

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 ιζημάτων 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 κοιλιών (wave troughs) και προσδιορίζονται από τα παρακάτω χαρακτηριστικά (σχήμα 2.1):

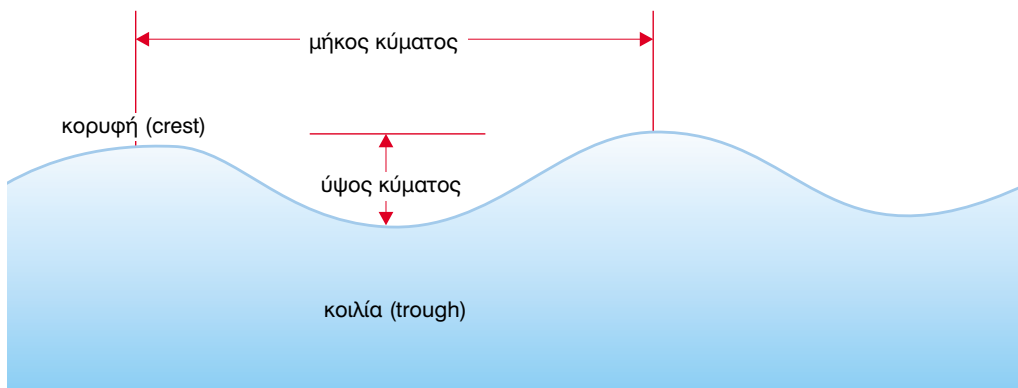
- **Μήκος κύματος (L) (wave length):** ορίζεται σαν η οριζόντια απόσταση μεταξύ δύο διαδοχικών κορυφών (crest) ή κοιλιών (trough).
- **Ύψος κύματος (H) (wave height):** είναι η κάθετη απόσταση μεταξύ του υψηλότερου (κορυφή) και του χαμηλότερου (κοιλία) σημείου ενός κύματος. Το ύψος του κύματος σε μια τρικυμιά θαλάσσια είναι δύσκολο να υπολογισθεί με ακρίβεια γι' αυτό χρησιμοποιείται συνήθως το σημαντικό ύψος κύματος (significant wave height) (H_s) 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.

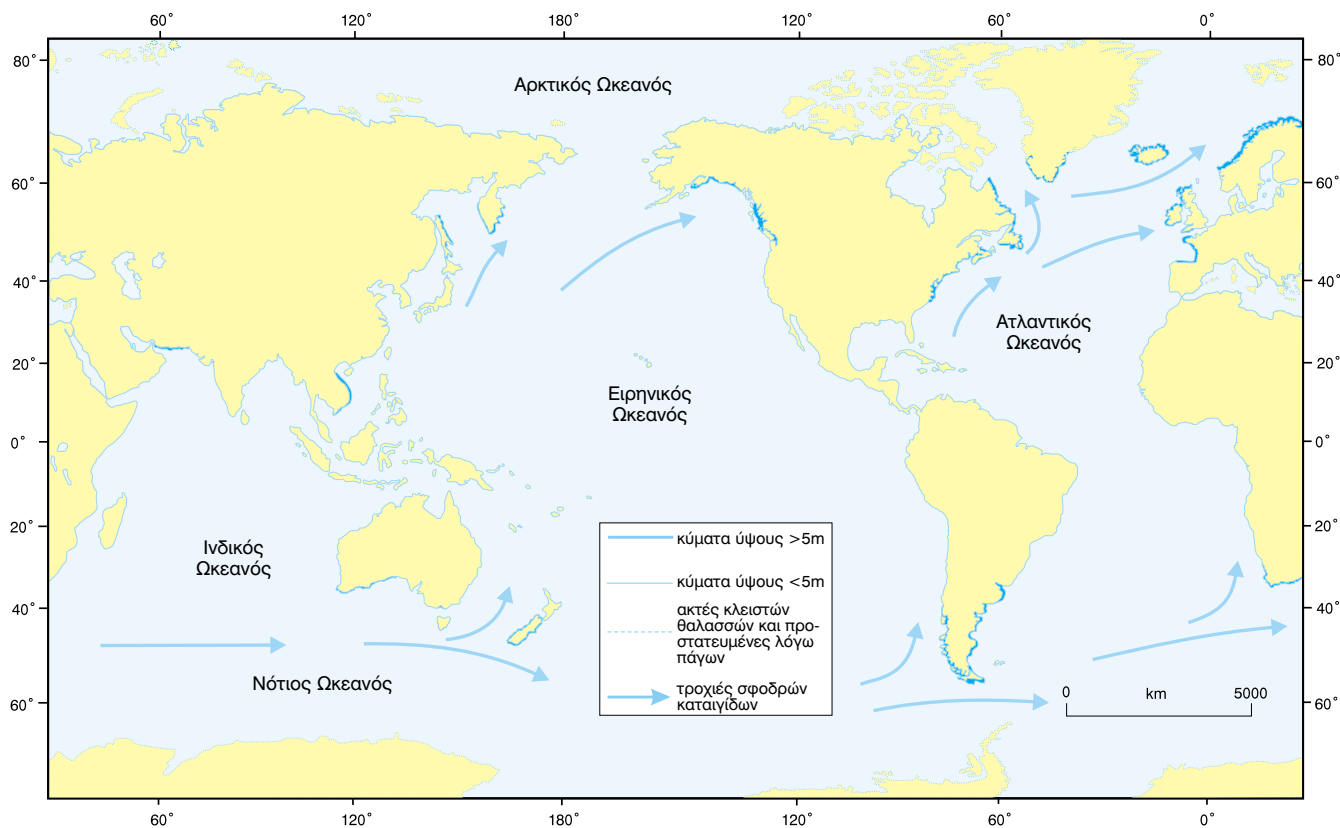
- **Περίοδος κύματος (T) (wave period):** είναι το χρονικό διάστημα που απαιτείται για τη διέλευση δύο διαδοχικών κορυφών ή κοιλιών του κύματος από το ίδιο σημείο.
- **Συχνότητα (F) (wave frequency):** είναι ο αριθμός των κυμάτων που διέρχονται από ένα σημείο στη μονάδα του χρόνου.
- **Ταχύτητα (u) (wave 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 επιφάνεια 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 (H_s) 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 (Pethick, 1984).

Η διάβρωση, η μεταφορά ιζημάτων 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.

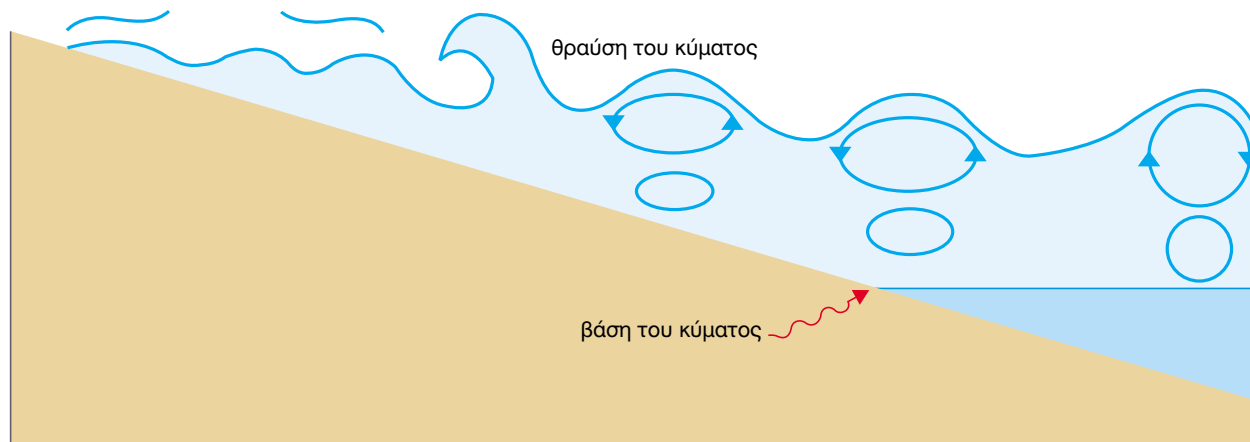
Όταν τα κύματα διαδίδονται σε βαθιά νερά, όταν δηλαδή ισχύει:

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

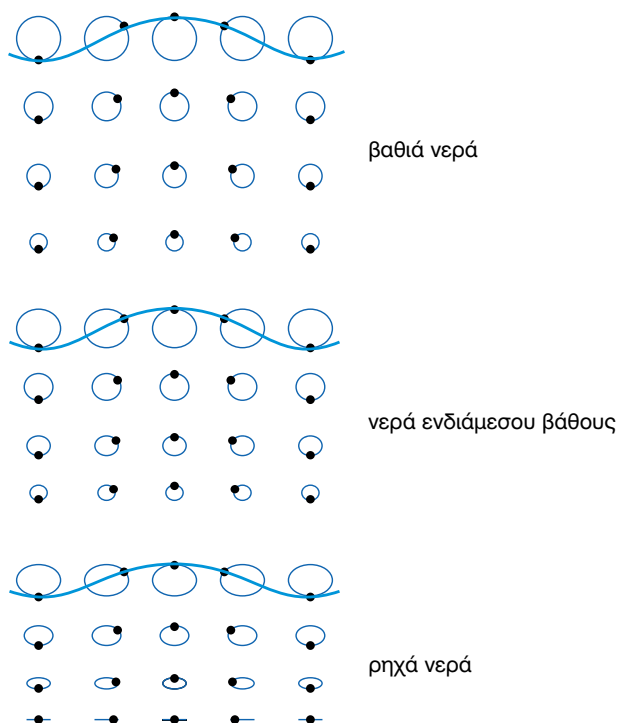
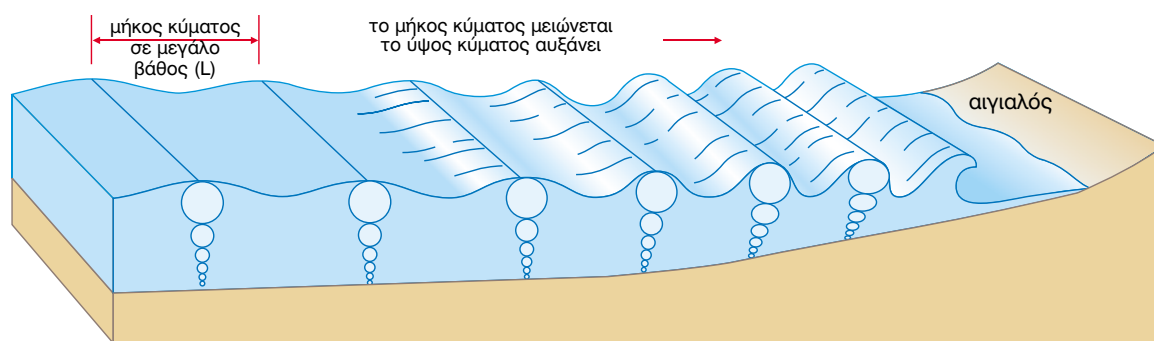
όπου d είναι το βάθος των νερών και

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 παλινδρομική (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 μεταβολή 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 $9,81 \text{ m/s}^2$),
 T είναι η περίοδος του κύματος σε sec και
 $\pi=3,14$.

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 $9,81 \text{ m/s}^2$),
 T είναι η περίοδος του κύματος σε sec και
 $\pi=3,14$.

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 $9,81 \text{ m/s}^2$) και

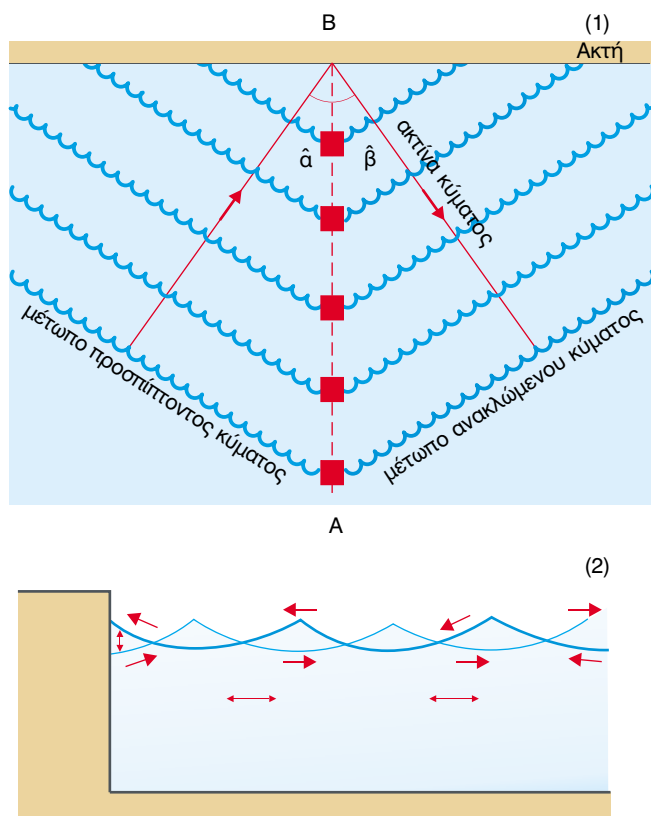
T είναι η περίοδος του κύματος σε sec.

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.

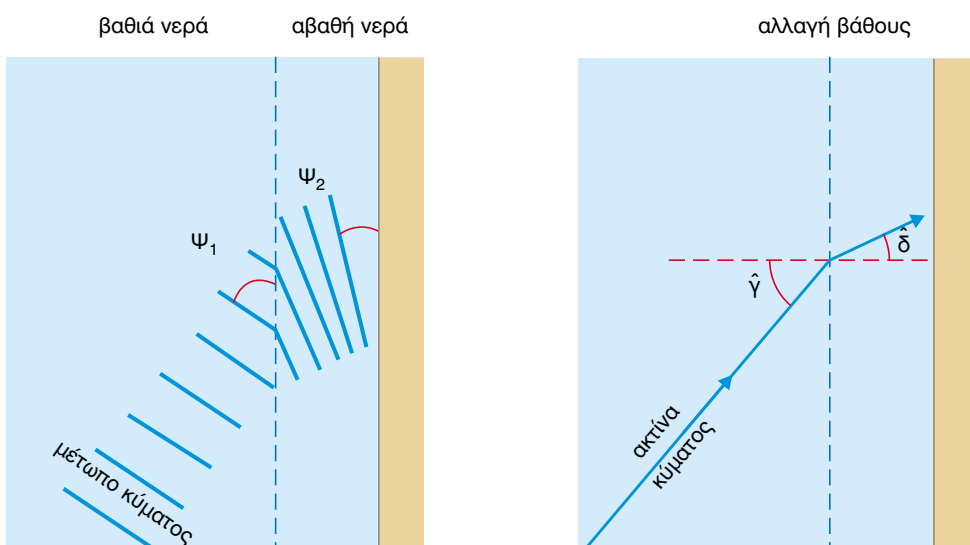


Σχήμα 2.5 (1) Σχηματική απεικόνιση της ανάκλασης ενός κυματισμού (wave reflection) που φθάνει υπό γωνία σε μία ευθεία ακτογραμμή. $\hat{\alpha}$ και $\hat{\beta}$ είναι οι γωνίες πρόσπτωσης και ανάκλασης αντίστοιχα ενώ με κόκκινα τετράγωνα (■) συμβολίζονται τα σημεία σύμπτωσης του προσπίπτοντος και του 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 $\hat{\alpha}$ με την ευθεία γραμμή AB, που είναι κάθετη στην ακτογραμμή, που ονομάζεται γωνία πρόσπτωσης και είναι ίση με τη γωνία $\hat{\beta}$ 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 $\hat{\gamma}$ διαθλάται και συνεχίζει μετά υπό γωνία $\hat{\delta}$. (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 κάμπτε 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 βώματα, 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.

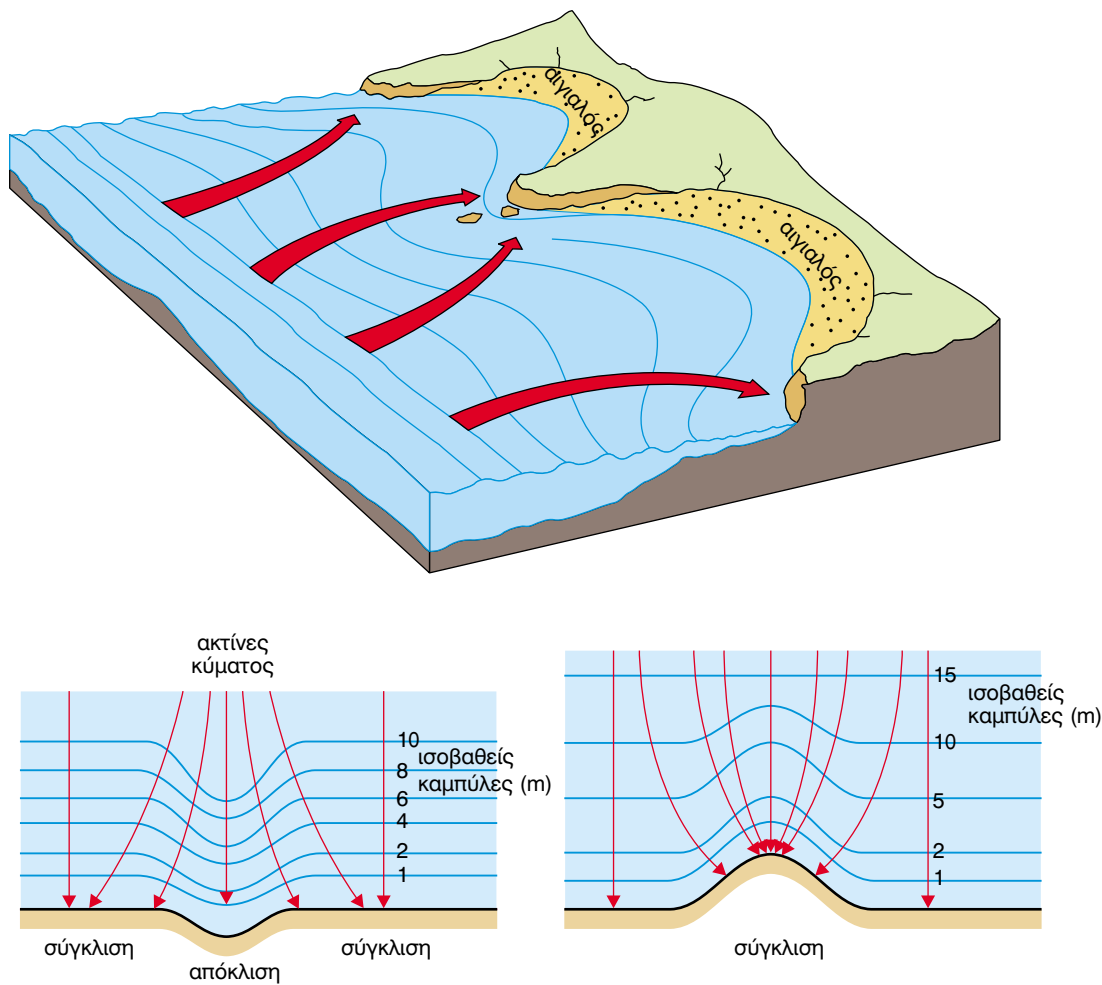
Στο σχήμα 2.7, απεικονίζεται σχηματικά η απόκλιση και η σύγκλιση των ακτίνων διάδοσης ενός κυματισμού που διαδίδεται πάνω από ένα κοίλο ή κυρτό θαλάσσιο πυθμένα αντίστοιχα.

2.6.4 Περίθλαση των κυμάτων (wave diffraction)

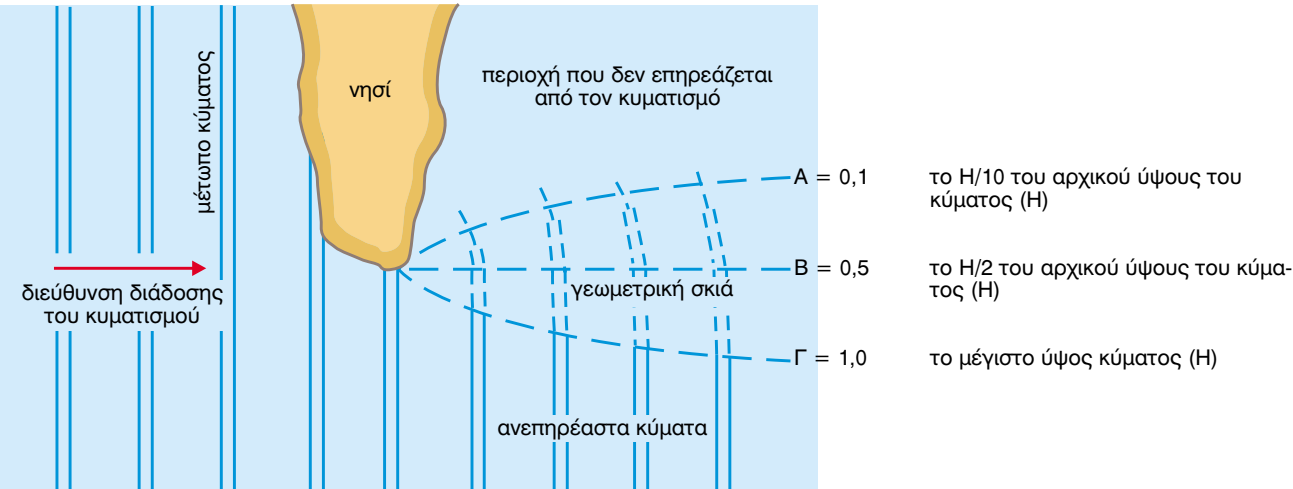
Η περίθλαση είναι μια εξίσου σημαντική διεργασία τροποποίησης των χαρακτηριστικών του κύματος. Είναι το φαινόμενο σύμφωνα με το οποίο, όταν τα κύματα φθάνουν σε μια χερσόνησο, σε ένα νησί ή σε ένα τεχνητό κυματοθραύστη, ο κυματισμός διαδίδεται και στην προστατευόμενη ή όπως ονομάζεται "σκιαζόμενη" πλευρά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



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 H , στη γραμμή Β έχουν το μισό του αρχικού τους ύψους ($H/2$) και στη γραμμή Α μόνο το $1/10$ του αρχικού τους ύψους ($H/10$) 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 ολόένα 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:

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

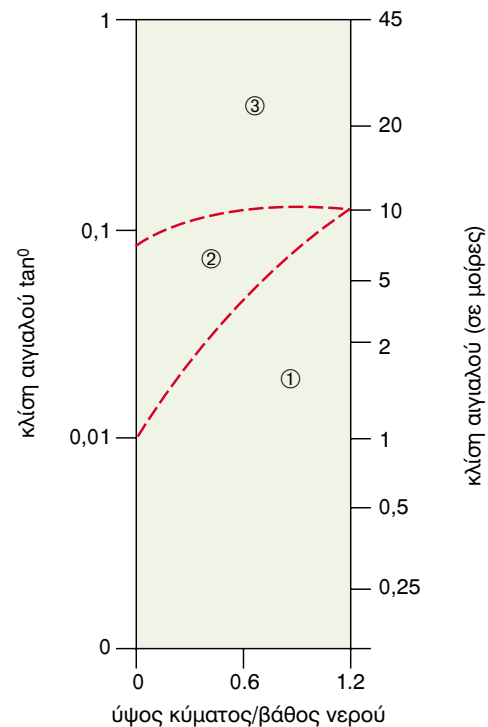
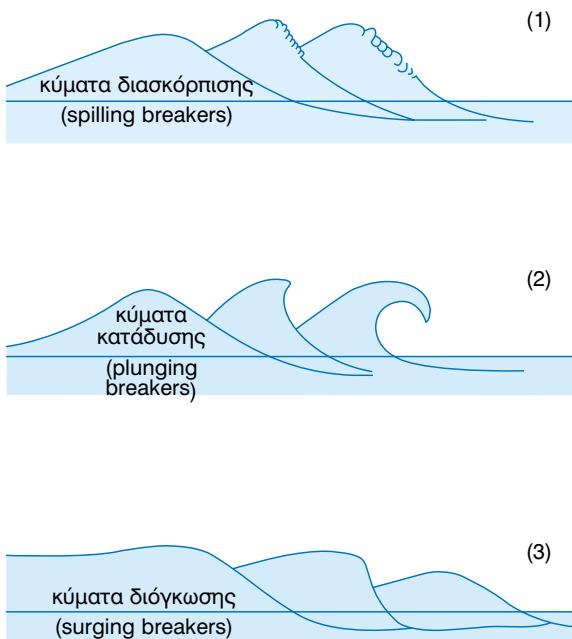
Όπου H_b είναι το ύψος του κύματος τη στιγμή της θραύσης και

d_b είναι το βάθος του νερού στο οποίο θραύεται το κύμα

Υπάρχουσες 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 ($<3^\circ$) 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 σχετικής κλίσης ($3^\circ - 7^\circ$).
- **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 ($>15^\circ$).

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:

$$\xi = \frac{εφβ}{\sqrt{H_b/L_o}}$$

όπου $εφβ$ είναι η κλίση του αιγιαλού,
 H είναι το ύψος του κύματος,
 L είναι το μήκος του κύματος και
 οι δείκτες b και o 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)



ππει χαρακτηρίζεται από μεγάλο ύψος κύματος και μικρό μήκος κύματος (ή μικρή περίοδο). Τέτοιες συνθήκες αντιστοιχούν σε τιμές $\xi < 0,4$ και ευνοούν το σχηματισμό κυμάτων διασκορπίσης. 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 $\xi > 1$ 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)

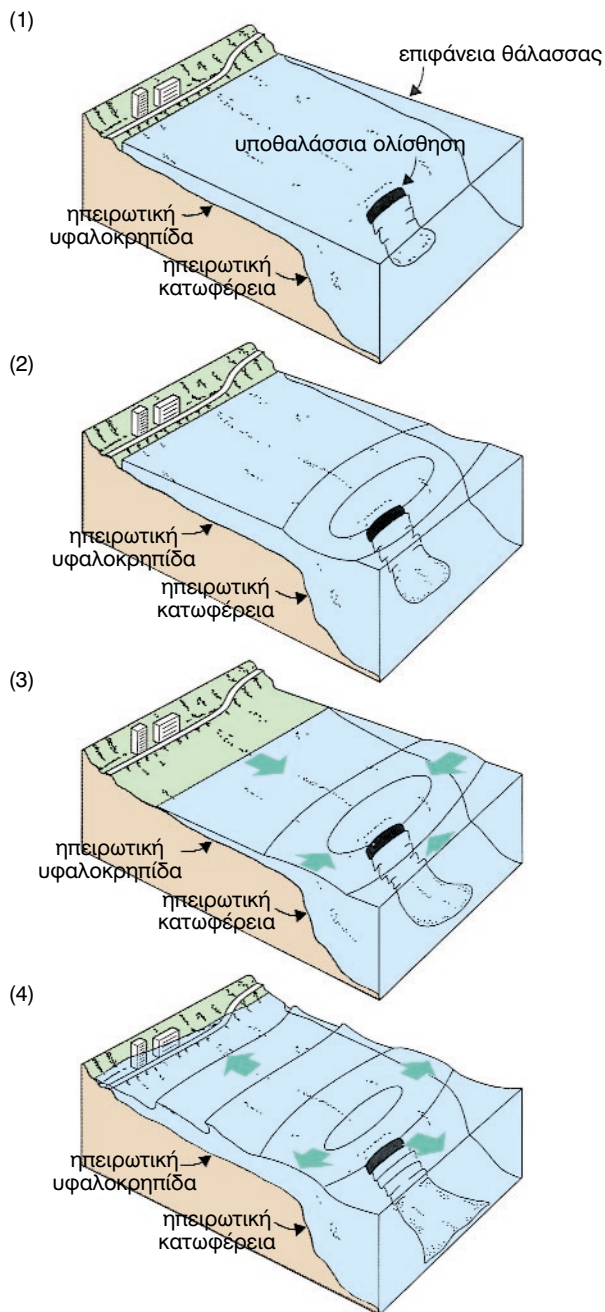
2.7.1 Γενικά

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 (Koenig, 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 θαλάσσια 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 θάλασσα 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/s²) 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 shelf), 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 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 κοιλιά, 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 I 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 επανάλληψης 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 επανάλληψης 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 όρμιο 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

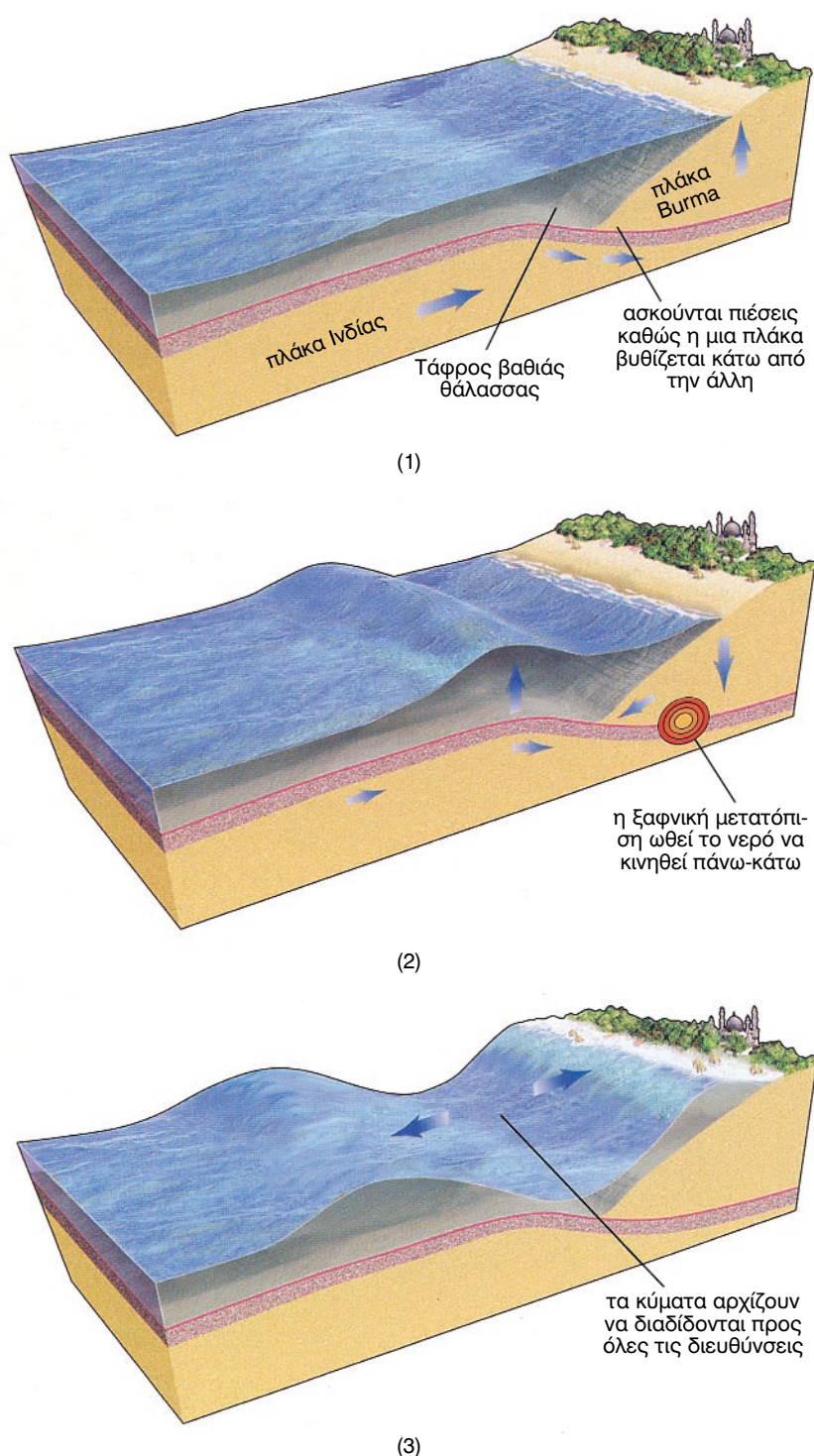
Αλάσκα ενώ τα θύματα στις τρεις αυτές περιοχές έφθασαν τα 123.

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 αστροσκοπείο 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)



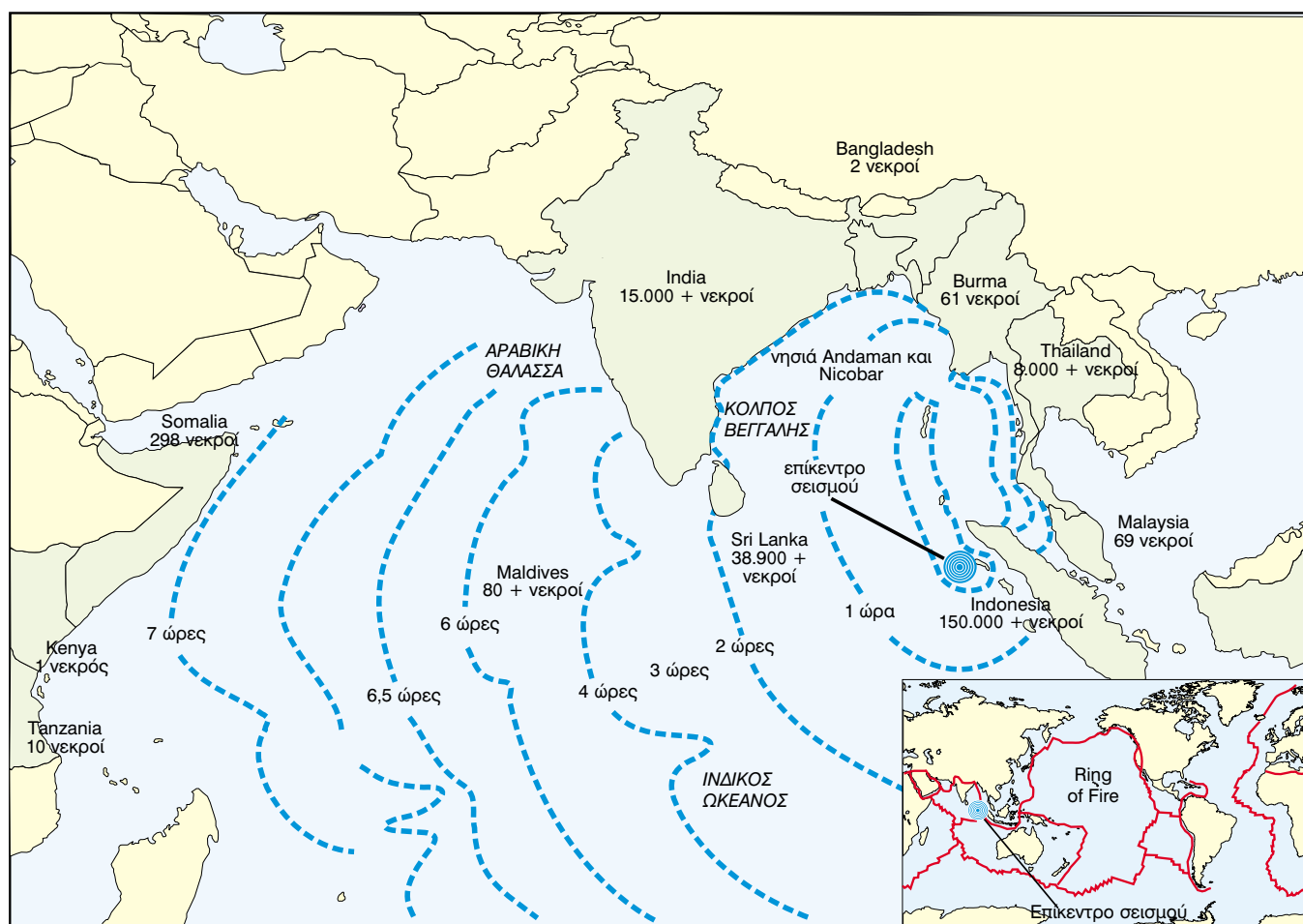
κύμα που δημιουργήθηκε από ένα σεισμό 7,8 βαθμών στη Θάλασσα της Ιαπωνίας κατέστρεψε σχεδόν ολοκληρωτικά μια μικρή πόλη στο Ιαπωνικό νησί Okushin. Το ύψος στο οποίο έφτασαν τα κύματα κυμάνθηκε από 15 έως 30 m πάνω από τη μέση στάθμη της θάλασσας. Το επίκεντρο του σεισμού ήταν πολύ κοντά στο νησί οπότε 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).



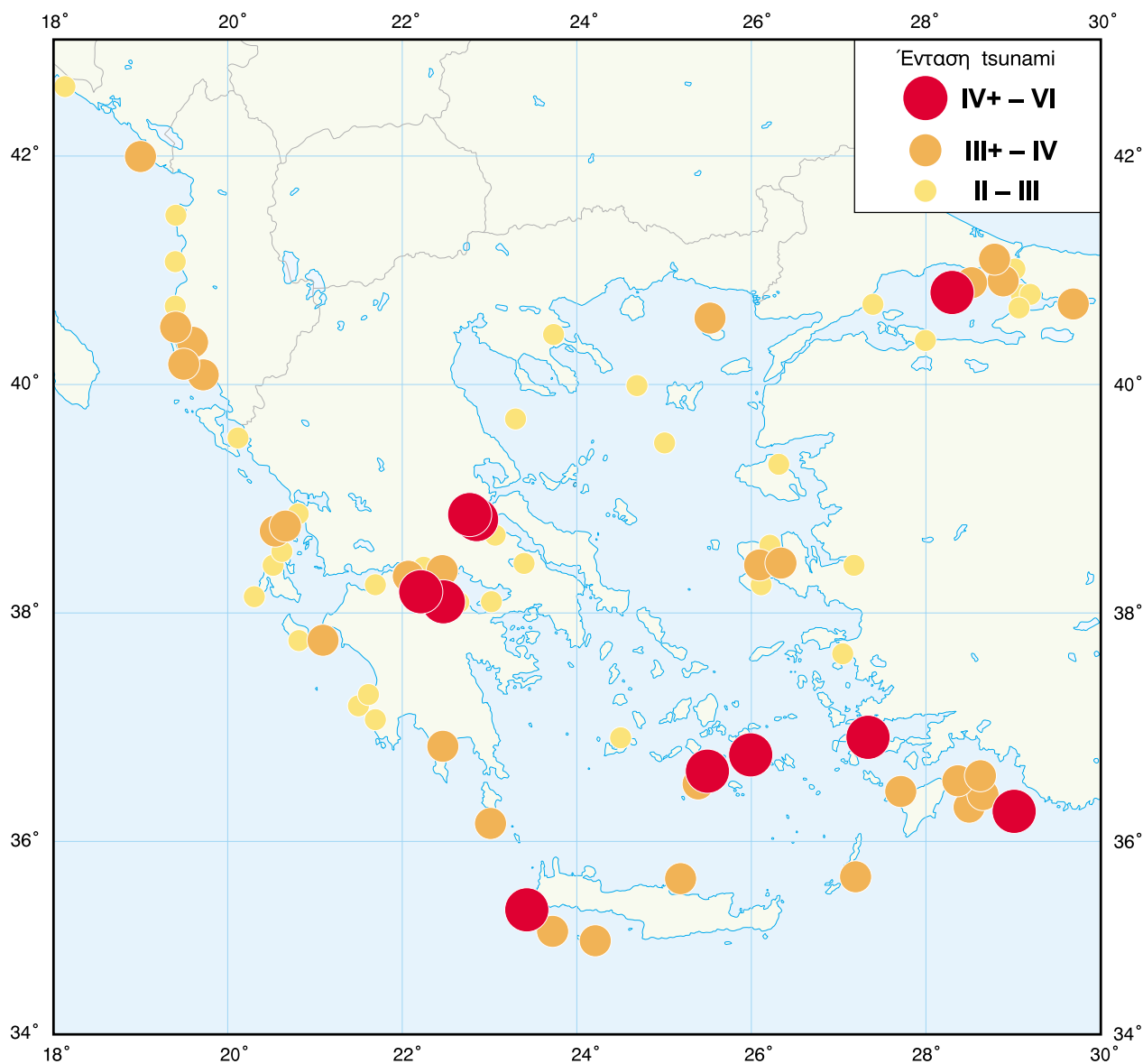
Σχήμα 2.12 Το θαλάσσιο κύμα βαρύτητας της 26ης Δεκεμβρίου 2004 στον Ινδικό ωκεανό ήταν το πιο θανατηφόρο στην ιστορία. Δημιουργήθηκε βορειοδυτικά του νησιού Sumatra και προκάλεσε ζημιές και απώλειες ανθρώπινων ζωών σε όλες σχεδόν τις ακτές του Ινδικού ωκεανού έως τις ανατολικές ακτές της Αφρικής. Οι 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 Ταϊλάνδη. 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 Ταϊλάνδη 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 Ένταση 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	Ύψος κύματος (H) σε m.	Ένταση θαλάσσιου κύματος βαρύτητας K _i	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.

Ένα 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 φαίνε-

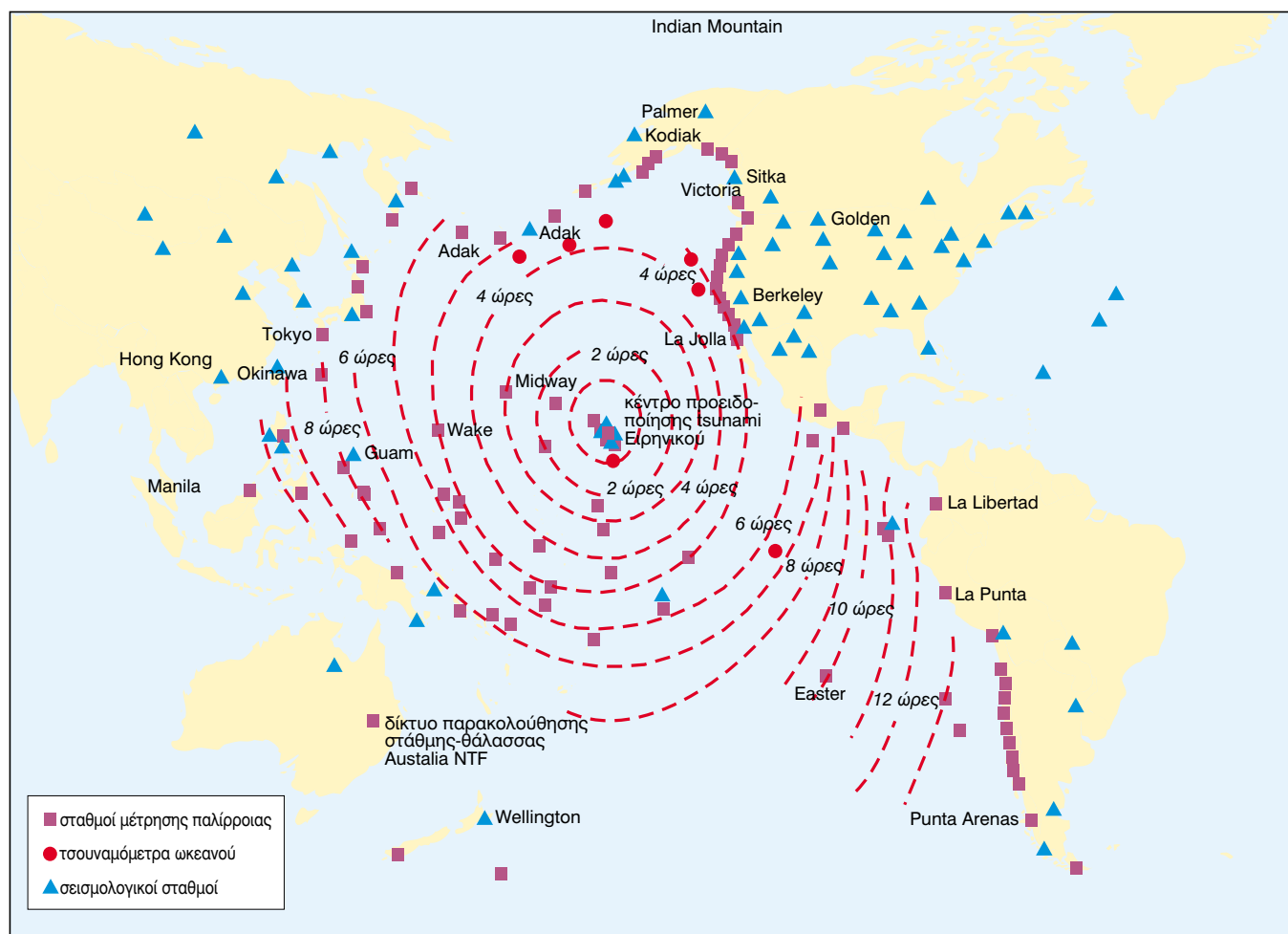
ται στον πίνακα 2.1, η Αστυπάλαια επλήγη σημαντικά από το θαλάσσιο αυτό κύμα βαρύτητας με ύψη κύματος που κυμαίνονταν από 4 έως 20 m.

2.7.6 Έρευνες 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 αναμεμιγμένα 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 παλίρροιογράφους, τσουναμόμετρα και σειсмоγράφους. 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 παλίρροιογράφοι, 6 τσουναμόμετρα ωκεανού που είναι συνδεδεμένα με πλωτές σηματοδότες 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 παρακτινών κοινωνιών μετά από ένα σεισμό που θα μπορούσε να προκαλέσει ένα τέτοιο κύμα. Για το σκοπό αυτό τα στοιχεία που προκύπτουν από σειсмоγράφους, 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 περίξ 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 αποσπών 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 τεμάχια 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.