

ΑΛΕΞΑΝΔΡΕΙΟ ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΚΟ ΕΚΠΑΙΔΕΥΤΙΚΟ ΙΔΡΥΜΑ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ν. ΜΟΥΔΑΝΙΩΝ ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΑΣ ΑΛΙΕΙΑΣ ΚΑΙ ΥΔΑΤΟΚΑΛΛΙΕΡΓΕΙΩΝ

Εργαστηριακές Ασκήσεις Φυσικής Ωκεανογραφίας

Κ. ΚΟΜΠΙΑΔΟΥ, M.Sc. - Δρ. Ι. ΣΑΒΒΙΔΗΣ - Δρ. Θ. ΧΑΣΙΩΤΗΣ
Θεσσαλονίκη, Οκτώβριος 2007

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Οι “Εργαστηριακές Ασκήσεις Φυσικής Ωκεανογραφίας” αποτελούν τη δεύτερη και βελτιωμένη έκδοση των “Εργαστηρίων-Ασκήσεων για το μάθημα της Φυσικής Ωκεανογραφίας”.

Απαραίτητη προϋπόθεση για την κατανόηση και επίλυση των εργαστηριακών ασκήσεων είναι η παρακολούθηση της θεωρίας του μαθήματος της Φυσικής Ωκεανογραφίας, όπου ο σπουδαστής έχει την ευκαιρία να εμπεδώσει τις κύριες φυσικές έννοιες του μαθήματος.

Στο παρόν εγχειρίδιο παρουσιάζονται ορισμένα προβλήματα με τις λύσεις τους, ενώ επιπλέον περιλαμβάνονται ασκήσεις μελέτης και εργασίες για το εργαστήριο ή για το σπίτι. Επίσης, σε ορισμένα σημεία προστέθηκαν στοιχεία θεωρίας, τα οποία κρίθηκε ότι θα βοηθήσουν τον σπουδαστή στην επίλυση των ασκήσεων. Με τον τρόπο αυτό προσδοκάται η κατανόηση των βασικών αρχών της ωκεανογραφίας αλλά και η ανάλυση και σπουδή τους για την επίλυση περισσότερο σύνθετων προβλημάτων.

Ευελπιστούμε ότι οι σημειώσεις αυτές όχι μόνο θα αποτελέσουν πραγματικό βοήθημα και θα παρακινήσουν τους σπουδαστές στην προσέγγιση τους με το υδάτινο περιβάλλον, αλλά επίσης θα συμβάλλουν στην ανάδειξη της αναγκαιότητας εφαρμογής της Φυσικής Ωκεανογραφίας στις επιστήμες της τεχνολογίας της αλιείας και των υδατοκαλλιεργειών.

Τέλος, οφείλουμε να ευχαριστήσουμε θερμά τούς καθηγητές παράκτιας μηχανικής και λιμενικών έργων της πολυτεχνικής σχολής Α. Π. Θ., κ. Χ. Κουτίτα και κ. Ι. Κρεστενίτη όπως επίσης και τον επίκουρο καθηγητή ωκεανογραφίας της φυσικομαθηματικής σχολής Α. Π. Θ., κ. Κ. Αλμπανάκη για το υλικό που μας διέθεσαν και γενικότερα για την πολύτιμη βοήθειά τους.

Κατερίνα Κομπιάδου, M.Sc.,
Δρ. Ιωάννης Σαββίδης,
Δρ. Θωμάς Χασιώτης

Οκτώβριος, 2007

‘Θα μείνω πάντα ιδανικός κι ανάξιος εραστής
των μακρυσμένων ταξιδιών και των γαλάζιων πόντων’

‘Mal du depart’, Νίκος Καββαδίας (Μαραμπού)

Πίνακας Περιεχομένων

1. ΥΔΡΟΓΡΑΦΙΚΟΙ ΧΑΡΤΕΣ – ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΘΕΣΗΣ.....	1
1.1 Γενικά περί χαρτών.....	1
1.2 Υδρογραφικοί Χάρτες (πορτολάνες)	2
1.2.2 Υπολογισμός σημειακού βάθους.....	4
1.3 Μέθοδοι Προσδιορισμού Θέσης	5
1.3.1 Οπτικές μέθοδοι	5
1.3.2 Ηλεκτρονικές (ραδιομετρικές) μέθοδοι.....	6
1.3.3 Δορυφορικές μέθοδοι.....	6
1.3.3.1 Δορυφορικό Σύστημα G.P.S.	6
1.3.3.2 Διαφορικό G.P.S.....	7
2. ΒΥΘΟΜΕΤΡΙΑ – ΗΧΟΒΟΛΙΣΤΙΚΕΣ ΣΥΣΚΕΥΕΣ	13
2.1 Μέθοδοι Προσδιορισμού Βάθους.....	13
2.2 Στοιχεία Διάδοσης του Ήχου στο Θαλάσσιο Περιβάλλον.....	13
2.3 Ηχοβολιστικές Συσκευές/Βυθόμετρα (echo-sounders)	14
2.3.1 Ηχοβολιστικά συστήματα πολλαπλής ηχητικής δέσμης (multi-beam echo-sounders)	17
2.3.2 Ιχθυοανιχνευτικά βυθόμετρα (fishing echo-sounders).....	18
3. ΦΥΣΙΚΟΧΗΜΙΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ	25
3.1 Γενικά	25
3.1 Θερμοκρασία.....	25
3.1.1 Η επίδραση της θερμοκρασίας στους θαλάσσιους οργανισμούς	25
3.1.2 Κατανομές θερμοκρασίας με το βάθος – θερμοκλινές	27
3.2 Αλατότητα.....	28
3.2.1 Η επίδραση της αλατότητας στους θαλάσσιους οργανισμούς.....	29
3.2.2 Κατανομές αλατότητας με το βάθος – αλοκλινές	29
3.3 Πυκνότητα	30
3.3.1 Κατανομές πυκνότητας με το βάθος – πυκνοκλινές.....	30
3.4 Θολότητα/Διαύγεια	35
3.5 Όργανα Μέτρησης.....	35
3.5.1 Θερμοκρασία, αλατότητα, πυκνότητα, πίεση – CTD	35
3.5.2 Διαφάνεια ή Διαύγεια του θαλασσινού νερού – Δίσκος Secchi	37
3.6 Διάγραμμα T-S.....	38

4. ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ – ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΡΕΥΜΑΤΑ	49
4.1 Γενικά	49
4.2 Όργανα Μέτρησης Ρευμάτων.....	51
4.2.1 Μηχανικοί ρευματογράφοι	54
4.2.2 Ακουστικοί ρευματογράφοι	54
4.2.3 Ηλεκτρομαγνητικοί ρευματογράφοι	54
4.2.4 Ανεμόμετρα Hotwire	54
4.3 Διατμητικές Τάσεις Ανέμου στην Επιφάνεια της Θάλασσας	55
4.4 Διατμητικές Τάσεις Ρεύματος κοντά στον Πυθμένα	57
4.5 Παράμετρος Coriolis – Αδρανειακό Ρεύμα	59
4.6 Ανεμογενές Ρεύμα – Μεταφορά Ekman.....	61
4.7 Γεωστροφικό Ρεύμα.....	66
4.8 Διερεύνηση Περιοχών Πιθανής Εμφάνισης Ανάδυσης/Κατάδυσης	68
4.9 Παλιρροιακά Ρεύματα.....	70
4.9.1 Παλίρροια – Κατανομές Παλιρροιακών Ρευμάτων	70
4.9.2 Παλιρροιακό Πρίσμα	71
4.10 Διακυμάνσεις στάθμης – Κυκλώνες/Αντικυκλώνες	73
5. ΚΥΜΑΤΑ.....	75
5.1 Επιπτώσεις του Κυματικού Πεδίου στους Θαλάσσιους Οργανισμούς	75
5.2 Όργανα Μέτρησης Κυμάτων	76
5.3 Χαρακτηριστικές Παράμετροι Κυμάτων	77
5.3.1 Ύψος Κύματος H.....	77
5.3.2 Περίοδος Κύματος T	78
5.3.3 Μήκος Κύματος L	78
5.3.4 Ταχύτητα Διάδοσης Κυματισμού C	79
5.4 Προσδιορισμός των Μεγεθών L και C	79
5.4.1 Υπολογισμός Μήκους Κύματος L.....	79
5.4.1 Υπολογισμός Ταχύτητας Διάδοσης C.....	81
6. ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΠΕΔΙΟΥ (ΕΡΓΑΣΙΑ ΥΠΑΙΘΡΟΥ) – ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΣΤΟ ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ.....	85
6.1 Περιγραφή Εργασίας Πεδίου.....	85
6.2 Μετρήσεις Ωκεανογραφικών Παραμέτρων.....	86
ΔΙΕΥΘΥΝΣΕΙΣ ΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΚΟΥ ΕΝΔΙΑΦΕΡΟΝΤΟΣ ΣΤΟ ΔΙΑΔΙΚΤΥΟ	91
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	93

Ευρετήριο Ασκήσεων

Άσκηση	Σελίδα
Άσκηση 1.1	8
Άσκηση 1.2	10
Άσκηση 1.3	11
Άσκηση 1.4	12
Άσκηση 2.1	22
Άσκηση 2.2	23
Άσκηση 3.1	32
Άσκηση 3.2	33
Άσκηση 3.3	34
Άσκηση 3.4	40
Άσκηση 3.5	42
Άσκηση 3.6	43
Άσκηση 3.7	44
Άσκηση 3.8	45
Άσκηση 3.9	47
Άσκηση 4.1	56
Άσκηση 4.2	58
Άσκηση 4.3	60
Άσκηση 4.4	62
Άσκηση 4.5	65
Άσκηση 4.6	65
Άσκηση 4.7	66
Άσκηση 4.8	68
Άσκηση 4.9	69
Άσκηση 4.10	72
Άσκηση 5.1	81
Άσκηση 5.2	83
Άσκηση 5.3	84
Άσκηση 5.4	84
Άσκηση 5.5	84
Άσκηση 5.6	84
Άσκηση 5.7	84
Άσκηση 5.8	84

1. ΥΔΡΟΓΡΑΦΙΚΟΙ ΧΑΡΤΕΣ – ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΘΕΣΗΣ

1.1 Γενικά περί χαρτών

Ο χάρτης είναι μία επίπεδη οπτική αναπαράσταση τμήματος της επιφάνειας της γης. Οι χάρτες αποτελούν ένα από τα πολυτιμότερα εργαλεία των γεωεπιστημών, καθώς συνιστούν έναν αποτελεσματικό τρόπο παρουσίασης στοιχείων (π.χ. του αναγλύφου στη στεριά και στη θάλασσα, της κατανομής των βροχοπτώσεων μίας περιοχής, της γεωλογίας κλπ).

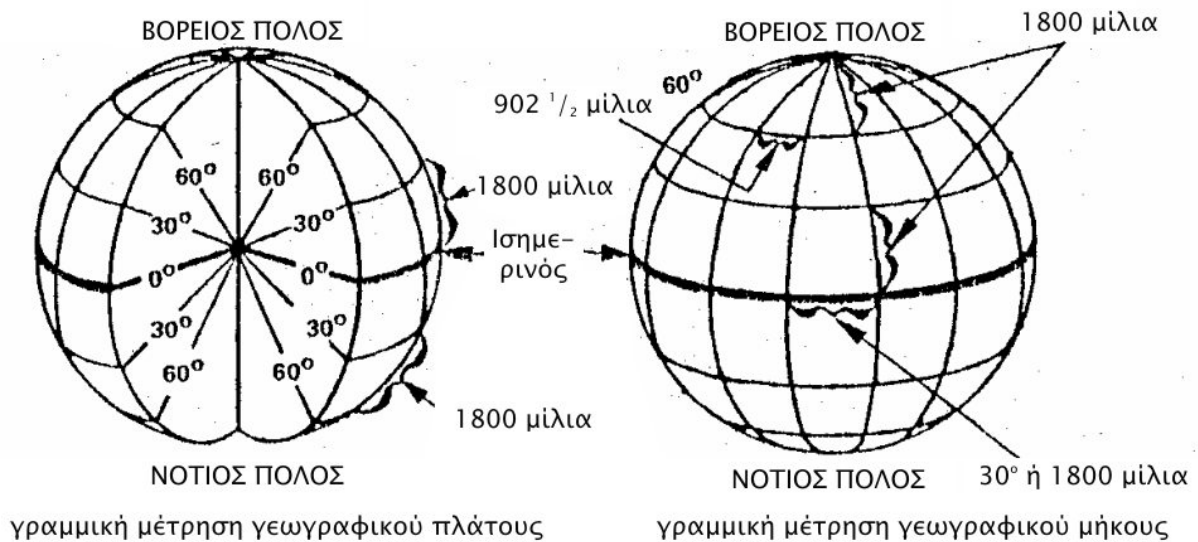
Κάθε χάρτης θα πρέπει απαραίτητα να περιλαμβάνει τίτλο, κλίμακα, υπόμνημα, ένδειξη του βορά και ένδειξη της ευρύτερης περιοχής όπου αυτός χωροθετείται. Είναι προφανές ότι ένας χάρτης ορίζεται από ένα σύστημα συντεταγμένων (π.χ. γεωγραφικές, HATT). Στο υπόμνημα γίνεται η ερμηνεία των συμβολισμών ενός χάρτη. Οι λεπτομερείς χάρτες χρησιμοποιούν μία σειρά συμβόλων για να παρουσιάσουν διάφορα χαρακτηριστικά γνωρίσματα.

Ισαριθμική γραμμή είναι αυτή που συνδέει σημεία με ίσες τιμές, π.χ. ίσου βάθους (ισοβαθείς), ίσου ύψους (ισοϋψείς), ίσης ετήσιας βροχόπτωσης (ισοϋετείς) κλπ. Οι ισαριθμικές γραμμές μπορεί να συγκλίνουν όχι όμως να τέμνονται. Η *ισοδιάσταση* είναι η διαφορά τιμής μεταξύ δύο ισαριθμικών καμπυλών και ποικίλει ανάλογα με την κλίμακα του χάρτη και το είδος του αναγλύφου.

Η σφαιρική επιφάνεια της γης χωρίζεται με νοητούς κύκλους (γραμμές). Οι κύκλοι που προκύπτουν ως τομές της επιφάνειας της γης με ένα επίπεδο, το οποίο περνά από το κέντρο της και περιέχει τον άξονα της, είναι οι μέγιστοι κύκλοι που καλούνται *μεσημβρινοί ή γεωγραφικά μήκη* (longitudes) (Εικ. 1.1). Ως μηδενικό σημείο αναφοράς των γεωγραφικών μηκών ορίζεται η νοητή γραμμή η οποία περνά από το Greenwich της Αγγλίας και έτσι η γήινη σφαίρα χωρίζεται σε 180° ανατολικά (180° E) και 180° δυτικά (180° W) του σημείου αυτού.

Ο κύκλος που προκύπτει ως τομή της επιφάνειας της γης και ενός επιπέδου, που περνά από το κέντρο της και είναι κάθετο στον άξονα της καλείται Ισημερινός (equator). Οι κύκλοι που προκύπτουν ως τομή της επιφάνειας της γης και των επιπέδων που είναι παράλληλα προς τον Ισημερινό ονομάζονται *παράλληλοι ή γεωγραφικά πλάτη* (latitudes) (Εικ. 1.1). Ως μηδενικό σημείο αναφοράς των γεωγραφικών πλατών ορίζεται ο Ισημερινός και έτσι η γήινη σφαίρα χωρίζεται σε 90° βόρεια (90° N) και 90° νότια (90° S).

Το στίγμα, δηλαδή η ακριβής θέση μας επάνω στο χάρτη είναι ο συνδυασμός δύο αριθμών (*συντεταγμένων*) από τους οποίους: (α) ο πρώτος δηλώνει το βόρειο ή το νότιο σημείο σε σχέση με τον Ισημερινό και παίρνει τιμές από 0–90°, ενώ ο δεύτερος αριθμός δηλώνει το ανατολικό ή δυτικό σημείο σε σχέση με το μεσημβρινό του Greenwich και παίρνει τιμές από 0–180°.



Εικ. 1.1: Η γήινη σφαίρα με τους μεσημβρινούς και τους παράλληλους.

Μονάδα	Μετατροπή
1 ναυτικό μίλι (NM)	1852 m
1/60°	1 NM = 1852m
1 κόμβος (knot)	1 NM/h = 1.85 km/h

1.2 Υδρογραφικοί Χάρτες (πορτολάνες)

Οι υδρογραφικοί (ναυτικοί) χάρτες αποτελούν μία εξειδικευμένη μορφή των γεωφυσικών χαρτών, οι οποίοι όμως δίνουν ιδιαίτερη έμφαση στο υδάτινο τοπίο. Η χρήση των υδρογραφικών χαρτών προορίζονταν αρχικά αποκλειστικά στη ναυσιπλοΐα, σήμερα όμως χρησιμοποιούνται σε κάθε μορφή δραστηριότητας στο θαλάσσιο περιβάλλον. Η γνώση της χρήσης των χαρτών αυτών είναι απαραίτητη σε όλους όσους ασχολούνται με τη θάλασσα, τόσο για τους ναυτικούς και τους αλιείς, όσο και για τους ωκεανογράφους. Η χρήση των χαρτών αυτών περιλαμβάνει τον προσδιορισμό της θέσης μέσω της ανάγνωσης γεωγραφικών συντεταγμένων, την χάραξη πορειών διαφόρων διευθύνσεων, τον προσδιορισμό του χρόνου ή της ταχύτητας για την προσέγγιση ενός σημείου, την εκτίμηση του βάθους μίας θέσης κλπ.

Οι υδρογραφικοί χάρτες είναι συνήθως χάρτες μικρής κλίμακας, που όμως περιλαμβάνουν τμήματα σε μεγάλη κλίμακα (π.χ. σε προσεγγίσεις λιμένων).

Στους υδρογραφικούς χάρτες συνήθως αποτυπώνονται (Εικ. 1.2):

- η ακτογραμμή και τα φυσικά χαρακτηριστικά της (βραχώδης, αμμώδης, απόκρυμνη, εκβολές ποταμών κλπ),
- η τοπογραφία της χέρσου (ισοϋψείς),
- τα βάθη της θάλασσας σημειωτικά ή με μορφή ισοβαθών καμπυλών, οι οποίες ενώνουν σημεία ίδιου βάθους,

-

Κλίμακα είναι ο λόγος μίας απόστασης στο χάρτη προς την ίδια απόσταση

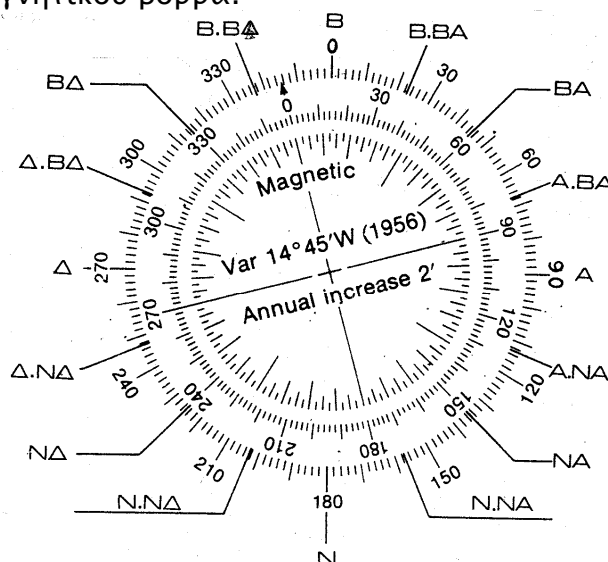
ελαχιστοποιηθούν ή/και μηδενίζονται όταν οι χάρτες αναπαριστούν πολύ μικρές περιοχές. Οι χάρτες μικρής κλίμακας απεικονίζουν μεγάλες περιοχές με μικρή ακρίβεια, ενώ οι χάρτες μεγάλης κλίμακας αναπαριστούν μικρές περιοχές με μεγάλη ακρίβεια.

Η κλίμακα ενός χάρτη αναφέρεται αριθμητικά, για παράδειγμα με τη μορφή 1:100.000 και δηλώνει ότι 1 cm στο χάρτη αντιστοιχεί σε 100.000 cm στην ύπαιθρο ή σε 1.000 m (1 km).

Η κλίμακα αποτυπώνεται επίσης (όχι πάντα) και γραφικά (γραμμική κλίμακα). Στους υπολογισμούς συνηθίζεται να χρησιμοποιείται η γραμμική κλίμακα όπου αυτή υπάρχει. Η γραμμική κλίμακα είναι μία βαθμονομημένη γραμμή, με υποδιαίρεσεις τις πραγματικές αποστάσεις.

Ένα πρώτο της μοίρας (1') κατά τη διεύθυνση Β-N έχει μήκος 1 ναυτικό μίλι.

Στον υδρογραφικό χάρτη συνήθως σημειώνεται το ροδόγραμμα διεύθυνσης (Εικ. 1.3), η ετήσια μεταβολή της απόκλισης του γεωγραφικού και μαγνητικού βορρά, η ημερομηνία κατασκευής του χάρτη με την τότε τιμή απόκλισης γεωγραφικού και μαγνητικού βορρά.



Εικ. 1.3: Ροδόγραμμα διευθύνσεων, στο οποίο φαίνεται η απόκλιση του μαγνητικού από τον γεωγραφικό βορρά και ο ετήσιος ρυθμός μεταβολής της.

1.2.2 Υπολογισμός σημειακού βάθους

Για τον προσδιορισμό του βάθους ενός σημείου πάνω στο χάρτη θα πρέπει (Εικ. 1.4): (α) να είναι γνωστά τα βάθη δύο εκατέρωθεν σημείων και (β) οι θέσεις των τριών σημείων (βαθών) να είναι συγγραμμικές. Στην περίπτωση αυτή ισχύει ο τύπος:

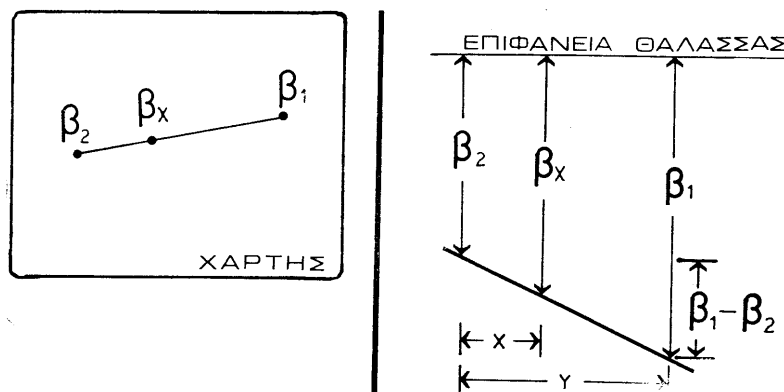
$$\beta x = \beta 2 + (\beta 1 - \beta x) \frac{X}{Y} \quad [m]$$

όπου βx : το ζητούμενο βάθος του νερού σε μέτρα,

$\beta 1, \beta 2$: τα βάθη του νερού εκατέρωθεν της θέσης βx σε μέτρα, με $\beta 1 > \beta 2$,

X : η απόσταση της θέσης β_x από τη θέση του μικρότερου βάθους (β_2) μετρούμενη πάνω στο χάρτη σε εκατοστά (cm),

Y : η απόσταση των δύο θέσεων βάθους β_1 και β_2 μετρούμενη πάνω στο χάρτη σε εκατοστά.



Εικ. 1.4: Γεωμετρική απεικόνιση των παραμέτρων που μετρούνται πάνω στο βυθομετρικό χάρτη για τον υπολογισμό του βάθους.

1.3 Μέθοδοι Προσδιορισμού Θέσης

Ο προσδιορισμός της θέσης στη θάλασσα είναι δυναμικός σε αντίθεση με τη στεριά όπου είναι στατικός. Ο παρατηρητής-πλοίο κινείται είτε γιατί είναι εν πλω είτε γιατί είναι αγκυροβολημένος λόγω της δράσης ρευμάτων, κυμάτων, ανέμων, παλίρροιας.

Η ύπαρξη γνωστών σημείων αναφοράς είναι θεμελιώδης προϋπόθεση για τον προσδιορισμό της θέσης με μετρήσεις γωνιών, διευθύνσεων, αποστάσεων. Μόνο στο δορυφορικό προσδιορισμό θέσης δεν απαιτούνται σημεία αναφοράς. Τα όργανα τα οποία χρησιμοποιούμε για να βρούμε τη θέση μας σε έναν υδρογραφικό χάρτη ή για να χαράξουμε πορείες είναι ο χάρακας, ο διπαραλληλος χάρακας, το τρίγωνο, ο διαβήτης και το μοιρογνωμόνιο.

Η ιδανική μέθοδος προσδιορισμού θέσης είναι αυτή που προσφέρει με απλό και φτηνό σχετικά τρόπο στον χρήστη, ακριβείς μετρήσεις της θέσης του πλοίου σε όλες της θάλασσες, 24 ώρες την ημέρα, ανεξαρτήτως καιρικών συνθηκών.

Οι κυριότερες μέθοδοι προσδιορισμού θέσης είναι τρεις: (α) οι οπτικές, (β) οι ηλεκτρονικές (ραδιοεντοπισμός) και (γ) οι δορυφορικές.

1.3.1 Οπτικές μέθοδοι

Απαραίτητη προϋπόθεση για τη χρήση τους είναι η οπτική επαφή με την ακτή, λόγος για τον οποίο περιορίζονται σε μικρής κλίμακας υδρογραφικές έρευνες. Οι κυριότερες οπτικές μέθοδοι προσδιορισμού είναι: (i) η πυξίδα, (ii) ο εξάντας και (iii) ο θεοδόλιχος (ταχύμετρο).

1.3.2 Ηλεκτρονικές (ραδιομετρικές) μέθοδοι

Ο προσδιορισμός της θέσης γίνεται με μετρήσεις αποστάσεων ή διαφορών αποστάσεων μέσω ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων (παλμικών σημάτων) που εκπέμπονται από σταθμούς που βρίσκονται σε γνωστά σημεία της χέρσου ή στο πλοίο. Οι κυριότερες μέθοδοι που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό των αποστάσεων είναι η μέτρηση (α) του χρόνου διάδοσης του παλμικού σήματος και (β) της διαφοράς φάσης των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων.

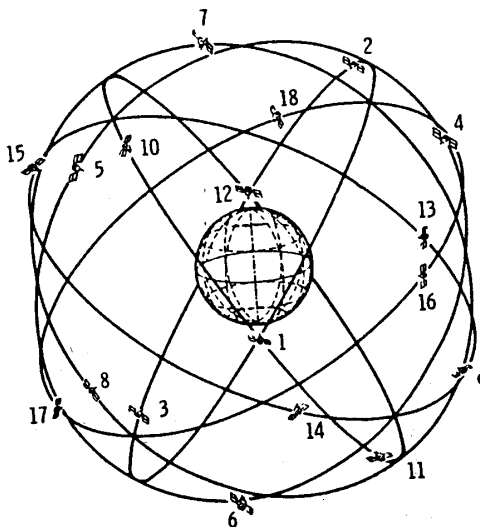
Τα σημαντικότερα ηλεκτρονικά συστήματα είναι το κυκλικό (Trisponder), το υπερβολικό (LORAN) και το σύστημα Radar.

1.3.3 Δορυφορικές μέθοδοι

Οι δορυφορικές μέθοδοι διακρίνονται στα συστήματα στα οποία ο καθορισμός του στίγματος στηρίζεται (α) στη μεταβολή της συχνότητας των εκπεμπόμενων, από ένα δορυφόρο, σημάτων και (β) στον υπολογισμό των αποστάσεων του δέκτη από τρεις τουλάχιστον διαφορετικούς δορυφόρους. Στην πρώτη περίπτωση ανήκει το σύστημα NAVSAT/TRANSIT που αποτέλεσε την πρώτη γενιά δορυφορικών συστημάτων και πλέον έχει πλήρως αντικατασταθεί, ενώ στη δεύτερη περίπτωση ανήκει το G.P.S. (Global Positioning System).

1.3.3.1 Δορυφορικό Σύστημα G.P.S.

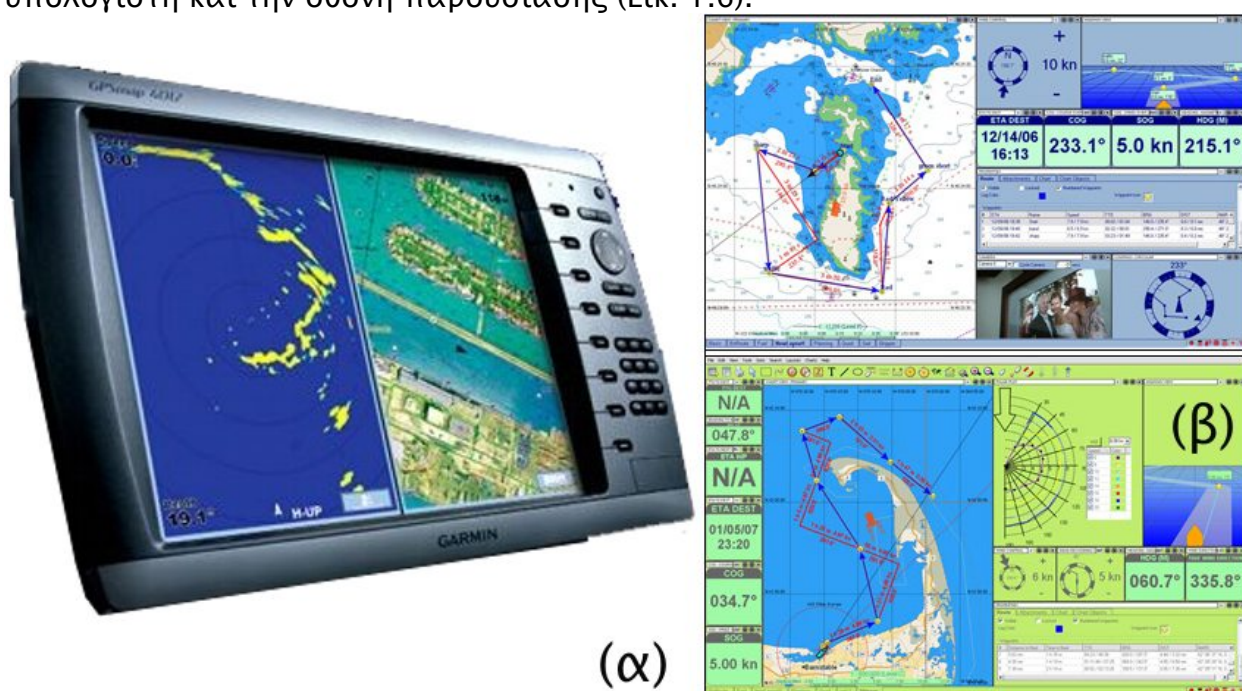
Τα συστήματα αυτά είναι ιδιαίτερα δημοφιλή διότι είναι ακριβή, εύχρηστα και δίνουν το στίγμα σε οποιοδήποτε σημείο του κόσμου, σε οποιαδήποτε στιγμή όλο το 24ωρο ανεξαρτήτως καιρικών συνθηκών. Αποτελείται από 24 δορυφόρους, εκ των οποίων 21 είναι ενεργοί και 3 αναπληρωματικοί (τίθενται σε λειτουργία σε περίπτωση βλάβης των άλλων). Οι δορυφόροι περιστρέφονται γύρω από τη γη σε ύψος περίπου 20.000 km και ολοκληρώνουν μία πλήρη περιστροφή σε 12 ώρες, ενώ βάση της διάταξης τους επιτυγχάνεται ομοιόμορφη παγκόσμια κάλυψη (Εικ. 1.5).



Εικ. 1.5: Δορυφορικές τροχιές συστήματος G.P.S.

Η σωστή λειτουργία του συστήματος ελέγχεται από 5 επίγειους σταθμούς, σκοπός των οποίων είναι (α) ο έλεγχος και η πρόβλεψη των τροχιών των δορυφόρων, με παρατηρήσεις προς αυτούς και συλλογή μετεωρολογικών στοιχείων και (β) η αποστολή οδηγιών (από 3 σταθμούς) για διορθώσεις χρόνου, τροχιακών κινήσεων, οδηγιών τηλεμετρίας. Οι θέσεις των σταθμών είναι γνωστές με μεγάλη ακρίβεια. Ο κεντρικός σταθμός βρίσκεται στο COLORADO SPRINGS, δέχεται και αναλύει στοιχεία από τους υπόλοιπους 4 σταθμούς και αντικαθιστά δορυφόρους όταν αυτό κριθεί αναγκαίο.

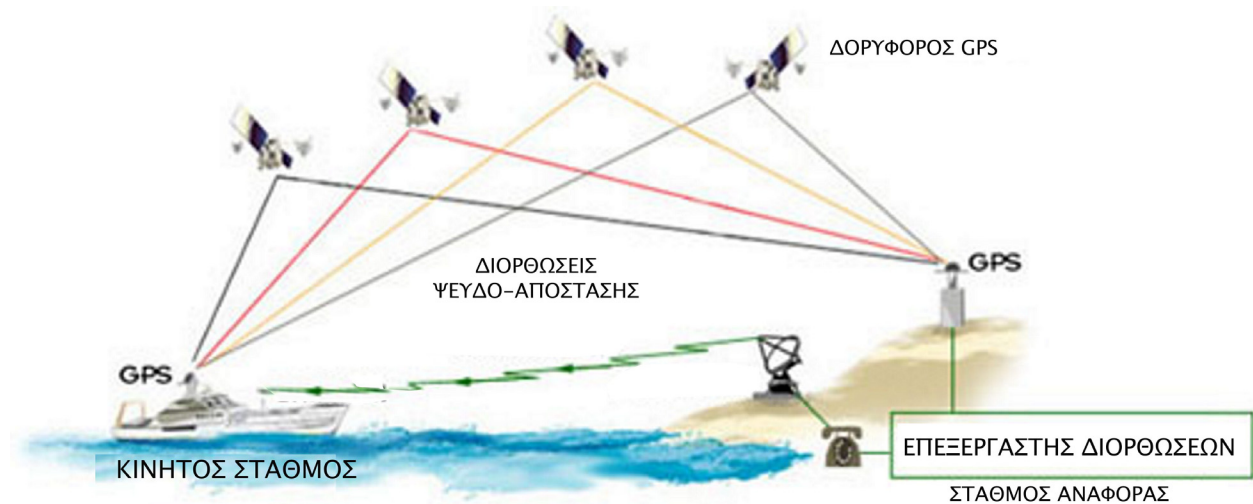
Οι δέκτες των G.P.S. που βρίσκονται πάνω στο πλοίο αποτελούνται συνήθως από 4 ξεχωριστές μονάδες: την κεραία, τον κυρίως δέκτη, τον υπολογιστή και την οθόνη παρουσίασης (Εικ. 1.6).



Εικ. 1.6: Κύριος δέκτης με ενσωματωμένο υπολογιστή και οθόνη παρουσίασης(α), και μορφές οθόνης παρουσίασης μέσα από το menu του δέκτη (β).

1.3.3.2 Διαφορικό G.P.S.

Το διαφορικό G.P.S. χρησιμοποιεί τα ίδια όργανα με το G.P.S. και επιπλέον ένα σταθμό χέρσου, που ονομάζεται και σταθμός αναφοράς. Ο σταθμός αυτός είναι ένας πομποδέκτης του οποίου οι συντεταγμένες είναι ορισμένες με απόλυτη ακρίβεια και τοποθετείται σε απόσταση έως και 500 km από την πορεία κίνησης του σκάφους(Εικ. 1.7).



Εικ. 1.7: Διαφορικό δορυφορικό σύστημα (D.G.P.S.).

Άσκηση 1.1

Ποια είναι η κλίμακα του παρακάτω χάρτη.

Να προσδιοριστεί η θέση του πλοίου πάνω στο χάρτη με συντεταγμένες $38^{\circ}54'40''$ Β και $23^{\circ}13'05''$ Α (θέση 1). Να εκτιμηθεί το βάθος στη θέση αυτή.

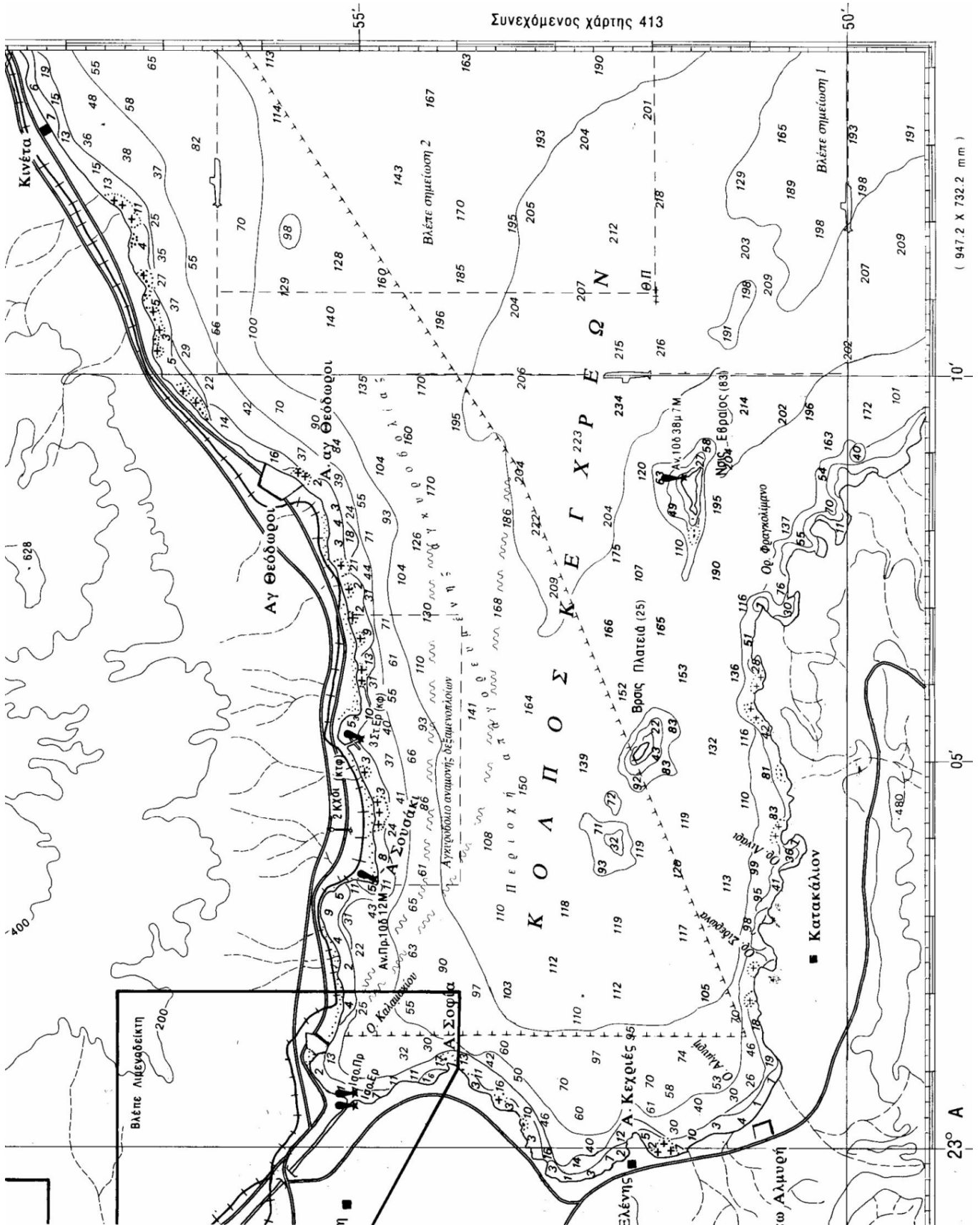
Από την παραπάνω θέση να χαραχθεί πορεία με διεύθυνση ΝΝΔ. Ποια θα είναι η θέση του πλοίου (θέση 2) μετά από μισή ώρα, αν η ταχύτητα του είναι 8 κόμβοι?

Να προσδιοριστούν οι συντεταγμένες της νέας θέσης.

Να καθοριστεί η διεύθυνση της πορείας του σκάφους από τη δεύτερη θέση προς τη νησίδα Εβραίο καθώς και ο χρόνος που θα χρειαστεί για να το προσεγγίσει αν η ταχύτητα του αυξηθεί κατά 10%.

Να βρεθεί η θέση του πλοίου πάνω στο χάρτη με τις παρακάτω αναγνώσεις γεωγραφικών αζιμουθίων (θέση 3): από το σημείο Α 300° , από το σημείο Β 350° , από το σημείο Γ 30° . Να προσδιοριστούν οι συντεταγμένες της θέσης αυτής.

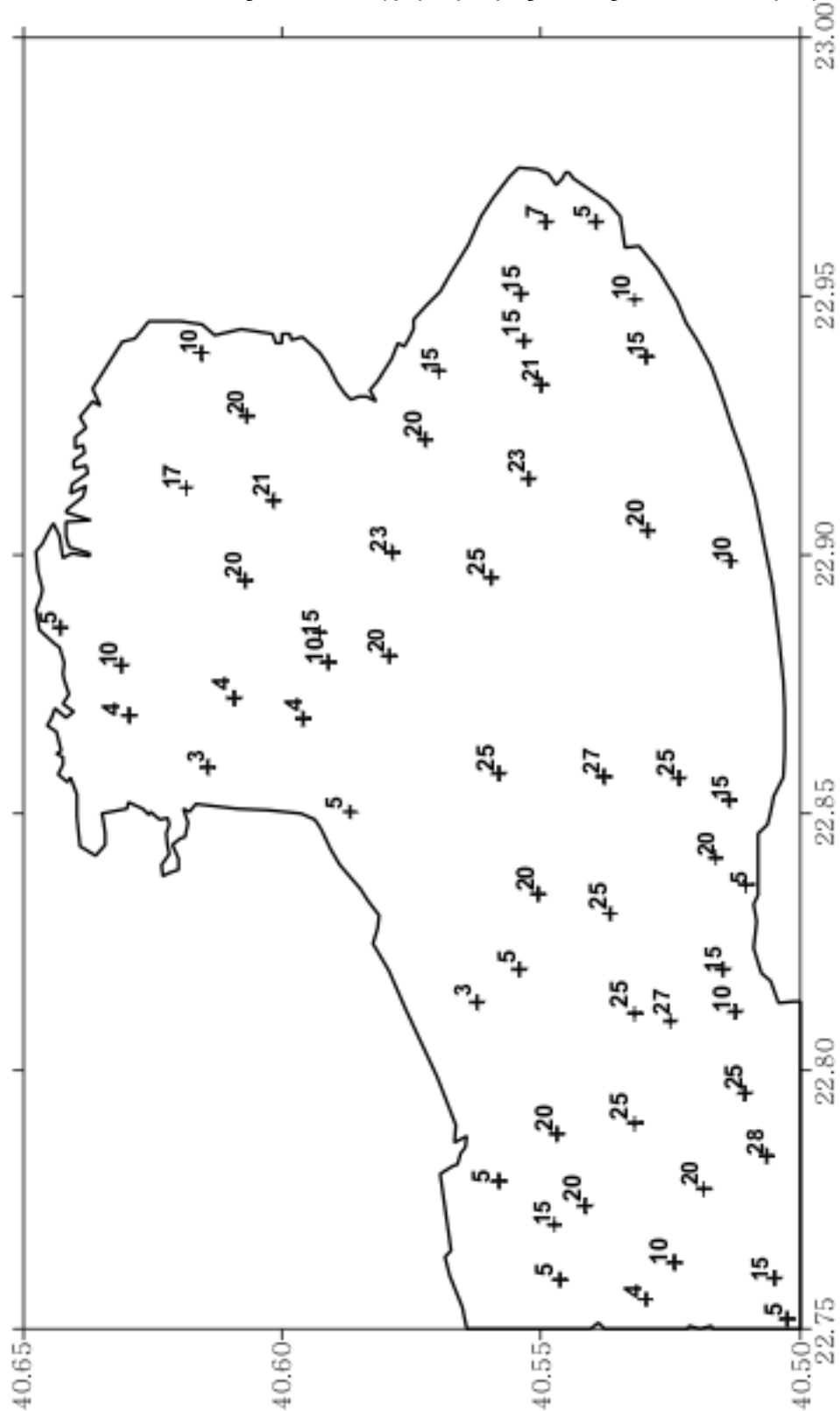
Να προσδιοριστεί η θέση του πλοίου στο χάρτη (θέση 4), όταν από μετρήσεις με χρήση Radar βρέθηκε ότι απέχει: από το σημείο Β 5km, από το σημείο Δ 3km και από το σημείο Ε 2.7km. Να προσδιοριστούν οι συντεταγμένες της νέας θέσης. Προς ποια διεύθυνση και με τι γεωγραφικό αζιμούθιο κινήθηκε το σκάφος από τη θέση 3 προς τη θέση 4;



Άσκηση 1.2

Στον χάρτη έχουν σημειωθεί σημεία βυθομετρήσεων με την τιμή του βάθους που προσδιορίστηκε για κάθε θέση.

Ζητείται να σχεδιαστούν οι ισοβαθείς 5, 10, 15, 20 και 25m καθώς και να προστεθούν οι τίτλοι των αξόνων του χάρτη (οριζώντιος και κατακόρυφος).

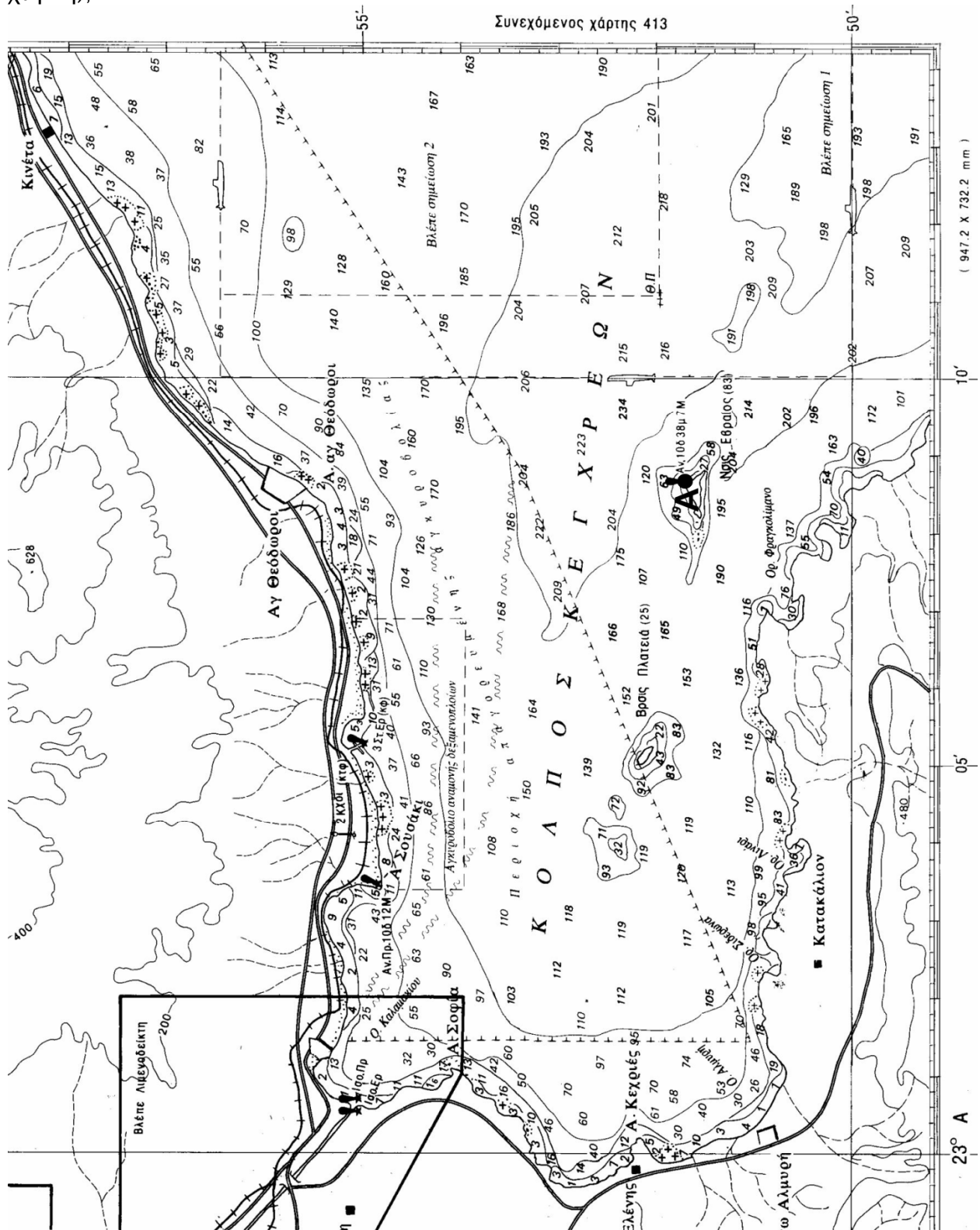


Άσκηση 1.3

Ποια είναι η κλίμακα του παρακάτω χάρτη.

Να προσδιοριστεί η θέση του πλοίου πάνω στο χάρτη με συντεταγμένες $38^{\circ}54'40''$ Β και $23^{\circ}13'05''$ Α (θέση 1). Να εκτιμηθεί το βάθος στη θέση αυτή.

Σε ποια απόσταση (σε μέτρα) βρίσκεται το πλοίο από τη νήσο Εβραίος (θέση Α στο χάρτη);

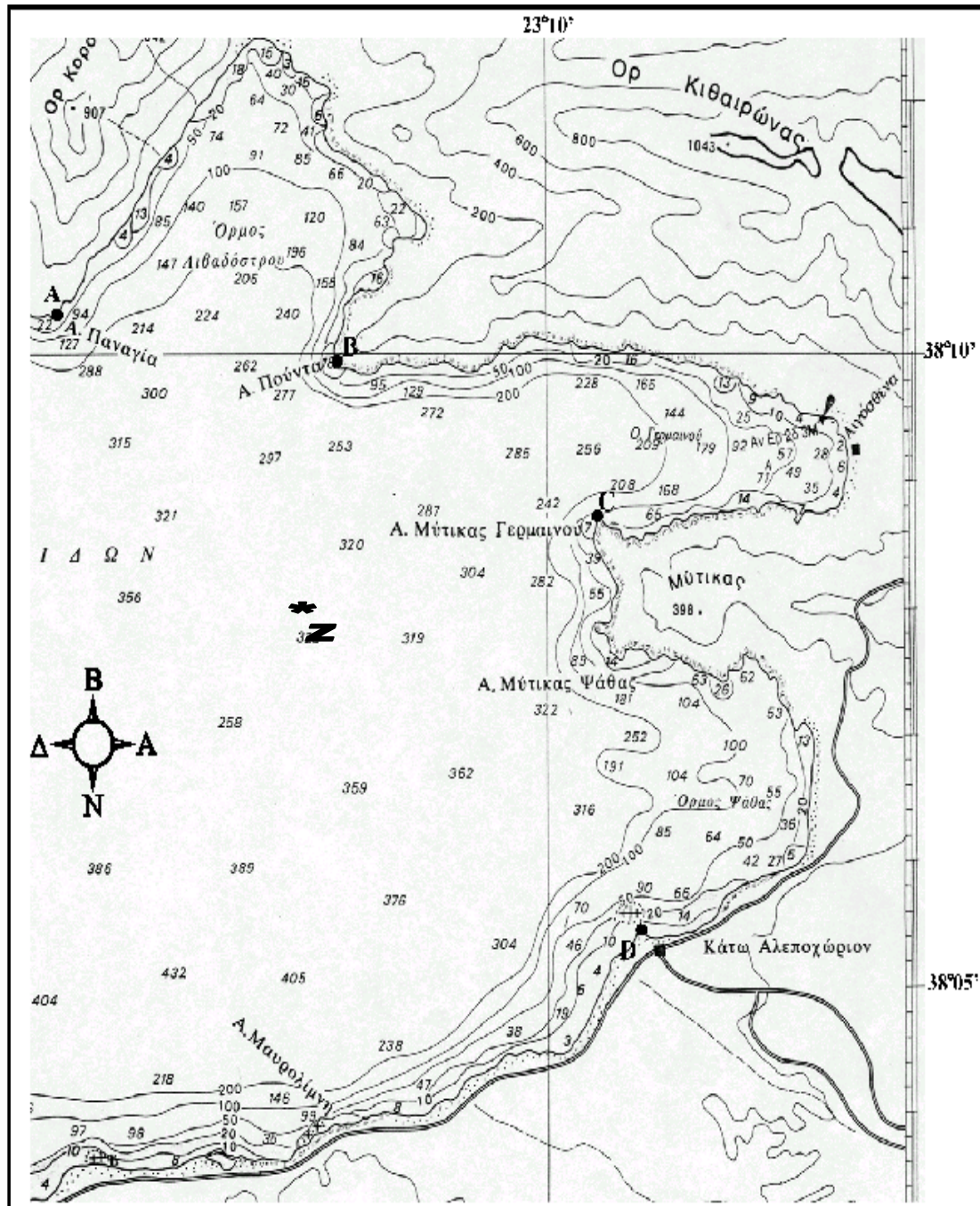


Άσκηση 1.4

Στον παρακάτω χάρτη προσδιορίστε:

(α) Την κλίμακά του.

(β) Ποια είναι η απόσταση της θέσης Z από το σημείο A (σε μέτρα) και με τι διεύθυνση πρέπει να κινηθεί το σκάφος από τη θέση Z για να προσεγγίσει το σημείο A;



2. ΒΥΘΟΜΕΤΡΙΑ – ΗΧΟΒΟΛΙΣΤΙΚΕΣ ΣΥΣΚΕΥΕΣ

2.1 Μέθοδοι Προσδιορισμού Βάθους

Ο προσδιορισμός του βάθους μπορεί να γίνει με (α) χρήση βολίδας ή βολιστικού κόντου, (β) μεθόδους τηλεπισκόπησης και (γ) ηχοβολιστικές συσκευές, οι οποίες αποτελούν τη συνηθέστερη μέθοδο και αναλύονται λεπτομερέστερα παρακάτω.

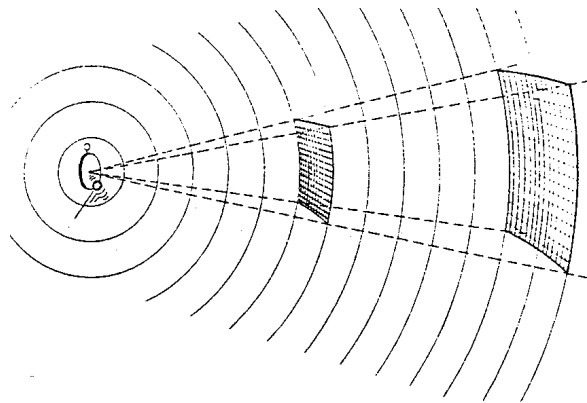
(α) Η μέθοδος της βολίδας και του βολιστικού κόντου χρησιμοποιούνται για τη μέτρηση, κυρίως, αβαθών περιοχών. Η βολίδα συνίσταται από μία λεπτή βαθμονομημένη αλυσίδα που στο άκρο της προσδένεται βάρος συνήθως 3 κιλών. Ο βολιστικός κόντος είναι μία ξύλινη ράβδος διαμέτρου περίπου 6 cm και μήκους 4 m, στον οποίο έχουν σημειωθεί υποδιαίρεσεις με διαφορετικό χρωματισμό. Στη βάση του τοποθετείται συνήθως ένας μεταλλικός δίσκος διαμέτρου 30 cm.

(β) Οι μέθοδοι τηλεπισκόπησης εφαρμόζονται από αεροπλάνα ή δορυφόρους και ελέγχουν τα χαρακτηριστικά ακτινοβολίας (του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος) των διαφόρων αντικειμένων.

- Φωτοβυθομετρία. Ο προσδιορισμός του βάθους γίνεται με τη λήψη αεροφωτογραφιών με φωτογραφικές μεθόδους. Σε ευνοϊκές συνθήκες, καθαρής ατμόσφαιρας και διαυγούς θάλασσας είναι δυνατή η μέτρηση βαθών έως και 30 m.
- Βυθομετρία από δορυφορικές φωτογραφίες. Πρόκειται για φωτογραφίες από δορυφόρους της κατηγορίας LANDSAT. Είναι δυνατή η μέτρηση του βάθους έως και 40 m με ακρίβεια 10%.
- Βυθομετρία με ακτίνες λέιζερ. Παλμοί λέιζερ εκπέμπονται από αεροσκάφος και ανακλώνται από τον πυθμένα. Το βάθος υπολογίζεται μέσω του χρόνου διάδοσης του παλμού. Με τη μέθοδο αυτή έχει καταστεί δυνατή η μέτρηση του βάθους έως και 50 m με ακρίβεια της τάξης των 0.3 m.

2.2 Στοιχεία Διάδοσης του Ήχου στο Θαλάσσιο Περιβάλλον

Η ηχητική ή ακουστική ενέργεια χρησιμοποιείται ευρέως στην ωκεανογραφία για την αποτύπωση των χαρακτηριστικών του πυθμένα (βάθος, μορφολογία, δομή) εξαιτίας του ότι ο ήχος υφίσταται περιορισμένες απώλειες λόγω απορροφήσεων στην υδάτινη στήλη, σε αντίθεση (για παράδειγμα) με την ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία. Η ηχητική ενέργεια διαχέεται προς όλες τις διευθύνσεις και η επιφάνεια που καταλαμβάνει αυξάνει εκθετικά με την απόσταση (Εικ. 2.1).



Εικ. 2.1: Αύξηση της έκτασης που καταλαμβάνεται από τον ήχο όσο απομακρυνόμαστε από την ακουστική πηγή.

Μεγέθη που χαρακτηρίζουν τα ηχητικά κύματα είναι το μήκος του ηχητικού κύματος (ή μήκος παλμού), η συχνότητα, η περίοδος και η ταχύτητα του ήχου. Η ένταση του ηχητικού κύματος (ακουστική ενέργεια / μονάδα επιφανείας) μειώνεται (α) με την απόσταση από την ηχητική πηγή και (β) με την ανάπτυξη δυνάμεων τριβής στο μέσο μετάδοσης και την ανάλογη απορρόφηση ενέργειας και μετατροπής της σε θερμότητα. Η απορρόφηση ακουστικής ενέργειας εξαρτάται από μία ποικιλία φυσικών (θερμοκρασία, αλατότητα, πίεση) και χημικών παραγόντων.

Η μονάδα μέτρησης του ήχου είναι το *decibel (dB)*, το οποίο μετρά την ισχύ ή ένταση του ήχου ως προς μία ισχύ ή ένταση αναφοράς.

Ο ήχος ανακλάται και διαθλάται (reflection and refraction) καθώς διαδίδεται από ένα μέσο σε άλλο με διαφορετικές ιδιότητες (πυκνότητα και ελαστικότητα). Η ανάκλαση για παράδειγμα είναι έντονη στις διαχωριστικές επιφάνειες αέρα/νερού και νερού/πυθμένα, σε φουσαλίδες αέρα στην υδάτινη στήλη και κάτω από τον πυθμένα, σε στρώματα της υδάτινης στήλης λόγω διαφορών κυρίως θερμοκρασίας και αλατότητας, αλλά και της έντονης παρουσίας πλαγκτόν ή αιωρούμενου ιζήματος. Ο ήχος περιθλάται (diffraction) όταν προσπέσει με μεμονωμένα σημεία (π.χ. βράχος, θέση απότομης μεταβολής κλίσης πυθμένα), οπότε το σημείο πρόσπτωσης λειτουργεί ως σημειακή πηγή ενέργειας και μεταδίδει τον ήχο προς όλες τις διευθύνσεις.

2.3 Ηχοβολιστικές Συσκευές/Βυθόμετρα (echo-sounders)

Η συνηθέστερη μέθοδος προσδιορισμού βάθους είναι με τη χρήση οι ηχοβολιστικών συσκευών ή βυθομέτρων. Ο υπολογισμός του βάθους γίνεται με τη μέτρηση του χρόνου που απαιτείται για να διανύσει ο ήχος την απόσταση από τον πομπό της συσκευής μέχρι τον πυθμένα και την επιστροφή του στον δέκτη (συνήθως είναι ίδιος με τον πομπό του ηχοβολιστή).

Συνεπώς το βάθος (d) δίνεται από τη σχέση:

$$2d = C \cdot t \quad \Rightarrow \quad d = \frac{C \cdot t}{2} \quad [m]$$

όπου C : η ταχύτητα του ήχου στο νερό και

t : ο χρόνος μεταξύ εκπομπής και λήψης του ηχητικού κύματος.

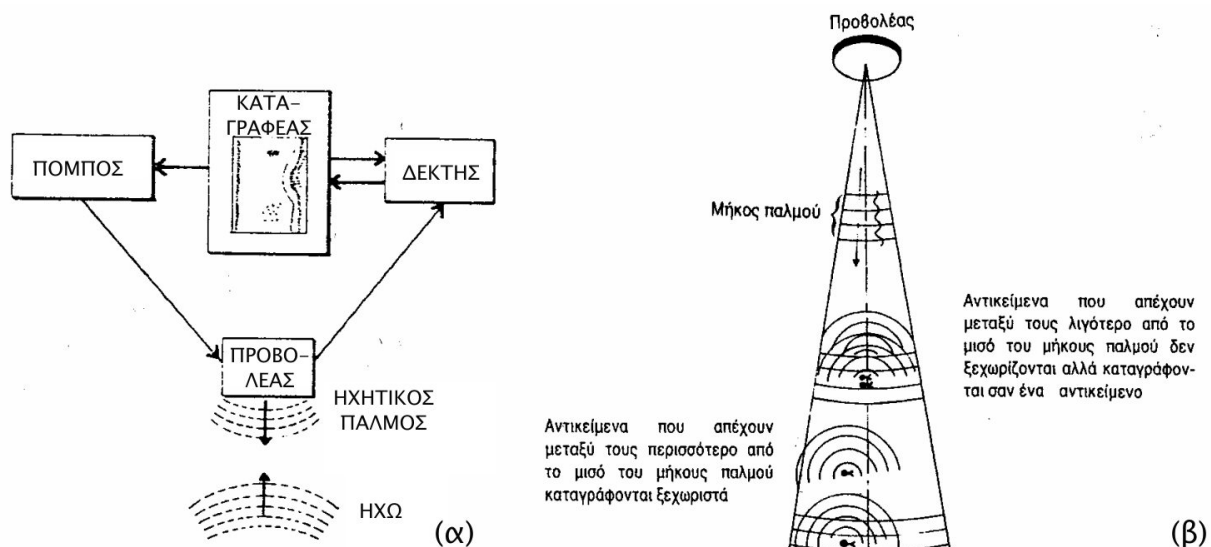
Οι ηχοβολιστικές συσκευές αποτελούνται από 4 βασικές μονάδες: τη γεννήτρια παλμών (transmitter), έναν ημιπλωτό πομπό/δέκτη (transducer), τον δέκτη/ενισχυτή (receiver/amplifier) και τη μονάδα καταγραφής (recorder) (Εικ. 2.2).



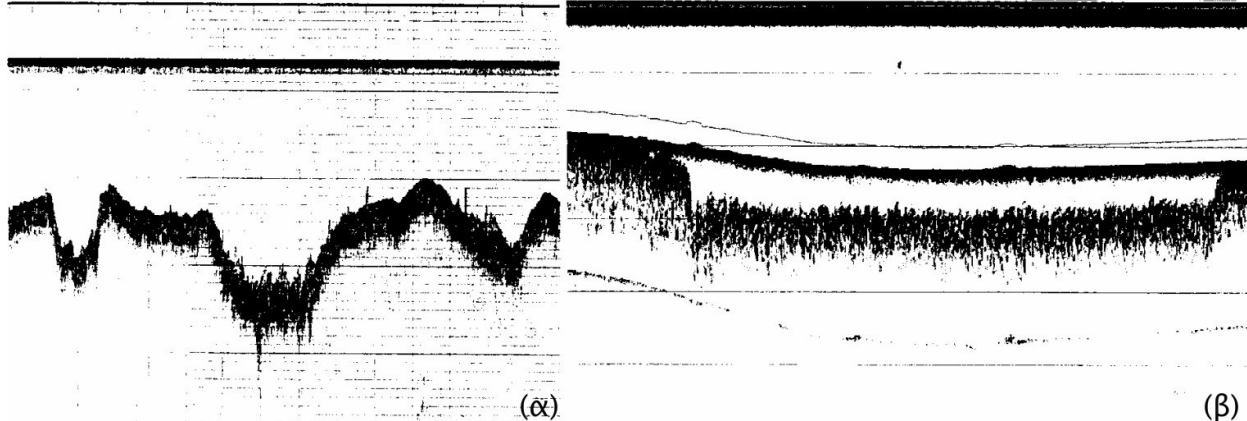
Εικ. 2.2: (α) Μονάδα καταγραφής (με ενσωματωμένη γεννήτρια παλμών) και (β) διάφοροι τύποι πομποδεκτών.

Η γεννήτρια παλμών δημιουργεί έναν ηλεκτρικό παλμό με συγκεκριμένα χαρακτηριστικά (συχνότητα, μήκος παλμού, ισχύς). Ο πομποδέκτης μετατρέπει τον ηλεκτρικό παλμό σε ηχητικό κύμα, εκπέμπει και προσλαμβάνει (αφού ανακλαστεί) την ηχητική ενέργεια και την μετασχηματίζει ξανά σε ηλεκτρική ενέργεια. Ο δέκτης/ενισχυτής ενισχύει τα ασθενή ηλεκτρικά σήματα ανάλογα με το χρόνο λήψης τους και τελικά οι ηλεκτρικοί παλμοί αποτυπώνονται στην καταγραφική μονάδα (Εικ. 2.3α) με τη μορφή ηχογραμμάτων (Εικ. 2.4).

Τα βυθομετρικά προφίλ (ηχογράμματα) είναι παραμορφωμένα λόγω ανισοτιμίας μεταξύ οριζόντιας και κατακόρυφης κλίμακας (Εικ. 2.4α), η οποία οφείλεται στη μικρότερη ταχύτητα εκτύλιξης του καταγραφικού χαρτιού σε σχέση με την ταχύτητα του πλοίου.



Εικ. 2.3: (α) Κύρια μέρη βυθόμετρου και (β) κατευθυντικότητα της ηχητικής δέσμης.



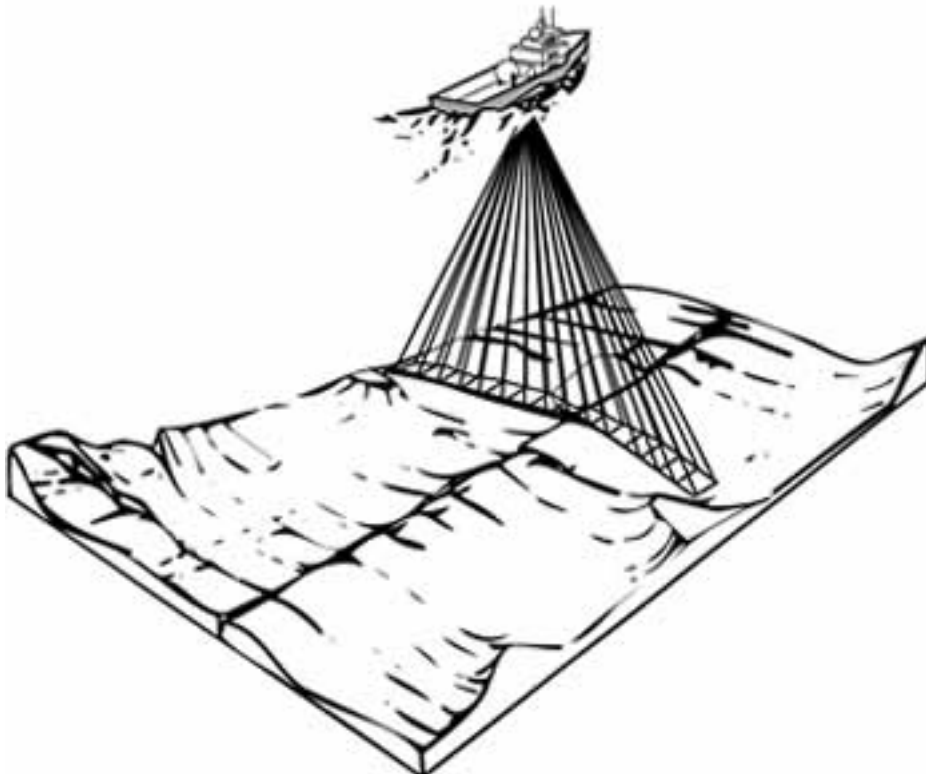
Εικ. 2.4: Ηχογράμματα στα οποία παρουσιάζονται (α) οι αυξημένες τοπικά κλίσεις λόγω ανισοτιμίας μεταξύ οριζόντιας και κατακόρυφης κλίμακας και (β) τοπική διείδυση του ήχου κάτω από τον πυθμένα λόγω της παρουσίας ενός επιφανειακού πολύ υδαρούς στρώματος.

Η ακρίβεια και κατ' επέκταση η ποιότητα των ηχοβολιστικών συσκευών εξαρτάται από τη διακριτική τους ικανότητα. **Διακριτική ικανότητα** (resolution) είναι η ελάχιστη απόσταση μεταξύ δύο σημείων, τα οποία μπορούν να αναγνωριστούν και να καταγραφούν από τα ηχητικά κύματα ως μεμονωμένα. Η διακριτική ικανότητα εξαρτάται (i) από το μήκος του παλμού, (ii) το εύρος της εκπεμπόμενης ηχητικής δέσμης (κατευθυντικότητα), (iii) τη γωνία πρόσπτωσης του ηχητικού σήματος, (iv) την ποιότητα του καταγραφικού μηχανισμού, (v) τις ιδιότητες του επιπέδου ανάκλασης και (vi) την ταχύτητα του σκάφους. Το εύρος (άνοιγμα) της ηχητικής δέσμης πρέπει να είναι όσο το δυνατόν στενότερο (ανάλογα με το βάθος) διότι η ηχοβολιστική συσκευή μετρά τη συντομότερη και όχι την κατακόρυφη απόσταση μεταξύ πομποδέκτη - πυθμένα. Η συγκέντρωση της ηχητικής ενέργειας σε ένα ορισμένο εύρος (συγκεκριμένης διεύθυνσης) ονομάζεται **κατευθυντικότητα** (directivity) και έχει τη μορφή κώνου (Εικ. 2.3β).

Τα σύγχρονα βυθόμετρα έχουν τη δυνατότητα να συνεργάζονται με το δορυφορικό σύστημα προσδιορισμού θέσης (GPS) του σκάφους και σε συνδυασμό με τις πληροφορίες που έχουν αποθηκευμένες σε ειδικές δισκέτες (για τη γενική μορφολογία, βυθομετρία και σύσταση του βυθού) να δημιουργούν πραγματικούς χάρτες του βυθού στις περιοχές έρευνας. Επιπλέον, μπορούν να αναπαριστούν σε τρισδιάστατη απεικόνιση τη μορφολογία του πυθμένα, να εμφανίζουν τη θέση και την πορεία του σκάφους στην επιφάνεια της θάλασσας, αλλά και να την κίνηση ενός αλιευτικού σκάφους (πχ μηχανότρατας) πάνω στο βυθό. Τα στοιχεία ορισμένων βυθομέτρων δίνουν πληροφορίες και για την ποιότητα του βυθού (λάσπη, άμμος, βράχος).

2.3.1 Ηχοβολιστικά συστήματα πολλαπλής ηχητικής δέσμης (multi-beam echo-sounders)

Τα συστήματα αυτά εκπέμπουν ταυτόχρονα πολλές ηχητικές δέσμες εκατέρωθεν του άξονα κίνησης του πλοίου με συνέπεια τον προσδιορισμό του βάθους ισάριθμων σημείων. Έτσι με την κίνηση του σκάφους και τη συνεχή εκπομπή κυμάτων πολλαπλής ηχητικής δέσμης επιτυγχάνεται η βυθομέτρηση όχι μίας γραμμής αλλά μίας ολόκληρης ζώνης (Εικ. 2.5).



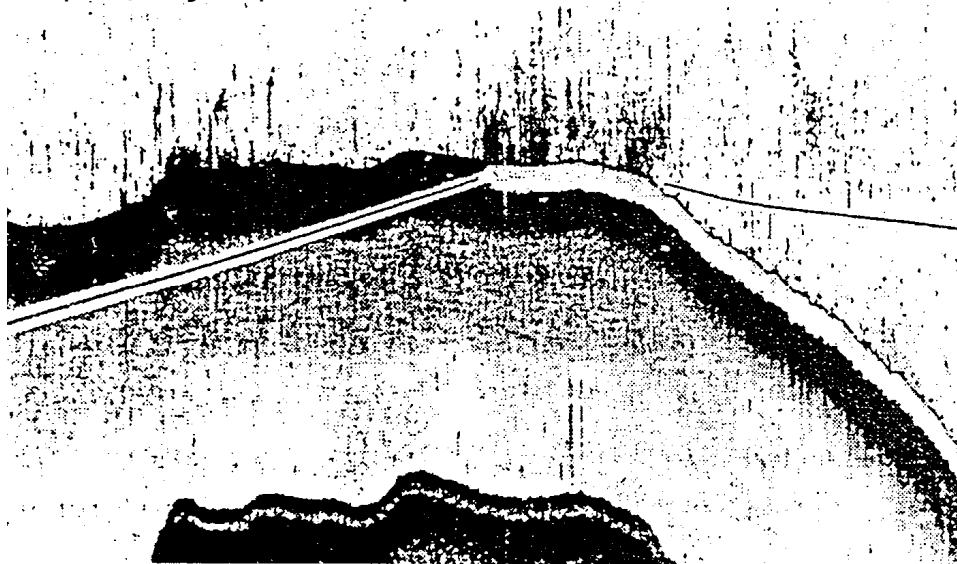
Εικ. 2.5: Σχηματική αναπαράσταση της λειτουργίας ηχοβολιστικού μηχανήματος πολλαπλής ηχητικής δέσμης.

2.3.2 Ιχθυοανιχνευτικά βυθόμετρα (fishing echo-sounders)

Η σημαντικότερη εφαρμογή των ηχοβολιστικών μεθόδων στην αλιεία είναι η ιχθυοανίχνευση με τη χρήση ιχθυοανιχνευτικών βυθόμετρων, η αποτελεσματικότητα των οποίων ελέγχεται απόλυτα από τη διακριτική τους ικανότητα. Το μήκος του παλμού ελέγχει με τη σειρά του σε μεγάλο βαθμό την κατακόρυφη διακριτική ικανότητα του ιχθυοανιχνευτικού βυθόμετρου. Το μήκος παλμού ενός βυθόμετρου μπορεί να είναι 1ms, ενώ για την ιχθυοανίχνευση χρησιμοποιείται συνήθως παλμός 0.1ms. Τα ψάρια καταγράφονται συνήθως είτε ως μεμονωμένοι στόχοι (άτομα ψαριών) είτε ως συγκεντρώσεις (κοπάδια) ψαριών.

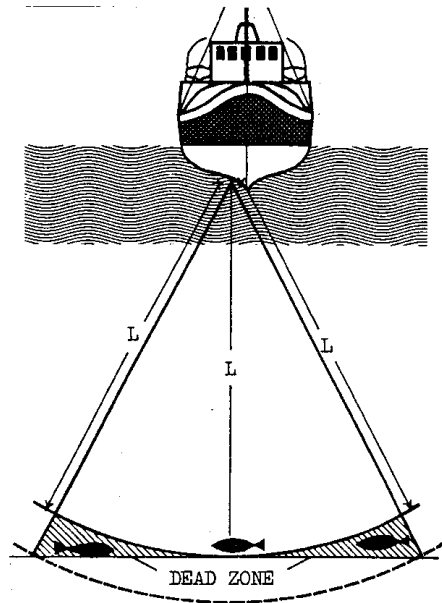
Σημαντικά προβλήματα στην ιχθυοανίχνευση αποτελούν ο εντοπισμός των ψαριών κοντά στην επιφάνεια του πυθμένα και συγκεκριμένα το ελάχιστο ύψος που μπορούν να βρίσκονται πάνω από αυτόν ώστε να εντοπιστούν, όπως και η σχετική τους θέση ως προς τον κύριο άξονα της δέσμης (φαινόμενο της νεκρής ζώνης).

Η παρουσία ιχθυοπληθυσμών κοντά στην επιφάνεια του πυθμένα έχει ως συνέπεια τη δύσκολη διάκριση τους σε σχέση με αυτόν (είναι δυνατόν να θεωρηθούν μορφολογικές εξάρσεις). Η τοποθέτηση ειδικού φίλτρου στους δέκτες, το οποίο αποκόπτει τις ισχυρές ανακλάσεις που προέρχονται από τον πυθμένα, έχει ως αποτέλεσμα την εμφάνιση μίας λευκής ή γκρί γραμμής στη θέση της επιφάνειας του πυθμένα, με συνέπεια την καταγραφή ασθενέστερων ανακλάσεων από ιχθυοπληθυσμούς πλησίον του βυθού (Εικ. 2.6).



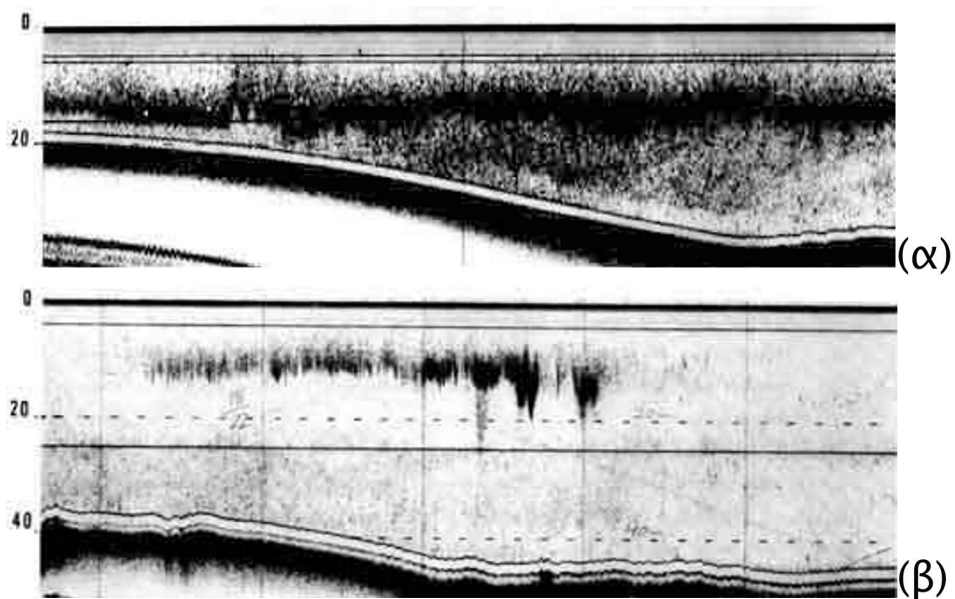
Εικ. 2.6: Καταγραφή ιχθυοανιχνευτικού βυθόμετρου στην οποία παρουσιάζεται "λευκή γραμμή" μόνο κατά το ήμισυ της (δεξιά). Στο τμήμα αυτό της καταγραφής είναι εύκολη η αναγνώριση των ιχθυοπληθυσμών σε αντίθεση με το αριστερό τμήμα της καταγραφής όπου οι ιχθυοπληθυσμοί μπορούν να θεωρηθούν και τμήμα του πυθμένα.

Το πρόβλημα της νεκρής ζώνης προκύπτει εξαιτίας του εύρους της ηχητικής δέσμης και έχει ως συνέπεια στόχοι (ψάρια) που βρίσκονται στην άκρη της δέσμης να υπερκαλύπτονται από ισχυρότερες ανακλάσεις που προέρχονται από το κεντρικό τμήμα της περιοχής ανάκλασης, το οποίο βρίσκεται πιο κοντά στον πομποδέκτη (Εικ. 2.7).



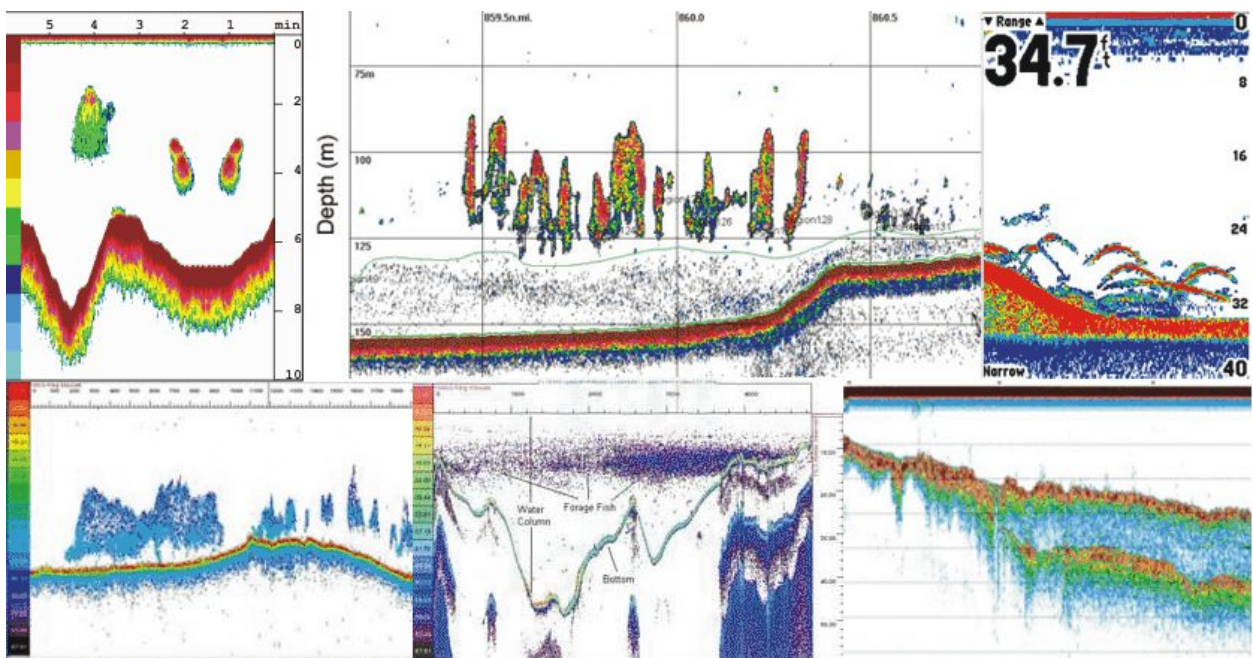
Εικ. 2.7: Φαινόμενο της "νεκρής ζώνης" (dead zone).

Η σχέση της πυκνότητας ενός κοπαδιού με τη διακριτική ικανότητα του βυθομέτρου είναι σημαντική όσον αφορά στη μορφή που παρουσιάζει ο στόχος στην καταγραφή. Όταν η απόσταση μεταξύ των ατόμων (ψαριών) είναι μικρότερη από τη διακριτική ικανότητα του οργάνου τότε το κοπάδι καταγράφεται με τη μορφή ενός **στρώματος** (layer). Είναι δυνατό να εντοπιστούν πολλά μεταβατικά στάδια από στρώματα με διάσπαρτα άτομα έως τα πυκνά ίχνη κοπαδιών. Ένα κοινό χαρακτηριστικό του στρωματοειδούς τύπου καταγραφής κοπαδιών είναι η παρουσία ατομικευμένων στόχων τόσο στην οροφή όσο και στη βάση του στρώματος (Εικ. 2.8α).



Εικ. 2.8: Καταγραφή κοπαδιού με τη μορφή (α) στρώματος και με παρουσία ορισμένων ατομικευμένων στόχων στην οροφή και στη βάση του στρώματος και (β) συνόλου ατομικευμένων ιχνών.

Σημειώνεται ότι υπάρχει μία μεγάλη ποικιλία τύπων ιχνών (echo-types) με τα οποία καταγράφονται τα άτομα των ψαριών ή/και τα κοπάδια, σε καταγραφές βυθομέτρων διαφόρων τύπων (Εικ. 2.9).



Εικ. 2.9: Χαρακτηριστικοί τύποι καταγραφής κοπαδιών σε ιχθυοανιχνευτικά βυθόμετρα.

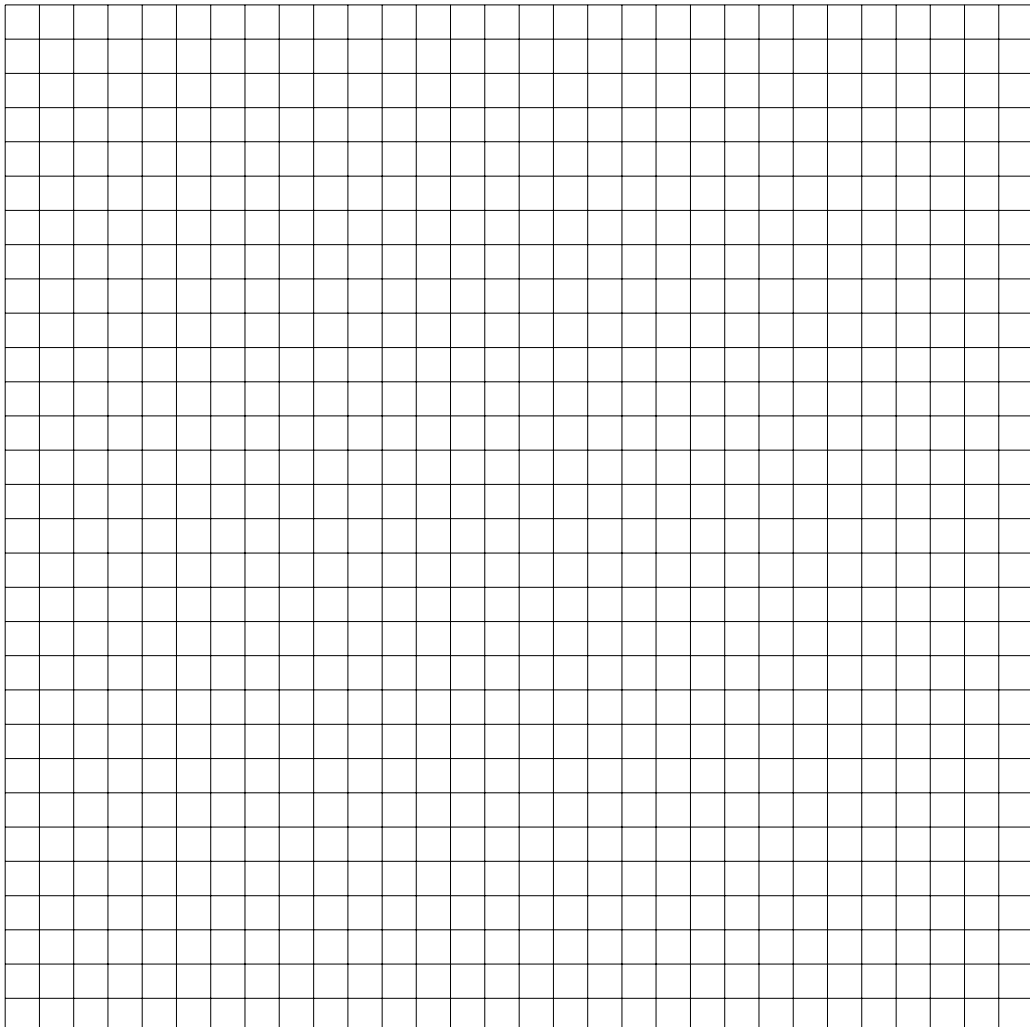
Στα σύγχρονα ιχθυοανιχνευτικά βυθόμετρα είναι δυνατό να επιλέξουμε την κατάλληλη συχνότητα, ισχύ, ενίσχυση σήματος, διαιρούμενες δέσμες και οτιδήποτε άλλο κρίνεται απαραίτητο για να “δημιουργήσουμε” το σύστημα

ανίχνευσης ψαριών που ανταποκρίνεται ακριβώς στις ανάγκες της έρευνας ή της εργασίας μας (για τον διαχωρισμό και την αναγνώριση των διαφόρων ψαριών). Τα υψηλής απόδοσης βυθόμετρα είναι πολύ μεγάλης ευαισθησίας και έχουν δυνατότητα βαθιάς ανίχνευσης, (μεγαλύτερο από 1000 μέτρα). Επιπλέον, η ενίσχυση του σήματος μπορεί να ρυθμιστεί έτσι ώστε να είναι ανεξάρτητη για ψάρι, κοπάδι ή για τον πυθμένα. Ακόμη, προσφέρουν τη δυνατότητα ανάλυσης του μεγέθους των ψαριών καθώς και ποσοστιαία κατανομή της ποσότητας των ψαριών.

Άσκηση 2.1

Σκάφος που κινείται με σταθερή ταχύτητα διανύει διάστημα (S) 150m και η ηχοβολιστική συσκευή (βυθόμετρο) που είναι τοποθετημένη σε αυτό καταγράφει ανά 10m το χρόνο (t) εκπομπής και λήψης ενός ηχητικού σήματος, όπως φαίνεται στον παρακάτω πίνακα. Σχεδιάστε το διάγραμμα απόστασης-βάθους και περιγράψτε τι είδους μορφολογικά στοιχεία αποτυπώνονται στον πυθμένα. Θεωρείστε ότι η ταχύτητα του ήχου στο θαλάσσιο νερό είναι σταθερή και ίση με 1500m/sec.

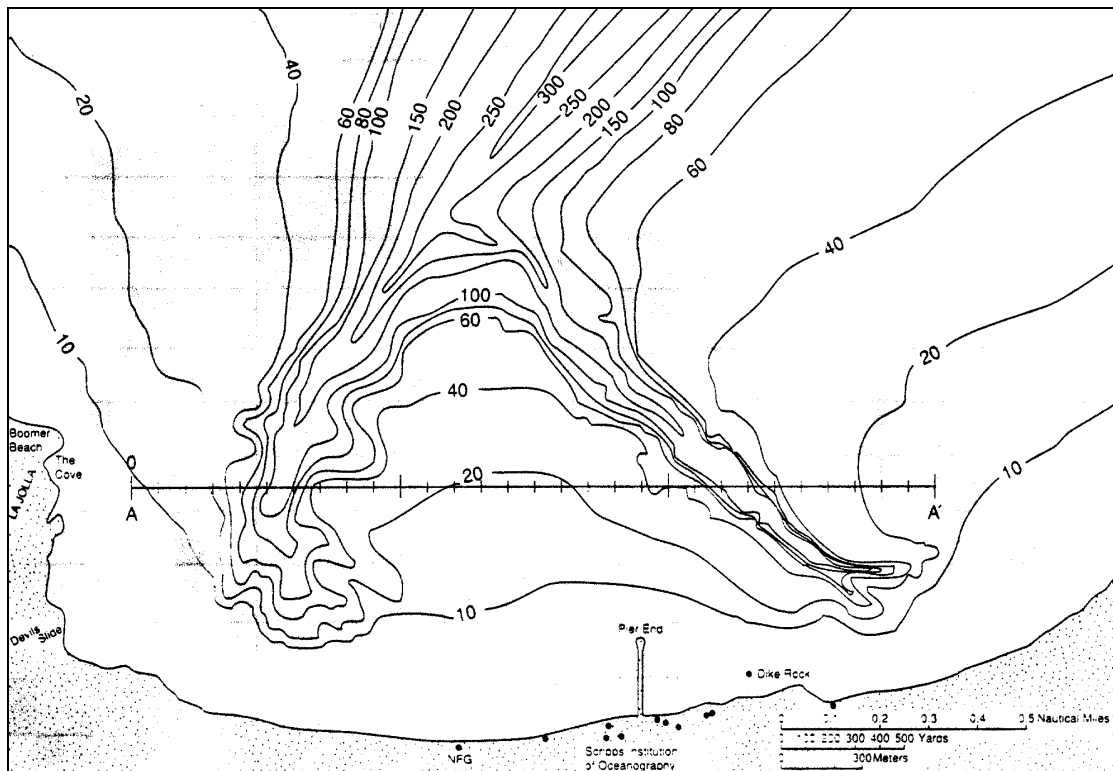
S (m)	t (sec)	d (m)	S (m)	t (sec)	d (m)
0	0.100		80	0.110	
10	0.102		90	0.100	
20	0.130		100	0.070	
30	0.132		110	0.064	
40	0.120		120	0.080	
50	0.116		130	0.100	
60	0.110		140	0.112	
70	0.106		150	0.114	



Άσκηση 2.2

Σχεδιάστε μια τομή, η οποία να δείχνει τη μορφολογία του πυθμένα κατά μήκος του τμήματος AA' που δίνεται στο χάρτη με τις ισοβαθείς. Η απόσταση από το A στο A' είναι 3 χιλιόμετρα (3000 μέτρα) και χωρίζεται σε 30 διαστήματα των 100 μέτρων το καθένα. Ξεκινήστε σημειώνοντας στον πίνακα που ακολουθεί τα βάθη ως συνάρτηση της απόστασης από το A. Στη συνέχεια, έχοντας (από τον πίνακα) τα ζεύγη των τιμών **απόσταση από το A - βάθος**, σχεδιάστε κάτω από το χάρτη τη μορφολογία του πυθμένα.

Απόσταση από το A (m)	Βάθος (m)	Απόσταση από το A (m)	Βάθος (m)	Απόσταση από το A (m)	Βάθος (m)
0		1000		2100	
100		1100		2200	
200		1200		2300	
300		1300		2400	
400		1400		2500	
500		1500		2600	
600		1600		2700	
700		1700		2800	
800		1800		2900	
900		1900		3000	
1000		2000			





3. ΦΥΣΙΚΟΧΗΜΙΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ

3.1 Γενικά

Οι φυσικοχημικές παράμετροι (ιδιότητες) του θαλασσινού νερού καθορίζουν την ποιότητα του, η οποία με τη σειρά της καθορίζει σε σημαντικό βαθμό το είδος του ψαριού που θα επιλεγεί για εκτροφή σε μία ιχθυοκαλλιέργεια και τα είδη με αλιευτικό – εμπορικό ενδιαφέρον που ενδημούν σε μία θαλάσσια περιοχή. Ορισμένα είδη μπορούν να καλλιεργηθούν σε μεγάλο εύρος ορίων ποιότητας νερού, ενώ άλλα είδη είναι πολύ περισσότερο ευαίσθητα στις αλλαγές των ορίων αυτών. Συνεπώς οι φυσικοχημικές παράμετροι είναι οι ρυθμιστικοί παράγοντες από τους οποίους εξαρτώνται κυρίως η ύπαρξη, το είδος, ο αριθμός και η εξέλιξη των υδρόβιων οργανισμών.

Στις φυσικές παραμέτρους ανήκουν η θερμοκρασία, η πυκνότητα, η διαφάνεια (διαύγεια), η θολότητα (αιωρούμενα συστατικά) και το χρώμα. Στις χημικές παραμέτρους εντάσσονται η αλατότητα (που θα μελετηθεί στο μάθημα της Φυσικής Ωκεανογραφίας), το pH, η ιονική σύνθεση και οι συγκεντρώσεις των αλάτων, των διαλυμένων αερίων και διαφόρων οργανικών ουσιών (οι οποίες εντάσσονται στο μάθημα της Χημικής Ωκεανογραφίας).

Επιπλέον, ιδιαίτερη σημασία για την αλιεία έχει το φως, καθώς έχει αποδειχτεί ότι πολυάριθμα είδη υδρόβιων οργανισμών και ιδιαίτερα των ρηχών νερών πραγματοποιούν κανονικές κατακόρυφες μετακινήσεις, ανεβαίνοντας τη νύχτα προς την επιφάνεια και κατεβαίνοντας κατά τη διάρκεια της ημέρας ή και το αντίθετο, προκειμένου να θηρεύσουν την τροφή τους. Επίσης, ορισμένα είδη χρησιμοποιούν το φως ως ένδειξη προκειμένου να προσανατολίζονται την ώρα που κολυμπούν.

Γενικά, ο έλεγχος της ποιότητας του νερού αποτελεί ένα σημαντικό παράγοντα για την επιλογή της θέσης εγκατάστασης μίας πλωτής μονάδας, ειδικά όταν υπάρχουν υπόνοιες κακής ποιότητας του, δηλαδή όταν η περιοχή είναι άμεσος ή έμμεσος αποδέκτης αστικών και βιομηχανικών αποβλήτων, ή έχουν καταγραφεί μαζικοί θάνατοι ψαριών, ή παρουσιάζει αυξημένη κίνηση πλοίων, ή βρίσκεται κοντά στις εκβολές χειμάρρων και ποταμών.

3.1 Θερμοκρασία

3.1.1 Η επίδραση της θερμοκρασίας στους θαλάσσιους οργανισμούς

Η θερμοκρασία (T) είναι ένας από τους σημαντικότερους περιβαλλοντικούς παράγοντες και σε συνδυασμό με άλλες φυσικές ή/και χημικές ιδιότητες καθορίζουν βασικές βιολογικές λειτουργίες των οργανισμών, όπως η

αναπαραγωγή τους (γαμετογένεση και ωοτοκία), η ανάπτυξη, η αύξηση, καθώς και τη μετακίνηση, τη μετανάστευση κλπ.

Τα ψάρια προσαρμόζουν τη θερμοκρασία του σώματος τους στη θερμοκρασία του περιβάλλοντος (ποικιλόθερμοι οργανισμοί), με θερμοκρασία σώματος περίπου 0.5°C ανώτερη του νερού που τα περιβάλλει. Ορισμένα βιολογικά στάδια απαιτούν καθορισμένες θερμοκρασίες. Τα νεαρά και ώριμα ψάρια μπορούν συνήθως να ανεχτούν ένα μεγαλύτερο εύρος θερμοκρασιών σε σχέση με τα έμβρυα.

Η αύξηση της θερμοκρασίας συμβάλλει ώστε τα ψάρια να γίνονται περισσότερο ενεργητικά, να αναπτύσσονται και να πολλαπλασιάζονται ταχύτερα. Ο ρυθμός αύξησης είναι κατά κανόνα μεγαλύτερος σε περιοχές υψηλής θερμοκρασίας. Για το λόγο αυτό τα ψάρια αυξάνονται γρηγορότερα στην τροπική ζώνη συγκριτικά με την εύκρατη. Επιπλέον, στις τροπικές και υποτροπικές περιοχές καλλιεργείται γενικά μεγαλύτερος αριθμός ειδών σε σχέση με τις εύκρατες.

Εκτός από την προσαρμογή των ψαριών σε μία συγκεκριμένη θερμοκρασία, το εύρος της διακύμανσης της θερμοκρασίας, στην οποία τα ψάρια του ίδιου είδους μπορούν να ζουν, είναι πολύ σημαντικό και ποικίλλει από είδος σε είδος. Τα ψάρια διαφέρουν στην ανθεκτικότητα τους στις υψηλές θερμοκρασίες ανάλογα με το είδος, το στάδιο ανάπτυξης, το διαλυμένο οξυγόνο, τη ρύπανση, την έκταση που θερμαίνεται το περιβάλλον και την εποχή.

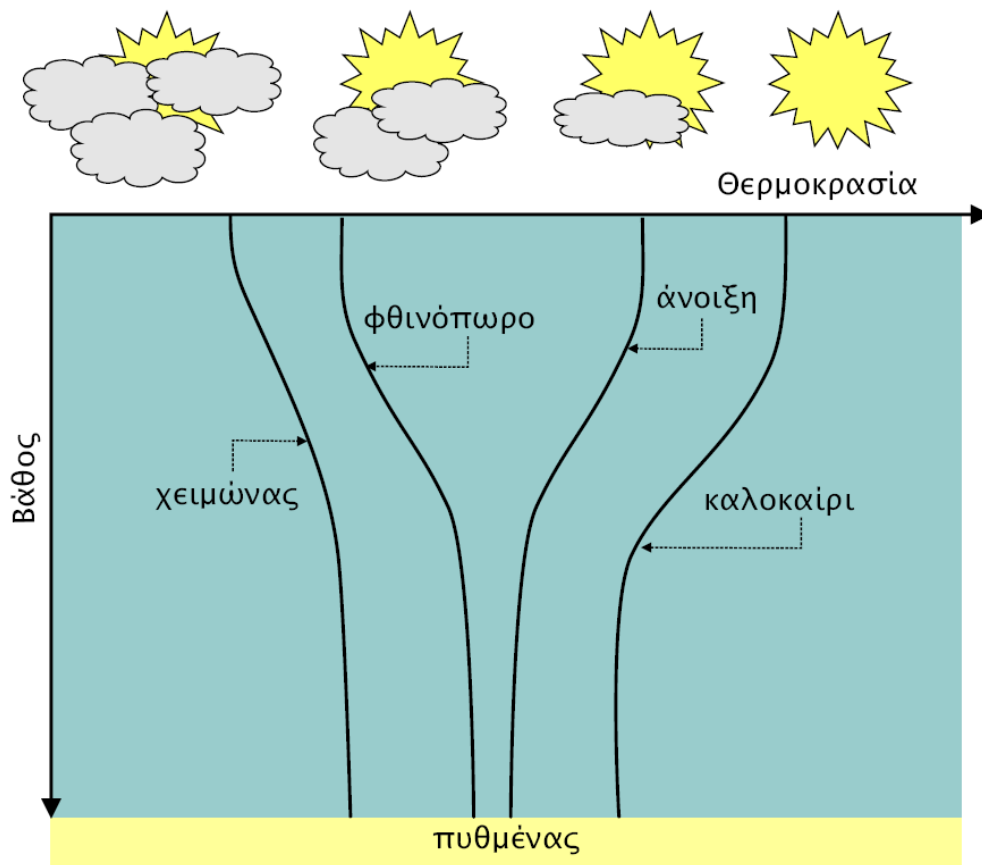
Όλα τα είδη ψαριών αντέχουν στις αργές εποχιακές μεταβολές της θερμοκρασίας σε σχέση με τις απότομες θερμοκρασιακές μεταβολές, οι οποίες μπορεί να προκαλέσουν ακόμη και το θάνατο τους. Έχει διαπιστωθεί ότι όταν η θερμοκρασία μεταβάλλεται περισσότερο από $1-2^{\circ}\text{C}$ μέσα σε 24 ώρες, είναι δυνατό να προκαλέσει σε ορισμένα ψάρια ένα είδος θερμικού σοκ. Για παράδειγμα, η απότομη αύξηση της θερμοκρασίας των επιφανειακών νερών λόγω αύξησης της ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας είναι δυνατό να οδηγήσει σε στρωμάτωση της υδάτινης στήλης, η οποία επιδρά αρνητικά σε καλλιέργειες που γίνονται σε ιχθυοκλωβούς. Πρέπει όμως να σημειωθεί ότι η ίδια η κίνηση των ψαριών μέσα στην καλλιέργεια συντελεί στην ανάμιξη και άρα στην ομογενοποίηση των νερών. Για το λόγο αυτό, έχει μεγάλη σημασία η πυκνότητα των ψαριών μέσα στον κλωβό, αφού μεγάλη πυκνότητα δυσχεραίνει την κίνηση τους και άρα ευνοεί φαινόμενα στρωμάτωσης των νερών.

Επίσης, η αύξηση της θερμοκρασίας αυξάνει το μεταβολικό ρυθμό και εξαιτίας αυτού αυξάνονται η αναπνευστική δραστηριότητα, οι ανάγκες των ψαριών για τροφή αλλά και η κατανάλωση οξυγόνου.

Η διαλυτότητα του οξυγόνου επηρεάζεται επίσης από τη θερμοκρασία. Όσο αυξάνεται η θερμοκρασία η διαλυτότητα και άρα η συγκέντρωση του O_2 στο νερό ελαττώνεται.

3.1.2 Κατανομές θερμοκρασίας με το βάθος – θερμοκλινές

Η ηλιακή ακτινοβολία προκαλεί αύξηση της θερμοκρασίας των επιφανειακών υδάτων η οποία είναι μεγαλύτερη όσο πλησιέστερα είναι η θαλάσσια περιοχή προς τον ισημερινό. Κατά τη μετάβαση από τη μία εποχή του χρόνου στην επόμενη η αλλαγή της έντασης του ηλιακού φωτός αλλά και της εξωτερικής θερμοκρασίας προκαλούν αντίστοιχες εποχιακές μεταβολές στην θερμοκρασία της στήλης του νερού. Έτσι κατά τους θερινούς μήνες η αυξημένη ηλιακή ακτινοβολία προκαλεί αύξηση της θερμοκρασίας των επιφανειακών στρωμάτων σε σχέση με τα βαθύτερα στρώματα. Κατά τη μετάβαση από το θέρος στο φθινόπωρο η μείωση αφενός της έντασης της ηλιακής ακτινοβολίας και αφετέρου της θερμοκρασίας της ατμόσφαιρας προκαλούν σταδιακή ψύξη των ανώτερων στρωμάτων του νερού. Η ψύξη αυτή εντείνεται όσο πλησιάζουμε στο χειμώνα με εμφάνιση των ελάχιστων θερμοκρασιών του έτους. Κατά την άνοιξη η ένταση του ηλιακού φωτός αυξάνεται κι έτσι έχουμε αύξηση της θερμοκρασίας των επιφανειακών νερών, η οποία συνεχίζει και κατά τη μετάβαση στο καλοκαίρι με περεταίρω αύξηση των θερμοκρασιών της στήλης (μέγιστες θερμοκρασίες του έτους). Έπεται ότι στη συνέχεια ο εποχιακός κύκλος επαναλαμβάνεται. Μια ενδεικτική γραφική απόδοση των παραπάνω δίνεται στην εικόνα 3.1.

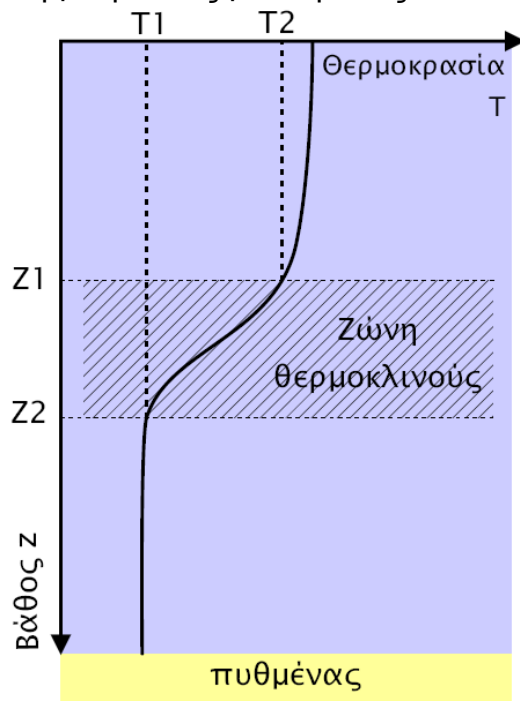


Εικ. 3.1: Εποχιακή μεταβολή της θερμοκρασίας της στήλης του νερού

Το παραπάνω γράφημα παρουσιάζει τη κατανομή της θερμοκρασίας με το βάθος. Με τον όρο αυτό εννοούμε το γράφημα στο οποίο στον οριζόντιο άξονα (χ)

τοποθετούμε τις τιμές της θερμοκρασίας και στον κατακόρυφο (ψ) τις τιμές του βάθους του νερού. Τον άξονα του βάθους τον σχεδιάζουμε προς τα κάτω θεωρώντας ως 0 την επιφάνεια και ως μέγιστο βάθος τη θέση του πυθμένα. Στην περίπτωση που η καμπύλη που προκύπτει είναι γραμμή σχεδόν κάθετη προς τον άξονα των θερμοκρασιών (σταθερή θερμοκρασία με το βάθος) έχουμε ομογενοποιημένες συνθήκες θερμοκρασίας στη στήλη. Στην περίπτωση όμως που η καμπύλη εμφανίζει περιοχή έντονης κλίσης, όπου δηλαδή η θερμοκρασία παρουσιάζει απότομες αλλαγές με το βάθος, η περιοχή αυτή ονομάζεται ζώνη θερμοκλινούς ή απλά θερμοκλινές. Στη ζώνη αυτή περιορίζεται η μεταφορά τυρβώδους κινητικής ενέργειας, θερμοκρασίας, φωτός και υπό τις κατάλληλες συνθήκες ευνοείται η εμφάνιση ευτροφισμού.

Σχηματικά η ζώνη αυτή θεωρώντας μια τυχαία καμπύλη μεταβολής θερμοκρασίας με το βάθος δίνεται στην εικόνα 3.2.



Παρατηρούμε ότι η καμπύλη παρουσιάζει πολύ μικρή κλίση σε όλες τις υπόλοιπες περιοχές βάθους στη στήλη πλην της διαγραμμισμένης περιοχής. Η ζώνη αυτή, σύμφωνα και με τον ορισμό που δόθηκε παραπάνω είναι το θερμοκλινές της στήλης. Στην περίπτωση αυτή επομένως αναπτύσσεται στη στήλη του νερού θερμοκλινές που εκτείνεται από το βάθος Z1 έως το βάθος Z2 ($Z2 > Z1$) (Εικ. 3.2). Η μεταβολή της θερμοκρασίας στη ζώνη θα είναι ίση με $T2 - T1$ ($T2 > T1$).

Επομένως η κλίση της καμπύλης στη ζώνη του

$$\text{θερμοκλινούς είναι: } \frac{\Delta T}{\Delta Z} = \frac{T2 - T1}{Z2 - Z1} [^{\circ}\text{C}/\text{m}]$$

Εικ. 3.2: Ζώνη θερμοκλινούς

3.2 Αλατότητα

Η αλατότητα (S) είναι η συγκέντρωση της μάζας όλων των αλάτων που βρίσκονται στη μάζα του νερού. Ορίζεται ως ο συνολικός αριθμός γραμμαρίων διαλυμένων αλάτων σε ένα κιλό θαλασσινού νερού:

$$S = (\text{g διαλυμένων αλάτων} / 1 \text{ Kg θαλασσινού νερού}) \times 1000$$

Μετράται σε μονάδες επί τοις χιλίοις ($\%$ ή ppt=parts per thousand) ή σε psu (practical salinity units). Η μέση αλατότητα του θαλασσινού νερού είναι 35‰ (=35ppt=35psu).

3.2.1 Η επίδραση της αλατότητας στους θαλάσσιους οργανισμούς

Η αλατότητα αποτελεί καθοριστικό παράγοντα για το είδος το οποίο μπορεί να αναπτυχθεί σε νερό συγκεκριμένων συνθηκών (γλυκό, υφάλμυρο, θαλάσσιο).

Τα ψάρια ανάλογα με την προσαρμοστικότητα και την αντοχή τους στην αλατότητα διακρίνονται σε στενόαλα και ευρύαλα. Η αλατότητα επηρεάζει την ωσμωρυθμιστική ικανότητα των ψαριών και γενικά την επιβίωση (και ιδιαίτερα την βιωσιμότητα των νυμφών σε ευρύαλο περιβάλλον), την αύξηση, τη γαμετογένεση και την αναπαραγωγή. Η αύξηση είναι κατά κανόνα ικανοποιητικότερη σε στενά όρια αλατότητας.

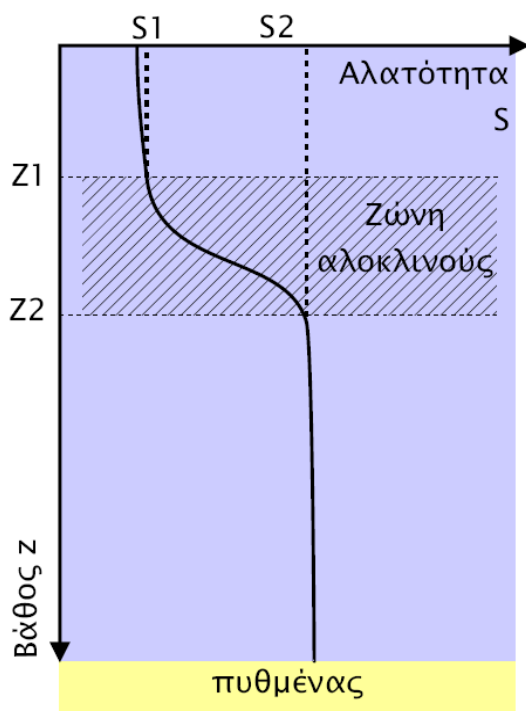
Σε μεγαλύτερη κλίμακα η αναγνώριση θαλάσσιων μαζών με διαφορετικά θερμοαλατικά χαρακτηριστικά είναι σημαντική διότι αποκαλύπτει τις οδούς ροής οξυγόνου και θρεπτικών αλάτων στα βαθύτερα στρώματα των ωκεανών.

3.2.2 Κατανομές αλατότητας με το βάθος – αλοκλινές

Η αλατότητα στην επιφάνεια των ωκεανών εξαρτάται κυρίως από το ισοζύγιο εξάτμισης-κατακρίμνησης, δεδομένου ότι κατά την εξάτμιση αυξάνεται η συγκέντρωση αλάτων στο νερό (εξατμίζεται νερό και τα άλατα παραμένουν) ενώ κατά την κατακρίμνηση (εισροή γλυκού νερού) μειώνεται η συγκέντρωση αλάτων. Στις παράκτιες περιοχές η αλατότητα στα επιφανειακά νερά μειώνεται με την εισροή γλυκού νερού από ποτάμια και το λιώσιμο του πάγου στα ,εγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη. Αντίθετα σε μικρά γεωγραφικά πλάτη σε κλειστές αβαθείς θαλάσσιες λεκάνες όπου η εξάτμιση είναι μεγάλη και η εισροή γλυκού νερού μικρή η αλατότητα στα επιφανειακά στρώματα αυξάνεται (Μουστακκά, 1997).

Όπως και στην περίπτωση της θερμοκρασίας, με τον όρο κατανομή της αλατότητας με το βάθος εννοούμε το γράφημα στο οποίο στον οριζόντιο άξονα (x) τοποθετούμε τις τιμές της αλατότητας και στον κατακόρυφο (y) τις τιμές του βάθους του νερού. Στην περίπτωση που η καμπύλη που προκύπτει είναι γραμμή σχεδόν κάθετη προς τον άξονα της αλατότητας (σταθερή αλατότητα με το βάθος) έχουμε ομογενοποιημένες συνθήκες αλατότητας στη στήλη. Στην περίπτωση όμως που η καμπύλη εμφανίζει περιοχή έντονης κλίσης, όπου δηλαδή η αλατότητα παρουσιάζει απότομες αλλαγές με το βάθος έχουμε τη ζώνη αλοκλινούς ή απλά το αλοκλινές. Στη ζώνη αυτή, όπως και στην περίπτωση του θερμοκλινούς περιορίζεται η μεταφορά τυρβώδους κινητικής ενέργειας, θερμοκρασίας, φωτός και υπό τις κατάλληλες συνθήκες ευνοείται η εμφάνιση ευτροφισμού.

Σχηματικά η ζώνη αυτή θεωρώντας μια τυχαία καμπύλη μεταβολής αλατότητας με το βάθος δίνεται στην εικόνα 3.3.



Εικ. 3.3: Ζώνη αλοκλινούς

Παρατηρούμε ότι η καμπύλη παρουσιάζει πολύ μικρή κλίση σε όλες τις υπόλοιπες περιοχές βάθους στη στήλη πλην της διαγραμμισμένης περιοχής. Η ζώνη αυτή, σύμφωνα και με τον ορισμό που δόθηκε παραπάνω είναι το αλοκλινές της στήλης. Στην περίπτωση αυτή επομένως αναπτύσσεται στη στήλη του νερού αλοκλινές που εκτείνεται από το βάθος Z_1 έως το βάθος Z_2 ($Z_2 > Z_1$) (Εικ. 3.3). Η μεταβολή της αλατότητας στη ζώνη θα είναι ίση με $S_2 - S_1$ ($S_2 > S_1$).

Επομένως η κλίση της καμπύλης στη ζώνη του αλοκλινούς είναι: $\frac{\Delta S}{\Delta Z} = \frac{S_2 - S_1}{Z_2 - Z_1} [ppt/m]$

3.3 Πυκνότητα

Η πυκνότητα (ρ) του θαλασσινού νερού ορίζεται ως η μάζα θαλασσινού νερού ανά κυβικό μέτρο νερού (Kg/m^3). Μια άλλη μονάδα που χρησιμοποιείται ευρύτατα στην ωκεανογραφία είναι η $\sigma\text{-}\theta$, η οποία προκύπτει αν από την πυκνότητα στο διεθνές σύστημα (Kg/m^3) αφαιρέσουμε αυτή του γλυκού νερού στους $0^\circ C$ ($1000 Kg/m^3$): $\rho[\sigma\text{-}\theta] = \rho[Kg/m^3] - 1000$

Μια μέση πυκνότητα του θαλασσινού νερού είναι τα $1024 Kg/m^3$ ή $24\sigma\text{-}\theta$.

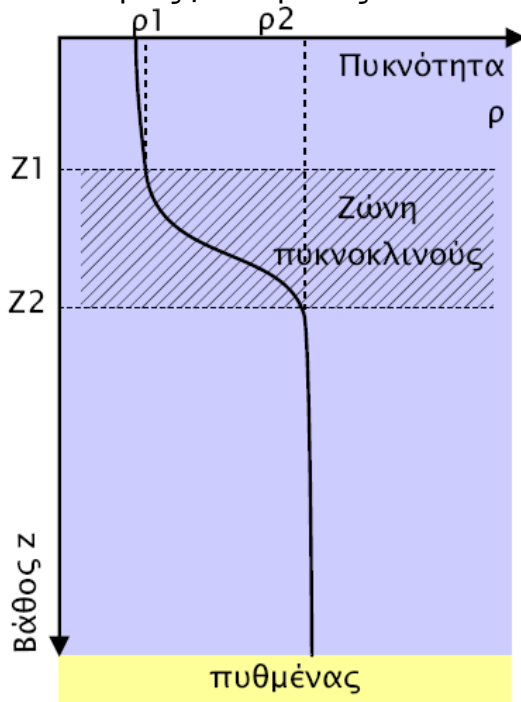
3.3.1 Κατανομές πυκνότητας με το βάθος – πυκνοκλινές

Η πυκνότητα του θαλασσινού νερού καθορίζεται από τη θερμοκρασία και την αλατότητα και σε μικρότερο βαθμό από την πίεση. Η πυκνότητα μεταβάλλεται ανάλογα με την αλατότητα (αύξηση αλατότητας $\Rightarrow$ αύξηση πυκνότητας και το αντίστροφο) και αντιστρόφως ανάλογα με την θερμοκρασία (αύξηση θερμοκρασίας $\Rightarrow$ μείωση πυκνότητας και το αντίστροφο).

Όπως και παραπάνω, με τον όρο κατανομή πυκνότητας με το βάθος εννοούμε το γράφημα στο οποίο στον οριζόντιο άξονα (x) τοποθετούμε τις τιμές της πυκνότητας και στον κατακόρυφο (y) τις τιμές του βάθους του νερού. Είναι σημαντικό να αναφερθεί ότι για την διατήρηση της υδροδυναμικής ευστάθειας η πυκνότητας μιας περιοχής αυξάνεται με το βάθος. Ο λόγος για το παραπάνω είναι ότι δεν μπορεί να υπάρχουν νερά μεγαλύτερης πυκνότητας πάνω από νερά μικρότερης πυκνότητας. Στην περίπτωση που κάτι τέτοιο συμβεί στη φύση έχουμε

άμεση αποσταθεροποίηση και ανάμιξη της στήλης ώστε να επανέλθει σε συνθήκες ευσταθείς. Στην περίπτωση που η καμπύλη που προκύπτει είναι γραμμή σχεδόν κάθετη προς τον άξονα της πυκνότητας (σταθερή πυκνότητα με το βάθος) έχουμε ομογενοποιημένες συνθήκες πυκνότητας στη στήλη. Στην περίπτωση όμως που η καμπύλη εμφανίζει περιοχή έντονης κλίσης, όπου δηλαδή η αλατότητα παρουσιάζει απότομες αλλαγές με το βάθος έχουμε τη ζώνη αλοκλινούς ή απλά το πυκνοκλινές. Στη ζώνη αυτή, όπως και στην περίπτωση του θερμοκλινούς και αλοκλινούς περιορίζεται η μεταφορά τυρβώδους κινητικής ενέργειας, θερμοκρασίας, φωτός και υπό τις κατάλληλες συνθήκες ευνοείται η εμφάνιση ευτροφισμού. Σημειώνεται ότι η ύπαρξη αλοκλινούς και θερμοκλινούς για μία θαλάσσια περιοχή δεν σημαίνει υποχρεωτικά την ύπαρξη πυκνοκλινούς, αφού στην περίπτωση που το ένα μέγεθος αυξάνει με το βάθος και το άλλο μειώνεται, η αύξηση της πυκνότητας που προκαλείται από το ένα μέγεθος θα μπορούσε να αντισταθμιστεί από τη μείωση πυκνότητας που προκαλεί το άλλο.

Σχηματικά η ζώνη αυτή θεωρώντας μια τυχαία καμπύλη μεταβολής πυκνότητας με το βάθος δίνεται στην εικόνα 3.4.



Εικ. 3.4: Ζώνη πυκνοκλινούς

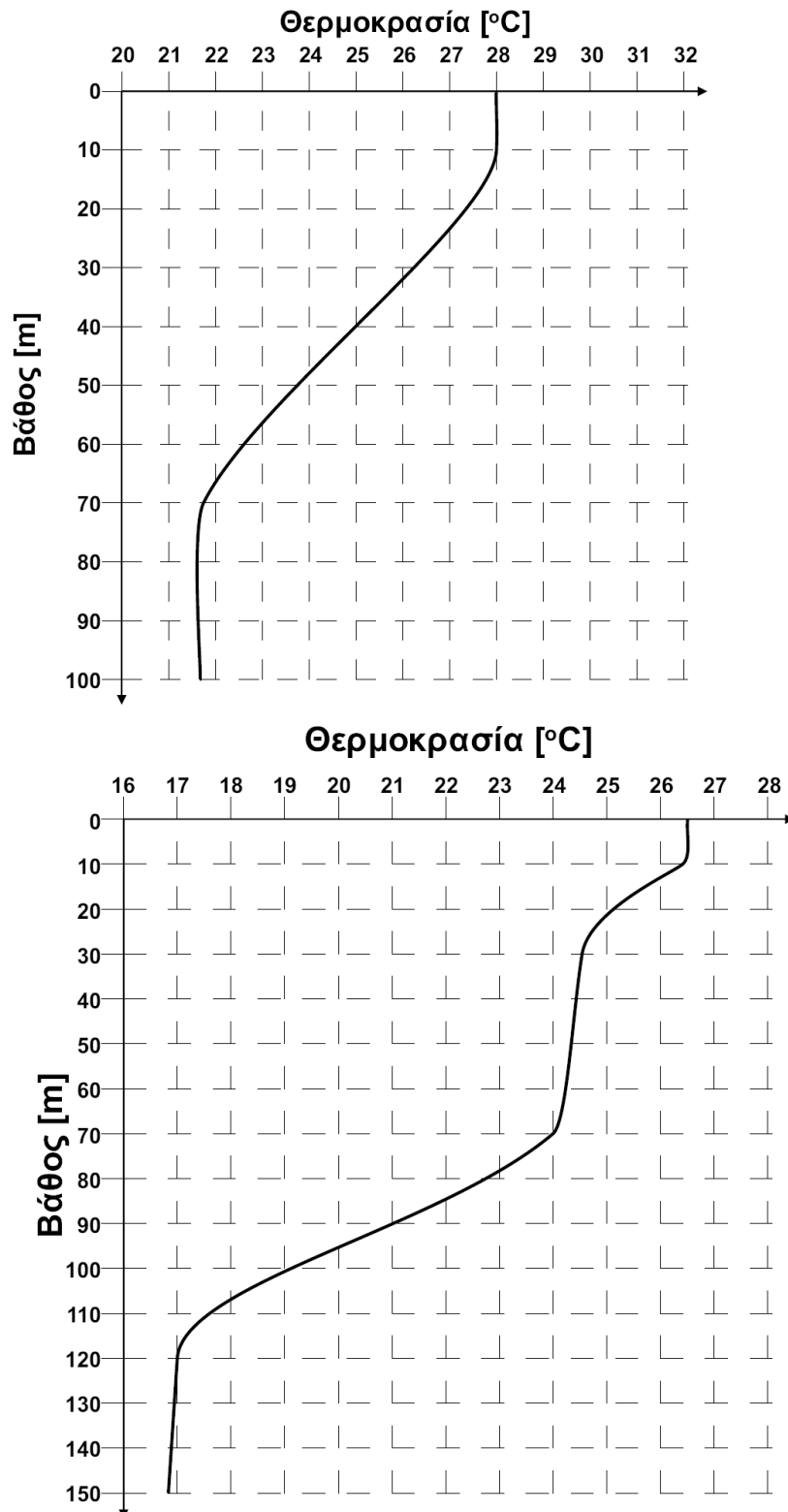
Παρατηρούμε ότι η καμπύλη παρουσιάζει πολύ μικρή κλίση σε όλες τις υπόλοιπες περιοχές βάθους στη στήλη πλην της διαγραμμισμένης περιοχής. Η ζώνη αυτή, σύμφωνα και με τον ορισμό που δόθηκε παραπάνω είναι το πυκνοκλινές της στήλης. Στην περίπτωση αυτή επομένως αναπτύσσεται στη στήλη του νερού πυκνοκλινές που εκτείνεται από το βάθος Z1 έως το βάθος Z2 ($Z2 > Z1$) (Εικ. 3.4). Η μεταβολή της πυκνότητας στη ζώνη θα είναι ίση με $\rho_2 - \rho_1$ ($\rho_2 > \rho_1$).

Επομένως η κλίση της καμπύλης στη ζώνη του πυκνοκλινούς είναι:

$$\frac{\Delta \rho}{\Delta Z} = \frac{\rho_2 - \rho_1}{Z_2 - Z_1} [\sigma - \theta / m]$$

Άσκηση 3.1

Δίνονται οι παρακάτω (υποθετικές) καμπύλες μεταβολής της θερμοκρασίας του θαλασσινού νερού με το βάθος. Εντοπίστε τις θερμοκλινικές ζώνες και δώστε προσεγγιστικά το πάχος κάθε ζώνης και το βάθος (εύρος βάθους) στο οποίο παρατηρείται. Επίσης, διακρίνετε τον αριθμό των υδάτινων στρωμάτων (θεωρώντας ότι η πυκνότητά τους καθορίζεται κυρίως από τη θερμοκρασία).



Άσκηση 3.2

Στο παρακάτω σχήμα δίνεται η μεταβολή της θερμοκρασίας με το βάθος μιας θαλάσσιας περιοχής. Ζητείται:

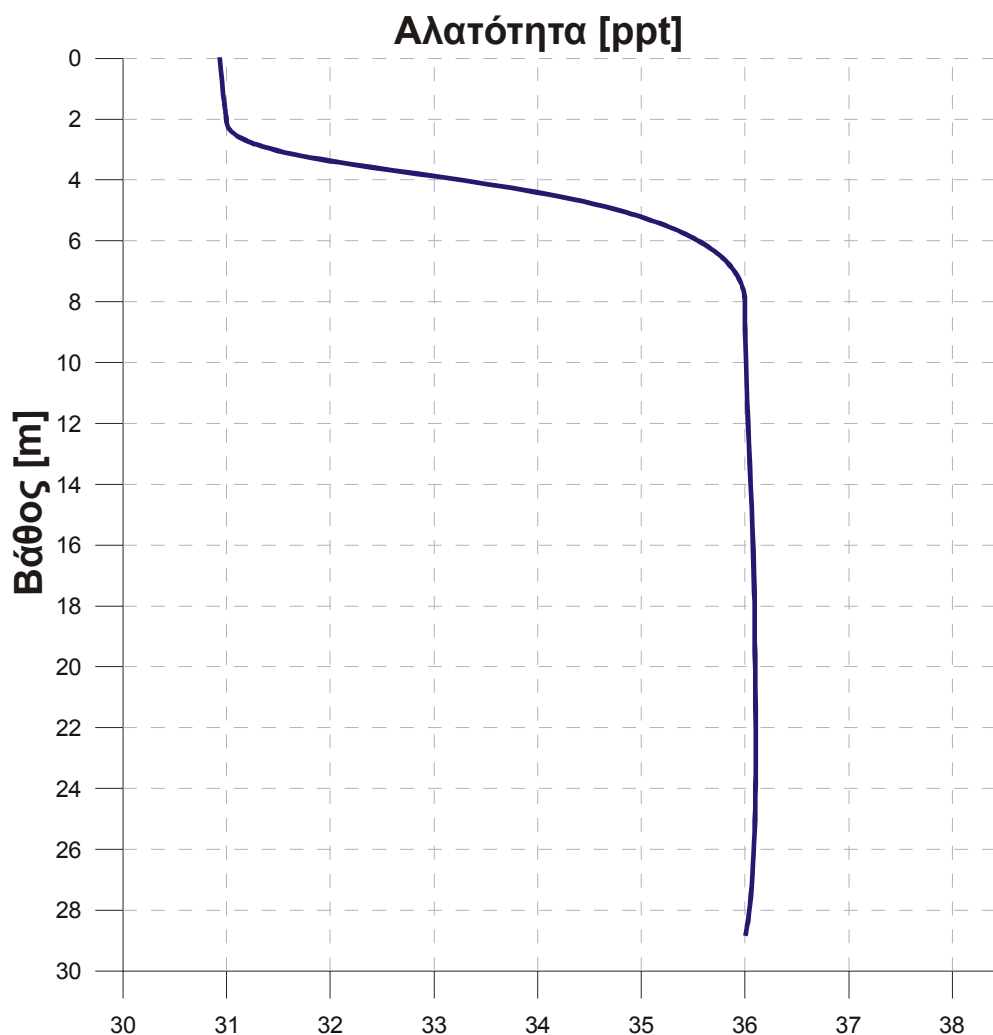
- Να αποφανθείτε ποια εποχή του χρόνου έγινε η μέτρηση αυτή (χειμώνα - καλοκαίρι).
- Να βρεθεί αν υπάρχει ζώνη θερμοκλινούς και να αναγνωριστεί τόσο σε βάθος (Δz) όσο και σε βαθμίδα θερμοκρασίας (ΔT).
- Αναμένετε την ύπαρξη πυκνοκλινούς; Αν ναι με τι εύρος βάθους;
- Αν η κατανομή αλατότητας είναι σταθερή με το βάθος (ομογενοποιημένες συνθήκες αλατότητας) ποια περιμένετε να είναι η μορφή της κατανομής πυκνότητας; Να σχεδιαστεί κατ' εκτίμηση.



Άσκηση 3.3

Στο παρακάτω σχήμα δίνεται η μεταβολή της αλατότητας με το βάθος σε μια παράκτια περιοχή. Ζητείται:

- Να βρεθεί αν υπάρχει ζώνη αλοκλινούς και να αναγνωριστεί τόσο σε βάθος (Δz) όσο και σε βαθμίδα θερμοκρασίας (ΔS).
- Αναμένετε την ύπαρξη πυκνοκλινούς; Αν ναι με τι εύρος βάθους;
- Αν η κατανομή θερμοκρασίας είναι σταθερή με το βάθος (ομογενοποιημένες συνθήκες θερμοκρασίας) ποια περιμένετε να είναι η μορφή της κατανομής πυκνότητας; Να σχεδιαστεί κατ' εκτίμηση.
- Η πτώση της αλατότητας στα επιφανειακά στρώματα σε ποιους λόγους μπορεί να οφείλεται; Τι φανερώνει αυτό για την παράκτια περιοχή;



3.4 Θολότητα/Διαύγεια

Η θολότητα συνδέεται με την ύπαρξη, το είδος, την ποσότητα και το μέγεθος των διαλυμένων - αιωρούμενων στο νερό ουσιών, ανόργανης ή οργανικής προέλευσης, επηρεάζει άμεσα την πρωτογενή παραγωγή και συμβάλλει στη μεταβολή του χρώματος της θάλασσας. Η διατήρηση σε αιώρηση έχει σχέση με το μέγεθος και τη μορφή των κόκκων καθώς και με το φαινόμενο που θέτει σε αιώρηση (ή σε αναταραχή) τα διάφορα συστατικά.

Στα παράκτια νερά και ιδιαίτερα στις εκβολές ποταμών, τα αιωρούμενα συστατικά μπορεί να είναι φερτές ύλες από τη γύρω ξηρά ή φυτοπλαγκτόν που αναπτύσσεται εξαιτίας της παροχής θρεπτικών ουσιών από ποτάμια. Σε ανοιχτές θάλασσες και ωκεανούς, τα αιωρούμενα συστατικά είναι σχεδόν αποκλειστικά βιογενούς προέλευσης.

Σε περιοχές ιχθυοκαλλιεργειών, θολότητα μπορεί να προκληθεί επιπλέον από υπερτροφοδοσία σε συνδυασμό με μη ύπαρξη ρευμάτων/κυκλοφορίας νερού, ενώ επιπλέον επηρεάζεται από τη σύσταση του βυθού, καθώς και από τη δυνατότητα των ψαριών έξω από κλωβούς (λόγω άφθονης τροφής) να αναταράσσουν τον βυθό.

Σε μεγάλες ποσότητες τα αιωρούμενα συστατικά, εκτός από τη θολερότητα του νερού, (α) επικάθονται στα βράγχια των ψαριών και προκαλούν τον ερεθισμό τους αλλά και την έκκριση μεγάλων ποσοτήτων βλέννας (σε μεγάλες συγκεντρώσεις και σε μεγάλης χρονικής διάρκειας έκθεση τα ψάρια μπορεί να πεθάνουν εξαιτίας της στόμωσης των βραγχίων από τα αιωρούμενα συστατικά και από τη βλέννα), (β) παρεμποδίζουν την επώαση και εκκόλαψη των αυγών, (γ) επηρεάζουν τη βιωσιμότητα των ιχθυδίων και την αναπαραγωγή ορισμένων ειδών, (δ) ελαττώνουν την ορατότητα δυσκολεύοντας τη λήψη τροφής, (ε) προκαλούν μείωση του διαθέσιμου οξυγόνου για την αναπνοή των ψαριών, (στ) μειώνουν την πρωτογενή παραγωγή εξαιτίας της ανάκλασης της ηλιακής ακτινοβολίας, (ζ) προκαλούν stress και συνεπώς συμβάλλουν στην έντονη κολύμηση, (η) μειώνουν την αντίσταση στις προσβολές, (θ) τροποποιούν τις φυσικές κινήσεις και μεταναστεύσεις των ψαριών και (ι) προκαλούν μειωμένη εφαρμογή μορφών αλίευσης.

3.5 Όργανα Μέτρησης

3.5.1 Θερμοκρασία, αλατότητα, πυκνότητα, πίεση – CTD

Η μέτρηση της θερμοκρασίας, της αλατότητας, της πυκνότητας και της πίεσης γίνεται με τη βοήθεια του CTD.

Το CTD (Conductivity, Temperature, Depth) ή “θερμοσαλινόμετρο” (Εικ. 3.1) είναι ένα ηλεκτρονικό όργανο που, με τη βοήθεια ενσωματωμένων αισθητήρων καταγράφει την αγωγιμότητα και κατά συνέπεια καθορίζει την αλατότητα

κάνοντας τις απαραίτητες διορθώσεις για θερμοκρασία και πίεση. Ένα τέτοιο όργανο μπορεί να είναι επιπλέον εφοδιασμένο με διάφορους αισθητήρες με τη βοήθεια των οποίων καταγράφονται ή συνάγονται οι τιμές άλλων μεγεθών όπως διαλυμένο οξυγόνο, ποσοστό αιωρούμενων σωματιδίων στην υδάτινη στήλη κ.α.

Τα δεδομένα συλλέγονται κατά τη βύθιση του CTD στη θάλασσα και την ηλεκτρονική καταγραφή πληροφοριών από την επιφάνεια μέχρι τον πυθμένα της θάλασσας. Κατόπιν, τα στοιχεία αυτά μεταφέρονται στον υπολογιστή, όπου με χρήση κατάλληλου λογισμικού (software) γίνεται η επεξεργασία των συλλεχθέντων δεδομένων και δημιουργούνται τα διαγράμματα / καμπύλες των διαφόρων φυσικοχημικών παραμέτρων με το βάθος. Επιπλέον, κατά τη διαδικασία της επεξεργασίας γίνεται και η απομάκρυνση των ανεπιθύμητων τιμών και άρα η εξομάλυνση της μορφής των καμπυλών.



Εικ. 3.5: CTD και σύνδεσή του με ηλεκτρονικό υπολογιστή

Εκτός από το CTD, η μέτρηση της θερμοκρασίας γίνεται και με αυτοματοποιημένα συστήματα, τα οποία αγκυροβολούνται στον πυθμένα της θάλασσας, μετρούν διάφορες φυσικοχημικές παραμέτρους σε διάφορα βάθη μέσω μίας σειράς αισθητήρων και μεταδίδουν τις μετρήσεις τηλεμετρικά σε σταθμούς στην ξηρά.

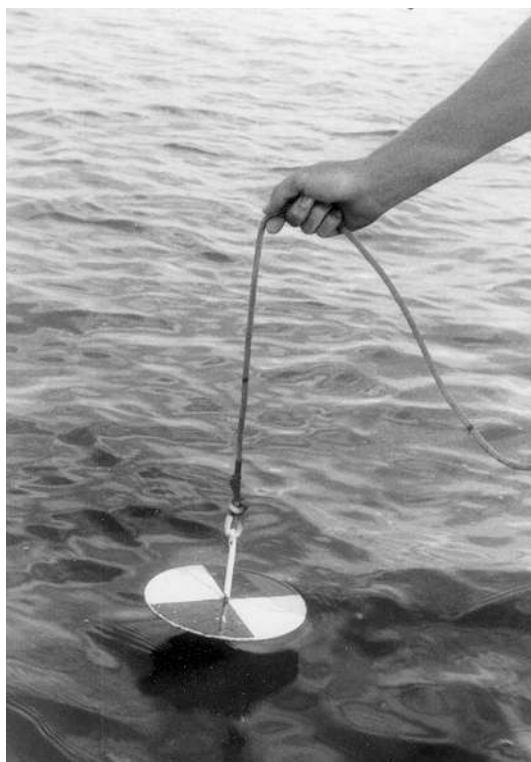
Μετρήσεις της θερμοκρασίας εκτελούνται επίσης με (α) υδραργυρικά θερμόμετρα, κατάλληλα προσαρμοσμένα σε φιάλες δειγματοληψίας νερού και (β) ηλεκτρονικά θερμόμετρα, τα οποία αν και μεγάλης ακριβείας, είναι ιδιαίτερα ευαίσθητα και απαιτούν προσεκτική βαθμονόμηση και συντήρηση στο εργαστήριο, σε τακτά χρονικά διαστήματα.

Λόγω του ότι οι μετρήσεις σε “ωκεανογραφικούς σταθμούς”, με όλες τις παραπάνω μεθόδους είναι χρονοβόρες και άρα πολυέξοδες, έχουν επινοηθεί συσκευές οι οποίες είτε (i) σύρονται από συρματόσχοινο εν πλω έως ένα συγκεκριμένο βάθος και καταγράφουν μετρήσεις θερμοκρασίας και πίεσης

(βαθυθερμογράφοι), είτε (ii) είναι ηλεκτρονικές συσκευές μίας χρήσης (XBT – expendable Bathe Thermograph), συνδεδεμένες με ένα πολύ λεπτό σύρμα με μία μόνιμη καταγραφική μονάδα στο πλοίο, διαθέτουν αισθητήριο θερμοκρασίας και αφήνονται σε ελεύθερη πτώση μέσα στο νερό καταγράφοντας τη μεταβολή της θερμοκρασίας με το βάθος. είναι.

Τα τελευταία χρόνια μετρήσεις επιφανειακής θερμοκρασίας πραγματοποιούνται επίσης από δορυφορικά συστήματα μεγάλης ακρίβειας (με τη μέτρηση της ακτινοβολούμενης υπέρυθρης ενέργειας).

3.5.2 Διαφάνεια ή Διαύγεια του θαλασσινού νερού – Δίσκος Secchi



Εικ. 3.6: Βύθιση του δίσκου Secchi στη θάλασσα.

Η διαφάνεια ή διαύγεια του θαλασσινού νερού εξαρτάται από τον αριθμό και τη φύση των διάφορων σωματιδίων που αιωρούνται μέσα στην υδάτινη στήλη όπως επίσης και από την ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας.

Ο υπολογισμός της διαφάνειας γίνεται συχνά με τη χρήση του δίσκου του Σέχι (Secchi). Ο Ιταλός επιστήμονας Secchi έκανε μία κατά προσέγγιση αξιολόγηση της διαπερατότητας του φωτός στο νερό, χρησιμοποιώντας έναν άσπρο ή ασπρόμαυρο δίσκο (Εικ. 3.6) διαμέτρου περίπου 25-30 cm, ο οποίος βυθίζεται σταδιακά στο νερό. Η διαφάνεια είναι το μέσο βάθος του σημείου όπου ο δίσκος παύει να είναι ορατός όταν βυθίζεται από τη σκιασμένη πλευρά ενός σκάφους και του σημείου όπου επανεμφανίζεται όταν ανυψωθεί. Στα παράκτια νερά το βάθος

αυτό κυμαίνεται από λίγα έως και 25 περίπου μέτρα, ενώ στην ανοιχτή θάλασσα φτάνει τα 45 με 60 m (Ζαφειρόπουλος, 1998).

Λόγω του ότι έχει αποδειχθεί ότι τα αποτελέσματα των μετρήσεων με το δίσκο του Secchi είναι ασταθή κατά τη διάρκεια της αυγής ή της δύσης του ηλίου, προτιμάται να γίνεται χρήση αυτού κατά τη διάρκεια του μεσημεριού.

Ο δίσκος του Secchi χρησιμοποιείται ακόμη και σε χερσαίες εγκαταστάσεις (τεχνητές ή φυσικές υδατοσυλλογές) για τον έλεγχο της πρωτογενούς παραγωγής. Μία υδατοσυλλογή θεωρείται πολύ παραγωγική όταν ο δίσκος του Secchi εξαφανίζεται μεταξύ των 20–40 cm.

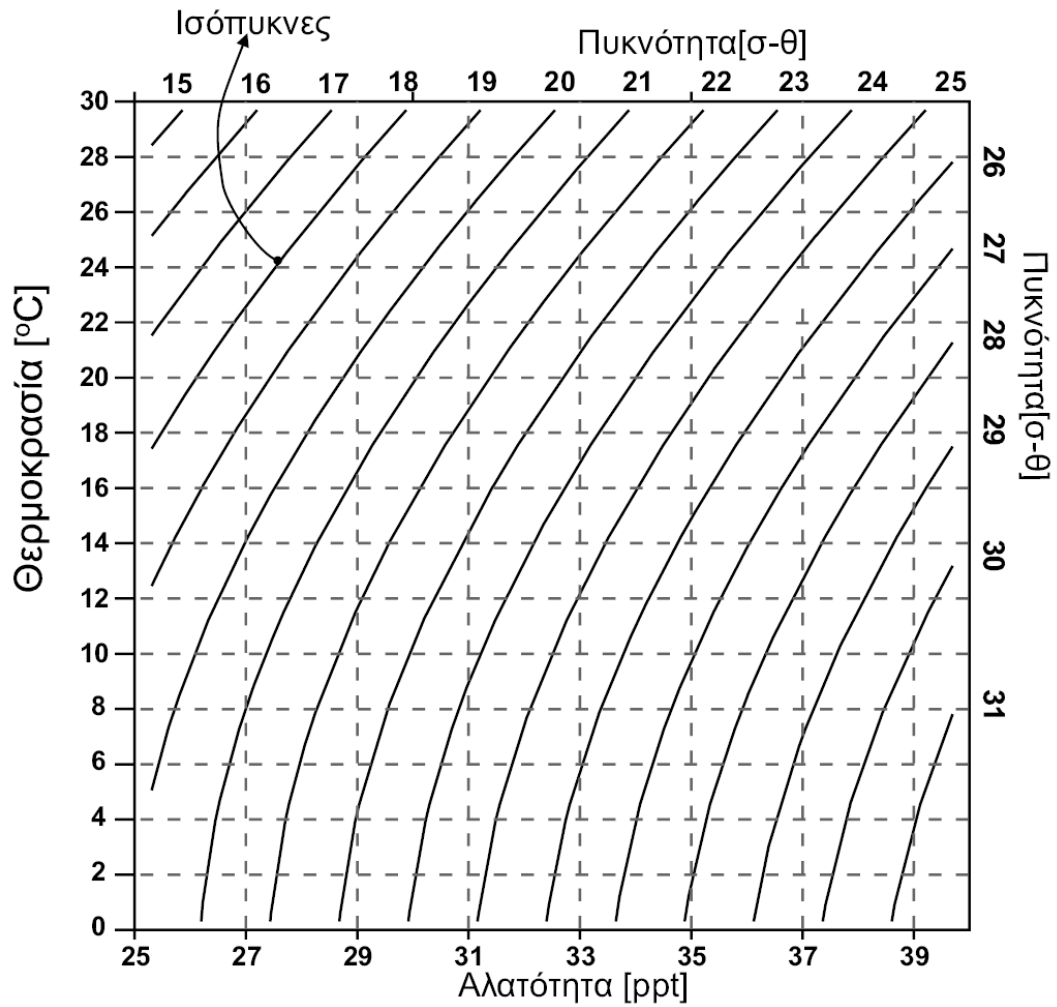
Τις τελευταίες δεκαετίες η αλματώδης ανάπτυξη της τεχνολογίας οδήγησε στην κατασκευή και χρήση ηλεκτρονικών φωτο-ευαίσθητων οργάνων, τα οποία με διάφορους ηλεκτρονικούς αισθητήρες καταγράφουν με μεγάλη ακρίβεια τη διαύγεια των υδάτινων μαζών. Παρά όμως την ανάπτυξη των οργάνων αυτών ο δίσκος του Secchi χρησιμοποιείται ευρέως, αφού αποτελεί ένα ιδιαίτερα εύχρηστο και απλό μέσο μέτρησης της διαύγειας των νερών δίνοντας ταυτόχρονα ικανοποιητικά αποτελέσματα.

3.6 Διάγραμμα T-S

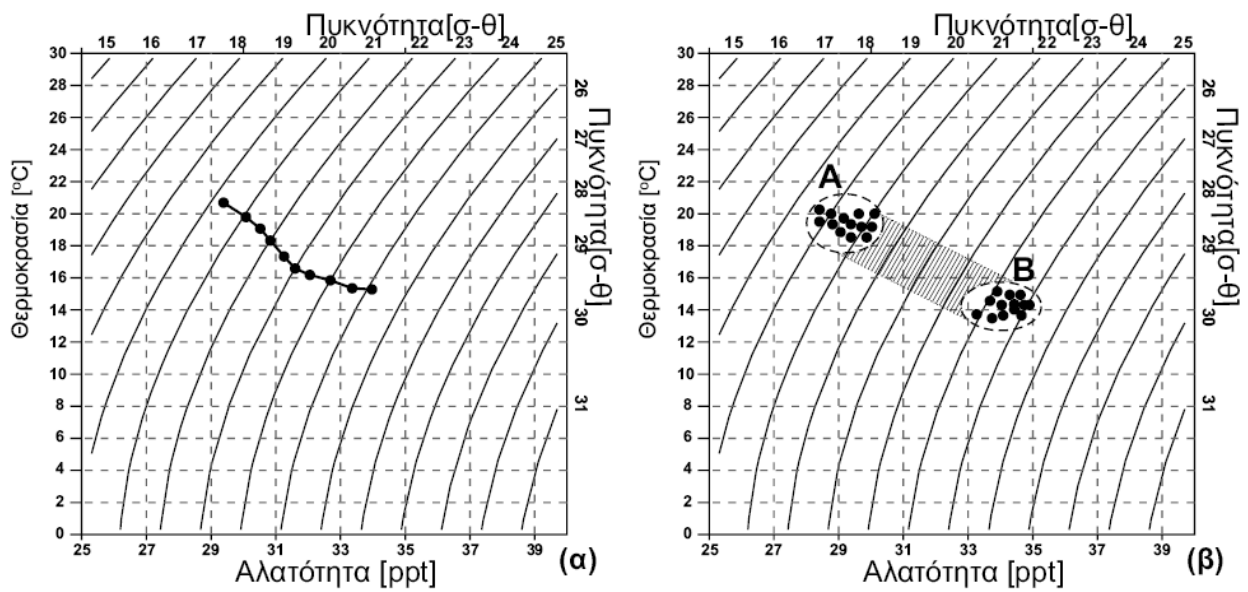
Το διάγραμμα T-S (Εικ. 3.7) συνδέει τις φυσικές παραμέτρους Θερμοκρασία (T), Αλατότητα (S) και πυκνότητα (ρ). Γνωρίζοντας επομένως τις τιμές των 2 παραμέτρων βρίσκουμε από το γράφημα την τιμή της τρίτης.

Οι τιμές αλατότητας βρίσκονται στον κάτω οριζόντιο άξονα και κάθε ευθεία κάθετη προς τον άξονα αυτό αποτελεί καμπύλη ίσης αλατότητας, νοώντας ότι κάθε σημείο πάνω στην ευθεία αυτή έχει την ίδια τιμή αλατότητας (θερμοκρασία και πυκνότητα μεταβάλλονται). Αντίστοιχα οι τιμές της θερμοκρασίας βρίσκονται στον αριστερό κατακόρυφο άξονα και κάθε ευθεία κάθετη προς τον άξονα αυτό αποτελεί καμπύλη ίσης θερμοκρασίας (ισόθερμη), νοώντας ότι κάθε σημείο πάνω στην ευθεία αυτή έχει την ίδια τιμή θερμοκρασίας (αλατότητα και πυκνότητα μεταβάλλονται). Οι τιμές της πυκνότητας βρίσκονται στις ισόπυκνες καμπύλες του γραφήματος με τις τιμές της κάθε ισόπυκνης να φαίνονται στον άνω οριζόντιο και δεξιό κατακόρυφο άξονα. Είναι σαφές ότι όλα τα σημεία πάνω σε μία ισόπυκνη έχουν την ίδια τιμή πυκνότητας (αλατότητα και θερμοκρασία μεταβάλλονται).

Αν τοποθετήσουμε σε ένα γράφημα T-S τα ζεύγη τιμών θερμο-αλατικών παραμέτρων που μετρήθηκαν σε διάφορα βάθη μιας θαλάσσιας στήλης και τα ενώσουμε τότε προκύπτει η καμπύλη T-S της υδάτινης στήλης. Ένα τέτοιο παράδειγμα φαίνεται στην εικόνα 3.8(α). Όσο πιο κάθετη είναι αυτή η καμπύλη προς τις ισόπυκνες καμπύλες, τόσο πιο ευσταθής είναι η υδάτινη στήλη. Ποτέ μια καμπύλη T-S δεν μπορεί να τέμνει 2 φορές την ίδια ισόπυκνη



Εικ. 3.7: Διάγραμμα T-S

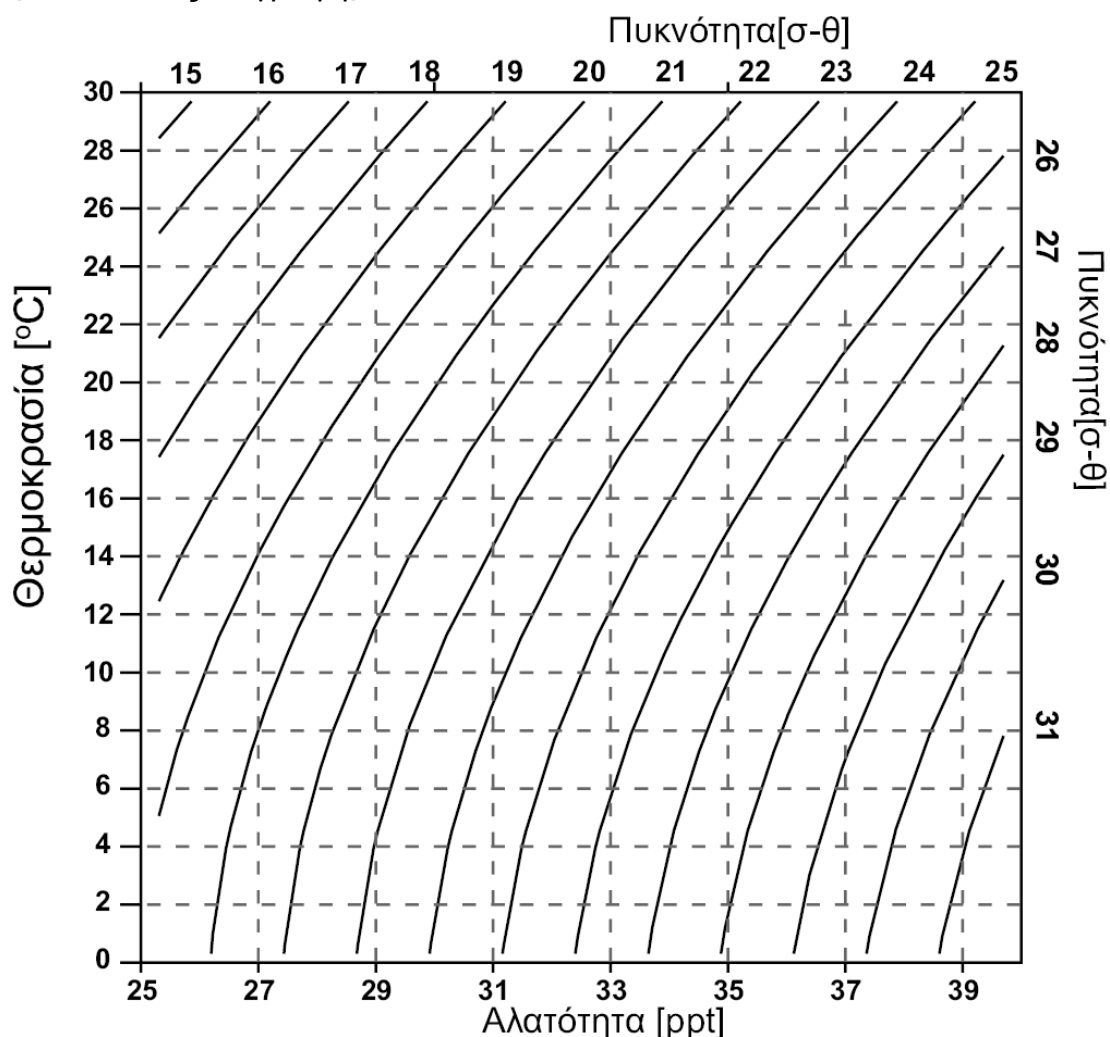


Εικ. 3.8: Καμπύλη T-S μιας υδάτινης στήλης (α) και αναγνώριση διαφορετικών υδάτινων τύπων όπως αποτυπώνεται σε ένα γράφημα T-S (β)

Αντίστοιχα αν τοποθετήσουμε σε ένα γράφημα T-S τα ζεύγη τιμών θερμο-αλατικών παραμέτρων που μετρήθηκαν σε διάφορα βάθη και διάφορους ωκεανογραφικούς σταθμούς μιας θαλάσσιας περιοχής μπορούμε να καταλήξουμε σε συμπεράσματα για την ομοιογένεια μιας θαλάσσιας περιοχής και την ύπαρξη ή όχι διαφορετικών θαλασσίων μαζών στην υπό εξέταση περιοχή. Όσο πιο συγκεντρωμένα είναι τα σημεία στο γράφημα τόσο πιο ομογενής η περιοχή, ενώ στην περίπτωση που έχουμε σημεία που ορίζουν διαφορετικές περιοχές πάνω στο γράφημα αναφερόμαστε σε διαφορετικούς μεταξύ τους υδάτινους τύπους. Ένα τέτοιο παράδειγμα φαίνεται στην εικόνα 3.8(β). Παρατηρούμε ότι αναγνωρίζονται εύκολα 2 διαφορετικές υδάτινες μάζες A και B. Η ενδιάμεση περιοχή μεταξύ των περιοχών A και B (διαγραμμισμένη περιοχή στην Εικ. 3.8(β)) είναι η ενδιάμεση περιοχή ανάμιξης, δηλαδή η περιοχή που θα προκύψει από την ανάμιξη των 2 θαλασσίων μαζών A και B. Επομένως μετά την ανάμιξη και την ομογενοποίηση οι τιμές αλατότητας-θερμοκρασίας-πυκνότητας της περιοχής που θα προκύψει θα βρίσκονται κάπου στην περιοχή που βρίσκεται ενδιάμεσα των περιοχών A και B.

Άσκηση 3.4

Χρησιμοποιώντας το γράφημα T-S



Ζητείται:

1. Να βρεθεί η διακύμανση της αλατότητας στη στήλη νερού μιας θαλάσσιας περιοχής στην οποία έχει βρεθεί ότι η θερμοκρασία κυμαίνεται μεταξύ 14 και 18 °C και η στήλη είναι ομογενής με πυκνότητα 22σ-θ.
2. Να συμπληρωθούν οι τιμές των φυσικών παραμέτρων του παρακάτω πίνακα που λείπουν για τα 6 δείγματα θαλάσσιου νερού

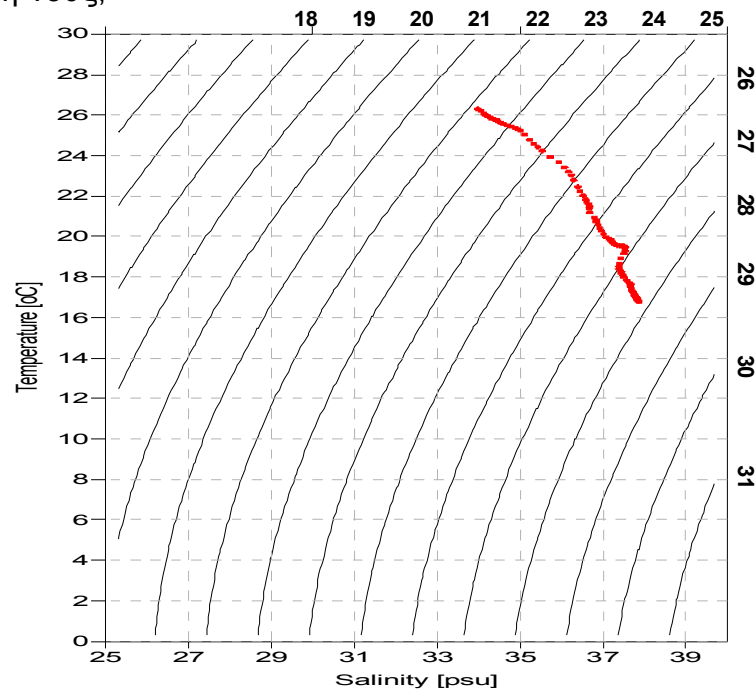
Δείγμα	Θερμοκρασία (°C)	Αλατότητα (ppt)	Πυκνότητα (σ-θ)
1	20	30	
2		35	26
3	10		23
4	16	31	
5		37	29
6	6		25

3. Να σχεδιαστεί η καμπύλη T-S θαλάσσιας στήλης αν:
 - 1ο. Η θερμοκρασία έχει σταθερή τιμή στη στήλη ίση με 10 °C και αλατότητα από 31 έως 34‰. Ποια είναι η αλατότητα στην επιφάνεια;
 - 2ο. Η αλατότητα είναι ίση με 33ppt σε όλη τη στήλη και η θερμοκρασία κυμαίνεται από 8 έως 13 °C. Ποια η θερμοκρασία στην επιφάνεια;
 - 3ο. Η πυκνότητα είναι σταθερή και ίση με 1024kg/m³ και η θερμοκρασία κυμαίνεται μεταξύ 18 και 24 °C. Αν η μέτρηση πραγματοποιήθηκε καλοκαίρι ποια η επιφανειακή αλατότητα;
 - 4ο. Η πυκνότητα είναι σταθερή και ίση με 1020kg/m³ και η αλατότητα κυμαίνεται από 27 έως 29ppt. Αν η μέτρηση έγινε κοντά στο δέλτα ποταμού ποια η θερμοκρασία στην επιφάνεια;

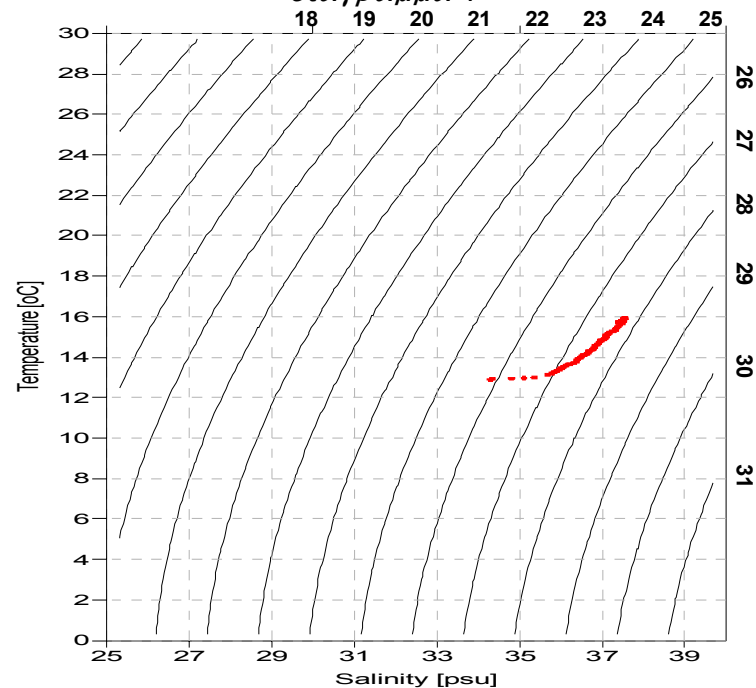
Άσκηση 3.5

Στα παρακάτω διαγράμματα T-S παρουσιάζονται μετρήσεις φυσικών παραμέτρων της υδάτινης στήλης θαλάσσιας περιοχής. Να απαντήσετε στα παρακάτω ερωτήματα και για τις δύο περιπτώσεις:

1. Είναι ευσταθής η υδάτινη στήλη;
2. Ποιες είναι οι θέσεις επιφανειακών και πυθμενικών νερών στα γραφήματα;
3. Ποια εποχή έγιναν οι μετρήσεις (χειμώνα ή καλοκαίρι);
4. Υπάρχει ανάμιξη διαφορετικών υδάτινων τύπων και ποια η πιθανή προέλευσή τους;



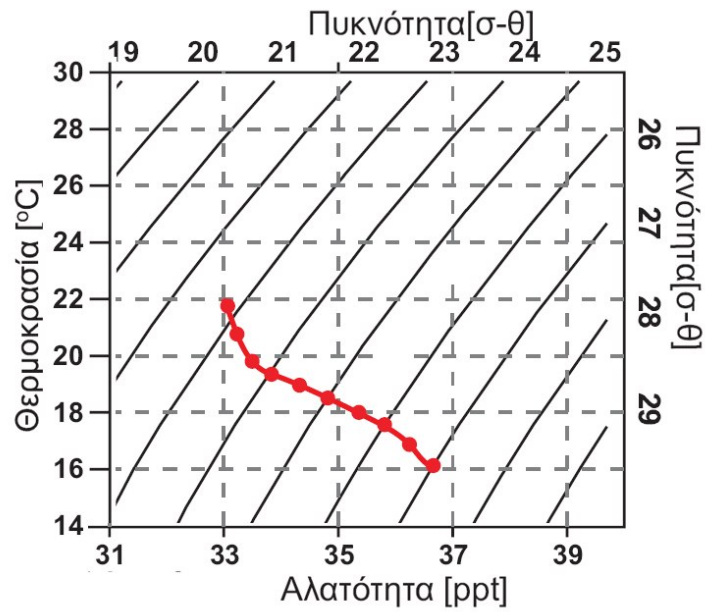
διάγραμμα 1



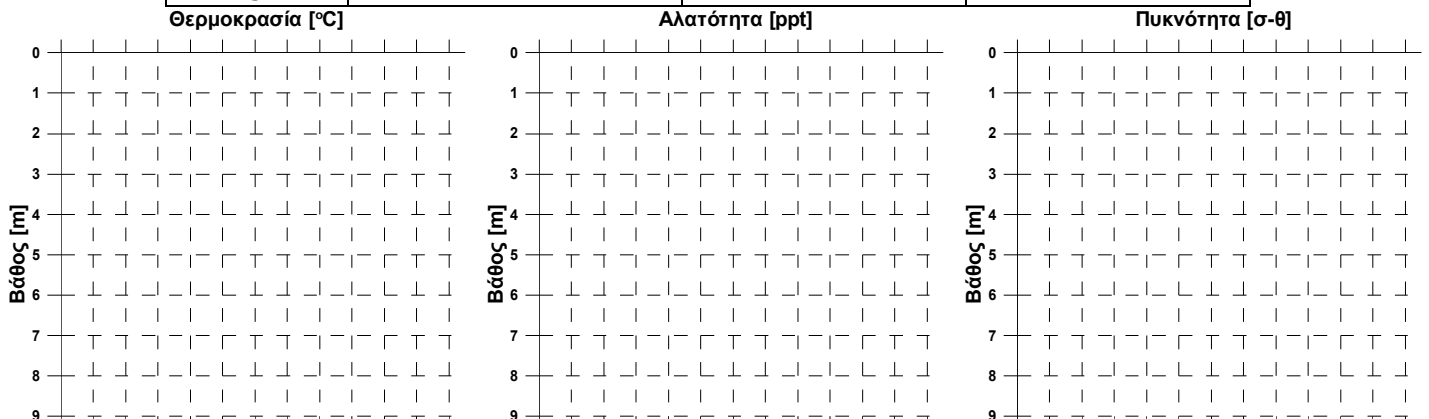
διάγραμμα 2

Άσκηση 3.6

Στον παρακάτω γράφημα έχει σχεδιαστεί η καμπύλη T-S παράκτιας περιοχής βάθους 10m. Γνωρίζοντας ότι κάθε κουκίδα πάνω στην καμπύλη απεικονίζει μάζα νερού η οποία απέχει από την προηγούμενη 1m βάθους να συμπληρώσετε τον παρακάτω πίνακα με τις τιμές των φυσικών παραμέτρων της στήλης. Τέλος να σχεδιάσετε τις κατανομές των παραμέτρων αυτών (θερμοκρασία, αλατότητα, πυκνότητα) με το βάθος στα γραφήματα που δίνονται.

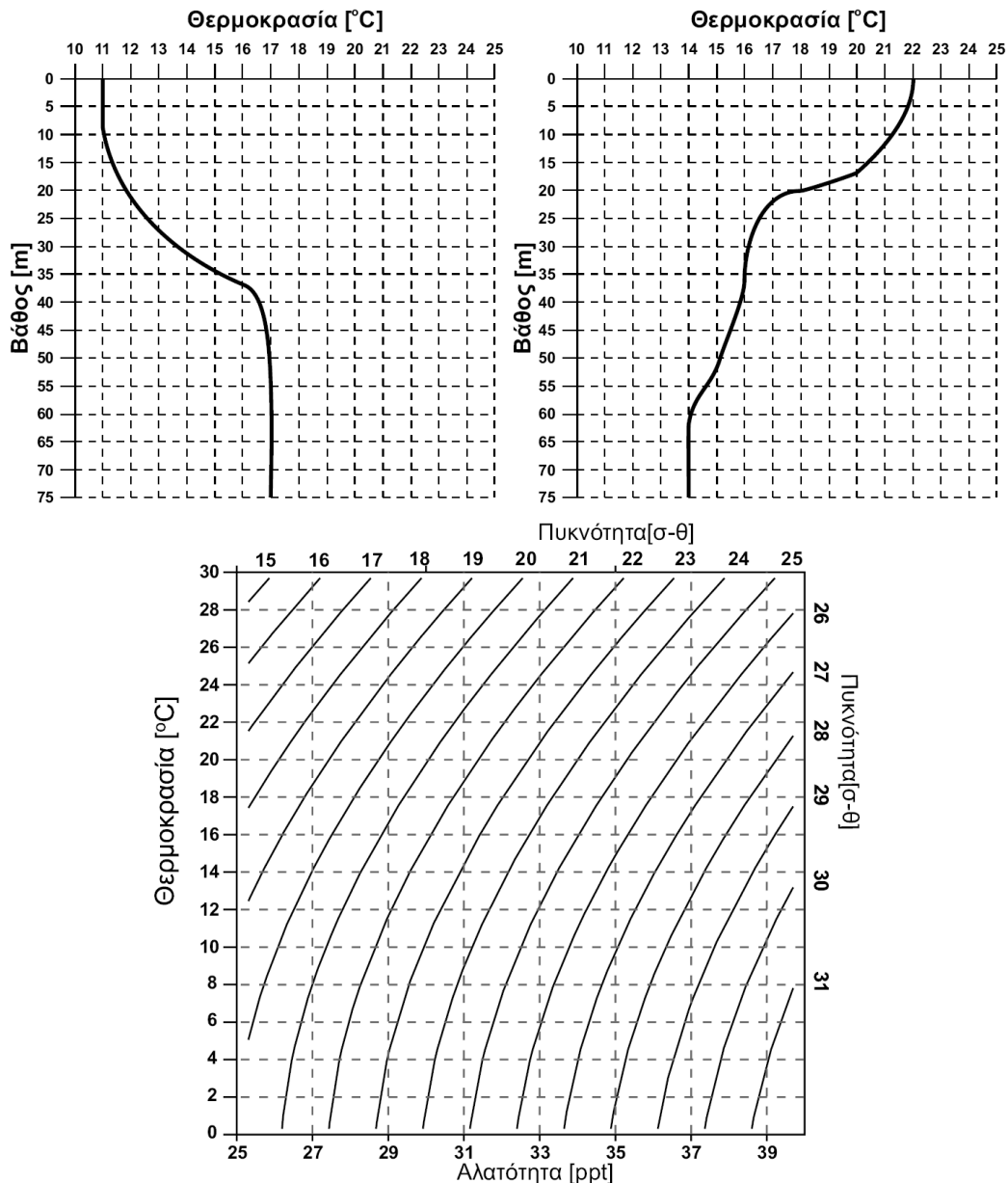


Βάθος [m]	Θερμοκρασία (°C)	Αλατότητα (ppt)	Πυκνότητα (σ-θ)
0			
1			
2			
3			
4			
5			
6			
7			
8			
9			



Άσκηση 3.7

Σε μια θαλάσσια ζώνη βάθους 75m σχεδιάζεται η εγκατάσταση μιας ιχθυοτροφικής μονάδας για την καλλιέργεια ενός είδους ψαριού το οποίο είναι γνωστό ότι ζει και αναπτύσσεται σε περιβάλλον αλατότητας 35–37‰. Στην περιοχή εκτελέστηκαν εποχιακές μετρήσεις θερμοκρασίας οι οποίες σας δίνονται με τη μορφή κατανομής θερμοκρασίας με το βάθος για κάθε εποχή (χειμώνα, καλοκαίρι):

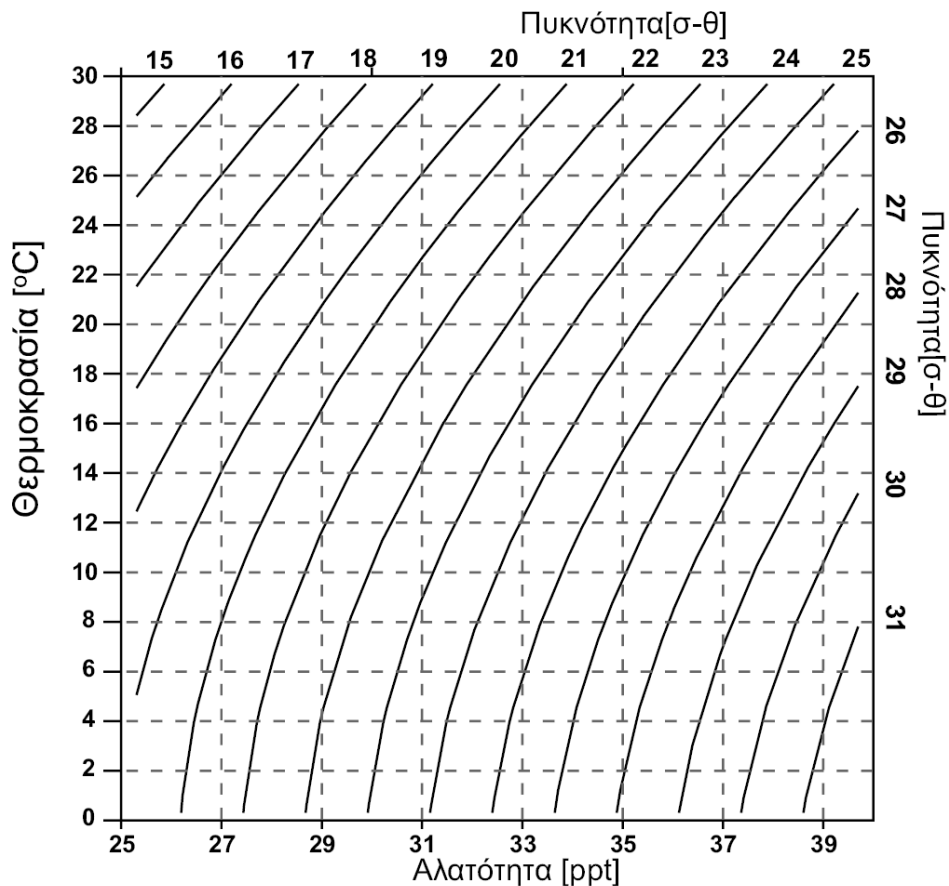


Γνωρίζοντας ότι στην περιοχή επικρατούν ομογενείς συνθήκες πυκνότητας στη στήλη του νερού σε όλο το έτος με τιμές πυκνότητας 24σ-θ για την χειμερινή και 22σ-θ για τη θερινή περίοδο και έχοντας ως εργαλείο το διάγραμμα θερμοκρασίας – αλατότητας (T-S) του σχήματος που ακολουθεί εκτιμήστε αν η θέση που έχει αρχικά επιλεγεί είναι κατάλληλη για την καλλιέργεια του ψαριού αυτού, δικαιολογώντας την απάντησή σας. Να θεωρήσετε ομογενείς συνθήκες πυκνότητας στη στήλη του νερού σε όλο το έτος.

Άσκηση 3.8

Σε μια θαλάσσια ζώνη σχεδιάζεται η εγκατάσταση μιας ιχθυοτροφικής μονάδας για την καλλιέργεια ενός είδους ψαριού, το οποίο είναι γνωστό ότι παρουσιάζει το μέγιστο ρυθμό αύξησης σε εύρος αλατότητας 35–37‰. Από μετρήσεις στην θέση εγκατάστασης της μονάδας, έχει καταγραφεί η ταχύτητα διάδοσης του ήχου στο νερό $C=1500\text{m/s}$ και η θερμοκρασία $T=17^\circ\text{C}$. Γνωρίζοντας το μέτρο ελαστικότητας του θαλασσινού νερού $\epsilon=230850000\text{N/m}^2$ και την παρακάτω εξίσωση: $C = \sqrt{\frac{\epsilon}{\rho}}$

όπου ρ η πυκνότητα του νερού και έχοντας ως εργαλείο το διάγραμμα θερμοκρασίας - αλατότητας (T-S) του σχήματος που ακολουθεί



εκτιμήστε αν η θέση που έχει αρχικά επιλεγεί είναι κατάλληλη για την καλλιέργεια του ψαριού αυτού, δικαιολογώντας την απάντησή σας.

Λύση

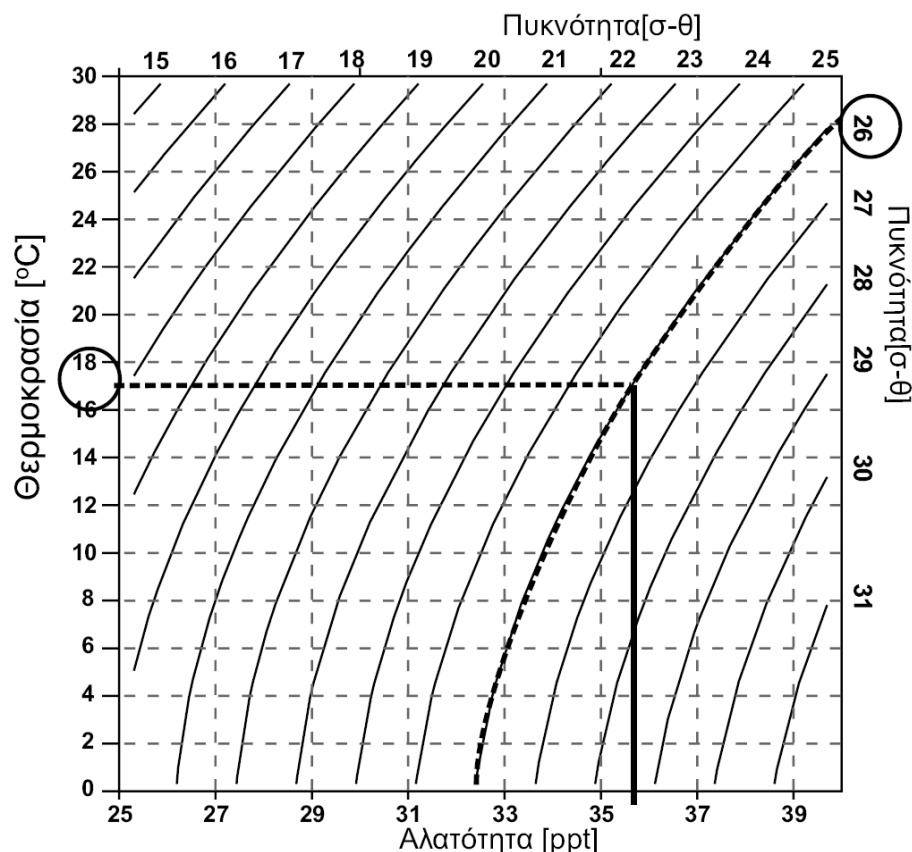
Για να εκτιμήσουμε αν η θέση που έχει επιλεγεί για την εγκατάστασης της μονάδας είναι κατάλληλη για την καλλιέργεια του συγκεκριμένου ψαριού, πρέπει να ελέγξουμε, σύμφωνα με τα δεδομένα της άσκησης, αν η αλατότητα είναι κατάλληλη, δηλαδή εντός των ορίων 35–37‰, για τη μέγιστη αύξηση του ψαριού. Από το μέτρο ελαστικότητας και την ταχύτητα διάδοσης του ήχου στο θαλασσινό νερό μπορούμε να προσδιορίσουμε την πυκνότητα του νερού:

$$C = \sqrt{\frac{\varepsilon}{\rho}} \Leftrightarrow C^2 = \sqrt{\frac{\varepsilon}{\rho}}^2 \Leftrightarrow C^2 = \frac{\varepsilon}{\rho} \Leftrightarrow \rho = \frac{\varepsilon}{C^2} \Leftrightarrow \rho = \frac{2308500000}{1500^2} \Rightarrow \rho = 1026 \text{ Kg/m}^3$$

Άρα μετατρέποντας τις μονάδες της πυκνότητας σε σ-θ έχουμε

$$\sigma_t = 1026 - 1000 = 26\sigma\text{-}\theta$$

Καταλήγουμε τελικά στο συμπέρασμα ότι η περιοχή έχει θερμοκρασία 17°C και πυκνότητα 26σ-θ. Από το ζεύγος αυτό των τιμών επομένως μπορούμε να βρούμε την τιμή της αλατότητας από το γράφημα T-S. Φέρουμε κάθετο από τον άξονα των θερμοκρασιών και συγκεκριμένα από την τιμή των 17°C έως το σημείο που η ευθεία τμήσει την καμπύλη της ισόπυκνης των 26σ-θ, όπως φαίνεται στο σχήμα:



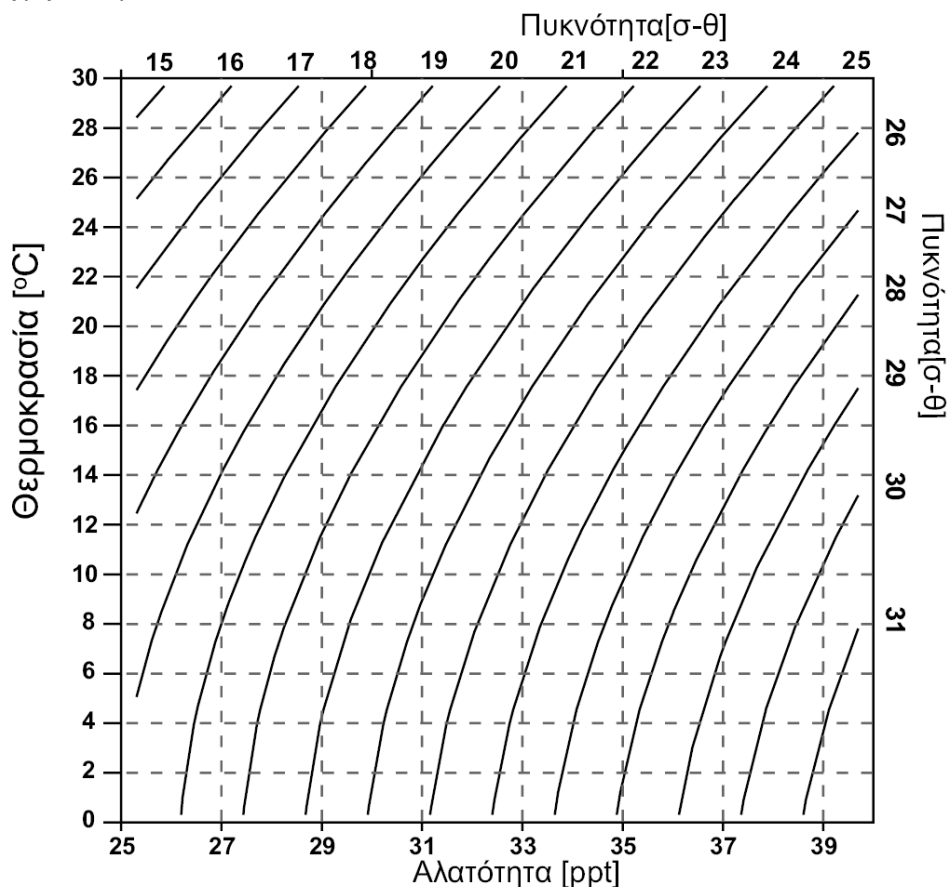
Από το σημείο αυτό φέρουμε κάθετο προς τον άξονα τιμών αλατότητας και βρίσκουμε ότι η αλατότητα στη θέση αυτή αντιστοιχεί στην τιμή περίπου 35.8‰, και άρα βρίσκεται εντός των απαιτούμενων ορίων.

Συνεπώς η θέση που αρχικά έχει επιλεγεί είναι κατάλληλη για την καλλιέργεια του συγκεκριμένου είδους ψαριού.

Άσκηση 3.9

Ερευνητικό σκάφος εκτελεί μετρήσεις με όργανο CTD και με βυθόμετρο σε θέση πιθανής εγκατάστασης μίας μονάδας για την καλλιέργεια ενός είδους ψαριού που είναι γνωστό ότι ζει και αναπτύσσεται σε περιβάλλον αλατότητας 34–36‰. Το βυθόμετρο του σκάφους σε βάθος 15 m λαμβάνει τις ανακλάσεις που προέρχονται από τον πυθμένα σε χρόνο $t = 0.02 \text{ sec}$. Η ανάλυση των μετρήσεων του CTD έδειξε ότι η θερμοκρασία είναι 22°C . Γνωρίζοντας το μέτρο ελαστικότητας του θαλασσινού νερού $\epsilon = 2308500000 \text{ N/m}^2$ και την παρακάτω εξίσωση: $C = \sqrt{\frac{\epsilon}{\rho}}$

- (α) να προσδιορίσετε την ταχύτητα του ήχου C στο θαλασσινό νερό και την πυκνότητα ρ του νερού,
 (β) να υπολογιστεί η απόλυτη πίεση στον πυθμένα της θέσης αυτής σε Pascal (Pa),
 (γ) χρησιμοποιώντας το διάγραμμα θερμοκρασίας – αλατότητας (T-S) να εκτιμηθεί αν η θέση έρευνας είναι κατάλληλη για την καλλιέργεια του ψαριού αυτού, δικαιολογώντας την απάντησή σας και
 (δ) εάν η θέση έρευνας επιλέγονταν για την εγκατάσταση της ιχθυοκαλλιέργειας, σχεδιάστε στο διάγραμμα τη βέλτιστη μορφή που θα έπρεπε να έχει μία καμπύλη T-S και εξηγήστε γιατί.





4. ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ – ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΡΕΥΜΑΤΑ

4.1 Γενικά

Τα ρεύματα αποτελούν σημαντικό παράγοντα μεταφοράς μαζών νερού, και άρα βοηθούν στην ανάμειξη νερού χαμηλών, με νερό υψηλών συγκεντρώσεων οξυγόνου (ανανέωση νερών) που προέρχεται από τις γύρω περιοχές. Ανάλογα με την κίνηση των νερών σε μία θέση ιχθυοκαλλιέργειας, οι συστοιχίες των κλωβών διευθετούνται έτσι ώστε να οξυγονώνονται όλοι με τον καλύτερο τρόπο. Τα πολύ ισχυρά ρεύματα όμως δεν είναι επιθυμητά αφού εμποδίζουν τις κινήσεις των ψαριών. Για παράδειγμα, έχει εκτιμηθεί ότι ικανοποιητική ταχύτητα ρευμάτων στην περίπτωση ιχθυοκαλλιεργειών τσιπούρας και λαβρακίου είναι αυτή των 5–15 cm/s.

Τα ρεύματα, επίσης, συντελούν στη μεταφορά αιωρούμενου υλικού (π.χ. από πλημμυρικές παροχές), καθώς και υλικού του πυθμένα κυρίως σε συνδυασμό με την αποσταθεροποιητική δράση των κυματισμών και έτσι συνδράμουν στην αναμόρφωση της παράκτιας μορφολογίας των ακτών. Η παρακολούθηση της κίνησης του αιωρούμενου υλικού μπορεί να χρησιμοποιηθεί και για την αποτύπωση της κίνησης των ρευμάτων.

Επιπλέον, επειδή διάφοροι διαλυμένοι ρυπαντές μεταφέρονται μέσω των κίνησης των νερών, γίνεται φανερό ότι τα ρεύματα είναι κύριοι ρυθμιστές της ποιότητας των νερών. Η επίδραση της παράκτιας ιχθυοκαλλιέργειας στο περιβάλλον εξαρτάται από την τοπική κίνηση των υδάτων. Σε περιοχές όπου υπάρχουν ισχυρά ρεύματα, η επίδραση ελαχιστοποιείται, αφού η παρουσία τους ευνοεί τη διασπορά των ρύπων των μονάδων και την απομάκρυνση τους από περιοχές οικιστικής ή/και τουριστικής ανάπτυξης. Η γνώση της έντασης και της διεύθυνσης των ρευμάτων σε μία περιοχή συμβάλλει ακόμη στην επιλογή της θέσης μίας υδατοκαλλιέργειας, έτσι ώστε να μη μεταφέρονται προς τη θέση εγκατάστασης, απόβλητα εργοστασίων ή μονάδων βιολογικών καθαρισμών που βρίσκονται σε παρακείμενες περιοχές.

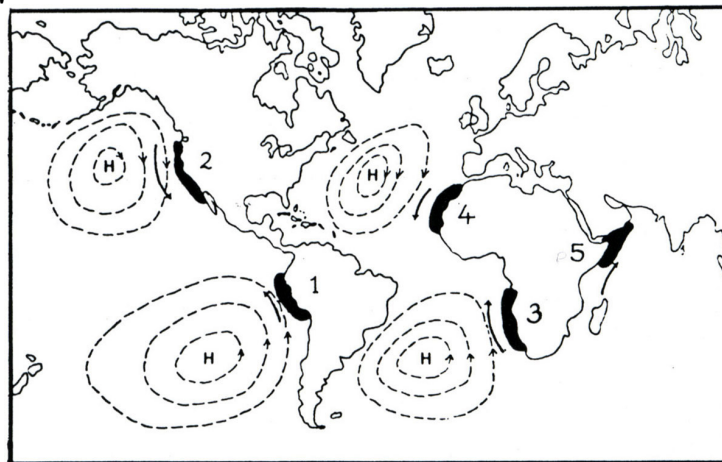
Η γνώση της κίνησης των υδάτων σε περιοχές λιμνοθαλασσών βοηθά στην είσοδο νυμφών και ιχθυδίων καθώς και στην αλιεία των ψαριών τα οποία αναπτύσσονται εκεί. Η αλιεία γίνεται με την παγίδευση τους στις ιχθυοσυλληπτικές εγκαταστάσεις που είναι τοποθετημένες στα στόμια, όταν τα ψάρια κινούνται αντίθετα στο ρεύμα της πλημμυρίδας στην προσπάθειά τους να εξέλθουν στη θάλασσα όπου και αναπαράγονται.

Σε μεγαλύτερη κλίμακα, σε εκτεταμένες παράκτιες περιοχές, οι κινήσεις των υδάτων λόγω ρευμάτων/ανέμων έχει ως συνέπεια την αφθονία των αλιευμάτων λόγω του εμπλουτισμού των επιφανειακών νερών σε θρεπτικά συστατικά (φαινόμενο ανάδυσης).

Το φαινόμενο της ανάδυσης, που συνεπάγεται την άνοδο βαθύτερων και συνεπώς πιο κρύων νερών προς την επιφάνεια, έχει ως αποτέλεσμα τη σύγχρονη άνοδο θρεπτικών ουσιών, οι οποίες αφθονούν στα βαθύτερα νερά, και κατά συνέπεια την αύξηση της παραγωγικότητας των περιοχών αυτών. Οι σημαντικότερες θέσεις ανάδυσης (ΒΔ-ική και ΝΔ-ική Αφρική, ακτές της California, Περού και Χιλής) φαίνονται στην εικόνα 4.1. Σημειώνεται ότι το μεγαλύτερο ποσοστό της παγκόσμιας αλιείας προέρχεται από περιοχές ανάδυσης, παρότι αντιπροσωπεύουν μόνο το 3% της επιφάνειας των ωκεανών.

Από τεχνικής άποψης, τα ρεύματα και οι διατμητικές τάσεις που ασκούνται από αυτά πλησίον του πυθμένα μελετούνται με σκοπό την κατασκευή αγκυροβολίων ιχθυοκαλλιεργειών κατάλληλων ώστε να μη παρασύρονται από τις επικρατούσες υδροδυναμικές συνθήκες.

Τέλος, ο τύπος του πυθμένα είναι ενδεικτικός της παρουσίας ή μη ρευμάτων σε μία περιοχή. Όταν ο πυθμένας έχει σύσταση αμμώδη ή αμμο-αργιλώδη θεωρείται ο ιδανικός τύπος, αφού υποδηλώνει την ικανοποιητική κυκλοφορία νερού κάτω από το δίχτυ. Αντίθετα, ιλυώδης ή αργιλώδης τύπος πυθμένα δηλώνει προβλήματα κυκλοφορίας νερού και περίσσεια οργανικών φορτίων. Ο βραχώδης πυθμένας υποδηλώνει ένα σύστημα με πολύ καλή λειτουργία (κυκλοφορία νερών), αλλά παρουσιάζει προβλήματα με την ασφαλή αγκύρωση των εγκαταστάσεων.



Εικ. 4.1: Οι σημαντικότερες θέσεις στον κόσμο, στις οποίες αναπτύσσεται το φαινόμενο της ανάδυσης.

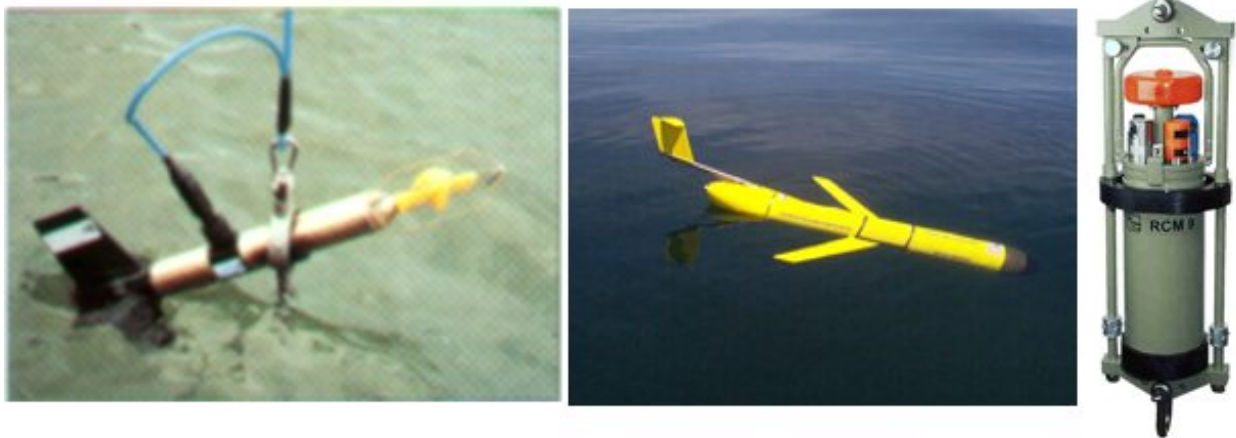
Τα κύρια γενεσιουργά αίτια στα οποία οφείλεται η δημιουργία των ρευμάτων είναι:

- ο **άνεμος** (ανεμογενής κυκλοφορία, ανεμογενή ρεύματα) καθώς και οι **ατμοσφαιρικές βαροβαθμίδες** στην επιφάνεια της θάλασσας,
- η **παλίρροια** (παλίρροιακή κυκλοφορία, παλίρροιακά ρεύματα), εξαιτίας της επίδρασης των ουράνιων σωμάτων (του ήλιου και κυρίως της σελήνης) σε συνδυασμό με τη βαρυτική έλξη της γης,
- οι **χωρικές βαθμίδες της πυκνότητας** του θαλασσινού νερού (ρεύματα πυκνότητας),

- οι δυνάμεις Coriolis λόγω της περιστροφής της γης και
- οι κυματισμοί που αναπτύσσονται και διαδίδονται στις παράκτιες λεκάνες (κυματογενής κυκλοφορία, κυματογενή ρεύματα).

4.2 Όργανα Μέτρησης Ρευμάτων

Οι μετρήσεις στο πεδίο των θαλάσσιων ρευμάτων (της διεύθυνσης και της ταχύτητας τους) γίνονται είτε με τη βοήθεια ειδικών ηλεκτρονικών οργάνων, των ρευματογράφων (current-meters) (Εικ. 4.2), είτε με χρήση πλωτών αντικειμένων (drifters – δράγες) που ακολουθούν παρασυρόμενα την κίνηση των επιφανειακών ρευμάτων.



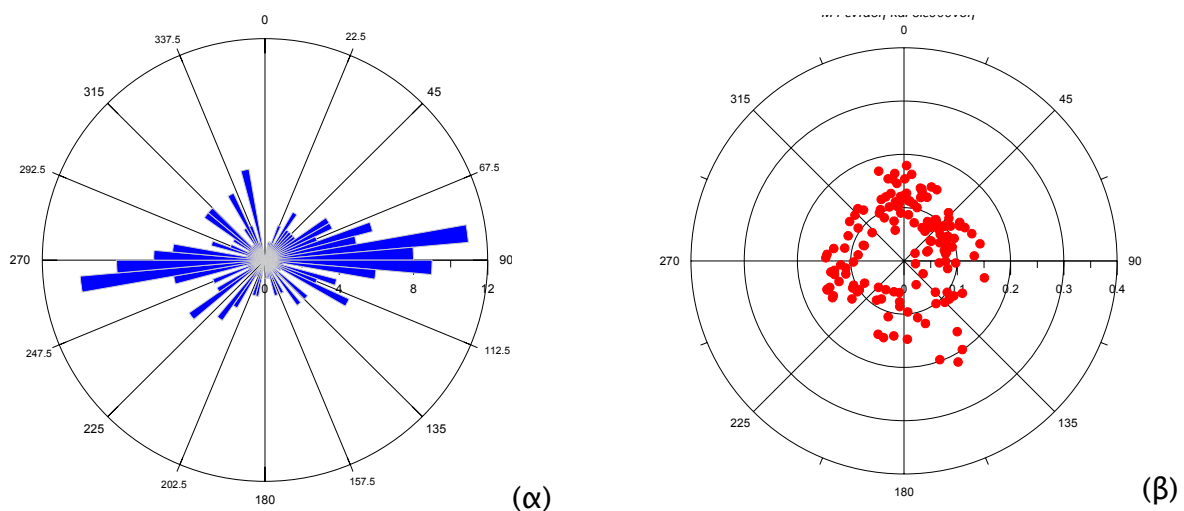
Εικ. 4.2: Διαφορετικοί τύποι ρευματογράφων

Στην πρώτη περίπτωση, οι ρευματογράφοι τοποθετούνται είτε επιφανειακά, είτε σε κάποιο βάθος, είτε κοντά στον πυθμένα (Εικ. 4.6) και καταγράφουν τα δεδομένα της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ρεύματος στην ηλεκτρονική τους μνήμη (μέθοδος Euler).

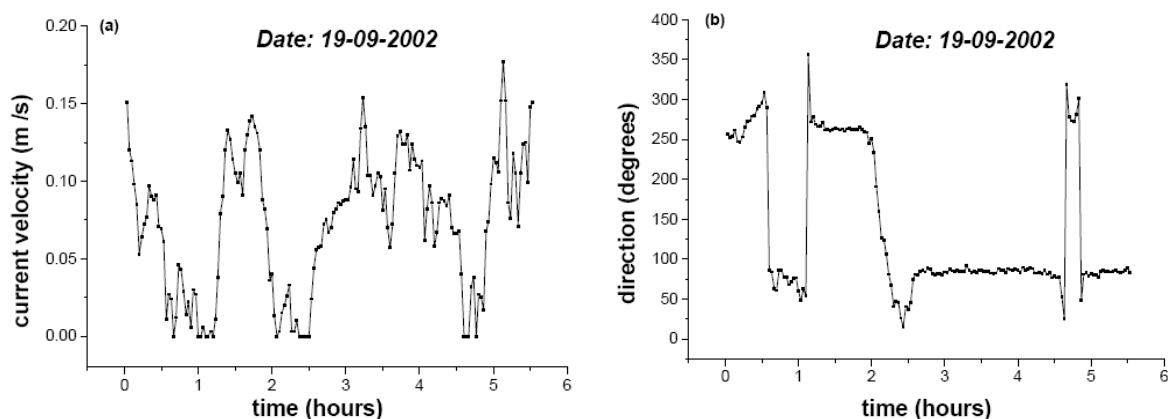
Στη δεύτερη περίπτωση, η κίνηση μιας μάζας νερού προσδιορίζεται με τη βοήθεια πλωτών σημαντήρων που κινούνται ελεύθερα στην επιφάνεια της θάλασσας και παρασύρονται ανάλογα με την ταχύτητα και τη διεύθυνση των επιφανειακών ρευμάτων (μέθοδος Lagrange). Έτσι, η ταχύτητα μετακίνησης της μάζας (η ταχύτητα του επιφανειακού ρεύματος) υπολογίζεται διαιρώντας την απόσταση που διανύθηκε μεταξύ δύο σημείων προς τον αντίστοιχο χρόνο που μεσολάβησε για την μετατόπιση αυτή. Είναι φανερό ότι η ακρίβεια μέτρησης των ρευμάτων με τη μέθοδο αυτή, εξαρτάται από την ακρίβεια προσδιορισμού του στίγματος του σημαντήρα και από τη συχνότητα των μετρήσεων.

Η παρουσίαση - απεικόνιση των μετρήσεων των παραμέτρων των ρευμάτων μπορεί να γίνει :

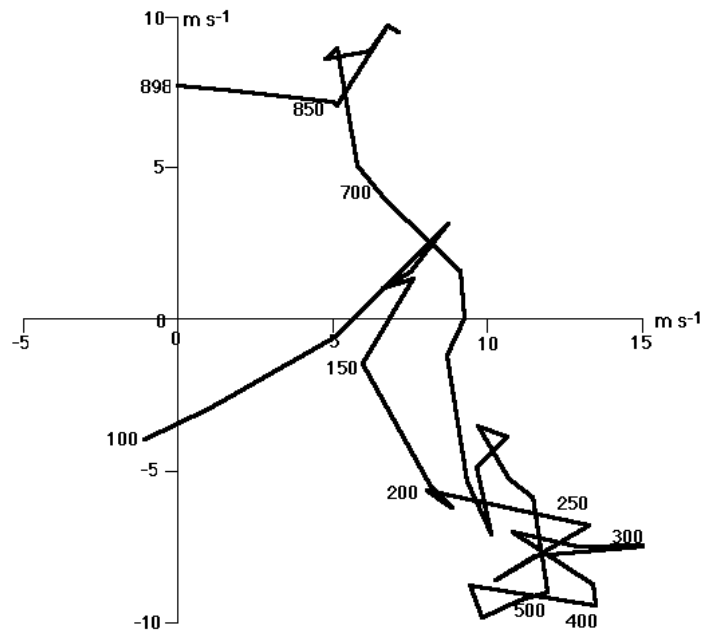
- με τη μορφή ροδογράμματος (Εικ. 4.3(α)), όπου αποτυπώνεται η συχνότητα των διαφόρων διευθύνσεων των ρευμάτων σε μία θέση, και με τη μορφή ιστογράμματος για την απεικόνιση της συχνότητας των ταχυτήτων του ρεύματος,
- με τη μορφή διαγραμμάτων διασποράς (Εικ. 4.3(β)) (scatter plot) στα οποία αποτυπώνονται με σημεία τόσο η διεύθυνση όσο και ένταση των ρευμάτων σε μία θέση
- με χρονοσειρές (Εικ. 4.4),, όπου απεικονίζεται η μεταβολή της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ρεύματος συναρτήσει του χρόνου
- με τη διαδοχική προβολή του διανύσματος της ταχύτητας (μέτρο και διεύθυνση) με το χρόνο (διαγράμματα οδογράφων ταχύτητας) (Εικ. 4.6)



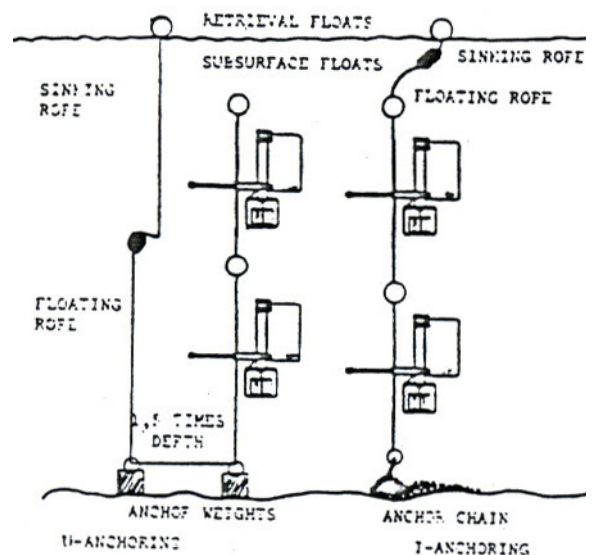
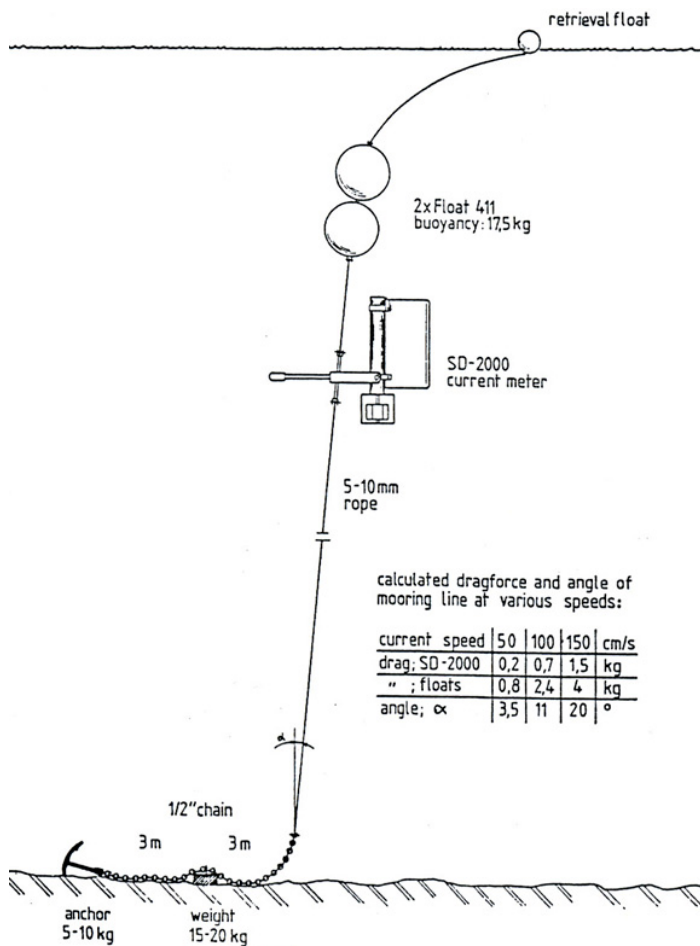
Εικ. 4.3: Ροδογράμματα συχνότητας διευθύνσεων των ρευμάτων (rose diagrams) (α) και διάγραμμα διασποράς ταχύτητας (ένταση και διεύθυνση) του θαλάσσιου ρεύματος στην (scatter plot) (β)



Εικ. 4.4: Διαγράμματα χρονοσειράς έντασης και διεύθυνσης του ρεύματος (time-series)



Εικ. 4.5: Οδογράφος ταχύτητας ρεύματος



Εικ. 4.6: Σκαριφήματα στα οποία παρουσιάζονται ρευματογράφος και συστοιχία ρευματογράφων, που έχουν ποντιστεί επιφανειακά και κοντά στον πυθμένα αντίστοιχα.

Οι διάφοροι τύποι ρευματογράφων περιλαμβάνουν τους:

- μηχανικούς ρευματογράφους
- ακουστικούς ρευματογράφους
- ηλεκτρομαγνητικούς ρευματογράφους
- ανεμόμετρα Hotwire

4.2.1 Μηχανικοί ρευματογράφοι

Είναι πολύ πρακτικοί στη χρήση τους, όμως ένα μειονέκτημα των ρευματογράφων αυτών (Εικ. 4.47(α)) που μετρούν την ταχύτητα μέσω προπελοειδούς έλικα – ρότορα είναι η αύξηση της ταχύτητας του ρότορα κατά την κατακόρυφη κίνηση του οργάνου. Κάποιοι κατασκευαστές με ειδικό μηχανισμό καταφέρνουν να εξαλείψουν το φαινόμενο αυτό. Επίσης, τα όργανα αυτής της τεχνολογίας είναι αρκετά επιρρεπή σε φαινόμενα «fouling effect ή fouling» (παρεμπόδιση της σωστής λειτουργίας του οργάνου από ζωντανούς οργανισμούς που εγκαθίστανται και αναπτύσσονται πάνω σε αυτό).

4.2.2 Ακουστικοί ρευματογράφοι

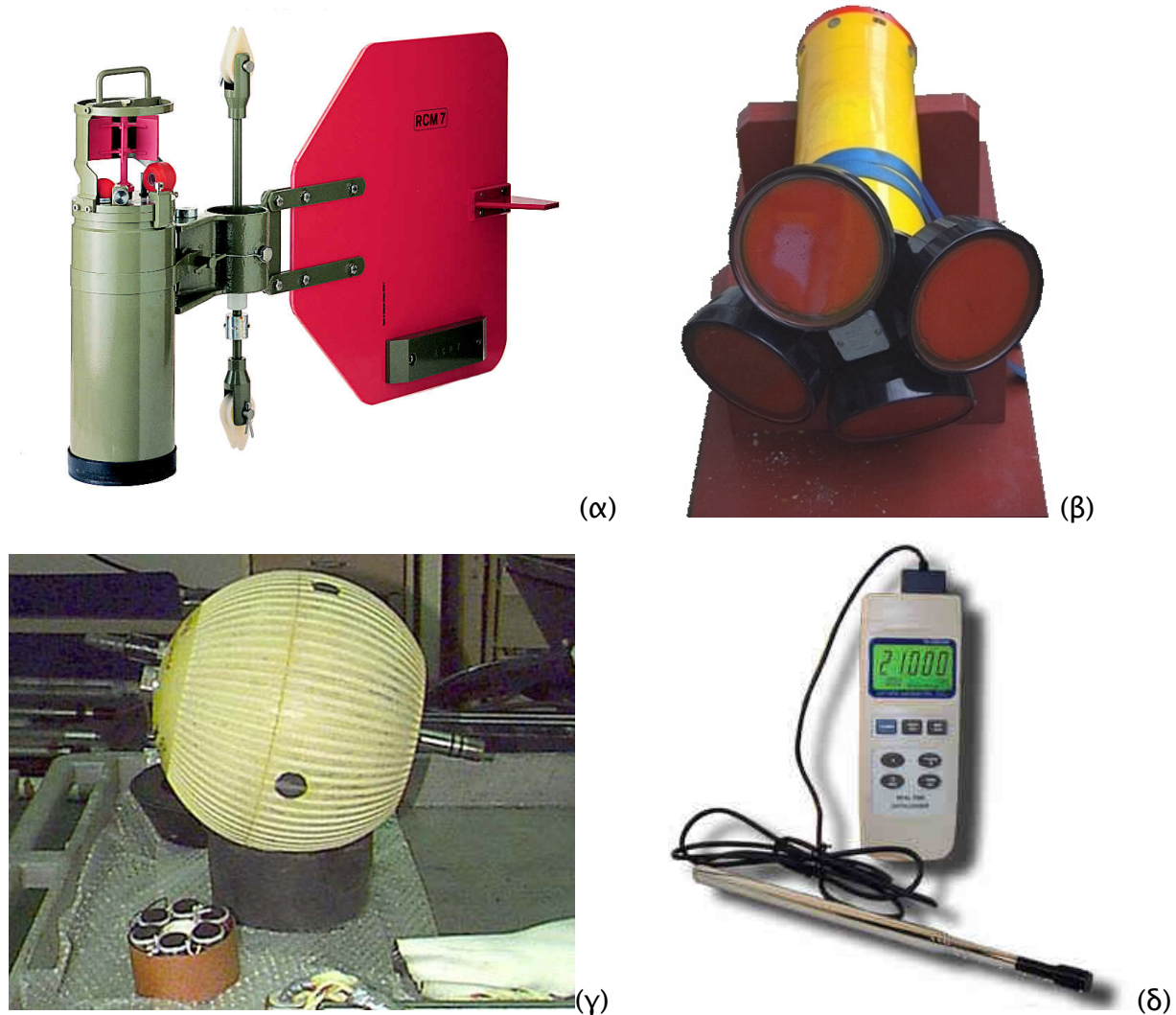
Ρευματογράφοι διαφορετικής τεχνολογίας ξεπερνούν τα μειονεκτήματα των αντίστοιχων μηχανικών. Από τους πιο διαδεδομένους είναι οι ακουστικοί ρευματογράφοι. Βασίζονται στη μέτρηση του χρόνου αντανάκλασης υψηλής συχνότητας ηχητικών παλμών, καθώς αυτά αντανακλώνται από σωματίδια του νερού, φυτοπλαγκτό, ζωοπλαγκτό κ.α. Είναι τα λεγόμενα «**Doppler sonar profilers**», τα οποία είναι παραπλήσια των ηχητικών συσκευών για τη μέτρηση ανέμων. Πιθανό «fouling effect» έχει επίδραση μόνο στο εύρος καταγραφής και όχι στην ακρίβεια. Οι πιο γνωστές συσκευές είναι τα **ADCP** (acoustic Doppler current profilers) και τα **ACM** (acoustic current meters). Τα **ADCP** (Εικ. 4.7(β)) μπορούν να καταγράψουν πολλά ρεύματα ταυτόχρονα μέχρι ένα συγκεκριμένο εύρος βάθους.

4.2.3 Ηλεκτρομαγνητικοί ρευματογράφοι

(Εικ. 4.7(γ)) Στην ηλεκτρομαγνητική μέθοδο, το θαλασσινό νερό είναι το αγωγίμο μέσο το οποίο προκαλεί μια ηλεκτρομαγνητική δύναμη, καθώς περνά μέσα από τεχνητό ηλεκτρομαγνητικό πεδίο. Απαιτεί υψηλή ενίσχυση της τάσης και έχει έντονες τάσεις για «fouling».

4.2.4 Ανεμόμετρα Hotwire

Ένα άλλο όργανο που βασίζεται στην καταγραφή ρευμάτων, είναι το ανεμόμετρο hotwire, (Εικ. 4.7(δ)) το οποίο χρησιμοποιείται πρωτίστως για ανεμολογικές καταγραφές. Αυτό που κάνει, είναι η μέτρηση της ψύξης ενός ηλεκτρικά θερμαινόμενου σύρματος, του οποίου το ηλεκτρικό ρεύμα μεταφράζεται στη συνέχεια σε ταχύτητα ροής του υγρού. Παρέχει μεγάλη ευαισθησία στη μέτρηση, αλλά είναι πολύ επιρρεπές σε «fouling effect».



Εικ. 4.7 Μηχανικός (α), ακουστικός (β), ηλεκτρομαγνητικός (γ) ρευματογράφος και ανεμόμετρο hotwire (δ)

4.3 Διατμητικές Τάσεις Ανέμου στην Επιφάνεια της Θάλασσας

Η επίδραση της πνοής ανέμου στην επιφάνεια της θάλασσας, παράλληλα με την κυματογένεση, συνεπάγεται και οριζόντιες μετακινήσεις επιφανειακών μαζών (Κουτίτας, 1994). Η διατμητική τάση που αναπτύσσεται στην επιφάνεια της θάλασσας είναι η αεροδυναμική δύναμη που αποσπάται από τον άνεμο στην επιφάνεια της θάλασσας ανά μονάδα επιφάνειας (Arel, 1988) και το μέτρο της εξαρτάται από το τετράγωνο της ταχύτητας πνοής του ανέμου:

$$\tau_s = \rho_w \cdot C_s \cdot W^2 \quad [N/m^2]$$

όπου ρ_w η πυκνότητα του θαλασσινού νερού, C_s συντελεστής τριβής ανέμου, και W η ταχύτητα του ανέμου. Ο συντελεστής τριβής ανέμου C_s είναι της τάξης του 10^{-6} .

Αντίστοιχα οι συνιστώσες της διατμητικής τάσης στην επιφάνεια κατά x και y δίνονται από τις σχέσεις:

$$\tau_{sx} = \rho_w \cdot C_s \cdot W_x \cdot \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad [N/m^2] \quad \text{και} \quad \tau_{sy} = \rho_w \cdot C_s \cdot W_y \cdot \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad [N/m^2]$$

όπου W_x η συνιστώσα της ταχύτητας του ανέμου κατά x και W_y η συνιστώσα της ταχύτητας του ανέμου κατά y . Ισχύουν επίσης οι σχέσεις για τον υπολογισμό του μέτρου της συνισταμένης ταχύτητας ανέμου και συνισταμένης διατμητικής τάσης στην επιφάνεια:

$$W = \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad [m/sec] \quad \text{και} \quad \tau_s = \sqrt{\tau_{sx}^2 + \tau_{sy}^2} \quad [N/m^2]$$

Άσκηση 4.1

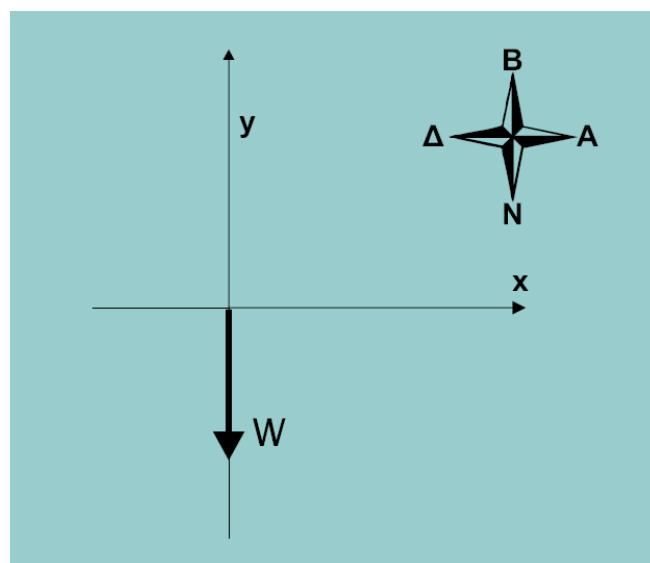
Βόρειος άνεμος φυσά με ταχύτητα 10m/s πάνω από μια θαλάσσια περιοχή. Δίνονται: η μέση πυκνότητα του θαλάσσιου νερού $\rho_w = 1025\text{kg/m}^3$ και ο συντελεστής τριβής του ανέμου $C_s = 3 \times 10^{-6}$. Ζητούνται οι διατμητικές τάσεις που αναπτύσσονται στην επιφάνεια της θάλασσας κατά x και y εξαιτίας του ανέμου και το μέτρο της συνισταμένης τάσης.

Λύση

Έχουμε 2 τρόπους να αντιμετωπίσουμε το πρόβλημα. Ή να αναλύσουμε αρχικά το διάνυσμα του ανέμου σε συνιστώσες x και y και στη συνέχεια να υπολογίσουμε τις διατμητικές τάσεις (α' τρόπος) ή να βρούμε απ' ευθείας το μέτρο της συνισταμένης διατμητικής τάσης ανέμου και στη συνέχεια να αναλύσουμε τη διατμητική τάση αυτή σε συνιστώσες x και y (β' τρόπος). Η μεθοδολογία αυτή ακολουθείται στη συνέχεια:

α' τρόπος επίλυσης

Επειδή πρόκειται για βόρειο άνεμο η συνιστώσα της ταχύτητας του ανέμου κατά τον άξονα x είναι 0 ($W_x = 0$) και έχουμε μόνο τη συνιστώσα κατά τον άξονα y (W_y), όπως φαίνεται στο παρακάτω σχήμα. Η ταχύτητα ως προς τον άξονα y έχει αρνητικό πρόσημο διότι η φορά του ανέμου είναι από το βορρά προς το νότο (η ονομασία του ανέμου δηλώνει από πού έρχεται ο άνεμος).



Είναι δηλαδή $W_y = -10 \text{ m/s}$ και $W_x = 0 \text{ m/sec}$. Η διατμητική τάση που αναπτύσσεται πάνω στο επιφανειακό στρώμα της θάλασσας είναι

$$\tau_s = \sqrt{\tau_{sx}^2 + \tau_{sy}^2}$$

$$\tau_{sx} = \rho_w \cdot C_s \cdot W_x \cdot \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad \text{και} \quad \tau_{sy} = \rho_w \cdot C_s \cdot W_y \cdot \sqrt{W_x^2 + W_y^2}$$

Δεδομένου ότι η συνιστώσα του ανέμου κατά x είναι μηδενική επομένως

$$\tau_{sx} = 0 \text{ N/m}^2$$

Για τη συνιστώσα των τάσεων τριβής κατά y έχουμε με αντικατάσταση στον τύπο:

$$\tau_{sy} = \rho_w \cdot C_s \cdot W_y \cdot \sqrt{W_x^2 + W_y^2} = 1025 \cdot 0.000003 \cdot (-10) \cdot \sqrt{0^2 + (-10)^2} \Rightarrow \tau_{sy} = -0.3075 \text{ N/m}^2$$

Το αρνητικό πρόσημο στην διατμητική τάση τ_{sy} σημαίνει ότι η φορά του διανύσματος είναι αντίθετη με τη φορά του άξονα των y, έχει δηλαδή, όπως θα περιμέναμε, φορά ίδια με αυτή του ανέμου που την προκάλεσε.

Το μέτρο της συνισταμένης διατμητικής τάσης είναι:

$$\tau_s = \sqrt{\tau_{sx}^2 + \tau_{sy}^2} = \sqrt{0^2 + (-0.3075)^2} \Rightarrow \tau_s = 0.3075 \text{ N/m}^2$$

β' τρόπος επίλυσης

Θα μπορούσαμε να υπολογίσουμε απευθείας από την ταχύτητα του ανέμου το μέτρο της διατμητικής τάσης εφαρμόζοντας τη σχέση:

$$\tau_s = \rho_w \cdot C_s \cdot W^2 \Rightarrow \tau_s = 1025 \cdot 0.000003 \cdot (-10)^2 \Rightarrow \tau_s = 0.3075 \text{ N/m}^2$$

Στη συνέχεια αναλύουμε το διάνυσμα της διατμητικής τάσης (η διεύθυνση και φορά της είναι ίδια με αυτή του ανέμου) στις συνιστώσες τ_{sx} και τ_{sy} . Η συνιστώσα της διατμητικής τάσης κατά x είναι μηδενική εφόσον το διάνυσμα είναι παράλληλο στον άξονα των y και η συνιστώσα της διατμητικής τάσης κατά y θα είναι ίση σαν μέτρο με την συνισταμένη διατμητική τάση. Το πρόσημό της όμως θα είναι αρνητικό αφού έχει φορά αντίθετη με αυτή του άξονα των y. Θα είναι επομένως:

$$\tau_{sx} = 0 \text{ N/m}^2 \quad \text{και} \quad \tau_{sy} = -0.3075 \text{ N/m}^2$$

4.4 Διατμητικές Τάσεις Ρεύματος κοντά στον Πυθμένα

Κατά την ανάπτυξη ενός ρεύματος στο θαλάσσιο περιβάλλον αναπτύσσονται στο όριο επαφής του νερού με τον πυθμένα διατμητικές τάσεις τ_b με μέτρο:

$$\tau_b = \rho_w \cdot C_b \cdot U^2 \quad [\text{N/m}^2]$$

όπου ρ_w η πυκνότητα του θαλασσινού νερού, C_b συντελεστής τριβής πυθμένα, και U η ταχύτητα του ρεύματος. Ο συντελεστής τριβών πυθμένα C_b είναι της τάξης του 10^{-3} . Η φορά των διατμητικών τάσεων είναι ίδια με αυτή του ρεύματος που τις προκαλεί.

Αντίστοιχα οι συνιστώσες της διατμητικής τάσης στον πυθμένα κατά x και y δίνονται από τις σχέσεις:

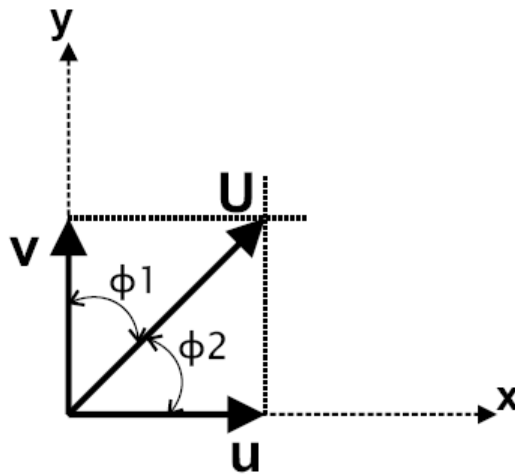
$$\tau_{bx} = \rho_w \cdot C_b \cdot u \cdot \sqrt{u^2 + v^2} \quad [N/m^2] \quad \text{και} \quad \tau_{sy} = \rho_w \cdot C_s \cdot W_y \cdot \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad [N/m^2]$$

όπου u η συνιστώσα της ταχύτητας του ρεύματος κατά x και v η συνιστώσα της ταχύτητας του ρεύματος κατά y . Ισχύουν επίσης οι σχέσεις για τον υπολογισμό του μέτρου της συνισταμένης ταχύτητας ρεύματος και συνισταμένης διατμητικής τάσης πυθμένα:

$$W = \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad [m/sec] \quad \text{και} \quad \tau_b = \sqrt{\tau_{bx}^2 + \tau_{by}^2} \quad [N/m^2]$$

Άσκηση 4.2

Έχει μετρηθεί το ρεύμα U που επικρατεί κοντά στον πυθμένα της θάλασσας στην περιοχή ενός κόλπου. Το ρεύμα έχει ταχύτητα 0.1414m/sec με συνιστώσες κατά x και y , $v=0.1\text{m/sec}$ και $u=0.1\text{m/sec}$, αντίστοιχα, όπως φαίνεται στο σχήμα.



Δίνονται: η μέση πυκνότητα του θαλάσσιου νερού $\rho_w=1025\text{Kg/m}^3$ και ο συντελεστής τριβής του πυθμένα $C_b=1 \times 10^{-3}$. Ζητείται η διατμητική τάση που αναπτύσσεται στον πυθμένα κατά x και y και το μέτρο της συνισταμένης.

Λύση

Όπως δίνεται στην άσκηση και φαίνεται από το διάνυσμα της ταχύτητας του ρεύματος η ταχύτητα U έχει συνιστώσες τις $u=0.1\text{m/sec}$ και $v=0.1\text{m/sec}$ ενώ είναι $\phi_1 = \phi_2 = 45^\circ$.

Οι συνιστώσες της διατμητικής τάσης που αναπτύσσεται στον πυθμένα της θάλασσας κατά x και y είναι

$$\tau_{bx} = \rho_w \cdot C_b \cdot u \cdot \sqrt{u^2 + v^2} = 1025 \cdot 0.001 \cdot 0.1 \cdot \sqrt{0.1^2 + 0.1^2} \Rightarrow \tau_{bx} = 0.0145\text{N/m}^2$$

$$\tau_{by} = \rho_w \cdot C_b \cdot v \cdot \sqrt{u^2 + v^2} = 1025 \cdot 0.001 \cdot 0.1 \cdot \sqrt{0.1^2 + 0.1^2} \Rightarrow \tau_{by} = 0.0145\text{N/m}^2$$

Έτσι λοιπόν το μέτρο της συνισταμένης διατμητικής τάσης στον πυθμένα της θάλασσας είναι:

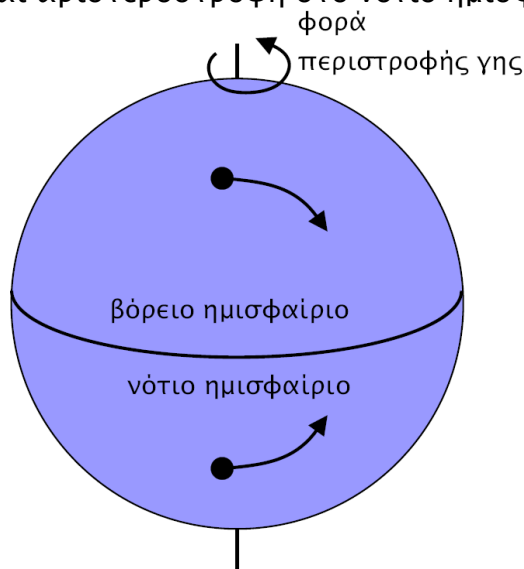
$$\tau_b = \sqrt{\tau_{bx}^2 + \tau_{by}^2} = \sqrt{0.0145^2 + 0.0145^2} \Rightarrow \tau_b \approx 0.02\text{N/m}^2$$

Το ίδιο αποτέλεσμα θα είχαμε και αν υπολογίζαμε τη συνισταμένη διατμητική τάση πυθμένα από τη σχέση:

$$\tau_b = \rho_w \cdot C_b \cdot U^2 = 1025 \cdot 0.001 \cdot 0.1414^2 \Rightarrow \tau_b \approx 0.02 \text{ N/m}^2$$

4.5 Παράμετρος Coriolis – Αδρανειακό Ρεύμα

Η περιστροφή της γης γύρω από τον άξονά της έχει σαν συνέπεια την εμφάνιση 2 δυνάμεων, της κεντρομόλου δύναμης και της δύναμης Coriolis (ApeI, 1988). Η δύναμη Coriolis τείνει να εκτρέψει κάθε σώμα που κινείται στην επιφάνεια της γης (και τις κινούμενες υδάτινες μάζες) λόγω της ταυτόχρονης περιστροφής της γης γύρω από τον άξονά της. Η εκτροπή λόγω Coriolis είναι δεξιόστροφη στο βόρειο και αριστερόστροφη στο νότιο ημισφαίριο (Εικ. 4.8).



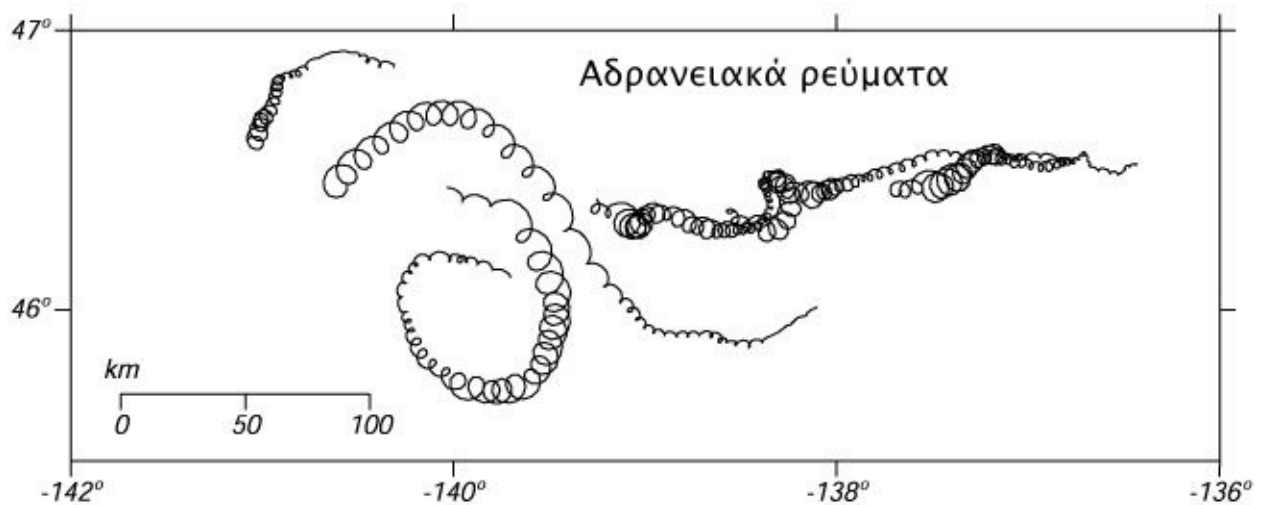
Εικ. 4.8 Εκτροπή των θαλασσιών μαζών λόγω δύναμης Coriolis

Η επίδραση της δύναμης Coriolis ποσοτικοποιείται μέσω της παραμέτρου Coriolis f : $f = 2 \cdot \Omega \cdot \sin \phi$ [sec^{-1}]

Όπου Ω η γωνιακή ταχύτητα περιστροφής της γης και ϕ το γεωγραφικό πλάτος. Η γωνιακή ταχύτητα περιστροφής της γης είναι $\Omega = \frac{2\pi}{86400} \text{ rad/sec}$ (μια πλήρης περιστροφή δηλαδή $360^\circ = 2\pi \text{ rad}$ σε διάστημα 1 ημέρας $1 \text{ d} = 24 \text{ h} = 86400 \text{ sec}$). Παρατηρούμε η παράμετρος Coriolis έχει διαφορετική τιμή για διαφορετικά γεωγραφικά πλάτη (αποστάσεις από τον ισημερινό).

Επομένως στην περίπτωση που μια μάζα συνεχίζει να κινείται αφού έχει σταματήσει να επιδρά πάνω της το γενεσιουργό αίτιο της κίνησης (π.χ. άνεμος), συνεχίζει να κινείται δηλαδή εξ' αιτίας της αδρανείας, λόγω ταυτόχρονης επίδρασης της δύναμης Coriolis εκτρέπεται από την ευθύγραμμη τροχιά και η κίνησή της γίνεται σπειροειδής, της μορφής που φαίνεται στην εικόνα 4.9. Η

περίοδος τέτοιων αδρανειακών ρευμάτων, ο χρόνος δηλαδή που χρειάζεται για μια περιστροφή, δίνεται από τη σχέση: $T = \frac{2\pi}{f}$ [sec]



Εικ. 4.9: Αδρανειακά ρεύματα στο Β. Ειρηνικό Ωκεανό τον Οκτώβριο του 1987 που μετρήθηκαν από παρασυρόμενη ωκεανογραφική διάταξη στο βάθος των 15m (Stewart, 2002)

Ασκηση 4.3

Να υπολογιστεί η περίοδος των αδρανειακών ρευμάτων σε θαλάσσια περιοχή γεωγραφικού πλάτους $\phi=60^\circ$ και $\phi=30^\circ$.

Λύση

Η παράμετρος Coriolis είναι $f = 2 \cdot \Omega \cdot \sin \phi$ και η γωνιακή ταχύτητα περιστροφής της γης είναι $\Omega = \frac{2\pi}{86400} \text{ rad/sec}$. Επομένως η παράμετρος Coriolis γίνεται:

$$f = 2 \cdot \Omega \cdot \sin \phi \xrightarrow{\Omega = 2\pi/86400} f = 2 \cdot \frac{2\pi}{86400} \cdot \sin \phi$$

A) για $\phi=60^\circ$

$$f = 2 \cdot \frac{2\pi}{86400} \cdot \sin \phi = 2 \cdot \frac{2 \cdot 3.14}{86400} \cdot \sin 60^\circ \Rightarrow f = 0.000126 \text{ sec}^{-1}$$

Άρα η περίοδος των αδρανειακών ρευμάτων σε γ.π. 60° θα είναι:

$$T = \frac{2\pi}{f} = \frac{2 \cdot 3.14}{0.000126} \Rightarrow T = 49841 \text{ sec} = 13.8 \text{ hrs}$$

B) για $\phi = 30^\circ$

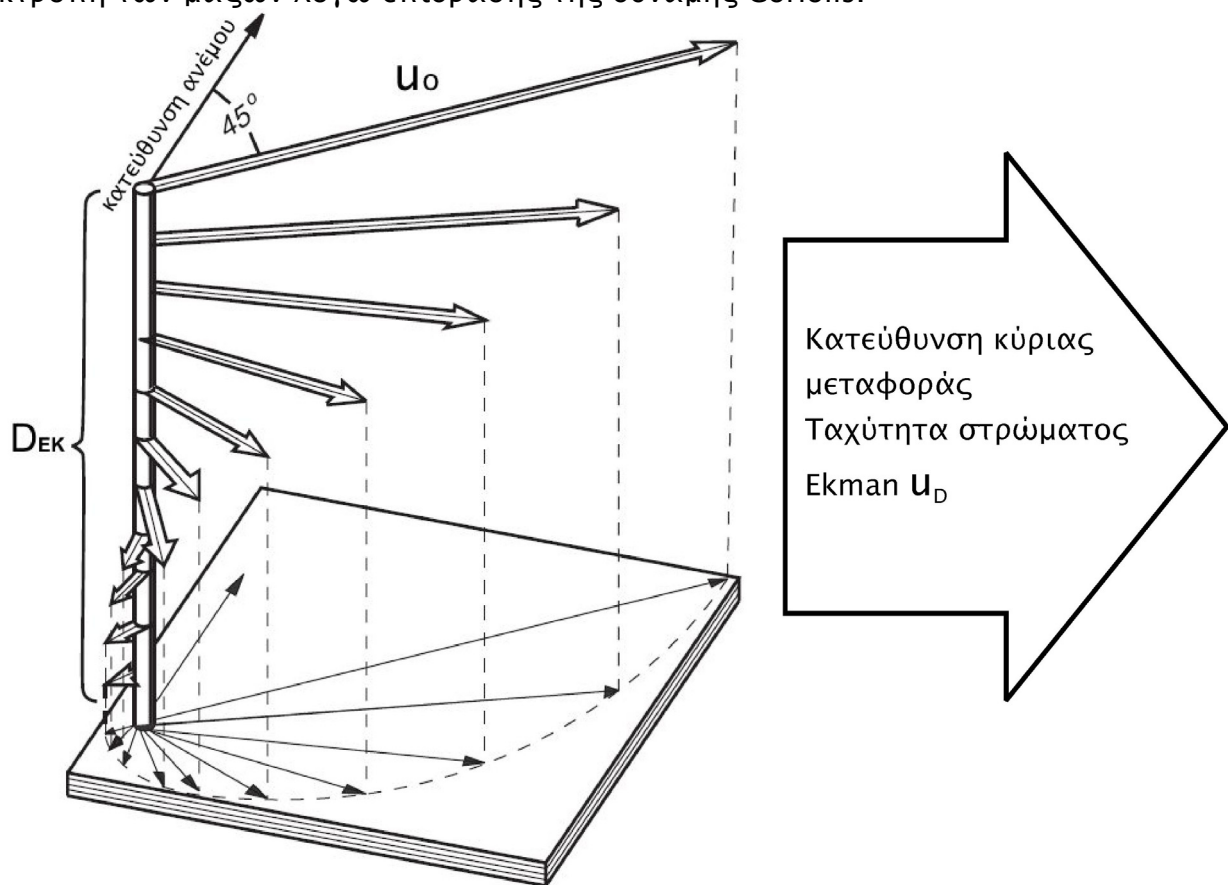
$$f = 2 \cdot \frac{2\pi}{86400} \cdot \sin \phi = 2 \cdot \frac{2 \cdot 3.14}{86400} \cdot \sin 30^\circ \Rightarrow f = 0.000072 \text{ sec}^{-1}$$

Άρα η περίοδος των αδρανειακών ρευμάτων σε γ.π. 30° θα είναι:

$$T = \frac{2\pi}{f} = \frac{2 \cdot 3.14}{0.000072} \Rightarrow T = 78222 \text{ sec} = 24.2 \text{ hrs} \approx 1 \text{ day}$$

4.6 Ανεμογενές Ρεύμα – Μεταφορά Ekman

Ανεμογενές ονομάζεται το ρεύμα που προκαλείται από την πνοή του ανέμου που μέσω των τάσεων τριβής που αναπτύσσονται στην επιφάνεια θέτει μάζες νερού σε κίνηση. Η επίδραση του ανέμου φτάνει σε βάθος της τάξης μερικών εκατοντάδων μέτρων από την επιφάνεια της θάλασσας (Stewart, 2002). Οι ταχύτητες του ανεμογενούς ρεύματος στη στήλη του νερού, όπως είναι αναμενόμενο, μειώνονται με το βάθος. Η επίδραση της περιστροφής της γης στην κίνηση των μαζών του νερού υπό την επίδραση του ανέμου έχει σαν αποτέλεσμα να δημιουργείται μια σπειροειδής κίνηση στη στήλη του νερού που είναι γνωστή σαν σπείρα του Ekman (Εικ. 4.10). Ο λόγος της σπειροειδούς αυτής κίνησης είναι η εκτροπή των μαζών λόγω επίδρασης της δύναμης Coriolis.



Εικ. 4.10: Η σπείρα του Ekman

Έχει βρεθεί ότι οι μάζες νερού επιφανειακά εκτρέπονται κατά 45° (δεξιόστροφα στο β. ημισφαίριο και αριστερόστροφα στο ν.) (βλ. Εικ. 4.6) και η ταχύτητα του ανεμογενούς ρεύματος στην επιφάνεια u_0 είναι:

$$u_0 = \frac{\tau_s}{\sqrt{A_{ix} \cdot \rho_w \cdot f}} \quad [m/sec]$$

όπου τ_s η τάση τριβής ανέμου στην επιφάνεια, D_{EK} το πάχος του στρώματος Ekman, A_{ix} το τυρβώδες δυναμικό ιξώδες του νερού, ρ_w η πυκνότητα του

θαλασσινού νερού και f η παράμετρος Coriolis. Έπεται ότι η διεύθυνση της επιφανειακής ταχύτητας προκύπτει αν περιστρέψουμε την διεύθυνση του ανέμου κατά 45° (με φορά ανάλογα με το ημισφαίριο).

Η εκτροπή των μαζών του νερού συνεχίζει με την αύξηση του βάθους (Εικ. 4.6). Το βάθος στο οποίο οι ταχύτητες του νερού έχουν φορά αντίθετη με αυτή του ανέμου ονομάζεται βάθος Ekman D_{EK} . Το βάθος αυτό δίνεται από τη σχέση:

$$D_{EK} = \pi \sqrt{\frac{2k_{i\xi}}{f}} \quad [m]$$

όπου $k_{i\xi}$ το τυρβώδες κινηματικό ιξώδες του νερού [m^2/sec]. Συνδέεται με το τυρβώδες δυναμικό ιξώδες του νερού $A_{i\xi}$ [$kg/m \cdot sec$] με τη σχέση $k_{i\xi} = A_{i\xi} / \rho_w$

Όπως παρατηρείται από τη σπείρα του Ekman η κύρια μεταφορά συμβαίνει κάθετα προς την κατεύθυνση πνοής του ανέμου. Η ταχύτητα αυτή ονομάζεται μέση ταχύτητα του στρώματος Ekman u_D και δίνεται από τη σχέση:

$$u_D = \frac{\tau_s}{D_{EK} \cdot \rho_w \cdot f} \quad [m/sec]$$

Έπεται ότι η διεύθυνση της ταχύτητας του στρώματος Ekman προκύπτει αν περιστρέψουμε την διεύθυνση του ανέμου κατά 90° (με φορά ανάλογα με το ημισφαίριο).

Άσκηση 4.4

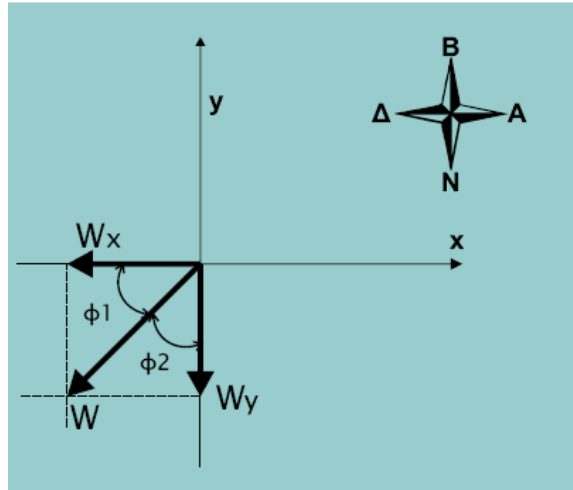
Βορειοανατολικός άνεμος φυσά με ταχύτητα $15m/s$ πάνω από μια θαλάσσια περιοχή μεγάλου βάθους στο βόρειο ημισφαίριο με γεωγραφικό πλάτος $\phi=45^\circ$. Δίνονται: η μέση πυκνότητα του θαλασσίου νερού $\rho_w=1025Kg/m^3$, ο συντελεστής τριβής του ανέμου $C_s=2.5 \times 10^{-6}$ και το τυρβώδες κινηματικό ιξώδες $k_{i\xi}=0.05m^2/sec$ (όπου $k_{i\xi} = A_{i\xi} / \rho_w$). Ζητούνται:

- οι διατμητικές τάσεις που αναπτύσσονται στην επιφάνεια της θάλασσας κατά x και y εξαιτίας του ανέμου,
- το πάχος του στρώματος Ekman,
- η μέση ταχύτητα u_D μεταφοράς Ekman,
- η επιφανειακή ταχύτητα u_0 του ανεμογενούς ρεύματος.

Λύση

(α) Για να υπολογίσουμε τις διατμητικές τάσεις που αναπτύσσονται πάνω στο επιφανειακό στρώμα της θάλασσας εξαιτίας των τριβών του ανέμου εργαζόμαστε ως εξής :

Σχεδιάζουμε το διάνυσμα της ταχύτητας του ανέμου με τις συνιστώσες του κατά x και y .



Είναι $\phi_1 = \phi_2 = 45^\circ$.

$$W_x = W \cdot \cos(\phi_1) = (-15) \cdot \cos(45^\circ) \Rightarrow W_x = -10.6 \text{ m/sec}$$

$$W_y = W \cdot \cos(\phi_2) = (-15) \cdot \cos(45^\circ) \Rightarrow W_y = -10.6 \text{ m/sec}$$

Η διατμητική τάση που αναπτύσσεται πάνω στο επιφανειακό στρώμα της θάλασσας είναι:

$$\tau_s = \sqrt{\tau_{sx}^2 + \tau_{sy}^2}$$

Και οι συνιστώσες κατά x και y:

$$\tau_{sx} = \rho_w \cdot C_s \cdot W_x \cdot \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad \text{και} \quad \tau_{sy} = \rho_w \cdot C_s \cdot W_y \cdot \sqrt{W_x^2 + W_y^2}$$

Με αντικατάσταση στους τύπους:

$$\tau_{sx} = \rho_w \cdot C_s \cdot W_x \cdot \sqrt{W_x^2 + W_y^2} = 1025 \cdot 0.0000025 \cdot (-10.6) \cdot \sqrt{(-10.6)^2 + (-10.6)^2}$$

$$\Rightarrow \tau_{sx} = -0.407 \text{ N/m}^2$$

$$\tau_{sy} = \rho_w \cdot C_s \cdot W_y \cdot \sqrt{W_x^2 + W_y^2} = 1025 \cdot 0.0000025 \cdot (-10.6) \cdot \sqrt{(-10.6)^2 + (-10.6)^2}$$

$$\Rightarrow \tau_{sy} = -0.407 \text{ N/m}^2$$

Το μέτρο της συνισταμένης διατμητικής τάσης είναι :

$$\tau_s = \sqrt{\tau_{sx}^2 + \tau_{sy}^2} = \sqrt{(-0.407)^2 + (-0.407)^2} \Rightarrow \tau_s = 0.57 \text{ N/m}^2$$

Σημειώνεται ότι στην περίπτωση που στην άσκηση δεν μας είχε ζητηθεί το (α) ερώτημα για να προχωρήσουμε στους υπολογισμούς του ανεμογενούς ρεύματος θα μπορούσαμε να χρησιμοποιήσουμε απ' ευθείας τον τύπο:

$$\tau_b = \rho_w \cdot C_b \cdot U^2 \text{ [N/m}^2\text{]} \text{ για να υπολογίσουμε τη διατμητική τάση}$$

(β) Για να υπολογίσουμε το πάχος D_{EK} του στρώματος Ekman εργαζόμαστε ως εξής:

Η παράμετρος Coriolis είναι $f = 2 \cdot \Omega \cdot \sin \phi$ και η γωνιακή ταχύτητα περιστροφής

της γης είναι $\Omega = \frac{2\pi}{86400} \text{ rad/sec}$. Επομένως η παράμετρος Coriolis για $\phi = 45^\circ$:

$$f = 2 \cdot \Omega \cdot \sin \phi \xrightarrow{\Omega = 2\pi/86400} f = 2 \cdot \frac{2\pi}{86400} \cdot \sin 45^\circ = 2 \cdot \frac{2 \cdot 3.14}{86400} \cdot \sin 45^\circ \Rightarrow f = 0.0001 \text{ sec}^{-1}$$

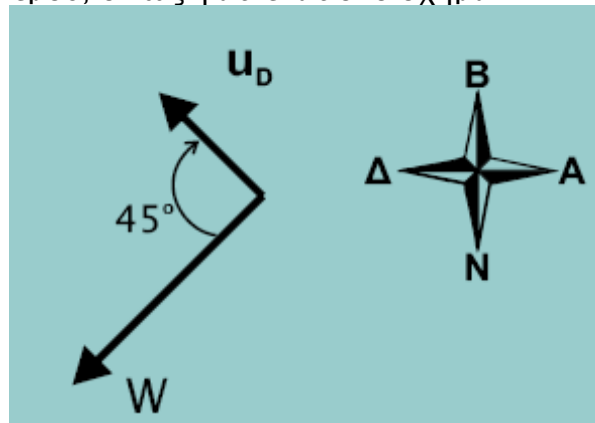
Άρα το ζητούμενο πάχος D_{EK} του στρώματος Ekman είναι:

$$D_{EK} = \pi \sqrt{\frac{2k_{i\xi}}{f}} = 3.14 \sqrt{\frac{2 \cdot 0.05}{0.0001}} \Rightarrow D_{EK} = 99.3m$$

(γ) Η μέση ταχύτητα μεταφοράς u_D του στρώματος Ekman είναι:

$$u_D = \frac{\tau_s}{D_{EK} \cdot \rho_w \cdot f} = \frac{0.57}{99.3 \cdot 1025 \cdot 0.0001} \Rightarrow u_D = 0.056m/sec = 5.6cm/sec$$

Η κίνηση της μέσης μεταφοράς γίνεται με κατεύθυνση 90° δεξιόστροφα της φοράς της ταχύτητας του ανέμου, όπως φαίνεται στο σχήμα:



Επομένως αναπτύσσεται ένα ΒΔ ανεμογενές ρεύμα.

(δ) Η επιφανειακή ταχύτητα u_o του ανεμογενούς ρεύματος είναι:

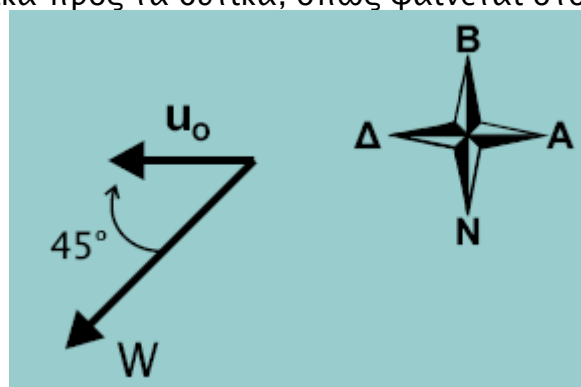
$$u_o = \frac{\tau_s}{\sqrt{A_{i\xi} \cdot \rho_w \cdot f}} \quad [m/sec]$$

Όπου $A_{i\xi}$ το τυρβώδες δυναμικό ιξώδες του νερού $[kg/m \cdot sec]$. Συνδέεται με το τυρβώδες κινηματικό ιξώδες του νερού $k_{i\xi} [m^2/sec]$ με τη σχέση $k_{i\xi} = A_{i\xi} / \rho_w$

$$\text{Άρα } k_{i\xi} = A_{i\xi} / \rho_w \Leftrightarrow A_{i\xi} = k_{i\xi} \cdot \rho_w = 0.05 \cdot 1025 \Rightarrow A_{i\xi} = 51.25kg/(m \cdot sec)$$

$$u_o = \frac{\tau_s}{\sqrt{A_{i\xi} \cdot \rho_w \cdot f}} = \frac{0.57}{\sqrt{51.25 \cdot 1025 \cdot 0.0001}} = \frac{0.57}{2.291} \Rightarrow u_o = 0.25m/sec = 25cm/sec$$

Η κίνηση του επιφανειακού θαλάσσιου ρεύματος γίνεται με κατεύθυνση 45° δεξιόστροφα της φοράς της ταχύτητας του ανέμου (δηλαδή το ρεύμα κινείται με φορά από ανατολικά προς τα δυτικά, όπως φαίνεται στο παρακάτω σχήμα).



Έχουμε δηλαδή ένα δυτικό ανεμογενές επιφανειακό ρεύμα.

Συνοψίζοντας:

- (i) οι διατμητικές τάσεις ανέμου που αναπτύσσονται στην επιφάνεια της και θάλασσας κατά x και y είναι $\tau_x = -0.407 \text{ N/m}^2$ και $\tau_y = -0.407 \text{ N/m}^2$ αντίστοιχα,
- (ii) το πάχος του στρώματος Ekman είναι $D_{EK} = 99.3 \text{ m}$,
- (iii) η μέση ταχύτητα μεταφοράς Ekman είναι $u_D = 0.056 \text{ m/sec}$ με κατεύθυνση 90° δεξιόστροφα της φοράς της ταχύτητας του ανέμου (ΒΔ ανεμογενές ρεύμα) και
- (iv) η επιφανειακή ταχύτητα του ανεμογενούς ρεύματος είναι $u_0 = 0.25 \text{ m/sec}$ γίνεται με κατεύθυνση 45° δεξιόστροφα της φοράς της ταχύτητας του ανέμου (Δ επιφανειακό ρεύμα).

Άσκηση 4.5

Νότιος άνεμος φυσά με ταχύτητα 15 m/sec στο βόρειο Ατλαντικό Ωκεανό σε μία περιοχή γεωγραφικού πλάτους 30° . Δίνονται η μέση πυκνότητα του θαλάσσιου νερού $\rho_w = 1025 \text{ kg/m}^3$, ο συντελεστής τριβής του ανέμου $C_s = 2.5 \times 10^{-6}$ και το τυρβώδες κινηματικό ιξώδες $k_{ix} = 0.05 \text{ m}^2/\text{sec}$. Ζητούνται:

- (α) το πάχος του στρώματος Ekman,
- (β) η μέση ταχύτητα μεταφοράς u_D του στρώματος Ekman,
- (γ) η επιφανειακή ταχύτητα u_0 του ανεμογενούς ρεύματος και
- (δ) να προσδιορίσετε τη διεύθυνση του επιφανειακού ρεύματος.

Άσκηση 4.6

Νοτιοδυτικός άνεμος φυσά με ταχύτητα 10 m/sec στο νότιο Ειρηνικό Ωκεανό σε μία περιοχή γεωγραφικού πλάτους 40° . Δίνονται η μέση πυκνότητα του θαλάσσιου νερού $\rho_w = 1025 \text{ kg/m}^3$, ο συντελεστής τριβής του ανέμου $C_s = 2 \times 10^{-6}$ και το τυρβώδες δυναμικό ιξώδες $A_{ix} = 51.25 \text{ kg/(m} \cdot \text{sec)}$. Ζητούνται:

- (α) η επιφανειακή ταχύτητα u_0 του ανεμογενούς ρεύματος,
- (β) η μέση ταχύτητα μεταφοράς u_D του στρώματος Ekman και
- (γ) να προσδιορίσετε τη διεύθυνση του επιφανειακού ρεύματος και να εκτιμήσετε αν πρόκειται για ισχυρό ή ασθενές ρεύμα.

4.7 Γεωστροφικό Ρεύμα

Οι μεταβολές της ατμοσφαιρικής πίεσης προκαλούν αντίστοιχες μεταβολές στην στάθμη της θάλασσας (ανυψώσεις-ταπεινώσεις) και προκαλούν οριζόντιες μετακινήσεις μαζών νερού, στις οποίες μετακινήσεις αντιτίθεται η οριζόντια συνιστώσα της δύναμης Coriolis (ApeI, 1988). Από την ισορροπία των δυνάμεων αυτών προκύπτουν ρεύματα τα οποία καλούνται γεωστροφικά. Οι ταχύτητες u και v ενός γεωστροφικού ρεύματος κατά x και y αντίστοιχα δίνονται από τις σχέσεις:

$$\begin{cases} f \cdot u = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \\ -f \cdot v = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \end{cases} \quad \begin{array}{l} \text{Όπου } f \text{ η ταχύτητα Coriolis, } \rho \text{ η πυκνότητα του θαλασσινού νερού} \\ \text{και } p \text{ η πίεση. Οι όροι } \partial p / \partial x \text{ και } \partial p / \partial y \text{ ονομάζονται } \underline{\text{οριζόντιες}} \\ \underline{\text{βαροβαθμίδες}} \text{ και αποτελούν το λόγο μεταβολής της πίεσης ανά} \\ \text{τρέχον μέτρο κατά τη διεύθυνση } x \text{ και } y \text{ αντίστοιχα.} \end{array}$$

Δεχόμενοι ομογενές ρευστό (σταθερή τιμή της πυκνότητας) ισχύει:

$$\begin{cases} \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = g \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial x} \\ \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = g \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial y} \end{cases}$$

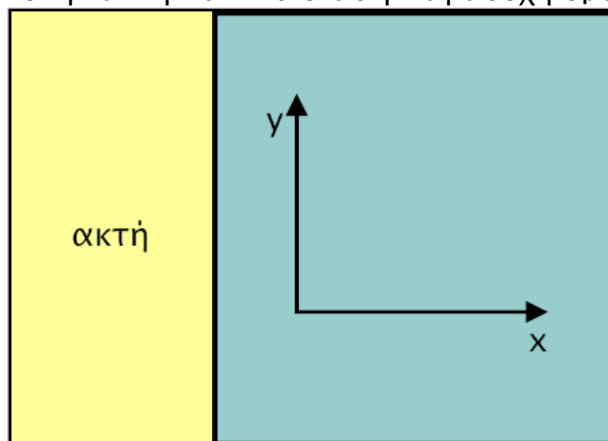
Και οι παραπάνω σχέσεις γίνονται:

$$\begin{cases} f \cdot u = -g \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial y} \\ -f \cdot v = -g \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial x} \end{cases} \quad \begin{array}{l} \text{Οι όροι } \partial \zeta / \partial x \text{ και } \partial \zeta / \partial y \text{ είναι στην ουσία οι } \underline{\text{κλίσεις της}} \\ \underline{\text{επιφάνειας της θάλασσας κατά } x \text{ και } y} \text{ και αποτελούν το λόγο} \\ \text{μεταβολής της στάθμης της θάλασσας ανά τρέχον μέτρο.} \end{array}$$

Πρακτικά από τις παραπάνω σχέσεις παρατηρούμε ότι η μεταβολή της στάθμης της θάλασσας κατά έναν άξονα προκαλεί ταχύτητες στον άλλο άξονα. Δηλαδή μια κλίση της στάθμης $\partial \zeta / \partial x$ θα προκαλέσει ταχύτητες v , ταχύτητες δηλαδή κατά τον των y και το αντίστροφο. Το γεγονός αυτό προκαλείται από την εκτροπή λόγω της δύναμης Coriolis (εκτροπή 90° δεξιόστροφα στο β. ημισφαίριο)

Άσκηση 4.7

Να υπολογιστεί η ταχύτητα του γεωστροφικού ρεύματος σε θαλάσσια περιοχή γεωγραφικού πλάτους $\phi = 40^\circ$ του σχήματος, στην οποία εμφανίζεται κλίση επιφάνειας εγκάρσια στην ακτή 10^{-6} . Γίνεται η παραδοχή ομογενοῦς ρευστού.



Λύση

Η παράμετρος Coriolis είναι $f = 2 \cdot \Omega \cdot \sin \phi$ και η γωνιακή ταχύτητα περιστροφής της γης είναι $\Omega = \frac{2\pi}{86400} \text{ rad/sec}$. Επομένως η παράμετρος Coriolis για $\phi = 40^\circ$:

$$f = 2 \cdot \Omega \cdot \sin \phi \xrightarrow{\Omega = 2\pi/86400} f = 2 \cdot \frac{2\pi}{86400} \cdot \sin \phi = 2 \cdot \frac{2 \cdot 3.14}{86400} \cdot \sin 40^\circ \Rightarrow f = 0.000093 \text{ sec}^{-1}$$

Για ομογενές ρευστό (σταθερή τιμή της πυκνότητας) ισχύει:

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = g \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial x} \\ \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = g \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial y} \end{array} \right\} \text{ και οι ταχύτητες του γεωστροφικού ρεύματος } u \text{ και } v \text{ θα είναι:}$$

$$\left\{ \begin{array}{l} f \cdot u = -g \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial y} \\ -f \cdot v = -g \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial x} \end{array} \right\}$$

Η κλίση της ελεύθερης επιφάνειας πραγματοποιείται εγκάρσια στην ακτή, επομένως πρόκειται για κλίση $\partial \zeta / \partial x$. Η τιμή της κλίσης μας δίνεται ίση με 10^{-6} , ενώ για την διεύθυνση παράλληλα με την ακτή δεν μας δίνεται κάποιο στοιχείο επομένως αυτή είναι μηδενική. Άρα έχουμε:

$$\partial \zeta / \partial x = 10^{-6} \quad \text{και} \quad \partial \zeta / \partial y = 0$$

Η ταχύτητα V του γεωστροφικού ρεύματος προκύπτει από τις παραπάνω εξισώσεις, αν λύσουμε ως προς u και v .

$$f \cdot u = -g \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial y} \Leftrightarrow u = -\frac{g}{f} \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial y} = -\frac{9.8}{0.000093} \cdot 0 \Rightarrow u = 0 \text{ m/sec}$$

$$-f \cdot v = -g \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial x} \Leftrightarrow v = \frac{g}{f} \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial x} = \frac{9.8}{0.000093} \cdot 10^{-6} \Rightarrow v = 0.105 \text{ m/sec}$$

Το θετικό πρόσημο σημαίνει ότι έχουμε ρεύμα κατά x με φορά ίδια με αυτή του άξονα των x . Επομένως προκύπτει ένα βόρειο παράκτιο γεωστροφικό ρεύμα.

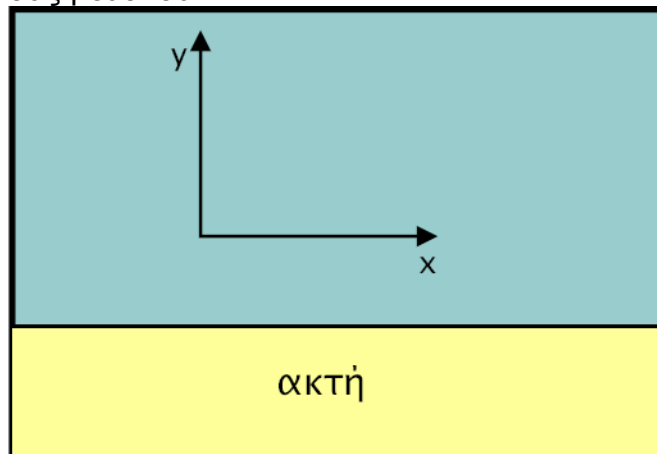
Οπότε η συνισταμένη ταχύτητα έχει μέτρο:

$$V = \sqrt{u^2 + v^2} = \sqrt{0.105^2 + 0^2} = \sqrt{0.105^2} \Rightarrow V = 0.105 \text{ m/sec}$$

Η φορά της συνισταμένης είναι ίδια με αυτή της ταχύτητας u .

Άσκηση 4.8

Να υπολογιστεί η ταχύτητα του γεωστροφικού ρεύματος σε θαλάσσια περιοχή βόρειου γεωγραφικού πλάτους $\phi=30^\circ$ του σχήματος, στην οποία, λόγω ανεμολογικού επεισοδίου, μεγάλης διάρκειας, εμφανίζεται συσσώρευση υδάτινων μαζών στα ανοιχτά, η οποία σε απόσταση $\Delta y=10$ km από την ακτή προκαλεί υπερύψωση της στάθμης της επιφάνειας της θάλασσας κατά $\Delta \zeta=7.5$ mm. Γίνεται η παραδοχή ομογενοῦς ρευστού.

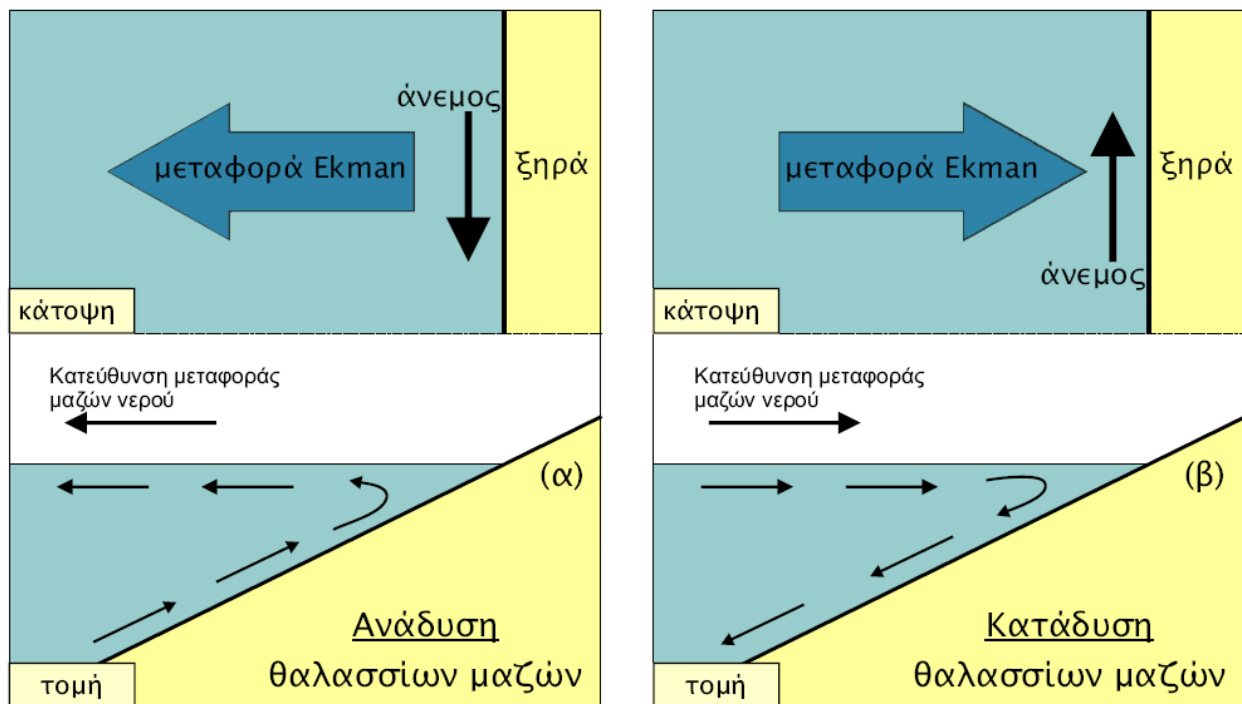
**4.8 Διερεύνηση Περιοχών Πιθανής Εμφάνισης Ανάδυσης/Κατάδυσης**

Προϋποθέσεις για εμφάνιση φαινομένου: Επιμήκης ακτογραμμή, επαρκές βάθος και άνεμος που πνέει παράλληλα προς αυτήν για αρκετό χρονικό διάστημα.

Η φυσική σημασία του φαινομένου είναι άμεσα συνδεδεμένη με την φύση των ανεμογενών ρευμάτων. Στην περίπτωση που άνεμος πνέει παράλληλα προς μια ακτογραμμή η μέση ταχύτητα μεταφοράς Ekman σχηματίζει γωνία 90° προς τη διεύθυνση του ανέμου. Επομένως αυτό σημαίνει ότι κατευθύνεται είτε προς την ακτή είτε προς την ανοικτή θάλασσα (ανάλογα με τη κατεύθυνση του ανέμου και το ημισφαίριο).

Στην περίπτωση που οι μάζες νερού οδηγούνται προς την ανοικτή θάλασσα (Εικ. 4.11(α)), όταν δηλαδή η ταχύτητα του στρώματος Ekman οδηγεί τις μάζες νερού μακριά από την ακτή, τότε έχουμε μια 'υποχώρηση μαζών νερού' από την ακτή προς τα ανοιχτά. Το γεγονός αυτό συνεπάγεται την ενεργοποίηση μαζών νερού από βαθύτερα στρώματα που ανέρχονται για να αναπληρώσουν το κενό (υδροδυναμική ευστάθεια). Το φαινόμενο αυτό είναι το φαινόμενο της ανάδυσης ή ανάβλυσης θαλασσίων μαζών (upwelling).

Στην περίπτωση που οι μάζες νερού οδηγούνται προς την ακτή (Εικ. 4.11(β)), όταν δηλαδή η ταχύτητα του στρώματος Ekman οδηγεί τις μάζες νερού από τα ανοιχτά προς την ακτή, τότε έχουμε μια 'συσσώρευση μαζών νερού' στην ακτή. Το γεγονός αυτό συνεπάγεται κίνηση των μαζών αυτών προς βαθύτερα στρώματα (υδροδυναμική ευστάθεια). Το φαινόμενο αυτό είναι το φαινόμενο της κατάδυσης ή καταβύθισης θαλασσίων μαζών (downwelling).



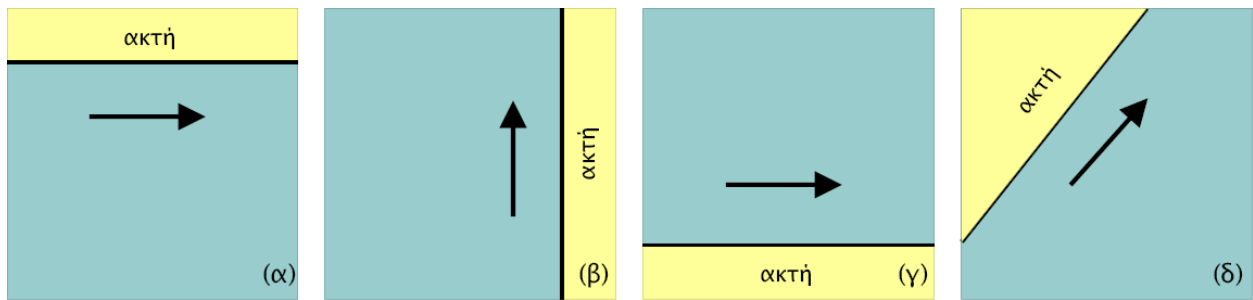
Εικ. 4.11: Το φαινόμενο παράκτιας ανάδυσης(α)/κατάδυσης(β) θαλασσίων μαζών

Στην περίπτωση που ερευνούμε αν σε μια παράκτια περιοχή εμφανίζεται ανάδυση και βρισκόμαστε στο βόρειο ημισφαίριο εξετάζουμε το αν έχουμε ακτή στα αριστερά της πνοής του ανέμου. Αν συμβαίνει αυτό έχουμε ανάδυση θαλασσίων μαζών (μάζες νερού από τον πυθμένα αναδύονται στην επιφάνεια). Στην αντίθετη περίπτωση (ακτή στα δεξιά) έχουμε το φαινόμενο της κατάδυσης (επιφανειακές μάζες νερού καταδύονται σε μεγαλύτερα βάθη). Άλλος τρόπος είναι να 'στρίψουμε' 90° δεξιόστροφα το διάνυσμα του ανέμου, σύμφωνα δηλαδή με τη φορά των δεικτών του ρολογιού, για να βρούμε στην ουσία την κατεύθυνση του στρώματος Ekman. Στην περίπτωση που το διάνυσμα που προκύπτει μετά την περιστροφή είναι προς την ανοιχτή θάλασσα έχουμε ανάδυση. Στην αντίθετη περίπτωση, δηλαδή διάνυσμα προς την ξηρά, έχουμε κατάδυση.

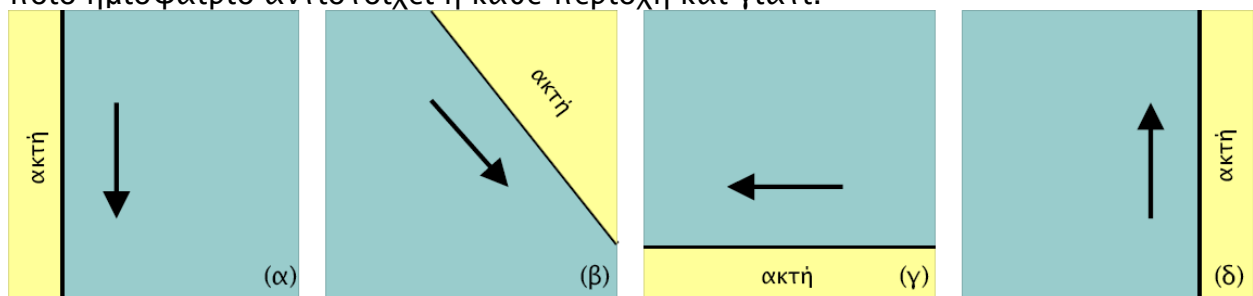
Για το νότιο ημισφαίριο ισχύουν ακριβώς τα αντίθετα (ανάδυση: ακτή στα δεξιά, κατάδυση: ακτή στα αριστερά ή σύμφωνα με το 2^ο τρόπο εκτροπή μαζών αριστερόστροφα, αντίθετα δηλαδή προς τη φορά των δεικτών του ρολογιού).

Άσκηση 4.9

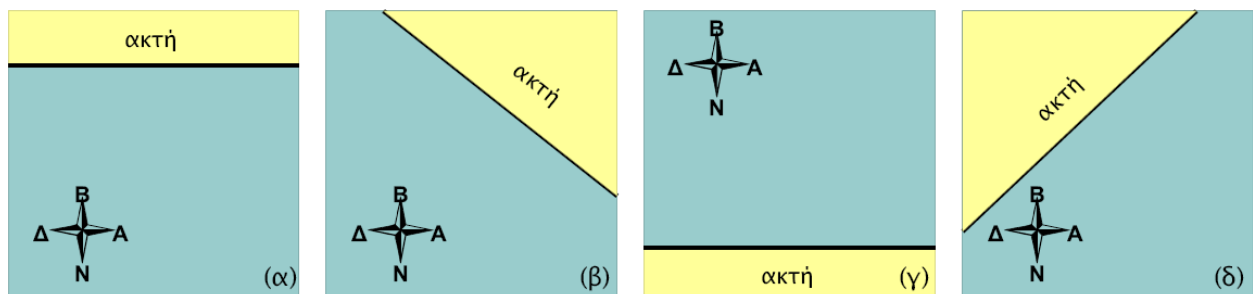
- (i) Σε ποιες παράκτιες περιοχές της Ελλάδας πιστεύετε ότι μπορεί να εμφανίζεται το φαινόμενο της ανάδυσης και για ποιο λόγο.
- (ii) Τα παρακάτω σχήματα αφορούν ακτές μεγάλου μήκους στο νότιο ημισφαίριο που βρίσκονται κάτω υπό την επίδραση ανέμων με διεύθυνση που συμβολίζεται με το βέλος. Εκτιμήστε αν οι παράκτιες ζώνες είναι ιδιαίτερα κατάλληλες για αλιεία ή όχι και γιατί.



(iii) Εάν στις παρακάτω περιπτώσεις παρατηρείται το φαινόμενο της ανάδυσης σε ποιο ημισφαίριο αντιστοιχεί η κάθε περιοχή και γιατί.



(iv) Εάν οι παρακάτω παράκτιες περιοχές βρίσκονται στο βόρειο ημισφαίριο ποια είναι η διεύθυνση του ανέμου (να τη σχεδιάσετε και να την αναφέρετε) που ευνοεί την εμφάνιση του φαινομένου της ανάδυσης των υδάτινων μαζών;



4.9 Παλιρροιακά Ρεύματα

4.9.1 Παλίρροια – Κατανομές Παλιρροιακών Ρευμάτων

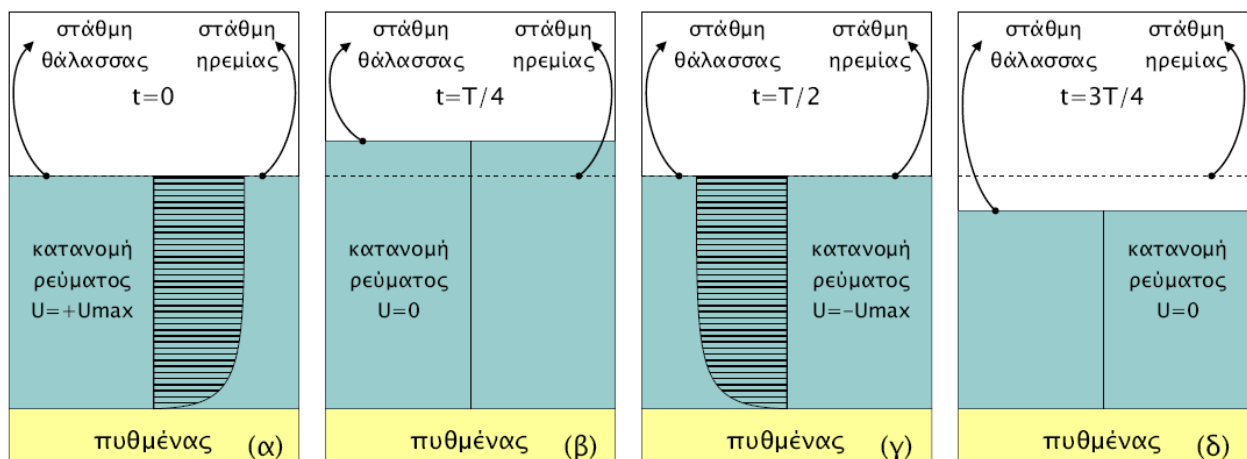
Γενικά όλα τα ρευστά αντιδρούν σε όλα τα βαρυτικά πεδία που ασκούνται σε αυτά, αλλά πρακτικά, εκτός της ίδιας της βαρύτητας της γης, μόνο η σελήνη και ο ήλιος ασκούν αρκετά έντονη επίδραση ώστε να προκαλέσουν ανιχνεύσιμες παλιρροιακές διακυμάνσεις στην επιφάνεια της θάλασσας. Οι τροχίες των δύο αυτών σωμάτων τα οδηγούν σε μια περίπλοκη αλληλουχία κινήσεων που διαφοροποιούν την συχνότητα, τη φάση και το εύρος της παλιρροιακής διακύμανσης (ApeI, 1988).

Παλίρροια ονομάζεται η περιοδική ανύψωση και ταπείνωση της στάθμης της θάλασσας λόγω της βαρυτικής αλληλεπίδρασης της γης με τον ήλιο και τη σελήνη. Οι σημαντικότερες περίοδοι παλίρροιας (T) είναι:

- ημιμερήσια (≈ 12 ώρες)
- ημερήσια (≈ 24 ώρες)
- μακράς περιόδου (14, 28, 180 ημέρες και περισσότερο)

Εύρος παλίρροιας ονομάζεται η απόσταση από την ανώτατη πλήμμη (πλημμυρίδα) έως την κατώτατη ρηχία (άμπωτη). Αντίστοιχα το **πλάτος της παλίρροιας** είναι η απόσταση της ανώτατης πλήμμης ή της κατώτατης ρηχίας από τη στάθμη ηρεμίας, ισούνται επομένως με το μισό του εύρους.

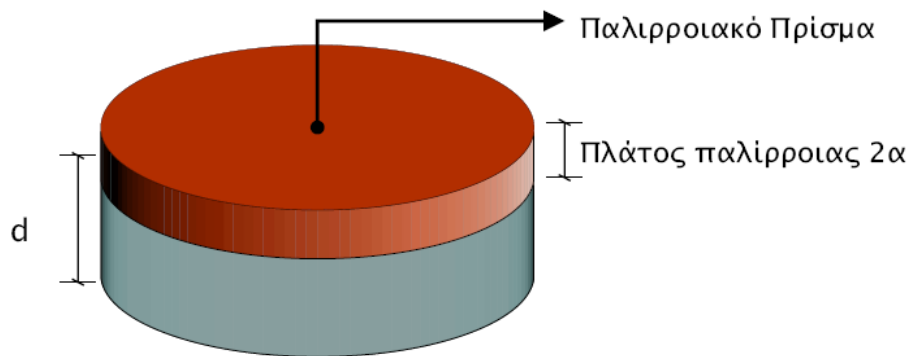
Οι κατακόρυφες αυτές περιοδικές μετακινήσεις των μαζών νερού στους ωκεανούς συνεπάγονται και οριζόντιες μεταφορές μαζών από και προς τις παράκτιες λεκάνες οι οποίες γίνονται αισθητές σαν **παλιρροιακά ρεύματα**. Η ταχύτητα του παλιρροιακού ρεύματος έχει μεταβάλλεται τόσο σε ένταση όσο και σε κατεύθυνση, ανάλογα με τη φάση της παλίρροιας. Η Εικόνα 4.12 παρουσιάζει το προφίλ ταχυτήτων του παλιρροιακού ρεύματος στις χαρακτηριστικές φάσεις κατά τη διάρκεια ενός κύκλου παλίρροιας.



Εικ. 4.12: Οι φάσεις της παλίρροιας και η κατανομή του παλιρροιακού ρεύματος: (α) $t=0, T, 2T...$ (στάθμη $\equiv$ στάθμη ηρεμίας), (β) $t=T/4, T+T/4, 2T+T/4...$ (πλημμυρίδα), (γ) $t=T/2, T+T/2, 2T+T/2...$ (στάθμη $\equiv$ στάθμη ηρεμίας), και (δ) $t=3T/4, T+3T/4, 2T+3T/4...$ (άμπωτη)

4.9.2 Παλιρροιακό Πρίσμα

Το παλιρροιακό πρίσμα είναι ο όγκος νερού που ανταλλάσσεται μεταξύ μιας παράκτιας λεκάνης και της ανοιχτής θάλασσας λόγω παλίρροιας στο χρόνο μίας περιόδου. Επομένως το παλιρροιακό πρίσμα ισούται με το εμβαδόν της λεκάνης επί το εύρος της παλίρροιας (Εικ. 4.13).



Εικ. 4.13: Παλιρροιακό πρίσμα (d το βάθος της λεκάνης και α το εύρος της παλίρροιας)

Επομένως αν V ο όγκος του παλιρροιακού πρίσματος και A το εμβαδό της λεκάνης τότε ισχύει:

$$V = A \cdot 2 \cdot \alpha \quad [m^3]$$

Από τον υπολογισμό του παλιρροιακού πρίσματος μπορούμε να υπολογίσουμε το χρόνο ανανέωσης μιας λεκάνης λόγω παλίρροιας, το χρόνο δηλαδή στον οποίο όλο το νερό της λεκάνης έχει αντικατασταθεί από νερά της ανοικτής θάλασσας. Ο χρόνος ανανέωσης ισούται με το λόγο του όγκου του νερού στη λεκάνη Ω προς το ρυθμό ανανέωσης των νερών λόγω παλίρροιας ($\lambda_{\alpha\nu}$):

$$t_{\alpha\nu} = \frac{\Omega}{\lambda_{\alpha\nu}} \quad [\text{sec}]$$

Ο ρυθμός ανανέωσης των νερών της λεκάνης εκφράζει την ‘ταχύτητα’ με την οποία ανταλλάσσεται νερό μεταξύ λεκάνης και θάλασσας, είναι επομένως ο λόγος του όγκου του παλιρροιακού πρίσματος προς την περίοδο της παλίρροιας:

$$\lambda_{\alpha\nu} = \frac{V}{T} \quad [m^3 / \text{sec}]$$

Άσκηση 4.10

Παράκτια λεκάνη εμβαδού $A=100$ στρεμμάτων και μέσου βάθους $d=5\text{m}$ δέχεται τη δράση παλίρροιας περιόδου $T=43000\text{sec}$ και πλάτους $\alpha=0.15\text{m}$. Να υπολογισθεί ο χρόνος ανανέωσης της λεκάνης λόγω δράσης της παλίρροιας.

Λύση

Ο όγκος νερού που ανταλλάσσεται μεταξύ λεκάνης και θάλασσας σε μία περίοδο παλίρροιας συνιστά το «παλιρροιακό πρίσμα». Στην περίπτωση της άσκησης μας το παλιρροιακό πρίσμα έχει όγκο ($1 \text{ στρέμμα}=1000\text{m}^3$):

$$V = A \cdot (2 \cdot \alpha) = 100000 \cdot (2 \cdot 0,15) \quad \Rightarrow \quad V=30000\text{m}^3$$

Ο όγκος της λεκάνης είναι

$$\Omega = 100000 \cdot 5 \quad \Rightarrow \quad \Omega=500000\text{m}^3$$

κι επομένως ο ρυθμός ανανέωσης της λεκάνης θα είναι:

$$\lambda_{\alpha\nu} = V/T = 30000/43000 \quad \Rightarrow \quad \lambda_{\alpha\nu} \approx 0.7\text{m}^3/\text{sec}$$

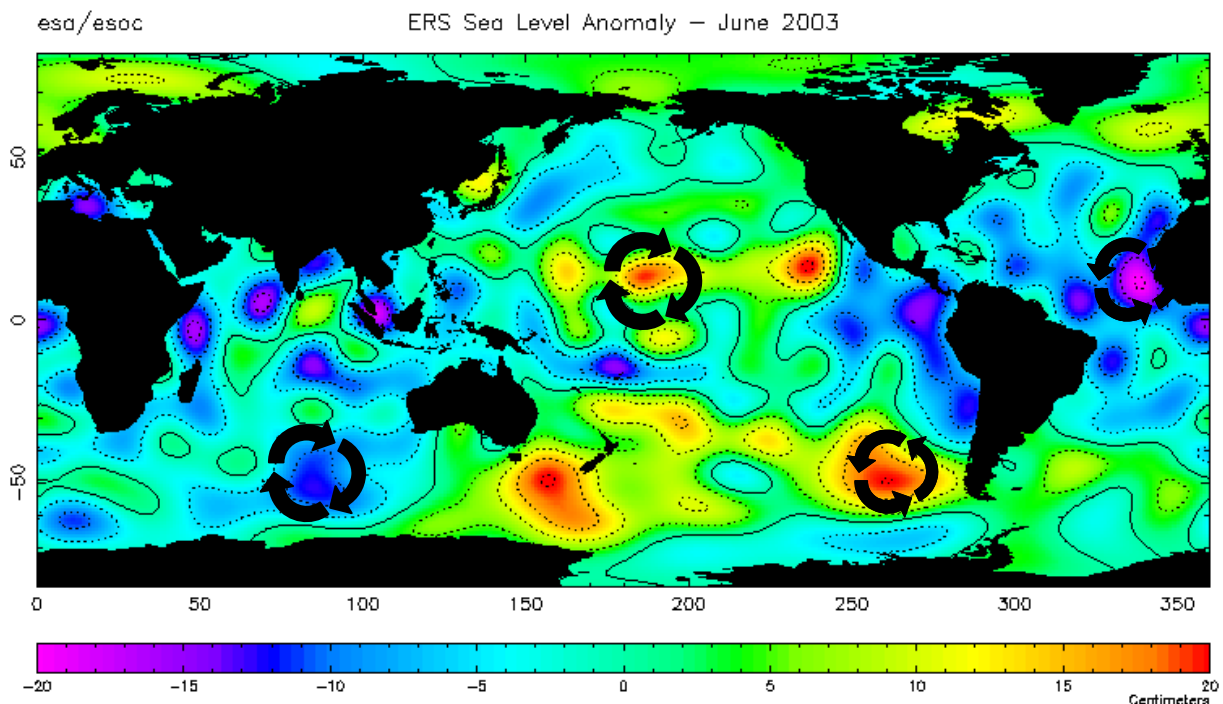
Άρα χρόνος ανανέωσης της λεκάνης από την παλίρροια είναι :

$$t_{\alpha\nu} = \Omega/\lambda_{\alpha\nu} = 500000/0.7 \quad \Rightarrow \quad t_{\alpha\nu} = 714286\text{sec} = 198.5\text{hrs} = 8.27\text{days}$$

4.10 Διακυμάνσεις στάθμης – Κυκλώνες/Αντικυκλώνες

- Κυκλώνας είναι μια μεγάλης έκτασης αέρια μάζα με πίεση χαμηλότερη από τον περιβάλλοντα χώρο (Βαρομετρικό Χαμηλό) και η οποία, λόγω των δυνάμεων Coriolis παρουσιάζει στροβιλοειδή κίνηση αντίθετη προς τη φορά των δεικτών του ρολογιού στο βόρειο ημισφαίριο και αντίστροφα στο νότιο. Οι κινήσεις αυτές προκαλούν αντίστοιχες κινήσεις (οριζόντιες αλλά και κατακόρυφες) στις θαλάσσιες μάζες.
- Αντικυκλώνας είναι μια μεγάλης έκτασης αέρια μάζα με πίεση υψηλότερη από τον περιβάλλοντα χώρο (Βαρομετρικό Υψηλό) και η οποία, λόγω των δυνάμεων Coriolis παρουσιάζει στροβιλοειδή κίνηση σύμφωνη προς τη φορά των δεικτών του ρολογιού στο βόρειο ημισφαίριο και αντίστροφα στο νότιο. Οι κινήσεις αυτές προκαλούν αντίστοιχες κινήσεις (οριζόντιες αλλά και κατακόρυφες) στις θαλάσσιες μάζες.

Η παρατήρηση επομένως της διακύμανσης της στάθμης της θάλασσας μπορεί να οδηγήσει σε συμπεράσματα για την κυκλωνική ή αντικυκλωνική κίνηση των θαλασσιών μαζών (Εικ. 4.14)



Εικ. 4.14: Μεταβολή της στάθμης της θάλασσας. Η ανύψωση συνεπάγεται αντικυκλωνική κίνηση ενώ η ταπείνωση κυκλωνική για το β. ημισφαίριο.

5. ΚΥΜΑΤΑ

5.1 Επιπτώσεις του Κυματικού Πεδίου στους Θαλάσσιους Οργανισμούς

Ο έντονος κυματισμός (α) οδηγεί τα ψάρια σε μεγαλύτερα βάθη (πιο ήρεμα νερά) έτσι ώστε να μην επηρεάζονται οι βιολογικές τους λειτουργίες (αποφυγή stress), με συνέπεια, στην περίπτωση των ιχθυοκαλλιεργειών, να μην είναι εφικτό το τάϊσμα τους, (β) συμβάλλει στη γρήγορη απομάκρυνση της τροφής και άρα στο ελλιπές τάϊσμα των ψαριών και (γ) είναι ικανός να προκαλέσει ανάδευση των ιζημάτων του βυθού και κατ' επέκταση επαναιώρηση του οργανικού υλικού των ιζημάτων, γεγονός που αυξάνει τη θολότητα αλλά και την κατανάλωση οξυγόνου, λόγω οξείδωσης του οργανικού υλικού και λόγω του stress που προκαλείται στα ψάρια με συνέπεια την γρηγορότερη αναπνοή.

Από τεχνικής άποψης, τα κύματα αποτελούν τον κύριο παράγοντα φόρτισης των θαλάσσιων έργων (αλιευτικά καταφύγια και λιμένες, κυματοθραύστες). Οι έντονοι κυματισμοί έχουν επίσης ως αποτέλεσμα την καταπόνηση και τη φθορά των ιχθυοκλωβών και των δικτύων τους, αλλά και τη μετακίνηση τους και συνεπώς μελετώνται (σε συνδυασμό με τους επικρατούντες ανέμους) για την επιλογή του υλικού του σκελετού για την απορρόφηση της ενέργειας των κραδασμών. Επιπλέον, η ανάλυση των κυμάτων εξασφαλίζει την ασφαλή κυκλοφορία των εργαζομένων επάνω στην εγκατάσταση και την εύκολη κυκλοφορία των σκαφών τροφοδοσίας. Αν και γενικά επιλέγονται υπήνεμες περιοχές, πρέπει να σημειωθεί ότι η μεταφορά υδάτινων μαζών λόγω κυμάτων είναι και ένας παράγοντας ανανέωσης τους και άρα εμπλουτισμού τους σε οξυγόνο.

Συνήθως προτιμώνται περιοχές με ύψος κύματος πολύ μικρότερο από 2 m, αν και στον Ελληνικό χώρο τα ύψη κυμάτων πλησίον των ακτών είναι σημαντικά χαμηλότερα. Το προαναφερθέν ύψος κύματος είναι αποδεκτό μόνο για ειδικές εγκαταστάσεις εκτροφής στην ανοικτή θάλασσα, οι οποίες είναι συνήθως υψηλής τεχνολογίας.

Τα συστήματα των κλωβών αρχικά αναπτύχθηκαν στην παράκτια ζώνη, όπου υπήρχε γνώση των τοπικών παράκτιων συνθηκών και ευκολία πρόσβασης. Σήμερα, με τον υπερκορεσμό της παράκτιας ζώνης σε μονάδες, την ακαταλληλότητα της ποιότητας του νερού λόγω ρύπανσης, τον ανταγωνισμό με άλλες δραστηριότητες και τη θέσπιση περιβαλλοντικών όρων για την εκμετάλλευση της παράκτιας ζώνης, υπάρχει μία τάση μετακίνησης των μονάδων προς την ανοικτή θάλασσα, εκεί όπου υπάρχει καλύτερη κυκλοφορία νερού και λιγότεροι περιορισμοί λόγω ανταγωνιστικών δραστηριοτήτων.

Για να ανταπεξέλθουν όμως οι κλωβοί ανοικτής θάλασσας τις αντίξοες συνθήκες του περιβάλλοντος αυτού, θα πρέπει να γίνει μεγάλης διάρκειας πρόβλεψη των καιρικών συνθηκών και να υπολογιστούν οι τάσεις λόγω της δράσης ισχυρών ρευμάτων και κυμάτων για να εκτιμηθεί η βιωσιμότητα της επιλεγόμενης θέσης. Γενικότερα, οι σύγχρονες μέθοδοι μελέτης περιλαμβάνουν την πρόβλεψη των υδροδυναμικών συνθηκών με τη χρησιμοποίηση μαθηματικών μοντέλων, έτσι ώστε να εκτιμάται η επίδραση τους στις ιχθυοκαλλιέργειες (παράκτιες ή ανοικτής θάλασσας) αλλά και η επίδραση των μονάδων στις γύρω περιοχές.

5.2 Όργανα Μέτρησης Κυμάτων

Η πρόγνωση των κυματισμών αποτελεί ένα σημαντικό πρόβλημα της ωκεανογραφίας, της σύγχρονης ναυτιλίας αλλά και της θαλάσσιας μηχανικής, διότι σπάνια διατίθενται μακροχρόνιες καταγραφές κυματισμών σε θέσεις πλησίον της ακτής ή της ανοικτής θάλασσας όπου πρόκειται να κατασκευαστούν τεχνικά έργα. Έτσι για τη διάγνωση της κυματικής κατάστασης ανατρέχουμε κυρίως σε ανεμολογικά δεδομένα του παρελθόντος που βρίσκονται ευκολότερα, με σκοπό κυρίως την ποσοτικοποίηση των υδροδυναμικών φορτίων που θα υποστούν τα έργα.

Όταν υπάρχει η χρονική δυνατότητα μέτρησης των κυμάτων, αυτή είναι δυνατό να γίνει με διάφορες μεθόδους, οι πιο σύγχρονες (ηλεκτρονικές) από τις οποίες είναι:

- (α) ο κυματογράφος πίεσης (Εικ. 5.1), ο οποίος τοποθετείται σε συγκεκριμένο βάθος d και καταγράφει, μέσω αισθητήρα πίεσεως, τις διακυμάνσεις της υπερκείμενης υδάτινης στήλης και
- (β) οι “πλωτήρες ιππείς κυμάτων” (wave riding buoys), οι οποίοι διασπείρονται ή αγκυροβολούνται στην ανοικτή θάλασσα, επιπλέον, καταγράφουν τις τρισδιάστατες επιταχύνσεις λόγω των κυματισμών και τηλε-μεταδίδουν ή αποθηκεύουν στη μνήμη τους τα ψηφιακά δεδομένα.

Οι κυματογράφοι πίεσης (Εικ. 5.1) χρησιμοποιούνται επίσης, με τον ίδιο τρόπο, για τον προσδιορισμό της παλίνρροιας, ενώ είναι δυνατό να έχουν ενσωματωμένους και άλλους αισθητήρες μέτρησης διαφόρων παραμέτρων (αιωρούμενο υλικό κλπ).

Εμπειρικοί τρόποι για τον προσδιορισμό του ύψους των κυμάτων αποτελούν οι παρατηρήσεις στην πλησιέστερη ακτή, όσον αφορά στο βαθμό της φυτικής κάλυψης ή στα αποτελέσματα της δράσης των χειμέριων κυμάτων.



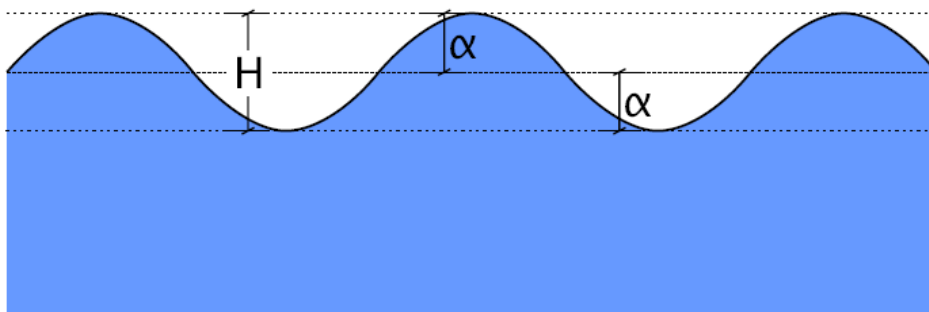
Εικ. 5.1: Σύγχρονο ηλεκτρονικό όργανο μέτρησης κυμάτων και παλίρροιας.

5.3 Χαρακτηριστικές Παράμετροι Κυμάτων

Οι βασικότερες παράμετροι των κυμάτων είναι το ύψος H του κύματος, η περίοδος T , το μήκος L και η ταχύτητα διάδοσης C .

5.3.1 Ύψος Κύματος H

Το ύψος του κύματος επομένως είναι η κατακόρυφη απόσταση μεταξύ της κορυφής και της κοιλιάς του κύματος (Εικ. 5.2) και το πλάτος α είναι η απόσταση της κορυφής ή της κοιλιάς από τη θέση ισορροπίας (Μέση Στάθμη Κυματισμών). Ισχύει δηλαδή $H=2 \cdot \alpha$



Εικ. 5.2 Ύψος κύματος H και πλάτος κύματος α

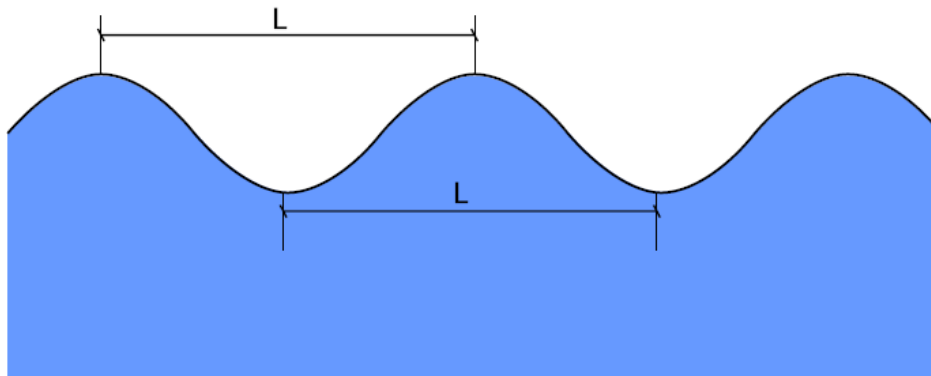
Το μήκος κύματος μεταβάλλεται ανάλογα με το βάθος του νερού στη θέση, εκτός της περιοχής των βαθιών νερών (βλ. παρακάτω για τον ορισμό των βαθιών νερών) όπου παραμένει σταθερό.

5.3.2 Περίοδος Κύματος T

Ως περίοδος κυματισμού ορίζεται η χρονική απόσταση ανάμεσα στην εμφάνιση 2 διαδοχικών κορυφών (ή 2 διαδοχικών κοιλιών) σε μια θέση.

5.3.3 Μήκος Κύματος L

Το μήκος ενός κύματος είναι η απόσταση μεταξύ δύο διαδοχικών κορυφών ή κοιλιών του κύματος, όπως φαίνεται στην εικόνα 5.3



Εικ. 5.3 Μήκος κύματος L

Το μήκος κύματος εξαρτάται από την περίοδο T και το βάθος του νερού στη θέση, σύμφωνα με την εξίσωση διασποράς:

$$L = \frac{g \cdot T^2}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi \cdot d}{L}\right)$$

Γενικά το μήκος κύματος μειώνεται όσο μειώνεται το βάθος του νερού. 3 είναι οι κατηγορίες διάδοσης ενός κυματισμού: τα βαθιά, τα ενδιάμεσα και τα ρηχά νερά. Κριτήριο για την κατηγορία διάδοσης του κυματισμού είναι το σχετικό βάθος, που ισούται με το λόγο d/L . Η συσχέτιση σχετικού βάθους και κατηγορίας διάδοσης δίνεται στον παρακάτω πίνακα:

Σχετικό βάθος	Κατηγορία διάδοσης
$\frac{d}{L} \geq 0.5$	Βαθιά νερά
$0.05 < \frac{d}{L} < 0.5$	Ενδιάμεσα νερά
$\frac{d}{L} \leq 0.05$	Ρηχά νερά

Όταν ο κυματισμός διαδίδεται στα βαθιά νερά το μήκος κύματος παραμένει σταθερό και στην περίπτωση αυτή λέγεται μήκος κύματος στα βαθιά νερά L_0 και εξαρτάται μόνο από την περίοδο του κύματος:

$$L_0 = \frac{g \cdot T^2}{2\pi} \quad [m]$$

Η εξίσωση διασποράς επομένως μπορεί να γραφεί:

$$L = L_0 \tanh\left(\frac{2\pi \cdot d}{L}\right) \quad [m]$$

5.3.4 Ταχύτητα Διάδοσης Κυματισμού C

Η ταχύτητα διάδοσης, όπως και γενικά η ταχύτητα οπουδήποτε μεγέθους ορίζεται σαν η απόσταση στην οποία διαδίδεται η διαταραχή στη μονάδα του χρόνου. Επομένως θα είναι:

$$C = \frac{L}{T} \quad [m/sec] \quad \text{όπου } L \text{ το μήκος κύματος } [m] \text{ και } T \text{ η περίοδος του κύματος } [sec].$$

Στην ειδική περίπτωση που ο κυματισμός διαδίδεται σε ρηχά νερά ($d/L \leq 0.05$) τότε έχει βρεθεί ότι η ταχύτητα διάδοσης είναι ανάλογη του βάθους d στη θέση:

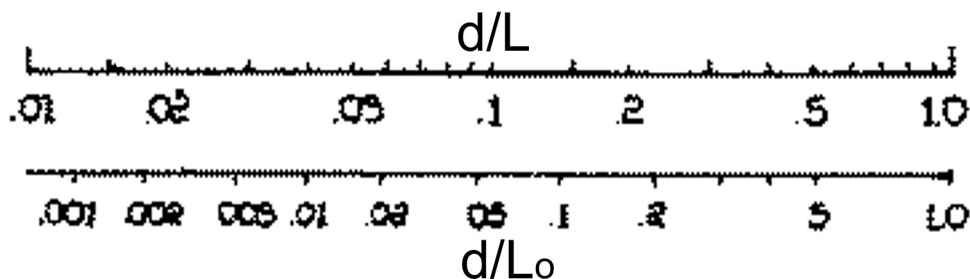
$$C = \sqrt{g \cdot d} \quad [m/sec]$$

όπου g η επιτάχυνση της βαρύτητας [m/sec^2] και d το βάθος του νερού [m].

5.4 Προσδιορισμός των Μεγεθών L και C

5.4.1 Υπολογισμός Μήκους Κύματος L

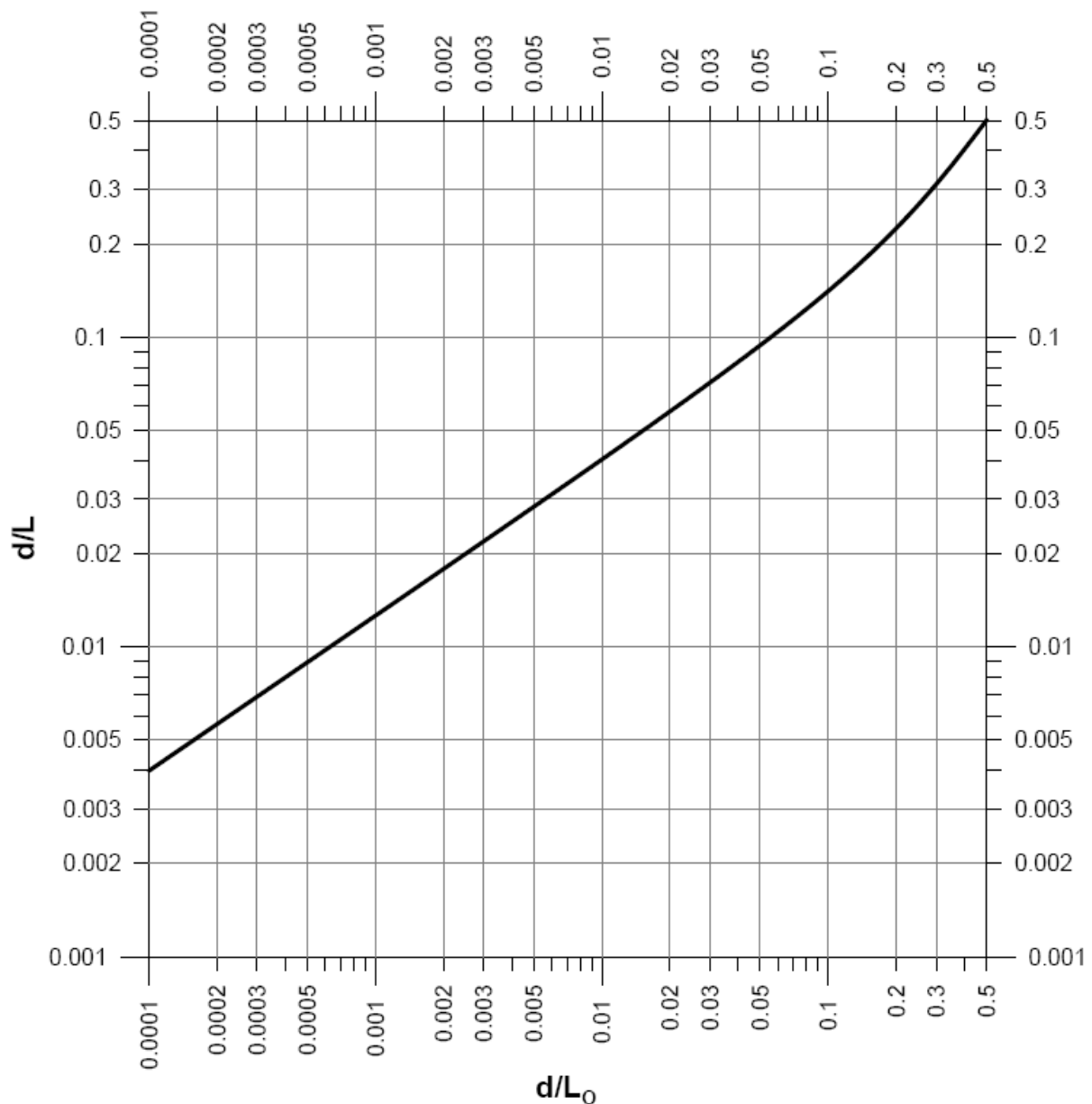
Για να προσδιορίσουμε το μήκος κύματος L ενός κυματισμού μπορούμε να χρησιμοποιήσουμε την εξίσωση διασποράς που δόθηκε παραπάνω. Λόγω όμως της πολυπλοκότητάς της (το μήκος κύματος L βρίσκεται και στο αριστερό και στο δεξιό μέλος) η αναλυτική επίλυση δεν είναι εύκολη. Για το λόγο αυτό εφαρμόζουμε νομογραφήματα συσχέτισης των λόγων σχετικού βάθους d/L_0 και d/L . Τα γραφήματα αυτά δίνονται στις εικόνες 5.4 και 5.5.



Εικ. 5.4: Νομογράφημα συσχέτισης των λόγων d/L_0 και d/L

Και τα 2 νομογραφήματα καταλήγουν στο ίδιο αποτέλεσμα και η επιλογή μεταξύ τους υποκειμενική. Τα νομογραφήματα συνδέουν στην ουσία την τιμή του μήκους κύματος στα βαθιά νερά και του μήκους κύματος σε άλλο βάθος (πλην των βαθών, σε ενδιάμεσα ή ρηχά επομένως νερά). Ανάλογα λοιπόν με τα διαθέσιμα δεδομένα από την τιμή του ενός που είναι γνωστή (L_0 ή L) βρίσκουμε την τιμή του άλλου.

Συγκεκριμένα για το νομογράφημα της εικ. 5.4 μεταφερόμαστε κάθετα στους άξονες. Αν υποθέσουμε ότι γνωστή είναι η τιμή του L_0 (άρα και του d/L_0) από την τιμή του κάτω άξονα πάμε κάθετα και 'χτυπάμε' τον πάνω άξονα και βρίσκουμε έτσι την τιμή του d/L άρα και την τιμή του L στο βάθος d .



Εικ. 5.5: Νομογράφημα συσχέτισης των λόγων d/L_0 και d/L

Αντίστοιχα για το νομογράφημα της εικ 5.5 χρησιμοποιούμε την καμπύλη του γραφήματος. Αν υποθέσουμε ότι γνωστή είναι η τιμή του L_0 (άρα και του d/L_0) από την τιμή του κάτω άξονα πάμε κάθετα προς αυτόν και 'χτυπάμε' την καμπύλη. Στη συνέχεια πάμε κάθετα προς τον άξονα d/L (κατακόρυφο άξονα) και βρίσκουμε έτσι την τιμή του d/L άρα και την τιμή του L στο βάθος d .

Ακριβώς η αντίθετη πορεία ακολουθείται στην περίπτωση που γνωρίζουμε το L σε κάποιο βάθος d και ζητάμε το μήκος κύματος στα βαθιά νερά (στην περίπτωση φυσικά που δεν γνωρίζουμε την περίοδο T του κύματος)

5.4.1 Υπολογισμός Ταχύτητας Διάδοσης C

Η ταχύτητα διάδοσης C υπολογίζεται από το λόγο του μήκους κύματος προς την περίοδο L/T ή στην ειδική και μόνο περίπτωση των ρηχών νερών μπορεί να χρησιμοποιηθεί και ο τύπος $C = \sqrt{g \cdot d}$

Ο παραπάνω τύπος δεν σημαίνει σε καμία περίπτωση ότι στα ρηχά νερά παύει να ισχύει η γενική σχέση για την ταχύτητα διάδοσης ($C=L/T$).

Άσκηση 5.1

Κυματισμός με περίοδο $T=10\text{sec}$ διαδίδεται κάθετα προς την ακτή. Να βρεθούν το μήκος L και η ταχύτητα διάδοσης του κύματος C, σε βάθη νερού (α) 100m, (β) 20m και (γ) 2m με το διάγραμμα συσχέτισης των λόγων d/L_0 και d/L . Σε ποια από τις τρεις κατηγορίες σχετικού βάθους (διάδοση του κύματος σε ρηχά, ενδιάμεσα και βαθιά νερά) αντιστοιχεί κάθε μια από τις περιπτώσεις (α), (β) και (γ);

Λύση

Από την περίοδο του κύματος μπορούμε να προσδιορίσουμε το μήκος κύματος στα βαθιά νερά L_0 :

$$L_0 = \frac{g \cdot T^2}{2\pi} = \frac{9.8 \cdot 10^2}{2 \cdot 3.14} = \frac{980}{6.28} \Rightarrow L_0 = 156\text{m}$$

(α) Μήκος κύματος L και ταχύτητα διάδοσης C σε βάθος $d=100\text{m}$

Υπολογίζουμε αρχικά το λόγο d/L_0

$$\frac{d}{L_0} = \frac{100}{156} = 0.64$$

Αφού $d/L_0 = 0.64 > 0.5$ έπεται ότι είμαστε στα βαθιά νερά. Επομένως το μήκος κύματος στο βάθος αυτό θα είναι αυτό των βαθιών νερών, δηλαδή το $L_0=156\text{m}$

Η ταχύτητα διάδοσης είναι:

$$C_0 = \frac{L_0}{T} = \frac{156}{10} \Rightarrow C_0 = 15.6\text{m/sec}$$

(β) Μήκος κύματος L και ταχύτητα διάδοσης C σε βάθος $d=20\text{m}$

Υπολογίζουμε αρχικά το λόγο d/L_0

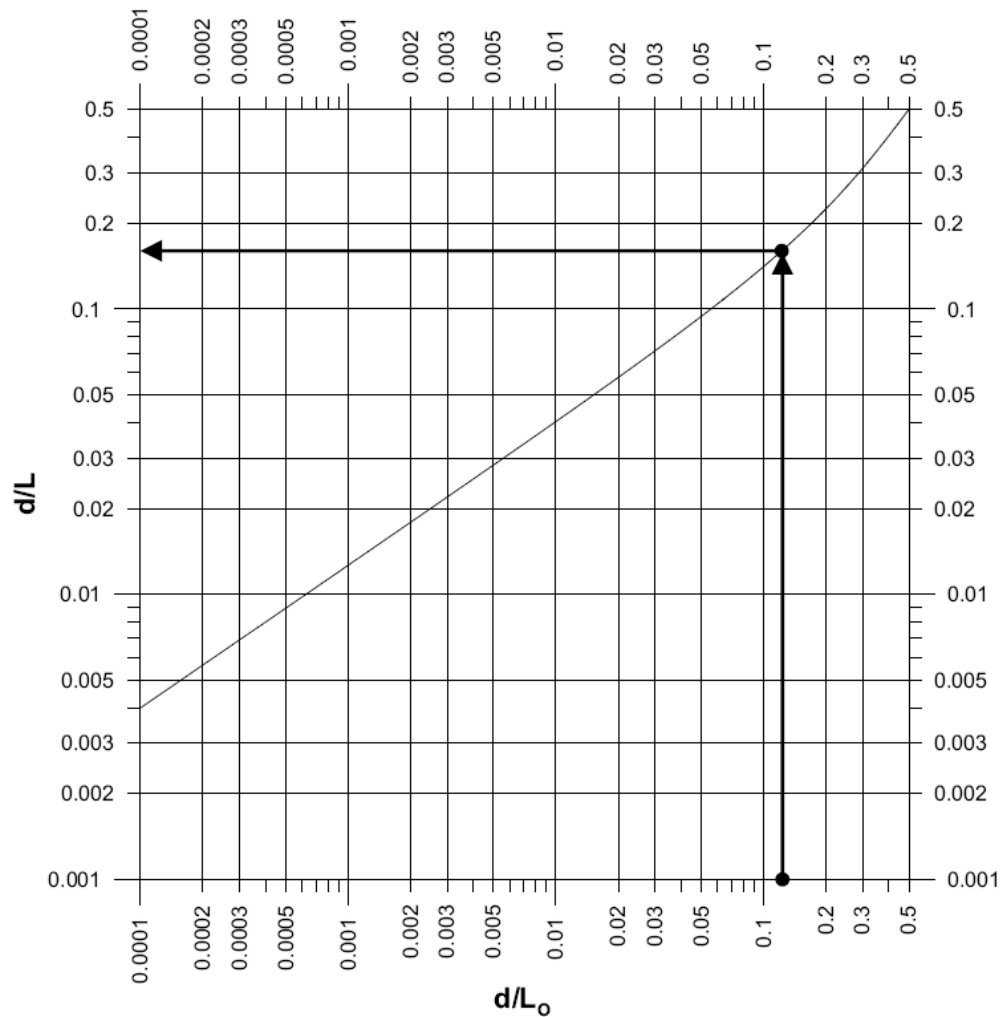
$$\frac{d}{L_0} = \frac{20}{156} = 0.128$$

Αφού $d/L_0 = 0.128 < 0.5$ έπεται ότι ΔΕΝ είμαστε στα βαθιά νερά. Δεν γνωρίζουμε όμως αν είμαστε σε ενδιάμεσα ή σε ρηχά νερά. Θα προσδιορίσουμε το μήκος κύματος από το νομογράφημα:

Βρίσκουμε την τιμή $d/L_0 = 0.128$ στον οριζόντιο άξονα και προχωράμε κάθετα προς αυτόν μέχρι να συναντήσουμε την καμπύλη. Από το σημείο αυτό φέρνουμε κάθετη στον άξονα d/L (κατακόρυφος). Έτσι η τιμή του σχετικού βάθους που προσδιορίσαμε γραφικά είναι $d/L=0.165$ (ενδιάμεσα νερά αφού $0.05 < d/L < 0.5$)

Άρα το μήκος κύματος στο βάθος των 20m θα είναι:

$$\frac{d}{L} = 0.165 \Leftrightarrow L = \frac{d}{0.165} = \frac{20}{0.165} \Rightarrow L = 121m$$



Η ταχύτητα διάδοσης είναι:

$$C = \frac{L}{T} = \frac{121}{10} \Rightarrow C = 12.1m/sec$$

(γ) Μήκος κύματος L και ταχύτητα διάδοσης C σε βάθος d=2m

Υπολογίζουμε και πάλι το λόγο d/L_0

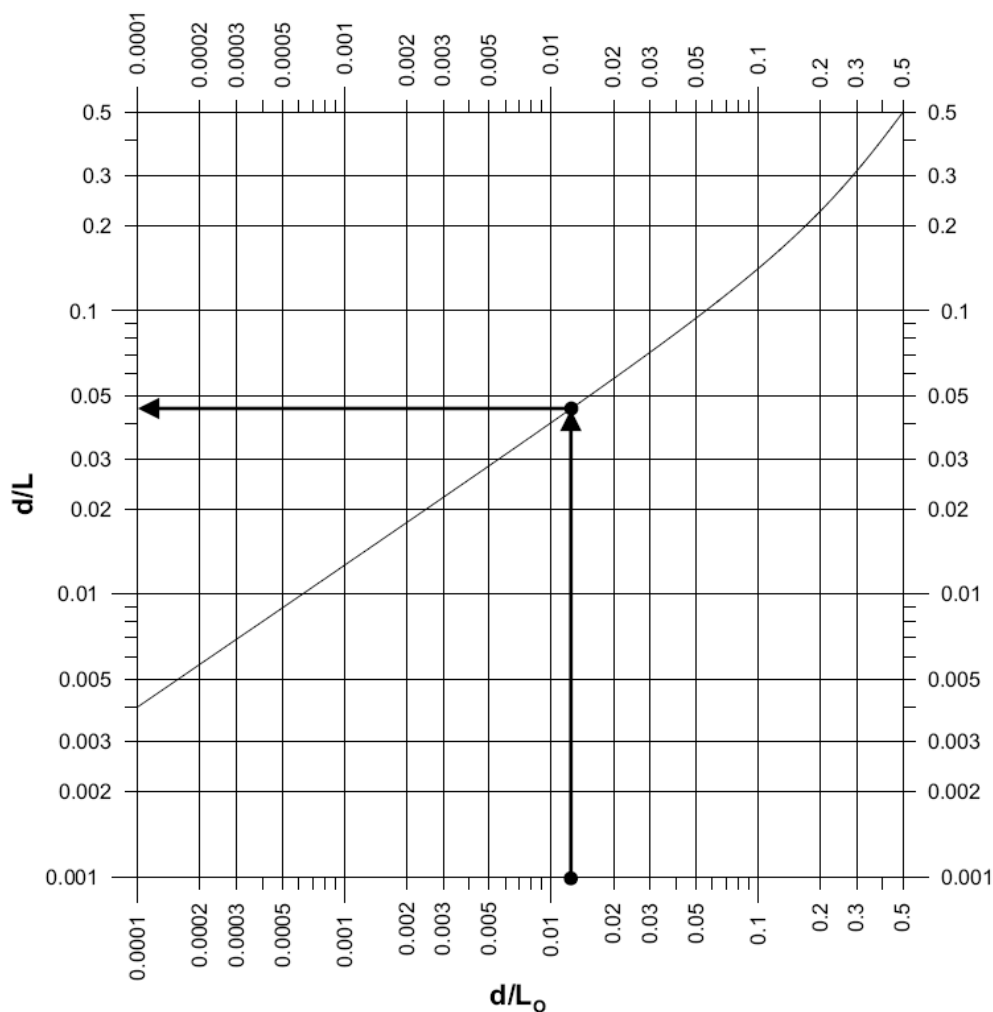
$$\frac{d}{L_0} = \frac{2}{156} = 0.0128$$

Αφού $d/L_0 = 0.0128 < 0.5$ έπεται ότι ΔΕΝ είμαστε στα βαθιά νερά. Δεν γνωρίζουμε όμως αν είμαστε σε ενδιάμεσα ή σε ρηχά νερά. Θα προσδιορίσουμε το μήκος κύματος από το νομογράφημα:

Βρίσκουμε την τιμή $d/L_0 = 0.0128$ στον οριζόντιο άξονα και προχωράμε κάθετα προς αυτόν μέχρι να συναντήσουμε την καμπύλη. Από το σημείο αυτό φέρνουμε κάθετη στον άξονα d/L (κατακόρυφος). Έτσι η τιμή του σχετικού βάθους που προσδιορίσαμε γραφικά είναι $d/L = 0.045$ (ρηχά νερά αφού $d/L \leq 0.05$)

Άρα το μήκος κύματος στο βάθος των 2m θα είναι:

$$\frac{d}{L} = 0.045 \Leftrightarrow L = \frac{d}{0.045} = \frac{2}{0.045} \Rightarrow L = 44.4m$$



Η ταχύτητα διάδοσης είναι:

$$C = \frac{L}{T} = \frac{44.4}{10} \Rightarrow C = 4.44 \text{ m/sec}$$

Ειδικά στην περίπτωση αυτή, αφού βρισκόμαστε σε ρηχά νερά θα μπορούσε να εφαρμοστεί και ο τύπος:

$$C = \sqrt{g \cdot d} = \sqrt{9.8 \cdot 2} \Rightarrow C = 4.43 \text{ m/sec}$$

Παρατηρούμε ότι, όπως είναι και λογικό, οι τιμές από τους 2 τύπους είναι ιδιαίτερα κοντά.

Άσκηση 5.2

Κυματισμός με περίοδο $T=10\text{sec}$ διαδίδεται κάθετα προς την ακτή. Να βρεθεί το μήκος του κύματος L και η ταχύτητα διάδοσης C

(α) σε 50 m βάθος και

(β) σε 10 m βάθος.

Τέλος, προσδιορίστε σε ποια κατηγορία σχετικού βάθους αναφέρεται κάθε περίπτωση (διάδοση του κύματος σε ρηχά, ενδιάμεσα και βαθιά νερά). Να χρησιμοποιήσετε το νομογράφημα συσχέτισης των λόγων d/L_0 και d/L

Άσκηση 5.3

Κυματισμός με περίοδο $T=9\text{sec}$ διαδίδεται κάθετα προς την ακτή σε βάθος νερού 30 m. Να βρεθούν το μήκος L και η ταχύτητα διάδοσης του κύματος C . Ποια είναι η κατηγορία διάδοσης του κύματος (κυματισμός σε βαθιά, σε ενδιάμεσα ή ρηχά νερά); ($\pi=3.14$ και $g=9.8\text{m/s}^2$).

Άσκηση 5.4

Σε θαλάσσια περιοχή βάθους $d=10\text{m}$ διαδίδεται κυματισμός με μήκος κύματος $L=110\text{m}$. Ζητούνται: (α) η κατηγορία διάδοσης του κύματος και (β) η περίοδος και η ταχύτητα διάδοσης του κύματος με δύο τρόπους ($\pi=3.14$ και $g=10\text{m/s}^2$).

Άσκηση 5.5

Σε θαλάσσια περιοχή βάθους $d=10\text{m}$ διαδίδεται κυματισμός με μήκος κύματος $L=62,8\text{m}$. Ζητούνται: (α) η κατηγορία διάδοσης του κύματος και (β) η περίοδος και η ταχύτητα διάδοσης του κύματος ($\pi=3.14$ και $g=9.8\text{m/s}^2$).

Άσκηση 5.6

Κυματισμός με περίοδο $T=10\text{sec}$ διαδίδεται κάθετα προς την ακτή. (α) Να βρεθούν το μήκος L και η ταχύτητα διάδοσης C του κύματος σε θέση με βάθος $d=5\text{m}$ κάνοντας χρήση του νομογραφήματος συσχέτισης των λόγων d/L και d/L_0 . (β) Ποια η κατηγορία διάδοσης του κυματισμού; ($\pi=3.14$ και $g=10\text{m/s}^2$)

Άσκηση 5.7

Ένας κυματισμός διαδίδεται με περίοδο $T=1000\text{sec}$ και ταχύτητα $C=200\text{m/s}$. Θεωρώντας ότι το κύμα συμπεριφέρεται ως κυματισμός ρηχών νερών υπολογίστε (α) το βάθος d του νερού και (β) το μήκος κύματος L . (γ) Σύμφωνα με τα δεδομένα του ερωτήματος σε τι είδους κύμα πιστεύετε ότι γίνεται αναφορά και γιατί; ($g=10\text{m/s}^2$)

Άσκηση 5.8

Ένας κυματισμός διαδίδεται με περίοδο $T=20\text{λεπτά}$ σε βάθος $d=3240\text{m}$. Θεωρώντας ότι το κύμα συμπεριφέρεται ως κυματισμός ρηχών νερών υπολογίστε (α) την ταχύτητα του C και (β) το μήκος κύματος L . (γ) Σύμφωνα με τα δεδομένα του ερωτήματος σε τι είδους κύμα πιστεύετε ότι γίνεται αναφορά και γιατί; ($g=10\text{m/s}^2$)

6. ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΠΕΔΙΟΥ (ΕΡΓΑΣΙΑ ΥΠΑΙΘΡΟΥ) – ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΣΤΟ ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ

6.1 Περιγραφή Εργασίας Πεδίου

Σκοπός της άσκησης αυτής είναι η εξοικείωση των σπουδαστών με τις μετρήσεις πεδίου που γίνονται στη θάλασσα πάνω από σκάφος (αλιευτικό ή ερευνητικό). Συγκεκριμένα πραγματοποιείται μία εκπαιδευτική πλους κατά τη διάρκεια της οποίας γίνεται επίδειξη των ηλεκτρονικών οργάνων που διαθέτει το Εργαστήριο Ωκεανογραφίας, καθώς και συλλογή ωκεανογραφικών δεδομένων. Επίσης, οι σπουδαστές έχουν την ευκαιρία να δουν και να πληροφορηθούν σχετικά με τον ηλεκτρονικό εξοπλισμό που διαθέτουν συνήθως τα αλιευτικά σκάφη.

Κατά τη διάρκεια της άσκησης οι σπουδαστές χωρίζονται σε ομάδες και μεταβαίνουν σε διαφορετικές θέσεις στο θαλάσσιο χώρο ανοιχτά των Ν. Μουδανιών, όπου και πραγματοποιούνται επιτόπου μετρήσεις των φυσικοχημικών παραμέτρων του νερού με χρήση του CTD (θερμοκρασίας, αγωγιμότητας/αλατότητας, πυκνότητας και πίεσης/βάθους). Επίσης γίνεται μέτρηση της διαύγειας του θαλάσσιου νερού με χρήση του δίσκου Secchi.

Για όλες τις μετρήσεις χρησιμοποιείται ειδικά διαμορφωμένο “δελτίο” στο οποίο καταγράφονται η ημερομηνία και η ώρα των μετρήσεων, το όνομα των αρχείων που καταγράφονται ηλεκτρονικά, η κατάσταση της θάλασσας και του αέρα, καθώς και κάθε άλλη παρατήρηση σχετικά με τις επικρατούσες φυσικές συνθήκες που θα μπορούσαν να επηρεάσουν τις μετρήσεις.

Επιπλέον, γίνεται απλά επίδειξη του ρευματογράφου (current-meter), αφού για τη συλλογή δεδομένων απαιτείται πόντιση του οργάνου και ανάσυρση του μετά την πάροδο αρκετών ημερών, γεγονός μη εφικτό στο χρονικό όριο της άσκησης.

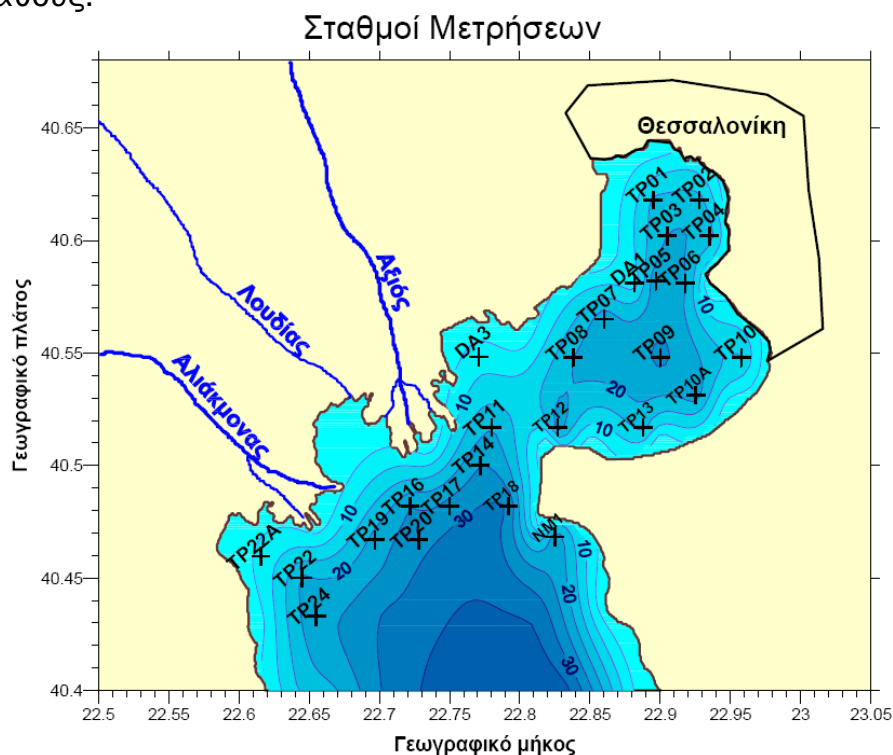
Παράλληλα με τα παραπάνω, οι σπουδαστές έχουν την ευκαιρία να δουν ορισμένα από τα όργανα που βρίσκονται στη γέφυρα του σκάφους όπως το βυθόμετρο, την πυξίδα, το Δορυφορικό Σύστημα Προσδιορισμού θέσης (G.P.S.), το radar, καθώς και διάφορους υδρογραφικούς χάρτες και να πληροφορηθούν για θέματα ναυσιπλοΐας και λειτουργίας/προβλημάτων των προαναφερθέντων οργάνων.

Μετά την περάτωση της εργασίας υπαίθρου γίνεται επεξεργασία και ανάλυση των συλλεχθέντων δεδομένων/μετρήσεων στο εργαστήριο με τη βοήθεια ηλεκτρονικού υπολογιστή και του σχετικού λογισμικού. Η επεξεργασία αφορά βασικά την παρουσίαση των φυσικοχημικών παραμέτρων που μετρήθηκαν σε κατακόρυφες κατανομές σε σχέση με το βάθος (όπως αυτών της παραγράφου 3.2), την αναγνώριση πιθανών ανεπιθύμητων τιμών στις κατακόρυφες κατανομές

κατά τη διάρκεια των μετρήσεων και τέλος συζήτηση επί των αποτελεσμάτων (διάκριση στρωματοποιημένης ή ομογενοποιημένης υδάτινης στήλης κλπ).

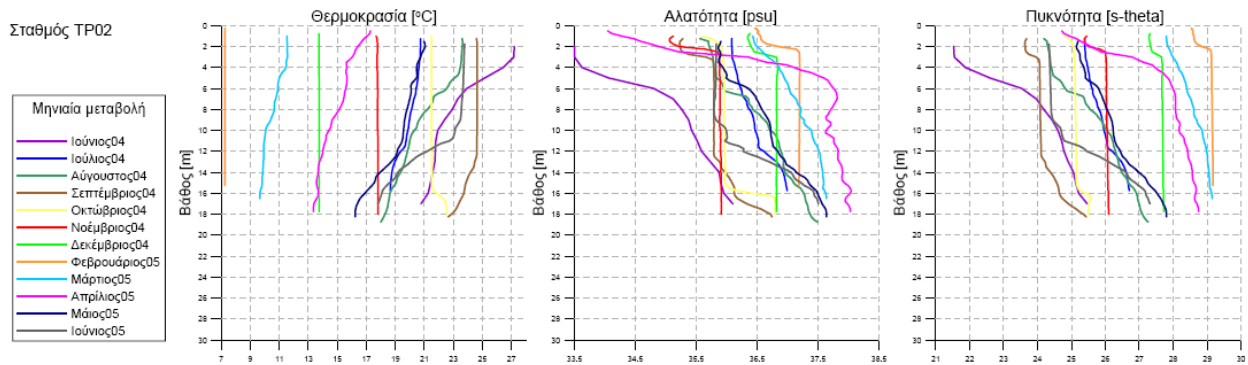
6.2 Μετρήσεις Ωκεανογραφικών Παραμέτρων

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζεται η ανάλυση των φυσικών ωκεανογραφικών δεδομένων (ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε., 2006) που μετρήθηκαν στην διάρκεια 12 ωκεανογραφικών ταξιδιών στο Θερμαϊκό κόλπο: τον Ιούνιο 2004, Ιούλιο 2004, Αύγουστο 2004, Σεπτέμβριο 2004, Οκτώβριο 2004, Νοέμβριο 2004, Δεκέμβριο 2004, Φεβρουάριο 2005, Μάρτιο 2005, Απρίλιο 2005, Μάιο 2005 και Ιούνιο 2005. Οι φυσικές ωκεανογραφικές παράμετροι (θερμοκρασία, αλατότητα και πυκνότητα) μετρήθηκαν στη θαλάσσια στήλη στο πλέγμα των σταθμών μέτρησης (Εικ. 6.1) με την χρήση του αυτογραφικού οργάνου CDT-19 της Sea-Bird. Οι μετρήσεις μετά την αρχική επεξεργασία, τον ποιοτικό έλεγχο και την κατακόρυφη εξομάλυνση περιλαμβάνουν τις μετρήσεις στη θαλάσσια στήλη του κάθε σταθμού της θερμοκρασίας ($^{\circ}\text{C}$), της αλατότητας (ppt, psu) και της πυκνότητας (σ_{θ} , Kg/m^{-3}) ανά 0.5m του βάθους.

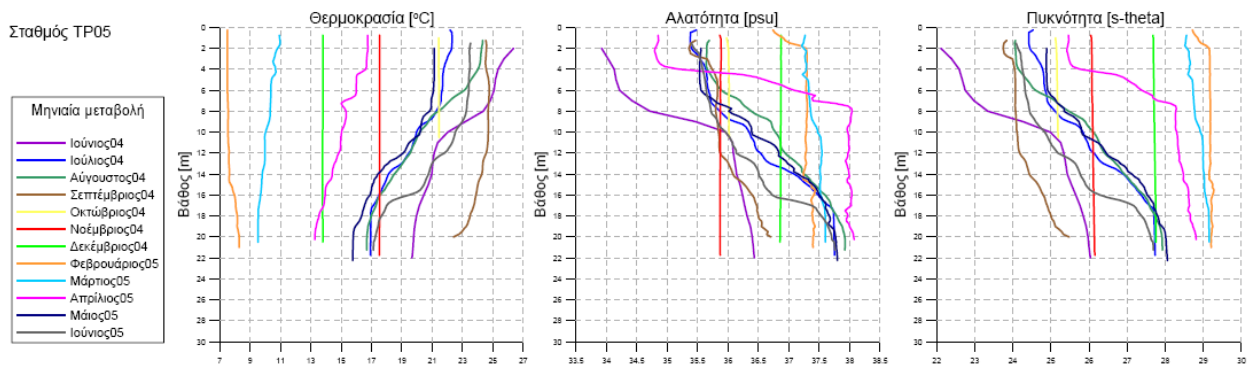


Εικ. 6.1: Οι σταθμοί μετρήσεων των ωκεανογραφικών παραμέτρων.

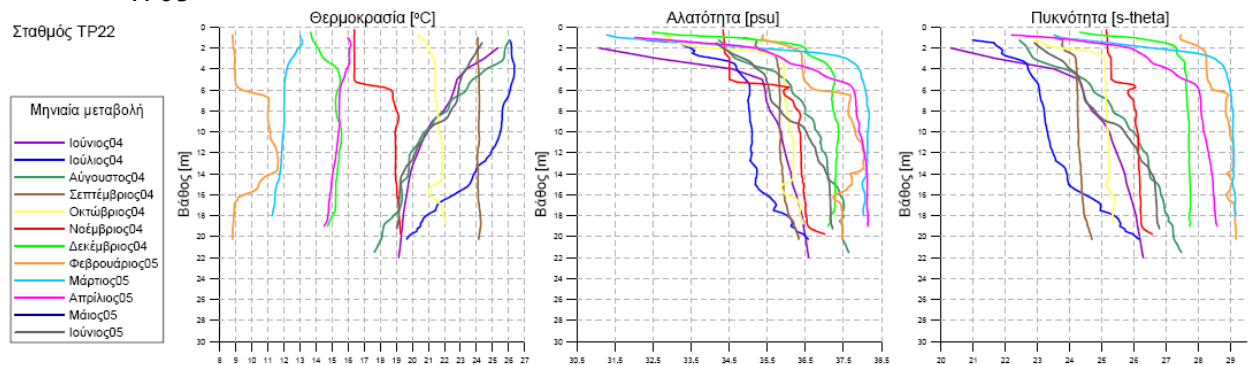
Στη συνέχεια δίνονται ενδεικτικά οι μεταβολές θερμοκρασίας, αλατότητας και πυκνότητας με το βάθος σε 3 σταθμούς (Εικ. 6.2, 6.3 & 6.4), στις οποίες μπορούν να γίνουν παρατηρήσεις σχετικά με τις εποχιακές μεταβολές, την ύπαρξη ή όχι θερμοκλινούς, αλοκλινούς και πυκνοκλινούς και η διερεύνηση της αιτίας εμφάνισής τους.



Εικ. 6.2: Κατανομές θερμοκρασίας, αλατότητας και πυκνότητας με το βάθος στο σταθμό TP02

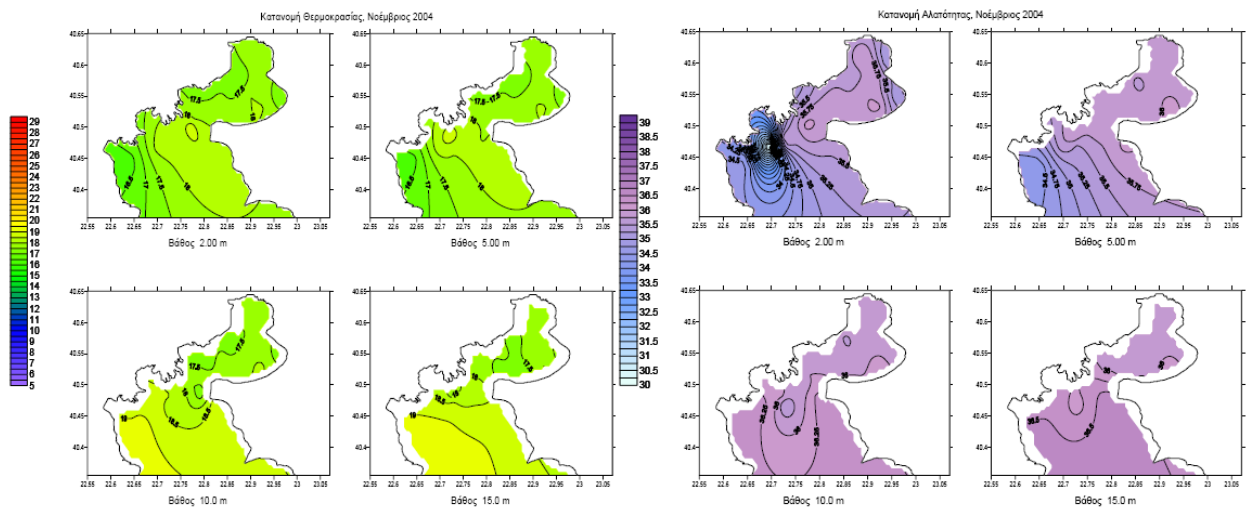


Εικ. 6.3: Κατανομές θερμοκρασίας, αλατότητας και πυκνότητας με το βάθος στο σταθμό TP05

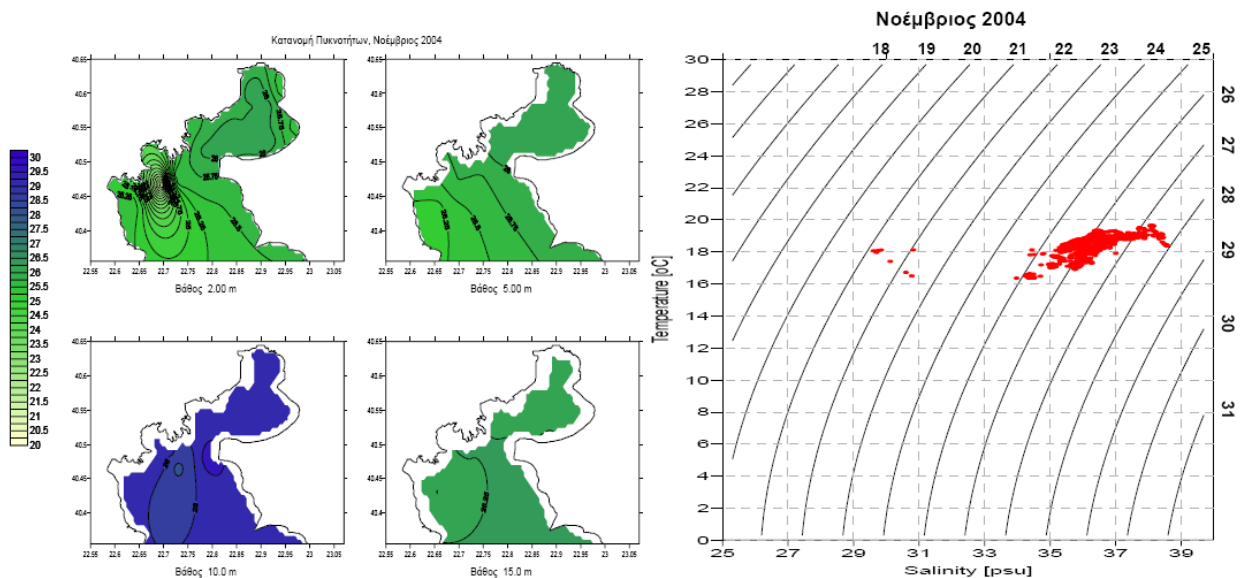


Εικ. 6.4: Κατανομές θερμοκρασίας, αλατότητας και πυκνότητας με το βάθος στο σταθμό TP22

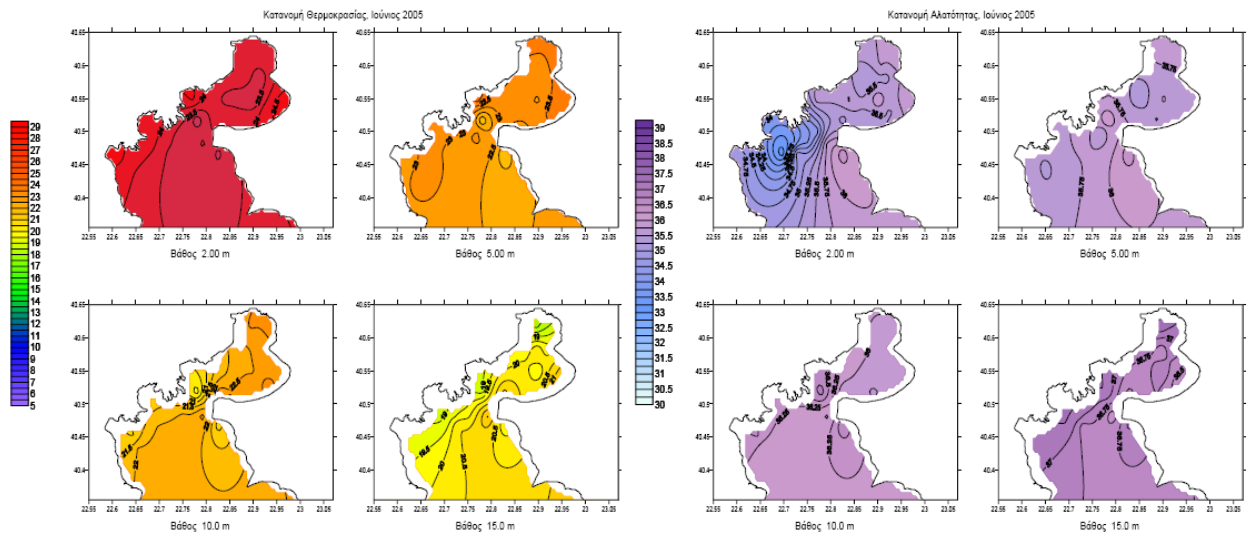
Εκτός από τις μεταβολές των παραμέτρων με το βάθος είναι δυνατή και η διερεύνηση της χωρικής μεταβολής των τιμών με την κατασκευή γραφημάτων που παρουσιάζουν καμπύλες ίσης τιμής (θερμοκρασία, αλατότητα, πυκνότητα) σε διάφορα βάθη, όπως επίσης και τα γνωστά μας γραφήματα T-S. Τέτοιοι χάρτες και γραφήματα δίνονται στις εικόνες 6.5 και 6.6 για το Νοέμβριο του 2004 (χειμερινός μήνας) και 6.7 και 6.8 για τον Ιούνιο του 2005 (καλοκαιρινός μήνας). Από τις κατανομές αφενός μπορούμε να εξάγουμε συμπεράσματα για την χωρική μεταβολή των φυσικών παραμέτρων και για την κυκλοφορία των θαλασσίων μαζών. Στα γραφήματα T-S που δίνονται παρουσιάζονται όλοι σταθμοί της κάθε μηνιαίας μέτρησης (όλα τα βάθη που μετρήθηκαν). Από τα γραφήματα αυτά είναι δυνατή η αναγνώριση θαλασσίων μαζών και περιοχών ανάμιξης.



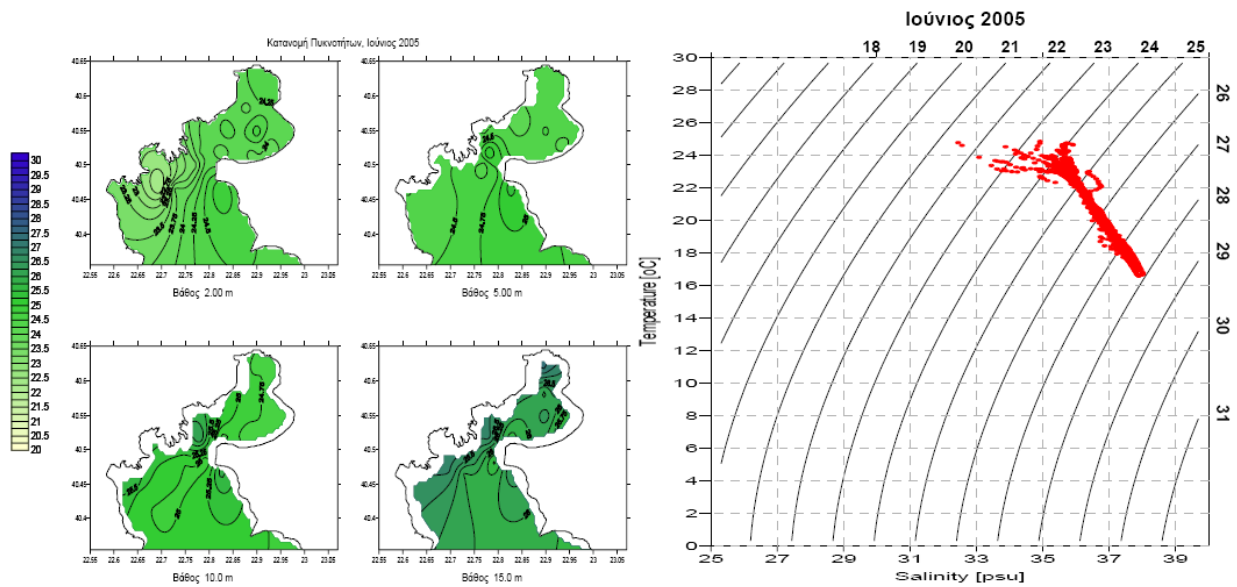
Εικ. 6.5: Οριζόντιες κατανομές θερμοκρασίας (αριστερά) και αλατότητας (δεξιά) στα βάθη των 2, 5, 10 και 15m για το Νοέμβριο 2004



Εικ. 6.6: Οριζόντιες κατανομές πυκνότητας (αριστερά) στα βάθη των 2, 5, 10 και 15m και γράφημα T-S (δεξιά) για το Νοέμβριο 2004



Εικ. 6.7: Οριζόντιες κατανομές θερμοκρασίας (αριστερά) και αλατότητας (δεξιά) στα βάθη των 2, 5, 10 και 15m για το Ιούνιο 2005



Εικ. 6.8: Οριζόντιες κατανομές πυκνότητας (αριστερά) στα βάθη των 2, 5, 10 και 15m και γράφημα T-S (δεξιά) για το Ιούνιο 2005



ΔΙΕΥΘΥΝΣΕΙΣ ΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΚΟΥ ΕΝΔΙΑΦΕΡΟΝΤΟΣ ΣΤΟ ΔΙΑΔΙΚΤΥΟ

Για την πληρέστερη πληροφόρηση σε θέματα ωκεανογραφίας, ο σπουδαστής μπορεί να ανατρέξει σε ένα μεγάλο πλήθος ηλεκτρονικών διευθύνσεων στο Internet, όπου είναι δυνατό να έλθει σε επαφή με τις σύγχρονες επιστημονικές και τεχνολογικές εξελίξεις. Μερικές από τις σημαντικότερες διευθύνσεις είναι οι παρακάτω:

<http://www.coastal.udel.edu/faculty/rad/classes/linearplot.html>

<http://www.earth.nasa.gov/history/topex/topex.html>

<http://www-aviso.cls.cnes.fr/>

http://sirius-ci.cst.cnes.fr:8090/HTML/information/frames/missions/welcome_uk.html

http://sirius-ci.cst.cnes.fr:8090/HTML/information/frames/applications/geoide_uk.html

<http://www.obs-mip.fr/omp/legos/english/Default.htm>

<http://seawifs.gsfc.nasa.gov/SEAWIFS.html>

<http://seawifs.gsfc.nasa.gov/SEAWIFS/IMAGES/IMAGES.html>

<http://psbsgi1.nesdis.noaa.gov:8080/PSB/EPS/SST/data/>

<http://psbsgi1.nesdis.noaa.gov:8080/PSB/PSB.html>

http://topex.ucsd.edu/marine_topo/globe.html

http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/announcements/announce_predict.html

<http://www.fao.org>

<http://www.es.flinders.edu.au/~mattom/IntExerc/index.html>



BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Αλμπανάκης Κ. (1999). Μαθήματα ωκεανογραφίας. Θεσσαλονίκη, University Studio Press, σελ. 160.
- Δουκάκης, Σ. (1989). Υδρογραφία. Εθνικό Μετσόβειο Πολυτεχνείο, σελ. 69.
- ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε. (2006) Παρακολούθηση της Ποιότητας του Θαλασσίου Περιβάλλοντος του Κόλπου της Θεσσαλονίκης (ΘΕΡΜΑΪΚΟΣ 2004), Τελική Τεχνική Έκθεση, Αθήνα
- Θεοδώρου, Α. (2000). Γενική ωκεανογραφία. Πανεπιστημιακές Εκδόσεις Θεσσαλίας, Βόλος, σελ. 286.
- Κοκοκύρης, Λ. (2002). Εισαγωγή στις ιχθυοκαλλιέργειες. Σημειώσεις θεωρίας. ΑΤΕΙ Θεσσαλονίκης, σελ. 76.
- Κουτίτας, Χ. (1998). Εισαγωγή στην παράκτια τεχνική και τα λιμενικά έργα. Θεσσαλονίκη, Εκδόσεις Ζήτη, σελ. 182.
- Λεοντάρης, Σ. (1995). Εισαγωγή στην ωκεανογραφία. Αθήνα.
- Μουστάκα-Γούνη Μ., (1997) Ωκεανογραφία, μια Βιολογική Προσέγγιση, Εκδόσεις EXIN, Θεσσαλονίκη.
- Παλληκάρης, Α.Η. (1988). Υδρογραφία (2^η έκδοση). Σχολή Ναυτικών Δοκίμων, σελ. 359.
- Παπαθεοδώρου, Γ. (1997). Ναυτιλία - Ναυτιλιακά όργανα. Σημειώσεις Σχολής Τεχνολογικών Επιστημών, Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας.
- Παπαθεοδώρου, Γ., Χασιώτης Θ. και Φερεντίνος Γ., (1997). "Αέριοι υδρογονάνθρακες στα ιζήματα του πυθμένα του Αμβρακικού κόλπου και η επίδραση τους στη βιολογική παραγωγικότητα". 2^ο Συνέδριο για την προστασία και ανάπτυξη του Αμβρακικού κόλπου, υπό την αιγίδα του ΥΠΕΧΩΔΕ, Άρτα 11-13 Ιουνίου 1997.
- Παπουτσόγλου, Σ. (1989). Εισαγωγή στις υδατοκαλλιέργειες. Τόμος Β': Κατασκευές υδατοκαλλιεργειών. Σελ. 624.
- Σίνης, Α. (2001). Λιμνολογία. Σημειώσεις ΑΤΕΙ Θεσσαλονίκης, σελ. 221.
- Φερεντίνος, Γ. (1985). Τεχνική ωκεανογραφία. Πάτρα, σελ. 209.
- Apel J. R. (1988). Principles of Ocean Physics, International Geophysics Series, Volume 38, pp. 70-71, 82-86, 248
- FAO Fishing Manuals (1980). Echo-sounding and sonar for fishing". Fishing News Books Ltd, England, pp. 104.
- Howell, F.S. (1986). Navigation primer for fishermen. Fishing News Books Ltd., p. 181.

Kaandorp, J.A. (1986). Rocky substrate communities of the infralittoral fringe of the Boulonnais coast, NW France: a quantitative survey. *Marine Biology*, 92: 255–265.

Open University (1989). *Seawater: Its composition, properties and behavior*. Oxford, Pergamon Press.

Open University (1989). *Waves, tides and shallow-water processes*. Oxford, Pergamon Press.

Pipkin, B., Gorsline, D., Casey, R. and Hammond, D. (1987). *Laboratory exercises in oceanography*. W.H. Freeman and Company, New York, pp. 257.

Stewart, R. H., *Introduction to Physical Oceanography* (2002), Texas A & M University

Thurman, H. and Savin, S. (1995). *Laboratory exercises in oceanography*. Prentice-Hall, New Jersey, pp. 150.