

**ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ &  
ΦΥΣΙΚΗΣ ΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΑΣ  
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ  
ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΠΑΤΡΩΝ**

## **ΜΗΧΑΝΙΚΗ ΤΩΝ ΩΚΕΑΝΩΝ**

*Καθ. Γιώργος Φερεντίνος*

*Πάτρα, 2002*

# **ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ**

## 1. Η ΣΥΜΒΟΛΗ ΤΩΝ ΩΚΕΑΝΩΝ ΣΤΗΝ ΑΝΘΡΩΠΟΤΗΤΑ

- 1.1 ΒΙΟΛΟΓΙΚΟΙ ΠΟΡΟΙ - ΑΛΙΕΙΑ
- 1.2 ΟΡΥΚΤΕΣ ΠΡΩΤΕΣ ΎΛΕΣ - ΕΝΕΡΓΕΙΑ
- 1.3 ΜΕΤΑΦΟΡΕΣ - ΕΜΠΟΡΙΟ
- 1.4 ΘΑΛΑΣΣΟΚΡΑΤΙΑ - ΕΠΕΚΤΑΤΙΣΜΟΣ
- 1.5 ΤΑ ΣΥΓΧΡΟΝΑ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΑ ΤΩΝ ΩΚΕΑΝΩΝ

## 2 ΤΟ ΑΝΑΓΛΥΦΟ ΤΟΥ ΩΚΕΑΝΕΙΟΥ ΠΥΘΜΕΝΑ

- 2.1 ΗΠΕΙΡΩΤΙΚΟ ΠΕΡΙΘΩΡΙΟ
  - 2.1.1 Η ΔΙΑΜΟΡΦΩΣΗ ΤΟΥ ΗΠΕΙΡΩΤΙΚΟΥ ΠΕΡΙΘΩΡΙΟΥ
- 2.2 ΜΕΣΟΩΚΕΑΝΕΙΕΣ ΡΑΧΕΣ
- 2.3 ΩΚΕΑΝΕΙΟΙ ΤΑΦΡΟΙ
- 2.4 ΑΒΥΣΣΙΚΕΣ ΠΕΔΙΑΔΕΣ
- 2.5 ΑΒΥΣΣΙΚΟΙ ΛΟΦΟΙ ΚΑΙ ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΟΡΗ
  - 2.5.1 ΑΒΥΣΣΙΚΟΙ ΛΟΦΟΙ
  - 2.5.2 ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΟΡΗ
  - 2.5.3 ΑΤΟΛΕΣ
- 2.6 ΡΩΓΜΑΤΟΓΕΝΕΙΣ ΖΩΝΕΣ

## 3 ΙΖΗΜΑΤΑ: ΤΟ ΧΙΤΩΝΙΟ ΤΟΥ ΩΚΕΑΝΕΙΟΥ ΠΥΘΜΕΝΑ

- 3.1 ΤΙ ΕΙΝΑΙ ΙΖΗΜΑΤΑ ΚΑΙ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΗ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ
- 3.2 ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΙΖΗΜΑΤΩΝ
  - 3.2.1 ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΣΥΜΦΩΝΑ ΜΕ ΤΟ ΜΕΓΕΘΟΣ ΤΩΝ ΚΟΚΚΩΝ
  - 3.2.2 ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΣΥΜΦΩΝΑ ΜΕ ΤΟ ΚΥΡΙΑΡΧΟ ΥΛΙΚΟ ΣΥΣΤΑΣΗΣ ΤΟΥΣ
  - 3.2.3 ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΣΥΜΦΩΝΑ ΜΕ ΤΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ ΑΠΟΘΕΣΗΣ
- 3.3 ΤΟ ΘΑΛΑΣΣΙΝΟ ΤΑΞΙΔΙ ΤΟΥ ΚΟΚΚΟΥ (ΤΑ ΥΔΡΑΥΛΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ)
  - 3.3.1. ΚΟΚΚΟΙ ΣΤΗΝ ΥΔΑΤΙΝΗ ΣΤΗΛΗ
  - 3.3.2. ΚΟΚΚΟΙ ΣΤΟΝ ΠΥΘΜΕΝΑ
- 3.4 ΧΕΡΣΟΓΕΝΗ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΕΣΗ
  - 3.4.1. ΑΠΟΣΑΘΡΩΣΗ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ
  - 3.4.2. ΜΕΣΑ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ ΧΕΡΣΟΓΕΝΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ

3.5 ΥΔΡΟΓΕΝΗΣ – ΑΥΘΙΓΕΝΗΣ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΕΣΗ

3.6 ΝΗΡΗΤΙΚΑ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΑ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΕΣΗΣ

3.7 ΠΕΛΑΓΙΚΑ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΑ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΕΣΗΣ

3.7.1 ΕΡΥΘΡΕΣ ΑΡΓΙΛΟΙ

3.7.2 ΒΙΟΓΕΝΕΙΣ ΛΑΣΠΕΣ

4. Η ΦΥΣΙΚΗ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ ΤΟΥ ΘΑΛΑΣΣΙΝΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΤΟΥΣ ΩΚΕΑΝΟΥΣ

4.1 Ο ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΟΣ ΚΥΚΛΟΣ

4.2 ΑΛΑΤΟΤΗΤΑ – ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ – ΠΥΚΝΟΤΗΤΑ

4.3 ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΗΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ, ΑΛΑΤΟΤΗΤΑΣ ΚΑΙ ΠΥΚΝΟΤΗΤΑΣ ΣΤΟΥΣ  
ΩΚΕΑΝΟΥΣ

4.4 ΣΤΑΤΙΚΗ ΕΥΣΤΑΘΕΙΑ

4.5 ΣΤΡΩΜΑΤΟΠΟΙΗΣΗ

4.6 ΓΕΝΙΚΗ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ ΤΩΝ ΝΕΡΩΝ ΣΤΟΥΣ ΩΚΕΑΝΟΥΣ

4.7 ΤΟ ΦΩΣ ΣΤΟΥΣ ΩΚΕΑΝΟΥΣ

4.7.1 ΔΙΑΔΟΣΗ ΤΟΥ ΦΩΤΟΣ ΣΤΟ ΘΑΛΑΣΣΙΝΟ ΝΕΡΟ

4.7.2 ΤΑ ΧΡΩΜΑΤΑ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ

4.7.3 Η ΟΡΑΤΟΤΗΤΑ ΣΤΟ ΘΑΛΑΣΣΙΝΟ ΝΕΡΟ

## 1. Η ΣΥΜΒΟΛΗ ΤΩΝ ΩΚΕΑΝΩΝ ΣΤΗΝ ΑΝΘΡΩΠΟΤΗΤΑ

Η συμβολή των ωκεανών και γενικότερα του θαλάσσιου περιβάλλοντος, στην εξέλιξη, εξάπλωση, ανάπτυξη αλλά και στο “ευζείν” της ανθρωπότητας υπήρξε σημαντική και πολλές φορές καθοριστική. Σε όλη τη διάρκεια της πορείας του ανθρώπου ο ωκεανός αποτέλεσε σημαντική και συνεχή πλουτοπαραγωγική πηγή, αλλά και πηγή πολιτισμού και τέχνης.

Είναι αλήθεια ότι ο άνθρωπος προσέγγισε και προσεγγίζει το ωκεάνειο περιβάλλον με κύριο σκοπό την εκμετάλλευση του, είτε με τη λήψη πρώτων υλών (βιολογικοί πόροι, ορυκτές πρώτες ύλες, ενέργεια) είτε ως μέσο για τη μεταφορά αγαθών (εμπόριο, μεταφορά ενέργειας/πληροφοριών), ενώ ανέκαθεν αποτέλεσε θέατρο στρατιωτικών συγκρούσεων μια και για όλους τους παραπάνω λόγους υπήρξε αντικείμενο εθνικών επιδιώξεων και διεκδικήσεων.

Παράλληλα όμως, το υγρό στοιχείο αποτέλεσε πηγή έμπνευσης για καλλιτεχνική δημιουργία. Σπουδαίοι λογοτέχνες και ποιητές με πένα βουτηγμένη σε “αλμυρό μελάνι” λάτρεψαν τη θάλασσα και ύμνησαν τον πόθο του ανθρώπου για το “ταξίδι”, ενώ ο χρωστήρας μεγάλων ζωγράφων την αποτύπωσε γαλήνια αλλά και μανιασμένη με αφρισμένα κύματα.

Ιδιαίτερα στον Ελληνικό χώρο, όπου η μοίρα των Ελλήνων είναι απόλυτα ταυτισμένη με τη θάλασσα, καθώς η Ελλάδα, από την αρχαιότητα έως σήμερα, ζει μέσα στη θάλασσα, με τη θάλασσα και σε μεγάλο βαθμό από τη θάλασσα, η σχέση ανθρώπου-θάλασσας αποκτά ιδιαίτερο νόημα. Ένα νόημα που έκανε τον ποιητή του Αιγαίου, Οδυσσέα Ελύτη να πει ότι “η Ελλάδα μόνο ποιητές και ναυτικούς καλούς μπορεί να βγάζει...”.

### 1.1 ΒΙΟΛΟΓΙΚΟΙ ΠΟΡΟΙ - ΑΛΙΕΙΑ

Ο άνθρωπος από τα πρώτα του βήματα χρησιμοποίησε πρωτόγονα αλιευτικά εργαλεία (λόγγες, παγίδες, υδατοφράκτες, καλάθια) με σκοπό αποκλειστικά την ημερήσια διατροφή του (αλιεία συντήρησης). Η τεχνική της κατασκευής διχτύων δεν αναπτύχθηκε πριν την Λίθινη Εποχή και πολλοί υποστηρίζουν ότι η χρήση των διχτύων στο κυνήγι (αναπαραστάσεις σε Αιγυπτιακούς τάφους) είναι αρχαιότερη από αυτή στην αλιεία.

Αν και οι απόψεις περί της αρχαιότητας της αλιείας και του κυνηγιού δίστανται, πολλοί ερευνητές υποστηρίζουν την άποψη ότι ο πρωτόγονος άνθρωπος

στράφηκε πρώτα στην αλιεία εξαιτίας του γεγονότος ότι τα αλιευτικά εργαλεία είναι απλοϊκά στην κατασκευή έναντι αυτών του κυνηγιού.

Η διαπίστωση του ανθρώπου ότι τα αλιεύματα μπορούν να διατηρηθούν (ξηράνση, πάσωση, κάπνισμα), και έχουν μεγάλη θρεπτική αξία (πολύ πλούσια σε πρωτεΐνες), σε συνδυασμό με τη συνεχώς αυξανόμενη γνώση του για το θαλάσσιο περιβάλλον, έδωσε ώθηση σε μία πιο συστηματική αλιεία (εμπορική αλιεία).

Ήδη στη Μινωική Κρήτη του 14<sup>ου</sup> προχριστιανικού αιώνα, η αλιεία με καμάκι, κιούρτο, πιθανώς πεζόβολο και γρίπο, τροφοδοτούσε τους Κρήτες με ψάρια (σκάρο, λαβράκι, σφυρίδα, σκορπιό), ενώ τα αυγά ψαριών και τα όστρακα ήταν αγαπημένη τροφή τους. Οι τόννοι που αναπαρίστανται σε κρητικούς σφραγιδολίθους, δηλώνουν την εξοικείωσή τους στην αλιεία ανοικτής θάλασσας. Στη Μυκηναϊκή εποχή χρησιμοποιούσαν πετονιά με ένα κομμάτι μολυβιού και μπρούτζινο αγκίστρι, ενώ εκτός από τα δίχτυα και τους πεζόβολους, η χρήση της συρτής ήταν μια διαδεδομένη μέθοδος για την αλίευση μεταναστευτικών ειδών (τόννος, κολιός).

Σε μεταγενέστερους χρόνους (4<sup>ος</sup> π.Χ. έως 2<sup>ος</sup> μ.Χ. αιώνας) οι πληροφορίες για τις αλιευτικές μεθόδους και τα αλιεύματα, προέρχονται από κείμενα αρχαίων συγγραφέων και για το λόγο αυτό είναι διαφωτιστικές και ιδιαίτερα σημαντικές. Ο Αριστοτέλης στο έργο του “Περί ζώων Ιστοριών” παρουσιάζει εκατόν δέκα είδη ψαριών, ενώ ο Οππιανός δίνει μία γλαφυρή περιγραφή της αλιείας με ελαφρά κινητά θυννεία. Αναφορές για την αλιεία και τα αλιεύματα υπάρχουν στα κείμενα σημαντικού αριθμού αρχαίων συγγραφέων, όπως ο Στράβων, ο Πλούταρχος, ο Ξενοκράτης, ο Αριστοφάνης, ο Ησίοδος, ο Φιλήμων κ.α.

Την εποχή του Μεσαίωνα έχει ήδη αναπτυχθεί μεγάλης κλίμακας αλιεία, η οποία τροφοδοτούσε τις αγορές του Ευρωπαϊκού χώρου με παστωμένους βακαλάους και ρέγγες καθώς και λάδι φαλαινών.

Η συνεχής αύξηση των απαιτήσεων των ανεπτυγμένων πλέον βιομηχανικών κοινωνιών, στα τέλη του 19<sup>ου</sup> και 20<sup>ου</sup> αιώνα, οδήγησε σε αναζήτηση ακόμη μεγαλύτερων ποσοτήτων αλιευμάτων ενώ η τεχνολογία έδωσε την δεινότητα για κατασκευές συνθετότερων και βαρύτερων αλιευτικών εργαλείων (βιομηχανική αλιεία).

Το πρόβλημα που ανακύπτει πλέον τις τελευταίες δεκαετίες καθώς άρχισαν να ελαττώνονται σημαντικά οι ποσότητες των αλιευμάτων, είναι η ορθολογική διαχείριση των αλιευτικών αποθεμάτων, τα οποία για πολλά νησιωτικά και παράκτια κράτη αποτελούν την κύρια πηγή πρωτεϊνών.

## **1.2 ΟΡΥΚΤΕΣ ΠΡΩΤΕΣ ΎΛΕΣ - ΕΝΕΡΓΕΙΑ**

Τα τελευταία 40 χρόνια ο ωκεανός αποτελεί πηγή ορυκτών πρώτων υλών. Το 28% της παγκόσμιας παραγωγής πετρελαίου και το 21% της παραγωγής υδρογονανθράκων προέρχονται από τον υποθαλάσσιο χώρο. Οι ψηφίδες και οι άμμοι που καλύπτουν την επιφάνεια του θαλάσσιου πυθμένα χρησιμοποιούνται ως αδρανή υλικά στην οικοδομική και κατασκευαστική βιομηχανία. Επιπλέον, διαπιστώθηκε ότι μέταλλα με τη μορφή κονδύλων (π.χ. κόνδυλοι μαγγανίου) σχηματίζουν κοιτάσματα στην επιφάνεια του πυθμένα των ωκεανών. Αν και έχουν προταθεί μεθοδολογίες εκμετάλλευσης τους, προς το παρόν τουλάχιστον, δεν μπορούν να θεωρηθούν ως οικονομικά εκμεταλλεύσιμες πλουτοπαραγωγικές πηγές.

Την τελευταία 30ετία γίνεται μεγάλη προσπάθεια για την παραγωγή ενέργειας από το ωκεάνειο περιβάλλον με την εκμετάλλευση της ενέργειας των κυμάτων και της παλίρροιας.

## **1.3 ΜΕΤΑΦΟΡΕΣ - ΕΜΠΟΡΙΟ**

Το ωκεάνειο περιβάλλον αποτέλεσε, ήδη από τα πρώτα βήματα του ανθρώπου, την κύρια οδό μετανάστευσης του, προς νέες χώρες, καταδείχνοντας την εξοικείωση του προς το υγρό στοιχείο. Οι θαλάσσιοι δρόμοι διακίνησης του εμπορίου αποτέλεσαν συγχρόνως και γέφυρες πολιτισμού, ενοποιώντας πολιτισμικά μεγάλες γεωγραφικές ενότητες και επιτρέποντας έτσι την ανάπτυξη μεγάλων πολιτισμών.

Οι συστηματικές μεταναστεύσεις πληθυσμών έχει διαπιστωθεί ότι έγιναν ήδη πριν 30.000 χρόνια, οπότε οι κάτοικοι της Ν.Α-ικής Ασίας αποίκησαν την Ινδονησία και τη Νέα Γουινέα, ενώ οι Φιλιππίνες είχαν εποικηθεί περίπου πριν 20.000 χρόνια. (Εικ. 1.1). Το 500 π.Χ. είχαν εποικηθεί τα νησιά της Πολυνησίας, Τόγκα, Σαμόα και Μαρκέζα, ενώ το 300 έως 600 μ.Χ. είχαν εποικηθεί και τα πλέον απομονωμένα, όπως τα νησιά του Πάσχα και Χαβάη (Εικ. 1.1).



Εικ. 1.1. Ο εποικισμός της Ινδονησίας και Νέας Γουϊνέας έλαβε χώρα περίπου πριν 35000 χρόνια από μεταναστεύσεις πληθυσμών της Ν.Α-ικής Ασίας. Την περίοδο αυτή η στάθμη της θάλασσας ήταν 140m χαμηλότερη της σημερινής και συνεπώς τα Ινδονησιακά νησιά (Σουμάτρα, Βόρνεο) ήταν ενωμένα με τη Ν.Α-ική Ασία. Ο εποικισμός των Φιλιππίνων έγινε πριν 20000 χρόνια. Τα Πολυνησιακά νησιά (Τόγκα, Σαμόα και Μαρκέζα) αποικήθηκαν πολύ αργότερα περίπου το 500 π.Χ. ενώ η Χαβάη το 450 έως 600 μ.Χ. (Τα βέλη δείχνουν τις οδούς των κυριότερων μεταναστεύσεων).

Η Ν.Α-ική Μεσόγειος θάλασσα και ιδιαίτερα το Αιγαίο πέλαγος διασχίζεται από πρωτόγονα πλωτά μέσα (σχεδίες, σκάφη από δέρμα) ήδη από την όγδοη προχριστιανική χιλιετία. Το γεγονός της εύρεσης ποσοτήτων του ηφαιστειακού πετρώματος οψιδιανός στο σπήλαιο Φράγγχι της Αργολίδας, που χρησίμευε στους ανθρώπους της εποχής ως εργαλείο και ως όπλο, δηλώνει την ανάπτυξη μορφής

εμπορίου μεταξύ των Πελοποννησιακών ακτών και των νησιών του Αιγαίου, πιθανώς της Μήλου, ήδη από το 7500 π.Χ.

Την τρίτη προχριστιανική χιλιετία ακμάζει ο Πρωτοκυκλαδικός πολιτισμός ο οποίος αναπτύσσει σημαντικό θαλάσσιο εμπόριο. Οι Κυκλαδίτες δημιουργούν μια μικρή θαλασσοκρατία, της οποίας η βάση είναι οι στενές εμπορικές σχέσεις με τα παράλια της Αττικής, Βοιωτίας, Εύβοιας, Κορινθίας και Αργολίδας και σταθερές εμπορικές σχέσεις με το λεγόμενο “πολιτισμό του Β.Α-ικού Αιγαίου” με κέντρα την Τροία, την Πολιόχνη της Λήμνου, τη Θέρμη της Λέσβου, και το Εμποριό της Χίου. Τα κυκλαδίτικα πλοία είναι κωπήλατα με χαμηλή πρύμνη και υπερυψωμένη πλώρη και μεταφέρουν τα προϊόντα των συντεχνιών των αγγειοπλαστών, των χαλκουργών και των μαρμαροτεχνιτών σε όλα τα παράλια του Αιγαίου πελάγους.

Κατά το δεύτερο ήμισυ της τρίτης χιλιετίας παρακμάζει ο πολιτισμός του Β.Α-ικού Αιγαίου, ενώ μια νέα θαλασσινή δύναμη ανταγωνίζεται πλέον τα πλοία των Κυκλαδιτών. Η δύναμη αυτή είναι η Κρήτη και ο Αιγιακός χώρος που εκτός από χώρο εμπορικού ανταγωνισμού μεταξύ Κρητών και Κυκλαδιτών διαδραματίζει ρόλο πολιτισμικής γέφυρας μεταξύ των δύο πολιτισμών.

Τα Κρητικά πλοία διατηρούν την τυπολογία των Κυκλαδικών τουλάχιστον μέχρι το 1600 π.Χ., ενώ η παρουσία ενός τετράγωνου πανιού σε ιστίο τα μετασηματίζει σε “κωπήλατα ιστιοφόρα”. Αυτά τα πλοία, ιδιαίτερα αποτελεσματικά στο τρικυμιάδες Κρητικό πέλαγος, διαδραματίζουν ένα σημαντικό ρόλο σε σχέση με μία εξαιρετικά σημαντική καινοτομία στο χώρο της παραγωγής και της οργάνωσης της οικονομίας: την εκτεταμένη πλέον χρήση του ορείχαλκου.

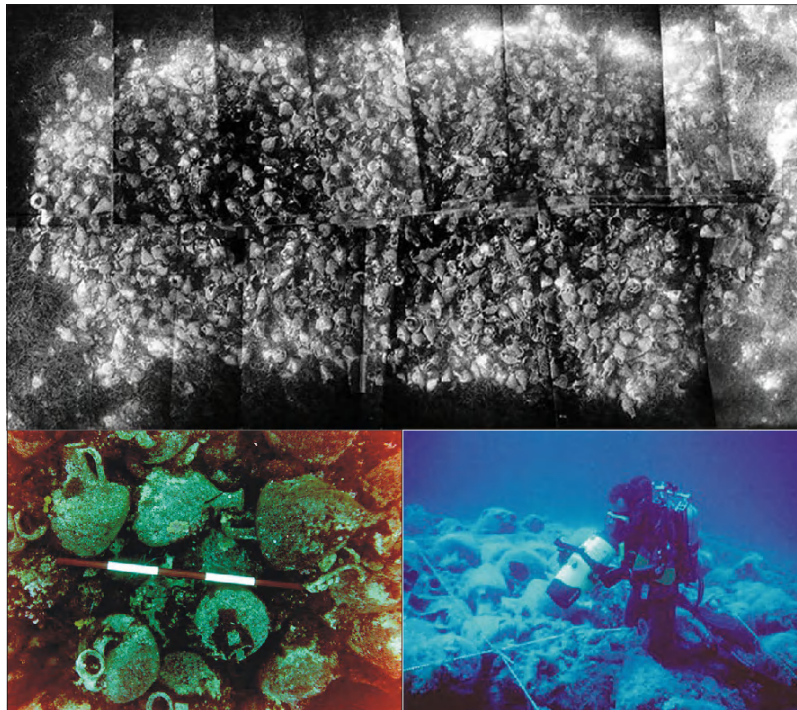
Ο χαλκός που απαιτείται μαζί με τον κασσίτερο για την παραγωγή ορειχάλκου, μεταφέρεται στην Κρήτη από την Κύπρο, η οποία εντάσσεται πλέον στο εμπορικό δίκτυο της Ν.Α-ικής Μεσογείου. Ο κασσίτερος μεταφέρεται από τα παράλια της Μικράς Ασίας και από την Ετρουρία μέσω Σικελίας. Τα κρητικά σκάφη “ρίχνουν γέφυρες” σε όλα τα παράλια της Ν.Α-ικής Μεσογείου, ενοποιώντας την περιοχή εμπορικά και πολιτισμικά.

Η εντατικοποίηση του εμπορίου επιφέρει κοινωνική διαστρωμάτωση στη Μινωϊκή Κρήτη. Νέες οικονομικές δομές μετασηματίζουν την “κοινότητα του χωριού” που χαρακτήριζε τον Πρωτοκυκλαδικό πολιτισμό σε “κοινότητα των υπηκόων” του Μινωικού πολιτισμού. Αυτό το άλμα, αποτέλεσμα της ανάπτυξης του θαλάσσιου εμπορίου, είναι ένας μόνο κρίκος στην αλυσίδα των κοινωνικοοικονομικών εξελίξεων που οδήγησαν στην ανάπτυξη μεγάλων πολιτισμών



στην Ν.Α-ική Μεσόγειο, οι οποίοι οικοδομήθηκαν στο παραθαλάσσιο περιβάλλον, με προεξέχοντα τον Ελληνικό των κλασικών χρόνων, όπου και επιβάλλονται οι ορθολογικές κοινωνικές δομές του “κράτους των πολιτών”.

Με μέσο το αρχαϊκό πλοίο και για κυρίως οικονομικούς λόγους, χωρίς να υποβαθμίζονται οι κοινωνικές και πολιτικές αιτίες, αρχίζει ο μεγάλος αποικισμός του Ελληνισμού. Ο αποικισμός βρίσκεται σε πλήρη εξέλιξη τα τέλη του 7<sup>ου</sup> και τις αρχές του 6<sup>ου</sup> προχριστιανικού αιώνα. Οι θαλάσσιοι δρόμοι είναι πλέον διάπλατα ανοικτοί, και οι αποικίες ιδρύονται από τα βορειοανατολικά παράλια της Μαύρης θάλασσας έως το Γιβραλτάρ, μετατρέποντας την Ανατολική και Κεντρική Μεσόγειο σε Ελληνική θάλασσα (Εικ. 1.2).



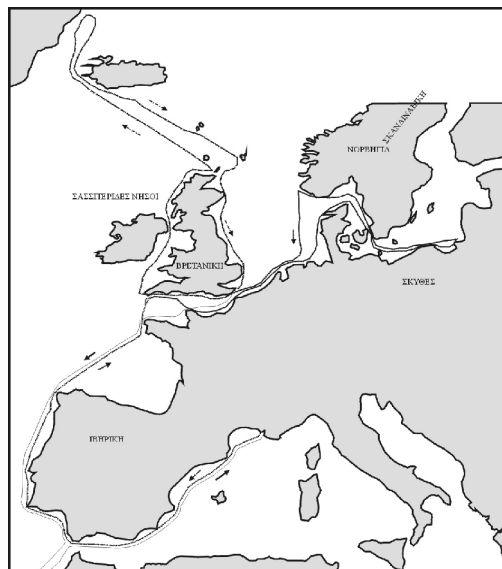
Εικ. 1.2. Το ναυάγιο της Αλοννήσου. Ένα φωτομοσαϊκό του φορτίου (αμφορείς) του ναυαγίου παρουσιάζεται στο πάνω μέρος της εικόνας.

Η αναζήτηση νέων θαλασσινών εμπορικών δρόμων από την αρχαιότητα έως και την Ευρώπη του 15<sup>ου</sup> αιώνα, οδήγησε εκτός της διασποράς πολιτισμικών στοιχείων, στην ανακάλυψη ακόμη και νέων περιοχών ή και ηπείρων.

Οι Φοίνικες (7<sup>ος</sup> έως 4<sup>ος</sup> αιώνας π.Χ) στην προσπάθειά τους για ανακάλυψη πρώτων υλών και αγορών για την πώληση των προϊόντων τους, διανύουν μεγάλες αποστάσεις ανοίγοντας νέους θαλασσινούς δρόμους. Οι Φοίνικες ναυτικοί εξέρχονται από τη Μεσόγειο, διαμέσου των Πυλών του Ηρακλή (Στενό του Γιβραλτάρ) και

περιπλέουν την Αφρική αποδεικνύοντας ότι αυτή η ήπειρος βρέχεται σχεδόν ολογυρά της από θάλασσα. Ο Άνων από την Καρχηδόνα, το πρώτο ήμισυ του 6<sup>ου</sup> αιώνα, εξερευνά τις Δυτικές ακτές της Αφρικής, ενώ ο Ιμλκίων Α΄ (4<sup>ος</sup>-5<sup>ος</sup> αιώνας) στην προσπάθειά του για εύρεση κασσιτέρου, προσεγγίζει τις νότιες ακτές της Αγγλίας.

Ο Πυθέας ο Μασσαλιώτης, σχεδόν 2000 χρόνια πριν από το Χριστόφορο Κολόμβο και το Βάσκο ντα Γκάμα, υπήρξε μεγάλος εξερευνητής και θαλασσοπόρος. Στο περίφημο εξερευνητικό του ταξίδι (πιθανώς το 330 π.Χ.), περιέπλευσε τις Βρετανικές νήσους, τα παράλια της Νορβηγίας και πιθανώς έφθασε μέχρι την Ισλανδία (Εικ. 1.3). Το ταξίδι που πραγματοποιήθηκε κυρίως για εμπορικούς λόγους, διεύρυνε σημαντικά τις γεωγραφικές γνώσεις ενώ είχε σημαντική συμβολή σε πολλά επιστημονικά πεδία, όπως η αστρονομία, η ωκεανογραφία και η λαογραφία.



Εικ. 1.3. Χάρτης στον οποίο σημειώνεται η πορεία που ακολούθησε ο Πυθέας ο Μασσαλιώτης, από τη Μασσαλία στις Βρετανικές νήσους και τη Γροιλανδία, το 330 π.Χ.

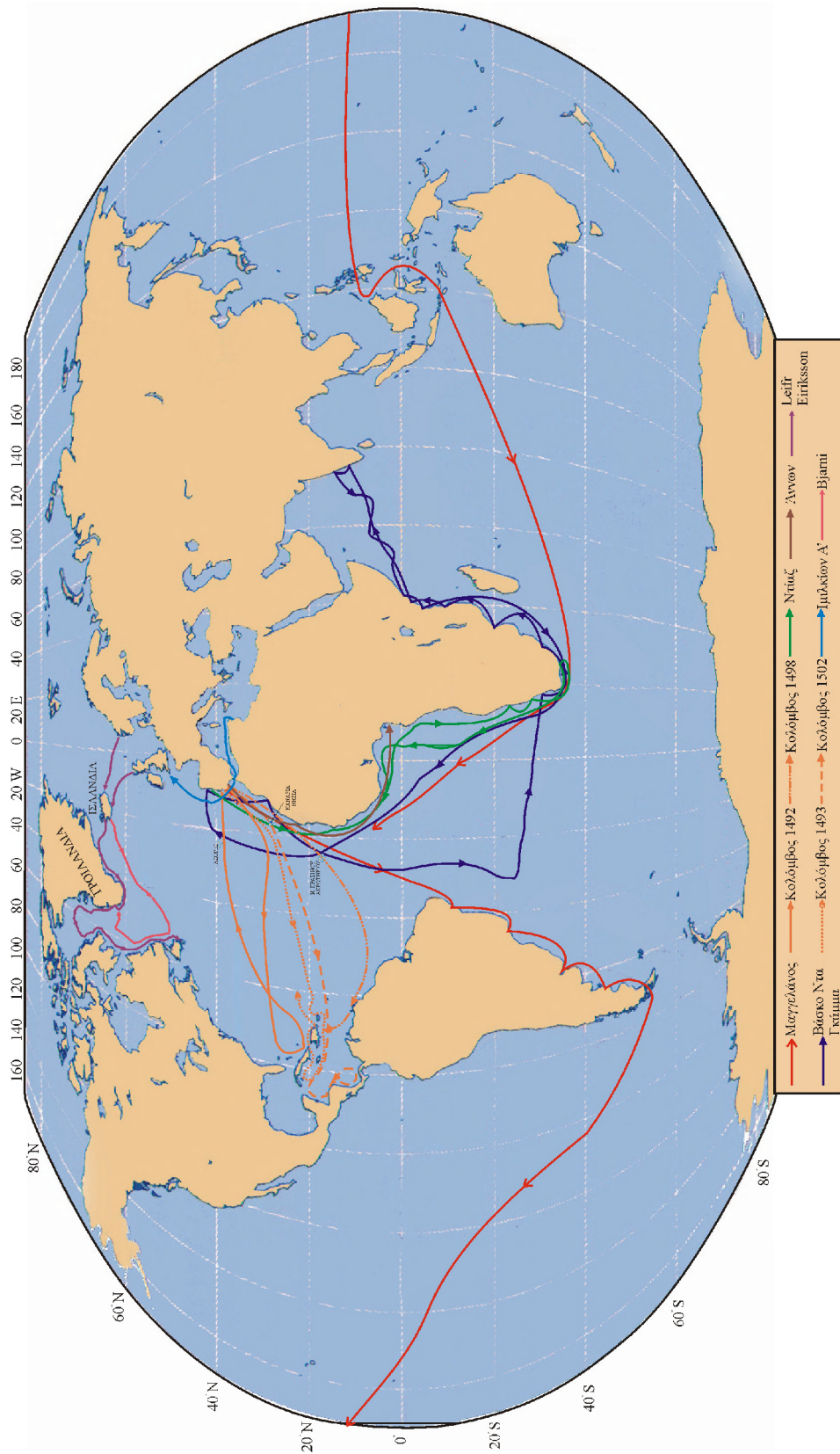
Οι Βίκινγκς στην περίοδο της ακμής τους (790-1100 μ.Χ.) εξερεύνησαν νέες αχαρτογράφητες θάλασσες με σκοπό την αποκομιδή πλούσιας λείας. Σύμφωνα με παλαιούς σκανδιναβικούς μύθους, τα γνωστά "σάγκας", ο Ερυθρός Eric (950-1001 μ.Χ.) ανακαλύπτει τη Γροιλανδία (982 μ.Χ.) ενώ ο γιός του, ο Leifr Eiriksson (980-1020 μ.Χ.) θεωρείται ο πρώτος Ευρωπαίος που αποβιβάστηκε στις ακτές της Βορείου Αμερικής. Ο Leifr Eiriksson εκμεταλλευόμενος τις πληροφορίες ενός αποίκου της Γροιλανδίας του Biarni Heriolfsson, οργανώνει και πραγματοποιεί με ένα μόνο σκάφος και πλήρωμα 35 ναυτικών, την εξερεύνηση της νέας γης, την οποία αποκάλεσε Vinland (Εικ.1.4). Σήμερα πιστεύεται ότι ο Leifr Eiriksson αποβιβάστηκε

στις ακτές της Β. Αμερικής στο σημερινό Newfoundland, καθώς οι μελετητές θεωρούν ότι οι "σάγκακς" εμπεριέχουν μεγάλο μέρος ιστορικής αλήθειας.

Οι Άραβες ελέγχουν τους εμπορικούς θαλασσινούς δρόμους για την Ινδία και την Κίνα από τον 7ο αιώνα μ.Χ. μέχρι την εποχή των εξερευνητικών ταξιδιών του Vasco de Gamma. Με τον τρόπο αυτό κρατούν το μονοπώλιο του μεταξιού. Ο Άραβας περιηγητής Ibn Buttuta (Sham ad-Din) σε διάστημα 29 ετών (1325-1354) καλύπτει 75000 μίλια, επισκέπτεται την Ινδία, την Κίνα, τη Σρί Λάνκα, τη Σουμάτρα και δίνει σημαντικές πληροφορίες για την ναυσιπλοϊακή δραστηριότητα των Αράβων στην Ερυθρά και Αραβική θάλασσα, στον Ινδικό Ωκεανό και στη θάλασσα της Κίνας.

Στον Ευρωπαϊκό χώρο, την ίδια περίπου χρονική περίοδο, δηλαδή προς το τέλος του 15<sup>ου</sup> αιώνα, άρχισαν να οργανώνονται οι πρώτοι πλόες για την εξεύρεση νέων θαλασσινών οδών πρόσβασης από την Δ. Ευρώπη προς την Ινδία και την Κίνα. Η αιτία για τα ταξίδια αυτά είναι το γεγονός ότι οι χερσαίοι οδοί πρόσβασης μέσω Μ. Ασίας και Μέσης Ανατολής είχαν αποκοπεί από την εξάπλωση των Οθωμανών, ιδιαίτερα με τά την πτώση της Κωνσταντινούπολης, και το αποτέλεσμά τους είναι η ανακάλυψη νέων ηπείρων.

Η Ευρώπη εισέρχεται πλέον στην Εποχή των Μεγάλων Εξερευνήσεων, η οποία έμελε να αλλάξει τη μορφή του μέχρι τότε γνωστού κόσμου. Οι Πορτογάλοι και οι Ισπανοί στην προσπάθειά τους για εύρεση θαλασσινών εμπορικών δρόμων προς την Ινδία, ώστε να καλύψουν τις ανάγκες της Ευρώπης σε μπαχαρικά, ακολουθούν δύο διαφορετικές θαλασσινές διαδρομές. Οι Πορτογάλοι πλέουν προς τα νότια, παρακάμπτουν το Ακρωτήριο της Καλής Ελπίδος και στη συνέχεια κινούνται προς τα βορειοανατολικά, ενώ οι Ισπανοί πλέουν προς τα δυτικά. Ο Πορτογάλος Bartolomew Dias είναι ο πρώτος που περιπλέει το Ακρωτήριο της Καλής Ελπίδος, το 1487 (Εικ.1.4). Δέκα χρόνια μετά, ο Vasco da Gamma, ακολουθώντας την πορεία του Dias κατορθώνει και φθάνει στην Ινδία και γίνεται έτσι ο πρώτος Ευρωπαίος που φθάνει σε αυτήν από θαλάσσης (Εικ.1.4). Ο Χριστόφορος Κολόμβος έχει ήδη κάνει τα τέσσερα εξερευνητικά του ταξίδια (1492-93, 1493-96, 1498-00, 1502-1504) αναζητώντας τις Ινδίες και έχει ανακαλύψει τις Μπαχάμες, την Κούβα, τη Γουαδελούπη, την Τζαμάϊκα, το Τρινιντάν τη Γρενάδα και τον Παναμά (Εικ.1.4). Ο Φερδινάνδος Μαγγελάνος, αν και Πορτογάλος, θέτει τον εαυτό του στην υπηρεσία του Ισπανού βασιλιά Κάρολου Ι και όπως ο Κολόμβος προσπαθεί να φθάσει στην Ινδία πλέοντας προς τα δυτικά και παρακάμπτοντας τον Νέο Κόσμο (Εικ.1.4). Στη διάρκεια της περιπετειώδους αποστολής του, ανακαλύπτει πέρασμα



Εικ. 1.4. Παγκόσμιος χάρτης στον οποίο παρουσιάζονται τα εξερευνητικά ταξίδια από τον 10<sup>ο</sup> έως τον 16<sup>ο</sup> μεταχριστιανικό αιώνα.

νοτίως της Παταγονίας το οποίο επιτρέπει την είσοδο στον Ειρηνικό Ωκεανό. Ο Μαγγελάνος προσπαθεί να μετρήσει το βάθος του κεντρικού Ειρηνικού αλλά αποτυγχάνει. Μετά από τρία χρόνια (9/1519-9/1522) ένα μόνο πλοίο, το Victoria, από τα πέντε που είχαν αποπλεύσει, με μόνο 18 άτομα πλήρωμα από τα αρχικώς 270 άτομα, φθάνει τελικά πίσω στην Ισπανία αφού έχει κάνει για πρώτη φορά τον περίπλου της Γης. Ο Μαγγελάνος δεν γεύεται την επιτυχία του εγχειρήματός του, καθώς έχει ήδη σκοτωθεί από τον Απρίλιο του 1521.

Εστιάζοντας και πάλι στον Ελληνικό χώρο θα πρέπει να τονισθεί ότι οι εμπορικές σχέσεις που έχουν συνάψει οι μεγάλες Ευρωπαϊκές δυνάμεις (Γάλλοι και Άγγλοι) με την Οθωμανική αυτοκρατορία, από το 16<sup>ο</sup> αιώνα, αποβαίνει προς όφελος των Ελλήνων. Η εξαιρετική επιτυχία των Ελλήνων στη ναυτιλία και το εμπόριο (χύδην εμπόριο σιτηρών, βαμβακιού, μαλλιού και κάρβουνου) από την Αν. Μεσόγειο και τη Μαύρη Θάλασσα προς τη Δ. Ευρώπη, σε όλη τη διάρκεια του 19<sup>ου</sup> αιώνα, αποδίδεται σε μια ευφυή ιδέα, τη δημιουργία εμποροναυτιλιακών δικτύων. Οι ελληνικές εμπορικές και ναυτιλιακές κοινότητες ακμάζουν σε όλα τα λιμάνια της Ευρώπης, της Μεσογείου και της Μαύρης θάλασσας, ακολουθώντας τους θαλάσσιους εμπορικούς δρόμους και δίνοντας ένα ακόμη ιστορικό παράδειγμα της άρρηκτης σχέσης της Ελλάδας με το θαλάσσιο περιβάλλον.

#### **1.4 ΘΑΛΑΣΣΟΚΡΑΤΙΑ - ΕΠΕΚΤΑΤΙΣΜΟΣ**

Παραδείγματα από την παγκόσμια ιστορία, από την απώτερη αρχαιότητα έως στις ημέρες μας, καταδείχνουν σαφώς ότι η εύκολη πρόσβαση στη θάλασσα είναι ευνοϊκή συνθήκη για την επέκταση μιας χώρας. Δεν είναι υπερβολή να υποστηριχθεί ότι οι ακτές μιας χώρας μπορούν να αποτελέσουν εφελκυστήρες για την επίτευξη οποιουδήποτε βαθμού παγκόσμιας κυριαρχίας της.

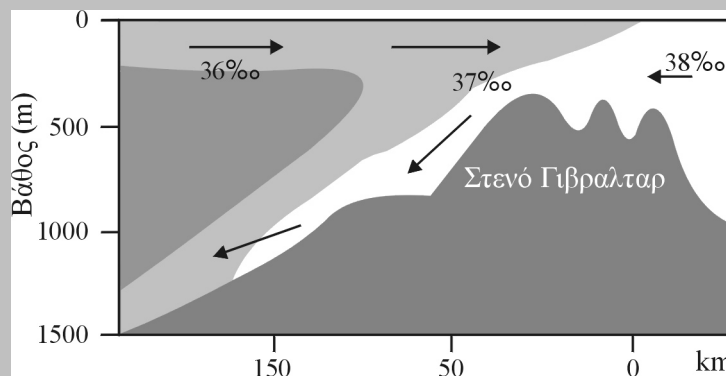
Την πραγματικότητα αυτή, πρώτοι από όλους συνέλαβαν οι Αθηναίοι της αρχαιότητας, οι οποίοι κατέστησαν την Αθήνα κυρίαρχη δύναμη του Αιγαίου χώρου. Οι βάσεις για τη δημιουργία της Αθηναϊκής θαλασσοκρατίας τέθηκαν ήδη από τον 6<sup>ο</sup> π.Χ. αιώνα από θεσμοθέτες όπως ο Σόλωνας ή ο “τύραννος” Πεισιστράτης. Η προσωπικότητα όμως που αναμφίβολα δρα καταλυτικά στην ανάδειξη της Αθήνας σε κυρίαρχη ναυτική δύναμη είναι ο Θεμιστοκλής. Το ναυτικό πρόγραμμα του Θεμιστοκλή στόχευε όχι μόνο στην αντιμετώπιση του Περσικού κινδύνου, ένας στόχος που επετεύχθη με τη ναυμαχία της Σαλαμίνας (480 π.Χ.) και την “πεζοναυμαχία” του Ευρυμέδοντα ποταμού (470 π.Χ.), αλλά στη χρήση της

ναυτικής ισχύος για τον πλήρη έλεγχο του Αιγαίου από την πόλη της Παλλάδας. Η ναυτική ισχύς μετατρέπεται σε πραγματικό δόγμα της Αθηναϊκής πολιτικής και η Αθήνα ενοποιεί τον Αιγαίο χώρο εδραιώνοντας την ηγεμονία της, μέσω της περίφημης Δηλιακής Συμμαχίας.

Έκτοτε οι Ρωμαίοι, οι Γενουάτες, οι Ενετοί και οι Βρετανοί εφάρμοσαν την αρχή αυτή, δηλαδή μέσω της ναυτικής ισχύος την επιβολή και διατήρηση των δικών τους ηγεμονιών. Οι Βενετοί εγκαθιδρύουν τη δική τους θαλασσοκρατία, η οποία χαρακτηρίζεται από την αυστηρότητα που επιβάλει η μητρόπολη στις αποικίες της, σε αντίθεση με τους Γενουάτες που επέτρεπαν μεγαλύτερη αυτονομία στην αριστοκρατία των δικών τους αποικιών. Μετά τον 1<sup>ο</sup> Παγκόσμιο πόλεμο οι Μεγάλες Δυνάμεις, είτε η καθεμία ανεξάρτητα είτε σε μορφή συμμαχιών, προσπάθησαν να εφαρμόσουν την αρχή αυτή. Για την επίτευξη του σκοπού τους, διαπιστώνουν ότι δεν απαιτείται μόνο η ναυτική ισχύ αλλά χρειάζεται και η υπεροπλία στην επιστημονική γνώση του θαλάσσιου περιβάλλοντος.

Στις αρχές της δεκαετίας του '50 έγινε αντιληπτό ότι οι ωκεανοί μπορούν πλέον να χρησιμοποιηθούν ως κρησφύγετα υποβρυχίων, πεδία εκτόξευσης βαλλιστικών πυραύλων, εγκατάστασης ναρκοπεδίων αλλά και ως οδοί για παντός είδους επιφανειακή μεταφορά οπλισμού και προσωπικού. Έτσι αρχίζει πλέον η συστηματική μελέτη του αναγλύφου του πυθμένα με ηχοβολιστικές συσκευές καθώς και των διακυμάνσεων του βαρυτικού και μαγνητικού πεδίου της γης στο χώρο των ωκεανών. Οι πληροφορίες αυτές είναι ιδιαίτερα σημαντικές για την επιβολή ναυτικής κυριαρχίας και έχουν άμεση σχέση με την εκτόξευση των βαλλιστικών πυραύλων, καθώς επίσης και με την απόκρυψη, εντοπισμό των υποβρυχιακών αποστολών, και των υποθαλάσσιων ναρκοπεδίων.

Χαρακτηριστικό παράδειγμα τέτοιου τύπου προσέγγισης, αποτελεί η εκμετάλλευση της γνώσης της κυκλοφορίας των υδάτων στο στενό του Γιβραλτάρ. Στα 32 ναυτικά μίλια που ορίζουν τη διάβαση του στενού, τα νερά του Ατλαντικού εισέρχονται επιφανειακά στη Μεσόγειο με ταχύτητα 2-3 κόμβων, αντισταθμίζοντας μια αντίστροφη ροή σε βάθος περίπου 100m (Εικ. 1.5.). Τη γνώση αυτή της κυκλοφορίας των ρευμάτων εκμεταλλεύτηκαν οι Γερμανοί, κατά το 2<sup>ο</sup> Παγκόσμιο Πόλεμο, ώστε να εισέρχονται και να εξέρχονται σε και από τη Μεσόγειο, με κλειστές τις μηχανές των υποβρυχίων τους, χωρίς να γίνονται έτσι αντιληπτά από τα ηχο-εντοπιστικά συστήματα των Συμμάχων.



Εικ. 1.5. Η κυκλοφορία των ρευμάτων στο Στενό του Γιβραλτάρ, την οποία χρησιμοποίησαν οι Γερμανοί κατά το 2ο Παγκόσμιο Πόλεμο ώστε να εισέρχονται και να εξέρχονται με τα υποβρύχιά τους στη Μεσόγειο Θάλασσα, χωρίς να γίνονται αντιληπτά από τις Συμμαχικές δυνάμεις.

### 1.5 ΤΑ ΣΥΓΧΡΟΝΑ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΑ ΤΩΝ ΩΚΕΑΝΩΝ

Την τελευταία τριαντακονταετία, η μη ορθολογική διαχείριση του θαλάσσιου περιβάλλοντος, δηλαδή:

- η εντατική εκμετάλλευση των πλουτοπαραγωγικών πηγών (ορυκτές πρώτες ύλες και βιολογικοί πόροι), και
- η απόρριψη μεγάλων ποσοτήτων (α) ακατέργαστων οικιακών λυμάτων λόγω της υπέρμετρης αύξησης του πληθυσμού των παράλιων αστικών κέντρων και (β) βιομηχανικών αποβλήτων λόγω της αυξημένης παραγωγής και κατανάλωσης βιομηχανικών προϊόντων και ενέργειας,

διατάραξαν σημαντικά την ισορροπία του θαλάσσιου περιβάλλοντος επιφέροντας σημαντικές μεταβολές στις φυσικοχημικές, γεωλογικές και βιολογικές συνθήκες που επικρατούν σε αυτό.

Αναλυτικότερα:

- (i) Η υπεραλίευση έχει ως αποτέλεσμα την πληθυσμιακή μείωση πολλών ειδών. Τα αλιεύματα των ωκεανών, τα οποία μέχρι το πρόσφατο παρελθόν θεωρούνταν ανεξάντλητα, σήμερα υπάρχουν ενδείξεις ότι αν δεν ληφθούν μέτρα για την ορθολογική και ελεγχόμενη αλιευτική πολιτική σε τοπική ή παγκόσμια κλίμακα, η πηγή αυτή θα εξαντληθεί.
- (ii) Η εντατική εκμετάλλευση ορυκτών πρώτων υλών (άμμοι, ψηφίδες, κροκάλες) από τον πυθμένα των θαλασσών έχει ως αποτέλεσμα τη μεταβολή της βενθοκοινωνίας και των φυσικοχημικών παραμέτρων της υδάτινης στήλης.
- (iii) Η αύξηση των μεταφορών διαμέσου της θάλασσας, ιδιαίτερα επικινδύνων οικολογικά προϊόντων, όπως το πετρέλαιο, τα χημικά προϊόντα και τα φαρμακευτικά είδη, έχει ως αποτέλεσμα αντίστοιχα την αύξηση των ατυχημάτων και τη διαρροή αυτών των προϊόντων στο θαλάσσιο χώρο. Χαρακτηριστικά παραδείγματα ατυχημάτων πετρελαιοφόρων πλοίων με μεγάλες διαρροές πετρελαίου στη θάλασσα, είναι αυτά του Torrey Canyon το 1967 στις Ν.Δ-ικές ακτές της Αγγλίας, του Amoco Candiz το 1978 στις ακτές και πάλι της Αγγλίας, και του Exxon Valdez το 1996 στην Αλάσκα.
- (iv) Η έκχυση μεγάλων ποσοτήτων ακατέργαστων οικιακών λυμάτων έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία ευτροφικών και ανοξικών συνθηκών στην παράκτια ζώνη. Η είσοδος βιομηχανικών αποβλήτων στο θαλάσσιο περιβάλλον επιφέρει, κυρίως, τον εμπλουτισμό της υδάτινης στήλης και των ιζημάτων του πυθμένα σε βαρέα μέταλλα. Άμεση συνέπεια των προαναφερθέντων είναι η δηλητηρίαση ή/και η θανάτωση των θαλασσιών οργανισμών που με τη σειρά τους θέτουν σε κίνδυνο την υγεία των κατοίκων των παράλιων περιοχών.



## 2. ΤΟ ΑΝΑΓΛΥΦΟ ΤΟΥ ΩΚΕΑΝΕΙΟΥ ΠΥΘΜΕΝΑ

Όταν τη χρονιά του 1959, οι ερευνητές Bruce Heezen και Marie Tharp παρουσίαζαν για πρώτη φορά ένα ολοκληρωμένο μορφολογικό χάρτη του ωκεάνειου πυθμένα, τόσο οι ωκεανογράφοι όσο και οποιοσδήποτε άλλος παρατηρούσε αυτό το χάρτη, είχε μια έντονη αίσθηση ότι εισέρχεται σε ένα νέο πλανήτη που ποτέ πριν δεν είχε δει. Ο χάρτης αυτός, ο οποίος ήταν αποτέλεσμα σκληρής δουλειάς ετών και βασίσθηκε σε χιλιάδες ηχογράμματα βυθομέτρων από διάφορες επιστημονικές αποστολές, αποτέλεσε μια σημαντική προσφορά στην ανθρώπινη γνώση που ακόμη και σήμερα διατηρεί σε μεγάλο βαθμό την αξιοπιστία του.

Η σύνθεση των πληροφοριών που προέκυψαν από τη συστηματική γεωφυσική διασκόπηση του ωκεάνειου πυθμένα από τότε έως τις μέρες μας, οδήγησε στη διάκρισή του, ανάλογα με το ανάγλυφο που αυτός παρουσιάζει, στις παρακάτω κύριες φυσιογραφικές ενότητες (Εικ. 2.1):

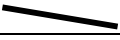
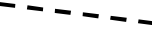
- (i) το Ηπειρωτικό Περιθώριο (Continental Margin)
- (ii) τη Μεσοωκεάνεια Ράχη (Mid-Oceanic Ridge ή Rise)
- (iii) την Ωκεάνεια Τάφρο (Oceanic Trench)
- (iv) την Αβυσσική Πεδιάδα (Abyssal Plain)
- (v) τα Υποθαλάσσια Όρη και τους Αβυσσικούς Λόφους (Seamounts, Abyssal hills)
- (vi) τις Ρωγματωγενείς ζώνες (Fracture zones)

Επιπλέον η λεπτομερής χαρτογράφηση των ωκεανών, επέτρεψε τον ακριβή προσδιορισμό της σχέσης μεταξύ του εμβαδού της επιφάνειας των ηπείρων και των ωκεανών με το ύψος και το βάθος από την επιφάνεια της θάλασσας (Εικ. 2.2). Η σχέση αυτή αποδίδεται με ένα ιστόγραμμα συχνοτήτων του ποσοστού (%) της επιφάνειας των ηπείρων και των ωκεανών ανά τάξη ύψους ή βάθους 1000m, ενώ επιπλέον ενδιαφέρον παρουσιάζει η αθροιστική καμπύλη των συχνοτήτων. Αυτή η αθροιστική καμπύλη, που καλείται “υπογραφική”, δείχνει ότι το 29% της επιφάνειας του πλανήτη βρίσκεται πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας ενώ το υπόλοιπο 71% κάτω από αυτήν (Εικ. 2.2).

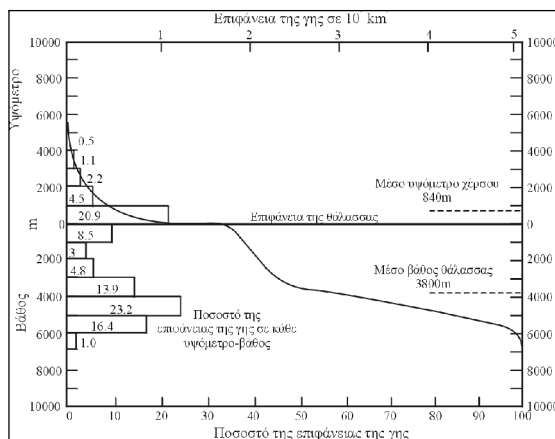
Η διτυπική (bimodal) μορφή του ιστογράμματος, δηλαδή η παρουσία δύο κυρίαρχων ποσοστών (20.2% και 23.2%) δηλώνει ότι η επιφάνεια της γης ελέγχεται από δύο υψομετρικά επίπεδα: ένα κοντά στην επιφάνεια της θάλασσας σε ύψος 0.8 km (ήπειροι) και ένα στα 3.8 km (ωκεανοί). Μπορεί συνεπώς να υποστηριχθεί ότι το μέσο επίπεδο των ηπείρων είναι περίπου 4.6 km πάνω από το μέσο επίπεδο των ωκεανών. Η μεταξύ τους μεταβατική ζώνη είναι η ενότητα που στη συνέχεια του Κεφαλαίου θα



Εικ. 2.1. Γεωμορφολογικός χάρτης του πυθμένα των ωκεανών, στον οποίο παρουσιάζονται οι κύριες φυσιογραφικές ενότητες του αναγλύφου τους (δεδομένα από TOPEX/Poseidon). Οι αριθμοί αναφέρονται σε φυσιογραφικές ενότητες:

1	Ωκεάνεια Τάφος Περού-Χιλής
2	Μεσο-Αμερικανική ωκεάνεια Τάφος
3	Ωκεάνεια Τάφος Puerto-Rico
4	Ωκεάνεια Τάφος Aleutian
5	Ωκεάνεια Τάφος Kurile-Ιαπωνίας
6	Ωκεάνεια Τάφος Mariana
7	Ωκεάνεια Τάφος Tonga-Kermadec
8	Ωκεάνεια Τάφος Νοτ. Sandwich
9	Ωκεάνεια Τάφος Java
10	Ωκεάνεια Τάφος Mindanao
11	Ωκεάνεια Τάφος Nansei-Shoto
12	Ομάδα ηφαιστεικών νήσων Hawaii
13	Ομάδα θαλασσιών ορέων Emperor
14	Μεσο-Ατλαντική ωκεάνεια Ράχη
15	Ανατολικο-Ειρηνική ωκεάνεια Ράχη
16	Ανταρκτικο-Ειρηνική ωκεάνεια Ράχη
17	Κεντρικο-Ινδική ωκεάνεια Ράχη
18	Νοτιοδυτική Ινδική ωκεάνεια Ράχη
19	Νοτιοανατολική Ινδική ωκεάνεια ράχη
20	Ωκεάνεια Ράχη Χιλής
21	Ωκεάνεια Ράχη Galapagos
22	Ωκεάνεια Ράχη Juan de Fuca
	Ρωγματογενείς ζώνες (κυριότερες)
	Ιχνη μανδρακών αναβλυσμάτων (Hot spots) στον ωκεάνειο πυθμένα

καλείται ηπειρωτική κατωφέρεια ή πλαγιά. Αυτή η διαφορά μέσων επιπέδων μεταξύ ηπείρων και ωκεανών αντικατοπτρίζει, όπως άλλωστε δείχνουν οι γεωφυσικές έρευνες, τη διαφορετική σύσταση του ηπειρωτικού και ωκεάνειου φλοιού, οι οποίοι “επιπλέουν” στην υποκείμενη Ασθενόσφαιρα.



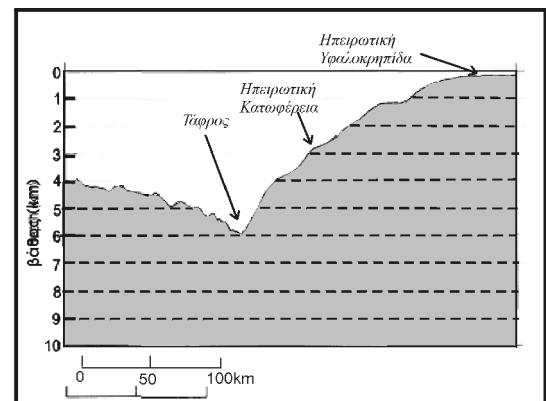
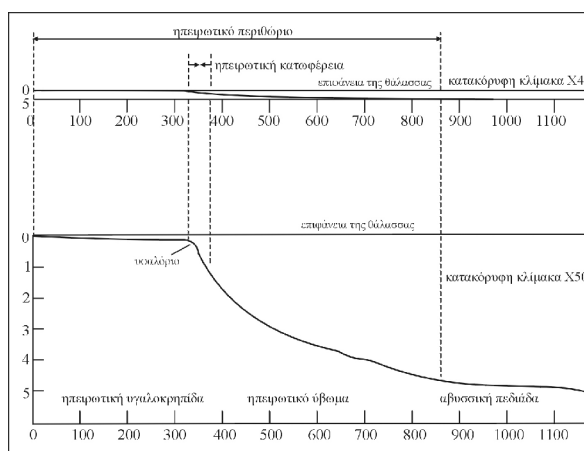
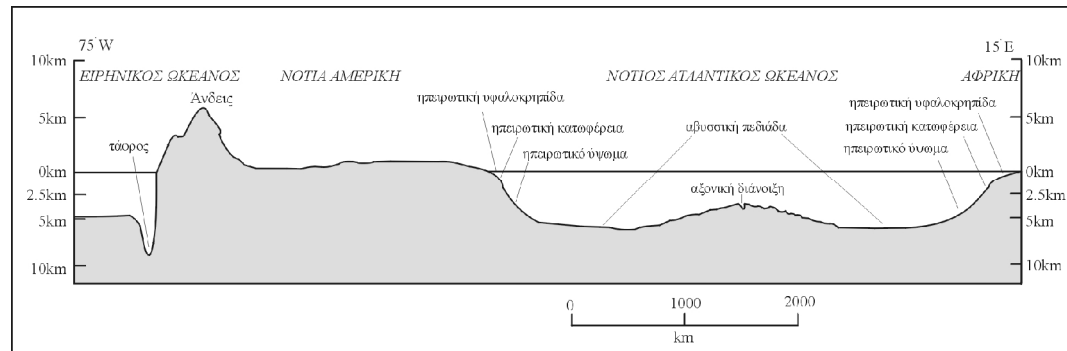
Εικ. 2.2. Ιστόγραμμα συχνοτήτων του ποσοστού (%) της επιφάνειας των ηπείρων και των ωκεανών ανά τάξη ύψους ή βάθους 1000m και η «υψογραφική καμπύλη» (αθροιστική καμπύλη των συχνοτήτων) η οποία δείχνει ότι το 29% της επιφάνειας του πλανήτη βρίσκεται πάνω από την επιφάνεια ενώ το 71% κάτω από αυτή.

## 2.1 ΗΠΕΙΡΩΤΙΚΟ ΠΕΡΙΘΩΡΙΟ

Το ηπειρωτικό περιθώριο (continental margin) περιβάλλει τις ηπείρους και καλύπτει το 20% της επιφάνειας του πλανήτη μας. Διακρίνεται σε δύο τύπους τον Ατλαντικό και τον Ειρηνικό τύπο

Ο Ατλαντικός τύπος περιθωρίου διακρίνεται σε τρεις κύριες υποενότητες (Εικ. 2.3): **(α) την υφαλοκρηπίδα** (continental shelf), **(β) την ηπειρωτική κατωφέρεια** ή **πλαγιά** (continental slope) και **(γ) το ηπειρωτικό ύψωμα** (continental rise). Η υφαλοκρηπίδα στο περιθώριο Ατλαντικού τύπου (Εικ. 2.3α) έχει ένα μέσο εύρος 200 km, εκτείνεται μέχρι την ισοβαθή των 140m και η κλίση της είναι μικρότερη της 1°. Η ηπειρωτική κατωφέρεια έχει εύρος μικρότερο των 200 km και εκτείνεται από την ισοβαθή των 140m μέχρι τις ισοβαθείς των 2500 και 3000m. Η μέση κλίση της είναι 4° αλλά τοπικά οι κλίσεις μπορεί να φθάσουν τις 20° έως 30°. Το σημείο μεταβολής της κλίσης του πυθμένα από την κρηπίδα προς την κατωφέρεια καλείται **υφαλόριο** (shelfbreak) και αποτελεί το όριο μεταξύ των δύο προαναφερθέντων υποενότητων. Το ηπειρωτικό ύψωμα είναι συνέχεια της κατωφέρειας και προς τα ανάντη οριοθετείται από τις ισοβαθείς των 2500 έως 3000m, ενώ προς τα κατόντη από την ισοβαθή των 4000m. Το

εύρος του ηπειρωτικού υψώματος κυμαίνεται από 100 έως 1000 km και οι κλίσεις του είναι μικρότερες από  $0.5^\circ$ .



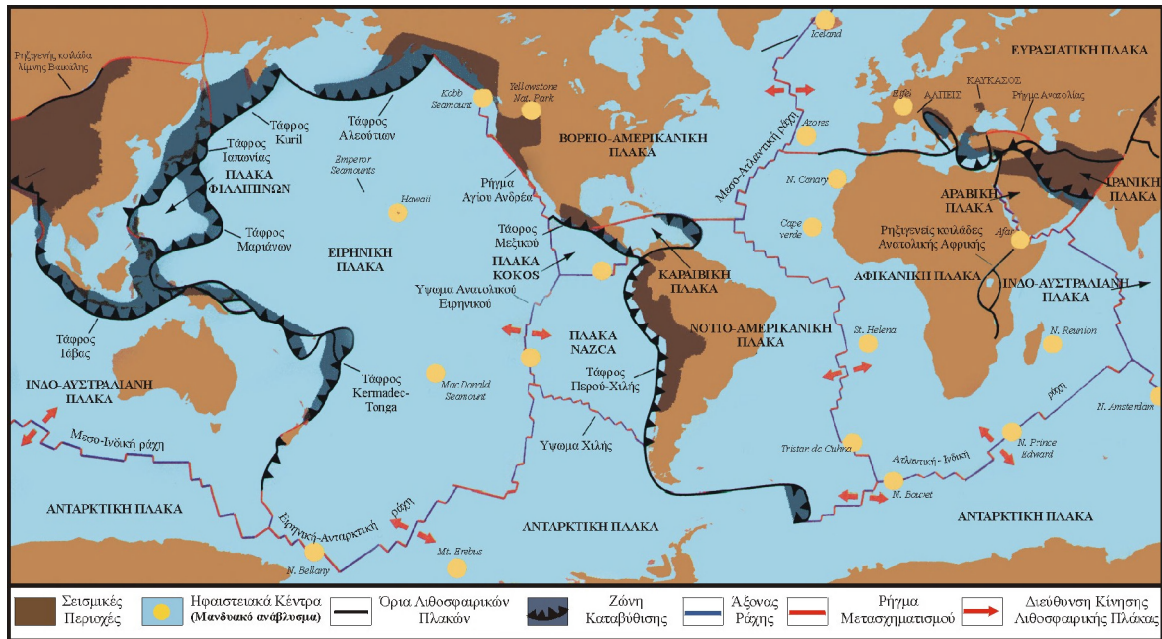
(α)

(β)

Εικ. 2.3. Τοπογραφική τομή κατά μήκος του Νότιου Ημισφαιρίου, από τη Ν. Αμερική έως την Αφρική, που δείχνει τις κύριες φυσιογραφικές ενότητες των ωκεανών σε σχέση με τις ηπείρους. (α) Τυπική βυθομετρική τομή περιθωρίου Ατλαντικού τύπου, (β) Βυθομετρική τομή περιθωρίου Ειρηνικού τύπου, στην οποία παρουσιάζεται η ωκεάνεια τάφος Περού-Χιλής.

Ο Ειρηνικός τύπος περιθωρίου (Εικ. 2.3β) διαχωρίζεται: (i) στην **υφαλοκρηπίδα**, η οποία έχει εύρος περίπου 10 έως 20 km, και (ii) στην **ηπειρωτική καταφάρα ή πλαγιά** με μέση κλίση 6 έως  $7^\circ$ , η οποία είναι πολύ πιο απότομη από την αντίστοιχη του Ατλαντικού τύπου. Στο περιθώριο Ειρηνικού τύπου διαπιστώνεται έλλειψη ηπειρωτικού υψώματος καθώς η πλαγιά απολήγει απ' ευθείας στην ενότητα των ωκεάνιων τάφρων. Ο Ειρηνικός τύπος περιθωρίου περιβάλλει είτε τις πλευρές των ηπείρων που χαρακτηρίζονται από παράκτιες υψηλές οροσειρές με ηφαίστεια είτε τοξοειδή νησιωτικά συμπλέγματα (Εικ. 2.1). Ο σχηματισμός και η ανάπτυξη Ατλαντικού ή Ειρηνικού τύπου περιθωρίου γύρω από τις ηπείρους, εξαρτάται από την κίνηση της αντίστοιχης τεκτονικής ή λιθοσφαιρικής πλάκας πάνω στην οποία βρίσκεται η συγκεκριμένη ήπειρος, σε σχέση

με τις άλλες πλάκες που την περιβάλλουν (Εικ.2.4). Έτσι, το περιθώριο Ειρηνικού τύπου σχηματίζεται γύρω από ηπείρους όπου οι τεκτονικές πλάκες συγκλίνουν, με αποτέλεσμα να χαρακτηρίζεται από υψηλή σεισμικότητα και ηφαιστειότητα και για το λόγο αυτό καλείται και **ενεργό περιθώριο** (active margin). Αντίθετα, το περιθώριο Ατλαντικού τύπου σχηματίζεται γύρω από ηπείρους όπου οι τεκτονικές πλάκες αποκλίνουν, χαρακτηρίζεται από χαμηλή σεισμικότητα και καλείται επίσης **ανεργό περιθώριο** (passive margin).

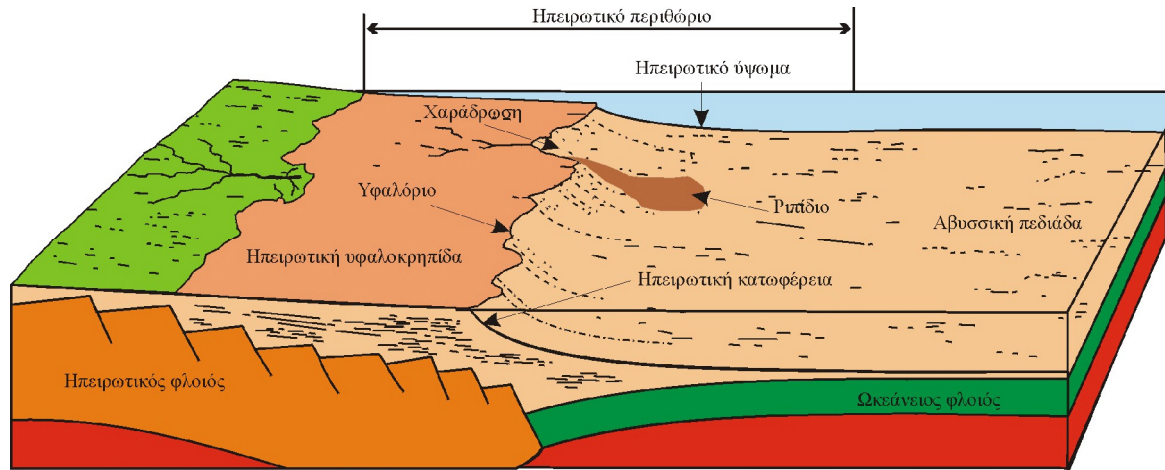


Εικ. 2.4. Χάρτης που δείχνει τις κύριες τεκτονικές πλάκες και τη σχετική κίνησή τους. Περιθώριο Ειρηνικού τύπου σχηματίζεται γύρω από τις ηπείρους όπου οι τεκτονικές πλάκες συγκλίνουν, ενώ Ατλαντικού τύπου περιθώριο γύρω από τις ηπείρους όπου οι τεκτονικές πλάκες αποκλίνουν.

Θαλάσσιες γεωφυσικές έρευνες γύρω από τις ηπείρους έχουν δείξει ότι: **(i)** το ηπειρωτικό περιθώριο καλύπτεται από στρώματα ιζηματογενών πετρωμάτων συνολικού πάχους από 5 έως 15 km και **(ii)** ο ηπειρωτικός στερεός φλοιός εκτείνεται μέχρι την ενότητα της ηπειρωτικής υφαλοκρηπίδας και ηπειρωτικής κατωφέρειας (Εικ. 2.5).

### 2.1.1 Η διαμόρφωση του ηπειρωτικού περιθωρίου

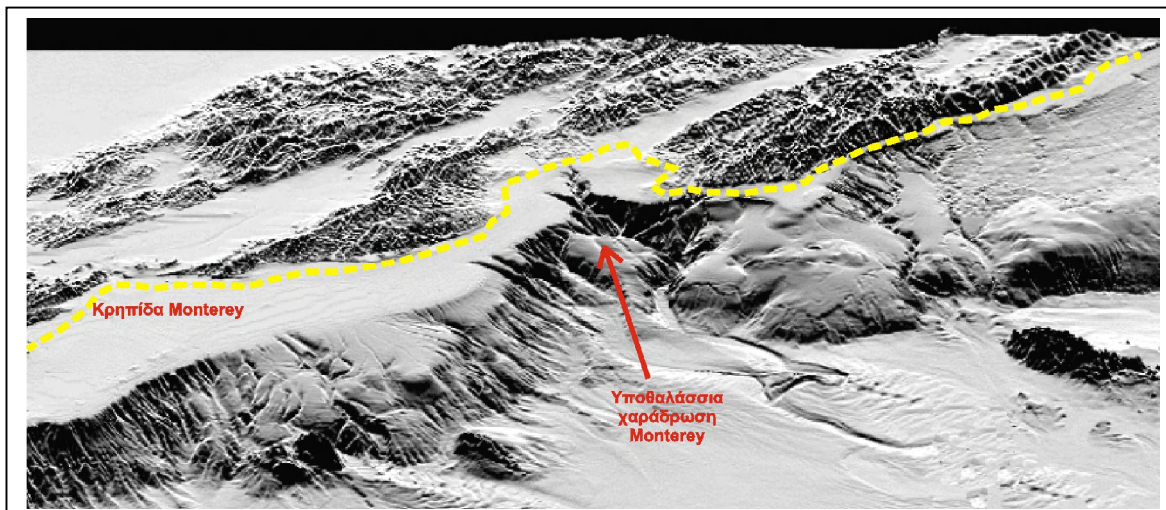
Λεπτομερείς έρευνες με τομογράφους υποδομής πυθμένα και ηχοβολιστές πλευρικής σάρωσης έχουν δείξει ότι το ανάγλυφο του ηπειρωτικού περιθωρίου στο πέρασμα του χρόνου διαμορφώνεται από εξωγενείς και ενδογενείς παράγοντες.



Εικ. 2.5. Τρισδιάστατη σχηματική αναπαράσταση της δομής του ηπειρωτικού περιθωρίου, στην οποία απεικονίζονται οι κύριες φυσιογραφικές ενότητες: της υφαλοκρηπίδας, της κατοφέρειας και των αβυσσικών πεδιάδων. Επίσης απεικονίζονται μορφολογικοί σχηματισμοί όπως οι υποθαλάσσιες χαραδρώσεις και τα υποθαλάσσια ριπίδια.

Οι ενδογενείς παράγοντες ελέγχονται από διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στο εσωτερικό της γης, ενώ οι εξωγενείς παράγοντες ελέγχονται από διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στην ατμόσφαιρα και στην υδάτινη στήλη. Οι κύριοι ενδογενείς παράγοντες είναι τα ρήγματα, οι πτυχώσεις και τα ηφαίστεια ενώ οι αντίστοιχοι εξωγενείς είναι τα ρεύματα, τα κύματα και οι κατολισθήσεις.

Επιπλέον το ανάγλυφο της υφαλοκρηπίδας τόσο στο πρόσφατο γεωλογικό παρελθόν κατά τις παγετώδεις περιόδους όσο και στο απώτερο παρελθόν, έχει διαμορφωθεί από εναέριους εξωγενείς παράγοντες που σήμερα πλέον δρουν και διαμορφώνουν το ανάγλυφο των ηπείρων. Αυτό συνέβη επειδή η στάθμη της θάλασσας κατά τις τελευταίες παγετώδεις περιόδους ήταν χαμηλότερη από ότι σήμερα, με αποτέλεσμα μεγάλο τμήμα της υφαλοκρηπίδας να αποτελούσε τμήμα της χέρσου. Έτσι στην υφαλοκρηπίδα έχουν εντοπισθεί παλαιοκοίτες ποταμών με τις αντίστοιχες παλαιοδελταϊκές αποθέσεις, παλαιοακτογραμμές (palaeo-shorelines) και παλαιοχαραδρώσεις (submarine canyons). Πολλές από τις παλαιοκοίτες και παλαιοχαραδρώσεις που διατρέχουν το ηπειρωτικό περιθώριο είναι ακόμη και σήμερα ενεργές, καθώς συνδέονται άμεσα με εκβολές ποταμών στις ακτές, αποτελώντας έτσι ενεργούς οδούς μεταφοράς των ιζημάτων που μεταφέρουν οι ποταμοί, από τη χέρσο προς τις ωκεάνειες λεκάνες (Εικ. 2.6).



Εικ. 2.6. Τρισδιάστατη σχηματική αναπαράσταση του χερσαίου και υποθαλάσσιου αναγλύφου στο Monterey, στις ακτές της Καλιφόρνιας, όπου σαφώς διακρίνεται το διαμορφωμένο χερσαίο ανάγλυφο των ποταμών και των κοιλάδων να συνεχίζεται κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας, σχηματίζοντας έτσι υποθαλάσσιες χαραδρώσεις.

Το γεγονός ότι η στάθμη της θάλασσας κατά την τελευταία παγετώδη περίοδο (περίπου πριν 20.000 χρόνια) ήταν χαμηλότερη κατά 140m έναντι της σημερινής, ευνόησε:

- τον εποικισμό της Αμερικανικής Ηπείρου η οποία συνδέονταν με την Ασία διαμέσου νησιωτικού συμπλέγματος.
- τον εποικισμό της Αυστραλίας και Νέας Γουϊνέας (πριν 50000-35000 χρόνια), καθώς τα νησιά της Σουμάτρας, της Ιάβας και του Βόρνεο ήταν ενωμένα με τη Ν.Α. Ασία και χωρίζονταν από τη Νέα Γουϊνέα και την Αυστραλία με ένα πέρασμα εύρους μόλις 70 km.

## 2.2 ΜΕΣΣΩΚΕΑΝΕΙΕΣ ΡΑΧΕΣ

Οι μεσοωκεάνειες ράχες (mid-oceanic ridge or rise) είναι επιμήκεις υποθαλάσσιες εξάρσεις του πυθμένα οι οποίες παρουσιάζουν υψομετρική διαφορά 2 έως 3.5 km έναντι του ομαλού γειτονικού πυθμένα.

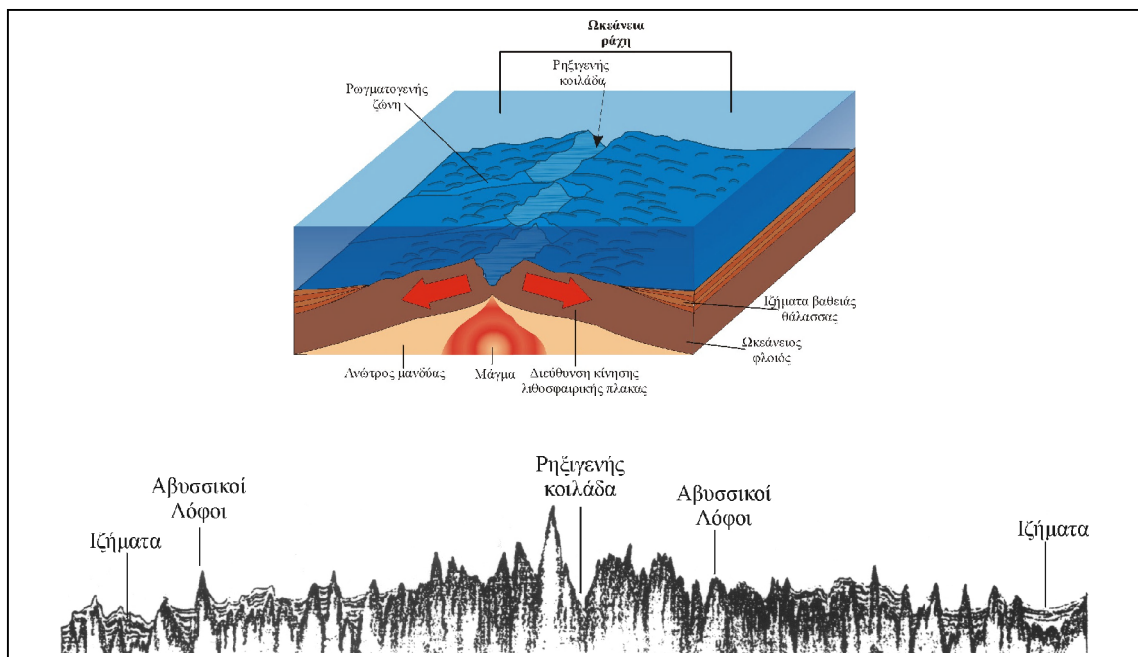
Οι μεσοωκεάνειες ράχες διασχίζουν όλους τους ωκεανούς και αποτελούν τη μεγαλύτερη οροσειρά στον πλανήτη μας (Εικ. 2.3), καλύπτοντας το 13% της συνολικής έκτασής του. Το συνολικό μήκος των μεσοωκεανείων οροσειρών είναι περίπου 65000 km και έχουν ένα μέσο εύρος περίπου 1000 km.



Οι μεσοωκεάνειες ράχες ορίζουν ζώνες εκατέρωθεν των οποίων οι τεκτονικές πλάκες, στις οποίες είναι κατατμημένος ο στερεός φλοιός, απομακρύνονται η μία από την άλλη (Εικ. 2.4). Η απομάκρυνση των τεκτονικών πλακών εκατέρωθεν των μεσοωκεανείων οροσειρών έχει ως αποτέλεσμα την ανάπτυξη εφελκυστικών τάσεων σε αυτές τις ζωνώδεις περιοχές, με συνέπεια τη διάρρηξη του ωκεάνειου φλοιού και την ανάδυση και έκχυση μαγματικού υλικού (Εικ. 2.7).

Θαλάσσιες γεωφυσικές έρευνες με ηχοβολιστές, ηχοβολιστές πλευρικής σάρωσης και τομογράφους έχουν δείξει ότι αποτέλεσμα αυτής της διάρρηξης του φλοιού είναι η δημιουργία μίας “**ρηξιγενούς κοιλάδας**” (rift valley). Αυτή η κοιλάδα σχηματίζεται κατά μήκος της μεσοωκεάνειας ράχης και τα πλευρικά τοιχώματά της περιβάλλονται από ρήγματα. Το μέσο εύρος της ρηξιγενούς κοιλάδας είναι 20 έως 40 km ενώ το βάθος της κυμαίνεται από 1 έως 2 km (Εικ. 2.7).

Η φυσιογραφική ενότητα των μεσοωκεάνειων ράχων θεωρείται ως η πλέον ενεργή ηφαιστειακή ζώνη του πλανήτη μας. Το ανερχόμενο βασαλτικό υλικό από το εσωτερικό της γης προς την επιφάνεια, κατά μήκος των διαρρήξεων, δημιουργεί κάθε χρόνο περίπου 20 km<sup>3</sup> νέο ωκεάνειο φλοιό σε ένα βάθος 6 km (Εικ. 2.8).



Εικ. 2.7. (α) Τρισδιάστατο γεωμετρικό σκαρίφημα που δείχνει το ανάγλυφο της επιφάνειας του πυθμένα στην ευρύτερη περιοχή της μεσοωκεάνειας ράχης σε σχέση με την κίνηση των τεκτονικών πλακών και της ανάδυσης του μάγματος. (β) Τομογραφία υποδομής πυθμένα εγκάρσια στον άξονα της Ατλαντικής μεσοωκεάνειας ράχης. Διακρίνονται σε αυτήν, η ρηξιγενής κοιλάδα και οι αβυσσικοί λόφοι. Τα ιζήματα απουσιάζουν εντελώς από τον πυθμένα του κεντρικού άξονα αλλά εμφανίζονται σταδιακά στον πυθμένα εκατέρωθεν του άξονα, με πάχος που αυξάνεται με την απόσταση από αυτόν.

Ο πυθμένας της ρηξιγενούς κοιλάδας συνίσταται γενικώς από ηφαιστειακά βασαλτικά πετρώματα. Στον κεντρικό άξονα της, οι βασαλτικές λάβες έχουν εκχυθεί πρόσφατα, ενώ σε διεύθυνση απομάκρυνσης από τον κεντρικό άξονα της κοιλάδας προς τα πρηνή, οι ηφαιστειακές λάβες γίνονται όλο και παλαιότερες σε ηλικία. Τα ιζήματα απουσιάζουν εντελώς από τον πυθμένα του κεντρικού άξονα της ρηξιγενούς κοιλάδας, αφήνοντας έτσι γυμνά τα ηφαιστειακά πετρώματα (Εικ. 2.7β). Το γεγονός αυτό δηλώνει ότι στον κεντρικό άξονα, είναι πρόσφατη η έκχυση βασαλτικών υλικών. Σε διεύθυνση απομάκρυνσης από τον κεντρικό άξονα, τα ιζήματα προοδευτικά αρχίζουν να καλύπτουν τα ηφαιστειακά πετρώματα, το δε πάχος τους αυξάνεται προοδευτικά με την απόσταση από τον κεντρικό άξονα.



Εικ. 2.8. Χάρτης στον οποίο απεικονίζεται η έκταση της ζώνης έκχυσης και παραγωγής ηφαιστειακού υλικού κατά τα τελευταία  $15 \times 10^6$  χρόνια, εκατέρωθεν των μεσοωκεάνειων οροσειρών (Οι αριθμοί αντιπροσωπεύουν εκατομμύρια χρόνια). Το εύρος της ζώνης αυτής, ποικίλει καθώς ο ρυθμός της ανάδυσης και έκχυσης του ηφαιστειακού υλικού εξαρτάται από την ταχύτητα απόκλισης των τεκτονικών πλακών. Η ταχύτητα απόκλισης στη Μεσο-Ατλαντική ράχη κυμαίνεται από 2.3 έως 3.3 cm/έτος ενώ η αντίστοιχη ταχύτητα στην Ανατολικο-Ειρηνική ράχη κυμαίνεται από 4.0 έως 22.5 cm/έτος.

Οι μεσοωκεάνειες ράχες έχει διαπιστωθεί ότι τοπικά μπορεί να αναδύονται πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας σχηματίζοντας έτσι ηφαιστειογενή νησιά. Στον Ατλαντικό ωκεανό, η “Μεσο-Ατλαντική ράχη” (Mid-Atlantic ridge) διασχίζει τα ηφαιστειογενή νησιά της Ισλανδίας, Αζορών, Ascension και Tristan da Cunha, ενώ στον Ειρηνικό ωκεανό, η Ανατολικο-Ειρηνική ράχη (East Pacific Rise) και η ράχη Calapagos διασχίζουν τα ηφαιστειογενή νησιά του Πάσχα (Easter islands) και τα νησιά Calapagos, αντίστοιχα (Εικ. 2.8).

### **Ηφαιστειακή δραστηριότητα στις Μεσοωκεάνειες ράχες**

Λεπτομερείς έρευνες που εκτελέστηκαν στις δεκαετίες του 1970 και 1980 σε επιλεγμένες θέσεις, στην Ανατολικό-Ειρηνική (East Pacific Rise), στη Calapagos και στην Μεσο-Ατλαντική (Mid-Atlantic Ridge) ράχη τόσο με θαλάσσιες γεωφυσικές μεθόδους όσο και με καταδύσεις επανδρωμένων και τηλεκατευθυνόμενων (ROV) υποβρύχιων οχημάτων, συνέθεσαν μία καλή εικόνα των ηφαιστειακών διεργασιών που λαμβάνουν χώρα στο περιβάλλον της ρηξιγενούς κοιλάδας.

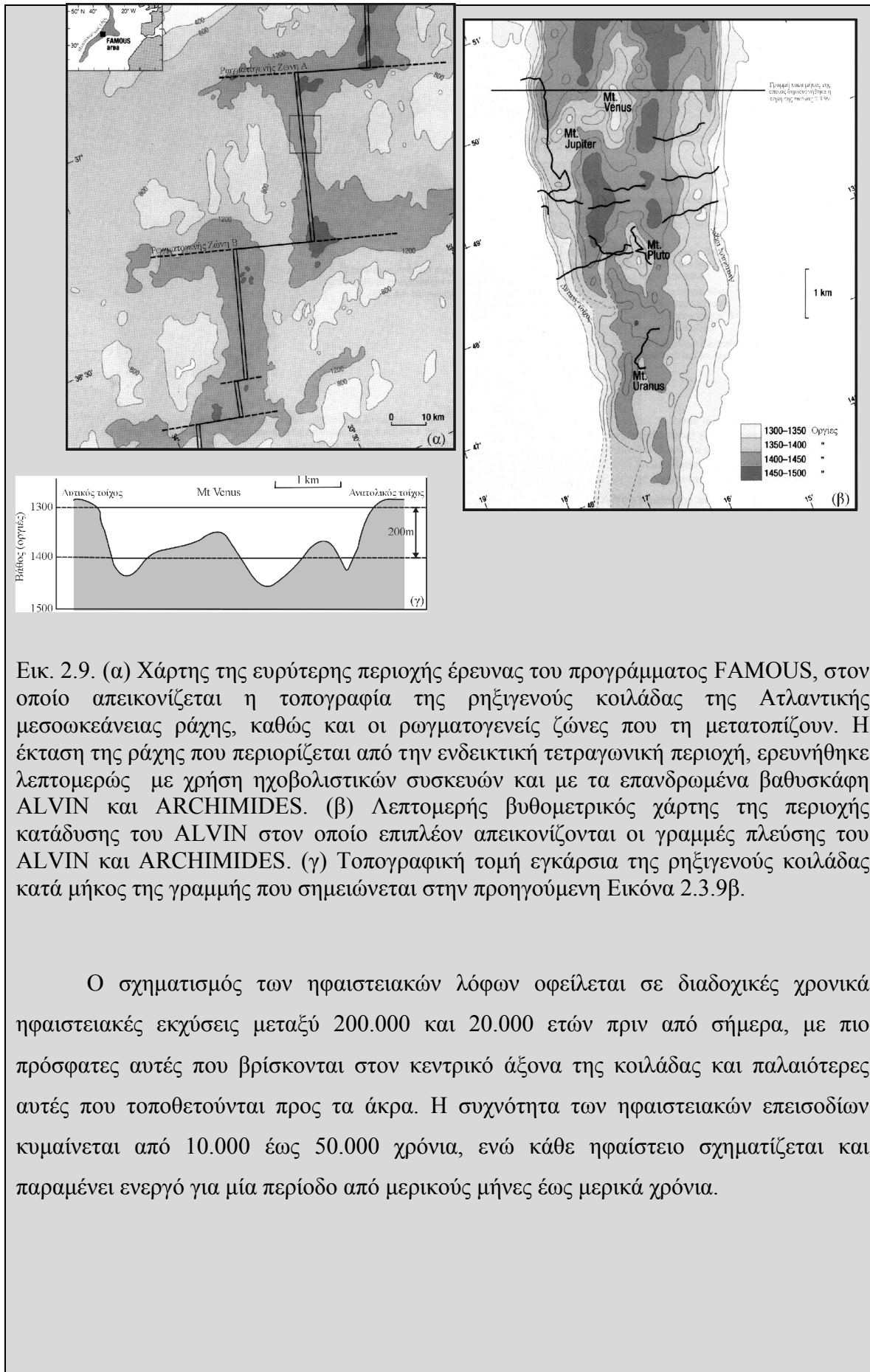
#### *Μεσο-Ατλαντική ωκεάνεια ράχη*

Η πρώτη περιοχή που μελετήθηκε, λεπτομερώς, ήταν αυτή της ρηξιγενούς κοιλάδας στη Μεσο-Ατλαντική ωκεάνεια ράχη, 640 km Ν.Δ-ικά των Αζορών νήσων, όπου εξερευνήθηκε συνολικά μία περιοχή 110x130 km. (Εικ. 2.9). Η έρευνα αυτή ήταν αποτέλεσμα Γαλλο-Αμερικανικής συνεργασίας και είχε το κωδικό όνομα FAMOUS (French-American Mid-Ocean Underwater Study). Η συγκεκριμένη περιοχή ερευνήθηκε αρχικά με ηχοβολιστές και ηχοβολιστές πλευρικής σάρωσης και τομογράφους για την πλήρη αποτύπωση της τοπογραφίας, μορφολογίας και γεωλογίας της περιοχής (Εικ. 2.9), ενώ έγιναν καταδύσεις κατά μήκος επιλεγμένων διαδρομών πλευσης με τρία βαθυσκάφη το Alvin (Η.Π.Α.) και τα Archimedes και Cyana (Γαλλία) (Εικ. 2.9).

#### *Μορφολογία*

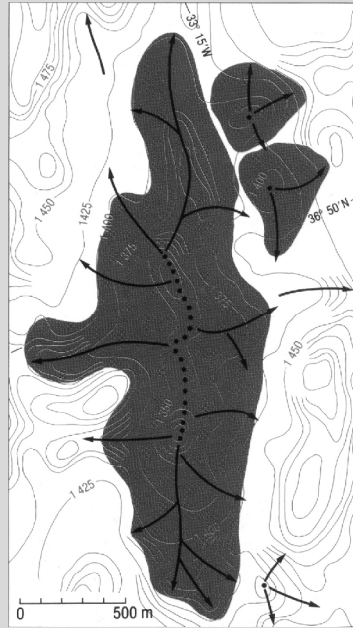
Η έρευνα έδειξε ότι ο πυθμένας της ρηξιγενούς κοιλάδας έχει έντονα ανώμαλο ανάγλυφο που συγκροτείται από επιμήκεις λόφους, (όπως Πλούτος, Ουρανός, Αφροδίτη και Δίας), οι οποίοι έχουν μήκος 1-2 km, ύψος 200m και εύρος 500 έως 1000m. Αυτοί οι λόφοι είναι στην πραγματικότητα μικρού μεγέθους ηφαίστεια, στις ράχες των οποίων έχουν αναπτυχθεί φρεάτια (vents), ενώ πλευρικά έχουν εντοπισθεί ροές λάβας (Εικ. 2.9 και 2.10).

Ο πυθμένας της κοιλάδας είναι κατατμημένος από κύρια ρήγματα (Εικ. 2.11) ενώ επιπλέον διαπιστώθηκαν πολλές, παράλληλες διαρρήξεις προς τον κεντρικό άξονα. Οι διαρρήξεις έχουν μήκος μερικών εκατοντάδων μέτρων, εύρος 3 έως 4m και βάθος 10m (Εικ. 2.12), και τοπικά παρουσιάζουν μεγάλη πυκνότητα ( $400/6 \text{ km}^2$ ) (Εικ. 2.11).

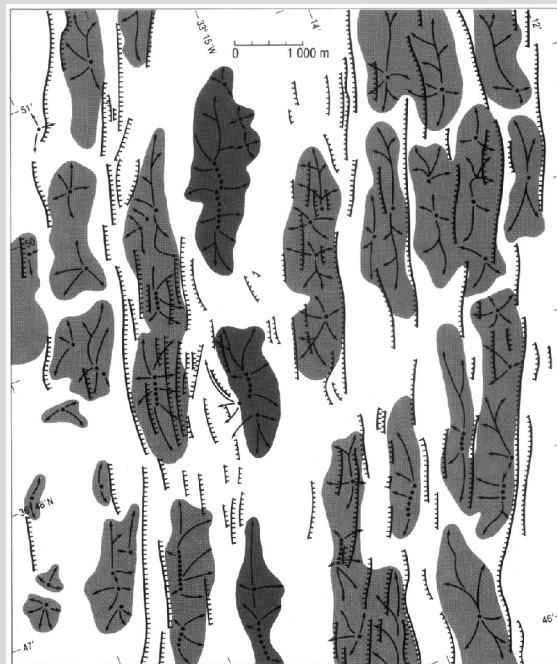


Εικ. 2.9. (α) Χάρτης της ευρύτερης περιοχής έρευνας του προγράμματος FAMOUS, στον οποίο απεικονίζεται η τοπογραφία της ρηξιγενούς κοιλάδας της Ατλαντικής μεσοωκεάνειας ράχης, καθώς και οι ρωγματογενείς ζώνες που τη μετατοπίζουν. Η έκταση της ράχης που περιορίζεται από την ενδεικτική τετραγωνική περιοχή, ερευνήθηκε λεπτομερώς με χρήση ηχοβολιστικών συσκευών και με τα επανδρωμένα βαθυσκάφη ALVIN και ARCHIMIDES. (β) Λεπτομερής βυθομετρικός χάρτης της περιοχής κατάδυσης του ALVIN στον οποίο επιπλέον απεικονίζονται οι γραμμές πλεύσης του ALVIN και ARCHIMIDES. (γ) Τοπογραφική τομή εγκάρσια της ρηξιγενούς κοιλάδας κατά μήκος της γραμμής που σημειώνεται στην προηγούμενη Εικόνα 2.3.9β.

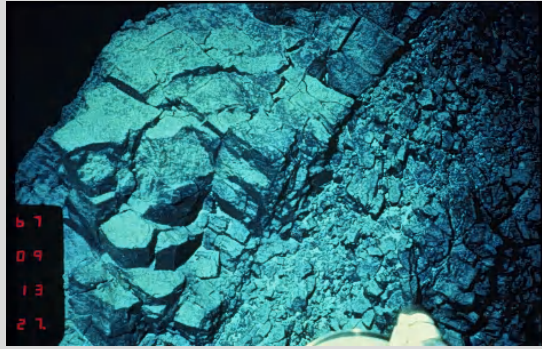
Ο σχηματισμός των ηφαιστειακών λόφων οφείλεται σε διαδοχικές χρονικά ηφαιστειακές εκχύσεις μεταξύ 200.000 και 20.000 ετών πριν από σήμερα, με πιο πρόσφατες αυτές που βρίσκονται στον κεντρικό άξονα της κοιλάδας και παλαιότερες αυτές που τοποθετούνται προς τα άκρα. Η συχνότητα των ηφαιστειακών επεισοδίων κυμαίνεται από 10.000 έως 50.000 χρόνια, ενώ κάθε ηφαίστειο σχηματίζεται και παραμένει ενεργό για μία περίοδο από μερικούς μήνες έως μερικά χρόνια.



Εικ. 2.10. Λεπτομερής χάρτης ενός από τους επιμήκεις ηφαιστειακούς λόφους (Venus) που παρατηρήθηκαν εντός της ρηξιγενούς κοιλάδας. (Οι τελείες αναπαριστούν ηφαιστειακά φρεάτια ανόδου υδροθερμικών διαλυμάτων, ενώ τα βέλη δείχνουν οδούς ροής της λάβας. Τα βάθη είναι σε οργιές (1 οργιά ~1.8 μέτρα).



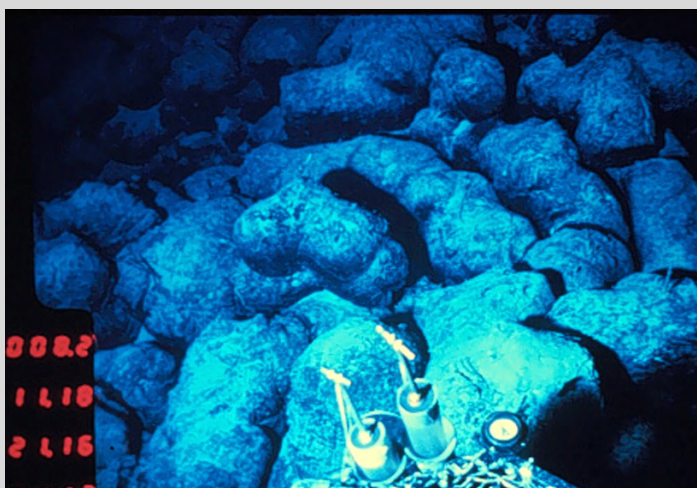
Εικ. 2.11. Χάρτης της ρηξιγενούς κοιλάδας όπου παρουσιάζονται τα ρήγματα και οι επιμήκεις ηφαιστειακοί λόφοι (Όπως και στην προηγούμενη εικόνα, οι τελείες αναπαριστούν ηφαιστειακά φρεάτια ανόδου υδροθερμικών διαλυμάτων, ενώ τα βέλη δείχνουν οδούς ροής της λάβας).



Εικ. 2.12. Φωτογραφία που ελήφθη από το βαθυσκάφος ALVIN και απεικονίζει μια από τις χιλιάδες διαρρήξεις που εντοπίστηκαν στον πυθμένα της ρηξιγενούς κοιλάδας.

### *Ηφαιστειακές αποθέσεις*

Οι ηφαιστειακές αποθέσεις που δημιουργούνται από την έκχυση βασαλτικού υλικού στον πυθμένα των θαλασσών, παρουσιάζουν εντελώς ιδιαίτερη μορφολογία. Οι αποθέσεις οικοδομούνται από μεγάλο αριθμό και μικρού μεγέθους, επιτιθέμενων τεμαχών που έχουν σχήμα προσκεφαλιού και για το λόγο αυτό καλούνται προσκεφαλοειδείς λάβες (pillow lavas) (Εικ. 2.13). Η εκχυομένη στην επιφάνεια του πυθμένα μεγάλης πλαστικότητας λάβα, αφενός βρίσκεται κάτω από πιέσεις της τάξεως των 200 έως 400 atm (υπενθυμίζεται ότι 10m νερού αντιστοιχούν περίπου σε 1Atm) και αφετέρου έρχεται σε επαφή με ψυχρό θαλασσινό νερό, το οποίο είναι γνωστό ότι έχει μεγάλη θερμική αγωγιμότητα και ειδική θερμότητα. Κάτω από αυτές τις συνθήκες, η έκχυση της λάβας συντελείται ήρεμα χωρίς να προκαλούνται εκρήξεις, όπως συμβαίνει συνήθως στη χέρσο. Αυτό είναι αποτέλεσμα της μη διαφυγής των ταχέως εξαερούμενων αερίων (volatiles) που βρίσκονται διαλυμένα στο μάγμα.



Εικ. 2.13. Προσκεφαλοειδείς λάβες (pillow lavas) που δημιουργούνται από την έκχυση μαγματικού υλικού στην επιφάνεια του πυθμένα.

Η εκχυόμενη στον πυθμένα λάβα, μόλις έλθει σε επαφή με το νερό ψύχεται εξωτερικά με γρήγορους ρυθμούς και σχηματίζεται έτσι ένα εξωτερικό υμένιο, σε αντίθεση με το εσωτερικό της το οποίο ψύχεται με αξιοσημείωτα πιο αργούς ρυθμούς. Η συνεχής τροφοδοσία νέας εκχυόμενης λάβας στο εσωτερικό του υμενίου, εξασκεί εσωτερικά πιέσεις με αποτέλεσμα τη δημιουργία επιμήκων τεμαχών προσκεφαλοειδούς σχήματος, τα οποία αποκόπτονται από την πηγή τροφοδοσίας όταν υπερβούν ένα ορισμένο μέγεθος. Τα προσκεφαλοειδή αυτά τεμάχια έχουν συνήθως μήκος που κυμαίνεται από 1 έως 10m και διάμετρο από 0.5 έως 2m.

Στην Ισλανδία η οποία διασχίζεται από τη Μεσο-Ατλαντική Οροσειρά, η έκχυση βασαλτικής λάβας λαμβάνει χώρα στην επιφάνεια του εδάφους και συνοδεύεται από βίαιες εκρήξεις, σε αντίθεση με όλα τα προαναφερθέντα, καθώς η πίεση είναι μόλις 1atm, με αποτέλεσμα τα διαλυμένα στη λάβα ταχέως εξαερούμενα αέρια να απελευθερώνονται βίαια. Η τελευταία μεγάλη ηφαιστειακή δραστηριότητα που έλαβε χώρα στην Ισλανδία το 1783, προκάλεσε διαρρήξεις μήκους 24 km, από τις οποίες το βασαλτικό υλικό άρχισε να εκχύνεται και κάλυψε 585 km<sup>2</sup> χέρσου σε χρονικό διάστημα ενός έτους.

#### *Υδροθερμικά φρεάτια*

Μια από τις περισσότερο ενδιαφέρουσες και εντυπωσιακές ανακαλύψεις που έγιναν από τη στιγμή που ο άνθρωπος άρχισε τη συστηματική μελέτη του ωκεάνειου πυθμένα, είναι δίχως άλλο ο εντοπισμός των “Υδροθερμικών Φρεατίων” (Hydrothermal vents) (Εικ. 2.14). Η πρώτη παρατήρηση τέτοιων φρεατίων έγινε στη Galapagos Μεσοωκεάνειο ράχη και στην Ανατολικο-Ειρηνική ράχη, στα τέλη της δεκαετίας του '70. Έκτοτε βέβαια, έχουν εντοπισθεί σε πολλά τμήματα των μεσοωκεάνειων οροσειρών αλλά και γενικότερα στον πυθμένα όλων των ωκεανών, καθώς πύκνωσαν οι επιστημονικές αποστολές βαθυσκαφών στα αβυσσικά βάθη.

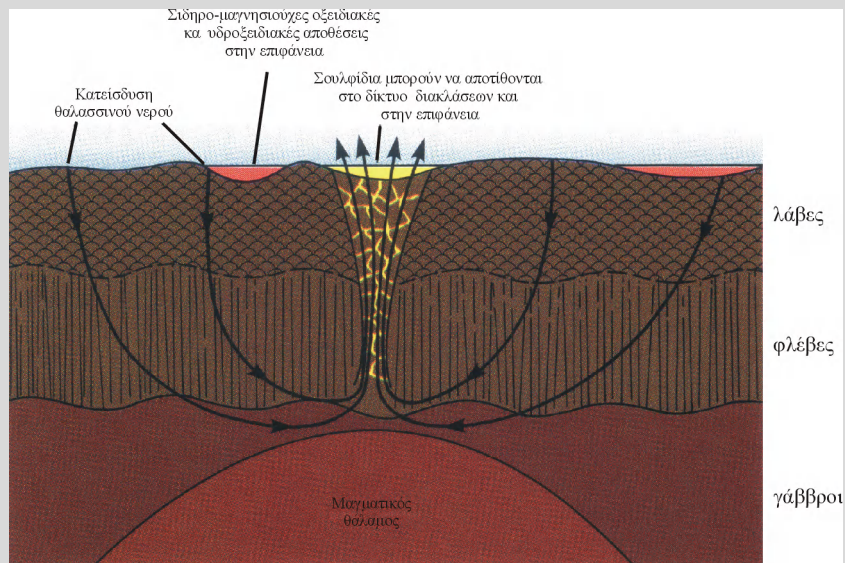


Εικ. 2.14. Υδροθερμικό φρεάτιο στην Ανατολικο – Ειρηνική μεσοωκεάνεια ράχη από το οποίο ανέρχεται θερμό διαυγές νερό (350 έως 400 °C) πλούσιο σε μεταλλικά ιόντα.

Τα υδροθερμικά φρεάτια αναβλύζουν θερμό νερό (υδροθερμικά διαλύματα), πλούσιο σε διαλυμένα μέταλλα, με ταχύτητα από 1 έως 5m/sec και με μια μέση παροχή 0.03 έως 0.10m<sup>3</sup>/sec. Τα φρεάτια επομένως τροφοδοτούν το ωκεάνειο περιβάλλον, με σημαντικές ποσότητες μετάλλων και άλλων χημικών ενώσεων, οι οποίες είναι συγκρίσιμες με αυτές που συνεισφέρουν οι ποταμοί.

Ο σχηματισμός των υδροθερμικών διαλυμάτων είναι αποτέλεσμα της καθόδου του θαλασσινού νερού διαμέσου ενός πολύπλοκου συστήματος ρηγμάτων και διαρρήξεων, προς τα βαθύτερα στρώματα του ωκεάνειου φλοιού και της μετέπειτα επανόδου του, στην επιφάνεια του πυθμένα. Το ιδιότυπο αυτό φυσικό σύστημα “σωληνώσεων” μέσα στο οποίο κυκλοφορεί το θαλασσινό νερό, έχει αναπτυχθεί στα ανώτερα 6 km του ωκεάνειου φλοιού στην ευρύτερη περιοχή των Μεσοωκεάνειων ράχων, ως αποτέλεσμα των ρηγμάτων και των διαρρήξεων που δημιουργούνται λόγω της απομάκρυνσης των τεκτονικών πλακών (Εικ. 2.15).

Το ψυχρό (2-4 °C) θαλασσινό νερό που βρίσκεται πάνω από τον πυθμένα, κατεισδύει διά μέσου των ρηγμάτων/ρωγματώσεων και διαρρήξεων μέχρι ένα βάθος 2 έως 3 km. Η καθοδική κίνηση του νερού αναπτύσσεται κυρίως στα πρηνή της Μεσοωκεάνειας ράχης.



Εικ. 2.15. Σχηματική αναπαράσταση τομής εγκάρσια στη μεσοωκεάνεια ράχη, η οποία απεικονίζει διαγραμματικά την επαγωγική ροή του θαλασσινού νερού, μέσα στον ωκεάνειο στερεό φλοιό, στην ευρύτερη περιοχή της ρηξιγενούς κοιλάδας. Το θαλασσινό νερό διεισδύει στα ηφαιστειακά πετρώματα και κατέρχεται πλευρικά της ρηξιγενούς κοιλάδας ενώ στη συνέχεια ανέρχεται διαμέσου του κεντρικού άξονα της.

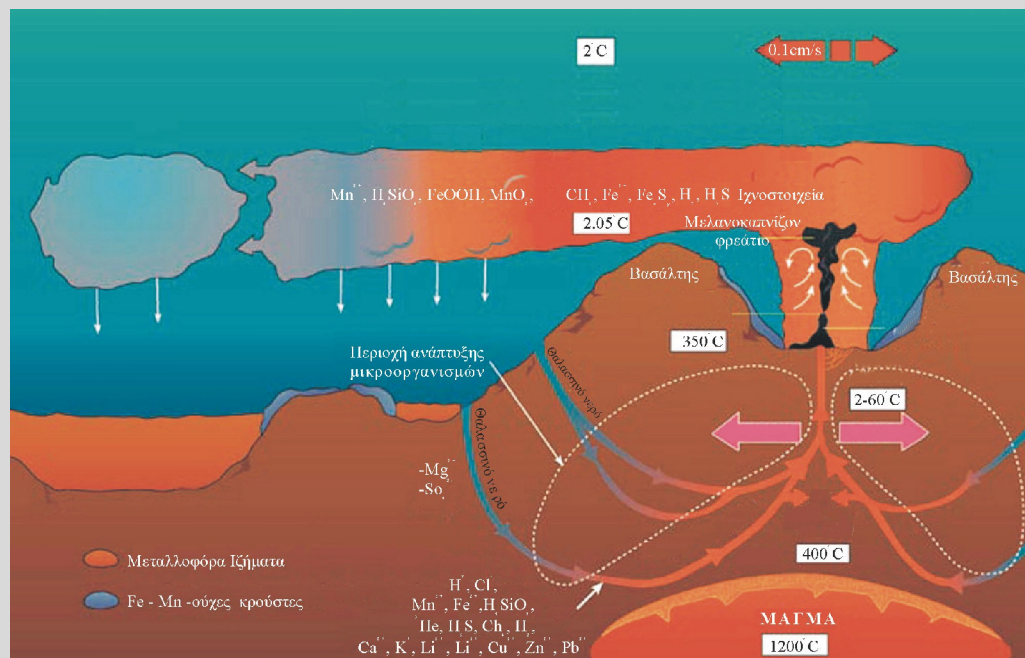
Το κατεισδύον νερό προοδευτικά θερμαίνεται και αποκτά υψηλή θερμοκρασία που πλησιάζει τους 400°C. Σε αυτή τη θερμοκρασία, η πυκνότητα του θαλασσινού νερού



είναι περίπου τα 2/3 της πυκνότητας του αρχικώς ψυχρού θαλασσινού νερού και επομένως αρχίζει να ανέρχεται προς την επιφάνεια. Η άνοδος των υδροθερμικών διαλυμάτων συντελείται διαμέσου των διαρρήξεων που οδηγούν στην κεντρική ζώνη της ρηξιγενούς κοιλάδας. Αναπτύσσεται με αυτό τον τρόπο, μία κυκλική επαγωγική κυκλοφορία του θαλασσινού νερού η οποία μπορεί να αποδοθεί σχηματικά ως **”πρηνή Μεσοωκεάνειας ράχης - σύστημα “σωληνώσεων” - άξονας ρηξιγενούς κοιλάδας”** (Εικ. 2.15). Η κυκλοφορία αυτή είναι σημαντική καθώς έχει υπολογισθεί ότι όλος ο όγκος του νερού που περιέχεται στους ωκεανούς, δηλαδή περίπου  $1.4 \times 10^9 \text{ km}^3$ , συμμετέχει σε αυτό τον κύκλο, τον οποίο εκτελεί σε 5 έως 10 εκατομμύρια χρόνια, ενώ σε ετήσια βάση, το θαλασσινό νερό που παίρνει μέρος στην κυκλοφορία αυτή, είναι ίσο με το νερό που εκβάλλει ο Αμαζόνιος ποταμός.

Κατά την διάρκεια της επαγωγικής υδροθερμικής κυκλοφορίας, το θαλασσινό νερό αντιδρά και ανταλλάσσει ιόντα με τα βασάλτικα πετρώματα με τα οποία έρχεται σε επαφή. Συνεπώς μπορεί να υποστηριχθεί ότι ο στερεός φλοιός συνεισφέρει στη χημική σύνθεση του θαλασσινού νερού, μαζί βέβαια με τα ποτάμια που μεταφέρουν τα προϊόντα της αποσάθρωσης των πετρωμάτων της χέρσου.

Σε γενικές γραμμές οι χημικές αντιδράσεις που λαμβάνουν χώρα περιγράφονται ως εξής (Εικ. 2.16).



Εικ. 2.16. Σχηματική αναπαράσταση της υδροθερμικής κυκλοφορίας και των χημικών αντιδράσεων που λαμβάνουν χώρα.

Στα αρχικά στάδια της κατείδυσης, μέρος των ιόντων ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ) που εμπεριέχονται στο θαλασσινό νερό καθιζάνουν ως θειικό ασβέστιο ( $\text{CaSO}_4$ ). Καθώς η κατείδυση εξελίσσεται και φθάνει σε μεγάλα βάθη, τα ιόντα  $\text{Mg}^{2+}$  αποβάλλονται από το θαλασσινό νερό και αντιδρούν με τα ιόντα  $\text{OH}^-$  και  $\text{Si}^{4+}$ , με αποτέλεσμα το σχηματισμό  $\text{Mg}(\text{OH})\text{SiO}_3$  το οποίο είναι αδιάλυτο στο νερό και συνεπώς καθιζάνει. Η αντίδραση αυτή συνοδεύεται από την απελευθέρωση  $\text{H}^+$  το οποίο προσδίδει οξύτητα στο θαλασσινό νερό. Η ρίζα  $\text{SO}_4^{2-}$  του θαλασσινού νερού ανάγεται σε  $\text{S}$  αντιδρώντας με ιόντα  $\text{Fe}$  και σχηματίζει  $\text{FeS}$ . Το όξινο διάλυμα όπως είναι πλέον σε υψηλές θερμοκρασίες είναι σε θέση να αποπλένει τα βασαλτικά πετρώματα από τα οποία αποσπά μέταλλα  $\text{Cu}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$  και  $\text{Zn}^{2+}$  καθώς επίσης  $\text{K}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{Ba}$  και  $\text{Si}$ . Ταυτόχρονα πλέον μεταφέρει “εν διαλύσει”  $\text{CO}_2$ . Το θερμό και πλούσιο σε μέταλλα νερό (υδροθερμικό διάλυμα) κατά την άνοδο του προς την επιφάνεια, είτε έρχεται σε επαφή με κατερχόμενο ψυχρό νερό και αναμιγνύεται σε διάφορες αναλογίες, είτε δεν υφίσταται καμία ανάμιξη. Στην **πρώτη περίπτωση** το ανερχόμενο υδροθερμικό διάλυμα αποβάλλει τα περισσότερα μέταλλα ( $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Cu}^{2+}$ ) με μορφή σουλφιδίων, τα οποία καθιζάνουν στα τοιχώματα των διαρρήξεων και το διάλυμα που τελικά φθάνει στην επιφάνεια του πυθμένα είναι εμπλουτισμένο σε διαλυμένο  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{BaSO}_4$  και  $\text{Mn}^{2+}$ . Στη **δεύτερη περίπτωση** το ανερχόμενο υδροθερμικό διάλυμα μεταφέρει όλα τα μεταλλικά σουλφίδια στην επιφάνεια του πυθμένα.

Τα φρεάτια που έχουν παρατηρηθεί μέχρι σήμερα στις μεσο-ωκεάνειες ράχες διακρίνονται σε τρεις τύπους ανάλογα με τη θερμοκρασία του νερού που αναβλύζουν και τα διαλυμένα μέταλλα που μεταφέρουν.

(α) **Μελανοκαπνίζοντα φρεάτια** (black smokers). Τα φρεάτια αναβλύζουν θερμό διαυγές νερό, του οποίου η θερμοκρασία κυμαίνεται από 350 έως 400°C και είναι πλούσιο σε μεταλλικά ιόντα,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Zn}$  και  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CO}_2$  και  $\text{SiO}_2$ . Το θερμό αυτό διαυγές διάλυμα μόλις έλθει σε επαφή με το αλκαλικό και καλά οξυγονωμένο θαλασσινό νερό αρχίζει να αποβάλλει τα διαλυμένα μέταλλα υπό μορφή σουλφιδίων και οξειδίων, τα οποία αρχίζουν πλέον να καθιζάνουν ως μαύρη λεπτόκοκκη σκόνη. Τα αποβαλλόμενα μεταλλικά σουλφίδια και οξείδια μόλις εξέλθουν από το στόμιο των φρεατίων οικοδομούν προοδευτικά γύρω από αυτό, ένα είδος υδαταγωγού (καμινάδας), του οποίου το ύψος κυμαίνεται από 5 έως 20m και η διάμετρος από 2 έως 10cm. Το υδροθερμικό διάλυμα αναβλύζει τελικά διαμέσου αυτών των υδαταγωγών, ενώ τα αποβαλλόμενα μεταλλικά σουλφίδια και οξείδια δίνουν την εντύπωση μαύρου καπνού και για το λόγο αυτό καλούνται “Μελανοκαπνίζοντα φρεάτια”.

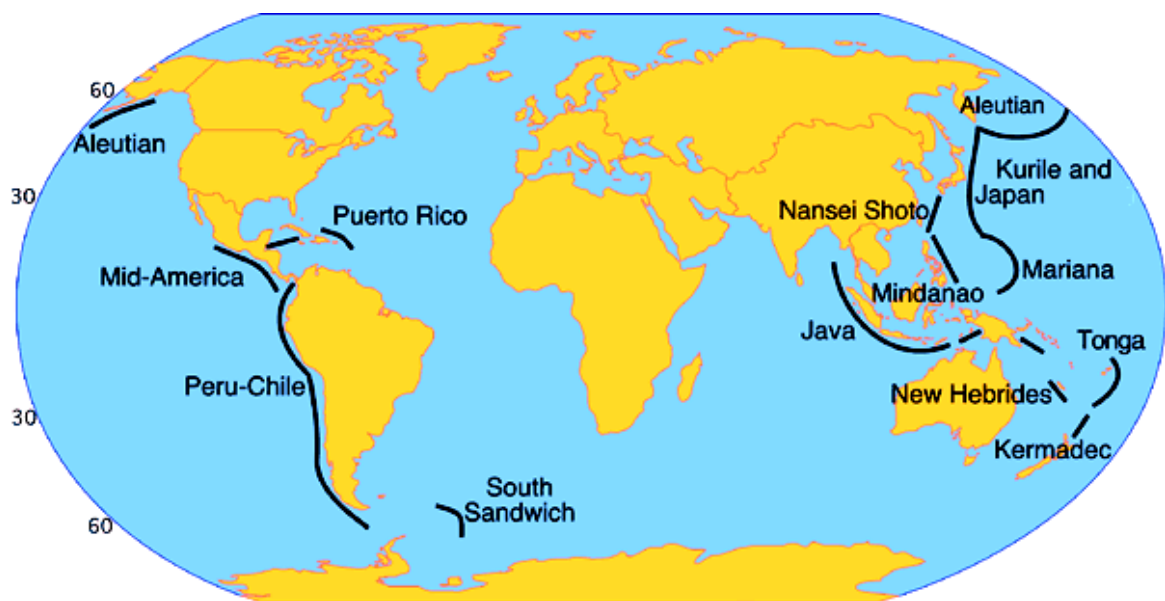
(β) **Λευκοκαπνίζοντα φρεάτια** (white smokers). Τα φρεάτια αυτά αναβλύζουν διαυγές θερμό νερό, του οποίου η θερμοκρασία κυμαίνεται από 30 έως 330°C. Το αναβλύζον διάλυμα όταν φθάσει στην επιφάνεια του πυθμένα είναι πλούσιο σε διαλυμένο SiO<sub>2</sub> και BaSO<sub>4</sub>, καθώς κατά την άνοδό του έχει αποβάλλει και αποθέσει το μεγαλύτερο ποσό των μεταλλικών ιόντων (Fe, Cu, Zn) υπό μορφή σουλφιδίων και οξειδίων. Η απόθεση των μεταλλικών σουλφιδίων λαμβάνει χώρα στα τοιχώματα των διαρρήξεων διαμέσου των οποίων το διάλυμα ανέρχεται, και είναι αποτέλεσμα, όπως έχει ήδη αναφερθεί, της ανάμιξης του ανερχόμενου υδροθερμικού διαλύματος με κατερχόμενο ψυχρό νερό. Όταν το αναβλύζον θερμό νερό έλθει πλέον σε επαφή με το ψυχρό θαλασσίνο νερό στην επιφάνεια του πυθμένα, τότε τα SiO<sub>2</sub> και BaSO<sub>4</sub> αποβάλλονται και αρχίζουν να καθιζάνουν υπό μορφή λευκής σκόνης.

(γ) **Φρεάτια "ζεστού νερού"** (diffuse flow) που αναβλύζουν διάλυμα, του οποίου η θερμοκρασία κυμαίνεται από 8 έως 10°C. Η χαμηλή θερμοκρασία του αναβλύζοντος διαλύματος είναι αποτέλεσμα της μεγάλης ανάμιξης που αυτό έχει υποστεί με ψυχρό κατερχόμενο νερό, κατά την ανοδική του μετανάστευση. Επιπλέον, αυτή η μεγάλη ανάμιξη είναι υπεύθυνη, όπως έχει ήδη αναφερθεί, για την απόθεση του μεγαλύτερου μέρους των μεταλλικών ιόντων του διαλύματος, στα τοιχώματα των διαρρήξεων.

Η μεγαλύτερη έκπληξη που δοκίμασαν οι ερευνητές των βαθυσκαφών ALVIN, ARCHIMEDES και CYANA, παρατηρώντας τα υδροθερμικά φρεάτια, ήταν η μεγάλη ποικιλία οργανισμών που διαβιούν σε αυτά τα περιβάλλοντα όπου επικρατούν υψηλές συγκεντρώσεις μετάλλων, υψηλές πιέσεις και θερμοκρασίες και σκοτάδι. Οργανισμοί, όπως πωγωνοφόρα (tube worms), δίθυρα, γαρίδες και καβούρια διαβιούν σε μεγάλη αφθονία γύρω από τα υδροθερμικά φρεάτια και φαίνεται να υποστηρίζονται διατροφικά από βακτήρια και μικροβιακούς οργανισμούς. Μια μεγάλη ποικιλία βακτηριδίων είναι δυνατόν να αναπτυχθεί κάτω από τον ωκεάνειο πυθμένα με την υδροθερμική δραστηριότητα, καθώς οι οργανισμοί αυτοί αναπτύσσονται σε θερμοκρασίες 100 °C. Το αναβλύζον θερμό νερό περιέχει αυτά τα βακτήρια τα οποία και μεταφέρονται στην επιφάνεια του ωκεάνειου πυθμένα όπου και αποτελούν τη βάση της διατροφικής αλυσίδας.

### 2.3 ΩΚΕΑΝΕΙΟΙ ΤΑΦΡΟΙ

Οι ωκεάνειοι τάφροι (oceanic trench) είναι επιμήκη, στενά βυθίσματα στον πυθμένα των ωκεανών τα οποία παρουσιάζουν ιδιαίτερη ανάπτυξη στον Ειρηνικό Ωκεανό (Εικ. 2.17). Οι ωκεάνειοι τάφροι σχηματίζονται κατά μήκος ζωνών όπου δύο τεκτονικές πλάκες συγκλίνουν με αποτέλεσμα η μία βυθίζεται κάτω από την άλλη (Εικ. 2.4).



Εικ. 2.17. Παγκόσμια γεωγραφική κατανομή των ωκεάνειων τάφρων.

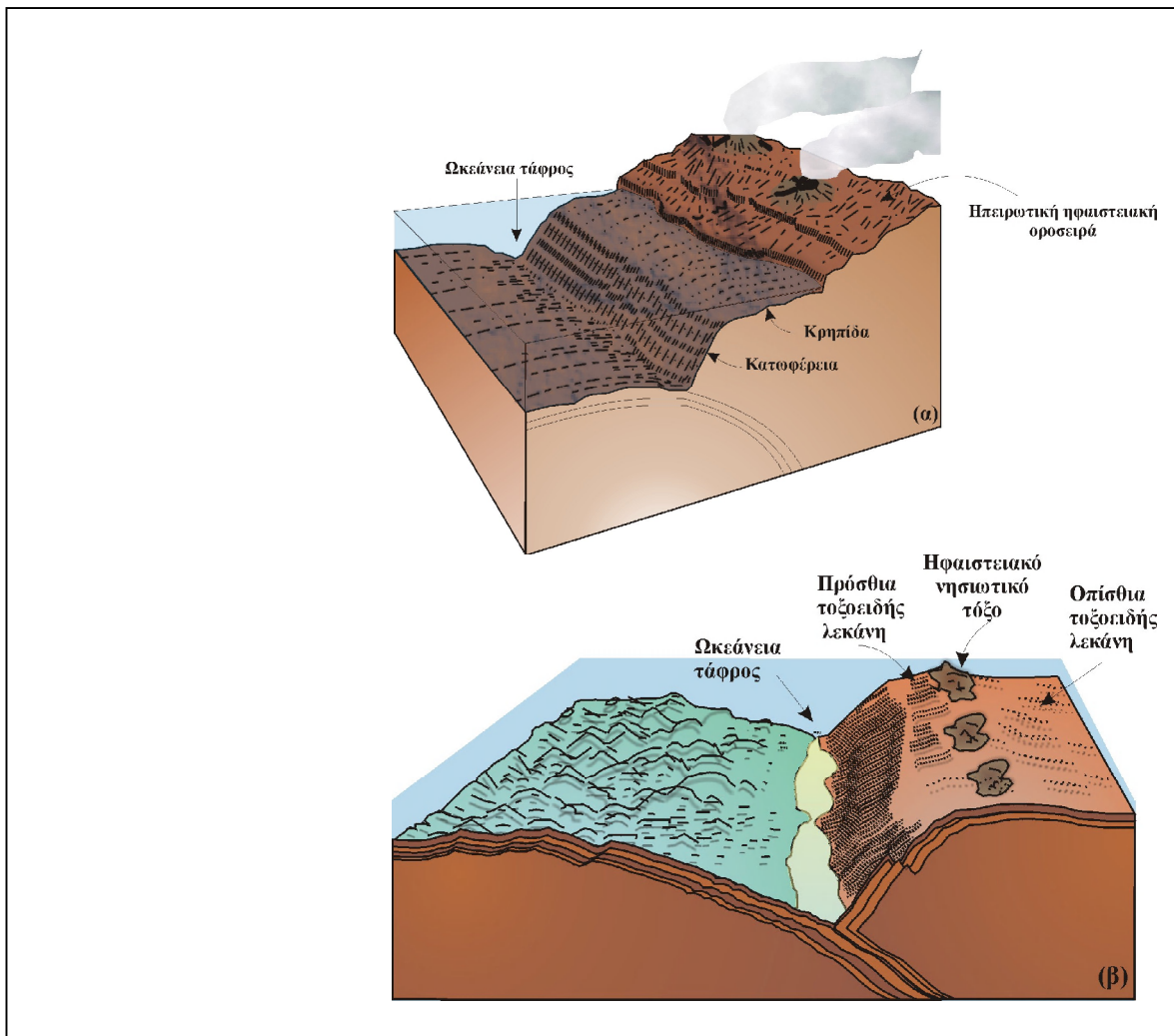
Εκτός, του Ειρηνικού ωκεανού, τάφροι υπάρχουν στην Καραϊβική θάλασσα στον Ατλαντικό ωκεανό και στη Μεσόγειο θάλασσα.

Οι ωκεάνειοι τάφροι βρίσκονται:

- (i) κατά μήκος των ηπειρωτικών ακτών οι οποίες χαρακτηρίζονται από υψηλές οροσειρές με ηφαίστεια (Εικ. 2.18α), όπως οι δυτικές ακτές της Ν. Αμερικής, όπου η οροσειρά των Άνδεων συνοδεύεται από την τάφρο Περού-Χιλής, και
- (ii) κατά μήκος νησιωτικών ηφαιστειακών τόξων (volcanic island-arc) όπως οι τάφροι των Αλεουτιών νήσων (Aleutian islands), και των νήσων Kermadec-Tonga (Εικ. 2.18β).

Στην πρώτη περίπτωση έχουμε τη διαμόρφωση του περιθωρίου Ειρηνικού τύπου ενώ στη δεύτερη περίπτωση έχουμε τη διαμόρφωση μιας νέας γεωμορφολογικής ενότητας που διακρίνεται επιμέρους στις εξής μορφολογικές υποενότητες (Εικ. 2.18β):

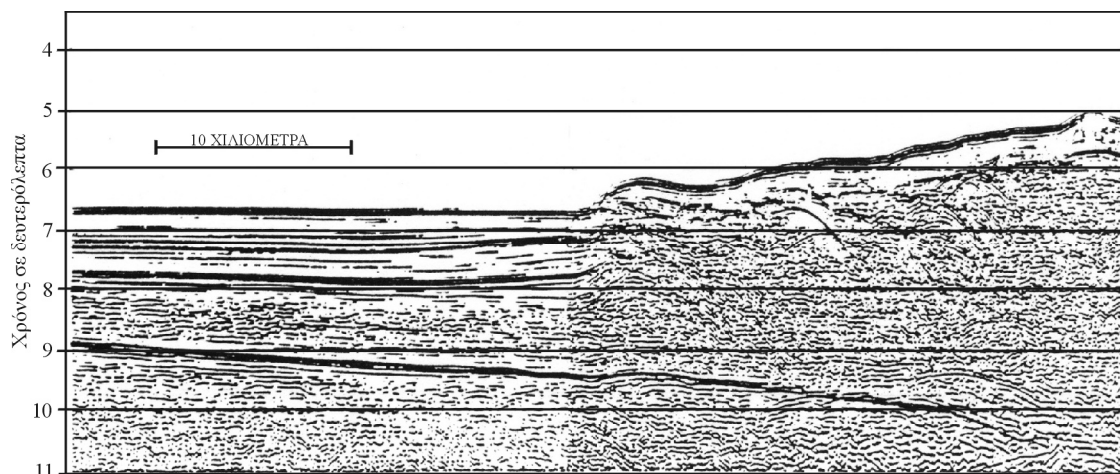
(α) ωκεάνεια τάφος, (β) εξωτερική τοξοειδή ράχη (outer arc ridge), (γ) πρόσθια τοξοειδής λεκάνη (fore arc basin), (δ) ηφαιστειακό τοξοειδές νησιωτικό σύμπλεγμα, και (ε) οπίσθια τοξοειδής λεκάνη (back-arc-basin).



Εικ. 2.18. Τρισδιάστατη σχηματική αναπαράσταση του αναγλύφου του πυθμένα των ωκεανών και των ηπείρων, όπως διαμορφώνεται από τη σύγκλιση και κατάδυση μίας τεκτονικής πλάκας κάτω από μία άλλη. (α) Ηπειρωτική ηφαιστειακή οροσειρά, και (β) νησιωτικό ηφαιστειακό τόξο.

Το μήκος των ωκεάνειων τάφρων κυμαίνεται από 700 έως 6000 km ενώ το βάθος τους κυμαίνεται από 5.5 έως 11 km από την επιφάνεια της θάλασσας. Το εύρος τους είναι μικρό και πάντοτε μικρότερο από 100 km, ενώ σε κάθε τομή κάθετη στον άξονά τους, οι ωκεάνειοι τάφροι έχουν ασύμμετρο σχήμα (Εικ. 2.18α,β). Η πλευρά που βρίσκεται προς τη χέρσο παρουσιάζει τις μεγαλύτερες κλίσεις με μέση τιμή που κυμαίνεται από 4 έως 8° ενώ τοπικά διαπιστώθηκαν μέγιστες κλίσεις περίπου 16°. Ο πυθμένας των ωκεάνειων

τάφρων καλύπτεται από ιζήματα, των οποίων η στρώση είναι συχνά διαταραγμένη λόγω της σύγκρουσης των δύο τεκτονικών πλακών και των συμπιεστικών δυνάμεων που αναπτύσσονται κατά μήκος αυτής της ζώνης (Εικ. 2.19).



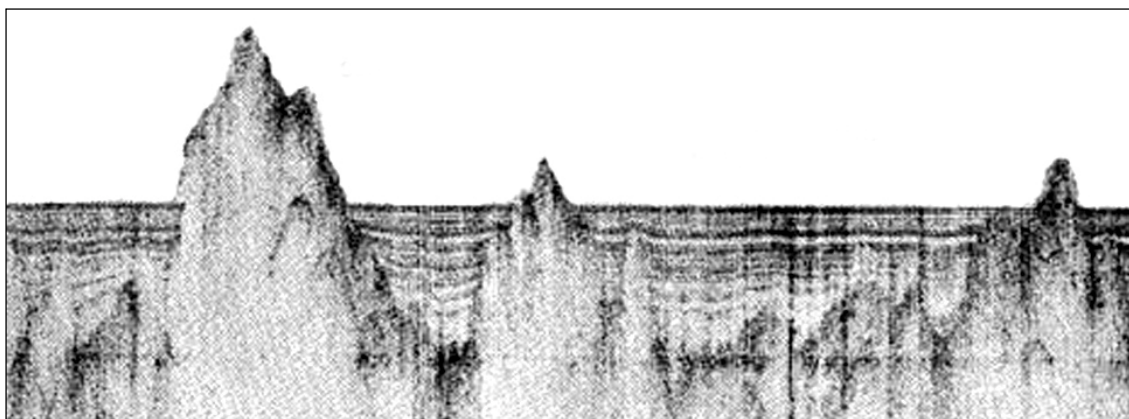
Εικ. 2.19. Τομογραφία (τομογράφου υποδομής πυθμένα) εγκάρσια στον άξονα μιας ωκεάνειας τάφρου στην οποία απεικονίζονται τα αδιατάρακτα ιζήματα του πυθμένα, (-όπως συμπεραίνεται από τις παράλληλες ηχητικές ανακλάσεις που αυτά παρουσιάζουν-), να πτυχώνονται σταδιακά καθώς η μια τεκτονική πλάκα (στο αριστερό τμήμα της τομογραφίας) συγκλίνει και καταδύεται κάτω από την άλλη (στο δεξιό τμήμα).

## 2.4 ΑΒΥΣΣΙΚΕΣ ΠΕΔΙΑΔΕΣ

Οι αβυσσικές πεδιάδες βρίσκονται συνήθως σε βάθος μεταξύ 3000 και 6000m. Χαρακτηρίζονται από σχεδόν επίπεδο πυθμένα χωρίς ανάγλυφο με ασήμαντες κλίσεις (περίπου βυθομετρική μεταβολή 1m ανά km απόστασης). Οι αβυσσικές πεδιάδες έχουν έκταση που κυμαίνεται από  $10^4$  έως  $10^6$  km<sup>2</sup> και αναπτύσσονται κυρίως μεταξύ του ηπειρωτικού περιθωρίου και των πρηνών των μεσοωκεάνειων ράχων (Εικ. 2.1).

Θαλάσσιες γεωφυσικές έρευνες με τομογράφους υποδομής πυθμένα, έχουν δείξει ότι ο πυθμένας των αβυσσικών πεδιάδων διαμορφώνεται από ιζήματα πάχους έως 1 km, τα οποία καλύπτουν ένα ανώμαλο ανάγλυφο ηφαιστειακής προέλευσης (Εικ. 2.20). Το ηφαιστειακό αυτό ανάγλυφο, που αποτελεί το ανώτερο τμήμα του ωκεάνειου φλοιού, σχηματίστηκε αρχικά στις μεσοωκεάνειες οροσειρές, όπως ήδη έχει περιγραφεί, αλλά προοδευτικά με την πάροδο του γεωλογικού χρόνου, μετατοπίστηκε πλευρικά από την διείδυση νεότερου υλικού κατά μήκος του κεντρικού άξονα των οροσειρών.

Το σχεδόν επίπεδο ανάγλυφο των αβυσσικών πεδιάδων γίνεται ελαφρώς τραχύτερο, στα όρια μετάβασης των αβυσσικών πεδιάδων με το ηπειρωτικό ύψωμα του περιθωρίου και με τα πρηνή των μεσοωκεανείων ράχων. Στα όρια με το ηπειρωτικό ύψωμα, το ανάγλυφο διαμορφώνεται από γεωμορφές αντίστοιχες με αυτές που αναπτύσσονται στους πόδες των πρηνών των ηπειρωτικών οροσειρών όπως είναι τα αλλουβιακά ριπίδια (Εικ. 2.5).



Εικ. 2.20. Τομογραφία (τομογράφου υποδομής πυθμένα) εγκάρσια σε μια αβυσσική πεδιάδα, η οποία δείχνει τα αδιάτακτα ιζήματα (σχεδόν οριζόντιες και παράλληλες ηχητικές ανακλάσεις) να καλύπτουν το ανώμαλο ηφαιστειακό ανάγλυφο, το οποίο τοπικά προεξέχει του πυθμένα διαμορφώνοντας έτσι αβυσσικούς λόφους.

Ο σχηματισμός αυτών των υποθαλάσσιων ριπιδίων οφείλεται κυρίως στη δράση ποταμών των οποίων το φορτίο των ιζημάτων που μεταφέρουν, διατρέχει το ηπειρωτικό περιθώριο και αποτίθεται πέρα από αυτό. Στο σημείο αυτό πρέπει να γίνει η υπενθύμιση, ότι στο πρόσφατο γεωλογικό παρελθόν δηλαδή κατά την τελευταία παγετώδη περίοδο και συγκεκριμένα πριν 20000 χρόνια, η στάθμη της θάλασσας ήταν 140m χαμηλότερα από τη σημερινή και επομένως όλοι σχεδόν οι ποταμοί έκβαλαν στο σημερινό όριο υφαλοκρηπίδας-κατωφέρειας (υφαλόριο). Συνεπώς το μεταφερόμενο φορτίο ιζημάτων έφθανε ευκολότερα πέρα από το ηπειρωτικό ύψωμα και οικοδομούσε τις συγκεκριμένες γεωμορφές. Χαρακτηριστικά παραδείγματα της προαναφερθείσας διεργασίας είναι τα υποθαλάσσια δέλτα των ποταμών Γάγγη και Αμαζονίου (Εικ. 2.21).



Εικ. 2.21. Τρισδιάστατη σχηματική αναπαράσταση του κόλπου της Βεγγάλης (Ινδικός Ωκεανός) στην οποία φαίνεται το υποθαλάσσιο ριπίδιο που σχηματίζουν οι ποταμοί Γάγγης και Βραχμαπούτρα.

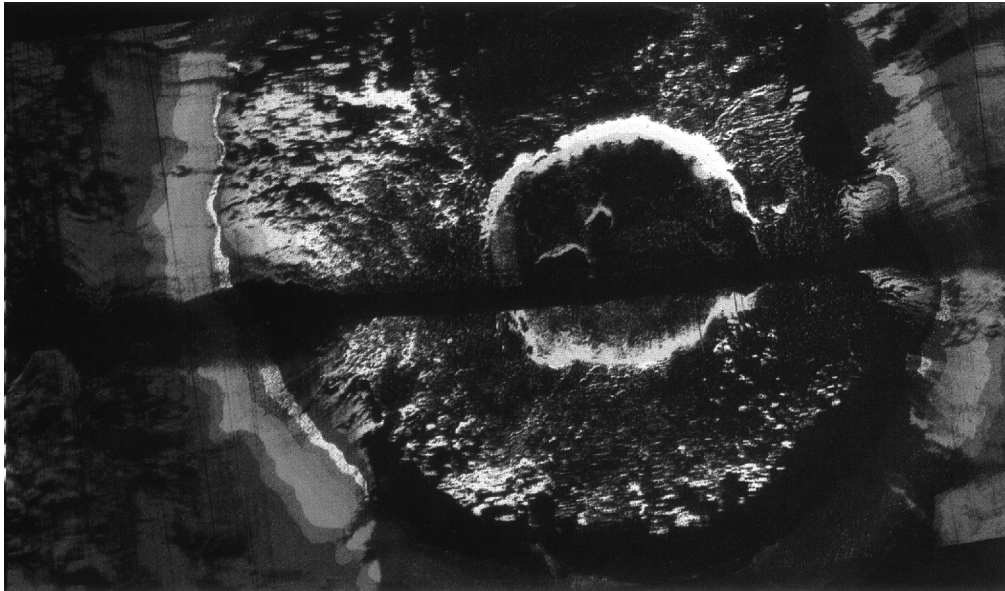
Οι αβυσσικές πεδιάδες είναι περισσότερες και καλύτερα αναπτυγμένες στον Ατλαντικό ωκεανό από ότι στον Ειρηνικό. Οι λόγοι αυτής της διαφοροποίησης είναι: **(i)** ο μεγάλος αριθμός των ποταμών που εκβάλλουν στον Ατλαντικό ωκεανό έναντι του σημαντικά μικρότερου που εκβάλλουν στον Ειρηνικό, και **(ii)** οι ωκεάνειοι τάφροι που περιβάλλουν τον Ειρηνικό κατακρατούν και εμποδίζουν το υλικό των ιζημάτων να μεταφερθεί πέραν των ορίων τους, λειτουργώντας στην πραγματικότητα ως ιζηματοπαγίδες.

## 2.5 ΑΒΥΣΣΙΚΟΙ ΛΟΦΟΙ ΚΑΙ ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΟΡΗ

Ο επίπεδος πυθμένας των αβυσσικών πεδιάδων συχνά διακόπτεται από διάσπαρτα υβώματα κωνικού σχήματος (Εικ. 2.20 και 2.22). Θαλάσσιες γεωφυσικές έρευνες και γεωτρήσεις έδειξαν ότι τα υβώματα αυτά είναι ηφαιστειακής προέλευσης. Όταν τα υβώματα έχουν ύψος μικρότερο των 1000m, καλούνται “**Αβυσσικοί λόφοι**” (abyssal



hills) ενώ όταν έχουν ύψος μεγαλύτερο από 1000m, καλούνται “**Θαλάσσια όρη**” (seamounts). Οι πλαγιές των αβυσσικών λόφων ή θαλασσίων ορέων παρουσιάζουν κλίσεις που κυμαίνονται από 5° έως 25°, στοιχείο που τις καθιστά, από τις πιο απότομες περιοχές στο υποθαλάσσιο περιβάλλον.

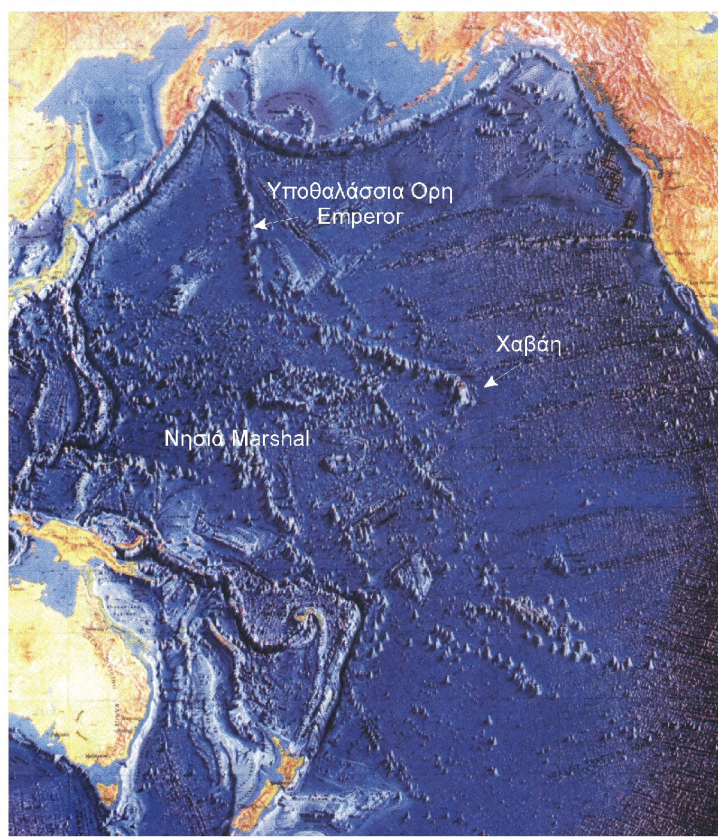


Εικ. 2.22. Ηχογραφία (ηχοβολιστή πλευρικής σάρωσης) του πυθμένα στην οποία έχει καταγραφεί ένα ηφαιστειακό όρος, στον Ειρηνικό Ωκεανό, κοντά στην Ανατολικό-Ειρηνική μεσοωκεάνεια ράχη. Το υποθαλάσσιο όρος έχει ύψος περίπου 3800m από το γύρω πυθμένα, ο κρατήρας του έχει διάμετρο 2000m και βάθος 100m.

### 2.5.1 Αβυσσικοί λόφοι

Οι αβυσσικοί λόφοι εμφανίζονται κυρίως στα όρια των αβυσσικών πεδιάδων με τα πρηνή των μεσοωκεανείων οροσειρών και είναι αναπόσπαστα τμήματα των τελευταίων (Εικ.2.7). Φαίνονται όμως, ως ανεξάρτητες ενότητες, επειδή: **(i)** αποτελούν τις πλέον απομακρυσμένες ηφαιστειακές βασαλτικές εκχύσεις/διεισδύσεις, εξαιτίας της γνωστής πλευρικής μετατόπισης που λαμβάνει χώρα στις μεσοωκεάνειες ράχες, και **(ii)** προβάλλουν απότομα στο ωκεάνειο περιβάλλον λόγω του μεγάλου ύψους που παρουσιάζουν έναντι του γύρω πυθμένα, ο οποίος έχει καλυφθεί από ιζήματα.

Οι αβυσσικοί λόφοι είναι αρκετά ανεπτυγμένοι και πολυάριθμοι σε όλους τους ωκεανούς, στον Ειρηνικό όμως, η παρουσία τους είναι εντυπωσιακή καθώς αποτελούν το 80 έως 85% του πυθμένα της ωκεάνειας λεκάνης (Εικ. 2.23). Τούτο οφείλεται στο γεγονός της περιορισμένης τροφοδοσίας των ιζημάτων προς τη λεκάνη του Ειρηνικού, εξαιτίας της παρουσίας των ωκεάνιων τάφρων, οι οποίες όπως έχει ήδη αναφερθεί παγιδεύουν μεγάλο μέρος τους.

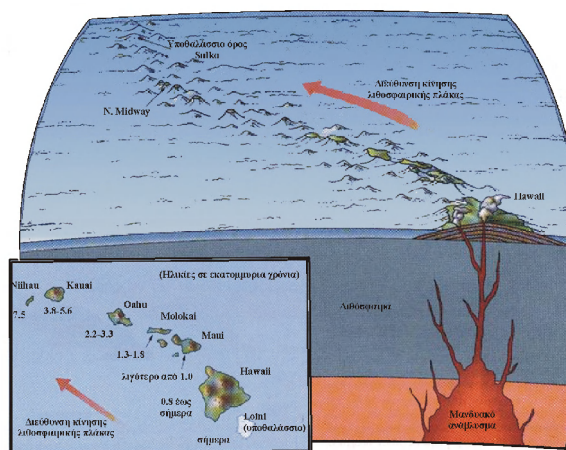


Εικ. 2.23. Η γεωγραφική κατανομή των ηφαιστειακών νησιών και υποθαλάσσιων ορέων στον Ειρηνικό ωκεανό

### 2.5.2 Θαλάσσια όρη

Τα θαλάσσια όρη είναι διάσπαρτα σε όλη την έκταση των ωκεάνιων λεκανών, συνήθως όμως συγκροτούν ομάδες οι οποίες έχουν γραμμική διεύθυνση (Εικ. 2.23). Η γραμμική, σχεδόν συνευθειακή, ανάπτυξη των θαλασσίων ορέων είναι αποτέλεσμα της συνεχούς μετατόπισης της τεκτονικής πλάκας πάνω από ένα μανδυακό ανάβλυσμα (hot spot) (Εικ. 2.24), το οποίο δημιουργεί υποθαλάσσια ηφαίστεια. Η συνευθειακή ανάπτυξη των θαλασσίων ορέων είναι, στην πραγματικότητα, η προβολή της θέσης του μανδυακού αναβλύσματος στην επιφάνεια της μετατοπιζόμενης τεκτονικής πλάκας. Γνωστές γραμμικές ομάδες θαλασσίων ορέων του Ειρηνικού ωκεανού, είναι αυτές των νήσων της Χαβάη (Hawaii), των Αυτοκρατορικών νησιών (Emperor seamounts), και των νησιών Marsal. Από τα θαλάσσια όρη μιας γραμμικής ομάδας τα νεώτερα είναι πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας ενώ τα παλαιότερα είναι κάτω από αυτή (Εικ. 2.24).

Συχνά τα θαλάσσια όρη αντί για κωνική κορυφή έχουν επίπεδη επιφάνεια, οπότε και καλούνται “**Θαλάσσια Οροπέδια**” ή “Guyots”. Ο σχηματισμός της επίπεδης επιφάνειας είναι αποτέλεσμα της ισοπέδωσης της αρχικής κωνικής κορυφής από τη διαβρωτική δράση των κυμάτων, όταν η κορυφή του θαλάσσιου όρους παραμένει για αρκετό χρονικό διάστημα πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας.



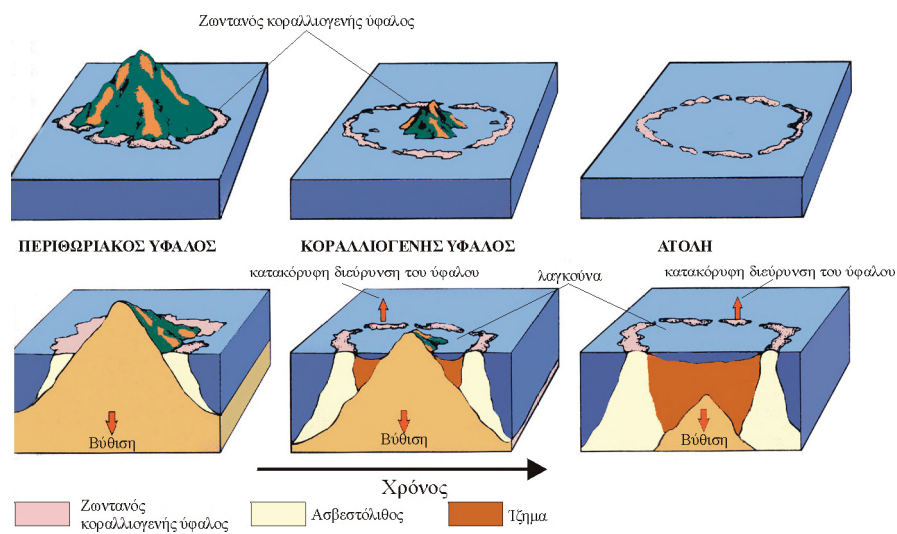
Εικ. 2.24. Τρισδιάστατη σχηματική αναπαράσταση, στην οποία αποδίδεται ο σχηματισμός ηφαιστειακών νησιών και υποθαλασσίων ορέων, διευθετημένων σχεδόν συνευθειακά εξαιτίας της μετατόπισης της τεκτονικής πλάκας πάνω από ένα μανδυακό ανάβλυσμα.

### 2.5.3 Ατόλες

Στις τροπικές ή υποτροπικές χώρες περιμετρικά της οροφής ορέων ή οροπεδίων αναπτύσσονται αποικίες κοραλλιών μέχρι ένα βάθος περίπου 100m (Εικ. 2.25). Σταδιακά, με τον τρόπο αυτό, οικοδομούνται κοραλλιογενή νησιά και ύφαλοι, γνωστά ως **Ατόλες** (Atols). Στον Ειρηνικό ωκεανό υπάρχουν περίπου 300 ατόλες, των οποίων η διάμετρος κυμαίνεται από 20 έως 250 km. Λεπτομερείς έρευνες με γεωτρήσεις οι οποίες έγιναν στις ατόλες Bikini και Eniwetoc του Ειρηνικού ωκεανού, έδειξαν ότι οι κοραλλιογενείς σχηματισμοί επικάθονται σε ηφαιστειακό υπόβαθρο και έχουν πάχος 860 και 1280m, αντίστοιχα.

Λαμβάνοντας υπόψη ότι: **(i)** τα κοράλλια αναπτύσσονται συνήθως κοντά στην επιφάνεια της θάλασσας, μέχρι ένα βάθος 100-150m, δηλαδή στην ευφωτική ζώνη, και **(ii)** τα νεώτερα αναπτύσσονται συσσωρευτικά πάνω στις αποικίες των παλαιότερων, είναι δυνατόν να υποστηριχθεί συγκεκριμένο σενάριο σχηματισμού των ατολών που σχετίζεται με την εξέλιξη των θαλασσίων ορέων/οροπεδίων. Σύμφωνα με αυτό, η οροφή των θαλάσσιων ορέων και οροπεδίων κάποια στιγμή της εξέλιξής τους, ήταν κοντά στην επιφάνεια της θάλασσας όπου περιμετρικά αναπτύσσονται οι πρώτες αποικίες κοραλλιών

(Εικ. 2.25). Σταδιακά τα θαλάσσια όρη/οροπέδια καταβυθίζονται με αποτέλεσμα να αναπτύσσονται νέες αποικίες πάνω στις παλαιότερες (Εικ. 2.25). Επειδή η κατακόρυφη ανάπτυξη των κοραλλιών γίνεται με ένα σταθερό ρυθμό 1cm/χρόνο, αυτό σημαίνει ότι ο ρυθμός καταβύθισης της οροφής του οροπεδίου μπορεί να θεωρηθεί σταθερός. Συνεπώς, σύμφωνα με τα προαναφερθέντα μια απόλη πάχους 1400m έκανε να σχηματισθεί περίπου 40 έως  $50 \times 10^6$  χρόνια. Το μηχανισμό αυτό της δημιουργίας των κοραλλιογενών νήσων τον περιέγραψε ο Δαρβίνος το 1831 που επισκέφθηκε αυτά τα κοραλλιογενή νησιά στην διάρκεια του εξερευνητικού πλόα του ερευνητικού σκάφους HMS Beagle.



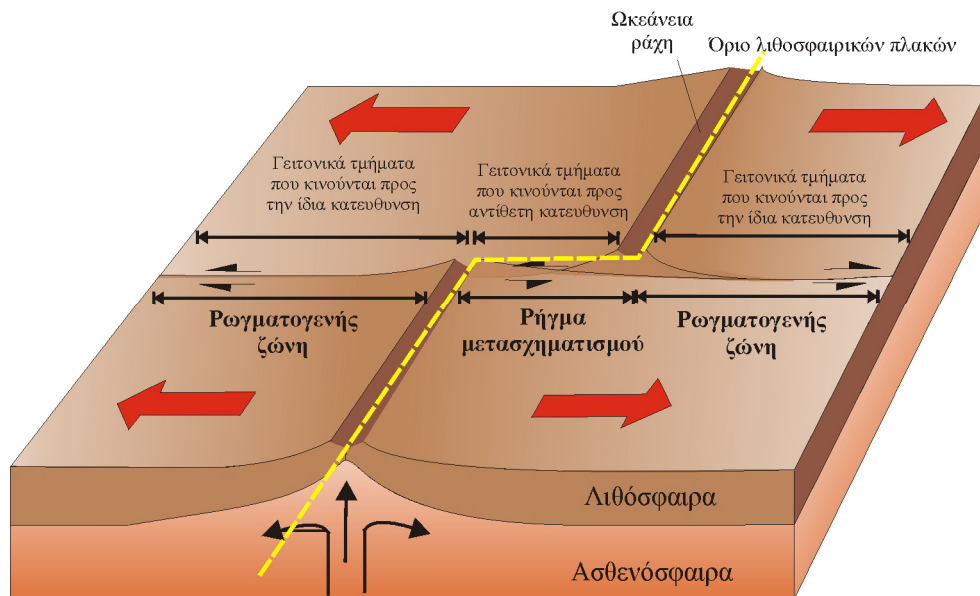
Εικ. 2.25. Σκαριφήματα που παρουσιάζουν τα στάδια σχηματισμού μίας απόλης από ένα ηφαιστειακό νησί, στις τροπικές και υποτροπικές περιοχές.

## 2.6 ΡΩΓΜΑΤΟΓΕΝΕΙΣ ΖΩΝΕΣ

Οι ρωγματογενείς ζώνες (fracture zones) είναι επιμήκεις σχεδόν παράλληλοι σχηματισμοί ανωμάλου τοπογραφικού αναγλύφου οι οποίοι κατατέμνουν τις ωκεάνειες λεκάνες και τις μεσοωκεάνειες ράχες (Εικ. 2.26).

Από τη λεπτομερή χαρτογράφηση και τη γεωγραφική κατανομή των ρωγματογενών ζωνών φαίνεται ότι οι ζώνες αυτές είναι σχεδόν κάθετες προς τις μεσοωκεάνειες ράχες και τις τεμαχίζουν σε τμήματα. Τα τεμαχισμένα τμήματα της ράχης μετατοπίζονται οριζοντίως από τις ρωγματογενείς ζώνες. Το τμήμα των ρωγματογενών

ζωνών που βρίσκεται εντός των ορίων της ζώνης μεσοωκεανείων ράχων ονομάζεται “ρήγμα μετασχηματισμού”.



Εικ. 2.26. Τρισδιάστατη αναπαράσταση ρωγματογενούς ζώνης.

Από τη λεπτομερή χαρτογράφηση και τη γεωγραφική κατανομή των ρωγματογενών ζωνών φαίνεται ότι οι ζώνες αυτές είναι σχεδόν κάθετες προς τις μεσοωκεάνειες ράχες και τις τεμαχίζουν σε τμήματα. Τα τεμαχισμένα τμήματα της ράχης μετατοπίζονται οριζοντίως από τις ρωγματογενείς ζώνες. Το τμήμα των ρωγματογενών ζωνών που βρίσκεται εντός των ορίων της ζώνης μεσοωκεανείων ράχων ονομάζεται “ρήγμα μετασχηματισμού”.

Λεπτομερείς βυθομετρικές μελέτες στην περιοχή των ρωγματογενών ζωνών δείχνουν ότι κάθε ζώνη είναι δυνατόν να έχει το δικό της ανάγλυφο. Η μορφολογία ορισμένων ζωνών μοιάζει με αυτή της τάφρου, οπότε η ζώνη συνίσταται από μία ή περισσότερες επικαλυπτόμενες (enéchelon) σειρές τάφρων. Άλλες ζώνες σχετίζονται με ανάγλυφο επιμηκών λόφων ενώ άλλες σχετίζονται με μέτωπα (scarps) απότομων κλίσεων.

Το ανάγλυφο των παραπάνω μορφολογικών τύπων είναι της τάξεως μερικών εκατοντάδων μέτρων μέχρι και 2 km. Οι ρωγματογενείς ζώνες έχουν μήκος πολλών χιλιομέτρων που κυμαίνεται από 300 έως 4000 km ενώ το πλάτος τους κυμαίνεται από 100 έως 400 km.

### Το υποθαλάσσιο Ελληνικό τοπίο

Το ανάγλυφο της επιφάνειας της γης στον Ελληνικό χερσαίο και θαλάσσιο χώρο διαμορφώνεται κυρίως από την παραμόρφωση που υφίσταται το άνω τμήμα του στερεού φλοιού λόγω της κίνησης των τεκτονικών πλακών στο χώρο της Ανατολικής Μεσογείου. Η γεωγραφική εξάπλωση των τεκτονικών πλακών στο χώρο της Ανατολικής Μεσογείου δίνεται στην Εικόνα 2.27 και περιλαμβάνει δύο μεγάλες τεκτονικές πλάκες, την Αφρικανική και την Ευρασιατική και μεταξύ αυτών τις μικρότερες πλάκες της Ανατόλιας του Αιγαίου και της Απούλιας.

Η πλάκα της Ανατόλιας περιέχει την κεντρική και ανατολική Τουρκία και χωρίζεται από την Ευρασιατική από το ρήγμα της Ανατόλιας (Εικ.2.27). Η Βόρειος Ελλάδα (Θράκη, Μακεδονία και Ήπειρος) υπάγεται στην πλάκα της Ευρασίας, ενώ η Κεντρική Ελλάδα, η Πελοπόννησος και το Αρχιπέλαγος του Αιγαίου εντάσσονται στην πλάκα του Αιγαίου (Εικ. 2.27).

Η πλάκα της Ανατόλιας, η οποία κινείται προς τα δυτικά με ταχύτητα 30 – 40mm το χρόνο, ωθεί την Αιγαιακή μικροπλάκα, η οποία κινείται προς τα νοτιοδυτικά με ταχύτητα  $30 \pm 2$  mm/χρόνο. Αποτέλεσμα της Ν.Δ-ικής κίνησης της Αιγαιακής πλάκας είναι η σύγκρουσή της με την Αφρικανική πλάκα, η οποία κινείται προς τα βόρεια με ταχύτητα 10mm το χρόνο, και την κατάδυση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Αιγαιακή (Εικ. 2.27).

Προϊόν της σύγκρουσης της Αιγαιακής πλάκας με την Αφρικανική είναι η δημιουργία του γνωστού “**Ελληνικού Τόξου**”, το οποίο αποτελείται από τέσσερις παράλληλες φυσιογραφικές ενότητες, οι οποίες από τα νότια προς τα βόρεια είναι (Εικ. 2.28): (i) η **Ελληνική Τάφρος**, (ii) η **εμπρόσθια τοξοειδής ράχη**, (iii) η **εμπρόσθια τοξοειδής λεκάνη** και (iv) το **ηφαιστειακό τόξο**.

Η Ελληνική Τάφρος η οποία αποτελείται από μία σειρά μικρότερων βαθειών λεκανών κατά μήκος της γραμμής κατάδυσης εκτείνεται από το Ν.Δ-ικό άκρο της Κεφαλληνίας, περιβάλλει τη νοτιοδυτική άκρη της Πελοποννήσου και φθάνει μέχρι νότια της κεντρικής Κρήτης. Τα βάθη της Ελληνικής Τάφρου κυμαίνονται από 2000 έως 4100m που είναι το μέγιστο βάθος της Τάφρου και της Μεσογείου. Αυτό το μέγιστο βάθος βρίσκεται νοτιοανατολικά της Πύλου και ονομάζεται “**Φρέαρ των Οινουσών**” (Εικ. 2.28).

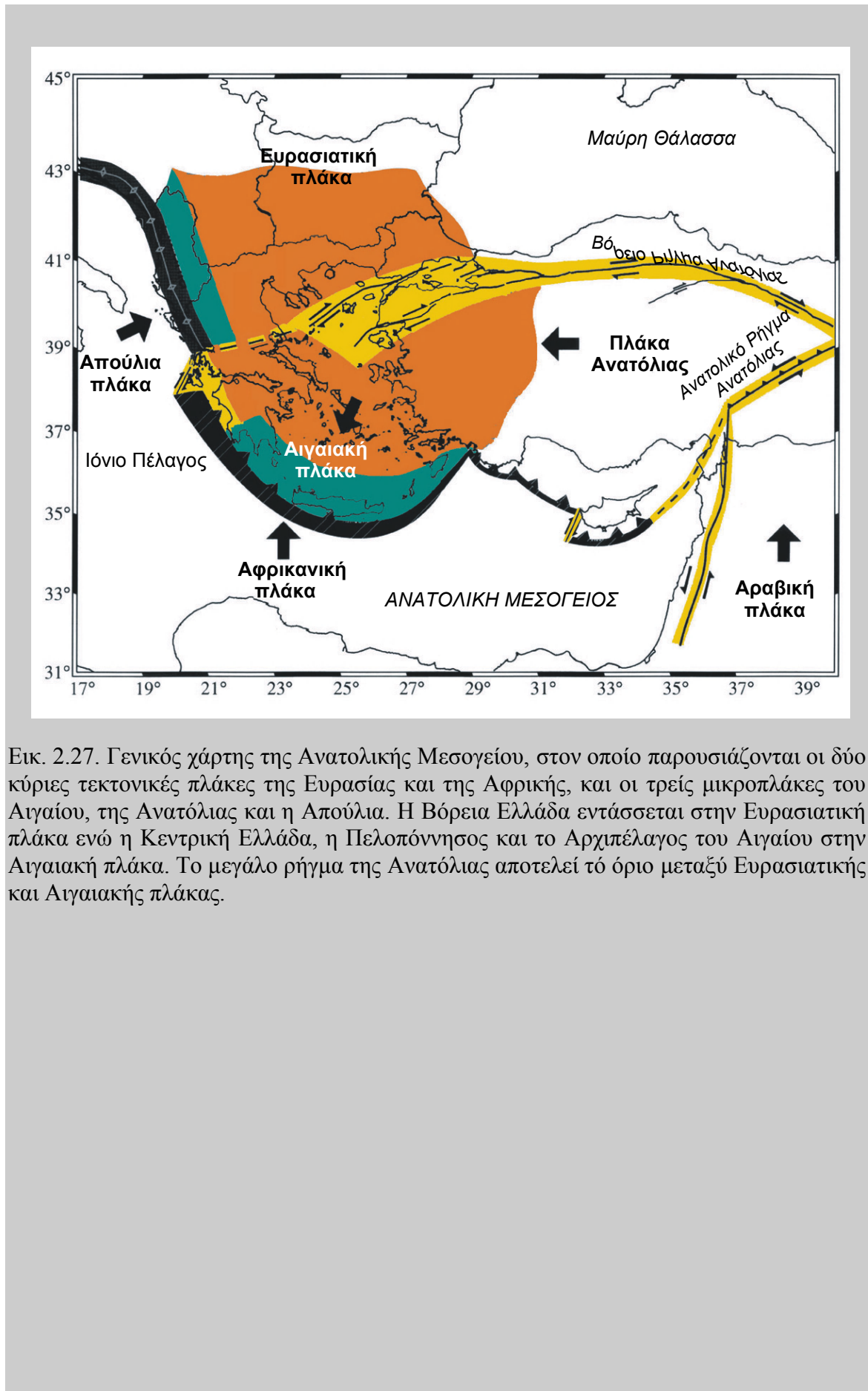
Η Ελληνική Τάφρος στη βορειοδυτική της απόληξη τέμνεται σχεδόν κάθετα από μια βαθειά λεκάνη Β.ΒΔ-Ν.ΝΑ-ικής διεύθυνσης που ονομάζεται “**ρηγματογενές μέτωπο Κεφαλληνίας – Λευκάδας**” (Εικ. 2.28). Το ρηγματογενές αυτό μέτωπο αποτελεί τη μεταβατική ζώνη από την σύγκρουση Αιγαιακής και Αφρικανικής πλάκας στη σύγκρουση της Ευρασιατικής με την Απούλια πλάκα. Παρόμοια, η Ελληνική Τάφρος στην ανατολική-νοτιοανατολική της απόληξη, στο νοτιοανατολικό άκρο της Κρήτης, τέμνεται από δύο βαθιές λεκάνες Α.ΒΑ – Δ.ΝΔ-ικής διεύθυνσης, οι οποίες ονομάζονται “**ρηγματογενείς λεκάνες του Πλίνιου και του Στράβωνα**” (Εικ. 2.28).

Η Ελληνική εμπρόσθια τοξοειδής ράχη συνδέει τις Διναρικές Άλπεις μέσω των ελληνικών οροσειρών Κυθήρων – Κρήτης – Ρόδου με τις Ταυρίδες οροσειρές στη νότια Τουρκία (Εικ. 2.28).

Η εμπρόσθια τοξοειδής λεκάνη, η οποία είναι παράλληλη της Ελληνικής Τάφρου περιλαμβάνει το Κρητικό Πέλαγος. Ο πυθμένας του Κρητικού Πελάγους συνίσταται από μια σειρά βαθιών λεκανών που εκτείνονται από τον Αργολικό κόλπο έως την Κάρπαθο και τη Ρόδο. Το βάθος των λεκανών αυτών αυξάνεται από τα δυτικά, όπου είναι 1500m, σε 2000m στο κεντρικό Κρητικό Πέλαγος και φθάνει 3500m στην Κάρπαθο.

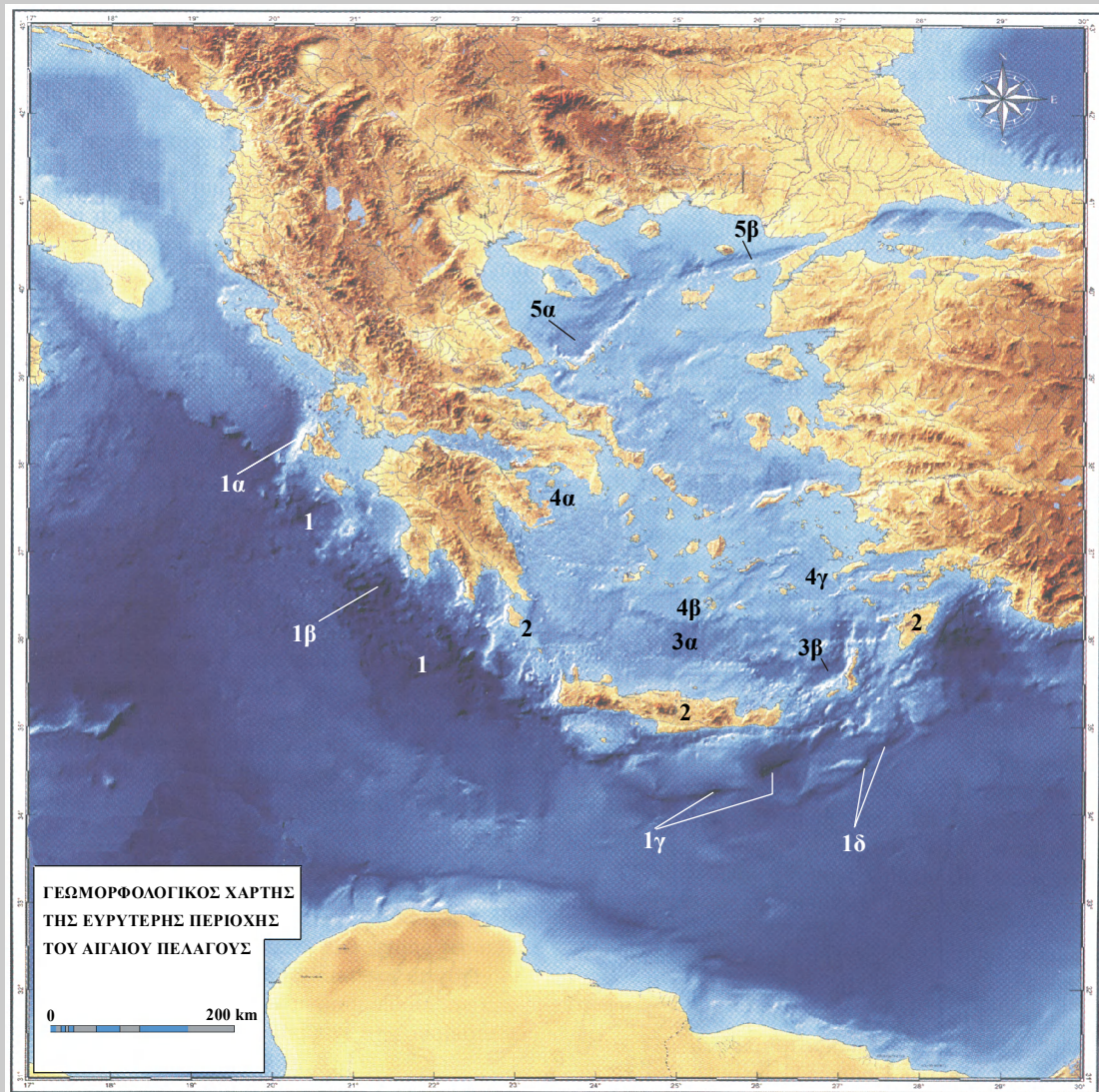
Το ηφαιστειακό τόξο το οποίο βρίσκεται σε μια απόσταση 120km από την εμπρόσθια τοξοειδή λεκάνη αποτελείται από μια σειρά ηφαιστείων, όπως των Μεθάνων, της Σαντορίνης και της Νισύρου (Εικ. 2.28).

Το Βόρειο Αιγαίο χαρακτηρίζεται από μια βαθειά λεκάνη, η οποία ονομάζεται “**Αύλακα του Β. Αιγαίου**”. Η αύλακα του Β. Αιγαίου συνίσταται από δύο λεκάνες: (α) τη λεκάνη των Σποράδων στο δυτικό τμήμα, με διεύθυνση Β.Α.-Ν.Δ. και μέγιστο βάθος 1500m και (β) τη λεκάνη της Σάρου στο ανατολικό τμήμα, με διεύθυνση Α.ΒΑ.-Δ.ΝΔ. και μέγιστο βάθος περίπου 1000m. Η αύλακα του Β. Αιγαίου, η οποία σχετίζεται με την προς τα δυτικά επέκταση του ρήγματος της Ανατόλιας κάτω από το Αιγαίο Πέλαγος, αποτελεί τη συνοριακή ζώνη μεταξύ Ευρασιατικής και Αιγαιακής πλάκας (Εικ. 2.28).



Εικ. 2.27. Γενικός χάρτης της Ανατολικής Μεσογείου, στον οποίο παρουσιάζονται οι δύο κύριες τεκτονικές πλάκες της Ευρασίας και της Αφρικής, και οι τρεις μικροπλάκες του Αιγαίου, της Ανατόλιας και η Απούλια. Η Βόρεια Ελλάδα εντάσσεται στην Ευρασιατική πλάκα ενώ η Κεντρική Ελλάδα, η Πελοπόννησος και το Αρχιπέλαγος του Αιγαίου στην Αιγαιακή πλάκα. Το μεγάλο ρήγμα της Ανατόλιας αποτελεί τό όριο μεταξύ Ευρασιατικής και Αιγαιακής πλάκας.





Εικ. 2.28. Γεωμορφολογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής του Αρχιπελάγους του Αιγαίου στον οποίο σημειώνονται οι φυσιογραφικές ενότητες του Ελληνικού Τόξου και του Βορείου Αιγαίου (τροποποίηση από: Τμήμα Γεωλογίας και Φυσικής Γεωγραφίας, Παν/μιο Θεσσαλονίκης).

- 1:** Ελληνική Τάφρος (**1α:** ρηγματογενές μέτωπο Κεφαλληνίας-Λευκάδας, **1β:** Φρέαρ Οινουσών, **1γ:** ρηγματογενής λεκάνη Πλίνιου, **1δ:** ρηγματογενής λεκάνη Στράβωνα).
- 2:** Εμπρόσθια τοξοειδής ράχη.
- 3:** Εμπρόσθια τοξοειδής λεκάνη (**3α:** Λεκάνη Κρητικού πελάγους, **3β:** Λεκάνη Καρπάθου).
- 4:** Ηφαιστειακό τόξο (**4α:** Μέθανα, **4β:** Σαντορίνη, **4γ:** Νίσυρος).
- 5:** Αύλακα Βορείου Αιγαίου (**5α:** Λεκάνη Σποράδων, **5β:** Λεκάνη Σάρου).

## ΣΥΝΟΨΗ

Η πλήρης εικόνα της επιφάνειας του πλανήτη μας κάτω από τους ωκεανούς έγινε γνωστή, ύστερα από έντονες προσπάθειες χιλιετιών, στα μέσα του 20ου αιώνα. Η ανάπτυξη της τεχνολογίας για την επισκόπηση και την αποτύπωση του πυθμένα των ωκεανών βασίζεται στις αρχές μετάδοσης του ήχου στα υγρά και στερεά σώματα. Η πρώτη ηχητική συσκευή μέτρησης του βάθους κατασκευάστηκε το 1925 και ονομάστηκε ηχοβολιστής ή βυθόμετρο. Έκτοτε, έχει αναπτυχθεί μία σειρά ηχοβολιστικών συσκευών για την επισκόπηση και αποτύπωση του πυθμένα, οι οποίες ανάλογα με τη μορφή της δέσμης εκπομπής και του φάσματος συχνοτήτων εκπομπής των ηχητικών κυμάτων διακρίνεται σε: (i) ηχοβολιστές/βυθόμετρα, (ii) ηχοβολιστές πλευρικής σάρωσης και (iii) σε τομογράφους υποδομής πυθμένα.

Οι ηχοβολιστικές συσκευές συνίστανται από τις εξής επιμέρους μονάδες: (i) μία γεννήτρια ακουστικών κυμάτων, (ii) έναν πομπο/δέκτη, (iii) έναν ενισχυτή και (iv) μία καταγραφική μονάδα. Οι ηχοβολιστικές συσκευές χρησιμοποιούνται για: (i) τη μέτρηση του βάθους, (ii) την αποτύπωση των γεωμορφών, οι οποίες διαμορφώνουν το ανάγλυφο του πυθμένα, (iii) την αποτύπωση της υψής των ιζημάτων από τα οποία συνίστανται ο πυθμένας, (iv) τον εντοπισμό και την αποτύπωση αντικειμένων ή δραστηριοτήτων ανθρωπογενούς προέλευσης στον πυθμένα, με ιδιαίτερη εφαρμογή στις θαλάσσιες εγκαταστάσεις και κατασκευές καθώς και στην υποβρύχια Αρχαιολογία (ναυάγια, καταβυθισμένες εγκαταστάσεις), (v) την αποτύπωση του πάχους και της δομής των ιζημάτων στον πυθμένα.

Για την επιτόπια παρατήρηση και φωτογράφιση του πυθμένα χρησιμοποιούνται κατευθυνόμενα ή επανδρωμένα βαθυσκάφη με ισχυρούς προβολείς και φωτογραφικές μηχανές ή βιντεοκάμερες. Η παρατήρηση όμως περιορίζεται σε απόσταση 2 έως 10m από το βαθυσκάφος, ανάλογα με την καθαρότητα του θαλασσινού νερού λόγω της έντονης απορρόφησης της φωτεινής ακτινοβολίας σε αυτό.

Η λεπτομερής αποτύπωση της επιφάνειας του πλανήτη μας κάτω από τους ωκεανούς με ηχοβολιστικές συσκευές την τελευταία 50ετία έδειξε ότι το ανάγλυφο του πυθμένα των ωκεανών μοιάζει με το ανάγλυφο των ηπείρων. Το ανάγλυφο του πυθμένα των ωκεανών διακρίνεται στις εξής φυσιογραφικές ενότητες: (i) το Ηπειρωτικό Περιθώριο, (ii) τις Μεσοωκεάνειες Ράχες, (iii) τις Ωκεάνειες Τάφρους, (iv) τις Αβυσσικές Πεδιάδες, (v) τα Υποθαλάσσια Όρη και τους Αβυσσικούς λόφους, και (vi) τις Ρωγματογενείς ζώνες. Το Ηπειρωτικό περιθώριο διακρίνεται σε Ατλαντικού και Ειρηνικού τύπου. Ο πρώτος τύπος διακρίνεται επιμέρους σε ηπειρωτική υφαλοκρηπίδα,

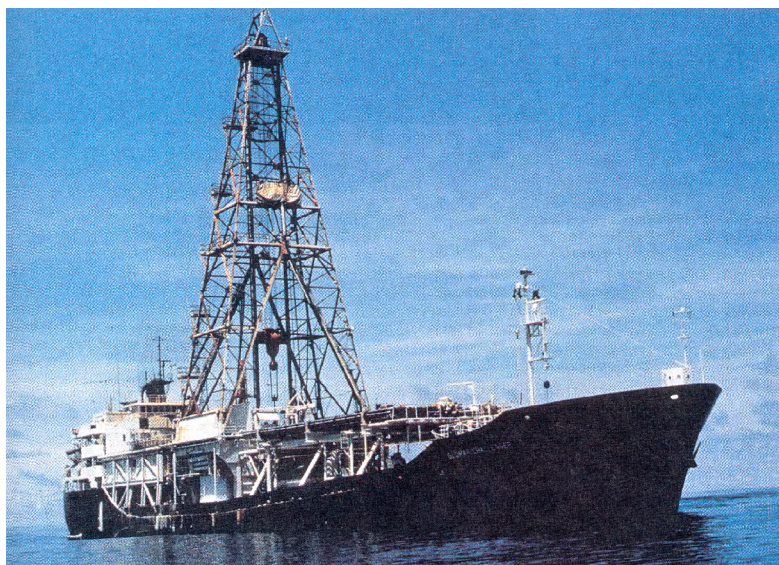
κατωφέρεια και ύψωμα, ενώ ο δεύτερος σε ηπειρωτική υφαλοκρηπίδα και κατωφέρεια. Οι Μεσοωκεάνειες ράχες είναι οι πιο ενεργές ηφαιστειακές περιοχές του πλανήτη κατά μήκος των οποίων σχηματίζεται νέος ωκεάνειος φλοιός. Χαρακτηρίζονται από την παρουσία μιας αξονικής "ρηξιγενούς κοιλάδας" ενώ διατέμνονται από τις Ρωγματογενείς ζώνες. Οι Ωκεάνειοι Τάφροι είναι επιμήκη στενά βυθίσματα του ωκεάνειου πυθμένα τα οποία παρουσιάζουν ιδιαίτερη ανάπτυξη στον Ειρηνικό Ωκεανό, και οι οποίες περιβάλλουν: (α) ηπειρωτικές ηφαιστειακές οροσειρές και (β) ηφαιστειακά νησιωτικά τόξα. Οι Αβυσσικές Πεδιάδες παρουσιάζονται σε βάθη 3000-6000m, έχουν επίπεδο πυθμένα και παρουσιάζουν καλλίτερη ανάπτυξη στον Ατλαντικό ωκεανό. Τα Θαλάσσια Όρη και οι Αβυσσικοί Λόφοι είναι υβώματα ηφαιστειακής προέλευσης, τα οποία παρουσιάζουν ιδιαίτερη ανάπτυξη στον Ειρηνικό Ωκεανό. Οι ομάδες ηφαιστειακών νήσων - θαλασσίων ορέων της Hawaii και του Emperor, αποτελούν το πιο γνωστό παράδειγμα επίδρασης ενός μανδυακού αναβλύσματος στην επιφάνεια του ωκεάνειου πυθμένα.

Το ανάγλυφο του πυθμένα του Ελληνικού θαλάσσιου χώρου διαμορφώνεται από την παραμόρφωση που υφίσταται ο ανώτερος στερεός φλοιός εξαιτίας της κίνησης πέντε λιθοσφαιρικών πλακών (Ευρασιατική, Αιγαιακή, Αφρικανική, Ανατόλιας και Απούλια) στο χώρο της ανατολικής Μεσογείου Θαλάσσης. Προϊόν της σύγκρουσης της Αιγαιακής με την Αφρικανική πλάκα είναι η διαμόρφωση του Ελληνικού Τόξου, το οποίο διακρίνεται επιμέρους σε: (i) Ελληνική Τάφρο, (ii) εμπρόσθια τοξοειδή ράχη, (iii) εμπρόσθια τοξοειδή λεκάνη και (iv) ηφαιστειακό τόξο.

### 3. ΙΖΗΜΑΤΑ: ΤΟ ΧΙΤΩΝΙΟ ΤΟΥ ΩΚΕΑΝΕΙΟΥ ΠΥΘΜΕΝΑ

#### Εισαγωγικές παρατηρήσεις: γιατί μας ενδιαφέρουν τα ιζήματα;

Η μελέτη των ιζημάτων των ωκεανών άρχισε με τον ερευνητικό πλόα του HMY Challenger το 1873-1876 όπου χιλιάδες επιφανειακά δείγματα ιζημάτων συλλέχθηκαν από τα βάθη των ωκεανών και η σύστασή τους μελετήθηκε από τους J. Murray (Βρετανία) και A. Renard (Βέλγιο). Η έρευνα των ιζημάτων του πυθμένα των ωκεανών συνεχίστηκε το 1927-1929 με τον επιστημονικό πλόα του Meteor, ενώ το 1947-1949 με τον επιστημονικό πλόα του Σουηδικού Albatros συλλέχθηκαν, για πρώτη φορά, επιμήκεις πυρήνες ιζήματος μήκους έως 10m, το οποίο επέτρεψε αφενός τη μελέτη των ιζημάτων με το χρόνο, αφετέρου την κατανόηση της δημιουργίας των παγετωδών και μεσοπαγετωδών περιόδων τα τελευταία 2,000,000 χρόνια. Το 1968 έγινε η πρώτη βαθιά γεώτρηση από το Glomar Challenger (Εικ. 3.1.1.). Έκτοτε από το 1968 μέχρι το 1983, το Glomar Challenger έκανε 624 γεωτρήσεις σε επιλεγμένες θέσεις στους ωκεανούς, που είχαν συνολικό μήκος 90km.



Εικ. 3.1.1. Το γεωτρυπανοφόρο πλοίο Glomar Challenger, το οποίο έχει μήκος 120m και διαθέτει δυναμικό σύστημα διατήρησης στην ίδια θέση ανεξαρτήτως καιρικών συνθηκών. Το Glomar Challenger έχει τη δυνατότητα να εκτελέσει γεωτρήσεις μεγίστου μήκους 1.6km σε βάθη νερού μέχρι 6,000m.

Την τελευταία 30ετία η μελέτη των ιζημάτων των ωκεανών έχει σημαντικά εντατικοποιηθεί καθώς ο άνθρωπος ανεγνώρισε ότι τα ιζήματα, τόσο κατά τη διάρκεια της καθίζησής τους στην υδάτινη στήλη, όσο και κατά την απόθεσή τους

στον πυθμένα και την ταφή τους από νεώτερα, συμμετέχουν σε πολλές διεργασίες οι οποίες: **(i)** επηρεάζουν καθοριστικά την αειφόρο ανάπτυξη των πλουτοπαραγωγικών πηγών των ωκεανών, και **(ii)** αποτυπώνουν το βαθμό ρύπανσης του θαλάσσιου περιβάλλοντος.

Ο σχηματισμός κοιτασμάτων τόσο στην υφαλοκρηπίδα όσο και στις ωκεάνειες λεκάνες σχετίζεται με φυσικοχημικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στα ιζήματα. Το επιφανειακό στρώμα των ιζημάτων αποτελεί το περιβάλλον στο οποίο διαβιεί και τρέφεται ένας μεγάλος αριθμός θαλασσίων οργανισμών, αποτελώντας μία πλουτοπαραγωγική πηγή βιολογικών πόρων. Επιπλέον, τα ιζήματα αποτελούν το υπόβαθρο πάνω στο οποίο θεμελιώνονται πολλές θαλάσσιες κατασκευές όπως γέφυρες, εξέδρες άντλησης πετρελαίου, αγωγοί και καλώδια.

Τα ιζήματα κατά τη διάρκεια του κύκλου “**καθίζηση - απόθεση - ταφή**” συμμετέχουν ενεργά μέσω πολύπλοκων αντιδράσεων στην ανταλλαγή χημικών στοιχείων με το θαλασσινό νερό και συνεπώς συμβάλλουν στη χημική ισορροπία των ωκεανών. Η συνεχώς αυξανόμενη εισροή ρύπων στο θαλάσσιο περιβάλλον, που ακολούθησε τη βιομηχανική επανάσταση, έχει διαταράξει σε τοπική κλίμακα αυτή την ισορροπία. Η ακριβής γνώση των διεργασιών που λαμβάνουν χώρα μεταξύ ιζήματος και θαλασσινού νερού είναι ιδιαίτερα σημαντική στην προσπάθεια για προστασία του θαλάσσιου περιβάλλοντος.

Το κεφάλαιο αυτό αποτελεί μια περιήγηση στον κόσμο των θαλασσίων ιζημάτων και στόχο έχει να καταδείξει το σημαντικό ρόλο που διαδραματίζουν στο ωκεάνειο περιβάλλον ενώ επιπλέον φιλοδοξεί να σας γνωρίσει τη σημαντική επίδρασή τους στις ανθρώπινες δραστηριότητες.

### 3.1 ΤΙ ΕΙΝΑΙ ΙΖΗΜΑΤΑ ΚΑΙ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΗ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ

Ορισμός:

Τα **ιζήματα** είναι διαφόρων μεγεθών ανόργανοι και οργανικοί **κόκκοι**, οι οποίοι καθιζάνουν διαμέσου της υδάτινης στήλης και αποτίθενται στον ωκεάνειο πυθμένα, σχηματίζοντας στο πέρασμα του γεωλογικού χρόνου, ένα κάλυμμα.

Με τον όρο “**ιζημα**” (**sediment**, από το λατινικό **sedimentum=καθίζηση**) περιγράφεται τόσο ο ένας και μοναδικός κόκκος που βρίσκεται σε μεταφορά και

καθίζηση μέσα στην υδάτινη στήλη, όσο και η απόθεση που σχηματίζεται από τη συσσώρευση πολλών κόκκων και η οποία συμπεριφέρεται ως μια ενιαία μάζα.

Προέλευση:

Οι **κόκκοι των ιζημάτων** προέρχονται από:

- (α) την αποσάθρωση και διάβρωση των πετρωμάτων της χέρσου,
- (β) τη δραστηριότητα των θαλασσίων οργανισμών,
- (γ) τις ηφαιστειακές εκρήξεις,
- (δ) τις χημικές διεργασίες που αναπτύσσονται στο ωκεάνειο περιβάλλον και
- (ε) το διάστημα.

Για τα πολύ λεπτόκοκα υλικά αντί για τη λέξη κόκκος χρησιμοποιείται ο όρος σωματίδιο. Τα σωματίδια ως επί το πλείστον προέρχονται από το θρυμματισμό των αργιλικών ορυκτών, έχουν φολιδόμορφο σχήμα και φέρουν ηλεκτρικό φορτίο. Τα σωματίδια αυτά όταν βρεθούν πολύ κοντά αλληλοέλκονται και σχηματίζουν συσσωματώματα (flocules).

### Χαρακτηριστικά ιζημάτων

- Το **πάχος** του “καλύμματος” που σχηματίζεται από τη συσσώρευση των κόκκων ποικίλει δραματικά από μερικά εκατοστά ή χιλιοστά έως 15-20km. Όπως έχει ήδη αναφερθεί η ρηξιγενής κοιλάδα στις μεσοωκεάνειες ράχες είναι η μοναδική ενότητα του ωκεάνειου πυθμένα που δεν καλύπτεται από ιζήματα εξαιτίας της δημιουργίας νέου πυθμένα. Αντίθετα, το ηπειρωτικό περιθώριο χαρακτηρίζεται από πάχη ιζημάτων που ανέρχονται στα 15 και 20km.
- Το πάχος του ιζηματογενούς καλύμματος δεν είναι το μοναδικό χαρακτηριστικό τους που μεταβάλλεται έντονα στον ωκεάνειο πυθμένα. Τα θαλάσσια ιζήματα παρουσιάζουν ευρύ φάσμα **μεγέθους κόκκων** που κυμαίνεται από τις κροκάλες έως την άργιλο. Ενώ ο άνθρωπος είναι ιδιαίτερα εξοικειωμένος με τα αδρόκοκα ιζήματα (κροκάλες, άμμοι) που συναντά στις ακτές και τα ρηχά νερά, πολύ λίγο έχει έλθει σε επαφή με τις αργίλους των βαθιών θαλασσίων λεκανών.
- Το **χρώμα** των ιζημάτων είναι ένα άλλο χαρακτηριστικό τους, το οποίο μεταβάλλεται έντονα από περιοχή σε περιοχή του θαλάσσιου πυθμένα. Ανοιχτόχρωμες αποχρώσεις μπορεί να διαπιστωθούν σε χαλαζιακές άμμους και βιογενείς ιλείς, σκουρόχρωμες αποχρώσεις ή και μαύρο χρώμα σε ιλείς πλούσιες σε οργανικό, ενώ καστανέρυθρες σε ιλείς πλούσιες σε οξειδία του σιδήρου.

Η μελέτη των προαναφερθέντων χαρακτηριστικών των ιζημάτων είναι ιδιαίτερα σημαντική επειδή οδηγεί στην αποκάλυψη των διεργασιών που έδρασαν και τα διαμόρφωσαν.

### **Ιζηματογενή πετρώματα**

Η συνεχής κάλυψη των ιζημάτων από νεώτερα, έχει ως αποτέλεσμα την προοδευτική αύξηση της πίεσης στα υποκείμενα που είναι παλαιότερα, με αποτέλεσμα να υφίστανται **συμπύκνωση** (compaction) καθώς ο όγκος που αρχικά κατελάμβαναν μειώνεται σημαντικά. Για παράδειγμα, ο όγκος των αργιλικών ιζημάτων μειώνεται κατά 40% όταν καλυφθούν κάτω από ιζήματα πάχους 2km. Επιπλέον, το εγκλωβισμένο θαλασσινό νερό στα κενά των πόρων, αποβάλλει τα διαλυμένα στοιχεία, όπως Ca, Si και Fe, με αποτέλεσμα αυτά να πληρούν τους πόρους και να αναπτύσσεται συγκόλληση μεταξύ των κόκκων. Αποτέλεσμα της συγκόλλησης είναι η **λιθοποίηση** (lithification) των ιζημάτων και η σταδιακή μετατροπή τους σε “**ιζηματογενή πετρώματα**”.

### 3.2 ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΙΖΗΜΑΤΩΝ

Τα ιζήματα είναι δυνατόν να ταξινομηθούν με βάση τα διάφορα χαρακτηριστικά που αυτά παρουσιάζουν. Στα πλαίσια αυτού του κεφαλαίου θα αναφερθούν οι ταξινομήσεις, σύμφωνα με: **(i)** το μέγεθος των κόκκων τους, **(ii)** το κυρίαρχο υλικό σύστασής τους, και **(iii)** τα περιβάλλοντα απόθεσης. Πρέπει να σημειωθεί ότι όσον αφορά την ταξινόμηση των ιζημάτων σύμφωνα με το μέγεθος των κόκκων τους, έχουν προταθεί διάφορα συστήματα ταξινόμησης. Στα πλαίσια του κεφαλαίου αυτού θα αναφερθεί η ταξινόμηση κατά Folk, η οποία χρησιμοποιείται για τα σύγχρονα θαλάσσια ιζήματα.

#### 3.2.1 Ταξινόμηση σύμφωνα με το μέγεθος των κόκκων

Οι κόκκοι που συγκροτούν τα ιζήματα, εντάσσονται σύμφωνα με το μέγεθός τους σε επτά επιμέρους κατηγορίες ή όπως καλούνται «**κοκκομετρικές τάξεις**». Κάθε κοκκομετρική τάξη δεν αναφέρεται σε μια συγκεκριμένη τιμή διαμέτρου κόκκου, αλλά σε ένα συγκεκριμένο εύρος μεγέθους κόκκων (Πίνακας 3.2.1). Οι επτά κοκκομετρικές τάξεις εντάσσονται σε τρεις γενικότερες κοκκομετρικές κλάσεις: **(α)** τους **ψηφίτες**, **(β)** τις **άμμους** και **(γ)** τις **ιλείς** (Πίνακας 3.2.1).

Πίνακας 3.2.1.

ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΚΗ ΤΑΞΗ	ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΚΗ ΚΛΑΣΗ	ΔΙΑΜΕΤΡΟΣ ΚΟΚΚΩΝ (mm)
Ογκόλιθοι (boulders)	Ψηφίτες (gravel)	256-1,024
Κροκάλες (cobbles)		64-256
Βότσαλα (pebbles)		4-64
Ψηφίδες (granules)		2-4
Άμμος (sand)	Άμμος (sand)	0.062- 2
Πηλός (silt)	Ιλύς (mud)	0.004-0.062
Άργιλος (clay)		< 0.004

Τα ιζήματα σπάνια συνίστανται από κόκκους που εντάσσονται αποκλειστικά σε μια κοκκομετρική τάξη και ακόμη πιο σπάνια συγκροτούνται από κόκκους της ίδιας διαμέτρου. Αυτό που συμβαίνει στην πραγματικότητα είναι η συγκρότηση των ιζημάτων από κόκκους διαφορετικών κοκκομετρικών τάξεων. Για την ταξινόμηση των ιζημάτων σε επιμέρους τύπους σύμφωνα με το μέγεθος των κόκκων τους και τον καθορισμό της αντίστοιχης ονοματολογίας τους, χρησιμοποιούνται τα «**Τριγωνικά Συστήματα Ταξινόμησης**».



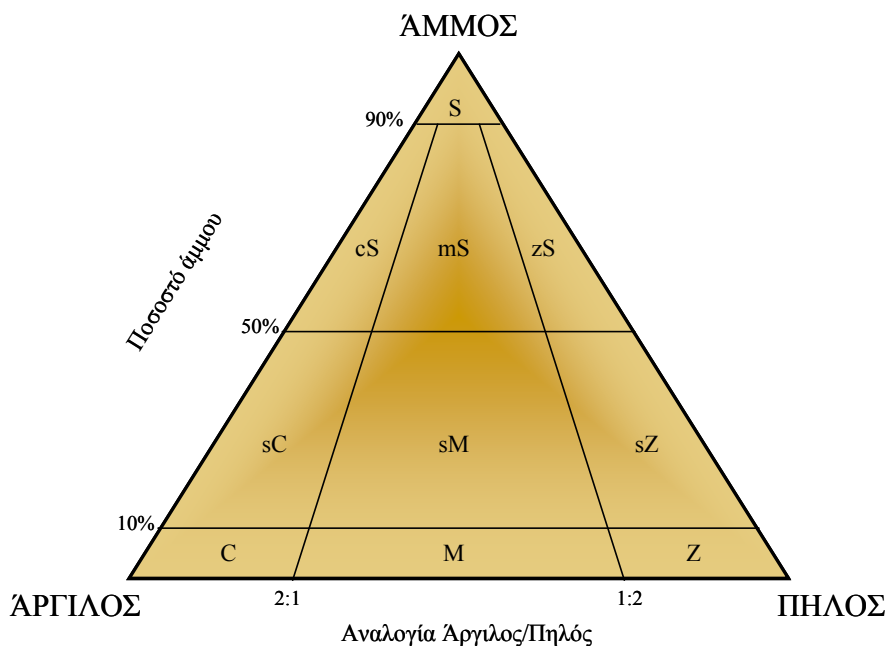
Ορισμός:

Τα τριγωνικά συστήματα είναι διαγράμματα τα οποία ταξινομούν τα ιζήματα σε «Λιθολογικούς Τύπους», σύμφωνα με την εκατοστιαία συμμετοχή των διαφόρων κοκκομετρικών τάξεων (Εικ. 3.2.1. και 3.2.2).

Τα «Τριγωνικά Συστήματα Ταξινόμησης» διακρίνονται σε:

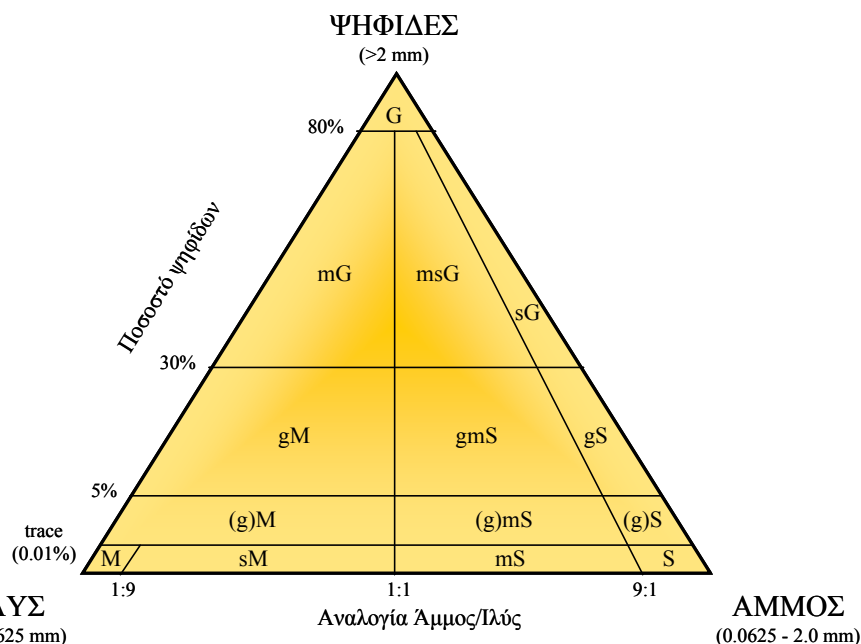
(i) διαγράμματα ταξινόμησης και ονοματολογίας λεπτόκοκκων ιζημάτων ( $d < 2\text{mm}$ ), όπου τις κορυφές του τριγώνου κατέχουν οι τάξεις **Άμμου – Πηλού – Αργίλου** (Εικ. 3.2.1) και

(ii) διαγράμματα ταξινόμησης και ονοματολογίας χονδρόκοκκων ιζημάτων ( $d > 2\text{mm}$ ), όπου τις κορυφές του τριγώνου κατέχουν οι τάξεις **Ψηφίδων – Άμμου – Ιλύς** (Εικ.3.2.2).



Εικ. 3.2.1. Τριγωνικό σύστημα ταξινόμησης λεπτόκοκκων ιζημάτων κατά Folk.

S: αμμώδη ιζήματα	sC: αμμούχος άργιλος
C: αργιλικά ιζήματα	mS: ιλουούχος άμμος
Z: πηλητικά ιζήματα	sM: αμμούχος ιλύς
M: ιλύς	zS: πηλούχος άμμος
cS: αργιλούχος άμμος	sZ: αμμούχος πηλός

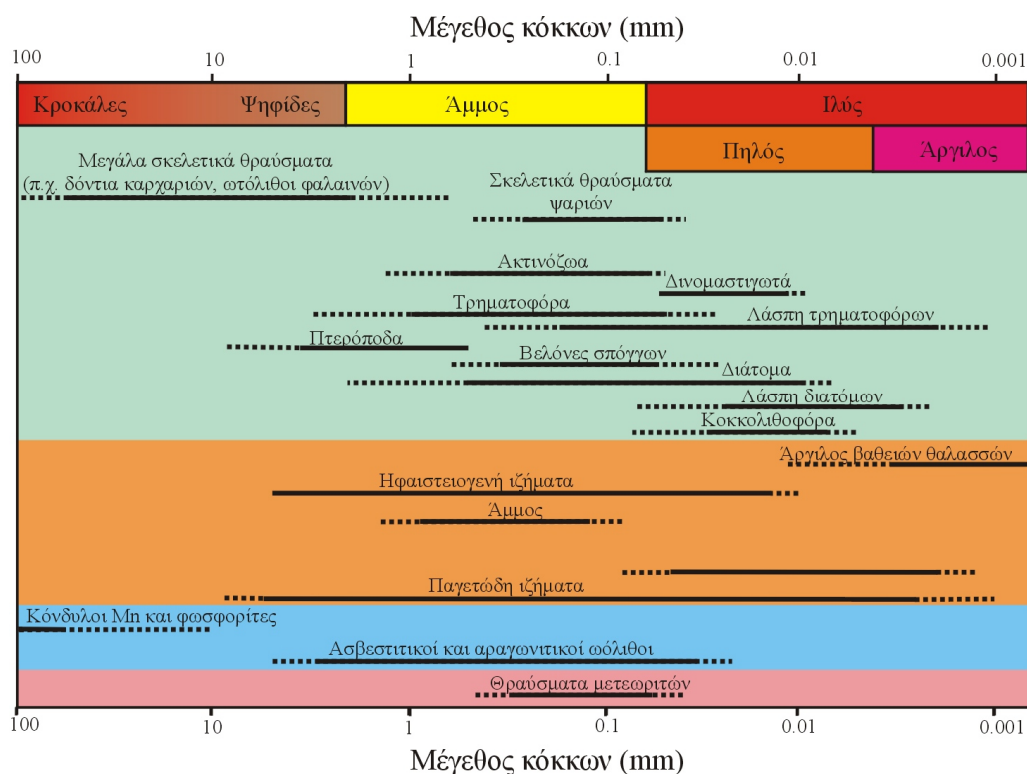


Εικ. 3.2.2. . Τριγωνικό σύστημα ταξινόμησης χονδρόκοκκων ιζημάτων κατά Folk.

G: ψηφίδες	msG: ιλοαμμούχες ψηφίδες
S: αμμώδη ιζήματα	gmS: ιλοψηφιδούχες άμμοι
M: ιλύς	(g)mS: ελαφρώς ψηφιδούχες ιλουύχες άμμοι
MG: ιλουύχες ψηφίδες	sG: αμμούχες ψηφίδες
GM: ψηφιδούχος ιλύς	gS: ψηφιδούχες άμμοι
(g)M: ελαφρά ψηφιδούχος ιλύς	(g)S: ελαφρώς ψηφιδούχες άμμοι

### 3.2.2 Ταξινόμηση σύμφωνα με το κυρίαρχο υλικό σύστασής τους

Τα ιζήματα με βάση την πηγή προέλευσής τους διακρίνονται σε: **(i) λιθογενή** (lithogenous), **(ii) βιογενή** (biogenous), **(iii) υδρογενή** (hydrogenous ή authigenic) και **(iv) κοσμογενή** (cosmogenous). Σπάνια συναντώνται στους ωκεανούς ιζήματα από ένα αμιγές υλικό. Συνήθως τα ιζήματα είναι ένα μίγμα υλικών διαφορετικής προέλευσης και σύστασης, τα οποία παρουσιάζουν ένα ευρύ φάσμα μεγέθους κόκκων (Εικ. 3.2.3.). Όσον αφορά στην ονοματολογία των ιζημάτων λαμβάνεται υπόψη το επικρατούν υλικό σύστασης, το περιβάλλον προέλευσης ή το μέγεθος κόκκων.

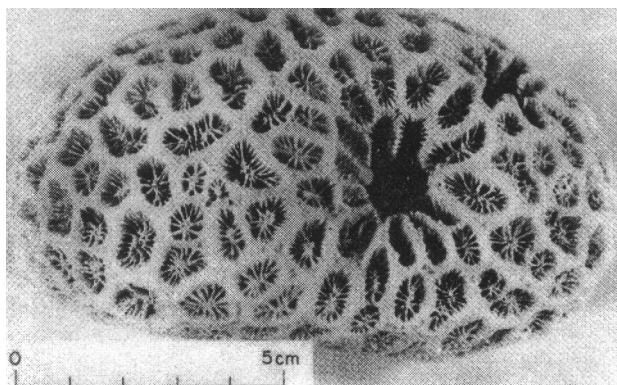


Εικ. 3.2.3. Διαγραμματική απεικόνιση των κύριων υλικών σύστασης των θαλασσιών ιζημάτων σύμφωνα με το εύρος μεγέθους των κόκκων τους.

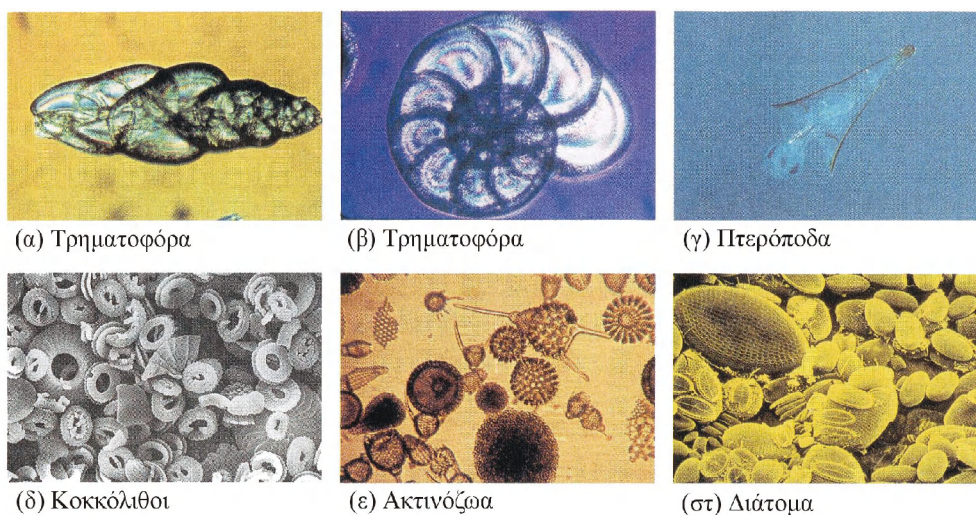
**Χερσογενή ή Λιθογενή ιζήματα.** Τα λιθογενή ιζήματα είναι τα πλέον διαδεδομένα στον πυθμένα των ωκεανών και προέρχονται από την αποσάθρωση και τη διάβρωση των πετρωμάτων (εκρηξιγενών, μεταμορφωμένων και ιζηματογενών) των ηπείρων και για το λόγο αυτό καλούνται και χερσογενή (terrigenous). Στα λιθογενή ιζήματα εντάσσονται επιπλέον αυτά που προέρχονται από τις ηφαιστειακές εκρήξεις.

**Βιογενή ιζήματα.** Τα βιογενή ιζήματα σχηματίζονται από τη συσσώρευση των σκελετικών υπολειμμάτων θαλασσιών οργανισμών. Αν και οι θαλάσσιοι φυτικοί και ζωικοί οργανισμοί παρουσιάζουν μεγάλη ποικιλότητα, μόνο ένας μικρός αριθμός από αυτά έχουν σκληρά μέρη, τα οποία μπορεί να σχηματίζουν χαρακτηριστικούς τύπους ιζημάτων. Στην ενότητα της υφαλοκρηπίδας, τα βιογενή ιζήματα και τα ιζηματογενή πετρώματα σχηματίζονται κυρίως από τα κοράλλια (corals) (Εικ. 3.2.4.), τα ασβεστιτικά φύκη (calcareous algae), τα όστρακα των μαλακίων (mollusks) και τα βρυόζωα. Στις βαθιές θάλασσες, τα πελαγικά βιογενή ιζήματα αποτελούνται από τα κελύφη φυτοπλαγκτονικών και ζωοπλαγκτονικών οργανισμών τα οποία είναι ασβεστιτικής ή πυριτικής σύστασης. Τα ασβεστιτικά κελύφη προέρχονται κυρίως από τα τριματοφόρα (foraminifera) (Εικ. 3.2.5.), τα κοκκολιθοφόρα (coccoliths) (Εικ.

3.2.5.) και τα πτερόποδα (pteropods) (Εικ.3.2.5.), ενώ τα πυριτικά κελύφη από τα διάτομα (diatoms) (Εικ. 3.2.5) και τα ακτινόζωα (radiolaria) (Εικ. 3.2.5.).



Εικ. 3.2.4. Σκελετικό μέρος μιας αποικίας του σύγχρονου κοραλλιού *Favia fanus* από τον κόλπο Aqaba της Ερυθράς Θάλασσας. Η αποικία συνίσταται από άτομα κοραλλιών τα οποία συγκροτούνται από ελάσματα ακτινωτά διευθετημένα τα οποία καλούνται septa.



Εικ. 3.2.5. Κελύφη: (α, β) τριματοφόρων, (γ) πτερόποδων, (δ) κοκκολιθοφόρων, (ε) ακτινόζωων και (στ) διατόμων.

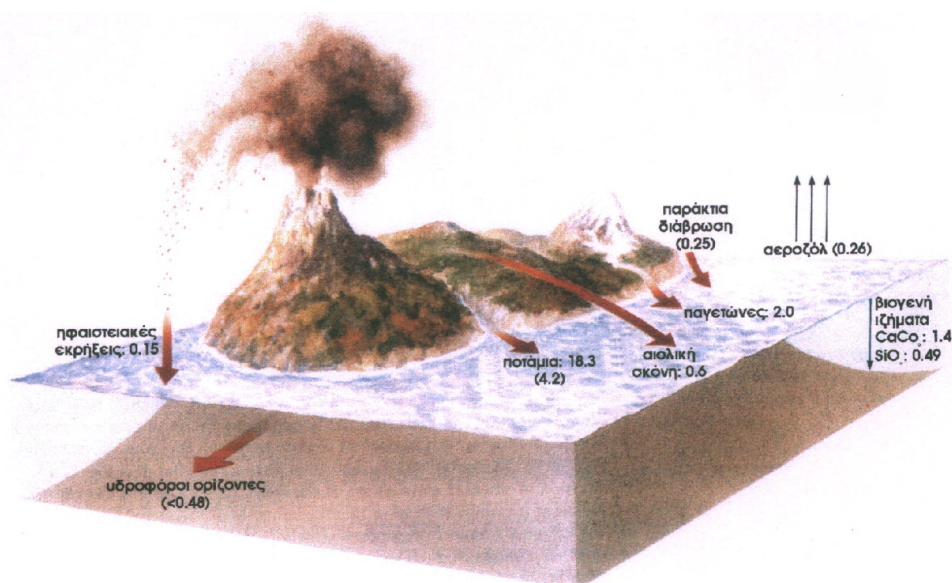
**Υδρογενή ή Αυθιγενή Ιζήματα.** Τα υδρογενή ιζήματα σχηματίζονται από την αποβολή των διαλυτών στοιχείων στο θαλασσινό νερό και την καθίζησή τους. Τα διαλυμένα στοιχεία του θαλασσινού νερού προέρχονται είτε από τα εισρέοντα νερά των ποταμών, είτε από τα υδροθερμικά αναβλύσματα στις μεσοωκεάνειες ράχεις. Τα υδρογενή ιζήματα καλούνται επίσης αυθιγενή επειδή σχηματίζονται στην περιοχή όπου τελικά βρίσκονται, χωρίς να αναπτύσσεται αξιοσημείωτη μεταφορά τους.

**Κοσμογενή ιζήματα.** Τα κοσμογενή ιζήματα προέρχονται από τους μετεωρίτες που εισέρχονται στη γήινη ατμόσφαιρα. Κατά την είσοδό τους, οι μετεωρίτες αναφλέγονται λόγω της τριβής που αναπτύσσεται με την ατμόσφαιρα και παράγονται μικροί κόκκοι, οι οποίοι ως κοσμική σκόνη πέφτουν στις ηπείρους και στους ωκεανούς. Υπολογίζεται ότι 1,000 έως 50,000 τόννοι κοσμικής σκόνης πέφτουν ετησίως στις ηπείρους και στους ωκεανούς, αντίστοιχα. Αυτός ο εντυπωσιακά μεγάλος αριθμός δε σημαίνει ότι η αναλογία συμμετοχής τους στα ιζήματα έναντι του χερσογενούς και του βιογενούς κλάσματος είναι αξιοσημείωτη, αντίθετα μάλιστα μπορεί να θεωρηθεί σχεδόν ασήμαντη.

**Πηγές και παροχές των ιζημάτων.** Σε αδρές γραμμές έχει υπολογιστεί ότι η μέση ετήσια προσφορά των πηγών προέλευσης των ιζημάτων στους ωκεανούς ανέρχεται σε  $23.2 \times 10^9$  τόννους (Εικ. 3.2.6).

Τα λιθογενή ιζήματα μεταφέρονται και εισέρχονται στους ωκεανούς από διαφορετικές πηγές όπως είναι οι ποταμοί, η διάβρωση των ακτών, οι άνεμοι, οι παγετώνες και τα ηφαίστεια. Οι ποταμοί αποτελούν, βέβαια, το κύριο μέσο μεταφοράς λιθογενών ιζημάτων με ετήσια παροχή  $18.3 \times 10^9$  τόννους, ενώ οι παγετώνες, οι άνεμοι και τα ηφαίστεια μεταφέρουν συνολικά  $3 \times 10^9$  τόννους/χρόνο (Εικ. 3.2.6).

Τα βιογενή και τα υδρογενή ιζήματα σχηματίζονται στην υδάτινη στήλη των ωκεανών από όπου και καθιζάνουν με αργό ρυθμό προς τον πυθμένα (Εικ. 3.2.6).



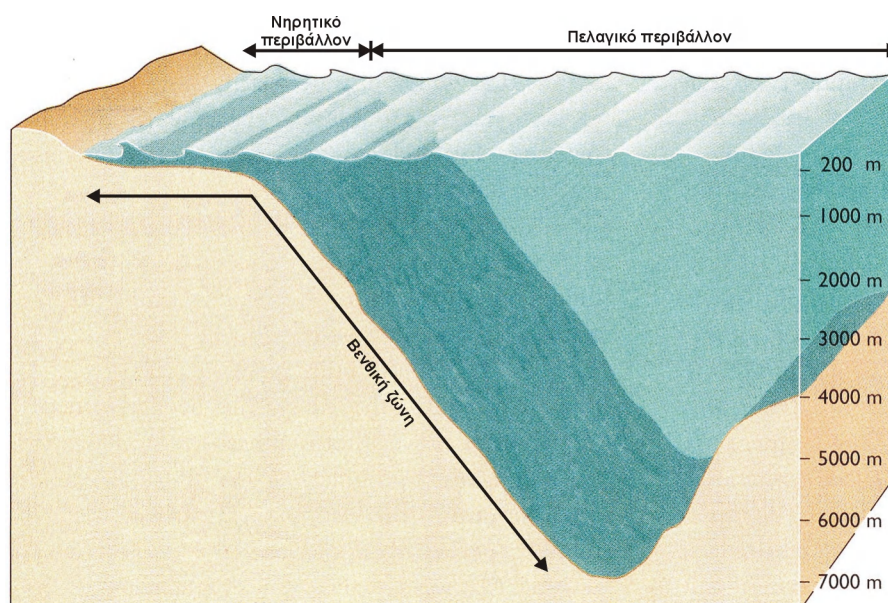
Εικ. 3.2.6. Τρισδιάστατη απεικόνιση της ετήσιας προσφερόμενης ποσότητας ιζημάτων (σε  $\times 10^9$  τόννους) ανά πηγή προέλευσης. Οι ποσότητες που σημειώνονται σε παρένθεση βρίσκονται σε διαλυμένη μορφή.

### 3.2.3. Ταξινόμηση σύμφωνα με το περιβάλλον απόθεσης

Τα ιζήματα ανάλογα με το περιβάλλον που λαμβάνει χώρα η ιζηματογένεση διακρίνονται στα **Νηρητικά** και στα **Πελαγικά** ιζήματα (Εικ. 3.2.7). Το νηρητικό περιβάλλον περιλαμβάνει την παράκτια ζώνη και την υφαλοκρηπίδα, ενώ το πελαγικό περιβάλλον εκτείνεται πέραν της υφαλοκρηπίδας.

Στο νηρητικό περιβάλλον η ιζηματογένεση λαμβάνει χώρα κάτω από τις υδροδυναμικές συνθήκες που επικρατούν στην υφαλοκρηπίδα, ενώ τα ιζήματα είναι κυρίως χονδρόκοκκα και εισέρχονται στο νηρητικό περιβάλλον κατά κύριο λόγο από τους ποταμούς.

Στο πελάγιο περιβάλλον η ιζηματογένεση λαμβάνει χώρα κάτω από τις υδροδυναμικές συνθήκες που επικρατούν στα βαθειά νερά πέραν της ισοβαθούς των 200m και τα ιζήματα είναι: **(α)** λιθογενούς προέλευσης: πολύ λεπτόκοκκα και **(β)** βιογενούς προέλευσης: κυρίως κελύφη πλαγκτονικών οργανισμών. Τα πρώτα εισέρχονται στο πελάγιο περιβάλλον κατά κύριο λόγο από την ατμόσφαιρα μέσω των ανέμων, ενώ τα δεύτερα σχηματίζονται στην υδάτινη στήλη.



Εικ. 3.2.7. Τρισδιάστατη απεικόνιση των θαλασσίων περιβαλλόντων ιζηματογένεσης. Το νηρητικό περιβάλλον περιορίζεται μέχρι την ισοβαθή των 200m, ενώ το πελαγικό εκτείνεται πέραν αυτού του βάθους.

### 3.3 ΤΟ ΘΑΛΑΣΣΙΝΟ ΤΑΞΙΔΙ ΤΟΥ ΚΟΚΚΟΥ (ΤΑ ΥΔΡΑΥΛΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ)

Τα υδραυλικά χαρακτηριστικά των ιζημάτων καθορίζουν τη συμπεριφορά τους στο θαλασσινό περιβάλλον είτε κατά την διάρκεια της καθίζησης στην υδάτινη στήλη είτε κατά την διάρκεια της παραμονής τους στην επιφάνεια του πυθμένα.

#### 3.3.1. Κόκκοι στην υδάτινη στήλη

Η καθίζηση των ιζημάτων στην υδάτινη στήλη ελέγχεται από **την οριακή ταχύτητα καθίζησης** (settling velocity) των κόκκων, η οποία εξαρτάται τόσο από ιδιότητες των κόκκων όπως το μέγεθος, το σχήμα, η σφαιρικότητα και η πυκνότητά τους όσο και από φυσικές ιδιότητες του θαλασσινού νερού όπως η πυκνότητα, το ιξώδες και η τύρβη. Για να αρχίσει η καθίζηση ενός κόκκου στην υδάτινη στήλη πρέπει η πυκνότητά του να είναι μεγαλύτερη από αυτή του ρευστού, υπό την προϋπόθεση ότι η υδάτινη στήλη βρίσκεται σε ηρεμία (απουσία ρευμάτων και κυμάτων). Αρχικά ο κόκκος επιταχύνεται, με την ταχύτητα καθίζησής του συνεχώς αυξανόμενη, αλλά πέρα από μια χρονική στιγμή η ταχύτητα αποκτά μέγιστη τιμή (οριακή ταχύτητα) και έκτοτε παραμένει σταθερή. Τη χρονική στιγμή που η ταχύτητα αποκτά τη μέγιστη τιμή της, οι δυνάμεις **της βαρύτητας ( $F_G$ )** και **της άνωσης ( $F_B$ )**, κάτω από την επίδραση των οποίων ο κόκκος καθιζάνει, εξισορροπούνται από τη **δύναμη της αντίστασης** (drag force,  $F_D$ ), η οποία εμποδίζει την πτώση του κόκκου μέσα στο ρευστό. Η δύναμη της αντίστασης αναπτύσσεται από: **(i)** το ρευστό το οποίο διαταράσσεται από την κίνηση του κόκκου που κινείται μέσα σ' αυτό, και δεν είναι τίποτε άλλο παρά η τριβή μεταξύ κόκκου και ρευστού και **(ii)** την ανομοιόμορφη κατανομή της πίεσης γύρω από τον κόκκο καθώς αυτός καθιζάνει όπως ορίζεται από το νόμο του Bernoulli.

Αν θεωρηθεί ότι ο κόκκος του ιζήματος, ο οποίος καθιζάνει είναι σφαιρικού σχήματος με ακτίνα  $r$  και χαλαζιακής σύστασης, τότε η δύναμη βαρύτητας ( $F_G$ ) δίνεται από τη σχέση:

$$F_G = \frac{4}{3}(\pi \cdot r^3 \cdot d_s \cdot g)$$

όπου:  $r$ : η ακτίνα της σφαίρας σε cm,

$d_s$ : η πυκνότητα της σφαίρας σε  $\text{gr/cm}^3$  και

$g$ : η επιτάχυνση της βαρύτητας σε  $\text{cm/sec}^2$ .

Η δύναμη της άνωσης ( $F_B$ ) δίνεται από τη σχέση:

$$F_B = \frac{4}{3}(\pi \cdot r^3 \cdot d_f \cdot g)$$

όπου:  $d_f$ : η πυκνότητα του ρευστού σε  $\text{gr/cm}^3$ .

Η δύναμη της αντίστασης ( $F_D$ ) δίνεται από τη σχέση:

$$F_D = 6 \cdot \pi \cdot r \cdot \mu \cdot U$$

όπου:  $\mu$ : το ιξώδες του ρευστού σε  $\text{dyne} \cdot \text{sec/cm}^2$  (poises) και

$U$ : η ταχύτητα καθίζησης σε  $\text{cm/sec}$ .

Όπως ήδη έχει αναφερθεί η οριακή ταχύτητα καθίζησης του κόκκου, επιτυγχάνεται όταν:

$$F_D = F_G + F_B$$

και άρα:

$$6 \cdot \pi \cdot r \cdot \mu \cdot U = \frac{4}{3}(\pi \cdot r^3 \cdot d_s \cdot g) + \frac{4}{3}(\pi \cdot r^3 \cdot d_f \cdot g)$$

ή αν αντικατασταθεί  $r = D/2$ , προκύπτει η πιο κάτω σχέση, η οποία είναι ο νόμος του Stokes:

$$U = \frac{(d_s - d_f)gD^2}{18 \mu}$$

όπου:  $d_s$ :  $2.65 \text{ gr/cm}^3$  (η πυκνότητα του χαλαζία),

$d_f$ : η πυκνότητα του απεσταγμένου νερού σε συγκεκριμένη θερμοκρασία,

$g$ :  $980 \text{ cm/sec}^2$ ,

$\mu$ : το ιξώδες του απεσταγμένου νερού σε συγκεκριμένη θερμοκρασία και

$D$ : διάμετρος του κόκκου σε  $\text{cm}$ .

Η σχέση του νόμου του Stokes, μπορεί να απλοποιηθεί, κάτω από συγκεκριμένη θερμοκρασία, στην πιο κάτω μορφή:

$$U = C \cdot D^2$$

όπου:

$$C = \frac{(d_s - d_f)g}{18 \mu}$$

Ο Πίνακας 3.3.1, παρουσιάζει τις τιμές της σταθεράς  $-C-$  σε συγκεκριμένη θερμοκρασία ρευστού, για τον απλούστερο υπολογισμό της ταχύτητας καθίζησης κόκκου συγκεκριμένης διαμέτρου.



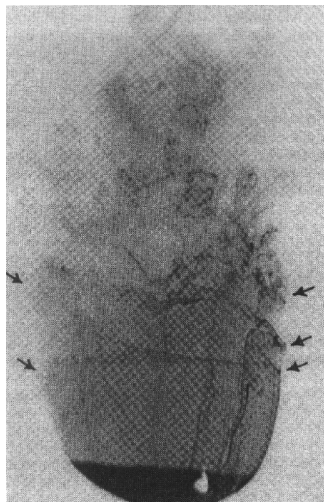
Πίνακας 3.3.1.

Θερμοκρασία ρευστού σε °C	Τιμή της σταθεράς -C-
18	8,538
19	8,756
20	8,975
21	9,198
22	9,421
23	9,648
24	9,876
25	10,107
26	10,340
27	10,575

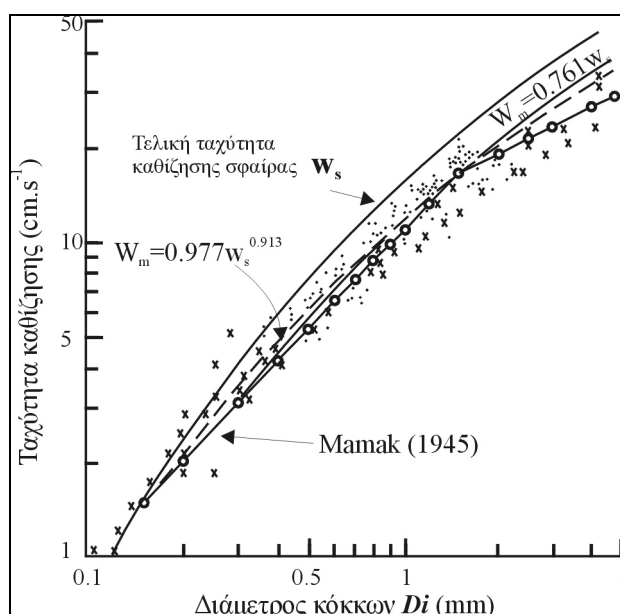
Ο νόμος του Stokes έχει εφαρμογή σε κόκκους που η διάμετρος είναι μεταξύ 0.5μm και 50μm. Όταν η διάμετρος των κόκκων είναι μικρότερη από 0.5μm τότε η κίνηση των κόκκων ελέγχεται από την Brownies κίνηση των μορίων στο ρευστό. Όταν η διάμετρος των κόκκων είναι μεγαλύτερη των 50μm τότε αναπτύσσεται τύρβη γύρω από τους κόκκους.

Όταν ο κόκκος έχει σχήμα σύνθετο (δισκοειδές, φυλλοειδές) τότε η καθίζηση ελέγχεται από την ανομοιόμορφη κατανομή των πιέσεων γύρω του, καθώς και την ύρβη που αναπτύσσεται γύρω από αυτόν (Εικ. 3.3.1.). Στην περίπτωση αυτή η πορεία καθίζησης του κόκκου είναι σύνθετη, κυματοειδής η ελικοειδής, η ταχύτητα καθίζησης δεν είναι σταθερή, ενώ επιπλέον δεν ισχύει ο νόμος του Stokes. Σε γενικές γραμμές, κόκκοι που δεν έχουν σφαιρικό σχήμα έχουν μικρότερες οριακές ταχύτητες πτώσης από του ισοδύναμους (ίδιου όγκου) σφαιρικούς κόκκους (Εικ. 3.3.2.). Όσο περισσότερο αποκλίνει το σχήμα των κόκκων από το σφαιρικό, τόσο μειώνεται η οριακή τους ταχύτητα.

Συμπερασματικά μπορεί να υποστηριχτεί ότι ο νόμος του Stokes μπορεί να εφαρμοστεί ικανοποιητικά σε ανόργανους κόκκους που εντάσσονται στις κοκκομετρικές τάξεις του πηλού και της αργίλου. Για το λόγο αυτό άλλωστε η κοκκομετρική μέθοδος ανάλυσης με πιπέττα των λεπτόκοκκων ιζημάτων βασίζεται στο συγκεκριμένο νόμο.



Εικ. 3.3.1. Φωτογραφία στην οποία έχει αποτυπωθεί η ροή που αναπτύσσεται γύρω από ένα κέλυφος διθύρου καθώς βυθίζεται σε στάσιμη υδάτινη στήλη. Με βέλη σημειώνονται οι στρόβιλοι που αναπτύσσονται λόγω της βύθισης του κελύφους.



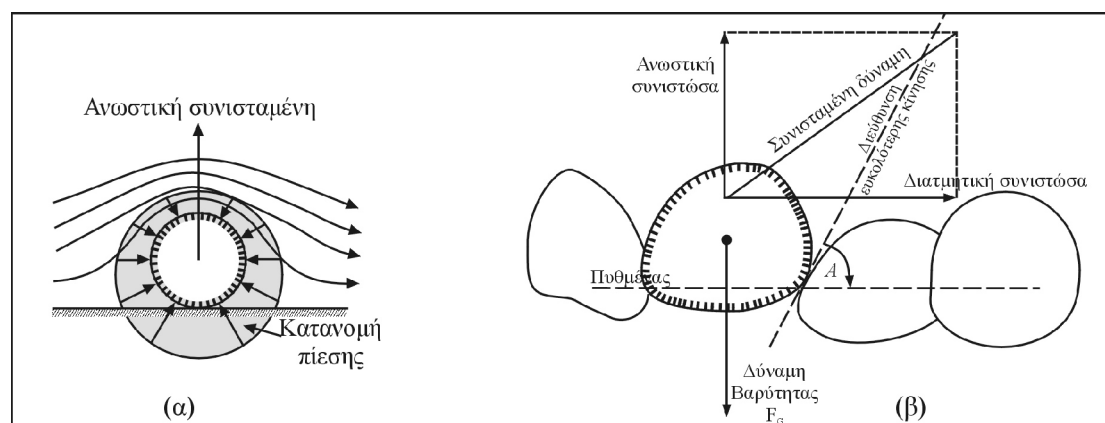
Εικ. 3.3.2. Διάγραμμα στο οποίο παρουσιάζονται οι πειραματικώς μετρηθείσες οριακές ταχύτητες κόκκων άμμου, μεγέθους από 0.1 έως 5mm. Τα δεδομένα προήλθαν από πειραματικές διατάξεις των Baba and Komar (1981) (·), Lane (1938) (x) και Mamak (1964) (o). Η συνεχής γραμμή, στο πάνω μέρος του διαγράμματος, αντιπροσωπεύει τις θεωρητικές τιμές οριακών ταχυτήτων όπως προκύπτουν από το νόμο του Stokes, για σφαιρικούς κόκκους χαλαζιακής σύστασης.

### 3.3.2. Κόκκοι στον πυθμένα

Οι κόκκοι των ιζημάτων όταν αποτεθούν στον πυθμένα είτε θα παραμείνουν στη θέση απόθεσής τους είτε μπορεί να τεθούν σε κίνηση από τη δράση ρευμάτων ή/και κυμάτων, με αποτέλεσμα να μετατίθενται από την εκάστοτε θέση τους στον πυθμένα και να μεταφέρονται προς μία ορισμένη κατεύθυνση. Η κίνηση των κόκκων στον πυθμένα ελέγχεται από: **(α)** την ένταση των ρευμάτων, **(β)** την περίοδο και το ύψος των κυμάτων, **(γ)** τη σχετική πυκνότητα κόκκων/νερού, **(δ)** το μέγεθος και **(ε)** το σχήμα των κόκκων.

Όταν ένας κόκκος κείται στην επιφάνεια του πυθμένα και δεν δρουν ρεύματα πάνω από αυτόν, τότε ο κόκκος παραμένει ακίνητος και η μόνη δύναμη που επενεργεί σ' αυτόν είναι η διαφορά της **βαρύτητας** ( $F_G$ ) από **την άνωση** ( $F_B$ ). Αν δρουν ρεύματα πάνω από την επιφάνεια του πυθμένα τότε στον κόκκο εξασκούνται δύο επιπλέον δυνάμεις: **μία ανωστική** ( $F_L$ ) και **μία διατμητική** ( $F_D$ ) (Εικ. 3.3.3α).

Η ανωστική δύναμη οφείλεται στην πύκνωση των ρευματογραμμών πάνω από τον κόκκο, οπότε σύμφωνα με το θεώρημα του Bernoulli πάνω από τον κόκκο θα αυξηθεί η ταχύτητα ροής και επομένως θα ελαττωθεί η πίεση σε σχέση με την επικρατούσα στο γύρω του κόκκου χώρο (Εικ. 3.3.3β). Η ανωστική αυτή δύναμη είναι συγκρίσιμη με την ανωστική δύναμη που εφαρμόζεται στα πτερύγια του αεροπλάνου όπως αυτό κινείται στην ατμόσφαιρα.



Εικ. 3.3.3. (α) Γεωμετρία των ρευματικών γραμμών και της κατανομής των πιέσεων, όπως προκύπτουν από την κίνηση ρευστού πάνω από κύλινδρο, ο οποίος έχει τοποθετηθεί σε οριζόντιο πυθμένα. (β) Απλοποιημένη αναπαράσταση των δυνάμεων που επιδρούν σε ένα κόκκο, ως αποτέλεσμα της κίνησης του ρευστού πάνω από αυτόν.

Η δύναμη της διάτμησης οφείλεται στην τριβή που εξασκεί το κινούμενο ρευστό στην επιφάνεια του πυθμένα και συνεπώς σε κάθε ένα από τους κόκκους του. Η δύναμη διάτμησης είναι δυνατόν να οριστεί:

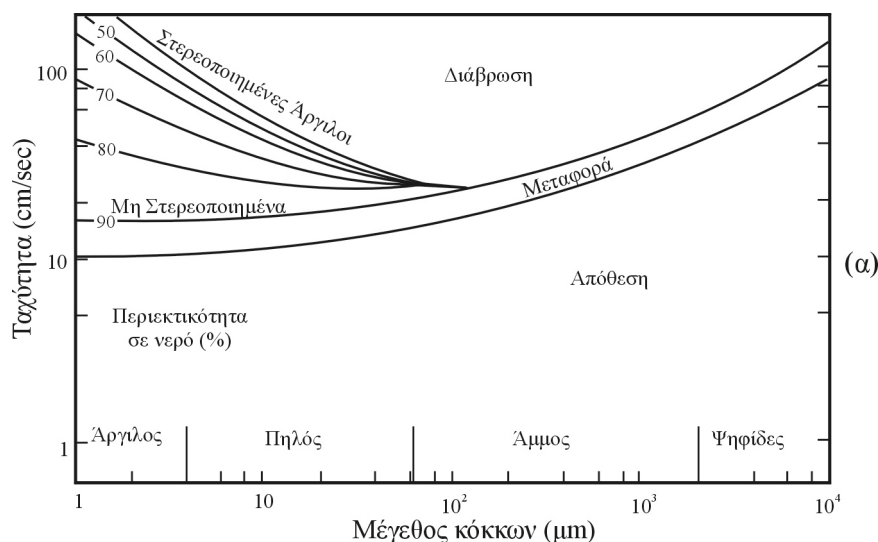
- είτε ως η μέση διατμητική τάση που εφαρμόζεται στην προβολική επιφάνεια του κόκκου τη χρονική στιγμή εισόδου του στη ροή,
- είτε ως το γινόμενο ενός συντελεστή τριβής και της μέσης ταχύτητας που εφαρμόζεται και πάλι στην προβολική επιφάνεια του κόκκου.

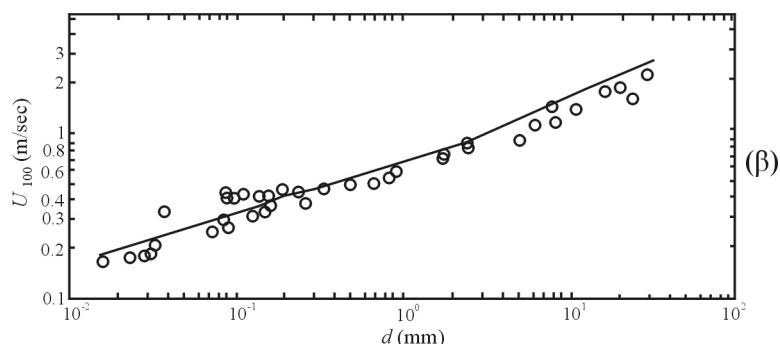
Στη θεωρητική περίπτωση που ο κόκκος έχει σχήμα σφαίρας που κείται σε οριζόντιο επίπεδο, η ανωστική δύναμη είναι κατακόρυφη και έχει διεύθυνση αντίθετη

με τη βαρύτητα, ενώ η διατμητική τάση είναι παράλληλη με την διεύθυνση ροής. Σε πραγματικές συνθήκες όπου οι κόκκοι έχουν ακανόνιστο σχήμα και βρίσκονται μεταξύ άλλων κόκκων, τότε οι δυνάμεις αυτές έχουν τυχαίες διευθύνσεις, ενώ επιπλέον δε διέρχονται απαραίτητα από το κέντρο βάρους του κόκκου.

Όταν η ταχύτητα της ροής υπερβεί μια κρίσιμη τιμή (threshold condition), τότε οι κόκκοι χάνουν την επαφή τους με τον πυθμένα και εισερχόμενοι στη ροή μεταφέρονται ή μετατοπίζονται προς τα κατάντη. Η κρίσιμη ταχύτητα ροής η οποία θέτει σε κίνηση του κόκκους είναι συνάρτηση πολλών παραγόντων, όπως **(i)** η δύναμη της βαρύτητας, **(ii)** το μέγεθος του κόκκου, **(iii)** το σχήμα του κόκκου, **(iv)** η πυκνότητα του κόκκου, **(v)** η διάταξη των κόκκων μεταξύ τους, **(vi)** η συνοχή των κόκκων ως μια ενιαία μάζα, **(vii)** η πυκνότητα του ρευστού και **(viii)** το ιξώδες του ρευστού.

Η πολυπλοκότητα της εξάρτησης αυτής της κρίσιμης τιμής της ταχύτητας από σημαντικό αριθμό παραγόντων, οδήγησε τους ερευνητές στον προσδιορισμό της τιμής της από πειραματικά δεδομένα. Ένας μεγάλος αριθμός πειραματικών διατάξεων για ευρύ φάσμα μεγέθους κόκκων και ποικιλίας ρευστών, οδήγησαν τελικά στη σχεδίαση διαγραμμάτων μεταξύ κρίσιμης τιμής ταχύτητας ροής και διαμέτρου κόκκου μη συνεκτικού ιζήματος. (Εικ.3.3.4.).





Εικ. 3.3.4. (α) Το ημιεμπειρικό νομόγραμμα Hjulstrom, το οποίο συσχετίζει την ταχύτητα του ρεύματος πάνω από την οποία το ρεύμα μπορεί να μετακινήσει σφαιρικούς κόκκους διαφόρων μεγεθών από την επιφάνεια του πυθμένα. Οι κόκκοι θεωρητικά πρέπει να είναι χαλαζιακής σύστασης, ενώ η ταχύτητα του ρεύματος αναφέρεται σε ύψος 1m πάνω από την επιφάνεια του πυθμένα. (β) Διάγραμμα που προέκυψε από πειραματικά δεδομένα (Miller et al, 1977) και συνδέει τη διάμετρο των κόκκων με την ταχύτητα του ρεύματος πάνω από την οποία αρχίζει η μετακίνηση των κόκκων.

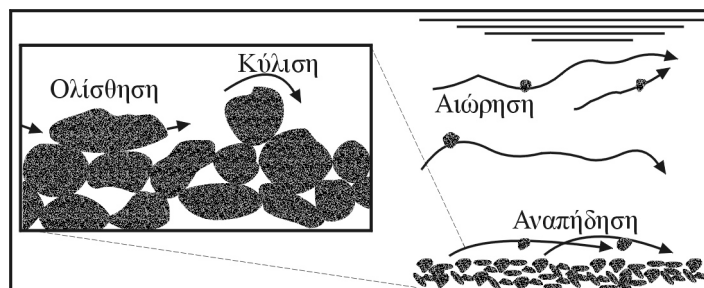
Η μετατόπιση ή η μεταφορά των κόκκων πάνω στην επιφάνεια του πυθμένα, κάτω από τη δράση ενός ρεύματος, δεν είναι απαραίτητο να είναι συνεχής ή προς μια πάντα συγκεκριμένη διεύθυνση. Αυτό συμβαίνει επειδή η ταχύτητα ενός θαλάσσιου ρεύματος είναι μεταβαλλόμενη χωροχρονικά, ανάλογα το γεννεσιουργό αίτιο που δημιούργησε το ρεύμα.

Οι τρόποι με τους οποίους ένας κόκκος μετατοπίζεται ή μεταφέρεται προς τα κατάντη της ροής είναι τέσσερις: **(i) η ολίσθηση (sliding)**, **(ii) η κύληση (rolling)**, **(iii) η αναπήδηση (saltation)** και **(iv) η αιώρηση (suspension)** (Εικ. 3.3.5).

- (i) Κατά τη διάρκεια της **ολίσθησης** του κόκκου, αυτός διατηρεί συνεχώς την επαφή του με τον πυθμένα και ενώ είναι δυνατόν να διαπιστώνονται τυχαίες ανατροπές του, αυτές δεν έχουν το χαρακτήρα συνεχούς κύλησης γύρω από έναν άξονα (Εικ. 3.3.5).
- (ii) Κατά την **κύληση**, ο κόκκος διατηρεί συνεχώς την επαφή με τον πυθμένα και μεταφέρεται με συνεχή κύληση γύρω από έναν άξονα, ο οποίος είναι κάθετος προς τη διεύθυνση της ροής. Σπάνια, κατά τη διάρκεια της κύλησης είναι δυνατόν ο κόκκος για μικρά διαστήματα να μεταφέρεται με ολίσθηση (Εικ. 3.3.5).
- (iii) Κατά τη διάρκεια της **αναπήδησης**, ο κόκκος εκτελεί μια σειρά βαλλιστικών αναπηδημάτων, τα οποία παρουσιάζουν συνήθως ύψος μερικών διαμέτρων του κόκκου και μήκος περίπου 10-20 διαμέτρων. Η τροχιά του κάθε βαλλιστικού αναπηδήματος δεν έχει συμμετρικό

παραβολικό σχήμα, αλλά χαρακτηρίζεται από μια απότομη πλευρά ( $>45^\circ$ ) κατά μήκος της οποίας ο κόκκος αποκολλάται από τον πυθμένα και μια πλευρά ομαλής κλίσης ( $>10^\circ$ ) κατά μήκος της οποίας ο κόκκος επιστρέφει στον πυθμένα (Εικ. 3.3.5).

- (iv) Κατά την **αιώρηση**, ο κόκκος μεταφέρεται σε μεγαλύτερες αποστάσεις και με ανώμαλης μορφής τροχιά χωρίς να έρχεται σε επαφή με τον πυθμένα, τουλάχιστον όχι τόσο συχνά όσο στην αναπήδηση. Ο κόκκος διατηρείται σε αιώρηση από τους στροβιλισμούς της ροής ή την προς τα άνω συνιστώσα της τυρβώδους ροής. Αν και συνήθως αυτή η διεργασία μεταφοράς των κόκκων καλείται αιώρηση, είναι ακριβέστερο να αναφέρεται ως «αρχική» ή «εν τη γενέσει» αιώρηση ώστε να διακρίνεται από τη διεργασία της τυπικής αιώρησης των κόκκων μετά την αρχική τους είσοδο στο θαλάσσιο περιβάλλον και οι οποίοι βρίσκονται σε σχετικά μεγάλη απόσταση από τον πυθμένα (Εικ. 3.3.5).



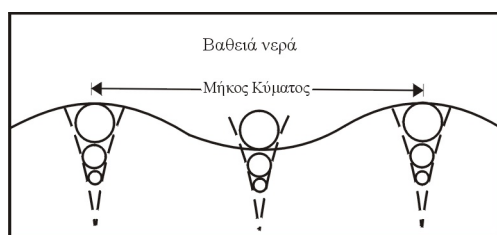
Εικ. 3.3.5. Απλοποιημένη αναπαράσταση των διαφόρων τύπων μεταφοράς των κόκκων κάτω από την επίδραση ενός ρεύματος.

Οι κόκκοι που μεταφέρονται με ολίσθηση, κύλιση και αναπήδηση συγκροτούν το «**φορτίο πυθμένα**» (bedload) (ή «φορτίο κοίτης» αν πρόκειται για ποτάμιο περιβάλλον), ενώ οι κόκκοι σε αιώρηση αποτελούν το «**φορτίο αιώρησης**» (suspended load).

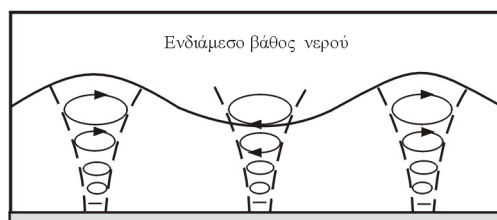
Οι προαναφερθείσες διεργασίες δεν αναπτύσσονται σε συνεκτικά ιζήματα. Η διατμητική τάση που εξασκείται από ένα ρευστό σε ένα συνεκτικό ίζημα, πρέπει να υπερνικήσει επιπλέον τις ηλεκτροστατικές ελκτικές δυνάμεις (Van der Waals) που αναπτύσσονται μεταξύ των σωματιδίων. Αποτέλεσμα της παρουσίας αυτών των δυνάμεων, είναι να απαιτούνται ισχυρότερα ρεύματα για τη μεταφορά λεπτόκοκκων

ιζημάτων, όπως οι λεπτόκοκκοι πηλοί και οι άργιλοι. Αυτό που συμβαίνει στην πραγματικότητα, στην περίπτωση της επίδρασης ενός ρεύματος σε πηλούχα ή αργιλούχα ιζήματα, δεν είναι η μετακίνηση μεμονωμένων σωματιδίων, αλλά η αποκόλληση και η μετακίνηση συσσωματωμάτων κόκκων ή μικρών τεμαχών ιζήματος. Μια επιπλέον διεργασία, η οποία αναπτύσσεται σε συνεκτικά ιζήματα και οδηγεί στην απώλεια μικρών τεμαχών ιζήματος είναι η διαβρωτική δράση αδρομερέστερων κόκκων (συνήθως άμμου) οι οποίοι κάτω από τη δράση του ρεύματος «αμμοβολούν» το λεπτόκοκκο ιζημα αποκολλώντας τμήματά του.

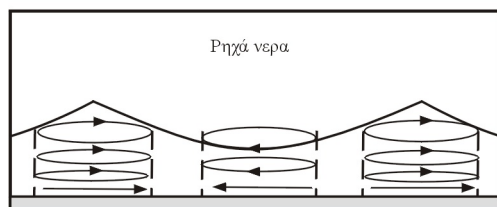
Τα θαλάσσια κύματα είναι δυνατόν να προκαλέσουν μεταφορά των κόκκων του ιζήματος που καλύπτει τον πυθμένα. Τα κύματα θέτουν σε παλινδρομική κίνηση τα μόρια του νερού στην επιφάνεια της θάλασσας. Αυτή η κίνηση μεταδίδεται προς τα βαθύτερα υδάτινα στρώματα και είναι δυνατόν κάτω από συγκεκριμένες συνθήκες να θέσει σε κίνηση του κόκκους των ιζημάτων (Εικ. 3.3.6). Η κίνηση των κόκκων όπως και αυτή των μορίων του νερού είναι παλινδρομική.



α: Βάθος νερού  $\geq \frac{1}{2}$  μήκους κύματος



β: Βάθος νερού  $\leq \frac{1}{2}$  έως  $\geq \frac{1}{20}$  μήκους κύματος



γ: Βάθος νερού  $\leq \frac{1}{20}$  μήκους κύματος

Εικ. 3.3.6. Η κίνηση των μορίων του νερού λόγω κυματισμού δεν επιδρά στους κόκκους της επιφάνειας του πυθμένα, όταν αυτός είναι βαθύτερα του μισού του μήκους του κύματος. Οι τροχιές των μορίων του νερού λόγω κυματισμού είναι κυκλικές μόνο όταν τα κύματα κινούνται σε βαθιά νερά ( $\geq 1/2$  του μήκους κύματος), ενώ είναι ελλειψοειδείς σε κύματα ενδιάμεσων βαθών ( $1/2$  έως  $1/20$  του μήκους κύματος) και έντονα ελλειψοειδείς σε κύματα ρηχών νερών ( $\leq 1/20$  του μήκους κύματος).

Η οριακή τιμή της οριζόντιας ταχύτητας ( $U_t$ ) της παλινδρομικής κίνησης των μορίων του νερού ώστε αυτή να θέσει σε κίνηση τους κόκκους του πυθμένα, σχετίζεται με τη διάμετρο των κόκκων με μια σχέση που είναι γνωστή ως εξίσωση του Komar (1976). Η σχέση του Komar είναι:

(α) για κόκκους διαμέτρου μικρότερης των 0.5mm.

$$\frac{\rho \cdot U_t^2}{(\rho_s - \rho)gD} = 0.21 \frac{(d_o)^{1/2}}{D}$$

(β) για κόκκους διαμέτρου μεγαλύτερης των 0.5 mm.

$$\frac{\rho \cdot U_t^2}{(\rho_s - \rho)gD} = 0.46 \pi \frac{(d_o)^{1/4}}{D}$$

όπου:  $\rho$ : η πυκνότητα του νερού,

$\rho_s$ : η πυκνότητα των κόκκων,

$g$ : η επιτάχυνση της βαρύτητας,

$d_o$ : η τροχιακή διάμετρος των μορίων του νερού και

$D$ : η διάμετρος των κόκκων.

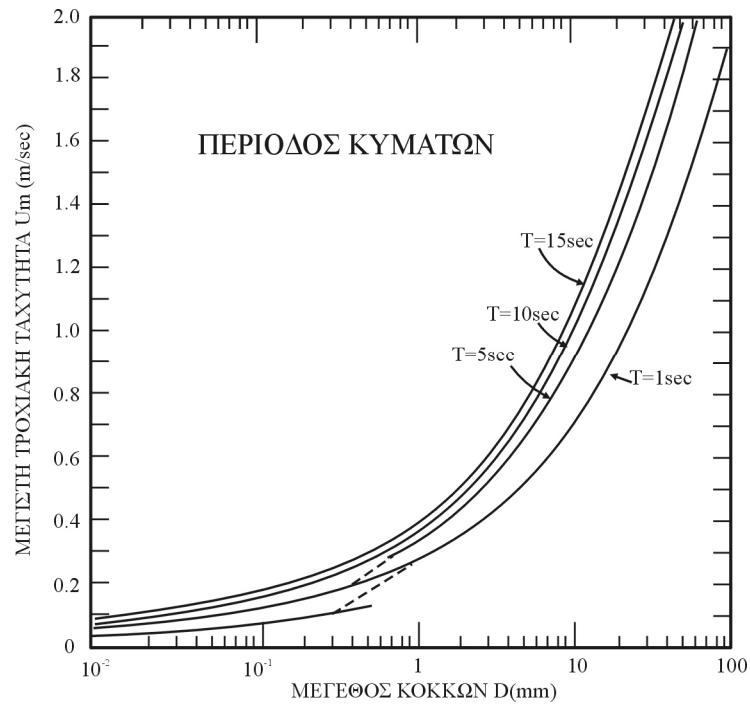
Η οριακή οριζόντια ταχύτητα ( $U_t$ ) σχετίζεται, εκτός των φυσικών ιδιοτήτων του ρευστού και του κόκκου, σχετίζεται επιπλέον με τα χαρακτηριστικά των κυμάτων και βεβαίως με το βάθος του νερού. Η σχέση που περιγράφει την εξάρτηση της οριακής ταχύτητας με το ύψος ( $H$ ), την περίοδο ( $T$ ), και το μήκος κύματος ( $L$ ) καθώς και το βάθος του νερού ( $d$ ), είναι:

$$U_t = \frac{\pi H}{T \cdot \eta \mu h \left( 2 \pi \frac{d}{L} \right)}$$

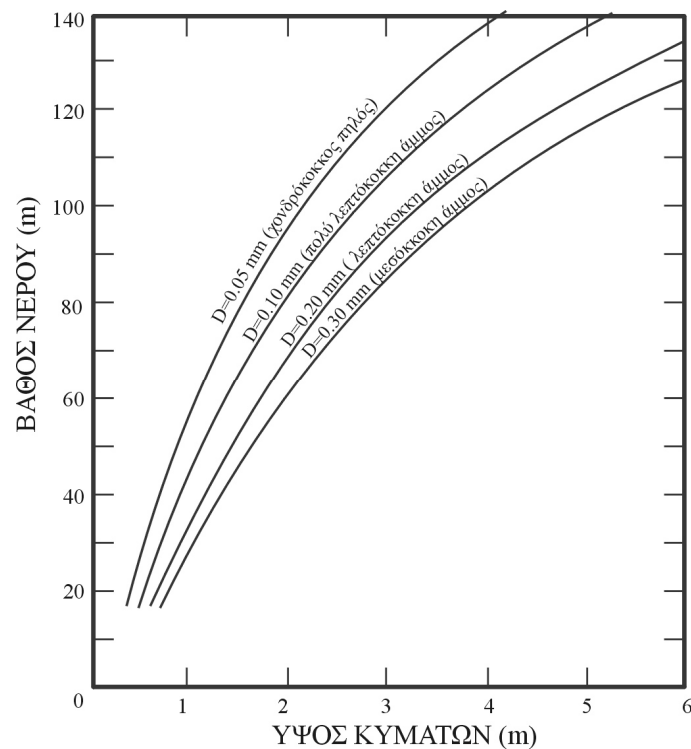
όπου:  $\eta \mu h$  = το υπερβολικό ημίτονο.

Το διάγραμμα της εικόνας 3.3.7 αποτελεί διαγραμματική αναπαράσταση των προηγούμενων εξισώσεων και δείχνει την οριακή τροχιακή ταχύτητα ( $U_m$ ) σε cm/sec η οποία απαιτείται για να τεθούν σε κίνηση κόκκοι διαφόρων μεγεθών από κύματα περιόδων 5, 10 και 15sec. Παρόμοια το διάγραμμα της εικόνας 3.3.8, το οποίο βασίζεται στις ίδιες εξισώσεις, συνδέει το ύψος κύματος και το βάθος νερού για διάφορα μεγέθη κόκκων.



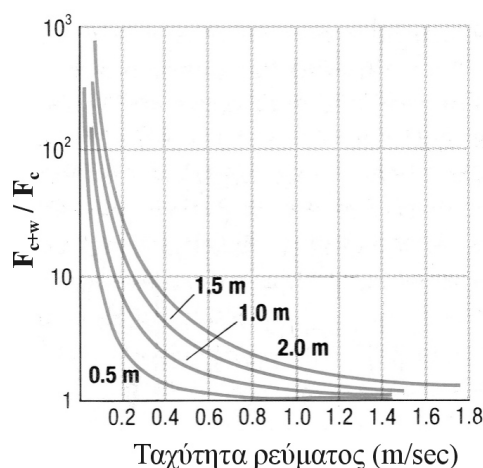


Εικ. 3.3.7. Διάγραμμα το οποίο συσχετίζει τη διάμετρο των κόκκων με την οριακή τροχιακή ταχύτητα, η οποία απαιτείται για να τεθούν σε κίνηση οι κόκκοι, για διαφορετικές περιόδους κυμάτων. Οι κόκκοι θεωρούνται σφαιρικού σχήματος και χαλαζιακής σύστασης.



Εικ. 3.3.8. Διάγραμμα το οποίο παρουσιάζει το βάθος νερού στο οποίο κόκκοι διαφόρων διαμέτρων μπορεί να τεθούν σε κίνηση κάτω από τη δράση κυμάτων διαφόρων υψών και περιόδου 15sec.

Τα χαρακτηριστικά των κυμάτων (περίοδος και ύψος) και η ταχύτητα των ρευμάτων μεταβάλλονται χωροχρονικά και επομένως η προκαλούμενη κίνηση των κόκκων δεν είναι συνεχής. Τα κύματα αν και μπορούν, όπως αναφέρθηκε, να θέσουν τους κόκκους σε κίνηση, δεν τους μετατοπίζουν από την αρχική τους θέση, καθώς η κίνηση είναι παλινδρομική, δηλαδή μετά το πέρασμα κάθε κύματος ο κόκκος επανέρχεται στην αρχική του θέση. Επομένως η συμβολή των κυμάτων στη μετατόπιση και μεταφορά των κόκκων μπορεί να θεωρηθεί ως βοηθητική υπό την εξής έννοια: Αν η ταχύτητα του ρεύματος είναι χαμηλότερη από αυτήν που απαιτείται για να τεθούν σε κίνηση κόκκοι συγκεκριμένου μεγέθους και να μεταφερθούν από αυτό, αλλά οι κόκκοι βρίσκονται σε παλινδρομική κίνηση από τα κύματα, τότε η ταχύτητα του ρεύματος δρα προσθετικά στους εν κινήσει κόκκους. Αποτέλεσμα αυτής της συνδυαστικής δράσης κυμάτων και ρευμάτων είναι η μετατόπιση των κόκκων από την αρχική τους θέση προς την κατεύθυνση του ρεύματος, μετά το πέρασμα κάθε κύματος (Εικ. 3.3.9).



Εικ. 3.3.9. Νομόγραμμα το οποίο παρουσιάζει την επιπρόσθεση της παλινδρομικής κίνησης του νερού που προκαλείται από τα κύματα στην σταθερή ταχύτητα του ρεύματος. Στο συγκεκριμένο νομόγραμμα η επιπρόσθεση εκφράζεται από το λόγο  $F_{c+w}/F_c$  (όπου  $F_c$  η διατμητική τάση κάτω από τη δράση του ρεύματος και  $F_{c+w}$  η διατμητική τάση κάτω από τη δράση του ρεύματος και του κύματος) και ισχύει: (i) για κύματα περιόδου (T) 8sec με ύψη 0.5, 1, 1.5 και 2m (ii) για ταχύτητα ρεύματος 1m πάνω από τον πυθμένα και (iii) για βάθος 20m.

Η συστηματική μεταφορά των κόκκων μη συνεκτικών ιζημάτων, λόγω της δράσης ρευμάτων, είναι δυνατόν να αλλοιώσει τη μορφολογία του πυθμένα και να σχηματίσει νέα μορφολογικά στοιχεία στην επιφάνειά του. Αυτά τα μορφολογικά στοιχεία καλούνται «**ρευματογενείς γεωμορφές**», παρουσιάζουν διάφορα γεωμετρικά σχήματα και τα τυπικότερα παραδείγματα γεωμορφών είναι: οι

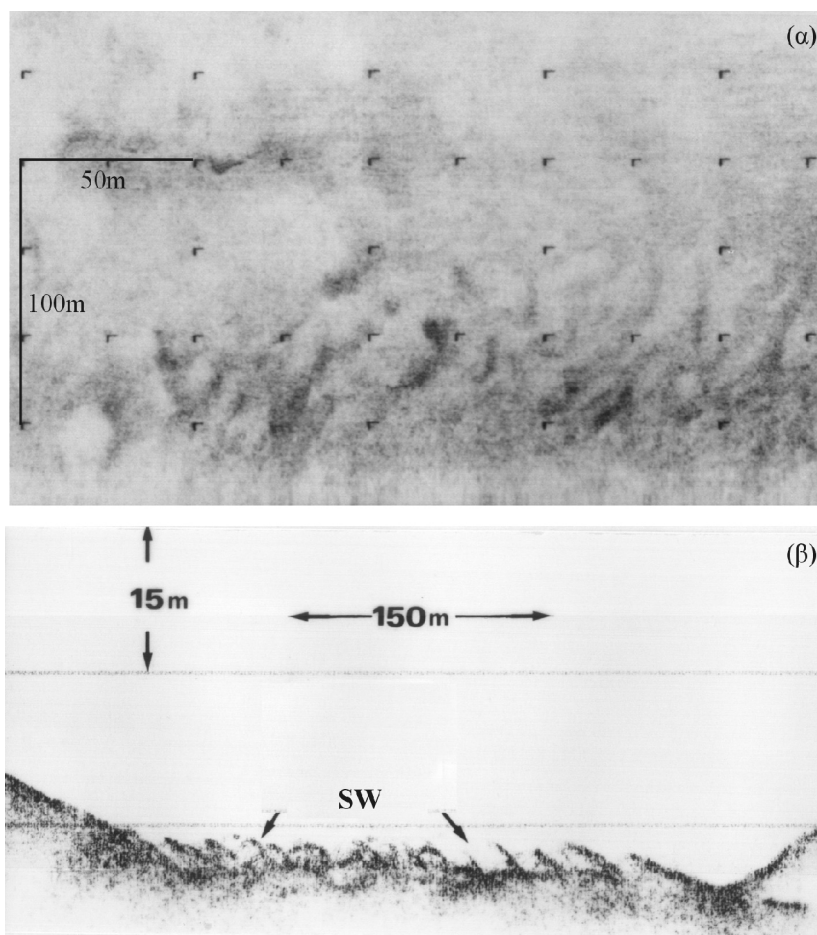
**ρυτιδώσεις** (ripples) (Εικ. 3.3.10), οι **μεγαρυτιδώσεις** (megaripples) (Εικ. 3.3.11), τα **αμμώδη κύματα** (sand-waves), οι **θίνες** (dunes) (Εικ. 3.3.12), οι **αντιθίνες** (antidunes) και οι **αμμώδεις ραβδώσεις** (sand ribbons) (Εικ. 3.3.13). Ο τύπος των γεωμορφών που τελικώς θα σχηματιστεί στην επιφάνεια του πυθμένα, εξαρτάται από: (α) την ένταση του ρεύματος (Εικ. 3.3.14, 3.3.15), (β) το μέγεθος των κόκκων στον πυθμένα (Εικ. 3.3.14, 3.3.15) και (γ) το πάχος ροής (Εικ. 3.3.14, 3.3.15). Οι προαναφερθείσες γεωμορφές είναι προσανατολισμένες εγκάρσια προς τη διεύθυνση του ρεύματος, εκτός των αμμωδών ραβδώσεων οι οποίες είναι προσανατολισμένες παράλληλα προς τη διεύθυνση του ρεύματος.

Οι εγκάρσιες, ως προς την διεύθυνση του ρεύματος, γεωμορφές είναι ασύμμετρες με την πλαγιά μικρής κλίσης προς τα ανάντη και την πλαγιά μεγάλης κλίσης προς τα κατάντη του ρεύματος. Οι κινούμενοι κόκκοι ανέρχονται την ομαλή πλαγιά και μόλις υπερβούν την κορυφή αποτίθενται στην απότομη πλαγιά. Με τον τρόπο αυτό μαζί με την κίνηση των κόκκων προς τα κατάντη του ρεύματος έχουμε και αντίστοιχη κίνηση των γεωμορφών προς τα κατάντη. Στην περίπτωση των αντιθινών, οι κόκκοι ανέρχονται την απότομη πλαγιά και αποτίθενται στην πλαγιά με τη μικρή κλίση, με συνέπεια οι μεν κόκκοι να μετακινούνται προς τα κατάντη ενώ οι γεωμορφές να κινούνται προς τα ανάντη του ρεύματος.

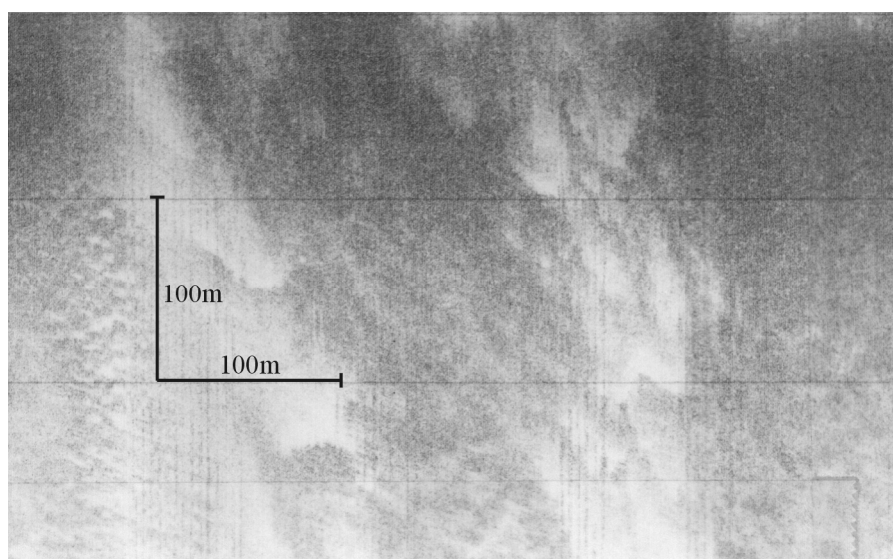
Οι ρυτιδώσεις έχουν ύψος ( $h$ ) που κυμαίνεται από 0.005 έως 0.03m και μήκος κύματος ( $l$ ) από 0.1 έως 0.4m, ενώ ο λόγος ( $l/h$ ) κυμαίνεται από 10 έως 40. Οι μεγαρυτιδώσεις και τα αμμώδη κύματα έχουν ύψος και μήκος κύματος κυμαινόμενα από 0.5 έως 10m και από 1m έως μερικές δεκάδες μέτρα αντίστοιχα, ενώ ο λόγος  $l/h$  κυμαίνεται από 20 έως 40.

Επιπλέον, ρυτιδώσεις είναι δυνατόν να σχηματιστούν από την παλινδρομική κίνηση των κόκκων λόγω της δράσης των κυμάτων (Εικ. 3.3.10.). Οι κυματογενείς ρυτιδώσεις διακρίνονται από τις αντίστοιχες ρευματογενείς, επειδή οι πρώτες παρουσιάζουν συμμετρική μορφή.

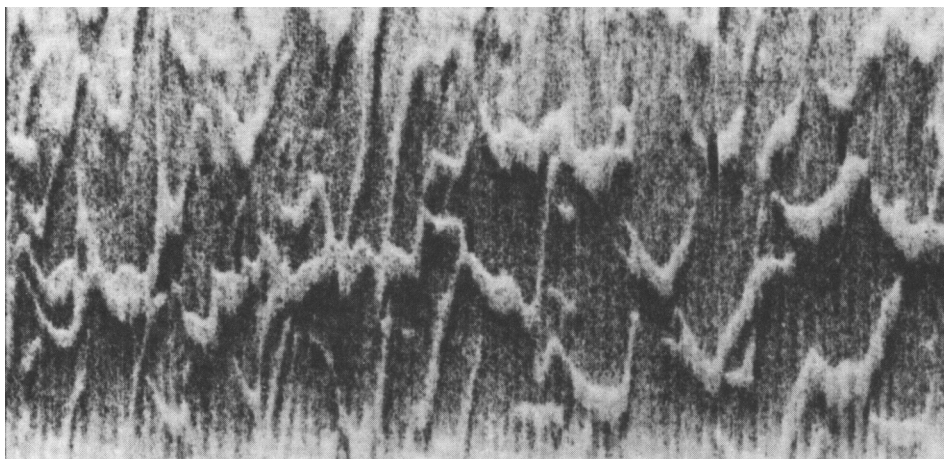
Ο εντοπισμός των προαναφερόμενων γεωμορφών στην επιφάνεια του πυθμένα και ο καθορισμός του γεωμετρικού σχήματός τους είναι δυνατός μόνο με χρήση ηχοβολιστή πλευρικής σάρωσης (side scan sonar). Η αποτύπωση των ρευματογενών γεωμορφών αποδίδει σημαντικές πληροφορίες για τη διεύθυνση και την ένταση των ρευμάτων που δρουν κοντά στην επιφάνεια του πυθμένα.



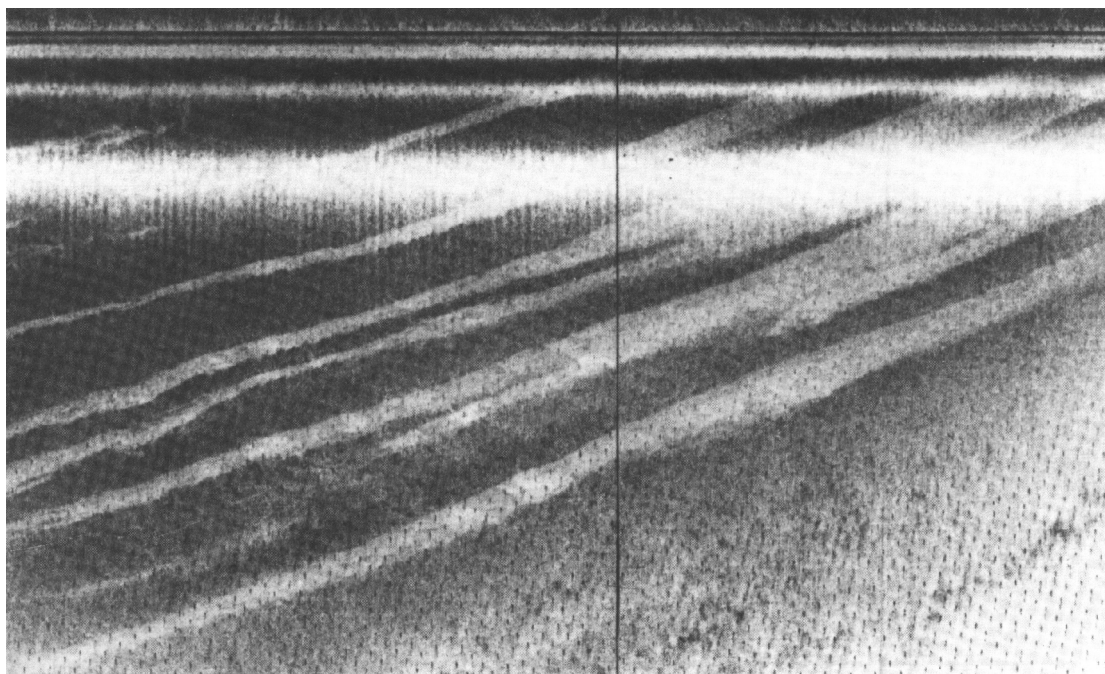
Εικ. 3.3.10. (α) Ηχογραφία πυθμένα ηχοβολιστή πλευρικής σάρωσης στην οποία έχουν αποτυπωθεί κυματογενείς ρυτιδώσεις και (β) τομογραφία υποδομής πυθμένα που δίνει σε τομή το πεδίο ρυτιδώσεων που παρουσιάζεται στην προηγούμενη ηχογραφία (Συλλογή Ε.ΘΑ.ΓΕ.Φ.Ω).



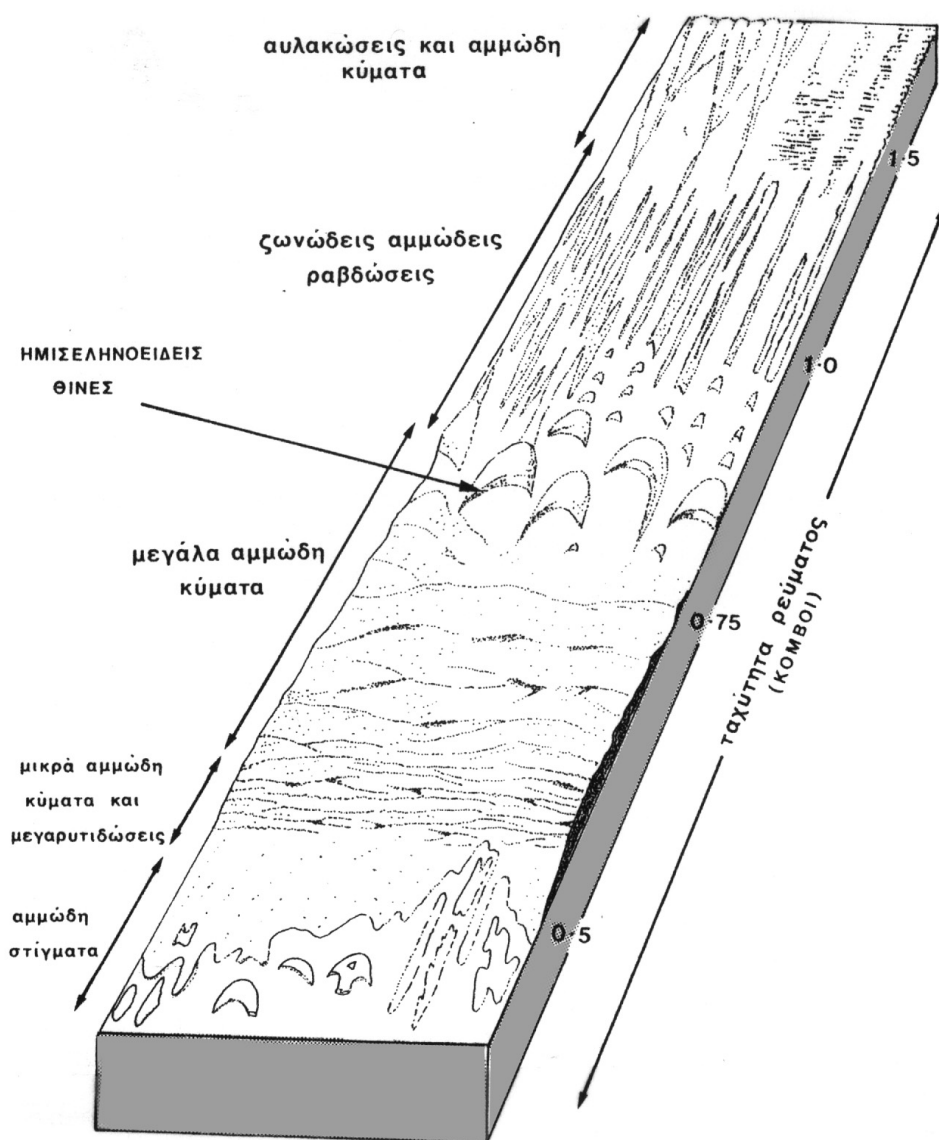
Εικ. 3.3.11. Ηχογραφία στην οποία διαπιστώνεται η παρουσία μεγαρυτιδώσεων στην επιφάνεια του πυθμένα του στενού Καφηρέα (Εύβοια - Άνδρος) (Συλλογή Ε.ΘΑ.ΓΕ.Φ.Ω).



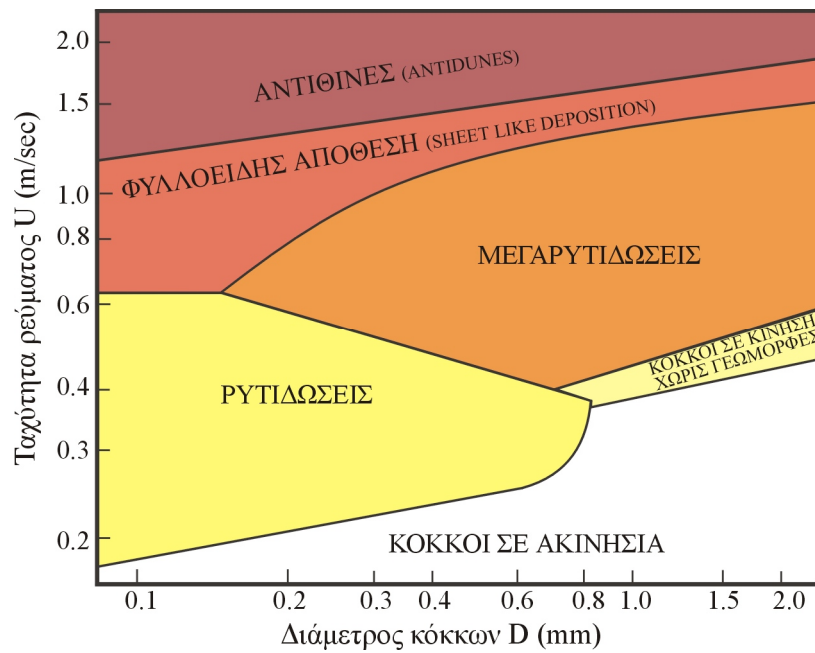
Εικ. 3.3.12. Ηχογραφία στην οποία έχουν αποτυπωθεί θίνες ύψους περίπου 2m στον πυθμένα της ηπειρωτικής κρηπίδας δυτικά της Γαλλίας, σε βάθος περίπου 135m. Οι θίνες παρουσιάζουν ανοιχτόχρωμο τόνο καταγραφής (Kenyon, 1976).



Εικ. 3.3.13. Ηχογραφία στην οποία διαπιστώνονται αμμώδεις ραβδώσεις (ανοιχτόχρωμος τόνος) σε επίπεδο πυθμένα που συνίσταται από αδρομερέστερα ιζήματα (σκοτεινόχρωμος τόνος). Η λέπτυνση των αμμωδών ραβδώσεων που διαπιστώνεται από τα δεξιά προς τα αριστερά της ηχογραφίας, οφείλεται στην αύξηση της έντασης της ταχύτητας των ρευμάτων. Η ηχογραφία έχει καταγραφεί στον πυθμένα της ηπειρωτικής κρηπίδας ανοικτά του Bristol Channel σε βάθος νερού 44m (Kenyon, 1976).



Εικ. 3.3.14. Στερεοδιάγραμμα στο οποίο έχει αναπαρασταθεί η ανάπτυξη των διαφόρων τύπων γεωμορφών στην επιφάνεια του πυθμένα, σε σχέση με την επιφανειακή ταχύτητα του ρεύματος (1 κόμβος = 1 ναυτικό μίλι ανά ώρα) και για διάφορα πάχη ροής. Το διάγραμμα έχει προκύψει από την οπτική παρατήρηση γεωμορφών και τη σύγχρονη μέτρηση των ρευμάτων στην υφαλοκρηπίδα της ΒΔ-ικής Ευρώπης.



Εικ. 3.3.15. Διαγραμματική απεικόνιση πειραματικών δεδομένων, που συνδέει την ταχύτητα του ρεύματος με τη διάμετρο των κόκκων και τον προκύπτοντα τύπο γεωμορφής. Το διάγραμμα έχει κατασκευαστεί με βάση πειραματικά δεδομένα που αναφέρονται σε πάχος ροής 0.4m.

### 3.4 ΧΕΡΣΟΓΕΝΗ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΕΣΗ

Τα χερσογενή ιζήματα είναι τα πλέον διαδεδομένα στον πυθμένα των ωκεανών και προέρχονται από την αποσάθρωση των πετρωμάτων των ηπείρων. Τα προϊόντα της αποσάθρωσης των πετρωμάτων μεταφέρονται με διάφορα μέσα (ποτάμια, παγετώνες, ανέμους) προς τη θάλασσα, όπου διαμέσου της υδάτινης στήλης καθιζάνουν στον πυθμένα σχηματίζοντας έτσι το χερσογενές ιζηματογενές κάλυμμά του.

#### 3.4.1. Αποσάθρωση πετρωμάτων

Ορισμός:

Η **αποσάθρωση** είναι ένα σύνολο φυσικοχημικών διεργασιών που επιδρούν κυρίως στα επιφανειακά πετρώματα της χέρσου και ως αποτέλεσμα έχουν:

- (i) το μηχανικό θρυμματισμό ή κατακερματισμό των πετρωμάτων σε μικροτέρα τεμάχια (**φυσική αποσάθρωση**), τα οποία τελικά αποτελούν τους διαφόρων μεγεθών κόκκους των ιζημάτων, και
- (ii) τη χημική αποικοδόμηση ή μετασχηματισμό των ορυκτών των πετρωμάτων (**χημική αποσάθρωση**) χωρίς να αποκλείεται η δημιουργία νέων ορυκτών.

Αν προσεγγίσουμε την αποσάθρωση ως μία διεργασία ευρείας κλίμακας που δρά σε όλη την έκταση των ηπείρων, μπορεί να υποστηριχτεί ότι συμβάλλει στην αποκατάσταση μιάς νέας ισορροπίας μεταξύ των πετρωμάτων που εκτίθενται στην επιφάνεια του πλανήτη μας και έρχονται σε επαφή με τις συνθήκες που επικρατούν γύρω από αυτόν.

#### Φυσική αποσάθρωση

Οι φυσικές διεργασίες που συνεισφέρουν στην αποσάθρωση των πετρωμάτων και αναφέρονται ως «φυσική αποσάθρωση» είναι:

- (i) οι μεταβολές της θερμοκρασίας,
- (ii) η δράση του ρέοντος ύδατος τόσο στην επιφάνεια όσο και υποεπιφανειακά, και
- (iii) η βιογενής δραστηριότητα (βιοαναμόχλευση), όπως η ανάπτυξη των ριζών των φυτών, το σκάλισμα των ζώων και η δράση των βακτηριδίων.



Οι μεγάλες και απότομες μεταβολές της θερμοκρασίας δημιουργούν αυξομειώσεις, στο όγκο των πετρωμάτων, τα οποία επειδή συνίστανται από διάφορα ορυκτά, αποκρίνονται ανομοιόμορφα στις θερμοδιαστολές με αποτέλεσμα το σταδιακό θρυμματισμό τους σε μικρά τεμάχια και τελικά σε κόκκους. Επίσης οι μεταβολές της θερμοκρασίας προκαλούν την πήξη και την τήξη του νερού που βρίσκεται στους πόρους, στις διακλάσεις και στις στρώσεις των πετρωμάτων, με αποτέλεσμα να αυξομειώνονται οι τάσεις σε αυτά και να προκαλούν το θρυμματισμό του πετρώματος σε μικρότερα τεμάχια. Η κρυστάλλωση τυχόν αλάτων, που βρίσκονται μαζί με το νερό στους πόρους, έχει την ίδια ακριβώς αποσαθρωτική επίδραση στα πετρώματα.

### Χημική αποσάθρωση

Οι κύριες χημικές διεργασίες που συμβάλλουν στην αποσάθρωση των πετρωμάτων και αναφέρονται ως «χημική αποσάθρωση», είναι:

- (i) η **διαλυτική ικανότητα του νερού**,
- (ii) η **υδρολυτική δράση του νερού**, που οφείλεται στην αυξημένη οξύτητα του ( $H^+$ ), εξαιτίας της παρουσίας  $CO_2$  ή  $SO_2$  στο βρόχινο νερό, οπότε και σχηματίζονται  $H_2CO_3$  και  $H_2SO_4$  αντίστοιχα, με αποτέλεσμα τη μετακίνηση ιόντων από τα πετρώματα στο νερό,
- (iii) οι **οξειδοαναγωγικές συνθήκες** που λαμβάνουν χώρα στη διεπιφάνεια νερού/ιζήματος,
- (iv) η **ενυδάτωση**, η οποία αναπτύσσεται σύμφωνα με τις παρακάτω χημικές αντιδράσεις:
 
$$CaSO_4 \text{ (ανυδρίτης)} + 2H_2O \rightarrow CaSO_4 \cdot 2H_2O \text{ (γύψος)}$$

$$2Fe_2O_3 \text{ (αιματίτης)} + 3H_2O \rightarrow 2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O \text{ (λειμονίτης)}$$
- (v) η **αύξηση της κινητικότητας των μεταλλικών κατιόντων** των ορυκτών λόγω της παρουσίας οργανικών ενώσεων που παράγονται είτε από τα εκκρίματα των οργανισμών, είτε από την μικροβιακή αποσύνθεση του χουμικού υλικού στο έδαφος.

Τα προϊόντα της χημικής αποσάθρωσης των πετρωμάτων είναι κατά κύριο λόγο τα αργιλικά (ή αλουμινοπυριτικά) ορυκτά, ενώ τα ορυκτά των οξειδίων του Fe και του Al ακολουθούν.

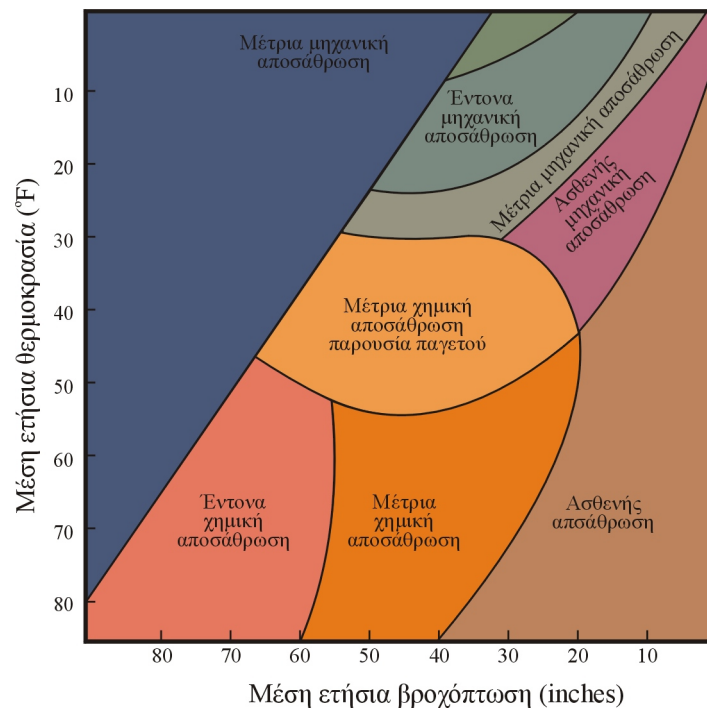
### Παράγοντες που επηρεάζουν τη φυσική και χημική αποσάθρωση

Το μέγεθος της επίδρασης της καθεμιάς χωριστά ή/και των δύο μαζί, της φυσικής και χημικής αποσάθρωσης, εξαρτάται κατά κύριο από:

- (i) τις κλιματολογικές συνθήκες (θερμοκρασία, βροχόπτωση) (Εικ. 3.4.1) και
- (ii) τη λιθολογία των πετρωμάτων.

Ιδιαίτερα στη χημική αποσάθρωση σημαντικός είναι ο ρόλος που παίζει η παρουσία του οργανικού υλικού.

Η δράση της διεργασίας της αποσάθρωσης παρουσιάζει σαφή γεωγραφική διαφοροποίηση, λόγω της ποικιλότητας των επικρατούντων κλιματολογικών συνθηκών. Στα υψηλά γεωγραφικά πλάτη επικρατούν οι φυσικές διεργασίες στην αποσάθρωση των πετρωμάτων, καθώς οι θερμοκρασίες είναι χαμηλές και το νερό είναι συνήθως παγωμένο. Το κύριο αργιλικό ορυκτό που παράγεται σε αυτά τα πλάτη ως αποτέλεσμα της φυσικής αποσάθρωσης, είναι ο χλωρίτης. Παρόμοια, η φυσική αποσάθρωση επικρατεί στα θερμά και ξηρά κλίματα. Αντίθετα, στα θερμά και υγρά κλίματα επικρατεί η χημική αποσάθρωση. Σε αυτές τις κλιματολογικές συνθήκες, η έντονη υδρόλυση και η ενυδάτωση που επικρατούν έχουν ως αποτέλεσμα την παραγωγή του αργιλικού ορυκτού καολινίτη καθώς και ενυδατωμένων οξειδίων του Fe και Al (γκετίτης και gibbsite).



Εικ. 3.4.1. Διαγραμματική αναπαράσταση της στενής εξάρτησης του τύπου της αποσάθρωσης (μηχανική και χημική) από τη μέση ετήσια βροχόπτωση και

θερμοκρασία. Η χημική αποσάθρωση εμφανίζεται όταν τόσο η βροχόπτωση όσο και η θερμοκρασία είναι υψηλές. Αντίθετα η μηχανική αποσάθρωση είναι ισχυρή όταν η θερμοκρασία είναι μεταξύ 0 και 20°F και το ύψος της βροχόπτωσης είναι μεταξύ 10 και 40in. Η αποσάθρωση περιορίζεται όταν η ετήσια μέση βροχόπτωση είναι χαμηλότερη των 10in.

Ο ρυθμός της αποσάθρωσης των πετρωμάτων εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από το τεκτονικό καθεστώς που επικρατεί στις διάφορες περιοχές. Σε περιοχές όπου επικρατούν ανοδικές κινήσεις, τα προϊόντα της αποσάθρωσης απομακρύνονται με γρήγορους ρυθμούς προς τα κατόντη, εξαιτίας των αποτόμων πλαγιών που διαμορφώνονται σε αυτές. Αποτέλεσμα αυτής της ταχείας απομάκρυνσης των προϊόντων αποσάθρωσης είναι η έκθεση στην επιφάνεια καινούργιων, μη προσβλημένων πετρωμάτων, τα οποία με την σειρά τους υφίστανται τις αποσαθρωτικές διεργασίες.

#### **3.4.2. Μέσα μεταφοράς χερσογενών ιζημάτων**

Στην Ενότητα 3.3. παρουσιάστηκε το «ταξίδι» ενός κόκκου στην υδάτινη στήλη και η τύχη του μετά την απόθεσή του στον πυθμένα. Στα πλαίσια της παρούσας υποενότητας θα παρουσιαστεί η πορεία του κόκκου από την περιοχή πηγής του προς το θαλάσσιο περιβάλλον.

Τα μέσα μεταφοράς των προϊόντων αποσάθρωσης των πετρωμάτων προς τη θάλασσα είναι: (i) **τα ποτάμια**, (ii) **οι παγετώνες** και (iii) **οι άνεμοι**. Στη συνέχεια θα περιγραφούν, σε αδρές γραμμές, η σύσταση των προϊόντων αποσάθρωσης και οι διεργασίες που αναπτύσσονται κατά τη μεταφορά τους.

##### **(i) Ποταμογενή μεταφορά**

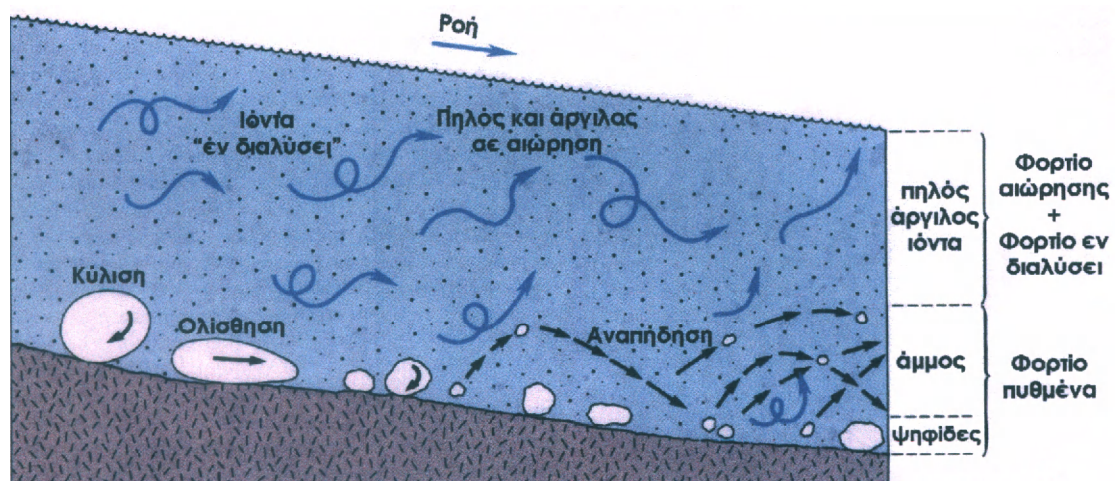
Τα προϊόντα της αποσάθρωσης των πετρωμάτων με την βοήθεια της “φυλλοειδούς επιφανειακής ροής” που σχηματίζεται κατά την διάρκεια των βροχοπτώσεων, συγκεντρώνονται στα νερά των ποταμών και διαμέσου αυτών μεταφέρονται προς τη θάλασσα. Τα νερά των ποταμών μεταφέρουν τα προϊόντα της αποσάθρωσης είτε υπό στερεά μορφή, η οποία καλείται κοκκώδης ή σωματιδιακή (particulate matter), είτε υπό μορφή διαλυμένων στοιχείων (dissolved matter). Εκτός των ανοργάνων υλικών, τα νερά των ποταμών μεταφέρουν επιπλέον υλικά οργανικής προέλευσης τα οποία βρίσκονται υπό σωματιδιακή και διαλυμένη μορφή. Το σύνολο

των υλικών που μεταφέρουν οι ποταμοί προς τη θάλασσα, αποτελεί το «**ιζηματογενές φορτίο**» ή το «**ιζηματοφορτίο**» των ποταμών.

Τα ποσοστά συμμετοχής της κάθε μιάς από τις προαναφερθείσες συνιστώσες (ανόργανο-οργανικό-σωματιδιακό-διαλυμένο) στο συνολικό ιζηματογενές φορτίο ελέγχονται από πολλές αλληλοεξαρτώμενες περιβαλλοντικές παραμέτρους, όπως **(i)** η λιθολογία, **(ii)** το ανάγλυφο, **(iii)** το κλίμα, **(iv)** ο βαθμός φυτοκάλυψης τελευταία δε και **(v)** από την ανθρωπογενή παρέμβαση.

Το σωματιδιακό φορτίο ανόργανης προέλευσης συνίσταται από κόκκους διαφόρων μεγεθών οι οποίοι ως επί το πλείστον αποτελούνται από: **(i)** αργιλικά ορυκτά όπως ο χλωρίτης, ο ιλίτης, ο καολινίτης και ο μοντμοριλονίτης, τα οποία προέρχονται από τη χημική αποσάθρωση των πυριτικών ορυκτών, **(ii)** χαλαζία και **(iii)** άλλα πυριτικά ορυκτά, όπως οι άστριοι.

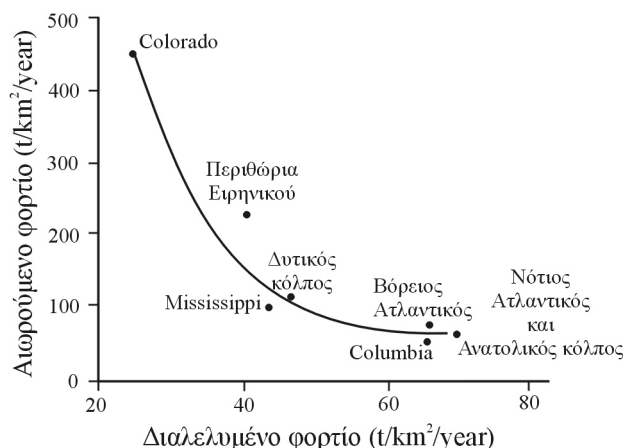
Το σωματιδιακό φορτίο των ποταμών μεταφέρεται προς τα κατάντη είτε ως ολισθέν, κυλιόμενο και αναπηδούμενο στον πυθμένα, οπότε αποτελεί το φορτίο κοίτης/πυθμένα (bed load), είτε ως αιωρούμενο, οπότε αποτελεί το φορτίο αιώρησης (suspended load) (Εικ. 3.4.2).



Εικ. 3.4.2. Σχηματική αναπαράσταση του τρόπου μεταφοράς του «ιζηματοφορτίου» των ποταμών υπό σωματιδιακή και διαλυμένη μορφή.

Ο τρόπος μεταφοράς του κοκκώδους φορτίου εξαρτάται από τα υδραυλικά χαρακτηριστικά της ροής και τα φυσικά χαρακτηριστικά των κόκκων που βρίσκονται διαθέσιμοι προς μεταφορά, όπως είναι το μέγεθος, η πυκνότητα και το σχήμα τους. Το ποσοστό καθενός από τα προαναφερθέντα στοιχεία σ' ένα ποτάμι μεταβάλλεται χωροχρονικά, καθώς μεταβάλλονται τα υδραυλικά χαρακτηριστικά της ροής. Το

φορτίο κοίτης των ποταμών αποτελεί κατά μέσο όρο το 10% του αιωρούμενου φορτίου. Όσον αφορά το διαλυμένο φορτίο, αυτό αποτελεί κατά μέσο όρο το 20% του αιωρούμενου φορτίου. Αυτό το ποσοστό μεταβάλλεται από ήπειρο σε ήπειρο και αναλόγως της λεκάνης απορροής (Εικ. 3.4.3). Τα εκάστοτε φορτία που μεταφέρονται από τα ποτάμια βρίσκονται μετά από μετρήσεις ή/και παρατηρήσεις.

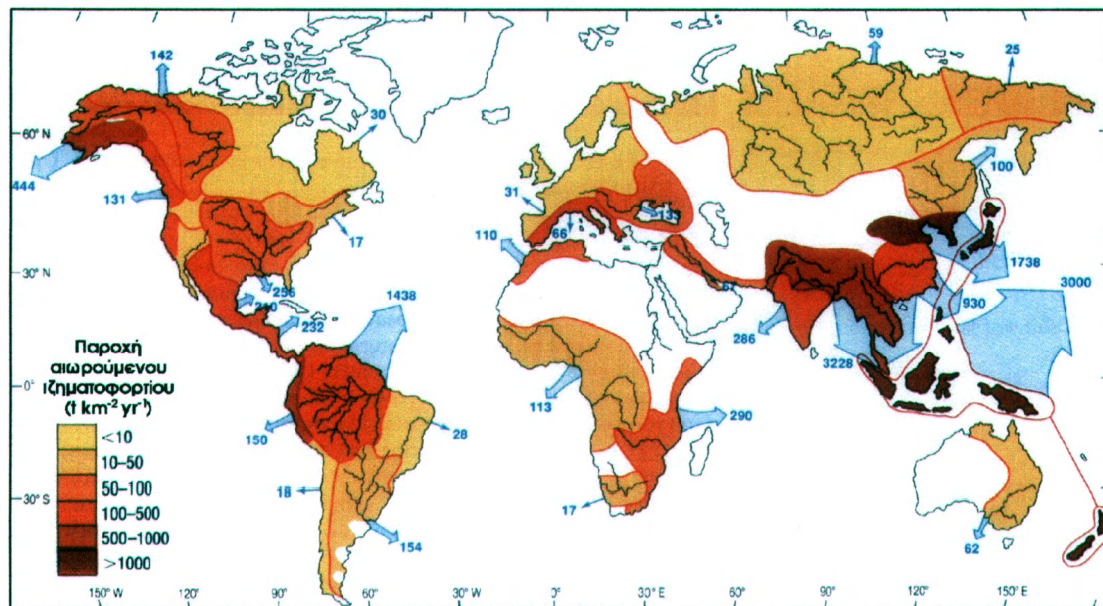


Εικ. 3.4.3. Διάγραμμα το οποίο δείχνει τη σχέση μεταξύ του αιωρούμενου και του διαλυμένου «ιζηματοφορτίου» των κυριότερων ποταμών (Colorado, Mississippi, Columbia) των Η.Π.Α., καθώς και των μικρότερων ποταμών ομαδοποιημένων ανά περιοχή.

Το υλικό οργανικής προέλευσης που βρίσκεται στα νερά των ποταμών προέρχεται από τους φυτικούς και ζωϊκούς οργανισμούς που διαβιούν σε χερσαία ή/και ποτάμια περιβάλλοντα. Η μέση συγκέντρωση του διαλυμένου οργανικής προέλευσης υλικού στο νερό είναι 5.75 mg/lit, ενώ οι τιμές κυμαίνονται από 0.5 mg/lit έως 50mg/lit. Οι μικρότερες συγκεντρώσεις βρίσκονται σε ποτάμια που διατρέχουν λεκάνες απορροής που βρίσκονται σε αλπικά και παγετώδη περιβάλλοντα, ενώ οι μεγαλύτερες συγκεντρώσεις βρίσκονται σε ποτάμια που διατρέχουν λεκάνες απορροής σε θερμά και τροπικά κλίματα. Η μέση συγκέντρωση του κοκκώδους υλικού οργανικής προέλευσης που βρίσκεται στα νερά, είναι από 1 έως 2.5 mg/lit.

Το ποσό του ιζηματοφορτίου που μεταφέρουν οι ποταμοί προς τους ωκεανούς παρουσιάζει έντονη διακύμανση ανάλογα με τη γεωγραφική περιοχή (Εικ. 3.4.4). Αυτό οφείλεται σε μια σειρά φυσικών παραγόντων όπως: **(i)** η έκταση της λεκάνης απορροής των ποταμών και **(ii)** ο ρυθμός διάβρωσης των ιζημάτων στη λεκάνη απορροής, ο οποίος εξαρτάται από το κλίμα και τις ανυψωτικές κινήσεις που επικρατούν στη λεκάνη απορροής. Τις τελευταίες δεκαετίες, η επίδραση της ανθρώπινης παρέμβασης (π.χ. οικοδόμηση φραγμάτων) είναι πλέον σημαντική στο

ποσό του ιζηματοφορτίου που μεταφέρουν οι ποταμοί προς τους ωκεανούς (Εικ. 3.4.4).



Εικ. 3.4.4. Παγκόσμιος χάρτης στον οποίο παρουσιάζονται οι μέσες ετήσιες παροχές αιωρούμενου ιζηματοφορτίου από τους μεγαλύτερους ποταμούς. Η προσφορά ιζημάτων από κάθε λεκάνη απορροής αποδίδεται με χρωματική κλίμακα και η προσφορά αιωρούμενου υλικού για κάθε ποταμό αποδίδεται με βέλος εύρους ανάλογου της παροχής (Οι τιμές αναφέρονται σε 10<sup>6</sup> τόννους/έτος).

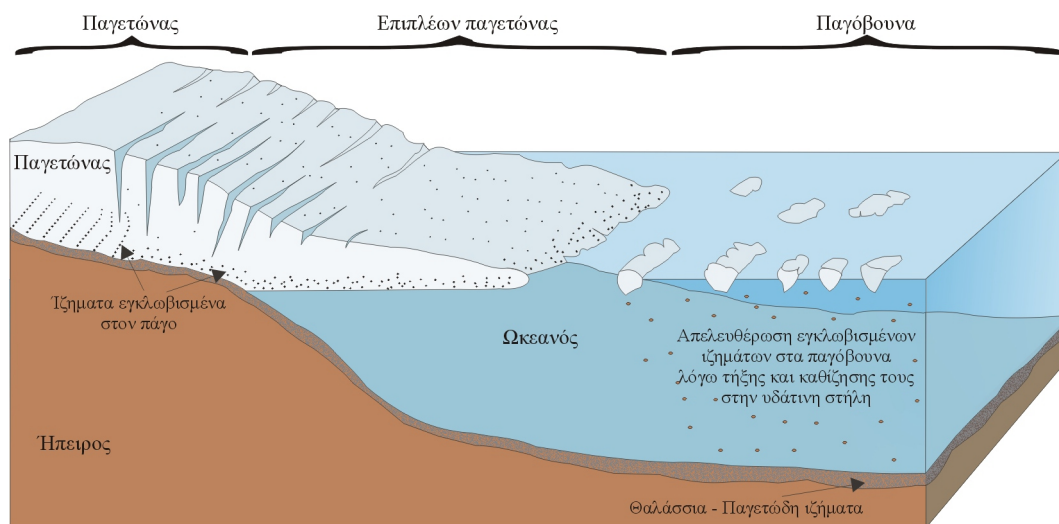
Για παράδειγμα:

- Οι ποταμοί που εκβάλλουν στην ΝΑ Ασία, Ινδονησία/Σουμάτρα και Ν. Ζηλανδία χαρακτηρίζονται από μεγάλα ιζηματογενή φορτία, καθώς οι λεκάνες απορροής των ποταμών αυτών χαρακτηρίζονται από έντονες ανυψωτικές τεκτονικές κινήσεις, με αποτέλεσμα να εκτίθενται περισσότερο στη δράση της αποσάθρωσης (Εικ. 3.4.4).
- Οι ποταμοί που εκβάλλουν στον ΒΑ Ειρηνικό ωκεανό χαρακτηρίζονται από μεγάλα ιζηματογενή φορτία για τον ίδιο λόγο (Εικ. 3.4.4).
- Η μηδενική προσφορά αιωρούμενου υλικού δύο σημαντικών ποταμών, του Νείλου και του Κολοράντο, είναι αποτέλεσμα της οικοδόμησης μεγάλων φραγμάτων στις υδατοδεξαμενές τους. Σε αυτά παγιδεύονται τα μεταφερόμενα ιζήματα των ποταμών χωρίς να φτάνουν ποτέ στη θάλασσα (Εικ. 3.4.4).

Η τύχη του ιζηματογενούς φορτίου των ποταμών από τη στιγμή που θα εισέλθει στο θαλάσσιο περιβάλλον θα περιγραφεί στην Ενότητα περί *Δέλτα ποταμών*.

### **(ii) Παγετώδη μεταφορά**

Η παγετώδη μεταφορά των ιζημάτων περιορίζεται στα υψηλά γεωγραφικά πλάτη όπου οι παγετώνες εκβάλλουν στη θάλασσα. Το ιζηματογενές φορτίο των παγετώνων είναι προϊόν φυσικής αποσάθρωσης και ιδιαίτερα της τριβής μεταξύ των πετρωμάτων και του ολισθόντος παγετώνα. Το ιζηματογενές φορτίο μπορεί να βρίσκεται στη βάση, στην επιφάνεια ή/και να είναι ενσωματωμένο στον παγετώνα, ενώ το μέγεθος των κόκκων κυμαίνεται από την κοκκομετρική τάξη της αργίλου έως αυτή των ογκολίθων (Εικ. 3.4.5).



Εικ. 3.4.5. Οι παγετώνες επεκτείνονται προς το θαλάσσιο περιβάλλον όπου συγκροτούν παχειά επιπλέοντα στρώματα πάγου, τα οποία σταδιακά τεμαχίζονται σε επιμέρους παγόβουνα. Τα τελευταία μεταφέρουν τμήμα του ιζηματοφορτίου που αρχικά μετέφεραν οι παγετώνες, το οποίο τελικά απελευθερώνεται στο θαλάσσιο περιβάλλον καθώς τα παγόβουνα σταδιακά λειώνουν.

Όταν ο παγετώνας φθάσει στη θάλασσα, αποθέτει όλο το ιζηματογενές φορτίο τις βάσης του στον πυθμένα όπου και σχηματίζονται παγετοθαλάσσιες αποθέσεις. Το ιζηματογενές φορτίο των παγετώνων που είναι ενσωματωμένο στη μάζα τους ή βρίσκεται στην οροφή τους, μεταφέρεται στα βαθιά νερά με τη «βοήθεια» των παγόβουνων, όπου και απελευθερώνεται σιγά-σιγά καθώς ο πάγος σταδιακά λειώνει. Το ιζηματογενές φορτίο αποτίθεται στον πυθμένα των ωκεανών και σχηματίζει ιζήματα τα οποία γεωγραφικά περιορίζονται σε γεωγραφικά πλάτη πάνω από 60° Βόρεια και Νότια.

### **(iii) Ανεμογενή μεταφορά**

Ορισμός:

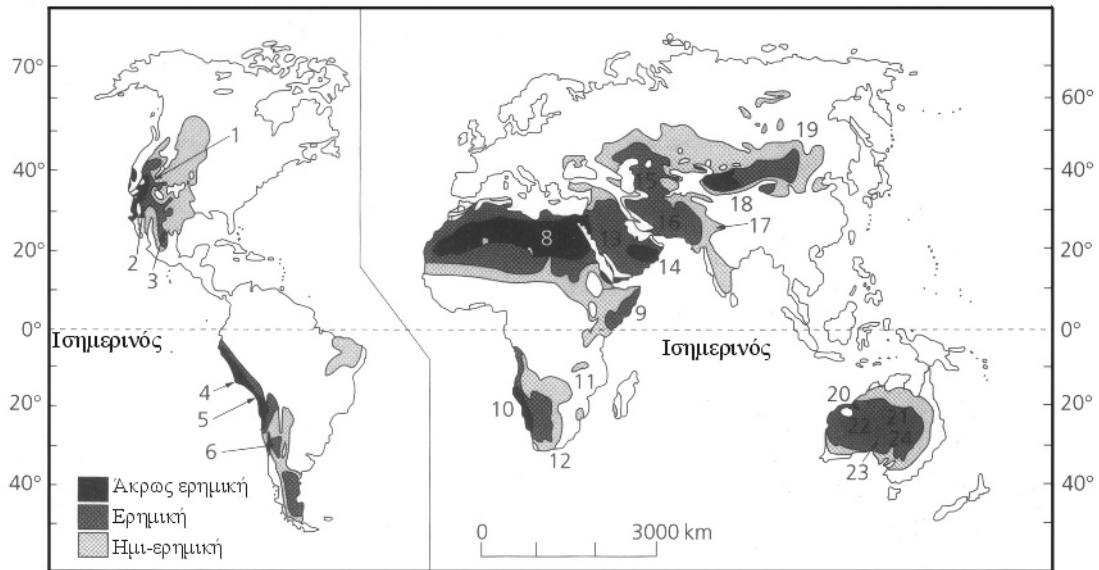
Το χερσογενές υλικό το οποίο μεταφέρεται από τον άνεμο καλείται “**αιολική σκόνη**” και αποτελεί μια σημαντική διεργασία μεταφοράς χερσογενούς υλικού προς το ωκεάνειο περιβάλλον.

Ο πρώτος που κατέγραψε το ρόλο του ανέμου στη μεταφορά χερσογενούς υλικού προς τη θάλασσα ήταν ο Δαρβίνος, το 1846. Η **αιολική σκόνη** είναι λεπτόκοκκη και συνίσταται από: **(i)** χαλαζία, **(ii)** άμορφο οπάλιο ( $\text{SiO}_2$  ή  $\text{H}_2\text{O}$ ), ο οποίος σχηματίζει επιφλοιώσεις στους βλαστούς και στα φύλλα των χόρτων και των φρυγάνων (sedge), οι οποίες καλούνται φυτολίθοι (phytoliths), **(iii)** κελύφη διατόμων γλυκέων υδάτων που είναι πυριτικής σύστασης και **(iv)** κόκκους γύρεως (pollen). Τα υλικά αυτά είναι αδιάλυτα ή διαλύονται πολύ δύσκολα στο νερό (φυτόλιθοι). Η αιολική σκόνη μεταφέρει επίσης ιχνοστοιχεία (όπως Pb, Zn) σε μικρές ποσότητες, τα οποία είναι προσκολλημένα στους μεταφερόμενους κόκκους. Με την είσοδο των κόκκων στο νερό τα ιχνοστοιχεία αποκολλούνται από τους κόκκους και απελευθερώνονται στο θαλάσσιο περιβάλλον.

Οι ηπειρωτικές περιοχές, οι οποίες προσφέρουν χερσογενές υλικό για αιολική μεταφορά χαρακτηρίζονται από ξηρές κλιματικές συνθήκες, ισχυρούς και σταθερής διεύθυνσης ετήσιους ανέμους, καθώς επίσης και κατακόρυφα ανοδικά ρεύματα (convection) τα οποία διατηρούν τους κόκκους σε αιώρηση (Εικ. 3.4.6. και 3.4.7).

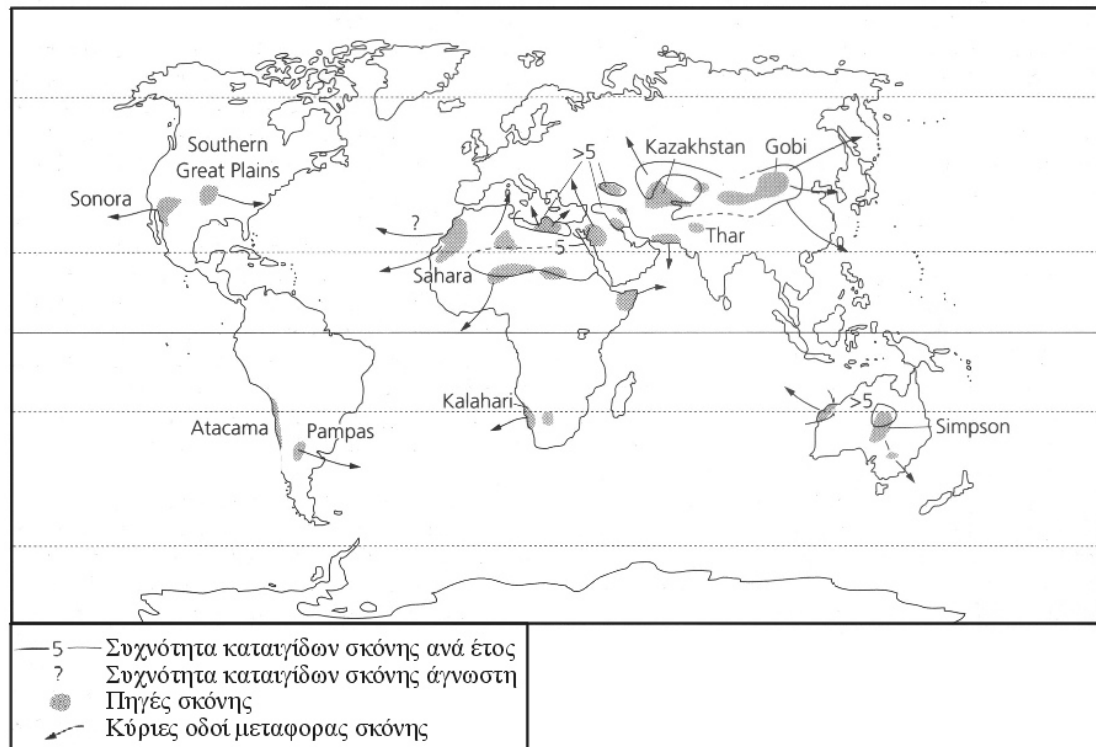
Η μεταφορά της αιολικής σκόνης ανάλογα με το μέγεθός της συντελείται **(i)** στην Τροπόσφαιρα όπου η μεταφορά και κίνησή της είναι συνήθως κατά μήκος των γεωγραφικών πλατών, και **(ii)** στη Στρατόσφαιρα όπου ισχυροί πλανητικοί άνεμοι (jet stream) έντασης έως 500 km/h μπορεί να μεταφέρουν τη σκόνη σε παγκόσμια κλίμακα γύρω από τη Γη.





Εικ. 3.4.6. Παγκόσμιος χάρτης στον οποίο παρουσιάζονται οι κυριότερες ερημικές περιοχές. (1): Great Basin, (2): Sonoran, (3): Chihuahuan, (4): Peruvian, (5): Atacama, (6): Monte, (7): Patagonian, (8): Sahara, (9): Somali-Chabli, (10): Namib, (11): Kalahari, (12): Karroo, (13): Arabian, (14): Rub al Khali, (15): Turkistan, (16): Iranian, (17): Thar, (18): Taklimakan, (19): Gobi, (20): Great Sandy, (21): Simpson, (22): Gibson, (23): Great Victoria και (24): Sturt.

Ο χρόνος παραμονής της αιολικής σκόνης μεγέθους 2 έως 10 $\mu\text{m}$  στη Στρατόσφαιρα είναι περίπου 10-15 ημέρες. Το χονδρόκοκκο κλάσμα της αιολικής σκόνης πάνω από 20 $\mu\text{m}$  συνήθως μεταφέρεται στη ζώνη της Τροπόσφαιρας και καθιζάνει με αργό ρυθμό σύμφωνα με το νόμο του Stokes, εντός των ορίων των ξηρών κλιματικών ζωνών. Η ελεύθερη πτώση του λεπτόκοκκου υλικού φαίνεται να μην επηρεάζεται από το νόμο της βαρύτητας καθώς το υλικό αυτό καθιζάνει μόνο κατά μήκος των ορίων των ξηρών και υγρών κλιματικών ζωνών, μάλλον λόγω της επίδρασης της υγρασίας και της βροχής στους κόκκους της σκόνης.



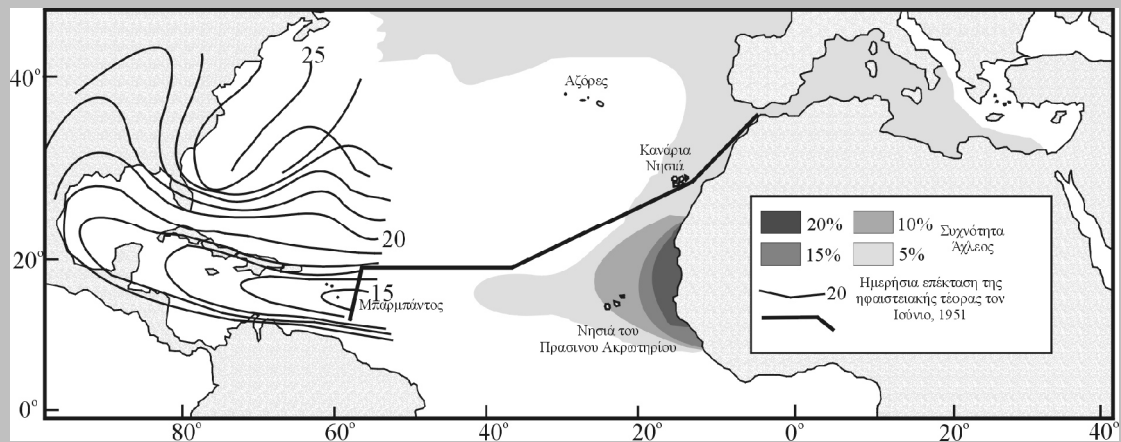
Εικ. 3.4.7. Παγκόσμιος χάρτης στον οποίο παρουσιάζονται οι κύριες πηγές αιολικής σκόνης και οι κύριοι οδοί μεταφοράς τους προς το θαλάσσιο περιβάλλον. Επιπλέον δίνεται, όπου είναι γνωστός, ο ετήσιος αριθμός γεγονότων «καταιγίδων σκόνης» (dust storms).

Οι έρημοι και οι στεπώδεις περιοχές αποτελούν τις πηγές τροφοδοσίας της “αιολικής σκόνης”.

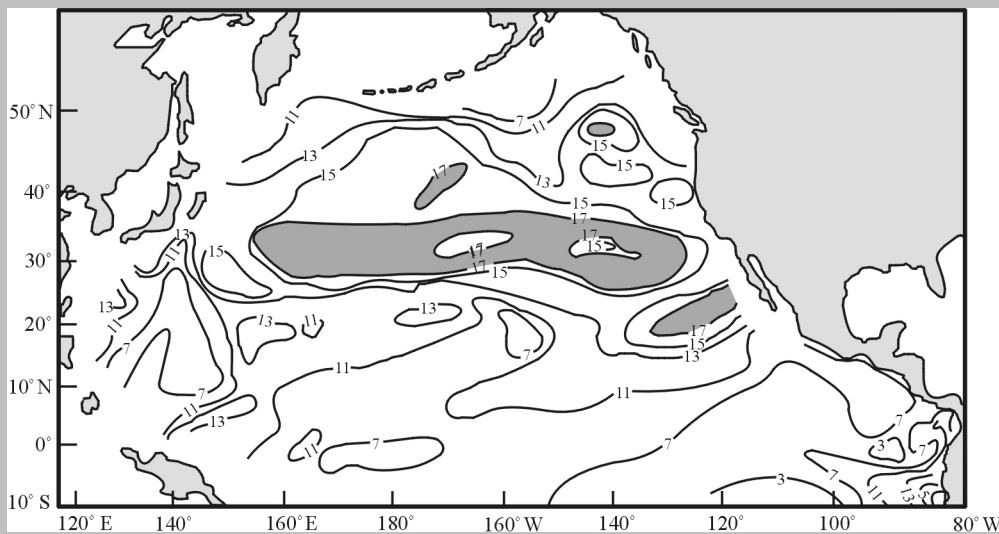
Παραδείγματα:

- Η έρημος Σαχάρα με έκταση  $8.7 \times 10^6 \text{ km}^2$  προσφέρει κάθε χρόνο στους ωκεανούς περίπου 60 έως  $200 \times 10^6$  τόνους υλικό (Εικ.3.4.6). Το υλικό αυτό μεταφέρεται από τους επικρατούντες ανέμους προς τα δυτικά σε μεγάλες αποστάσεις. Το χερσογενές υλικό της Σαχάρας έχει εντοπιστεί 6,000km μακριά από την πηγή του, στα νησιά Barbados της Καραϊβικής και αποτελεί ένα μεγάλο κλάσμα των ιζημάτων του Ατλαντικού ωκεανού στην περιοχή του Ισημερινού (Εικ. 3.4.8).
- Στον Ελληνικό χώρο είναι συνηθισμένο το φαινόμενο των "λασποβροχών" εξαιτίας της ανεμογενούς μεταφοράς σκόνης από την έρημο Σαχάρα.
- Ανεμογενής μεταφορά χερσογενούς υλικού έχει παρατηρηθεί ακόμη και στο Β. Ειρηνικό Ωκεανό (Εικ.3.4.9).
- Η Αυστραλιανή Έρημος είναι επίσης μια σημαντική πηγή τροφοδοσίας της αιολικής σκόνης. Το 1828 μια αμμοθύελλα μετέφερε σε απόσταση 2,000 km αιολική

σκόνη η οποία κάλυψε τη Ν. Ζηλανδία δημιουργώντας μια μέση επιφανειακή συγκέντρωση από 3 έως 30  $\text{gr}/\text{m}^2$ .



Εικ. 3.4.8. Μέση συχνότητα άχλεος για τους καλοκαιρινούς μήνες στο Βόρειο Ατλαντικό Ωκεανό, ενδεικτική της παρουσίας αιολικής σκόνης στην Τροπόσφαιρα. Επιπλέον παρουσιάζεται η ημερήσια επέκταση του νέφους ηφαιστειακής τέφρας, για το διάστημα από 15 έως 26 Ιουνίου 1951, το οποίο σχηματίστηκε στα νησιά του Πράσινου Ακρωτηρίου (Cape Verde).



Εικ. 3.4.9. Επιφανειακή κατανομή της συγκέντρωσης των κόκκων χαλαζία στα ιζήματα του Βόρειου Ειρηνικού Ωκεανού. Η συγκέντρωση εκφράζεται σε κατά βάρος ποσοστό και σε «ελεύθερη ανθρακικού ασβεστίου και οπάλιου βάση». Αυτό σημαίνει ότι η συγκέντρωση κατά βάρος των χαλαζιακών κόκκων ανάχθηκε στο μη ανθρακικό και οπαλιακό κλάσμα του κάθε συλλεχθέντος ιζήματος.

Ο άνεμος εκτός από τα χερσογενή υλικά μεταφέρει επιπλέον υλικά ηφαιστειακής προέλευσης, τα οποία καλούνται «**πυροκλαστικά υλικά**»<sup>1</sup>. Τα

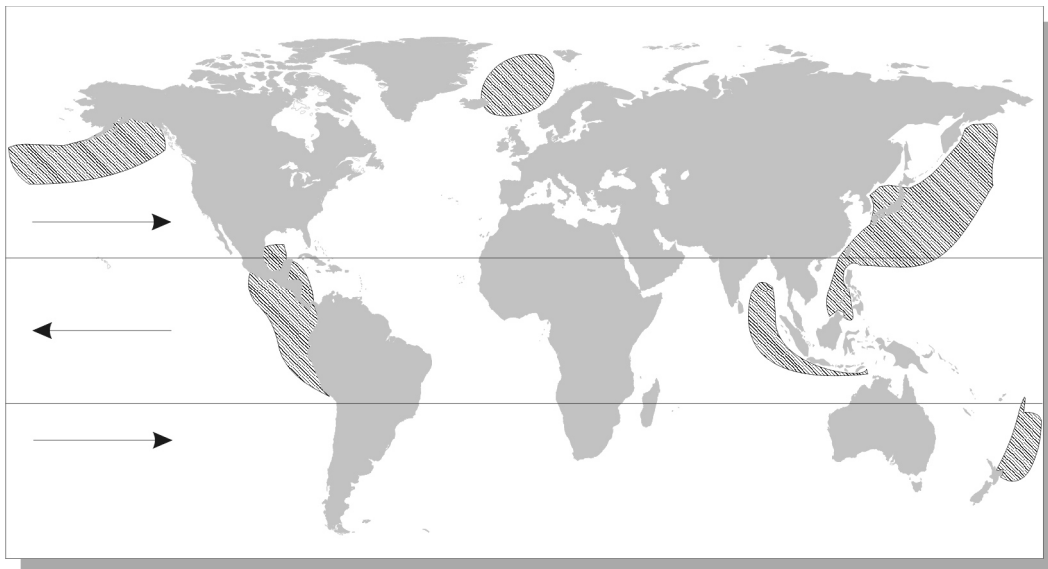
<sup>1</sup> Το πυροκλαστικό υλικό ανάλογα με το μέγεθός του διακρίνεται σε βόμβες (>64mm), Lapilli (μεταξύ 2 και 64mm) και τέφρα (ash) (<2mm) η οποία συνίσταται κυρίως από ηφαιστειακό γυαλί.

πυροκλαστικά υλικά αποτελούν σημαντικό κλάσμα των ιζημάτων του πυθμένα. Έχει υπολογιστεί ότι από το 1,500 π.Χ. υπάρχουν περίπου 450 ενεργά ηφαίστεια τα οποία έχουν εκτινάξει περίπου  $330 \text{ km}^3$  πυροκλαστικού υλικού.

Τα ηφαίστεια εκτινάσσουν τα πυροκλαστικά υλικά σε ένα ύψος μέχρι 6,000m ανάλογα με το ιξώδες της λάβας. Συχνά το λεπτομερέστερο υλικό εκτινάσσεται σε ύψη 11 έως 15km και εισέρχεται έτσι στη Στρατόσφαιρα. Υπολογίζεται ότι ηφαιστειακές εκρήξεις που εκτοξεύουν τη στάχτη σε ύψη έως 12km, γίνονται  $5 \times 10^5$  φορές κάθε  $10^6$  χρόνια. Τα πυροκλαστικά υλικά μεταφέρονται από τους ανέμους σε απόσταση 3,000 έως 6,000km, ενώ το λεπτομερέστερο υλικό που εισέρχεται στη Στρατόσφαιρα μπορεί να μεταφερθεί σε παγκόσμια κλίμακα γύρω από τη Γη.

Ο χρόνος παραμονής της τέφρας στην ατμόσφαιρα μπορεί να είναι από μερικές μέρες έως μήνες. Η απόσταση μεταφοράς του πυροκλαστικού υλικού είναι μεγαλύτερη στις ξηρές ζώνες, ενώ στις υγρές ζώνες είναι μικρή, καθώς η υγρασία και η βροχή διευκολύνουν στην καθίζηση του υλικού.

Η είσοδος του ηφαιστειακού υλικού στο θαλάσσιο περιβάλλον και η απόθεσή του στον πυθμένα των ωκεανών είναι δυνατόν να σχηματίζει διακριτά στρώματα σχεδόν αμιγούς «τέφρας» ή η «τέφρα» να αναμιγνύεται με τα επικρατούντα ιζήματα στην περιοχή.



Εικ. 3.4.10. Παγκόσμιος χάρτης στον οποίο παρουσιάζονται οι κυριότερες περιοχές του πυθμένα των ωκεανών, όπου στα σύγχρονα ιζήματα υπάρχουν άφθονοι κόκκοι ηφαιστειακής υάλου (γραμμοσκιασμένες περιοχές). Η κατανομή και η εξάπλωση αυτών των περιοχών εξαρτάται από (i) τις περιοχές πηγής και (ii) την επικρατούσα διεύθυνση των ανέμων (βέλη).

### 3.5 ΥΔΡΟΓΕΝΗΣ – ΑΥΘΙΓΕΝΗΣ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΕΣΗ

Ορισμός:

Τα υδρογενή ή αυθιγενή ιζήματα σχηματίζονται από την καθίζηση χημικών στοιχείων ή ενώσεων, τα οποία εξέρχονται της διαλελυμένης φάσης τους στην υδάτινη στήλη.

Τα υδρογενή ιζήματα δεν αποτελούν αμιγείς αποθέσεις στον πυθμένα, αλλά είναι αναμεμιγμένα με χερσογενούς και βιογενούς προέλευσης ιζήματα. Τα πλέον γνωστά υδρογενή ιζήματα που καταλαμβάνουν μεγάλες εκτάσεις στους ωκεανούς και παρουσιάζουν οικονομικό ενδιαφέρον είναι οι κόνδυλοι μαγγανίου και οι φωσφορίτες. Τα υδροθερμικά (κοιτάσματα) στις μεσοωκεάνειες ράχες που περιγράφονται στην Ενότητα 2.3 θεωρούνται και αυτά υδρογενή ιζήματα.

#### **(i) Κόνδυλοι μαγγανίου**

Από το Φεβρουάριο του 1873, οπότε για πρώτη φορά κόνδυλοι μαγγανίου συλλέχθηκαν από το ωκεανογραφικό σκάφος Challenger, περίπου 160miles Ν.Δ-ικά του νησιού Ferro του συμπλέγματος των Καναρίων Νήσων, οι κόνδυλοι αποτέλεσαν αντικείμενο έρευνας, αρχικά εξαιτίας του παράδοξου της παρουσίας τους και τις τελευταίες 2-3 δεκαετίες εξαιτίας του μεγάλου οικονομικού ενδιαφέροντος που παρουσιάζουν.

Οι κόνδυλοι μαγγανίου παρουσιάζουν υποστρογγυλο σχήμα με διάμετρο που κυμαίνεται συνήθως από 1 έως 11cm, ενώ έχουν διαπιστωθεί κόνδυλοι διαμέτρου ακόμη και ενός μέτρου (1m) (Εικ. 3.5.1.). Οι κόνδυλοι έχουν μαύρο ή καφέ χρώμα και συνίστανται από συγκεντρικούς δακτυλίους οξειδίων Mn και Fe, οι οποίοι αναπτύσσονται γύρω από έναν πυρήνα, ο οποίος μπορεί να είναι ένα θραύσμα οστού, ένα δόντι καρχαρία ή ένα μικροσκοπικό φύκος. Οι διεπιφάνειες των δακτυλίων αντανακλούν μεταβολές στο ρυθμό ανάπτυξης και στη χημική σύνθεση των δακτυλίων, οι οποίες πρέπει να σχετίζονται με μεταβολές στο ευρύτερο περιβάλλον της απόθεσης.



Εικ. 3.5.1. Τομή ενός σύνθετου κονδύλου μαγγανίου. Ο σύνθετος κόνδυλος έχει σχηματιστεί από τη συγκόλληση δύο επιμέρους κονδύλων, η οποία αναπτύχθηκε κατά τη διάρκεια της αύξησής τους. Οι κόνδυλοι έχουν αναπτυχθεί γύρω από δύο θραύσματα βασαλτικών πετρωμάτων, τα οποία αποτέλεσαν τον πυρήνα τους.

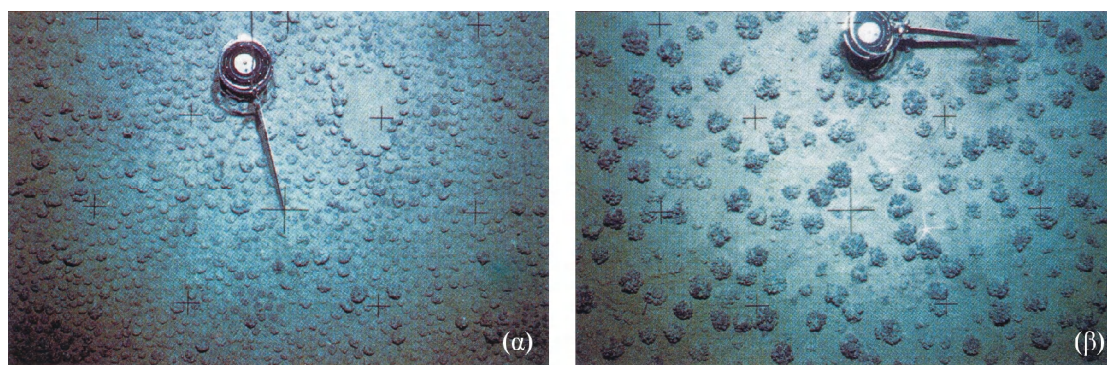
Οι κόνδυλοι μαγγανίου εκτός από το Mn και το Fe, περιέχουν επίσης Ni, Co και Cu σε ποσοστά που κυμαίνονται από 0.1 έως 1.2% (Πίνακας 3.5.1). Η περιεκτικότητα αυτή σε Cu, Co και Ni τους έχει καταστήσει ως πιθανή πηγή πρώτης ύλης για την παραγωγή των μετάλλων αυτών και γι' αυτό έχουν αποκτήσει σημαντικό οικονομικό ενδιαφέρον.

ΠΙΝΑΚΑΣ 3.5.1

Μέση Σύνθεση (%) Μαγγανιούχων Κονδύλων						
Μέταλλα	Βόρειος Ειρηνικός Ωκεανός	Νότιος Ειρηνικός Ωκεανός	Δυτικός Ειρηνικός Ωκεανός	Ατλαντικός Ωκεανός	Επιλεγμένη περιοχή Βόρειου Ειρηνικού Ωκεανού	
					Ερυθροί άργιλοι	Πυριτικές λάσπες
Μαγγάνιο	16.61	12.29	13.56	16.1	17.43	22.36
Σίδηρος	13.92	12.00	15.75	21.82	11.45	8.15
Νικέλιο	0.433	0.422	0.322	0.297	0.76	1.16
Χαλκός	0.185	0.294	0.102	0.109	0.50	1.02
Κοβάλτιο	0.595	0.144	0.358	0.309	0.28	0.25

Το μεγάλο όμως κόστος παραγωγής, καθώς επίσης και τα προβλήματα ρύπανσης των ωκεανών που θα προκύψουν από την εκμετάλλευση, μαζί με το γεγονός ότι δεν ανήκουν στην επικράτεια κανενός κράτους, εμποδίζει προς το παρόν την εκμετάλλευσή τους.

Οι κόνδυλοι μαγγανίου ως επί το πλείστον (75%) κάθονται πάνω στον πυθμένα με ένα τμήμα τους βυθισμένο σ' αυτόν (Εικ. 3.5.2.), ενώ μόνο ένα ποσοστό 25% βρίσκεται θαμμένο στα επιφανειακά 4m.



Εικ. 3.5.2. Πεδίο κονδύλων μαγγανίου το οποίο καλύπτει τον ωκεάνειο πυθμένα στην Αβυσσική Λεκάνη του Περού, σε βάθος 4,100m. Οι φωτογραφίες ελήφθησαν κατά τη διάρκεια του ωκεανογραφικού πλόα S079 του R/V Sonne. Η διάμετρος του εξωτερικού δακτυλίου της πυξίδας είναι 25cm.

Οι κόνδυλοι μαγγανίου έχουν μεγάλη ανάπτυξη στις αβυσσικές πεδιάδες όπου ο ρυθμός χερσογενούς ιζηματογένεσης είναι μικρός. Σ' αυτές τις περιοχές οι κόνδυλοι

μαγγανίου βρίσκονται μαζί με ερυθρές αργίλους γεγονός που υποδηλώνει ότι οι κόνδυλοι προτιμούν καλά οξυγονωμένα περιβάλλοντα. Επίσης οι κόνδυλοι μαγγανίου εμφανίζονται σε περιοχές με χαμηλή βιογενή ιζηματογένεση.

Έρευνες έχουν δείξει ότι οι διεργασίες που λαμβάνουν χώρα για το σχηματισμό των κονδύλων διαφέρουν για το μέρος των κονδύλων που προβάλλει πάνω από τον πυθμένα και για το μέρος των κονδύλων που είναι βυθισμένο στον πυθμένα. Το τμήμα των κονδύλων που βρίσκεται πάνω από τον πυθμένα αναπτύσσεται από τη συνεχή επίστρωση της επιφάνειας που προεξέχει, από την καθίζηση υδροξειδίων Fe και Mn από την υδάτινη στήλη. Η πηγή παροχής του Fe και Mn στην υδάτινη στήλη φαίνεται να είναι η υδροθερμική δραστηριότητα στις μεσοωκεάνειες ράχες. Το τμήμα των κονδύλων που βρίσκεται βυθισμένο αναπτύσσεται από τη συνεχή επίστρωση της βυθισμένης επιφάνειας από υδροξείδια που προέρχονται από το νερό των πόρων των ιζημάτων. Η πηγή προέλευσης του Fe και του Mn φαίνεται να είναι η ηφαιστειακή τέφρα και τα μαλακά νεκρά μόρια των οργανισμών που βρίσκονται στα επιφανειακά ιζήματα.

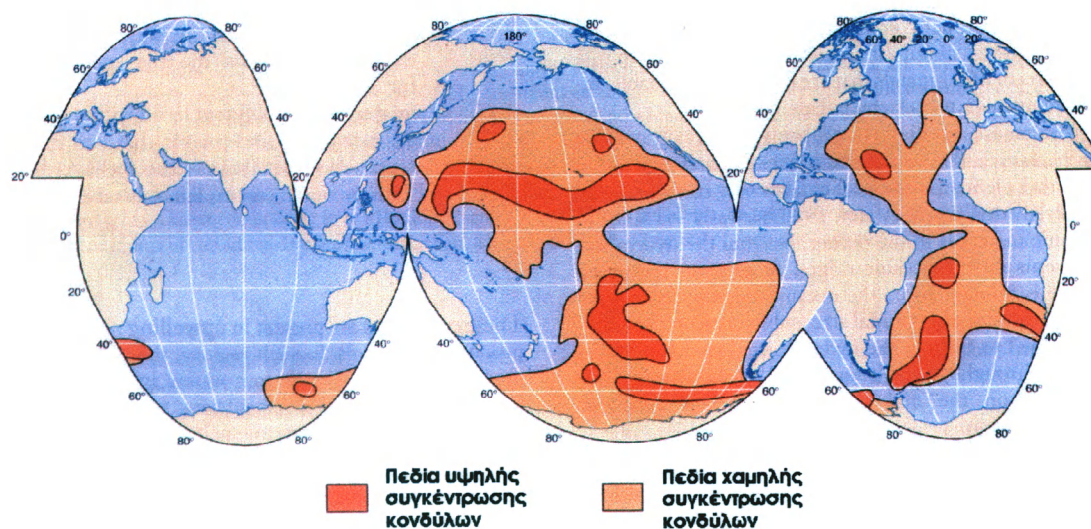
Ο ρυθμός ανάπτυξης των κονδύλων Mn ποικίλει και κυμαίνεται από 1 έως 6mm/10<sup>6</sup>χρόνια αν και έχουν εντοπισθεί κόνδυλοι με ρυθμό ανάπτυξης 200mm/10<sup>6</sup>χρόνια, ενώ ο ρυθμός ιζηματογένεσης στην περιοχή όπου εμφανίζονται είναι λιγότερο από 5cm/10<sup>6</sup>χρόνια. Η σύγκριση αυτή του ρυθμού ανάπτυξης με τον ρυθμό ιζηματογένεσης αναδεικνύει το ερώτημα της επιφανειακής παρουσίας των κονδύλων καθώς θα έπρεπε να είναι όλοι θαμμένοι. Οι διεργασίες που έχουν προταθεί για να εξηγηθεί η παρουσία των κονδύλων στην επιφάνεια είναι: **(i)** η κύλιση των κονδύλων από ρεύματα, **(ii)** η αναμόγχευση και μετακίνηση των κονδύλων από βενθικούς οργανισμούς και **(iii)** η διάβρωση των ιζημάτων λόγω της δράσης ρευμάτων.

Τα πεδία κονδύλων μαγγανίου παρουσιάζουν οικονομικό ενδιαφέρον εξαιτίας των υψηλών συγκεντρώσεων που παρουσιάζουν οι κόνδυλοι σε χαλκό (Cu), κοβάλτιο (Co) και νικέλιο (Ni). Χαρακτηριστικά αναφέρεται ότι σε ένα ευρύ πεδίο κονδύλων νοτίως της νήσου Χαβάης, η συγκέντρωση του Cu και του Ni είναι διπλάσια από αυτή που διαπιστώνεται σε χερσαία κοιτάσματα αυτών των μετάλλων. Επιπλέον τα χερσαία κοιτάσματα Ni με οικονομικό ενδιαφέρον είναι πολύ περιορισμένα, γεγονός που αυξάνει την οικονομική αξία των κονδύλων μαγγανίου.

Η περιοχή με το μεγαλύτερο οικονομικό ενδιαφέρον είναι αναμφίβολα ο Βόρειος Ειρηνικός Ωκεανός (Εικ. 3.5.3), μια περιοχή η οποία χαρακτηρίζεται από



χαμηλό ρυθμό ιζηματογένεσης χερσογενών ιζημάτων, στοιχείο που ευνοεί την ανάπτυξη κονδύλων μαγγανίου. Αυτή η περιοχή καλύπτει μια επιφάνεια του πυθμένα περίπου  $6,000,000 \text{ km}^2$  και υπολογίζεται ότι τα αποθέματα κονδύλων ανέρχονται σε  $38 \times 10^9$  τόννους.

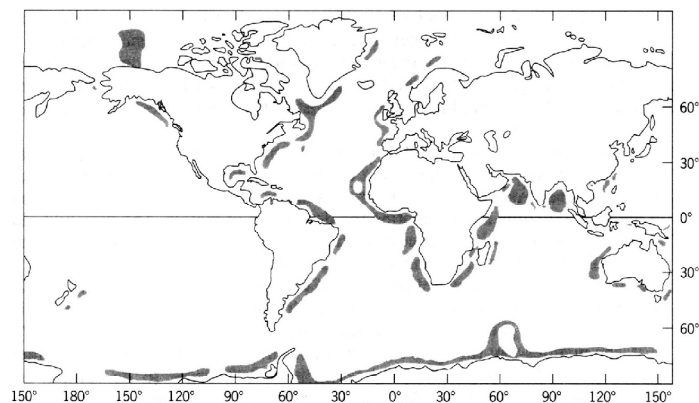


Εικ. 3.5.3. Παγκόσμιος χάρτης στον οποίο παρουσιάζονται οι περιοχές του ωκεάνειου πυθμένα με τη μεγαλύτερη επιφανειακή πυκνότητα κονδύλων μαγγανίου. Οι υψηλότερες πυκνότητες διαπιστώνονται στην αβυσσική λεκάνη του Βόρειου Ειρηνικού Ωκεανού μεταξύ των  $10^\circ$  και  $20^\circ \text{N}$  και στον κεντρικό Νότιο Ειρηνικό.

## (ii) Φωσφορίτες

Οι φωσφορίτες είναι ιζηματογενείς σχηματισμοί που συνίστανται από φωσφορικά άλατα και κυρίως από μικροκρυσταλλικό ανθρακικό φθοριοαπατίτη  $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4\text{CO}_3)\text{F}_{2-3}$ . Η παρουσία τους στον ωκεάνειο πυθμένα είναι γνωστή ήδη από το 1873, οπότε συλλέχθηκαν από το ωκεανογραφικό σκάφος Challenger στο ηπειρωτικό περιθώριο της Νοτίου Αφρικής.

Οι φωσφορίτες παρουσιάζουν αφθονία στις μορφολογικές ενότητες της κρηπίδας και της ανώτερης κατωφέρειας (Εικ 3.5.4), όπου και παρουσιάζουν κονδυλώδη μορφή, συνιστώντας έτσι τους κονδύλους φωσφοριτών (phosphorite nodules) ή συνηθέστερα σε μορφή μεγάλων συγκεντρώσεων φωσφοριτικών κροκάλων (σε κροκαλοπαγή ή μη κροκαλοπαγή μορφή) (Εικ. 3.5.4).



Εικ. 3.5.4. Παγκόσμιος χάρτης στον οποίο δίνονται οι περιοχές του ωκεάνειου πυθμένα όπου υπάρχουν κοιτάσματα φωσφοριτών.

Οι διεργασίες που έχουν προταθεί από διάφορες ερευνητικές ομάδες για το σχηματισμό των φωσφοριτών είναι δύο:

- (i) η αντικατάσταση των ανθρακικών ριζών από φωσφορικές ρίζες σε βιογενή ιζήματα κάτω από ανοξικές συνθήκες και
- (ii) η καθίζηση του φωσφόρου από νερά πλούσια σε θρεπτικά συστατικά.

Η πρώτη διεργασία αναπτύσσεται σε περιοχές όπου υπάρχει υψηλή παραγωγικότητα σε πλαγκτόν στα επιφανειακά νερά. Η μεγάλη προσφορά οργανικού υλικού και ο υψηλός ρυθμός ιζηματογένεσης επιτρέπει την παρουσία ενός μεγάλου ποσοστού μη οξειδωμένου οργανικού υλικού στα ιζήματα, τα οποία δεν έχουν ακόμη συμπαγοποιηθεί και έτσι παρουσιάζουν αυξημένο πορώδες. Αποτέλεσμα αυτών των συνθηκών είναι η αντικατάσταση των ανθρακικών ριζών από φωσφορικές, οι οποίες προέρχονται από την αποσύνθεση του οργανικού υλικού, μια διεργασία η οποία αναπτύσσεται κυρίως στο πορώδες των ιζημάτων.

Η δεύτερη διεργασία της καθίζησης αναπτύσσεται σε περιοχή αναβλυσμάτων όπου η υδάτινη στήλη είναι πλούσια σε θρεπτικά συστατικά. Σε αυτές τις περιοχές καθιζάνει ο φώσφορος από την υδάτινη στήλη και αποτίθεται στον πυθμένα.

### 3.6 ΝΗΡΗΤΙΚΑ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΑ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΕΣΗΣ

Τα χαρακτηριστικά των ιζημάτων του πυθμένα στην υφαλοκρηπίδα καθώς και οι ιζηματογενείς διεργασίες που λαμβάνουν χώρα σε αυτή, εξαρτώνται από: **(i)** τις κλιματολογικές και τεκτονικές συνθήκες που επικρατούν στην ευρύτερη περιοχή, **(ii)** τις μεταβολές της στάθμης της θάλασσας και **(iii)** τις υδροδυναμικές συνθήκες που επικρατούν στην υφαλοκρηπίδα.

Οι **κλιματικές συνθήκες** καθορίζουν:

**(i)** τα προϊόντα της αποσάθρωσης ανάλογα με το αν επικρατούν οι φυσικές ή οι χημικές διεργασίες αποσάθρωσης και

**(ii)** τον τρόπο μεταφοράς των προϊόντων της αποσάθρωσης (ποταμογενής, παγετώδης ή ανεμογενής).

Οι **κλιματικές συνθήκες** σε συνδυασμό με το **τεκτονικό καθεστώς** καθορίζουν:

**(i)** τις διαθέσιμες ποσότητες ιζημάτων που βρίσκονται στη χέρσο και είναι προς μεταφορά στη θάλασσα και

**(ii)** τους ρυθμούς αυτής της μεταφοράς.

Οι **μεταβολές της στάθμης της θάλασσας** μαζί με τις **τεκτονικές κινήσεις** παίζουν καθοριστικό ρόλο στη δημιουργία των περιβαλλόντων ιζηματογένεσης και στο χαρακτήρα των ιζημάτων της υφαλοκρηπίδας. Η στάθμη της θάλασσας τα τελευταία 600,000 χρόνια μεταβάλλεται (ανέρχεται και κατέρχεται) ρυθμικά. Την τελευταία παγετώδη περίοδο πριν 18,000 χρόνια η στάθμη της θάλασσας ήταν περίπου 120m χαμηλότερα από τη σημερινή. Συνεπώς, ένα μεγάλο μέρος της υφαλοκρηπίδας ήταν στεριά, η οποία διασχιζόταν από ποτάμια, ενώ στην παράκτια ζώνη είχαν σχηματιστεί παραλίες, δέλτα, λιμνοθάλασσες και έλη. Η τελευταία ανύψωση της στάθμης της θάλασσας, η οποία άρχισε πριν 12,000 χρόνια είχε ως αποτέλεσμα τα προαναφερθέντα περιβάλλοντα μαζί με τα αποτεθέντα ιζήματα να καλυφθούν από τη θάλασσα και να εντοπίζονται πλέον στον πυθμένα της υφαλοκρηπίδας.

Οι **υδροδυναμικές συνθήκες** που επικρατούν στην υφαλοκρηπίδα ελέγχονται από **(i)** τα ρεύματα και **(ii)** το κυματικό καθεστώς της ευρύτερης περιοχής. Τα κυριότερα ρεύματα τα οποία αναπτύσσονται στην υφαλοκρηπίδα και τα οποία είναι σε θέση να μεταφέρουν τα ιζήματα στον πυθμένα είναι:

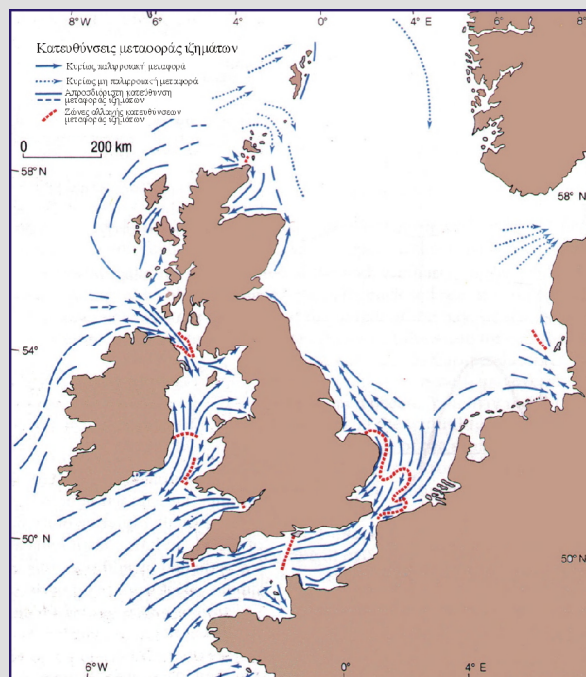
**(i)** τα παλιρροιακά ρεύματα,

**(ii)** τα ανεμογενή ρεύματα και

**(iii)** τα ρεύματα καταγίδων.

Παράδειγμα:

Η υφαλοκρηπίδα της Δ. Ευρώπης στην οποία περιλαμβάνονται η Βόρειος, η Κελτική, και η Ιρλανδική Θάλασσα καθώς και η Θάλασσα της Μάγχης (Εικ. 3.6.1) αποτελεί χαρακτηριστικό παράδειγμα μεταφοράς ιζημάτων κυρίως λόγω παλιρροιακών ρευμάτων. Η υφαλοκρηπίδα της Δ. Ευρώπης χαρακτηρίζεται από περιστρεφόμενα ή ευθυγράμμως αντιστρεφόμενα παλιρροιακά ρεύματα των οποίων οι μέσες ταχύτητες κυμαίνονται από 20cm/sec έως 200cm/sec. Τα ρεύματα αυτά έχουν την ικανότητα να μεταφέρουν τα ιζήματα στην υφαλοκρηπίδα δημιουργώντας ένα σύνθετο σύστημα κυκλοφορίας (Εικ. 3.6.1). Τα κινούμενα ιζήματα διαμορφώνουν στον πυθμένα μια σειρά «ρευματογενών γεωμορφών», οι οποίες ιεραρχούνται σύμφωνα με την ένταση των ρευμάτων που τις δημιουργούν με την εξής σειρά από τα εντονότερα προς τα ασθενέστερα ρεύματα (Εικ. 3.3.14): διαβρωσιγενείς αυλακώσεις (furrows), ζωνώδεις αμμώδεις ραβδώσεις, ημισεληνοειδείς θίνες, μεγάλα αμμώδη κύματα με μεγαρυτιδώσεις πάνω τους, μικρά αμμώδη κύματα και μεγαρυτιδώσεις.



Εικ. 3.6.1. Απλοποιημένη αναπαράσταση του δικτύου των οδών μεταφοράς των ιζημάτων στην ηπειρωτική κρηπίδα της Βρετανίας και της Ιρλανδίας. Τα βέλη δείχνουν την κατεύθυνση της μεταφοράς, ενώ γίνεται διάκριση σύμφωνα με το αίτιο της μεταφοράς των ιζημάτων (παλιρροιακά και μη παλιρροιακά ρεύματα). Επιπλέον, καθορίζονται οι ζώνες της κρηπίδας όπου αναπτύσσεται μεταφορά φορτίου πυθμένα, εκατέρωθεν των οποίων συμβαίνει αλλαγή της κατεύθυνσης μεταφοράς των ιζημάτων.

### 3.7 ΠΕΛΑΓΙΚΑ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΑ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΕΣΗΣ

Ορισμός:

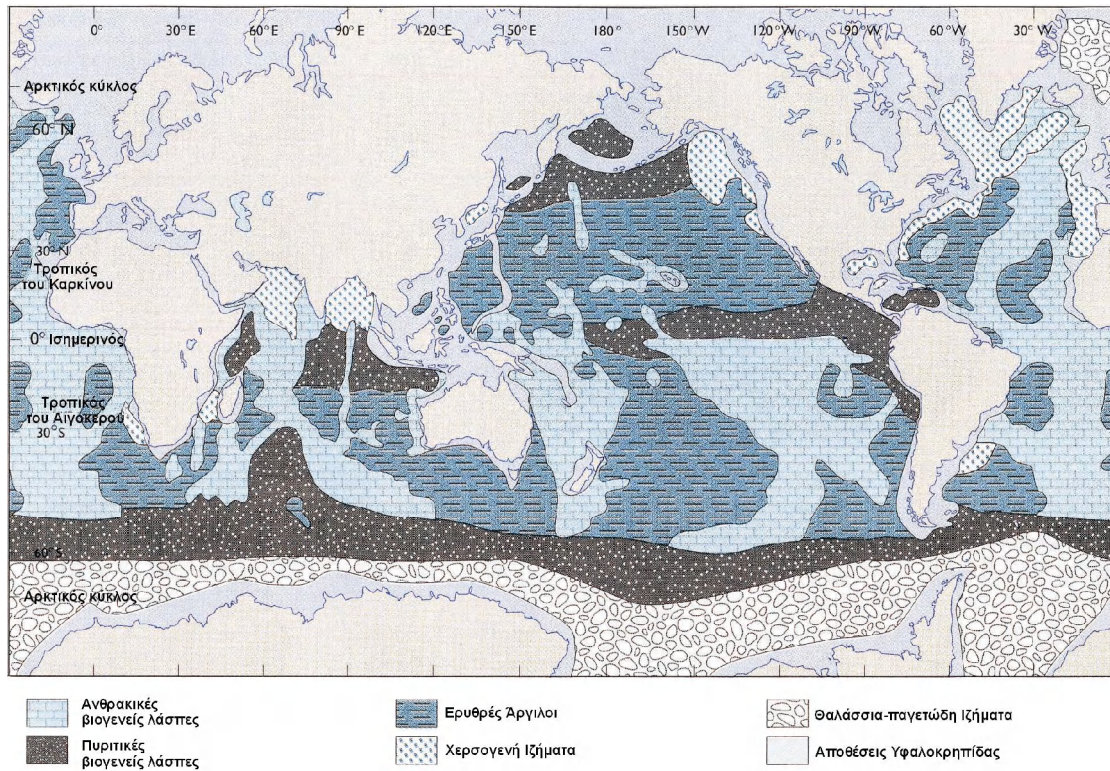
Το λιθογενές και το βιογενές υλικό, το οποίο αποτίθεται σε βάθη μεγαλύτερα των 200m, δηλαδή πέραν του υφαλορίου σχηματίζει τα ιζήματα των βαθιών θαλασσών ή όπως συνήθως καλούνται τα «πελαγικά ιζήματα».

Τα ιζήματα αυτά συνίστανται κυρίως από λεπτόκοκκα υλικά μεγέθους μικρότερου των 20μm λιθογενούς ή βιογενούς προέλευσης και παρουσιάζουν μία «υδαρώδη» και «ιλυώδη» υφή.

Τα ιζήματα των βαθιών θαλασσών ανάλογα με την περιεκτικότητά τους σε λιθογενές ή βιογενές υλικό και συγκεκριμένα ποιά από τα δύο υπερβαίνει το 30% σε συμμετοχή, διακρίνονται σε:

- (i) **ερυθρές αργίλους** (red clays) και
- (ii) **βιογενείς λάσπες** (biogenic oozes), οι οποίες σύμφωνα με τη χημική σύστασή τους διακρίνονται επιμέρους σε ανθρακικές και πυριτικές λάσπες (Εικ. 3.7.1).

Οι μηχανισμοί μεταφοράς του λιθογενούς και βιογενούς υλικού στις βαθιές θάλασσες είναι: (i) η καθίζηση στην υδάτινη στήλη, (ii) η δράση των ρευμάτων και (iii) η βαρυτική μετακίνηση μαζών (κατολισθήσεις). Οι δύο πρώτες διεργασίες μεταφοράς μεταφέρουν το λιθογενές και το βιογενές υλικό ως διακριτούς κόκκους, ενώ οι κατολισθήσεις μεταφέρουν τα ιζήματα προς τις βαθιές θαλάσσιες λεκάνες ως μεγάλες ενιαίες μάζες. Οι κατολισθήσεις είναι η μοναδική διεργασία που είναι υπεύθυνη για την παρουσία χονδρόκοκκων ιζημάτων στον πυθμένα των βαθιών θαλασσών, όπου όπως έχει ήδη αναφερθεί κυριαρχούν σε συντριπτικό ποσοστό τα λεπτόκοκκα ιζήματα.



Εικ. 3.7.1. Επιφανειακή κατανομή του κυρίαρχου τύπου ιζήματος στον πυθμένα των ωκεανών.

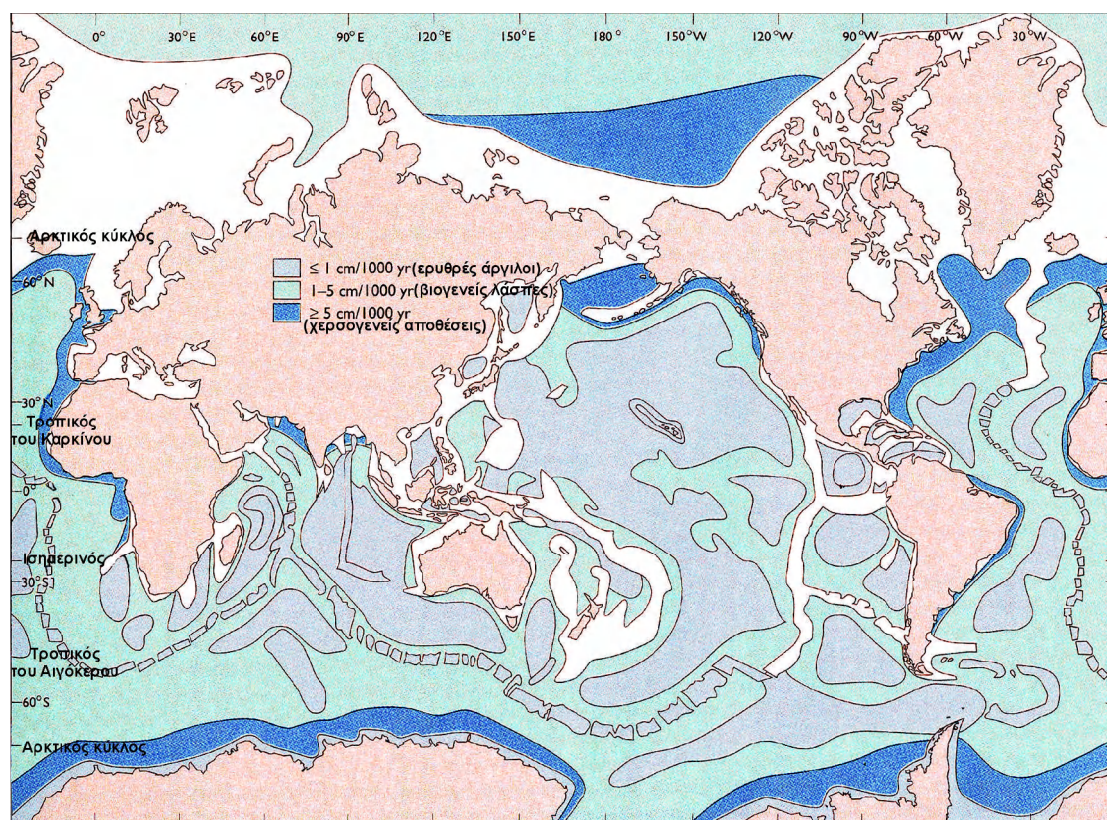
### 3.7.1 Ερυθρές άργιλοι

Οι ερυθρές άργιλοι σχηματίζονται από υλικά χερσογενούς ή/και ηφαιστειογενούς προέλευσης, τα οποία μεταφέρονται στη θάλασσα μέσω των ποταμών, των παγετώνων ή με τους ανέμους. Το κύριο μέσο μεταφοράς των υλικών αυτών είναι ο άνεμος, ο οποίος κάθε χρόνο μεταφέρει στους ωκεανούς περίπου  $10^8$  τόννους λεπτόκοκκο υλικό ( $<20\mu\text{m}$ ). Η ποσότητα αυτή είναι αρκετά μικρότερη από την ποσότητα των υλικών που μεταφέρεται από τους ποταμούς ( $1.5 \times 10^{10}$  τον./χρόνο), τα οποία όμως κυρίως αποτίθενται στα δέλτα των ποταμών και στην υφαλοκρηπίδα λόγω της ανάπτυξης του φαινομένου της συσσωμάτωσης. Ο σχηματισμός των ερυθρών αργίλων σε ορισμένες λεκάνες των ωκεανών δεν οφείλεται αποκλειστικά στην μεγάλη προσφορά (flux) λιθογενούς προέλευσης υλικών, αλλά επιπλέον στην ασήμαντη προσφορά βιογενούς προέλευσης υλικού είτε λόγω της χαμηλής πρωτογενούς παραγωγικότητας στην επιφάνεια της θάλασσας, είτε λόγω της αυξημένης διαλυτότητας των σκελετικών τμημάτων των οργανισμών που αναπτύσσεται κατά την καθίζησή τους.

Οι ερυθρές άργιλοι συνίστανται από λεπτόκοκκο χαλαζία και ενυδατωμένα αλουμινοπυριτικά (αργιλικά) ορυκτά, όπως ο χλωρίτης, ο καολινίτης, ο ιλλίτης και ο

μοντοριλονίτης, τα οποία βρίσκονται σε μορφή νιφάδας (flakes) και μέγεθος μικρότερο των 2 $\mu$ m.

Οι ερυθρές άργιλοι οφείλουν το χαρακτηριστικό καφέρυθρο χρώμα τους στην οξείδωση του σιδήρου (Fe) που βρίσκεται στα αργιλικά ορυκτά, με αποτέλεσμα να δημιουργείται γύρω από τα σωματίδια ένα λεπτό περίβλημα από άμορφα οξειδία του (Fe). Η οξείδωση του Fe αναπτύσσεται εξαιτίας της μακρόχρονης παραμονής των αλουμινοπυριτικών ορυκτών στην επιφάνεια του πυθμένα, όπου εκτίθενται στο καλά οξυγονωμένο θαλασσινό νερό. Τα αργιλικά ορυκτά παραμένουν για μεγάλα χρονικά διαστήματα στην επιφάνεια του πυθμένα χωρίς να καλύπτονται από νεότερα ιζήματα, εξαιτίας του χαμηλού ρυθμού ιζηματογένεσης ( $\cong 1\text{cm}/1,000\text{χρόνια}$ : δηλαδή σχηματισμός επιφανειακού στρώματος ιζήματος πάχους 1cm κάθε χίλια χρόνια) που επικρατεί στις ωκεάνειες λεκάνες (Εικ. 3.7.2).



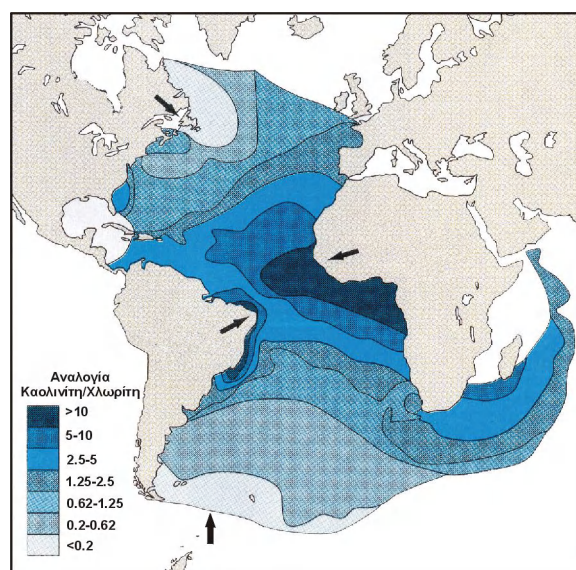
Εικ. 3.7.2. Γεωγραφική κατανομή του μέσου ρυθμού ιζηματογένεσης, σε cm ανά 1,000 έτη: (i) των ερυθρών αργίλων και των βιογενών λασπών στον πυθμένα των ωκεανών και (ii) των λιθογενών ιζημάτων στην ηπειρωτική υφαλοκρηπίδα.

Η επιμέρους αναλογία των διαφόρων αλουμινοπυριτικών ορυκτών στις ερυθρές αργίλους κυμαίνεται ανάλογα με (i) το είδος των πετρωμάτων που επικρατεί

στις περιοχές τροφοδοσίας και **(ii)** τις κλιματικές συνθήκες που επικρατούν στις περιοχές προέλευσης των λιθογενών υλικών, οι οποίες καθορίζουν το χαρακτήρα της αποσάθρωσης. Αποτέλεσμα αυτής της εξάρτησης είναι η ζωνώδης γεωγραφική κατανομή που παρουσιάζουν τα διάφορα αλουμινοπυριτικά ορυκτά –εκτός του ιλλίτη– στις ερυθρές αργίλους του ωκεάνειου πυθμένα.

- Ο **χλωρίτης**, ο οποίος αποτελεί το 10 έως 18% των αλουμινοπυριτικών ορυκτών, προέρχεται από εκρηξιγενή και μεταμορφωμένα πετρώματα και δημιουργείται σε ψυχρά και εύκρατα κλίματα, όπου η μηχανική αποσάθρωση υπερέχει της χημικής. Συνεπώς, ο χλωρίτης συναντάται στον ωκεάνειο πυθμένα των μεσαίων και υψηλών γεωγραφικών πλατών.

- Ο **καολινίτης**, ο οποίος αποτελεί το 8 έως 20% των αλουμινοπυριτικών ορυκτών των ερυθρών αργίλων, προέρχεται από την εξαλλοίωση των αστρίων και δημιουργείται σε τροπικά κλίματα όπου η χημική αποσάθρωση υπερισχύει της φυσικής και συνεπώς συναντάται στις τροπικές ζώνες των ωκεανών (Εικ. 3.7.3).



Εικ. 3.7.3. Γεωγραφική κατανομή του λόγου καολινίτη/χλωρίτη στο αδρομερέστερο των 2 $\mu$ m κλάσμα των επιφανειακών ιζημάτων του Ατλαντικού Ωκεανού. Η ζωνώδης επιφανειακή κατανομή είναι αποτέλεσμα της διαφορετικής προέλευσης του καολινίτη και χλωρίτη στα ιζήματα. Οι υψηλές τιμές του λόγου διαπιστώνονται στις τροπικές περιοχές όπου η χημική αποσάθρωση των πετρωμάτων των γειτονικών ηπείρων υπερισχύει της μηχανικής. Αντίθετα, χαμηλές τιμές λόγου διαπιστώνονται στις ψυχρές περιοχές όπου είναι σημαντική η επίδραση της μηχανικής αποσάθρωσης.

- Ο **ιλλίτης** προέρχεται από τη διάβρωση του ορυκτού μαρμαρυγία, αποτελεί το 20 έως 50% των αλουμινοπυριτικών ορυκτών στις ερυθρές αργίλους και



δεν παρουσιάζει καμία ζώνωση στη γεωγραφική κατανομή του, στην επιφάνεια του ωκεάνειου πυθμένα.

- Ο **μοντμοριλονίτης** είναι προϊόν εξαλλοίωσης ηφαιστειακών υλικών. Η εξαλλοίωση της ηφαιστειακής τέφρας σε μοντμοριλονίτη είναι δυνατόν να συντελεστεί επί τόπου (in situ) στον πυθμένα και για το λόγο αυτό δεν θεωρείται πάντοτε χερσογενούς προέλευσης υλικό. Υπολογίζεται ότι ένα λεπτό στρώμα ηφαιστειακής τέφρας πάχους 1 έως 2cm μπορεί να εξαλλοιωθεί σε πλούσια-μοντμοριλονιτική πελαγική ιλύ σε  $20 \times 10^6$  χρόνια.

Η ζωνώδης κατανομή των αλουμινοπυριτικών ορυκτών στους ωκεανούς διαταράσσεται και γίνεται περισσότερο πολύπλοκη εξαιτίας της δράσης των ρευμάτων κοντά στον πυθμένα (bottom currents), τα οποία μεταφέρουν και αναμιγνύουν τις αργίλους από τις διάφορες ζώνες.

### 3.7.2 Βιογενείς λάσπες

Οι βιογενείς λάσπες (biogenic oozes) συνίστανται κυρίως από τα σκελετικά υπολείμματα των φυτοπλαγκτονικών και ζωοπλαγκτονικών οργανισμών (Εικ.3.2.5). Τα σκελετικά υπολείμματα είναι είτε ανθρακικής ( $\text{CaCO}_3$ ) σύστασης οπότε καλούνται **ανθρακικές λάσπες** (carbonate oozes), είτε πυριτικής ( $\text{SiO}_2$ ) σύστασης οπότε καλούνται **πυριτικές λάσπες ή οπαλίνες** (siliceous oozes).

- Οι ανθρακικές λάσπες ανάλογα με τα σκελετικά υπολείμματα των οργανισμών από τα οποία αποτελούνται διακρίνονται σε: **(i)** τρηματοφορικές λάσπες (Foraminiferal oozes), **(ii)** κοκκολιθικές λάσπες (Cocolith oozes) και **(iii)** πτεροποδικές λάσπες (Pteropod oozes),

- Οι πυριτικές λάσπες διακρίνονται σε: **(i)** διατομικές (Diatom oozes) και **(ii)** ακτινοζωϊκές (Radiolarian oozes).

Τα σκελετικά μέρη αυτών των οργανισμών έχουν διάφορα μεγέθη, έτσι οι κοκκόλιθοι είναι μικρότεροι των 10 $\mu\text{m}$ , τα τρηματοφόρα από 10 $\mu\text{m}$  έως 1mm, τα πτερόποδα μέχρι 2mm, τα διάτομα από μερικά  $\mu\text{m}$  έως 200 $\mu\text{m}$  και τα ακτινόζωα από 50  $\mu\text{m}$  έως 300 $\mu\text{m}$ .

Ο ρυθμός ιζηματογένεσης των βιογενών λασπών κυμαίνεται από 1 έως 5cm τα 1,000 χρόνια και είναι σημαντικά μεγαλύτερος από τον αντίστοιχο των ερυθρών αργίλων (Εικ. 3.7.2). Ο Πίνακας 3.7.1 παρουσιάζει το ποσοστό της επιφάνειας του

ωκεάνειου πυθμένα που καλύπτεται από τους επιμέρους τύπους των βιογενών λασπών σε σύγκριση με το αντίστοιχο ποσοστό των ερυθρών αργίλων.

Πίνακας 3.7.1

Ποσοστό (%) της κάλυψης του πυθμένα των ωκεανών από τους επιμέρους τύπους βιογενών λασπών και ερυθρών αργίλων			
Τύπος Βιογενών Λασπών και Ερυθρές Άργιλοι	ΑΤΛΑΝΤΙΚΟΣ (23%)*	ΕΙΡΗΝΙΚΟΣ (53%)*	ΙΝΔΙΚΟΣ (24%)*
Τρηματοφορικές λάσπες	65%	36%	54%
Πτεροποδικές λάσπες	2%	0.1%	-
Διατομικές λάσπες	7%	10%	20%
Ακτινοζωϊκές λάσπες	-	5%	0.5%
Ερυθρές άργιλοι	26%	49%	25%
ΣΥΝΟΛΟ	100	100	100

\* Σχετικό μέγεθος των τριών μεγαλύτερων Ωκεανών.

Τέσσερις παράμετροι ελέγχουν την παρουσία και τη σύσταση των βιογενών λασπών: **(i)** η τροφοδοσία του βιογενούς υλικού, **(ii)** η διαλυτότητα του σκελετικού μέρους των οργανισμών, **(iii)** η αραιώση του βιογενούς κλάσματος των ιζημάτων με λιθογενές κλάσμα και **(iv)** οι διαγενετικές μεταβολές που λαμβάνουν χώρα στον πυθμένα.

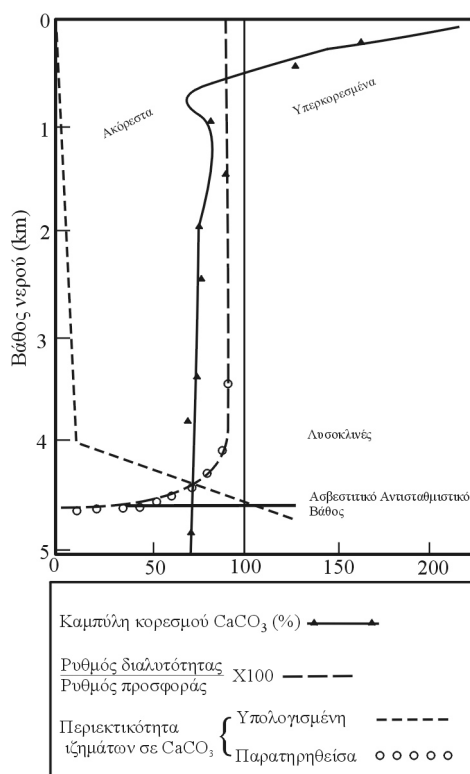
### **(i) Ανθρακικές λάσπες**

Οι ανθρακικές λάσπες διακρίνονται στις **ασβεστιτικές** και τις **αραγωνιτικές**. Οι πρώτες σχηματίζονται από τα κελύφη των τρηματοφόρων και κοκκόλιθων, ενώ οι δεύτερες σχηματίζονται από τα κελύφη των πτερόποδων. Το προϊόν απόθεσης και στις δύο περιπτώσεις είναι το ανθρακικό ασβέστιο ( $\text{CaCO}_3$ ), αλλά με διαφορετική κρυσταλλική δομή.

Η δημιουργία των ανθρακικών λασπών εξαρτάται από: **(i)** την τροφοδοσία με ανθρακικά κελύφη, **(ii)** το ρυθμό διάλυσης ή βαθμό διατήρησης των κελυφών και **(iii)** το ρυθμό απόθεσης ιζημάτων άλλης προέλευσης.

Ο κυρίαρχος παράγοντας ο οποίος ελέγχει τη γεωγραφική κατανομή των ανθρακικών λασπών στον ωκεάνειο πυθμένα είναι η σχέση μεταξύ του ρυθμού καθίζησης των ασβεστιτικών κελυφών και του ρυθμού διάλυσής τους. Σε μεγάλα βάθη όπου τα νερά είναι ακόρεστα σε  $\text{CO}_3^{2-}$ , και συνήθως παρουσιάζουν οξύτητα λόγω του διαλυμένου  $\text{CO}_2$ , αναπτύσσεται η διάλυση των ανθρακικών κελυφών που

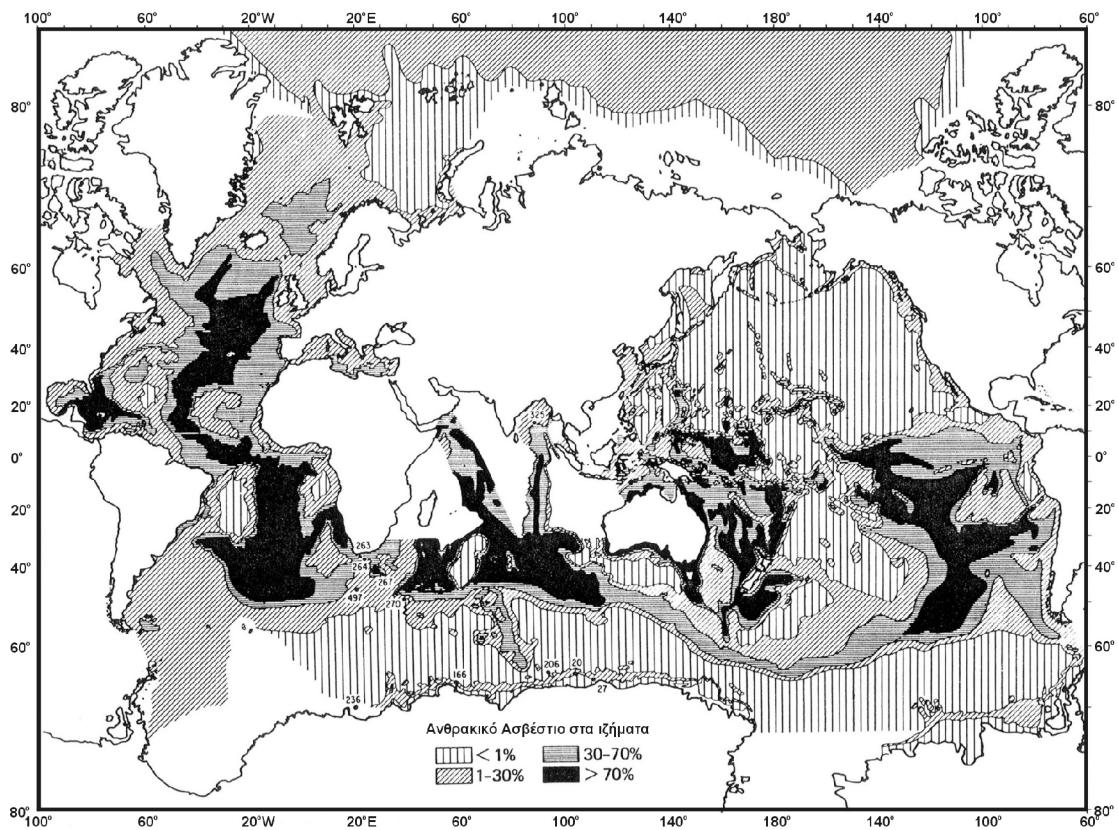
καθιζάνουν προς τον πυθμένα. Το κρίσιμο βάθος νερού στο οποίο ο ρυθμός καθίζησης των ανθρακικών είναι ίσος με το ρυθμό διάλυσης καλείται **Ασβεστιτικό Αντισταθμιστικό Βάθος** (Calcite Compensation Depth, C.C.D.) και τοποθετείται περίπου στα 4,500m (Εικ. 3.7.4).



Εικ. 3.7.4. Απλοποιημένη διαγραμματική απεικόνιση των παραγόντων που επιδρούν στην κατανομή με το βάθος του ανθρακικού ασβεστίου, στην ισημερινή περιοχή του Ειρηνικού Ωκεανού: (i) το ποσοστό (%) κορεσμού του CaCO<sub>3</sub> μειώνεται σημαντικά με το βάθος, (ii) ο λόγος διάλυσης/προσφοράς (%) του CaCO<sub>3</sub> αυξάνεται με αργό ρυθμό μέχρι ένα βάθος 4,000m (λυσοκλινές) και στη συνέχεια παρουσιάζει δραματική αύξηση με το βάθος και (iii) το ποσοστό του CaCO<sub>3</sub> στα επιφανειακά ιζήματα του πυθμένα παρουσιάζει απότομη μείωση και σχεδόν μηδενισμό πέραν του βάθους των 4,500m (Ασβεστιτικό Αντισταθμιστικό Βάθος, C.C.D.).

Συστηματικές δειγματοληψίες ιζημάτων του ωκεάνειου πυθμένα έδειξαν ότι τα ασβεστιτικά ιζήματα και ιδιαίτερα οι τρηματοφορικές λάσπες δεν εμφανίζονται ή παρουσιάζουν ασήμαντη συμμετοχή (<20%) βαθύτερα του C.C.D. Αντίθετα, υψηλές συγκεντρώσεις CaCO<sub>3</sub> διαπιστώνονται στις περιοχές ανάπτυξης των μεσοωκεάνειων ράχων, οι οποίες λόγω του σχετικά μικρότερου βάθους που έχουν έναντι του ωκεάνειου πυθμένα, βρίσκονται πάνω από το βάθος C.C.D και συνεπώς καλύπτονται από τα ανθρακικά κελύφη που καθιζάνουν (Εικ.3.7.5). Επιπλέον έχει διαπιστωθεί από χημικές αναλύσεις ωκεάνειου νερού, ότι τα κελύφη καθώς καθιζάνουν από την

επιφάνεια προς τον πυθμένα, αρχικά διαλύονται με πολύ αργό ρυθμό, ενώ η διαλυτότητά τους αυξάνεται σημαντικά από ένα βάθος που βρίσκεται περίπου στα 3,700m και το οποίο ονομάζεται **Λισοκλινές** (Lysocline) (Εικ. 3.7.4).



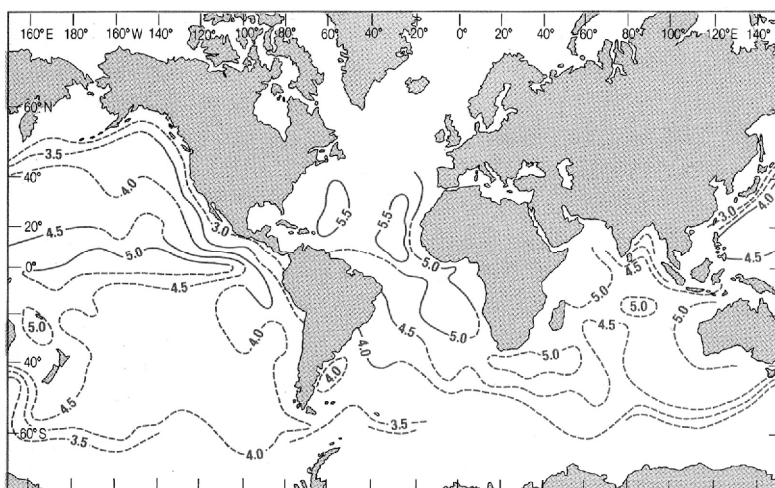
Εικ. 3.7.5. Παγκόσμιος χάρτης στον οποίο παρουσιάζεται η γεωγραφική κατανομή του  $\text{CaCO}_3$  (ποσοστό % σε ξηρό ιζήμα) στα σύγχρονα ιζήματα των ωκεανών. Οι μέγιστες συγκεντρώσεις βρίσκονται κατά μήκος των μεσο-ωκεάνειων οροσειρών όπου το βάθος είναι μικρότερο του Ασβεστιτικού Αντισταθμιστικού Βάθους (C.C.D.).

Στο σημείο αυτό είναι αναγκαίο να τονιστούν τα πιο κάτω:

- Το λισοκλινές είναι μια επιφάνεια η οποία μπορεί να «αποτυπωθεί» μέσα στην υδάτινη στήλη, μετά από χημική ανάλυση του νερού και μπορεί να εξακριβωθεί η ορθότητα της αποτύπωσης της με οπτική παρατήρηση των ιζημάτων του πυθμένα. Εάν δεν διαπιστωθεί διάλυση στα ανθρακικά κελύφη τότε το δείγμα συλλέχθηκε πιο ρηχά από το λισοκλινές, εάν διαπιστωθεί έναρξη της διάλυσης των κελυφών τότε συλλέχθηκε βαθύτερα από αυτό.
- Το C.C.D. είναι επίσης μια επιφάνεια η οποία είναι δυνατόν να αποτυπωθεί μόνο μετά από χημική ανάλυση των ωκεάνειων ιζημάτων. Εάν τα ιζήματα περιέχουν

περισσότερο από 20%  $\text{CaCO}_3$  το δείγμα συλλέχθηκε σε θέση μικρότερου βάθους από το C.C.D., ενώ εάν περιέχει λιγότερο από 20%  $\text{CaCO}_3$  τότε συλλέχθηκε βαθύτερα του C.C.D.

Η λεπτομερής δισδιάστατη αποτύπωση της επιφάνειας του C.C.D. σε όλους τους ωκεανούς, έδειξε ότι το βάθος της επιφάνειας αυτής αφενός παρουσιάζει αυξομειώσεις μέσα στην ίδια ωκεάνεια λεκάνη και αφετέρου κυμαίνεται από ωκεανό σε ωκεανό (Εικ. 3.7.6). Το βάθος ανάπτυξης της επιφάνειας του C.C.D. εξαρτάται από δύο παράγοντες: **(i)** το βαθμό κορεσμού σε διαλυμένο  $\text{CaCO}_3$  των βαθιών νερών και **(ii)** το μέγεθος της παροχής ανθρακικών κελυφών.

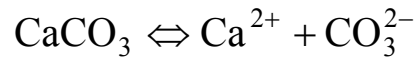


Εικ. 3.7.6. Παγκόσμιος χάρτης στον οποίο σημειώνεται με ισοβαθείς (σε km) το Ασβεστιτικό Αντισταθμιστικό Βάθος (C.C.D.). Οι ισοβαθείς χαρακτήκαν ως όρια μεταξύ ασβεστιτικών και μη ασβεστιτικών ή φτωχών σε  $\text{CaCO}_3$  ιζημάτων. Πρέπει να τονιστεί ότι ο χάρτης αυτός κατασκευάστηκε για το Ασβεστιτικό Αντισταθμιστικό Βάθος του ασβεστίτη και όχι άλλων ορυκτών του ανθρακικού ασβεστίου όπως π.χ. του αραγωνίτη. Ο αραγωνίτης παρουσιάζει διαφορετικά Ασβεστιτικά Αντισταθμιστικά Βάθη στους ωκεανούς έναντι αυτών του ασβεστίτη.

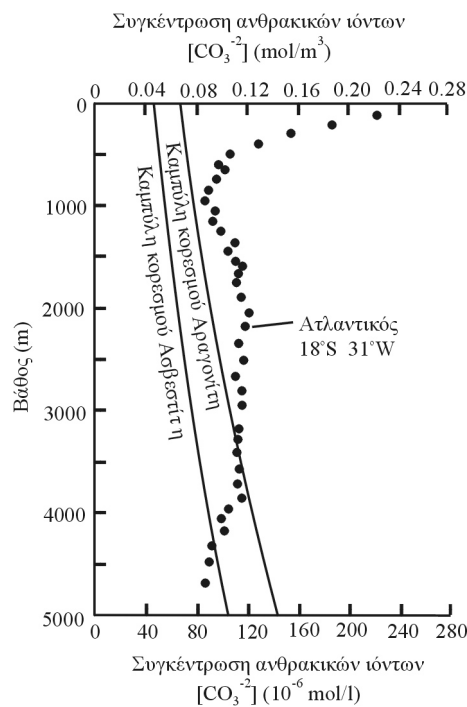
- Στον Ειρηνικό Ωκεανό η επιφάνεια C.C.D. έχει έντονα κοίλο σχήμα με μια βαθιά αυλάκωση κατά μήκος του Ισημερινού (Εικ. 3.7.6). Η βαθιά αυλάκωση σχετίζεται με την υψηλή παροχή ανθρακικών κελυφών, η οποία συμπίπτει με τη ζώνη υψηλής πρωτογενούς παραγωγικότητας.
- Στον Ατλαντικό Ωκεανό η επιφάνεια C.C.D. κλίνει προς τα βόρεια και συμπίπτει με την οροφή της Βόρειας Ατλαντικής Βαθιάς υδάτινης μάζας (NADw), η

οποία τροφοδοτεί τη λεκάνη του Ατλαντικού με υπερκορεσμένες σε  $\text{CaCO}_3$  υδάτινες μάζες (Εικ. 3.7.6).

Η διαλυτότητα του  $\text{CaCO}_3$  εξαρτάται κατά κύριο λόγο από το βαθμό κορεσμού του θαλασσινού νερού σε  $\text{CO}_3^{2-}$ , καθώς η αντίδραση διάλυσης του ανθρακικού ασβεστίου είναι :



Τα επιφανειακά νερά είναι πάντα κορεσμένα σε  $\text{CO}_3^{2-}$  και επομένως τα ασβεστιτικά κελύφη δεν διαλύονται. Όσο το βάθος αυξάνει το θαλασσινό νερό γίνεται ακόρεστο σε  $\text{CO}_3^{2-}$  με αποτέλεσμα να αρχίζει η διάλυση των κελυφών (Εικ. 3.7.4.). Σύμφωνα με το διάγραμμα της Εικόνας 3.7.7. η οποία παρουσιάζει τις καμπύλες κορεσμού για τον ασβεστίτη και τον αραγωνίτη σε σχέση με τη συγκέντρωση του  $\text{CO}_3^{2-}$  στο θαλασσινό νερό του Ατλαντικού Ωκεανού, το βάθος της ακόρεστης ζώνης του αραγωνίτη είναι περίπου 3,500m ενώ για τον ασβεστίτη βρίσκεται σε ένα βάθος περίπου 4,500m.

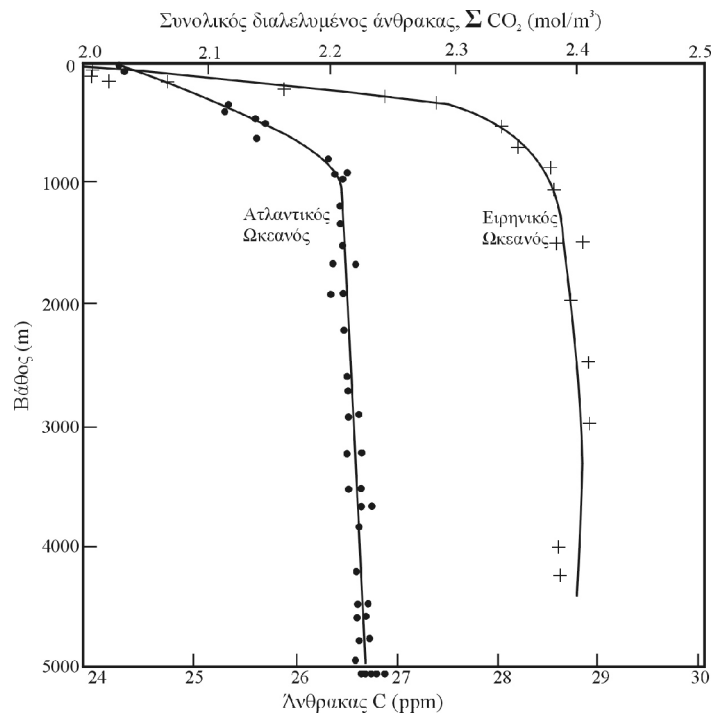


Εικ. 3.7.7. Διάγραμμα στο οποίο παρουσιάζονται: (i) οι καμπύλες κορεσμού της συγκέντρωσης του  $\text{CO}_3^{2-}$  με το βάθος, για τον ασβεστίτη και τον αραγωνίτη

(υπενθυμίζεται ότι και τα δύο είναι ορυκτά ανθρακικού ασβεστίου) και (ii) οι τιμές του  $\text{CO}_3^{2-}$  για ένα υδρογραφικό σταθμό στον Ατλαντικό Ωκεανό.

Η διαλυτότητα του  $\text{CaCO}_3$  επηρεάζεται όμως και από άλλους δύο παράγοντες όπως είναι: **(i)** η συγκέντρωση του συνολικού διαλυμένου ανόργανου άνθρακα στο θαλασσινό νερό (total dissolved inorganic carbon) (D.I.C.) και **(ii)** η συγκέντρωση του  $\text{CO}_2$  στο νερό. Στις δύο προαναφερθείσες περιπτώσεις αυξάνεται η συγκέντρωση ιόντων  $\text{H}^+$  στο νερό, με αποτέλεσμα να αυξάνεται η διαλυτότητα του  $\text{CaCO}_3$ .

Στην περίπτωση του Ειρηνικού ωκεανού, οι βαθιές υδάτινες μάζες του χαρακτηρίζονται από παλαιότητα, δηλαδή έχει παρέλθει μεγάλο χρονικό διάστημα από τότε που βρίσκονταν στην επιφάνεια, με αποτέλεσμα να είναι πλούσιες σε διαλυμένο ανόργανο άνθρακα και κατά συνέπεια πλούσιες σε  $\text{H}^+$  (Εικ. 3.7.8). Συνεπώς, οι βαθιές υδάτινες μάζες του Ειρηνικού ωκεανού παρουσιάζουν αυξημένη οξύτητα και προσβάλλουν πιο εύκολα τα ανθρακικά κελύφη. Για το λόγο αυτό, η επιφάνεια C.C.D. του Ειρηνικού είναι ρηχότερη σε σχέση με την αντίστοιχη C.C.D. του Ατλαντικού (Εικ. 3.7.6). Η μη ανάπτυξη των ανθρακικών λασπών σε μεγάλη έκταση στον Ειρηνικό Ωκεανό, παρά μόνο στις παρυφές του Υψώματος του Ανατολικού Ειρηνικού (East Pacific Rise) οφείλεται στη μεγάλη διαλυτική ικανότητα των βαθιών νερών του Ειρηνικού.



Εικ. 3.7.8. Κατανομή με το βάθος του ολικού διαλυμένου  $\text{CO}_2$  ( $\Sigma\text{CO}_2$ ), στον Ατλαντικό ( $36^\circ\text{N}$ ,  $68^\circ\text{W}$ ) και στον Ειρηνικό Ωκεανό ( $28^\circ\text{N}$ ,  $122^\circ\text{W}$ ).

Ενδιαφέρον στοιχείο αποτελεί, αναμφίβολα, το γεγονός της παρουσίας ασβεστιτικών κελυφών βαθύτερα του C.C.D. Αυτό φαίνεται να είναι αποτέλεσμα του ρυθμού διαλυτότητας των ασβεστιτικών κελυφών, ο οποίος κάτω από συγκεκριμένες συνθήκες, επιτρέπει τη διατήρηση των κελυφών σε αδιάλυτη μορφή και πέραν του C.C.D. Ο ρυθμός διαλυτότητας εξαρτάται: **(i)** από το μέγεθος και το σχήμα των κελυφών, το οποίο καθορίζει την επιφάνεια του κελύφους που είναι εκτεθειμένη προς διάλυση, **(ii)** το χρόνο παραμονής του κελύφους στην υδάτινη στήλη και **(iii)** την πιθανή επικάλυψη των κελυφών από οργανικά υμένα, τα οποία επιβραδύνουν τη διάλυσή τους.

### **(ii) Πυριτικές λάσπες**

Οι πυριτικές λάσπες καλύπτουν μεγάλες ζωνώδεις περιοχές στον πυθμένα των ωκεανών, οι οποίες συσχετίζονται γεωγραφικά με την ισημερινή και τις υποπολικές αποκλίνουσες ζώνες στα επιφανειακά νερά, οι οποίες είναι αποτέλεσμα του παγκοσμίου συστήματος ανέμων. Στις υποπολικές ζώνες αναπτύσσονται οι διατομικές λάσπες, καθώς τα διάτομα είναι οργανισμοί που διαβιούν σε κρύα, νερά ενώ στην ισημερινή ζώνη αναπτύσσονται οι ακτινοζωϊκές μάζες.

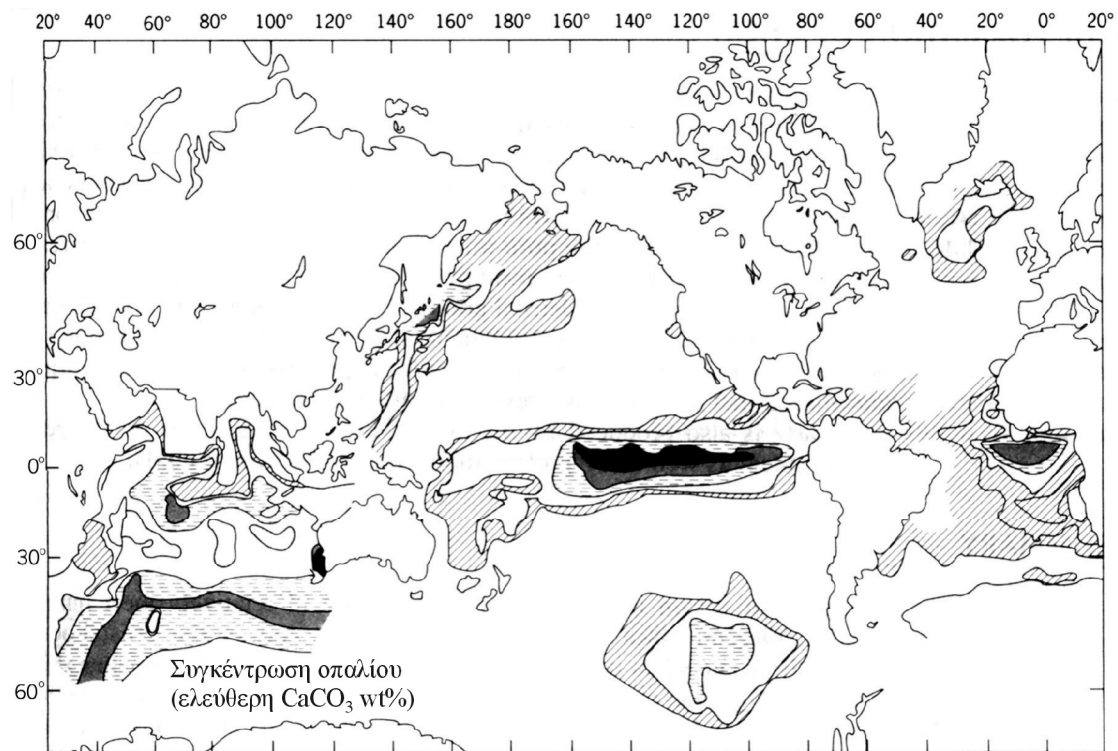
Οι παράγοντες οι οποίοι ελέγχουν τη γεωγραφική κατανομή των πυριτικών λασπών είναι: **(i)** η τροφοδοσία σε πυριτικά κελύφη, **(ii)** ο ρυθμός απόθεσης ιζημάτων άλλης προέλευσης και **(iii)** ο ρυθμός διάλυσης ή ο βαθμός διατήρησης των πυριτικών κελυφών.

Ο σχηματισμός πυριτικών λασπών κατά μήκος της ισημερινής και των υποπολικών ζωνών απόκλισης επιβεβαιώνει τη σημασία του πρώτου παράγοντα στο σχηματισμό τους, καθώς οι ζώνες αυτές χαρακτηρίζονται από μεγάλη πρωτογενή παραγωγή (Εικ.3.7.9).

Η σημαντική παρουσία πυριτικών λασπών στον Ειρηνικό ωκεανό οφείλεται στο γεγονός ότι αυτός στερείται σημαντικής προσφοράς χερσογενούς υλικού. Αυτό είναι αποτέλεσμα: **(i)** της παγίδευσης του εισερχόμενου χερσογενούς υλικού στις ωκεάνειες τάφρους που τον περιβάλλουν και **(ii)** των μεγάλων βαθών που επικρατούν και τα οποία είναι μεγαλύτερα από το Ασβεστιτικό Αντισταθμιστικό Βάθος, με αποτέλεσμα τη διάλυση των ανθρακικών κελυφών πριν αυτά προσεγγίσουν τον πυθμένα. Αντίθετα η μειωμένη παρουσία των πυριτικών λασπών στον Ατλαντικό ωκεανό καθώς και σε περιοχές όπου δρουν «παράκτια αναβλύσματα» (upwelling)



επιβεβαιώνει τη σημασία του δεύτερου παράγοντα καθώς οι περιοχές αυτές χαρακτηρίζονται από υψηλή τροφοδοσία ιζημάτων άλλης προέλευσης (Εικ. 3.7.9).



Εικ. 3.7.9. Παγκόσμιος χάρτης στον οποίο παρουσιάζεται ο ρυθμός τροφοδοσίας (σε  $\text{g}/\text{cm}^2/\text{ka}$ , όπου  $\text{ka}=1,000\text{έτη}$ ) του ωκεάνειου πυθμένα σε πυριτικά κελύφη.

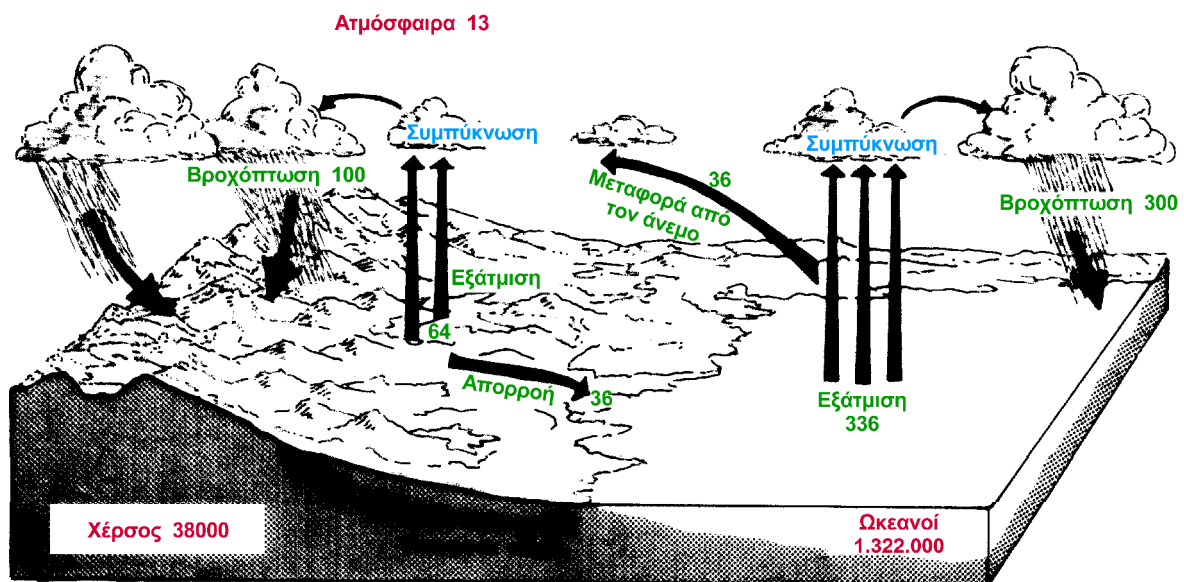
Ο ρυθμός διάλυσης ή αντίστροφα ο ρυθμός διατήρησης των κελυφών είναι επίσης ένας ουσιώδης παράγων για το σχηματισμό πυριτικών λασπών. Η διαλυτότητα των πυριτικών κελυφών είναι μεγάλη στα επιφανειακά νερά, καθώς αυτά είναι υποκορεσμένα σε διαλυμένο  $\text{SiO}_2$ . Η διαλυτότητά τους, ελαττώνεται με το βάθος καθώς αυτή είναι αντιστρόφως ανάλογη της πίεσης και ανάλογη της θερμοκρασίας. Η διαλυτότητα των πυριτικών κελυφών συχνά επηρεάζεται από το γεγονός ότι συχνά γύρω από τα πυριτικά κελύφη προσκολλώνται μεταλλικά ιόντα καθώς και υμένα οργανικού υλικού, τα οποία ελαττώνουν το ρυθμό διαλυτότητας των κελυφών.

## 4. Η ΦΥΣΙΚΗ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ ΤΟΥ ΘΑΛΑΣΣΙΝΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΤΟΥΣ ΩΚΕΑΝΟΥΣ

### 4.1 Ο ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΟΣ ΚΥΚΛΟΣ

Το σύνολο του νερού που περιβάλλει τον πλανήτη μας φαίνεται να προέρχεται από τη διαφυγή αερίων (συμπεριλαμβανομένων και υδρατμών) από το εσωτερικό της γης στα πρώτα στάδια του σχηματισμού της. Όταν η θερμοκρασία του φλοιού έγινε κάτω από  $150^{\circ}\text{C}$  οι υδρατμοί υγροποιήθηκαν και δημιουργήθηκε το υγρό περίβλημα του πλανήτη μας που ονομάστηκε "υδρόσφαιρα". Έκτοτε (τα τελευταία  $3.8 \times 10^9$  χρόνια) πολύ μικρές νέες ποσότητες νερού, που αποτελούν ένα πολύ μικρό ποσοστό της αρχικής ποσότητας, έχουν προστεθεί στον πλανήτη μας από διαφυγές στον μανδύα.

Το νερό του πλανήτη μας περιφέρεται μεταξύ των ωκεανών, των ηπείρων (εσωτερικά ύδατα) και της ατμόσφαιρας, είτε υπό στερεά, είτε υγρά, είτε αέρια μορφή. Η περιφορά αυτή του νερού λέγεται υδρολογικός κύκλος (Εικ. 4.1). Το κάθε ένα από τα προαναφερθέντα συστήματα του πλανήτη μας μπορεί να θεωρηθεί ως ανεξάρτητη φυσική υδατοδεξαμενή (reservoir), τα οποία επικοινωνούν μεταξύ τους.



Εικ. 4.1. Ο υδρολογικός κύκλος ή η περιφορά του νερού στον πλανήτη μας. Οι ποσότητες του νερού που είναι αποταμιευμένες στις "υδατοδεξαμενές" αποδίδονται με τους αριθμούς σε κόκκινο, ενώ οι ποσότητες του περιφερόμενου νερού από τη μια υδατοδεξαμενή στην άλλη με πράσινο. Οι ποσότητες του νερού που δίνονται στην εικόνα είναι  $\times 10^{15}$ .

Λαμβάνοντας υπόψη ότι η συνολική ποσότητα νερού που υπάρχει στον πλανήτη μας είναι σταθερή και δεν υπάρχουν αυξομειώσεις, τότε ο πλανήτης μπορεί να θεωρηθεί ως προς την ποσότητα νερού που τον περιβάλλει ως κλειστό σύστημα. Τούτο σημαίνει ότι υπάρχει ισορροπία μεταξύ των εισερχομένων ποσοτήτων νερού από τη μία στην άλλη υδατοδεξαμενή και επομένως οι υδατοδεξαμενές βρίσκονται σε "σταθερό καθεστώς" (steady state).

Εφόσον ισχύει το προαναφερθέν τότε ο μέσος χρόνος παραμονής ( $\tau$ ) του νερού σε μία από τις ανεξάρτητες υδατοδεξαμενές του πλανήτη μας, προτού απομακρυνθεί μέσω κάποιων διεργασιών μεταφοράς, δίνεται από τον τύπο:

$$\tau = \frac{W_T}{W_{\text{εισ.}} \text{ ή } W_{\text{εξ.}}}$$

όπου:  $W_T$  η συνολική ποσότητα νερού στην υδατοδεξαμενή και

$W_{\text{εισ.}}$ ,  $W_{\text{εξ.}}$  η συνολική ποσότητα εισερχομένου ή εξερχομένου νερού στην υδατοδεξαμενή.

Αν ο όγκος νερού στους ωκεανούς είναι  $1.32 \times 10^{21}$  (Εικ. 4.1) και ο όγκος που προέρχεται από τους ποταμούς ή/και τη βροχόπτωση είναι  $3.6 \times 10^{16}$  ανά έτος (Εικ. 4.1), τότε ο μέσος χρόνος παραμονής του νερού στους ωκεανούς είναι:

$$\tau = \frac{1.32 \times 10^{21}}{3.6 \times 10^{16}} = 3.8 \times 10^4 \text{ χρόνια.}$$

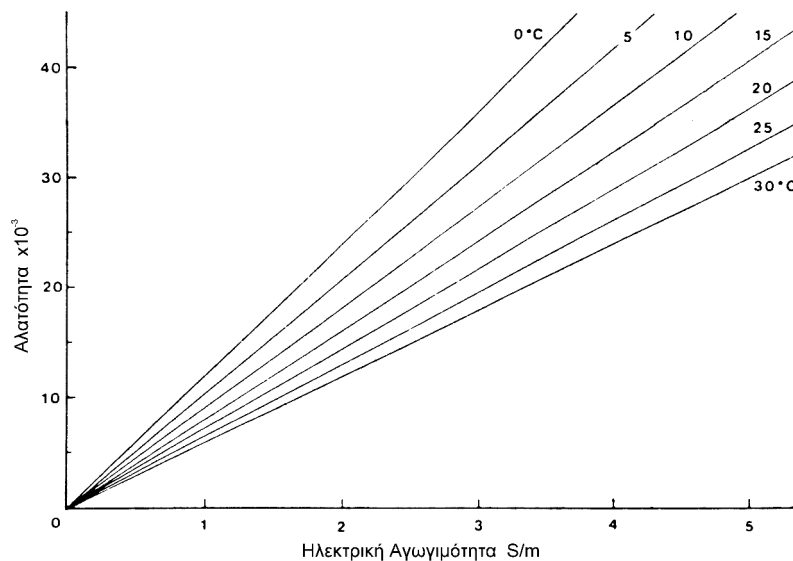
## 4.2 ΑΛΑΤΟΤΗΤΑ – ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ – ΠΥΚΝΟΤΗΤΑ

### ΑΛΑΤΟΤΗΤΑ

Το θαλασσινό νερό είναι ένα υγρό που περιέχει σε διάλυση τα περισσότερα από τα χημικά στοιχεία. Κατά μέσο όρο τα διαλυμένα στοιχεία αποτελούν το 35% του θαλασσινού νερού. Λόγω της διαλυτικής ικανότητας του νερού τα άλατα που περιέχονται σ' αυτό βρίσκονται υπό μορφή ιόντων.

Ως αλατότητα (salinity) ορίζεται το μέτρο της συγκέντρωσης όλων των διαλυμένων στο νερό στοιχείων σε gr που περιέχονται σε 1kgr θαλασσινού νερού, όταν όλα τα ανθρακικά έχουν μετατραπεί σε οξείδια, τα βρωμιούχα και ιωδιούχα άλατα αντικατασταθούν με χλωριούχα και η οργανική ύλη οξειδωθεί στους 480°C. Επειδή έχει διαπιστωθεί ότι οι συγκεντρώσεις όλων των κύριων ιόντων απαντώνται πάντα με τις ίδιες σχετικές αναλογίες, η αλατότητα μέχρι τη 10ετία του 1960 μετριώταν σε "μέρη επί τοις χιλίοις" ή ppt με την ογκομέτρηση των ιόντων  $\text{Cl}^-$  βάσει της σχέσης  $S\% = 0.03 + [1.805 \times (\text{Cl}\%)]$ .

Την τελευταία 30ετία ο προσδιορισμός της αλατότητας επιτυγχάνεται με μεγάλη ακρίβεια με τη μέτρηση της αγωγιμότητας του θαλασσινού νερού. Ο υπολογισμός με τη μέθοδο αυτή ονομάζεται "πρακτική αλατότητα" ( $S_{psu}$ ) και είναι αδιάστατο μέγεθος. Το θαλασσινό νερό λόγω της περιεκτικότητάς του σε ιόντα έχει ηλεκτρική αγωγιμότητα, το μέγεθος της οποίας είναι συνάρτηση των ιόντων ανά μονάδα όγκου και της κινητικότητας των ιόντων αυτών, η οποία εξαρτάται από τη θερμοκρασία και πίεση (Εικ. 4.2).



Εικ. 4.2. Η αλατότητα του νερού σε σχέση με την αγωγιμότητα για διάφορες θερμοκρασίες στην κλίμακα της πρακτικής αλατότητας.

Σήμερα σχεδόν όλα τα όργανα προσδιορισμού της αλατότητας χρησιμοποιούν ηλεκτρονικά συστήματα με ενσωματωμένους υπολογιστές που μετρούν την αγωγιμότητα και κάνοντας τις απαραίτητες διορθώσεις για θερμοκρασία και πίεση, καθορίζουν την αλατότητα. Τα όργανα αυτά φέρουν το γενικό όνομα CTD's (Conductivity, Temperature, Depth) και προσδιορίζουν την αλατότητα με επαναληψιμότητα (precision) της τάξης του  $\pm 0.003$ , ενώ με την μέθοδο της χλωριότητας η επαναληψιμότητα είναι της τάξης του  $\pm 0.02$ .

### ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ

Θερμοκρασία είναι η άλλη φυσική παράμετρος που χαρακτηρίζει το θαλασσινό νερό. Η θερμοκρασία μαζί με την αλατότητα καθώς επίσης και την πίεση καθορίζουν την πυκνότητα του νερού.

Επειδή το νερό είναι συμπιεστό, υφίσταται αδιαβατικές μεταβολές της θερμοκρασίας. Αν μια μάζα νερού μεταφερθεί από ένα βάθος στην επιφάνεια, χωρίς να γίνει ανταλλαγή

θερμότητας με το περιβάλλον, τότε η θερμοκρασία της μάζας θα ελαττωθεί. Τούτο οφείλεται στο ότι κατά τη μεταφορά της μάζας στην επιφάνεια αυξάνεται ο όγκος της μάζας λόγω ελάττωσης της πίεσης, με αποτέλεσμα να παράγει έργο σε σχέση με την εξωτερική πίεση. Η αδιαβατική μεταβολή της «απόλυτης» θερμοκρασίας ( $\delta T$ ) σε συνάρτηση με την πίεση δίνεται από τον τύπο:

$$\frac{\delta T}{\delta p} = \frac{\beta \cdot \alpha}{J \cdot C_p} \cdot T$$

όπου  $\beta$ : ο συντελεστής θερμικής διαστολής του νερού<sup>1</sup>,

$\alpha$ : ο ειδικός όγκος (specific volume) που είναι ίσος με  $1/\rho$ ,

$T$ : η απόλυτη θερμοκρασία,

$C_p$ : η ειδική θερμότητα του νερού<sup>2</sup> σε σταθερή πίεση και

$J = 4.1862 \times 10^7$  erg/cal, το μηχανικό ισοδύναμο της θερμότητας.

Επειδή  $\delta p = \rho \cdot g \cdot dz$ , η παραπάνω εξίσωση γίνεται:

$$\frac{\delta T}{\delta z} = \frac{\beta \cdot g \cdot T}{J \cdot C_p}$$

όπου  $\delta z$  η μεταβολή του βάθους και  $g$  η επιτάχυνση της βαρύτητας.

Αν λοιπόν η απόλυτη θερμοκρασία ( $T$ ) μιας μάζας είναι  $278^\circ\text{K}$  (δηλ.  $5^\circ\text{C}$ ),  $\beta = 1.57 \times 10^{-4}$  ( $\text{degree}^{-1}$ ) και  $C_p = 0.924$  ( $\text{cal} \cdot \text{gr}^{-1} \cdot \text{degree}^{-1}$ ) τότε:

$$\frac{\delta T}{\delta z} = 0.11^\circ\text{C} \text{ ανά } 1,000\text{m}.$$

Η θερμοκρασία ενός δείγματος νερού, το οποίο ανέβηκε αδιαβατικά στην επιφάνεια, ονομάζεται "δυναμική θερμοκρασία" (potential temperature) και συμβολίζεται με  $\theta$ .

$$\theta = t - \delta t$$

όπου  $t$ : η επιτόπια (in situ) θερμοκρασία και

$\delta t$ : η αδιαβατική μεταβολή της θερμοκρασίας.

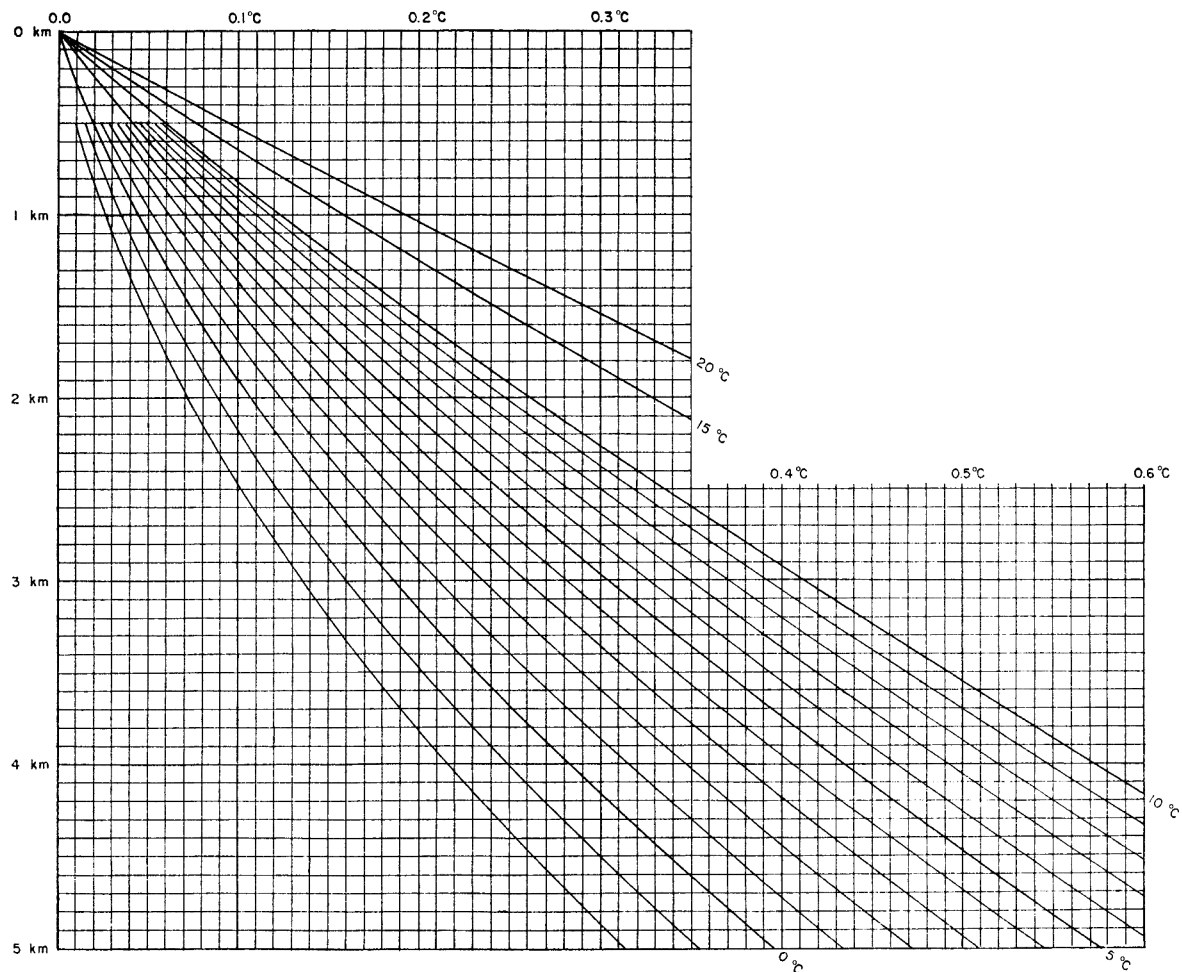
Στο διάγραμμα της Εικ. 4.3 δίνεται η σχέση μεταξύ δυναμικής και επιτόπιας θερμοκρασίας μιας μάζας νερού, αν ανέβει από ένα βάθος  $z$ , στην επιφάνεια της θάλασσας.

Η δυναμική θερμοκρασία σαν παράμετρος σύγκρισης είναι πολύ χρήσιμη επειδή ανάγει την επιτόπια θερμοκρασία σε ένα επίπεδο και επομένως μας επιτρέπει να συγκρίνουμε

<sup>1</sup> Ως συντελεστής θερμικής διαστολής " $\beta$ " ορίζεται η σχετική μεταβολή του ειδικού όγκου ( $1/\rho$ ) με τη θερμοκρασία.  $\beta = \frac{1}{\alpha_{s,t,p}} \cdot \frac{\partial \alpha_{s,t,p}}{\partial t}$ .

<sup>2</sup> Ως ειδική θερμότητα " $C_p$ " νερού ορίζεται το ποσό θερμότητας που απαιτείται για να αυξηθεί κατά  $1^\circ\text{C}$  μάζα νερού ίση με  $1\text{gr}$ .

θερμοκρασίες που είναι σε διάφορα βάθη δίνοντας έτσι τη δυνατότητα για τη σύγκριση των θαλάσσιων μαζών.



Εικ. 4.3. Νομόγραμμα στο οποίο δίνεται η σχέση μεταξύ επιτόπιας θερμοκρασίας (καμπύλες γραμμές) και της δυναμικής θερμοκρασίας (οριζόντιος άξονας) μάζας νερού που μετατοπίζεται από ένα συγκεκριμένο βάθος (κατακόρυφος άξονας) στην επιφάνεια. Το νομόγραμμα αυτό ισχύει για θαλασσινό νερό αλατότητας 34.85‰.

## ΠΥΚΝΟΤΗΤΑ

Η πυκνότητα του θαλασσινού νερού εξαρτάται κατά κύριο λόγο από τη θερμοκρασία, την αλατότητα και πολύ λίγο από την πίεση. Η σχέση επομένως που δίνει την πυκνότητα σε ένα σημείο είναι:

$$\rho = f(s, t, p)$$

όπου  $s$ ,  $t$  και  $p$  η αλατότητα, η θερμοκρασία και η πίεση αντίστοιχα, που αντιστοιχούν στο σημείο της μέτρησης. Αυτή η πυκνότητα ονομάζεται (επι-τόπια) in-situ.

Η πίεση του θαλασσινού νερού στη μεταβολή της πυκνότητας μέχρι ένα βάθος νερού 1,000 έως 1,500m δε λαμβάνεται υπόψη, καθώς το νερό είναι ελάχιστα συμπιεστό. Στα μεγάλα βάθη των ωκεανών η πίεση κυμαίνεται από  $10^4 - 10^5$  kPa (10m νερό εξασκούν πίεση

περίπου 1Atm) με αποτέλεσμα το νερό να συμπιέζεται και κατά συνέπεια να αυξάνεται η πυκνότητά του. Για παράδειγμα αν το νερό ήταν τελείως ασυμπίεστο η στάθμη της θάλασσας θα ήταν 30m υψηλότερη.

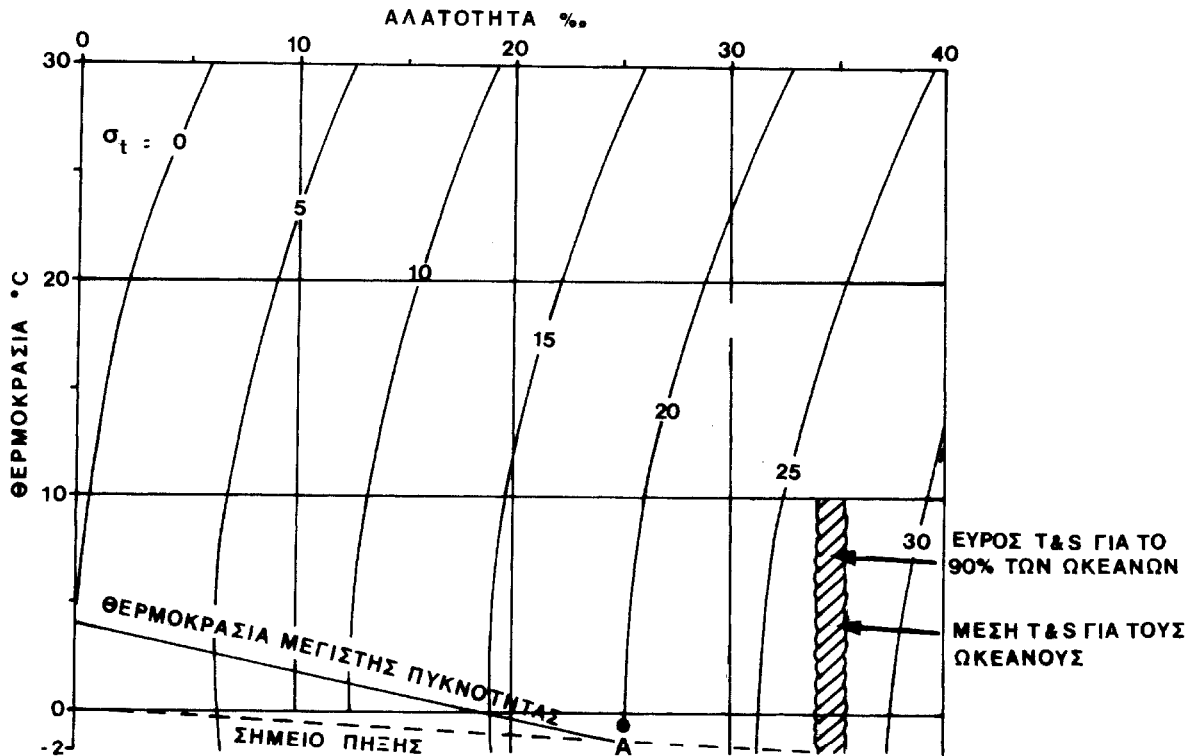
Η διακύμανση της πυκνότητας στους ωκεανούς κυμαίνεται από 1.02100 στην επιφάνεια έως 1.07000  $\text{gr}/\text{cm}^3$  (σε βάθος 10,000m). Επειδή όμως στο μεγαλύτερο μέρος των ωκεανών η πυκνότητα μεταβάλλεται από 1.02100 έως 1.02800  $\text{gr}/\text{cm}^3$  και η διακύμανση είναι λιγότερο του 7% είναι απαραίτητο η ακρίβεια της μέτρησης να φθάνει στο 5<sup>ο</sup> δεκαδικό ψηφίο. Για ευκολία επομένως η πυκνότητα του θαλασσινού νερού εκφράζεται από τη σχέση  $\sigma_{(s,t,p)} = (\rho_{(s,t,p)} - 1 \text{ gr}/\text{cm}^3) \times 10^3$ . Επομένως αντί να λέμε η πυκνότητα  $\rho_{(s,t,p)}$  του θαλασσινού νερού είναι 1.02042  $\text{gr}/\text{cm}^3$ , λέμε ότι το νερό έχει  $\sigma_{(s,t,p)} = 25.42$ .

Συνήθως η πυκνότητα του θαλασσινού νερού αναφέρεται σε ατμοσφαιρική πίεση γιατί πάντα συγκρίνονται οι πυκνότητες νερού που βρίσκονται στο ίδιο βάθος, επομένως αντί για την παράμετρο  $\sigma_{(s,t,p)}$  χρησιμοποιούμε την  $\sigma_{(s,t,0)}$  ή  $\sigma_t$  (σίγμα – t).

Η μέτρηση της πυκνότητας με ακρίβεια 5<sup>ο</sup> δεκαδικού ψηφίου δεν επιτυγχάνεται εύκολα με φυσικές μεθόδους, όπως πυκνόμετρα και υδρόμετρα, λόγω των σφαλμάτων που υπεισέρχονται κατά τη μέτρηση, όπως: (i) ύπαρξη φυσαλίδων στο δείγμα, (ii) τριχοειδή φαινόμενα και (iii) διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ δείγματος και οργάνου.

Αντ' αυτού η πυκνότητα υπολογίζεται με καλύτερη προσέγγιση και ευκολότερα από μια πολύπλοκη εξίσωση με μορφή πολυωνύμου, που συνδέει την πυκνότητα με τη θερμοκρασία και αλατότητα. Η εξίσωση αυτή έγινε αποδεκτή το 1981 από την Ωκεανογραφική Επιτροπή της UNESCO ως διεθνές πρότυπο και ονομάζεται "Παγκόσμια Καταστατική Εξίσωση του Νερού" (International Equation of Seawater State) και συμβολίζεται ως IES80. Με βάση την εξίσωση αυτή η πυκνότητα υπολογίζεται είτε από νομογράμματα, είτε από πίνακες ή υπολογιστικά με τη βοήθεια ηλεκτρονικού υπολογιστή.

Μια γενική εικόνα της επίδρασης της θερμοκρασίας και αλατότητας στην πυκνότητα παρουσιάζεται στο νομόγραμμα θερμοκρασίας – αλατότητας (Εικ. 1.3.4), στο οποίο έχουν σχεδιασθεί οι ισόπυκνες ( $\sigma_t$ ) καμπύλες για το σύνολο των συνδυασμών του πεδίου τιμών της θερμοκρασίας και αλατότητας.



Εικ. 4.4. Διάγραμμα Θερμοκρασίας - Αλατότητας στο οποίο παρίστανται οι καμπύλες ίσης πυκνότητας ( $\sigma_t$ ).

Ο Πίνακας 4.1 δίνει ένα αριθμητικό παράδειγμα της πολυσύνθετης σχέσης θερμοκρασίας - αλατότητας με την πυκνότητα. Στη στήλη [α] φαίνεται ότι η μεταβολή της πυκνότητας ( $\Delta_{\sigma_t}$ ) για μεταβολή της θερμοκρασίας ( $\Delta_t$ ) ίσης με  $1^\circ\text{C}$  σε όλο το πεδίο τιμών της αλατότητας και θερμοκρασίας, είναι ανομοιόμορφη και κυμαίνεται από  $-0.34$  έως  $0.07$ . Επίσης φαίνεται ότι σε υψηλές θερμοκρασίες (π.χ.  $30^\circ\text{C}$ ) η μεταβολή της θερμοκρασίας (π.χ.  $\Delta_t = 1^\circ\text{C}$ ) προκαλεί σημαντική μεταβολή της πυκνότητας ( $\approx -0.30$  έως  $-0.34$ ) σε όλο το πεδίο τιμών της αλατότητας (π.χ.  $0\text{‰}$ ,  $20\text{‰}$ ,  $40\text{‰}$ ), ενώ σε χαμηλές θερμοκρασίες (π.χ.  $0^\circ\text{C}$ ) προκαλεί μικρή μεταβολή της πυκνότητας ( $\approx -0.17$  έως  $0.07$ ) σε όλο το πεδίο τιμών της αλατότητας. Στη στήλη [β] φαίνεται ότι η μεταβολή της πυκνότητας ( $\Delta_{\sigma_t}$ ) για μεταβολή της αλατότητας ( $\Delta_s$ ) ίσης με  $0.5\text{‰}$  σε όλο το πεδίο τιμών της αλατότητας και θερμοκρασίας, είναι περίπου η ίδια (από  $0.38$  έως  $0.43$ ). Επίσης από το ίδιο αριθμητικό παράδειγμα συμπεραίνεται ότι:

- α. στις υψηλές θερμοκρασίες (π.χ. τροπικές περιοχές) σε όλο το πεδίο μεταβολών της αλατότητας, ο καθοριστικός παράγοντας για τη μεταβολή της πυκνότητας είναι η θερμοκρασία.



- β. στις χαμηλές θερμοκρασίες (π.χ. πολικές περιοχές) η αλατότητα είναι ο καθοριστικός παράγοντας για τη μεταβολή της πυκνότητας.

**ΠΙΝΑΚΑΣ 4.1**

		<b>[α]</b>			<b>[β]</b>		
		$\Delta_{\sigma_t}$ για $\Delta_t = +1^\circ\text{C}$			$\Delta_{\sigma_t}$ για $\Delta_s = +0.5\text{‰}$		
Θερμοκρασία (°C)	Αλατότητα (‰)	<b>0</b>	<b>20</b>	<b>40</b>	<b>0</b>	<b>20</b>	<b>40</b>
	<b>30</b>		-0.30	-0.33	-0.34	0.39	0.38
<b>20</b>		-0.21	-0.24	-0.27	0.40	0.38	0.38
<b>10</b>		-0.09	-0.14	-0.18	0.41	0.39	0.39
<b>0</b>		0.07	-0.01	-0.17	0.43	0.40	0.40

### 4.3 ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΗΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ, ΑΛΑΤΟΤΗΤΑΣ ΚΑΙ ΠΥΚΝΟΤΗΤΑΣ ΣΤΟΥΣ ΩΚΕΑΝΟΥΣ

Η θερμοκρασία, αλατότητα και πυκνότητα του θαλασσινού νερού ποικίλουν στο χώρο και το χρόνο. Σε γενικές γραμμές μπορεί να λεχθεί ότι το νερό των ωκεανών στο χώρο παρουσιάζει μια οριζόντια στρωμάτωση με το βάθος, ενώ επιφανειακά παρουσιάζει μια ζώνωση από τον ισημερινό προς τους πόλους. Σχετικά με το χρόνο οι παράμετροι που χαρακτηρίζουν το θαλασσινό νερό σε βραχυχρόνια βάση παρουσιάζουν διακυμάνσεις, αλλά σε μακροχρόνια βάση παραμένουν σταθεροί.

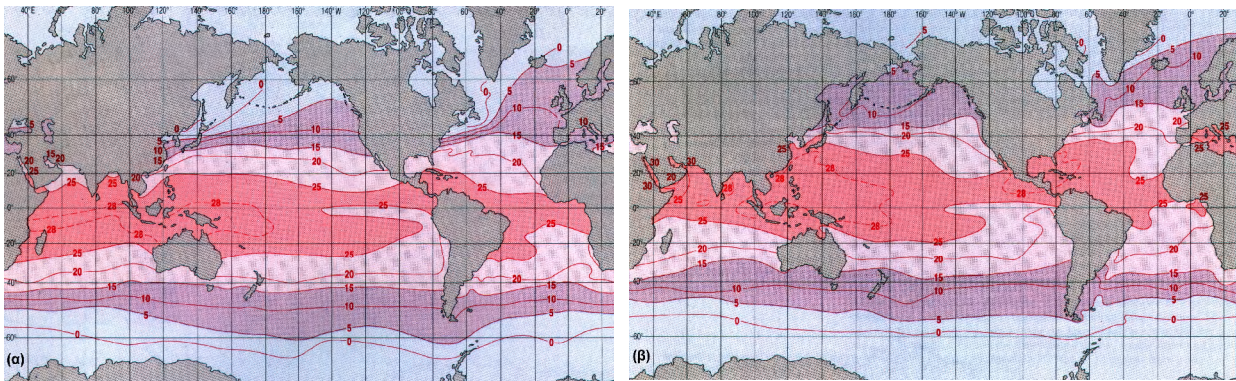
Στα επόμενα κεφάλαια θα εξετάσουμε την επιφανειακή κατανομή και την κατανομή με το βάθος των πιο πάνω παραμέτρων, καθώς η μελέτη των κατανομών θα μας επιτρέψει να βγάλουμε συμπεράσματα σχετικά με την κυκλοφορία του νερού στους ωκεανούς.

#### ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ

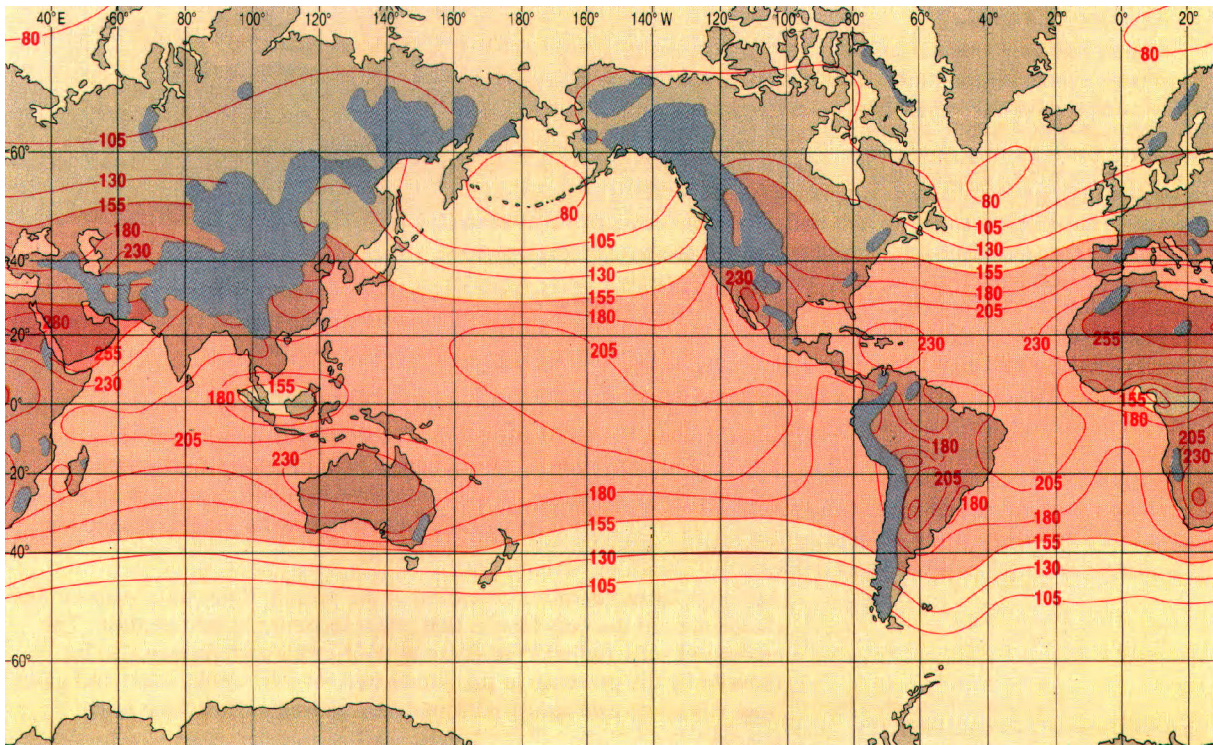
Η κατανομή της θερμοκρασίας στην επιφάνεια των ωκεανών είναι ζωνώδης και συνάρτηση του γεωγραφικού πλάτους (Εικ. 4.5). Η κατανομή της επιφανειακής θερμοκρασίας αντιστοιχεί πλήρως με την κατανομή της ακτινοβολίας που εισέρχεται στους

ωκεανούς (Εικ. 4.6). Η θερμοκρασία από 28°C στον Ισημερινό πέφτει στους 18°C στις τροπικές περιοχές και γίνεται περίπου 0°C έως -2°C στους πόλους. Οι ισόθερμες καμπύλες στους ωκεανούς σε γενικές γραμμές αναπτύσσονται παράλληλα με το γεωγραφικό πλάτος (Εικ. 4.5). Μεγάλες παρεκκλίσεις από την παραλληλία εμφανίζονται κοντά στις ακτές των ηπείρων (Εικ. 4.5). Οι παρεκκλίσεις αυτές οφείλονται στην ύπαρξη ρευμάτων (currents) και αναβλύσεων (upwelling). Οι χαμηλές θερμοκρασίες κατά μήκος των ανατολικών ακτών του Καναδά και οι υψηλές κατά μήκος των ακτών της Γαλλίας – Αγγλίας οφείλονται στα ρεύματα Labrador και Gulf Stream αντίστοιχα. Οι χαμηλές θερμοκρασίες στις ακτές της Αγκόλα και του Περού οφείλονται σε αναβλύσεις κρύων υδάτων από τα βαθιά.

Το ετήσιο εύρος των επιφανειακών θερμοκρασιών γίνεται μέγιστο στα ενδιάμεσα γεωγραφικά πλάτη, ενώ στα μικρά και μεγάλα γεωγραφικά πλάτη το εύρος είναι ελάχιστο ( $\approx 1$  έως 2°C).



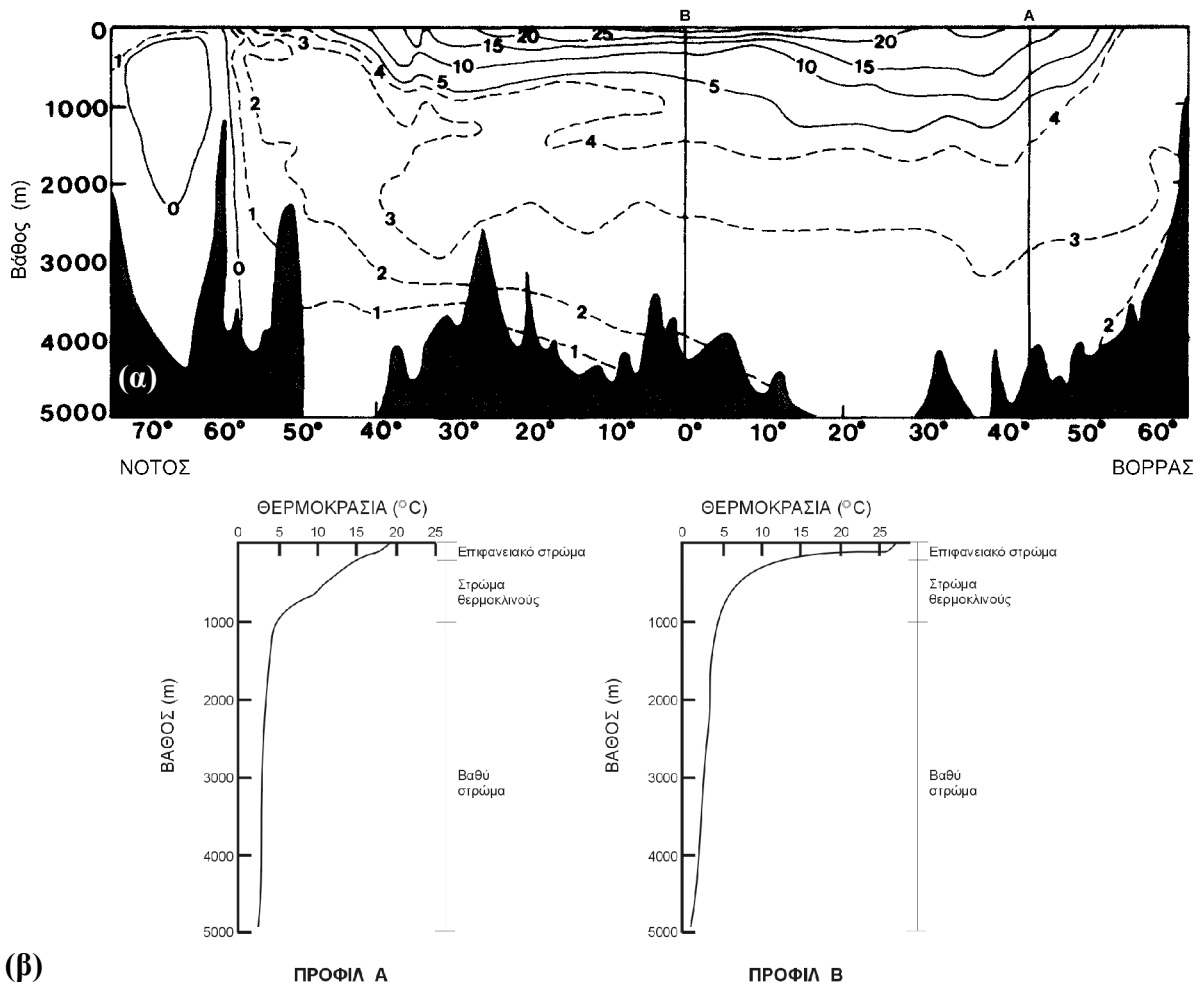
Εικ. 4.5. Η κατανομή της μέσης θερμοκρασίας στην επιφάνεια των ωκεανών το Φεβρουάριο (α) και τον Αύγουστο (β).



Εικ. 4.6. Η ετήσια ποσότητα της ηλιακής ακτινοβολίας που προσπίπτει στην επιφάνεια της γης σε  $J \cdot m^{-2} \cdot yr^{-1}$ .

Η εικόνα 4.7 δείχνει τη μεταβολή της θερμοκρασίας με το βάθος κατά μήκος ενός μεσημβρινού στον Ατλαντικό ωκεανό. Στα μεσαία και μικρά γεωγραφικά πλάτη η θερμοκρασιακή δομή επιτρέπει τη διάκριση της υδάτινης στήλης σε τρία στρώματα:

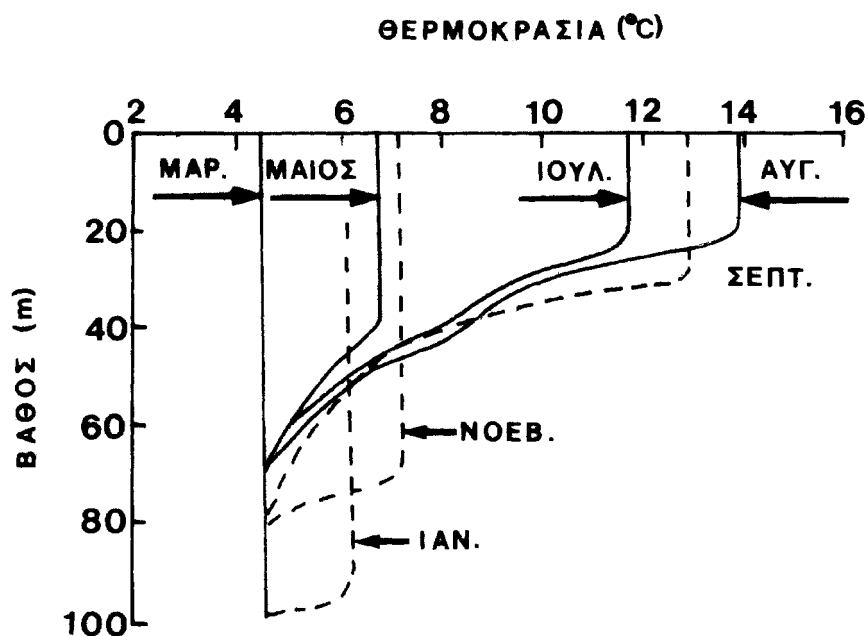
- α) το επιφανειακό ή καλά αναμεμειγμένο στρώμα (well mixed layer) (Εικ. 4.7, ΠΡΟΦΙΛ Α και Β). Το στρώμα αυτό εκτείνεται από την επιφάνεια μέχρι ένα βάθος 200m και διακρίνεται από σχετικά ομοιόμορφη θερμοκρασία. Το στρώμα αυτό βρίσκεται κάτω από την επίδραση της ηλιακής ακτινοβολίας, των θερμικών ανταλλαγών με την ατμόσφαιρα και τα ανεμογενή κύματα. Τα τελευταία προκαλούν την καλή ανάμιξή του.
- β) το στρώμα του μόνιμου θερμοκλινούς (permanent thermocline) (Εικ.4.7, ΠΡΟΦΙΛ Β). Το στρώμα αυτό εκτείνεται από 200 – 1,000m και χαρακτηρίζεται από απότομη πτώση της θερμοκρασίας με το βάθος. Το θερμοκλινές αυτό ονομάζεται μόνιμο ή διαρκές θερμοκλινές γιατί διατηρείται σε όλες τις εποχές του χρόνου.
- γ) το βαθύ ή πυθμαίο στρώμα (bottom layer) (Εικ.4.7, ΠΡΟΦΙΛ Α και Β). Το στρώμα αυτό εκτείνεται από τα 1,000m έως τον πυθμένα και χαρακτηρίζεται από χαμηλή θερμοκρασία, η οποία παραμένει σχεδόν αμετάβλητη.



Εικ. 4.7. (α) Η κατανομή της θερμοκρασίας με το βάθος κατά μήκος ενός μεσημβρινού στον Ατλαντικό Ωκεανό. Οι γραμμές ίσης θερμοκρασίας καλούνται "ισόθερμες".  
 (β) Η μεταβολή της θερμοκρασίας με το βάθος στα μικρά (προφίλ Β) και μεσαία (προφίλ Α) γεωγραφικά πλάτη.

Στα μεσαία γεωγραφικά πλάτη, λόγω των μεγάλων διακυμάνσεων της ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας και άλλων ατμοσφαιρικών φαινομένων, η θερμοκρασία του επιφανειακού στρώματος παρουσιάζει εποχιακές διακυμάνσεις της τάξης των  $5^{\circ}\text{C}$ . Στα πλάτη αυτά, λόγω των προαναφερθέντων, έχουμε τη δημιουργία ενός εποχιακού θερμοκλινοῦς (seasonal thermocline) στα άνω 50 – 100m (Εικ. 4.8). Το χειμώνα που ο κυματισμός είναι έντονος το επιφανειακό στρώμα υφίσταται πλήρη (τυρβώδη) μίξη σε όλο το πάχος του, έτσι η θερμοκρασία είναι χαμηλή και ομοιόμορφη. Το καλοκαίρι, όπου η ατμοσφαιρική θερμοκρασία είναι υψηλή και η ένταση των κυμάτων μικρή, η τυρβώδης μίξη είναι ελάχιστη και η θερμοκρασία του επιφανειακού στρώματος αυξάνει έντονα λόγω συσσώρευσης θερμότητας. Στην Εικ. 4.8 παρουσιάζεται διαγραμματικά η δημιουργία, ανάπτυξη και η καταστροφή του εποχιακού θερμοκλινοῦς. Από το Μάρτιο ως τον Αύγουστο η θερμοκρασία στην επιφάνεια της θάλασσας συνεχώς αυξάνεται λόγω της απορρόφησης θερμότητας από

την ατμόσφαιρα. Έτσι την άνοιξη αρχίζει να δημιουργείται το εποχιακό θερμοκλινές το οποίο έχει μικρό πάχος και μικρό θερμοκρασιακό εύρος. Το καλοκαίρι η επιφανειακή θερμοκρασία συνεχώς αυξάνεται λόγω των υψηλών θερμοκρασιών που επικρατούν στην ατμόσφαιρα, με αποτέλεσμα το εποχιακό θερμοκλινές να αποκτήσει μεγαλύτερο πάχος και μεγαλύτερο θερμοκρασιακό εύρος. Από το Σεπτέμβριο μέχρι το Φεβρουάριο το επιφανειακό στρώμα χάνει συνεχώς θερμότητα. Η θερμοκρασία της ατμόσφαιρας είναι μικρότερη της θάλασσας, επιπλέον δε η ένταση των κυματισμών αυξάνεται συνεχώς ώστε να γίνεται πλήρης ανάδευση. Έτσι το φθινόπωρο το πάχος του θερμοκλινούς αυξάνει, αλλά το εύρος του ελαττώνεται σε σχέση με το καλοκαίρι. Το χειμώνα η ελάττωση της θερμοκρασίας του επιφανειακού στρώματος συνεχίζεται με αποτέλεσμα η θερμοκρασία να γίνει ομοιόμορφη μέχρι την οροφή του διαρκούς θερμοκλινούς.

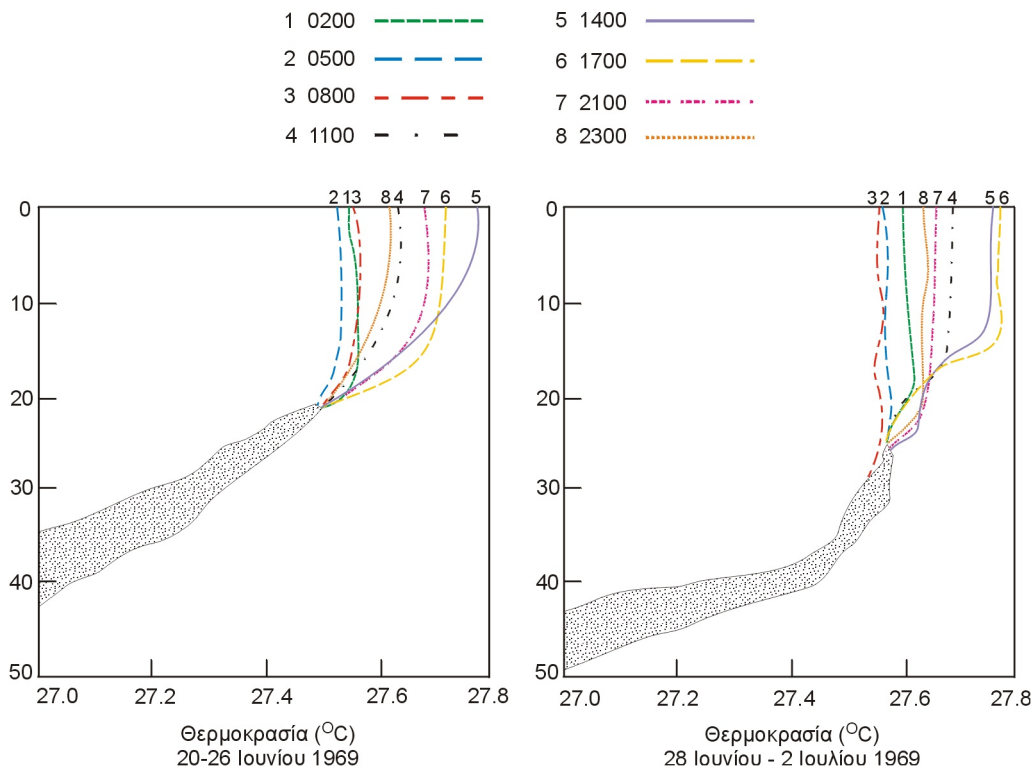


Εικ. 4.8. Μηνιαία μεταβολή της θερμοκρασίας με το βάθος στη διάρκεια του χρόνου, που δείχνει το σχηματισμό, την ανάπτυξη και καταστροφή του εποχιακού θερμοκλινούς.

Εκτός από το εποχιακό θερμοκλινές στα μέσα γεωγραφικά πλάτη υπάρχει και το ημερήσιο θερμοκλινές (diurnal thermocline) (Εικ. 4.9), το οποίο είναι ιδιαίτερα έντονο την άνοιξη, καλοκαίρι και φθινόπωρο.

Στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, κοντά στους πάγους, το θερμοκλινές απουσιάζει τελείως, λόγω των χαμηλών θερμοκρασιών που επικρατούν μονίμως στην ατμόσφαιρα (Εικ. 4.7). Σ' αυτά τα πλάτη σ' ένα βάθος από 50 – 100m αναπτύσσεται ένα στρώμα νερού που χαρακτηρίζεται από χαμηλή θερμοκρασία και χαμηλή αλατότητα, το οποίο οφείλει την

ύπαρξή του στην τήξη των πάγων. Το ψυχρό αυτό στρώμα εξασφαλίζει την πλευστότητά του (ευστάθεια) μεταξύ δύο στρωμάτων αυξημένης θερμοκρασίας λόγω της χαμηλής αλατότητας.

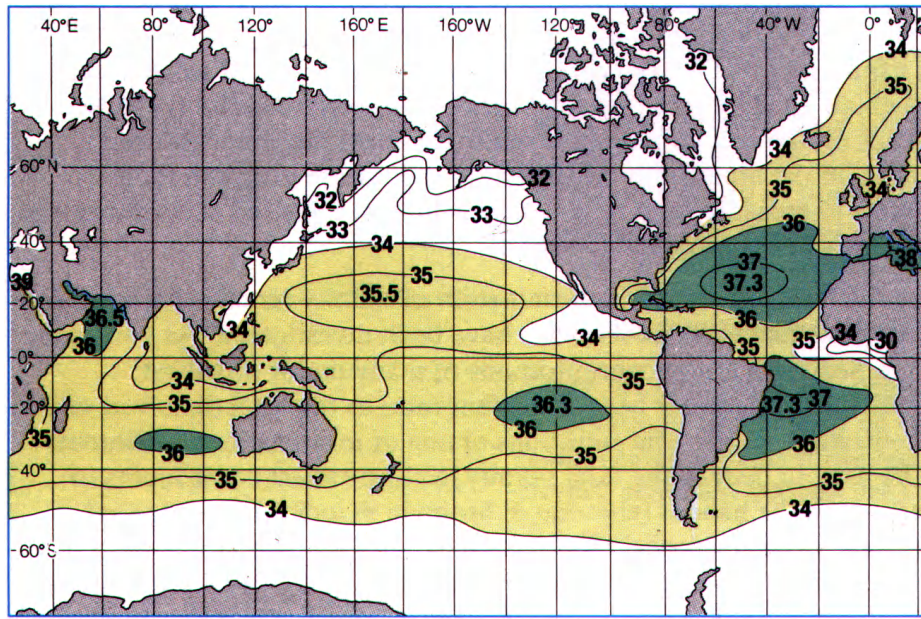


Εικ. 4.9. Ωριαία μεταβολή της θερμοκρασίας με το βάθος κατά τη διάρκεια της ημέρας, που δείχνει το σχηματισμό την ανάπτυξη και καταστροφή του ημερήσιου θερμοκλινούς.

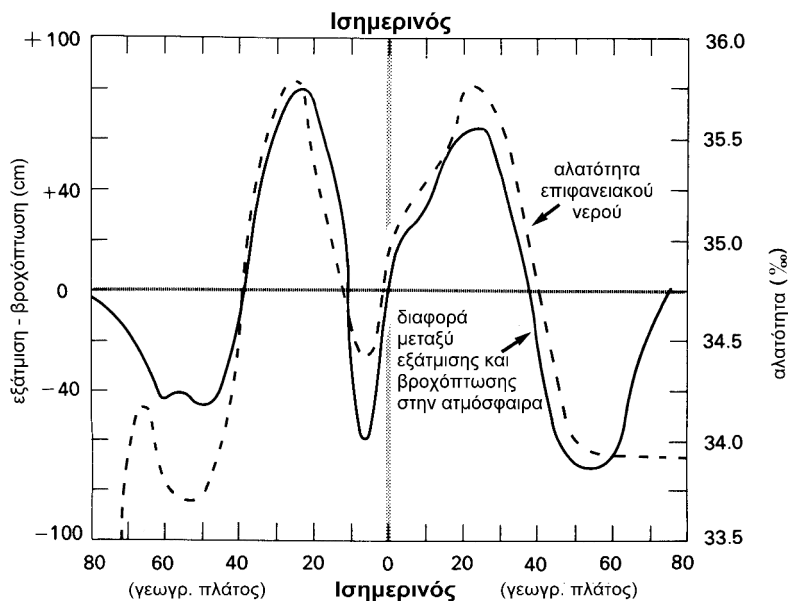
#### ΑΛΑΤΟΤΗΤΑ

Η επιφανειακή αλατότητα του θαλασσινού νερού στους ωκεανούς κυμαίνεται από 32 - 37‰, με μέσο όρο 34‰ και παρουσιάζει ζωνική κατανομή (Εικ. 4.10). Η κατά ζώνες γεωγραφική κατανομή της αλατότητας συνδέεται κατά κύριο λόγο με τη βροχόπτωση (precipitation) και εξάτμιση (evaporation). Οι μέγιστες τιμές αλατότητας βρίσκονται στα γεωγραφικά πλάτη όπου η ετήσια εξάτμιση είναι μεγαλύτερη (υποτροπική ζώνη) από την ετήσια βροχόπτωση και οι ελάχιστες τιμές αλατότητας βρίσκονται στα γεωγραφικά πλάτη όπου η βροχόπτωση είναι μεγαλύτερη από την εξάτμιση (ισημερινός και πολικές ζώνες) (Εικ. 4.11).

Η μέση τιμή της αλατότητας διαφέρει από ωκεανό σε ωκεανό. Στον Β. Ατλαντικό η μέση τιμή της αλατότητας στο επιφανειακό στρώμα είναι 35.5‰, στο Ν. Ατλαντικό και Ν. Ειρηνικό είναι 35.2‰, στον Ινδικό 35‰ και στο Β. Ειρηνικό η μέση τιμή είναι 34.2‰.



Εικ. 4.10. Η κατανομή της μέσης αλατότητας στην επιφάνεια της θάλασσας. Οι γραμμές ίσης αλατότητας καλούνται "ισόαλες".



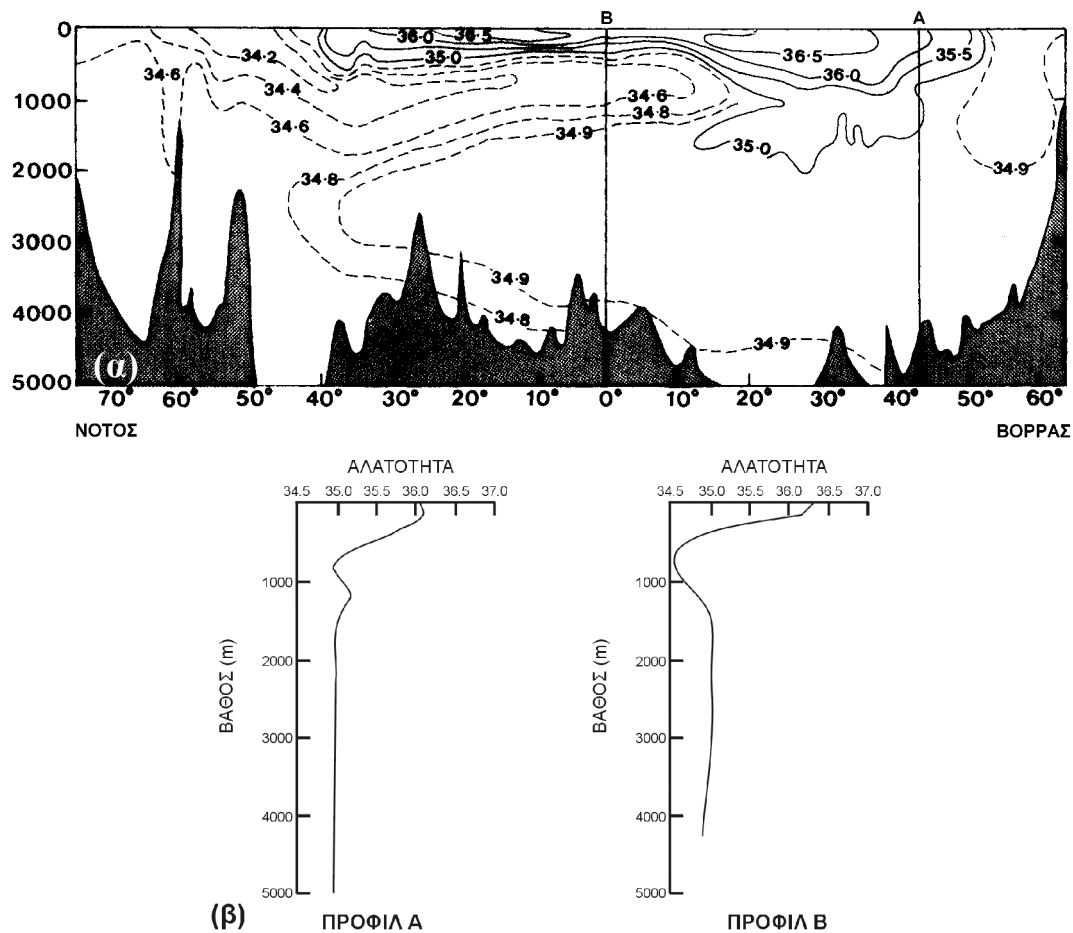
Εικ. 4.11. Κατανομή της επιφανειακής μέσης αλατότητας κατά μήκος ενός μεσημβρινού σε σύγκριση με τη διαφορά εξάτμισης και βροχόπτωσης.

Κοντά στη ξηρά οι τιμές της αλατότητας παρεκκλίνουν σημαντικά από τις προαναφερθέντες τιμές. Οι παρεκκλίσεις αυτές βρίσκονται σε περιοχές όπου:

- α) υπάρχει μεγάλη έκχυση γλυκών υδάτων, όπως το δέλτα του Αμαζονίου, Ρίο ντε λα Πλάτα, Μισσισιπής, κλπ.
- β) η επικοινωνία με τη θάλασσα είναι περιορισμένη, όπως στη Μεσόγειο θάλασσα, Ερυθρά θάλασσα, Βαλτική και Μαύρη θάλασσα.

Όταν οι τιμές της αλατότητας είναι κάτω από 17‰ τότε τα νερά λέγονται υφάλμυρα (brackish), όταν οι τιμές της αλατότητας είναι πάνω από 47‰ τότε τα νερά λέγονται υπεράλυμα (hyper saline). Η Βαλτική θάλασσα αποτελεί μια λεκάνη με περιορισμένη επικοινωνία με τον Ατλαντικό, όπου χύνονται μεγάλοι ποταμοί, ενώ η εξάτμιση είναι ελάχιστη. Σαν αποτέλεσμα οι τιμές της αλατότητας σε πολλές περιοχές της Βαλτικής είναι κάτω από 10‰. Αντίθετα, η Μεσόγειος και η Ερυθρά θάλασσα είναι δύο λεκάνες όπου η εξάτμιση είναι μεγάλη και η έκχυση ποτάμιων υδάτων είναι ελάχιστη, με αποτέλεσμα οι τιμές της αλατότητας να είναι 39‰ και 41‰ αντίστοιχα κατά μέσο όρο.

Η Εικ. 4.12α, β παρουσιάζει τη μεταβολή της αλατότητας με το βάθος κατά μήκος ενός μεσημβρινού για τον Ατλαντικό ωκεανό. Στα προφίλ αυτά φαίνεται ότι στα μικρά και μεσαία γεωγραφικά πλάτη η αλατότητα είναι μέγιστη στα επιφανειακά στρώματα και αποκτά ένα ελάχιστο από τα 600m έως τα 900m. Από τα 900m και μέχρι τα 4,500m αυξάνεται ελαφρά στα μικρά πλάτη, ενώ στα μεσαία παραμένει σταθερή.



Εικ. 4.12. (α) Η κατανομή της αλατότητας με το βάθος κατά μήκος ενός μεσημβρινού στον Ατλαντικό Ωκεανό.

(β) Μεταβολή της αλατότητας με το βάθος στα μικρά (προφίλ Α) και μεσαία (προφίλ Β) γεωγραφικά πλάτη.



Η κατανομή της αλατότητας με το βάθος φαίνεται να επηρεάζεται από την κατανομή της θερμοκρασίας. Τούτο οφείλεται στο γεγονός ότι η ευσταθής ισορροπία που βρίσκεται η υδάτινη στήλη εξαρτάται κυρίως από τη θερμοκρασία κυρίως στα μικρά και μεσαία γεωγραφικά πλάτη. Έτσι νερά υψηλής θερμοκρασίας (μικρής πυκνότητας) βρίσκονται στην επιφάνεια και νερά χαμηλής θερμοκρασίας (μεγάλης πυκνότητας) στα βαθύτερα.

Στις παράκτιες περιοχές όπου χύνονται μεγάλοι ποταμοί δημιουργείται μια ζώνη απότομης αύξησης της αλατότητας που βρίσκεται μεταξύ του επιφανειακού στρώματος, που είναι χαμηλής αλατότητας, και του υποεπιφανειακού στρώματος, που είναι μεγάλης αλατότητας. Η ζώνη αυτή λέγεται "αλοκλινές" (halocline).

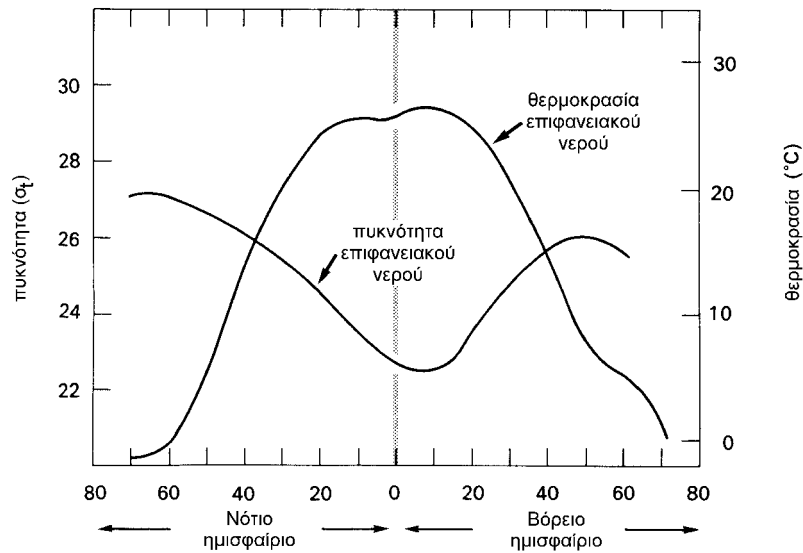
Στα βάθη μεγαλύτερα των 4,000m η αλατότητα είναι κυρίως ομοιόμορφη με τιμές που κυμαίνονται από 34.6 έως 34.9‰. Λαμβανομένου υπόψη ότι και η θερμοκρασία ποικίλει πολύ λίγο (-0.9 έως 2°C) συνεπάγεται ότι τα βαθιά νερά παρουσιάζουν ομοιογένεια.

## ΠΥΚΝΟΤΗΤΑ

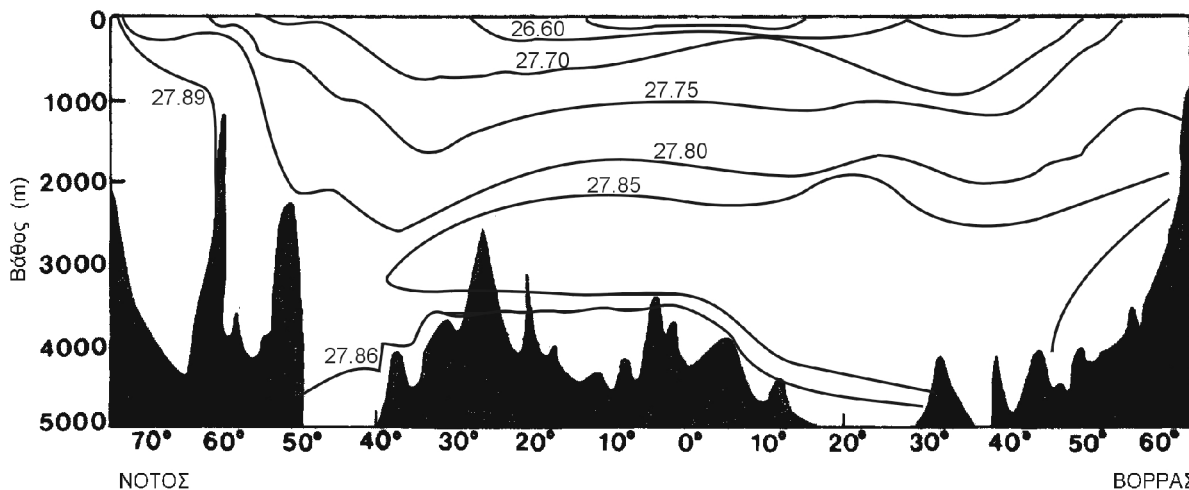
Η πυκνότητα του θαλασσινού νερού εξαρτάται κατά κύριο λόγο από τη θερμοκρασία και την αλατότητα, επομένως οι διεργασίες που μεταβάλλουν τη θερμοκρασία και αλατότητα επιδρούν άμεσα και στην πυκνότητα. Στην επιφάνεια η πυκνότητα αυξάνεται με την εξάτμιση και το σχηματισμό πάγου και ελαττώνεται με την αύξηση της θερμοκρασίας, τη βροχόπτωση, την τήξη των πάγων και την έκχυση γλυκών υδάτων.

Η κατανομή της πυκνότητας στην επιφάνεια κατά μήκος ενός μεσημβρινού παρίσταται στην Εικ. 4.13. Η πυκνότητα έχει ένα ελάχιστο στον ισημερινό  $\sigma_t=22$  και αποκτά και συνεχώς αυξάνεται προς τα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη.

Η κατανομή της πυκνότητας με το βάθος κατά μήκος ενός μεσημβρινού στον Ατλαντικό ωκεανό δίνεται στην Εικ. 4.14. Συγκρίνοντας την κατανομή της πυκνότητας στην Εικ. 4.14 και την κατανομή της θερμοκρασίας στην Εικ. 4.7 φαίνεται η εξάρτηση της κατανομής της πυκνότητας από τη θερμοκρασία. Η μεταβολή της πυκνότητας με το βάθος μεταβάλλεται με το γεωγραφικό πλάτος όπως ακριβώς η μεταβολή της θερμοκρασίας.



Εικ. 4.13. Η κατανομή της μέσης πικνότητας στην επιφάνεια της θάλασσας σε σχέση με τη μέση επιφανειακή θερμοκρασία κατά μήκος ενός μεσημβρινού.



Εικ. 4.14. Η κατανομή της πικνότητας με το βάθος κατά μήκος ενός μεσημβρινού στον Ατλαντικό Ωκεανό.

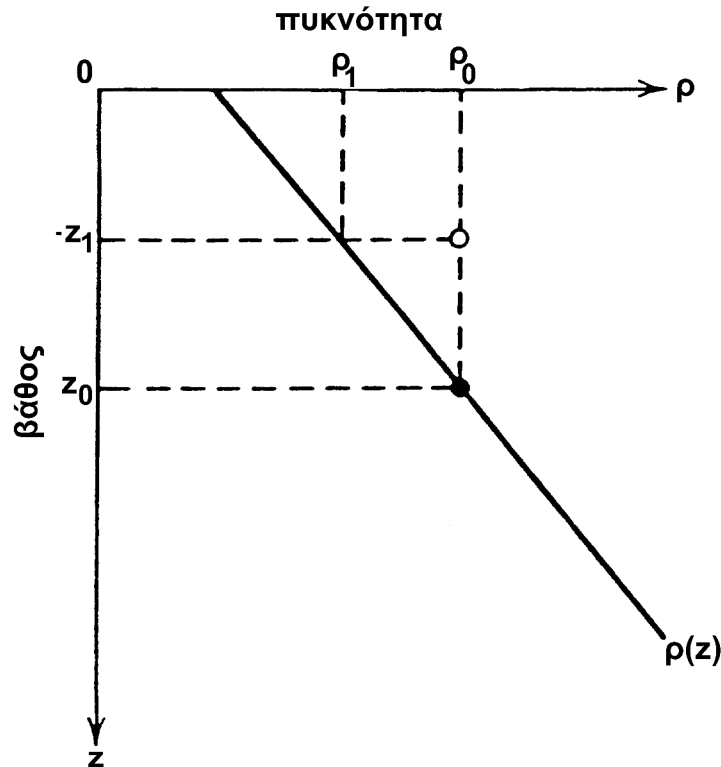
#### 4.4 ΣΤΑΤΙΚΗ ΕΥΣΤΑΘΕΙΑ

Οι μεταβολές της πικνότητας στην υδάτινη στήλη των ωκεανών μπορούν να δημιουργήσουν μετακινήσεις θαλασσιών μαζών. Αν γενικά υπάρξει για οποιονδήποτε λόγο νερό μεγαλύτερης πικνότητας πάνω από νερό μικρότερης πικνότητας, τότε θα υπάρξει "αναταραχή" (αναστροφή) στην υδάτινη στήλη ώστε το σύστημα να επανέλθει στην κανονική κατάσταση ισορροπίας, όπως υπαγορεύει ο νόμος της βαρύτητας.

Αν για παράδειγμα στην υδάτινη στήλη η πικνότητα του νερού αυξάνεται με το βάθος (Εικ. 4.15) και ας υποθέσουμε ότι: (α) ένας μοναδιαίος όγκος νερού πικνότητας  $\rho_0$

μετατοπισθεί από βάθος  $Z_0$  σε βάθος  $-Z_1$ , χωρίς να λάβει χώρα καμία μίξη με το περιβάλλον και ( $\beta$ ) στη νέα θέση ( $-Z_1$ ) το περιβάλλον νερό έχει πυκνότητα  $\rho_1$  όπου  $\rho_0 > \rho_1$ , τότε ο όγκος νερού θα μετακινηθεί προς τα κάτω για να επανέλθει στην αρχική του θέση, σύμφωνα με την αρχή του Αρχιμήδη, με μια επιτάχυνση επαναφοράς ( $w$ ), η οποία για τον μοναδιαίο όγκο νερού δίνεται από την εξίσωση:

$$w = -g \left( \frac{\rho_1 - \rho_0}{\rho_0} \right)$$



Εικ. 4.15. Μεταβολή της ισορροπίας μιας μάζας νερού αν μετατοπισθεί μέσα στην υδάτινη στήλη, της οποίας η πυκνότητα αυξάνεται με το βάθος.

Αν  $\rho_1 - \rho_0 > 0$  τότε ο όγκος νερού που θα μετατοπισθεί από τη θέση που βρίσκεται σε άλλη θέση θα επανέλθει στην αρχική του θέση και επομένως η υδάτινη στήλη λέγεται ότι βρίσκεται σε "ευσταθή" ισορροπία. Αν  $\rho_1 - \rho_0 < 0$  τότε ο όγκος νερού που θα μετατοπισθεί από τη θέση που βρίσκεται σε άλλη θέση δεν θα μπορεί να επανέλθει στην αρχική του θέση και η υδάτινη στήλη λέγεται ότι βρίσκεται σε "ασταθή" ισορροπία. Αν  $\rho_1 - \rho_0 = 0$  τότε ο όγκος νερού παραμένει σε οποιαδήποτε θέση μετατοπισθεί, οπότε η ισορροπία λέγεται "ουδέτερη" ισορροπία.

Με βάση τα ανωτέρω η σταθερότητα ενός όγκου νερού στην υδάτινη στήλη εξαρτάται από το ρυθμό μεταβολής της πυκνότητας με το βάθος (πυκνοβαθμίδα) και δίνεται από τον τύπο:

$$E = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial \rho}{\partial z}$$

Από την εξίσωση αυτή φαίνεται ότι όσο πιο μεγάλη είναι η πυκνοβαθμίδα τόσο πιο μεγάλη προσπάθεια ή ενέργεια απαιτείται για να μετατοπισθεί ο όγκος νερού από τη θέση που βρίσκεται.

Ο πιο πάνω τύπος ισχύει όταν το θαλασσινό νερό θεωρείται ως ασυμπιεστο. Σε περίπτωση όπου το νερό θεωρηθεί ως συμπιεστό, τότε η ευστάθεια δίνεται από τον τύπο:

$$E = -\frac{1}{\rho} \cdot \left( \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{g}{c^2} \right)$$

όπου  $c$ : η ταχύτητα του ήχου στο νερό και

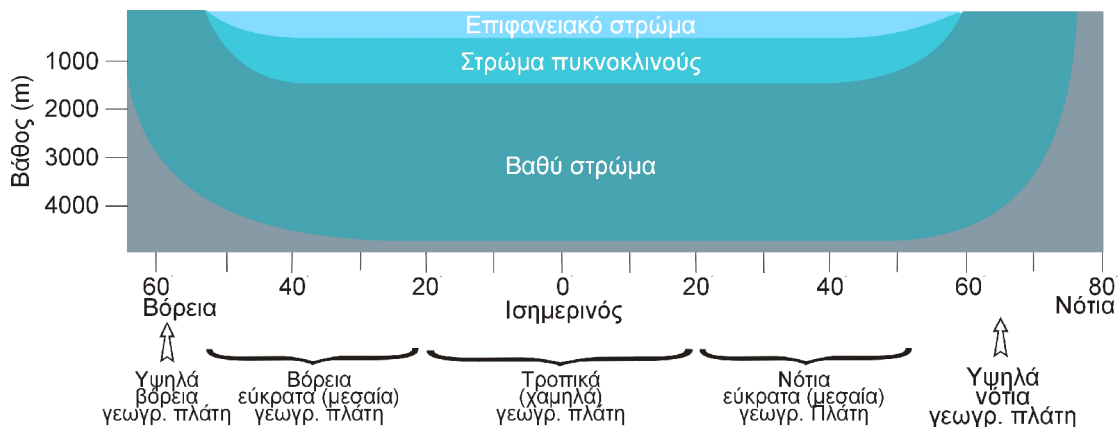
$\rho$ : η επιτόπια πυκνότητα.

Ένας άλλος τρόπος υπολογισμού της ευστάθειας της υδάτινης στήλης είναι η λεγόμενη Συχνότητα Brunt - Vaisala ( $N$ ), η οποία εκφράζει τη συχνότητα ταλάντωσης ενός όγκου νερού που θα μετατοπισθεί από την αρχική του θέση, γύρω από τη θέση αυτή. Η συχνότητα Brunt - Vaisala ( $N$ ) δίνεται από την εξίσωση:

$$N = \left( \frac{g}{\rho} \cdot \frac{\partial \rho}{\partial z} \right)^{\frac{1}{2}}$$

#### 4.5 ΣΤΡΩΜΑΤΟΠΟΙΗΣΗ

Η κατανομή της θερμοκρασίας / αλατότητας και πυκνότητας με το βάθος κατά μήκος ενός μεσημβρινού οδηγεί στο διαχωρισμό των ωκεανών σε τρία στρώματα (Εικ. 4.16): α) το επιφανειακό στρώμα, β) το στρώμα του πυκνοκλινούς και γ) το βαθύ στρώμα.



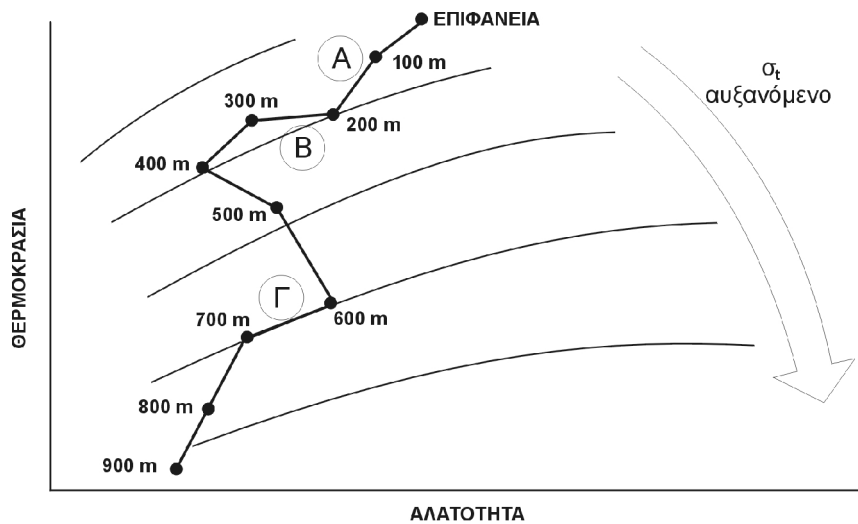
Εικ. 4.16. Απλουστευμένη τομή κατά μήκος ενός μεσημβρινού, που δείχνει τη στρωματοποίηση της υδάτινης στήλης με το βάθος.

Το επιφανειακό στρώμα έχει μέσο πάχος περίπου 100m έως 200m και συνιστά το 2% του νερού των ωκεανών σε όγκο. Το στρώμα αυτό παρουσιάζει, όπως έχει ήδη λεχθεί, έντονες εποχιακές διακυμάνσεις, καθώς βρίσκεται σε συνεχή επαφή με την ατμόσφαιρα. Το φως διεισδύει σε όλο το πάχος αυτού του στρώματος και αποτελεί το κατ' εξοχήν στρώμα του νερού που λαμβάνει χώρα η φωτοσύνθεση εφόσον υπάρχουν επαρκείς ποσότητες θρεπτικών ουσιών.

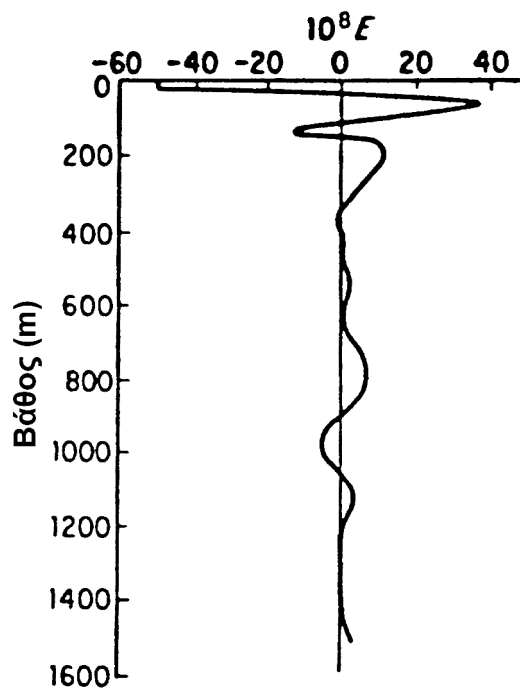
Το στρώμα του πυκνοκλινούς έχει μέσο πάχος 700-800m και συνιστά το 18% του νερού των ωκεανών σε όγκο. Το στρώμα του πυκνοκλινούς περιορίζεται στα μικρά και μέσα γεωγραφικά πλάτη και απουσιάζει από τα μεγάλα πλάτη.

Το βαθύ στρώμα (deep layer) συνιστά το 80% του νερού των ωκεανών σε όγκο.

Ο βαθμός στρωματοποίησης της υδάτινης στήλης υπολογίζεται είτε με τη χρήση του διαγράμματος T/S, είτε υπολογίζοντας το συντελεστή ευστάθειας (E) και τη συχνότητα Brunt - Vaisala (N). Η Εικ. 4.17 απεικονίζει ένα διάγραμμα T/S όπου είναι σχεδιασμένες οι ισόπυκνες. Στο διάγραμμα αυτό έχουν προβληθεί όλα τα ζεύγη θερμοκρασίας και αλατότητας με τα αντίστοιχα βάθη που έχουν γίνει οι μετρήσεις για ένα σταθμό. Η θέση της καμπύλης T/S σε σχέση με τις ισόπυκνες καθορίζει τη σταθερότητα της κατακόρυφης κατανομής του θαλασσινού νερού. Αν η πυκνότητα  $\sigma_t$  αυξάνεται μεταξύ διαδοχικών σημείων που αντιπροσωπεύουν αύξηση του βάθους, όπως το τμήμα της καμπύλης "Α", τότε η κατάσταση ισορροπίας είναι ευσταθής γι' αυτό το τμήμα της υδάτινης στήλης. Αν η πυκνότητα ελαττώνεται μεταξύ δύο σημείων που αντιπροσωπεύουν αύξηση του βάθους, όπως το τμήμα "Β" της καμπύλης, τότε η ισορροπία είναι ασταθής. Αν η πυκνότητα παραμένει σταθερή με το βάθος αυξανόμενο, όπως το τμήμα C της καμπύλης, τότε η ισορροπία είναι ουδέτερη. Πρέπει να προσέξει κανείς ότι όσο μεγαλώνει η γωνία μεταξύ των ισοπύκνων και της καμπύλης T/S, τόσο αυξάνεται η ευστάθεια της ισορροπίας, δηλαδή όταν η καμπύλη τέμνει τις ισόπυκνες υπό μικρή γωνία τότε η ευστάθεια είναι μικρή, ενώ όταν η καμπύλη τέμνει τις ισόπυκνες σχεδόν κάθετα τότε η ευστάθεια είναι μεγάλη. Στα διαγράμματα T/S η κλίμακα του βάθους δεν είναι γραμμική κατά μήκος της καμπύλης T/S. Παρόμοια, στην Εικ. 4.18, η οποία δείχνει τη μεταβολή του συντελεστή ευστάθειας (E) με το βάθος σε ένα κατακόρυφο σταθμό στον Ατλαντικό, φαίνεται ότι η στρωματοποίηση μεταβάλλεται συνεχώς με το βάθος από ευσταθή σε ασταθή.

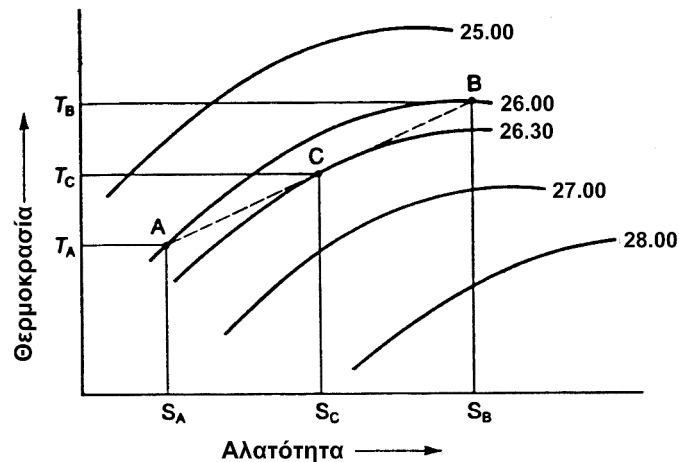


Εικ. 4.17. Διάγραμμα T/S στο οποίο φαίνεται η κατάσταση ισορροπίας των θαλασσιών μαζών σε έναν υδρογραφικό σταθμό.



Εικ. 4.18. Η ευστάθεια (E) της υδάτινης στήλης σε έναν υδρογραφικό σταθμό στον Ατλαντικό Ωκεανό ( $55^{\circ}3' \text{ B}$ ,  $44^{\circ}46' \text{ Δ}$ ), ο οποίος παρουσιάζει ευσταθή και ασταθή ισορροπία με το βάθος.

Στο επιφανειακό στρώμα όπου το νερό είναι καλά αναμεμιγμένο η περίοδος T κυμαίνεται μεταξύ 2 και 4 φορές, ενώ πολλές φορές παρατηρείται αστάθεια λόγω της μίξης δύο διαφορετικών θαλασσιών μαζών που χαρακτηρίζονται από διαφορετικά ζεύγη θερμοκρασίας και αλατότητας (Εικ. 4.19).



Εικ. 4.19. Διάγραμμα T/S στο οποίο φαίνεται ότι η θαλάσσια μάζα C, που προκύπτει από τη μίξη δύο θαλασσιών μαζών A και B ίσης πυκνότητας ( $\sigma_t=26.00$ ) και που χαρακτηρίζονται από διαφορετικά ζεύγη θερμοκρασίας και αλατότητας ( $T_A, S_A$  και  $T_B, S_B$ ) η καθεμία, έχει μεγαλύτερη πυκνότητα ( $\sigma_t=26.30$ ) από την αρχική πυκνότητα των υπό μίξη μαζών.

Στο στρώμα του πυκνοκλινούς που επικρατεί έντονη στρωμάτωση η περίοδος κυμαίνεται από 10 έως 30min. Στη ζώνη του πυκνοκλινούς επομένως απαιτείται μεγάλη ενέργεια για τη μετατόπιση ενός διακριτού όγκου νερού μέσω αυτού, το οποίο σημαίνει ότι το πυκνοκλινές εμποδίζει την κατακόρυφη μεταφορά των θαλασσιών μαζών και κατά συνέπεια την ανάμιξη των φυσικοχημικών παραμέτρων τους, όπως αλατότητα, θρεπτικά άλατα και οξυγόνο. Η ελάττωση της ανάμιξης στη ζώνη του πυκνοκλινούς έχει συνέπειες και στη διασπορά των ρύπων. Έτσι για παράδειγμα, ρύποι που αποβάλλονται στην επιφάνεια παγιδεύονται στο επιφανειακό στρώμα πάνω από το θερμοκλινές. Η διασπορά των ρύπων περιορίζεται επομένως σε μικρότερο όγκο νερού με αποτέλεσμα οι ρύποι να βρίσκονται σε υψηλές συγκεντρώσεις.

Στο βαθύ νερό όπου δεν υπάρχουν έντονες μεταβολές της πυκνότητας η περίοδος είναι της τάξης των 2-5 ωρών.

#### 4.6 ΓΕΝΙΚΗ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ ΤΩΝ ΝΕΡΩΝ ΣΤΟΥΣ ΩΚΕΑΝΟΥΣ

Το θαλασσινό νερό βρίσκεται σε μια συνεχή οριζόντια και κατακόρυφη κίνηση. Η κίνηση αυτή του θαλασσινού νερού μπορεί να είναι συνεχής / ασυνεχής, περιοδική / απεριοδική κι έχει σαν αποτέλεσμα τη δημιουργία μεγάλης ή μικρής κλίμακας θαλασσιών ρευμάτων.

Τα θαλάσσια ρεύματα διακρίνονται σε τέσσερις κύριες κατηγορίες, ανάλογα με το αίτιο που είναι υπεύθυνο για το σχηματισμό τους. Οι κατηγορίες των θαλασσίων ρευμάτων είναι: α) τα ανεμογενή ρεύματα που προκαλούνται από τον άνεμο, β) τα ρεύματα πυκνότητας που προκαλούνται από τις διαφορές πυκνότητας στο θαλασσινό νερό, γ) τα παλιρροιακά ρεύματα που προκαλούνται από την έλξη κυρίως του ηλίου και σελήνης και δευτερευόντως από τα άλλα ουράνια σώματα και δ) τα κυματογενή ρεύματα που προκαλούνται από τα κύματα.

Τα ρεύματα που παρατηρούνται στους ωκεανούς είναι αποτέλεσμα της συνισταμένης κίνησης του θαλασσινού νερού που προκύπτει από την επίδραση σ' αυτό του συνόλου των προαναφερθέντων αιτίων. Πλην όμως η επιστημονική παρατήρηση έχει δείξει ότι η κίνηση του θαλασσινού νερού αντανακλά το κύριο αίτιο που την προκαλεί. Παρακάτω θα εξετάσουμε τα ρεύματα στους ωκεανούς, λαμβάνοντας υπόψη μόνο τη δράση του κύριου αίτιου που τα προκαλεί. Επιπλέον, η στρωματοποίηση της υδάτινης στήλης μας επιτρέπει να θεωρήσουμε ότι ο ωκεανός αποτελείται από δύο στρώματα: το επιφανειακό στρώμα και το βαθύ στρώμα και να μελετήσουμε για ευκολία τα θαλάσσια ρεύματα χωριστά στο καθένα.

Τα κύρια ρεύματα που παρατηρούνται στο επιφανειακό στρώμα εξαρτώνται ως επί το πλείστον από τον άνεμο, ενώ στο βαθύ στρώμα εξαρτώνται από τις διαφορές πυκνότητας στο χώρο, οι οποίες εξαρτώνται με τη σειρά τους από τη θερμοκρασία και αλατότητα και επομένως η κυκλοφορία αυτή ονομάζεται "θερμο-αλατική κυκλοφορία".

Τα επιφανειακά ανεμογενή ρεύματα επηρεάζουν το 10% του όγκου του θαλασσινού νερού, ενώ η θερμο-αλατική κυκλοφορία επηρεάζει το 90% του όγκου του θαλασσινού νερού.

### **ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ**

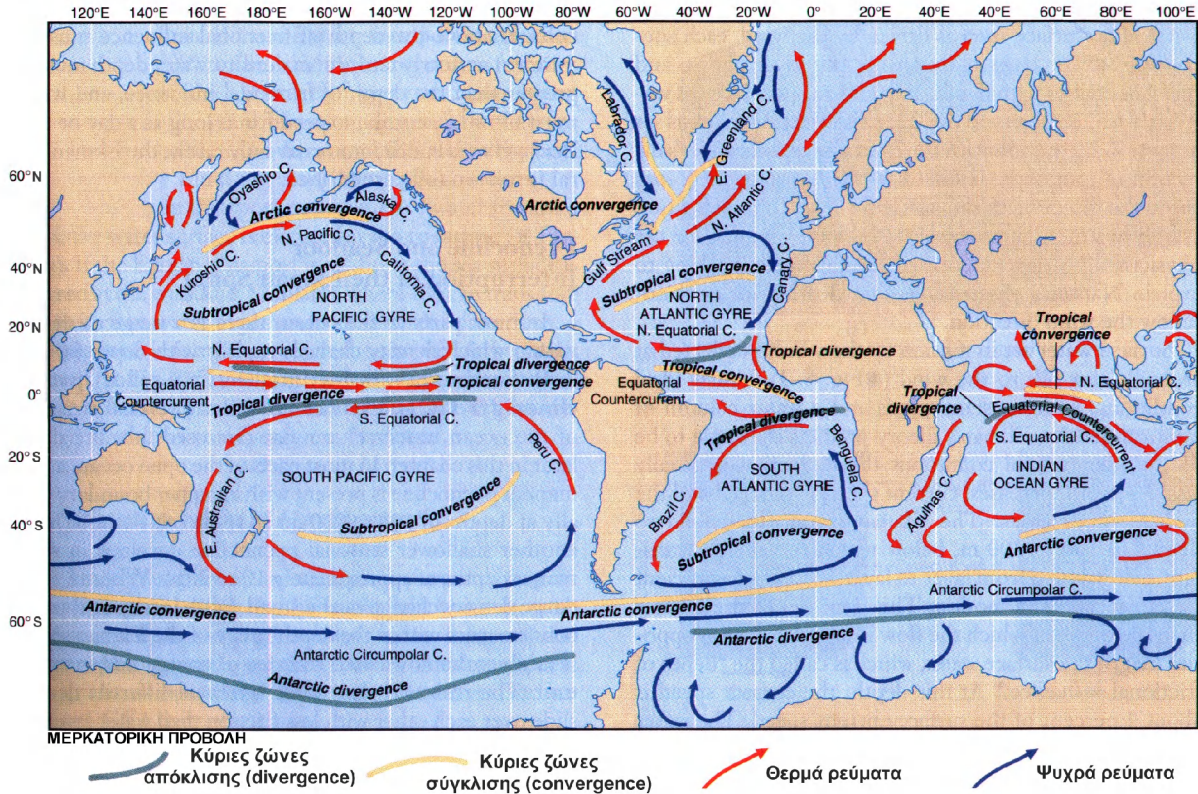
Στο επιφανειακό στρώμα η παγκόσμια (μεγάλης κλίμακας) κυκλοφορία νερών στους ωκεανούς χαρακτηρίζεται από κυκλωτερή σχήματα ή γύρους (gyres) (Εικ. 4.20). Η κυκλοφορία αυτή των επιφανειακών νερών είναι αποτέλεσμα του παγκόσμιου συστήματος κυκλοφορίας των ανέμων (Εικ. 4.21) και της ανάπτυξης των ηπείρων και των ωκεανών πάνω στον πλανήτη μας.

Η δημιουργία των ρευμάτων αυτών οφείλεται:

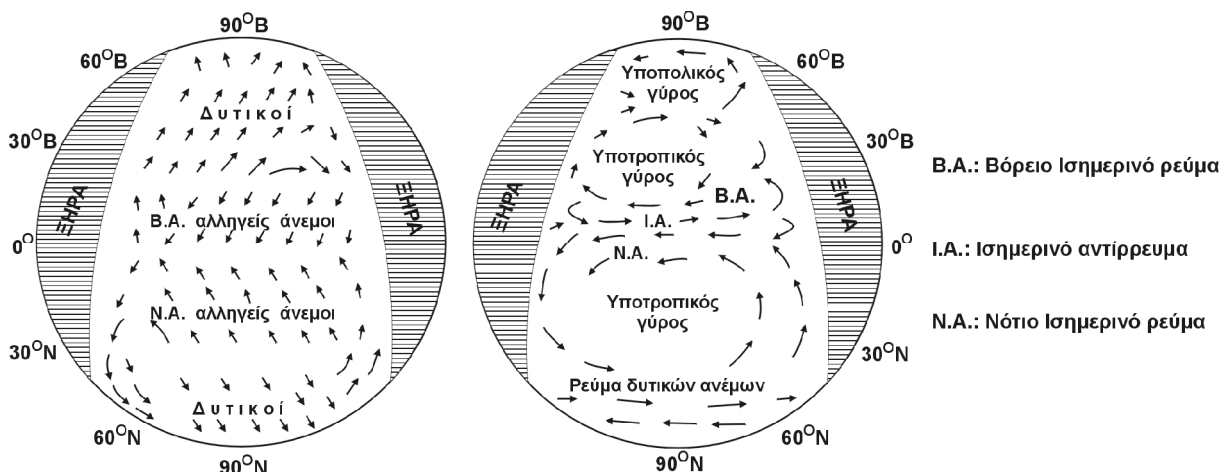
- α) στη διατημητική τάση που εξασκεί ο άνεμος που πνέει πάνω στην επιφάνεια της θάλασσας κι έχει ως αποτέλεσμα να συμπαρασύρει τα επιφανειακά νερά προς την ίδια κατεύθυνση και



β) στη δύναμη Coriolis που επιδρά κάθετα στη διεύθυνση της κινούμενης μάζας και την εκτρέπει συνεπώς από την πορεία της, προς τα δεξιά στο βόρειο ημισφαίριο και προς τα αριστερά στο νότιο.



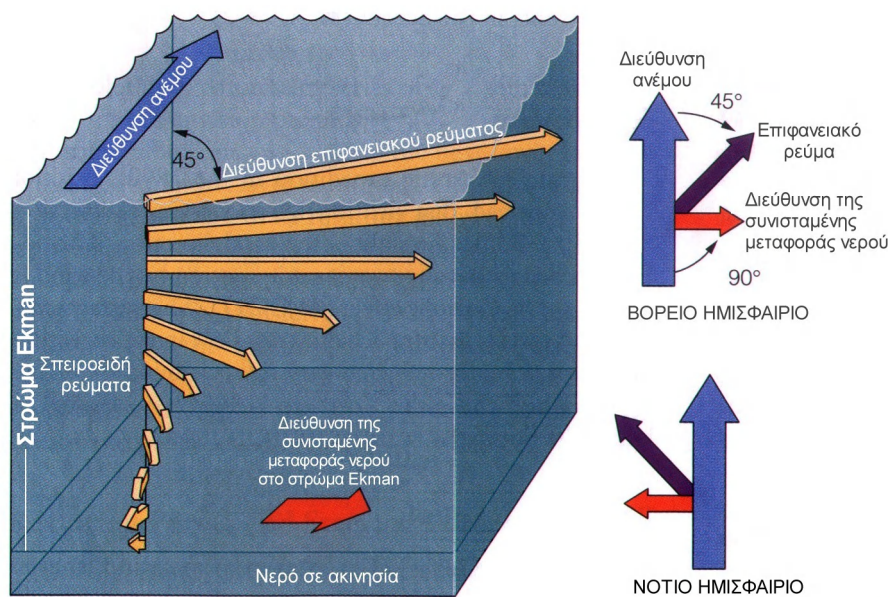
Εικ. 4.20. Η ανεμογενής κυκλοφορία των επιφανειακών ρευμάτων στους ωκεανούς. Επίσης παρίστανται οι θέσεις των ζωνών απόκλισης και σύγκλισης του θαλασσινού νερού.



Εικ. 4.21. Παγκόσμιο Σύστημα Ανέμων σε μια περιστρεφόμενη Γη χωρίς ανάγλυφο (αριστερά) και σχηματική παράσταση των επιφανειακών ρευμάτων στον Ατλαντικό Ωκεανό. Στο Ν. Ατλαντικό γύρω από τους πόλους δε σχηματίζεται κυκλοτερές ρεύμα, καθώς η Αφρική δεν εκτείνεται μέχρι το Νότιο πόλο ώστε να αποτελεί εμπόδιο στην κίνηση των ρευμάτων.

Όταν ο άνεμος πνέει πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας θέτει σε κίνηση τα επιφανειακά νερά, τα οποία κινούνται με την ίδια κατεύθυνση με τον άνεμο. Η ταχύτητα του επιφανειακού νερού είναι περίπου το 1-3% της ταχύτητας του ανέμου. Η σχέση αυτή της ταχύτητας μεταξύ του ανέμου και των επιφανειακών νερών είναι απλουστευμένη γιατί η μεταφορά ενέργειας από τον άνεμο στη θάλασσα συνιστά πολυσύνθετη διαδικασία.

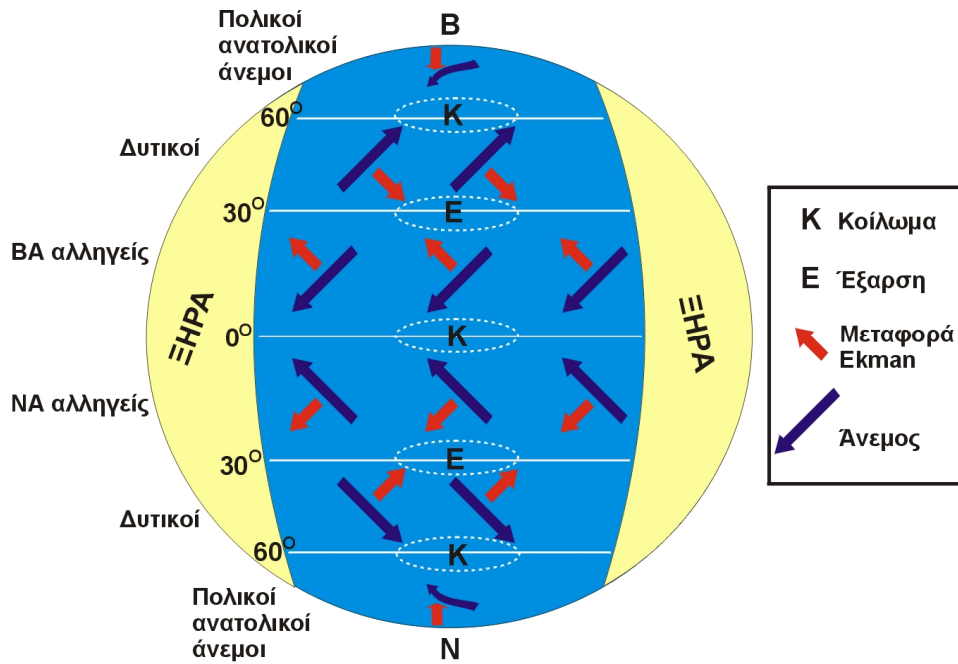
Η κίνηση των επιφανειακών νερών μεταδίδεται και στα βαθύτερα στρώματα λόγω της συνεκτικότητας (ιξώδες) του νερού με την ταχύτητα κίνησης του νερού σε κάθε στρώμα ελαττούμενη με το βάθος. Μπορεί να θεωρήσουμε επομένως ότι έχουμε επάλληλα στρώματα νερού, τα οποία κινούνται με ταχύτητα ελαττούμενη προς τα κάτω (Εικ. 4.22). Αν σε κάθε στρώμα νερού που κινείται επενεργεί η δύναμη Coriolis, τότε η διεύθυνση κίνησης κάθε στρώματος θα είναι προς τα δεξιά της διεύθυνσης κίνησης του υπερκείμενου στρώματος. Με αυτόν τον τρόπο η μεταβολή διεύθυνσης κίνησης κάθε στρώματος σχηματίζει ένα σπειροειδές που ονομάζεται "Σπειροειδές του Ekman" (Εικ. 4.22). Η κίνηση αυτή του θαλασσινού νερού που προκαλείται από τη διατμητική τάση που εξασκεί ο άνεμος στην επιφάνεια της θάλασσας μεταδίδεται περίπου μέχρι ένα βάθος 100m και είναι περίπου το 4% της ταχύτητας στην επιφάνεια. Η κατεύθυνση μεταφοράς του συνόλου της μάζας του νερού που βρίσκεται στο επιφανειακό αυτό στρώμα πάχους περίπου 100m (που ονομάζεται στρώμα Ekman) είναι κάθετη και προς τα δεξιά της διεύθυνσης με την οποία πνέει ο άνεμος (Εικ. 4.22).



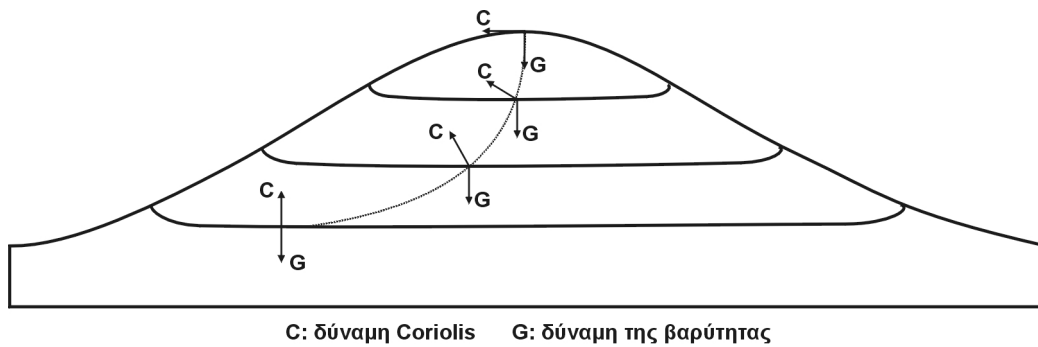
Εικ. 4.22. Το σπειροειδές του Ekman: μεταβολή της διεύθυνσης ροής των ρευμάτων που προκαλούνται από τον άνεμο, λόγω της επίδρασης της δύναμης Coriolis με το βάθος για το Βόρειο ημισφαίριο.

Λαμβάνοντας υπόψη τις διευθύνσεις των ανέμων που πνέουν πάνω από τον Ατλαντικό ωκεανό και τις διευθύνσεις μεταφοράς του θαλασσινού νερού στο στρώμα Ekman (Εικ. 4.23), τότε στα γεωγραφικά πλάτη  $30^{\circ}\text{B}$  και  $30^{\circ}\text{N}$  αναμένονται να δημιουργούνται ζώνες σύγκλισης (convergence), ενώ στον Ισημερινό και στα πλάτη  $60^{\circ}\text{B}$  και  $60^{\circ}\text{N}$  δημιουργούνται ζώνες απόκλισης (divergence) θαλασσινού νερού με αποτέλεσμα να δημιουργούνται εξάρσεις και κοιλώματα (Εικ. 4.23). Η δημιουργία εξάρσεων και κοιλωμάτων στην επιφάνεια των θαλασσών έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία δευτερευόντων ρευμάτων. Τα ρεύματα αυτά είναι αποτέλεσμα της κίνησης των μαζών από την κορυφή των εξάρσεων προς τα κοιλώματα, κάτω από την επίδραση της βαρύτητας. Από τη στιγμή που η μάζα του νερού αρχίζει να κινείται από την κορυφή της εξάρσης προς τα κατόντη, αρχίζει η επίδραση της δύναμης Coriolis πάνω στην κινούμενη μάζα, η οποία την εκτρέπει προς τα δεξιά (Εικ. 4.24). Όσο επιταχύνεται η μάζα λόγω της επίδρασης της βαρύτητας, τόσο αυξάνεται και η δύναμη Coriolis, η οποία εκτρέπει τη μάζα του νερού συνεχώς από την πορεία της. Σε μια δεδομένη στιγμή η δύναμη της βαρύτητας εξισορροπείται από τη δύναμη Coriolis (γίνονται ίσες και αντίθετες), οπότε η μάζα του νερού συνεχίζει να κινείται πλέον παράλληλα προς τις ισοϋψείς των εξάρσεων (Εικ. 4.24). Η κίνηση της μάζας του νερού παράλληλα προς τις ισοϋψείς των εξάρσεων δημιουργεί τα προαναφερθέντα κυκλοτερή ρεύματα, τα οποία αναφέρονται επίσης ως γεωστροφικά ρεύματα. Τα πλέον γνωστά γεωστροφικά ρεύματα είναι το Ρεύμα του Κόλπου (Gulf Stream) και το Ρεύμα Kurashio στο Β. Ατλαντικό και Β. Ειρηνικό ωκεανό αντίστοιχα (Εικ. 4.20). Τα γεωστροφικά αυτά ρεύματα είναι εντονότερα και καλύτερα διαμορφωμένα στα δυτικά τμήματα των ωκεανών (Εικ. 4.25), ενώ είναι ασθενέστερα και λιγότερο διαμορφωμένα στα ανατολικά τμήματα των ωκεανών. Τα ανατολικά τμήματα των γεωστροφικών αυτών ρευμάτων είναι γνωστά ως Ρεύμα των Καναρίων και Ρεύμα της Καλιφόρνια αντίστοιχα.

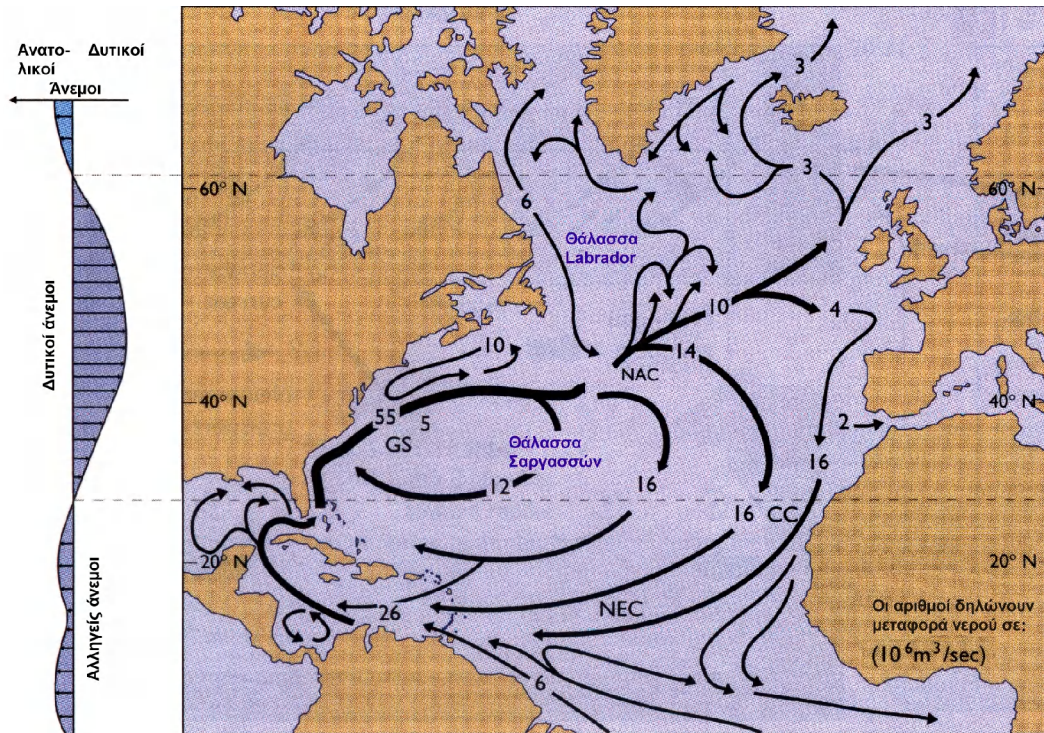
Το ρεύμα του Κόλπου στα δυτικά έχει μέση ταχύτητα  $1.2\text{m/sec}$  ( $4\text{km/h}$ ), ένα βάθος που φθάνει τα  $2000\text{m}$  κι ένα εύρος  $70\text{km}$ . Αντίστοιχα, το ρεύμα των Καναρίων έχει μέση ταχύτητα  $0.6\text{m/sec}$  ( $2.1\text{ km/h}$ ), ένα βάθος περίπου  $500\text{m}$  κι ένα μέσο εύρος  $800\text{km}$ . Οι ποσότητες νερού που μεταφέρει το ρεύμα του Κόλπου προς τα βόρεια στο δυτικό τμήμα των ωκεανών είναι μεταξύ  $26$  και  $55 \times 10^6 \text{m}^3/\text{sec}$ , ενώ προς τα νότια στο ανατολικό τμήμα είναι περίπου  $10 - 15 \times 10^6 \text{m}^3/\text{sec}$  (Εικ. 4.25).



Εικ. 4.23. Σχηματική παράσταση της δημιουργίας εξάρσεων και κοιλωμάτων στον Ατλαντικό Ωκεανό λόγω των ανέμων που πνέουν πάνω από τη Γη και της μεταφοράς των επιφανειακών νερών (μεταφορά Ekman) κάθετα στην διεύθυνση πνοής των.

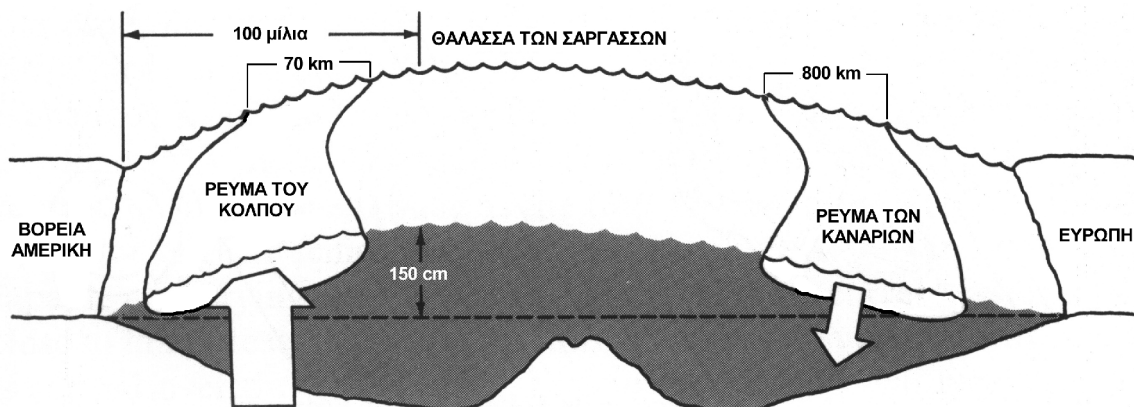


Εικ. 4.24. Σχηματική παράσταση της δημιουργίας κυκλοτερών ρευμάτων που κινούνται παράλληλα προς τις ισοϋψείς μιας ημισφαιρικής εξάρσης.



Εικ. 4.25. Το ρεύμα του Κόλπου (GC) και των Καναρίων (CC) στο βόρειο Ατλαντικό Ωκεανό. Η θάλασσα των Σαργασσών συνιστά την ασύμμετρη ημισφαιρική έξαρση στα δυτικά της οποίας το ισχυρό ρεύμα του Κόλπου, το οποίο μεταφέρει περίπου  $26 - 55 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$  νερού, ενώ στο ανατολικά της ρέει το ρεύμα των Καναρίων το οποίο μεταφέρει  $10 - 15 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$  νερού.

Η ασυμμετρία που παρατηρείται στα γεωστροφικά ρεύματα έχει σχέση με την ασυμμετρία στο σχήμα που παρουσιάζουν οι εξάρσεις (Εικ. 4.26). Η ασυμμετρία των εξάρσεων γενικά οφείλεται στη δύναμη Coriolis και στην πλανητική στροβιλότητα (planetary vorticity). Η εξήγηση των φαινομένων αυτών είναι πέρα από τους στόχους του παρόντος κειμένου.



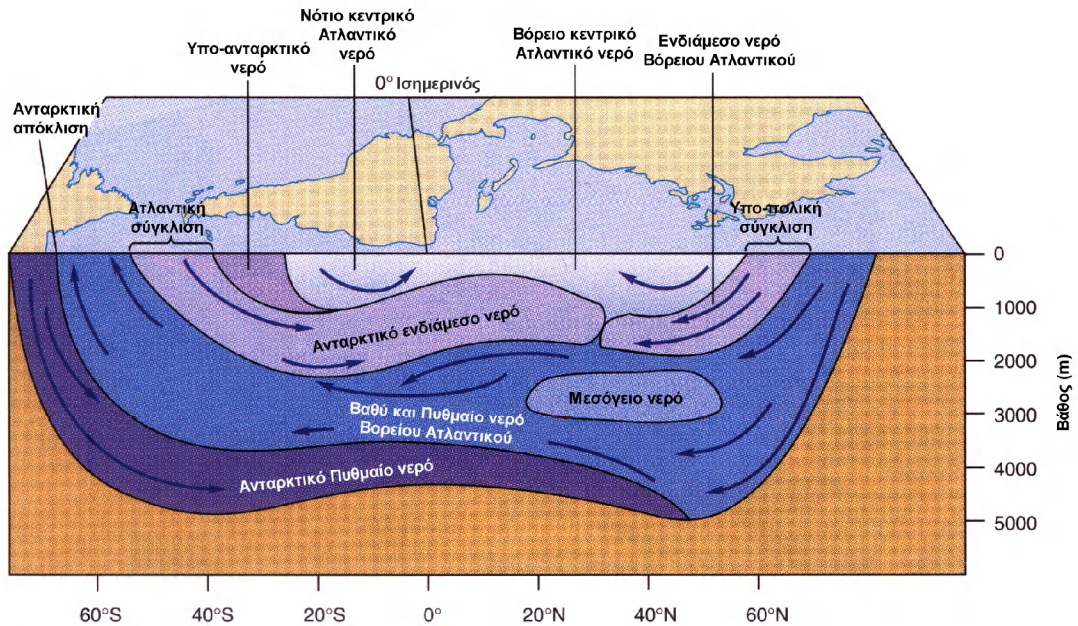
Εικ. 4.26. Σχηματική παράσταση της ασύμμετρης έξαρσης της θάλασσας των Σαργασσών. Η υψομετρική διαφορά μεταξύ της κορυφής της έξαρσης και της περιφέρειάς της στις ακτές είναι περίπου 1.5m.

## ΘΕΡΜΟ-ΑΛΑΤΙΚΗ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ

Η θερμο-αλατική κυκλοφορία στους ωκεανούς είναι αποτέλεσμα της ύπαρξης διακυμάνσεων της πυκνότητας στον θαλάσσιο χώρο. Η ύπαρξη διαφορών στις πυκνότητες στην υδάτινη στήλη οδηγεί τις μάζες του θαλασσινού νερού να βυθίζονται ή να αναδύονται, μέχρι να βρεθούν σε ισορροπία με τις περιβάλλουσες θαλάσσιες μάζες, καθώς επίσης και να κινούνται οριζόντια στο χώρο ισορροπίας τους ανάλογα με την επικρατούσα πιεσοβαθμίδα.

Η κατανομή της θερμοκρασίας, αλατότητας και πυκνότητας σε ένα κατακόρυφο επίπεδο κατά μήκος ενός μεσημβρινού στον Ατλαντικό ωκεανό (Εικ. 4.7, 4.12, 4.14) δείχνει ότι διεργασίες σαν τις προαναφερθείσες λαμβάνουν χώρα στον Ατλαντικό ωκεανό.

Οι επιφανειακές θαλάσσιες μάζες γύρω από τον Βόρειο και Νότιο πόλο του Ατλαντικού ωκεανού χαρακτηρίζονται από πολύ χαμηλές θερμοκρασίες, με αποτέλεσμα να έχουν μεγάλη πυκνότητα. Ιδιαίτερα οι επιφανειακές μάζες στο νότιο πόλο το χειμώνα χαρακτηρίζονται επιπλέον από υψηλή αλατότητα, καθώς κατά τη διάρκεια του σχηματισμού των πάγων το αλάτι του θαλασσινού νερού που γίνεται πάγος αποβάλλεται και δεν περιέχεται στον πάγο, με αποτέλεσμα να αυξάνεται η αλατότητα του περιβάλλοντος θαλασσινού νερού. Κατ' αυτόν τον τρόπο το επιφανειακό θαλασσινό νερό στο νότιο πόλο είναι πυκνότερο από αυτό στο βόρειο πόλο. Οι επιφανειακές αυτές θαλάσσιες μάζες, που ονομάζονται Ανταρκτικό Πυθμαίο Νερό και Βόρειο Ατλαντικό Βαθύ Νερό, λόγω της μεγάλης πυκνότητας βυθίζονται και ακολουθούν το ανάγλυφο του πυθμένα (Εικ. 4.27). Η θαλάσσια μάζα του Ανταρκτικού Πυθμαίου Νερού καθώς βυθίζεται ακολουθεί το ανάγλυφο του πυθμένα και κινείται προς τα βόρεια, φθάνοντας μέχρι το βόρειο γεωγραφικό πλάτος των 30°. Η θαλάσσια μάζα του Βορείου Ατλαντικού Βαθιού Νερού καθώς βυθίζεται ακολουθεί το ανάγλυφο του πυθμένα, κινείται προς τα νότια και όταν συναντήσει τη μάζα του Ανταρκτικού Πυθμαίου Νερού, λόγω της μικρότερης πυκνότητας, ανεβαίνει από πάνω και συνεχίζει να κινείται νότια, μέχρι το νότιο γεωγραφικό πλάτος των 60°, οπότε ανέρχεται στην επιφάνεια κατά μήκος της Ανταρκτικής Απόκλισης.



Εικ. 4.27. Σχηματική παράσταση της θερμο-αλατικής κυκλοφορίας κατά μήκος ενός μεσημβρινού στον Ατλαντικό Ωκεανό με το βυθό.

Στα μέσα γεωγραφικά πλάτη στο Βόρειο και Νότιο Ατλαντικό ωκεανό οι επικρατούσες θερμοκρασίες και αλατότητες στην επιφάνεια προσδίδουν στα επιφανειακά νερά πυκνότητες που τους επιτρέπει να βυθίζονται. Στο Ν. Ατλαντικό ωκεανό κατά μήκος της ζώνης της Ανταρκτικής Σύγκλισης (γεωγραφικό πλάτος  $60^\circ$ ) νερό χαμηλής θερμοκρασίας λόγω της πυκνότητας που έχει βυθίζεται μέχρι να φθάσει πάνω από το Βόρειο Ατλαντικό Βαθύ Νερό. Το θαλάσσιο αυτό νερό, το οποίο ονομάζεται Ανταρκτικό Ενδιάμεσο Νερό, κινείται προς τα βόρεια πάνω από το Βόρειο Ατλαντικό Βαθύ Νερό λόγω της χαμηλότερης πυκνότητάς του. Ακόμη πλησιέστερα προς τον Ισημερινό, στο γεωγραφικό πλάτος  $30^\circ$ , κατά μήκος της ζώνης της Υποτροπικής Σύγκλισης, επιφανειακό νερό βυθίζεται και κινείται πάνω από το Ανταρκτικό Ενδιάμεσο Νερό. Αντίστοιχα, στο Β. Ατλαντικό, κατά μήκος της ζώνης Αρκτικής Σύγκλισης, στην περιοχή της θάλασσας του Labrador έχουμε βύθιση επιφανειακού νερού με παρόμοια χαρακτηριστικά με το Ανταρκτικό Ενδιάμεσο Νερό, το οποίο κινείται προς τα νότια πάνω από το Βόρειο Ατλαντικό Βαθύ Νερό.

## 4.7 ΤΟ ΦΩΣ ΣΤΟΥΣ ΩΚΕΑΝΟΥΣ

### 4.7.1 Διάδοση του φωτός στο θαλασσινό νερό

Το φως αποτελεί το ορατό φάσμα της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας που εκπέμπει ο ήλιος, το οποίο συνίσταται από βραχεία μήκη κύματος με εύρος από  $0.4\mu\text{m}$  (ιώδες) έως  $0.8$

μm (ερυθρό) (Εικ. 4.28). Το φως μεταδίδεται στο θαλασσινό νερό με ταχύτητα περίπου  $2.2 \times 10^8$  m/sec που είναι μικρότερη από αυτήν που μεταδίδεται στο κενό ( $3 \times 10^8$  m/sec). Το φως εισερχόμενο στο θαλασσινό νερό εξασθενεί με το βάθος. Ο ρυθμός εξασθένησης του φωτός με το βάθος δίνεται από τον τύπο:

$$I = I_0 \cdot e^{-kz}$$

όπου: I η ένταση του φωτός σε βάθος z,

$I_0$  η ένταση του φωτός που διέρχεται κάθετα στην επιφάνεια της θάλασσας\*,

k ο συντελεστής εξασθένησης, ο οποίος εκφράζεται σε  $m^{-1}$  και

e η βάση του φυσικού λογάριθμου (2.178...).

Η εξασθένηση της έντασης της φωτεινής δέσμης εξαρτάται από την απορρόφηση (absorption) και τη σκέδαση (scattering) της ενέργειάς της.

Η απορρόφηση της έντασης της ενέργειας οφείλεται στη μετατροπή της σε άλλες μορφές ενέργειας, όπως θερμική ή χημική ενέργεια (φωτοσύνθεση).

Η απορρόφηση της ενέργειας της φωτεινής δέσμης γίνεται από: (α) τα ίδια τα μόρια του νερού, (β) τα οργανικά και ανόργανα αιωρούμενα υλικά, (γ) τις διαλυμένες οργανικές ουσίες και (δ) το φυτοπλαγκτόν το οποίο χρησιμοποιεί τη φωτεινή ενέργεια για φωτοσύνθεση.

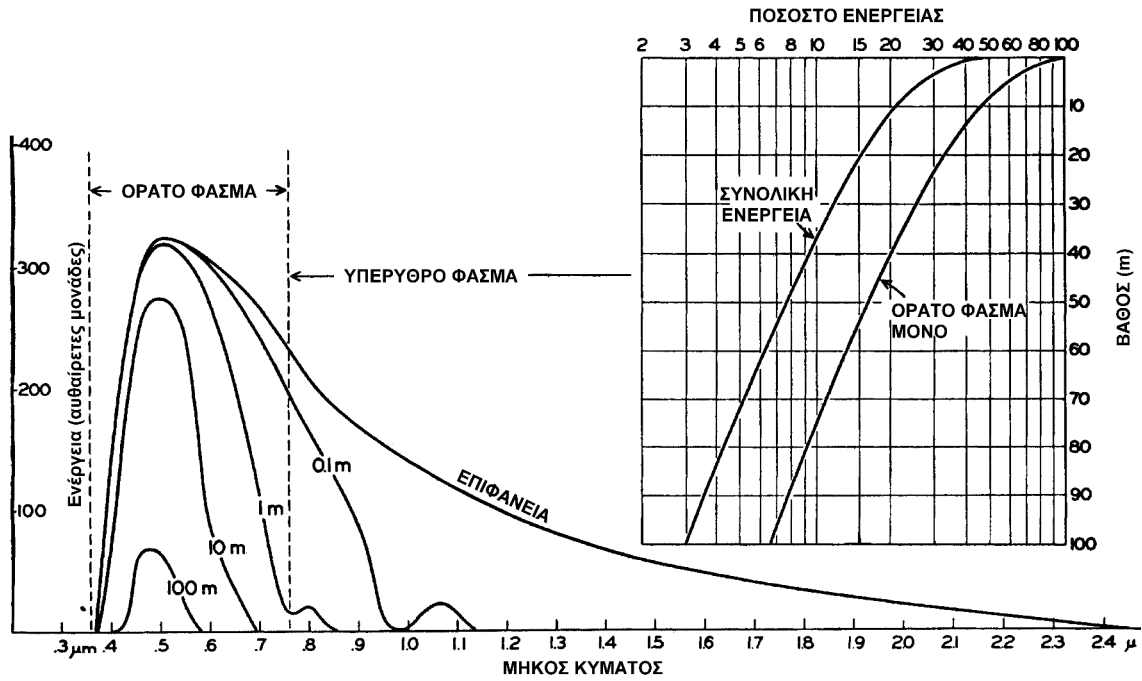
Η σκέδαση της φωτεινής δέσμης συνίσταται στην εκτροπή των ακτίνων από τη διεύθυνση μετάδοσής της λόγω ανάκλασης και περίθλασής τους στα παρεμβαλλόμενα αιωρούμενα σωματίδια στο θαλασσινό νερό, αλλά και στα ίδια τα μόρια του θαλασσινού νερού.

Η εξασθένηση που υφίσταται το ηλιακό φως καθώς διέρχεται την υδάτινη στήλη οφείλεται κυρίως στη σκέδαση και λιγότερο στην απορρόφηση.

---

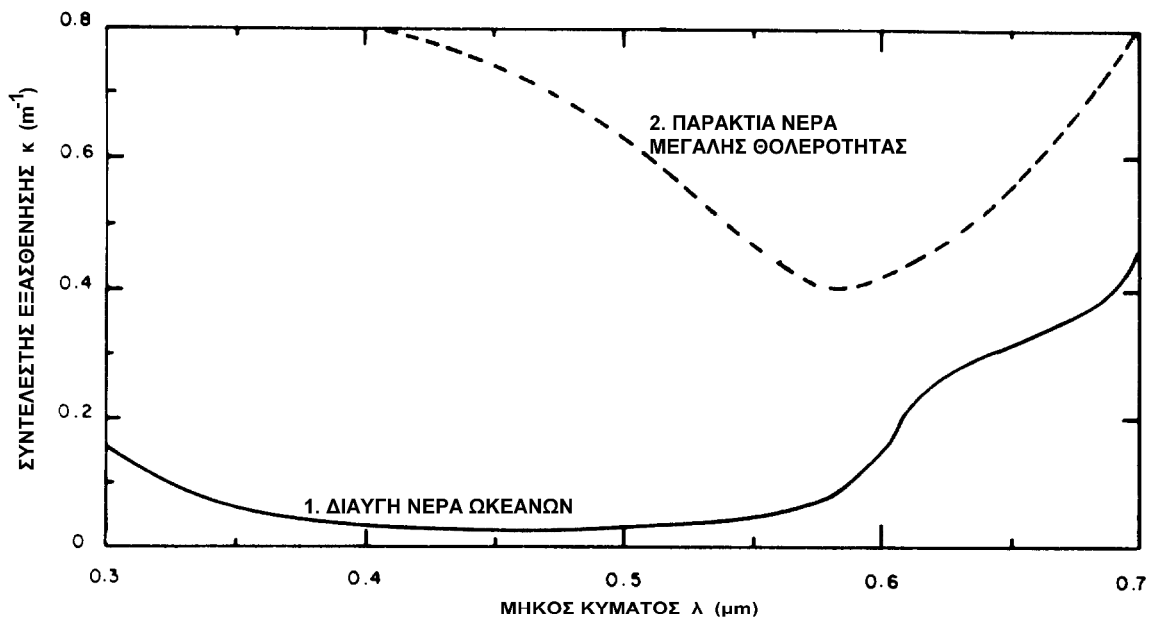
\* Ως ένταση (I) ορίζεται η ενέργεια που περνά κάθετα στη μονάδα επιφάνειας στη μονάδα του χρόνου. Η ένταση (I) του φωτός είναι ανάλογη του τετραγώνου του πλάτους του κύματος.





Εικ. 4.28.

Ο συντελεστής εξασθένησης ( $\kappa$ ) στο θαλασσινό νερό έχει διαφορετικές τιμές για τα διάφορα μήκη κύματος (Εικ. 4.29), ενώ επιπλέον εξαρτάται από τους διάφορους τύπους του θαλασσινού νερού, ανάλογα με την ποσότητα και τη φύση των αιωρούμενων υλικών, αλλά και τη χημική σύσταση των διαλυμένων ουσιών σ' αυτό (Εικ. 4.29).



Εικ. 4.29.

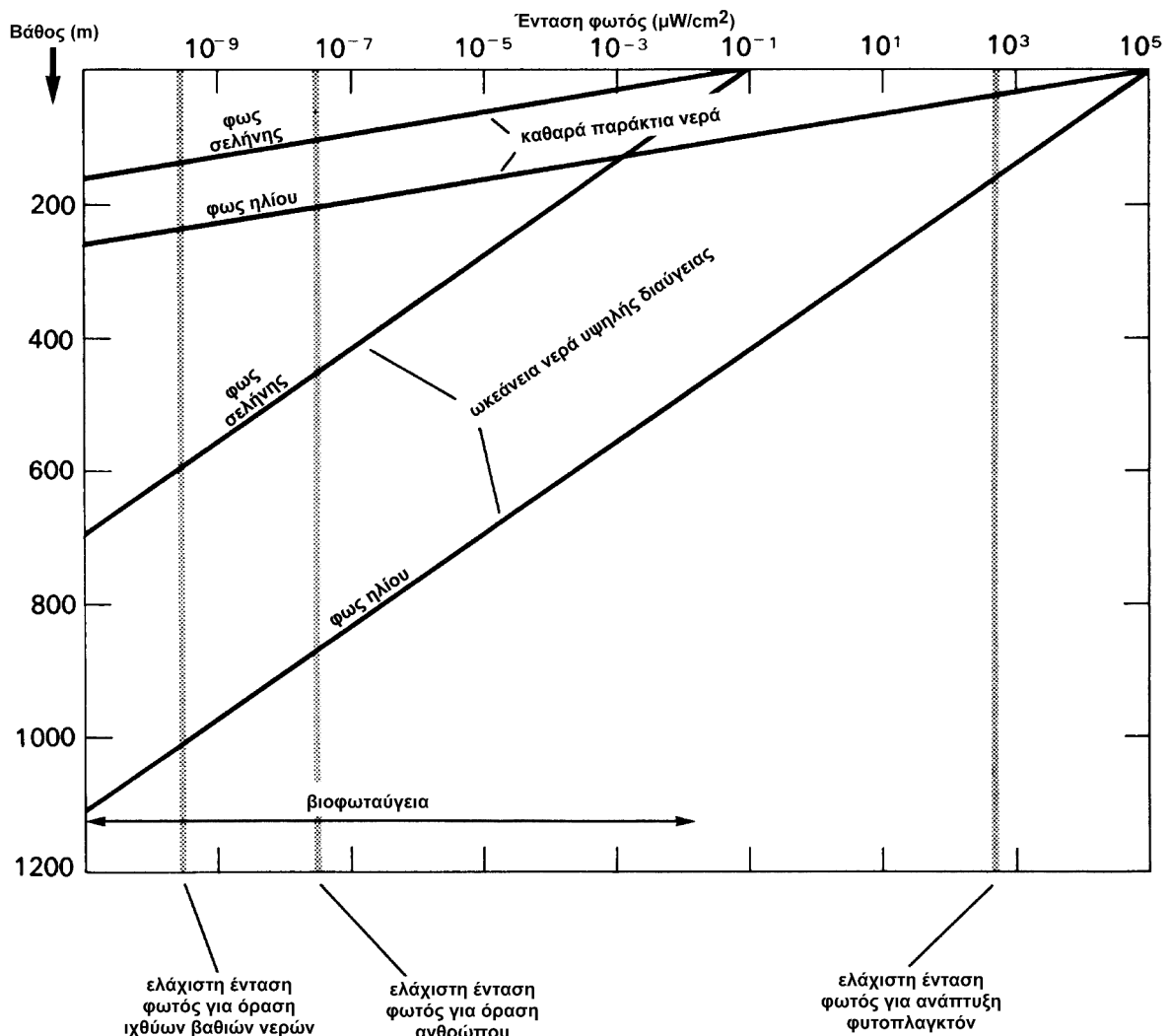
Ο Πίνακας 4.2 δίνει τα βάθη του νερού που διεισδύει μια μονοχρωματική δέσμη φωτός (κυανό) για διαφορετικές τιμές του συντελεστή εξασθένησης ( $\kappa$ ) σε ποσοστό της έντασης ( $I_0$ ) που εισέρχεται στην επιφάνεια της θάλασσας. Ο συντελεστής εξασθένησης  $0.02\text{m}^{-1}$  αντιστοιχεί σε νερά υψηλής διαύγειας που σχετίζονται με ωκεάνια νερά με σχεδόν καθόλου αιωρούμενα υλικά, ενώ ο συντελεστής εξασθένησης 0.2 και 2 αντιστοιχούν σε μέτριας διαύγειας νερά και μεγάλης θολερότητας (παράκτια ύδατα) αντίστοιχα. Στο φάσμα του κυανού ( $0.45\mu\text{m}$ ) το φως έχει τον μικρότερο συντελεστή εξασθένησης στο υψηλής διαύγειας νερό και διεισδύει περισσότερο στην υδάτινη στήλη. Έτσι, σε βάθος 50m κάτω από την επιφάνεια φθάνει το 37% της αρχικής έντασης. Στο φάσμα του ιώδους και του ερυθρού ο συντελεστής εξασθένησης είναι μεγάλος με αποτέλεσμα το ιώδες και το ερυθρό να μην φθάνει μέχρι το βάθος των 50m κάτω από την επιφάνεια, ενώ σε βάθος 10m κάτω από την επιφάνεια φθάνει περίπου το 5% του ερυθρού και το 50% του ιώδους. Γι' αυτό το λόγο η λήψη φωτογραφιών με φυσικό φως στην υδάτινη στήλη σε βάθος 20 ή 30m είναι σαν να έχει ληφθεί με μονοχρωματικό κυανο-πράσινο φως. Για το λόγο αυτό, αντικείμενα που φωτογραφίζονται σε βάθη μεγαλύτερα των 30 και 40m παρουσιάζονται ως επί το πλείστον σκοτεινόχρωμα. Είναι γνωστό ότι το χρώμα των αντικειμένων που βλέπουμε οφείλεται στο γεγονός ότι το αντικείμενο απορροφά όλα τα χρώματα του ορατού φάσματος εκτός από εκείνο που έχει, το οποίο το ανακλά. Το αίμα έχει ερυθρό χρώμα γιατί οι χρωστικές ουσίες που περιέχει απορροφούν όλα τα χρώματα του ορατού φάσματος, εκτός του ερυθρού, που το ανακλούν. Κατ' αυτόν τον τρόπο όταν ένας δύτης έχει καταδυθεί σε βάθος 30m, το αίμα που θα χυθεί αν κοπεί δεν θα είναι ερυθρόχρωμο, αλλά σκοτεινόχρωμο, καθώς σ' αυτό το βάθος έχει απορροφηθεί το ερυθρό χρώμα του ορατού φάσματος και επομένως δεν υπάρχει για να ανακλαστεί από τις χρωστικές του αίματος.

**Πίνακας 4.2**

Βάθος z (m)	Συντελεστής εξασθένησης $\kappa$ ( $\text{m}^{-1}$ )			Διαυγές νερό ωκεανών	Θολά παράκτια νερά
	0.02	0.2	2		
0	$I_0=100\%$	100	100	100	100
1	$I_z=98\%$	82	14	45	18
2	96	67	2	39	8
10	82	14	0	22	0
50	37	0	0	5	0
100	14	0	0	0,5	0

Η φωτιζόμενη ζώνη στην υδάτινη στήλη όπου η ένταση του φωτός είναι αρκετή για τη φωτοσύνθεση ονομάζεται ευφωτική ζώνη (euphotic zone). Όσο υψηλότερη είναι η

διαύγεια του θαλασσινού νερού, τόσο μεγαλύτερο το πάχος της ευφωτικής ζώνης (Εικ. 4.30). Η ευφωτική ζώνη στα υψηλής διαύγειας νερά των ωκεανών φθάνει μέχρι τα 200m από την επιφάνεια, ενώ στα χαμηλής διαύγειας νερά της υφαλοκρηπίδας είναι 80m και κοντά στις ακτές ελαττώνεται ακόμα πιο πολύ στα 15m. Κάτω από την ευφωτική ζώνη βρίσκεται η αφωτική ζώνη (aphotic zone), όπου η ένταση του φωτός είναι πολύ μικρή για να λάβει χώρα φωτοσύνθεση. Η πραγματική αφωτική ζώνη που δεν φθάνει η φωτεινή ακτινοβολία αρχίζει από το βάθος των 1,000m.



Εικ. 4.30.

#### 4.7.2 Τα χρώματα της θάλασσας

Τα χρώματα που αποκτά η θάλασσα κυμαίνονται από βαθύ κυανό, κυανο-πράσινο, πράσινο, κιτρινο-πράσινο έως κιτρινό-φαιο. Η απόκτηση των προαναφερθέντων χρωματισμών από το θαλασσινό νερό εξαρτάται από πολλούς παράγοντες. Όταν βρισκόμαστε

κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας βλέποντας προς τον πυθμένα, όταν το θαλασσίνο νερό είναι υψηλής διαύγειας, η μόνη ακτινοβολία που διεισδύει είναι στο φάσμα του κυανού-πράσινου. Λόγω όμως της επιλεκτικής έντονης σκέδασης που υφίσταται το κυανό χρώμα στο θαλασσίνο νερό προσδίδεται σ' αυτό ένα βαθύ κυανό χρώμα. Αν όμως βρισκόμαστε πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας και βλέπουμε προς τα κάτω, τότε το χρώμα της θάλασσας που βλέπουμε επηρεάζεται επιπλέον από την ανάκλαση του χρώματος του ουρανού στην επιφάνειά της. Όταν ο ουρανός είναι καλυμμένος με άσπρα σύννεφα τότε το ανακλώμενο στην επιφάνεια άσπρο χρώμα των σύννεφων αλλοιώνει το βαθύ κυανό προς το ανοιχτό κυανό.

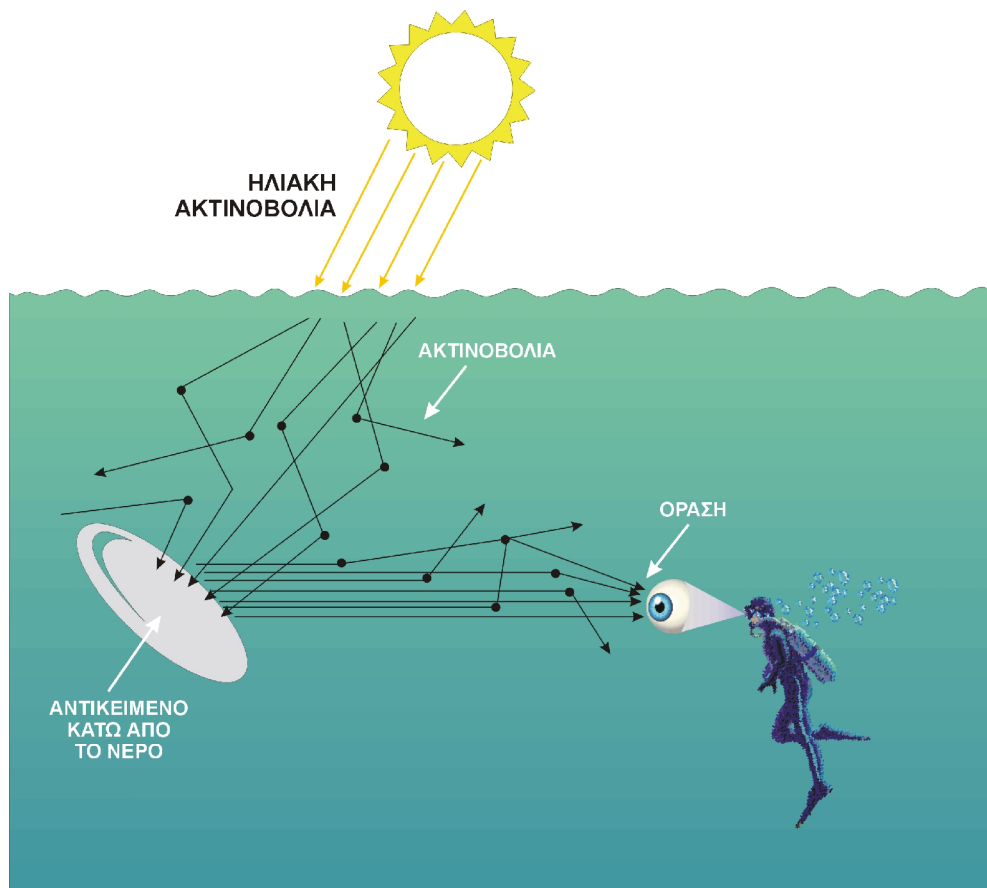
Όταν στο θαλασσίνο νερό υπάρχουν αιωρούμενα υλικά και διαλυμένες ουσίες τότε αυτά επηρεάζουν τα χρώματα της θάλασσας προσδίδοντας σ' αυτήν διάφορες αποχρώσεις. Όταν το θαλασσίνο νερό περιέχει φυτοπλαγκτόν, τότε η χλωροφύλλη που περιέχει απορροφά έντονα το κυανό χρώμα και ανακλά (απορροφά ελάχιστα) το πράσινο, με αποτέλεσμα να προσδίδει στο θαλασσίνο νερό ένα κυανο-πράσινο έως πράσινο χρώμα, ανάλογα με τη συγκέντρωση του φυτοπλαγκτόν.

Όταν το θαλασσίνο νερό είναι πλούσιο σε διαλυμένες οργανικές ουσίες, αυτές επιλεκτικά απορροφούν έντονα το κυανό και πράσινο και ανακλούν το κίτρινο, με αποτέλεσμα να προσδίδουν στη θάλασσα ένα κιτρινο-πράσινο έως κιτρινό-φαιο χρώμα.

Όταν το θαλασσίνο νερό είναι πλούσιο σε ανόργανο αιωρούμενο υλικό όπως ιλύς και άργιλος, τότε αυτά επηρεάζουν το χρώμα του θαλασσινού νερού προσδίδοντάς του το δικό τους χρώμα.

#### **4.7.3 Η ορατότητα στο θαλασσίνο νερό**

Η εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία στην εύρωτη ζώνη του θαλασσινού νερού είναι διάχυτη λόγω της σκέδασης που υφίστανται οι ακτίνες του ορατού φάσματος στο θαλασσίνο νερό. Για να είναι ένα σώμα ορατό, αλλά και να σχηματίζεται μια ευδιάκριτη (καθαρή) εικόνα στον οφθαλμό μας πρέπει: (α) να υπάρχει αντίθεση μεταξύ της φωτεινότητας του σώματος και της διάχυτης φωτεινότητας (Εικ. 4.31) και (β) το φως που εκπέμπει το σώμα και κατευθύνεται προς τον οφθαλμό μας να είναι κατευθυνόμενο, δηλαδή να μην υφίσταται σκέδαση και μετατρέπεται σε διάχυτο (Εικ. 4.31). Η αντίθεση που υπάρχει μεταξύ της φωτεινότητας του σώματος και της διάχυτης φωτεινότητας ελαττώνεται με την απόσταση, καθώς το φως από το αντικείμενο στο μάτι μας εξασθενεί λόγω της απορρόφησης και της σκέδασης.



Εικ. 4.31.