυτή και μπορεί να αλληλεπιδρά με το νερό παφλασμού του κύματος που ακολουθεί διαμορφώνοντας αιγιαλούς μικρότερης κλίσης.

Επομένως εκτός από την ένταση και τα χαρακτηριστικά του κυματισμού που θραύεται πάνω σε έναν αιγιαλό, το προφίλ του καθορίζεται σε σημαντικό βαθμό και από το είδος (μέγεθος, σχήμα, συνοχή) των κόκκων του παράκτιου ιζήματος. Ο συνδυασμός των χαρακτηριστικών αυτών του ιζήματος επηρεάζει τη διαπερατότητά του.

8.1.2 Χαλικώδεις αιγιαλοί (gravel beaches)

Οι χαλικώδεις αιγιαλοί ονομάζονται και αιγιαλοί χονδρόκοκκου κλαστικού υλικού ή αιγιαλοί καταιγίδας (storm or coarse clastic beaches). Χαρακτηρίζονται από την κυρίαρχη παρουσία υλικών μεγάλου μεγέθους (με διάμετρο μεταξύ 2 και 2.000 mm) ενώ το μέτωπό τους είναι απότομο (μεγάλης κλίσης) γεγονός που τους καθιστά ικανούς να ανακλούν σε σημαντικό βαθμό τον κυματισμό που προσπίπτει. Σε αντίθεση με τους αμμώδεις, οι χαλικώδεις αιγιαλοί δεν έχουν μελετηθεί συστηματικά.

Ακτογραμμές με χονδρόκοκκο υλικό συνήθως βρίσκονται σε περιοχές που αποτελούν:

- ***Παλαιότερες παγετικές ή περιπαγετικές περιοχές,*** όπου τα αδρομερή συνήθως γωνιώδη υλικά προέρχονται από τις παγετικές διεργασίες.
- ***Τεκτονικά ενεργές παράκτιες περιοχές,*** όπου χείμαρροι μεγάλης κλίσης μεταφέρουν στην ακτή χονδρόκοκκο υλικό σαν φορτίο κοίτης (bedload) (φωτο 8.3).
- ***Περιοχές που η δράση του κυματισμού είναι έντονη*** και προκαλεί τη διάβρωση βραχωδών - πετρωδών κρημνών.



Φωτο 8.3 Αιγιαλός χονδρόκοκκου υλικού (coarse clastic beach) στις εκβολές χείμαρρου μεγάλης μορφολογικής κλίσης στις ανατολικές ακτές του Αργολικού κόλπου.

Οι αιγιαλοί αδρομερών ιζημάτων μπορούν να διακριθούν στους φραγματικούς αιγιαλούς (barriers) και τους αιγιαλούς στο μυχό των κόλπων (pocket beaches):

- ***Φραγματικοί αιγιαλοί (barriers)***. Μοιάζουν με φυσικά φράγματα από χονδρόκοκκα υλικά και χαρακτηρίζονται από ένα τοπογραφικό βύθισμα στην πίσω - προς την ξηρά - πλευρά τους (φωτο 8.4). Συνήθως πίσω από τους φραγματικούς αιγιαλούς αναπτύσσονται λιμνοθάλασσες, έλη και υγρότοποι. Οι αιγιαλοί αυτοί έχουν την ικανότητα να μετακινούνται προς την πλευρά της ξηράς.
- ***Αιγιαλοί στο μυχό των κόλπων (pocket beaches)***. Αποτελούνται από αδρομερή υλικά και περιορίζονται μεταξύ ακρωτηρίων και απόκρημνων ακτών (φωτο 8.5). Οι αιγιαλοί αυτοί συνήθως δεν έχουν καλά ανεπτυγμένο από τον κυματισμό μέτωπο προς την πλευρά της ξηράς.

Η μορφολογία της ακτογραμμής και του μετώπου των χαλικωδών αιγιαλών εξαρτάται άμεσα από το μορφοδυναμικό τους καθεστώς και τη διαπερατότητα των αδρομερών τους ιζημάτων. Υπάρχουν δύο βασικές μορφές - τύποι:

- Ο πρώτος αποτελείται από μια ομοιόμορφη κλιτύ που συνεχίζει υποθαλάσσια μέχρι το βάθος της βάσης του κύματος. Η κλιτύς αυτή έχει την ικανότητα να ανακλά τον κυματισμό που προσπίπτει κάτω από σχεδόν όλες τις κυματικές συνθήκες.
- Ο δεύτερος τύπος εμφανίζει μια κοίλη μορφή στο ανώτερο τμήμα του μετώπου και μια αλλαγή στην κλίση στο επίπεδο της μέσης στάθμης της άμπωτης. Η αλλαγή αυτή στη μορφολογική κλίση τροποποιεί το μορφοδυναμικό καθεστώς της ακτογραμμής κατά τη διάρκεια του κύκλου της παλίρροιας, διότι οι λόγοι του ύψους του κύματος προς το βάθος των νερών και του βάθους των νερών προς το μήκος του κύματος ποικίλουν καθώς μεταβάλλεται η στάθμη. Η αλλαγή στη μορφολογική κλίση του αιγιαλού συχνά συνοδεύεται από μια αλλαγή στην κοκκομετρία του ιζήματος.

Όπως στους αμμώδεις έτσι και στους χαλικώδεις αιγιαλούς η διαπερατότητα είναι πολύ σημαντική για τη μεταφορά του ιζήματος στη ζώνη θραύσης του κύματος. Αν οι κόκκοι είναι αρκετά μεγάλοι σε μέγεθος, οπότε αφήνουν μεγάλα κενά μεταξύ τους, μπορεί όλο το νερό του παφλασμού να κατεισδύει - βυθίζεται μέσα στον αιγιαλό και να επιστρέφει στη θάλασσα διαπερνώντας τα αδρομερή ιζήματα του αιγιαλού. Όπως αναφέρθηκε παραπάνω, αυτό θα έχει σαν αποτέλεσμα να ελαχιστοποιείται ή να εξαφανίζεται ο κυματισμός επιστροφής οπότε χονδρόκοκκο ίζημα μεταφέρεται και αποτίθεται



Φωτο 8.4 Φραγματικός αιγιαλός (barrier) από αδρομερές υλικό στον Αργολικό κόλπο. Το ύψος του φράγματος των χονδρόκοκκων υλικών φθάνει τα 2,5 m.



Φωτο 8.5 Αιγιαλός σε μυχό κόλπου (pocket beach) που έχει αναπτυχθεί μεταξύ ακρωτηρίων από συνεκτικά κροκαλοπαγή, Αργολίδα.

στο προς την ξηρά άνω τμήμα του αιγιαλού. Η αυξημένη διαπερατότητα, που οφείλεται στο μεγάλα κενά μεταξύ των κόκκων του αδρομερούς υλικού, είναι δυνατόν να προκαλέσει το διαχωρισμό των ιζημάτων. Το πιο λεπτόκοκκο ίζημα, όπως η άμμος, είναι δυνατό να παρασυρθεί από το νερό και να διέλθει μαζί του διαμέσου των αποθέσεων του αιγιαλού για να επανα-αναδυθεί και πιθανά να αποτεθεί προς την πλευρά της θάλασσας με τη μορφή μιας αμμώδους υποθαλάσσιας αναβαθμίδας. Η απόθεση αυτή μπορεί να οδηγήσει σε αλλαγή της κλίσης του αιγιαλού. Το φαινόμενο αυτό μπορεί να ενταθεί λόγω του αμμώδους υλικού που εισάγεται πλευρικά στον χαλικώδη αιγιαλό από την επιμήκη παράκτια κυκλοφορία κατά μήκος της ακτής.

8.1.3 Ψηφιδοπαγείς αιγιαλοί ή ακτόλιθοι (beachrocks)

Πρόκειται για συνεκτικούς σχηματισμούς κυμαινόμενης αντοχής και πρόσφατης γεωλογικής ηλικίας. Αποτελούνται από υλικά διαφόρων διαστάσεων όπως άμμοι, χάλικες και κροκάλες, τα οποία είναι συγκολλημένα με συνδετικό υλικό ανθρακικό ασβέστιο ($CaCO_3$) και ανθρακικό μαγνήσιο ($MgCO_3$). Η ορυκτολογία των κόκκων που συνιστούν τους ψηφιδοπαγείς αιγιαλούς μπορεί να είναι οποιαδήποτε και εξαρτάται από τη σύσταση του ιζήματος της παράκτιας ζώνης. Υπάρχουν κόκκοι που αποτελούνται από χαλαζία, ασβεστίτη, μαγνητίτη ή πυρόξενους. Μπορεί ακόμη μεταξύ αυτών να περιλαμβάνονται και θραύσματα απολιθωμένων κελυφών θαλάσσιων οργανισμών ή θραύσματα αρχαιολογικών οστράκων. Το υλικό από το οποίο αποτελούνται προέρχεται από παλαιές αποθέσεις του αιγιαλού που συνεκτικοποιήθηκαν δίνοντας χαρακτηριστικές μορφές πάγκων, κατά μήκος της παραλίας, με μικρή κλίση προς τη θάλασσα (φωτο 8.6, 8.7). Τα υλικά από τα οποία αποτελούνται οι ψηφιδοπαγείς αιγιαλοί δεν προέρχονται από τη σημερινή παραλία αλλά από παλαιές χαλαρές παράκτιες αποθέσεις αιγιαλού ηλικίας μερικών χιλιάδων έως εκατοντάδων ετών.

Οι γεωμορφές αυτές σχηματίζονται στη μεσοπαλιρροιακή ζώνη. Το πάχος των πάγκων τους εξαρτάται από το παλιρροιακό εύρος της περιοχής και συνήθως κυμαίνεται μεταξύ 40 και 50 cm. Εμφανίσεις ψηφιδοπαγών αιγιαλών υπάρχουν σε όλες τις κλιματικές ζώνες της γης. Έχουν κατά καιρούς διατυπωθεί διάφορες απόψεις για τον τρόπο σχηματισμού τους και τη διεργασία απόθεσης του συγκολλητικού υλικού. Οι κυριότερες υποστηρίζουν ότι η καθίζηση του ανθρακικού ασβεστίου οφείλεται σε φυσικοχημικά αίτια και λαμβάνει χώρα στη ζώνη μείξης του γλυκού με το θαλάσσιο νερό ενώ υπάρχουν και ερευνητές που δέχονται ότι η απόθεση του συγκολλητικού υλικού οφείλεται στη δραστηριότητα μικροοργανισμών (βακτηριδίων και φυκών).

Οι ψηφιδοπαγείς αιγιαλοί αποτελούν δείκτες στάθμης θάλασσας του παρελθόντος. Η λεπτομερής τους χαρτογραφική απεικόνιση και η χρονολόγησή τους είναι ένας από τους καλύτερους τρόπους για να ορίσει κανείς τις γραμμές των αμμωδών ακτών κατά τα τελευταία 6.000 χρόνια. Κατά τη διάρκεια του Ολόκαινου οι ακτο-



Φωτο 8.6 Πάγκοι ψηφιδοπαγών αιγιαλών ή ακτόλιθων (beachrocks) σε παραλία της ανατολικής Σκύρου. Είναι χαρακτηριστική η κλίση των πάγκων προς τη θάλασσα.



Φωτο 8.7 Αμμώδης αιγιαλός και πάγκος ψηφιδοπαγών αιγιαλών (beackrocks), που εκτείνεται από την ακτογραμμή μέχρι βάθος 2,5 m, σε ακτή της βορειοανατολικής Σκύρου.



Φωτο 8.8 Βυθισμένος ψηφιδοπαγής αιγιαλός (beachrock) σε παραλία της Σύρου.



Φωτο 8.9 Ανυψωμένοι ψηφιδοπαγείς αιγιαλοί (beachrocks) στην περιοχή Σχίνου (ανατολικός Κορινθιακός κόλπος). Η τεκτονική τους ανύψωση οφείλεται στην ενεργοποίηση του ρήγματος Σχίνου-Αλεποχωρίου-Ψάθας που διέρχεται στην περιοχή αυτή υποθαλάσσια σε απόσταση μερικών μέτρων από την ακτογραμμή. Η ακτογραμμή και οι ψηφιδοπαγείς αιγιαλοί βρίσκονται στο τέμαχος του ρήγματος που ανυψώνεται.



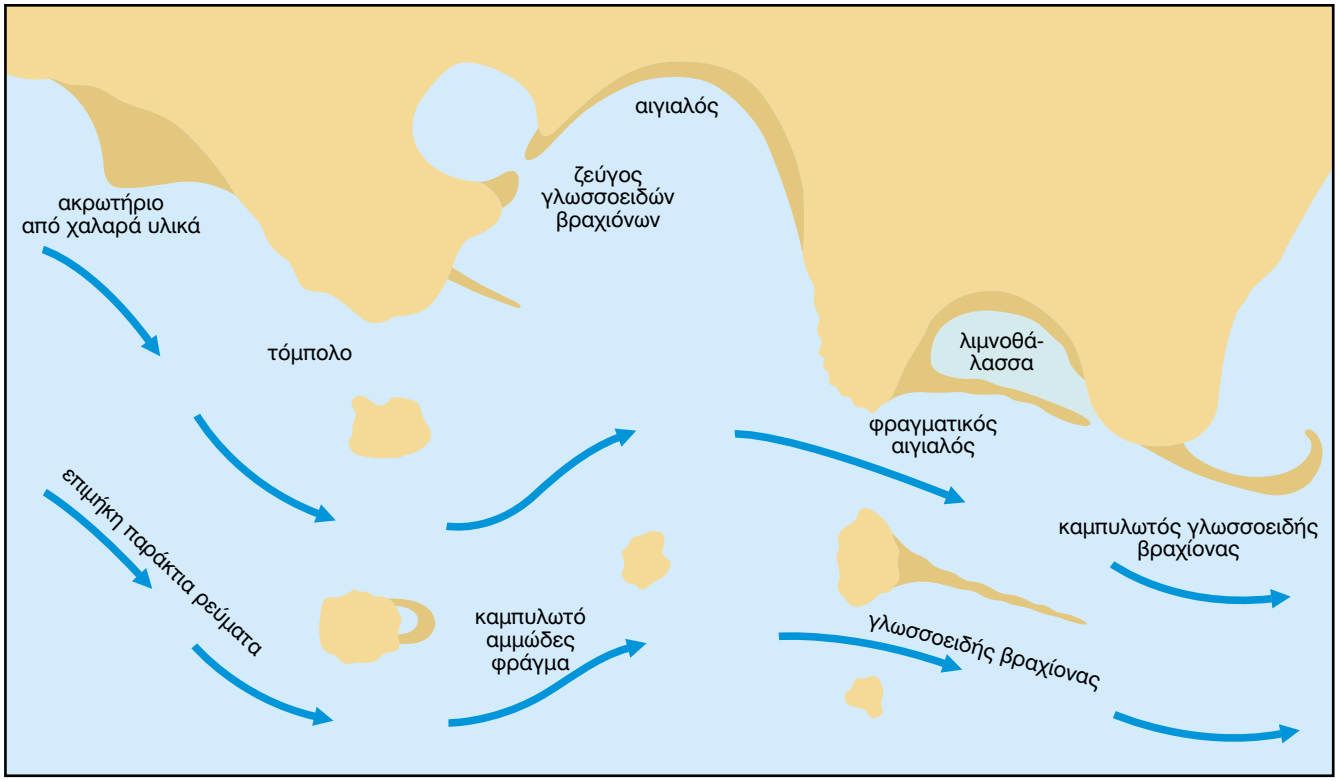
Φωτο 8.10 Δύο σειρές ανυψωμένων ψηφιδοπαγών αιγιαλών (beachrocks) στις νότιες ακτές της χερσονήσου Περαχώρας (δυτικά του καναλιού της λίμνης της Βουλιαγμένης). Ο ανώτερος πάγκος βρίσκεται σε ύψος 0,9±0,2 m ενώ ο χαμηλός 0,4±0,2 m πάνω από τη σημερινή θαλάσσια στάθμη.

γραμμές υποχωρούν σταδιακά λόγω της επίκλυσης της θάλασσας οπότε νέοι πάγκοι ψηφιδοπαγών αιγιαλών σχηματίζονται προς την πλευρά της ξηράς, πάνω από τους παλαιότερους, οι οποίοι σήμερα εμφανίζονται βυθισμένοι (φωτο 8.8). Εκτός από τη μέθοδο της ραδιοχρονολόγησης ενός ψηφιδοπαγούς αιγιαλού, ο προσδιορισμός της ηλικίας του, σε περιοχές όπως η χώρα μας, μπορεί να γίνει με τη βοήθεια αρχαιολογικών ευρημάτων όπως αγγεία, όστρακα ή νομίσματα, που βρίσκονται μέσα στους πάγκους, ή ακόμη και αρχαίων τάφων ή κατασκευών που υπέρκεινται ή υπόκεινται των σχηματισμών αυτών. Η χρονολόγηση για να είναι αντιπροσωπευτική της ηλικίας σχηματισμού του ψηφιδοπαγούς αιγιαλού θα πρέπει να πραγματοποιείται στο συνδετικό υλικό και όχι στα θραύσματα κελυφών οργανισμών που πιθανά περιέχει καθώς είναι πολύ πιθανό να είναι παλαιότερα και να έχουν μεταφερθεί από αλλού.

Σε αρκετές τεκτονικά ενεργές παράκτιες περιοχές οι σχηματισμοί αυτοί βρίσκονται ανυψωμένοι πάνω από τη σημερινή θαλάσσια στάθμη (φωτο 8.9, 8.10). Η χρονολόγησή τους σε συνδυασμό με την υψομετρική τους διαφορά από τη σημερινή μέση θαλάσσια στάθμη δίνουν το ποσό και τον μέσο ρυθμό της τεκτονικής ανύψωσης της ακτογραμμής.

8.2 Φραγματικές γεωμορφές απόθεσης

Η συγκέντρωση χαλαρών παράκτιων υλικών στα τμήματα της παράκτιας ζώνης που ευνοείται η απόθεση ιζήματος οδηγεί στο σχηματισμό φραγματικών γεωμορφών απόθεσης (σχήμα 8.1). Τα μέρη που ευνοούν την απόθεση αυτή περιλαμβάνουν περιοχές όπου η επιμήκης παράκτια κυκλοφορία διακόπτεται από εμπόδια, σημεία που η ακτή αλλάζει απότομα διεύθυνση (προσανατολισμό) καθώς και προστατευμένες από τον κυματισμό ζώνες (κυματικές σκιές), που συνήθως εκτείνονται μεταξύ της ξηράς και κοντινών στην ακτή νησιών. Οι γεωμορφές αυτές απόθεσης ποικίλουν σημαντικά τόσο ως προς τα μορφολογικά τους χαρακτηριστικά και τις διαστάσεις τους, όσο και ως προς τον όγκο και την κοκκομετρία των ιζημάτων από τα οποία συνίστανται. Το συνηθέστερο κριτήριο για την ταξινόμησή τους είναι ο βαθμός σύνδεσής τους με την ξηρά (σχήμα 8.1). Οι φραγματικές γεωμορφές απόθεσης που συνδέονται με την ξηρά στο ένα τους άκρο είναι οι γλωσσοειδείς βραχίονες (spits) και τα ακρωτήρια από χαλαρά υλικά (forelands) (Huggett, 2007). Το μήκος των γλωσσοειδών βραχιόνων είναι μεγαλύτερο από το πλάτος ενώ αντίθετα τα αμμώδη ακρωτήρια έχουν μεγαλύτερο πλάτος απ' ότι μήκος. Οι αιγιαλοί που συνδέονται με την ξηρά και στα δύο τους άκρα είναι τα καμπυλωτά αμμώδη φράγματα (looped barriers), τα τόμπολο (tompolos) και οι φραγματικοί αιγιαλοί (barrier beaches). Τέλος οι σημαντικότερες φραγματικές γεωμορφές απόθεσης που δε συνδέονται με την ξηρά είναι τα φραγματικά νησιά (barrier islands).



Σχήμα 8.1 Οι κυριότερες φραγματικές γεωμορφές απόθεσης.



Φωτο 8.11 Μορφή τόμπολο (tompolo), Point Sur State Historic Park, Central Coast, California, U.S.A. (φωτογραφία: Ann Dittmer)

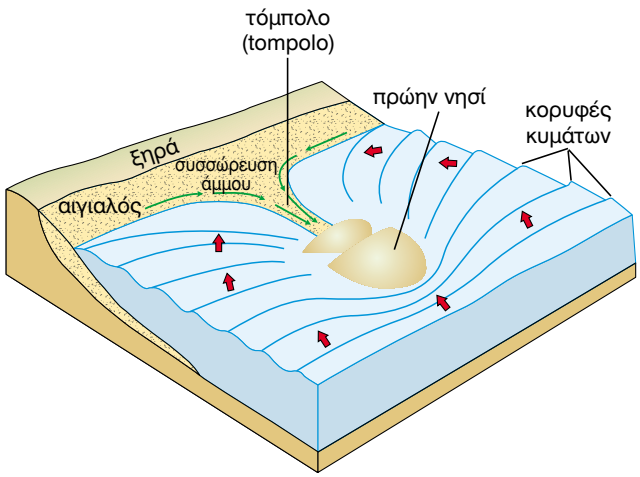
8.2.1 Τόμπολο (tompolo)

Το τόμπολο (tompolo) είναι μια λωρίδα που αποτελείται από χαλαρά υλικά (άμμους, χάλικες) και συνδέει ένα νησί με τη γειτονική στεριά (φωτο 8.11).

Κύριο αίτιο για τον σχηματισμό ενός τόμπολο είναι η "κυματική σκιά" που δημιουργείται στην πίσω από το νησί περιοχή, που προκαλεί τη μείωση της μεταφορικής ικανότητας του θαλάσσιου νερού και επομένως την απόθεση υλικού, σχηματίζοντας μια στενή ζώνη ιζημάτων που συνδέει τη στεριά με το νησί (σχήμα 8.2).

8.2.2 Γλωσσοειδείς βραχίονες (spits)

Οι γλωσσοειδείς βραχίονες (spits) είναι επιμήκεις γεωμορφές απόθεσης που δημιουργούνται από την συσσώρευση άμμου ή χαλίκων. Στις γεωμορφές αυτές το ένα άκρο του βραχίονα είναι συνδεδεμένο με την ξηρά ενώ το άλλο εκτείνεται μέσα στη θάλασσα (φωτο 8.12, 8.13).



Σχήμα 8.2 Σχηματισμός τόμπολο (tompolo). Η συσσώρευση της άμμου πίσω από το νησί, στη ζώνη της κυματικής του σκιάς, σχηματίζει μια στενή αμμο-λωρίδα.

Συνήθως σχηματίζονται στις εκβολές ενός ποταμού ή στην είσοδο ενός κόλπου. Αναπτύσσονται εκεί που παρατηρείται μια απότομη αλλαγή στη διεύθυνση (τον προσανατολισμό δηλαδή) της ακτής. Οι γλωσσοειδείς βραχίονες έχουν ένα χαμηλό ανάγλυφο που συνήθως εκτείνεται σε μικρό ύψος πάνω από τη στάθμη της θάλασσας. Σε αρκετές περιπτώσεις το χερσαίο τους τμήμα καλύπτεται από παράκτιες θίνες. Ο απλούστερος τύπος γλωσσοειδούς βραχίονα έχει μια ευθύγραμμη μορφή και ονομάζεται γραμμικός. Καμπυλωτοί ή με κάμψη (recurved spit) ονομάζονται οι γλωσσοειδείς βραχίονες που συνιστούν ένα καμπυλωτό σώμα άμμου με το απομακρυσμένο από την ακτή άκρο να κάμπτεται κατευθυνόμενο προς την ξηρά. Το καμπυλωτό αυτό απομακρυσμένο άκρο μπορεί να είναι αποτέλεσμα της δράσης της διεργασίας της διάθλασης των κυμάτων ή της αλληλεπίδρασης μεταξύ κυματισμών που έχουν διαφορετικές γωνίες προσέγγισης της ακτογραμμής.

Αρκετοί γλωσσοειδείς βραχίονες έχουν αναπτυχθεί σε χρονικές περιόδους εκατοντάδων ετών και παρουσιάζουν πολύπλοκα μορφολογικά χαρακτηριστικά που αντανακλούν τα διαφορετικά στάδια της εξέλιξής τους. Παράδειγμα ενός τέτοιου πολύπλοκου βραχίονα είναι ο σύνθετος καμπυλωτός γλωσσοειδής βραχίονας (compound recurved spit) που χαρακτηρίζεται από ένα στενό, συνδεδεμένο με την ακτή, άκρο και ένα πλατύ, με κάμψη προς το εσωτερικό, απομακρυσμένο άκρο που συχνά περικλείει μια λιμνοθάλασσα (σχήμα 8.1). Το μεγάλου πλάτους απομακρυσμένο άκρο συνήθως αποτελείται από αμμώδεις θίνες ή επιμήκεις παραλιακές ράχες (beach ridges) που αντιστοιχούν σε παλαιότερες ακτογραμμές δείχνοντας μια σταδιακή προέλαση του βραχίονα προς τη θάλασσα (φωτο 8.15).



Φωτο 8.12 Δορυφορική εικόνα γλωσσοειδούς βραχίονα (spit) στο Cape Cod, U.S.A. (φωτογραφία: Rob Brander)

Φωτο 8.13 Άποψη του γλωσσοειδούς βραχίονα (spit) της δορυφορικής εικόνας της φωτο 8.12, Cape Cod, U.S.A. (φωτογραφία: Rob Brander)





Φωτο 8.14 Ευθύγραμμος γλωσσοειδής αμμώδης βραχίονας, Farewell Spit, South Island, New Zealand. Το μήκος του φθάνει τα 35 km. (φωτογραφία: Rob Brander)



Φωτο 8.15 Γλωσσοειδής βραχίονας (spit), Northumberland Strait, N.B., Canada. Διακρίνονται οι παραλιακές ράχες μέσω των οποίων πραγματοποιήθηκε η σταδιακή προσαύξησή του. (φωτογραφία: Rob Brander)

Οι γλωσσοειδείς βραχίονες αναπτύσσονται κατά μήκος της επικρατούσας διεύθυνσης της παράκτιας κυκλοφορίας. Αποτελούν κλασικό παράδειγμα γεωμορφών που είναι ευθυγραμμισμένες με τη διεύθυνση της παράκτιας κυκλοφορίας και μπορούν να διατηρηθούν μόνο μέσω της διαρκούς επιμήκους παράκτιας τροφοδοσίας με ίζημα (Orford et al., 1991). Είναι γεωμορφές υψηλής δυναμικής που η μορφολογία τους ανταποκρίνονται ταχύτατα στις μεταβολές της επιμήκους παράκτιας προσφοράς ή απομάκρυνσης ιζήματος. Εάν η παράκτια επιμήκης τροφοδοσία ιζήματος παύσει, ο γλωσσοειδής βραχίονας τελικά θα εξαφανιστεί. Η διάβρωση του κοντινού στην ξηρά άκρου του θα τροφοδοτήσει με ίζημα το απομακρυσμένο του άκρο οδηγώντας στην προοδευτικά αυξανόμενη επιμήκη ανάπτυξή του. Ο περιορισμός όμως του πλάτους του κοντινού στην ξηρά άκρου αυξάνει την πιθανότητα προσβολής του γλωσσοειδούς βραχίονα από τον κυματισμό με αποτέλεσμα τον τεμαχισμό – διαμελισμό και την αποσταθεροποίηση του, που τελικά θα οδηγήσει στην ολοκληρωτική του διάβρωση.

Παραδείγματα γνωστών γλωσσοειδών βραχίονων είναι τα Spurn Head, Blakeney Point και Hurst Castle στην Αγγλία και το Sundy Hook στο New Jersey.

8.2.3 Φραγματικά νησιά (barrier islands)

8.2.3.1 Μορφολογικά χαρακτηριστικά

Τα φραγματικά νησιά (barrier islands) είναι επιμήκεις γραμμικές γεωμορφές απόθεσης στην ανοικτή θάλασσα που προσανατολίζονται παράλληλα με την ακτή και χωρίζονται από την ξηρά μέσω μιας λιμνοθάλασσας. Η βασική διαφορά τους από τους γλωσσοειδείς βραχίονες είναι ότι δεν συνδέονται με την ξηρά. Συνήθως αποτελούνται από άμμο που έχει συσσωρευτεί πάνω από τη στάθμη της πλημμυρίδας (high tide level) και έχει σταθεροποιηθεί με βλάστηση. Το μέγεθός των νησιών αυτών ποικίλει σημαντικά. Το πλάτος τους μπορεί να εκτείνεται από αρκετές δεκάδες μέχρι μερικές εκατοντάδες μέτρων και το μήκος τους από εκατοντάδες έως χιλιάδες μέτρα ενώ οι αποθέσεις άμμου μπορεί να φθάσουν μέχρι το υψόμετρο των 100 μέτρων πάνω από τη θάλασσα. Τα φραγματικά νησιά εμφανίζονται σε ακτές με μικρή κλίση και μικρό εύρος παλίρροιας. Οι γεωμορφές αυτές χαρακτηρίζουν το 10% περίπου των ακτών ολόκληρου του κόσμου με τη μεγαλύτερη ανάπτυξη στις ακτές του Ατλαντικού των Η.Π.Α. καθώς και σε μερικές ακτές ευρωπαϊκών χωρών όπως η Ολλανδία (Haslett, 2000).

Σε αρκετές περιπτώσεις γειτονικά φραγματικά νησιά χωρίζονται μεταξύ τους από κοίτες παλίρροιας (tidal inlets). Οι κοίτες αυτές επιτρέπουν την ανταλλαγή του νερού μεταξύ της ανοικτής θάλασσας και της λιμνοθάλασσας που βρίσκεται μεταξύ του νησιού και της ξηράς ενώ επιπλέον διευκολύνουν τη διάβρωση, τη μεταφορά και την απόθεση ιζήματος γύρω από το φραγματικό νησί. Τα φραγματικά νησιά έχουν πολλή μεγάλη σημασία για την προστασία των, τρωτών στη θαλάσσια διάβρωση, χαμηλών παράκτιων περιοχών που βρίσκονται πίσω τους. Σημαντικό μέρος της κυματικής ενέργειας καταναλώνεται στην εξωτερική (προς την ανοιχτή θάλασσα) ακτογραμμή των φραγματικών νησιών. Με τον τρόπο αυτό προστατεύεται η ακτογραμμή της ξηράς που βρίσκεται πίσω από τα νησιά από τις σοβαρές επιπτώσεις που προκαλούνται από τις συνθήκες κυμάτων καταιγίδας. Για το λόγο αυτό η μελέτη και η γνώση του τρόπου με τον οποίο σχηματίζονται τα φραγματικά νησιά καθώς και της μορφοδυναμικής τους συμπεριφοράς έχει μεγάλο ενδιαφέρον.

8.2.3.2 Σχηματισμός των φραγματικών νησιών

Δεν έχει προσδιορισθεί ακριβώς ο τρόπος με τον οποίο σχηματίστηκαν τα φραγματικά νησιά. Έχουν διατυπωθεί οι ακόλουθες τρεις κύριες θεωρίες σχηματισμού τους:

- ***Το μοντέλο ανάδυσης λόγω επίκλυσης (emerged - transgressive model).*** Σύμφωνα με την άποψη αυτή μερικά φραγματικά νησιά μπορεί να αντιπροσωπεύουν αμμώδη φράγματα στα ανοικτά των ακτών που σχηματίστηκαν κατά τη διάρκεια της τελευταίας παγετώδους περιόδου, όπου η στάθμη της θάλασσας ήταν χαμηλότερα σε σχέση με τη σημερινή. Με την άνοδο της στάθμης, που πραγματοποιήθηκε στην μετα-παγετώδη εποχή, τα αμμώδη αυτά φράγματα αναπτύχθηκαν κάθετα (σε ύψος) λόγω της συσσώρευσης του ιζήματος που μεταφερόταν προς την ακτή κατά τη διάρκεια της επίκλυσης (της σταδιακής δηλαδή ανόδου της θαλάσσιας στάθμης).
- ***Το μοντέλο βύθισης λόγω επίκλυσης (submerged - transgressive model).*** Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό μερικά φραγματικά νησιά είναι πιθανό να ήταν

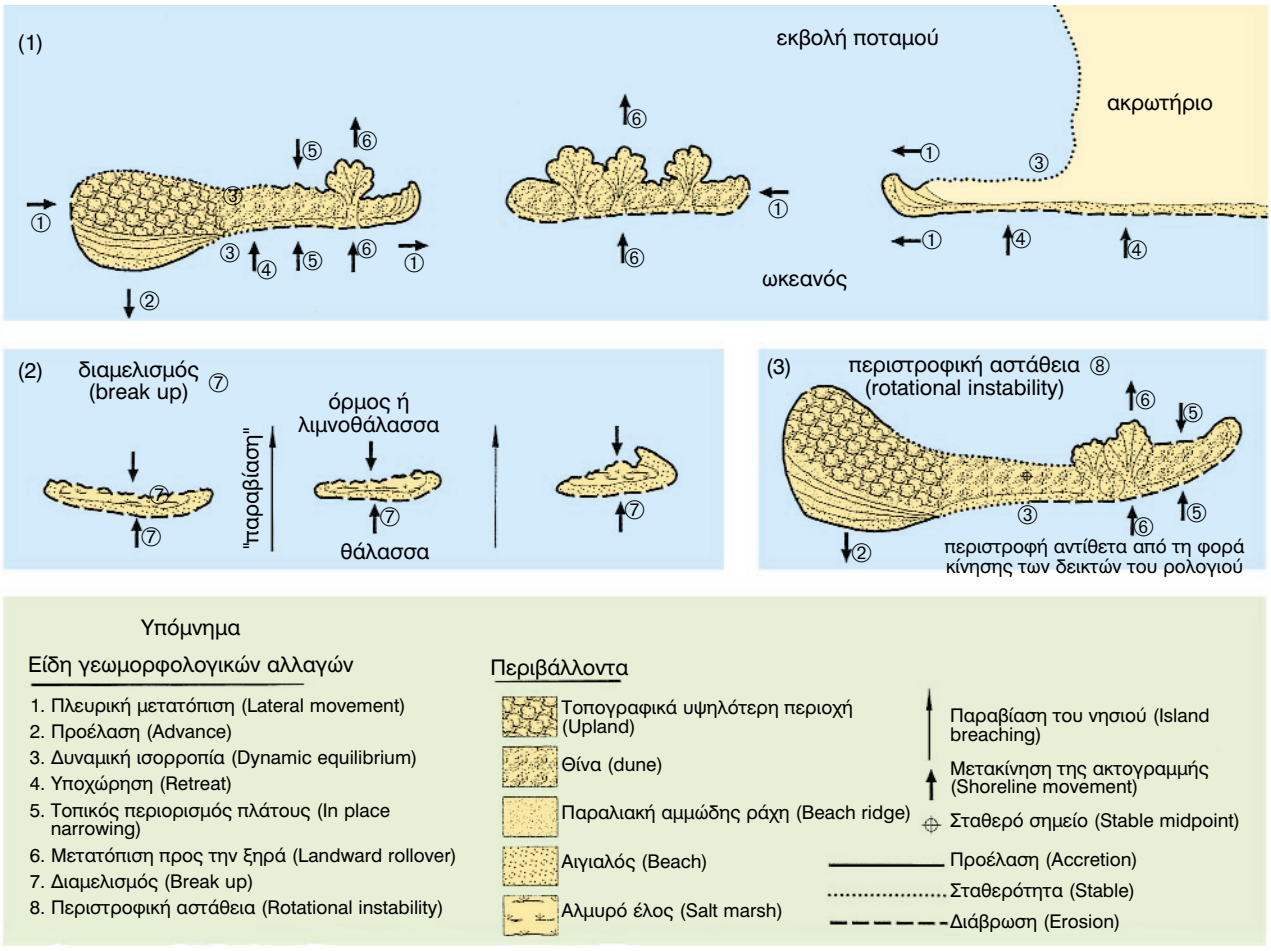
παράκτιες αμμώδεις θίνες κατά τη διάρκεια περιόδων που η στάθμη της θάλασσας βρισκόταν χαμηλότερα από τη σημερινή. Οι θίνες αυτές βυθίστηκαν λόγω της επίκλυσης που προκλήθηκε από την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης μετά την τελευταία παγετώδη περίοδο και έτσι απομονώθηκαν από τις χαμηλές παράκτιες περιοχές σχηματίζοντας αμμώδη νησιά.

- ***Μοντέλο ανάδυσης - με σταθερή στάθμη θάλασσας (Emerged - stillstand model).*** Οι προηγούμενες υποθέσεις θεωρούν ότι τα φραγματικά νησιά αποτελούν την εξέλιξη παλαιότερων γεωμορφών, όπως είναι τα αμμώδη φράγματα και οι παράκτιες αμμώδεις θίνες, που σχηματίστηκαν σε παλαιότερες περιόδους όπου η στάθμη της θάλασσας ήταν χαμηλότερα από τη σημερινή. Σύμφωνα όμως με τη θεωρία αυτή τα φραγματικά νησιά έχουν αναπτυχθεί από τότε που η μεταπαγετώδης άνοδος σταθεροποίησε τη θαλάσσια στάθμη στο σημερινό της περίπου επίπεδο δηλαδή γύρω στα 4.000 έτη πριν από σήμερα (Haslett, 2000).

Είναι γνωστό ότι μερικά φραγματικά νησιά είναι σαφώς παλαιότερα των 4.000 ετών αλλά επίσης είναι πιθανό και οι τρεις θεωρίες που διατυπώθηκαν παραπάνω να είναι σωστές και να ισχύουν για συγκεκριμένες περιπτώσεις η καθεμία.

8.2.3.3 Μορφοδυναμική συμπεριφορά των φραγματικών νησιών

Τα φραγματικά νησιά είναι παράκτια περιβάλλοντα υψηλής δυναμικής και επιρρεπή στις μεταβολές της κυματικής ενέργειας, την προσφορά σε ίζημα, τις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης καθώς και τις ανθρωπογενείς επεμβάσεις. Η διαχρονική χαρτογράφηση, για πάνω από έναν αιώνα, των φραγματικών νησιών που αναπτύσσονται κατά μήκος των ακτών του κόλπου του Mexico (Louisiana και Mississippi) ήταν ενδεικτική του είδους και της έντασης των διαχρονικών μορφοδυναμικών αλλαγών που έχουν συμβεί σε αυτά. Οι McBride et al., (1995) χρησιμοποίησαν τις πληροφορίες αυτές για να προτείνουν ένα μοντέλο που περιγράφει τις αλλαγές στη γεωμορφολογία των φραγματικών νησιών που οφείλονται στις μεταβολές των φυσικών διεργασιών και τις ανθρωπογενείς επεμβάσεις (σχήμα 8.3). Το μοντέλο αυτό αναγνωρίζει οκτώ τύπους γεωμορφολογικών αλλαγών.



Σχήμα 8.3 Σχηματική απεικόνιση της μορφοδυναμικής συμπεριφοράς των φραγματικών νησιών (barrier islands) καθώς και των γεωμορφολογικών αλλαγών που είναι αποτέλεσμα αντίστοιχων μεταβολών στο είδος και το ρυθμό δράσης των φυσικών διεργασιών και των ανθρωπογενών επεμβάσεων. Οι αλλαγές αυτές διαπιστώθηκαν από την διαχρονική παρατήρηση των φραγματικών νησιών του κόλπου του Mexico. (τροποποιημένο από McBride et. al., 1995)

- ***Πλευρική μετατόπιση (lateral movement).*** Η διεργασία αυτή περιλαμβάνει τη μετακίνηση του ιζήματος κατά μήκος του μετώπου του φραγματικού νησιού που βρίσκεται προς την πλευρά της ανοιχτής θάλασσας. Ως πλευρική μετατόπιση χαρακτηρίζεται η διάβρωση ιζήματος από το ένα άκρο του νησιού και η απόθεση του στο άλλο του άκρο. Το αποτέλεσμα αυτής της διεργασίας είναι η πλευρική μετακίνηση του νησιού κατά μήκος της ακτής με την πάροδο του χρόνου.
- ***Προέλαση (advance).*** Είναι η επέκταση της ακτής του φραγματικού νησιού προς τη θάλασσα δηλαδή η προέλασή της λόγω της αυξημένης προσφοράς ιζήματος ή λόγω της ταπείνωσης της θαλάσσιας στάθμης.
- ***Δυναμική ισορροπία (dynamic equilibrium).*** Αφορά ένα φραγματικό νησί του οποίου η ακτογραμμή φαίνεται να παραμένει σταθερή για μεγάλες χρονικές περιόδους, χωρίς να υφίσταται σημαντική διάβρωση ή απόθεση.
- ***Υποχώρηση (retreat).*** Αναφέρεται στις ακτές των φραγματικών νησιών, που είναι εκτεθειμένες στην ανοικτή θάλασσα, οι οποίες υποχωρούν προς την ξηρά λόγω της διάβρωσης και της απομάκρυνσης του ιζήματος από τη δράση του κυματισμού ή των παράκτιων ρευμάτων ή εξαιτίας της ανόδου της θαλάσσιας στάθμης.
- ***Τοπικός περιορισμός του πλάτους (in place narrowing).*** Αυτό συμβαίνει εκεί που οι ακτές ενός φραγματικού νησιού τόσο οι εκτεθειμένες στην θάλασσα, όσο και οι προφυλαγμένες προς την ξηρά υπόκεινται σε διάβρωση, με αποτέλεσμα να μειώνεται το πλάτος του νησιού. Ουσιαστικά δηλαδή με τη διεργασία αυτή το νησί στενεύει αλλά ο πυρήνας, το κεντρικό δηλαδή τμήμα του, παραμένει σταθερό.
- ***Μετατόπιση προς την ξηρά (landward rollover).*** Αυτό συνήθως ακολουθεί τη διεργασία που περιγράφηκε πριν δηλαδή τον περιορισμό του πλάτους όπου το νησί γίνεται αρκετά στενό. Τα κύματα καταιγίδας υπερπηδούν το νησί διαβρώνοντας την εξωτερική (προς τη θάλασσα) ακτογραμμή του, με αποτέλεσμα την απομάκρυνση ιζήματος από την ακτή που είναι εκτεθειμένη στη θάλασσα και την απόθεσή του στην εσωτερική (προς την ξηρά) πλευρά του. Το αποτέλεσμα αυτής της διεργασίας μεταφοράς και κύλισης του ιζήματος είναι η σταδιακή μετανάστευση του νησιού προς την ξηρά.
- ***Διαμελισμός (break up).*** Και αυτή η διεργασία, όπως και η μετατόπιση προς την ξηρά, ακολουθεί συνήθως τον τοπικό περιορισμό του πλάτους. Η μείωση του πλάτους του νησιού το κάνει επιρρεπές στη δράση του κυματισμού. Είναι πιθανό να διαρρηχτεί από τη δράση των κυμάτων και να σχηματισθούν μικρές κοίτες μέσω των οποίων η ανοιχτή θάλασσα επικοινωνεί με τη λιμνοθάλασσα που βρίσκεται πίσω από το νησί. Οι κοίτες αυτές είναι δυνατό με την πάροδο του χρόνου να διευρυνθούν και να αυξηθούν σημαντικά σε πλάτος εις βάρος του φραγματικού νησιού οδηγώντας στο διαμελισμό του.
- ***Περιστροφική αστάθεια (rotational instability).*** Ένα νησί μπορεί να προελαύνει στο ένα άκρο λόγω απόθεσης και να υποχωρεί στο άλλο λόγω διάβρωσης. Το αποτέλεσμα της διεργασίας αυτής είναι το νησί να φαίνεται ότι με την πάροδο του χρόνου περιστρέφεται σε διεύθυνση είτε σύμφωνα με τη φορά της κίνησης των δεικτών του ρολογιού ή αντίθετα από αυτή.

8.3 Παραλιακές ράχες (beach ridges)

Οι παραλιακές ράχες είναι γεωμορφές απόθεσης που σχηματίζονται τόσο σε ακτές θαλασσών όσο και λιμνών. Πρόκειται για επιμήκη στενά υβώματα που διατάσσονται παράλληλα ή σχεδόν παράλληλα προς την ακτογραμμή και αποτελούνται από ασύνδετα μεταξύ τους ή ελαφρώς συνεκτικοποιημένα υλικά της παράκτιας ζώνης όπως άμμος, χάλικες, κροκάλες και κελύφη θαλάσσιων οργανισμών (φωτο 8.16). Οι διαστάσεις τους ποικίλουν από περιοχή σε περιοχή και εξαρτώνται κυρίως από τα χαρακτηριστικά των υλικών του αιγιαλού (κυρίως την κοκκομετρία και τη σύσταση). Το ύψος των παραλιακών ράχεων μπορεί να κυμαίνεται από μερικά εκατοστά έως αρκετά μέτρα, το πλάτος τους κυμαίνεται από σχεδόν ένα μέτρο έως αρκετές δεκάδες μέτρων ενώ το μήκος τους μπορεί να φθάσει αρκετά χιλιόμετρα.

Κατά καιρούς έχουν διατυπωθεί διάφορες απόψεις για το ποια ακριβώς χαρακτηριστικά πρέπει να συγκεντρώνει μια γεωμορφή ώστε να μπορεί να οριστεί ως παραλιακή ράχη. Για παράδειγμα ο Johnson (1919) όρισε τις παραλιακές ράχες σαν μορφές απόθεσης που σχηματίστηκαν από τη δράση του κυματισμού σε διαδοχικά διαφορετικές θέσεις της ακτογραμμής. Οι Reineck & Singh (1978) θεώρησαν ότι είναι γεωμορφές από αδρομερές κυρίως ίζημα που σχηματίστηκαν στο ύψος του επιπέδου που φθάνει η στάθμη της θάλασσας κατά την πλημμυρίδα. Απέδωσαν δε το σχηματισμό τους σε συνθήκες που παροδικά προκαλούν εξαιρετικά υψηλή στάθμη θάλασσας, όπως για παράδειγμα σε κύματα καταιγίδας. Αργότερα οι Bates & Jackson (1980) όρισαν τις παραλιακές ράχες ως χαμηλές σωρούς που αποτελούνται από υλικά αιγιαλού ή συνδυασμό υλικών αιγιαλού και θινών που έχουν αποτεθεί από τη δράση του κυματισμού πίσω από την ακτογραμμή σε απόσταση από το σημερινό όριο δράσης των κυμάτων καταιγίδας και πάνω από το ανώτερο επίπεδο στο οποίο φθάνει η στάθμη της θάλασσας κατά τη διάρκεια του κύκλου των παλιρροιών. Σήμερα ως παραλιακές ράχες θεωρούνται επιμήκη υβώματα που έχουν σχηματιστεί και διατηρηθεί στην ακτή ως γεωμορφές που διατάσσονται παράλληλα ή σχεδόν παράλληλα προς την ακτογραμμή και σχεδόν παράλληλα μεταξύ τους (στην περίπτωση που είναι



Φωτο 8.16 Μεγάλου πλάτους παραλιακή ράχη (beach ridge) στην περιοχή Λούρος του δέλτα του Εύηνου ποταμού. Μια σειρά από έντεκα σχεδόν παράλληλες τέτοιες ράχες, που διαχωρίζονται μεταξύ τους από αύλακες, προστατεύει τη λιμνοθάλασσα Κλείσοβα από τον Πατραϊκό κόλπο.

περισσότερες από μία) και βρίσκονται πίσω από τον αιγιαλό πάνω από τη μέση στάθμη πλημμυρίδας και πάνω από τη ζώνη δράσης των κυμάτων καταιγίδας (Otvos, 2000). Η κύρια διεργασία σχηματισμού τους είναι η δράση του κυματισμού. Σημαντικό ρόλο στην τελική τους διαμόρφωσή όμως έχουν και οι αιολικές διεργασίες. Στην κορυφή των παραλιακών ράχεων συνήθως συγκεντρώνονται αιολικές αποθέσεις άμμου δίνοντας στην επιφάνειά τους μια λοφώδη μορφή. Απαραίτητη προϋπόθεση για τον χαρακτηρισμό μιας ράχης ως παραλιακής είναι μετά το σχηματισμό του το ύβωμα αυτό των χαλαρών υλικών να απομονωθεί και να μην επηρεάζεται πλέον από τις διεργασίες που είναι ενεργές στον αιγιαλό σήμερα (Otvos, 2000). Η απομόνωση αυτή γίνεται με την προέλαση της ξηράς η οποία οδηγεί σταδιακά στον σχηματισμό νέων ράχεων προς την πλευρά της θάλασσας απομονώνοντας και αφήνοντας πίσω τις παλαιότερες. Ανεξάρτητα από τις διαστάσεις, τη μορφή και τον τρόπο σχηματισμού τους ράχες χαλαρών υλικών που είναι σήμερα ενεργές, που επηρεάζονται δηλαδή και τροποποιούν τα χαρακτηριστικά τους από τις καθημερινές παράκτιες διεργασίες, δε θεωρούνται παραλιακές ράχες (Otvos, 2000).

Ο σχηματισμός των παραλιακών ράχεων εξαρτάται σε σημαντικό βαθμό από την τροφοδοσία του αιγιαλού με παράκτιο ίζημα. Για τον σχηματισμό τους σε μια παράκτια περιοχή είναι απαραίτητο το θετικό ισοζύγιο των παράκτιων ιζημάτων. Πρέπει δηλαδή η ποσότητα του ιζήματος που παρέχεται από την ποτάμια τροφοδοσία, την κυματική δράση και/ή τα θαλάσσια ρεύματα στον αιγιαλό να είναι μεγαλύτερη από την ποσότητα του ιζήματος που απομακρύνεται από αυτόν. Τέτοιες ευνοϊκές συνθήκες εμφανίζουν για παράδειγμα οι ακτογραμμές των ποτάμιων δέλτα. Άλλοι σημαντικοί παράγοντες για το σχηματισμό των παραλιακών ράχεων, εκτός από την άφθονη προσφορά ιζήματος στην περιπαράλια ζώνη (nearshore zone), είναι η βαθυμετρία της εσωτερικής υφαλοκρηπίδας (inner shelf), το καθεστώς της κυματικής ενέργειας και οι διακυμάνσεις της θαλάσσιας στάθμης (Borowka, 2004). Το μέσο μέγεθος των κόκκων του ιζήματος ενός αιγιαλού είναι ένας επίσης πολύ σημαντικός παράγοντας. Σε αμμώδεις αιγιαλούς οι παραλιακές ράχες είναι δυνατό να δημιουργηθούν κατά τη διάρκεια περιόδων χαμηλής κυματικής ενέργειας αλλά στους χαλικώδεις αιγιαλούς ο σχηματισμός τους συνήθως σχετίζεται με τις περιόδους υψηλής κυματικής ενέργειας.

8.3.1 Εσωτερική δομή των παραλιακών ράχεων

Σύμφωνα με τον Carter (1986) σε μια ακτή που προελαύνει μπορούν να αναπτυχθούν δύο είδη παραλιακών ράχεων. Το πρώτο είδος είναι το αποτέλεσμα της σταδιακής προσαύξησης και ένωσης φραγμάτων από χαλαρά υλικά που σχηματίζονται από τον παφλασμό (swash bars) κατά τη διάρκεια της μεταφοράς και απόθεσης ιζήματος, στο άνω τμήμα του μετώπου του αιγιαλού, από τη δράση του κυματισμού. Αυτό το είδος παραλιακής ράχης σχηματίζεται από στρωματίδια άμμου ή χαλίκων (swash lamination) που κλίνουν προς τη θάλασσα. Το δεύτερο είδος σχετίζεται με την ανάδυση και εμφάνιση υποθαλασσίων επιμήκων παράκτιων φραγμάτων που λαμβάνει χώρα κατά τη διάρκεια συνθηκών χαμηλής κυματικής ενέργειας και ταυτόχρονα πτώσης της στάθμης της θάλασσας. Η μορφολογία των ράχεων αυτών είναι περισσότερο περίπλοκη. Και αυτές σχηματίζονται κυρίως από στρωματίδια υλικών που κλίνουν προς τη θάλασσα. Εντούτοις όμως είναι δυνατό να υπάρχουν και επίπεδα στρώματα ή στρώματα με σταυρωτή στρώση (cross bedding) (σταυροειδώς δηλαδή διατεταγμένα) που σχετίζονται με την προς την ξηρά μετακίνηση των υπήνεμων πλευρών της αναδυμένης μορφής. Σε αυτό το είδος ράχης μπορεί στην προς τη θάλασσα πλευρά της να είναι παρόν και ένα λεπτό στρωματίδιο υλικών που έχει αποτεθεί λόγω του παφλασμού των κυμάτων (swash laminantion).

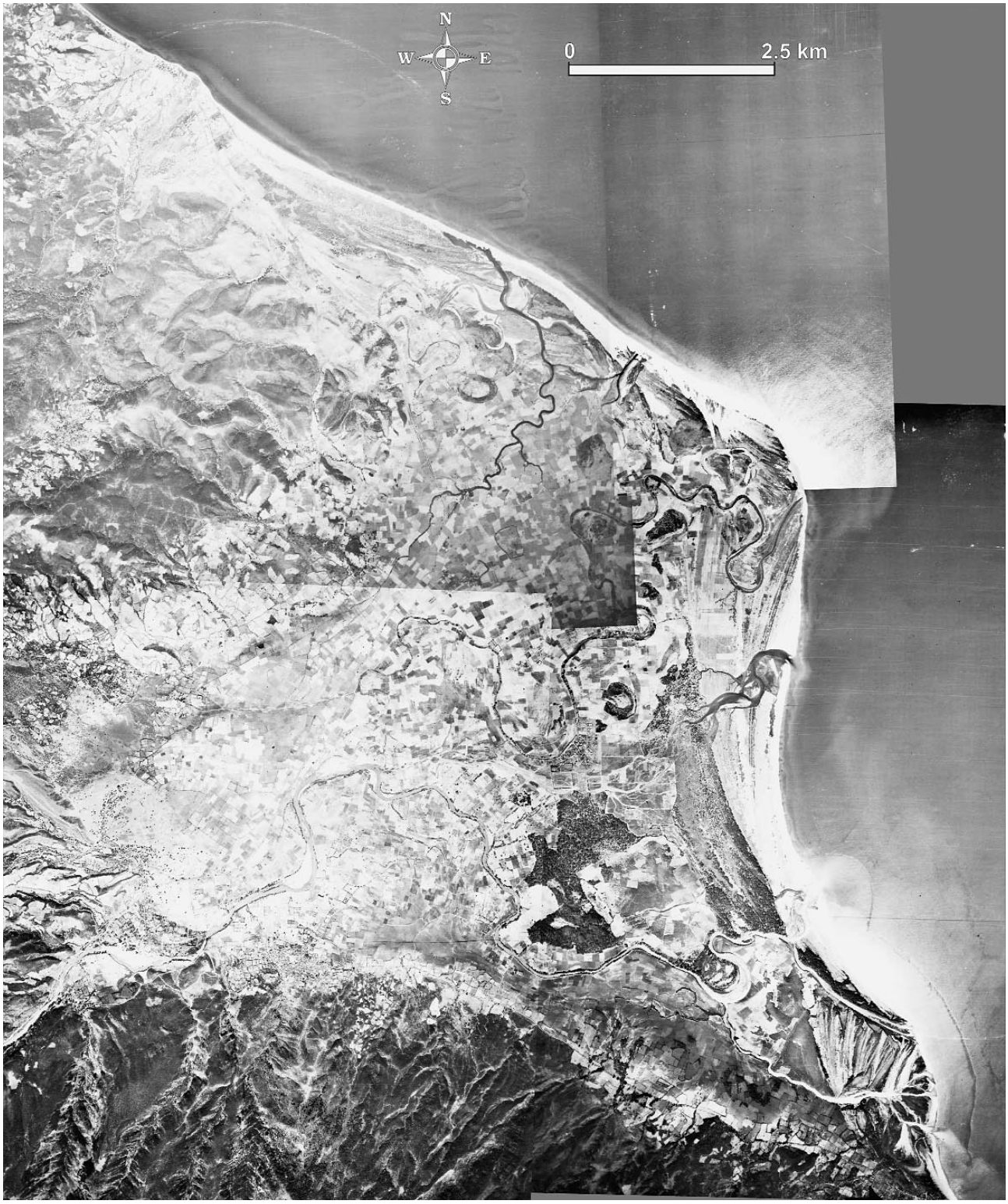
8.3.2 Πεδιάδες παραλιακών ράχεων (ridge and swale topography)

Οι παραλιακές ράχες μπορεί να εμφανίζονται μεμονωμένες τις περισσότερες όμως φορές εμφανίζονται πολλές μαζί διαμορφώνοντας εκτεταμένες πεδιάδες παραλιακών ράχεων (ridge and swale topography). Οι πεδιάδες αυτές είναι χαρακτηριστικές των ακτών που προελαύνουν. Όπως ήδη αναφέρθηκε, τα ιδιαίτερα μορφολογικά χαρακτηριστικά των μεμονωμένων παραλιακών ράχεων ποικίλουν. Το ύψος τους μπορεί να φθάσει από λίγες δεκάδες εκατοστών έως μερικά μέτρα. Στις πεδιάδες παραλιακών ράχεων τα υβώματα χωρίζονται μεταξύ τους με επιμήκεις αύλακες (trough ή swale), που στις περισσότερες των περιπτώσεων καταλαμβάνονται από έλη. Οι κορυφές των ράχεων συνήθως βρίσκονται λίγο υψηλότερα από τη μέση στάθμη της πλημμυρίδας ενώ η βάση των μεταξύ τους ελωδών αυλάκων έχουν υψόμετρα που δε διαφέρουν πολύ από τη μέση στάθμη της άμπωτης (Stapor, 1975). Επίσης η απόσταση μεταξύ δύο διαδοχικών ράχεων ποικίλει σημαντικά. Εκτεταμένες πεδιάδες παραλιακών ράχεων και αυλάκων συνήθως αναπτύσσονται σε φραγματικά νησιά και δελταϊκές πεδιάδες καταλαμβάνοντας την μεγαλύτερη χερσαία έκτασή τους.

Στην αεροφωτογραφία της φωτο 8.18 διακρίνονται διαδοχικές παραλιακές ράχες και αύλακες που αποτελούν το κύριο μορφολογικό χαρακτηριστικό του δελταϊ-



Φωτο 8.17 Παραλιακές ράχες (beach ridges) στη δελταϊκή πεδιάδα του Πηνειού ποταμού (Θεσσαλία).



Φωτο 8.18 Αεροφωτομωσαϊκό του δέλτα του Πηνειού ποταμού που έχει προκύψει από τη γεωαναφορά αεροφωτογραφιών, έτους λήψης 1945, της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού (Γ.Υ.Σ.). Διακρίνονται οι επιμήκεις παραλιακές ράχες μέσω των οποίων έγινε η προέλαση του δέλτα.

κού μετώπου του Πηνειού ποταμού στη Θεσσαλία (Καρύμπαλης & Γάκη-Παπαναστασίου, 2008). Έχουν αναγνωριστεί έξι γενεές παραλιακών ράχεων με διαφορετικό μήκος και προσανατολισμό μέσω της ανάπτυξης των οποίων πραγματοποιήθηκε η προέλαση του δέλτα κατά το Ανώτερο Ολόκαινο (φωτο 8.17). Στην αεροφωτογραφία οι ράχες αντιστοιχούν στις γραμμικές εμφανίσεις με ανοικτές αποχρώσεις ενώ οι αύλακες έχουν σκούρο χρώμα.

8.3.3 Ρυθμοί ανάπτυξης των παραλιακών ράχεων

Οι ρυθμοί ανάπτυξης των παραλιακών ράχεων μπορεί να είναι πολύ αργοί ή πολύ γρήγοροι ανάλογα με τις διαστάσεις της ράχης, τους ρυθμούς προσφοράς του ιζήματος, τις συνθήκες βλάστησης και το επικρατών υδροδυναμικό καθεστώς. Έχουν αναφερθεί περιπτώσεις όπου για το σχηματισμό μιας παραλιακής ράχης απαιτήθηκε χρονικό διάστημα μικρότερο από ένα έτος (Nanson et al., 1998). Μια εκτίμηση των ρυθμών ανάπτυξης των παραλιακών ράχεων σε διάφορες περιοχές του κόσμου δείχνει ότι κυμαίνονται από 1,8 - 3,3 έτη ανά ράχη έως και 30 - 150 έτη ανά ράχη σε κάποιες περιοχές με αρκετά χαμηλούς ρυθμούς (Otvos, 2000).

Οι Taylor & Stone (1996) δέχονται ότι οι μικρών διαστάσεων ράχες, που απέχουν μεταξύ τους μικρές αποστάσεις, σχηματίζονται κατά τη διάρκεια γρήγορης προέλασης της ακτής ενώ οι ράχες μεγάλων διαστάσεων, που απέχουν μεταξύ τους μεγαλύτερες αποστάσεις, αναπτύσσονται με σχετικά αργότερους ρυθμούς.

8.3.4 Παλαιογεωγραφική σημασία των παραλιακών ράχεων

Οι παραλιακές ράχες αποτελούν καλούς παλαιογεωγραφικούς δείκτες για την αναπαράσταση των κυματικών καθεστώτων του παρελθόντος, της προσφοράς ιζήματος, της πηγής τροφοδοσίας με ίζημα καθώς και των κλιματικών συνθηκών την περίοδο σχηματισμού τους. Επιπλέον ο προσδιορισμός της απόλυτης ηλικίας των παραλιακών ράχεων με τη χρήση μεθόδων ραδιοχρονολόγησης ή αρχαιολογικών ευρημάτων επιτρέπει την αναπαράσταση της θέσης των παλαιών ακτογραμμών καθώς και την εκτίμηση των ρυθμών προέλασης μιας ακτής.

Οι παραλιακές ράχες μπορούν επίσης να χρησιμοποιηθούν για τη μελέτη των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης και της ανύψωσης ή βύθισης της περιοχής λόγω του φαινομένου της ισοστασίας ή του τεκτονισμού (Borowka, 2004). Να χρησιμοποιηθούν δηλαδή ως δείκτες για την ανίχνευση των μεταβολών της σχετικής στάθμης της θάλασσας. Κατά τις μελέτες της αναζήτησης της στάθμης θάλασσας του παρελθόντος σε μια περιοχή παραλιακών ράχεων είναι απαραίτητη η αναγνώριση σε μια ράχη της οριζόντιας διαχωριστικής επιφάνειας μεταξύ των αποθέσεων του μετώπου του παλαιο-αιγιαλού και των υπερκείμενων αιολικών αποθέσεων (Fraser & Hester, 1977; Thompson, 1992). Η διαχωριστική αυτή επιφάνεια αποτελεί το επίπεδο αναφοράς για τον προσδιορισμό της στάθμης που επικρατούσε κατά το σχηματισμό της ράχης. Οι παλαιές παραλιακές ράχες αποτελούνται από έναν πυρήνα από μερικώς συγκολλημένο αδρομερές ίζημα αιγιαλού το οποίο συνήθως βρίσκεται κάτω από ένα κάλυμμα αιολικών αποθέσεων θινών που μπορεί να είναι σταθεροποιημένο με βλάστηση. Τα ιζήματα των παράκτιων ράχεων στην περίπτωση αυτή χωρίζονται από το κάλυμμα των αιολικών αποθέσεων με μια απολιθωμένη σκληρή επιφάνεια διάβρωσης που αποτελείται από κελύφη ή χάλικες (Carter & Wilson, 1990). Η διάκριση των δύο αυτών ιζηματογενών αποθέσεων γίνεται από τα ιδιαίτερα ιζηματολογικά τους χαρακτηριστικά. Όπως ήδη αναφέρθηκε, οι υποκείμενες αποθέσεις του αιγιαλού αποτελούνται από μικρής κλίσης στρώματα άμμων και σταυρωτές στρώσεις χαλίκων που έχουν αποτεθεί από τη δράση του κυματισμού ενώ οι υπερκείμενες αιολικές αποθέσεις συνήθως είναι χερσαίες, πλούσιες σε κελύφη σαλιγκαριών, άμμοι θινών σταυρωτής στρώσης μερικώς συνεκτικοποιημένες και χωρίς δομή.

Δυσκολίες κατά τη χρησιμοποίηση των παραλιακών ράχεων ως δεικτών της στάθμης θάλασσας του παρελθόντος εμφανίζονται σε καθαρά αμμώδεις αιγιαλούς που βρίσκονται κοντά στην κύρια πηγή προσφοράς του ιζήματος, όπως είναι για παράδειγμα η κοίτη ενός ποταμού. Σε τέτοιες περιπτώσεις η διάκριση και ο καθορισμός της διαχωριστικής επιφάνειας μεταξύ των αποθέσεων του αιγιαλού που οφείλονται στον κυματισμό και των υπερκείμενων αιολικών αποθέσεων είναι πολύ δύσκολη, διότι δεν υπάρχει ουσιαστική διαφορά στην κοκκομετρία τους. Η ακρίβεια της αναγνώρισης των σταθμών θάλασσας του παρελθόντος από τη μελέτη των παραλιακών ράχεων μπορεί να γίνει προβληματική για έναν ακόμη λόγο. Σε περιόδους παροδικής ανόδου της θαλάσσιας στάθμης, όπως για παράδειγμα κατά τη διάρκεια μιας καταιγίδας, αμμώδεις ή χαλικώδεις ράχες που περιέχουν θραύσματα κελυφών θαλάσσιων οργανισμών μπορεί να ανυψωθούν σημαντικά πάνω από τη στάθμη πλημμυρίδας, χωρίς όμως ουσιαστικά να αποτελούν παραλιακές ράχες, προκαλώντας σύγχυση (Mason, 1990; Mason & Jordan, 1993).

8.4 Μορφολογικά χαρακτηριστικά του μικροανάγλυφου των παράκτιων αποθέσεων

8.4.1 Παράκτιες αμμώδεις και χαλικώδεις ζώνες (berms)

Πρόκειται για επιμήκεις τοξοειδούς μορφής ζώνες, που αναπτύσσονται κατά μήκος της ακτογραμμής και συνήθως αποτελούνται από συνδυασμό αδρομερών και λεπτόκοκκων υλικών όπως κροκάλες, άμμους όλων των κοκκομετρικών διαβαθμίσεων και άλλα μικροθραύσματα της παράκτιας ζώνης (φωτο 8.19). Τα υλικά αυτά αποτίθενται στο ανώτερο σημείο της ακτής που μπορεί να φθάσει το κύμα. Είναι σχηματισμοί ενδεικτικοί του ανώτερου, μέσου και κατώτερου σημείου δράσης των δυναμικών και κινητικών κυματικών διεργασιών επάνω στον αιγιαλό για μια συγκεκριμένη χρονική περίοδο, κατά τη διάρκεια της οποίας τα χαρακτηριστικά του κυματισμού (ενέργεια, ύψος και μήκος κύματος) παραμένουν αμετάβλητα.



Φωτο 8.19 Συγκεντρικές αμμώδεις και χαλικώδεις ζώνες (berms) σε ακτές της Στερεάς Ελλάδας του ανατολικού Κορινθιακού κόλπου.

Ο σχηματισμός, η θέση και ο αριθμός των παράκτιων αμμωδών και χαλικωδών ζωνών βρίσκεται σε άμεση σχέση με τις μεταβολές της κυματικής ενέργειας. Σε έναν αιγιαλό είναι δυνατό να αναπτυχθούν περισσότερες από μια τέτοιες ζώνες. Σε μια σειρά αμμωδών παράκτιων ζωνών ο σχηματισμός της ανώτερης, που βρίσκεται στο ψηλότερο σημείο του αιγιαλού, προϋποθέτει αρκετά μεγάλη κυματική ενέργεια, η μεσαία απαιτεί μικρότερη ενεργειακή δράση κ.ο.κ. Κάθε φορά που μεταβάλλεται η ενέργεια των κυμάτων που θραύονται στον αιγιαλό, σχηματίζεται μια νέα ζώνη και πιθανόν καταστρέφεται μια παλαιά η οποία είχε σχηματισθεί σε μια χρονική περίοδο ηπιότερων κυματικών συνθηκών. Σε ό,τι αφορά την κοκκομετρική διαβάθμιση του υλικού αυτό γίνεται σταδιακά περισσότερο χονδρόκοκκο από την κατώτερη προς την ανώτερη berm ενώ αντίστροφα προς τη θάλασσα γίνεται προοδευτικά λεπτόκοκκο.

8.4.2 Ημισεληνοειδείς αμμώδεις ή χαλικώδεις σχηματισμοί (beach cusps)

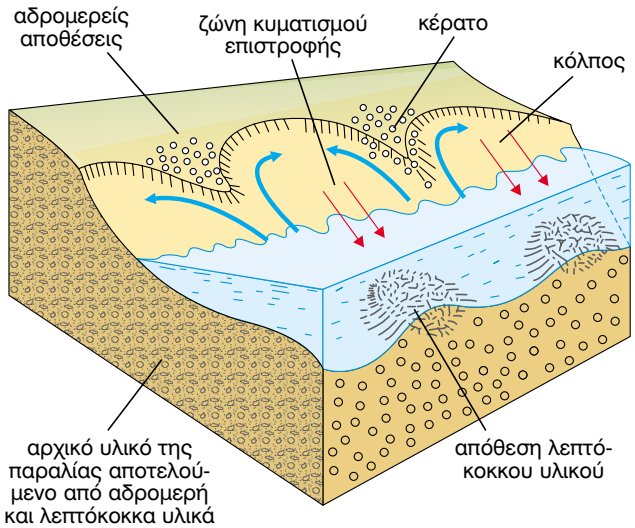
Είναι εφήμερες ημισεληνοειδούς μορφής συγκεντρώσεις άμμου και χαλίκων ή κροκαλών, ακριβώς στην ακτογραμμή ή λίγο ψηλότερα από αυτή, που επαναλαμβάνονται ρυθμικά (φωτο 8.20). Εμφανίζονται συνήθως στη ζώνη θραύσης του κυματισμού σε παράκτιες περιοχές με πολύ μικρό εύρος παλίρροιας. Ένα από τα κύρια χαρακτηριστικά των σχηματισμών αυτών είναι ότι εμφανίζουν κοκκομετρική ταξινόμηση των ιζημάτων από τα οποία αποτελούνται.

Μορφολογικά αποτελούνται από τα κέρατα και τους κόλπους. Τα κέρατα (ράχες) αποτελούνται από χονδρόκοκκα υλικά σε αντίθεση με τους κόλπους (κοιλιές), που βρίσκονται μεταξύ δύο διαδοχικών κεράτων, και καταλαμβάνονται από περισσότερο λεπτομερές ίζημα (σχήμα 8.4). Οι μορφές αυτές έχει διαπιστωθεί ότι σχηματίζονται ευκολότερα εκεί όπου υπάρχει μια κατακόρυφη διάταξη στρωμάτων παράκτιων ιζημάτων διαφορετικής κοκκομετρίας και κυρίως όταν ένα αδιαπέρατο από το νερό στρώμα καλύπτεται από ένα λεπτότερο στρώμα από χονδρόκοκκα υλικά. Το αδιαπέρατο στρώμα αυξάνει την ικανότητα του κυματισμού επιστροφής να διαβρώνει τους κόλπους ενώ το υπερκείμενο στρώμα των χονδρόκοκκων υλικών, στο οποίο σχηματίζονται τα κέρατα, επιτρέπει τη μεγαλύτερη κατείσδυση του νερού οπότε η διάβρωση είναι μικρότερη, συμβάλλοντας με αυτό τον τρόπο στη σταθεροποίηση των ημισεληνοειδούς μορφής σχηματισμών. Τα κέρατα είναι σχεδόν τριγωνικά με αποστρογγυλωμένες κορυφές που εκτείνονται μέσα στο νερό. Η οριζόντια απόσταση μεταξύ των κορυφών των κεράτων κυμαίνεται από μερικά εκατοστά μέχρι μερικές δεκάδες μέτρα και έχει διαπιστωθεί ότι διπλασιάζεται όταν διπλασιαστεί το ύψος των κυμάτων. Τα κέρατα μπορούν να προεξέχουν αρκετά μέτρα, το σχετικό δε βάθος των κόλπων κυμαίνεται.

Έχουν διατυπωθεί πολλές διαφορετικές απόψεις για το μηχανισμό γένεσης και διατήρησης των μορφών αυτών. Όλες θεωρούν σαν κύρια αιτία σχηματισμού τους τον κυματισμό. Πιστεύεται ότι η δημιουργία τους ευνοείται από κύματα των οποίων οι κορυφές είναι παράλληλες προς την ακτογραμμή. Αντίθετα η επιμήκης παράκτια μεταφορά ιζήματος, που οφείλεται στην υπό γωνία προσέγγιση των κυμάτων, καταστρέφει τα beach cusps. Στην αρχή παραμορφώνεται το αρχικό τους σχήμα και αποκτούν μια ασύμμετρη όψη ώσπου τελικά να παρασυρθούν πλήρως και να εξαφανιστούν. Αν η επιμήκης παράκτια μεταφορά ιζήματος δεν είναι πολύ ισχυρή, τα beach cusps είναι δυνατό να διατηρηθούν για χρονικό διάστημα μερικών ωρών ή και αρκετών ημερών.



Φωτο 8.20 Ημισεληνοειδείς χαλικώδεις σχηματισμοί (beach cusps) στην περιοχή Otaki, North Island, New Zealand. (φωτογραφία: Rob Brander)



Σχήμα 8.4 Διεργασία σχηματισμού των ημισελινοειδών αμμωδών ή χαλικωδών σχηματισμών (beach cusps). (τροποποιημένο από Pethic, 1984)

8.4.3 Αμμορρυτίδες (ripple marks)

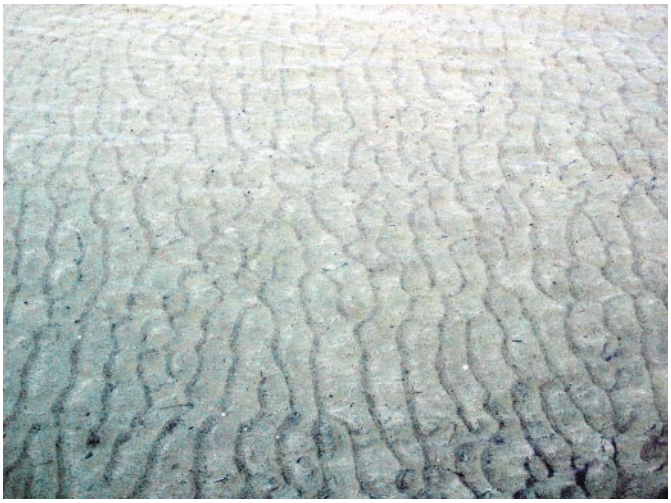
Οι αμμορρυτίδες (ripple marks) είναι αμμώδεις συγκεντρώσεις κυματοειδούς μορφής, που παρατηρούνται στους πυθμένες αβαθών αλλά και σχετικά μεγάλου βάθους θαλασσών και λιμνών, στις κοίτες των ποταμών και στην επιφάνεια των θινών. Δημιουργούνται από την ταλάντωση των κόκκων της άμμου, εξαιτίας της κίνησης του νερού από την επίδραση του κυματισμού ή των παράκτιων ρευμάτων (φωτο 8.21). Εμφανίζονται σε ακτές με μεγάλη αφθονία λεπτόκοκκου αμμώδους υλικού, όπου η κλίση της παραλιακής ζώνης είναι μικρή ώστε να μην καταστρέφονται από τη δύναμη του κύματος που προσπίπτει και του κυματισμού επιστροφής. Εκτός από τις κυματογενείς υπάρχουν και οι αμμορρυτίδες ρευματογενούς προέλευσης (current ripples). Αυτές μπορεί να σχηματίζονται από την αλληλεπίδραση της άμμου με το παράκτιο ρεύμα σε ένα απόλυτα ήρεμο, από πλευράς κυματισμού, θαλάσσιο περιβάλλον.

Μορφολογικά διακρίνονται δύο τύποι αμμορρυτίδων: οι "μοναχικές", στις οποίες οι κοιλιές που παρεμβάλλονται μεταξύ των κορυφών είναι σχετικά επίπεδες και οι "τροχοειδείς" αμμορρυτίδες, που οι κοιλιές είναι κοίλες. Έχει διαπιστωθεί ότι το μέγεθος των αμμορρυτίδων σχετίζεται άμεσα με τα χαρακτηριστικά του κύματος αλλά και με το μέγεθος των κόκκων της άμμου. Οι μεγαλύτερες αμμορρυτίδες σχηματίζονται σε χονδρόκοκκη άμμο ενώ οι μικρότερες σε λεπτόκοκκη. Περισσότερο λεπτομερή ιζήματα όπως ιλύς, πηλός ή άργιλος δε σχηματίζουν τέτοιες μορφές.

Η παλαιογεωγραφική σημασία των αμμορρυτίδων είναι μεγάλη διότι πρόκειται για ιζηματογενείς μορφές που αναπτύσσονται στον πυθμένα τόσο αβαθών, όσο και βαθιών θαλασσών και μπορούν να βρεθούν καλά διατηρημένες στο πέρασμα του γεωλογικού χρόνου (φωτο 8.22, 8.23). Μπορούν συνεπώς, εάν βρεθούν απολιθωμένες, να χρησιμοποιηθούν σαν ενδείξεις του είδους και της φύσης της κίνησης του νερού την περίοδο του σχηματισμού τους συμβάλλοντας στην αναπαράσταση του παλαιο-περιβάλλοντος απόθεσης.



(α)



(γ)



(β)



(δ)

Φωτο 8.21 Αμμορρυτίδες (ripple marks) διαφόρων διαστάσεων σε αιγιαλούς (α) της Σίφνου, (β) της Λακωνίας, (γ) της Πιερίας και (δ) του δέλτα του ποταμού Μόρνου, Στερεά Ελλάδα.



Φωτο 8.22 Απολιθωμένες αμμορρυτίδες (ripple marks) σε παλαιά κλαστικά ιζηματογενή πετρώματα στην περιοχή της Αιτωλοακαρνανίας.



Φωτο 8.23 Πολύ καλά διατηρημένες απολιθωμένες αμμορρυτίδες (ripple marks) σε ηφαιστειακά ιζήματα Πλειστοκαινικής ηλικίας στις όχθες της λίμνης Colongulac, Victoria, Australia.

9 Παράκτιες Γεωμορφές Περιβαλλόντων που Κυριαρχούνται από την Ποτάμια Τροφοδοσία Ιζήματος

9.1 Δέλτα ποταμών (river delta)

Ο όρος δέλτα χρησιμοποιήθηκε για πρώτη φορά από τον Ηρόδοτο, γύρω στο 450 π.Χ., για να περιγράψει τις αλλουβιακές αποθέσεις του ποταμού Νείλου στο στόμιο της εκβολής του (φωτο 9.1). Σήμερα ο όρος περιλαμβάνει χαρακτηριστικές μορφές απόθεσης που δημιουργούνται σε περιοχές ποτάμιων εκβολών, όταν ο ρυθμός προσφοράς ιζήματος από το ποτάμι είναι ταχύτερος από το ρυθμό απομάκρυνσής του από τις θαλάσσιες διεργασίες.

Η κοινωνικοοικονομική σπουδαιότητα των δέλτα είναι πολύ μεγάλη. Απετέλεσαν πόλο έλξης για την εγκατάσταση πληθυσμών από την αρχαιότητα. Σήμερα συνιστούν παγκοσμίως περιοχές που συγκεντρώνουν σημαντικό μέρος της γεωργικής, τουριστικής και αλιευτικής δραστηριότητας. Επιπλέον οι δελταϊκές αποθέσεις συγκεντρώνουν το συνδυασμό ευνοϊκών συνθηκών για το σχηματισμό των υγρών και αέριων υδρογονανθράκων. Τα δελταϊκά ιζήματα συχνά εμπεριέχουν οργανικές αποθέσεις, όπως τύρφη και ορυκτούς άνθρακες, που μπορούν να αποτελέσουν την πηγή για τη δημιουργία πετρελαίου και φυσικού αερίου. Επίσης υπάρχουν μεγάλου πάχους αποθέσεις άμμου με ικανοποιητικό αριθμό κενών (πορώδες) που μπορούν να λειτουργήσουν σαν παγίδες (φυσικοί χώροι αποθήκευσης) υδρογονανθράκων. Ιδιαίτερα σημαντική είναι και η περιβαλλοντική σπουδαιότητα των ποτάμιων δέλτα καθώς φιλοξενούν υγρότοπους μεγάλης οικολογικής σημασίας που συγκεντρώνουν σπάνια είδη χλωρίδας και πανίδας.



Φωτο 9.1 Δορυφορική εικόνα του δέλτα του ποταμού Νείλου στις αφρικανικές ακτές της ανατολικής Μεσογείου. (πηγή: N.A.S.A. Visible Earth)

9.1.1 Παράγοντες διαμόρφωσης των ποτάμιων δέλτα

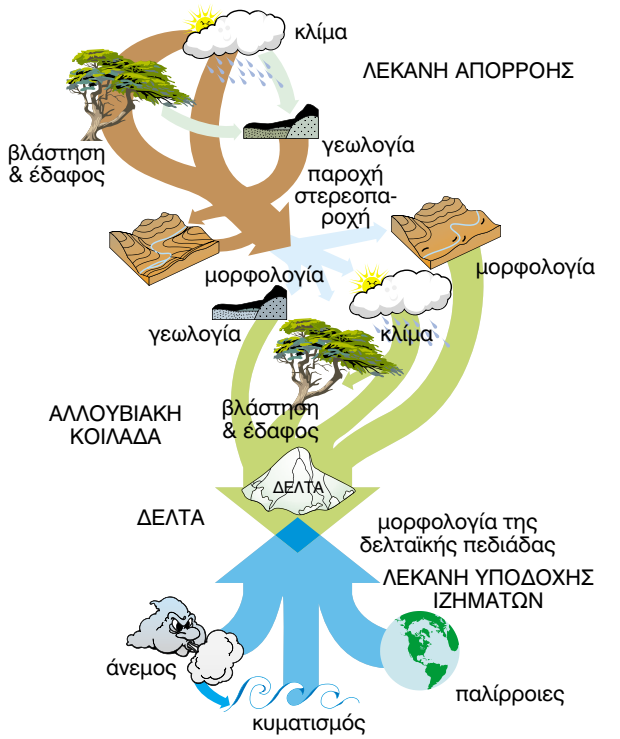
Ο σχηματισμός των ποτάμιων δέλτα είναι το αποτέλεσμα του συνδυασμού πολλών παραγόντων. Για να δημιουργήσει ένας ποταμός δέλτα στις εκβολές του πρέπει να πληρούνται ορισμένες προϋποθέσεις (σχήμα 9.1). Αφενός είναι η μεγάλη προσφορά ιζήματος από το ποτάμι που έχει να κάνει με τις συνθήκες που επικρατούν στο χώρο της λεκάνης απορροής (κλιματικές συνθήκες, είδος και πυκνότητα της βλάστησης, ανθρώπινες ενέργειες όπως κατασκευή φραγμάτων, λιθολογική σύσταση και τεκτονική καταπόνηση των γεωλογικών σχηματισμών που εμφανίζονται στην περιοχή), αφετέρου η ύπαρξη κατάλληλων συνθηκών στη θαλάσσια λεκάνη "υποδοχής" των ιζημάτων (χαμηλή κυματική ενέργεια, μικρό σχετικά βάθος, μικρό εύρος παλίρροιας, ευνοϊκά παράκτια ρεύματα και γεωμετρία κλειστού κόλπου).

Τα δέλτα αποτελούν φυσικά συστήματα που μεταβάλλονται δυναμικά και ανταποκρίνονται άμεσα ή έμμεσα σε κάθε μεταβολή που συντελείται τόσο εντός των λεκανών απορροής, όσο και στην ένταση και το ρυθμό δράσης των παράκτιων διεργασιών.

Έχει εκτιμηθεί ότι κάθε χρόνο μεταφέρονται και καταλήγουν στη θάλασσα παγκοσμίως 15×10^9 τόνοι ιζήματος. Το είδος (κοκκομετρία, ορυκτολογία) και η ποσότητα του ιζήματος που καταλήγει στην ακτή μέσω ενός ποταμού εξαρτάται από:

- την έκταση της λεκάνης απορροής και την τραχύτητα του αναγλύφου της,
- τη λιθολογία (ευδιάβρωτη ή δυσδιάβρωτη που σχετίζεται με το είδος των πετρωμάτων και γεωλογικών σχηματισμών) και τον τεκτονισμό της λεκάνης απορροής,
- τις κλιματικές συνθήκες, το είδος του εδάφους και τη βλάστηση εντός της λεκάνης απορροής και
- το είδος και την ένταση των ανθρωπογενών επεμβάσεων εντός της λεκάνης.

Μεγάλοι ποταμοί που αποστραγγίζουν μεγάλης έκτασης λεκάνες με μικρές μορφολογικές κλίσεις εμφανίζουν υψηλές και σταθερές παροχές και τροφοδοτούν τις ακτές με μεγάλο όγκο λεπτόκοκκων ιζημάτων (Reading & Collinson, 1996). Σε τέτοιους ποταμούς συνήθως τα χον-



Σχήμα 9.1 Οι παράγοντες και οι διεργασίες που παίζουν κύριο ρόλο στη διαμόρφωση των ποτάμιων δέλτα. (τροποποιημένο από Coleman & Wright, 1975)

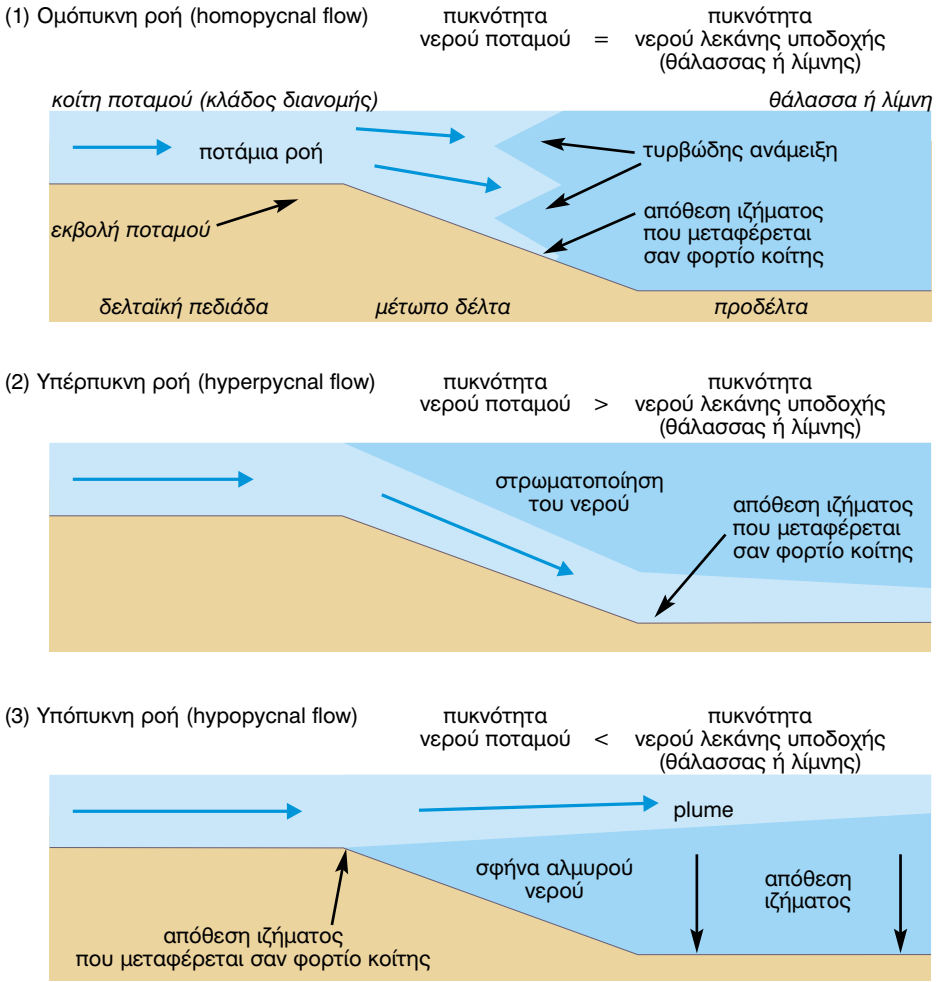
δρόκοκκα υλικά δεν καταλήγουν στην ακτή διότι μπλοκάρονται και παραμένουν στις κοίτες του υδρογραφικού δικτύου. Σε τεκτονικά ενεργές περιοχές τα ποτάμια έχουν χειμαρρώδη χαρακτηριστικά και αποστραγγίζουν μικρής έκτασης λεκάνες απορροής με έντονο ανάγλυφο. Το υλικό που καταλήγει στην ακτή μέσω αυτών των ποταμών είναι στο μεγαλύτερο ποσοστό του χονδρόκοκκο.

Είναι γνωστό ότι οι κλιματολογικές συνθήκες καθορίζουν το είδος και την ένταση της αποσάθρωσης των πετρωμάτων της λεκάνης απορροής. Σε περιοχές με ημίξηρο κλίμα το υλικό που καταλήγει στην ακτή συνήθως είναι αμμώδες ενώ σε υγρές τροπικές περιοχές το υλικό είναι πιο λεπτομερές (ιλύς και άργιλος) που προέρχεται από διεργασίες χημικής αποσάθρωσης.

9.1.2 Χαρακτηριστικά ποτάμιας παροχής

Ο τρόπος με τον οποίο το νερό και το ίζημα του ποταμού εισέρχεται και αναμειγνύεται με το νερό της λεκάνης υποδοχής (θάλασσα ή λίμνη) καθορίζεται από την αλληλεπίδραση πολλών παραγόντων όπως είναι:

- η διαφορά πυκνότητας μεταξύ του γλυκού νερού του ποταμού και του αλμυρού νερού της θάλασσας ή του νερού της λίμνης στην οποία εκβάλει,
- το είδος του ιζήματος και η συγκέντρωσή του,



Σχήμα 9.2 Οι τρεις τύποι ροής που παρατηρούνται στις εκβολές των ποταμών ανάλογα με τις διαφορές πυκνότητας μεταξύ του νερού του ποταμού και του νερού της λεκάνης υποδοχής των ποτάμιων ιζημάτων, που μπορεί να είναι μια λίμνη ή μια θαλάσσια λεκάνη - ωκεανός.

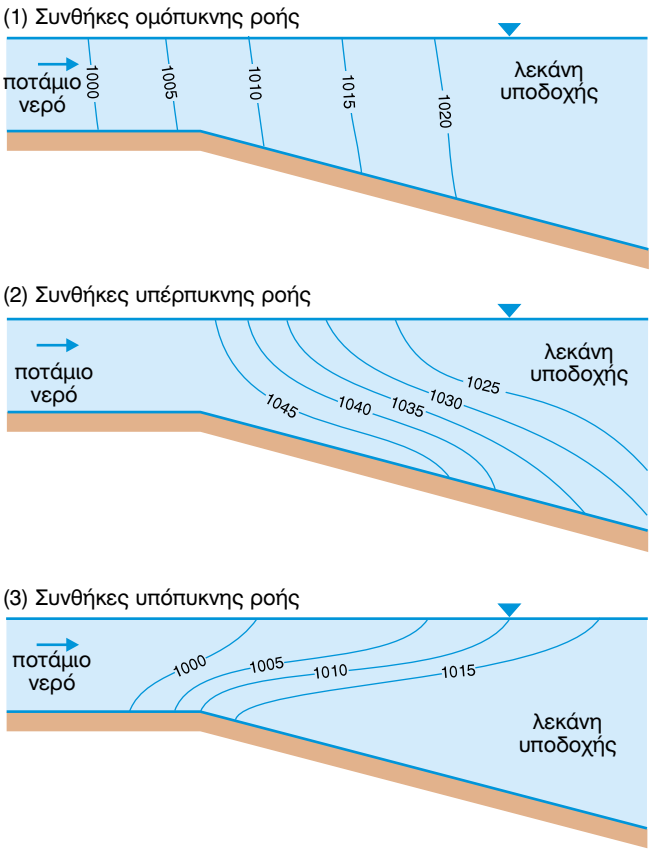
- τα βάθη του νερού,
- ο όγκος της παροχής του νερού και
- η ταχύτητα ροής του ποταμού (Reading & Collinson, 1996).

Αυτά με τη σειρά τους επηρεάζουν:

- ***Την αδράνεια (inertia)*** της ποτάμιας ροής, που είναι η ικανότητα του νερού του ποταμού να συνεχίζει να ρέει εντός της θάλασσας πριν σταματήσει να κινείται.
- ***Την τριβή (friction)*** μεταξύ του ρέοντος νερού και του δαπέδου και των πλευρών της κοίτης του ποταμού και του θαλάσσιου πυθμένα πέρα από τις εκβολές.
- ***Την άνωση - ικανότητα επίπλευσης (buoyancy)*** του νερού του ποταμού, που καθορίζεται από την πυκνότητα και/ή τις διαφορές θερμοκρασίας μεταξύ του νερού του ποταμού και της λεκάνης υποδοχής.

Η άνωση - επίπλευση θεωρείται μεγάλης σημασίας για την ανάπτυξη των δέλτα στις εκβολές των ποταμών. Έχουν αναγνωριστεί τρία καθεστώτα ροής που ελέγχονται από την άνωση – επίπλευση (σχήμα 9.2). Αυτά τα είδη ροής είναι τα ακόλουθα:

- ***Ομόπυκνη ροή (homopycnal flow).*** Συμβαίνει όταν η πυκνότητα του νερού του ποταμού και του νερού της υδάτινης λεκάνης υποδοχής είναι σχεδόν ίδια (σχήμα 9.3). Το ίζημα υφίσταται στροβιλώδη ανάμειξη στις ποτάμιες εκβολές και η απόθεση της μεγαλύτερης ποσότητας των ποτάμιων ιζημάτων, ιδιαίτερα αυτών που μεταφέρονται σαν φορτίο κοίτης (bedload), συμβαίνει κυρίως σ' αυτή την περιοχή (σχήμα 9.2). Αυτό το είδος ροής είναι χαρακτηριστικό στα δέλτα που σχηματίζονται σε λίμνες γλυκών νερών ενώ είναι σπάνιο σε θαλάσσια περιβάλλοντα.
- ***Υπέρπυκνη ροή (hyperpycnal flow).*** Στην περίπτωση αυτή το νερό του ποταμού είναι μεγαλύτερης πυκνότητας από το νερό της λεκάνης υποδοχής των ποτάμιων ιζημάτων (σχήμα 9.3). Σε αυτό το είδος ροής το νερό του ποταμού ρέει κατά μήκος του βυθού. Είναι χαρακτηριστικό των δέλτα που σχηματίζονται σε λίμνες γλυκού νερού όπου η θερμοκρασία του νερού του ποταμού είναι μικρότερη από την αντίστοιχη θερμοκρασία του νερού της λίμνης στην οποία εκβάλει και συχνά περιέχει μεγάλη ποσότητα ιζήματος. Η διαφορά θερμοκρασίας προκαλεί τη στρωματοποίηση των νερών στην περιοχή των εκβολών (σχήμα 9.2). Ο διαχωρισμός ανάμεσα στην κρύα ροή του πυθμένα και τα θερμά ανώτερα νερά είναι περισσότερο έντονος, όταν το ποτάμι εισέρχεται σε νερά μεγάλου βάθους. Στην περίπτωση όμως που το ποτάμι εκβάλει σε ρηχά νερά οι δύο υδάτινες ζώνες αναμειγνύονται κατά ένα βαθμό, οπότε μετριάζεται η στρωματοποίηση.
- ***Υπόπυκνη ροή (hypopycnal flow).*** Λαμβάνει χώρα όταν το ποτάμιο νερό είναι μικρότερης πυκνότητας από αυτό του σώματος υποδοχής (σχήμα 9.3). Αυτό το είδος ροής είναι συχνό σε περιπτώσεις ποταμών που εκβάλουν σε θάλασσα και συνεπώς θεωρείται τυπικό των θαλάσσιων ποτάμιων δέλτα. Το νερό του ποταμού εκτείνεται στη θάλασσα σαν προεξέχουσα ροή που επιπλέει (buoyant jet) πάνω από το θαλάσσιο νερό το οποίο έχει μεγαλύτερη πυκνότητα (σχήμα 9.2). Το νερό του ποταμού αφήνοντας τις ποτάμιες εκβολές διαχωρίζεται από τον πυθμένα δημιουργώντας μια σφήνα αλμυρού νερού (salt wedge) ενώ επιπλέον διαχωρίζεται το φορτίο κοίτης (bedload) από το εν αιωρήσει ίζημα. Στην περίπτωση αυτή το χονδρόκοκκο υλικό της κοίτης αποτίθεται στην άκρη - μύτη της αλμυρής σφήνας όπου το νερό του ποταμού διαχωρίζεται από το βυθό ενώ το λεπτόκοκκο εν αιωρήσει ίζημα μεταφέρεται προς τη θάλασσα εντός του plume του νερού του ποταμού που επιπλέει.



Σχήμα 9.3 Χαρακτηριστικά της πυκνότητας του νερού στο χώρο της εκβολής των ποταμών για τους τρεις διαφορετικούς τύπους ροής. Η πυκνότητα απεικονίζεται με τις ισόπυκνες καμπύλες που θεωρείται ότι ενώνουν σημεία που το νερό έχει την ίδια πυκνότητα. Οι ενδεικτικές τιμές πυκνότητας είναι σε kg/m^3.

Το ποιο είδος ροής θα επικρατήσει στις εκβολές ενός ποταμού καθορίζεται από τον αριθμό μέτρησης πυκνότητας του Froude (Densimetric Froude Number) F'_r (Masselink & Hughes, 2003):

$$F_r' = \frac{u}{\sqrt{gh'\left(1 - \frac{p_R}{p_C}\right)}}$$

όπου u είναι η ταχύτητα ροής του ποτάμιου ρεύματος (ή η ταχύτητα ροής του plume στην περίπτωση υπόπυκνης ροής),
g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας (ίση με 9,81 m/s^2),
h′ είναι το βάθος της ροής (ή το πάχος του plume στην υπόπυκνη ροή) και
p_R και p_C είναι η πυκνότητα του ποτάμιου νερού και του νερού της λεκάνης υποδοχής (θάλασσα ή λίμνη) αντίστοιχα.

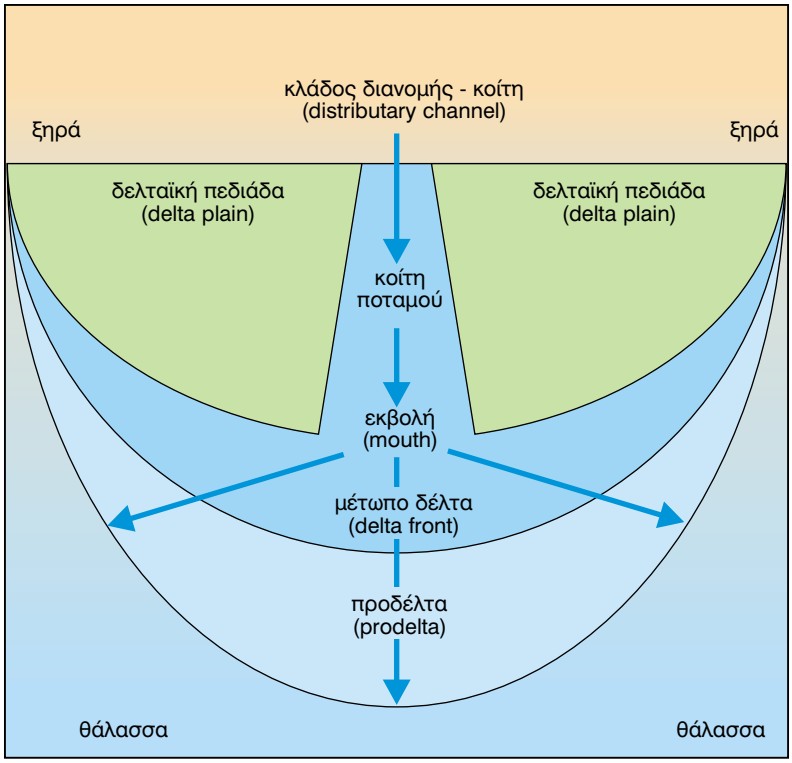
Για υψηλές τιμές του F_r' η είσοδος του ποτάμιου νερού στη λεκάνη υποδοχής έχει τα χαρακτηριστικά της υπέρπυκνης ροής ενώ για χαμηλές τιμές η ροή είναι υπόπυκνη.

9.1.3 Μορφολογικά χαρακτηριστικά των δέλτα

Τα ποτάμια δέλτα περιλαμβάνουν ένα επιφανειακό τμήμα και ένα υποθαλάσσιο. Η έκταση των δύο τμημάτων είναι άνιση και διαφορετική για κάθε δέλτα και εξαρτάται από διάφορους παράγοντες με κυριότερο τις θαλάσσιες διεργασίες (κύματα, παλίρροιες, θαλάσσια ρεύματα) και την υποθαλάσσια μορφολογία. Τα κύρια μορφολογικά χαρακτηριστικά των δέλτα είναι η δελταϊκή πεδιάδα, το μέτωπο του δέλτα και το προδέλτα (σχήμα 9.4). Το τμήμα που βρίσκεται πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας αποτελεί τη δελταϊκή πεδιάδα που ουσιαστικά είναι η προς τη θάλασσα συνέχεια της αλλουβιακής κοιλάδας του ποταμού. Το μέτωπο περιλαμβάνει την εκβολή, την ακτογραμμή και ένα μικρό τμήμα του υποθαλάσσιου δέλτα. Το τμήμα που βρίσκεται υποθαλάσσια ονομάζεται προδέλτα.

9.1.3.1 Δελταϊκή πεδιάδα (delta plain)

Η δελταϊκή πεδιάδα είναι ένα εκτεταμένο χαμηλό περιβάλλον που διαρρέεται από μία ή περισσότερες κοίτες, διακλαδιζόμενου ή μαιανδρικού τύπου, που ονομάζονται κλάδοι διανομής (distributary channels). Εάν η κλίση του δέλτα είναι μεγάλη, οι κλάδοι διανομής είναι διακλαδιζόμενου τύπου ενώ αν η κλίση είναι πολύ μικρή, οι κοίτες αποκτούν μαιανδρική μορφή (φωτο 9.2). Οι κοίτες οριοθετούνται από φυσικά αναχώματα (natural levees). Σε πλημμυρικές παροχές του ποταμού τα φυσικά αναχώματα συχνά υποχωρούν και η δελταϊκή πεδιάδα καλύπτεται με νερό πλούσιο σε λεπτομερή υλικά (ιλύ και άργιλο). Όταν τα νερά υποχωρούν, τα λεπτόκοκκα αυτά ιζήματα αποτίθενται αποτελώντας τις υπερόχθιες αποθέσεις (over-bank deposits). Η διεργασία αυτή κάνει τα δέλτα εύφορες περιοχές για την ανάπτυξη καλλιεργειών. Αποτέλεσμα της υποχώρησης των φυσικών αναχωμάτων είναι συχνά η εγκατάλειψη της κοίτης και η αλλαγή της ροής του ποταμού με τη δημιουργία νέων κοιτών. Οι δελταϊκή πεδιάδα συχνά διασχίζεται από εγκαταλελειμμένες κοίτες (abandoned channels), που αποτελούν τα παλαιά ίχνη ροής του ποταμού (φωτο 9.3).



Σχήμα 9.4 Τα μορφολογικά χαρακτηριστικά ενός δέλτα.



Φωτο 9.2 Τμήμα της δελταϊκής πεδιάδας του Πηνειού ποταμού στη Θεσσαλία. Διακρίνεται η μαιανδρική μορφή του κύριου κλάδου διανομής.



Φωτο 9.3 Αεροφωτομωσαϊκό του δέλτα του Εύηνου ποταμού που έχει προκύψει από τη γεωαναφορά αεροφωτογραφιών της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού (Γ.Υ.Σ.) έτους λήψης 1945. Διακρίνεται η μοναδική ενεργός κοίτη του ποταμού καθώς και τα ίχνη των παλαιών ροών του (εγκαταλελειμμένες κοίτες και αποκομμένοι μαίανδροι).

Η δελταϊκή πεδιάδα φιλοξενεί ένα μεγάλο αριθμό υπο-περιβαλλόντων όπως αλμυρά εδάφη, περιοδικά ή μόνιμα έλη γλυκού, υφάλμυρου ή αλμυρού νερού (ανάλογα με την απόστασή τους από τη θάλασσα), πεδία παλίρροιας (tidal flats). Διακρίνεται στην άνω (ή εσωτερική) και την κάτω (ή εξωτερική) δελταϊκή πεδιάδα. Η άνω ή εσωτερική δελταϊκή πεδιάδα αποτελεί το παλαιό εγκαταλελειμμένο ή ανενεργό τμήμα του δέλτα και κυριαρχείται από τις ποτάμιες διεργασίες. Αντίθετα το κάτω ή εξωτερικό τμήμα κυριαρχείται από τη δράση των θαλάσσιων διεργασιών (κυματισμός, παράκτια ρεύματα, δράση παλίρροιας) και είναι μια δυναμικά μεταβαλλόμενη περιοχή. Δεν είναι απαραίτητη η ύπαρξη σημαντικής υψομετρικής διαφοράς μεταξύ των δύο αυτών τμημάτων.

9.1.3.2 Μέτωπο δέλτα (delta front)

Το μέτωπο του δέλτα περιλαμβάνει την εκβολή του ποταμού, τη δελταϊκή ακτογραμμή και την περιοχή που εκτείνεται από την ακτογραμμή προς τη θάλασσα. Τα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της ζώνης αυτής καθορίζονται από τις θαλάσσιες διεργασίες. Συγκεκριμένα:

- Τα δέλτα με κυριαρχία των ποτάμιων διεργασιών χαρακτηρίζονται από την παρουσία αμμωδών φραγμάτων στην εκβολή, που είναι προσανατολισμένα κάθετα στη ροή του ποταμού. Άλλο μορφολογικό χαρακτηριστικό είναι η ύπαρξη φυσικών αναχωμάτων που συχνά εκτείνονται κάτω από τη στάθμη της θάλασσας, ορίζοντας μια υποθαλάσσια κοίτη.
- Τα δέλτα που διαμορφώνονται από τις παλίρροιες χαρακτηρίζονται από την παρουσία μικρών κόλπων που διαχωρίζονται μεταξύ τους από αμμώδη φράγματα που είναι ευθυγραμμισμένα παράλληλα με τη διεύθυνση ροής των νερών της παλίρροιας.
- Τα δέλτα που επηρεάζονται από τον κυματισμό χαρακτηρίζονται από την παρουσία αιγιαλών, γλωσσοειδών βραχιόνων και επιμηκών αμμωδών φραγμάτων εκεί που ο κυματισμός μεταφέρει και αποθέτει ίζημα στην ακτή. Άλλες χαρακτηριστικές γεωμορφές στο μέτωπο των δέλτα αυτού του τύπου είναι οι παράκτιες αμμώδεις θίνες και οι παραλιακές αμμώδεις ράχες που, όπως έχει αναφερθεί, είναι επιμήκεις αποθέσεις υλικών αιγιαλού που καλύπτονται από αιολικές άμμους.

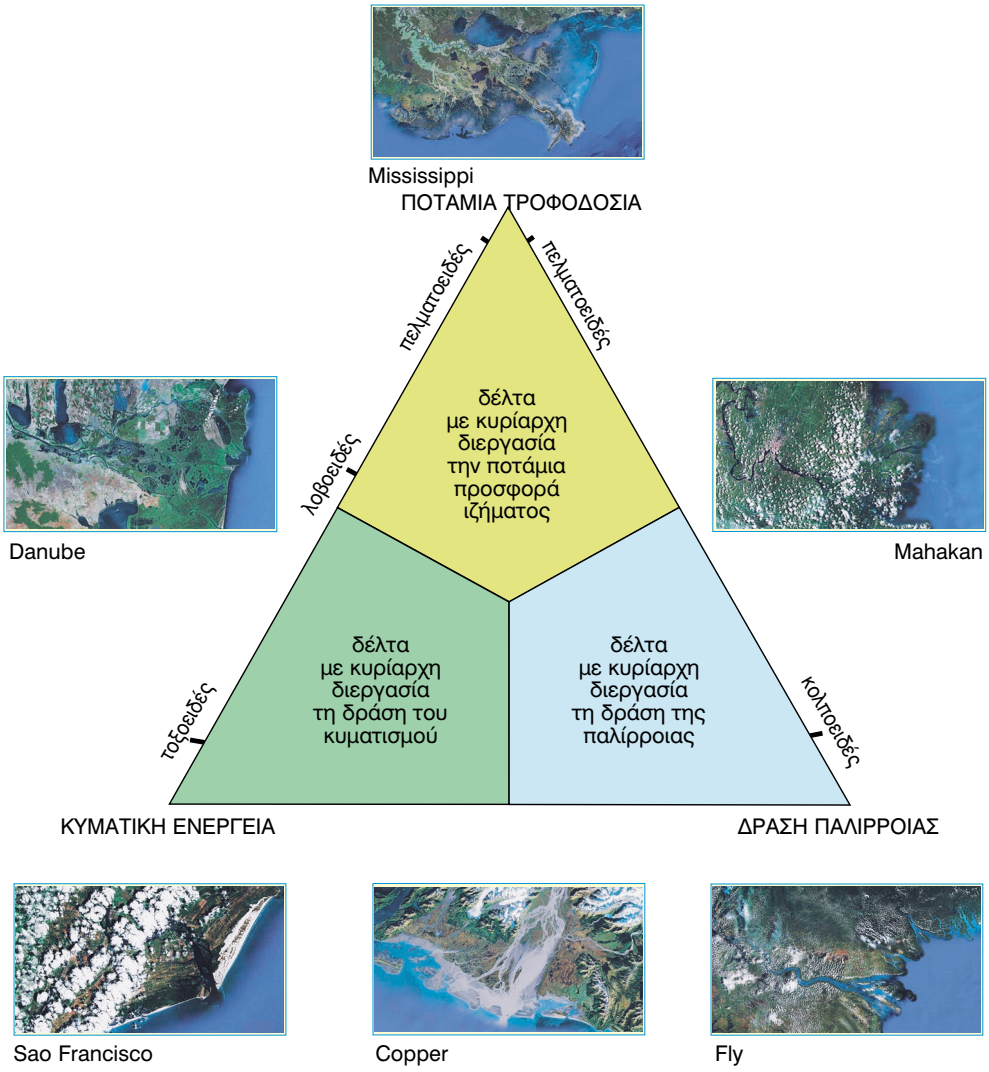
9.1.3.3 Προδέλτα (prodelta)

Προδέλτα ονομάζεται το υποθαλάσσιο τμήμα του δέλτα. Αποτελείται από λεπτόκοκκα ιζήματα που αποτίθενται από το εν αιωρήσει υλικό του ποταμού που εισέρχεται στη θάλασσα. Το προδέλτα βρίσκεται κάτω από τη βάση των κυμάτων και συνεπώς δεν επηρεάζεται άμεσα από τον κυματισμό ενώ και η επίδραση της παλίρροιας είναι αμελητέα. Συχνά τα ιζήματα του προδέλτα εμφανίζουν εναλλαγές στρωμάτων με διαφορετική κοκκομετρία που αντιστοιχούν σε διαφορετικά ενεργειακά καθεστώτα του ποταμού. Κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού υπάρχει χαμηλή ενέργεια και μικρή παροχή και στερεοπαροχή ενώ κατά τη διάρκεια της χειμερινής περιόδου συμβαίνει το αντίθετο. Η συσσώρευση μεγάλου πάχους χαλαρών λεπτόκοκκων ιζημάτων στο προδέλτα αρκετά συχνά προκαλεί υποθαλάσσιες κατολισθήσεις και ροές υλικών. Η αποσταθεροποίηση των κλιτύων του προδέλτα πολλές φορές πυροδοτείται από σεισμικές δονήσεις και αποτελεί μια από τις κύριες αιτίες πρόκλησης θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας (tsunami).

9.1.4 Ταξινόμηση των ποτάμιων δέλτα

Κατά καιρούς έχουν προταθεί πολλές ταξινομήσεις των δέλτα ανάλογα με το σχήμα, τη μορφή της ακτογραμμής τους, τον αριθμό και τη μορφή των κοιτών που διαρρέουν τη δελταϊκή πεδιάδα κ.α. Ο Galloway (1975) ταξινόμησε τα δέλτα με κριτήριο το ποια διεργασία είναι κυρίαρχη και υπεύθυνη για την τελική τους διαμόρφωση. Στο τριγωνικό διάγραμμα του σχήματος 9.5, κάθε μία από τις κορυφές του τριγώνου αντιπροσωπεύει δέλτα ποταμών με συγκεκριμένα μορφολογικά χαρακτηριστικά που έχουν διαμορφωθεί με κυρίαρχη διεργασία την ποτάμια τροφοδοσία, την κυματική ενέργεια και την δράση της παλίρροιας αντίστοιχα. Κάθε ποτάμιο δέλτα απεικονίζεται σαν ένα σημείο του τριγωνικού διαγράμματος του σχήματος 9.5 ανάλογα με το ποσοστό συμμετοχής καθεμιάς από τις τρεις κύριες διεργασίες στην τελική του διαμόρφωση.

Στη συνέχεια περιγράφονται τα μορφολογικά χαρακτηριστικά των τριών κύριων κατηγοριών των ποτάμιων δέλτα.



Σχήμα 9.5 Ταξινόμηση των δέλτα βάσει των τριών κύριων διεργασιών διαμόρφωσής τους που είναι η ποτάμια τροφοδοσία, η κυματική ενέργεια και οι παλίρροιες. (τροποποιημένο από Galloway, 1975)



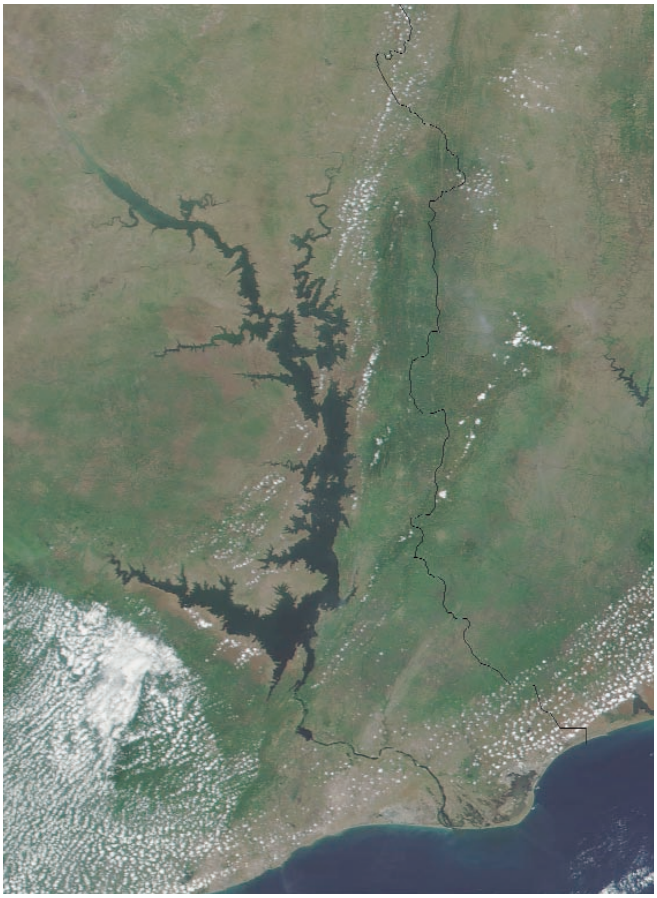
Φωτο 9.4 Δορυφορική εικόνα του δέλτα του ποταμού Mississippi. Θεωρείται αντιπροσωπευτικό δέλτα μορφής πέλματος πτηνού (bird's foot delta) με κυρίαρχη διεργασία διαμόρφωσης την ποτάμια τροφοδοσία. (πηγή: N.A.S.A. Visible Earth)

9.1.4.1 Δέλτα με κυρίαρχο παράγοντα διαμόρφωσης τις ποτάμιες διεργασίες

Το κύριο χαρακτηριστικό των ποταμών που σχηματίζουν δέλτα αυτού του τύπου είναι η μεγάλη στερεοπαροχή (ποσότητα μεταφερόμενου ιζήματος). Τα μεταφερόμενα υλικά σχηματίζουν φυσικά αναχώματα που οριοθετούν τις κοίτες. Τα αναχώματα εκτείνονται εντός της θάλασσας δημιουργώντας μια μορφολογία που θυμίζει πέλμα πτηνού. Για το λόγο αυτό έχει καθιερωθεί η ονομασία δέλτα πέλματος πτηνού (birds foot delta) για τα δέλτα αυτού του τύπου. Το πιο αντιπροσωπευτικό αυτής της κατηγορίας είναι το δέλτα του ποταμού Mississippi, που βρίσκεται στις νοτιοανατολικές Η.Π.Α. (φωτο 9.4).

9.1.4.2 Δέλτα με κυρίαρχο παράγοντα διαμόρφωσης τον κυματισμό

Στα δέλτα της κατηγορίας αυτής το ίζημα που μεταφέρεται από το ποτάμι και καταλήγει στην ακτή αναδιανέμεται από τη δράση του κυματισμού. Το κύριο μορφολογικό χαρακτηριστικό αυτών των δέλτα είναι η ομαλή σχεδόν ευθεία ακτογραμμή. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αυτού του τύπου είναι το δέλτα του ποταμού Sao Francisco στη Βραζιλία (φωτο 9.6). Στην περίπτωση που τα κύματα θραύονται παράλληλα προς την ακτογραμμή, το δέλτα αναπτύσσεται συμμετρικά εκατέρωθεν των εκβολών. Όταν τα κύματα προσεγγίζουν την ακτογραμμή υπό γωνία, το δέλτα εμφανίζει μια μορφολογία έντονα ασύμμετρη διότι τα επιμήκη παράκτια ρεύματα, που δημιουργούνται από τη δράση του κυματισμού, μεταφέρουν το ποτάμιο ίζημα πλευρικά των εκβολών. Το δέλτα του ποταμού Volta στη δυτική Αφρική αποτελεί χαρακτηριστικό παράδειγμα ασύμμετρα ανεπτυγμένου δέλτα (φωτο 9.5). Η διαμόρφωσή του έχει επηρεαστεί σημαντικά από τη δράση του κυματισμού και των επιμήκων παράκτιων ρευμάτων. Η μια πλευρά της δελταϊκής ακτογραμμής υφίσταται έντονη διάβρωση από τις θαλάσσιες διεργασίες (Anthony & Blivi, 1999). Τα προϊόντα της διάβρωσης παρασύρονται και μεταφέρονται κατά μήκος των ακτών του Togo και της Ghana σχηματίζοντας ένα σύστημα από αμμώδη φράγματα (sand bars) και λιμνοθάλασσες (lagoons). Μέχρι το 1961 το τμήμα της ακτογραμμής που διαβρωνόταν τροφοδοτούταν, μέσω του κλάδου διανομής, με μεγάλες ποσότητες ιζημάτων που προέκυπταν από την ποτάμια διάβρωση των ορεινών περιοχών της λεκάνης απορροής. Μετά την κατασκευή του φράγματος του Akosombo, στο άνω τμήμα της λεκάνης απορροής του ποταμού Volta, το 1961 περιορίστηκε σημαντικά η ποσότητα των ποτάμιων ιζημάτων που καταλήγουν στην ακτή, προκαλώντας την υποχώρηση του δέλτα και τη σταδιακή εξαφάνιση των αμμωδών φραγμάτων από τη δράση των θαλάσσιων διεργασιών.

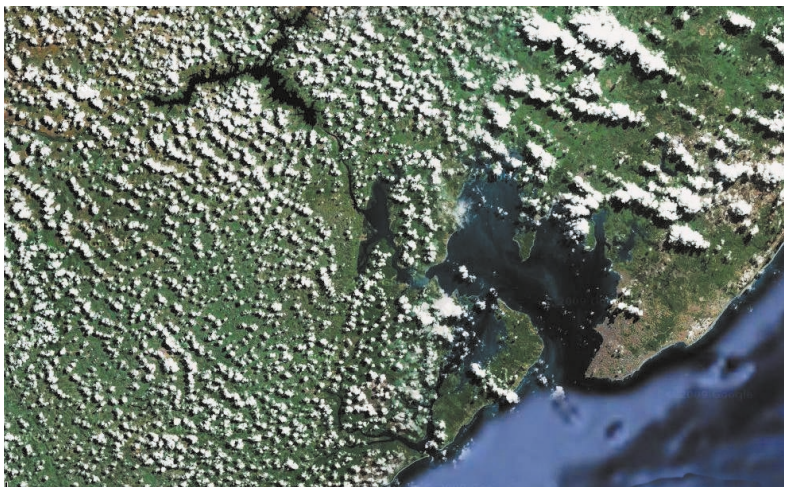


Φωτο 9.5 Δορυφορική εικόνα του δέλτα του ποταμού Volta στην Ghana. Φαίνεται η τεχνητή λίμνη (έκτασης 8.482 km^2) που έχει σχηματισθεί από το φράγμα του Akosombo η κατασκευή του οποίου περιόρισε σημαντικά την προσφορά ιζημάτων στο δέλτα με αποτέλεσμα την υποχώρηση της ακτογραμμής του. Η εικόνα ελήφθη στις 31 Μαρτίου 2002. (πηγή: N.A.S.A. Visible Earth)

9.1.4.3 Δέλτα με κυρίαρχο παράγοντα διαμόρφωσης τις παλίρροιες

Η κατηγορία αυτή περιλαμβάνει δέλτα ποταμών όπου το ποτάμιο ίζημα που καταλήγει στην ακτή αναδιανέμεται από τη δράση της παλίρροιας.

Στο μέτωπο των δέλτα της κατηγορίας αυτής έχουν διαμορφωθεί κοίτες παλίρροιας (tidal channels) μέσω

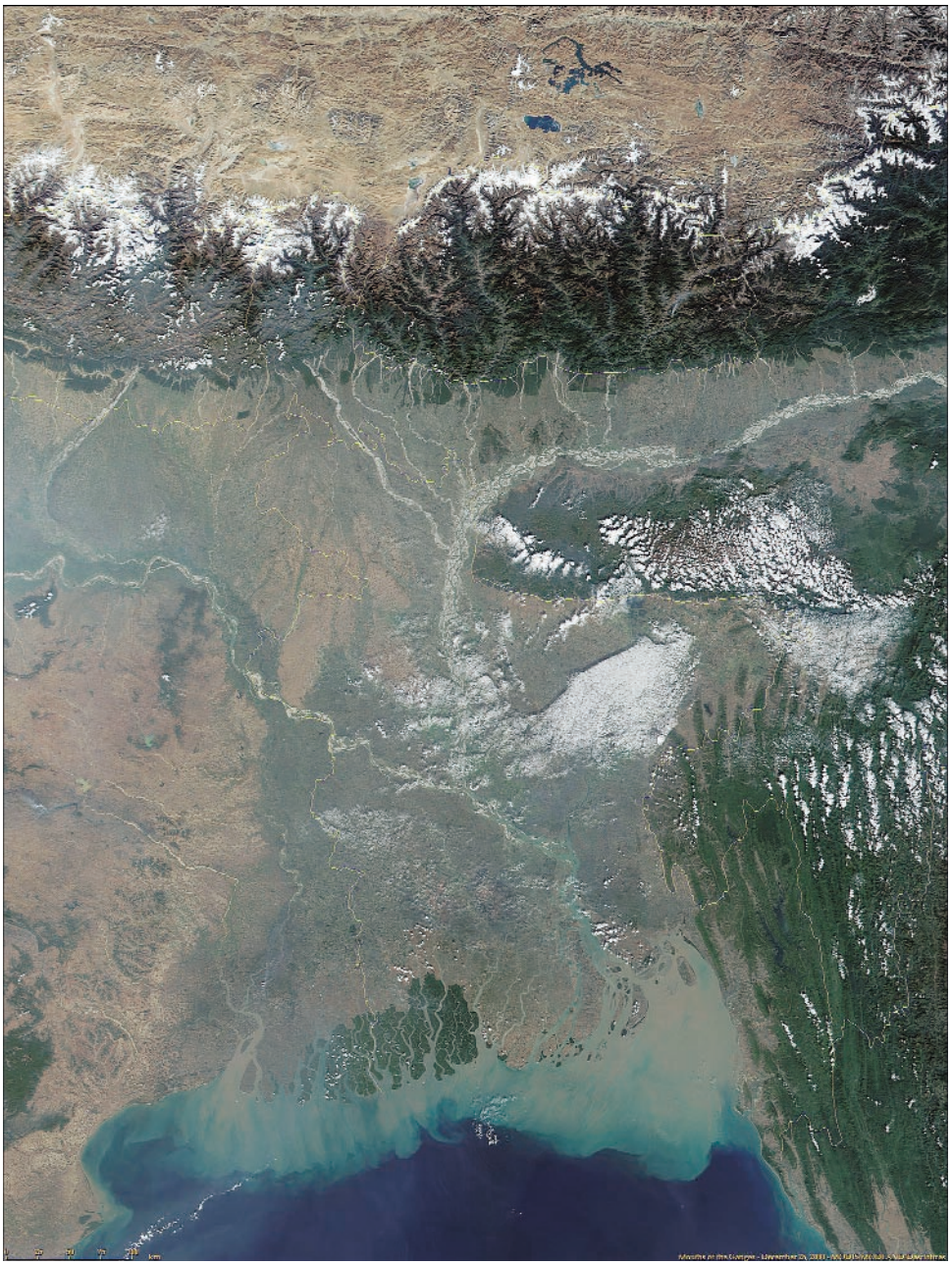


Φωτο 9.6 Δορυφορική εικόνα του δέλτα του ποταμού Sao Francisco, στη Βραζιλία. Θεωρείται τυπικό δέλτα με κυρίαρχο παράγοντα διαμόρφωσης τον κυματισμό. (πηγή: N.A.S.A. Visible Earth)

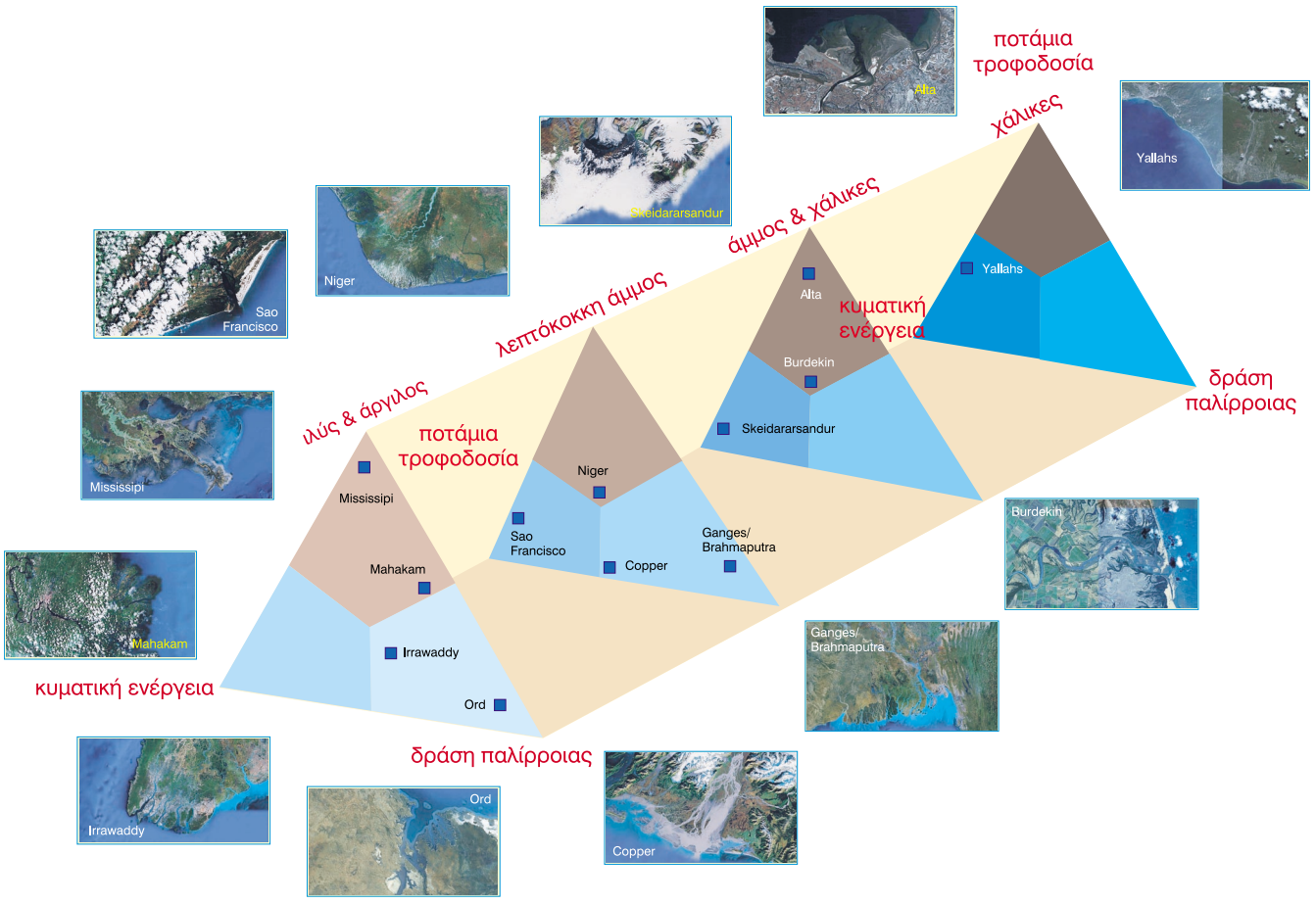
των οποίων κινείται το νερό κατά την πλημμυρίδα και την άμπωτη. Οι κοίτες αυτές διακόπτουν την συνέχεια της ακτογραμμής η οποία αποτελείται από κολπίσκους και αμμώδη φράγματα διατεταγμένα κάθετα στην ακτή. Στην κατηγορία αυτή ανήκει το δέλτα που έχει διαμορφωθεί στις εκβολές των ποταμών Γάγγη και Βραχμαπούτρα (Ganges and Brahmaputra) στην Ινδία και το Μπαγκλαντές (φωτο 9.7).

Ο αριθμός των δέλτα που επηρεάζονται αμιγώς από μία μόνο διεργασία, που προβάλλονται δηλαδή κοντά στις κορυφές του τριγωνικού διαγράμματος του Galloway (σχήμα 9.5), είναι πολύ μικρός. Τα περισσότερα δέλτα επηρεάζονται και διαμορφώνονται από συνδυασμό διεργασιών. Για παράδειγμα το δέλτα του ποταμού Νίγηρα που βρίσκεται στις δυτικές ακτές της Αφρικής επηρεάζεται ταυτόχρονα και από τις τρεις παραπάνω διεργασίες. Παρουσιάζει μια εσωτερική ζώνη, που κυριαρχεί η ποτάμια τροφοδοσία, μια εξωτερική ζώνη, όπου κυριαρχεί ο κυματισμός, και μια μεταβατική περιοχή όπου κυριαρχούν οι παλίρροιες.

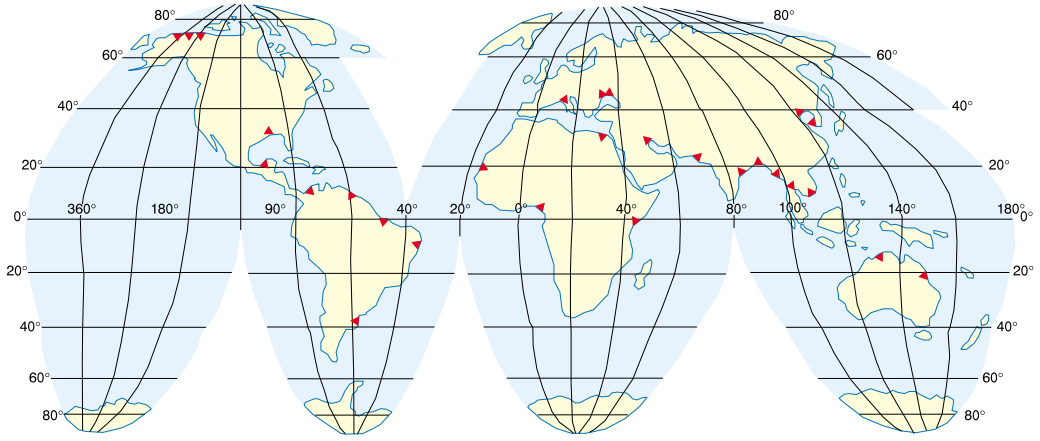
Τα περισσότερα δέλτα του ελλαδικού χώρου ταξινομούνται μεταξύ αυτών που κυρίαρχη διεργασία είναι η ποτάμια τροφοδοσία και αυτών που κυριαρχεί ο κυματισμός (Karymbalis et al., 2001). Τα εύρη παλίρροιας κατά



Φωτο 9.7 Δορυφορική εικόνα του δελταϊκού συμπλέγματος των ποταμών Γάγγη και Βραχμαπούτρα (Ganges and Brahmaputra). Το ανατολικό δέλτα είναι ενεργό ενώ το δυτικό έχει εγκαταλειφθεί. Είναι ο μεγαλύτερος δελταϊκός σχηματισμός στον κόσμο και θεωρείται τυπικό δέλτα με κυρίαρχη διεργασία διαμόρφωσης τις παλίρροιες. Φαίνεται η τεράστια προσφορά αιωρούμενου ιζήματος στον κόλπο της Βεγγάλης εξαιτίας των μουσσωνικών βροχοπτώσεων και της τήξης του χιονιού των Ιμαλαΐων. (πηγή: N.A.S.A. Visible Earth)



Σχήμα 9.6 Το πρισματικό διάγραμμα ταξινόμησης δέλτα των Orton & Reading (1993). Στην ταξινόμηση αυτή εκτός των διεργασιών διαμόρφωσης λαμβάνεται υπόψη και το μέγεθος των κόκκων των δελταϊκών αποθέσεων. (τροποποιημένο από Reading & Collinson, 1996)



Σχήμα 9.7 Γεωγραφική κατανομή των μεγαλύτερων δελταϊκών σχηματισμών της γης. Ποτάμια δέλτα σχηματίζονται σε όλα τα γεωγραφικά πλάτη και σε όλες τις κλιματικές ζώνες της γης.

μήκος των ελληνικών ακτών είναι πολύ μικρά με αποτέλεσμα οι παλίρροιες να μην παίζουν ιδιαίτερο ρόλο στη διαμόρφωση των ελληνικών δέλτα.

Οι Orton & Reading (1993) πρότειναν μια ταξινόμηση όπου, εκτός από τα μορφολογικά χαρακτηριστικά των δέλτα, λαμβάνει υπόψη και την κοκκομετρία των δελταϊκών αποθέσεων. Στην ταξινόμηση αυτή αντί για το τριγωνικό διάγραμμα των διεργασιών του Galloway χρησιμοποιείται το πρίσμα του σχήματος 9.6. Τα δύο άκρα της πλευράς που αφορά την κοκκομετρία είναι οι χάλικες και η ιλύς με ενδιάμεσες κατηγορίες τις άμμους με χάλικες και τις λεπτόκοκκες άμμους.

Δέλτα σχηματίζονται σε όλες τις κλιματικές ζώνες του πλανήτη, όπως δείχνει ο χάρτης του σχήματος 9.7

Πίνακας 9.1 Χαρακτηριστικά των μεγαλύτερων δέλτα της γης και των αντίστοιχων ποτάμιων λεκανών απορροής

Ποταμός/χώρα	Έκταση λεκάνης απορροής ($X10^3$ km^2)	Βροχόπτωση (mm)	Παροχή (m^3/sec)	Έκταση δέλτα (km^2)	Λόγος μήκος/πλάτος δέλτα
Amazon (Brazil)	5.877,5	1.701	149.736,0	467.078	1,20
Burdekin (Australia)	266,7	662	475,7	2.112	1,66
Chao Phraya (Thailand)	92,2	1.317	831,4	11.329	1,15
Colville (Alaska)	59,5	116	491,7	1.687	1,73
Danube (Romania)	712,6	792	6.250,1	2.740	1,65
Dneiper (Russia)	801,3	489	1.370,0	-	1,82
Ebro (Spain)	89,8	583	552,0	624	2,89
Ganges - Brahmaputra (Bangladesh)	1.597,2	1.814	34.500,0	105.641	1,51
Godavari (India)	305,3	1.512	3.180,0	6.322	1,76
Grijalva (Mexico)	112,0	1.585	-	17.028	1,26
Hwang Ho (China)	865,1	431	2.571,0	36.272	1,36
Indus (W. Pakistan)	887,7	720	4.274,0	29.524	1,42
Irrawaddy (Burma)	341,8	2.192	12.558,0	20.571	1,65
Klang (Malaysia)	0,9	2.135	1.100,0	1.817	1,35
Lena (Russia)	2.421,4	253	1.402,0	43.563	1,85
Mackenzie (Canada)	1.448,4	257	8.583,0	8.506	-
Magdalena (Columbia)	251,7	1.777	7.500,0	1.689	1,02
Mekong (Vietnam)	517,5	1.530	14.168,0	93.781	2,20
Mississippi (USA)	3.344,6	1.018	15.631,0	28.568	2,03
Niger (Nigeria)	1.112,7	1.062	8.769,0	19.135	1,24
Nile (Egypt)	2.715,6	870	1.480,0	12.512	1,20
Ord (Australia)	78,0	528	166,0	3.896	2,28
Orinoco (Venezuela)	951,3	1.434	25.200,0	20.642	1,80
Parana (Brazil)	2.871,8	1.205	12.658,0	5.440	1,81
Pechora (Russia)	300,7	446	3.362,0	-	1,46
Po (Italy)	71,7	847	1.484,0	13.398	1,39
Red (N. Vietnam)	143,9	1.282	3.913,0	11.908	1,33
Sagavanirktok (Alaska)	11,8	116	-	1.178	1,64
Sao Francisco (Brazil)	602,3	1.223	3.420,0	734	1,08
Senegal (Senegal)	196,4	1.381	867,8	4.254	1,02
Shat-al-Arab (Iraq)	461,7	148	1.300,0	18.497	1,30
Tana (Kenya)	63,5	733	172,0	3.659	1,12
Volga (Russia)	1.614,4	527	7.736,0	27.224	1,93
Yangtze-Kiang (China)	1.354,2	1.215	-	66.669	1,50

που περιλαμβάνει τους μεγαλύτερους δελταϊκούς σχηματισμούς της γης. Ο πίνακας 9.1 περιλαμβάνει τα κύρια χαρακτηριστικά όπως έκταση λεκάνης απορροής, βροχόπτωση, ποτάμια παροχή, έκταση δέλτα και το λόγο μήκους/πλάτος των δέλτα τριάντα τεσσάρων μεγάλων ποταμών σε ολόκληρο τον κόσμο.

9.1.5 Ανάπτυξη των δέλτα στο Ολόκαινο

Όπως ήδη αναφέρθηκε, κατά τη διάρκεια των παγετωδών περιόδων του Τεταρτογενούς η θαλάσσια στάθμη ήταν πολύ χαμηλότερη από τη σημερινή. Κατά το μέγιστο της τελευταίας παγετώδους περιόδου 18.000 έτη πριν από σήμερα η παγκόσμια θαλάσσια στάθμη βρέθηκε περίπου 120 m χαμηλότερα από τη σημερινή και οι τότε ακτογραμμές σε όλες τις ηπείρους βρίσκονταν κοντά στο άκρο της σημερινής ηπειρωτικής υφαλοκρηπίδας. Κατά τη διάρκεια της περιόδου του Ολόκαινου, που ακολούθησε την τελευταία παγετώδη περίοδο, η θαλάσσια στάθμη ανυψώθηκε με αρχικά μεγάλο ρυθμό έως περίπου 6.000 έτη πριν από σήμερα και κατόπιν η άνοδός της πραγματοποιήθηκε με πιο αργό ρυθμό. Ορισμένα από τα δέλτα που ήταν ενεργά κατά την τελευταία παγετώδη περίοδο και σχηματίστηκαν στο άκρο του ηπειρωτικού περιθωρίου κατακλύσθηκαν από τη γρήγορη ανύψωση της θαλάσσιας στάθμης του Ολόκαινου. Υπήρχαν και ορισμένοι δελταϊκοί σχηματισμοί που ο ρυθμός προσφοράς ιζήματος από τα ποτάμια υπερέβαινε το ρυθμό της ανόδου της θαλάσσιας στάθμης με αποτέλεσμα την ανύψωση της επιφάνειας των δέλτα και την προέλασή τους. Αυτά τα δέλτα κατάφεραν να διατηρηθούν και ονομάστηκαν δέλτα του άκρου των ηπειρωτικών περιθωρίων (shelf margin deltas επίσης είναι γνωστά σαν shelf edge delta) και συνήθως αναπτύσσονται σε βαθιά νερά. Τα δέλτα που δεν ανυψώθηκαν με γρηγορότερο ρυθμό από τον ρυθμό ανόδου της θαλάσσιας στάθμης μετανάστευσαν προς την ξηρά και είναι γνωστά σαν δέλτα αβαθών νερών (shoal water deltas επίσης γνωστά και σαν inner shelf deltas) διότι έχουν αναπτυχθεί σε νερά μικρού βάθους.

Σε πολλά σύγχρονα δέλτα οι κάθετες ακολουθίες των ιζημάτων των δελταϊκών αποθέσεων αντανακλούν τη σταδιακή μετανάστευση των περιβαλλόντων του δέλτα προς την ξηρά. Μια τυπική Ολοκαινική ακολουθία δελταϊκών ιζημάτων συνήθως στη βάση εμφανίζει ένα στρώμα από ποτάμια ιζήματα, όπως αποθέσεις πλημμυρικής πεδιάδας (floodplain deposits) που από πάνω καλύπτονται από αποθέσεις κοίτης των κλάδων διανομής και αποθέσεις των περιοχών μεταξύ των κοιτών, που ονομάζονται υπερόχθιες αποθέσεις, και προς τα πάνω περνούν σε ιζήματα αποθέσεων που οφείλονται στη δράση της παλίρροιας και τελικά σε παράκτιες αποθέσεις που μπορεί να περιλαμβάνουν άμμους παράκτιων θινών. Αυτή η ακολουθία ιζημάτων αντανακλά την προς τα πάνω και προς την ξηρά μετανάστευση των διαφόρων περιβαλλόντων απόθεσης του δέλτα.

Οι Aslan & Autin (1999) σκιαγραφούν τις αλλαγές που παρατηρούνται στα περιβάλλοντα απόθεσης σε μια ακολουθία ιζημάτων του Ολόκαινου, πάχους 15-30 m, σε μια περιοχή 300 km ανάντη των εκβολών του ποταμού στο δέλτα του Mississippi. Διέκριναν δύο ιζηματολογικές ενότητες:

- Μία κατώτερη Ολοκαινική ενότητα που αποτέθηκε πριν τα 5.000 έτη πριν από σήμερα, που αποτελείται από ιζήματα που αντιστοιχούν σε αποθέσεις έλους και ρηχής λίμνης και αποθέσεις από πολυάριθμες κοίτες μικρών ρευμάτων. Οι ενδείξεις για σχηματισμό εδαφών στο ποτάμιο περιβάλλον αυτής της εποχής είναι λίγες.
- Μια ανώτερη ενότητα του Ολόκαινου που αποτέθηκε μετά τα 5.000 έτη πριν από σήμερα που αποτελείται από αποθέσεις άμμου που αντιστοιχούν σε μαιανδρικές κοίτες του ποταμού, ιλύς από σχηματισμούς φυσικών αναχωμάτων και ενδείξεις σχηματισμού εδαφών.

Τα ιζήματα συνεπώς δείχνουν ότι 5.000 έτη πριν από σήμερα συνέβη μια μεγάλη αλλαγή στο περιβάλλον απόθεσης που ερμηνεύτηκε ότι αντιπροσωπεύει την επιβράδυνση του ρυθμού ανόδου της θαλάσσιας στάθμης του Ολόκαινου. Κατά τη διάρκεια της γρήγορης ανόδου της θαλάσσιας στάθμης η πλημμυρική πεδιάδα του Mississippi αναπτύχθηκε γρήγορα. Η ανάπτυξή της όμως μειώθηκε, όταν η θαλάσσια στάθμη σταθεροποιήθηκε μετά τα 6.000 έτη πριν από σήμερα, γεγονός που επέτρεψε τη διαμόρφωση μαιάνδρων και το σχηματισμό εδαφών. Είναι εντυπωσιακό ότι αυτή η περιοχή που σήμερα βρίσκεται 300 km εσωτερικά (από την ακτογραμμή) έχει επηρεαστεί από της παράκτιες διεργασίες. Γίνεται λοιπόν κατανοητό πόσο μεγάλο είναι το εύρος της παράκτιας ζώνης ειδικά σε δελταϊκές περιοχές και εκβολικά συστήματα.

9.1.6 Δέλτα και ανθρώπινη δραστηριότητα

Οι περιοχές των ποτάμιων δέλτα προσέλκυαν ανέκαθεν τον άνθρωπο. Αυτό οφείλεται σε πολλούς λόγους μεταξύ των οποίων περιλαμβάνονται:

- ***Η ήπια τοπογραφία.*** Τα δέλτα χαρακτηρίζονται από ένα ομοιόμορφο, χαμηλό και ομαλό ανάγλυφο, το οποίο καθιστούσε ανέκαθεν εύκολη την επικοινωνία μεταξύ των περιοχών εντός του δέλτα.
- ***Η ανάπτυξη εύφορων εκτάσεων.*** Οι πλημμύρες στη δελταϊκή πεδιάδα τροφοδοτούν το έδαφος με ιλύ κάνοντάς το όλο και πιο εύφορο. Για το λόγο αυτό τα δέλτα αποτελούν περιοχές που προσφέρονται για γεωργικές καλλιέργειες. Η οικονομία πολλών χωρών βασιζόταν ανέκαθεν στη γεωργική εκμετάλλευση δελταϊκών περιοχών. Παράδειγμα αποτελεί το δέλτα του Νείλου που στήριζε και συντηρούσε τις δυναστείες των Αιγυπτίων για χιλιάδες έτη.
- ***Η δυνατότητα κατασκευής εγγειοβελτιωτικών έργων.*** Η σχεδίαση και υλοποίηση έργων αποξήρανσης και αποστράγγισης των υγρών περιοχών της δελταϊκής πεδιάδας, όπως είναι τα έλη, οι βάλτοι, οι αβαθείς λίμνες και οι λιμνοθάλασσες, μπορεί να αυξήσει σημαντικά την έκταση της εύφορης γεωργικής γης.

- ***Το εμπόριο.*** Τα ποτάμια που δημιουργούν τα μεγαλύτερα δέλτα του κόσμου συνήθως είναι, σε ένα μεγάλο μήκος της διαδρομής τους, πλωτά λόγω του μεγάλου τους μήκους και πλάτους. Μεγάλα λιμάνια έχουν εγκατασταθεί σε δελταϊκές περιοχές για τη μεταφορά προϊόντων και κυρίως των αγαθών που παράγονται στο ίδιο το δέλτα. Αυτό δεν ισχύει για τη χώρα μας, όπου τα ποτάμια είναι ορεινού χαρακτήρα με μεγάλη κλίση κοίτης και σημαντικές εποχιακές διακυμάνσεις στην παροχή, οπότε δεν είναι δυνατή η χρησιμοποίησή τους για τη διακίνηση και μεταφορά προϊόντων.

9.1.7 Ανθρωπογενείς επεμβάσεις στα δέλτα

Οι επιπτώσεις των ενεργειών του ανθρώπου στο φυσικό περιβάλλον των δέλτα ήρθαν στο φως κυρίως τη δεκαετία του 1970. Οι ανθρωπογενείς επεμβάσεις στα ποτάμια δέλτα διακρίνονται σε άμεσες και έμμεσες. Οι έμμεσες ανθρώπινες ενέργειες αφορούν κυρίως επεμβάσεις στα ποτάμια συστήματα που τροφοδοτούν τα δέλτα με νερό και ίζημα και περιλαμβάνουν:

- Την αλματώδη αύξηση και εντατικοποίηση των γεωργικών καλλιεργειών εντός των λεκανών απορροής των ποταμών. Αυτή η εντατικοποίηση περιλαμβάνει την αποψίλωση εκτεταμένων περιοχών, ενέργεια που μπορεί να προκαλέσει τη διάβρωση των εδαφών και συνεπώς την υπερ-προσφορά ιζήματος στο δέλτα μέσω των κοιτών του υδρογραφικού δικτύου. Αυτή η επέμβαση μπορεί να οδηγήσει στην αύξηση τόσο της συχνότητας, όσο και της έντασης των πλημμυρικών φαινομένων στη δελταϊκή πεδιάδα. Εάν το ίζημα φθάσει στις εκβολές του ποταμού, μπορεί να ενισχύσει την ιζηματογένεση στην ακτογραμμή και να προκαλέσει την προέλαση του μετώπου του δέλτα.
- Η κατασκευή φραγμάτων στις λεκάνες απορροής, με σκοπό την παραγωγή ηλεκτρικής ενέργειας, την άρδευση ή την υδροδότηση περιοχών, επηρεάζει σοβαρά τη δυναμική των δέλτα. Ανεξάρτητα του σκοπού που εξυπηρετούν τα φράγματα, ο ρόλος τους είναι ανασταλτικός για την ανάπτυξη και τη φυσική εξέλιξη των δελταϊκών σχηματισμών αλλά και καταστροφική για τις λεπτές ισορροπίες που απαιτούνται σε ευαίσθητα περιβάλλοντα υγρότοπων όπως αυτά που αναπτύσσονται στις εκβολές αρκετών ποταμών



Φωτο 9.8 Προσπάθειες διατήρησης της δελταϊκής ακτογραμμής και των εκβολών του ποταμού Νείλου στη θέση Rosetta, Egypt. Τα προβλήματα υποχώρησης του δέλτα εντάθηκαν μετά την κατασκευή του φράγματος του Aswan.

(Πούλος, 1999). Τα φράγματα δεσμεύουν το σύνολο σχεδόν των υλικών που μεταφέρονται με κύλιση και ένα σημαντικό ποσοστό αυτών που μεταφέρονται με αιώρηση ενώ διαταράσσουν εντελώς το ρυθμό άφιξης των ποσοτήτων γλυκού νερού στο χώρο των εκβολών. Μειώνονται τόσο η παροχή, όσο και η στερεοπαροχή του ποταμού και συνεπώς περιορίζεται η προσφορά ιζήματος στο μέτωπο του δέλτα γεγονός που συχνά οδηγεί σε διάβρωση και υποχώρηση της ακτογραμμής από τη δράση των θαλάσσιων διεργασιών.

Οι επιπτώσεις από την κατασκευή και λειτουργία φραγμάτων στον άνω ρου των ποταμών είναι αξιοσημείωτες σε πολλά μεγάλα δέλτα παγκοσμίως. Αρκετές πόλεις που είναι χτισμένες κατά μήκος δελταϊκών ακτογραμμών απειλούνται από την παράκτια διάβρωση και την κατάκλυση. Τα ιζήματα κατά μήκος της ακτογραμμής του δέλτα του Νείλου στην Αίγυπτο αναδιανέμονται από τη δράση του κυματισμού σαν συνέπεια της μείωσης της στερεοπαροχής εξαιτίας του φράγματος του Aswan, που κατασκευάστηκε το 1964 και δέσμευσε σημαντικές ποσότητες ιζήματος του ποταμού που πριν το φράγμα κατέληγε στην ακτή και συνέβαλε στην προέλαση του δέλτα (φωτο 9.8). Η διάβρωση και υποχώρηση της δελταϊκής ακτογραμμής έχει σοβαρές φυσικές και κοινωνικοοικονομικές επιπτώσεις οι οποίες πρόκειται να ενταθούν με τη μελλοντική άνοδο της θαλάσσιας στάθμης (El Raey et al., 1999).

Γίνεται λοιπόν φανερό ότι τα δελταϊκά συστήματα είναι πολύ ευαίσθητα στις ανθρωπογενείς επεμβάσεις και ότι ακόμη και ενέργειες που γίνονται αρκετά μακριά από την ακτή, και αφορούν τις λεκάνες απορροής στο εσωτερικό της ξηράς, επηρεάζουν το φυσικό περιβάλλον και τους ανθρώπους που κατοικούν στις ακτές.

Εξαιτίας του μεγέθους της ανθρωπογενούς επέμβασης στα δέλτα πολλές μελέτες διεθνώς εστιάζουν στην παρακολούθηση (monitoring). Αρκετά χρήσιμες είναι οι τεχνικές τηλεπισκόπισης (remote sensing) οι οποίες ίσως αποτελούν τον μοναδικό τρόπο αποτελεσματικής και ακριβούς καταγραφής της διάβρωσης, της προέλασης και γενικά των μεταβολών στη δελταϊκή ακτογραμμή διαμέσου του χρόνου (White & El Asman, 1999).

Εξίσου σημαντικές είναι και οι άμεσες ανθρωπογενείς επεμβάσεις στο χώρο της δελταϊκής πεδιάδας και της παράκτιας ζώνης όπως ευθυγράμμιση και περιορισμός της κοίτης, κατασκευή εγγειοβελτιωτικών έργων, εκτεταμένες αμμοληψίες από την κοίτη, ανεξέλεγκτη βόσκηση, αποξηράνσεις περιοχών κ.α. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, μια επιπλέον απειλή για τις περιοχές των εκβολών αποτελεί η αναμενόμενη μελλοντική αύξηση της μέσης θαλάσσιας στάθμης, κατά περίπου 50 cm μέχρι το έτος 2100, εξαιτίας της αντίστοιχης μέσης αύξησης της θερμοκρασίας σε παγκόσμιο επίπεδο κατά 1,2 έως 5,7˚C (I.P.C.C., 2007). Έχει εκτιμηθεί ότι το ποσοστό των ελληνικών δελταϊκών εκτάσεων που θα κατακλυσθεί από τη θάλασσα αντιστοιχεί στο 13,16 % της συνολικής τους έκτασης (Gaki-Papanastassiou et al., 1997).

9.1.8 Τα δέλτα της Ελλάδας

Τα ποτάμια της Ελλάδας, που ως επί το πλείστον έχουν μικρό μήκος και αποστραγγίζουν ορεινές περιοχές με έντονο ανάγλυφο, εμφανίζουν σημαντικά υψηλές στερεοπαροχές (σχήμα 9.8). Οι Poulos et al., (1996) πρότειναν την ακόλουθη σχέση για την εκτίμηση του αιωρούμενου ιζηματογενούς φορτίου, δηλαδή της ποσότητας του ιζήματος που μεταφέρεται σε αιώρηση από ένα ποτάμι:

$$S = 1954\ A^{0,88}$$

όπου S είναι το αιωρούμενο ιζηματογενές φορτίο (σε τόνους) και

A είναι η έκταση της λεκάνης απορροής (σε km^2).

Η σχέση αυτή ισχύει για τα ορεινά ποτάμια της Ελλάδας καθώς και άλλων περιοχών της νοτιοανατολικής ορεινής Ευρώπης. Ο πίνακας 9.2 περιλαμβάνει τη στερεοπαροχή μερικών από τα μεγάλα ελληνικά ποτάμια. Οι υψηλές τιμές στερεοπαροχής σε πολλά από αυτά αποδίδεται στην ικανότητα που έχουν να μεταφέρουν μεγάλες ποσότητες ιζήματος εξαιτίας των μεγάλων κλίσεων του αναγλύφου και της μεγάλης κλίσης των κοιτών, στις υψηλές τιμές της ετήσιας βροχόπτωσης, ιδιαίτερα σε μεγάλα υψόμετρα και κυρίως στη δυτική Ελλάδα και σε ορισμένες περιπτώσεις στην ευδιάβρωτη λιθολογία των σχηματισμών που καλύπτουν τις λεκάνες απορροής.

Συγκρίνοντας τους λόγους μεταξύ της έκτασης της δελταϊκής πεδιάδας και της έκτασης της λεκάνης απορροής μπορεί να εξαχθεί το συμπέρασμα ότι, παρά την μικρή έκταση των λεκανών απορροής, πολλά ελληνικά ποτάμια έχουν καλά ανεπτυγμένα δέλτα. Αυτοί οι λόγοι για τα ποτάμια του πίνακα 9.2 έχουν μέση τιμή 6,55 και είναι συγκρίσιμοι με αντίστοιχους των μεγάλων ποταμών του κόσμου (Poulos et al., 1996). Οι ρυθμοί συγκέντρωσης ιζήματος ή προσαύξησης κατά τη διάρκεια των τελευταίων 6.000 - 7.000 ετών για τα ελληνικά ποτάμια δέλτα είναι ανάλογοι με αυτούς που έχουν υπολογισθεί για το δέλτα του ποταμού Νείλου, που είναι ο μεγαλύτερος δελταϊκός σχηματισμός της ανατολικής Μεσογείου (Poulos & Chronis, 1997).

Οι πιο ευδιάκριτες μεταβολές στις ακτογραμμές των δέλτα κατά τους δύο τελευταίους αιώνες εστιάζονται στην προέλαση της περιοχής των ενεργών εκβολών ή την υποχώρηση των εγκαταλελειμμένων (πίνακας 9.4). Συγκεκριμένα για το δέλτα του Μόρνου, που βρίσκεται στις βόρειες ακτές του Κορινθιακού κόλπου (σχήμα 9.9), η υποχώρηση εντοπίζεται στην περιοχή της παλαιάς εκβολής του ενός από τους δύο κλάδους διανομής (Piper et al., 1990) που εγκαταλείφθηκε σταδιακά μετά το 1980, οπότε κατασκευάστηκε και άρχισε να λειτουργεί το



Σχήμα 9.8 Χάρτης της ηπειρωτικής Ελλάδας με τις σημαντικότερες ανθρωπογενείς κατασκευές, τους υγρότοπους και τα μεγαλύτερα ποτάμια δέλτα.

φράγμα στον άνω ρου του ποταμού για την υδροδότηση της Αθήνας (φωτο 9.9). Οι ρυθμοί αυτοί κυμάνθηκαν από 3,3 έως 5,0 m/έτος για την περίοδο 1986 - 1998 (Karymbalis et al., 2007) ενώ για την περίοδο 1945 - 1986 ο ρυθμός υποχώρησης ήταν 2,14 m/έτος. Η περιοχή των σημερινών εκβολών ενώ παλαιότερα προήλαυνε κατά περίπου 4,0 m/έτος σήμερα υποχωρεί με μέσο ρυθμό 11,0 m/έτος.

Στο δέλτα του ποταμού Καλαμά οι μεταβολές στην ακτογραμμή σχετίζονται με τις ανθρωπογενείς επεμβάσεις με κυριότερη την κατασκευή το 1962 ενός χαμηλού φράγματος στην κορυφή του δέλτα για αρδευτικούς σκοπούς (σχήμα 9.10). Την κατασκευή του φράγματος ακολούθησε η εγκατάλειψη της ενεργού κοίτης που έρεε στη νότια δελταϊκή πεδιάδα και η διάνοιξη ενός τεχνητού καναλιού που εκβάλει βόρεια των φυσικών εκβολών

Πίνακας 9.2 Λόγοι εμβαδόν δέλτα/εμβαδόν λεκάνης και στοιχεία παροχής και στερεοπαροχής σε αιώρηση για οκτώ ελληνικά και τρία μεγάλα δέλτα της Μεσογείου

Ποταμός	Εμβαδόν λεκάνης απορροής (A_B) (km^2)	Εμβαδόν δέλτα (A_D) (km^2)	Λόγος A_D/A_B (10^{-2})	% της έκτασης της λεκάνης ανάντη του σταθμού μέτρησης σε σχέση με όλη την έκταση της λεκάνης	Μέση ετήσια παροχή (m^3/sec)	Μέση ετήσια ποσότητα ιζήματος που μεταφέρεται σε αιώρηση (10^6 t)
Εύηνος	1.070	90	8,40	59,3	27,6	15,74
Άραχθος	1.895	245	12,90	97,9	69,8	7,31
Λούρος	785	110	14,00	43,7	19,3	0,08
Αχελώος	5.470	270	4,90	75,3	188	2,53
Σπερχειός	1.780	104	5,80	65,1	62,0	2,10
Αλιάκμονας	9.250	120	1,30	65,7	73	2,80
Πηνειός	10.750	70	0,70	65,9	81,0	4,4
Καλαμάς	1.826	80	4,40	81,1	51	1,92
Νείλος (Αίγυπτος)	$2.716*10^3$	12.512	0,46	89,0	2.830	110,0
Πάδος (Ιταλία)	$71,7*10^3$	13.398	18,69	95,0	1.484	20,0
Έβρος (Ισπανία)	$89,8*10^3$	624	0,69	90,0	552	2,8

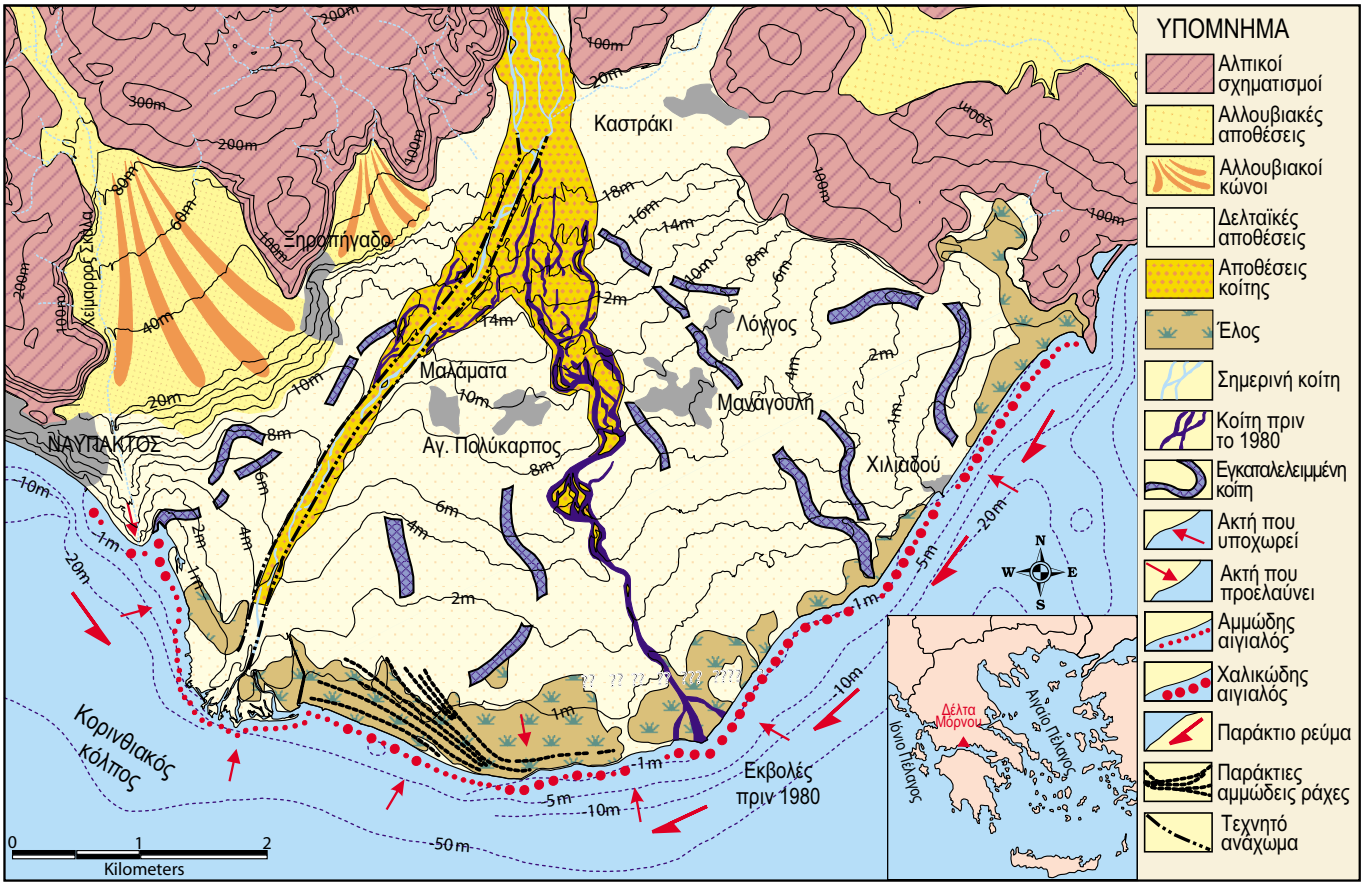
του ποταμού (Maroukian et al., 1995). Αυτό είχε σαν συνέπεια οι παλαιές φυσικές εκβολές του νότιου δέλτα να εγκαταλειφθούν και να δημιουργηθούν νέες στο βόρειο τμήμα του. Η σημαντικότερη αλλαγή στο χώρο των παλαιών εκβολών ήταν η καθίζηση της δελταϊκής πεδιάδας και η σταδιακή διείσδυση της θάλασσας προκαλώντας την κατάκλυση και καταστροφή σημαντικών αρδευτικών έργων και καλλιεργήσιμων εκτάσεων. Για την περίοδο 1945 - 1969 διαπιστώνεται ότι στις εκβολές του νότιου δέλτα μια σημαντική ελώδης έκταση που ανέρχεται σε 2,01 km^2 έχει αποξηρανθεί ενώ η ακτογραμμή έχει παραμείνει σχεδόν αμετάβλητη. Στο βόρειο δέλτα η περιοχή των νέων εκβολών (μετά το 1962) έχει προελάσει με ρυθμό 0,15 km^2/έτος (Karymbalis et al.,

Πίνακας 9.3 Έκταση λεκάνης απορροής, έκταση δέλτα και μήκος δελταϊκής ακτογραμμής για τα μεγαλύτερα δέλτα του ελληνικού χώρου

Ποταμός	Εκβολές	Έκταση λεκάνης απορροής (km^2)	Έκταση δέλτα (km^2)	Μήκος δελταϊκής ακτογραμμής (km)
Αχελώος	Πατραϊκός κόλπος	5.470	270	80,0
Αλφειός	Ιόνιο πέλαγος	3.600	110	40,0
Αλιάκμονας	Θερμαϊκός κόλπος	9.250	120	16,0
Άραχθος	Αμβρακικός κόλπος	1.895	245	25,0
Αξιός	Θερμαϊκός κόλπος	23.750	400	35,0
Εύηνος	Πατραϊκός κόλπος	1.070	90	40,0
Έβρος	Β.Δ. Αιγαίο πέλαγος	52.900	190	20,0
Καλαμάς	Ιόνιο πέλαγος	1.826	80	30,0
Λούρος	Αμβρακικός κόλπος	785	110	15,0
Νέστος	Βόρειο Αιγαίο πέλαγος	6.178	435	62,5
Μόρνος	Κορινθιακός κόλπος	1.010	28	14,0
Πηνειός (Θεσσαλίας)	Θερμαϊκός κόλπος	10.750	70	20,0
Πηνειός (Πελοποννήσου)	Ιόνιο πέλαγος	913	85	22,5
Σπερχειός	Μαλιακός κόλπος	1.780	104	25,0
Στρυμόνας	Βόρειο Αιγαίο πέλαγος	16.550	10	10,5

Πίνακας 9.4 Προέλαση και/ή υποχώρηση των δελταϊκών πεδιάδων επτά ελληνικών δέλτα για συγκεκριμένες χρονικές περιόδους παρατήρησης. Σε ορισμένους δελταϊκούς σχηματισμούς παρατηρείται τόσο προέλαση σε ορισμένα υποπεριβάλλοντα, όπως είναι οι ενεργές εκβολές, όσο και υποχώρηση κυρίως σε περιοχές εγκαταλελειμμένων παλαιών εκβολών. Η τελευταία στήλη περιέχει τους ρυθμούς προέλασης ή υποχώρησης για τις αντίστοιχες χρονικές περιόδους παρατήρησης

Ποταμός	Χρονική περίοδος	Παλαιές εκβολές	Ρυθμός προέλασης (+) ή υποχώρησης (–)	Νέες εκβολές	Ρυθμός προέλασης (+) ή υποχώρησης (–)
Μόρνος	1945-1986	-88 m	-2,14 m/έτος	+164	+4 m/έτος
	1986-1998	-50 m	-4,17 m/έτος	-132 m	-11 m/έτος
Αχελώος	1945-1960	-600 m	-40 m/έτος	+1.000 m	+67 m/έτος
Αξιός	1956-1987	-95 Km^2	-3,1 km^2/έτος	+25 Km^2	+0,8 km^2/έτος
Νέστος	1945-1968	-450 m	-19,6 m/έτος	-	-
Εύηνος	1959-1995	-130 m	-3,6 m/έτος	+1.300 m	+36 m/έτος
Καλαμάς	1945-1969	αποξ. 2,010 km^2	-	+1,081 km^2 από το 1962	+0,15 km^2/έτος
	1969-1989	-0,156 km^2	-0,008 km^2/έτος	+1,694 km^2	+0,085 km^2/έτος
	1989-2000	-0,024 km^2	-0,002 km^2/έτος	+0,223 km^2	+0,02 km^2/έτος
Πηνειός	1955-1995	-160 m	-4 m/έτος	+440 m	+11m/έτος



Σχήμα 9.9 Γεωμορφολογικός χάρτης του δέλτα του ποταμού Μόρνου στις βόρειες ακτές του δυτικού Κορινθιακού κόλπου. (τροποποιημένο από Karymbalis et al., 2007)



Φωτο 9.9 Προσπάθειες περιορισμού της διάβρωσης του δέλτα του Μόρνου στην περιοχή ανατολικά των παλαιών εκβολών του ποταμού. Η διάβρωση εντάθηκε μετά την κατασκευή και λειτουργία του φράγματος στον άνω ρου για την υδροδότηση της Αθήνας.

2006). Κατά την περίοδο 1969 - 1989 μια έκταση 0,156 km^2 του νότιου δέλτα έχει κατακλυσθεί από τη θάλασσα (ρυθμός που αντιστοιχεί σε 0,008 km^2/έτος) ενώ αντίθετα στις νέες εκβολές η προέλαση είχε σαν αποτέλεσμα την πρόσχωση έκτασης 1,694 km^2 (ρυθμός 0,08 km^2/έτος). Τέλος για την περίοδο 1989 - 2000 οι δελταϊκές εκτάσεις που χάθηκαν στο νότιο και δημιουργήθηκαν στο βόρειο δέλτα εκτιμήθηκαν αντίστοιχα σε 0,024 km^2 και 0,223 km^2.

Στο δέλτα του Πηνειού οι μετατοπίσεις της κοίτης στη δελταϊκή πεδιάδα και η σταδιακή αλλαγή της θέσης των εκβολών οφείλονται σε φυσικές διεργασίες που σχετίζονται με ακραίες πλημμυρικές παροχές του ποταμού (σχήμα 9.11). Η περιοχή των παλαιών εκβολών, που φαίνεται να εγκαταλείφθηκε το 1955, υποχωρεί με μέσο ρυθμό 4,0 m/έτος ενώ οι σημερινές εκβολές έχουν προελάσει με ρυθμό που φθάνει τα 11,0 m/έτος.

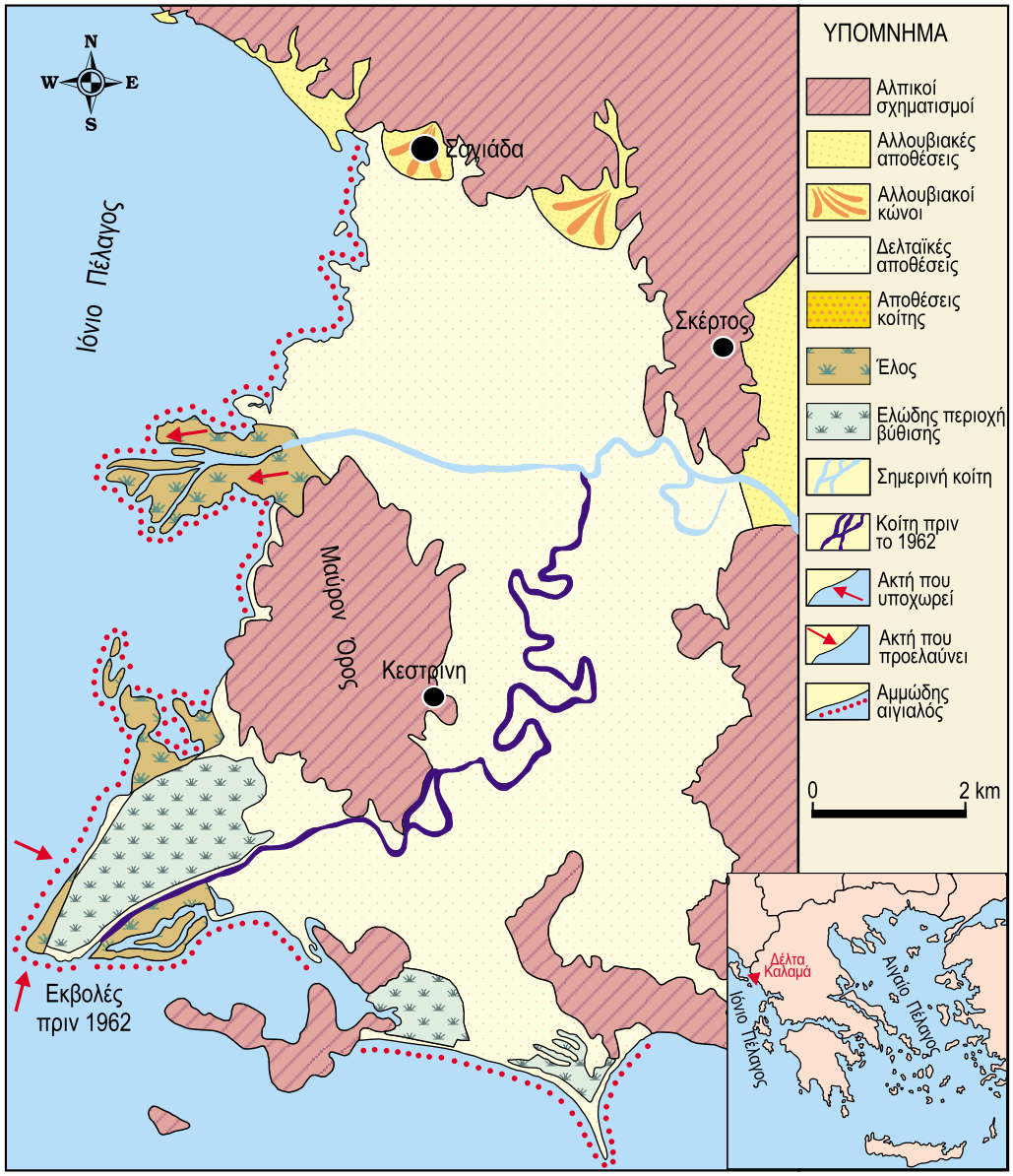
Ο ποταμός Αχελώος έχει προελάσει στην περιοχή των ενεργών εκβολών περισσότερο από 1 km μεταξύ των ετών 1945 και 1960. Ο ρυθμός προέλασης για το διάστημα αυτό ήταν 67 m/έτος. Ενώ για την ίδια χρονική περίοδο οι εγκαταλελειμμένες παλαιές εκβολές του ποταμού υποχώρησαν, λόγω θαλάσσιας διάβρωσης, κατά 500 - 700 m που αντιστοιχεί σε μέσο ρυθμό υποχώρησης 40 m/έτος (Piper & Panagos, 1981).

Η έκταση της δελταϊκής πεδιάδας του ποταμού Αξιού έχει ελαττωθεί κατά 95 km^2 μεταξύ των ετών 1956 και 1987 (ρυθμός υποχώρησης 3,1 km^2/έτος) ενώ η περιοχή των ενεργών εκβολών έχει προελάσει κατά 25 km^2 που αντιστοιχεί σε ένα ρυθμό προέλασης 0,8 km^2/έτος (Poulos et al., 1996).

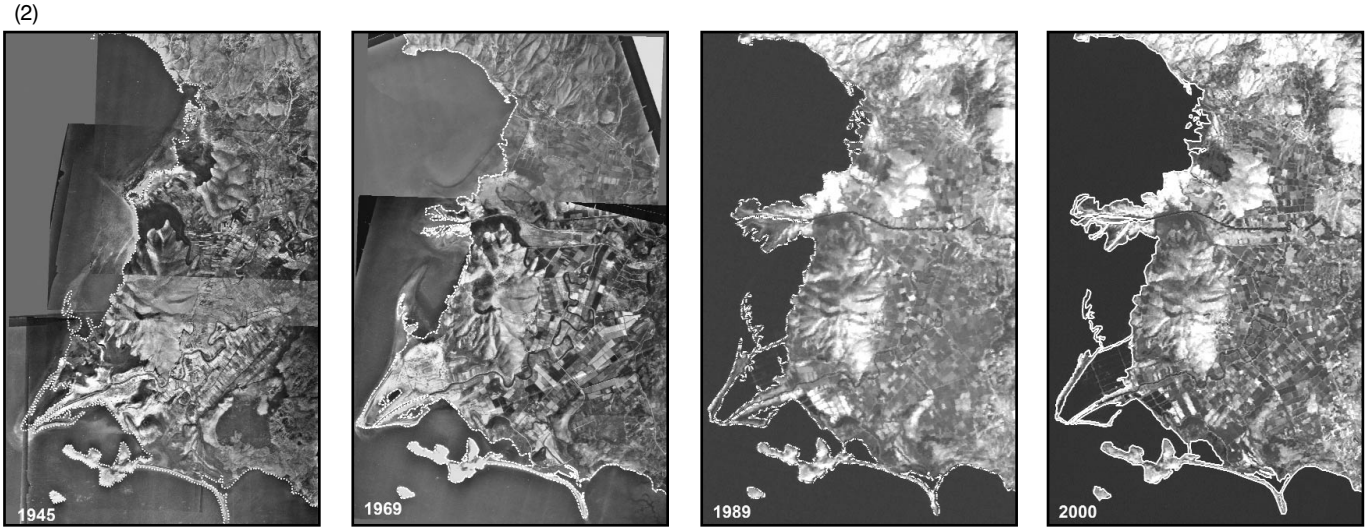
Στις εκβολές του ποταμού Νέστου έχει παρατηρηθεί η διάβρωση και υποχώρηση ενός αμμώδους γλωσσοειδούς βραχίονα (spit) στο χώρο των παλαιών εκβολών κατά 400 - 500 m μεταξύ του 1945 και του 1968 δηλαδή με μέσο ρυθμό 19,6 m/έτος (Psilovikos et al., 1988).

Για το δέλτα του Εύηνου ποταμού στον Πατραϊκό κόλπο έχει υπολογισθεί ότι ο χώρος των παλαιών εκβολών έχει υποχωρήσει μεταξύ των ετών 1959 και 1995 με μέσο ρυθμό 3,6 m/έτος (σχήμα 9.12). Αντίθετα στην περιοχή των νέων εκβολών, που προέκυψαν μετά την τεχνητή ευθυγράμμιση της κοίτης στο χώρο της δελταϊκής πεδιάδας, έχει λάβει χώρα προέλαση περίπου 1.300 m για τη χρονική περίοδο 1959 - 1995 που αντιστοιχεί σε μέσο ρυθμό 36 m/έτος (Καρύμπαλης, 1996; Maroukian & Karymbalis, 2004).

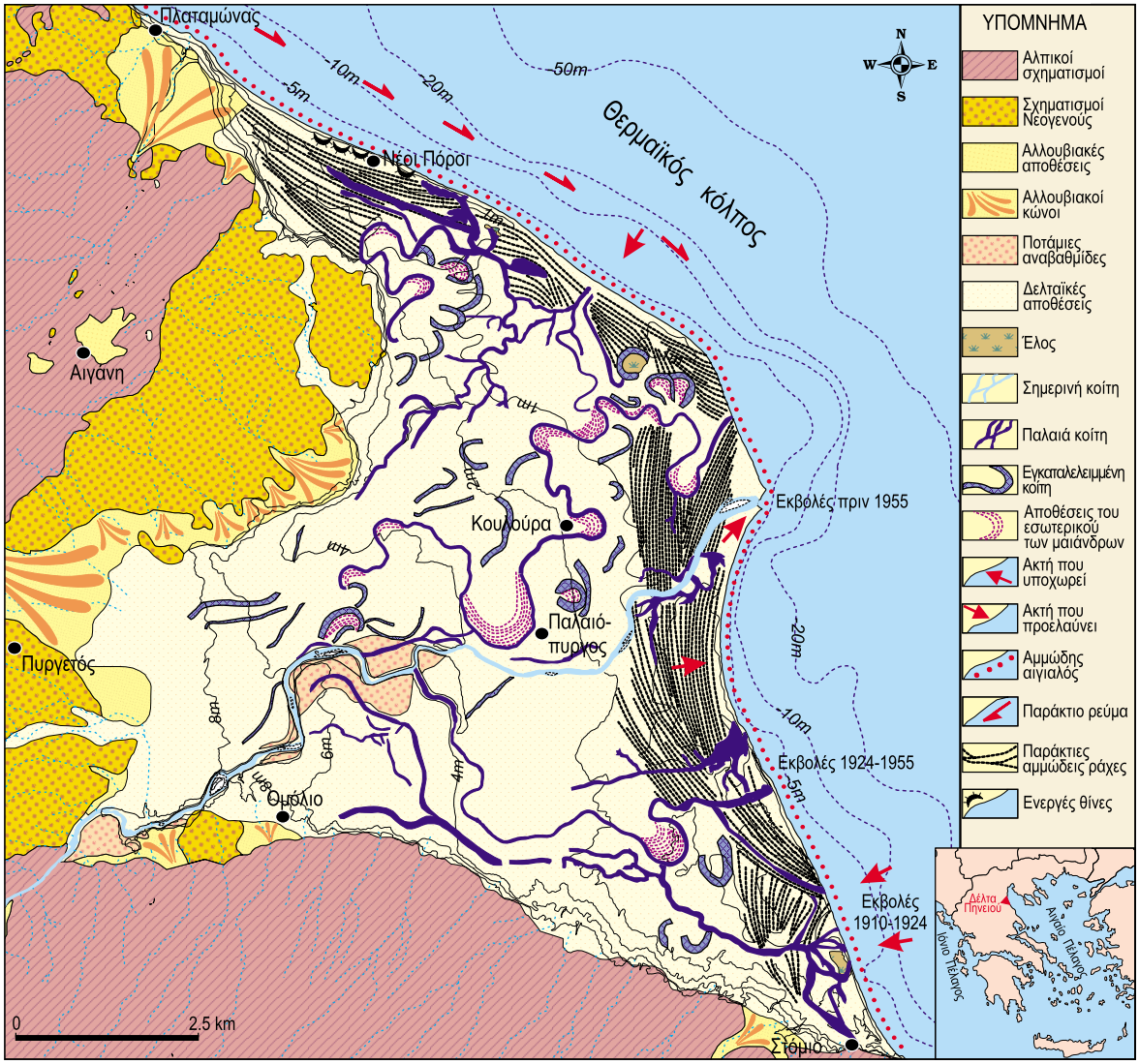
(1)



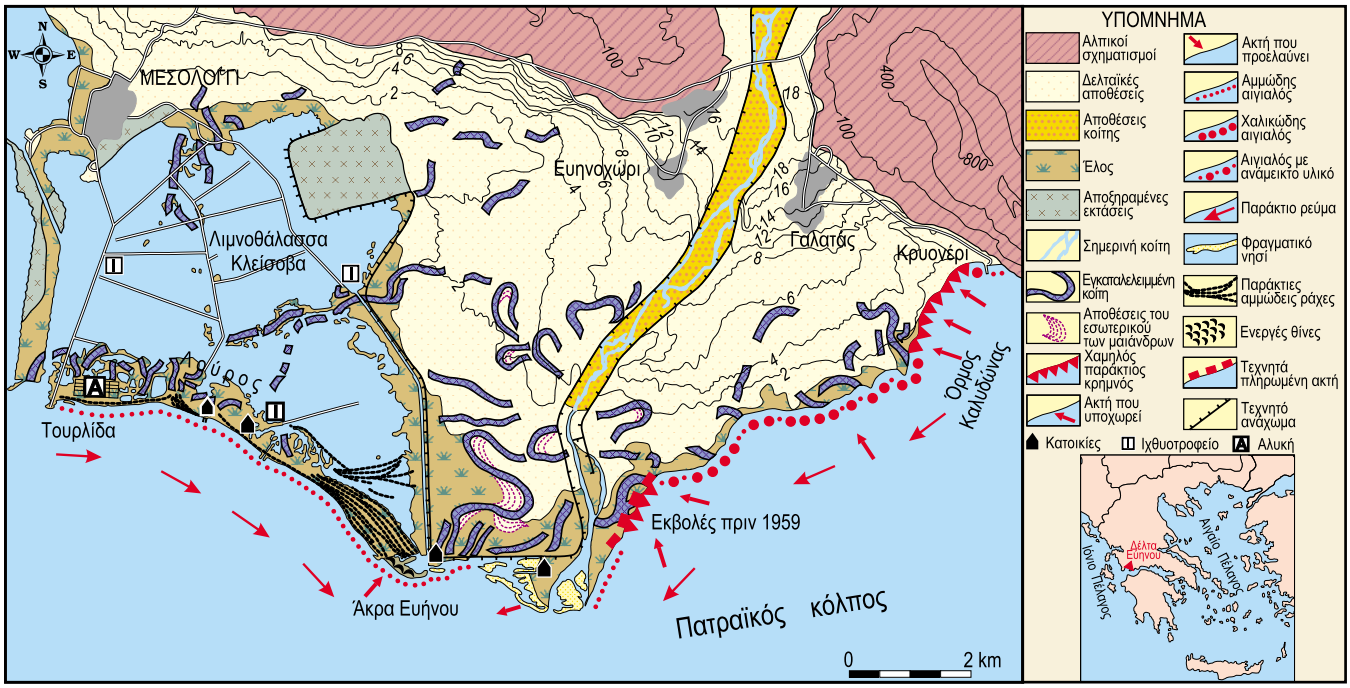
(2)



Σχήμα 9.10 (1) Απλοποιημένος γεωμορφολογικός χάρτης του δέλτα του ποταμού Καλαμά στο Ιόνιο πέλαγος.
(2) Αεροφωτομωσαϊκά που έχουν προκύψει από τη γεωαναφορά αεροφωτογραφιών της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού (Γ.Υ.Σ.) ετών λήψης 1945 και 1969 και δορυφορικές εικόνες LANDSAT των ετών 1989 και 2000 του δέλτα του ποταμού Καλαμά. Είναι εμφανείς οι διαχρονικές μεταβολές της δελταϊκής ακτογραμμής.



Σχήμα 9.11 Γεωμορφολογικός χάρτης του δέλτα του Πηνειού ποταμού στο νότιο Θερμαϊκό κόλπο.



Σχήμα 9.12 Γεωμορφολογικός χάρτης του δέλτα του Εύηνου ποταμού στον Πατραϊκό κόλπο. (τροποποιημένο από Καρύμπαλης, 1996)

9.2 Δελταϊκά ριπίδια (fan deltas)

Ο όρος δελταϊκό ριπίδιο (fan delta) χρησιμοποιείται για να χαρακτηρίσει τα μικρής έκτασης και μεγάλης μορφολογικής κλίσης ποτάμια δέλτα που αποτελούνται κυρίως από χονδρόκοκκο ίζημα σε αντίθεση με τα ποτάμια δέλτα που αποτελούνται από λεπτομερές υλικό (φωτο 9.10, 9.11). Τα χονδρόκοκκα υλικά είναι ενδεικτικά της σχετικά υψηλής ποτάμιας ενέργειας που βοηθά τη μεταφορά του υλικού στην ακτή.

9.2.1 Σύστημα τροφοδοσίας των δελταϊκών ριπιδίων (feeder system)

Η πηγή των ποτάμιων υλικών από τα οποία σχηματίζονται τα δελταϊκά ριπίδια είναι γνωστή σαν σύστημα τροφοδοσίας (feeder system). Ο Postma (1990) έχει αναγνωρίσει τρία διαφορετικά είδη συστημάτων τροφοδοσίας.

- Ο πρώτος τύπος περιλαμβάνει ποταμούς ή χείμαρρους μεγάλης κλίσης, των οποίων το υδρογραφικό δίκτυο αποστραγγίζει μια περιοχή με έντονο και ορεινό ανάγλυφο που ανυψώνεται τεκτονικά. Σε



Φωτο 9.10 Δελταϊκό ριπίδιο μεγάλης μορφολογικής κλίσης στις βόρειες ακτές του Κορινθιακού κόλπου.



Φωτο 9.11 Το δελταϊκό ριπίδιο του χείμαρρου Χούρους στη νότια Στερεά Ελλάδα. Άποψη από την κορυφή του ριπιδίου. Η διαμόρφωση του σχετικά μεγάλης έκτασης, για τα χαρακτηριστικά της λεκάνης απορροής, ριπιδίου αυτού οφείλεται στην κυματική σκιά που δημιουργεί στην περιοχή των εκβολών το νησί Τριζόνια (Karymbalis, 2007).

λεκάνες απορροής με τέτοια χαρακτηριστικά είναι αρκετά συχνά τοπικά φαινόμενα κατολισθήσεων καθώς και πλημμυρικά επεισόδια που τροφοδοτούν τις κοίτες με αρκετά χονδρόκοκκα υλικά. Τα αδρομερή αυτά υλικά (κροκάλες και χάλικες) συνήθως μεταφέρονται σαν φορτίο κοίτης (bedload) στο μέτωπο του ριπιδίου και μερικές φορές φθάνουν έως την περιοχή του προδέλτα (φωτο 9.12).

- Ο δεύτερος τύπος συστήματος τροφοδοσίας χαρακτηρίζεται από σχετικά μεγάλης κλίσης ποταμούς με διακλαδιζόμενες κοίτες (δηλαδή ποτάμια που χαρακτηρίζονται από μια ροή μέσω πολλών κοιτών οι οποίες διαχωρίζονται μεταξύ τους από νησίδες αλλουβιακών υλικών). Συνήθως τέτοια συστήματα τροφοδοσίας βρίσκονται τόσο σε παγετώδεις όσο και σε τεκτονικά ενεργές περιοχές. Στην περίπτωση παγετωδών περιοχών η παροχή του ποταμού προκύπτει από την τήξη του πάγου των παγετώνων. Το νερό αυτό συχνά έχει μεγάλη πυκνότητα με αποτέλεσμα η υπέρπυκνη ροή που παρατηρείται στις εκβολές του ποταμού να μεταφέρει το αδρομερές (χονδρόκοκκο) υλικό έως το μέτωπο του δέλτα ή ακόμη και στο προδέλτα.
- Ο τρίτος τύπος συστήματος τροφοδοσίας περιλαμβάνει ποταμούς με διακλαδιζόμενο τύπο κοίτης και ενδιάμεση κλίση, που συνήθως διαμορφώνονται σε παγετώδη περιβάλλοντα. Παρότι η ενέργεια του ποταμού είναι μικρότερη σε σχέση με τον δεύτερο τύπο συστήματος τροφοδοσίας λόγω της μικρότερης κλίσης, το ίζημα μεταφέρεται και στην περίπτωση αυτή σαν φορτίο κοίτης (bedload), αποτελείται όμως σε μεγαλύτερο ποσοστό από άμμο παρά από αδρομερείς χάλικες.

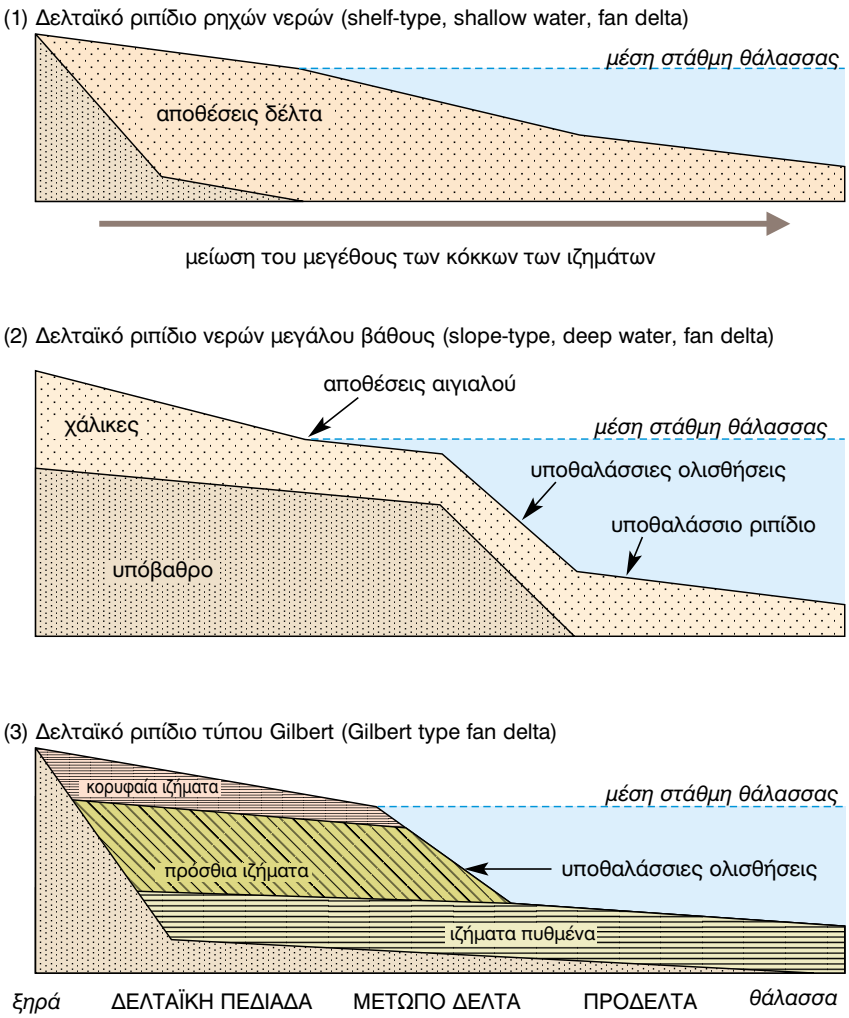
9.2.3 Μορφολογία των δελταϊκών ριπιδίων

Τα δελταϊκά ριπίδια ποικίλουν σημαντικά ως προς τα μορφολογικά τους χαρακτηριστικά. Όπως ήδη αναφέρθηκε, συνήθως σχηματίζονται σε ακτές τεκτονικά ενεργών περιοχών από ποταμούς με διαφορετικό ενεργειακό καθεστώς που καθορίζεται κυρίως από την κλίση της κοίτης τους.

Με κριτήριο την κλίση και το βάθος της υφαλοκρηπίδας έχουν αναγνωριστεί τρεις μεγάλες κατηγορίες δελταϊκών ριπιδίων (σχήμα 9.13) (Reading & Collinson, 1996):



Φωτο 9.12 Σύστημα τροφοδοσίας (feeder system) δελταϊκού ριπιδίου της νότιας Στερεάς Ελλάδας. Ο χείμαρρος αποστραγγίζει μια αρκετά ορεινή περιοχή. Τα υλικά με τα οποία τροφοδοτεί την ακτή είναι αδρομερή και μεταφέρονται σαν φορτίο κοίτης. Η φωτογραφία έχει ληφθεί από την κορυφή του ριπιδίου προς τα ανάντη.



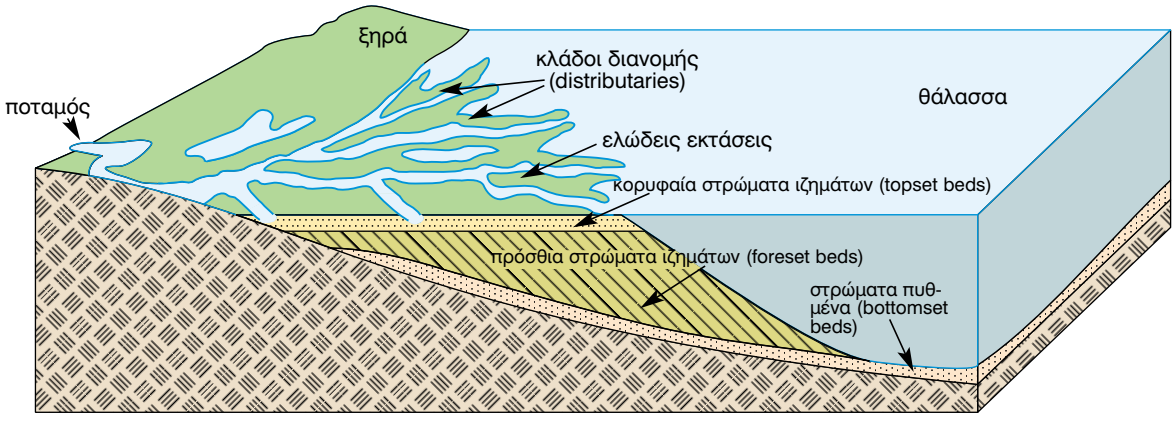
Σχήμα 9.13 Τα μορφολογικά και ιζηματολογικά χαρακτηριστικά των τριών τύπων δελταϊκών ριπιδίων.

- ***Δελταϊκά ριπίδια κρηπίδας (ρηχών νερών) (Shelf-type shallow water fan deltas)*** που εκτείνονται μέχρι το βάθος των 200 m (σχήμα 9.13). Σχηματίζονται σε παράκτιες περιοχές που η υφαλοκρηπίδα έχει μικρή κλίση και τα νερά είναι ρηχά. Περιλαμβάνουν μια δελταϊκή πεδιάδα και ένα δελταϊκό μέτωπο που κλίνει προς τη θάλασσα και εκτείνεται ομαλά έως το προδέλτα. Σε αυτά τα δελταϊκά ριπίδια τα ιζήματα είναι γενικά χονδρόκοκκα παρατηρείται όμως μια σταδιακή μείωση στο μέγεθος των κόκκων από τη δελταϊκή πεδιάδα προς το προδέλτα. Εάν τα νερά στα οποία αναπτύσσεται το ριπίδιο δεν είναι πολύ ρηχά, το προδέλτα αποτελείται από σχετικά λεπτομερή ιζήματα.
- ***Δελταϊκά ριπίδια κατωφέρειας ή ριπίδια νερών μεγάλου βάθους (Slope-type fan deltas)*** που αναπτύσσονται σε βάθη μεγαλύτερα των 200 m (σχήμα 9.13). Χαρακτηρίζονται από μεγάλη μορφολογική κλίση μεταξύ του δελταϊκού μετώπου και του προδέλτα. Σε αρκετές περιπτώσεις είναι δυνατό στη βάση της απότομης κλιτύος να αναπτύσσεται ένα υποθαλάσσιο μικρό δελταϊκό ριπίδιο που τροφοδοτείται από υποθαλάσσιες ροές υλικών του δελταϊκού μετώπου. Γενικά η μορφολογία αυτού του δελταϊκού ριπιδίου χαρακτηρίζεται από μια δελταϊκή πεδιάδα που έχει μικρή εώς ενδιάμεση κλίση και ένα δελταϊκό μέτωπο μεγάλης κλίσης. Σε ό,τι αφορά τα ιζηματολογικά του χαρακτηριστικά η δελταϊκή πεδιάδα αποτελείται από χάλικες που προς τη θάλασσα μεταπίπτουν σε εκτεταμένες αποθέσεις αιγιαλού που επικάθονται στην κορυφή του απότομου δελταϊκού μετώπου.
- ***Δελταϊκά ριπίδια τύπου Gilbert (Gilbert-type fan deltas)*** (σχήμα 9.13). Ονομάζονται έτσι γιατί παρουσιάζουν τη στρωματογραφική διάρθρωση που για πρώτη φορά περιγράφηκε από τον Gilbert (1885). Η στρωματογραφική αυτή ακολουθία περιλαμβάνει τρεις ιζηματολογικές ενότητες. Τα πρόσθια στρώματα ιζημάτων (foreset), τα κορυφαία στρώματα ιζημάτων (topset) και τα στρώματα πυθμένα (botomset) (σχήμα 9.14, φωτο 9.13). Τα δελταϊκά ριπίδια αυτού του τύπου είναι κεκλιμένα με απότομη κλίση σε όλο το μήκος τους από τη δελταϊκή πεδιάδα έως το προδέλτα και μπορούν να αναπτυχθούν τόσο σε βαθιά, όσο και σε ρηχά νερά. Στα δελταϊκά ριπίδια τύπου Gilbert, η κλίση των υποθαλάσσιων κλιτύων μπορεί να φθάσει τις 35° ενώ είναι αρκετά συχνά τα φαινόμενα διεργασιών κίνησης υλικών λόγω βαρύτητας.



Φωτο 9.13 Ανυψωμένες αποθέσεις παλαιών δελταϊκών ριπιδίων τύπου Gilbert στις νότιες ακτές του Κορινθιακού κόλπου, περιοχή Δερβένι, βόρεια Πελοπόννησος. Διακρίνονται τα πρόσθια στρώματα ιζημάτων (foresets) τα οποία σήμερα βρίσκονται πολύ πάνω από τη μέση στάθμη της θάλασσας λόγω της σημαντικής τεκτονικής ανύψωσης που υπέστη η περιοχή της βόρειας Πελοποννήσου κατά τη διάρκεια της περιόδου του Τεταρτογενούς.

Όπως ήδη αναφέρθηκε, τα δελταϊκά ριπίδια αποτελούνται από χονδρόκοκκα υλικά με αποτέλεσμα οι παλίρροιες να έχουν μικρή επίδραση στη μεταφορά και την επαν-επεξεργασία των ιζημάτων τους και συνεπώς στην τελική διαμόρφωση των μορφολογικών τους χαρακτηριστικών. Ομοίως οι κυματικές συνθήκες αίθριου καιρού παίζουν περιορισμένο ρόλο σε αντίθεση με τα κύματα καταιγίδας και τα κύματα τσουνάμι που η επίδρασή τους στη μορφολογία των ριπιδίων μπορεί να είναι ιδιαίτερα σημαντική.



Σχήμα 9.14 Τρισδιάστατη απεικόνιση της στρωματογραφικής διάρθρωσης των ιζημάτων ενός δελταϊκού ριπιδίου τύπου Gilbert. (τροποποιημένο από Haslett, 2000)

10 Παράκτιες Γεωμορφές Περιβαλλόντων που Κυριαρχούνται από τις Παλίρροιες

10.1 Πεδία πηλού (mud flats)

10.1.1 Χαρακτηριστικά πηλωδών ιζημάτων

Ο όρος πηλός (mud) χρησιμοποιείται για ιζήματα που αποτελούνται από μείγμα ιλύος (μέγεθος κόκκων μεταξύ 0,004 και 0,063 mm) και αργίλου (μέγεθος κόκκων μικρότερο των 0,004 mm) (σχήμα 6.3). Το λεπτόκοκκο αυτό υλικό μπορεί εύκολα να διατηρηθεί σε αιώρηση και να μεταφερθεί για μεγάλες αποστάσεις από τα παράκτια ρεύματα και την παλίρροια. Σε αντίθεση με τα περισσότερο χονδρόκοκκα χαλαρά υλικά, όπως οι άμμοι και οι χάλικες, τα πηλώδη ιζήματα είναι συνεκτικά. Αυτό οφείλεται στις ηλεκτροχημικές ιδιότητες των μικροσκοπικών κόκκων - σωματιδίων των αργιλικών ορυκτών που συγκρατούν τους κόκκους μεταξύ τους με ισχυρές δυνάμεις σχηματίζοντας μεγαλύτερα σύνθετα σωματίδια που ονομάζονται συσσωματώματα (flocs) με μια διεργασία που είναι γνωστή ως συσσωμάτωση ή κροκίδωση (flocculation). Η διεργασία αυτή επηρεάζεται από διάφορους παράγοντες με σημαντικότερους την αλατότητα, τη δύναμη συνάφειας των ρευστών και τη συγκέντρωση του αιωρούμενου ιζήματος (Lick & Huang, 1993). Η συσσωμάτωση των σωματιδίων μπορεί να διαφέρει σημαντικά τόσο στο χώρο, όσο και στο χρόνο ειδικά στα εκβολικά συστήματα όπου το γλυκό νερό των ποταμών αναμειγνύεται με το αλμυρό θαλάσσιο νερό και η ένταση της ροής αλλάζει σημαντικά κατά τη διάρκεια του κύκλου της παλίρροιας.

Η συνεκτική φύση των πηλωδών ιζημάτων κάνει τη συμπεριφορά τους πολύ περισσότερο περίπλοκη από αυτή των μη συνεκτικών άμμων. Τα συσσωματώματα



Φωτο 10.1 Μαγκρόβια (mangrove) βλάστηση σε περιοχή των βορειοανατολικών ακτών του North Island, N. Zealand.

αποτίθενται από αιώρηση πολύ γρηγορότερα απ' ότι οι μεμονωμένοι κόκκοι των ορυκτών από τα οποία αποτελούνται. Η σταθερότητα, η περιορισμένη δηλαδή κινητικότητα, των φυσικών πηλωδών αποθέσεων ελέγχεται και επηρεάζεται όχι μόνο από φυσικές παράκτιες διεργασίες, αλλά και από τη βιολογική δραστηριότητα ενός πλούσιου και ποικίλου συστήματος χλωρίδας και πανίδας που περιλαμβάνει οργανισμούς όπως μακροσκοπικά και μικροσκοπικά φύκη, ασπόνδυλα και βακτήρια (Paterson, 1997).

10.1.2 Ακτές που καταλαμβάνονται από ίζημα μεγέθους πηλού

Ακτές που χαρακτηρίζονται από την παρουσία ιζημάτων μεγέθους πηλού συνήθως βρίσκονται κατά μήκος ακτογραμμών χαμηλής ενέργειας που τροφοδοτούνται επαρκώς με ιλύ και άργιλο. Αυτές συνήθως βρίσκονται στα περιθώρια των εκβολικών συστημάτων των ποταμών, στα ποτάμια δέλτα και σε ορισμένες περιοχές χαμηλών ακτών εκτεθειμένων στην ανοικτή θάλασσα που δέχονται όμως μικρή κυματική ενέργεια (French, 2004). Στα περιβάλλοντα αυτά συνήθως κυριαρχεί η διεργασία της παλίρροιας. Οι χαρακτηριστικές γεωμορφές των πηλωδών ακτών είναι τα παλιρροιακά πεδία (tidal flats), τα αλμυρά έλη (salt marshes) και τα έλη με μαγκρόβια βλάστηση (mangrove swamps). Οι γεωμορφές αυτές είναι πολύ καλά ανεπτυγμένες σε παράκτιες περιοχές μακρο-παλιρροιακών συνθηκών, όπου το εύρος παλίρροιας δηλαδή είναι μεγάλο, οπότε σημαντικές εκτάσεις κατά μήκος των ακτών τους βρίσκονται στην ενδοπαλιρροιακή ζώνη (Hayes, 1975). Τα μεγαλύτερα ποτάμια του κόσμου αποστραγγίζουν μεγάλες εκτάσεις και μεταφέρουν σημαντική ποσότητα λεπτόκοκκων ιζημάτων (πηλού) που καταλήγουν στις εκβολές τους. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα εκτεταμένες περιοχές των εκβολικών τους συστημάτων ή των δέλτα τους να καταλαμβάνονται από παλιρροιακά πεδία και αλμυρά έλη ή έλη με μαγκρόβια βλάστηση (φωτο 10.1).

Η ενδοπαλιρροιακή ζώνη των ακτών πηλωδών ιζημάτων περιλαμβάνει μια χαμηλή περιοχή, που χαρακτηρίζεται από την παρουσία παλιρροιακών πεδίων που επικρατεί η άμμος, μια ενδιάμεση ζώνη παλιρροιακών πεδίων από πηλό και μια ανώτερη ενδοπαλιρροιακή περιοχή που καταλαμβάνεται από αλμυρά έλη ή έλη με μαγκρόβια (φωτο 10.1, 10.2). Σε μερικές περιοχές το ανώτερο τμήμα της ενδοπαλιρροιακής ζώνης χαρακτηρίζεται από ένα υψηλό υπερπαλιρροιακό πεδίο (high supratidal plain or flat) που καλύπτεται από το θαλάσσιο νερό μόνο όταν επικρατούν συνθήκες εξαιρετικά υψηλής στάθμης θάλασσας, όπως για παράδειγμα κατά τη διάρκεια καταιγίδων. Το τοπογραφικά χαμηλό τμήμα της ενδοπαλιρροιακής ζώνης κυριαρχείται από επιφάνειες μικρής κλίσης που διασχίζονται από κοίτες παλίρροιας (creeks ή tidal channels) μικρού βάθους (φωτο 10.3). Η μορφή των κοιτών αυτών ποικίλει σημαντικά από περιοχή σε περιοχή και μπορεί να είναι από απλά ρυάκια έως μεγάλα περίπλοκα δίκτυα κοιτών. Το μέγεθος των κόκκων των επιφανειακών ιζημάτων της ενδοπαλιρροιακής ζώνης γενικά μειώνεται από την ακτογραμμή προς την ξηρά ενώ η κατακόρυφη στρωματογραφική ακολουθία εμφανίζει μια σταδιακή μείωση του μεγέθους των κόκκων των ιζημάτων από τα κατώτερα προς τα ανώτερα στρώματα (French, 2004).

Οι φυσικές διεργασίες της ιζηματογένεσης στα πεδία πηλού έχουν μελετηθεί αρκετά κυρίως σε ό,τι αφορά τη μεταφορά και απόθεση του ιζήματος. Η ελάττωση της ταχύτητας των παλιρροιακών ρευμάτων προς τη διεύθυνση της ξηράς έχει σαν αποτέλεσμα την απόθεση του αιωρούμενου ιζήματος κατά τη διάρκεια της πλημμυρίδας. Αυτή η μείωση της μεταφορικής ικανότητας των ανερχόμενων παλιρροιών εξηγεί την προς την πλευρά της ξηράς μείωση του μεγέθους των κόκκων των ιζημάτων στα πεδία πηλού. Ένα μέρος του υλικού που αποτίθεται κατά την πλημμυρίδα επανατίθεται σε αιώρηση κατά την άμπωτη. Τόσο η οριζόντια προέλαση, όσο και η κατακόρυφη προσαύξηση (accretion) των ενδοπαλιρ-



Φωτο 10.2 Άποψη αλμυρού έλους (salt marsh) και πεδίου παλίρροιας (tidal flat) κατά τη διάρκεια της άμπωτης στο Newport Bay Estuary, Orange County, California, U.S.A. (φωτογραφία: Ann Dittmer)



Φωτο 10.3 Κοίτη παλίρροιας (tidal creek) στο χαμηλό τμήμα της ενδοπαλιρροιακής ζώνης στο Cairns, Queensland, North Australia.



Φωτο 10.4 Έλος με μαγκρόβια βλάστηση (mangrove swamp) Cairns, Queensland, North Australia.

ροιακών πηλωδών ιζημάτων αποτελούν ένδειξη ότι η απόθεση λαμβάνει χώρα κυρίως κατά την πλημμυρίδα (Evans, 1965).

Οι ρυθμοί της ιζηματογένεσης στα πεδία πηλού μπορεί αρχικά να είναι υψηλοί (της τάξης των αρκετών εκατοστών ανά έτος) αλλά στη συνέχεια καθώς η άνοδος του υψόμετρου της επιφάνειας του πεδίου, λόγω της απόθεσης των ιζημάτων, μειώνει τη συχνότητα κατάκλυσης από το θαλάσσιο νερό, οι ρυθμοί αυτοί ελαττώνονται. Η ανάπτυξη αλοφυτικής βλάστησης και η μετάβαση από το παλιρροιακό πεδίο στο αλμυρό έλος ή έλος με μαγκρόβια βλάστηση μπορεί να συνοδεύεται από μια επιπλέον αύξηση στο ρυθμό της ιζηματογένεσης. Η αύξηση αυτή αποδίδεται στη μετάβαση προς ένα περιβάλλον μικρότερης ενέργειας, όπως είναι αυτό του έλους, εξαιτίας της παρουσίας της βλάστησης που οδηγεί σε αυξημένη συνοχή του ιζήματος. Αυτοί οι ρυθμοί ιζηματογένεσης όμως γρήγορα ελαττώνονται καθώς η κατακόρυφη προσαύξηση περιορίζει την έκταση που καλύπτεται από το θαλάσσιο νερό. Έτσι τα υψόμετρα της επιφάνειας των υγρότοπων τείνουν προς ένα καθεστώς ισορροπίας μεταξύ της ιζηματογένεσης (απόθεσης), της συμπύκνωσης των παλαιότερων υποκείμενων αποθέσεων, που προκαλεί την ταπείνωση της επιφάνειας, και της στάθμης της θάλασσας που μεταβάλλεται λόγω της παλίρροιας.

10.1.3 Μορφολογία και προφίλ των πεδίων πηλού

Η τοπογραφία των πεδίων πηλού εξαρτάται από τη δυναμική αλληλεπίδραση των υδροδυναμικών συνθηκών, που σχετίζονται με την παλίρροια και τον κυματισμό, και την ιζηματογένεση. Πρόσφατες μελέτες έδειξαν ότι η δράση του κυματισμού είναι περισσότερο σημαντική απ' ότι πίστευαν παλαιότερα. Επιπλέον αναγνωρίστηκε η σημασία της δράσης των βιολογικών διεργασιών στην σταθεροποίηση του ιζήματος. Ο Pethic (1996) έδειξε ότι υπάρχει μια αντιστοιχία μεταξύ της διαμόρφωσης της μορφολογίας των πεδίων πηλού και των διακυμάνσεων της κυματικής ενέργειας και των μορφοδυναμικών χαρακτηριστικών των μη συνεκτικών αμμωδών αιγιαλών. Η επίδραση του κυματισμού διαφέρει μεταξύ των εσωτερικών περιοχών των εκβολικών συστημάτων, που υπόκεινται στη δράση μικρών κυμάτων (με περιορισμένο μήκος αναπτύγματος), και των εξωτερικών τμημάτων των εκβολικών συστημάτων, που υπόκεινται στη δράση κυμάτων μεγαλύτερου ύψους. Ακόμη και σε περιοχές όπου το μήκος ανάπτυξης του κυματισμού (fetch) είναι περιορισμένο τα κύματα μπορεί να ασκούν δυνάμεις ισχυρότερες από αυτές που οφείλονται στα ρεύματα παλίρροιας με αποτέλεσμα να είναι ικανά να επαναθέσουν σε αιώρηση το ίζημα των πεδίων πηλού. Η ζώνη επανάθεσης σε αιώρηση των κόκκων των ιζημάτων της επιφάνειας των πεδίων πηλού μετακινείται πάνω - κάτω κατά μήκος του προφίλ του πεδίου. Η μετακίνηση της ζώνης αυτής οφείλεται στη συνδυασμένη δράση του κυματισμού και της αυξομείωσης της στάθμης λόγω της παλίρροιας. Με την πάροδο του χρόνου το προφίλ του πεδίου πηλού αποκτά μια μορφή που βρίσκεται σε ισορροπία με τις δυνάμεις που ασκούνται από τον κυματισμό. Διάφορα πειραματικά αριθμητικά μοντέλα έδειξαν ότι το τελικό προφίλ ισορροπίας των πηλωδών ακτών συνήθως έχει μια κοίλη μορφή (Roberts et al., 2000).

Σε περιοχές που είναι περισσότερο εκτεθειμένες στον κυματισμό τα πεδία πηλού προσαρμόζονται σε ενεργειακά υψηλότερες κυματικές συνθήκες. Στην περίπτωση αυτή η μορφολογία του πεδίου καθορίζεται από μια ισορροπία μεταξύ μεμονωμένων επεισοδίων διάβρωσης λόγω κυματισμού και επεισοδίων ανάκτησης (προσαύξησης) λόγω απόθεσης στις περιόδους που μεσολαβούν.

Τα πεδία πηλού στα οποία κυριαρχεί η προέλαση έχουν ένα υψηλό και κυρτό προφίλ ενώ εκείνα που διαβρώνονται χαρακτηρίζονται από ένα χαμηλότερο και κοίλο προφίλ. Οι Mehta & Kirby (2001) αποδίδουν τη διαφορά αυτή στη μορφολογία στα διαφορετικά τους χαρακτηριστικά που διασκορπίζουν την κυματική ενέργεια. Στην περίπτωση των υψηλών κυρτών προφίλ το μείγμα νερού – ιζήματος διασκορπίζει σημαντικά τις δυνάμεις που ασκούν η παλίρροια και ο κυματισμός, ιδίως όταν είναι παρόντα λεπτά επιφανειακά στρώματα ρευστού πηλού. Αντίθετα στα χαμηλά κοίλα πεδία πηλού οι αποθέσεις είναι συνήθως υπερσυνεκτικοποιημένες με αποτέλεσμα η κυματική ενέργεια να διασκορπίζεται με το να θέτει σε κίνηση το ίζημα. Τέτοια συστήματα είναι συνήθως διαβρωσιγενή.

10.1.3.1 Η δράση των οργανισμών

Τα επιφανειακά ιζήματα των πεδίων πηλού συγκεντρώνουν μια ποικιλία οργανισμών. Η δράση μερικών από αυτούς σταθεροποιεί το ίζημα ενώ η δράση κάποιων άλλων διευκολύνει τη διάβρωση. Τα περισσότερα πεδία πηλού φιλοξενούν κοινότητες βενθονικών διατόμων που εκκρίνουν μεγάλες ποσότητες ουσιών που αποτελούν το κύριο συστατικό επιφανειακών μεμβρανών ο σχηματισμός των οποίων αυξάνει τη σταθερότητα της επιφάνειας των ιζημάτων (Paterson, 1997). Η δράση της μέσο- και μάκρο-πανίδας είναι ενεργή σε μεγαλύτερα βάθη και μπορεί με διάφορους τρόπους να σταθεροποιήσει ή να μειώσει τη σταθερότητα του πεδίου. Οι βιολογικές διεργασίες ποικίλουν εξαιρετικά τόσο χωρικά, όσο και χρονικά και είναι πολύ σημαντικές για τον καθορισμό του ορίου της ασκούμενης δύναμης πέραν του οποίου λαμβάνει χώρα διάβρωση. Αν το όριο αυτό ξεπεραστεί, η διάβρωση μπορεί να προχωρήσει πολύ γρήγορα με ένα ρυθμό που ελέγχεται κυρίως από τις ιδιότητες του μεγέθους των συσσωματωμάτων του ιζήματος.

10.2 Ενδοπαλιρροιακά ή παλιρροιακά πεδία (intertidal or tidal flats)

Ενδοπαλιρροιακά ή παλιρροιακά πεδία (intertidal or tidal flats) ονομάζονται τα παράκτια περιβάλλοντα που έχουν τη μορφή εκτεταμένων επιφανειών μικρής κλίσης, καταλαμβάνονται από χαλαρά ιζήματα, χαρακτηρίζονται από την απουσία βλάστησης και φιλοξενούν ειδικά προσαρμοσμένους στις συνθήκες αυτές οργανισμούς. Τα παλιρροιακά πεδία καλύπτονται και αποκαλύπτονται διαδοχικά από το θαλάσσιο νερό κατά την πλημμυρίδα και την άμπωτη, κατά τα διάρκεια δηλαδή του κύκλου παλίρροιας, χωρίς όμως να είναι εκτεθειμένα σε σημαντική κυματική ενέργεια (φωτο 10.5, 10.6). Για παράδειγμα πολλοί αιγιαλοί εμφανίζουν εκτεταμένες περιοχές στην ενδοπαλιρροιακή ζώνη χωρίς να καταλαμβάνονται από βλάστηση δε θεωρούνται όμως παλιρροιακά πεδία. Το εύρος και η έκταση των παλιρροιακών πεδίων εξαρτώνται άμεσα από το εύρος παλίρροιας, τη γεωλογία του υπεδάφους και τη μορφολογία της παράκτιας περιοχής στην οποία αναπτύσσονται. Ένας επιπλέον παράγοντας που καθορίζει την έκταση των παλιρροιακών πεδίων είναι η ποσότητα του διαθέσιμου ιζήματος στο εκβολικό σύστημα. Εκβολικά συστήματα που δεν έχουν πληρωθεί σημαντικά με ίζημα εμφανίζουν περιορισμένου πλάτους παλιρροιακά πεδία ενώ αντίθετα εκείνα που διαθέτουν σημαντικές ποσότητες ιζήματος έχουν διαμορφώσει εκτεταμένα πεδία παλίρροιας.

Η κλίση των παλιρροιακών πεδίων κατά μήκος επίπεδων χαμηλών παράκτιων περιοχών, όπως είναι οι εκτεταμένες παράκτιες πεδιάδες, είναι πολύ μικρή. Υπάρχουν όμως και περιπτώσεις ακτών που η κλίση των παλιρροιακών πεδίων που φιλοξενούν είναι σχετικά μεγάλη.

Όπως ήδη αναφέρθηκε, η μορφολογικά μονότονη και σχεδόν επίπεδη επιφάνεια των παλιρροιακών πεδίων συνήθως διακόπτεται από κοίτες παλίρροιας (φωτο 10.3). Οι κοίτες αυτές μπορεί να είναι από μικρές και εφήμερες, που απέχουν μικρή απόσταση μεταξύ τους, έως μεγάλες και αρκετά βαθιές. Οι μεγάλες και βαθιές κοίτες διαθέτουν συνήθως νερό καθ' όλη τη διάρκεια του κύκλου της παλίρροιας ακόμη και κατά τις παλίρροιες συζυγιών. Η γεωμορφολογική σημασία των κοιτών αυτών είναι μεγάλη διότι λειτουργούν ως κανάλια μεταφοράς ιζήματος από και προς το πεδίο τόσο κατά τις πλημμυρίδες όσο και κατά τις άμπωτες. Η ανάπτυξη των κοιτών στα παλιρροιακά πεδία μοιάζει αρκετά με τον τρόπο ανάπτυξης των κλάδων ενός τυπικού υδρογραφικού δικτύου, με μικρούς παραπόταμους που ενώνονται για να σχηματίσουν μια μεγαλύτερη κοίτη.

Το ίζημα των παλιρροιακών πεδίων και των κοιτών παλίρροιας, που αρκετά συχνά διασχίζουν την επιφάνειά τους, είναι πηλός, άμμος ή στις περισσότερες περιπτώσεις μείγμα πηλού και άμμου. Αρκετά συχνά οι κοίτες παλίρροιας εμφανίζουν μεγάλη συγκέντρωση θραυσμάτων κελυφών στον πυθμένα τους. Το είδος του ιζή-



Φωτο 10.5 Αμμώδες παλιρροιακό πεδίο (tidal flat) στις ακτές του δυτικού δέλτα του Εύηνου ποταμού.



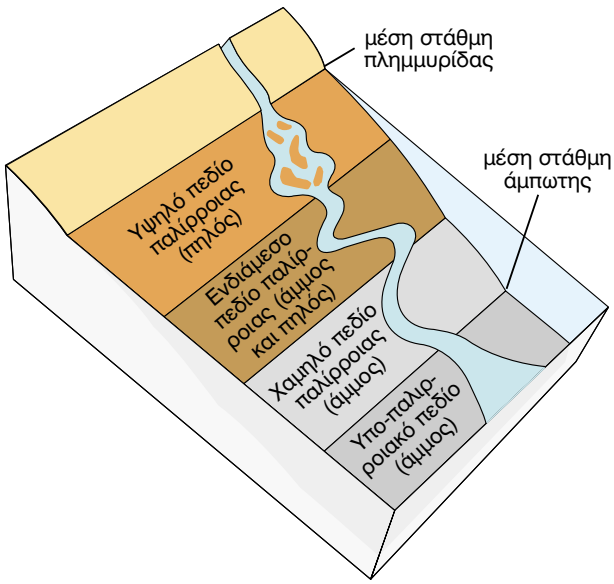
Φωτο 10.6 Το παλιρροιακό πεδίο της φωτο 10.5 στις όχθες της λιμνοθάλασσας Κλείσοβα. Ιζηματολογικά κυριαρχεί η παρουσία πηλού (μείγματος ιλύος και αργίλου).

ματος, ο ρυθμός συγκέντρωσης και απόθεσής του αλλά και το είδος των μικρο-μορφολογικών χαρακτηριστικών που αναπτύσσονται στην επιφάνεια των παλιρροιακών πεδίων καθορίζονται από το είδος, την κανονικότητα και τη δριμύτητα των παλιρροιακών ρευμάτων.

10.2.1 Κατανομή των ιζημάτων στα παλιρροιακά πεδία

Τα τυπικά ιζήματα των παλιρροιακών πεδίων είναι άμμος και πηλός με μερικά σκόρπια κελύφη οργανισμών. Γενικά υπάρχει ένα σχέδιο διανομής των ιζημάτων που είναι κανονικό, σύνηθες και προβλέψιμο (σχήμα 10.1). Η κατανομή του ιζήματος εξαρτάται τόσο από το ενεργειακό καθεστώς, όσο και από τη θέση εντός του παλιρροιακού πεδίου. Η μεγαλύτερη ενέργεια λαμβάνει χώρα στη βάση της ενδοπαλιρροιακής ζώνης που είναι και το χαμηλότερο τμήμα του παλιρροιακού πεδίου. Η περιοχή αυτή συνήθως καταλαμβάνεται από άμμο το μέγεθος των κόκκων της οποίας εξαρτάται από το κοκκομετρικό φάσμα που είναι διαθέσιμο στο εκάστοτε εκβολικό σύστημα.

Το μέγεθος των κόκκων μειώνεται από την ακτογραμμή προς την ξηρά αλλά και προς τα πάνω διαμέσου του παλιρροιακού πεδίου (σχήμα 10.1) με τον πηλό να βρίσκεται στην κορυφή ή προς το εσωτερικό (δηλαδή στο προς την ξηρά) τμήμα του ενδοπαλιρροιακού περιβάλλοντος. Αυτό έρχεται σε αντίθεση με τα περισσότερα παράκτια περιβάλλοντα όπου το μέγεθος των κόκκων μειώνεται όσο αυξάνεται η απόσταση από την πηγή προσφοράς του ιζήματος δηλαδή από τη χερσαία περιοχή. Αυτό οφείλεται στο ότι τα παλιρροιακά πεδία δέχονται το ίζημά τους από την πλευρά της θάλασσας και συνεπώς το μέγεθος των κόκκων μειώνεται προς την ξηρά.



Σχήμα 10.1 Η συνήθης κατανομή των ιζημάτων σε ένα πεδίο παλίρροιας (tidal flat). Το μέγεθος των κόκκων μειώνεται από τη μέση στάθμη της άμπωτης προς τη μέση στάθμη της πλημμυρίδας. (τροποποιημένο από Davis & Fitzgerald, 2004)

Γενικά τα επιφανειακά ιζήματα των παλιρροιακών πεδίων είναι αρκετά καλά ταξινομημένα σε κάθε επιμέρους τμήμα τους, διότι οι συνθήκες σε κάθε ένα από αυτά παραμένουν ίδιες. Εξαίρεση σ' αυτή τη γενίκευση αποτελούν τα κελύφη των οργανισμών που μπορεί να είναι διασκορπισμένα σε διάφορα μεγέθη διότι πρόκειται για αυτόχθονα υλικά του περιβάλλοντος των παλιρροιακών πεδίων. Επίσης, σε τμήματα του παλιρροιακού πεδίου που υπάρχουν στάσιμα νερά μπορεί να εμφανίζονται αποθέσεις πηλού που αποτίθεται από αιώρηση. Υπάρχουν και περιπτώσεις παλιρροιακών πεδίων που βρίσκονται κοντά σε περιοχές εμφάνισης πετρωμάτων η διάβρωση των οποίων είναι δυνατόν να τα τροφοδοτεί με υλικά μεγάλων διαστάσεων.

10.3 Αλμυρά έλη (saltmarshes)

Τα παράκτια αλμυρά έλη (saltmarshes) είναι γεωμορφές απόθεσης που βρίσκονται στο ανώτερο τμήμα της ενδοπαλιρροιακής ζώνης και καταλαμβάνονται από αλοφυτική (ανθεκτική στο αλάτι) βλάστηση (φωτο 10.7). Η παρουσία βλάστησης είναι η κύρια αιτία που διαφοροποιεί τα αλμυρά έλη από τα παλιρροιακά πεδία από τα οποία συνήθως προκύπτουν.

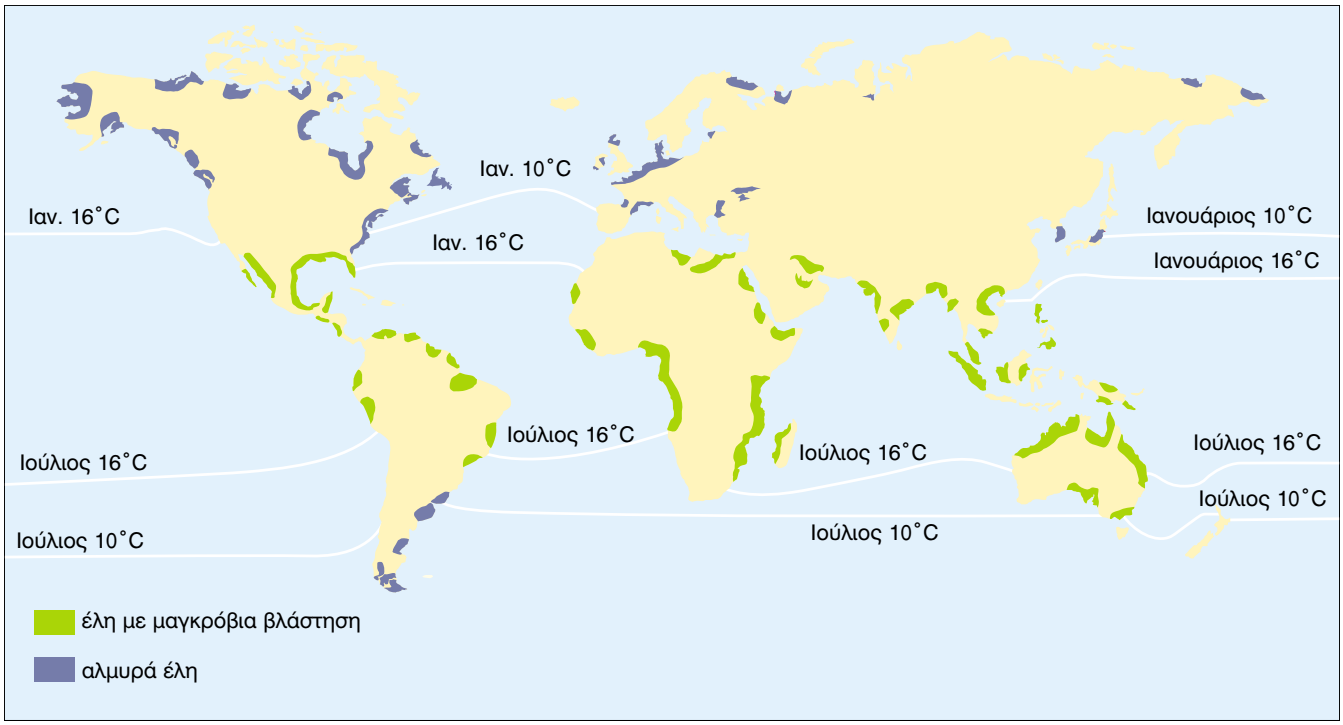
Αλμυρά έλη υπάρχουν κατά μήκος των παράκτιων εύκρατων περιοχών και των ακτών μεγάλων γεωγραφικών πλατών ενώ στις τροπικές περιοχές δίνουν τη θέση τους στα έλη με μαγκρόβια βλάστηση (mangroves swamps) (σχήμα 10.2, φωτο 10.4).

Τοπικά η εμφάνιση και ανάπτυξή τους περιορίζεται σε περιβάλλοντα χαμηλής κυματικής ενέργειας που ευνοούν τη συσσώρευση και απόθεση λεπτόκοκκου (πηλώδους) ιζήματος. Η μορφολογία των περισσότερων αλμυρών ελών χαρακτηρίζεται από μια ιζηματογενή επιφάνεια που καλύπτεται από βλάστηση και κλίνει ελαφρώς προς τη θάλασσα. Αρκετά συχνά η επιφάνεια, όπως και στα παλιρροιακά πεδία, διακόπτεται από κοίτες παλίρροιας (tidal channels ή creeks) (φωτο 10.8).

Τα μορφολογικά χαρακτηριστικά της επιφάνειας ενός αλμυρού έλους συχνά συνδέονται με μια ζώνωση στην παραγωγικότητα των φυτών και στη σύνθεση των φυτικών ειδών που αναπτύσσονται σε αυτό. Η ζώνωση αυτή καθορίζεται από το συνδυασμό πολύπλοκων παραγόντων όπως η αντοχή των φυτικών ειδών στην αλατότητα, η διαθεσιμότητα σε θρεπτικά συστατικά και η συχνότητα της κάλυψης της επιφάνειας από το θαλάσσιο νερό που είναι συνάρτηση του υψόμετρου και της μορφολογίας (κυρίως της κλίσης).



Φωτο 10.7 Αλμυρό έλος (saltmarsh) στο δέλτα του Εύηνου (δυτικά της κοίτης του ποταμού).



Σχήμα 10.2 Παγκόσμια γεωγραφική κατανομή των αλμυρών ελών (saltmarshes) και των ελών με μαγκρόβια βλάστηση (mangrove swamps). Τα έλη με μαγκρόβια βλάστηση περιορίζονται στα μικρά και μέσα γεωγραφικά πλάτη διότι τα φυτά αυτά δεν μπορούν να επιβιώσουν σε ψυχρές κλιματικές συνθήκες. (τροποποιημένο από Davis & Fitzgerald, 2004)



Φωτο 10.8 Κοίτη παλίρροιας (tidal creek) σε αλμυρό έλος (saltmarsh) του δέλτα του Εύηνου ποταμού.

Σε παγκόσμια κλίμακα υπάρχουν σημαντικές διαφορές στα χαρακτηριστικά των αλμυρών ελών από περιοχή σε περιοχή. Οι διαφορές αυτές είναι το αποτέλεσμα της αλληλεπίδρασης μεταξύ των οικολογικών, των κλιματικών, των εδαφικών και των υδρολογικών συνθηκών της περιοχής στην οποία φιλοξενούνται. Τα αλμυρά έλη αποτελούν αντικείμενο μεγάλου επιστημονικού ενδιαφέροντος, διότι χαρακτηρίζονται από την ισχυρή αλληλεπίδραση μεταξύ φυσικών, βιολογικών και γεωχημικών διεργασιών. Πρόσφατες επιστημονικές μελέτες στρέφουν το ενδιαφέρον των επιστημόνων κυρίως στις διεργασίες της αποίκισης των αλόφυτων κάτω από την επίδραση διαφόρων περιβαλλοντικών συνθηκών. Οι περιβαλλοντικές αυτές συνθήκες περιλαμβάνουν το υψόμετρο, που είναι ο κρίσιμος παράγοντας που καθορίζει τη συχνότητα της κάλυψης της περιοχής από το θαλάσσιο νερό κατά τη διάρκεια του κύκλου της παλίρροιας, την αλατότητα και τον αερισμό του εδάφους. Επιπλέον, αντικείμενο μελετών αποτελεί η σημασία και ο ρόλος της βλάστησης στην παγίδευση και απόθεση του λεπτόκοκκου ιζήματος.

Έρευνες στην Ευρώπη και τη Β. Αμερική τόνισαν το ρόλο των παράκτιων αλόφυτων ως παράγοντα απόθεσης του ιζήματος και προσαύξησης της επιφάνειας των αλμυρών ελών οδηγώντας σε ένα μοντέλο μορφολογικής ανάπτυξής τους κάτω από την επίδραση της διαδοχής αυτογενών φυτικών ειδών (Chapman, 1974).

Οι γεωγραφικές διαφοροποιήσεις στη διαδοχή των φυτών αποτελούν το βασικότερο κριτήριο για την ταξινόμηση των αλμυρών ελών σε διάφορους τύπους (Adam, 1990).

Μελέτες που αφορούν τα οικοσυστήματα έδειξαν ότι τα αλμυρά έλη αποτελούν περιοχές υψηλής βιολογικής παραγωγικότητας ο κύκλος της οποίας ελέγχεται από την αλληλεπίδραση μεταξύ βλάστησης – υποστρώματος και πανίδας και από τις ανταλλαγές νερού, ιζημάτων και θρεπτικών συστατικών με το θαλάσσιο νερό. Οι ανταλλαγές αυτές εξαρτώνται από την ένταση και την έκταση του φαινόμενου της παλίρροιας.

10.3.1 Παράγοντες διαμόρφωσης των αλμυρών ελών

Στη διαμόρφωση των αλμυρών ελών εμπλέκονται τέσσερις κύριες φυσικές διεργασίες που περιλαμβάνουν την προσφορά ιζήματος, το καθεστώς της παλίρροιας, τον κυματισμό και τις σχετικές κινήσεις της θαλάσσιας στάθμης (Allen & Pye, 1992).

Καθοριστικό ρόλο τόσο για την προσφορά ιζήματος, όσο και για το διαθέσιμο χώρο για την ανάπτυξη των αλμυρών ελών παίζουν η διαμόρφωση και η έκταση των παράκτιων περιθωρίων στα οποία αναπτύσσονται. Για παράδειγμα υπάρχουν ουσιαστικές φυσικογεωγραφικές διαφορές μεταξύ των ανατολικών ακτών του Ειρηνικού και των δυτικών ακτών του Ατλαντικού της βόρειας Αμερικής. Στις τεκτονικά ενεργές και φτωχές σε ίζημα ακτές του Ειρηνικού τα αλμυρά έλη διακόπτονται και περιορίζονται σε στενά περιθώρια γύρω από προστατευμένους κόλπους. Αντίθετα στην εκτεταμένη παράκτια πεδιάδα του Ατλαντικού τα αλμυρά έλη έχουν μια συνέχεια και καταλαμβάνουν εκτεταμένες περιοχές. Επιπλέον οι τοπικές διαφοροποιήσεις στο πλάτος της ηπειρωτικής υφαλοκρηπίδας καθορίζει το εύρος παλίρροιας το οποίο με τη σειρά του ορίζει μια ζώνη εντός της οποίας μπορεί να λάβει χώρα η ιζηματογένεση στα αλμυρά έλη.

10.3.1.1 Προσφορά ιζήματος

Τα αλμυρά έλη αποτελούν σημαντικούς φυσικούς χώρους αποθήκευσης για το λεπτόκοκκο ίζημα και παίζουν σημαντικό ρόλο στην ανταλλαγή ιζήματος μεταξύ του γλυκού νερού των εκβολικών συστημάτων των ποταμών και του θαλάσσιου νερού. Η φύση των ιζημάτων των αλμυρων ελών διαφέρει σημαντικά μεταξύ των αλλόχθονων και των αυτόχθονων ελωδών συστημάτων. Τα αλλόχθονα ελώδη συστήματα χαρακτηρίζονται από την απόθεση εξωτερικά προερχόμενων ανόργανων ιζημάτων ενώ τα αυτόχθονα κυριαρχούνται από τη συγκέντρωση οργανικού υλικού που παράγεται μέσα στα ίδια τα έλη (Dijkema, 1987). Η σχετική σημασία της συγκέντρωσης – απόθεσης οργανικού και ανόργανου υλικού καθορίζει τη φύση της μορφοδυναμικής ανάπτυξης του αλμυρού έλους καθώς και την ικανότητα τόσο των φυσικών, όσο και των οικολογικών συστατικών του συστήματος να προσαρμοστούν στις αλλαγές των περιβαλλοντικών, συνθηκών που προσδιορίζουν τα όριά του. Οι κύριες περιβαλλοντικές συνθήκες που καθορίζουν τα όρια του έλου είναι το εύρος παλίρροιας και η μέση στάθμη θάλασσας (French, 1994).

10.3.1.2 Παλίρροια

Το είδος και ο ρυθμός της ιζηματογέννεσης εντός των αλόχθονων ελών εξαρτάται σε σημαντικό βαθμό από τη διεργασία της παλίρροιας. Τα καλύτερα ανεπτυγμένα αλόχθονα έλη βρίσκονται σε παράκτιες περιοχές μεγάλου εύρους παλίρροιας. Στα συστήματα αυτά η εισαγωγή λεπτόκοκκου ιζήματος (πηλού) ελέγχεται τόσο από το υψόμετρο (που καθορίζει τη συχνότητα και τη διάρκεια της κατάκλυσης από το θαλάσσιο νερό), όσο και από την εγγύτητα στις κοίτες παλίρροιας, μέσω των οποίων κινούνται τα νερά της παλίρροιας (French & Spencer, 1993). Η μελέτη της αλληλεπίδρασης μεταξύ υψόμετρου, κατάκλυσης λόγω παλίρροιας και ιζηματογένεσης μπορεί να βοηθήσει σημαντικά τον προσδιορισμό της μακροπρόθεσμης μορφοδυναμικής συμπεριφοράς του έλους (Allen, 2000; Friedrichs & Perry, 2001). Έλη που έχουν σχηματισθεί πρόσφατα συνήθως παρουσιάζουν γρήγορους ρυθμούς κάθετης (κατακόρυφης) ιζηματογένεσης, ενώ η ιζηματογένεση είναι πολύ πιο αργή στα παλαιότερα έλη, των οποίων το υψόμετρο

είναι μεγαλύτερο και συνεπώς δεν κατακλύζονται από θαλάσσιο νερό τόσο συχνά. Στα έλη που βρίσκονται σε παράκτιες περιοχές με πολύ μικρό εύρος παλίρροιας μεγαλύτερη σημασία για την εισαγωγή ιζήματος έχει η κατάκλυση από το θαλάσσιο νερό που δεν οφείλεται στην παλίρροια αλλά σε περιστασιακά γεγονότα (συνήθως μετεωρολογικά) που αυξάνουν παροδικά τη στάθμη της θάλασσας, όπως είναι οι καταιγίδες.

10.3.1.3 Κυματισμός

Ο κυματισμός ασκεί έναν πολύ σημαντικό τοπικό έλεγχο στην οριζόντια έκταση που καταλαμβάνει ένα έλος. Ακόμη και σε προστατευμένα εκβολικά συστήματα ή κόλπους, μικρές τοπικές διαφορές στο μήκος της ανάπτυξης του κύματος (fetch) μπορεί να προκαλέσουν σημαντικές διαφοροποιήσεις στα χαρακτηριστικά και την κινητικότητα του ιζήματος της ενδοπαλιρροιακής ζώνης. Η δύναμη που ασκείται από τη δράση του κυματισμού καθορίζει τη δυνατότητα εγκατάστασης, ανάπτυξης και διατήρησης της βλάστησης. Εκτός από τη μηχανική αντοχή των φυτών, μεγάλη σημασία έχει η επίδραση των κυμάτων στη σταθερότητα του υποστρώματος. Το κυματικό καθεστώς επίσης καθορίζει τα μορφολογικά χαρακτηριστικά της ζώνης μετάβασης από το παλιρροιακό πεδίο προς το αλμυρό έλος. Σε περιοχές με συνθήκες ενδιάμεσης κυματικής ενέργειας η μετάβαση αυτή, από το παλιρροιακό πεδίο στο αλμυρό έλος, μπορεί να γίνεται με ένα μικρό διαβρωσιγενή κρημνό.

10.3.1.4 Μεταβολές στάθμης θάλασσας

Ο σχηματισμός και η ανάπτυξη των αλμυρών ελών σχετίζεται επίσης με τις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης. Η στάθμη της θάλασσας μαζί με το εύρος παλίρροιας καθορίζει το όριο της περιοχής όπου οι συνθήκες για την ανάπτυξη ενός έλους είναι κατάλληλες. Η στάθμη της θάλασσας, ως γνωστόν, δεν είναι σταθερή αλλά μεταβάλλεται οπότε το όριο αυτό δεν παραμένει σταθερό αλλά μετατοπίζεται. Η στάθμη θάλασσας και το εύρος παλίρροιας καθορίζουν την κατακόρυφη έκταση της ανάπτυξης ενός αλμυρού έλους σε μια περιοχή. Τα σύγχρονα αλμυρά έλη σχηματίστηκαν σε απόκριση της ανόδου της στάθμης της θάλασσας κατά το Ολόκαινο. Μικρές μεταβολές στη θαλάσσια στάθμη φαίνεται να σχετίζονται με επεισόδια επέκτασης των αλμυρών ελών σε παράκτιες περιοχές που λαμβάνει χώρα συσσώρευση και απόθεση λεπτόκοκκου ιζήματος. Αυτό το παράδειγμα απόθεσης (Stevenson et al., 1986) έχει προταθεί από τη διαπίστωση ενός ιζηματολογικού ελλείμματος στα βυθιζόμενα δελταϊκά έλη. Για τη διατήρηση των αλμυρών ελών, ενόψει της παγκόσμιας κλιματικής αλλαγής, τίθεται το ερώτημα κατά πόσο αυτά είναι ικανά να συγκεντρώνουν επαρκή ποσότητα υλικού ώστε η ανάπτυξή τους να συμβαδίζει με τους προβλεπόμενους ρυθμούς ανόδου της θαλάσσιας στάθμης κάτω από τα διάφορα σενάρια μελλοντικής ανόδου της παγκόσμιας θερμοκρασίας. Στα μη δελταϊκά έλη τόσο στη βόρεια Αμερική όσο και στην Ευρώπη οι σύγχρονοι ρυθμοί ιζηματογένεσης ξεπερνούν τους σημερινούς ρυθμούς ανόδου της θαλάσσιας στάθμης. Επιπλέον, τα υψόμετρα των ελών μπορούν να προσαρμοστούν σε μεγαλύτερους ρυθμούς ανόδου της θαλάσσιας στάθμης με την αύξηση του ρυθμού της ιζηματογένεσης λόγω των συχνότερων κατακλύσεων από το θαλάσσιο νερό (French, 1994). Αυτή η προσαρμογή του υψόμετρου του έλους στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης εξαρτάται σε σημαντικό βαθμό από την προσφορά ιζήματος. Σημαντική επίσης είναι η επίδραση που έχει η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης στη βλάστηση και στα εδάφη, ειδικά στα αυτόχθονα έλη, που η "εισαγωγή" ανόργανου ιζήματος είναι περιορισμένη.

Σε πολλά μέρη του κόσμου οι εκτάσεις των αλμυρών ελών έχουν περιοριστεί δραματικά κατά τη διάρκεια των ιστορικών χρόνων. Αίτια των απωλειών αυτών είναι τα έργα αναμόρφωσης των παράκτιων περιοχών, όπως οι αποξηράνσεις, αλλά και οι καταστροφικές βιομηχανικές χρήσεις τους (όπως για παράδειγμα η παραγωγή αλατιού με τη χρησιμοποίηση μικρών λιμνών για την εξάτμιση του θαλάσσιου νερού). Επιπλέον σημαντικές εκτάσεις ελών τόσο σε εκβολικά συστήματα και ποτάμια δέλτα, όσο και σε εκτεθειμένες στην ανοιχτή θάλασσα παράκτιες περιοχές έχουν χαθεί εξαιτίας της πρόσφατης διάβρωσης. Η εκτεταμένη διάβρωση οφείλεται τόσο στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης, όσο και στην παρουσία θαλάσσιων τοίχων προστασίας και άλλων τεχνικών κατασκευών στον παράκτιο χώρο που εμποδίζουν τη φυσική "μετανάστευση" της ενδοπαλιρροιακής ζώνης προς την πλευρά της ξηράς.

11 Παράκτιες Γεωμορφές Αιολικής Απόθεσης

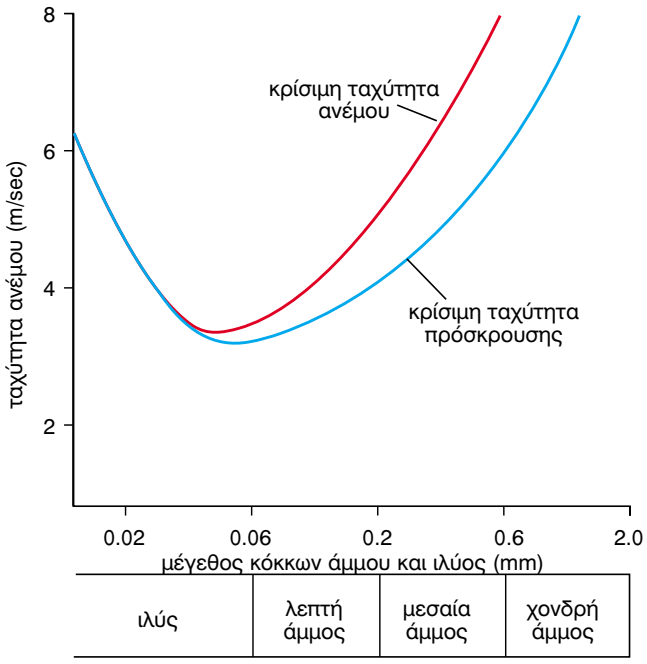
11.1 Αιολικές διεργασίες

Η αλληλεπίδραση του ανέμου με το αμμώδες ίζημα της παράκτιας ζώνης οδηγεί στο σχηματισμό χαρακτηριστικών γεωμορφών που ονομάζονται αιολικές. Οι σημαντικότερες παράκτιες αιολικές γεωμορφές απόθεσης είναι οι παράκτιες αμμώδεις θίνες.

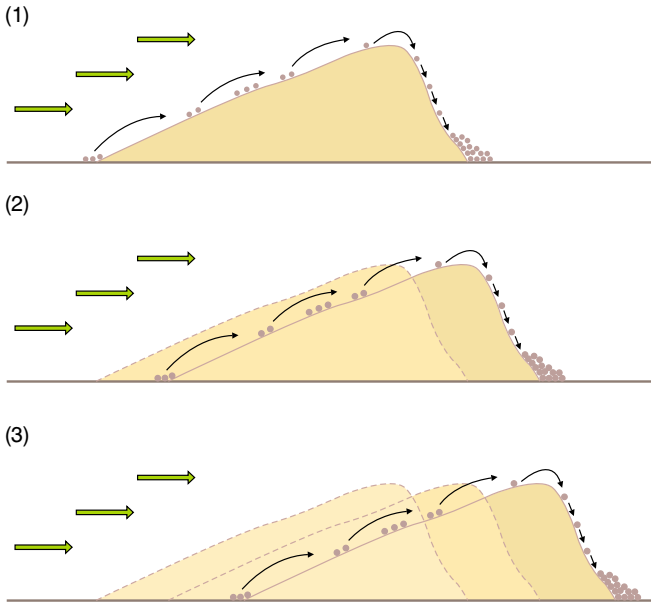
11.1.1 Αιολική μεταφορά και απόθεση

Για να τεθεί σε κίνηση η άμμος από τον άνεμο απαιτείται η επίτευξη μιας ταχύτητας πνοής που ονομάζεται "κρίσιμη ταχύτητα ανέμου" (fluid threshold velocity). Η ταχύτητα αυτή είναι ανάλογη με το μέγεθος των κόκκων από τους οποίους αποτελείται η άμμος (σχήμα 11.1). Η σχέση αυτή μεταξύ της ταχύτητας του ανέμου και του μεγέθους των κόκκων της άμμου είναι γενικά θετική δηλαδή για να μετακινηθούν όλο και πιο αδρομερείς κόκκοι απαιτούνται σταδιακά ισχυρότεροι άνεμοι. Για πολύ λεπτομερή όμως κλάσματα, όπως είναι η ιλύς και η άργιλος, η σχέση αυτή αντιστρέφεται (σχήμα 11.1). Αυτό οφείλεται στην αντίσταση που παρουσιάζουν στην κίνηση τα λεπτόκοκκα αυτά ιζήματα εξαιτίας του μεγάλου βαθμού συνοχής μεταξύ των κόκκων τους. Αφού επιτευχθεί η αρχική μετακίνηση των κόκκων της άμμου, η αιολική μεταφορά μπορεί να πραγματοποιηθεί με τη σύρση, την κίνηση δηλαδή των κόκκων κατά μήκος της επιφάνειας. Αν η ταχύτητα του ανέμου είναι ικανή, οι κόκκοι της άμμου είναι δυνατόν να ενσωματωθούν στην πνοή του ανέμου και να μεταφερθούν με αιώρηση. Ο συνδυασμός των δύο παραπάνω διεργασιών αποτελεί τον πιο συνηθισμένο τρόπο αιολικής μεταφοράς της άμμου και ονομάζεται αναπήδηση (saltation). Κατά τη διεργασία αυτή οι κόκκοι της άμμου μετά την αρχική τους διέγερση από την κρίσιμη ταχύτητα εισέρχονται στην πνοή του ανέμου για μικρή απόσταση και ξαναπέφτουν στην επιφάνεια με την επίδραση της βαρύτητας. Οι κόκκοι που αναπηδούν, κατά την προσγείωσή τους, έρχονται σε επαφή και αλληλεπιδρούν με άλλους κόκκους και μεταθέτουν κινητική ενέργεια, μειώνοντας έτσι την κρίσιμη ταχύτητα που απαιτείται για να τεθούν σε κίνηση οι υπόλοιποι κόκκοι της άμμου. Αυτή η μικρότερη κρίσιμη ταχύτητα είναι γνωστή σαν κρίσιμη ταχύτητα πρόσκρουσης (impact threshold velocity). Συνεπώς γίνεται φανερό ότι από τη στιγμή που αρχίζει η αιολική μεταφορά της άμμου μπορεί να διατηρηθεί με μικρότερες ταχύτητες ανέμου (σχήμα 11.1).

Η απόθεση της άμμου προϋποθέτει τη μείωση της ταχύτητας του ανέμου. Στο χερσαίο τμήμα της παρά-



Σχήμα 11.1 Κρίσιμες ταχύτητες ανέμου (fluid threshold velocities) και κρίσιμες ταχύτητες πρόσκρουσης (impact threshold velocities) για κόκκους διαφορετικών μεγεθών. (τροποποιημένο από Briggs et al., 1997)

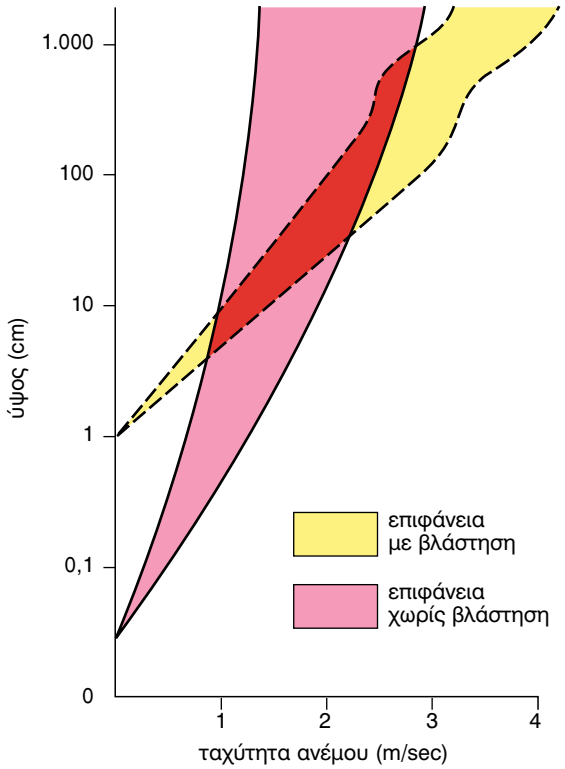


Σχήμα 11.2 Ο τρόπος σχηματισμού (1) αλλά και μετακίνησης (2) και (3) των αμμωδών θινών (sand dunes). Το σχήμα ερμηνεύει επίσης το σχηματισμό της "σταυρωτής στρώσης" (cross bedding), όπου οι προσήνεμες και υπήνεμες πλευρές της θίνας διατηρούνται σαν κεκλιμένα επίπεδα στρώσης της άμμου στο εσωτερικό της ράχης. (τροποποιημένο από Park, 1997)

κτιας ζώνης αυτή η μείωση συμβαίνει στην υπήνεμη πλευρά εμποδίων όπως είναι ξύλα, όστρακα, θάμνοι κ.α. Η συσσώρευση της άμμου από τη δράση του ανέμου διαμορφώνει αμέσως μια αιολική λοφώδη απόθεση, που χαρακτηρίζεται από μια προσήνεμη πλευρά ομαλής κλίσης και μια υπήνεμη πλευρά μεγαλύτερης κλίσης που, όπως θα αναλυθεί στη συνέχεια, ονομάζεται παράκτια αμμώδης θίνα (coastal sand dune) (σχήμα 11.2).

11.1.2 Η αλληλεπίδραση μεταξύ άμμου και ανέμου

Όπως, όταν το νερό ρέει στην κοίτη ενός ποταμού προκαλείται τριβή λόγω σύρσης, έτσι και κατά την πνοή του ανέμου πάνω από μια επιφάνεια άμμου, όπως είναι ένας αιγιαλός, η ταχύτητα του ανέμου μειώνεται από την τριβή λόγω σύρσης στην αμμώδη επιφάνεια. Η ταχύτητα του ανέμου μειώνεται καθώς αυξάνεται το ύψος πάνω από την επιφάνεια δίνοντας ένα profile ταχύτητας που μοιάζει πολύ με αυτό της ταχύτητας ροής του νερού στα ποτάμια. Η σχέση ταχύτητα ανέμου - ύψος ακολουθεί μια λογαριθμική καμπύλη που, αν σχεδιασθεί με ημιλογαριθμική κλίμακα, μετατρέπεται σε ευθεία γραμμή (σχήμα 11.3). Το διάγραμμα αυτό δείχνει ότι μηδενικές ταχύτητες παράγονται από την τριβή λόγω σύρσης σε ένα μικρό αλλά πολύ σημαντικό ύψος πάνω από την επιφάνεια της άμμου. Αυτό το ύψος εξαρτάται από την τραχύτητα, τις μορφολογικές δηλαδή ανωμαλίες, της επιφάνειας και ονομάζεται "αποτελεσματική τραχύτητα επιφάνειας" (effective surface roughness) ή z_0 (Olson, 1958). Για μια επίπεδη παραλία - αιγιαλό χωρίς κινήσεις άμμου η τιμή του z_0 είναι περίπου ίση με το 1/30 της μέσης τιμής της διαμέτρου των κόκκων της επιφάνειας. Για παράδειγμα η αποτελεσματική τραχύτητα επιφάνειας (z_0) για άμμο που αποτελείται από κόκκους διαμέτρου 1 mm είναι περίπου 1/30 mm ή 0.03 mm.



Σχήμα 11.3 Διάγραμμα στο οποίο φαίνονται οι ταχύτητες που αποκτά ο άνεμος σε διάφορα ύψη πάνω από μια χερσαία επιφάνεια με βλάστηση (ύψους 10 cm) και μια επιφάνεια χωρίς βλάστηση. (τροποποιημένο από Briggs et al., 1997)

11.2 Παράκτιες αμμώδεις θίνες (coastal sand dunes)

11.2.1 Χαρακτηριστικά των παράκτιων αμμωδών θινών

Η ουσιαστική διαφορά των παράκτιων αμμωδών θινών από τις υπόλοιπες παράκτιες γεωμορφές έγκειται στο ότι ο σχηματισμός τους οφείλεται στη δράση του ανέμου και όχι στην κίνηση του νερού.

Οι θίνες είναι αιολικές αποθέσεις άμμου που μοιάζουν με ράχες ή μικρούς λόφους (φωτο 11.1). Είναι χαρακτηριστικές μορφές των ακτών απόθεσης και απαντώνται σε εκβολές ποταμών, σε παράκτια έλη, σε ρηχούς όρμους κ.α. παρόμοια περιβάλλοντα πλούσια σε αμμώδες ίζημα. Οι ράχες των θινών μπορούν να κυμαίνονται σε ύψος από 1 ή 2 m έως 20 ή και 30 m. Σε αντίθεση με τις αμμώδεις θίνες των ερήμων η προσήνεμη πλευρά των παράκτιων θινών έχει μικρή κλίση ενώ η υπήνεμη πλευρά εμφανίζει μεγαλύτερη κλίση. Οι κορυφές τους είναι επίπεδες ή κυματοειδείς, που αρκετά συχνά εμφανίζουν χαμηλά βυθίσματα χωρίς βλάστηση που είναι γνωστά σαν blow-outs.

Οι παράκτιες αμμώδεις θίνες σχηματίζονται στο χερσαίο τμήμα της παράκτιας ζώνης, πάνω από τη στάθμη της πλημμυρίδας και συχνά αποτελούν το προς την ξηρά όριο της θαλάσσιας επίδρασης στην ακτή. Μπορεί να εκτείνονται στο εσωτερικό της ξηράς μέχρι και απόσταση 10 km από την ακτογραμμή (Cooper, 1967). Συχνά δρουν σαν παράκτιο φράγμα προστατεύοντας τις χαμηλές παράκτιες περιοχές από τη θαλάσσια κατάκλυση.

Η ζώνη ανάπτυξης των θινών μπορεί να αποτελείται από επιμήκεις αμμώδεις ράχες που είναι διατεταγμένες παράλληλα προς την ακτογραμμή και χωρίζονται μεταξύ τους από επιμήκους μορφής αύλακες. Υπάρχουν συστήματα θινών με εξαιρετικά περίπλοκη μορφολογία όπου οι ράχες διατάσσονται κάθετα ή σχηματίζουν οξείες γωνίες με την ακτογραμμή.

Οι παράκτιες θίνες διαφέρουν από τους άλλους τύπους αμμωδών θινών. Παρότι η βασική διεργασία σχηματισμού τόσο των παράκτιων, όσο και των ερημικών θινών είναι η αιολική μεταφορά και απόθεση άμμου, οι θίνες των ερήμων έχουν μια τελείως διαφορετική μορφολογία από αυτές των ακτών. Η διεργασία που διαφοροποιεί τις παράκτιες από τις ερημικές θίνες είναι η αλληλεπίδραση



Φωτο 11.1 Παράκτιες θίνες (coastal dunes) σταθεροποιημένες με βλάστηση σε παραλία της Σύρου.

μεταξύ του ανέμου και της βλάστησης που λαμβάνει χώρα στην περίπτωση των παράκτιων θινών ενώ δεν υφίσταται στην περίπτωση των ερημικών. Η μόνη περίπτωση που οι παράκτιες θίνες μορφολογικά μοιάζουν αρκετά με τις θίνες των ερήμων, είναι σε περιοχές όπου το κλίμα είναι ξηρό οπότε η παράκτια ζώνη στερείται βλάστησης.

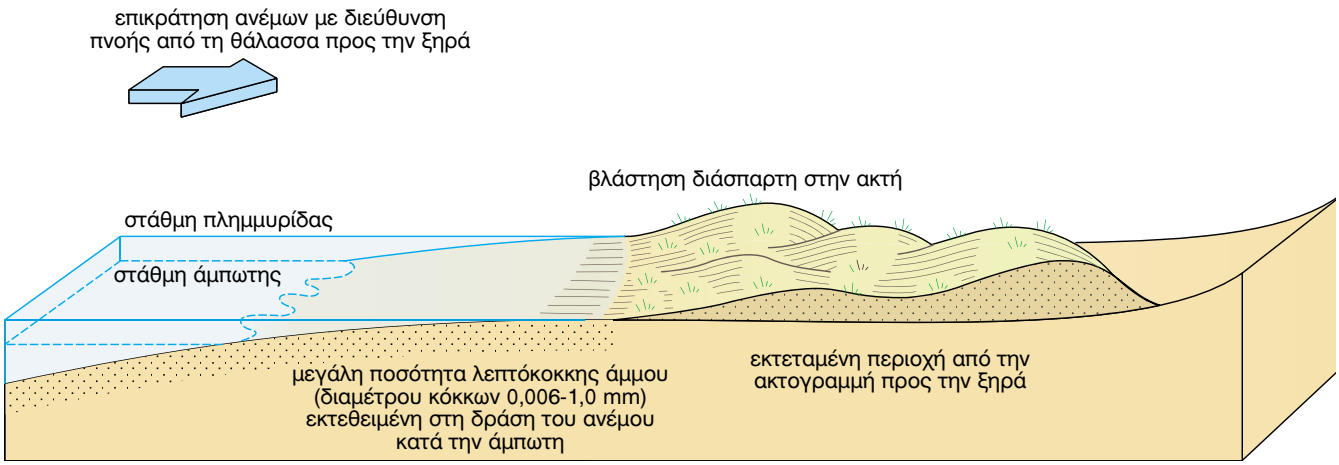
Οι παράκτιες αμμώδεις θίνες είναι γεωμορφές που εμφανίζονται στις ακτές περιοχών με ξηρά, ημίξηρα και θερμά κλίματα. Είναι λιγότερο συχνές σε τροπικές και υποτροπικές περιοχές διότι ο σχηματισμός τους εμποδίζεται από την πυκνή και πλούσια βλάστηση, τις χαμηλές ταχύτητες ανέμου και τα μεγάλα ποσοστά υγρασίας της άμμου.

11.2.2 Προϋποθέσεις σχηματισμού των παράκτιων αμμωδών θινών

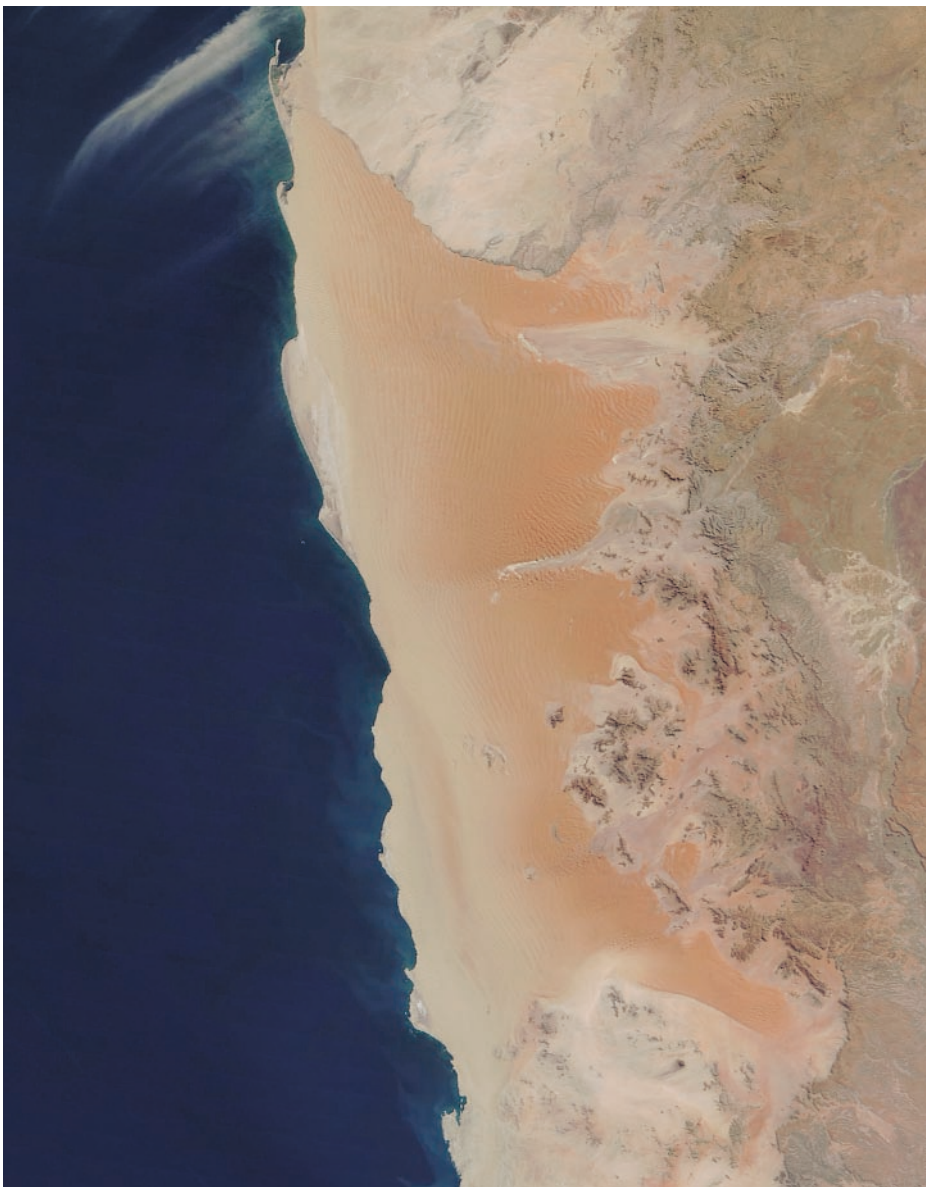
Οι συνθήκες που απαιτούνται για την ανάπτυξη των θινών σε μια ακτή είναι, όπως ήδη αναφέρθηκε, το κατάλληλο κλίμα και κυρίως η παρουσία ισχυρών ανέμων με διεύθυνση προς την ακτή, η άφθονη προσφορά άμμου και η ύπαρξη βλάστησης, που παίζει το ρόλο του φυσικού εμποδίου γύρω από το οποίο συσσωρεύεται η άμμος (σχήμα 11.4).

Αναλυτικά οι κατάλληλες συνθήκες που απαιτούνται για το σχηματισμό των παράκτιων αμμωδών θινών περιλαμβάνουν:

- ***Μια εκτεταμένη περιοχή στο χερσαίο τμήμα της παράκτιας ζώνης*** που να είναι ικανή να φιλοξενήσει αιολικές συγκεντρώσεις άμμου. Τέτοιες περιοχές συνήθως είναι χαμηλές ακτές που απουσιάζουν κρημνοί.
- ***Κατάλληλο ανεμολογικό καθεστώς.*** Για τη μεταφορά της άμμου απαιτούνται ισχυροί άνεμοι με διεύθυνση πνοής προς την ξηρά. Οι άνεμοι που απαιτούνται για τη μεταφορά του αμμώδους υλικού προς το εσωτερικό της παράκτιας ζώνης συνήθως προκαλούνται από τη διαφορική θέρμανση μεταξύ των αερίων μαζών που βρίσκονται πάνω από την ξηρά και τη θάλασσα. Οι θίνες σχηματίζονται κατά μήκος των ακτών που επηρεάζονται αρκετά συχνά από καταιγίδες, όπως η βορειοδυτική Ευρώπη και οι βορειοδυτικές Η.Π.Α. Το ύψος που μπορεί να αποκτήσει μια θίνα εξαρτάται σε σημαντικό βαθμό από την ταχύτητα του ανέμου. Υψηλότερες θίνες εμφανίζονται σε παράκτιες περιοχές που πλήττονται από ισχυρούς ανέμους.
- ***Μεγάλη ποσότητα άμμου κατάλληλου μεγέθους κόκκων.*** Χωρίς άμμο ικανή να μεταφερθεί από τις αιολικές διεργασίες δεν μπορούν να σχηματισθούν θίνες. Επίσης για τη διατήρηση των θινών και τη συνεχή ανάπτυξή τους είναι αναγκαία η διαρκής τροφοδοσία της παράκτιας ζώνης με άμμο κατάλληλης κοκκομετρίας. Η άμμος των θινών συνήθως είναι ποτάμιας προέλευσης, που έχει μεταφερθεί στην ακτή και έχει υποστεί επεξεργασία από τις θαλάσσιες διεργασίες και στη συνέχεια έχει αποτεθεί στην παραλία από τα παράκτια ρεύματα και τον κυματισμό. Οι καλά ανεπτυγμένες θίνες μεγάλων διαστάσεων συνήθως βρίσκονται κοντά σε πηγές τροφοδοσίας ιζημάτων, όπως είναι οι εκβολές ποταμών, όπου υλικά από τις λεκάνες απορροής μεταφέρονται και αποτίθενται στην ακτή.
- ***Βλάστηση*** που παίζει το ρόλο του φυσικού εμποδίου και βοηθά στη συγκέντρωση και τη σταθεροποίηση



Σχήμα 11.4 Οι βασικές προϋποθέσεις που απαιτούνται για το σχηματισμό των αμμωδών θινών (sand dunes) σε μια παράκτια περιοχή.



Φωτο 11.2 Δορυφορική εικόνα των τεράστιων ερημικών θινών της Namibia που φθάνουν ως τις ακτές του Ατλαντικού ωκεανού. (πηγή: N.A.S.A. Visible Earth)

της αιολικής άμμου (σχήμα 11.4). Τα παράκτια φυτά και οι θάμνοι προκαλούν τη μείωση της ταχύτητας του ανέμου στην υπήνεμη πλευρά τους.

Η άμμος στο εσωτερικό των θινών συνήθως διατάσσεται σχηματίζοντας μια χαρακτηριστική ιζηματοδομή που ονομάζεται σταυρωτή στρώση (cross-bedding). Η σταυρωτή στρώση χαρακτηρίζεται από την παρουσία κεκλιμένων επίπεδων στρώσης, μικρής ή μεγάλης γωνίας κλίσης, που είναι σταυροειδώς διατεταγμένα. Τα κεκλιμένα αυτά σταυροειδώς διατεταγμένα στρωματίδια άμμου αντιπροσωπεύουν παλαιές προσήνεμες και υπήνεμες επιφάνειες της θίνας αντίστοιχα (σχήμα 11.2).

Θίνες χωρίς βλάστηση, σαν αυτές που συνήθως αναπτύσσονται σε ξηρές ερημικές περιοχές, μπορούν να σχηματισθούν και σε παράκτιες περιοχές, όπως για παράδειγμα εκεί που οι έρημοι συναντούν τη θάλασσα, δηλαδή τις ακτές των ερήμων (π.χ. Namibia στην Αφρική) (φωτο 11.2). Παράκτιες αμμώδεις θίνες αναπτύσσονται καλύτερα σε περιοχές που ο ρυθμός μετακίνησης της άμμου είναι υψηλός και υπερβαίνει το ρυθμό ανάπτυξης της βλάστησης (π.χ. οι αμμώδεις θίνες κατά μήκος των ακτών της Washington και του Oregon στις Η.Π.Α.).

- ***Έναν αιγιαλό μικρής κλίσης και μεγάλου εύρους παλίρροιας.*** Ο συνδυασμός των δύο αυτών συνθηκών, δηλαδή των μικρών μορφολογικών κλίσεων και του μεγάλου εύρους παλίρροιας, επιτρέπει την έκθεση μεγάλων ποσοτήτων παράκτιας άμμου κατά τη διάρκεια της άμπωτης. Επιπλέον, η παράκτια άμμος παραμένει για μεγάλο χρονικό διάστημα εκτεθειμένη στις ατμοσφαιρικές συνθήκες ώστε να απαλλαγεί από την υγρασία και να στεγνώσει αρκετά για να μπορέσει να μεταφερθεί από τον άνεμο προς την ξηρά (σχήμα 11.4). Η απαλλαγή της άμμου από την υγρασία είναι ιδιαίτερα σημαντική και αποτελεί έναν από τους λόγους που οι θίνες δε σχηματίζονται κατά μήκος των ακτών σε περιοχές με τροπικό κλίμα, όπου υπάρχει μεγάλη υγρασία του αέρα που απαγορεύει την "ξήρανση" της άμμου.

11.2.3 Είδη παράκτιων αμμωδών θινών

Η αρχική αιολική συσσώρευση άμμου γύρω από τα εμπόδια που υπάρχουν στην επιφάνεια του χερσαίου τμήματος της παράκτιας ζώνης σχηματίζει χαμηλές και χωρίς βλάστηση θίνες που ονομάζονται ίχνη θινών (shadow dunes) (φωτο 11.3). Στη συνέχεια η παρουσία βλάστησης μπορεί να προκαλέσει μεγαλύτερη συγκέντρωση σωρών άμμου και να οδηγήσει στο σχηματισμό



Φωτο 11.3 Μορφές ίχνους θινών (shadow dunes) και εμβρυακών θινών (embryo dunes) στη βορειοανατολική Σκύρο.



Φωτο 11.4 Εμβρυακές θίνες (embryo dunes) στο δέλτα του Εύηνου ποταμού.



Φωτο 11.5 Επιμήκης ράχη θινών (dune ridge) σταθεροποιημένη με βλάστηση στις ανατολικές ακτές του Λακωνικού κόλπου, περιοχή Πλύτρα Λακωνίας.

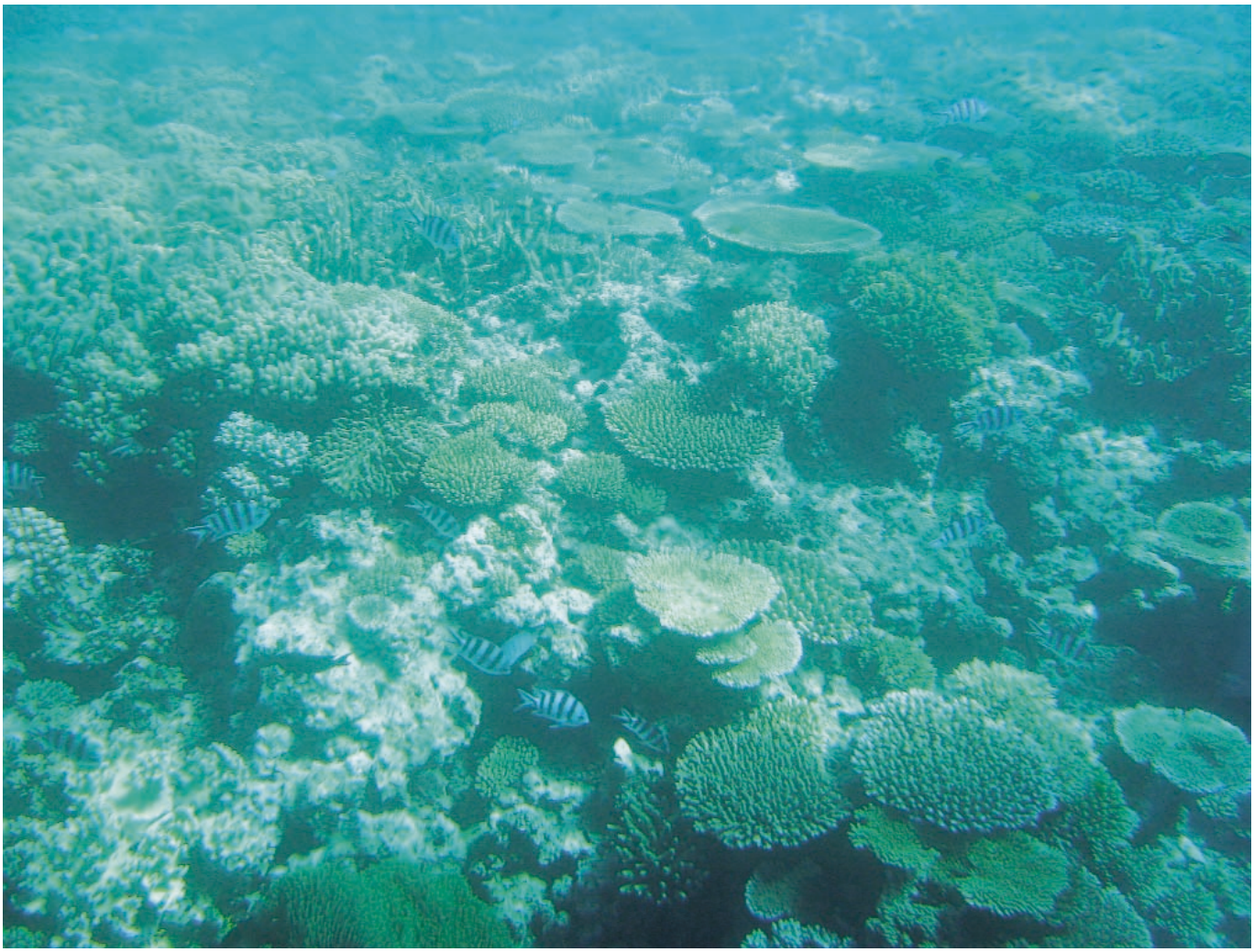
των έμβρυο-θινών (embryo-dunes) (φωτο 11.4). Οι θίνες στα πρώτα στάδια του σχηματισμού τους μπορούν να καταστραφούν με την ίδια ευκολία με την οποία δημιουργήθηκαν. Η ανάπτυξη της βλάστησης παγιδεύει περισσότερη άμμο και επιτρέπει την περαιτέρω αύξηση των θινών τόσο σε ύψος, όσο και σε μήκος, σημαντικά πάνω και πέρα από το αρχικό εμπόδιο γύρω από το οποίο άρχισε να συσσωρεύεται η άμμος. Με τον τρόπο αυτό γειτονικές έμβρυο-θίνες μπορούν να ενωθούν και να σχηματίσουν μια επιμήκη ράχη θινών (dune ridge) κατά μήκος της ακτογραμμής στην προς την ξηρά πλευρά της ακτής (φωτο 11.5).

Οι θίνες χωρίς βλάστηση ονομάζονται ελεύθερες θίνες (free dunes) και είναι ευαίσθητες στις αλλαγές της διεύθυνσης του ανέμου. Οι θίνες αυτές συχνά προσανατολίζονται σχηματίζοντας ορθές γωνίες με την επικρατούσα διεύθυνση του ανέμου. Ο τρόπος όμως με τον οποίο διατάσσονται οι περισσότερες παράκτιες θίνες εξαρτάται από τη διάταξη της βλάστησης. Οι θίνες αυτές ονομάζονται θίνες εμποδίων (impeded dunes) και αναπτύσσονται σε διάφορες διευθύνσεις. Η ανάπτυξη βλάστησης στην επιφάνεια των θινών τις σταθεροποιεί, αφού εμποδίζει σε σημαντικό βαθμό τόσο την απώλεια της άμμου από αυτές, όσο και την μετανάστευσή τους προς το εσωτερικό της ξηράς. Ο προσανατολισμός των θινών εμποδίων είναι τέτοιος ώστε να ευθυγραμμίζονται περισσότερο με την πηγή από την οποία προέρχεται η άμμος, παρά με τη διεύθυνση πνοής του ανέμου.

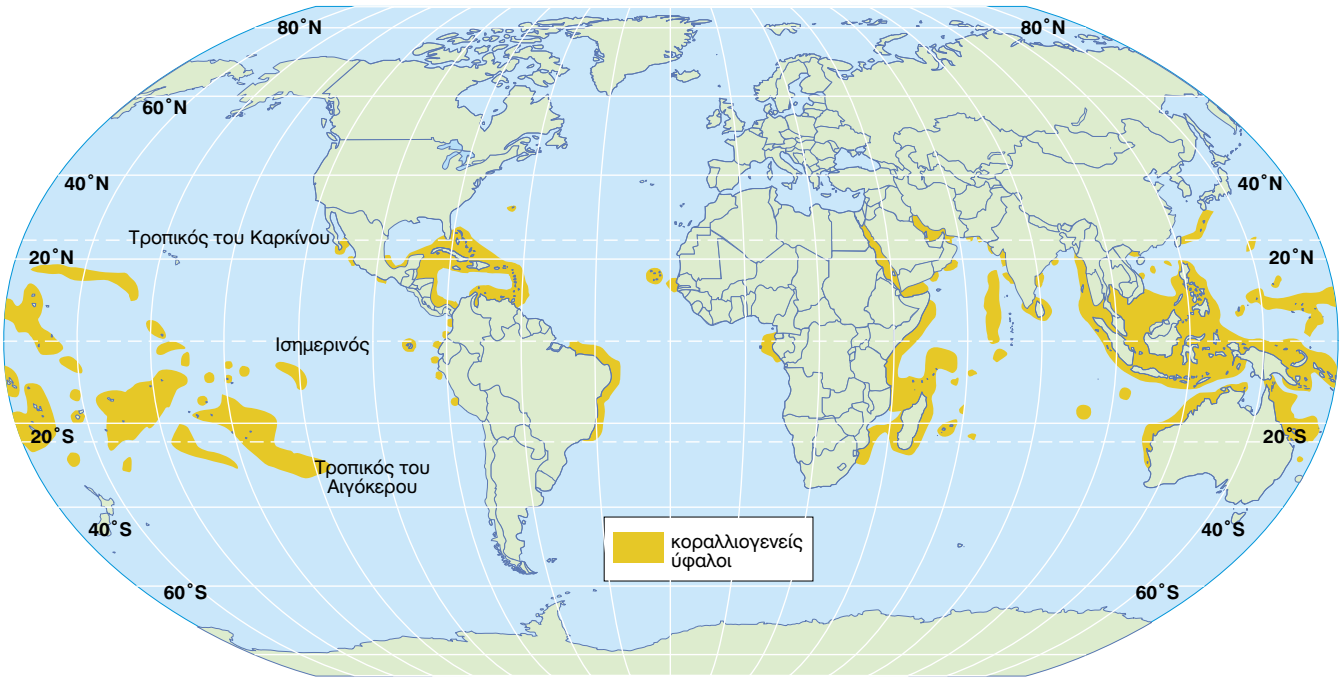
12 Ακτές Κοραλλιογενών Υφάλων (Coral Reefs)

12.1 Συνθήκες ανάπτυξης των κοραλλιών

Η ανάπτυξη των κοραλλιών και των φυκών στους τροπικούς ωκεανούς οδηγεί στο σχηματισμό ακτών που κυριαρχούνται από την παρουσία κοραλλιογενών υφάλων. Ύφαλος είναι ένα βραχώδες υποθαλάσσιο ύβωμα η κορυφή του οποίου βρίσκεται κοντά στο επίπεδο της θαλάσσιας στάθμης. Ένας ύφαλος συνήθως αποτελείται από ανόργανα πετρώματα. Σε περιοχές όμως κατάλληλων συνθηκών υπάρχουν ύφαλοι που έχουν σχηματισθεί από τα υπολείμματα μιας μεγάλης ποικιλίας θαλάσσιων οργανισμών, όπως είναι τα σκελετικά στοιχεία κοραλλιών και τα ανθρακικά κελύφη. Το μεγαλύτερο μέρος της μάζας των κοραλλιογενών υφάλων αποτελείται από βιογενή ασβεστόλιθο νεκρών κοραλλιών και μόνο ένα λεπτό στρωματίδιο στην επιφάνεια συντηρεί ζωντανά κοράλλια (φωτο 12.1). Αυτός ο βιογενούς προέλευσης ασβεστόλιθος έχει δημιουργηθεί από τη δραστηριότητα μικρών ζωϊκών οργανισμών που ονομάζονται πολύποδα (polyps). Οι μικροοργανισμοί αυτοί χτίζουν λεπτές εύθραυστες ασβεστολιθικές δομές που γίνονται η αποικία των κοραλλιών. Σημαντική είναι και η δραστηριότητα μικροσκοπικών φυκών που συγκολλούν τις λεπτές δομές των κοραλλιών σε μια σκληρή ασβεστολιθική επιφάνεια. Η περιεκτικότητα των κοραλλιογενών υφάλων σε ανθρακικό ασβέστιο είναι δυνατόν να φτάσει το 99%, ενώ οι ρυθμοί αύξησης του σκελετού των κοραλλιών κυμαίνονται από 18 έως 33 mm/έτος.



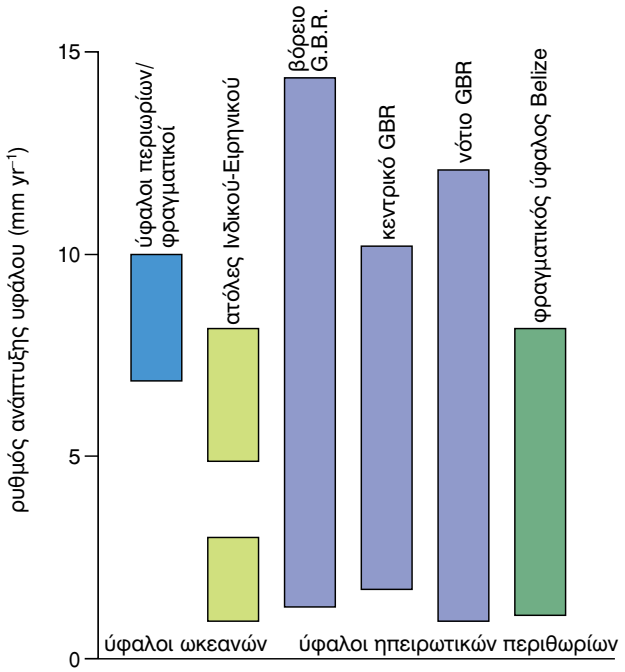
Φωτο 12.1 Κοράλλια στην επιφάνεια του μεγαλύτερου στον κόσμο κοραλλιογενούς υφάλου Great Barrier Reef στα ανοιχτά του Cairns, Queensland, Australia.



Σχήμα 12.1 Παγκόσμια γεωγραφική κατανομή των κοραλλιογενών υφάλων (coral reefs). (τροποποιημένο από McKnight & Hess, 2000)

Η γεωγραφική κατανομή των κοραλλιογενών υφάλων στον πλανήτη καθορίζεται από τις περιβαλλοντικές συνθήκες που απαιτούνται για την ανάπτυξη των κοραλλιών (σχήμα 12.1). Εξαιτίας του περιορισμένου εύρους θερμοκρασιών στις οποίες τα κοράλλια μπορούν να επιβιώσουν οι κοραλλιογενείς ύφαλοι αναπτύσσονται αποκλειστικά σε νερά τροπικών ωκεανών. Η ελάχιστη θερμοκρασία νερού που απαιτείται είναι περίπου 18 - 20˚C ακόμη και κατά τη διάρκεια του χειμώνα ενώ η μεγαλύτερη ανάπτυξή τους παρατηρείται σε νερά θερμοκρασιών μεταξύ 25˚C και 30˚C. Ο περιορισμός αυτός στη θερμοκρασία του νερού έχει σαν αποτέλεσμα οι κοραλλιογενείς ύφαλοι να παρουσιάζουν τη μέγιστη ανάπτυξή τους σε παράκτιες περιοχές που βρίσκονται μεταξύ 30˚ Βόρειου και 25˚ Νότιου γεωγραφικού πλάτους (σχήμα 12.1).

Εκτός από τη θερμοκρασία των νερών, καθοριστικό για την ανάπτυξη των κοραλλιών είναι και το βάθος. Τα ρηχά νερά, βάθους όχι μεγαλύτερου από 60 – 90 m, επιτρέπουν τη διείσδυση του ηλιακού φωτός και συνεπώς ευνοούν την ανάπτυξη των κοραλλιών. Ιδανικότερο βάθος θεωρείται αυτό των 20 m ενώ επιπλέον απαιτείται καθαρό, απαλλαγμένο από ίζημα, ωκεάνιο νερό φυσιολογικών συνθηκών αλατότητας και μέτριας κινητικότητας. Επίσης είναι αναγκαία η ύπαρξη ενός σταθερού υπόβαθρου πάνω στο οποίο να μπορούν να εγκατασταθούν τα κοράλλια. Όπως αναφέρθηκε, η ανάπτυξη των κοραλλιών επηρεάζεται αρνητικά από την περιεκτικότητα του νερού σε ίζημα. Η αυξημένη στερεοπαροχή αφενός θολώνει το νερό περιορίζοντας τη διείσδυση του ηλιακού φωτός σε βάθος και αφετέρου η απόθεση των ιζημάτων πάνω στον ύφαλο έχει



Σχήμα 12.2 Ρυθμοί ανάπτυξης των κοραλλιογενών υφάλων βασισμένοι σε ραδιοχρονολογήσεις δειγμάτων από πυρήνες γεωτρήσεων. G.B.R.: Great Barrier Reef. (πηγή δεδομένων: Masselink & Hughes, 2003)

σαν αποτέλεσμα τη σχετική παύση της ανάπτυξης των κοραλλιών. Η αύξηση των κοραλλιών αναχαιτίζεται επιπλέον από την αραίωση του θαλάσσιου νερού από το γλυκό νερό στις εκβολές των ποταμών. Η παρουσία μεγάλης ποσότητας ιζημάτων που μεταφέρονται μέσω

των μεγάλων ποτάμιων συστημάτων που εκβάλουν στις τροπικές ακτές του Ατλαντικού ωκεανού καθώς και η αραίωση του θαλάσσιου νερού από το γλυκό ποτάμιο νερό ευθύνονται για την μη ανάπτυξη κοραλλιογενών υφάλων στην περιοχή αυτή. Αν και οι κοραλλιογενείς ύφαλοι σχηματίζονται σε όλες τις περιοχές που επικρατούν οι ιδανικές συνθήκες που περιγράφηκαν, συνήθως έχουν την τάση να αναπτύσσονται στην προσήνεμη πλευρά των νησιών όπου η μέτρια κυματική δράση αναταράσσει τα νερά παρέχοντας τροφή και οξυγόνο στα κοράλλια (Easterbrook, 1999).

Η σύγκριση των ρυθμών ανάπτυξης των κοραλλιογενών υφάλων από δεδομένα πυρήνων γεωτρήσεων, που πραγματοποιήθηκαν σε υφάλους διαφορετικών τύπων και περιοχών, δείχνει ότι υπάρχει ένα μεγάλο εύρος ρυθμών αύξησης των υφάλων κατά τα τελευταία 8.000 έτη με μέσες τιμές που κυμαίνονται από 1 έως 14 mm/έτος (σχήμα 12.2).

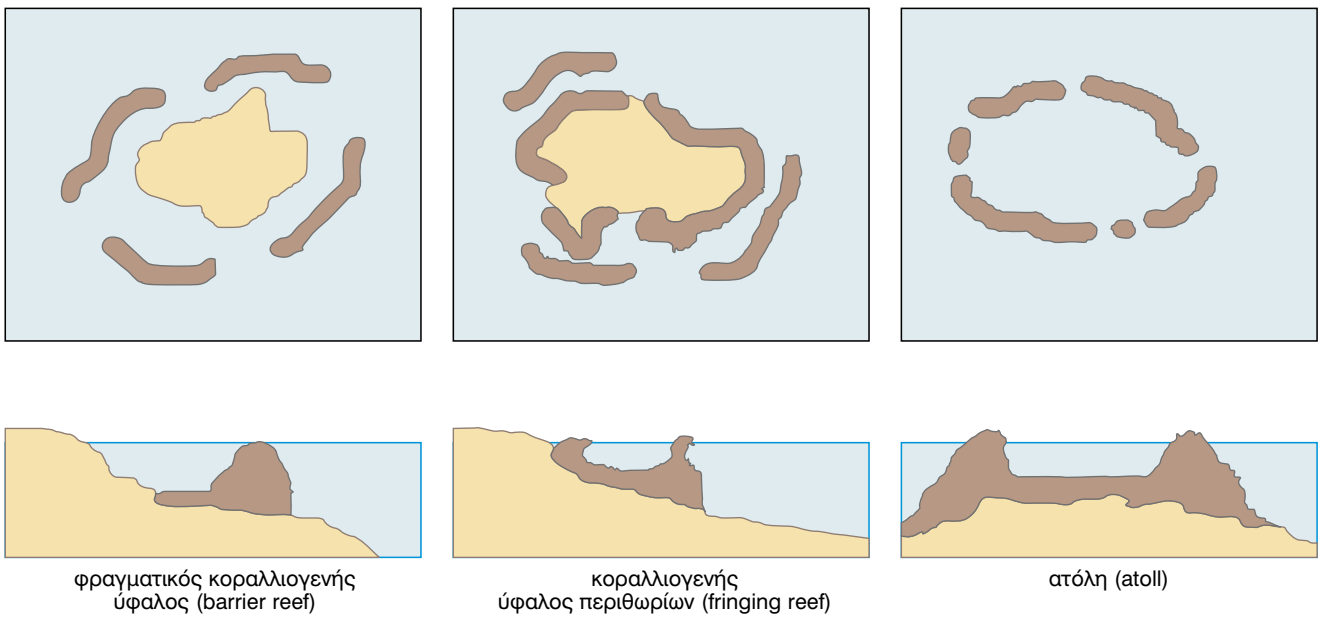
12.2 Είδη κοραλλιογενών υφάλων

Οι κοραλλιογενείς ύφαλοι απετέλεσαν αντικείμενο μελέτης για πρώτη φορά το 1837 από τον C. Darwin ο οποίος, αν και είναι περισσότερο γνωστός για την πραγματεία του σχετικά με την εξέλιξη των ειδών, υπήρξε και γεωλόγος. Ο C. Darwin διαπίστωσε ότι οι ύφαλοι εμφανίζουν μια ποικιλία μορφών και θέσεων σε σχέση με τις ακτές των ηπειρωτικών περιοχών και αναγνώρισε τρεις διαφορετικούς τύπους (σχήμα 12.3): τους υφάλους περιθωρίων (fringing reefs), τους φραγματικούς υφάλους (barrier reefs) και τις ατόλες (atolls) και διατύπωσε μια θεωρία σχετικά με το σχηματισμό τους.

Ύφαλοι περιθωρίων (fringing reefs) ονομάζονται εκείνοι που χωρίζονται από τις νησιωτικές ή ηπειρωτικές ακτές με ένα θαλάσσιο κανάλι μικρού βάθους (σχήμα 12.3). Αναπτύσσονται κατά μήκος της ακτογραμμής σε καμπυλόγραμμες ζώνες που ποικίλουν σε πλάτος από περίπου 100 m έως και 1 km. Συνήθως δε συναντώνται σε ακτές που εκβάλουν ποταμοί για τους λόγους που έχουν ήδη αναφερθεί. Μπορεί να εμφανίζονται ελαφρώς πάνω από τη θαλάσσια στάθμη κατά τη διάρκεια της άμπωτης αλλά, επειδή τα κοράλλια δεν μπορούν να επιβιώσουν για μεγάλο χρονικό διάστημα έξω από το νερό, η εμφάνισή τους περιορίζεται στην ενδοπαλιρροιακή ζώνη (φωτο 12.2). Κοραλλιογενείς ύφαλοι αυτού του είδους υπάρχουν στα νησιά της Χαβάης και στην Καραϊβική.

Οι φραγματικοί ύφαλοι (barrier reefs) συνήθως αναπτύσσονται σε σχετικά μεγάλη απόσταση από την ακτή και χωρίζονται από την ξηρά με ένα βαθύ κανάλι. Το πλάτος τους ποικίλει από περίπου 1 km έως πάνω από 15 km. Η μάζα των υφάλων αυτών περιέχει θραύσματα κοραλλιών, που έχουν προκύψει από τη δράση των κυμάτων καταιγίδας, καθώς και όστρακα μαλακίων, τρηματοφόρα και θραύσματα ανθρακικών κελυφών άλλων οργανισμών. Η πλευρά του υφάλου προς την ανοικτή θάλασσα χαρακτηρίζεται από μεγαλύτερη ανάπτυξη κοραλλιών υπόκειται όμως και σε έντονη διάβρωση από τη δράση των κυμάτων καταιγίδας. Τέτοιοι ύφαλοι υπάρχουν στην Καραϊβική και τις τροπικές περιοχές του Ειρηνικού και Ινδικού ωκεανού. Ο μεγαλύτερος και γνωστότερος φραγματικός ύφαλος στον κόσμο είναι το Great Barrier Reef που εκτείνεται για πάνω από 2.000 km κατά μήκος των ακτών της Αυστραλίας (φωτο 12.3).

Ο τρίτος τύπος υφάλων που αναγνωρίστηκε από τον Darwin είναι οι ατόλες (atolls). Ατόλη είναι ένας κυκλικός



Σχήμα 12.3 Σχηματική απεικόνιση (οριζοντιογραφία και εγκάρσια τομή - profile) των τριών τύπων κοραλλιογενών υφάλων.



Φωτο 12.2 Ύφαλος περιθωρίων (fringing reef) στο Horn Island, Cape York, Australia. (φωτογραφία: Rob Brander)

ύφαλος μορφής δακτυλιοειδούς φράγματος που περικλείει μια λιμνοθάλασσα. Στις ατόλες δεν υπάρχει το κεντρικό νησί, η παρουσία του οποίου είναι τυπικό χαρακτηριστικό των φραγματικών υφάλων, ενώ η πάνω τους επιφάνεια βρίσκεται λίγα μόνο μέτρα πάνω από τη στάθμη της θαλάσσιας. Η μεγαλύτερη ατόλη ονομάζεται Kwajalein, βρίσκεται στα νησιά Marshall στον Ειρηνικό ωκεανό και περικλείει μια λιμνοθάλασσα μήκους 97 km (φωτο 12.4).



Φωτο 12.3 Φραγματικός κοραλλιογενής ύφαλος (barrier reef), που αποτελεί τμήμα του Great Barrier Reef, ανοιχτά του Cairns, Queensland, Australia.

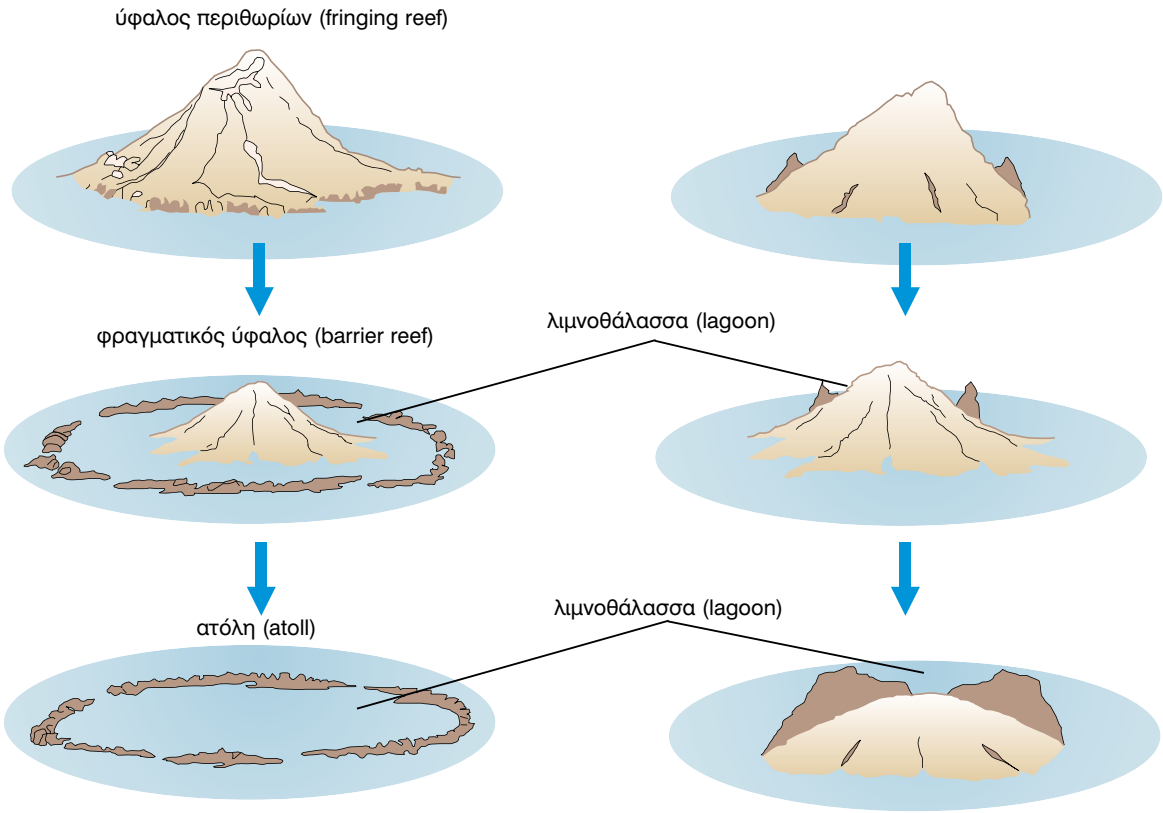


Φωτο 12.4 Αεροφωτογραφία της ατόλης Kwajalein, στα νησιά Marshall του Ειρηνικού ωκεανού.

12.3 Θεωρίες σχηματισμού των κοραλλιογενών υφάλων

Ο C. Darwin κατά τη διάρκεια του ταξιδιού του με το πλοίο Beagle, από το 1832 έως το 1835, επισκέφτηκε αρκετούς κοραλλιογενείς υφάλους στον Ειρηνικό ωκεανό. Οι παρατηρήσεις του τον οδήγησαν στη διατύπωση μιας θεωρίας για την προέλευσή τους (Darwin, 1842) που από μεταγενέστερες έρευνες αποδείχτηκε ότι τουλάχιστον ως προς τις βασικές της αρχές είναι σωστή (Dana, 1874; 1885; Davis, 1928; Umgrove, 1947; Emery, 1948; Dobrin et al., 1949; Fairbridge, 1950; Emery et al., 1954; Wells, 1957; Cloud, 1958; Ladd, 1961; Wiens, 1962; Purdy, 1974; Guilcher, 1988). Σύμφωνα με τον Darwin η προέλευση και διαμόρφωση των ατολών ξεκινά με την ανάπτυξη ενός υφάλου περιθωρίων περιμετρικά ενός νησιού, συνήθως ηφαιστειογενούς (σχήμα 12.4). Καθώς το κεντρικό νησί υποχωρεί (καθιζάνει) αργά, η προς τα πάνω ανάπτυξη των κοραλλιών προχωρά αρκετά γρήγορα ώστε να διατηρούνται οι συνθήκες ρηχών νερών που είναι απαραίτητες για την επιβίωσή τους. Ο ύφαλος αναπτύσσεται κυρίως προς τα πάνω και μερικώς περιμετρικά προς την ανοικτή θάλασσα. Με τον τρόπο αυτό οι διαστάσεις του διατηρούνται περίπου σταθερές και καθώς το κεντρικό νησί υποχωρεί κάτω από τα στάθμη της θάλασσας, σχηματίζεται μια λιμνοθάλασσα που χωρίζει τον ύφαλο από το νησί το οποίο σταδιακά χάνεται κάτω από το νερό. Τελικά το κεντρικό νησί υποχωρεί εντελώς κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας αφήνοντας περιμετρικά τον κοραλλιογενή ύφαλο σαν ένα δακτύλιο (σχήμα 12.4). Η θεωρία αυτή του C. Darwin είναι γνωστή σαν θεωρία της υποχώρησης (Darwin subsidence theory) εξαιτίας του καθοριστικού, για το σχηματισμό της ατόλης, ρόλου της υποχώρησης και βύθισης του νησιού.

Ο R.A. Daly (1934, 1942) διατύπωσε μια θεωρία σύμφωνα με την οποία οι σημερινοί ύφαλοι σχηματίστηκαν κατά τη διάρκεια της μετα-παγετώδους ανόδου της θαλάσσιας στάθμης, δηλαδή κατά την περίοδο του Ολόκαινου, μετά από ένα χρονικό διάστημα διάβρωσης από τη δράση των κυμάτων κατά τη διάρκεια της οποίας σχηματίστηκαν εκτεταμένοι πετρώδεις παράκτιοι πάγκοι. Εκείνο που τον οδήγησε στη διατύπωση της θεωρίας αυτής ήταν η παρατήρηση ότι οι λιμνοθάλασσες πίσω από αρκετούς φραγματικούς υφάλους και ατόλες έχουν παρόμοιο βάθος. Ο R.A. Daly θεώρησε δεδομένο ότι κατά τη διάρκεια των παγετωδών περιόδων του Πλειστόκαινου, όπου η στάθμη της θάλασσας ήταν χαμηλή, συνέβαινε η εκτεταμένη καταστροφή των κοραλλιογενών υφάλων. Οι ύφαλοι καταστρέφονταν λόγω διάβρωσης, εξαιτίας της δράσης των κυμάτων, αλλά εν μέρει και από τη μείωση του ρυθμού ανάπτυξης των κοραλ-



Σχήμα 12.4 Οι τρεις φάσεις ανάπτυξης μια ατόλης (atoll) όπως προτάθηκαν από τον Charles Darwin (1842).

λιών που οφειλόταν στις χαμηλές θερμοκρασίες του ωκεάνιου νερού κατά τη διάρκεια των παγετωδών αυτών περιόδων. Σύμφωνα με τον R.A. Daly η διάβρωση των κοραλλιογενών υφάλων και η περιορισμένη ανάπτυξή τους είχαν σαν αποτέλεσμα τον σχηματισμό μεγάλου εύρους παράκτιων πάγκων. Με το πέρας της παγετώδους περιόδου, που συνεπάγεται την αύξηση της θερμοκρασίας των νερών και την κατά περίπου 120 m άνοδο της θαλάσσιας στάθμης, οι ρυθμοί ανάπτυξης των κοραλλιών αυξήθηκαν σημαντικά και οι ύφαλοι που παρατηρούμε σήμερα σχηματίστηκαν πάνω στους υποθαλάσσιους διαβρωσιγενείς πάγκους. Η θεωρία αυτή ερμηνείας του σχηματισμού των υφάλων είναι γνωστή σαν θεωρία ελέγχου από τους παγετώνες (glacial control theory).

Μεταγενέστερα αποδείχτηκε ότι επικρατέστερη θεωρία για το σχηματισμό των ατολών είναι αυτή του C. Darwin. Οι αποδείξεις προέκυψαν από τη γνώση του πάχους των κοραλλιογενών υφάλων. Σύμφωνα με τη θεωρία του C. Darwin το πάχος των υφάλων θα έπρεπε να είναι αρκετά μεγάλο εξαιτίας της συνεχούς προς τα πάνω ανάπτυξης των κοραλλιών καθώς το κεντρικό νησί υποχωρεί. Αντίθετα, σύμφωνα με τη θεωρία του R.A. Daly, το πάχος των κοραλλιών θα έπρεπε να είναι πολύ μικρό, αφού οι ύφαλοι καταστρέφονταν στις παγετώδεις περιόδους και η ανάπτυξή τους ξεκινούσε ξανά κατά τις μεσοπαγετώδεις. Συνεπώς το πάχος τους θα έπρεπε να είναι περίπου ίδιο με το ύψος της μεταβολής της στάθμης της θάλασσας μεταξύ παγετωδών και μεσοπαγετωδών περιόδων του Πλειστόκαινου, δηλαδή περίπου 100 m. Γεωτρήσεις όμως, που πραγματοποιήθηκαν στην ατόλη Bikini στα νησιά Marshall το 1947, αποκάλυψαν ότι το πάχος των κοραλλιών φθάνει τα 775 m. Επίσης δύο γεωτρήσεις που διανοίχτηκαν στην ατόλη Eniwetok το 1951 και 1952 αντίστοιχα συνάντησαν 1.212 m κοραλλιογενή ύφαλο από σκελετούς κοραλλιών που ζούσαν σε συνθήκες ρηχών νερών πάνω από τον βασαλτικής σύστασης ωκεάνιο πυθμένα. Λαμβάνοντας υπόψη ότι τα κοράλλια μπορούν να αναπτυχθούν μόνο σε ρηχά νερά η διαπίστωση ενός τόσο μεγάλου πάχους κοραλλιών σημαίνει ότι η υποχώρηση – βύθιση πρέπει να συνέβη σε μια μακρά χρονική περίοδο κατά τη διάρκεια της ανάπτυξης των ατολών. Συνεπώς τα αποτελέσματα των γεωτρήσεων στις ατόλες Bikini και Eniwetok ενισχύουν την άποψη ότι η θεωρία του C. Darwin είναι σωστή.

12.4 Γεωμορφολογία των κοραλλιογενών υφάλων

Οι ύφαλοι περιθωρίων είναι ο περισσότερο διαδεδομένος τύπος υφάλων. Τα δύο άλλα είδη εμφανίζουν όμως γεωμορφολογικά μεγαλύτερο ερευνητικό ενδιαφέρον δεδομένου ότι έχουν μια πολύπλοκη ιστορία εξέλιξης που συνδυάζει την αλληλεπίδραση διεργασιών όπως είναι οι μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης, η τεκτονική

ταπείνωση – βύθιση και η προς τα πάνω και περιμετρικά ανάπτυξη των κοραλλιών. Η σημερινή μορφολογία των περισσότερων κοραλλιογενών υφάλων είναι το αποτέλεσμα μιας σειράς φάσεων κατασκευής και καταστροφής που εκτείνεται χρονικά αρκετά πίσω μέσα στην περίοδο του Πλειστόκαινου.

Τα σημερινά μορφολογικά χαρακτηριστικά των περισσότερων κοραλλιογενών υφάλων, που σήμερα εκτείνονται πάνω από τη στάθμη της θάλασσας, έχουν διαμορφωθεί από τη δράση μιας σειράς γεωμορφολογικών διεργασιών. Η κυματική δραστηριότητα, η διάλυση καθώς και άλλες διεργασίες αποσάθρωσης και διάβρωσης στους ύφαλους σχηματίζουν διαβρωσιγενείς γεωμορφές όπως κρημνούς και παράκτιους πάγκους. Τα ιζήματα που αποτελούν τα προϊόντα της αποσάθρωσης και διάβρωσης των υφάλων συχνά αποτίθενται σχηματίζοντας γεωμορφές απόθεσης όπως αιγιαλούς. Οι κοραλλιογενείς ύφαλοι είναι δυνατό να επηρεάσουν σημαντικά τις παράκτιες διεργασίες που δρουν κατά μήκος της γειτονικής ηπειρωτικής ή νησιωτικής ακτής, κυρίως μέσω της ικανότητας που έχουν να διασκορπίζουν μεγάλη ποσότητα της κυματικής ενέργειας. Τα οργανικά ιζήματα, που προκύπτουν από τη διάβρωση του εκτεθειμένου στον ωκεανό περιθωρίου των υφάλων, αποτίθεται στην πιο ήρεμη (μικρότερης κυματικής ενέργειας) ενδοπαλιρροιακή ζώνη που βρίσκεται πίσω από τον ύφαλο, μεταξύ αυτού και της νησιωτικής ή ηπειρωτικής ακτής. Στην περίπτωση των υφάλων περιθωρίων η ζώνη αυτή καταλαμβάνεται από μια αμμώδη λιμνοθάλασσα.

12.4.1 Κοραλλιογενείς ή δομικές αναβαθμίδες (coral or constructional terraces)

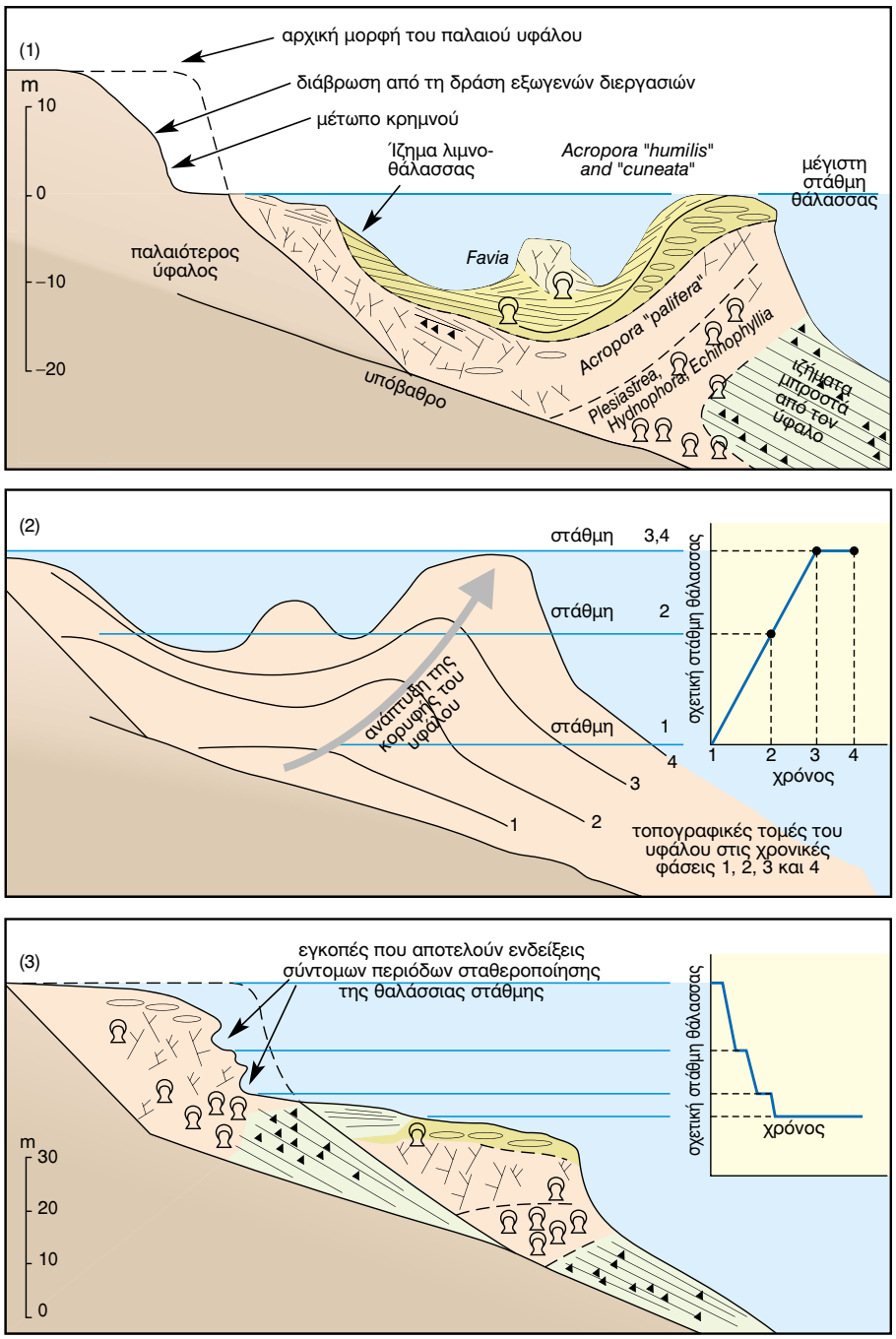
Στους κοραλλιογενείς υφάλους αναπτύσσεται ένα είδος θαλάσσιων αναβαθμίδων που ονομάζονται κοραλλιογενείς ή δομικές (constructional) και αποτελούν ιδιαίτερα αξιόπιστους δείκτες καταγραφής της στάθμης της θάλασσας του παρελθόντος. Η μελέτη κοραλλιογενών αναβαθμίδων όπως αυτών στη χερσόνησο Huon, N. Guinea, όπως έχει ήδη αναφερθεί, βοήθησε στη σύνταξη των καμπυλών μεταβολής της παγκόσμιας ευστατικής στάθμης. Στη συνέχεια περιγράφεται ο τρόπος σχηματισμού των γεωμορφών αυτών και η χρησιμότητά τους στον προσδιορισμό των θέσεων της στάθμης θάλασσας κατά το παρελθόν.

Οι δομικές θαλάσσιες αναβαθμίδες σχηματίζονται σε περιοχές που οι συνθήκες είναι ευνοϊκές για την ανάπτυξη των κοραλλιών (Burbank & Anderson, 2007). Όταν επικρατούν οι συνθήκες αυτές, οι ύφαλοι αναπτύσσονται τόσο προς τα πάνω, προς την επιφάνεια δηλαδή της θάλασσας (με ρυθμούς που μερικές φορές ξεπερνούν τα 10 mm/έτος), όσο και περιμετρικά. Όταν η στάθμη της θάλασσας παρέμενε σταθερή για σχετικά μεγάλες χρονικές περιόδους, τα κοράλλια αναπτύσσονταν και σχημάτιζαν πάγκους που βρίσκονταν κοντά στο επίπεδο της θαλάσσιας στάθμης. Για το λόγο αυτό μπορούν να αποτελέσουν γεωμορφολογικούς δείκτες της στάθμης της θάλασσας κατά το παρελθόν. Κατά τη διάρκεια μιας περιόδου ανόδου της σχετικής θαλάσσιας στάθμης η ανάπτυξη των κοραλλιών τόσο προς τα πάνω, όσο και περιμετρικά είναι προβλέψιμη (σχήμα 12.5.1,2). Εάν η άνοδος είναι ιδιαίτερα γρήγορη, ο ρυθμός της κατακόρυφης (προς τα πάνω) ανάπτυξης της κορυφής των υφάλων είναι πιθανό να καθυστερήσει μη μπορώντας να ακολουθήσει τους ρυθμούς ανόδου της θαλάσσιας επιφάνειας. Μόνο όταν η στάθμη σταθεροποιηθεί, η κορυφή του υφάλου θα μπορέσει να φθάσει το μέγιστο ύψος της κοντά στην επιφάνεια της θάλασσας. Εάν στη συνέχεια η σχετική στάθμη της θάλασσας αρχίσει να πέφτει, ο ύφαλος θα αναδυθεί και είναι δυνατόν κατά τη διάρκεια σύντομων περιόδων σταθεροποίησής της να δημιουργηθούν εγκοπές από τη δράση του κυματισμού στην μπροστά του υφάλου περιοχή (σχήμα 12.5.3). Εάν η στάθμη θάλασσας σταθεροποιηθεί σε ένα νέο τοπικό επίπεδο, η διαδικασία θα επαναληφθεί και τα κοράλλια θα χτίσουν ένα νέο υφαλώδη πάγκο.

Επειδή διαφορετικά είδη κοραλλιών προσαρμόζονται σε διαφορετικές θαλάσσιες συνθήκες υπάρχει ένας συγκεκριμένος τρόπος ανάπτυξης των διαφόρων ειδών κατά ζώνες εντός ενός υφάλου. Για παράδειγμα τα ανθεκτικά στο κύμα κοράλλια αναπτύσσονται στο μπροστινό άκρο του υφάλου, που είναι εκτεθειμένο στον ωκεανό και τα νερά είναι πλούσια σε θρεπτικά συστατικά. Αντίθετα τα λιγότερο ανθεκτικά είδη βρίσκονται στο πίσω μέρος του υφάλου (Chappell, 1974). Το πολύ εξωτερικό χείλος – άκρο του υφάλου καλύπτεται από φυκώδεις ασβεστόλιθους που συμβάλουν στη σταθεροποίησή του. Η γνώση της ζώνωσης αυτής, δηλαδή του ποια είδη κοραλλιών αναπτύσσονται σε ποια θέση εντός του υφάλου (σχήμα 12.5.1), καθώς και η ικανότητα αναγνώρισης των διαφορετικών ειδών κοραλλιών, μερικά από τα οποία είναι περισσότερο αξιόπιστοι δείκτες (καταγραφείς) της θαλάσσιας στάθμης αφού ζουν σε συγκεκριμένα βάθη, επιτρέπει την αναπαράσταση της γεωμετρίας των υφάλων που σήμερα έχουν αναδυθεί και των σχέσεών τους με παλαιότερες στάθμες θάλασσας κατά τις διάφορες φάσεις της χρονικής περιόδου της ανάπτυξής τους. Για τις δομικές κοραλλιογενείς αναβαθμίδες η κορυφή του υφάλου και το μπροστινό του άκρο (δηλαδή το προς την ανοιχτή θάλασσα όριο) αποτελεί τον καλύτερο δείκτη της θαλάσσιας στάθμης που αντιστοιχεί στην περίοδο της ανάπτυξης της συγκεκριμένης επιφάνειας (Burbank & Anderson, 2007). Εάν ο ύφαλος ανυψωθεί και βρεθεί πάνω από τη θαλάσσια στάθμη, το άκρο αυτό υπόκειται σε διάβρωση, οπότε για να υπολογιστεί η αρχική θέση της κορυφής του υφάλου, είναι απαραίτητη η γνώση του βάθους στο οποίο ζουν τα διάφορα είδη κοραλλιών και η αναγνώριση των ειδών αυτών στον αναδυμένο ύφαλο (σχήμα 12.5.1).

Κατά μήκος αρκετών κοραλλιογενών ακτών που ανυψώνονται τεκτονικά, υπάρχουν σειρές θαλάσσιων

δομικών αναβαθμίδων που αποτελούν άμεσες ενδείξεις πολλαπλών πτώσεων της σχετικής στάθμης θάλασσας. Αλλά πότε σχηματίζονται αυτές οι αναβαθμίδες και πώς σχετίζονται με τις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης; Για να σχηματισθεί μια παράκτια δομική αναβαθμίδα το επίπεδο της θάλασσας πρέπει να παραμείνει στην ίδια περίπου θέση, σε σχέση με την ξηρά, για ένα χρονικό διάστημα που να επιτρέπει στα κοράλλια να αναπτυχθούν περιμετρικά ώστε να σχηματίσουν έναν υφαλώδη πάγκο. Επίσης θα πρέπει ο χρόνος σταθεροποίησης της θαλάσσιας στάθμης να είναι αρκετός ώστε η κυματική δράση να εστιαστεί κατά μήκος του πάγκου αυτού. Εξαιτίας των γρήγορων ρυθμών ανάπτυξης και διάβρωσης των κοραλλιών, το χρονικό διάστημα που απαιτείται για να δημιουργηθεί μια εκτεταμένη αναβαθμίδα συνήθως είναι λίγες χιλιάδες χρόνια (Anderson et al., 1999). Συνεπώς οι αναβαθμίδες σχηματίζονται κατά τη διάρκεια διαστημάτων όπου οι ρυθμοί της κατακόρυφης κίνησης της ξηράς είναι σχεδόν ισοδύναμοι με τους ρυθμούς της μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης. Όπως έχει αναφερθεί στο κεφάλαιο που αφορά τη θαλάσσια στάθμη, κατά τις τελευταίες δεκαετίες η ευστατική ιστορία της στάθμης της θάλασσας για την περίοδο του Τεταρτογενούς έχει αναπαρασταθεί με μεγάλη ακρίβεια (Bloom et al., 1974; Chappell, 1974; Chappell et al., 1996). Αφού η ιστορία των παγκόσμιων ευστατικών μεταβολών της στάθμης της θάλασσας είναι γνωστή με ακρίβεια, εάν διαπιστωθεί με διάφορες μεθόδους από-



Σχήμα 12.5 Στρωματογραφία των κοραλλιογενών υφάλων και μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης.
(1) Ιδανικό μοντέλο της ανάπτυξης κατά ζώνες και της γεωμετρίας ενός κοραλλιογενούς υφάλου που αναπτύχθηκε και εξελίχτηκε με την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης. Τα είδη των κοραλλιών Acropora humilis και cueata βρίσκονται την κορυφή του υφάλου πολύ κοντά στο επίπεδο της θαλάσσιας στάθμης. Επειδή αρκετά συχνά τα είδη αυτά μπορεί να διαβρωθούν, όταν ο ύφαλος αναδυθεί, καλύτερους δείκτες σταθμών θάλασσας του παρελθόντος αποτελούν είδη που ζουν ελαφρώς χαμηλότερα.
(2) Ιδανική τοπογραφική τομή του κοραλλιογενούς υφάλου όπου δείχνει τη σχέση της τοπογραφίας του με τις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης. Κατά τη διάρκεια των διαστημάτων γρήγορης ανόδου της θαλάσσιας στάθμης (από τη θέση 1 στη θέση 3) η κορυφή του υφάλου αναπτύσσεται προς τα πάνω, αλλά πάντα παραμένει κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας. Με τη σταθεροποίηση της θαλάσσιας στάθμης ο ύφαλος φθάνει το επίπεδο της θάλασσας και αναπτύσσεται προς την πλευρά του ανοικτού ωκεανού.
(3) Οι κυματογενούς προέλευσης θαλάσσιες εγκοπές είναι αποτέλεσμα της πτώσης της θαλάσσιας στάθμης. Όταν η στάθμη σταθεροποιηθεί, είναι δυνατόν να σχηματιστεί ένας νέος διαβρωσιγενής παράκτιος πάγκος. (τροποποιημένο από Burbank & Anderson, 2007)

λυτης χρονολόγησης η ηλικία των αναβαθμίδων σε μια παράκτια περιοχή, η συσχέτιση των αναβαθμίδων αυτών με τις παλαιότερες θέσεις της ευστατικής στάθμης της θάλασσας θα μπορούσε να αποτελέσει τη βάση για τον υπολογισμό των ρυθμών της κατακόρυφης παραμόρφωσης (τεκτονική ανύψωση ή βύθιση) της περιοχής αυτής.

12.5 Περιβαλλοντική σημασία των κοραλλιογενών υφάλων

Οι κοραλλιογενείς ύφαλοι, αν και καλύπτουν παγκοσμίως μόλις το 0,2% του θαλάσσιου πυθμένα, εκτιμάται ότι φιλοξενούν σχεδόν το 25% των θαλάσσιων ειδών. Τα οικοσυστήματα που αναπτύσσονται στους κοραλλιογενείς υφάλους είναι πολύ ευαίσθητα σε περιβαλλοντικές πιέσεις. Η συνηθέστερη ένδειξη πίεσης των κοραλλιών είναι ο αποχρωματισμός τους (bleaching) (Brown & Ogden, 1993). Ο αποχρωματισμός προκαλείται από την εξαφάνιση των μικροσκοπικών δινομαστιγωτών (πολύ μικρές κυτταρικές δομές), που ονομάζονται ζωοξανθέλλες (zooxanthellae), τα οποία αποτελούν την τροφή των πολυπόδων και μπορεί να είναι αποτέλεσμα:

- ***Διαφοροποιήσεων στη θερμοκρασία του θαλάσσιου νερού*** κάτω ή και πάνω από τα επιτρεπτά για τη διαβίωση των κοραλλιών επίπεδα. Το πρόβλημα αυτό, ειδικά για κάποιες περιοχές του Ειρηνικού ωκεανού, αποδίδεται στο φαινόμενο El Nino (νότια διακύμανση) που προκαλεί την άνοδο της θερμοκρασίας των επιφανειακών νερών.
- ***Διαφοροποιήσεων στην αλατότητα*** που μπορεί να οφείλονται στην αύξηση των παροχών των ποταμών και χειμάρρων που εκβάλλουν σε παράκτιες περιοχές κοραλλιογενών υφάλων.
- ***Αύξησης της θολερότητας των νερών*** εξαιτίας μεγάλων συγκεντρώσεων αιωρούμενης ιλύος που περιορίζει τη διαθεσιμότητα σε ηλιακό φως που απαιτείται για την φωτοσύνθεση των μικροσκοπικών φυκών (zooxanthellae). Και αυτό το πρόβλημα συχνά συνδέεται με τις αυξημένες παροχές των ποταμών σε συνδυασμό με αλλαγές των χρήσεων γης στις λεκάνες απορροής, που προκαλούνται κυρίως από την αποψίλωση και την εντατικοποίηση της γεωργίας, ενέργειες που ενισχύουν τη διάβρωση των εδαφών και την ποτάμια στερεοπαροχή.

Η αυξημένη συχνότητα φαινομένων αποχρωματισμού των κοραλλιών τα τελευταία χρόνια έχει οδηγήσει στη διατύπωση της άποψης ότι κατά ένα μέρος ευθύνεται η παγκόσμια κλιματική αλλαγή. Η επίδραση φαινομένων όπως είναι το El Nino (νότια διακύμανση) που οφείλονται σε κλιματικούς παράγοντες καθώς και τοπικές αλλαγές στην ποσότητα και συχνότητα των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων ενισχύει την άποψη αυτή.

Εκτιμάται ότι περίπου το 75% των κοραλλιογενών υφάλων παγκοσμίως δε θα μπορέσει να αντιμετωπίσει τη μελλοντική αύξηση της θερμοκρασίας που προκαλείται από το φαινόμενο του θερμοκηπίου. Εάν η αύξηση της παγκόσμιας θερμοκρασίας ακολουθήσει τους ρυθμούς που προβλέπονται, σε έναν αιώνα οι θερμοκρασίες των ωκεάνιων νερών θα είναι πολύ υψηλότερες από αυτές που προκαλούν τον αποχρωματισμό, προκαλώντας σταδιακά το θάνατο των υφάλων. Για να επιζήσουν τα κοράλλια σε τέτοιες συνθήκες θα πρέπει να προσαρμοστούν στις νέες θερμοκρασίες. Ο αποχρωματισμός των κοραλλιών όλο και πιο συχνά συνοδεύεται από μαζικούς θανάτους των οικοσυστημάτων που ζουν στο φυσικό περιβάλλον των κοραλλιογενών υφάλων. Οι προβλέψεις εκτιμούν ότι μέχρι το έτος 2050 θα έχει χαθεί το 95% των κοραλλιών της Αυστραλίας. Το πιο εντυπωσιακό παράδειγμα αποχρωματισμού αποτελεί αυτό του ύφαλου Great Barrier Reef. Το 2002 υπέστη τη χειρότερη μορφή αποχρωματισμού με περισσότερο από το 60% του υφάλου να έχει πληγεί. Αν η θερμοκρασία συνεχίζει να ανεβαίνει με τον ίδιο ρυθμό, ολόκληρος ο ύφαλος μπορεί να χαθεί μέσα στα επόμενα 50 έτη με ανάλογες αρνητικές επιπτώσεις για τα εκατοντάδες θαλάσσια είδη που ζουν σε αυτόν.

13 Ταξινόμηση των Ακτών

13.1 Κριτήρια ταξινομήσεων

Κατά καιρούς έχουν γίνει διάφορες προσπάθειες ταξινόμησης των ακτών. Καμία όμως από τις προσπάθειες αυτές δεν μπορεί να θεωρηθεί απόλυτα επιτυχής. Αυτό οφείλεται κατά ένα μεγάλο μέρος στο γεγονός ότι μια κατηγορία ταξινομήσεων δίνει μεγαλύτερη σημασία στον τρόπο γένεσης των ακτών (γενετικές ταξινομήσεις), ενώ μια άλλη ομάδα ταξινομήσεων δίνει ιδιαίτερη βαρύτητα στην περιγραφή των ακτών (περιγραφικές ταξινομήσεις) όπως αυτή προκύπτει από την παρατήρηση τους π.χ. κρημνώδεις ακτές, δελταϊκές ακτές κ.ο.κ. (Bird, 2005). Είναι προφανές ότι η εφαρμογή μιας γενετικής ταξινόμησης των ακτών είναι εύστοχη μόνο στην περίπτωση που είναι γνωστή η προέλευση, ο τρόπος δημιουργίας και η εξέλιξή τους.

13.1.1 Ταξινόμηση κατά D.W. Johnson (1919)

Μία από τις πρώτες προσπάθειες ταξινόμησης διέκρινε τις ακτές σε αυτές που προκύπτουν από βύθιση της ξηράς και σε αυτές που προκύπτουν από ανάδυση. Αυτή η διάκριση αρχικά έγινε από τον F.P. Gulliver (1899) και εξελίχθηκε σε μια γενετική ταξινόμηση των ακτογραμμών από τον D.W. Johnson (1919), ο οποίος πρότεινε τις ακόλουθες τέσσερις κατηγορίες:

I. ***Βυθισμένες ακτές***, που έχουν σχηματισθεί από τη βύθιση της ακτογραμμής λόγω της ανύψωσης της θαλάσσιας στάθμης ή λόγω της βύθισης της ξηράς. Οι ακτές αυτής της κατηγορίας χαρακτηρίζονται από ποτάμιες ή παγετώδεις κοιλάδες που έχουν κατακλυσθεί από τη θάλασσα, από βαθιές εγκολπώσεις, από πολυάριθμα νησιά και γενικά από μια πολύ "ανώμαλη" ακτογραμμή.

II. ***Ακτές ανάδυσης***, που έχουν σχηματισθεί από την ανύψωση της ξηράς ή από την ταπείνωση της θαλάσσιας στάθμης. Τέτοιες ακτές συνήθως εμφανίζουν ευθείες ακτογραμμές χαμηλού ανάγλυφου και αρκετά συχνά χαρακτηρίζονται από την παρουσία θαλάσσιων αναβαθμίδων.

III. ***Σταθερές ακτογραμμές***, όπου εμφανίζονται γεωμορφές που δεν οφείλουν τη γένεσή τους ούτε σε βύθιση ούτε σε ανάδυση, αλλά στη διεργασία της απόθεσης ή σε τεκτονικές κινήσεις. Στην κατηγορία αυτή ανήκουν οι δελταϊκές ακτογραμμές, οι ακτογραμμές των παράκτιων αλλουβιακών πεδιάδων, οι ηφαιστειακές ακτές, οι κοραλλιογενείς ακτές και οι απόκρημνες ρηξιγενείς ακτές (παράκτιοι κρημνοί που οφείλουν τη γένεσή τους σε ρήγματα).

IV. ***Σύνθετες ακτογραμμές***, που εμφανίζουν συνδυασμό χαρακτηριστικών των παραπάνω τύπων και η γένεσή τους οφείλεται σε συνδυασμό διεργασιών.

Η ταξινόμηση του Johnson είναι απλή ενώ ταυτόχρονα λαμβάνει υπόψη τον τρόπο γένεσης των ακτών. Το μειονέκτημά της είναι ότι μερικές ακτές έχουν τόσο περίπλοκη εξέλιξη, κυρίως εξαιτίας των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης κατά τη διάρκεια του Πλειστόκαινου, που θα μπορούσαν να τοποθετηθούν σε περισσότερες από μία κατηγορίες. Για παράδειγμα μια ρηξιγενής ακτή μπορεί να εμφανίζει χαρακτηριστικά τόσο ανύψωσης όσο και βύθισης ανάλογα με τους σχετικούς ρυθμούς των μεταβολών της στάθμης (ανοδικών ή καθοδικών) και των τεκτονικών κινήσεων (ανύψωσης ή βύθισης).

13.1.2 Ταξινόμηση κατά F.P. Shepard (1976)

Μια διαφορετική από του D.W. Johnson ταξινόμηση προτάθηκε από τον F.P. Shepard το 1976. Σύμφωνα με την πιο πρόσφατη εκδοχή της ταξινόμησης αυτής (Finkl, 2004) οι ακτές διακρίνονται σε:

I. ***Πρωτογενείς ακτές***, η διαμόρφωση των οποίων είναι αποτέλεσμα μη θαλάσσιων διεργασιών.

A. *Ακτές χερσαίας διάβρωσης*, που δημιουργούνται από την ποτάμια ή παγετώδη διάβρωση της ξηράς και την επακόλουθη κατάκλυση από τη θάλασσα με την άνοδο της στάθμης. Σε αυτή την κατηγορία ανήκουν:
   1. Ποτάμιες κοιλάδες που έχουν κατακλυσθεί από τη θάλασσα και σχετικά μικρού βάθους εκβολικά συστήματα που συνήθως έχουν μορφή V. Οι κατακλυσθείσες ποτάμιες κοιλάδες ονομάζονται και ακτές ria.
   2. Παγετώδεις ακτές που έχουν κατακλυσθεί από τη θάλασσα. Είναι τα γνωστά φιόρδ (fjord).

B. *Ακτές που καταλαμβάνονται από χερσαίες αποθέσεις*. Οι ακτές αυτές διακρίνονται σε ποτάμιας, παγετώδους ή αιολικής απόθεσης, ανάλογα με τη διεργασία που επικρατεί σε κάθε περίπτωση, καθώς και σε ακτές με βλάστηση έλους.
   1. Ακτές ποτάμιας απόθεσης.
      α. Δελταϊκές ακτές.
      β. Αλλουβιακές πεδιάδες που έχουν κατακλυσθεί από τη θάλασσα.
   2. Ακτές παγετώδους απόθεσης.

α. Μοραίνες (moraines) που έχουν μερικώς κατακλυσθεί από τη θάλασσα. Μοραίνες είναι παράλληλα διατεταγμένες ράχες από υλικά παγετώδους διάβρωσης (γωνιώδη και ποικίλης κοκκομετρίας) που αποτίθενται στις πλευρές του παγετώνα.

β. Drumlins που έχουν μερικώς κατακλυσθεί από τη θάλασσα. Drumlins είναι παγετώδεις αποθέσεις που η μορφή τους μοιάζει με ράχη φάλαινας.

3. Ακτές αιολικής απόθεσης (αμμώδεις θίνες που προελαύνουν στη θάλασσα).
4. Ακτές με ελώδη βλάστηση (παράκτια αλμυρά έλη και έλη με μαγκρόβια βλάστηση).

Γ. *Ακτές που έχουν προκύψει από ηφαιστειακή δραστηριότητα*.
1. Πρόσφατες ροές λάβας.
2. Ακτές που έχουν προκύψει από ηφαιστειακές εκρήξεις ή κατάπτωση του κρατήρα ενός ηφαιστείου (καλδέρες).

Δ. *Ακτές που έχουν δημιουργηθεί από τεκτονική δραστηριότητα*.
1. Απόκρημνες ακτές ρηξιγενούς προέλευσης.
2. Ακτές που σχετίζονται με την πτύχωση γεωλογικών στρωμάτων.

II. ***Δευτερογενείς ακτές,*** που έχουν δημιουργηθεί από θαλάσσιες κυρίως διεργασίες.

Α. Ακτές που έχουν διαμορφωθεί από θαλάσσια διάβρωση. Στην κατηγορία αυτή ανήκουν:
1. Παράκτιοι κρημνοί που έχουν αποκτήσει ευθύγραμμη μορφή λόγω ομοιόμορφης διάβρωσης από τις θαλάσσιες διεργασίες.
2. Παράκτιοι κρημνοί με ανώμαλη μορφή που έχουν διαμορφωθεί από τη δράση των θαλάσσιων διεργασιών.

Β. Ακτές που έχουν διαμορφωθεί από θαλάσσια απόθεση.
1. Ακτές που έχουν δημιουργηθεί από την απόθεση ιζήματος και το σχηματισμό αμμωδών φραγμάτων (sand bars) στις εκβολές ποταμών.
2. Ακτές που έχουν προχωρήσει (προελάσει) εντός της θάλασσας λόγω απόθεσης.
3. Ακτές που χαρακτηρίζονται από την παρουσία αμμωδών φραγμάτων που εκτείνονται στη θάλασσα και αμμωδών γλωσσοειδών βραχιόνων κατά μήκος της ακτογραμμής.
4. Κοραλλιογενείς ύφαλοι.

Σε γενικές γραμμές η ταξινόμηση του F.P. Shepard είναι χρήσιμη αλλά εμφανίζει ορισμένα μειονεκτήματα, όπως άλλωστε και αρκετές άλλες ταξινομήσεις. Για παράδειγμα η διάβρωση και η απόθεση σε μια ακτή είναι διεργασίες που αρκετά συχνά δρούν ταυτόχρονα. Ορισμένα τμήματα της ακτογραμμής διαβρώνονται και τα υλικά της διάβρωσης αυτής αποτίθενται σχηματίζοντας αμμώδη φράγματα. Οπότε γίνεται αντιληπτό ότι είναι δύσκολος ο χαρακτηρισμός μιας τέτοιας ακτής σαν απόθεσης ή διάβρωσης.

13.1.3 Ταξινόμηση κατά C.A. Cotton (1974)

Στην ταξινόμηση που πρότεινε ο C.A. Cotton το 1974 οι ακτές διακρίνονται σε ακτές σταθερών και ακτές τεκτονικά ενεργών περιοχών. Σαν τεκτονικά σταθερές περιοχές θεωρούνται εκείνες που κατά τη διάρκεια του Τεταρτογενούς δεν έχουν επηρεαστεί από τεκτονική δραστηριότητα ενώ τεκτονικά ενεργές είναι οι περιοχές που έχουν υποστεί την επίδραση της τεκτονικής δραστηριότητας κατά την περίοδο του Τεταρτογενούς και πιθανά ο τεκτονισμός συνεχίζεται μέχρι σήμερα. Έτσι διακρίνονται οι παρακάτω τύποι ακτών:

I. ***Ακτές τεκτονικά σταθερών περιοχών.*** Οι ακτές αυτές έχουν επηρεαστεί από την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης που σημειώθηκε κατά τη διάρκεια του Ολόκαινου.
1. Ακτές στις οποίες κυριαρχούν μορφολογικά χαρακτηριστικά που οφείλονται στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης (την κατάκλυση δηλαδή των χερσαίων περιοχών από τη θάλασσα).
2. Ακτές στις οποίες κυριαρχούν χαρακτηριστικά που οφείλονται σε παλαιότερα επεισόδια κατάκλυσης της ξηράς από τη θάλασσα.
3. Ποικίλες ακτές στις οποίες περιλαμβάνονται οι ηφαιστειακές, τα φιόρδ (fjord), που αποτελούν παγετώδεις κοιλάδες που έχουν κατακλυσθεί από την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης κ.α.

II. ***Ακτές τεκτονικά ενεργών περιοχών.*** Οι ακτές αυτές έχουν επηρεαστεί τόσο από τις τεκτονικές, ανοδικές ή καθοδικές, κινήσεις της ξηράς, όσο και από την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης κατά τη διάρκεια του Ολόκαινου.
1. Ακτές στις οποίες τα αποτελέσματα της ανόδου της θαλάσσιας στάθμης δεν έχουν αντισταθμιστεί από την τεκτονική ανύψωση της ξηράς.
2. Ακτές που η πρόσφατη τεκτονική ανύψωση της ξηράς έχει οδηγήσει σε ανάδυση.
3. Ακτές που έχουν δημιουργηθεί από ρήγματα και πτυχές.
4. Ποικίλες ακτές που περιλαμβάνουν και πάλι τις ηφαιστειακές, τα φιόρδ (fjord) κ.α.

13.1.4 Ταξινόμηση κατά H. Valentin (1952)

Ο H.Valentin (1952) πρότεινε μια ταξινόμηση λαμβάνοντας υπόψη ως βασικό κριτήριο την προέλαση ή την υποχώρηση της ακτογραμμής. Επισήμανε ότι η προέλαση μιας ακτής μπορεί να οφείλεται στην ανάδυση μιας παράκτιας περιοχής, λόγω πτώσης της θαλάσσιας στάθμης, και/ή στην προέλαση της ξηράς έναντι της θάλασσας λόγω απόθεσης. Αντίθετα η υποχώρηση μιας ακτής μπορεί να οφείλεται στη βύθιση μιας παράκτιας περιο-

χής, λόγω ανόδου της θαλάσσιας στάθμης, και/ή στην απομάκρυνση υλικού λόγω διάβρωσης. Η ταξινόμηση αυτή περιλαμβάνει τους παρακάτω τύπους ακτών:

I. ***Ακτές που εμφανίζουν προέλαση της ξηράς έναντι της θάλασσας.*** Αυτές περιλαμβάνουν ακτές η διαμόρφωση των οποίων οφείλεται στην ανάδυση της ξηράς, σε απόθεση που σχετίζεται με τη δράση φυτικών ή ζωικών οργανισμών και στην απόθεση ανόργανων ιζημάτων.

A. Ακτές η προέλαση των οποίων οφείλεται στην ανάδυση της ξηράς:
   1. ακτές αναδυμένου θαλάσσιου πυθμένα (emerged sea floor coasts).

B. Ακτές η προέλαση των οποίων οφείλεται σε αποθέσεις που δεσμεύονται από τη δράση οργανισμών:
   1. φυτικών όπως είναι οι ακτές που καταλαμβάνονται από αλμυρά έλη ή έλη με μαγκρόβια βλάστηση (mangrove coasts),
   2. ζωικών που σχηματίζονται από υπολείμματα ζωικών οργανισμών όπως είναι οι κοραλλιογενείς ακτές (coral coasts).

Γ. Ακτές που η προέλαση οφείλεται στην απόθεση ανόργανων ιζημάτων:
   1. θαλάσσιας απόθεσης σε περιβάλλοντα όπου η δράση των παλιρροιών είναι περιορισμένη. Σε αυτές περιλαμβάνονται οι ακτές λιμνοθαλασσών και αμμωδών φραγμάτων (lagoon-barrier coasts) καθώς και οι ακτές αμμωδών θινών και παραλιακών αμμωδών ράχεων (dune-ridge coasts),
   2. θαλάσσιας απόθεσης σε περιβάλλοντα όπου οι παλίρροιες είναι ισχυρές. Αυτές περιλαμβάνουν τα πεδία παλίρροιας (tidal flats) και τις ακτές των αμμωδών φραγματικών νησιών (barrier island coasts).

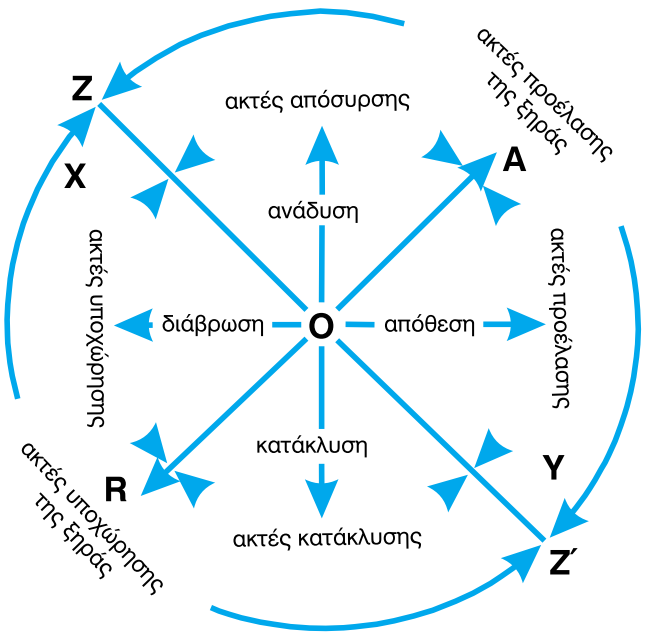
II. ***Ακτές στις οποίες η ξηρά υποχωρεί έναντι της θάλασσας.*** Αυτές περιλαμβάνουν εκείνες που η υποχώρηση οφείλεται:

A. στην κατάκλυση παγετωδών γεωμορφών από τη θάλασσα:
   1. με ενδείξεις παγετώδους διάβρωσης: ακτές φιόρδ (fjord coasts),
   2. χωρίς ενδείξεις παγετώδους διάβρωσης: ακτές φιόρδ (fjord coasts),
   3. ακτές που καταλαμβάνονται από παγετώδεις αποθέσεις (glacial deposition coasts).

B. στην κατάκλυση γεωμορφών που έχουν προκύψει από ποτάμια διάβρωση:
   1. πρόσφατα διαμορφωμένων ποτάμιων κοιλάδων (embayed upland coasts),
   2. παλαιών διαβρωσιγενών ποταμο-χειμάρριων κοιλάδων (ria coasts),
   3. σε οριζόντιες δομές (embayed plateau coasts).

Γ. στη θαλάσσια διάβρωση:
   1. απόκρημνες ακτές (cliffed coasts).

Όπως φαίνεται από τα παραπάνω, η ταξινόμηση του H. Valentin λαμβάνει υπόψη τα αίτια γένεσης των ακτών ενώ σε κάποιο βαθμό μπορεί να θεωρηθεί και περιγραφική. Το βασικό πλεονέκτημα αυτής της ταξινόμησης είναι ότι συνεκτιμά τις σχετικές μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης (σε σχέση με την ξηρά) ενώ παράλληλα βασίζεται σε παρατηρήσεις που δείχνουν την προέλαση ή την υποχώρηση της ξηράς έναντι της θάλασσας. Επιπλέον, λαμβάνει υπόψη τις ενδείξεις των μεταβολών που υφίσταται μια ακτή κατά την εξέλιξή της. Οι μεταβολές αυτές μπορεί να εκφρασθούν σαν μια αλληλεπίδραση μεταξύ κατακόρυφων (βύθιση, ανάδυση) και οριζόντιων (διάβρωση, απόθεση) μετατοπίσεων της ακτογραμμής, όπως απεικονίζονται σχηματικά στο διάγραμμα του σχήματος 13.1.



Σχήμα 13.1 Διάγραμμα της ταξινόμησης των ακτών κατά Valentin (1952) που απεικονίζει το χαρακτηρισμό μιας ακτής ανάλογα με τις αλλαγές της ακτογραμμής. (πηγή: Valentin, 1952)

Στο διάγραμμα αυτό η γραμμή ZOZ′ αντιστοιχεί σε ακτές που δεν προελαύνουν ούτε διαβρώνονται, είτε διότι η ανάδυση της ξηράς αντισταθμίζεται από τη διάβρωση (γραμμή ZO) είτε διότι η βύθιση αντισταθμίζεται από την απόθεση (γραμμή OZ′). Το σημείο O αντιπροσωπεύει μια απολύτως σταθερή ακτή όπου δε λαμβάνουν χώρα οποιασδήποτε φύσης μεταβολές. Οι μεγαλύτερες μεταβολές εντοπίζονται στο σημείο A, όπου η ανάδυση της ξηράς σε συνδυασμό με την απόθεση οδηγεί σε γρήγορη προέλαση της ξηράς έναντι της θάλασσας και στο σημείο R, όπου η διάβρωση σε συνδυασμό με τη βύθιση της ξηράς, έχει σαν αποτέλεσμα την ταχεία υποχώρηση της ακτογραμμής. Είναι προφανές ότι η έντονη διάβρωση μπορεί να οδηγήσει σε υποχώρηση μιας ακτής που αναδύεται (σημείο X) ενώ η απόθεση με γρήγορους ρυθμούς μπορεί να οδηγήσει στην προέλαση μιας ακτής που βυθίζεται (σημείο Y).

Μια κατηγορία ακτών που θα πρέπει να προστεθεί σε όλες τις παραπάνω ταξινομήσεις, είναι οι ακτές που έχουν υποστεί αλλοιώσεις από τη δραστηριότητα του ανθρώπου στην παράκτια ζώνη. Οι ανθρωπογενείς επεμβάσεις με την πάροδο του χρόνου αυξάνονται συνεχώς και τροποποιούν τόσο το είδος, όσο και το ρυθμό δράσης των φυσικών διεργασιών της παράκτιας ζώνης.

14 Διάβρωση των Ακτών και Μέτρα Προστασίας

14.1 Παράκτια διάβρωση

Η διάβρωση των ακτών, η μη αναστρέψιμη δηλαδή οπισθοχώρηση της ακτογραμμής, είναι μια φυσική διεργασία που μπορεί να αποτελέσει απειλή με πολλές αρνητικές κοινωνικο-οικονομικές και περιβαλλοντικές επιπτώσεις για αρκετές παράκτιες περιοχές (φωτο 14.1).

Η παράκτια διάβρωση προκαλείται τόσο από διεργασίες που δρουν στον άμεσο παράκτιο χώρο, όσο και από δραστηριότητες που λαμβάνουν χώρα στις εσωτερικές ηπειρωτικές περιοχές. Οι διεργασίες του άμεσου παράκτιου χώρου αφορούν τις φυσικές όπως είναι ο κυματισμός, τα παράκτια ρεύματα και η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης και αυτές που σχετίζονται με τις ανθρωπογενείς παρεμβάσεις και κυρίως την οικιστική και τουριστική ανάπτυξη των ακτών. Οι ενέργειες που αφορούν τις ηπειρωτικές χερσαίες περιοχές σχετίζονται κυρίως με ανθρωπογενείς επεμβάσεις όπως είναι η κατασκευή έργων για την αντιδιαβρωτική προστασία των εδαφών των υδρολογικών λεκανών (κυρίως διευθετήσεις χειμάρρων), οι εντατικές καλλιέργειες, οι αναδασώσεις, και η κατασκευή φραγμάτων στα ανάντη τμήματα των ποταμών. Όλα αυτά έχουν σαν αποτέλεσμα τη μείωση της στερεοπαροχής που καταλήγει στις ακτές μέσω των κοιτών των υδρογραφικών δικτύων και τη συστηματική υποχώρηση των ακτογραμμών.

Το πρόβλημα της διάβρωσης των ακτών εντείνεται παγκοσμίως όλο και περισσότερο. Ενδεικτικά είναι τα στοιχεία για την Ευρώπη όπου έχει εκτιμηθεί ότι το ένα πέμπτο των ακτών της υποχωρούν με ρυθμούς που ανέρχονται μεταξύ 0,5 και 2 m/έτος ενώ σε εξαιρετικές περιπτώσεις ο ρυθμός αυτός φθάνει τα 15 m/έτος (European Commission, 2004). Περισσότερο επιρρεπείς είναι οι χαμηλές ακτές που αποτελούνται από χαλαρά ιζήματα. Ο πίνακας 14.1 περιλαμβάνει τα ποσοστά των ακτών ανά ευρωπαϊκή χώρα που υπόκεινται σε διάβρωση από τη δράση των θαλάσσιων διεργασιών. Τα ποσοστά αυτά διαφέρουν από χώρα σε χώρα ανάλογα με τα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά των ακτών, τα ωκεανογραφικά χαρακτηριστικά των θαλάσσιων λεκανών και το βαθμό της ανθρωπογενούς παρέμβασης στον παράκτιο χώρο.



Φωτο 14.1 Υποχώρηση της ακτογραμμής λόγω διάβρωσης σε ακτή του Αργολικού κόλπου, Πόρτο Χέλι, Αργολίδα. Ο στύλος που χρησιμοποιούταν για το δέσιμο των πλοιαρίων, λόγω της υποχώρησης της ακτογραμμής, σήμερα βρίσκεται περίπου 4 m μέσα στη θάλασσα.

Πίνακας 14.1 Ποσοστά της ακτογραμμής των κρατών μελών της Ευρωπαϊκής Ένωσης που υπόκεινται σε διάβρωση (πηγή: European Commission, 2004)

Χώρα	% της ακτογραμμής που έχει υποστεί διάβρωση	Χώρα	% της ακτογραμμής που έχει υποστεί διάβρωση
Βέλγιο	25,50	Ιταλία	22,80
Κύπρος	37,80	Λεττονία	32,80
Δανία	13,20	Λιθουανία	24,30
Εσθονία	2,00	Κάτω Χώρες	10.50
Φινλανδία	0,04	Πολωνία	55,00
Γαλλία	24,90	Πορτογαλία	28,50
Γερμανία	12,80	Ισπανία	11,50
Ελλάδα	28,60	Σουηδία	2,40
Ιρλανδία	19,90	Ηνωμένο Βασίλειο	17,30

Όσον αφορά την Ελλάδα, η παράκτια διάβρωση αποτελεί ίσως μια από τις σημαντικότερες περιβαλλοντικές απειλές αφού περίπου το 32% της ακτογραμμής (το 25% περίπου της νησιωτικής) υπόκειται σε υποχώρηση (πίνακας 14.2). Η διάβρωση των ελληνικών ακτών έχει σημαντικές κοινωνικο-οικονομικές συνέπειες, αφού ο θερινός παράκτιος τουρισμός αποτελεί μια πολύ σημαντική οικονομική δραστηριότητα ιδιαίτερα για το ελληνικό αρχιπέλαγος. Πρόσφατες, σχετικά συντηρητικές, εκτιμήσεις δείχνουν ότι οι αιγιαλοί αποτελούν το σημαντικότερο φυσικό πόρο της χώρας. Κάθε μέτρο παραλιακού μετώπου εισάγει κατά μέσο όρο πάνω από 1.350 € ετησίως στην Ελλάδα.

Οι αρνητικές επιπτώσεις της διάβρωσης των ακτών συνοψίζονται ως εξής:

- ***Απώλεια γης οικολογικής αξίας.*** Ενδεικτικά αναφέρεται ότι από τα 132.300 km^2 των ακτών που απειλούνται από τη διάβρωση στη διευρυμένη Ευρωπαϊκή Ένωση τα 47.500 km^2 καταλαμβάνονται από υγρότοπους και οικολογικά σημαντικές περιοχές (European Commission, 2004). Προβλέπεται ότι μέχρι το 2020 πάνω από το 50% των ευαίσθητων υφάλμυρων οικοσυστημάτων, όπως οι λιμνοθάλασσες και τα παράκτια έλη, θα εξαφανισθούν (Βελεγράκης, 2008). Επιπλέον η διάβρωση προκαλεί την καταστροφή φυσικών γεωμορφών όπως είναι οι παράκτιες θίνες και τα αμμώδη φράγματα που σε αρκετές περιπτώσεις προστατεύουν τις οικολογικά σημαντικές περιοχές.
- ***Συνέπειες στην οικονομία.*** Η αξία των οικονομικών αγαθών που περιλαμβάνουν την οικιστική και τουριστική δραστηριότητα στην ακτή, τη γεωργική γη και τις βιομηχανικές εγκαταστάσεις, που βρίσκονται εντός της ζώνης των 500 m από την ακτογραμμή, για την Ευρωπαϊκή Ένωση ανέρχεται σε 500 - 1.000 δισεκατομμύρια € ενώ οι δαπάνες του δημοσίου για την προστασία από τη διάβρωση συνεχώς αυξάνονται. Τα παράκτια ευρωπαϊκά κράτη επενδύουν σημαντικά χρηματικά ποσά σε έργα παράκτιας προστασίας. Ενδεικτικά αναφέρεται ότι για το έτος 2001 τα ποσά αυτά έφθασαν τα 3,2 δισεκατομμύρια €.
- ***Κίνδυνος απώλειας ανθρώπινων ζωών και περιουσιών.*** Μεγάλο μέρος του πληθυσμού των ευρωπαϊκών παράκτιων περιοχών, που ανέρχεται σε 70 εκατομμύρια ανθρώπους, καθώς και οι κατοικίες τους βρίσκονται εκτεθειμένοι στον κίνδυνο της διάβρωσης και της κατάκλυσης από τη μελλοντική άνοδο της θαλάσσιας στάθμης (European Commission, 2004).

Πίνακας 14.2 Παράκτια διάβρωση στη νησιωτική Ελλάδα (πηγή: European Commission, 2004)

Νησιωτική περιοχή	Μήκος ακτογραμμής (km)	Έκταση (km^2)	Μήκος ακτογραμμής σε διάβρωση (km)	Έκταση απειλούμενων παράκτιων οικοσυστημάτων (km^2)
Ν. Β. Αιγαίου	1.311	3.854	231	349
Ν. Ν. Αιγαίου	3.423	5.329	503	929
Ν. Ιονίου	1.056	2.304	260	356
Κρήτη	1.148	8.365	756	355
Σύνολο	6.938	19.852	1.750	1.989

14.1.1 Μέτρα προστασίας των ακτών από τη διάβρωση

Τα προβλήματα που προκύπτουν από τη διάβρωση των παράκτιων περιοχών δημιουργούν την ανάγκη αναζήτησης τρόπων προστασίας. Οι προσπάθειες περιορισμού και ρύθμισης της παράκτιας διάβρωσης μπορεί να περιλαμβάνουν την εφαρμογή σκληρών (μηχανικών) λύσεων ή ήπιων μεθόδων. Στις ήπιες μεθόδους ανήκει η τεχνητή τροφοδοσία της παραλίας με ίζημα (beach nourishment) που ουσιαστικά αποτελεί μια διαδικασία μίμησης των φυσικών διεργασιών. Αντίθετα οι σκληρές λύσεις είναι η προσπάθεια σταθεροποίησης της ακτογραμμής με τεχνικές κατασκευές όπως είναι οι βραχίονες ή πρόβολοι (groins), οι τοίχοι προστασίας από τη διάβρωση (seawalls), οι κυματοθραύστες (breakwaters) και τα ξεύγη προβόλων (jetties). Τα τεχνητά αυτά έργα όμως αλληλεπιδρούν με την παράκτια μεταφορά των ιζημάτων κατά μήκος της ακτής προκαλώντας συχνά την ανεπιθύμητη απόθεση ιζήματος (πρόσχωση) ή τη διάβρωση παρακείμενων περιοχών.

Ανάλογα με τη θέση τους σε σχέση με την ακτογραμμή τα έργα, που κατασκευάζονται για την προστασία και τη διευθέτηση των ακτών, διακρίνονται στα εγκάρσια και στα παράλληλα. Μεταξύ των εγκάρσιων έργων τα σημαντικότερα και συνηθέστερα είναι οι βραχίονες και τα ξεύγη προβόλων ενώ στα παράλληλα έργα ανήκουν οι τοίχοι προστασίας των ακτών και οι κυματοθραύστες.

Τα υλικά κατασκευής των έργων αυτών ποικίλουν και καθορίζονται συνήθως από τις φυσικές και οικονομικές συνθήκες του χώρου που καλούνται να προστατέψουν. Τα περισσότερο φθηνά αλλά πλέον προσαρμοσμένα στο φυσικό περιβάλλον υλικά είναι οι φυσικοί λίθοι κατάλληλου μεγέθους και βάρους (Κουτίτας, 1998). Άλλο υλικό που χρησιμοποιείται συχνά είναι το οπλισμένο σκυρόδεμα λαμβάνοντας όλες εκείνες τις προφυλάξεις ώστε να συμπεριφερθεί ικανοποιητικά στο θαλασσινό περιβάλλον. Σε περιοχές παραγωγής χάλυβα χρησιμοποιούνται μεταλλικές πασσαλοσανίδες ενώ τα γεωυφάσματα και οι γεωμεμβράνες χρησιμοποιούνται αρκετά συχνά για την ενίσχυση των εδαφών θεμελίωσης και την προστασία των παράκτιων πρανών από τη δράση του κυματισμού (Κουτίτας, 1998).

Σε αρκετές περιπτώσεις για την αντιμετώπιση των αρνητικών επιπτώσεων που προκαλούνται από τη διάβρωση, όπως ήδη αναφέρθηκε, χρησιμοποιείται η τεχνητή τροφοδοσία των αιγιαλών με ίζημα. Η μέθοδος αυτή θεωρείται πολυέξοδη αλλά ταυτόχρονα και προσωρινή.

Είναι προφανές ότι κατά την επιλογή των έργων, που κρίνονται αναγκαία στην εκάστοτε περίπτωση, αλλά και κατά τον σχεδιασμό και την υλοποίησή τους απαιτείται ο υπολογισμός των δυνάμεων - πιέσεων που εξασκούνται από τις φυσικές διεργασίες στα στοιχεία των παράκτιων αυτών τεχνικών κατασκευών.

14.1.1.1 Σκληρές λύσεις προστασίας

14.1.1.1.1 Παράλληλες κατασκευές προστασίας από τη θαλάσσια διάβρωση

Τοίχοι προστασίας των ακτών (seawalls)

Είναι κατασκευές παράλληλες προς την ακτογραμμή που κατασκευάζονται με σκοπό την επιβράδυνση της



Φωτο 14.2 Τοίχος (seawall) κατασκευασμένο από ηφαιστειακούς ογκόλιθους για την προστασία από τη θαλάσσια διάβρωση στην περιοχή Green Point στο παράκτιο μέτωπο των περιχώρων της πόλης Melbourne, Victoria, Australia.



Φωτο 14.3 Τοιχίο (seawall) προστασίας του δρόμου από τη θαλάσσια διάβρωση κατασκευασμένο από σκυρόδεμα σε ακτή της Αργολίδας.

διάβρωσης και την προστασία κτιρίων ή δρόμων από την καταστροφική δράση του κυματισμού (φωτο 14.2, 14.3). Μπορούν να κατασκευαστούν από τσιμέντο, μεγάλους ογκόλιθους φυσικών πετρωμάτων, πάσσαλους από ατσάλι ή ξύλο ή από σακιά γεμισμένα με άμμο ή άλλα υλικά. Η κατασκευή ενός τοίχου στη βάση ενός παράκτιου κρημνού μπορεί να μην αποτελεί πάντα την πλέον αποτελεσματική λύση κατά της διάβρωσης καθώς συνήθως οι κρημνοί διαβρώνονται και υποχωρούν τόσο από θαλάσσιες, όσο και από χερσαίες διεργασίες. Η χρησιμότητα των τοίχων προστασίας αμφισβητείται, διότι ο κατακόρυφος σχεδιασμός τους προκαλεί την ανάκλαση των κυμάτων καταιγίδας αλλάζοντας τη διεύθυνση διάδοσης της κυματικής ενέργειας. Ο σχεδιασμός και η κατασκευή των τοίχων πρέπει να προσαρμόζονται στις ανάγκες της εκάστοτε παράκτιας περιοχής. Αν δεν εναρμονίζονται με τις υπάρχουσες χρήσεις γης, οι τοίχοι οδηγούν σε περιβαλλοντική και αισθητική υποβάθμιση. Η γενικότερη εκτίμηση είναι ότι οι κατασκευές αυτές προκαλούν περισσότερα προβλήματα από εκείνα που προσπαθούν να λύσουν και θα πρέπει να αποφεύγεται τελείως η κατασκευή τους ή να κατασκευάζονται σε εξαιρετικές μόνο περιπτώσεις (Keller & Blodjett, 2006).

Κυματοθραύστες (breakwaters)

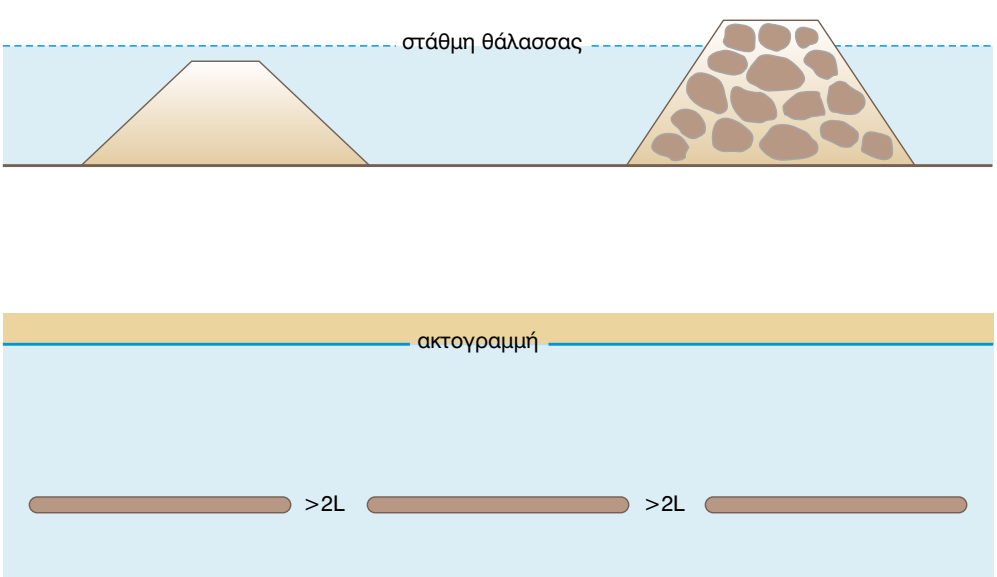
Οι κυματοθραύστες (breakwaters) είναι γραμμικές κατασκευές από ογκόλιθους ή σκυρόδεμα παράλληλες προς την ακτογραμμή (φωτο 14.4). Συνήθως δε συνδέονται με την ακτή εκτός από τις περιπτώσεις που σκοπό έχουν την προστασία από τη δράση των κυμάτων περιορισμένων τμημάτων της που προορίζονται για τον ελλιμενισμό σκαφών (φωτο 14.5).

Κατασκευάζονται όμως και σαν έργα προστασίας των ακτών από τη διάβρωση (φωτο 14.6). Σε κάθε περίπτωση ένας κυματοθραύστης αποτελεί εμπόδιο στην παράκτια κυκλοφορία των ιζημάτων και μεταβάλει τη μορφή της ακτογραμμής καθώς η παρουσία του δημιουργεί νέες περιοχές διάβρωσης και απόθεσης (σχήμα 14.3). Η αλληλεπίδραση των κυματοθραυστών με τις παράκτιες διεργασίες είναι δυνατό να προκαλέσει σημαντική διάβρωση ή με την πάροδο του χρόνου να φράξει την είσοδο ενός λιμανιού λόγω της απόθεσης ιζημάτων (φωτο 14.5). Στις περισσότερες περιπτώσεις οι αποθέσεις αυτές θα πρέπει να απομακρυνθούν με τεχνητό τρόπο δηλαδή με εκβάθυνση, εξόρυξη και απομάκρυνση των ιζημάτων από την πέριξ του κυματοθραύστη περιοχή. Αν είναι επιθυμητό να μην προσαμμωθεί σε σημαντικό βαθμό η ακτή πίσω από τον κυματοθραύστη, πρέπει να επιτρέπεται η διέλευση μέρους της κυματικής ενέργειας, ώστε το νερό να κυκλοφορεί και να ανανεώνεται (Κουτίτας, 1998). Αυτό επιτυγχάνεται κατασκευάζοντάς τον βυθισμένο, υδραυλικά διαπερατό ή κατασκευάζοντάς τον κατά τμήματα, με αποστάσεις μεταξύ των τμημάτων μεγαλύτερες του 2L (όπου L είναι



Φωτο 14.4 Κυματοθραύστης (breakwater) από γωνιώδη τεμάχη σκυροδέματος που έχει κατασκευαστεί για την προστασία τμήματος της πόλης Alexandria, Egypt.

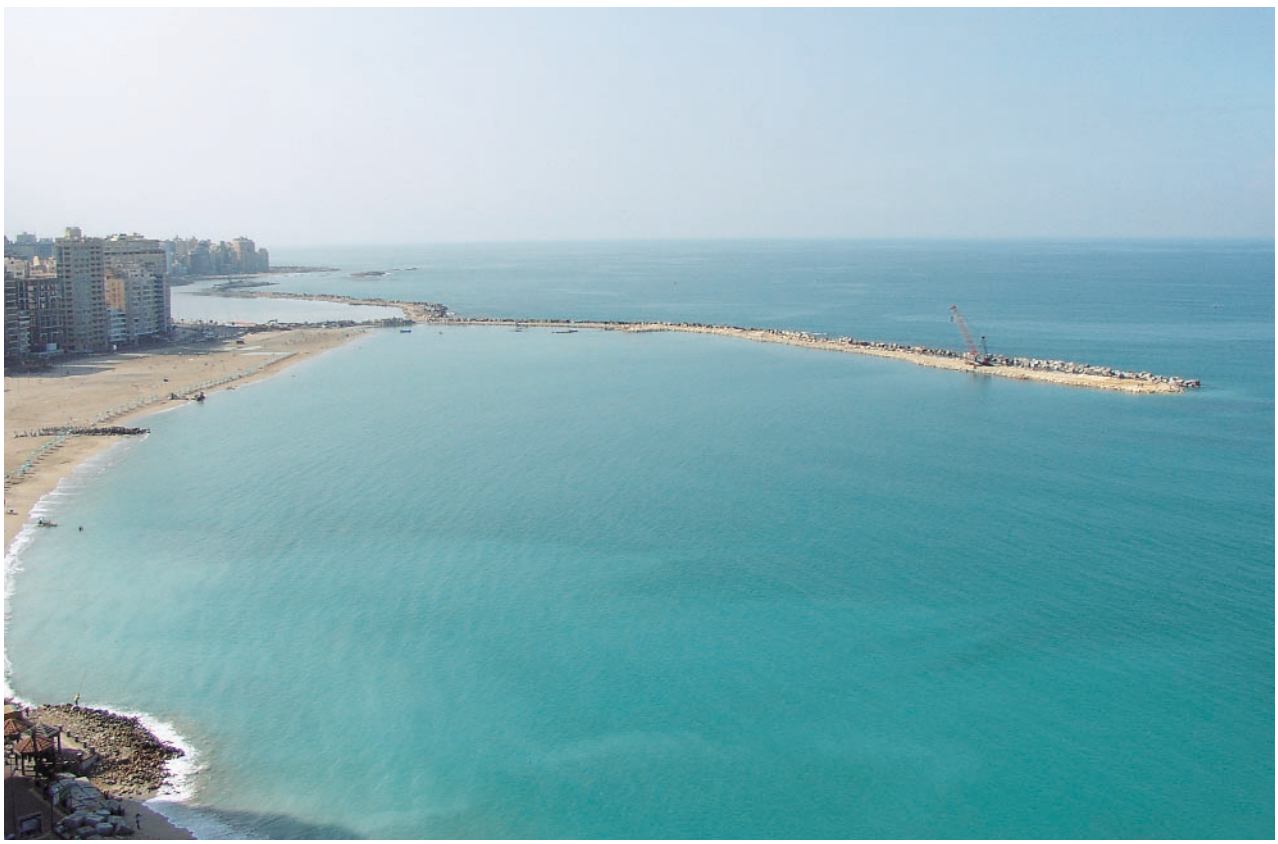
το μήκος του κύματος) (σχήμα 14.1). Στην περίπτωση των βυθισμένων κυματοθραυστών η αποτελεσματικότητά τους δίνεται από το λόγο του ύψους του διερχόμενου (Ht) προς το ύψος του προσπίπτοντος (Hi) κύματος (Κουτίτας, 1998). Το μήκος των κατασκευών αυτών θα πρέπει να είναι μικρότερο από την απόστασή τους από την ακτή (Κουτίτας, 1998) για να αποφευχθεί η πρόσχωση της ακτογραμμής εξαιτίας του φαινομένου της περίθλασης των κυμάτων. Η σταδιακή απόθεση ιζήματος πίσω από τον κυματοθραύστη αρκετά συχνά οδηγεί στη διαμόρφωση ενός τόμπολο.



Σχήμα 14.1 Διάφορα είδη κυματοθραυστών (breakwaters). L είναι το μήκος του κύματος που προσπίπτει. (τροποποιημένο από Κουτίτας, 1998)



Φωτο 14.5 Κυματοθραύστης (breakwater) που έχει κατασκευαστεί για τον ελλιμενισμό σκαφών, Sandringham Harbour, Melbourne, Victoria, Australia. Το επίμηκες παράκτιο ρεύμα είναι από τα δεξιά προς τα αριστερά (στην φωτο) και η αλληλεπίδρασή του με την κατασκευή έχει οδηγήσει στην απόθεση ιζήματος κατά μήκος του προστατευόμενου τμήματος της ακτογραμμής.



Φωτο 14.6 Κυματοθραύστης (breakwater) ενωμένος στο ένα άκρο με την ακτή κατασκευασμένος για την προστασία από τη δράση του κυματισμού αιγιαλού της πόλης Alexandria, Egypt.

14.1.1.1.2 Εγκάρσιες κατασκευές προστασίας των ακτών

Βραχίονες ή πρόβολοι (groins)

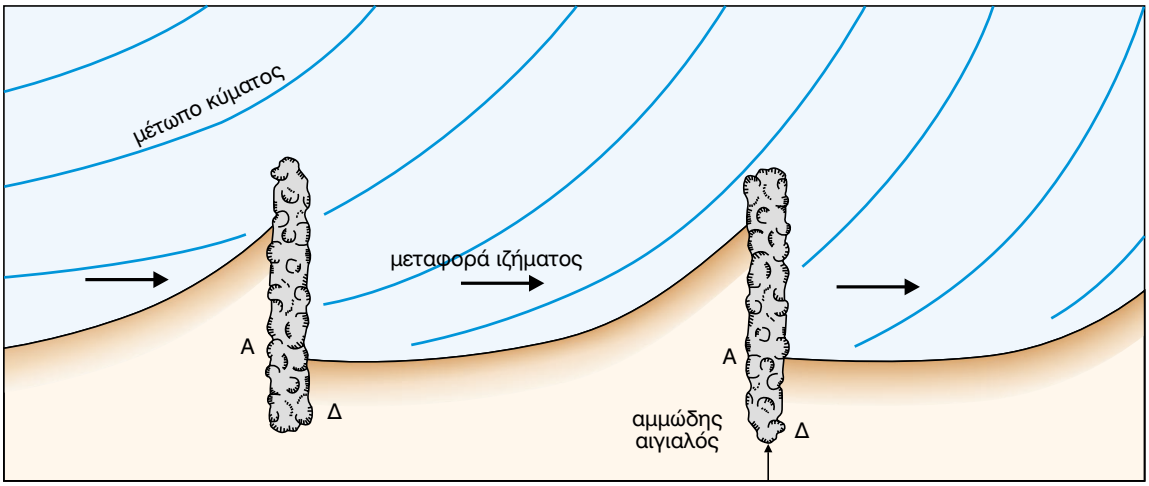
Οι βραχίονες ή πρόβολοι (groins) είναι γραμμικές κατασκευές κάθετες στην ακτή. Συνήθως κατασκευάζονται πολλοί μαζί διαδοχικά κατά μήκος της ακτογραμμής (φωτο 14.7) και σκοπό έχουν τη συγκράτηση του ιζήματος και την ενίσχυση των αμμωδών ακτών (αιγιαλών). Κατασκευάζονται συνήθως από λουκάνικα πολυαιθυλενίου γεμάτα με άμμο, από ογκόλιθους, ή αποτελούν φράγματα από ξύλινους ή μεταλλικούς πασσάλους. Το μήκος των προβόλων μπορεί να εκτείνεται σε όλο το πλάτος της ζώνης θραύσης των κυμάτων προκαλώντας μερική ή ολική διακοπή της παράκτιας στερεομεταφοράς. Η απόσταση μεταξύ των διαδοχικών βραχίονων είναι διπλάσια ή τριπλάσια του μήκους τους και η στέψη τους βρίσκεται 0,5 - 1,0 m πάνω από τη μέση στάθμη της θάλασσας (Κουτίτας, 1998). Κατασκευάζονται κάθετα στην ακτή ή με μικρή κλίση προς τα κατάντη (σε σχέση με τη διεύθυνση της παράκτιας μεταφοράς των ιζημάτων).

Κάθε βραχίονας είναι σχεδιασμένος για να δεσμεύει ένα μέρος της άμμου της παράκτιας κυκλοφορίας. Μια ποσότητα του ιζήματος αυτού συσσωρεύεται στην πλευρά που το παράκτιο ρεύμα συναντά τον βραχίονα σχηματίζοντας έτσι έναν ανώμαλο μεν αιγιαλό μεγαλύτερου όμως πλάτους (σχήμα 14.2, φωτο 14.8). Ο μεγαλύτερου εύρους αιγιαλός που διαμορφώνεται με τον τρόπο αυτό, προστατεύει την ακτογραμμή από τη διάβρωση.

Η κατασκευή όμως βραχίονων και η αλληλεπίδρασή τους με το παράκτιο ρεύμα δημιουργεί αρκετά συχνά προβλήματα σε παρακείμενες περιοχές. Ενώ το ίζημα παγιδεύεται και αποτίθεται στη μια πλευρά του βραχίονα, από την άλλη του πλευρά λαμβάνει χώρα διάβρωση, διότι το παράκτιο ρεύμα έχει απαλλαγεί από το ίζημα και ως γνωστόν η διαβρωτική ικανότητα του καθαρού (χωρίς ίζημα) νερού είναι μεγάλη. Έτσι μια σειρά από βραχίονες μπορεί να προστατεύει από τη διάβρωση την άμεση περιοχή στην οποία κατασκευάζονται με τη δημιουργία ενός αιγιαλού μεγαλύτερου πλάτους, προκαλεί όμως διάβρωση της παρακείμενης ακτογραμμής. Όταν με την πάροδο του χρόνου ένας βραχίονας παγιδεύσει και συγκρατήσει όλο το ίζημα που μπορεί, η άμμος συνεχίζει το ταξίδι της κατά μήκος της ακτής καθώς μεταφέρεται γύρω από το προς τη θάλασσα άκρο του βραχίονα. Η διάβρωση μπορεί να ελαχιστοποιηθεί με την τεχνητή πλήρωση του χώρου μεταξύ των βραχίονων με ίζημα, μια διεργασία γνωστή ως τεχνητή τροφοδοσία αιγιαλού (beach nourishment). Η μέθοδος αυτή προϋποθέτει την εξόρυξη άμμου από τον ωκεάνιο πυθμένα και την τοποθέτησή της στην ακτή. Με την τεχνητή τροφοδοσία του χώρου μεταξύ των βραχίονων ελαχιστοποιείται η διάβρωση στην πίσω από αυτούς πλευρά. Αυτό γίνεται διότι οι βραχίονες θα δεσμεύουν λιγότερο ίζημα από την παράκτια κυκλοφορία. Εντούτοις, η κατασκευή των έργων αυτών θα πρέπει να γίνεται με ιδιαίτερη προσοχή και λαμβάνοντας υπόψη τα μορφολογικά χαρακτηριστικά του ευρύτερου παράκτιου χώρου, τις πηγές τρο-



Φωτο 14.7 Πρόβολοι (groins) που έχουν κατασκευαστεί για την προστασία του αμμώδους αιγιαλού της Παραλίας Κατερίνης, Πιερία.



Σχήμα 14.2 Οι βραχίονες ή πρόβολοι (groins) κατασκευάζονται για να συσσωρεύσουν την άμμο στην πλευρά που το μεταφερόμενο από το παράκτιο ρεύμα ίζημα συναντά την κατασκευή προκαλώντας διάβρωση στο πίσω από τους βραχίονες τμήμα του αιγιαλού (Α=απόθεση, Δ=Διάβρωση).

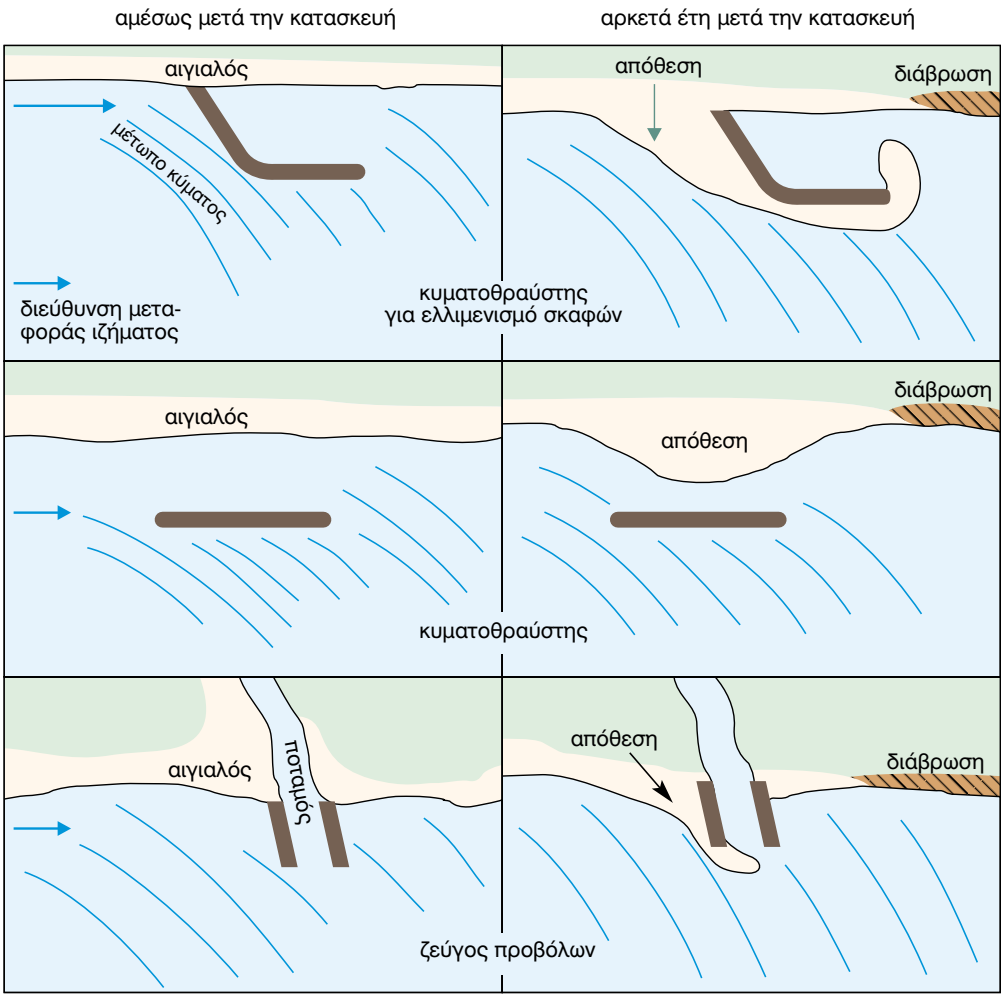


Φωτο 14.8 Σειρά προβόλων (groins) για τη διατήρηση του ιζήματος τεχνητά τροφοδοτούμενων αιγιαλών στην περιοχή Sandringham Harbour, Melbourne, Victoria, Australia. Το ίζημα συσσωρεύεται στην πλευρά που το παράκτιο ρεύμα συναντά τους βραχίονες σχηματίζοντας έτσι έναν ανώμαλο αιγιαλό μεγάλου πλάτους.

φοδοσίας της ακτής με ίζημα και κυρίως το ισοζύγιο των ιζημάτων της εκάστοτε περιοχής.

Ζεύγη προβόλων (Jetties)

Τα ζεύγη προβόλων (jetties) κατασκευάζονται κάθετα προς την ακτή στα στόμια των ποτάμιων εκβολών (σχήμα 14.3) καθώς και στους φυσικούς ή τεχνητούς δίαυλους μέσω των οποίων εξασφαλίζεται η επικοινωνία μεταξύ μιας λιμνοθάλασσας και του ωκεανού. Τα ζεύγη προβόλων σχεδιάζονται και κατασκευάζονται με σκοπό τη διατήρηση και προστασία του δίαυλου που χρησιμοποιείται ως κανάλι για τη διέλευση των πλοίων. Χωρίς την κατασκευή των έργων αυτών οι δίαυλοι κινδυνεύουν να μετατοπιστούν αλλά και να προσχωθούν με



Σχήμα 14.3 Τα μορφολογικά αποτελέσματα της κατασκευής των κυματοθραυστών (breakwaters) και των ζευγών προβόλων (jetties). Μετά από ένα διάστημα λειτουργίας τους οι τεχνητές αυτές κατασκευές σε ορισμένα τμήματα της ακτογραμμής προκαλούν απόθεση ενώ σε άλλα διάβρωση. (τροποποιημένο από Keller & Blodgett, 2006)

ίζημα από την παράκτια κυκλοφορία. Τα ζεύγη προβόλων προστατεύουν επιπλέον τον δίαυλο - κανάλι από τα μεγάλα κύματα. Όπως οι βραχίονες έτσι και οι κατασκευές αυτές διακόπτουν την παράκτια κυκλοφορία των ιζημάτων προκαλώντας απόθεση και διαπλάτυνση της ακτής στην πλευρά που το παράκτιο ρεύμα συναντά τον πρόβολο και διάβρωση στην άλλη πλευρά.

Όπως ήδη αναφέρθηκε, είναι αδύνατο να κατασκευαστεί ένας κυματοθραύστης, ένας βραχίονας ή ένα ζεύγος προβόλων που να μην αλληλεπιδρά με την παράκτια κυκλοφορία των ιζημάτων. Γι αυτό οι κατασκευές αυτές πρέπει να σχεδιάζονται προσεκτικά και να συνοδεύονται από μέτρα προστασίας που ελαχιστοποιούν, ή τουλάχιστον περιορίζουν, τις αρνητικές επιπτώσεις. Τα μέτρα προστασίας συνήθως περιλαμβάνουν την εκβάθυνση τμημάτων της ακτής, που αποτίθεται ίζημα εξαιτίας της αλληλεπίδρασης των φυσικών διεργασιών με τα τεχνικά έργα, και την ανάπτυξη τεχνητών συστημάτων παράκαμψης των ιζημάτων (sediment-bypass systems).

14.1.1.2 Ήπιες λύσεις προστασίας

Τεχνητή τροφοδοσία της ακτής με ίζημα (beach nourishment)

Η τεχνητή τροφοδοσία του αιγιαλού με ίζημα (beach nourishment), με σκοπό τη μείωση των ρυθμών υποχώρησης της ακτογραμμής, είναι μια μέθοδος εναλλακτική των τεχνητών κατασκευών. Στην πιο απλή της μορφή η τεχνητή τροφοδοσία περιλαμβάνει την τοποθέτηση άμμου στους αιγιαλούς με σκοπό την επίτευξη ενός θετικού ισοζυγίου ιζημάτων (φωτο 14.9). Θετικό ισοζύγιο ιζημάτων σημαίνει ότι το τελικό αποτέλεσμα της εισόδου και των απωλειών ιζήματος σε έναν αιγιαλό είναι η περίσσεια άμμου ώστε ο εν λόγω αιγιαλός να μπορέσει να διατηρηθεί και να αναπτυχθεί. Όπως ήδη αναφέρθηκε, η τροφοδοσία του αιγιαλού με άμμο θεωρείται ήπια τεχνητή μέθοδος προστασίας των αιγιαλών από την παράκτια διάβρωση, σε αντίθεση με τα παράκτια τεχνικά έργα που αποτελούν τις σκληρές ή μηχανικές λύσεις. Το αποτέλε-



Φωτο 14.9 Τεχνητός εμπλουτισμός αιγιαλού (beach nourishment) με ίζημα που μεταφέρεται από άλλη περιοχή μέσω αγωγών στα παράκτια περίχωρα της Μελβούρνης (Melbourne), Victoria, Australia. Η τεχνική αυτή μέθοδος, για την προστασία των ακτών από τη διάβρωση, είναι πολύ δημοφιλής στο παράκτιο αυτό τμήμα της Victoria.

σμα της μεθόδου αυτής αισθητικά είναι σαφώς καλύτερο από αυτό των τεχνητών κατασκευών, καθώς δημιουργείται μια παραλία που προστατεύει την ακτογραμμή από τη διάβρωση ενώ ταυτόχρονα είναι ιδανική για την τουριστική αξιοποίηση της περιοχής.

Στα μέσα της δεκαετίας του 1970 η πόλη του Miami στη Florida των Η.Π.Α. και η U.S. Army Corps of Engineers ξεκίνησαν ένα φιλόδοξο πρόγραμμα τροφοδοσίας των αιγιαλών για να αναχαιτίσουν τα σοβαρά προβλήματα διάβρωσης που έπληταν την περιοχή από το 1950. Το πρόγραμμα αυτό σχεδιάστηκε με τέτοιο τρόπο ώστε να δημιουργήσει ένα θετικό ισοζύγιο ιζημάτων που θα προκαλούσε την αύξηση του πλάτους του αιγιαλού και θα προστάτευε τα παράκτια θέρετρα από ενδεχόμενες καταστροφές που θα προκαλούσαν τα κύματα καταιγίδων. Το κόστος για την ολοκλήρωση του προγράμματος ανήλθε σε περίπου 62 εκατομμύρια δολάρια ενώ για την αναπλήρωση των απωλειών λόγω της διάβρωσης χρειάστηκαν περίπου 160.000 m^3 άμμου ανά έτος. Έως το 1980 περίπου 18 εκατομμύρια m^3 άμμου εξορύχτηκαν από το βυθό μιας θαλάσσιας περιοχής μακριά από την ακτή και μεταφέρθηκαν στην παραλία δημιουργώντας έναν αιγιαλό πλάτους 200 m. Οι αλλαγές που συντελέστηκαν στην περιοχή μέσα στο χρονικό διάστημα μιας δεκαετίας ήταν εντυπωσιακές (φωτο 14.10).

Μέρος του προγράμματος του Maiami περιελάμβανε επιπλέον την ανάπτυξη παράκτιων αμμωδών θινών σταθεροποιημένων με βλάστηση με σκοπό να λειτουργήσουν προστατευτικά έναντι της διάβρωσης από τη δράση του κυματισμού και την ανύψωση της θαλάσσιας στάθμης λόγω καταιγίδων. Ειδικά διαμορφωμένα ξύλινα μονοπάτια επιτρέπουν τη διέλευση των πολιτών διαμέσου των αμμωδών λοφίσκων ενώ κάποιες περιοχές θινών κηρύχθηκαν προστατευόμενες. Το επιτυχημένο πρόγραμμα τροφοδοσίας της παραλίας του Miami λειτούργησε για πάνω από 20 έτη και κατάφερε να προστατεύσει τον αιγιαλό από μεγάλους τυφώνες που έπληξαν την περιοχή το 1979 και το 1992. Σε σχέση με τις αποσπασματικές μεθόδους ελέγχου της διάβρωσης που προηγήθηκαν το πρόγραμμα αυτό θεωρήθηκε σαφώς ως η καλύτερη λύση.

Η ήπια αυτή μέθοδος έχει εφαρμοστεί σε πάνω από 600 km μήκος ακτογραμμής των Η.Π.Α. Δεν είχαν όλες οι περιπτώσεις τα θετικά αποτελέσματα που αναφέρθηκαν για το παράκτιο μέτωπο του Miami. Για παράδειγμα το 1982 στο Ocean City του New Jersey η τεχνητή τροφοδοσία ενός αιγιαλού κόστισε πάνω από 5 εκατομμύρια δολάρια. Μετά το πέρας του εγχειρήματος ακολούθησε μια σειρά από καταιγίδες που έπληξαν την παραλία προκαλώντας τη διάβρωση της άμμου σε διάστημα 2,5 μόλις μηνών. Το ίζημα με το οποίο τροφοδοτήθηκαν



(α) (β)

Φωτο 14.10 Ο αιγιαλός του Miami (α) πριν και (β) μετά την τεχνητή τροφοδοσία του με ίζημα (beach nourishment). (πηγή: U.S. Army Corps of Engineers)

οι αιγιαλοί του Miami έχει μερικώς διαβρωθεί και θεωρείται αναγκαία η επανατροφοδότησή τους που θα έχει ένα αρκετά μεγάλο κόστος.

Σήμερα η μέθοδος αυτή αμφισβητείται και αρκετοί θεωρούν ότι η τεχνητή τροφοδοσία του αιγιαλού δεν είναι τίποτα άλλο παρά προσθήκη άμμου που είναι καταδικασμένη αργά ή γρήγορα να απομακρυνθεί λόγω της διάβρωσης. Οι περισσότερες παραλίες για να παραμείνουν ανέπαφες στο χρόνο απαιτούν συχνά την σε τακτά χρονικά διαστήματα τεχνητή τους τροφοδοσία. Παγκοσμίως η μέθοδος αυτή προτιμάται σε αρκετές περιπτώσεις τόσο για την αποκατάσταση και την προστασία της ακτογραμμής από την παράκτια διάβρωση, όσο και για τη δημιουργία αιγιαλών αναψυχής.

14.1.1.3 Περιορισμός των αρνητικών συνεπειών της παράκτιας διάβρωσης

Για την αποφυγή ή τη μετρίαση των αρνητικών κοινωνικο-οικονομικών συνεπειών, που προκαλεί η διάβρωση των ακτών σε διάφορους τομείς, αρκετά συχνά επιχειρείται η σταδιακή αλλαγή των χρήσεων γης κατά μήκος της ακτογραμμής. Πρώτη προτεραιότητα πρέπει να δίνεται στην απαγόρευση της οικιστικής δραστηριότητας σε περιοχές υψηλής τρωτότητας στη διάβρωση και στη μετεγκατάσταση των απειλούμενων οικισμών, κτισμάτων και κατασκευών σε περισσότερο ασφαλείς περιοχές.

Για την ορθή διαχείριση του προβλήματος της διάβρωσης των ακτών μεταξύ των πρώτων ενεργειών που απαιτείται να γίνουν είναι ο προσδιορισμός των ρυθμών διάβρωσης. Η εκτίμηση των μελλοντικών ρυθμών υποχώρησης βασίζονται στην παρατήρηση και καταγραφή των ιστορικών μεταβολών της ακτογραμμής και στην στατιστική ανάλυση των ωκεανογραφικών συνθηκών όπως είναι ο κυματισμός, ο άνεμος, και η μεταφορά ιζήματος. Στη συνέχεια λαμβάνοντας υπόψη τους σχετικούς ρυθμούς υποχώρησης της ακτογραμμής γίνονται προτάσεις για την ανάπτυξη προγραμμάτων διαχείρισης της διάβρωσης. Όλες αυτές οι ενέργειες οδηγούν στον προσδιορισμό μιας ζώνης, άλλοτε μικρότερου και άλλοτε μεγαλύτερου πλάτους, που εκτείνεται εσωτερικά της ακτογραμμής, όπου κάθε είδους χρήση όπως κατασκευές, οικιστική ανάπτυξη, γεωργική εκμετάλλευση και οποιαδήποτε ανθρώπινη δραστηριότητα θα πρέπει να είναι ελεγχόμενη ή να απαγορεύεται. Ο προσδιορισμός του πλάτους της ζώνης αυτής έχει ουσιαστική σημασία για τη διαχείριση της παράκτιας ζώνης και πρέπει να λαμβάνεται υπόψη σοβαρά στο σχεδιασμό των χρήσεων γης με σκοπό την ελαχιστοποίηση των καταστροφών από την παράκτια διάβρωση. Δυστυχώς, κάτι τέτοιο δεν εφαρμόζεται παρά μόνο σε ελάχιστες περιοχές.

Για τη ρύθμιση και τον περιορισμό των αρνητικών συνεπειών της υποχώρησης της ακτογραμμής σήμερα ακολουθούνται δύο πρακτικές. Η πρώτη είναι η κατασκευή όλο και περισσότερων παράκτιων αμυντικών τεχνικών έργων με σκοπό τον έλεγχο της διάβρωσης. Η δεύτερη έχει να κάνει με την άποψη ότι ο άνθρωπος πρέπει να αποδεχτεί και να μάθει να ζει με την παράκτια διάβρωση μέσω ευέλικτων περιβαλλοντικών σχεδιασμών και την προσαρμογή κατάλληλων χρήσεων γης στην παράκτια ζώνη. Ενώ ο πρώτος τρόπος οδηγεί στην προσπάθεια ελέγχου της παράκτιας διάβρωσης με την κατασκευή τεχνικών έργων κατά μήκος της ακτογραμ-

μής, στη δεύτερη προσέγγιση οι περισσότερες κατασκευές στην παράκτια ζώνη θεωρούνται προσωρινές και περιορισμένης διάρκειας ζωής και μόνο μερικές στρατηγικής σημασίας κατασκευές υποδομής θεωρούνται μόνιμες και απαραίτητες.

Επιπλέον πρέπει να γίνει σαφές ότι η αξιοποίηση της παράκτιας ζώνης πρέπει να εξυπηρετεί το σύνολο των πολιτών και όχι μερικούς επιτήδειους που έχουν βασική επιδίωξη το κέρδος. Η άποψη βέβαια αυτή βρίσκει αντίθετους εκείνους που αποσκοπούν στα οικονομικά οφέλη από την αξιοποίηση της παράκτιας ζώνης, οι οποίοι θεωρούν τις ακτές αρκετά "προσοδοφόρες για να μην αξιοποιηθούν". Δεχόμενοι την φιλοσοφία ότι με μικρές εξαιρέσεις η ανάπτυξη και αξιοποίηση των ακτών είναι προσωρινή, περιορισμένης δηλαδή χρονικής διάρκειας, και ότι πρέπει πρωτίστως να λαμβάνεται υπόψη ο πολίτης και το μακροπρόθεσμο συμφέρον του, είναι απαραίτητη η κατανόηση των ακόλουθων αρχών για την ορθή διαχείριση της παράκτιας διάβρωσης.

- Η διάβρωση των ακτών είναι μια φυσική διεργασία και όχι απαραίτητα μια φυσική καταστροφή.
- Κάθε τεχνητή κατασκευή στην παράκτια ζώνη προκαλεί μεταβολές. Οι μεταβολές αυτές αλληλεπιδρούν και έρχονται σε σύγκρουση με τις φυσικές διεργασίες προκαλώντας μια σειρά από δευτερογενείς μεταβολές. Αρκετά συχνά οι τεχνικές κατασκευές που έχουν σχεδιαστεί για να προστατεύουν μια παραλία μπορεί τελικά να οδηγήσουν στην καταστροφή ή την υποβάθμισή της.
- Η σταθεροποίηση της ακτογραμμής με τεχνικές κατασκευές προστατεύει τις περιουσίες και όχι την ίδια την ακτή. Οι περισσότερες ιδιοκτησίες που προστατεύονται με τεχνικά έργα ανήκουν σε σχετικά λίγους ανθρώπους ενώ αντίθετα τα χρήματα που έχουν δαπανηθεί για την προστασία τους προέρχονται από εισφορές πολλών απλών πολιτών.

14.2 Επιπτώσεις από τη μελλοντική άνοδο της θαλάσσιας στάθμης

14.2.1 Η συμπεριφορά των ακτών στις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης

Η πτώση της σχετικής θαλάσσιας στάθμης και η αποχώρηση της θάλασσας από την ξηρά, όπως έχει ήδη αναφερθεί, είναι γνωστή σαν απόσυρση, ενώ η άνοδος της σχετικής θαλάσσιας στάθμης και η κατάκλυση παράκτιων χερσαίων περιοχών είναι γνωστή σαν επίκλυση. Η επίκλυση και η απόσυρση οδηγούν στη βύθιση και ανάδυση των ακτών αντίστοιχα. Ο τρόπος με τον οποίο μια συγκεκριμένη ακτογραμμή ανταποκρίνεται σε τέτοιες μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης, εξαρτάται από τα χαρακτηριστικά της ακτής και κυρίως από το αν αυτή κυριαρχείται από διεργασίες απόθεσης ή διάβρωσης. Στο σχετικό κεφάλαιο έγινε αναφορά στη σχέση μεταξύ ευστατισμού και τεκτονισμού και/ή ισοστασίας στον καθορισμό της σχετικής στάθμης θάλασσας. Κατά μήκος των ακτών όπου κυρίαρχη διεργασία είναι η απόθεση, όπως για παράδειγμα σε έναν αιγιαλό που υπάρχει μεγάλη προσφορά ιζήματος από ένα ποτάμι, η συγκέντρωση και απόθεση των ιζημάτων μπορεί να οδηγεί σε πρόσχωση οπότε η ξηρά προχωρεί εντός της θάλασσας σε πείσμα των ευστατικών κινήσεων. Η διεργασία αυτή είναι γνωστή σαν προέλαση. Αν αντίθετα η προσφορά ιζήματος είναι περιορισμένη και μικρότερη από την ποσότητα ιζήματος που χάνεται ή απομακρύνεται από τις διεργασίες της διάβρωσης και τη δράση του κυματισμού και των ρευμάτων, ο αιγιαλός μπορεί να υποχωρήσει προς την πλευρά της ξηράς κάτω από την επίδραση της ανόδου της σχετικής θαλάσσιας στάθμης.

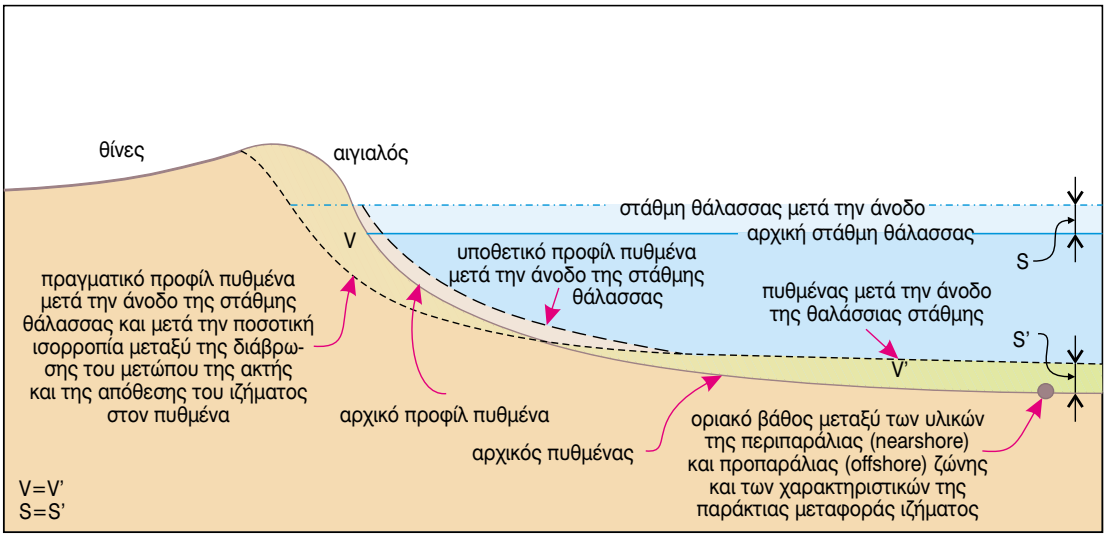
Η συμπεριφορά των διαφόρων παράκτιων συστημάτων στη μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης είναι σε αρκετές περιπτώσεις συγκεκριμένη και μπορεί να προβλεφθεί. Η πτώση της σχετικής στάθμης θάλασσας συνήθως οδηγεί στην ανάδυση, εγκατάλειψη και "απολίθωση" μιας ακτογραμμής. Πολλές απολιθωμένες ακτογραμμές του Πλειστόκαινου έχουν δημιουργηθεί με αυτό τον τρόπο. Όμως η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης συχνά οδηγεί στην προς την ξηρά μετατόπιση μιας "ευκίνητης" ακτογραμμής, όπως αυτής ενός αιγιαλού, ή στη βύθιση και καταπόντιση μιας πετρώδους ή βραχώδους ακτογραμμής, όπως αυτής ενός παράκτιου πάγκου.

Στη συνέχεια γίνεται αναφορά στις μεταβολές που πιθανά θα υποστούν εξαιτίας της μελλοντικής ανόδου της θαλάσσιας στάθμης οι αμμώδεις αιγιαλοί, τα αλμυρά έλη και οι παράκτιες αμμώδεις θίνες, που αποτελούνται από χαλαρά υλικά και συνιστούν χαρακτηριστικά παραδείγματα δυναμικά μεταβαλλόμενων παράκτιων γεωμορφών.

14.2.1.1 Αιγιαλοί – κανόνας του P. Bruun

Η συμπεριφορά των διαφορετικών παράκτιων συστημάτων στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης κατά τη διάρκεια του Ολόκαινου αλλά και η πρόβλεψη των μελλοντικών τους αλλαγών έχει προσελκύσει το ερευνητικό ενδιαφέρον πολλών επιστημόνων. Η πρόβλεψη αυτή παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον για τρωτούς και δυναμικά μεταβαλλόμενους τύπους ακτών που αποτελούνται από ίζημα. Έτσι αναπτύχθηκαν μοντέλα που συνδέουν την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης με τις αλλαγές στη μορφολογία των ακτών αυτών. Χαρακτηριστικά παραδείγματα αποτελούν τόσο το μοντέλο της ερμηνείας της ακτογραμμής (shoreline translation model) των Cowell & Thom (1994), όσο και το πλέον αποδεκτό, μεταξύ αυτών που έχουν κατά καιρούς προταθεί, μοντέλο που είναι γνωστό ως κανόνας του Bruun (Brunn Rule).

Ο Per Bruun (1962) πρότεινε ένα μοντέλο που περιγράφει τη συμπεριφορά μιας αμμώδους ακτής στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης. Πρόκειται για ένα δισδιάστατο, κάθετα στην ακτογραμμή, μοντέλο που εφαρ-



Σχήμα 14.4 Σύμφωνα με τον κανόνα του Bruun (Bruun Rule) ο όγκος του ιζήματος που απομακρύνεται από τον αιγιαλό και την περιπαράλια ζώνη (V) πρέπει να ισούται με τον όγκο του ιζήματος που αποτίθεται στο χαμηλό τμήμα του μετώπου (V') ενώ το δάπεδο του κατώτερου υποθαλάσσιου τμήματος του μετώπου του αιγιαλού ανυψώνεται λόγω της απόθεσης ιζήματος κατά ύψος (S') ίσο με την άνοδο της στάθμης θάλασσας. (τροποποιημένο από Bruun, 1962 και Dubois, 2002)

μόζεται σε επιμήκεις ευθείες αμμώδεις ακτογραμμές που προσαρμόζονται σε μια άνοδο της θαλάσσιας στάθμης σε κλίμακες χρόνου δεκαετίας έως εκατονταετίας. Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό, η άνοδος της στάθμης της θάλασσας υποχρεώνει τον αιγιαλό να υποχωρήσει προς την πλευρά της ξηράς λόγω της διάβρωσης του πάνω τμήματος του μετώπου του. Τα υλικά που προκύπτουν από τη διάβρωση αυτή, αποτίθενται στη συνέχεια στο κάτω μέρος (βάση) του μετώπου, έτσι ώστε ο αιγιαλός να μπορέσει να διατηρήσει το προφίλ ισορροπίας του. Μία άνοδος της θαλάσσιας στάθμης θα προκαλούσε τη μετατόπιση του προφίλ ενός αιγιαλού και της περιπαράλιας ζώνης τόσο προς την πλευρά της ξηράς, όσο και ανοδικά προς τα πάνω. Το ίζημα δηλαδή που θα προέκυπτε από τη διάβρωση του ανώτερου τμήματος του προφίλ θα μεταφερόταν προς την πλευρά της θάλασσας για να αποτεθεί στο θαλάσσιο πυθμένα αυξάνοντας το ύψος του κατά ένα ποσό ίσο με την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης (σχήμα 14.4). Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό η διάβρωση του αιγιαλού (R), που οδηγεί στην υποχώρησή του, δίνεται από τον ακόλουθο τύπο:

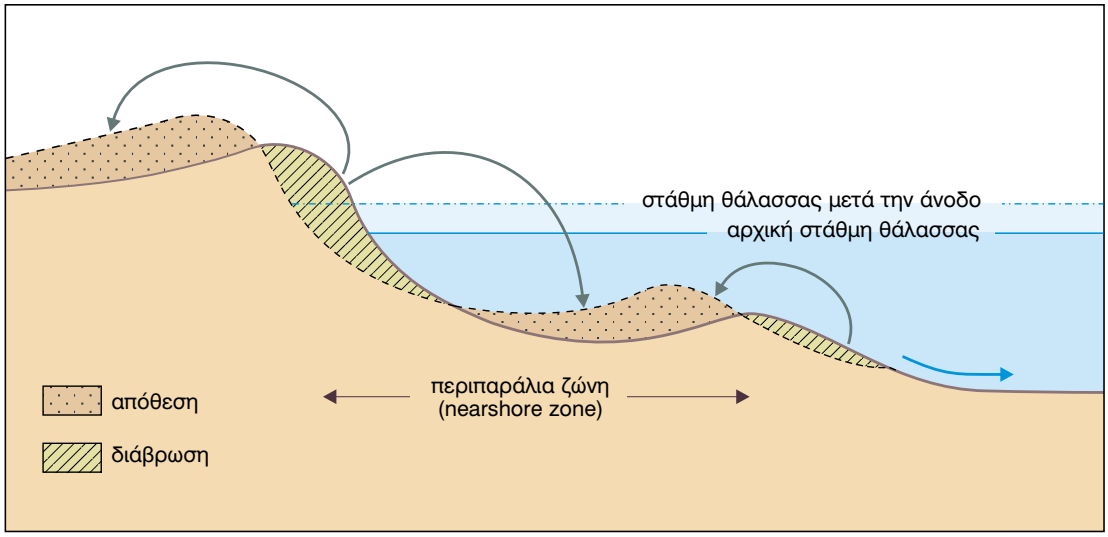
$$R = \frac{XS}{Y}$$

όπου R είναι η διαφορά στην απόσταση μεταξύ του προφίλ του αιγιαλού στις αρχικές συνθήκες και αυτού που απέκτησε ο αιγιαλός μετά την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης,
X είναι το μήκος της οριζόντιας απόστασης από την ακτή έως το οριακό βάθος του προφίλ,
S είναι η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης και
Y είναι η κατακόρυφη διάσταση (ύψος) του προφίλ. Το άθροισμα δηλαδή του βάθους του οριακού σημείου του προφίλ και του ύψους της κορυφής του μετώπου της επιμήκους θίνας του αιγιαλού.

Ο κανόνας επιβεβαιώθηκε τόσο πειραματικά στο εργαστήριο, όσο και από μετρήσεις πεδίου. Πέραν όμως της γενικής του αποδοχής δέχτηκε και έντονη κριτική (Healy, 1991). Το αρχικό μοντέλο υιοθετεί αρκετές παραδοχές. Δέχεται λοιπόν ότι:

- τόσο το αρχικό, όσο και το τελικό προφίλ του αιγιαλού, δηλαδή πριν και μετά την άνοδο της στάθμης της θάλασσας, βρίσκονται σε ισορροπία,
- για τη θεωρούμενη περίοδο παρατήρησης το προφίλ του αιγιαλού διατηρεί μια σταθερή μορφή,
- η συνολική ποσότητα ιζήματος στη διατομή – προφίλ (cross section) του αιγιαλού διατηρείται σταθερή και
- καθώς η στάθμη ανεβαίνει το βάθος στην προπαράλια ζώνη (offshore zone) διατηρείται σταθερό.

Είναι προφανές ότι οι παραδοχές αυτές είναι μη ρεαλιστικές. Για παράδειγμα δεδομένου ότι η διάβρωση των αιγιαλών είναι ήδη εκτεταμένη, είναι αδύνατο να προσδιοριστεί μια ακτογραμμή ισορροπίας ή να θεωρηθεί αποδεκτό ότι η μορφή του προφίλ δε θα υποστεί αλλαγές μέσα στον χρόνο. Απέχει επίσης πολύ από την πραγματικότητα η παραδοχή ότι στο προφίλ ενός αιγιαλού η ποσότητα του ιζήματος διατηρείται σταθερή και δεν υπάρχουν απώλειες ιζήματος εξαιτίας της επιμήκους παράκτιας κυκλοφορίας, που είναι μια συνήθης διεργασία σε όλους σχεδόν τους αμμώδεις αιγιαλούς. Επίσης κάτι που δε λαμβάνεται υπόψη στον κανόνα του Bruun είναι η αιολική διάβρωση (McLean, 2004). Η δράση του ανέμου είναι μια διεργασία που μπορεί να μεταβάλει σημαντικά το προφίλ με την απόθεση ιζήματος στην επιμήκη θίνα που βρίσκεται πίσω από αρκετούς αιγιαλούς, στο προς την ξηρά οριακό σημείο του προφίλ



Σχήμα 14.5 Ένα δισδιάστατο μοντέλο που περιγράφει τις αλλαγές στο προφίλ ενός αιγιαλού λόγω της ανόδου της θαλάσσιας στάθμης. Τα βέλη δείχνουν τις δυνητικές διευθύνσεις μεταφοράς του ιζήματος. (τροποποιημένο από Dubois, 1992)

τους (φωτο 11.5). Η απόθεση αυτή αποτελεί ένα συχνό φαινόμενο και οφείλεται στη μείωση της μεταφορικής ικανότητας του ανέμου. Επιπλέον προβληματικός είναι ο καθορισμός του προς τη θάλασσα οριακού σημείου του προφίλ.

Πέραν των δυσκολιών και των αμφισβητήσεων που προκύπτουν από τις παραδοχές που αναφέρθηκαν, ο κανόνας του Bruun παραμένει εξαιρετικά ελκυστικός για αρκετούς λόγους. Κατ' αρχάς είναι πολύ απλός σαν συλλογισμός. Επιπλέον είναι διορατικός δεδομένου ότι κατά τη διάρκεια των τελευταίων περίπου 100 ετών παγκοσμίως, η στάθμη της θάλασσας ανέβαινε με ρυθμούς περίπου 1-2 mm/έτος και κατά τη διάρκεια της περιόδου αυτής σχεδόν το 70% των αμμωδών ακτών του κόσμου διαβρώθηκαν. Το θετικό του κανόνα αυτού είναι ότι δίνει τη δυνατότητα ποσοτικής εκτίμησης της υποχώρηση της ακτής από μια ενδεχόμενη άνοδο της θαλάσσιας στάθμης. Η εφαρμογή του δείχνει ότι η υποχώρηση αυτή είναι 50 ή 100 φορές μεγαλύτερη από το ποσό της ανόδου της στάθμης της θάλασσας. Για παράδειγμα μια άνοδος της μέσης θαλάσσιας στάθμης κατά 50 cm θα προκαλούσε την υποχώρηση του αιγιαλού κατά 25 έως 50 m.

Από τον κανόνα του Bruun προέκυψαν αρκετά θυγατρικά μοντέλα. Μετά την αρχική του διατύπωση κάποιες προσθήκες και διευκρινήσεις προτάθηκαν από τον ίδιο τον P. Bruun (1983, 1988) ενώ βελτιώσεις του μοντέλου επιχειρήθηκαν από τους Dean & Maurmeyer (1983) που μετέφεραν το σκεπτικό του για να ερμηνεύσουν την προς την πλευρά της χέρσου και ανοδική μετατόπιση ενός ολόκληρου φραγματικού νησιού (barrier island). Εκείνος όμως ο οποίος προσάρμοσε και δημιούργησε ένα εναλλακτικό μοντέλο ήταν ο Dubois (1992, 2002).

Το σκεπτικό του Bruun δεν εξαρτάται από τη μορφή του προφίλ της ακτής συνεπώς είναι δυνατό να προσαρμοστεί σε αιγιαλούς με περισσότερο πολύπλοκη μορφολογία από αυτή του αρχικού σχήματος 14.4 (Dubois, 1992). Στο σχήμα 14.5 απεικονίζονται οι ζώνες διάβρωσης και απόθεσης που σχετίζονται με την προς την ακτή μετακίνηση του υποθαλάσσιου αμμώδους φράγματος (bar) μετά την μετατόπιση όλου του προφίλ προς την ακτή σαν αποτέλεσμα της ανόδου της θαλάσσιας στάθμης. Επιπλέον στο εναλλακτικό αυτό μοντέλο το υλικό που προκύπτει από τη διάβρωση του αιγιαλού δε μετατοπίζεται μόνο προς την πλευρά της θάλασσας (όπως στον αρχικό κανόνα του Bruun). Μέρος του ιζήματος μετακινείται προς την ξηρά και αποτίθεται από τον κυματισμό ή τον άνεμο είτε στο μέτωπο της επιμήκους αμμώδους θίνας του αιγιαλού, είτε στην αύλακα (swale) που βρίσκεται πίσω από τη θίνα, είτε στη λιμνοθάλασσα (lagoon) που πιθανά βρίσκεται πίσω από αυτόν. Αν και η συνολική ποσότητα του ιζήματος σε ολόκληρο το προφίλ θα έπρεπε να διατηρείται σταθερή, το λεπτόκοκκο αιωρούμενο ίζημα μπορεί να μεταφερθεί προς τη θάλασσα και να αποτεθεί σε μεγαλύτερα βάθη έτσι ώστε το κατώτερο τμήμα του μετώπου της ακτής να μην ανυψώνεται μετά την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης αλλά απλώς να παύει να επηρεάζεται από τη δράση των κυμάτων (σχήμα 14.5).

Στην περιεκτική επισκόπηση της Επιστημονικής Επιτροπής για την Έρευνα των Ωκεανών (Scientific Committee for Ocean Research, SCOR, 1991) που αφορά την αντίδραση των αιγιαλών στις μεταβολές της στάθμης θάλασσας διατυπώθηκε μια σειρά συμπερασμάτων που συνοψίζονται ως εξής:

Οι ποσοτικές προβλέψεις της αλλαγής του αιγιαλού, που βασίζονται στο μοντέλο του Brunn, εξαρτώνται από ορισμένες παραμέτρους ο προσδιορισμός των οποίων είναι δύσκολος. Μπορεί να υπάρχει μια χρονική καθυστέρηση της αντίδρασης του αιγιαλού στην άνοδο της στάθμης της θάλασσας, ωστόσο το κύριο εμπόδιο στην επίτευξη αποδεκτών προβλέψεων είναι ότι το μοντέλο

δεν περιλαμβάνει άλλες συνιστώσες του ισοζυγίου των ιζημάτων που μπορούν να προκαλέσουν διάβρωση ή προέλαση της ακτογραμμής (McLean, 2004). Εντούτοις διαπιστώνεται ότι ο κανόνας του Brunn θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί μόνο για την κατά προσέγγιση εκτίμηση της τάξης μεγέθους των ρυθμών υποχώρησης της ακτογραμμής σε παράκτιες περιοχές που θεωρούνται κατάλληλες για την εφαρμογή του μοντέλου.

Η στάθμη της θάλασσας παγκοσμίως ανεβαίνει γεγονός που προκαλεί τη διάβρωση των αμμωδών ακτών σε ολόκληρη τη γη. Μεταξύ των αμμωδών αυτών ακτών περιλαμβάνονται οι φραγματικοί αιγιαλοί (barrier beaches) και τα φραγματικά νησιά (barrier islands). Παρότι ο κανόνας του Brunn παρέχει μια γνώση της σχέσης μεταξύ της ανόδου της θαλάσσιας στάθμης και της έκτασης της παράκτιας διάβρωσης, πρέπει να λαμβάνεται σοβαρά υπόψη ότι πέραν της ανόδου αυτής υπάρχει ένα πλήθος άλλων παραγόντων που συνεισφέρουν στη διάβρωση των ακτών.

14.2.1.2 Αλμυρά έλη

Η ανταπόκριση των αλμυρών ελών στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης εξαρτάται κατά ένα μεγάλο μέρος από την προσφορά ιζήματος. Καθοριστικής σημασίας για την τύχη ενός αλμυρού έλους είναι η ισορροπία μεταξύ της ανόδου της θαλάσσιας στάθμης και της ανύψωσης της επιφάνειάς του που πραγματοποιείται με την κατακόρυφη επαύξηση λόγω της απόθεσης του λεπτόκοκκου ιζήματος (πηλού). Εάν ο ρυθμός επαύξησης και συνεπώς ανύψωσης της επιφάνειας του έλους είναι μικρότερος από τον αντίστοιχο ρυθμό ανύψωσης της θαλάσσιας στάθμης, το αλμυρό έλος θα βυθιστεί και θα καλυφθεί από τη θάλασσα. Αντίθετα, αν ο ρυθμός της ανύψωσης της επιφάνειας του έλους είναι μεγαλύτερος από το ρυθμό ανόδου της θαλάσσιας στάθμης, το έλος θα αναδυθεί και ίσως αποξηρανθεί και μετατραπεί σε χέρσο. Υπάρχει και το ενδεχόμενο η κατακόρυφη επαύξηση της επιφάνειας του έλους να είναι ίση με την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης. Στην περίπτωση αυτή το αλμυρό έλος δε θα βυθισθεί ούτε θα αποξηρανθεί, αλλά απλώς θα διατηρηθεί λόγω της αποκατάστασης ισορροπίας μεταξύ ιζηματογένεσης και ανύψωσης του επιπέδου της θάλασσας.

14.2.1.3 Παράκτιες αμμώδεις θίνες

Καθώς το επίπεδο της θάλασσας ανεβαίνει σε μια παράκτια περιοχή θινών, οι θαλάσσιες διεργασίες προσεγγίζουν τις αμμώδεις θίνες που αναπτύσσονται κοντά στην ακτογραμμή διαβρώνοντας το μέτωπό τους (φωτο 14.11) και υποχρεώνοντάς τις να αποκτήσουν μεγάλη κλίση (Carter & Stone, 1989). Η διάβρωση του μετώπου των θινών από τη θάλασσα είναι πιθανό να τροφοδοτήσει με ίζημα τον αιγιαλό. Η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης μπορεί επίσης να αποθέσει την άμμο που προκύπτει από την παραβίαση των θινών στο χώρο που βρίσκεται πίσω από αυτές.

Η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης έχει σαν αποτέλεσμα τη μετανάστευση των παράκτιων αμμωδών θινών προς την ξηρά είτε με την αύξηση της κλίσης του μετώπου τους είτε με την παραβίασή τους. Κατά μήκος αρκετών ακτών κατά τη διάρκεια της επίκλυσης του Ολόκαινου οι αμμώδεις θίνες μετακινήθηκαν εσωτερικά προς την πλευρά της ξηράς πίσω από την ακτογραμμή που σταδιακά υποχωρούσε.



Φωτο 14.11 Διαβρούμενες παράκτιες θίνες (coastal sand dunes) στο δέλτα του Εύηνου, ανατολικά των εκβολών του ποταμού.

14.2.2 Εκτίμηση της τρωτότητας των ακτών σε μια ενδεχόμενη μελλοντική άνοδο της θαλάσσιας στάθμης

Τις τελευταίες δεκαετίες έχει παρατηρηθεί μια ραγδαία εξέλιξη της τεχνολογίας των ηλεκτρονικών υπολογιστών, η οποία συνέβαλε αποτελεσματικά στην αντιμετώπιση διαφόρων γεωγραφικών προβλημάτων σχετικών και με φυσικές καταστροφές. Όπως έχει αναφερθεί, μια φυσική απειλή για τις παράκτιες περιοχές είναι η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης που, σύμφωνα με τις προβλέψεις, αναμένεται να είναι θεαματική μέχρι το έτος 2100.

Κατά καιρούς έχουν εφαρμοστεί διάφορες μεθοδολογίες για την εκτίμηση της τρωτότητας των παράκτιων περιοχών σε μια ενδεχόμενη μελλοντική άνοδο της θαλάσσιας στάθμης τόσο σε τοπικό επίπεδο, όσο και σε μεγαλύτερες κλίμακες της τάξης ολόκληρων χωρών. Η συχνότερα εφαρμοζόμενη μεθοδολογία είναι η ονομαζόμενη συνήθης (common methodology). Σκοπός των μεθοδολογιών αυτών είναι η αναγνώριση και η εκτίμηση των οικολογικών, φυσικογεωγραφικών και κοινωνικοοικονομικών επιπτώσεων από την αναμενόμενη άνοδο της θαλάσσιας στάθμης, η κατανόηση του τρόπου με τον οποίο η ανάπτυξη και άλλοι κοινωνικο-οικονομικοί παράγοντες επιδρούν στην επικινδυνότητα, η ποσοτική και ποιοτική εκτίμηση των αρνητικών αποτελεσμάτων και τελικά η λήψη μέτρων προστασίας.

Σε πρώτη φάση απαιτείται ο προσδιορισμός των παράκτιων περιοχών που αναμένεται να αντιμετωπίσουν μεγαλύτερο πρόβλημα. Προφανώς πρόκειται για τις περιοχές χαμηλού υψόμετρου ο καθορισμός των οποίων μπορεί να γίνει από λεπτομερείς χάρτες και ψηφιακά μοντέλα εδάφους (Digital Elevation Models - D.E.M.).

Επιπλέον η λεπτομερής υπαίθρια γεωμορφολογική χαρτογράφηση (η καταγραφή δηλαδή και αποτύπωση των παράκτιων γεωμορφών όπως είναι οι αιγιαλοί, οι κρημνοί, τα παράκτια έλη, οι θίνες) βοηθά στην κατανόηση της μελλοντικής συμπεριφοράς της ακτογραμμής σε σχέση με την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης. Ιδιαίτερη σημασία έχει και η ανθεκτικότητα στις θαλάσσιες διεργασίες των γεωλογικών σχηματισμών που καταλήγουν στην ακτογραμμή.

Η απεικόνιση της τάσης της ακτογραμμής (αν η ξηρά υποχωρεί ή προελαύνει έναντι της θάλασσας) και η ποσοτικοποίηση των ρυθμών αυτών, όπως έχουν καταγραφεί για το παρελθόν, αποτελεί άλλη μια παράμετρο που βοηθά στον καθορισμό των τρωτών στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης περιοχών. Μια πρώτη εκτίμηση των ιστορικών μεταβολών της ακτογραμμής και ο ποσοτικός υπολογισμός των ρυθμών τους μπορεί να γίνει με τη χρήση και τη συγκριτική παρατήρηση αεροφωτογραφιών και δορυφορικών εικόνων διαφορετικών ετών λήψης.

Η διαφοροποίηση του σημαντικού ύψους των κυμάτων που πλήττουν την ακτογραμμή αποτελεί άλλη μια σημαντική παράμετρο προσδιορισμού της τρωτότητάς της.

14.2.2.1 Δείκτης Παράκτιας Τρωτότητας (Coastal Vulnerability Index - C.V.I.)

Σημαντική για την εκτίμηση της τρωτότητας των παράκτιων περιοχών στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης είναι η συνεισφορά της εφαρμογής του Δείκτη Παράκτιας Τρωτότητας (Coastal Vulnerability Index - C.V.I.). Ο Δείκτης Παράκτιας Τρωτότητας αποτελεί μια μαθηματική έκφραση που έχει αρχικά χρησιμοποιηθεί από τους Gornitz et al. (1994); Shaw et al. (1998) και Thieler & Hammar-Klose (1999) για την εκτίμηση της τρωτότητας των ακτών των Η.Π.Α. και του Καναδά. Ο δείκτης περιλαμβάνει παραμέτρους σχετικές με την τοπογραφία (μορφολογική κλίση), τη γεωμορφολογία, τη γεωλογία, τον κυματισμό, την παλίρροια και τις πρόσφατες μεταβολές της ακτογραμμής (προέλαση – υποχώρηση). Για την εκτίμηση της τρωτότητας μιας παράκτιας περιοχής στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης εφαρμόζεται ο μαθηματικός τύπος του δείκτη κατά μήκος της ακτογραμμής αξιοποιώντας την τεχνολογία των Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών (Γ.Σ.Π.). Ο τύπος του δείκτη έχει την ακόλουθη μορφή:

$$C.V.I. = \sqrt{\frac{(a\ b\ c\ d\ e\ f\ g)}{7}}$$

όπου:

a: παράγοντας που αφορά τη γεωμορφολογία,
b: παράγοντας που αφορά την παράκτια κλίση,
c: παράγοντας που αφορά τα σενάρια ανόδου της θαλάσσιας στάθμης,
d: παράγοντας που αφορά τη διάβρωση - υποχώρηση της ακτογραμμής,
e: παράγοντας που αφορά το μέσο σημαντικό ύψος των κυμάτων,
f: παράγοντας που αφορά το μέσο εύρος παλίρροιας και τέλος
g: παράγοντας που αφορά τη γεωλογία.

Ο αρχικός τύπος περιλαμβάνει 6 παράγοντες. Στην παραπάνω μαθηματική έκφραση έχει προστεθεί και ένας έβδομος που είναι αυτός που αφορά τη γεωλογία (Σενή κ.α., 2010).

Όλες οι παραπάνω μεταβλητές λαμβάνουν ακέραιες τιμές που κυμαίνονται από 1 έως 5. Οι μεγαλύτερες τιμές χαρακτηρίζουν τις περισσότερο τρωτές, ως προς τη συγκεκριμένη παράμετρο, περιοχές. Για παράδειγμα στις ακτές που καταλαμβάνονται από κρημνούς δίνεται η τιμή 1 διότι θεωρούνται ως πολύ μικρής τρωτότητας. Αντίθετα οι αμμώδεις αιγιαλοί θεωρούνται ως πολύ υψηλής τρωτότητας και τους δίνεται η τιμή 5. Πραγματοποιείται δηλαδή μια βαθμονόμηση της ακτής σε πέντε κατηγορίες με συγκεκριμένα, για κάθε παράμετρο του δείκτη, κριτήρια. Στον πίνακα 14.3 φαίνεται η κατηγοριοποίηση για κάθε έναν από τους παράγοντες που ακολουθήθηκε για την εκτίμηση του Δείκτη Παράκτιας Τρωτότητας των ανατολικών ακτών των Η.Π.Α.

Πίνακας 14.3 Κατάταξη των ακτών σε κατηγορίες τρωτότητας (από πολύ μικρής έως πολύ μεγάλης) για κάθε έναν από τους παράγοντες – μεταβλητές που εμπλέκονται στην εκτίμηση του Δείκτη Παράκτιας Τρωτότητας (Coastal Vulnerability Index - C.V.I.). Ο πίνακας είναι ενδεικτικός των ακτών του Ατλαντικού των Η.Π.Α. (Pendleton et al., 2004)

Παράγοντας	Πολύ μικρή τρωτότητα (1)	Μικρή τρωτότητα (2)	Μέση τρωτότητα (3)	Υψηλή τρωτότητα (4)	Πολύ υψηλή τρωτότητα (5)
Γεωμορφολογία	Παράκτιοι βραχώδεις κρημνοί, ακτές ria, φιορδ (fjords)	Μέσης κλίσης παράκτιοι κρημνοί σχηματισμών ενδιάμεσης αντοχής	Χαμηλοί παράκτιοι κρημνοί χαλαρών σχηματισμών	Χαλικώδεις αιγιαλοί, εκβολικά συστήματα, λιμνοθάλασσες	Φραγματικοί αιγιαλοί, αμμώδεις αιγιαλοί, αλμυρά έλη, πεδία πηλού, ποτάμια δέλτα, κοραλλιογενείς ύφαλοι
Προέλαση/ υποχώρηση της ακτογραμμής (σε m/έτος)	>2,0	1,0-2,0	(-1,0)-1,0	(-2,0)-(-1,0)	<-2,0
Παράκτια κλίση (%)	>1,20	1,20-0,90	0,90-0,60	0,60-0,30	<0,30
Σχετική μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης (mm/έτος)	<1,8	1,8-2,5	2,5-3,0	3,0-3,4	>3,4
Μέσο ύψος κύματος (m)	<0,55	0,55-0,85	0,85-1,05	1,05-1,25	>1,25
Μέσο εύρος παλίρροιας (m)	>6,0	4,0-6,0	2,0-4,0	1,0-2,0	<1,0

Η χαρτογραφική απεικόνιση των αποτελεσμάτων του υπολογισμού του δείκτη βοηθά στον εντοπισμό των πλέον τρωτών περιοχών και αποτελεί σημαντικό εργαλείο για το σχεδιασμό των μέτρων που πρέπει να ληφθούν καθώς και για τον εντοπισμό των τμημάτων της παράκτιας ζώνης που χρήζουν άμεσης προστασίας.

14.2.3 Κοινωνικο-οικονομικές επιπτώσεις από τη μελλοντική άνοδο της θαλάσσιας στάθμης

Οι κοινωνικο-οικονομικές επιπτώσεις από την αναμενόμενη άνοδο της θαλάσσιας στάθμης μπορούν να σκιαγραφηθούν ως εξής (Bijlsma, 1996):

- Σημαντικές θα είναι οι αρνητικές επιπτώσεις σε διάφορες δραστηριότητες στην παράκτια ζώνη όπως ο τουρισμός, τα αποθέματα και η ποιότητα του γλυκού νερού, η αλιεία, η γεωργική δραστηριότητα στις παράκτιες αλλουβιακές πεδιάδες και στα δέλτα, οι οικισμοί και οι κατοικημένες περιοχές, οι οικονομικές υπηρεσίες, και η ανθρώπινη υγεία.
- Εξαιρετικά υψηλό είναι το κόστος για την προστασία και τη λήψη μέτρων ώστε να αποφευχθούν ή να μετριαστούν οι αρνητικές επιπτώσεις σε χαμηλές νησιωτικές περιοχές, όπως είναι τα νησιά Marshal και οι Μαλδίβες, αλλά και σε ολόκληρες χώρες που φιλοξενούν εκτεταμένες δελταϊκές πεδιάδες χαμηλού υψόμετρου όπως είναι το Bangladesh, η Νιγηρία, η Αίγυπτος και η Κίνα.
- Ο αριθμός των ανθρώπων που υποφέρουν σήμερα από πλημμύρες στην παράκτια ζώνη εκτιμάται σε 40 εκατομμύρια, και αναμένεται να διπλασιαστεί ή ακόμη και να τριπλασιαστεί έως το έτος 2100.
- Οι προσπάθειες προσαρμογής στα νέα δεδομένα, που προκύπτουν από την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης, θα πρέπει να συμπεριλάβουν την εκτίμηση των περιβαλλοντικών, οικονομικών, κοινωνικών και πολιτισμικών αξιών ανά τμήματα της παράκτιας ζώνης. Μια τέτοια εκτίμηση θεωρείται απαραίτητη διότι αρκετές χώρες θα βρεθούν στη δύσκολη θέση να πάρουν αποφάσεις σχετικά με το ποιες ακτές θα πρέπει να προστατευθούν και ποιες θα πρέπει να εγκαταλειφθούν.

Μία ένδειξη των μεγάλων χρηματικών ποσών που απαιτούνται για την προστασία των παράκτιων περιοχών αποτελεί η εκτίμηση του Houghton (1994) σύμφωνα με τον οποίο μόνο για τις Η.Π.Α. το οικονομικό κόστος για την προστασία των ακτών και των απωλειών σε γη θα φθάσει περίπου τα 7 δισεκατομμύρια δολάρια. Πρέπει να σημειωθεί ότι στο ποσό αυτό δεν περιλαμβάνεται το κόστος από την υφαλμύρινση του υπόγειου νερού από τη θάλασσα, ο περιορισμός της γεωργικής γης και των αγροτικών δραστηριοτήτων στην παράκτια ζώνη και τα προβλήματα υγείας που πιθανά να προκαλέσει η μελλοντική άνοδος της θαλάσσιας στάθμης.

Δυστυχώς ανάλογη ποσοτική εκτίμηση των επιπτώσεων για τον ελλαδικό χώρο δεν έχει πραγματοποιηθεί.

Πίνακας 14.4 Κατανομή των χρήσεων γης (σε km²) στις υψομετρικές ζώνες 0-0,5, 0-1 και 0-2 m για τα δέλτα των ποταμών Εύηνου (Ε), Μόρνου (Μ), Καλαμά (Κ) και Πηνειού (Π) (Καρύμπαλης & Γάκη-Παπαναστασίου, 2008)

Χρήση γης	Υψομετρική ζώνη 0-0,5 m				Υψομετρική ζώνη 0-1 m				Υψομετρική ζώνη 0-2 m			
	Ε	Μ	Κ	Π	Ε	Μ	Κ	Π	Ε	Μ	Κ	Π
Αστική δόμηση	1,80	0,01	0,01	0,02	2,90	0,01	0,01	0,05	3,60	0,01	0,02	0,05
Μόνιμες καλλιέργειες	3,00	1,00	0,24	4,56	7,70	1,95	0,40	10,57	17,50	3,10	6,55	2,58
Αιγιαλοί	5,80	0,40	2,19	0,97	7,60	0,43	3,22	1,07	8,40	0,53	3,70	1,26
Δάσος πλατύφυλλων				0,28				0,97				1,50
Φυσικοί βοσκότοποι			2,19	0,69			3,04	2,07			3,67	4,66
Σκληροφυλλική βλάστηση				0,01				0,05				0,97
Τυρφώνες			0,92				1,83				4,12	
Παράκτια έλη	1,90	1,17	1,47		3,10	1,32	1,56		3,60	1,43	1,56	
Σύνολο (km²)	12,50	2,58	7,02	6,51	21,30	3,71	10,06	14,78	33,1	5,07	15,95	11,01

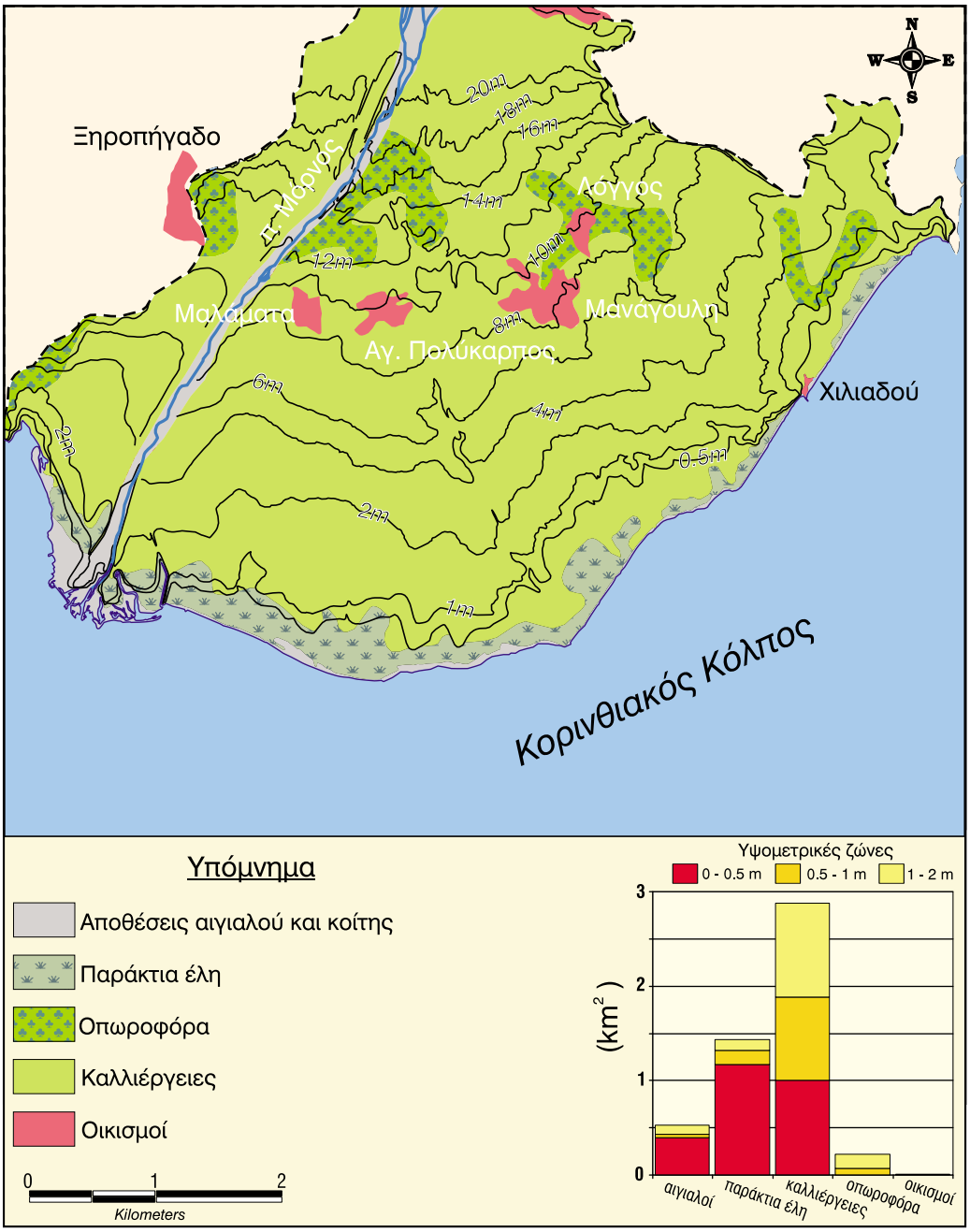
14.2.4 Οι επιπτώσεις από τη μελλοντική άνοδο της θαλάσσιας στάθμης στην Ελλάδα

Με δεδομένη την εξάπλωση των χαμηλών παράκτιων περιοχών στην ηπειρωτική Ελλάδα, με τη μορφή δέλτα ποταμών, λιμνοθαλασσών, παράκτιων αλλουβιακών πεδιάδων και μικρών αιγιαλών, τη σημαντική τους εποίκιση, καθώς και την τουριστική και βιομηχανική τους αξιοποίηση, που υπήρξε ιδιαίτερα σημαντική τις τελευταίες δεκαετίες, οι επιπτώσεις από την αναμενόμενη άνοδο της θαλάσσιας στάθμης θεωρείται ότι θα είναι εξαιρετικά σημαντικές (Maroukian, 1990).

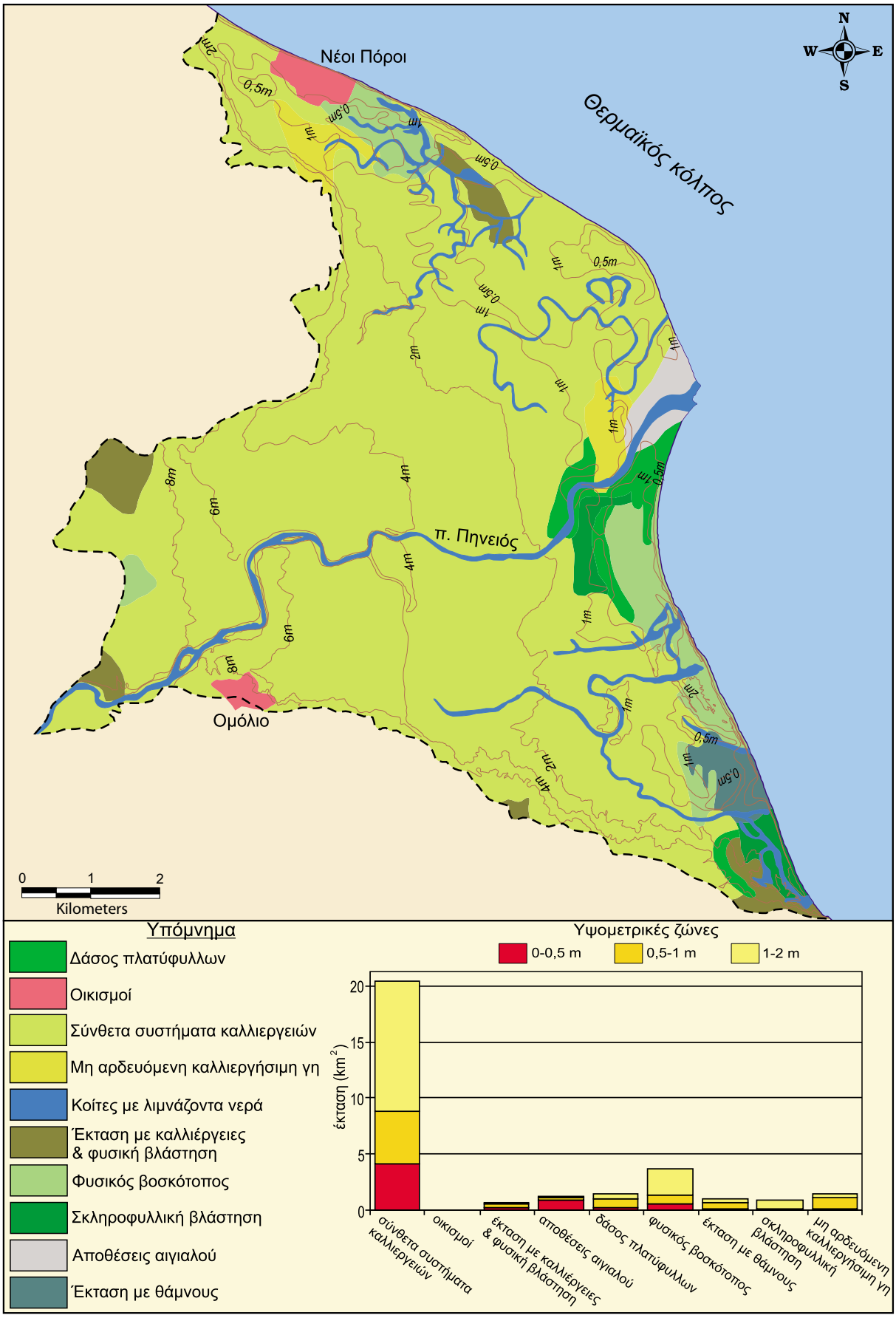
Για την ηπειρωτική Ελλάδα τα παράκτια μήκη που αντιστοιχούν σε απόκρημνες ακτές και σε παράκτιες πεδιάδες είναι 48,04 % και 38,27 % αντίστοιχα ενώ σε δελταϊκές πεδιάδες, λιμνοθάλασσες και σε παραλίες αντιστοιχούν πολύ μικρότερα ποσοστά που ανέρχονται σε 6,39 %, 3,73 % και 3,57 % αντίστοιχα (Gaki-Papanastassiou et al., 1997). Η κατανομή των πέντε τύπων ακτών ανά γεωγραφικό διαμέρισμα δεν είναι ομοιόμορφη παντού. Αξιοσημείωτη είναι η μεγάλη έκταση των χαμηλών παράκτιων περιοχών (δελταϊκές πεδιάδες και λιμνοθάλασσες) στη Θράκη (88 %). Οι περιοχές που οι δελταϊκές πεδιάδες καταλαμβάνουν σημαντική έκταση και αναμένεται να πληγούν κοινωνικο-οικονομικά από τη μελλοντική κατάκλυση λόγω της ανόδου της θαλάσσιας στάθμης είναι η Ήπειρος (24,23 %, με κυριότερα τα δέλτα των ποταμών Καλαμά, Λούρου και Άραχθου) και η Θράκη (25,69 %, με σημαντικότερη χαμηλή περιοχή το δέλτα του Έβρου). Έχει υπολογισθεί ότι οι περιοχές των δελταϊκών πεδιάδων που θα κατακλυσθούν από θαλάσσιο νερό έως το έτος 2100, θα καταλαμβάνουν κατά μέσο όρο το 13,16 % της συνολικής τους έκτασης (Μαρουκιάν κ.α., 2001).

Ενδεικτικά ακολουθεί μια πρώτη εκτίμηση των επιπτώσεων για τα δέλτα των ποταμών Εύηνου, Μόρνου, Καλαμά και Πηνειού. Οι περιοχές που αναμένεται άμεσα να αντιμετωπίσουν σημαντικό πρόβλημα κατάκλυσης από μια ενδεχόμενη άνοδο της θαλάσσιας στάθμης είναι αυτές που έχουν υψόμετρο μικρότερο από 50 cm. Οι εκτάσεις της υψομετρικής αυτής ζώνης για τα τέσσερα δέλτα ανέρχονται σε 12,5 km², 2,58 km², 7,02 km² και 6,5 km² αντίστοιχα (Καρύμπαλης & Γάκη-Παπαναστασίου, 2008). Πέραν όμως των χαμηλών αυτών περιοχών σημαντικές θα είναι και οι επιπτώσεις στις μεγαλύτερες υψομετρικές ζώνες των 0,5 - 1 m και 1 - 2 m δεδομένου ότι ακόμη και αν δεν κατακλυσθούν άμεσα θα αναδιανεμηθούν οι χρήσεις γης εντός αυτών. Ο πίνακας 14.4 περιλαμβάνει τις εκτάσεις των χρήσεων γης ανά υψομετρική ζώνη για κάθε ένα από τα δέλτα αυτά. Αξιοσημείωτο είναι ότι μεταξύ άλλων σημαντικό πρόβλημα αναμένεται να αντιμετωπίσει η πόλη του Μεσολογγίου, που βρίσκεται στο βορειοδυτικό άκρο του δέλτα του Εύηνου, μεγάλη έκταση της οποίας βρίσκεται κάτω από το 1 m (Karymbalis & Chalkias, 2005). Για το συγκεκριμένο δέλτα αρκετά σημαντικές θα είναι οι επιπτώσεις για τη λιμνοθάλασσα Κλείσοβα, αφού η κατάκλυση της περιοχής του Λούρου θα επέτρεπε την επικοινωνία του Πατραϊκού κόλπου με τη λιμνοθάλασσα.

Μεγάλο μέρος των χαμηλών εκτάσεων καταλαμβάνεται από καλλιεργήσιμα εδάφη συνεπώς σημαντικές θα είναι οι επιπτώσεις για τις τοπικές αγροτικές οικονομίες (σχήματα 14.6, 14.7). Περιορισμός των καλλιεργήσιμων εκτάσεων θα προκληθεί επιπλέον από την υφαλμύρινση των υδροφόρων οριζόντων και των εδαφών που γειτνιάζουν με την ακτογραμμή. Πρέπει να τονιστεί ότι σε περιοχές, όπου ήδη παρατηρείται διάβρωση και υποχώρηση της ακτογραμμής, τα φαινόμενα αυτά ενδέχεται να ενταθούν με την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης ενώ σε περιοχές που προελαύνουν, που κυρίως είναι οι ενεργές ποτάμιες εκβολές, ενδέχεται τα αρνητικά αποτελέσματα να μετριαστούν λόγω της προσφοράς και απόθεσης των ποτάμιων ιζημάτων.



Σχήμα 14.6 Χάρτης χρήσεων γης του δέλτα του ποταμού Μόρνου στη Στερεά Ελλάδα. Το διάγραμμα του σχήματος περιλαμβάνει τις εκτάσεις ανά χρήση γης που βρίσκονται στην υψομετρική ζώνη από την ακτογραμμή έως το υψόμετρο των 50 cm, που αποτελεί και την περισσότερο ευάλωτη στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης περιοχή, καθώς και εκείνες των υψομετρικών ζωνών 50 cm - 1m και 1m - 2m αντίστοιχα.



Σχήμα 14.7 Χάρτης χρήσεων γης του δέλτα του Πηνειού ποταμού στη Θεσσαλία. Το διάγραμμα του σχήματος περιλαμβάνει τις εκτάσεις ανά χρήση γης που βρίσκονται στην υψομετρική ζώνη από την ακτογραμμή έως το υψόμετρο των 50 cm, που αποτελεί και την περισσότερο ευάλωτη στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης περιοχή, καθώς και εκείνες των υψομετρικών ζωνών 50 cm - 1m και 1m - 2m αντίστοιχα.

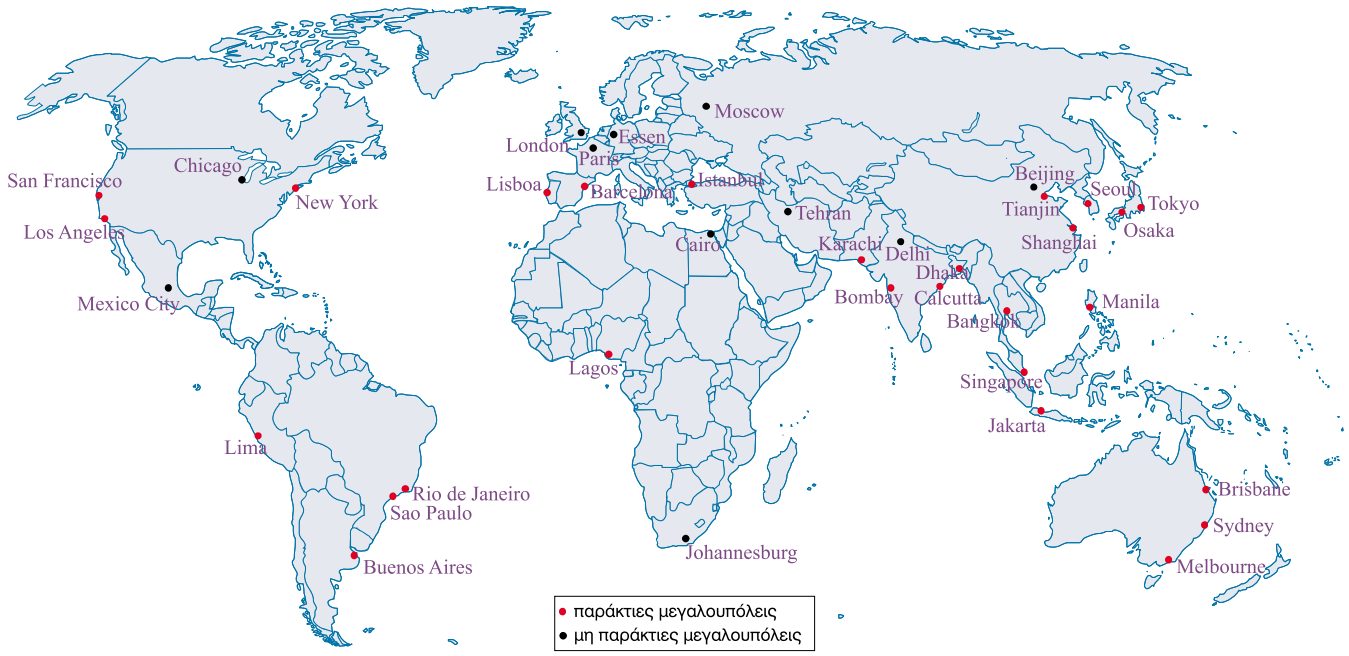
15 Ολοκληρωμένη Διαχείριση Παράκτιας Ζώνης - Ο.Δ.Π.Ζ. (Integrated Coastal Zone Management - I.C.Z.M.)

15.1 Πιέσεις στον παράκτιο χώρο

Τις τελευταίες δεκαετίες οι ανθρωπογενείς επεμβάσεις ασκούν όλο και μεγαλύτερες πιέσεις τόσο στους παράκτιους πόρους, όσο και στη μορφολογία των ακτών παγκοσμίως. Οι δύο βασικές αιτίες της πίεσης αυτής είναι η ραγδαία αύξηση του πληθυσμού των παράκτιων περιοχών, που συνεπάγεται την ανάπτυξη της βιομηχανίας και του τουρισμού, και η όλο και μεγαλύτερη εκμετάλλευση και συνεπώς εξάρτηση του ανθρώπου από το παράκτιο περιβάλλον. Σύμφωνα με πρόσφατες έρευνες σχετικά με τα οικονομικά των πόρων (Costanza et al., 1997) η παράκτια κοινότητα σήμερα συνεισφέρει παγκοσμίως πάνω από το 40% της συνολικής αξίας των υπηρεσιών οικοσυστημάτων. Στις πιέσεις που δέχεται ο παράκτιος χώρος, προστίθεται και η συνεχώς αυξανόμενη φυσική απειλή που οφείλεται στην κλιματική αλλαγή που συντελείται στον πλανήτη μας.

Ο πληθυσμός της γης υπολογίζεται ότι σήμερα έχει ξεπεράσει τα 6 δισεκατομμύρια. Ένα ποσοστό μεγαλύτερο από το 50 % του παγκόσμιου αυτού πληθυσμού εκτιμάται ότι ζει κοντά στις ακτές. Είναι εντυπωσιακό ότι ο αριθμός αυτός είναι ίσος με τον πληθυσμό που είχε η γη τη δεκαετία του 1950. Συγκεκριμένα έχει εκτιμηθεί ότι πάνω από τους μισούς ανθρώπους της γης ζουν σε απόσταση μικρότερη των 60 km από την ακτή (U.N.C.E.D., 1992), 1,2 δισεκατομμύρια εντός απόστασης 100 km (Nichols & Small, 2002, βάσει στοιχείων του 1990), 3,2 δισεκατομμύρια εντός 200 km και τα δύο τρίτα του παγκόσμιου πληθυσμού εντός 400 km από τη θάλασσα (Hinrichsen, 1998). Οι μελλοντικές προβλέψεις είναι ανησυχητικές, αφού η αναλογία των ανθρώπων που δραστηριοποιούνται σε παράκτιες περιοχές αναμένεται να αυξηθεί σημαντικά στο μέλλον. Έως το έτος 2025 υπολογίζεται ότι στην παράκτια ζώνη θα ζουν περισσότεροι άνθρωποι απ' όσους αριθμούσε ο πλανήτης τη δεκαετία του 1990. Η τάση συγκέντρωσης των ανθρώπων στην παράκτια ζώνη είναι χαρακτηριστικό τόσο των ανεπτυγμένων, όσο και των αναπτυσσόμενων χωρών. Οι λόγοι της πληθυσμιακής αυτής συγκέντρωσης κατά μήκος των ακτών είναι πολύπλοκοι και περιλαμβάνουν:

- ***Τη γενική αύξηση του πληθυσμού του πλανήτη*** η οποία συνεπάγεται μια αντίστοιχη αύξηση των αυτόχθονων παράκτιων πληθυσμών.
- ***Την τάση μετακίνησης των ανθρώπων από την επαρχία στα αστικά κέντρα***. Η μείωση του αγροτικού και αντίστοιχη αύξηση του αστικού πληθυσμού είναι ένα παγκόσμιο φαινόμενο. Δεδομένου ότι πολλές από τις μεγαλουπόλεις του κόσμου είναι παράκτιες, προσελκύουν ανθρώπους από αγροτικές περιοχές αυξάνοντας σημαντικά τον αριθμό των κατοίκων τους (σχήμα 15.1).



Σχήμα 15.1 Η γεωγραφική θέση των μεγαλύτερων πόλεων στον κόσμο. Οι περισσότερες μεγαλουπόλεις, που συγκεντρώνουν σημαντικό αριθμό ανθρώπων και δραστηριοτήτων, είναι παράκτιες.

- ***Τη συστηματική και με γρήγορους ρυθμούς μετακίνηση του πληθυσμού από τις εσωτερικές ηπειρωτικές περιοχές στις παράκτιες*** που γίνεται κυρίως για λόγους αναζήτησης καλύτερων οικονομικών και κοινωνικών συνθηκών διαβίωσης καθώς και για λόγους ψυχαγωγίας.

Για την καλύτερη κατανόηση και ερμηνεία του φαινομένου της πληθυσμιακής έξαρσης των παράκτιων περιοχών είναι σημαντική η μελέτη της ανθρωπογεωγραφίας των περιοχών αυτών. Οι περισσότερες παράκτιες μεγαλουπόλεις έχουν αναπτυχθεί σε μεγάλα λιμάνια. Αυτό επιτρέπει τη μεταφορά προϊόντων και αγαθών, τις εισαγωγές και εξαγωγές τους, και γενικά ενθαρρύνει την ανάπτυξη της βιομηχανίας και του εμπορίου στην ευρύτερη περιοχή του λιμανιού. Η ανάπτυξη τέτοιων δραστηριοτήτων αυξάνει τις ευκαιρίες απασχόλησης και επενδύσεων, προσελκύοντας με τον τρόπο αυτό ανθρώπους ώστε να εγκατασταθούν μόνιμα και να εργαστούν στις παράκτιες πόλεις. Η αύξηση αυτή του πληθυσμού των παράκτιων πόλεων ασκεί πίεση στις τοπικές αρχές και κυρίως στους υπεύθυνους για το σχεδιασμό του χώρου, οι οποίοι αναζητούν παραθαλάσσιες εκτάσεις για την μετατροπή τους σε αστικές περιοχές αλλά και περιοχές για την περεταίρω ανάπτυξη βιομηχανικών χώρων. Με τον τρόπο αυτό όλο και περισσότερες παράκτιες εκτάσεις δεσμεύονται και αλλάζουν χρήση. Υπάρχει δηλαδή μια διαδικασία που οδηγεί στη συνεχή σταδιακή αύξηση του μεγέθους της πόλης. Σε διάφορες περιοχές της γης, η επέκταση αυτή είχε σαν αποτέλεσμα την ένωση πολλών γειτονικών παράκτιων πόλεων σε ένα μεγαλύτερο αστικό κέντρο με χαρακτηριστικότερο παράδειγμα το Τόκιο και την Οσάκα στην Ιαπωνία (Kay & Alder, 1999).

Αποτέλεσμα των ισχυρών πιέσεων που υφίσταται ο παράκτιος χώρος είναι η πρόκληση όλο και πιο συχνά αντιπαραθέσεων λόγω αντικρουόμενων συμφερόντων και η απειλή της αειφορικής χρήσης των παράκτιων φυσικών και περιβαλλοντικών πόρων. Ως εκ τούτου αυξάνονται οι απαιτήσεις για ένα υψηλό επίπεδο κατάλληλων στρατηγικών διαχείρισης και προστασίας.

15.2 Ο ρόλος της κατανόησης των γεωμορφολογικών διεργασιών στη διαχείριση των ακτών

Αναπόσπαστο τμήμα των ενεργειών που απαιτούνται για την ορθή διαχείριση της παράκτιας ζώνης είναι η αποτύπωση των μορφολογικών της χαρακτηριστικών, η κατανόηση και μελέτη των φυσικών γεωμορφολογικών διεργασιών που δρουν στον χώρο αυτό καθώς και η αναζήτηση της αλληλεπίδρασής τους με τις ανθρωπογενείς επεμβάσεις. Οι διαχειριστικές προσπάθειες πρέπει να λαμβάνουν σοβαρά υπόψη τη δυναμική φύση της ακτής σε διάφορες κλίμακες χρόνου και χώρου. Οι μεταβολές που συντελούνται σε μεγαλύτερες κλίμακες χρόνου δεν αποτελούν τόσο σημαντικό πρόβλημα για τη διαχείριση του παράκτιου χώρου. Αντίθετα οι γεωμορφολογικές αλλαγές που συντελούνται με γρήγορους ρυθμούς αρκετά συχνά είναι δύσκολο να διευκρινιστεί αν οφείλονται σε φυσικές διεργασίες ή σε ανθρωπογενείς επεμβάσεις. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελούν οι αλλαγές στους παράκτιους υγρότοπους. Αρκετοί υγρότοποι υφίστανται ανθρωπογενείς επεμβάσεις που αφορούν κυρίως έργα αναμόρφωσης με σκοπό την απόκτηση εκτάσεων για την αξιοποίησή τους προς όφελος των τοπικών κοινωνιών. Αρκετά συχνά οι υγρότοποι υφίστανται βύθιση λόγω της υποχώρησης της στάθμης του υπόγειου νερού που προκαλείται από την υπεράντληση για την κάλυψη των υδατικών αναγκών των παράκτιων περιοχών. Οι μεταβολές αυτές, που οφείλονται στις παρεμβάσεις του ανθρώπου, μπορεί να δρουν ταυτόχρονα με φυσικές διεργασίες που οδηγούν στην σταδιακή υποβάθμιση και συρρίκνωση των υγρότοπων, όπως είναι η τοπική μεταβολή της στάθμης της θάλασσας ή η καθίζηση που προκαλείται από την συμπύκνωση των ιζημάτων παλαιότερων αποθέσεων κάτω από το βάρος των υπερκείμενων νεότερων. Γίνεται λοιπόν σαφές ότι στην περίπτωση περιβαλλόντων, όπως οι παράκτιοι υγρότοποι, είναι δύσκολη η διάκριση των αποτελεσμάτων της δράσης των επιμέρους διεργασιών.

Διαχειριστικά πολύ μεγάλη σημασία έχει επίσης η διαπίστωση ότι οι τοπικές επιπτώσεις στον παράκτιο χώρο μπορεί να συνδέονται με θαλάσσιες ή χερσαίες διεργασίες που αρκετά συχνά δρουν μακριά από το άμεσο περιβάλλον της ακτογραμμής. Για παράδειγμα η ρύπανση του παράκτιου χώρου, που προέρχεται από μια πηγή που βρίσκεται αρκετά μακριά από την ακτή. Άλλο παράδειγμα είναι η διάβρωση ή προέλαση της ευρύτερης περιοχής των εκβολών ενός ποταμού, που μπορεί να θεωρηθεί ότι είναι κυρίως το αποτέλεσμα ανεπαρκών πρακτικών διαχείρισης της λεκάνης απορροής του ποταμού, παρά άμεσων τοπικών παράκτιων διεργασιών.

15.3 Η πορεία προς την Ολοκληρωμένη Διαχείριση της Παράκτιας Ζώνης (Ο.Δ.Π.Ζ.) – Integrated Coastal Zone Management (I.C.Z.M.)

Για τους λόγους που προαναφέρθηκαν έχει πλέον γίνει αποδεκτό ότι οι ακτές, όπως και άλλα είδη περιβαλλόντων που αποτελούν σημαντικό φυσικό πόρο, χρήζουν ιδιαίτερης προστασίας και διαχείρισης με έναν περισσότερο ολιστικό παρά τμηματικό ή αποσπασματικό τρόπο. Η συνειδητοποίηση αυτή οδήγησε στην ολοένα και μεγαλύτερη αποδοχή της έννοιας της ολοκληρωμένης διαχείρισης των φυσικών πόρων γενικά και ειδικότερα στην Ολοκληρωμένη Διαχείριση της Παράκτιας Ζώνης - Ο.Δ.Π.Ζ. (Integrated Coastal Zone Management - I.C.Z.M.) όταν πρόκειται για παράκτιες περιοχές.

Το ζήτημα της διαχείρισης του παράκτιου χώρου βρίσκεται στο προσκήνιο για πάνω από 30 έτη. Η νομοθεσία για τις ακτές άρχισε να εφαρμόζεται στις Η.Π.Α. από το 1972. Η μεγάλη ώθηση διεθνώς για την υιοθέτηση της "Ολοκληρωμένης" Διαχείρισης της Παράκτιας Ζώνης δόθηκε στη Διεθνή Διάσκεψη των Οργανισμού Ηνωμένων Εθνών (Ο.Η.Ε.) για το Περιβάλλον και την Ανάπτυξη (U.N.C.E.P.) που διεξήχθη στο Rio de Janeiro το 1992. Στα πλαίσια της διάσκεψης αυτής, βασικό θέμα της οποίας υπήρξε η επείγουσα ανάγκη προστασίας των ακτών ως ευπαθών οικοσυστημάτων, εκφράστηκε η βούληση των αρχών που σχετίζονται με τις ακτές για την ολοκληρωμένη διαχείριση και τη βιώσιμη ανάπτυξη των παράκτιων περιοχών και του θαλάσσιου περιβάλλοντος μέσω της εφαρμογής ευνοϊκών, προς την κατεύθυνση αυτή, νομοθεσιών (U.N.C.E.P., 1992 Agenda 21).

Παρόμοια ζητήματα περιλαμβάνει και το πλαίσιο εργασίας των Ηνωμένων Εθνών για την κλιματική αλλαγή (1992) στα κύρια σημεία του οποίου αναφέρεται η ανάγκη ανάπτυξης ολοκληρωμένων σχεδίων για τη διαχείριση του παράκτιου χώρου. Την επόμενη χρονιά (1993) το Συμβούλιο του Οργανισμού για την Οικονομική Συνεργασία και την Ανάπτυξη και το Πρώτο Παγκόσμιο Συνέδριο για τις Ακτές συνέταξαν και υιοθέτησαν οδηγίες για την ολοκληρωμένη διαχείριση των παράκτιων πόρων. Αυτές μεταξύ άλλων αξιώνουν ότι τα κράτη που επιδιώκουν την εφαρμογή της Ολοκληρωμένης Διαχείρισης της Παράκτιας Ζώνης (Ο.Δ.Π.Ζ.) πρέπει να λαμβάνουν υπόψη και να σέβονται την παράδοση, τον πολιτισμό και την ιστορία των περιοχών σε σχέση με τα αντικρουόμενα συμφέροντα και χρήσεις (I.P.C.C., 1994).

Επιπλέον το Συμβούλιο της Ευρώπης, με την έκδοση συγκεκριμένου "σχεδίου νόμου", έχει ήδη θέσει τις κατευθυντήριες αρχές που θα πρέπει να ακολουθήσουν τα κράτη – μέλη προκειμένου να προστατευθούν αποτελεσματικά οι παράκτιες περιοχές.

Σε επίπεδο Ευρωπαϊκής Ένωσης, η σχετική πρόταση της Ευρωπαϊκής Επιτροπής για την προστασία των παράκτιων ζωνών - όπως τροποποιήθηκε από το Ευρωπαϊκό Κοινοβούλιο - συζητήθηκε στο Συμβούλιο Υπουργών Περιβάλλοντος της Ένωσης στις 29 Οκτωβρίου του 2001. Το κείμενο της κοινής θέσης που υιοθετήθηκε από το Συμβούλιο Υπουργών αναφέρεται, μεταξύ άλλων, στην προστασία του παράκτιου περιβάλλοντος με τη διατήρηση της ακεραιότητάς του, στη λήψη κατάλληλων και οικολογικά υπεύθυνων μέτρων για την προστασία των παράκτιων ζωνών, στη βελτίωση της συνεργασίας των εμπλεκομένων υπηρεσιών, καθώς και στην ανάγκη περιορισμού των οικονομικών και αλιευτικών κινήτρων. Επιπλέον υπογραμμίζεται ότι η λήψη μέτρων προστασίας του παράκτιου περιβάλλοντος θα πρέπει να κινείται στο πλαίσιο της κάλυψης των αναγκών όχι μόνο της σημερινής γενεάς αλλά και των μελλοντικών. Από το κείμενο της κοινής θέσης των Υπουργών Περιβάλλοντος προκύπτει ότι θα πρέπει τα κράτη - μέλη να ενεργούν συντηρητικά ως προς τις δραστηριότητες οι οποίες ενδέχεται να έχουν επίπτωση στις παράκτιες περιοχές.

Έτσι η σύγχρονη τάση επιστημονικής προσέγγισης του παράκτιου χώρου, που επικρατεί σε διεθνές επίπεδο, κατευθύνεται προς την Ολοκληρωμένη Διαχείριση των Παράκτιων Ζωνών (Ο.Δ.Π.Ζ.).

Η ολοκληρωμένη διαχείριση του παράκτιου χώρου είναι μια διαρκής δυναμική διαδικασία που αποσκοπεί στο να διαχειριστεί την εκμετάλλευση των παράκτιων πόρων από τον άνθρωπο με βιώσιμο τρόπο υιοθετώντας μια ολιστική - ολοκληρωμένη προσέγγιση τόσο του χερσαίου, όσο και του θαλάσσιου περιβάλλοντος. Απαιτεί δε τη συναίνεση μεταξύ των διαφόρων κυβερνητικών τομέων και των πολιτών καθώς και των επιστημών και των τομέων της οικονομίας. Στην Ολοκληρωμένη Διαχείριση της Παράκτιας Ζώνης εξέχουσα σημασία έχει η προστασία των παράκτιων οικοσυστημάτων, η ευημερία και ενεργή συμμετοχή των τοπικών κοινωνιών και η συνέργια ανάμεσα σε πολιτικές και φορείς.

15.4 Στόχοι και σημεία – κλειδιά της Ολοκληρωμένης Διαχείρισης της Παράκτιας Ζώνης (Ο.Δ.Π.Ζ.)

Σήμερα υπάρχει παγκοσμίως μια αυξανόμενη τάση για ολοκληρωμένη προσέγγιση των ακτών συνεκτιμώντας διεργασίες και δραστηριότητες που λαμβάνουν χώρα τόσο στο χερσαίο, όσο και στο θαλάσσιο τμήμα των παράκτιων ζωνών. Με την πάροδο των ετών αναγνωρίστηκε η ανάγκη μιας νέας προσέγγισης στη διαχείριση των θαλάσσιων και παράκτιων περιβαλλόντων που να μπορεί να αναπτυχθεί τόσο σε τοπικό, όσο και σε εθνικό, αλλά και σε παγκόσμιο επίπεδο. Κάθε νέα απόπειρα διαχείρισης του παράκτιου χώρου εκτός του ότι θα πρέπει να είναι ολοκληρωμένη θα πρέπει να λαμβάνει σοβαρά υπόψη την πρόβλεψη της μελλοντικής εξέλιξης της παράκτιας περιοχής στην οποία αναφέρεται. Έχουν γίνει αρκετές προσπάθειες διεθνώς για τη διατύπωση οδηγιών – κατευθυντήριων γραμμών για την Ο.Δ.Π.Ζ., δίνοντας έμφαση στην σπουδαιότητα της ενδυνάμωσης και του συντονισμού της διατομεακής διαχείρισης.

Οι στόχοι της Ολοκληρωμένης Διαχείρισης της Παράκτιας Ζώνης περιλαμβάνουν:

- Την ολοκληρωμένη και βιώσιμη οικονομική ανάπτυξη. Αυτό επιχειρείται με τη διεύρυνση των δυνατοτήτων απασχόλησης και τη διαφοροποίηση - ποικιλότητα της οικονομικής βάσης των παράκτιων περιοχών.
- Τη στήριξη και ενίσχυση εναλλακτικών ήπιων μορφών ανάπτυξης.
- Την προστασία της φυσικής και πολιτιστικής κληρονομιάς των παράκτιων περιοχών με τη βιώσιμη διαχείριση των φυσικών πόρων, τον σεβασμό στην ποικιλότητα του τοπίου και την ανάδειξη των ιστορικών

και πολιτιστικών μνημείων. Βιώσιμη διαχείριση της παράκτιας ζώνης σημαίνει, όχι μόνο την ανάπτυξη με σεβασμό στις φυσικές και πολιτισμικές ιδιαιτερότητες, αλλά και την εξασφάλιση των προϋποθέσεων για την κοινωνική ευημερία του παράκτιου πληθυσμού, ο οποίος αντιμετωπίζει ιδιαίτερα προβλήματα.

Οι Cicin-Sain & Knecht (1998) θεωρούν ότι το σκεπτικό για μια ολοκληρωμένη προσέγγιση περιλαμβάνει πρωτίστως τη διερεύνηση των αποτελεσμάτων που προκαλούν η χρήση των ωκεανών και των ακτών αλλά και οι δραστηριότητες που αφορούν ενδοηπειρωτικές περιοχές και επηρεάζουν το ωκεάνιο και παράκτιο περιβάλλον. Στο Παγκόσμιο Συνέδριο για τις Ακτές το σκεπτικό για την ολοκληρωμένη προσέγγιση θεωρείται απλά ως η αναγκαιότητα για συνεργασία μεταξύ όλων των υπεύθυνων φορέων που εμπλέκονται στη διαχείριση του παράκτιου χώρου (I.P.C.C., 1994). Σε αυτό το πλαίσιο, η Ολοκληρωμένη Διαχείριση της Παράκτιας Ζώνης αποβλέπει στη συνέργια μεταξύ των διαφόρων πολιτικών, οικονομικών, κοινωνικών, περιβαλλοντικών και αναπτυξιακών πρακτικών, η εφαρμογή των οποίων έχει επιπτώσεις στις παράκτιες περιοχές και στη λήψη αποφάσεων που προκύπτουν από μια μεθοδολογία συμμετοχικού σχεδιασμού. Η προσέγγιση αυτή αφορά ταυτόχρονα τον προγραμματισμό και τη διαχείριση των παράκτιων πόρων και του παράκτιου χώρου γενικότερα. Δεν πρόκειται για μια ιδεώδη λύση με άμεσα και απτά αποτελέσματα, αλλά για μια δυναμική διαδικασία που εξελίσσεται συν το χρόνο. Τα σημεία – κλειδιά για την ορθή Ολοκληρωμένη Διαχείριση του Παράκτιου Χώρου μπορούν να προσδιοριστούν ως εξής:

- ***Η ενδοκυβερνητική συνεργασία μεταξύ των διαφορετικών επιπέδων της διακυβέρνησης.*** Η προσπάθεια αυτή απαιτεί την ενεργό συμμετοχή και συνεννόηση μεταξύ των φορέων που ασκούν τη διακυβέρνηση σε εθνικό επίπεδο, σε επίπεδο επαρχίας, περιφέρειας ή τοπικής αυτοδιοίκησης. Ο σχεδιασμός για την επίτευξη της βιώσιμης διαχείρισης και ανάπτυξης πρέπει να γίνεται σε τοπικό επίπεδο (Δήμος, Νομαρχία, Περιφέρεια) ενώ η χάραξη της πολιτικής σε εθνικό.
- ***Διατομεακή συνεργασία μεταξύ διαφορετικών κυβερνητικών τομέων*** όπως αυτών που αφορούν τη βιομηχανία, τον τουρισμό, την περιβαλλοντική προστασία των ακτών και την ολοκλήρωση πολιτικών πρακτικών μεταξύ διαφορετικών τομέων της οικονομίας.
- ***Κοινωνική ολοκλήρωση.*** Οι εκάστοτε κυβερνήσεις πρέπει όχι μόνο να επιτρέπουν αλλά και να επιδιώκουν την αποτελεσματική συμμετοχή και εμπλοκή των πολιτών στη διαχείριση του παράκτιου χώρου. Η αειφόρος ανάπτυξη απαιτεί την κινητοποίηση του παράκτιου πληθυσμού και την καλλιέργεια του αισθήματος κοινής ευθύνης.
- ***Χωρική ολοκλήρωση*** μεταξύ της διαχείρισης των ηπειρωτικών περιοχών, του ωκεανού και των ακτών.
- ***Συνεργασία μεταξύ επιστήμης και φορέων διαχείρισης.*** Ιδιαίτερης σημασίας είναι η συνεργασία μεταξύ των επιστημόνων διαφορετικών γνωστικών αντικειμένων και των ειδικών σε οικονομικά, τεχνικά και νομικά θέματα διαχείρισης του παράκτιου χώρου. Ο σχεδιασμός των δραστηριοτήτων και των έργων υποδομής θα πρέπει να σέβεται αφενός τη φέρουσα ικανότητα των φυσικών οικοσυστημάτων και πόρων, και αφετέρου τις συναινετικές και άλλες δημοκρατικές διαδικασίες.
- ***Συνεργασία σε διεθνές επίπεδο μεταξύ διαφόρων κρατών*** για διασυνοριακά θέματα διαχείρισης του παράκτιου χώρου.
- Πυρήνα ενός ολοκληρωμένου παράκτιου σχεδιασμού πρέπει να αποτελεί η ***προστασία και ανάδειξη της φυσικής και πολιτιστικής ιδιαιτερότητας*** της κάθε περιοχής.

15.5 Βασικά βήματα για την υλοποίηση της Ο.Δ.Π.Ζ.

Για μια πετυχημένη Ολοκληρωμένη Διαχείριση της Παράκτιας Ζώνης (Ο.Δ.Π.Ζ.) απαιτείται μια μακροπρόθεσμη στρατηγική με σαφώς καθορισμένα εθνικά θέματα και καθοδηγητικές αρχές για τους διαχειριστές του παράκτιου χώρου. Είναι επιπλέον αναγκαίο να υπάρχει ένας συγκεκριμένος φορέας - αρχή που να έχει ως ευθύνη τόσο τον συντονισμό, όσο και τον στρατηγικό σχεδιασμό και την παρακολούθηση των καθοριστικής σημασίας δεικτών αποτίμησης των προσπαθειών εφαρμογής της Ο.Δ.Π.Ζ. Περισσότερο σημαντική για την υλοποίηση της Ολοκληρωμένης Διαχείρισης της Παράκτιας Ζώνης είναι η πολιτική βούληση. Κατά καιρούς έχουν διατυπωθεί διάφορα σχέδια που περιλαμβάνουν τα διαφορετικά στάδια της διαδικασίας εφαρμογής της Ολοκληρωμένης Διαχείρισης της Παράκτιας Ζώνης (Ο.Δ.Π.Ζ.). Τα μοντέλα αυτά σχεδόν στο σύνολό τους δίνουν έμφαση στην κυκλική φύση της διαδικασίας και στην αναγκαιότητα για διαρκή επανα-αποτίμηση.

Τα βασικά βήματα που πρέπει να ακολουθηθούν προκειμένου να εφαρμοστεί η βιώσιμη διαχείριση των ακτών είναι τα εξής:

- αναγνώριση των τοπικών περιβαλλοντικών, κοινωνικών και αναπτυξιακών προβλημάτων,
- καθορισμός των στόχων που πρέπει να επιτευχθούν προκειμένου να επιλυθούν τα προβλήματα αυτά,
- καθορισμός συγκεκριμένων δράσεων σε τοπικό επίπεδο,
- καθορισμός συγκεκριμένων σταδίων εφαρμογής με μετρήσιμα αποτελέσματα,
- εξασφάλιση των μέσων που απαιτούνται προκειμένου να πραγματοποιηθούν οι δράσεις (οικονομικοί πόροι, ανθρώπινο δυναμικό, υλικοτεχνική υποδομή, κ.α.),
- ανάπτυξη ενός συστήματος ελέγχου αξιολόγησης,
- ανάπτυξη ενός πλαίσιου συμμετοχικού σχεδιασμού με την ενεργή συμμετοχή τοπικών φορέων και πολιτών,

- οργάνωση δικτύων για την ανταλλαγή εμπειριών πάνω σε πρακτικές παράκτιας διαχείρισης και συμμετοχικού σχεδιασμού και
- οργάνωση προγραμμάτων ευαισθητοποίησης και ενημέρωσης του κοινού με σκοπό την επίτευξη της απαραίτητης κοινωνικής συναίνεσης και συμμετοχής.

Πρέπει να τονιστεί ότι υπάρχουν αξιοσημείωτες κοινωνικο-οικονομικές και πολιτικές διαφορές μεταξύ των παράκτιων κρατών που χρειάζεται να ληφθούν υπόψη τόσο κατά την εφαρμογή της Ολοκληρωμένης Διαχείρισης της Παράκτιας Ζώνης (Ο.Δ.Π.Ζ.), όσο και κατά την αποτίμηση των αποτελεσμάτων της εφαρμογής της.

Από όλα τα παραπάνω φαίνεται πως έχει γίνει διεθνώς αποδεκτό ότι η Ολοκληρωμένη Διαχείριση της Παράκτιας Ζώνης (Ο.Δ.Π.Ζ.) αποτελεί την πλέον κατάλληλη μεθοδολογία για τη βιώσιμη ανάπτυξη των παράκτιων περιοχών. Η αποδοχή αυτή πηγάζει από τη συνειδητοποίηση ότι μια αποσπασματική προσέγγιση μεμονωμένων θεμάτων του παράκτιου χώρου είναι ανεπαρκής για την ορθή διαχείρισή του.

15.6 Το ελληνικό νομοθετικό πλαίσιο για την παράκτια ζώνη

Το 2001 ψηφίστηκε ένα νέο νομοθέτημα (ν. 2971/01) σχετικό με τον *«αιγιαλό, την παραλία και άλλες διατάξεις»* το οποίο αντικατέστησε τον απαρχαιωμένο παλαιότερο νόμο (ν. 2344/40) που αφορούσε τις ακτές και ίσχυε για 60 ολόκληρα χρόνια (από το 1940). Ορισμένες διατάξεις για την παράκτια ζώνη αναφέρονται επίσης στους νόμους (ν. 1337/83) του 1983 και (ν. 1650/86) του 1986 που αφορούν τη χωρική ανάπτυξη και το περιβάλλον αντίστοιχα. Οι δύο αυτοί νόμοι αναθεωρήθηκαν από τον μεταγενέστερο (ν. 2742/99) (ΦΕΚ 207/Α′/1999) *«περί χωροταξίας και βιώσιμης ανάπτυξης»*.

Τόσο στον παλαιότερο, όσο και στον πρόσφατο νόμο η παράκτια ζώνη καθορίζεται με κριτήρια την ανάγκη εξασφάλισης της επικοινωνίας μεταξύ της ξηράς και της θάλασσας, το ιδιοκτησιακό καθεστώς και τη χρήση, χωρίς να λαμβάνονται υπόψη τα γεωλογικά, γεωμορφολογικά και περιβαλλοντικά χαρακτηριστικά της εκάστοτε περιοχής. Στο άρθρο 1 δίνονται οι ορισμοί του αιγιαλού, της παραλίας και του παλαιού αιγιαλού. Σύμφωνα με αυτό:

«Αιγιαλός ορίζεται η ζώνη της ξηράς που βρέχεται από τη θάλασσα από τις μεγαλύτερες και συνήθεις αναβάσεις των κυμάτων της.

Παραλία είναι η ζώνη ξηράς που προστίθεται στον αιγιαλό, καθορίζεται δε σε πλάτος μέχρι και (πενήντα) 50 μέτρα από την ακτογραμμή του αιγιαλού, προς εξυπηρέτηση της επικοινωνίας της ξηράς με τη θάλασσα και αντίστροφα.

Παλαιός αιγιαλός είναι η ζώνη της ξηράς, που προέκυψε από τη μετακίνηση της ακτογραμμής προς τη θάλασσα, οφείλεται σε φυσικές προσχώσεις ή τεχνικά έργα και προσδιορίζεται από τη νέα γραμμή του αιγιαλού και το όριο του παλαιότερα υφιστάμενου αιγιαλού».

Η διαδικασία που ακολουθείται για τον καθορισμό των ορίων του αιγιαλού, της παραλίας και του παλαιού αιγιαλού, δίνεται στο άρθρο 3 σύμφωνα με το οποίο:

«ο καθορισμός των ορίων του αιγιαλού, της παραλίας και του παλαιού αιγιαλού γίνεται από Επιτροπή, η οποία συγκροτείται σε επίπεδο νομού με απόφαση του Υπουργού Οικονομικών και αποτελείται από: α) τον προϊστάμενο της Κτηματικής Υπηρεσίας ως πρόεδρο, β) ένα μηχανικό της Κτηματικής Υπηρεσίας με ειδικότητα τοπογράφου ή πολιτικού μηχανικού και, αν δεν υπάρχει, έναν τεχνολόγο τοπογράφο μηχανικό, ενώ σε περίπτωση που η Κτηματική Υπηρεσία δε διαθέτει μηχανικό των ανωτέρω ειδικοτήτων, συμμετέχει στην Επιτροπή μηχανικός της Τεχνικής Υπηρεσίας Δήμων και Κοινοτήτων (Τ.Υ.Δ.Κ.) ή άλλης υπηρεσίας του Δημοσίου, γ) τον αρμόδιο Λιμενάρχη, δ) το διευθυντή της Διεύθυνσης Πολεοδομίας της Νομαρχιακής Αυτοδιοίκησης, ε) το διευθυντή Χωροταξίας και Περιβάλλοντος της Γενικής Γραμματείας της Περιφέρειας.

Σε εξαιρετικές περιπτώσεις, μετά την εκτίμηση των πραγματικών περιστατικών, ο Υπουργός Οικονομικών δύναται να συστήσει και δεύτερη επιτροπή.»

Με βάση τις διατάξεις του νόμου η επιτροπή συντάσσει υποχρεωτικά έκθεση που συνοδεύεται από σχετικό διάγραμμα – χάρτη στο οποίο ο παλαιός αιγιαλός απεικονίζεται με πολύ συγκεκριμένο τρόπο όπως καθορίζεται στο νομοσχέδιο. Τόσο ο καθορισμός του αιγιαλού, όσο και ο προσδιορισμός και η χαρτογράφηση του παλαιού αιγιαλού απαιτούν τη γνώση των φυσικών διεργασιών που δρουν στον παράκτιο χώρο και διαμορφώνουν τα γεωμορφολογικά του χαρακτηριστικά. Η απουσία μέλους στην επιτροπή, που να ασχολείται με τις φυσικές διεργασίες και τα αποτελέσματα αυτών, είναι προφανές ότι αποτελεί ένα κενό στο νόμο. Οι διεργασίες αυτές που δρουν στον παράκτιο χώρο μεταβάλλοντας τα μορφολογικά του χαρακτηριστικά και πρέπει να λαμβάνονται υπόψη κατά τη χάραξη των αιγιαλών του παρελθόντος είναι οι ευστατικές μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης, οι τεκτονικές ανοδικές και καθοδικές κινήσεις που μετατοπίζουν την ακτογραμμή και το ισοζύγιο της παράκτιας ζώνης που εξαρτάται από τη σχέση της προσφοράς ιζήματος από τις χερσαίες περιοχές και τη δράση των θαλάσσιων διεργασιών. Τέλος πρέπει να λαμβάνονται σοβαρά υπόψη και οι ανθρωπογενείς επεμβάσεις που για ορισμένες παράκτιες περιοχές είναι ιδιαίτερα σημαντικές. Τα μέλη της επιτροπής λόγω των ειδικοτήτων τους δεν είναι σε θέση να λάβουν υπόψη τους γεωλογικούς και γεωμορφολογικούς παράγοντες κατά τον καθορισμό του παλαιού αιγιαλού. Αυτή η διαπίστωση έχει επιβεβαιωθεί στην πράξη, καθώς σε πολλές περιπτώσεις το όριο του παλαιού αιγιαλού χαράσσεται λανθασμένα και απεικονίζεται στους σχετικούς χάρτες με τη μορφή τεθλασμένης γραμμής. Έτσι σε αρκετές

περιπτώσεις μετά τον καθορισμό των ορίων του αιγιαλού, της παραλίας και κυρίως του παλαιού αιγιαλού προκαλούνται προβλήματα και ασάφειες με αποτέλεσμα φορείς του Δημοσίου, όπως οι κατά τόπους Κτηματικές Υπηρεσίες ή οι Οργανισμοί Τοπικής Αυτοδιοίκησης αλλά και ιδιώτες, να θεωρούν απαραίτητο την επαναχάραξη του παλαιού αιγιαλού από γεωεπιστήμονες (Νικολακόπουλος, κ.α., 2008).

Το άρθρο 2 του νομοθετήματος αναφέρεται στην κυριότητα του αιγιαλού και της παραλίας και τη χρησιμότητά τους. Ανεξάρτητα από τον τρόπο καθορισμού του αιγιαλού και της παραλίας, αναγνωρίζεται η οικολογική τους σημασία και ανατίθεται η προστασία του οικοσυστήματος των ζωνών αυτών στο Κράτος που υπέχει και τη σχετική ευθύνη. Συγκεκριμένα επισημαίνεται ότι:

«Ο αιγιαλός και η παραλία είναι πράγματα κοινόχρηστα και ανήκουν κατά κυριότητα στο Δημόσιο, το οποίο τα προστατεύει και τα διαχειρίζεται.

Η προστασία του οικοσυστήματος των ζωνών αυτών είναι ευθύνη του Κράτους.

Ο κύριος προορισμός των ζωνών αυτών είναι η ελεύθερη και ακώλυτη πρόσβαση προς αυτές. Κατ' εξαίρεση ο αιγιαλός και η παραλία μπορούν να χρησιμεύσουν για κοινωφελείς περιβαλλοντικούς και πολιτιστικούς σκοπούς και για απλή χρήση καθώς και για εξυπηρέτηση υπέρτερου δημοσίου συμφέροντος.

Στον αιγιαλό και την παραλία δεν επιτρέπεται η κατασκευή κτισμάτων και εν γένει κατασκευασμάτων, παρά μόνο για την επιδίωξη των σκοπών, που αναφέρονται στην προηγούμενη παράγραφο.

Ο παλαιός αιγιαλός ανήκει στην ιδιωτική περιουσία του Δημοσίου και καταγράφονται ως δημόσια κτήματα.»

Ως απλή χρήση του αιγιαλού και της παραλίας ορίζεται *«η κάθε χρήση, εφόσον από αυτή δεν παραβιάζεται ο προορισμός τους ως κοινόχρηστων πραγμάτων και δεν επέρχεται αλλοίωση στη φυσική μορφολογία τους και τα βιοτικά στοιχεία.»*

Η παραχώρηση της απλής χρήσης του αιγιαλού και της παραλίας *«γίνεται με απόφαση του Υπουργού Οικονομίας και Οικονομικών έναντι ανταλλάγματος κατά τις διατάξεις για την εκμίσθωση δημοσίων κτημάτων.»*

Εντούτοις όμως δυστυχώς στο άρθρο που αφορά την παραχώρηση της απλής χρήσης δίνεται η δυνατότητα εμπορευματοποίησης και εκχώρησης παραθαλάσσιων δημόσιων εκτάσεων (μέχρι έκτασης 500 m^2) σε ιδιώτες για τουριστικούς σκοπούς και αναψυχή. Για την προσέλκυση μάλιστα της κακώς εννοούμενης ιδιωτικής πρωτοβουλίας, το νομοσχέδιο παρέχει τη δυνατότητα στην Κτηματική Εταιρεία του Δημοσίου να συνάπτει με τους επενδυτές συμβάσεις μακροχρόνιας μίσθωσης. Πρέπει να γίνει κατανοητό ότι ο αιγιαλός και η παραλία αποτελούν ένα ενιαίο οικοσύστημα το οποίο χρήζει προστασίας στο πλαίσιο της συνταγματικής επιταγής για την προστασία του περιβάλλοντος. Το δικαίωμα της ιδιοκτησίας δεν μπορεί να ασκείται σε βάρος του γενικότερου συμφέροντος. Σε κάθε περίπτωση θα πρέπει οι διατάξεις του νόμου να ερμηνεύονται και να εφαρμόζονται υπό το φως του άρθρου 24 του Συντάγματος για την προστασία του περιβάλλοντος.

Τη σπουδαιότητα των ακτών αλλά και την ανάγκη προστασίας τους από την ανεξέλεγκτη κατασκευαστική δραστηριότητα έχει αναγνωρίσει και το Συμβούλιο της Επικρατείας σύμφωνα με το οποίο: *«οι ακτές συνιστούν ουσιώδες στοιχείον του φυσικού περιβάλλοντος και, τυγχάνουν συνταγματικής προστασίας ευθέως εκ του άρθρου 24, κατά την ορθήν έννοιαν του οποίου δέον να τελούν υπό καθεστώς ειδικής διαχειρίσεως. Κατά συνέπειαν, εκτέλεσις τεχνικού έργου επί των ακτών, και δη είτε εις την χερσαίαν είτε εις την θαλασσίαν ζώνην, δεν είναι επιτρεπτή ειμή μόνον διά λόγους δημοσίου συμφέροντος και υπό την προϋπόθεσιν ότι το έργον είναι βιώσιμον, ήτοι ότι ως εκ της χωροθετήσεώς του, της γενικής περιβαλλοντικής μελέτης και των όρων αυτής έχει προηγουμένως εξασφαλισθεί το συμβατόν αυτού με το οικείον οικοσύστημα αυτής, ότι το έργον εντάσσεται εις συνολικόν προγραμματισμόν της επεμβάσεως εις την ακτήν»*.

Σε ό,τι αφορά την ευρωπαϊκή πολιτική για τη διαχείριση της παράκτιας ζώνης η Ευρωπαϊκή Επιτροπή από τα τέλη της δεκαετίας του 1980 είχε διαπιστώσει τα προβλήματα που αντιμετωπίζει η παράκτια ζώνη (Αναγνώστου, 2008). Για το λόγο αυτό σχεδίασε ένα "Πρόγραμμα Επίδειξης" για την "Ολοκληρωμένη Διαχείριση της Παράκτιας Ζώνης" από τα αποτελέσματα του οποίου διαμορφώθηκε η πολιτική της Ευρωπαϊκής Ένωσης για τη διαχείριση των παράκτιων ζωνών.

Τα βασικά αίτια των προβλημάτων που αναδείχθηκαν από την εφαρμογή του προγράμματος αυτού και καλείται κανείς να αντιμετωπίσει ήταν τα εξής (Αναγνώστου, 2008):

- Η μη ολοκληρωμένη αντίληψη και κατανόηση των φυσικών διεργασιών που δρουν στην παράκτια ζώνη.
- Η ανεπαρκής συμμετοχή των ενδιαφερομένων στην πρόταση και εφαρμογή λύσεων για τα προβλήματα του παράκτιου χώρου.
- Οι μεμονωμένες αποφάσεις που έχουν λειτουργήσει σε βάρος των μακροπρόθεσμων λύσεων.
- Η γραφειοκρατία και η έλλειψη συντονισμού μεταξύ των διοικητικών φορέων που αποτελούν ανασταλτικό παράγοντα για την εύρεση λύσεων, σε τοπικό επίπεδο, που συμφέρουν ανά περίπτωση.
- Οι τυχόν τοπικές πρωτοβουλίες για την αειφόρο διαχείριση των ακτών συνήθως δεν υποστηρίζονται από τα υψηλότερα επίπεδα διοίκησης.

Η στρατηγική της Ευρώπης για την Ολοκληρωμένη Διαχείριση της Παράκτιας Ζώνης έχει διαμορφωθεί από το 2000 και συνίσταται από μια σειρά συγκεκριμένων δράσεων - αρχών που λίγο πολύ ταυτίζονται με τις αρχές από τις οποίες διέπεται η Ο.Δ.Π.Ζ. που έχουν ήδη αναφερθεί σε προηγούμενες παραγράφους του κεφα-

λαίου αυτού. Το 2002 το Ευρωπαϊκό Κοινοβούλιο και το Συμβούλιο της Ευρωπαϊκής Ένωσης (Ε.Ε.) υιοθέτησαν ένα κείμενο «Συστάσεων» (European Commission, 2002) που καθόριζε τα πλαίσια μιας ολοκληρωμένης διαχείρισης ακτών των κρατών μελών. Η επιλογή του ευρωπαίου νομοθέτη να προτείνει Σύσταση και όχι το δεσμευτικό νομικό εργαλείο της Οδηγίας (Directive) ή το ακόμα δεσμευτικότερο του Κανονισμού (Regulation), δείχνει την επιφυλακτικότητα των εμπλεκόμενων μερών μπροστά σε ένα σημαντικό πρόβλημα όπως είναι η διαχείριση του παράκτιου περιβάλλοντος (Χατζημπίρος & Παναγιωτίδης, 2008). Η Ελλάδα είναι προφανές ότι δεσμεύεται να ακολουθήσει τις διεθνείς και ευρωπαϊκές τάσεις, λαμβάνοντας τα κατάλληλα νομοθετικά και διοικητικά μέτρα, προκειμένου να προστατεύσει τις παράκτιες περιοχές. Σύμφωνα με τη σύσταση της Ευρωπαϊκής Επιτροπής κάθε χώρα της Ευρωπαϊκής Ένωσης έπρεπε να καταθέσει έκθεση για την πρόοδο της εφαρμογής της Ολοκληρωμένης Διαχείρισης της Παράκτιας Ζώνης σε εθνικό επίπεδο για την περίοδο από το 2000 έως το 2006 (Αναγνώστου, 2008). Η Ελλάδα κατέθεσε ένα κείμενο που περιγράφει την ελληνική κατάσταση και τις προσπάθειες που καταβάλλονται για την εφαρμογή της Ο.Δ.Π.Ζ. Τα προβλήματα που διαπιστώθηκαν για τις ελληνικές ακτές αφορούσαν κυρίως την πυκνή δόμηση των παράκτιων περιοχών από οικοδομικές κατασκευές και τεχνικά έργα, τη μη συντονισμένη εφαρμογή πολιτικών για την παράκτια ζώνη καθώς και την αδυναμία λήψης διοικητικών αποφάσεων (Αναγνώστου, 2008). Έμφαση έχει δοθεί σε βραχυπρόθεσμες αναπτυξιακές δραστηριότητες και όχι σε σχέδια μακροχρόνιας ανάπτυξης, γεγονός που δημιουργεί σημαντικά προβλήματα. Επιπλέον διαχειριστικό πρόβλημα προκύπτει από την μη συμμετοχή των κατοίκων και των χρηστών της παράκτιας ζώνης στις πολιτικές αποφάσεων για τις ακτές.

Η μέχρι σήμερα εμπειρία έχει δείξει ότι η διαμόρφωση ενιαίας παράκτιας πολιτικής είναι αδύναμη στη χώρα μας. Το πρόβλημα πηγάζει από το ότι δεν υπάρχει ένα ενιαίο νομικό πλαίσιο για την Ολοκληρωμένη Διαχείριση της Παράκτιας Ζώνης. Η διαχείριση των παράκτιων πόρων στηρίζεται σε χωρικές και τομεακές πολιτικές που αφορούν αποσπασματικά την αστική ανάπτυξη, τον τουρισμό, τη βιομηχανία, τη γεωργία και το περιβάλλον. Ακόμη και στις ελάχιστες περιπτώσεις που υπάρχουν σχέδια διαχείρισης του παράκτιου περιβάλλοντος δεν έχουν αποτελεσματική εφαρμογή με αποτέλεσμα οι παράκτιες περιοχές αντί να προστατεύονται να υποβαθμίζονται, συχνά με ευθύνη της κεντρικής αλλά και της τοπικής διοίκησης.

Ένα από τα κύρια προβλήματα σε διοικητικό και οργανωτικό επίπεδο είναι η έλλειψη μηχανισμών συντονισμού των επιμέρους φορέων που εμπλέκονται στη διαχείριση των ελληνικών παράκτιων περιοχών. Σημαντική είναι η επισήμανση ότι απουσιάζει εντελώς η προσπάθεια πρόληψης μελλοντικών προβλημάτων. Αντίθετα η σημερινή πολιτική αντίληψη έχει σαν στόχο την επίλυση προβλημάτων που έχουν ήδη δημιουργηθεί από την κακή διαχείριση του παρελθόντος.

Η τελική διαπίστωση είναι ότι δυστυχώς η Ο.Δ.Π.Ζ. δεν χρησιμοποιείται ως εργαλείο διαχείρισης των ελληνικών ακτών.

Γλωσσάριο Όρων Παράκτιας Γεωμορφολογίας

Αειφόρος ανάπτυξη (sustainable development): ανάπτυξη που ικανοποιεί τις ανάγκες της σύγχρονης εποχής χωρίς να μειώνει την ικανότητα των μελλοντικών γενεών να ικανοποιήσουν τις δικές τους ανάγκες. Η αειφόρος ή βιώσιμη ανάπτυξη αναφέρεται στην οικονομική ανάπτυξη που σχεδιάζεται και πραγματοποιείται σε συνδυασμό με την προστασία του περιβάλλοντος. Επίσης νοείται και ως η ανάπτυξη των παραγωγικών μηχανισμών της οικονομίας παράλληλα με τη δημιουργία υποδομών για μία βιώσιμη στάση απέναντι στο φυσικό περιβάλλον.

Αιγιαλίτιδα ζώνη (beach zone): ιζηματολογικός όρος που χρησιμοποιείται για να χαρακτηρίσει την περιοχή που εκτείνεται από τη μέση στάθμη άμπωτης έως το προς την ξηρά όριο δράσης των κυμάτων.

Αιγιαλός (beach): γεωμορφή απόθεσης από χαλαρό ίζημα η κοκκομετρία του οποίου μπορεί να ποικίλει από ογκόλιθους έως λεπτόκοκκη άμμο. Διαμορφώνεται από την επεξεργασία και αναδιανομή των ιζημάτων λόγω της δράσης του κυματισμού, του ανέμου και των επιμήκων παράκτιων ρευμάτων. Συνήθως εκτείνεται από τη βάση μιας επιμήκους θίνας, ή του μετώπου ενός παράκτιου κρημνού, έως το επίπεδο της στάθμης της θάλασσας κατά την άμπωτη.

Αιγιαλός σε μυχό κόλπου (pocket beach): μικρός αιγιαλός που περιορίζεται μεταξύ δύο ακρωτηρίων.

Αιολιανίτης (eolianite or aeolianite): συνεκτικοποιημένη (συγκολλημένη) αιολική άμμος θινών. Συνήθως η άμμος είναι ηλικίας Τεταρτογενούς και το συγκολλητικό υλικό είναι ανθρακικό ασβέστιο.

Ακρωτήριο από χαλαρά υλικά (cuspate foreland): γεωμορφή απόθεσης τριγωνικού σχήματος που προεξέχει στη θάλασσα και αποτελείται από χαλαρά υλικά. Συνήθως σχηματίζεται στο σημείο συνάντησης δύο αντίθετης κατεύθυνσης επιμήκων παράκτιων ρευμάτων σε ακτές που υπάρχει μεγάλη τροφοδοσία σε ίζημα.

Ακτές ria, (ria): ποτάμιες κοιλάδες που έχουν κατακλυσθεί από τη θάλασσα λόγω της ανόδου της στάθμης της κατά τη διάρκεια του Ολόκαινου.

Αλόφυτα (halophytes): φυτικά είδη ανεκτικά στο αλάτι, τα οποία απαντούν συνήθως σε παράκτια αλμυρά έλη και αλμυρές λίμνες.

Αλλόχθονο (allochthonous): υλικό (ίζημα) που έχει μεταφερθεί στον χώρο απόθεσής του από άλλη, συχνά μακρινή, περιοχή.

Αλμυρό έλος (salt marsh): χαμηλό υπο-περιβάλλον με βλάστηση που καταλαμβάνει το ανώτερο τμήμα της ενδοπαλιρροιακής ή υπερπαλιρροιακής ζώνης. Τα αλμυρά έλη συνήθως αναπτύσσονται σε προστατευμένα περιβάλλοντα, όπως πίσω από αμμώδη φράγματα και προστατευμένα από τον κυματισμό εκβολικά συστήματα ή δέλτα ποταμών.

Άμμος (sand): ίζημα που αποτελείται από κόκκους διαμέτρου μεταξύ 0,063 και 2,0 mm.

Αμφιδρομική κίνηση, σημείο, σύστημα (amphidromic motion, point, system): η κυκλική κίνηση διάδοσης ενός κύματος παλίρροιας γύρω από ένα σταθερό κομβικό σημείο (αμφιδρομικό σημείο) στο κέντρο του αμφιδρομικού συστήματος. Η κυκλική αυτή κίνηση οφείλεται στην επίδραση της δύναμης Coriolis. Στο αμφιδρομικό σημείο το παλιρροιακό εύρος είναι μηδέν. Το αμφιδρομικό σύστημα αφορά τον τρόπο διάδοσης της παλίρροιας σε μια θαλάσσια ή ωκεάνια λεκάνη.

Αναγκαστικά κύματα (forced waves): θαλάσσια κύματα που βρίσκονται ακόμη στον χώρο γένεσής τους.

Αναπήδηση (saltation): ένας τρόπος αιολικής μεταφοράς του ιζήματος που περιλαμβάνει την κίνηση των κόκκων με μικρά άλματα και αναπηδήσεις.

Ανάπτυξη διακλάσεων λόγω εκτόνωσης της πίεσης (pressure-release jointing): η απομάκρυνση πετρώματος από το μέτωπο ενός παράκτιου κρημνού απελευθερώνει πίεση που εκδηλώνεται με την ανάπτυξη διακλάσεων - ρωγμών παράλληλων προς τον κρημνό. Με τη διεργασία αυτή οι κρημνοί υποχωρούν σχεδόν παράλληλα.

Ανύψωση στάθμης θάλασσας λόγω καταιγίδας (storm surge): η διείσδυση θαλάσσιου νερού σε παράκτιες χερσαίες περιοχές που οφείλεται στην ανύψωση του επιπέδου της θαλάσσιας επιφάνειας λόγω μετεωρολογικών συνθηκών. Οι συνθήκες αυτές περιλαμβάνουν ιδιαίτερα ισχυρούς άνεμους που πνέουν προς την ακτή και οδηγούν στη συσσώρευση μεγάλων ποσοτήτων θαλάσσιου νερού καθώς και χαμηλή ατμοσφαιρική πίεση που οδηγεί σε ανύψωση του επιπέδου της θαλάσσιας επιφάνειας.

Απόξεση (abrasion): η φθορά των πετρωμάτων της παράκτιας ζώνης που οφείλεται στην τριβή από την επαφή τους με τα ιζήματα ή τα θραύσματα – τεμάχη πετρωμάτων της ακτής.

Απόσυρση ή αποχώρηση της θάλασσας (regression): η πτώση της στάθμης της θάλασσας που προκαλεί την ανάδυση μιας περιοχής μετατρέποντάς τη σε ξηρά. Η πτώση μπορεί να οφείλεται σε διάφορα αίτια όπως ευστατικά, ισοστατικά ή τεκτονικά.

Άργιλος (clay): ίζημα που αποτελείται από κόκκους διαμέτρου μικρότερου των 0,004 mm.

Ασθενόσφαιρα (asthenosphere): στρώμα μεγάλης πλαστικότητας στον ανώτερο μανδύα, που εκτείνεται από τη βάση της λιθόσφαιρας μέχρι βάθος αρκετών εκατοντάδων χιλιομέτρων. Η πλαστική συμπεριφορά αυτού του στρώματος οφείλεται στην ημίρευστη κατάστασή του.

Ατόλη (atoll): δακτυλιοειδής κυκλικής ή ελλειπτικής μορφής κοραλλιογενής ύφαλος που περικλείει μια ρηχή λιμνοθάλασσα ενώ περιβάλλεται από νερά μεγάλου βάθους. Συνήθως αναπτύσσεται περιμετρικά ενός ηφαιστειακού νησιού το οποίο σταδιακά υποχωρεί μέχρι να βρεθεί κάτω από τη στάθμη της θάλασσας.

Αυτόχθονο (autochthonous): υλικό (ίζημα) που δεν έχει μεταφερθεί, έχει δηλαδή αποτεθεί στην αρχική θέση σχηματισμού του (in situ).

Βάση του κύματος (wave base): το βάθος της θάλασσας κάτω από το οποίο η διέλευση των κυμάτων δεν επηρεάζει το νερό. Θεωρείται ότι το βάθος αυτό κυμαίνεται μεταξύ του 1/2 και του 1/4 του μήκους του κύματος.

Βιοδιάβρωση (bio-erosion): διάβρωση που προκαλείται από τη δράση οργανισμών.

Βραχίονας ή πρόβολος (groin): τεχνητή κατασκευή από διάφορα υλικά (σκυρόδεμα, ξύλινους ή μεταλλικού πασσάλους, ογκόλιθους κ.α.) που διατάσσεται κάθετα στην ακτή. Συνήθως για την προστασία της ακτογραμμής από τη διάβρωση κατασκευάζεται σειρά προβόλων με σκοπό τη δέσμευση του ιζήματος της επιμήκους παράκτιας μεταφοράς και την ανάπτυξη ενός αιγιαλού.

Βυθίσματα στην κορυφή των θινών (blow-outs): διαβρωσιγενούς προέλευσης βυθίσματα στην άνω επιφάνεια των παράκτιων αμμωδών θινών.

Clapotis: ένα στάσιμο κύμα που φαίνεται ότι δεν διαδίδεται και προκαλεί την πάνω - κάτω κίνηση του νερού.

Γλωσσοειδής βραχίονας (spit): επιμήκης γεωμορφή απόθεσης από χαλαρά υλικά που το ένα της άκρο είναι συνδεδεμένο με την ξηρά ενώ το άλλο εκτείνεται στη θάλασσα. Σχηματίζεται όταν ο προσανατολισμός της ακτογραμμής αλλάζει, χωρίς όμως τα επιμήκη παράκτια ρεύματα να εκτρέπονται. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα να συνεχίζεται η μεταφορά και απόθεση ιζήματος κατά μήκος μιας προεξέχουσας ακτογραμμής.

Δέλτα (delta): γεωμορφή που σχηματίζεται από την απόθεση ιζημάτων στις εκβολές ενός ποταμού.

Δέλτα μορφής πέλματος πτηνού (bird's foot delta): δέλτα που κυριαρχείται από την ποτάμια τροφοδοσία ιζήματος. Κύριο μορφολογικό του χαρακτηριστικό είναι τα φυσικά αναχώματα, που αναπτύσσονται εκατέρωθεν των κλάδων διανομής, που στο δελταϊκό μέτωπο διαχωρίζονται από κολπίσκους. Η ονομασία προέκυψε από τη μορφολογική εικόνα που εμφανίζει το δέλτα θυμίζοντας το αποτύπωμα του πέλματος ενός πτηνού.

Δελταϊκή πεδιάδα (delta plain): το επιφανειακό τμήμα ενός ποτάμιου δέλτα. Είναι η προς τη θάλασσα συνέχεια της αλλουβιακής κοιλάδας του ποταμού. Περιλαμβάνει πολλά υποπεριβάλλοντα όπως κλάδους διανομής, φυσικά αναχώματα, υπερόχθιες αποθέσεις, παράκτια έλη κ.α.

Δελταϊκό ριπίδιο (fan delta): δέλτα μικρής έκτασης και σχετικά μεγάλης μορφολογικής κλίσης που αποτελείται από αδρομερή κυρίως ιζήματα. Σχηματίζεται στις εκβολές μικρών ποταμών υψηλής ενέργειας ή χειμάρρων.

Δελταϊκό ριπίδιο τύπου Gilbert (Gilbert type fan delta): ένα δελταϊκό ριπίδιο οι αποθέσεις του οποίου παρουσιάζουν τη στρωματογραφική διάρθρωση που περιλαμβάνει τα πρόσθια στρώματα ιζημάτων, τα κορυφαία στρώματα ιζημάτων και τα στρώματα πυθμένα. Το είδος αυτό δελταϊκού ριπιδίου για πρώτη φορά περιγράφηκε από τον Gilbert το 1885.

Διάθλαση (refraction): η κάμψη του μετώπου ενός κύματος που προκαλείται από τη μείωση της ταχύτητας διάδοσής του όταν εισέρχεται σε ρηχά νερά (νερά δηλαδή με βάθος μικρότερο από τη βάση του κύματος).

Διακλαδιζόμενος ποταμός (braded river): ποταμός που αποτελείται από πολλές διακλαδιζόμενες κοίτες, που διαχωρίζονται μεταξύ τους από νησίδες αλλουβιακών υλικών.

Διαπερατότητα (permeability): η ικανότητα ενός πετρώματος ή γενικότερα ενός γεωλογικού σχηματισμού ή μιας απόθεσης ιζημάτων να επιτρέπει τη διέλευση του νερού μέσω των κενών του (δηλαδή των πόρων του ή των δομικών και τεκτονικών του ασυνεχειών).

Εκσκαφή (quarrying): η απόσπαση και απομάκρυνση (βραχωδών) τεμαχών πετρώματος από παράκτιους κρημνούς και παράκτιους πάγκους λόγω της δράσης του κυματισμού.

Ελεύθερα κύματα (free or swell waves): θαλάσσια κύματα που έχουν απομακρυνθεί από την περιοχή γένεσής τους.

Ελεύθερες θίνες (free dunes): αμμώδεις θίνες που δεν έχουν σταθεροποιηθεί με την ανάπτυξη βλάστησης στην επιφάνειά τους, οπότε είναι "ελεύθερες" να μετακινούνται ανάλογα με τις αλλαγές στις ανεμολογικές συνθήκες της περιοχής εμφάνισής τους.

Εμβρυακές θίνες (embryo dunes): μικροί σωροί από άμμο που έχει μεταφερθεί και αποτεθεί μέσω αιολικών διεργασιών περίπου στο επίπεδο της στάθμης της πλημμυρίδας. Η επιφάνειά τους καταλαμβάνεται από φυτά. Αρκετά συχνά οι εμβρυακές μορφές εξελίσσονται σε επιμήκεις ράχες θινών.

Ενδοπαλιρροιακή ζώνη (intertidal zone): η περιοχή που βρίσκεται μεταξύ των σταθμών της θάλασσας κατά την πλημμυρίδα και την άμπωτη. Η ζώνη αυτή καλύπτεται και αποκαλύπτεται από το θαλάσσιο νερό κατά τη διάρκεια του παλιρροιακού κύκλου.

Ενδοπαράλια ζώνη (inshore): μορφολογικός όρος για το χαρακτηρισμό του τμήματος της παράκτιας ζώνης που εκτείνεται μεταξύ της βάσης του κύματος και της μέσης στάθμης άμπωτης.

Επίδραση της δύναμης Coriolis (Coriolis effect): το φαινόμενο κατά το οποίο εξαιτίας της περιστροφής της γης τα αντικείμενα που κινούνται εκτρέπονται προς τα δεξιά της κίνησής τους στο βόρειο ημισφαίριο και προς τα αριστερά της διεύθυνσης της κίνησής τους στο νότιο.

Επίκλυση (transgression): η προέλαση της θάλασσας έναντι της ξηράς που οφείλεται στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης και οδηγεί στην κατάκλυση της στεριάς από θαλάσσιο νερό.

Επιλεκτική ή διαφορική διάβρωση (differential erosion): διαφορετικής έντασης και ρυθμού διάβρωση μιας ακτογραμμής εξαιτίας τοπικών διαφοροποιήσεων στις ιδιότητες (σκληρότητα, δομή, ασυνέχειες) των γεωλογικών σχηματισμών από τους οποίους αποτελείται η ακτή.

Επιμερισμός αμινοξέων (amino acid racemization): μέθοδος χρονολόγησης αποθέσεων αιγιαλού. Βασίζεται στη μετατροπή αμινοξέων, που βρίσκονται στα κελύφη θαλάσσιων οργανισμών, από L σε D μορφές μετά το θάνατό τους. Η αναλογία L/D χρησιμοποιείται σαν μια μέθοδος σχετικής χρονολόγησης των παράκτιων αποθέσεων που περιέχουν τα κελύφη.

Επίμηκες παράκτιο ρεύμα (longshore current): ρεύμα κατά μήκος της ακτής που επηρεάζει την περιπαράλια ζώνη και προκαλείται από την υπό γωνία πρόσπτωση του κυματισμού.

Επιμήκης μεταφορά ιζήματος (longshore sediment transport): η μετακίνηση του ιζήματος κατά μήκος της ακτής στις ζώνες κυματωγής και θραύσης των κυμάτων. Προκαλείται από τη συνδυασμένη δράση της πλάγιας πρόσπτωσης του κυματισμού και των επιμήκων παράκτιων ρευμάτων.

Επιμήκης ράχη θινών (foredune): η πλησιέστερη στη θάλασσα ράχη ενός συστήματος παράκτιων αμμωδών θινών.

Εύρος παλίρροιας (tidal range): η κάθετη απόσταση (η διαφορά δηλαδή ύψους) μεταξύ του επιπέδου που φθάνει η στάθμη της θάλασσας κατά την πλημμυρίδα και την άμπωτη, κατά τη διάρκεια ενός κύκλου παλίρροιας, σε μια παράκτια περιοχή.

Ευστατική μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης (eustatic sea-level change): η παγκόσμια μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης που οφείλεται στην αυξομείωση του όγκου των ωκεάνιων νερών ή του μεγέθους των ωκεάνιων λεκανών.

Ευστατισμός (eustasy): το απόλυτο επίπεδο της επιφάνειας της θάλασσας και οι παγκόσμιας κλίμακας μεταβολές του.

Ζώνη διαβροχής (swash zone): το τμήμα της περιπαράλιας ζώνης όπου, μετά τη θραύση του κύματος, το νερό κινείται σαν παφλασμός κατά μήκος της επιφάνειας του αιγιαλού. Στην ίδια ζώνη το νερό επιστρέφει, υπό την επίδραση της βαρύτητας, σαν κυματισμός επιστροφής.

Ζώνη θραύσης του κύματος (breaker zone): το τμήμα εκείνο της περιπαράλιας ζώνης όπου θραύονται τα κύματα καθώς προσεγγίζουν την ακτογραμμή.

Ζώνη κυματωγής (surf zone): το τμήμα εκείνο της περιπαράλιας ζώνης που τα κύματα θραύσης προσεγγίζουν την ακτογραμμή κινούμενα συνήθως πάνω από μια μεγάλου εύρους και μικρής κλίσης επιφάνεια.

Ζωοξανθέλλες (zooxanthellae): δινομαστιγωτά που ζουν μέσα στους ιστούς των κοραλλιών, των σπόγγων και άλλων θαλάσσιων οργανισμών.

Ημερήσια παλίρροια (diurnal tide): ο κύκλος παλίρροιας που παρουσιάζει μια πλημμυρίδα και μία άμπωτη κατά τη διάρκεια μιας ημέρας.

Ημι-ημερήσιος τύπος παλίρροιας (semi-diurnal tide): ο κύκλος παλίρροιας που παρουσιάζει δύο πλημμυρίδες και δύο άμπωτες στη διάρκεια μιας ημέρας.

Ημισεληνοειδείς αμμώδεις ή χαλικώδεις σχηματισμοί (beach cusps): Σειρά από ημισελινοειδούς σχήματος μορφές που αναπτύσσονται σε έναν αμμώδη ή χαλικώδη αιγιαλό και επαναλαμβάνονται ρυθμικά. Μορφολογικά αποτελούνται από δύο κέρατα αδρομερούς υλικού που προεξέχουν, ενώ μεταξύ τους υπάρχει ένας κόλπος από πιο λεπτόκοκκο συνήθως υλικό. Ο σχηματισμός τους αποδίδεται στη δράση του κυματισμού.

Ηπειρωτική κατωφέρεια (continental slope): το υποθαλάσσιο, μεγάλης κλίσης, τμήμα που εκτείνεται από την υφαλοκρηπίδα (το βάθος δηλαδή των 200 m) έως τα 2.000 m.

Ηπειρωτική υφαλοκρηπίδα (continental shelf): η υποθαλάσσια προέκταση των ηπείρων που εκτείνεται από την ακτογραμμή μέχρι το βάθος των 200 m.

Θαλάσσια αψίδα (sea arch): διαβρωσιγενής, υπολειμματική μορφή σε πετρώδεις - βραχώδεις ακτές που μοιάζει με αψίδα. Σχηματίζεται λόγω της διαφορικής διάβρωσης σε μια σειρά στρωμάτων πετρωμάτων διαφορετικής ανθεκτικότητας ή σε τεκτονικά καταπονημένα (διαρρηγμένα) πετρώματα. Πολλές φορές είναι η μορφολογική εξέλιξη ενός παράκτιου σπηλαίου.

Θαλάσσια εγκοπή (marine notch): αυλάκωση στη βάση του μετώπου ενός παράκτιου κρημνού που δημιουργείται από τη δράση του κυματισμού, τη βιοδιάβρωση ή το συνδυασμό των δύο αυτών διεργασιών.

Θαλάσσια κύματα (sea waves): ανεμογενή κύματα που συναντώνται στην περιοχή γένεσής τους. Συνήθως έχουν μεγάλο ύψος και μικρή περίοδο.

Θαλάσσια στήλη ή σωρός (sea stack): βραχώδης έξαρση που ανυψώνεται πάνω από τη θαλάσσια στάθμη σε μικρή σχετικά απόσταση από μια βραχώδη – πετρώδη ακτή. Αποτελεί διαβρωσιγενή, υπολειμματική γεωμορφή που έχει διαχωριστεί από τη γειτονική ακτή λόγω διαφορικής διάβρωσης από τη δράση του κυματισμού.

Θαλάσσια αναβαθμίδα (marine terrace): παράκτιος πάγκος κυματογενούς προέλευσης που έχει ανυψωθεί είτε λόγω πτώσης της θαλάσσιας στάθμης από την περίοδο σχηματισμού του, είτε λόγω τεκτονικής ανύψωσης της παράκτιας περιοχής στην οποία βρίσκεται.

Θαλάσσια κύματα βαρύτητας (tsunamis): μεγάλα κύματα που προκαλούνται από υποθαλάσσιους σεισμούς, υποθαλάσσιες κατολισθήσεις, ηφαιστειακή δραστηριότητα και σπανιότερα από πρόσκρουση μετεωριτών σε ωκεάνιες και θαλάσσιες λεκάνες. Αρκετά συχνά είναι καταστροφικά και μπορούν να επηρεάσουν σημαντικά τις παράκτιες περιοχές που πλήττουν.

Θερινό προφίλ αιγιαλού (summer or swell beach profile): το μορφολογικό προφίλ που αποκτά ένας αιγιαλός κατά τη διάρκεια συνθηκών αίθριου καιρού όπου ο κυματισμός (η αλληλεπίδραση του παφλασμού με τον κυματισμό επιστροφής) μεταφέρει και αποθέτει υλικό στην κορυφή του μετώπου του αιγιαλού αυξάνοντας τη μορφολογική του κλίση.

Θίνες εμποδίων (impeded dunes): θίνες που έχουν ημισταθεροποιηθεί από την ανάπτυξη βλάστησης στην επιφάνειά τους.

Ιλύς (silt): ίζημα που αποτελείται από κόκκους διαμέτρου μεταξύ 0,063 και 0,004 mm.

Ισοπαλιρροιακές γραμμές (co-tidal lines): σε ένα χάρτη που απεικονίζει το αμφιδρομικό σύστημα μια θαλάσσιας ή ωκεάνιας λεκάνης, είναι οι γραμμές που ενώνουν τα σημεία που βρίσκεται το παλιρροιακό κύμα κατά τη διάδοσή του γύρω από το αμφιδρομικό σημείο σε συγκεκριμένα χρονικά διαστήματα μετά την έναρξη του παλιρροιακού κύκλου.

Ισοστασία (isostasy): η κατακόρυφη κίνηση της ξηράς εξαιτίας της αύξησης ή της μείωσης του υπερκείμενου βάρους (π.χ. λόγω ανάπτυξης καλυμμάτων πάγου, απόθεσης ιζημάτων κ.α.).

Ισοστατικές μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης (isostatic sea-level changes): μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης που οφείλονται στη σχετική προσαρμογή του υψόμετρου της επιφάνειας της χέρσου. Για παράδειγμα η ανύψωση που προκαλεί η απομάκρυνση μάζας από τη χέρσο, όπως συμβαίνει με την τήξη ενός καλύμματος πάγου ή την απομάκρυνση υλικών λόγω διάβρωσης, έχει σαν αποτέλεσμα την πτώση της θαλάσσιας στάθμης. Αντίστροφα φαινόμενα μπορεί να προκαλέσουν την άνοδο της στάθμης.

Ίχνη θινών (shadow dunes): συσσώρευση αιολικής άμμου στην υπήνεμη πλευρά ενός εμποδίου.

Καλδέρα (caldera): μεγάλο βύθισμα (συνήθως διαμέτρου 5-20 km), κυκλικής ή ελλειπτικής μορφής, που σχηματίζεται από την κατάρρευση ενός ηφαιστείου μετά την εκκένωση του μάγματος από τον υποκείμενο θάλαμο αποθήκευσής του.

Κανόνας του Bruun (Bruun rule): ένα στατικό μοντέλο που αναπτύχθηκε το 1962 από τον Per Bruun για την ποσοτικοποίηση των επιπτώσεων της ανόδου της θαλάσσιας στάθμης σε αμμώδεις αιγιαλούς. Σύμφωνα με αυτό η αντίδραση ενός αμμώδους αιγιαλού στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης είναι η διάβρωση του, προς την ξηρά, ανώτερου τμήματος του μετώπου του και η απόθεση του ιζήματος στο κατώτερο υποθαλάσσιο τμήμα του.

Καρστ (karst): το σύνολο των μακρο- και μικρο-μορφών που είναι αποτέλεσμα της χημικής διάλυσης ευδιάλυτων πετρωμάτων (όπως είναι οι ασβεστόλιθοι, οι δολομίτες, οι εβαπορίτες) από τη δράση του ατμοσφαιρικού κυρίως νερού.

Κλάδοι διανομής (distributary channels): ποτάμιες κοίτες που ξεκινούν από την κορυφή του δέλτα και διασχίζουν τη δελταϊκή πεδιάδα τροφοδοτώντας με ίζημα και νερό το δελταϊκό μέτωπο. Συνήθως η μεταξύ τους απόσταση αυξάνεται όσο προσεγγίζουν την ακτογραμμή.

Κοίτες παλίρροιας (tidal creeks): κοίτες μέσω των οποίων μεταφέρεται το νερό κατά την πλημμυρίδα και την άμπωτη στα υπο-περιβάλλοντα της ενδοπαλιρροιακής ζώνης (πεδία πηλού, παλιρροιακά πεδία, αλμυρά έλη ή έλη με μαγκρόβια βλάστηση).

Κοραλλιογενής ύφαλος (coral reef): ασβεστολιθικής σύστασης βραχώδης έξαρση που είναι ανθεκτική στον κυματισμό και αναπτύσσεται σε θερμές τροπικές θάλασσες. Η επιφάνεια των υφάλων αποτελείται από ζωντανά κοράλλια, φύκη και άλλους παρόμοιους θαλάσσιους οργανισμούς και φθάνει στο επίπεδο της θαλάσσιας στάθμης ή λίγο κάτω από αυτό ενώ ο κυρίως όγκος τους αποτελείται από υπολείμματα νεκρών κοραλλιών και ανθρακική άμμο.

Κορυφαία στρώματα ιζημάτων (topset beds): οριζόντια στρώματα ιζημάτων που αποτίθενται στην πεδιάδα ενός ποτάμιου δέλτα ή δελταϊκού ριπιδίου.

Κρίσιμη ταχύτητα ανέμου (fluid threshold velocity): η ταχύτητα του ανέμου που απαιτείται για να τεθούν σε κίνηση ιζηματογενείς κόκκοι συγκεκριμένου μεγέθους.

Κρίσιμη ταχύτητα πρόσκρουσης (impact threshold velocity): η ταχύτητα ανέμου που απαιτείται για να τεθούν σε κίνηση ιζηματογενείς κόκκοι, συγκεκριμένων διαστάσεων, μέσω της συνδυασμένης επίδρασης της πνοής του ανέμου και της ενέργειας που μεταδίδεται σε αυτούς από τη σύγκρουση με άλλους κόκκους που βρίσκονται ήδη σε κίνηση.

Κροκίδωση (flocculation): η συνένωση σωματιδίων μεγέθους αργίλου και ιλύος, ποτάμιας προέλευσης, όταν συναντούν άλατα σε ένα εκβολικό σύστημα.

Κύκλος παλίρροιας (tidal cycle): η άνοδος και πτώση της θαλάσσιας στάθμης που οφείλεται στην έλξη που ασκεί ο ήλιος και η σελήνη στην υδάτινη επιφάνεια των ωκεανών. Η σχετική θέση των τριών ουράνιων σωμάτων (γης, σελήνης και ήλιου) επιτρέπει την πρόβλεψη του κύκλου παλίρροιας σε μια περιοχή.

Κύματα διασκόρπισης (spilling breakers): ένα είδος κυμάτων θραύσης χαρακτηριστικό σε ακτές μικρής μορφολογικής κλίσης.

Κύματα διόγκωσης (surging breakers): ήπια κύματα θραύσης χαρακτηριστικά ακτών μεγάλης μορφολογικής κλίσης.

Κύματα εποικοδόμησης (constructive waves): τα μεγάλης περιόδου κύματα των συνθηκών αίθριου καιρού που μεταφέρουν ίζημα στον αιγιαλό και το αποθέτουν στο άνω τμήμα του αυξάνοντας τη μορφολογική κλίση του μετώπου του.

Κύματα κατάδυσης (plunging breakers): κύματα θραύσης που εμφανίζονται κυρίως σε ενδιάμεσης κλίσης ακτές. Παρουσιάζουν μια τοξοειδή κυρτή πίσω πλευρά και ένα απότομο κοίλο μέτωπο κύματος, του οποίου η κορυφή στρέφεται εμπρός και κάτω, πέφτοντας τελικά με πολύ μεγάλη δύναμη.

Κύματα καταστροφής (destructive waves): κύματα μικρής περιόδου που δημιουργούνται κατά τη διάρκεια καταιγίδων και μειώνουν τη μορφολογική κλίση του προφίλ του αιγιαλού παραλαμβάνοντας υλικό από την κορυφή του μετώπου του και αποθέτοντάς το στη βάση του.

Κυματισμός επιστροφής (backwash): η επιστροφή του νερού στη θάλασσα υπό την επίδραση της βαρύτητας μετά τη θραύση του κύματος.

Λιθόσφαιρα (lithosphere): η σχετικά ψυχρή και άκαμπτη εξωτερική – ανώτερη ζώνη της γης. Περιλαμβάνει τον ηπειρωτικό και τον ωκεάνιο φλοιό και το ανώτερο στερεό τμήμα του μανδύα.

Μαγκρόβια (mangrove): είδος βλάστησης από θάμνους και δένδρα που ζουν κατά μήκος ορισμένων ακτών τροπικών και υποτροπικών περιοχών.

Μακροπαλιρροιακές ακτές (macrotidal coasts): οι ακτές στις οποίες το εύρος παλίρροιας είναι μεγαλύτερο των 4 m.

Μέγεθος κόκκου (particle size): ο όρος αναφέρεται τόσο στο μέγεθος (διάμετρο) μεμονωμένων ιζηματογενών κόκκων, όσο και στο μέσο μέγεθος πληθυσμών (συνόλου) κόκκων ενός ιζήματος.

Μεικτός τύπος παλίρροιας (mixed tide): ο κύκλος παλίρροιας κατά τη διάρκεια του οποίου εκτός από μια πλημμυρίδα και μια άμπωτη κάθε ημέρα παρατηρούνται επιπλέον δευτερεύουσες, σημαντικά μικρότερες σε ένταση, πλημμυρίδες και άμπωτες.

Μεσοπαλιρροιακές ακτές (mesotidal coasts): ακτές στις οποίες το εύρος παλίρροιας κυμαίνεται μεταξύ 2 και 4 m.

Μέτωπο δέλτα (delta front): περιλαμβάνει την εκβολή του ποταμού, τη δελταϊκή ακτογραμμή και την υποθαλάσσια προέκταση της δελταϊκής πεδιάδας που εκτείνεται από την ακτογραμμή έως το προδέλτα. Είναι το ενεργειακά δυναμικότερο τμήμα του δέλτα και συνήθως χαρακτηρίζεται από την απόθεση άμμου.

Μέτωπο παραλίας (foreshore): μορφολογικός όρος για την περιοχή ενός αιγιαλού που εκτείνεται από τη μέση στάθμη της άμπωτης μέχρι τη μέση στάθμη της πλημμυρίδας.

Μήκος ανάπτυξης του κυματισμού (fetch): η απόσταση πάνω από την οποία πνέει ο άνεμος και αλληλεπιδρά με την επιφάνεια της θάλασσας για να δημιουργηθούν τα ανεμογενή κύματα.

Μήκος κύματος (wave length): η οριζόντια απόσταση μεταξύ δύο διαδοχικών κορυφών ή κοιλίων του κυματισμού.

Μηχανική διάβρωση (corrasion): η καταστροφή της επιφάνειας των πετρωμάτων με τις διεργασίες της απόξεσης, της εκσκαφής και της τριβής.

Μικροπαλιρροιακές ακτές (microtidal coasts): ακτές στις οποίες το εύρος παλίρροιας είναι μικρότερο των 2 m.

Νότια Διακύμανση El Nino (ENSO) [El Nino – Southern Oscillation (ENSO)]: κλιματικές ανωμαλίες που επιφέρουν σημαντικές αλλαγές στα πρότυπα βροχόπτωσης, θερμοκρασίας, υγρασίας και καταιγίδων σε μεγάλο μέρος των τροπικών και των υποτροπικών περιοχών του πλανήτη. Σχετίζονται με την εισβολή θερμών επιφανειακών νερών από το δυτικό τμήμα της ισημερινής λεκάνης του Ειρηνικού προς το ανατολικό, με αποτέλεσμα να διαταράσσεται η ανάβλυση κατά μήκος της δυτικής ακτής της Νότιας Αμερικής.

Ολόκαινο (Holocene): το χρονικό διάστημα των τελευταίων περίπου 10.000 ετών. Είναι η μεσοπαγετώδης περίοδος που διανύει η γη. Αποτελεί την πιο πρόσφατη υποδιαίρεση του γεωλογικού χρόνου που αρχίζει με το τέλος του Πλειστόκαινου.

Ολοκληρωμένη Διαχείριση Παράκτιας Ζώνης (Ο.Δ.Π.Ζ.) (Integrated Coastal Zone management (I.C.Z.M.): η ολιστική πολύ-επιστημονική προσέγγιση της παράκτιας ζώνης με σκοπό τη βιώσιμη ανάπτυξη του παράκτιου χώρου. Αποτελεί μια δυναμική, πολυτομεακή και συνεχή διαδικασία που επιδιώκει την επίτευξη ισορροπίας μεταξύ περιβαλλοντικών, οικονομικών, κοινωνικών, πολιτισμικών και ψυχαγωγικών στόχων εντός των ορίων που θέτει η φυσική δυναμική της παράκτιας ζώνης.

Ομόπυκνη ροή (homopycnal flow): παρατηρείται σε εκβολικά συστήματα και δέλτα ποταμών όταν το γλυκό νερό του ποταμού και το νερό της λεκάνης υποδοχής έχουν την ίδια πυκνότητα.

Παγετο-ευστατισμός (glacio-eustasy): οι μεταβολές της απόλυτης στάθμης της θάλασσας που οφείλονται στην ανάπτυξη και υποχώρηση ηπειρωτικών καλυμμάτων πάγου (παγετώνων) που δεσμεύουν και αποδεσμεύουν το νερό των ωκεανών κατά τη διάρκεια των παγετωδών και μεσοπαγετωδών περιόδων αντίστοιχα.

Παγετο-ισοστασία (glacio-isostasy): οι μεταβολές του επίπεδου της ξηράς που οφείλονται στην ανάπτυξη και υποχώρηση των ηπειρωτικών καλυμμάτων πάγου (παγετώνων). Το βάρος του πάγου πιέζει το στερεό

φλοιό προς τα κάτω ενώ αντίθετα η ξηρά ανυψώνεται, όταν τα καλύμματα πάγου υποχωρούν. Η διεργασία αυτή επηρεάζει τη στάθμη της θάλασσας σε τοπικό επίπεδο.

Παλίρροια συζυγιών (spring tide): παλίρροια που συμβαίνει όταν ο ήλιος, η σελήνη και η γη ευθυγραμμίζονται. Η στάθμη κατά την πλημμυρίδα, που προκαλείται από την παλίρροια αυτή, βρίσκεται υψηλότερα από τη μέση στάθμη πλημμυρίδας της συγκεκριμένης περιοχής ενώ η στάθμη κατά την άμπωτη είναι αντίστοιχα χαμηλότερη από τη μέση στάθμη άμπωτης.

Παλίρροια τετραγωνισμού (neap tide): παλίρροια που συμβαίνει όταν ο ήλιος και η σελήνη σχηματίζουν ορθή γωνία με τη γη. Σε αυτή την παλίρροια η στάθμη κατά την πλημμυρίδα βρίσκεται χαμηλότερα από τη μέση στάθμη πλημμυρίδας της συγκεκριμένης περιοχής ενώ η στάθμη κατά την άμπωτη είναι αντίστοιχα υψηλότερη από τη μέση στάθμη άμπωτης.

Παλιρροιακό πεδίο ή πεδίο παλίρροιας (tidal flat): μικρής κλίσης και χαμηλής ενέργειας περιβάλλον του ενδοπαλιρροιακού χώρου, χωρίς βλάστηση, που συνήθως καταλαμβάνεται από πηλό (μείγμα ιλύος και αργίλου) και άμμο. Τα παλιρροιακά πεδία αρκετά συχνά διασχίζονται από κοίτες παλίρροιας.

Παράκτια αμμώδης και χαλικώδης ζώνη (berm): επιμήκης ράχη από χαλαρό ίζημα (άμμο, χάλικες και κροκάλες) που αναπτύσσεται σε έναν αιγιαλό παράλληλα προς την ακτογραμμή και σηματοδοτεί το ανώτερο όριο της δράσης των κυμάτων.

Παράκτια κυκλοφορία (longshore drift): τα ρεύματα που κινούνται κατά μήκος της ακτής που συχνά μεταφέρουν μεγάλες ποσότητες ιζήματος.

Παράκτιες αμμώδεις θίνες (coastal sand dunes): λόφοι ή επιμήκεις ράχες από άμμο που έχει μεταφερθεί και αποτεθεί από τη δράση του ανέμου στο χερσαίο τμήμα της παράκτιας ζώνης.

Παράκτιος πάγκος (shore platform): διαβρωσιγενής πετρώδης επιφάνεια μικρής κλίσης που αναπτύσσεται στην ενδοπαλιρροιακή ζώνη. Κυρίως σχηματίζεται από τη δράση του κυματισμού. Σημαντικός όμως είναι και ο ρόλος της χημικής αποσάθρωσης, λόγω κυρίως της δράσης του αλατιού, αλλά και της βιοδιάβρωσης. Αρκετά συχνά το πίσω (προς την ξηρά) όριό του είναι το μέτωπο ενός παράκτιου κρημνού.

Παραλιακές ράχες (beach ridges): επιμήκη, διατεταγμένα παράλληλα προς την ακτογραμμή, στενά υβώματα από χαλαρά ή ελαφρώς συνεκτικοποιημένα υλικά της παράκτιας ζώνης που σήμερα δεν επηρεάζονται από τη δράση των θαλάσσιων διεργασιών. Συνήθως αποτελούν ενδείξεις της θέσης της ακτογραμμής κατά την περίοδο σχηματισμού τους.

Παφλασμός (swash): η προς τη θάλασσα κίνηση του νερού, κατά μήκος της επιφάνειας του αιγιαλού, μετά τη θραύση του κύματος.

Περίθλαση (diffraction): το φαινόμενο κατά το οποίο τα κύματα μπορούν να εισέλθουν και να διαδοθούν στην κυματική σκιά ενός εμποδίου (π.χ. στην προστατευμένη περιοχή ενός νησιού ή ενός κυματοθραύστη) με διαφορετικά όμως χαρακτηριστικά από αυτά που είχαν στην ανοικτή θάλασσα.

Περίοδος κύματος (wave period): το χρονικό διάστημα που απαιτείται για τη διέλευση δύο διαδοχικών κορυφών ή κοιλίων του κυματισμού από ένα συγκεκριμένο σημείο.

Περίοδος σταθερής στάθμης θάλασσας (stillstand): χρονικό διάστημα κατά τη διάρκεια του οποίου η στάθμη της θάλασσας δε μεταβάλλεται.

Περίοδος υψηλής στάθμης θάλασσας (sea-level highstand): ο όρος αφορά την περίοδο του Τεταρτογενούς και αναφέρεται στη θέση της στάθμης θάλασσας κατά τη διάρκεια των μεσοπαγετωδών περιόδων. Κατά τις περιόδους αυτές τα καλύμματα πάγου είχαν τη μικρότερη ανάπτυξή τους και η στάθμη της θάλασσας έφτασε στα υψηλότερα επίπεδα.

Περίοδος χαμηλής στάθμης θάλασσας (sea-level lowstand): ο όρος αφορά την περίοδο του Τεταρτογενούς και αναφέρεται στη θέση της στάθμης θάλασσας κατά τη διάρκεια των παγετωδών περιόδων. Στις περιόδους αυτές τα καλύμματα πάγων είχαν τη μέγιστη ανάπτυξή τους και η στάθμη της θάλασσας έφτασε στα χαμηλότερα επίπεδα.

Περιπαράλια ζώνη (nearshore zone): η περιοχή στην οποία λαμβάνει χώρα η θραύση και ο παφλασμός του κύματος. Περιλαμβάνει τη ζώνη θραύσης του κύματος, τη ζώνη κυματωγής και τη ζώνη διαβροχής.

Πλειόκαινο (Pleiocene): η τελευταία υποδιαίρεση της περιόδου του Τριτογενούς, που εκτείνεται περίπου από 5,3 ώς 2,588 εκατομμύρια έτη πριν από σήμερα.

Πλειστόκαινο (Pleistocene): η πρώτη εποχή της περιόδου του Τεταρτογενούς. Χρονικά αντιστοιχεί στο διάστημα από 2,588 εκατομμύρια έως 10 χιλιάδες έτη πριν από σήμερα.

Προδέλτα (prodelta): το υποθαλάσσιο τμήμα ενός ποτάμιου δέλτα. Αποτελεί τη μεγαλύτερου πάχους ενότητα δελταϊκών ιζημάτων και συνήθως περιλαμβάνει τα πιο λεπτομερή ποτάμια ιζήματα που μεταφέρονται σε αιώρηση.

Προέλαση (accretion - progradation): η επέκταση της ξηράς έναντι της θάλασσας. Ο όρος αφορά μια ακτή χαλαρών υλικών που επεκτείνεται έναντι της θάλασσας με την απόθεση νέου ιζήματος.

Προπαράλια ζώνη (offshore zone): ιζηματολογικός όρος που αναφέρεται στην περιοχή που εκτείνεται κάτω από τη βάση των κυμάτων καταιγίδας.

Προπαράλια μεταβατική ζώνη (offshore-transition zone): το υποθαλάσσιο τμήμα της παράκτιας ζώνης που εκτείνεται από τη μέση βάση των κυμάτων αίθριου καιρού έως τη μέση βάση των κυμάτων καταιγίδας.

Πρόσθια στρώματα ιζημάτων (foreset beds): στρώματα ιζημάτων που κλίνουν προς την θάλασσα και αποτί-

θενται στο υποθαλάσσιο μέτωπο ενός δέλτα ή δελταϊκού ριπιδίου.

Ρεύμα διαφυγής (rip current): παράκτιο ρεύμα που κατευθύνεται από την ακτή προς την ανοιχτή θάλασσα. Το ρεύμα αυτό προκύπτει από την επιστροφή του νερού, που έχει συσσωρευτεί στην ακτή από τη θραύση των κυμάτων, πίσω στη θάλασσα.

Ρηξιγενής παράκτιος κρημνός (plunging cliff): σχεδόν κατακόρυφος κρημνός το μέτωπο του οποίου συνεχίζεται υποθαλάσσια και οφείλει τη δημιουργία του σε ρήγμα. Ο αγγλικός όρος χρησιμοποιείται και για παρόμοιους κρημνούς που αποτελούν πλαγιές παλαιών παγετωδών κοιλάδων που έχουν κατακλυσθεί από τη θάλασσα λόγω της ανόδου της στάθμης που ακολούθησε την τελευταία παγετώδη περίοδο.

Σημαντικό ύψος κύματος (significant wave height): ο μέσος όρος του ύψους του ενός τρίτου των υψηλότερων κυμάτων μιας θαλάσσιας περιοχής.

Σημεία - δείκτες στάθμης θάλασσας (sea-level index points): σημεία που χρησιμοποιούνται για την κατασκευή της καμπύλης της μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης συναρτήσει του χρόνου. Τα σημεία αυτά αποτελούν ένδειξη της θέσης της στάθμης της θάλασσας σε μια συγκεκριμένη χρονολογία. Για κάθε σημείο - δείκτη πρέπει να είναι γνωστά με ακρίβεια η ηλικία, το υψόμετρο και η τάση της στάθμης της θάλασσας (αν δηλαδή ανέβαινε ή έπεφτε).

Σημείο θραύσης του κύματος (breaker point): το σημείο στο οποίο ένα κύμα αρχίζει να θραύεται.

Στάσιμο κύμα (standing wave): κύμα το οποίο δε φαίνεται να διαδίδεται και στο οποίο το νερό κινείται πάνω - κάτω.

Σταυρωτή στρώση (cross-bedding): επίπεδα στρώσης σε μια ιζηματογενή απόθεση που δεν είναι παράλληλα μεταξύ τους αλλά διασταυρώνονται υπό οξείες γωνίες. Συνήθως αναπτύσσεται σε αιολικές αποθέσεις ή ιζηματογενείς αποθέσεις που οφείλονται σε υποθαλάσσια ρεύματα.

Στρώματα πυθμένα (bottomset beds): οριζόντια στρώματα ιζημάτων που αποτίθενται μπροστά από ένα δέλτα ή δελταϊκό ριπίδιο καθώς προελαύνει προς τη θάλασσα. Αποτελούν τη βάση της ακολουθίας των δελταϊκών αποθέσεων και καλύπτονται από τα πρόσθια στρώματα ιζημάτων.

Συσσωμάτωμα (floc): ένα, σχετικά μεγάλου μεγέθους, σωματίδιο που έχει προκύψει από τη συσσωμάτωση κόκκων μικρότερων διαστάσεων μεγέθους αργίλου και ιλύος (πηλού) με μια διεργασία που ονομάζεται κροκίδωση.

Σύστημα τροφοδοσίας (feeder system): όρος που χρησιμοποιείται για να χαρακτηρίσει την πηγή των ποτάμιων ιζημάτων ενός δελταϊκού ριπιδίου.

Σφήνα αλμυρού νερού (salt-wedge): μια ευδιάκριτη σφήνα θαλάσσιου νερού μεγάλης πυκνότητας, που δημιουργείται στη βάση της στήλης του νερού σε ένα εκβολικό σύστημα ποταμού, η οποία αποσφηνώνεται προς τα ανάντη της κοίτης. Συνήθως δημιουργείται σε εκβολικά συστήματα όπου η ανάμειξη του ποτάμιου γλυκού με το θαλάσσιο αλμυρό νερό είναι περιορισμένη.

Σχετική μεταβολή στάθμης θάλασσας (relative sea-level change): η στάθμη της θάλασσας σε σχέση με την ξηρά. Η σχέση αυτή καθορίζεται από τον ευστατισμό, την ισοστασία και τον τεκτονισμό.

Ταξινόμηση ιζήματος (sediment sorting): η ομοιομορφία ενός ιζήματος σε ό,τι αφορά το μέγεθος των κόκκων, τη μορφή - σχήμα τους, την προέλευσή τους ή και τα τρία μαζί.

Τάση της στάθμης θάλασσας (tendency of sea-level): το είδος της μεταβολής (θετική ή αρνητική) της θαλάσσιας στάθμης σε ένα σημείο – δείκτη στάθμης θάλασσας. Η άνοδος και η πτώση της στάθμης αναφέρεται αντίστοιχα ως θετική ή αρνητική τάση.

Τεταρτογενές (Quaternary): η πιο πρόσφατη γεωλογική περίοδος της ιστορίας της γης. Καλύπτει το χρονικό διάστημα από 2,588 εκατομμύρια έτη πριν από σήμερα μέχρι το παρόν. Περιλαμβάνει δύο εποχές το Πλειστόκαινο και το Ολόκαινο και χαρακτηρίζεται από την εναλλαγή παγετωδών και μεσοπαγετωδών κλιματικών συνθηκών.

Τόμπολο (tombolo): λωρίδα από χαλαρό ίζημα (συνήθως άμμο) που συνδέει την ακτή με ένα νησί. Σημαντικό ρόλο για το σχηματισμό αυτής της γεωμορφής απόθεσης παίζει η κυματική σκιά που δημιουργείται πίσω από το νησί.

Τρηματοφόρα (foraminifers): μονοκύτταρα πρωτόζωα με ασβεστολιθικής σύστασης κέλυφος που ζουν στο νερό.

Τριτογενές (Tertiary): υποδιαίρεση του γεωλογικού χρόνου που διήρκεσε από περίπου 65 εκατομμύρια έτη πριν από σήμερα έως τις αρχές της περιόδου του Τεταρτογενούς που τοποθετείται στα 2,588 εκατομμύρια έτη πριν από σήμερα.

Υδραυλική πίεση (hydraulic pressure): η πίεση που ασκείται στα κενά και τις ασυνέχειες των πετρωμάτων της ακτής με την παγίδευση αέρα ή νερού κατά τη θραύση των κυμάτων. Η διεργασία αυτή αποδυναμώνει το πέτρωμα.

Υπέρπυκνη ροή (hyperpycnal flow): παρατηρείται σε εκβολικά συστήματα και δέλτα ποταμών όταν το νερό της λεκάνης υποδοχής έχει μικρότερη πυκνότητα από το νερό του ποταμού.

Υποθαλάσσιο κάνυον (submarine canyon): υποθαλάσσιες μεγάλης κλίμακας κοιλάδες σχήματος V (φαράγγια) που σχηματίζονται από τη διάβρωση που προκύπτει από τη ροή των ιζημάτων λόγω βαρύτητας. Εκτείνονται από το άκρο τη ηπειρωτικής υφαλοκρηπίδας έως τη βάση της ηπειρωτικής κατωφέρειας.

Υπόπυκνη ροή (hypopycnal flow): παρατηρείται σε εκβολικά συστήματα και δέλτα ποταμών όταν η πυκνότητα του νερού της λεκάνης υποδοχής είναι μεγαλύτερη από αυτή του νερού του ποταμού.

΄Υφαλος περιθωρίων (fringing reef): κοραλλιογενής ύφαλος που αναπτύσσεται κατά μήκος μιας νησιωτικής ή ηπειρωτικής ακτής και είτε είναι συνδεδεμένος με αυτή, είτε χωρίζεται με ένα μικρού βάθους θαλάσσιο κανάλι (λιμνοθάλασσα).

΄Υψος κύματος (wave height): η κάθετη απόσταση μεταξύ της κορυφής και της κοιλίας του κύματος.

Φθορά λόγω τριβής (attrition): η καταστροφή των πετρωμάτων στην ακτή από τις διεργασίες διάβρωσης.

Φιορδ (fjord): παγετώδεις κοιλάδες (σχήματος U) που έχουν κατακλυσθεί από τη θάλασσα λόγω της επίκλυσης του Ολόκαινου (της μετα-παγετώδους δηλαδή ανόδου της θαλάσσιας στάθμης).

Φραγματικός ύφαλος (barrier reef): κοραλλιογενής ύφαλος που αναπτύσσεται στην ανοιχτή θάλασσα/ωκεανό κατά μήκος μιας ηπειρωτικής ή νησιωτικής ακτής και χωρίζεται από αυτή με ένα βαθύ κανάλι.

Φυσικά αναχώματα (natural levees): ράχες από ίζημα που οριοθετούν την κοίτη ενός ποταμού ή τους κλάδους διανομής της δελταϊκής πεδιάδας.

Χειμερινό προφίλ αιγιαλού ή προφίλ καταιγίδας (winter or storm beach profile): το μορφολογικό προφίλ που αποκτά ένας αιγιαλός κατά τη διάρκεια συνθηκών καταιγίδας, όπου ο κυματισμός (η αλληλεπίδραση του παφλασμού με τον κυματισμό επιστροφής) απομακρύνει υλικό από την κορυφή του μετώπου του αιγιαλού μειώνοντας την κλίση του.

Χρονολόγηση με θερμοφωταύγεια (thermoluminescence dating): μέθοδος χρονολόγησης που βασίζεται στην παγιδευμένη ενέργεια θερμοφωταύγειας στους ιζηματογενείς κόκκους ορυκτών από την περίοδο που καλύφθηκαν από μεταγενέστερες αποθέσεις. Η έκθεση των κρυσταλλικών κόκκων των ορυκτών στο φως γυρίζει το ρολόι θερμοφωταύγειας πίσω στο μηδέν.

Χρονολόγηση με ραδιενεργό ^{14}C (radiocarbon dating): η χρονολόγηση ανθρακικών υλικών χρησιμοποιώντας τη διάσπαση του ραδιενεργού ^{14}C και το χρόνο ημι-ζωής (ή ημίσειας ζωής).

Ψηφιδοπαγής αιγιαλός ή ακτόλιθος (beachrock): συνεκτικοποιημένες αποθέσεις αιγιαλού που έχουν συγκολληθεί από την καθίζηση ανθρακικού ασβεστίου ή ανθρακικού μαγνησίου. Συνήθως σχηματίζονται στη μεσοπαλιρροιακή ζώνη και έχουν τη μορφή πάγκων που κλίνουν ελαφρώς προς τη θάλασσα.

Βιβλιογραφία

Adam, P., 1990. *Saltmarsh Ecology*. Cambridge University Press, Cambridge.

Allen, J.R.L. and Pye, K., 1992. Coastal saltmarshes: their nature and importance. In: J.R.L. Allen and K. Pye (eds.): *Saltmarshes: Morphodynamics, Conservation and Engineering Significance*, 1-18, Cambridge University Press, Cambridge.

Allen, J.R.L., 1999. Geological impacts on coastal wetland landscapes: some general effects of sediment autocompaction in the Holocene of northwest Europe. *The Holocene*, **9**, 1-12.

Allen, J.R.L., 2000. Morphodynamics of Holocene saltmarshes: a review sketch from the Atlantic and Southern North Sea coasts of Europe. *Quaternary Science Reviews,* **19**, 1155-1231.

Αλμπανάκης, Κ., 1999. *Μαθήματα Ωκεανογραφίας*. University Studio Press, Θεσσαλονίκη, 160 σ.

Alve, E., 1995. Benthic foraminiferal responses to estuarine pollution: a review. *Journal of Foraminiferal Research*, **25**, 190-203.

Ambraseys, N.N., 1960. The seismic sea wave of July 9th 1956 in the Greek archipelago. *Journal of Geophysical Research*, **65 (4)**, 1257-1265.

Ambraseys, N.N., 1962. Data for the investigation of the seismic sea waves in the eastern Mediterranean. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **52 (4)**, 895-913.

Αναγνώστου, Χ., 2008. Διαχείριση παράκτιας ζώνης. Στο: Η. Ευθυμιόπουλος και Μ. Μοδινός (επιμ.): *Το Θαλάσσιο Περιβάλλον*, 155-167, Διεπιστιμονικό Ινστιτούτο Περιβαλλοντικών Ερευνών, Ελληνικά Γράμματα, Αθήνα.

Anderson, R.S., Densmore, A.L. and Ellis, M.A., 1999. The generation and degradation of marine terraces. *Basin Research*, **11**, 7-20.

Anthony, E.J. and Blivi, A.B., 1999. Morphosedimentary evolution of a delta-sourced drift-aligned sand barrier lagoon complex, western Bight of Benin. *Marine Geology*, **158**, 161-176.

Antonopoulos, J., 1980. Data for the investigation of seismic sea waves. *Annali di Geofisica*, **33 (1-5)**, 141-229.

Armijo, R., King, B., Rigo, G. and Papanastassiou, D., 1996. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophys. J. Int.*, **126**, 11-53.

Aslan, A. and Autin, W.J., 1999. Evolution of the Holocene Mississippi River floodplain, Ferriday, Louisiana: insights on the origin of fine-grained floodplains. *Journal of Sedimentary Research*, **B69**, 800-815.

Bascom, W.H., 1951. The relationship between sand size and beach slope. *Trans. Am. Geoph. Un.*, **32**, 866-74.

Bates, R.L. and Jackson, J.A., 1980. *Glossary of Geology*. 2nd ed. American Geological Institute, 751 pp.

Battjes, J.A., 1974. Surf similarity. *Proceedings of the 14th International Conference on Coastal Engineering, ASCE*, 466-480.

Beer, T., 1983. *Environmental Oceanography. An introduction to the Behavior of Coastal Waters*. Pergamon Press, 262 pp.

Βελεγράκης, Α.Φ., 2008. Διάβρωση ελληνικών παραλιών. Στο: Η. Ευθυμιόπουλος και Μ. Μοδινός (επιμ.): *Το Θαλάσσιο Περιβάλλον*, 155-167, Διεπιστημονικό Ινστιτούτο Περιβαλλοντικών Ερευνών, Ελληνικά Γράμματα, Αθήνα.

Berger, R., 1970. Ancient Egyptian radiocarbon chronology. *Phil. Trans. Roy. Sec.*, **A, 269,** 23-36.

Bintanja, R., van de Wal, R.S.W. and Oerlemens, J., 2005. Modeled atmospheric temperatures and global sea-levels over the past million years. *Nature*, **437**, 125-128.

Bird, E.C.F., 2005. *An Introduction to Coastal Geomorphology*. 3rd Edition. Ed. B. Blackwell. N. York,

Bijlsma, L., 1996. Coastal zones and small islands. In: R.T. Watson, M.C. Zinyowera and R.H. Moss (eds.): *Climate Change 1995: impacts, adaptations and mitigation of climate change: scientific-technical analyses (Contribution of working-group II to the second assessment report pf the Intergovernmental Panel on Climate Change)*, 289-324, Cambridge University Press, Cambridge.

Bloom, A.L., Broecker, W.S., Chappell, J.M., Mathews, R.K., and Mesolella, K.J., 1974. Quaternary sea-level fluctuations on a tectonic coast: New $^{230}Th/^{234}U$ dates from the Huon Peninsula, New Guinea. *Quaternary Research*, **4**, 185-205.

Borowka, R.K., 2004. Beach ridge. In: A.S. Goodie (ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*, vol. **1**, 72-73, Routledge.

Briggs, D., Smithson, P., Addison, K and Atkinson, K., 1997. *Fundamentals of the physical environment*. 2nd edition, Routledge, London.

Broeker, W.S., Thurber, D.L., Goddard, J., Ku, T. L., Matthews, R.K. & Mesollela, K.J., 1968. Milankovich hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments. *Science*, **159**, 297-300.

Brown, B.E. and Ogden, J.C., 1993. Coral bleaching. *Scientific American*, **268**, 44-70.

Bruun, P., 1962. Sea level rise as a cause of shore erosion. *Journal of Waterways and Harbour Division*, **88**, 117-130.

Bruun, P., 1983. A review of conditions for the use of the Bruun rule of erosion. *Coastal Engineering*, **7**, 77-89.

Bruun, P., 1988. The Bruun Rule of erosion by sea-level rise: a discussion of large scale two- and three-dimensional usages. *Journal of Coastal Research*, **4**, 627-648.

Bryant, E.A., Young, R.W. and Price, D.M., 1997. Late Pleistocene marine deposition and TL chronology of the New Wales, Australian coastline. *Zeitschrift fur Geomorphologie N.F.*, **41**, 205-227.

Bryant, E.A., Young R.W. and Price, D.M., 1996. Tsunami as a major control on coastal evolution, southeastern Australia. *Journal of Coastal Research*, **12**, 831-840.

Bryant, E.A. and Price, D.M., 1997. Late Pleistocene marine chronology of the Gippsland Lakes region, Australia. *Physical Geography*, **18**, 318-334.

Burbank, D.W. and Anderson, R.S., 2007. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Publishing, 274pp.

Caputo, R., 2007. Sea-level curves: Perplexities of an end-user in morphotectonic applications. *Global and Planetary Change*, **57**, 417-423.

Carter, R.W.G., 1986. The morphodynamics of beach ridge formation; Magilligan, Northern Ireland. *Marine Geology*, **73**, 191-214.

Carter, R.W.G., 1988. *Coastal environments: an introduction to the Physical, ecological and cultural systems of coastlines*. Academic Press, London, 617pp.

Carter, R.W.G. and Stone, G.W., 1989. Mechanisms associated with the erosion of sand dune cliffs, Magilligan, Northern Ireland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 14, 1-10.

Carter, R.W.G. and Wilson, P., 1990. The geomorphological, ecological and pedological development of coastal foredunes at Magilligan Point, Northern Ireland. In: K.F. Nordstrom, N.P. Psuty and R.W.G. Carter (eds.): *Coastal Dunes: Form and Process*, 129-157, Wiley, Chichester.

Chapman, V.J., 1974. *Salt Marshes and Salt Deserts of the World*. 2nd edition, J. Cramer, Lehere, 392 pp.

Chappell, J., 1974. Geology of coral terraces: Huon Peninsula, Nea Guinea: A study of Quaternary tectonic movements and sea-level changes. *Geological Society of America Bulletin*, **85**, 533-570.

Chappell, J., Omura, A., Esat, T., McGulloch, M., Pandolfi, J., Ota, Y., and Pillans, B., 1996. Reconciliation of Late Quaternary sea-levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records. *Earth and Planetary Science Letters*, **141**, 227-236.

Cicin-Sain, B. and Knecht, R.W., 1998. *Integrated Coastal and Ocean Management: Concepts and Practices*. Island Press, Washington, DC, 517 pp.

Cloud, P.E., 1958. Nature and origin of atolls. 8th *Pacific Science Congress*, v. **IIIA**, 1009-1035.

Coleman, J.M. and Wright, L.D., 1975. Modern river deltas: variability of processes and sand bodies, In: M.L. Broussard (ed.): *Deltas, models for exploration*, 99-150, 2nd edition, Houston Geological Society, Houston, Texas.

Cooper, W.S., 1967. Coastal dunes of California. *Geological Society of America Memoir*, **104**, 131 pp.

Corey, A.T., 1949. *Influence of shape on the fall velocity of sand grains*. Unpublished MS Thesis, A & M College, Colorado.

Costanza, R., d'Arge, R., de Groot, R., Farber, S., Grasso, M., Hannon, B., Linburg, K., Naeem, S., O'Neill, R.V., Paruelo, J., Raskin, R.G., Sutton, P. and van den Belt, M., 1997. The value of the world's ecosystem services and natural capital. *Nature*, **387**, 253-260.

Cotton, C.A., 1974. *Bold Coasts: annotated reprints of selected papers on coastal geomorphology 1916-1969*. Reed, Wellington, N. Zealand.

Cowell, P.J. and Thom, B.G., 1994. Morphodynamics of coastal evolution. In: R.W.G. Carter and C.D. Woodroffe (eds.): *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*, 33-86, Cambridge University Press, Cambridge.

Croll, J., 1864. On the physical causes of the change of climate during Geological Epochs. *Philosophical Magazine*, **28**, 121-137.

Daly, R.A., 1934. *The changing world of the Ice Age*. Yale University Press, New Haven, CT, 271 pp.

Daly, R.A., 1942. *The floor of the ocean*. University of North Carolina Press, Chapel Hill, North Carolina.

Dana, J.D., 1874. *Corals and coral islands*. Dodd Mead, N.Y., 406 pp.

Dana, J.D., 1885. The origin of coral reefs and islands. *American Journal of Science*, v. **30**, 89-105; 169-191 (map).

Darwin, C., 1837. On certain areas of elevation and subsidence in the Pacific and Indian oceans, as deduced from the study of coral formations. *Geological Society of London Proceedings*, v. **2**, 552-554.

Darwin, C., 1842. *The structure and distribution of coral reefs*. Reprinted by Appleton and Co., N.Y., 344 pp., and University of Arizona Press, 214 pp.

Davies, J.L., 1964. A morphogenic approach to the world' s shorelines. Zeitschrift fur Geomorphologie, **8**, 127-142.

Davies J.L., 1980. *Geographical variation in coastal development*. Longman, London, 212 pp.

Davies, J.R.R. and Fitzgerald D.M., 2004. *Beaches and Coasts*. Blackwell publishing, 419 pp.

Davies, K.H., 1983. Amino acid analysis of Pleistocene marine molluscs from the Gower Peninsula. *Nature*, **302**, 137-139.

Davis, W.M., 1928. The coral reef problem. *American Geographical Society Special Publication* **9**, 596 pp.

Dean, R.G. and Maurmeyer, E.M., 1983. Models for beach profile response. In: P.D. Komar (ed.): *Handbook of Coastal Processes and Erosion*, 151-166, GRC Press, Boca Raton, Florida.

Dijkema, K.S., 1987. The geography of salt marshes in Europe. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, **31**, 489-499.

Dobrin, M.B., Perkins, B. and Snavely, B.L., 1949. Subsurface constitution of Bikini atoll as indicated by seismic refraction survey. *Geological Society of America Bulletin*, v. **60**, 807-828.

Dominey-Howes, D. and Cundy, A., 2001. Tsunami risk in the Aegean Sea and the role of systematic field, laboratory and documentary studies: the case of the 1956 tsunami. In: G. T. Hebensteit (ed.): *Tsunami research at the critical decade*, 103-117, Kluwer Academic Publishers.

Dubois, R.N., 1992. A re-evaluation of Bruun' s rule and supporting evidence. *Journal of Coastal Research* **8**, 618-628.

Dubois, R.N., 2002. How does a barrier shore-face respond to a sea-level rise? *Journal of Coastal Research* **18(2)**, iii-v.

Dudley, W.C. and Lee, M., 1998. *Tsunami*. 2nd edition, University of Hawaii Press Honolulu, 362pp.

Easterbrook, D.J., 1999. *Surface processes and landforms*. 2nd edition, Prentice Hall, , N. Jersey, 546 pp.

European Commission, 2002. Recommendation of the European Parliament and Council of 20 May 2002, concerning the implementation of the Integrated Coastal Zone Management in Europe, 2002/413/EC OJ L148, 6.6.2002, 24 pp.

European Commission, 2004. Living with coastal erosion in Europe, sediment and space for sustainability. Results from the EUROSION study. Ed. P. Doody, M. Ferreira, S. Lombardo, I. Lucius, R. Misdorp, H. Niesing, A. Salman, M. Smallegange.

El Raey, M., Frihy, O., Nasr, S.M. and Dewidar, KH., 1999. Vulnerability assessment of sea level rise over Port Said Governorate, Egypt. *Environmental Monitoring and Assessment*, **56**, 113-128.

Emery, K.O., 1948. Submarine geology of Bikini atoll. *Geological Society of America Bulletin*, v. **59**, 855-860.

Emery, K.O., Tracey, J.L. and Ladd, H.S., 1954. Geology of Bikini and nearby atolls. *U.S. Geological Survey Professional Paper* **260-A**, 265 pp.

Emery, K.O. and Milliman, J.D., 1978. Suspended matter in surface waters: influence of river discharge and upwelling. *Sedimentology*, **25**, 125-140.

Emery, K.O., and Kuhn, G.G., 1980. Erosion of rock shores at La Jolla. *Marine Geology*, **37**, 197-208.

Emiliani, C., 1968. The Pleistocene epoch and the evolution of man. *Current Anthropology*, **9**, 27-47.

Evans, G., 1965. Intertidal flat sediments and their environment of deposition in the Wash. *Quarterly Journal of the Geological Society of London,* **121**, 209-245.

Fairbridge, R.W., 1950. Recent and Pleistocene coral reefs of Australia. *Journal of Geology*, **58**, 330-401.

Fairbridge, R.W., 1961. Eustatic changes in sea-level. *Physics and Chemistry of the Earth*, **4**, 99-185.

Finkl, Ch.W., 2004. Coastal classification: systematic approaches to consider in the development of a comprehensive scheme. *Journal of Coastal Research*, **20(1)**, 166-213.

Folk, R.L. and Ward, W.C., 1957. Brazos bar: a study of significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, **27**, 3-26.

Folk, R.L., 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hamphill Publishing, Austin, Texas, 184 pp.

Fraser, G.S., and Hester, N.C., 1977. Sediments and sedimentary structures of a beach-ridge complex, southwestern shore of Lake Michigan. *Journal of Sedimentary Petrology*, **47**, 1187-1200.

French, J.R. and Spencer, T., 1993. Dynamics of sedimentation in a tide-dominated backbarrier saltmarsh, Norfolk, UK. *Marine Geology*, **110**, 315-331.

French, J.R., 1994. Tide dominated coastal wetlands and accelerated sea-level rise: a NW European perspective. *Journal of Coastal Research, Special Issue* **12**, 91-101.

French, J.R., 2004. Mud flat and muddy coasts. In: A.S. Goodie (ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*, vol. **2**, 704-706, Routledge.

French, P.W., 1997. *Coastal and estuarine management*. Routledge, London.

Friedrichs, C.T. and Perry, J.E., 2001. Tidal saltmarsh morphodynamics: a synthesis. *Journal of Coastal Research, Special Issue* **27**, 7-37.

Gaki-Papanastassiou, K., Maroukian, H., Pavlopoulos, K. and Zamani, A., 1997. The implications of the expected sea level rise on the low-lying areas of continental Greece in the next century. *Proceedings of the International Symposium on Engineering Geology and the Environment, Athens*, 121-126.

Gaki-Papanastassiou, K., Maroukian, H., Papanastassiou, D. and Kourbanian, V., 2008a. The morphotectonic evolution of the southern half of Kythera Island, Ionian Sea, Greece, during Quaternary. *31st International Geographical Congress, Tunis, book of abstracts*, 142.

Gaki-Papanastassiou, K., Karymbalis, E., Maroukian, H. and Papanastassiou, D., 2008b. Geomorphic evolution of southern Kephalonia Island (Greece). During the Quaternary. *31st International Geographical Congress, Tunis, book of abstracts*, 141-142.

Gaki-Papanastassiou, K., Karymbalis, E., Papanastassiou, D., Maroukian, H., 2009. Quaternary marine terraces as indicators of neotectonic activity of the Ierapetra normal fault SE Crete (Greece). *Geomorphology*, 104, 38-46.

Galloway, W.E., 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: M.L. Brousard (ed.): *Deltas:*

Models for Exploration, 87-98, Houston Geological Society, Houston.

Gehrels, W.R., 1994. Determining relative sea-level change from salt-marsh foraminifera and plant zones on the coast of Maine, USA. *Journal of Coastal Research*, **10**, 990-1009.

Gilbert, G.K., 1885. The topographic features of lake shores. *Annual Reports of the US Geological Survey*, **5**, 75-123.

Godwin, H., Suggate, R.P. and Willis, E.H., 1958. Radiocarbon dating of the eustatic rise in ocean level. *Nature*, **181**, 1518-19.

Gornitz, V.M., Daniels, R.C., White, T.W. and Birdwell, K.R., 1994. The development of a coastal vulnerability assessment database, Vulnerability to sea-level rise in the U.S. southeast. *Journal of Coastal Research, Special Issue*, **12**, 327-338.

Goudie, A. 1983. *Environmental change*. 2nd edition, Oxford University Press, Oxford.

Guilcher, A., 1988. *Coral reef geomorphology*. John Wiley and Sons, Chichester, U.K., 228 pp.

Gulliver, F.P., 1899. Shorelines topography. *Proc. Am. Acad. Arts Sci.*, **34**, 151-258.

Haslett, S., 2000. *Coastal Systems*. Introductions to environment series, Routledge, London, 218 pp.

Haslett, S.K. and Curr, R.H.F., 1998a. Coastal rock platforms and Quaternary sea-levels in the Baie d' Audierne, Brittany, France. *Zeitschrift fur Geomorphologie N.F.*, **42**, 507-515.

Haslett, S.K., Davies, P and Stawbridge, F., 1998b. Reconstructing Holocene sea-levels in the Severn Estuary and Somerset Levels: the foraminifera connection. *Archaeology in the Severn Estuary*, **8**, 29-40.

Haslett, S.K., Bryant, E.A. and Curr, R.H.F., 2000. Tracing beach sand provenanceand transport using foraminifera: preliminary examples from NW Europe and SE Australia. In: I. Foster (ed.): *Tracers in Geomorphology*, 437-452, Wiley, Chichester.

Hayes, M.O., 1975. Morphology of sand accumulations in estuaries. In L.E. Cronin (ed.): *Estuarine Research*, volume II, 3-22, Academic Press, New York.

Healy, T., 1991. Coastal erosion and sea level rise. *Zeitschrift fur Geomorphologie N.F., Supplementband*, **81**, 15-29.

Hemleben, Ch., Meischner, D., Zahn, R., Almogi-Labin, A., Erlenkeuser, H. and Hiller, B., 1996. Three hundred eighty thousand year long stable isotope and faunal records from the Red Sea: influence of global sea-level change on hydrography. *Paleoceanography*, **11(2)**, 147-156.

Hinrichsen, D., 1998. *Coastal Waters of the World: Trends, Threats and Strategies*. Island Press, Washington DC, 275 pp.

Hodell, D.A., Charles, C.D., Curtis, J.H., Mortyn, P.G., Ninnemann, U.S., and Venz, K.A., 2003. Data report oxygen isotope stratigraphy of ODP LEG 177 sites 1088, 1089, 1090, 1093 and 1094. In: R. Gersonde, D.A. Hodell and P. Blum (eds.): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. **177**, 1-26.

Horton, B.P., Edwards, R.J. and Lloyd, J.M., 1999. UK intertidal foraminiferal distributions: implications for sea-level studies. *Marine Micropalaeontology*, **36**, 205-223.

Houghton, J.T., 1994. *Global Warming: The Complete Briefing*. Lion Publishing, Oxford, 192 pp.

Huggett, R.J., 2007. *Fundamentals of Geomorphology*. Routledge - Taylor & Francis, New York, 472 pp.

Imbrie, J., Hayes, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L. and Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record. In: A.L. Berger et al. (eds.): *Milankovitch and Climate, Part I*, 269-305, Reidel Publ. Company, Dordrecht.

Inman, D.L., 1952. Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **22**, 125-145.

Inman, D.L., 1960. *Shore Processes: Encyclopedia of Science and Technology*. McGraw Hill, New York.

Intergovernmental Panel on Climate Change (I.P.C.C.), 1994. *Preparing to Meet the Coastal Challenges of the 21st Century*. Report of the World Coast Conference, 1-5 November 1993, The Hague: Ministry of Transport, Public Works and Water Management.

Intergovernmental Panel on Climate Change (I.P.C.C.), 2007. *Climate Change 2007: The physical Science Basis Summary for Policymakers Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Richard Alley, Terje Berntsen, Nathaniel L. Bindoff, Zhenlin Chen, Amnat Chidthaisong, Pierre Friedlingstein, Jonathan Gregory, Gabriele Hegerl, Martin Heimann, Bruce Hewitson, Brian Hoskins, Fortunat Joos, Jean Jouzel, Vladimir Kattsov, Ulrike Lohmann, Martin Manning, Taroh Matsuno, Mario Molina, Neville Nicholls, Jonathan Overpeck, Dahe Qin, Graciela Raga, Venkatachalam, Ramaswamy, Jiawen Ren, Matilde Rusticucci, Susan Solomon, Richard Somerville, Thomas F. Stocker, Peter Stott, Ronald J. Stouffer, Penny Whetton, Richard A. Wood, David Wratt, Geneva, 18 pp.

Jelgersma, S., 1966. Sea-level changes during the last 10000 years. In: J.S., Sawyer (ed.): *World Climate 8000 to 0 BC, Proceedings of the International Symposium on World Climates*, 18-19 April, 1966 Royal Meteorological Society, London.

Johnson, D.W., 1919. *Shore processes and Shoreline Development*. Hafner Publishing, N. York, 584 pp.

Καρύμπαλης, Ε. 1996. *Γεωμορφολογικές παρατηρήσεις στη λεκάνη απορροής του Εύηνου ποταμού*. Διδακτορική Διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Αθηνών. 244 σ.

Καρύμπαλης, Ε., 1999. Ανθρώπινες επεμβάσεις στο δέλτα του Εύηνου ποταμού. *Πρακτικά 5ου Πανελλήνιου Γεωγραφικού Συνεδρίου*, Αθήνα, 591-599.

Karymbalis E., Tegou M. and Tsalkitzi, O., 2001. Study of delta formation factors at Central Greece. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, **34(1)**, 381-388.

Karymbalis, E. and Chalkias. C., 2005. A GIS – RS approach in vulnerability assessment of deltaic coastal zone due to the impact of sea-level rise. *Proceedings of International Symposium on GIS and Remote Sensing: Environmental Applications*, 299-306.

Karymbalis, E., Karageorgiou, M., Parcharidis, I. and Karageorgiou, D., 2006. Recent coastal changes and implications of the future sea-level rise at the Kalamas River Delta (Western Greece). In: A. Tubielewicz (ed.): *Coastal Dynamics, Geomorphology and Protection*, 197-204, Gdansk University of Technology.

Karymbalis, E., Gaki-Papanastassiou, K. and Maroukian, H., 2007. Recent geomorphic evolution of the fan delta of the Mornos River, Greece: Natural processes and human impacts. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, vol. **XXXX/4**, 1538-1551.

Karymbalis, E., 2007. Fan-deltas geomorphology in the northern coast of Gulf of Corinth, Greece. Proceedings of the 8th International Conference on the Mediterranean Coastal Environment, MEDCOAST 07, E. Ozhan (ed.), Alexandria, Egypt, vol. **2**, 1321-1332.

Καρύμπαλης, Ε. και Γάκη-Παπαναστασίου, Κ., 2008. Γεωμορφολογική μελέτη των δέλτα των ποταμών Πηνειού, Καλαμά, Εύηνου και Μόρνου. *Πρακτικά 4ου Πανελλήνιου Συνεδρίου Διαχείριση και Βελτίωση Παράκτιων Ζωνών*, έκδοση Εργαστηρίου Λιμενικών Έργων Ε.Μ.Π., 85-94.

Kay, R. and Alder, J., 1999. *Coastal planning and Management*. E & FN Spon, London.

Keller, A. and Blodgett, R., 2006. *Natural Hazards, Earth' s Processes as Hazards, Disasters and Catastrophes*. Pearson Prentice Hall, 395 pp.

Kelletat, D.H., 1997. Mediterranean coastal biogeomorphology: processes, forms and sea-level indicators. In: F., Briand, and A. Maldonado, (eds.): *Transformations and Evolution of the Mediterranean Coastline. Monaco: Bulletin Institute of Oceanography, No Sp.*, **18**, 209-226.

Kelletat, D.H., 2005. Notches. In: M.L. Schwartz (ed.): *Encyclopedia of Coastal Science*, 728-730, Springer.

Koening, R., 2001. Researchers target deadly tsunamis. *Science*, **293**, 1251-1253.

Komar, P.J., 1998. *Beach Processes and Sedimentation*. 2nd edition, Prentice Hall, 544 pp.

Κουτίτας, Χ., 1998. *Εισαγωγή στην παράκτια τεχνική και τα λιμενικά έργα*. Εκδόσεις ΖΗΤΗ, Θεσσαλονίκη, 182 pp.

Krumbein W.C., 1934. Size frequency distribution of sediments. *J. Sedim. Petrol.*, **4**, 65-77.

Laborel, J., Morhange, C., Collina Girard, J. and Laborel Deguen, F., 1999. Littoral bioerosion, a tool for the study of sea-level variations during the Holocene. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, **45**, 164-168.

Ladd, H.S., 1961. Reef building. *Science*, **134**, 703-715.

Lajoie, K.R., 1986. Coastal tectonics. In: *Active tectonics*. National Academic Press, Washington, DC, 95-124.

Lambeck, K., 1996. Sea-level change and shore-line evolution in Aegean Greece since Upper Palaeolithic Time. *Antiquity*, **70**, 588-611.

Lea, D.W., Martin, P.A., Pak, D.K., and Spero, H.J., 2002. Reconstructing a 350 ky history of sea-level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core. *Quat. Sci. Rev.*, **21**, 283-293.

Λεοντάρης, Σ., 1992. *Εισαγωγή στην Ωκεανογραφία*. Εκδόσεις Συμμετρία, Αθήνα, 441 σ.

Lick, W. and Huang, H., 1993. Flocculation and the physical properties of flocs. In: A.J. Mehta (ed.): *Nearshore and Estuarine Cohesive Sediment Transport*, 21-39, American Geophysical Union, Whashington, DC.

Lowe, J.J. and Walker, M.J.C., 1997. *Reconstructing Quaternary Environments*. 2nd edition, Longman, Harlow, 446 pp.

Mannion, A.M., 1999. *Natural environmental change*. Routledge, London.

Maroukian, H., 1990. Implications of sea-level rise for Greece. *Report of the I.P.C.C. Miami Conference*, **2**, 161-181.

Maroukian, H., K. Gaki-Papanastassiou, K. Pavlopoulos and Zamani, A., 1995. Comparative geomorphological observations in the Kalamas delta in Western Greece and the Sperchios delta in eastern Greece. *Rapp. Comm. Int. Mer. Medit., Book of Abstracts*, **34**, 110.

Μαρουκιάν Χ., Παυλόπουλος Κ., Γάκη-Παπαναστασίου και Ζαμάνη, Α., 2001. Οι επιπτώσεις από την αναμενόμενη άνοδο της θαλάσσιας στάθμης στις χαμηλές παράκτιες περιοχές της ηπειρωτικής Ελλάδας κατά τον επόμενο αιώνα. *Περιοδικό Γεωγραφίες*, **1**, 73-82.

Maroukian, H. and Karymbalis, E., 2004. Geomorphic evolution of the fan delta of the Evinos river in Western Greece and Human impacts in the last 150 years. *Zeitschrift fur Geomorphologie N.F.*, **48/2**, 201-217.

Maroukian, H., Karymbalis, E. and Pavlopoulos, K., 2005. Field Trip Guide to the broader area of Korinthos-Loutraki (Perachora). *Zeitschrift fur Geomorphologie N.F., Suppl.*, **137**, 177-193.

Mason, O.K., 1990. *Beach ridge geomorphology of Kotzebue Sound: implications on Paleoecology and archaeology*. Ph.D. dissertation. Anchorage: University of Alaska, 262 pp.

Mason, O.K. and Jordan, J.W., 1993. Heightened North Pacific storminess during synchronous Late Holocene erosion of northwest Alaska beach ridges. *Quaternary Research*, **40**, 55-69.

Masselink, G. and Hughes, M., 2003. *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. H. Arnold, London, 354 pp.

McBride, R.A., Brynes, M.R. and Hiland, M.W., 1995. Geomorphic response-type model for barrier coastlines: a regional perspective. *Marine Geology*, **126**, 143-159.

McCave, I.N., 1978. Grain size trends and transport along beaches, example from E. Anglia. *Marine Geology*, **28**, 1743-1757.

McGullach, P., 1978. *Modern concepts in Geomorphology*. Oxford University Press, Oxford.

McKnight, T.L. and Hess, D., 2000. *Physical Geography - A Landscape Appreciation*. Virtual Field Trip Edition, Prentice Hall, N. Jersey, 604 pp.

McLean, R.F., 2004. Bruun Rule. In: A.S. Goodie (ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*, vol. **1**, 103-106, Routledge.

Mehta, A.J. and Kirby, R. 2001. Muddy coast dynamics and stability. *Journal of Coastal Research, Special Issue*, **27**, 121-136.

Milankovitch, M., 1941. Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf dem Eiszeitenproblem. *Royal Serbian Sciences, Spec. Publ., 132 Section of Mathematical and Natural Sciences*, **33**, Belgrade, 633 pp.

Morner, N.A., 1971. Eustatic changes during the last 20000 years and a method of separating the isostatic and eustatic factors in an uplifted area. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **9**, 153-181.

Morner, N.A., 1973. Eustatic changes in last 300 years. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **13**, 1-14.

Nanson, G.C., Callen, R.A., and Price, D.M., 1998. Hydroclimatic interpretation of Quaternary shorelines on South Australian playas. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **144**, 281-305.

N.E.R.C., 1991. *United Kingdom Digital Marine Atlas*. Natural Environmental Research Council, Swindon.

Nicholls, R.J. and Small, C., 2002. Improved estimates of coastal population and exposure to hazards released, EOS. *Transactions, American Geophysical Union*, **83 (28)**, 301-305.

Νικολακόπουλος, Κ., Περισοράτης, Κ., Τσόμπος, Π., Μητρόπουλος, Δ. και Γεωργίου, Χ., 2008. Καθορισμός του παλαιού αιγιαλού με γεωλογικά κριτήρια. Ο ρόλος του ΙΓΜΕ. *Πρακτικά 4ου Πανελλήνιου Συνεδρίου Διαχείριση και Βελτίωση Παράκτιων Ζωνών*, έκδοση Εργαστηρίου Λιμενικών Έργων Ε.Μ.Π., 13-22.

N.O.A.A.: National Weather Service Tsunami Warning System. www.prh.noaa.gov/itic/ - from the International Tsunami Information Center.

Νόμος 2971/2001 (αιγιαλός, παραλία και άλλες διατάξεις) (ΦΕΚ Α΄ 285/19.12.2001).

Olson, J.S., 1958. Lake Michigan dune development 1. Wind velocity profiles. *Journal of Geology*, **66**, 254-263.

Orford, J.D., Carter, R.W.G. and Jennings, S.C., 1991. Coarse clastic barrier environments: Evolution and implications for Quaternary sea-level interpretation. *Quaternary International*, **9**, 87-104.

Orton, G.J. and Reading, H.G., 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, **40**, 475-512.

Otvos, E.G., 2000. Beach ridges – definitions and significance. *Geomorphology*, **32**, 83-108.

Papadopoulos, G.A. and Imamura, F., 2001. Proposal for a new tsunami intensity scale. *Proceedings of the International Tsunami Conference*, Seattle, 7-9 August, 569-577.

Papazachos, B.C., Koutitas, CH., Hatzidimitriou, P.M., Karacostas, B.G. and Papaioannou, A., 1986. Tsunami hazard in Greece and the surrounding area. *Annales Geophysicae*, **4B(1)**, 79-90.

Παπαζάχος, Β. και Παπαζάχου, Κ., 2003. *Οι σεισμοί της Ελλάδας*. 3η έκδοση, εκδόσεις ΖΗΤΗ, Θεσσαλονίκη, 286 σ.

Park, C., 1997. *The environment: Principles and Applications*. Routledge, London, 660 pp.

Paterson, D.M., 1997. Biological mediation of sediment erodibility: ecology and physical dynamics. In: N. Burt, R. Parker and J. Watts (eds.): *Cohesive sediments*, 215-229, Wiley, Chichester.

Pendleton, E.A., Williams, S.J. and Thieler, E.R., 2004. Coastal vulnerability assessment of Assateague Island national seashore (ASIS) to sea-level rise. *U.S. Geological Ssurvey Open-File Report 2004-1020*, Electronic Book.

Pethic, J., 1984. *An Introduction to coastal geomorphology*. E. Arnold, London, 260 pp.

Pethic, J.S., 1996. The geomorphology of mudflats. In: K.F. Nordstrom and C.T. Roman (eds.): *Estuarine Shores: Evolution, Environment and Human Alterations*, 185-211, Wiley, Chichester.

Pinet, P.R., 2000. *Invitation to Oceanography*. 2nd edition, Jones and Bartlett Publishers, Sudbury, 555 pp.

Piper, D.J.W. and Panagos, A.G., 1981. Growth patterns of the Acheloos and Evinos deltas, Greece. *Sedimentary Geology*, **28**, 111-132.

Piper, D.J.W., Kontopoulos, N., Anagnostou, C., Chronis, G. and Panagos, A.G., 1990. Modern deltas in the western Gulf of Corinth, Greece. *Geo-Marine Letters*, **10/1**, 5-12.

Pirazzoli, P.A., 1986. Marine Notches. In: O. Van de Plassche (ed.): *Sea-level Research: a manual for the collection and evaluation of data*, 361-400, Geo Books, Norwich, UK.

Pirazzoli, P.A., Montaggioni, L.F., Saliege, J.F., Segonzac, G. Thommeret, Y. and Vergnaud Grazzini, C., 1989. Crustal block movements from Holocene shorelines: Rhodes Island (Greece). *Tectonophysics*, **170**, 89-114.

Pirazzoli, P.A., Stiros, S.C., Laborel, J., Laborel Deguen, F., Arnold, M., Papageorgiou, S., and Morhange, C., 1994a. Late Holocene shoreline changes related to palaeoseismic events in the Ionian Islands, Greece. *The Holocene*, **4**, 397-405.

Pirazzoli, P.A., Stiros, S.C., Arnold, M., Laborel, J., Laborel-Deguen, F. and Papageorgiou, S., 1994b. Episodic uplift deduced from Holocene shorelines in the Perachora Peninsula, Corinth area, Greece. *Tectonophysics*, **229**, 201-209.

Pirazzoli, P.A., Laborel, M. and Stiros, S.C., 1996. Coastal indicators of rapid uplift and subsidence: Examples from Crete and other Eastern Mediterranean sites. *Zeitschrift fur Geomorphologie N.F., Suppl.*, **102**, 21-35.

Pirazzoli, P.A., 2005. Marine erosion features as indicators of tectonic movements, with special attention to the eastern Mediterranean area. *Zeitschrift fur Geomorphologie N.F., Suppl.*, **137**, 71-77.

Pisias, N.G., Mix, A.C. and Zahn, R., 1990. Nonlinear response in the global climate system: evidence from benthic oxygen isotopic record in core RC13-110. *Paleoceanography*, **5(2)**, 147-160.

Porter, S.C., 1989. Some geological implication of average Quaternary glacial conditions. *Quaternary Research*, **32**, 245-261.

Postma, G., 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. In: A. Colella and D.B. Prior (eds.): *Coarse-grained Deltas. Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, **10**, 13-27.

Poulos, S.E., Collins, M. and Evans, G., 1996. Water-sediment fluxes of Greek rivers, southeastern Alpine Europe: annual yields, seasonal variability, delta formation and human impact. *Zeitschrift fur Geomorphologie, N.F.*, **40/2**, 243-261.

Poulos, S.E. and Chronis, G.T., 1997. The importance of the river systems in the evolution of the Greek coastline. *Bulletin de l' Institut Océanographique, No special*, **18**, 75-96.

Πούλος, Σ., 1999. Ο ρόλος των φραγμάτων στην υδάτινη και ιζηματολογική δίαιτα της ελληνικής παράκτιας ζώνης. *Πρακτικά 5ου Πανελλήνιου Γεωγραφικού Συνεδρίου*, 600-609.

Πούλος, Σ., 2001. *Εφαρμοσμένη Ωκεανογραφία και Περιβάλλον*. Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Αθηνών.

Purdy, E.G., 1974. Reef configurations: cause and effect. In L.F., Laporte (ed.): Reefs in time and space. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, **18**, 9-76.

Psilovikos, A.A., 1979. Sediment analysis at Gibraltar Point, Lincolnshire. *East Midland Geographer*, No **7**, 128-133.

Psilovikos, A., Vavliakis, E. and Laggalis, Th., 1988. Natural and anthropogenic processes of the recent evolution of the delta of R. Nestos. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, **20**, 313-324.

Reading, H.G. and Collinson J.D., 1996. Clastic coasts. In: H.G. Reading (ed.): *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 157-231. 3rd edition, Blackwell Science, Oxford.

Reineck, H.E., and Singh, I.B., 1978. *Depositional Sedimentary Environments*. Springer Verlag, New York, 439 pp.

Roberts, W., Le Hir, P. and Whitehouse, R.J.S., 2000. Investigation using simple mathematical models on the effect of tidal currents and waves on the profile shape of intertidal mudflats. *Continental Shelf Research*, **20**, 1079-1097.

Rohling, E.J., Fenton, M., Jorissen, F.J., Bertrand, P., Ganssen, G. and Caulets, J.P., 1998. Magnitudes of sea-level lowstands pf the past 500,000 years. *Nature*, **394**, 162-165.

Rust, D. and Kershaw, S., 2000. Holocene tectonic uplift pattern in northern Sicily: Evidence from marine notches in coastal outcrops. *Marine Geology*, **167**, 105-126.

Schiermier, Q., 2005. Tsunamis: A long-term threat. *Nature*, **433**, 4.

SCOR Working Group 89, 1991. The response of beaches to sea-level changes: a review of predictive models. *Journal of Coastal Research*, **7**, 895-921.

Scott, D.B. and Medioli, F.S., 1978. Vertical zonations of marsh foraminifera as accurate indicators of former sea-levels. *Nature*, **272**, 528-531.

Scott, D.B. and Medioli, F.S., 1986. Foraminifera as sea-level indicators. In: O. van de Plassche (ed.): *Sea-level Research: A manual for the Collection and Evaluation of Data*, 435-456, Geo-Books, Norwich.

Σενή, Α., Γάκη-Παπαναστασίου, Κ., Καρύμπαλης, Ε. και Ζούβα, Χ., 2010. Εκτίμηση της τρωτότητας των ακτών του ανατολικού Αργολικού κόλπου σε σχέση με την αναμενόμενη άνοδο της στάθμης θάλασσας με τη χρήση Γ.Σ.Π. *Πρακτικά 8ου Πανελλήνιου Γεωγραφικού Συνεδρίου,* τόμος 2, 146-155.

Shackleton, N.J. and Opdyke, N.D., 1976. Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239, Late Pleistocene. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **145**, 449-64.

Shackleton, N.J., 2000. The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science*, **289**, 1897-1902.

Shaw, J., Taylor, R.B., Forbes, D.L., Ruz, M.H. and Solomon, S., 1998. Sensitivity of the Canadian Coast to Sea-Level rise. *Geological Survey of Canada Bulletin*, **505**, 114 pp.

Shepard, F. P.,1963. *Submarine Geology*. 3rd edition, Harper and Row, New York, 557 pp.

Shepard, F.P., 1976. Coastal classification and changing coastlines. *Geoscience and Man*, **14**, 53-64.

Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, Ch., Melschner, D., Schmelzer, I. And Smeed, D.A.,

2003. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, **423**, 858-858.

Sieberg, A., 1927. *Geologische, physikalische und angewandte Erbebenkunde*. Verlag von Gustav Fischer, Jena.

Smith, D.E. and Dawson, A.G., 1990. Tsunami waves in the North Sea. *New Scientist*, **4**, 46-49.

Stapor, F.W., 1975. Holocene beach ridge plain development, Northwest Florida, *Zeitschrift fur Geomorphologie, Suppl.*, **22**, 116-141.

Stevenson, J.C., Ward, L.G. and Kearney, M.S., 1986. Vertical accretion in marshes with varying rates of sea-level rise. In: D.A. Wolfe (ed.): *Estuarine Variability*, 241-260, Academic Press, Orlando.

Stiros, S. C., Pirazzoli, P. A., Laborel J., and Laborel-Deguen F., 1994a. The 1953 earthquake in Cephalonia (Western Hellenic Arc): coastal uplift and halotectonic faulting. *Geophys. J. Int.*, **117**, 834-849.

Stiros, S.C., Marangou, L., and Arnold, M., 1994b. Quaternary uplift and tilting of Amorgos Island (southern Aegean) and the 1956 earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, **128**, 65-76.

Stiros S.C. and Pirazzoli, P.A., 1995. Palaeoseismic studies in Greece: A review. *Quaternary International*, **25**, 57-63.

Stiros S.C. and Pirazzoli, P.A., 1998. *Late Quaternary coastal changes in the Gulf of Corinth Greece. Tectonics, earthquake, archaeology*. Gulf of Corinth Field trip guide book, 48pp.

Stiros, S.C., Laborel, J., Laborel-Deguen, F., Papageorgiou, S., Evin, J. and Pirazzoli, P.A., 2000. Seismic coastal uplift in a region of subsidence: Holocene raised shorelines of Samos Island, Aegean Sea, Greece. *Marine Geology*, **170**, 41-58.

Stoddart, D.R. and Pethick, J.S., 1983. Environmental hazard and coastal reclamation: problems and prospects in Bangladesh. In: T. Bayliss-Smith (ed.): *Understanding green revolutions: agrarian change and development planning in South Asia*, Cambridge University Press.

Stowe, K., 1996. *Exploring Ocean Science*. 2nd edition, Wiley, New York.

Suhayda, J. N. and Pettigrew, N. R., 1977. Observations of wave height and celerity in the surf zone. *Journal of Geophysical Research*, **82**, 1419-1424.

Summerfield, M.A., 1991. *Global Geomorphology*. Pearson, Prentice Hall, Harlow, 537 pp.

Sunamura, T., 1992. *Geomorphology of rocky coasts*. John Wiley &Sons, Chichester, 302 pp.

Taylor, M. and Stone, G.W., 1996. Beach ridges: a review. *Journal of Coastal Research*, **12(3)**, 612-621.

Thieler, E.R., and Hammar-Klose, E.S., 1999. *National assessment of coastal vulnerability to sea-level rise, U.S. Atlantic Coast.* U.S. Geological Survey, Open-File Report 99-593, 1 sheet, online.

Thompson, T.A., 1992. Beach-ridgedevelopment and lake-level variation in southern Lake Michigan. *Sedimentary Geology*, **80**, 305-318.

Titus, G.J. and Narayanan, V.K., 1995. *The probability of sea level rise*. U.S. E.P.A., Washignton, D.C., 197 pp.

Tooley, M.J., 1974. Sea-level changes during the last 9000 years in north west England. *Geogr. J.*, **140**, 18-42.

Trenhaile, A.S., 1987. *The geomorphology of rock coasts*. Oxford University Press, Oxford, 393 pp.

Trenhaile, A.S., 1999. The width of shore platforms in Britain, Canada and Japan. *Journal of Coastal Research*, **15**, 355-364.

Umgrove, J.H., 1947. Coral reefs of the East Indies. *Geological society of America Bulletin*, **58**, 729-778.

United Nations Conference on Environment and Development (U.N.C.E.D.) 1992. *Agenda21 and the U.N.C.E.D. Proceedings*, Oceania Publications, New York.

U.S. Geological Survey, 2005. Magnitude 9.0 Sumatra - Andaman Island earthquake SAIE. Earthquake hazards program EHP. http://earthquake.usgs.gov/ on 1/13/05.

Valentin, H., 1954. Der Landverlust in Holderness, Ostengland, von 1852 bis 1952. *Die Erde*, **3**, 296-315.

Valentin, H., 1952. Die Kusten der Erde. *Petermanns Geogr., Mitt (Erg.),* **246**.

Viles, H. and Spencer, T., 1995. *Coastal problems: Geomorphology, ecology and society at the coast*. Arnold, London, 350 pp.

Wealbroek, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E. and Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quat. Sci. Rev.,* **21**, 295-305.

Wells, J.W., 1957. Coral reefs. *Geological Society of America Memoir*, **67**, 609-631.

Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geology*, **30**, 377-392.

West, R. G., 1977. *Pleistocene geology and biology with especial reference to the British Isles*. Longman, London, 440 pp.

White, K. and El Asman, H.M., 1999. Monitoring changing position of coastlines using thematic mapper imagery, an example from the Nile Delta. *Geomorphology*, **29**, 93-105.

Wiens, H.J., 1962. *Atoll environment and ecology*. Yale University Press, New Haven, CT, 532 pp.

Χατζημπίρος, Κ. και Παναγιωτίδης, Π., 2008. Ολοκληρωμένη Διαχείριση Παράκτιας Ζώνης – Αξιολόγηση της εφαρμογής του ευρωπαϊκού θεσμικού πλαισίου. *Πρακτικά 4ου Πανελλήνιου Συνεδρίου Διαχείριση και Βελτίωση Παράκτιων Ζωνών*, έκδοση Εργαστηρίου Λιμενικών Έργων Ε.Μ.Π., 395-404.