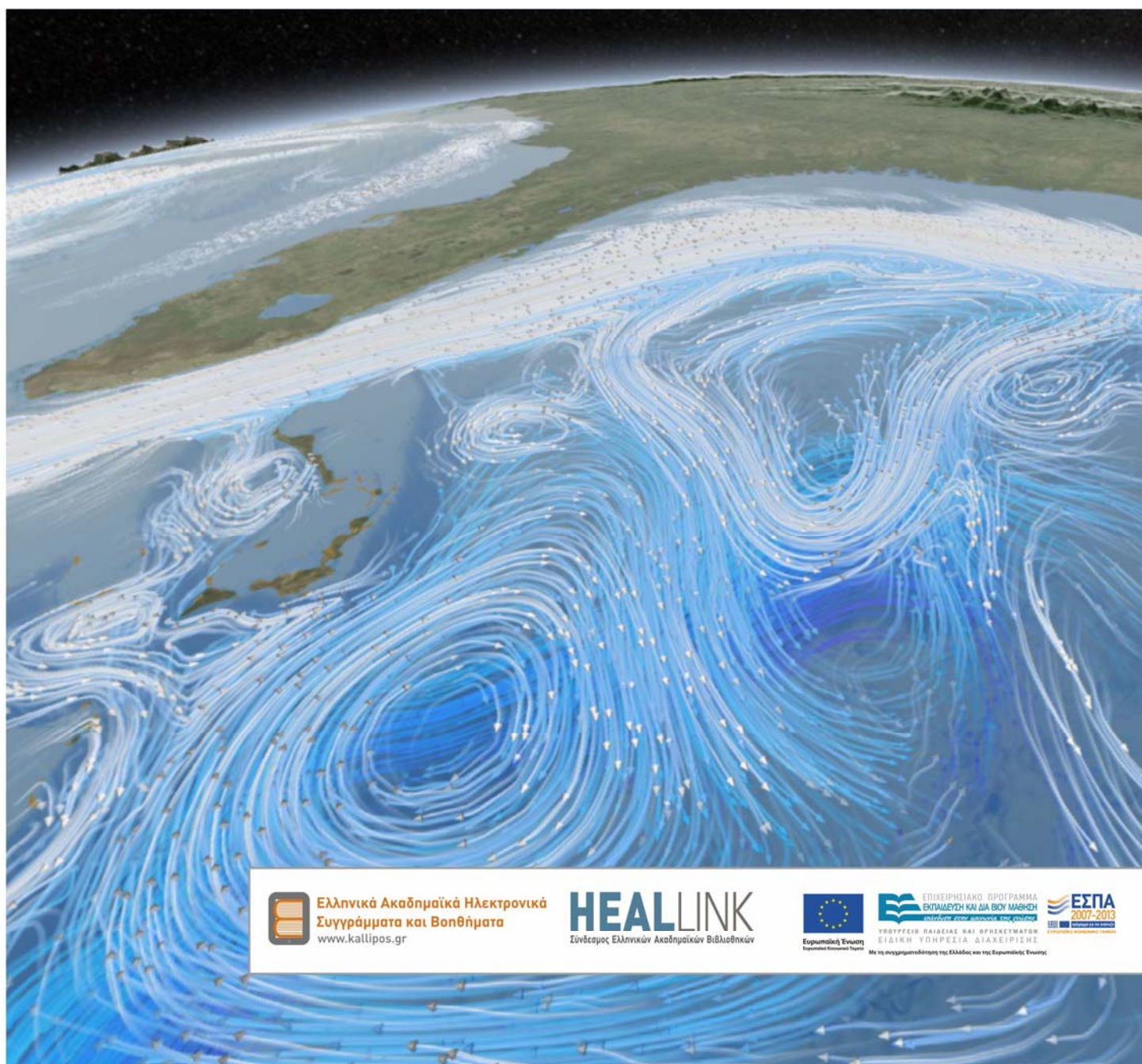


Παράκτια Μηχανική Θαλάσσια Περιβαλλοντική Υδραυλική

Γιάννης Ν. Κρεστενίτης

Κατερίνα Δ. Κομπιάδου, Χρήστος Β. Μακρής

Γιάννης Σ. Ανδρουλιδάκης, Θεοφάνης Β. Καραμπάς



Ελληνικά Ακαδημαϊκά Ηλεκτρονικά
Συγγράμματα και Βοηθήματα
www.kallipos.gr

HEALLINK
Σύνδεσμος Ελληνικών Ακαδημαϊκών Βιβλιοθηκών



Ευρωπαϊκή Ένωση
Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο



ΕΠΙΧΕΙΡΗΣΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ
ΕΚΠΑΙΔΕΥΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑ ΒΙΟΥ ΜΑΘΗΣΗ
Investing in your future
ΥΠΟΥΡΓΕΙΟ ΠΑΙΔΕΙΑΣ ΚΑΙ ΘΡΗΣΚΕΥΜΑΤΩΝ
ΕΙΔΙΚΗ ΥΠΗΡΕΣΙΑ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗΣ



ΕΣΠΑ
2007-2013
Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο

Με τη συγχρηματοδότηση της Ελλάδας και της Ευρωπαϊκής Ένωσης

*Η φωτογραφία του εξωφύλλου είναι από το NASA/Goddard Space Flight Center
[<http://svs.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/details.cgi?aid=11003>]*

ΓΙΑΝΝΗΣ Ν. ΚΡΕΣΤΕΝΙΤΗΣ
Καθηγητής ΑΠΘ

ΚΑΤΕΡΙΝΑ Δ. ΚΟΜΠΙΑΔΟΥ
Δρ. Πολιτικός Μηχανικός

ΧΡΗΣΤΟΣ Β. ΜΑΚΡΗΣ
Δρ. Πολιτικός Μηχανικός

ΓΙΑΝΝΗΣ. Σ. ΑΝΔΡΟΥΛΙΔΑΚΗΣ
Δρ. Πολιτικός Μηχανικός

ΘΕΟΦΑΝΗΣ Β. ΚΑΡΑΜΠΙΑΣ
Καθηγητής ΑΠΘ

Παράκτια Μηχανική Θαλάσσια Περιβαλλοντική Υδραυλική



Ελληνικά Ακαδημαϊκά Ηλεκτρονικά
Συγγράμματα και Βοηθήματα
www.kallipos.gr

Παράκτια Μηχανική Θαλάσσια Περιβαλλοντική Υδραυλική

Συγγραφή

Γιάννης Ν. Κρεστενίτης (Κύριος Συγγραφέας)

Κατερίνα Δ. Κομπιάδου

Χρήστος Β. Μακρής

Γιάννης Σ. Ανδρουλιδάκης

Θεοφάνης Β. Καραμπάς

Κριτικός αναγνώστης

Χριστόφορος Γ. Κουτίτας

Συντελεστές έκδοσης

ΓΛΩΣΣΙΚΗ ΕΠΙΜΕΛΕΙΑ: Γεωργία Βιολιτζή

ΓΡΑΦΙΣΤΙΚΗ ΕΠΙΜΕΛΕΙΑ: Κατερίνα Κομπιάδου

ΤΕΧΝΙΚΗ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ: Σταματία Δεδικούση

ISBN: 978-960-603-253-0

Copyright © ΣΕΑΒ, 2015



Το παρόν έργο αδειοδοτείται υπό τους όρους της άδειας Creative Commons Αναφορά Δημιουργού - Μη Εμπορική Χρήση - Παρόμοια Διανομή 3.0. Για να δείτε ένα αντίγραφο της άδειας αυτής επισκεφτείτε τον ιστότοπο <https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/3.0/gr/>

ΣΥΝΔΕΣΜΟΣ ΕΛΛΗΝΙΚΩΝ ΑΚΑΔΗΜΑΪΚΩΝ ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΩΝ

Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο

Ηρώων Πολυτεχνείου 9, 15780 Ζωγράφου

www.kallipos.gr

*Στη Βάσω,
που μαζί ταξιδεύουμε, χρόνια τώρα
σε ήμερες και σε φουρτουνιασμένες θάλασσες.*

*Αλλά και στις φοιτήτριες και στους φοιτητές μου,
που στα 35 χρόνια διδασκαλίας μου χάρισαν
τη νεανική τους προσοχή και εκτίμηση.*

*Γιάννης Ν. Κρεστενίτης
Θεσσαλονίκη, 2015*

Πίνακας περιεχομένων

Πίνακας περιεχομένων.....	iv
Ευρετήριο Εικόνων.....	xi
Ευρετήριο Σχημάτων.....	xii
Ευρετήριο Πινάκων.....	xvii
Πίνακας συντομεύσεων-ακρωνύμια.....	xviii
Πρόλογος.....	xx
Εισαγωγή.....	xxi
Κεφάλαιο 1.....	1
1 Ο παράκτιος χώρος.....	1
1.1 Το φυσικό πεδίο.....	1
1.2 Φυσικοί μηχανισμοί της κίνησης των παράκτιων νερών.....	3
1.3 Η παράκτια ρύπανση.....	6
1.4. Η ολοκληρωμένη διαχείριση της παράκτιας ζώνης και άλλες θαλάσσιες πολιτικές.....	7
Βιβλιογραφία/Αναφορές.....	9
Κεφάλαιο 2.....	11
2 Φυσικά Χαρακτηριστικά και Τύποι Θαλασσίων Μαζών.....	11
2.1 Θερμοκρασία (T, Θ).....	11
2.2 Αλατότητα (S).....	14
2.3 Πυκνότητα (ρ , σ_T , σ_θ).....	14
2.4 Καταστατική εξίσωση θαλασσινού νερού.....	16
2.5 Επιφανειακό στρώμα ανάμιξης, θερμοκλινές και εποχιακές μεταβολές.....	17
2.6 Διαγράμματα T-S και τύποι θαλασσίων μαζών.....	20
2.7 Ήχος στη θάλασσα.....	21
2.7.1 Ταχύτητα διάδοσης ήχου στη θάλασσα.....	21
2.7.2 Θαλάσσια ακουστική – εφαρμογές του ήχου στο θαλάσσιο περιβάλλον.....	23
2.8 Μετρήσεις φυσικών παραμέτρων θαλάσσιου νερού.....	24
2.8.1 Μέτρηση θερμοκρασίας.....	24
2.8.2 Μέτρηση αλατότητας.....	24
2.8.3 Μέτρηση πίεσης.....	25
2.8.4 Μέτρηση θερμοκρασίας και αλατότητας με το βάθος.....	26
2.8.5 Δορυφορικές μετρήσεις θερμοκρασίας.....	27

2.8.6 Απεικόνιση μετρήσεων φυσικών παραμέτρων	29
Βιβλιογραφία/Αναφορές	32
Κριτήρια αξιολόγησης.....	33
Κριτήριο αξιολόγησης 1	33
Απάντηση/Λύση.....	33
Κριτήριο αξιολόγησης 2	36
Απάντηση/Λύση.....	36
Κριτήριο αξιολόγησης 3	38
Απάντηση/Λύση.....	38
Κριτήριο αξιολόγησης 4	39
Απάντηση/Λύση.....	39
Κεφάλαιο 3.....	41
3 Χημικές και βιοχημικές διεργασίες στο θαλάσσιο περιβάλλον	41
3.1 Διαλυμένα αέρια.....	41
3.2 Οργανικό υλικό	45
3.2.1 Σωματιδιακό και διαλυμένο οργανικό υλικό	45
3.2.2 Έμβιοι θαλάσσιοι οργανισμοί.....	46
3.3 Θρεπτικά άλατα	48
3.4 Φωτοσύνθεση – Πρωτογενής παραγωγή	49
3.4.1 Η διεργασία της φωτοσύνθεσης	49
3.4.2 Εποχικότητα πρωτογενούς παραγωγικότητας.....	51
3.4.3 Άνθιση φυτοπλαγκτού – Τροφικό επίπεδο	52
3.5 Τροφική αλυσίδα – οι κύκλοι άνθρακα, οξυγόνου και θρεπτικών αλάτων στο θαλάσσιο περιβάλλον	54
3.6 Ποιότητα νερών κολύμβησης – Οδηγία-πλαίσιο για το νερό.....	57
Βιβλιογραφία/Αναφορές	58
Κεφάλαιο 4.....	59
4 Θαλάσσια Υδροδυναμική Κυκλοφορία	59
4.1 Το σύστημα ατμόσφαιρας-θάλασσας.....	59
4.2 Ηλιακή ακτινοβολία	60
4.2.1 Θερμικό ισοζύγιο	60
4.2.1.1 Εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία Q_s	60
4.2.1.2 Επανεκπεμπόμενη ακτινοβολία Q_b	61
4.2.1.3 Εξάτμιση Q_e	61
4.2.2 Διάδοση φωτός στη θάλασσα	62
4.3 Βασικές εξισώσεις υδροδυναμικής θαλάσσιας κυκλοφορίας.....	64
4.4 Ανεμογενή ρεύματα - μεταφορά Ekman	69

4.5 Γεωστροφικά ρεύματα	71
4.5.1 Απλουστευμένη περιγραφή.....	71
4.5.2 Γεωστροφικές εξισώσεις.....	71
4.5.3 Βαροτροπικές και βαροκλιτικές συνθήκες.....	72
4.6 Αδρανειακά ρεύματα	76
4.7 Ρεύματα πυκνότητας	77
4.7.1 Δημιουργία βαθιών νερών	78
4.7.2 Ανάβλυση θαλασσίων μαζών.....	79
4.7.2.1 Παράκτια ανάδυση.....	79
4.7.2.2 Ανάβλυση στην ανοικτή θάλασσα	79
4.7.3 Επιφανειακό στρώμα ανάμιξης.....	80
4.7.4 Στρωματομένες ροές	81
4.8 Εσωτερικά κύματα	83
4.9 Παλιρροιακά ρεύματα.....	85
4.10 Μετρήσεις θαλασσίων ρευμάτων	86
4.10.1 Στατικοί ρευματογράφοι (<i>current meters</i>)	86
4.10.2 Παρασυρόμενοι πλωτοί μετρητές (<i>drifters</i>).....	87
4.10.3 Μετρήσεις με ραντάρ υψηλής συχνότητας (<i>HF Radar</i>)	88
4.10.4 Υπολογισμός ρευμάτων με τη χρήση δορυφορικών μετρήσεων.....	89
Βιβλιογραφία/Αναφορές	91
Κριτήρια αξιολόγησης.....	92
Κριτήριο αξιολόγησης 1	92
Λύση.....	92
Κριτήριο αξιολόγησης 2	93
Λύση.....	93
Κριτήριο αξιολόγησης 3	94
Λύση.....	94
Κριτήριο αξιολόγησης 4	96
Λύση.....	96
Κριτήριο αξιολόγησης 5	97
Λύση.....	97
Κεφάλαιο 5.....	99
5 Μεταβολές θαλάσσιας στάθμης.....	99
5.1 Γενεσιουργά αίτια μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης.....	99
5.1.1 Ορισμοί βασικών μεγεθών και εννοιών σχετικά με τις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης.....	102
5.1.2 Μετρήσεις στάθμης θάλασσας	103
5.2 Αστρονομική παλίρροια	105

5.2.1 Θεωρία στατικής αστρονομικής παλίρροιας	107
5.2.2 Θεωρία δυναμικής αστρονομικής παλίρροιας	111
5.3 Μετεωρολογική παλίρροια	113
5.3.1 Μεταβολή στάθμης θάλασσας λόγω ατμοσφαιρικής πίεσης	116
5.3.2 Μεταβολή στάθμης θάλασσας λόγω συνδυαστικής δράσης πίεσης και ανέμου	116
5.3.3 Μεταβολή στάθμης λόγω μετεωρολογικής και αστρονομικής παλίρροιας.....	120
5.4 Μεταβολές θαλάσσιας στάθμης λόγω υποβρύχιων μετακινήσεων πυθμένα (Τσουνάμι).....	121
5.4.1 Γενεσιουργά αίτια των τσουνάμι.....	123
5.4.2 Θεωρία του μοναχικού κύματος για τη διάδοση τσουνάμι στη θάλασσα.....	125
5.5 Κλιματική αλλαγή και μεταβολές θαλάσσιας στάθμης.....	128
5.5.1 Αύξηση της στάθμης λόγω τήξης των πάγων	131
5.5.2 Αύξηση στάθμης λόγω θερμικής διαστολής	133
5.5.3 Επίδραση της κλιματικής αλλαγής στις μετεωρολογικές παλίρροιας.....	134
5.6. Παράκτιες πλημμύρες και δείκτες τρωτότητας.....	135
5.6.1. Αίτια δημιουργίας παράκτιων πλημμυρών	135
5.6.2. Τρωτότητα παράκτιων ζωνών και κατηγοριοποίηση ακτών με δείκτες.....	136
Βιβλιογραφία/Αναφορές.....	139
Κριτήρια αξιολόγησης.....	143
Κριτήριο αξιολόγησης 1	143
Απάντηση/Λύση.....	143
Κριτήριο αξιολόγησης 2	143
Απάντηση/Λύση.....	143
Κεφάλαιο 6.....	145
6 Μεταφορά και Ανάμιξη Διαλυμάτων και Αιωρημάτων στο Θαλάσσιο Περιβάλλον	145
6.1 Το μαθηματικό μοντέλο διάχυσης και διασποράς	146
6.2 Διάχυση και διασπορά στο θαλάσσιο περιβάλλον.....	147
6.3 Συντελεστές οριζόντιας και κατακόρυφης ανάμιξης.....	148
6.4 Καθίζηση.....	151
6.5 Επίδραση της στρωμάτωσης της στήλης στην κατακόρυφη ανάμιξη.....	152
6.5.1 Σταθερότητα στρωμάτωσης βάσει του αριθμού Richardson	153
6.5.2 Επίδραση στρωμάτωσης στην ταχύτητα καθίζησης.....	153
6.6 Όροι πηγής και απώλειας διαλύματος και αιωρήματος.....	155
6.6.1 Όροι πηγής.....	156
6.6.2 Όροι απώλειας	156
6.7 Μεταφορά-διασπορά φερτών υλών με χρήση της μεθόδου του ιχνηθέτη	156
6.8 Μεταφορά και διάχυση ρύπων – ποιότητα υδάτων.....	158
6.8.1 Βιοχημικές διεργασίες.....	158
6.8.2 Φυσικές διεργασίες	159

6.8.3 Αποδομήσιμοι ρύποι.....	160
6.8.4 Επίλυση εξισώσεων μονοδιάστατης μεταφοράς αποδομήσιμου ρύπου	161
Βιβλιογραφία/Αναφορές	163
Κριτήρια αξιολόγησης.....	164
Κριτήριο αξιολόγησης 1	164
Απάντηση/Λύση.....	164
Κριτήριο αξιολόγησης 2	165
Απάντηση/Λύση.....	165
Κεφάλαιο 7.....	169
7 Σχεδιασμός υποβρυχίων αγωγών διάθεσης υγρών αποβλήτων στη θάλασσα.....	169
7.1 Εισαγωγή.....	169
7.2 Έργα διάθεσης υγρών αποβλήτων στη θάλασσα	170
7.3 Υπολογισμός αρχικής αραίωσης.....	174
7.3.1 Κυλινδρική δέσμη (εκροή από μία οπή).....	174
7.3.1.1 Εκροή σε ομογενές και ακίνητο περιβάλλον	174
7.3.1.2 Εκροή σε στρωματομένο και ακίνητο περιβάλλον βαθιών νερών	177
7.3.1.3 Εκροή παρουσία θαλασσίου ρεύματος	177
7.3.2 Γραμμική δέσμη (εκροή από διαχυτήρα).....	179
7.3.2.1 Εκροή σε ομογενές και ακίνητο περιβάλλον	179
7.3.2.2 Εκροή σε γραμμικά στρωματομένο περιβάλλον	180
7.3.2.3 Διάλυση στην περίπτωση ύπαρξης θαλασσίων ρευμάτων	181
7.4 Περαιτέρω αραίωση λυμάτων	182
7.5 Σχεδιασμός υποβρυχίων αγωγών διάθεσης λυμάτων	184
7.5.1 Βασικές αρχές σχεδιασμού.....	184
7.5.2 Διαστασιολόγηση αγωγού, διαχυτήρα και εκροών.....	186
7.5.3 Υδραυλικός υπολογισμός του διαχυτήρα	187
7.5.4 Φρεάτιο φόρτισης.....	189
7.6 Αγωγοί από HDPE.....	191
7.6.1 Ερμάτωση αγωγών από HDPE	191
7.6.2 Καθέλκυση και πόντιση αγωγών από HDPE	192
7.6.3 Τοποθέτηση αγωγών από HDPE στο θαλάσσιο πυθμένα.....	192
7.6.4 Διάνοιξη ορύγματος και επίχωση.....	193
7.6.5 Διαχυτήρας.....	193
Βιβλιογραφία/Αναφορές	195
Κριτήρια αξιολόγησης.....	197
Κριτήριο αξιολόγησης 1	197

Απάντηση/Λύση.....	197
Κριτήριο αξιολόγησης 2	199
Απάντηση/Λύση.....	199
Κριτήριο αξιολόγησης 3	200
Απάντηση/Λύση.....	200
Κεφάλαιο 8.....	203
8 Υπολογιστικά εργαλεία και μαθηματικά ομοιώματα παράκτιας μηχανικής και θαλάσσιας υδραυλικής.....	203
8.1 Υπολογιστικά εργαλεία φυσικής ωκεανογραφίας.....	203
8.1.1 Εργαλείο καταστατικής εξίσωσης	203
8.1.2 Εργαλείο υπολογισμού δυναμικής θερμοκρασίας.....	204
8.1.3 Εργαλείο δημιουργίας γραφήματος T-S.....	204
8.1.4 Εργαλείο υπολογισμού δυναμικού ύψους.....	205
8.2 Υπολογιστικά εργαλεία διαλύσεων ρυπαντικού φορτίου αστικών λυμάτων από σύστημα υποβρύχιας διάθεσης υγρών αποβλήτων στο θαλάσσιο περιβάλλον και υδραυλικού σχεδιασμού διαχυτήρα και φρεατίου φόρτισης.....	206
8.2.1 Υπολογιστικά εργαλεία διαλύσεων ρυπαντικού φορτίου αστικών λυμάτων στο κοντινό πεδίο.....	207
8.2.1.1 Υπολογισμός της διάλυσης λυμάτων εκροής από διαχυτήρα στο κοντινό πεδίο.....	207
8.2.1.2 Υπολογισμός της διάλυσης λυμάτων εκροής από αγωγό διάθεσης με μία οπή στο κοντινό πεδίο.....	208
8.2.2 Υπολογιστικό εργαλείο διαλύσεων ρυπαντικού φορτίου αστικών λυμάτων στο μακρινό πεδίο	209
8.2.2.1 Υπολογισμός της διάλυσης λυμάτων εκροής από διαχυτήρα στο μακρινό πεδίο.....	209
8.2.2.2 Υπολογισμός της διάλυσης λυμάτων εκροής από αγωγό διάθεσης με μία οπή στο μακρινό πεδίο.....	209
8.2.3 Υπολογιστικό εργαλείο υδραυλικού σχεδιασμού διαχυτήρα και φρεατίου φόρτισης συστήματος υποβρύχιας διάθεσης υγρών αποβλήτων	210
8.2.3.1 Αρχικός υπολογισμός υδραυλικών χαρακτηριστικών διαχυτήρα.....	210
8.2.3.2 Υπολογιστικό εργαλείο υδραυλικού σχεδιασμού διαχυτήρα και φρεατίου φόρτισης για σύστημα υποβρύχιας διάθεσης υγρών αποβλήτων.....	211
8.2.4. Γενικές οδηγίες χρήσης εκπαιδευτικών προγραμμάτων τύπου .xls για τον υπολογισμό των διαλύσεων σε συστήματα υποβρύχιας διάθεσης υγρών αποβλήτων	213
8.3. Εισαγωγή στις αριθμητικές μεθόδους	214
8.3.1 Προσέγγιση διαφορικών εξισώσεων με τη χρήση πεπερασμένων διαφορών.....	214
8.3.2 Η χρήση πεπερασμένων διαφορών στην αριθμητική επίλυση προβλημάτων.....	216
8.3.3 Αρχικές και οριακές συνθήκες	220
8.3.4 Κριτήρια σταθερότητας επίλυσης.....	221
8.4 Επίλυση μαθηματικού ομοιώματος ανεμογενούς κυκλοφορίας και μετεωρολογικής παλίρροιας	222
8.4.1 Δεδομένα εισόδου	222
8.4.2 Δεδομένα εξόδου.....	224
8.4.3 Υπολογιστικό εργαλείο απλοποιημένης προσέγγισης ανεμογενούς ανύψωσης της θαλάσσιας στάθμης λόγω θυελλωδών ανέμων.....	225
8.5 Επίλυση μαθηματικού ομοιώματος αστρονομικής παλίρροιας.....	226

8.5.1 Δεδομένα εισόδου	226
8.5.2 Δεδομένα εξόδου.....	227
8.6 Επίλυση μεταφοράς-διασποράς με μοντέλο ιχνηθέτη	228
Βιβλιογραφία/Αναφορές.....	231
Ευρετήριο ξενόγλωσσων όρων	233
Ευρετήριο ελληνικών όρων.....	238

Ευρετήριο Εικόνων

Εικόνα 2.1 Κατανομή της μέσης επιφανειακής θερμοκρασίας του παγκόσμιου ωκεανού. [πηγή: NASA].....	12
Εικόνα 2.2 Αυτογραφικό όργανο CTD τύπου Seabird-SBE19 (α), η βύθισή του στο νερό (β) και η καταγραφή του προφίλ φυσικών παραμέτρων, όπως δίνεται από το σχετικό λογισμικό του οργάνου, κατά την καθέλκυση (downcast) και την ανέλκυσή (upcast) του (γ).	26
Εικόνα 2.3 Δορυφορική μέτρηση επιφανειακής θερμοκρασίας την 29/03/2015 μετά από διόρθωση για το πεδίο του παγκόσμιου ωκεανού με ανάλυση 0.05° (~5km) (α) και για το πεδίο της Μεσογείου με ανάλυση 1km. [πηγή: Copernicus Marine Service]	29
Εικόνα 3.1 Εικόνες ζωντανού φυπλαγκτού, κυρίως διάτομα (α) και ζωντανού ζωοπλαγκτού, κυρίως κωπήποδα (β). [πηγή: NOAA Photo Library].....	47
Εικόνα 3.2 Άνθηση φυτοπλαγκτού: (α) κόκκινου χρώματος στην περιοχή Isahaya Bay της Ιαπωνίας [φωτογραφία: Χρήστης flickr magufish] και (b) πράσινου χρώματος στην πόλη Λιλ της Βόρειας Γαλλίας [φωτογραφία: Lamiot].....	53
Εικόνα 4.1 Μη επεξεργασμένη δορυφορική απεικόνιση (άνω) και η κατανομή της επιφανειακής χλωροφύλλης μετά από επεξεργασία (κάτω). [πηγή: MODIS, NASA]	64
Εικόνα 4.2 Επιφανειακά κύματα στην περιοχή του Γιβραλτάρ. [πηγή: NASA].....	83
Εικόνα 4.3 Στατικός βυθισμένος ρευματογράφος. [πηγή: Εργαστήριο Θαλάσσιας Τεχνικής και Θαλασσιών Έργων, ΑΠΘ]	86
Εικόνα 4.4 Ραντάρ υψηλής συχνότητας. [πηγή: Integrated Ocean Observing System, NOAA]	88
Εικόνα 6.1 Νέφος σωματιδίων που καθιζάνει σε ομογενές περιβάλλον (α), σε στρωματωμένο περιβάλλον με $N_{sc}>1$ (β) και σε στρωματωμένο περιβάλλον με $N_{sc}<1$ (γ) [πηγή: Bush et al. (2003)]......	155
Εικόνα 8.1 Γραφικό περιβάλλον προγράμματος DWNFDC.....	208
Εικόνα 8.2 Γραφικό περιβάλλον προγράμματος SOWNFDC.	208
Εικόνα 8.3 Γραφικό περιβάλλον προγράμματος DWFFDC.	209
Εικόνα 8.4 Γραφικό περιβάλλον προγράμματος SOWFFDC.	210
Εικόνα 8.5 Γραφικό περιβάλλον προγράμματος DPD&RDCC.	211
Εικόνα 8.6 Γραφικό περιβάλλον προγράμματος DIAXITIRAS.exe – Υπολογισμός διαχυτήρα.....	212
Εικόνα 8.7 Γραφικό περιβάλλον προγράμματος DIAXITIRAS.exe – Υπολογισμός φρεατίου φόρτισης.....	212
Εικόνα 8.8 Γραφικό περιβάλλον προγράμματος SSC.....	226

Ευρετήριο Σχημάτων

Σχήμα 1.1 Γραφιστική απεικόνιση του παράκτιου χώρου.....	2
Σχήμα 2.1 Αδιαβατική μετάβαση μάζας νερού για τη μεταβολή της επιτόπου θερμοκρασίας, T, σε δυναμική, Θ.....	12
Σχήμα 2.2 Προφίλ επιτόπου (T) και δυναμικής (Θ) θερμοκρασίας και αντίστοιχα προφίλ επιτόπου (σ_T) και δυναμικής (σ_θ) πυκνότητας.....	15
Σχήμα 2.3 Τυπική κατανομή θερμοκρασίας και αλατότητας στον ανώτερο ωκεανό. Οι συντομογραφίες έχουν ως εξής: ΠΡΑ: Περιπολικό Ρεύμα Ανταρκτικής (Antarctic Circumpolar Current) κατά τη χειμερινή περίοδο, ΤΕΩ: Τροπικός Ειρηνικός Ωκεανός κατά τη χειμερινή περίοδο.....	18
Σχήμα 2.4 Μεταβολή εποχιακού θερμοκλινούς κατά τον εποχιακό κύκλο.....	19
Σχήμα 2.5 Μετρήσεις θερμοκρασίας, αλατότητας και πυκνότητας νότια των εκβολών του Αλιάκμονα κατά το διάστημα 06/2004 έως 06/2005.....	20
Σχήμα 2.6 Το διάγραμμα T-S: απλοποιητική απόδοση της αποτύπωσης της καμπύλης T-S ενός σταθμού (α) και της αναγνώρισης διαφορετικών υδάτινων τύπων με τη χρήση του γραφήματος (β).....	21
Σχήμα 2.7 Συμμετοχή θερμοκρασίας και πίεσης (ΔC_T και ΔC_Z) στη μεταβολή της ταχύτητας του ήχου με το βάθος (α), τυπική κατανομή της ταχύτητας του ήχου (C) με το βάθος (β), μονοπάτια διάδοσης ηχητικών κυμάτων στον ωκεανό για μια πηγή κοντά στον άξονα του ηχητικού δίαυλου μεγάλου βάθους (γ) και μονοπάτια διάδοσης ηχητικών κυμάτων στον ωκεανό για μια πηγή κοντά στον άξονα του ηχητικού δίαυλου στρώματος ανάμιξης (δ).....	22
Σχήμα 2.8 Μεταβολή του συντελεστή απορρόφησης ήχου k συναρτήσει της συχνότητας του ήχου και των παραμέτρων σκέδασης και απορρόφησης. [πηγή: Apel, 1987].....	23
Σχήμα 2.9 Βασική διάταξη ενός στοιχείου μέτρησης αγωγιμότητας.....	25
Σχήμα 2.10 Δορυφορική μέτρηση επιφανειακής θερμοκρασίας θάλασσας (SST).....	28
Σχήμα 2.11 Χρονοσειρά επιφανειακής θερμοκρασίας το Μάρτιο του 2015 από τον πλωτό μετρητικό σταθμό του Αθω.30	
Σχήμα 2.12 Οριζόντιες κατανομές θερμοκρασίας στα βάθη των 2, 5, 10 και 15m στο Θερμαϊκό κόλπο τον Αύγουστο του 2004. Οι καμπύλες είναι ισοθερμοκρασιακές και η χρωματική κλίμακα δίνεται στη δεξιά μπάρα.....	30
Σχήμα 2.13 Τομή της θερμοκρασίας (α) και της αλατότητας (β) με το βάθος κατά μήκος της τομής που δίνεται στο χάρτη (γ) από μετρήσεις το Φεβρουάριο του 2000 (στο χάρτη σημειώνονται και τα βάθη της περιοχής).....	31
Σχήμα 2.14 Ισαριθμικές καμπύλες χρόνου-βάθους για τις τιμές της αλατότητας (πάνω) και της θερμοκρασίας (κάτω) στον Όρμο Θεσσαλονίκης και τις διαθέσιμες διαχρονικές μετρήσεις στην περίοδο 1994-2007.....	32
Σχήμα 2.15 Τα γραφήματα T-S για τις 4 περιπτώσεις της άσκησης (οι κόκκινες καμπύλες είναι οι καμπύλες T-S του σταθμού, ενώ οι μπλε καμπύλες είναι βοηθητικές).....	37
Σχήμα 2.16 Χειμερινό (μπλε καμπύλες) και καλοκαιρινό (κόκκινες καμπύλες) προφίλ θερμοκρασίας και πυκνότητας.....	38
Σχήμα 2.17 Γράφημα T-S μεταβολής εύρους τιμών από τις μετρήσεις χειμερινών και θερινών προφίλ θερμοκρασίας και πυκνότητας (η κόκκινη και η μπλε διαγραμματισμένη περιοχή αντιστοιχούν σε θερινές και χειμερινές συνθήκες αντίστοιχα).....	39
Σχήμα 2.18 Συγκεντρωτικά γραφήματα T-S από διαχρονικές μετρήσεις φυσικών παραμέτρων για τους μήνες Φεβρουάριο, Απρίλιο και Ιούνιο (η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί στη χρονιά μέτρησης).....	39
Σχήμα 3.1 Συγκέντρωση κορεσμού διαλυμένου οξυγόνου, DO _S [mg/l], σε σχέση με την αλατότητα και τη θερμοκρασία του θαλασσινού νερού.....	42
Σχήμα 3.2 Κατανομή DO με το βάθος στην Νότια Καλιφόρνια, στο ΒΑ Ατλαντικό και στο Ρεύμα του Κόλπου (Gulf Stream) (α) και τομές DO [ml/l] κατά μήκος των δυτικών ακτών του Ατλαντικού Ωκεανού (β) και κατά μήκος του μεσημβρινού 170°Δ στον Ειρηνικό Ωκεανό (γ).....	43
Σχήμα 3.3 Ποσοστά διαλυμένου διοξειδίου του άνθρακα (CO ₂), όξινου ανθρακικού αλάτων (HCO ₃ ⁻) και ανθρακικών αλάτων (CO ₃ ⁻²) σε σχέση με το pH.....	44
Σχήμα 3.4 Μέση ετήσια ανταλλαγή CO ₂ μεταξύ ατμόσφαιρας και θάλασσας [$\cdot 10^{12}$ grC/έτος]. Θετικές τιμές (κόκκινες περιοχές) δηλώνουν αποβολή CO ₂ στην ατμόσφαιρα και αρνητικές τιμές (γαλάζιες περιοχές) απορρόφηση CO ₂ από το θαλάσσιο περιβάλλον.....	45
Σχήμα 3.5 Κατανομή μεγεθών σωματιδιακού και διαλυμένου οργανικού υλικού στο θαλάσσιο περιβάλλον.....	46

Σχήμα 3.6 Κατάταξη θαλάσσιων οργανισμών σε σχέση με το μέγεθός τους (στην κορυφή αναφέρονται χαρακτηριστικά πλαγκτονικά είδη στην κάθε κατηγορία).....	47
Σχήμα 3.7 Τυπική κατανομή φωσφορικών, νιτρικών και πυριτικών αλάτων [μmol/l] σε τροπικά και υποτροπικά νερά. 48	
Σχήμα 3.8 Ρυθμός φωτοσύνθεσης σε σχέση με την ηλιακή ακτινοβολία (α) και σε σχέση με το βάθος (β).	50
Σχήμα 3.9 Σχηματική απόδοση της διαθεσιμότητας θρεπτικών αλάτων (πράσινη περιοχή), ηλιακής ακτινοβολίας (πορτοκαλί περιοχή) και πρωτογενούς παραγωγικότητας (μαύρες καμπύλες) ανά γεωγραφικό πλάτος και ανά εποχή του χρόνου. Η κλίμακα πρωτογενούς παραγωγικότητας είναι αυθαίρετη.	51
Σχήμα 3.10 Εποχιακή μεταβολή των κατανομών με το βάθος της βιομάζας φυτοπλαγκτού (ΒΦ, πράσινη περιοχή), του ημερήσιου καθαρού ρυθμού φωτοσύνθεσης (ΡΦ, πορτοκαλί καμπύλη) και της συγκέντρωσης θρεπτικών (ΣΘ, μπλε καμπύλη) στην εύκρατη ζώνη.....	52
Σχήμα 3.11 Σύγκριση τροφικής αλυσίδας τριών διαφορετικών θαλάσσιων ενδιαιτημάτων. Οι θαλάσσιοι οργανισμοί που αντιπροσωπεύουν το κάθε επίπεδο δίνονται ως παράδειγμα από πλήθος θαλασσιών ειδών που ανήκουν στο εν λόγω επίπεδο.	55
Σχήμα 3.12 Απλοποιημένη σχηματική απόδοση της τροφικής αλυσίδας και των κύκλων άνθρακα, οξυγόνου και θρεπτικών στην εύρωτη ζώνη της θαλάσσιας στήλης.	56
Σχήμα 4.1 Κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας σε σχέση με το ρυθμό Q_T	60
Σχήμα 4.2 Σκαρίφημα των κινήσεων ακτινοβολίας από το διάστημα μέχρι το εσωτερικό του ωκεανού.....	61
Σχήμα 4.3 Ποσοστά απορρόφησης εισερχόμενης ακτινοβολίας στο εσωτερικό της θάλασσας.	62
Σχήμα 4.4 Διαγραμματική απεικόνιση της επίδρασης των κύριων επιδράσεων οργανισμών και παραγώγων τους στην απορρόφηση του φωτός (DOM: Dissolved Organic Matter, POM: Particulate Organic Matter).....	63
Σχήμα 4.5 Κατανομή της PAR σε συνάρτηση με το γεωγραφικό πλάτος ($^\circ$) και το μήνα του έτους.	63
Σχήμα 4.6 Ισορροπία δυνάμεων που ασκούνται σε ένα παγόβουνο στην περιοχή του Αρκτικού Ωκεανού.....	69
Σχήμα 4.7 Η σπειροειδής του Ekman.	70
Σχήμα 4.8 Σχηματική απεικόνιση της κατεύθυνσης του γεωστροφικού ρεύματος ανάμεσα σε 2 περιοχές με διαφορετικές πιέσεις p_1 και p_2 στο Β. Ημισφαίριο, όπου $p_1 > p_2$	71
Σχήμα 4.9 Βαροτροπικές συνθήκες.	72
Σχήμα 4.10 Σχηματική απεικόνιση της επίδρασης της κλίσης ελεύθερης επιφανείας στην οριζόντια βαθμίδα πίεσης... 73	
Σχήμα 4.11 Βαροκλιτικές συνθήκες.	74
Σχήμα 4.12 Σχηματική απεικόνιση του Ρεύματος του Κόλπου στην περιοχή του Ατλαντικού.....	78
Σχήμα 4.13 Σχηματική απεικόνιση της παράκτιας ανάβλυσης.....	79
Σχήμα 4.14 Σχηματική απεικόνιση της κατακόρυφης μετακίνησης σε κυκλωνικούς και αντικυκλωνικούς στροβίλους.. 80	
Σχήμα 4.15 Βάθος στρώματος ανάμιξης σε σχέση με τη θερμοκρασία σε διάφορους μήνες τους έτους.	81
Σχήμα 4.16 Ροή δύο στρώσεων.	83
Σχήμα 4.17 Διάδοση επιφανειακού κύματος ανάμεσα σε 2 στρώματα διαφορετικής πυκνότητας.	84
Σχήμα 4.18 «Πλημμυρικό» (flood current) και «αμπωτικό» (ebb current) ρεύμα.....	85
Σχήμα 4.19 Μέτρηση κατακόρυφου και οριζόντιου προφίλ ταχυτήτων με υπέρηχους. [πηγή: NOAA, USA].....	87
Σχήμα 4.20 Σχηματική απεικόνιση ενός παρασυρόμενου πλωτήρα τους συστήματος ΑΡΓΩ. [πηγή: NOAA].....	88
Σχήμα 4.21 Χαρακτηριστική οριζόντια κατανομή ταχυτήτων επιφανειακού ρεύματος στην περιοχή της Λήμνου από ραντάρ υψηλής συχνότητας. [πηγή: Poseidon System].....	89
Σχήμα 4.22 Οι τροχιές του δορυφόρου J1 πάνω από τη Μεσόγειο Θάλασσα.	89
Σχήμα 4.23 Χαρακτηριστικό παράδειγμα υπολογισμού γεωστροφικού ρεύματος κατά μήκος δορυφορικής τροχιάς στην περιοχή του Κόλπου του Μεξικού.....	90
Σχήμα 5.1 Ενδεικτική απεικόνιση των βασικών τύπων μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης όσον αφορά το χώρο (κάθετος άξονας) και το χρόνο (οριζόντιος άξονας). Εντός αγκυλών δίνονται τυπικές τιμές της κατακόρυφης συνιστώσας της μεταβολής στάθμης. Οι θαλάσσιες διεργασίες ποικίλουν μεταξύ μακρών κυματισμών διάρκειας μερικών λεπτών της ώρας έως γεωλογικές θαλάσσιες μετακινήσεις διάρκειας εκατομμυρίων ετών.....	103
Σχήμα 5.2 Χάρτης απεικόνισης σημείων με αναλογικούς και ψηφιακούς σταθμηγράφους της ΥΥΠΝ στο Αιγαίο και το Ιόνιο Πέλαγος. [Πηγή: ΥΥΠΝ].....	104
Σχήμα 5.3 Καταγραφές σημάτων αστρονομικής παλίρροιας στο Bridgeport του Connecticut (USA) για περίοδο 50 hrs (α), 30 ημερών (β) και 400 ημερών (γ) με βάση την κλασική μελέτη του Doodson (1921). Όσο αυξάνεται η διάρκεια καταγραφής, τόσο πιο πεπλεγμένο γίνεται το σήμα των σύνθετων αρμονικών συνιστωσών της παλίρροιας. [Πηγή: Wikipedia].....	106

Σχήμα 5.4 Πλήμμη και ρηχία λόγω έλξης της Σελήνης.....	108
Σχήμα 5.5 Παλιρροιακά μοτίβα σε διάφορες θέσεις στα στενά Cook (USA). Το βόρειο τμήμα του στενού (Nelson) εμφανίζει δύο παλίρροιες συζυγιών ανά μήνα, ενώ στη νότια πλευρά των στενών (Wellington και Napier) παρατηρείται μόνο μία παλίρροια συζυγιών. [Πηγή: Wikipedia].....	111
Σχήμα 5.6 Σκαρίφημα του δυναμικού πεδίου γύρω από ένα αμφιδρομικό σημείο για την υπόδειξη της προέλασης ενός παλιρροιακού κύματος γύρω από ένα αμφιδρομικό σημείο στο βόρειο ημισφαίριο. Οι αριθμοί αντιστοιχούν σε ώρες του ημήμερησιου παλιρροιακού κύκλου.....	112
Σχήμα 5.7 Παγκόσμιος χάρτης των ισοπαλιρροιακών για την παλιρροιακή συνιστώσα M2 και του αντίστοιχου αμφιδρομικού συστήματος. Το παλιρροιακό εύρος καταδεικνύεται με βάση την παρεχόμενη χρωματική κλίμακα και οι λευκές γραμμές αντιστοιχούν στις ισοπαλιρροιακές γραμμές με μια ώρα διαφορά. Τα καμπύλα βέλη γύρω από τα (αμφιδρομικά) σημεία σύγκλισης των ισοπαλιρροιακών δείχνουν την κατεύθυνση των παλιρροιών για ένα 24ωρο περιοδικό συγχρονισμό. Οι αποχρώσεις του κόκκινου δείχνουν ακραίες τιμές παλίρροιας (μέγιστη ΑΠ και ελάχιστη ΚΡ) και οι μπλε αποχρώσεις αφορούν ηπιότερες τιμές. Οι ισοπαλιρροιακές γραμμές τέμνονται σε δώδεκα αμφιδρομικά σημεία στο χάρτη. [Πηγή: Wikipedia, NASA].....	113
Σχήμα 5.8 Ανύψωση στάθμης λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας στην παράκτια ζώνη.....	114
Σχήμα 5.9 Τροχιά συστήματος βαρομετρικού χαμηλού στη Μεσόγειο Θάλασσα.....	115
Σχήμα 5.10 Οριζόντια κατανομή της στάθμης της θάλασσας κατά τη διάρκεια γεγονότος μετεωρολογικής παλίρροιας στον ελληνικό θαλάσσιο χώρο.....	115
Σχήμα 5.11 Κάτοψη συστήματος βαρομετρικού χαμηλού (B.X.) κοντά στην ακτή με χαρακτηριστικές τιμές πίεσης στο «μάτι» και στην περιφέρεια του κυκλωνικού συστήματος μαζί με τα αντίστοιχα ανεμογενή θαλάσσια ρεύματα.....	117
Σχήμα 5.12 Σκαρίφημα της δράσης ανέμων και της κατανομής μεταβολής στάθμης σε παράκτια λεκάνη.....	118
Σχήμα 5.13 Σκαρίφημα των μηχανισμών γένεσης τσουνάμι: (α) υποβρύχια σεισμική δράση και δημιουργία σεισμικού ρήγματος, (β) υποβρύχια ηφαιστειακή έκρηξη, (γ) υποβρύχια ανθρωπογενής (πυρηνική) έκρηξη, (δ) πρόσκρουση μετεωρίτη στην επιφάνεια της θάλασσας και (ε) χερσαία και υποβρύχια κατολίσθηση γαιών.....	125
Σχήμα 5.14 Σκαρίφημα του μηχανισμού προέλασης τσουνάμι σε μορφή μοναχικού κύματος (α) στην περιοχή γένεσής του, (β) στα ενδιάμεσα νερά, (γ) όταν προσεγγίζει στην παράκτια ζώνη σε ρηχότερα νερά και (δ) όταν πλημμυρίζει την ακτή.....	126
Σχήμα 5.15 Συναρτήσεις M και N για τη θεωρία μοναχικού κύματος (Munk, 1949). [Πηγή: CERC, 2002].....	127
Σχήμα 5.16 Κατανομή της τάσης της μεταβολής της στάθμης της θάλασσας στον παγκόσμιο ωκεανό. [πηγή: NASA].....	129
Σχήμα 5.17 Εξέλιξη της επιφανειακής παγκόσμιας θερμοκρασίας κατά τον 20 ^ο και 21 ^ο αιώνα.....	130
Σχήμα 5.18 Εξέλιξη της στάθμης ελεύθερης επιφάνειας στον παγκόσμιο ωκεανό κατά τον 20 ^ο και 21 ^ο αιώνα.....	131
Σχήμα 5.19 Σκαρίφημα της μείωσης του παγετώνα Gangotri από το 1780 έως σήμερα πάνω σε δορυφορική εικόνα. [Πηγή: NASA].....	132
Σχήμα 5.20 Κατανομή του SSI (m) κατά μήκος της ακτογραμμής της Μεσογείου για τον 21 ^ο αιώνα.....	135
Σχήμα 5.21 Συσχέτιση δείκτη τρωτότητας σε κατάκλυση FVI και παραμέτρου FIP.....	138
Σχήμα 6.1 Μηχανισμοί και τάξεις μεγέθους διάχυσης και διασποράς σωματιδίων.....	147
Σχήμα 6.2 Η επίδραση των διαφορετικών διαστάσεων των στροβίλων του τυρβώδους πεδίου στην εξάπλωση ενός πλουμίου.....	148
Σχήμα 6.3 Σχετική διάχυση περί το κέντρο μάζας ενός σωματιδιακού πλουμίου.....	149
Σχήμα 6.4 Αναρρύθμιση του συντελεστή κατακόρυφου ιξώδους σε νερά μικρού βάθους λόγω συνδυασμένης δράσης κυμάτων και ρευμάτων.....	150
Σχήμα 6.5 Παραδείγματα τροχιάς κίνησης ποτάμιων φερτών υλών στο πεδίο του Θερμαϊκού Κόλπου.....	158
Σχήμα 6.6 Μεταβολή συγκέντρωσης οξυγόνου (μπλε καμπύλη) και βιολογικά απαιτούμενου οξυγόνου (πορτοκαλί καμπύλη) με το χρόνο. Στο γράφημα σημειώνονται οι αντίστοιχες κρίσιμες τιμές.....	163
Σχήμα 6.7 Γράφημα μεταβολής συγκέντρωσης διαλυμένου οξυγόνου DO και ρύπου c_p . Στον πίνακα στα δεξιά παρουσιάζονται και οι τιμές υπολογισμού των παραμέτρων (σε δύο τμήματα, με 4 στήλες ανά τμήμα).....	165
Σχήμα 6.8 Διακριτοποίηση του μήκους του ποταμού σε στοιχειώδη τμήματα μήκους $dx=2km$ (α) και επίλυση βάσει του αριθμητικού σχήματος Fromm, όπου η καμπύλη περικλείει τα κελιά που χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό της συγκέντρωσης C στο κελί i και στο χρονικό βήμα n+1 (β). Με κόκκινο σημειώνονται στο σχήμα τα κέντρα του κάθε κελιού και η «ονομασία» του (1, 2, ..., i-2, i-1, i, i+1, ..., im), με πράσινο τα χρονικά βήματα (β).....	166
Σχήμα 6.9 Υπολογισμοί της εξίσωσης μεταφοράς-διάχυσης συντηρητικού ρύπου σε υπολογιστικό φύλλο, όπου οι στήλες και οι γραμμές αντιστοιχούν στη χωρική και χρονική διακριτοποίηση αντίστοιχα. Με γαλάζια σκίαση δίνονται οι	

αρχικές συνθήκες, με πράσινη σημειώνονται τα κελιά μη μηδενικής συγκέντρωσης και με πορτοκαλί οι οριακές συνθήκες.....	167
Σχήμα 6.10 Κατανομή συγκέντρωσης ρύπου κατά μήκος του ποταμού (αριστερά) και χρονοσειρά συγκέντρωσης ρύπου (δεξιά).....	168
Σχήμα 7.1 Σκαρίφημα τμήματος διαχυτήρα (στη μέση) και ενδεικτικές λεπτομέρειες τομών διαχυτήρα με ανυψωτήρα και στόμια εκροής εκατέρωθεν του ανυψωτήρα (αριστερά) και μόνο από τη μία πλευρά του ανυψωτήρα (δεξιά).	170
Σχήμα 7.2 Διάταξη έργου υποβρύχιας διάθεσης υγρών αποβλήτων στη θάλασσα.	171
Σχήμα 7.3 Εκροή υγρού πυκνότητας ρ_0 σε υδάτινο αποδέκτη με πυκνότητα $\rho_a > \rho_0$ από κατακόρυφο στόμιο (αριστερά) ή στόμιο κεκλιμένο ως προς την ελεύθερη επιφάνεια (δεξιά). Τα βέλη σχηματοποιούν τη διεργασία της αδρανειακής συμπαράσυρσης του νερού στο θαλάσσιο αποδέκτη από το πλούμιο εκροής.....	172
Σχήμα 7.4 Κοντινό και μακρινό πεδίο διάλυσης των υγρών αποβλήτων.	173
Σχήμα 7.5 Ελεύθερο (αριστερά) και βυθισμένο πλούμιο (δεξιά).	174
Σχήμα 7.6 Εκροή λυμάτων από αγωγό κυκλικής διατομής.	175
Σχήμα 7.7 Αρχική διάλυση S_c πλουμίου λυμάτων εκροής από αγωγό κυλινδρικής διατομής στο κοντινό πεδίο ομογενούς και στάσιμου θαλάσσιου αποδέκτη.	176
Σχήμα 7.8 Παγίωση του πεδίου λυμάτων στον αποδέκτη για μεμονωμένη εκροή παρουσία θαλάσσιου ρεύματος.	178
Σχήμα 7.9 Εκροή λυμάτων από διαχυτήρα – επιμήκης αξονοσυμμετρική ροή (s: απόσταση μεταξύ διαδοχικών στομιών εκροής, U: κατανομημένη κατά Gauss ταχύτητα εκροής σε κάθε μεμονωμένη φλέβα).....	180
Σχήμα 7.10 Διάγραμμα του Roberts (1979) για τον υπολογισμό της ελάχιστης αρχικής διάλυσης και τιμές της παραμέτρου $\Lambda > 0.1$ με βάση την ταχύτητα του ρεύματος u_a και αφετέρου από τη γωνία γ . Η διάλυση υπολογίζεται με αναγωγή του όρου διάλυσης $S_m Q / (U_a z_{max} L_D)$ [κάθετος y-άξονας] ως προς $F = U_a^3 L_D / (g' Q)$ [οριζόντιος x-άξονας] για κλίσεις εκροής $0 \leq \gamma \leq 90^\circ$	181
Σχήμα 7.11 Σχηματική αναπαράσταση κατακρατούμενης αλμυρής σφήνας (arrested saline wedge) πυκνότητας $\rho + \Delta\rho$ σε κεκλιμένο κυλινδρικό αγωγό διαμέτρου D με ταχύτητα παροχής U_0 και πυκνότητα λυμάτων ρ	185
Σχήμα 7.12 Σχηματική αναπαράσταση (σε εγκάρσια διατομή) της εισροής αλμυρού νερού από το θαλάσσιο περιβάλλον στον αγωγό/διαχυτήρα με αποτέλεσμα τη δημιουργία στάσιμης στρώσης με αλμυρό νερό εντός του.	187
Σχήμα 7.13 Τυπικές Διατομές Ερμάτων σε υποβρύχιους αγωγούς διάθεσης λυμάτων. [Πηγή: Π.Ε.ΤΕ.Π., 2006]	192
Σχήμα 8.1 Παράδειγμα διαγράμματος T-S, το οποίο παράγεται με το λογισμικό theta_sdiag.m	205
Σχήμα 8.2 Προφίλ των τιμών δυναμικού ύψους (πάνω) και αλατότητας-θερμοκρασίας (κάτω).	206
Σχήμα 8.3 Γραφική απόδοση της χρήσης πεπερασμένων διαφορών στη συνάρτηση $f(x)$	215
Σχήμα 8.4 Προσδιορισμός της πρώτης παραγώγου (F') με τη χρήση οπίσθιας, εμπρόσθιας και κεντρικής διαφοράς: η κόκκινη γραμμή είναι η πραγματική τιμή της παραγώγου (εφαπτομένη στη θέση n) και οι πράσινες γραμμές είναι η προσέγγισή της μέσω πεπερασμένων διαφορών.....	215
Σχήμα 8.5 Αναλυτική επίλυση της εξίσωσης εκθετικής μείωσης της συγκέντρωσης με το χρόνο και 2 επιλύσεις με τη χρήση πεπερασμένων διαφορών θεωρώντας διαφορετικά βήματα χρονικής διακριτοποίησης ($\Delta t=1$ και $\Delta t=0.25$)	217
Σχήμα 8.6 Παράδειγμα διακριτοποίησης μονοδιάστατου πεδίου μήκους 50m σε στοιχειώδη τμήματα μήκους $\Delta x=2m$	217
Σχήμα 8.7 Προσδιορισμός της τιμής της συγκέντρωσης στη θέση i στο επόμενο χρονικό βήμα (n+1) από τις τιμές της παραμέτρου στις θέσεις i-1 και i κατά το προηγούμενο χρονικό βήμα (n).....	218
Σχήμα 8.8 Διακριτοποίηση ιδεατού δισδιάστατου πεδίου σε στοιχειώδη τμήματα μήκους Δx και Δy και εξαγωγή του δισδιάστατου υπολογιστικού κανάβου. Τα κελιά με γκρίζο χρώμα είναι κελιά ξηράς, ενώ το διαγραμμισμένο κελί αντιστοιχεί στους δείκτες i,j.	219
Σχήμα 8.9 Διακριτοποίηση ιδεατού τρισδιάστατου πεδίου σε στοιχειώδη τμήματα μήκους Δx , Δy και Δz και εξαγωγή του τρισδιάστατου υπολογιστικού κανάβου. Τα κελιά με γκρίζο χρώμα είναι κελιά ξηράς, ενώ το διαγραμμισμένο κελί αντιστοιχεί στους δείκτες i,j,l. Σημειώνεται ότι η κάτοψη του πεδίου αντιστοιχεί στο σχήμα 8.9.....	220
Σχήμα 8.10 Οριζόντια κατανομή του ανέμου (m/sec) πάνω από την περιοχή του Θερμαϊκού Κόλπου σε μια δεδομένη χρονική στιγμή.....	223
Σχήμα 8.11 Οριζόντια κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης (Pa) πάνω από την περιοχή του Θερμαϊκού Κόλπου σε μια δεδομένη χρονική στιγμή.....	223
Σχήμα 8.12 Οριζόντια κατανομή υψομέτρων ελεύθερης επιφάνειας και βαροτροπικών ρευμάτων στην περιοχή του Θερμαϊκού Κόλπου σε μια δεδομένη χρονική στιγμή.	224
Σχήμα 8.13 Εξέλιξη της στάθμης στο σταθμό της Θεσσαλονίκης για όλο το 24ώρο της προσομοίωσης.....	225

Σχήμα 8.14 Οριζόντια κατανομή υψομέτρων ελεύθερης επιφάνειας λόγω αστρονομικής παλίρροιας στην περιοχή της Μεσογείου σε μια δεδομένη χρονική στιγμή.....	227
Σχήμα 8.15 Εξέλιξη της στάθμης λόγω αστρονομικής παλίρροιας στο σταθμό της Θεσσαλονίκης για ένα 24ώρο προσομοίωσης.	228
Σχήμα 8.16 Οριζόντιες τροχιές 5 σωματιδίων που προήλθαν από εκτέλεση του μοντέλου TracerModel2D με πηγή το δέλτα του Αξιού, όπως προκύπτουν από το αρχείο οπτικοποίησης αποτελεσμάτων “Tracer_Model_Results.xls”.....	230
Σχήμα 8.17 Μεταβολή μάζας σωματιδίου με το χρόνο. Σημειώνεται ότι για την προσομοίωση λήφθηκε υπόψη χρόνος ημιζωής 3 ημερών και ότι, αφού είναι κοινός για όλα τα σωματίδια, υπάρχει πλήρης ταύτιση των καμπυλών.	231

Ευρετήριο Πινάκων

Πίνακας 3.1 Κανονικές συγκεντρώσεις ισορροπίας διαλυμένων αερίων στο επιφανειακό στρώμα της θάλασσας. [πηγή: Μουστάκα-Γούνη, 1997]	41
Πίνακας 3.2 Τροφική κλίμακα θαλάσσιας περιοχής βάσει συγκεντρώσεων θρεπτικών, φυτοπλαγκτού και χλωροφύλλης-α. [πηγή: Κωστινάκη, 2013]	54
Πίνακας 3.3 Εύρος τιμών του δείκτη TRIX σε σχέση με την κατάταξη της ποιότητας και του τροφικού επιπέδου της θαλάσσιας περιοχής. [πηγή: Vollenweider et al., 1998]	54
Πίνακας 3.4 Ανώτατο όριο για την αξιολόγηση των υδάτων κολύμβησης βάσει μικροβιακού φορτίου (*: στο 95% των δειγμάτων και **: στο 90% των δειγμάτων). Η μονάδα cfu (colony-forming unit) αντιστοιχεί σε αποικίες βακτηρίων... 57	57
Πίνακας 5.1 Τιμές βασικών παραμέτρων και σταθερών των κύριων αρμονικών των παλιρροιακών ιδιομορφών.	110
Πίνακας 5.2 Τυπικά μεγέθη και χαρακτηριστικά των τσουνάμι σε σχέση με την καταστροφική δυναμική τους.	122
Πίνακας 5.3 Τιμές και χαρακτηρισμός CVI και μεταβλητών I.....	137
Πίνακας 6.1 Παραδείγματα όρων πηγής και απώλειας υλικού ανάλογα με το είδος της ουσίας που εισέρχεται στο θαλάσσιο περιβάλλον.	155
Πίνακας 7.1 Τρόποι και μέθοδοι πόντισης υποθαλάσσιων αγωγών διάθεσης λυμάτων. [Πηγή: Μέμος, 2008]	194

Πίνακας συντομεύσεων-ακρωνύμια

AOU	Apparent Oxygen Utilization (Φαινόμενη Χρήση Οξυγόνου)
AUV	Autonomous Underwater Vehicles (Αυτόνομα Υποβρύχια Οχήματα)
BOD	Biological Oxygen Demand (Βιολογικός Απαιτούμενο Οξυγόνο)
CFD	Συνθήκη Courant–Friedrichs–Lewy
COD	Chemical Oxygen Demand (Χημικός Απαιτούμενο Οξυγόνο)
CTD	Conductivity, Temperature, Depth (Θερμοσαλινογράφος)
CVI	Coastal Vulnerability Index (Δείκτης Παράκτιας Τρωτότητας)
DO	Dissolved Oxygen (Διαλυμένο Οξυγόνο)
DOM	Dissolved Organic Matter (Διαλυμένο Οργανικό Υλικό)
FC	Fecal Coliforms (Κωλοβακτηρίδια)
FIP	Flood Intermediate Parameter (Ενδιάμεση Παράμετρος Πλημμύρας)
FVI	Flood Vulnerability Index (Δείκτης Πλημμυρικής Τρωτότητας)
GIS	Geo-Informational System (Γεωγραφικό Σύστημα Πληροφοριών: ΓΣΠ)
GMT	Greenwich Mean Time (Μέση Ώρα Γκρήνουιτς)
GPS	Global Positioning System (Παγκόσμιο Σύστημα Στιγματοθέτησης)
GRP	Glass-Reinforced Plastic (Πλαστικό Ενισχυμένο με Υαλοΐνες)
HAB	Harmful Algal Bloom (Τοξική Άνθηση Φυτοπλαγκτού)
HDPE	High-Density Polyethylene (Υψηλής Πυκνότητας Πολυαιθυλένιο)
IPB	Wide Flange Stainless Steel I-type Beams (Πλατύπελμοι Χαλύβδινοι Δοκοί Βαρέως Τύπου I)
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change (Διακυβερνητική Επιτροπή για την Κλιματική Αλλαγή)
OD	Oxygen Demand (Απαιτούμενο Οξυγόνο)
PAR	Photosynthetically Active Radiation (Φωτοσυνθετικά Ενεργή Ακτινοβολία)
PE	Polyethylene (Πολυαιθυλένιο)
POM	Particulate Organic Matter (Σωματιδιακό Οργανικό Υλικό)
ppt	parts per thousand (μέρη επί τοις χιλίοις)
psu	practical salinity units (πρακτική μονάδα αλατότητας)
SOFAR	Sound Fixing and Ranging (Ηχητικός Δίαυλος Μεγάλου Βάθους)
SSI	Storm Surge Index (Δείκτης Μετεωρολογικής Παλίρροιας)
SSS	Sea Surface Salinity (Επιφανειακή Αλατότητα Θάλασσας)
SST	Sea Surface Temperature (Επιφανειακή Θερμοκρασία Θάλασσας)
UST	Universal Standard Time (Παγκόσμιος Κανονικός Χρόνος)
UTC	Coordinated Universal Time (Συγχρονισμένος Παγκόσμιος Χρόνος)
XBT	Expendable Bathythermograph (Βαθυθερμογράφος μίας Χρήσης)
ΑΠ	Ανώτατη Πλήμμη (Highest Astronomical Tide: HAT)

ΑΣΘ	Ανώτατη Στάθμη Θάλασσας (Highest Sea Level)
B.X.	Βαρομετρικό Χαμηλό (Barometric Low)
ΚΡ	Κατώτατη Ρηχία (Lowest Astronomical Tide: LAT)
ΜΠ	Μέση Πλήμμη (Mean High Tide)
ΜΠΣ	Μέση Πλήμμη Συζυγιών (Mean Spring High Tide)
ΜΠΤ	Μέση Πλήμμη Τετραγωνισμών (Mean Neap High Tide)
ΜΡ	Μέση Ρηχία (Mean Low Tide)
ΜΡΣ	Μέση Ρηχία Συζυγιών (Mean Spring Low Tide)
ΜΡΤ	Μέση Ρηχία Τετραγωνισμών (Mean Neap Low Tide)
ΜΣΘ	Μέση Στάθμη Θάλασσας (Mean Sea Level: MSL)
ΜΣΠ	Μέση Στάθμη Παλίρροιας (Mean Tidal Level)
ΣΗ	Στάθμη Ηρεμίας (Calmness Sea Level)
ΣΘ	Στάθμη Θάλασσας (Sea Level)

Πρόλογος

Το σύγγραμμα με τίτλο «*Παράκτια Μηχανική - Θαλάσσια Περιβαλλοντική Υδραυλική*» της συγγραφικής ομάδας του κ. Γιάννη Ν. Κρεστενίτη, καθηγητή του Τομέα Υδραυλικής και Τεχνικής Περιβάλλοντος του Τμήματος Πολικών Μηχανικών του ΑΠΘ, και των συνεργατών του είναι το αποκύημα της ανάγκης για επικοινωνιακή γεφύρωση και συνεργασία μεταξύ των συγχρόνων Φυσικών Ωκεανογράφων και των Ακτομηχανικών. Διαπιστώθηκε ότι η συνεργασία αυτή είναι απολύτως αναγκαία από τη δεκαετία του '70, μέσα από σειρά εφαρμοσμένων ερευνητικών συνεργασιών στην Ελλάδα με πρωτοβουλίες που αναλήφθηκαν και προωθήθηκαν από το ΕΚΘΕ (νυν ΕΛΚΕΘΕ) και άλλους φορείς, αλλά και διεθνώς, εντατικότερα και συστηματικότερα, από τις σχετικές Γενικές Διευθύνσεις Έρευνας και Περιβάλλοντος της Ευρωπαϊκής Κοινότητας. Οι διαφορές κλίμακας χώρου και χρόνου, οι διαφορές στην τελική ερευνητική στόχευση (διαπίστωση και περιγραφή των φυσικών διεργασιών ή τεχνικός σχεδιασμός έργων;), ακόμη και ορολογίας, διατηρούσαν επί μακρόν αδύνατη τη συνεργασία Φυσικών Ωκεανογράφων και Ακτομηχανικών (Coastal Engineers). Η μακρόχρονη συνεργασία του συγγραφέα και της ερευνητικής-συγγραφικής ομάδας του με τους Φυσικούς Ωκεανογράφους διεθνώς ήταν η πηγή της έμπνευσης για τη διαμόρφωση του άρθριου, αυτοτελούς περιεχομένου του συγγράμματος.

Το παρόν πόνημα συμβάλλει αποτελεσματικά στην ενδυνάμωση της συναντίληψης και της διεπιστημονικής συνεργασίας των δύο επιστημονικών κλάδων, που είναι ζητούμενο σήμερα, στη βέλτιστη σχεδίαση των τεχνικών έργων στον παράκτιο χώρο, τον πολλαπλώς πληττόμενο από τη δράση του ανθρώπου και την κλιματική αλλαγή, αλλά και στην προώθηση της καινοτομίας.

Η εντρύφηση των σπουδαστών και των δύο γνωστικών προελεύσεων (Φυσικής και Τεχνικής) στο περιεχόμενό του διασφαλίζει την καλύτερη προοπτική συνεργασίας τους. Το σύγγραμμα αυτό ως επιστημονική διεπιφάνεια συνιστάται ένθερμα στα αντίστοιχα Τμήματα των Σχολών Θετικών Επιστημών και των Πολυτεχνικών Σχολών. Συμπληρώνει ένα βιβλιογραφικό κενό διεθνώς.

Χριστόφορος Γ. Κουτίτας
Ομότιμος καθηγητής ΑΠΘ

Εισαγωγή

Η παράκτια μηχανική και η παράκτια ωκεανογραφία είναι δύο γνωστικές περιοχές με σημαντικά ερευνητικά αποτελέσματα και βιβλιογραφία, απόρροια του μεγάλου αριθμού επιστημόνων και ερευνητικών κέντρων, που δραστηριοποιούνται σε αυτές σε διεθνές επίπεδο, τόσο σε εργαστηριακά πειράματα, μετρήσεις πεδίου και ανάλυση των θαλασσιών φυσικών διεργασιών, όσο και στη διαμόρφωση μαθηματικών μοντέλων όχι μόνο για την κατανόηση των θαλασσιών διεργασιών, αλλά και για την πρόβλεψη-πρόγνωση, βραχυχρόνια και μακροχρόνια των εξελίξεων των χαρακτηριστικών των θαλασσιών μαζών.

Παράλληλα, οι ανθρωπογενείς πιέσεις στις παράκτιες περιοχές, η ανάγκη για την ανάπτυξη των περιοχών αυτών, αλλά και η ανάγκη για προστασία του παράκτιου περιβαλλοντικού, οικονομικού και κοινωνικού συστήματος αποτελούν προκλήσεις για περαιτέρω βασική και εφαρμοσμένη έρευνα στην παράκτια μηχανική, καθώς επίσης και για την εισαγωγή σχετικών αντικειμένων σε προπτυχιακά και μεταπτυχιακά προγράμματα σπουδών πανεπιστημιακών τμημάτων, μεταξύ αυτών και των Πολιτικών Μηχανικών.

Στην Ελλάδα, μια νησιωτική χώρα με ακτογραμμή που ξεπερνά συνολικά τα 16.000Km (9η στην παγκόσμια κατάταξη αναφορικά με το συνολικό μήκος ακτών), με πληθώρα οικονομικών και κοινωνικών δραστηριοτήτων που συνδέονται αμέσως ή εμμέσως με τη θάλασσα και την παραλιακή ζώνη (λιμενικές και αλιευτικές εγκαταστάσεις, τουρισμός, ναυταθλητισμός, αλιεία, οστρακοκαλλιέργειες και ιχθυοκαλλιέργειες, εργοστάσια αφαλάτωσης, υποβρύχιοι αγωγοί, υδρογονάνθρακες, κ.λπ.), το ενδιαφέρον για συνεχή ενασχόληση και έρευνα στα γνωστικά πεδία της παράκτιας ωκεανογραφίας και της παράκτιας μηχανικής είναι προφανές.

Το βιβλίο αυτό στοχεύει να συνεισφέρει στην απαραίτητη ενημέρωση και γνώση σε θέματα παράκτιας μηχανικής, χωρίς να θεωρείται ότι τα εξαντλεί, πέραν των συνήθως αναφερόμενων στην θαλάσσια υδραυλική, την κυματομηχανική και τα λιμενικά έργα, με τα οποία δεν ασχολείται. Τα παρουσιαζόμενα αντικείμενα σε μεγάλο βαθμό καλύπτουν διδακτικές ενότητες του προπτυχιακού προγράμματος των Πολιτικών Μηχανικών, αλλά και μερικές μεταπτυχιακών μαθημάτων πολυτεχνικών σχολών και όχι μόνο.

Έμφαση έχει δοθεί τόσο στην παρουσίαση και ανάλυση βασικών φυσικών διεργασιών στον παράκτιο χώρο, όσο και στην παρουσίαση μαθηματικών μοντέλων που προσομοιώνουν τις διεργασίες αυτές, αφού η μαθηματική προσομοίωση αποτελεί μία από τις περιοχές αιχμής στην ωκεανογραφία γενικότερα, όχι μόνο για την κατανόηση των θαλασσιών διεργασιών, αλλά και για την πρόγνωση και τη μελέτη της κλιματικής εξέλιξης, των θαλασσιών παραμέτρων που μπορεί να έχουν μικρότερες ή μεγαλύτερες επιπτώσεις στο παράκτιο περιβάλλον, τις υποδομές και τις ανθρώπινες δραστηριότητες, αλλά και γενικότερα στη ζωή μας (π.χ. παράκτιες πλημμύρες, διάβρωση, φαινόμενα ευτροφισμού κ.ά.).

Το βιβλίο διαρθρώνεται σε 8 κεφάλαια. Στο 1ο Κεφάλαιο γίνεται μια γενική εισαγωγή στον παράκτιο χώρο και τις φυσικές διεργασίες που διαμορφώνουν τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά του και μια σύντομη συσχέτιση με θέματα πολιτικής και διαχείρισης (διακυβέρνησης) του παράκτιου περιβαλλοντικού, οικονομικού και κοινωνικού συστήματος, που τα τελευταία χρόνια απασχολούν πολλές επιστημονικές ειδικότητες, μεταξύ αυτών και τους μηχανικούς.

Στο 2ο Κεφάλαιο παρουσιάζονται και αναλύονται οι τρεις βασικές παράμετροι του θαλασσινού νερού (θερμοκρασία, αλατότητα και πυκνότητα), οι εποχιακές τους μεταβολές, οι τυπικές κατανομές των παραμέτρων αυτών με το βάθος, τα ωκεανογραφικά όργανα επιτόπου μέτρησής τους και μέθοδοι αναγνώρισης υδάτινων τύπων. Επίσης, αναλύεται η μετάδοση του ήχου στη θάλασσα και παρουσιάζονται σύγχρονες μέθοδοι μέτρησης φυσικών χαρακτηριστικών και οι τρόποι παρουσίασης των μετρήσεων των φυσικών παραμέτρων.

Ο στόχος του 3ου Κεφαλαίου είναι η κατανόηση των βασικών διεργασιών που σχετίζονται με τις κύριες διαλυμένες και σωματιδιακές ουσίες (αέρια, οργανικό υλικό, θρεπτικά άλατα) που καθορίζουν και συνδέονται με τη θαλάσσια ζωή και την ποιότητα των νερών. Παρουσιάζονται βασικά στοιχεία για τα κύρια διαλυμένα αέρια, το οργανικό υλικό, με τη μορφή οργανικών ενώσεων και έμβιων οργανισμών, τη διαδικασία της πρωτογενούς παραγωγής στη στήλη του νερού, τον καθορισμό της τροφικής κατάστασης μιας θαλάσσιας περιοχής και τη θαλάσσια τροφική αλυσίδα. Τέλος, αναφέρονται τα κύρια στοιχεία της ισχύουσας κοινοτικής και εθνικής νομοθεσίας για την ποιότητα των παράκτιων νερών.

Στο Κεφάλαιο 4 περιγράφονται αναλυτικά η θαλάσσια υδροδυναμική κυκλοφορία, οι ανταλλαγές ατμόσφαιρας-θάλασσας, η γεωστροφική κυκλοφορία, οι βαροτροπικές και βαροκλινικές συνθήκες, τα αδρα-

νειακά ρεύματα, τα ρεύματα πυκνότητας, τα εσωτερικά κύματα, η παλιρροιακή κυκλοφορία και τα αντίστοιχα τρισιδιάστατα και δισδιάστατα μαθηματικά μοντέλα ή/και απλοποιημένες σχέσεις που προσομοιώνουν τα από διάφορα γενεσιουργά αίτια προκαλούμενα ρεύματα και, τέλος, παρουσιάζονται οι σημαντικότερες μέθοδοι μέτρησης των ρευμάτων στο θαλάσσιο χώρο.

Το 5ο Κεφάλαιο εστιάζει στη στάθμη της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας και στις μεταβολές της λόγω διαφόρων φυσικών δυνάμεων και διεργασιών και τις χρονικές και χωρικές κλίμακες αναφοράς τους. Παρατίθενται συνοπτικά βασικές στατιστικές έννοιες ανάλυσης μετρήσεων της θαλάσσιας στάθμης και μέθοδοι σύγκρισης μετρήσεων από παλιρροιογράφους με αποτελέσματα. Παρουσιάζονται οι εξισώσεις υπολογισμού της αστρονομικής και της μετεωρολογικής παλίρροιας. Επιπλέον, εξετάζονται οι σεισμογενείς μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης (tsunami), καθώς και η συσχέτιση των μεταβολών της μέσης στάθμης θάλασσας λόγω της κλιματικής αλλαγής. Τέλος, παρουσιάζονται οι διεργασίες κατάκλυσης και πλημμύρας σε παράκτιες ζώνες μαζί με τον υπολογισμό χαρακτηριστικών δεικτών τρωτότητας των ακτών.

Στο Κεφάλαιο 6 γίνεται ανάλυση των φαινομένων που διέπουν τη μεταφορά και τη διασπορά-διάχυση στο θαλάσσιο περιβάλλον. Αναλύονται οι βασικές παράμετροι που καθορίζουν τη διάχυση και τη διασπορά σωματιδιακών και μη πλουμίων στο θαλάσσιο πεδίο και παρουσιάζονται οι κύριες σχέσεις υπολογισμού. Περιγράφεται η επίδραση της στρωμάτωσης της στήλης του νερού στην κατακόρυφη μεταφορά και διασπορά και δίνονται παραδείγματα για τα είδη πηγής και απώλειας συγκέντρωσης στο θαλάσσιο περιβάλλον ανάλογα με το είδος του διαλύματος ή του αιωρήματος. Τέλος, δίνεται η έκφραση της εξίσωσης μεταφοράς-διασποράς βάσει της μεθόδου του ιχνηθέτη.

Το 7ο Κεφάλαιο ασχολείται με τις ανωστικές ροές (φλέβες και πλούμια) στο παράκτιο περιβάλλον. Παρουσιάζονται υπολογισμοί των πλουμίων εκροής σε ομογενές ή στρωματωμένο θαλάσσιο περιβάλλον, με ή χωρίς την ύπαρξη ρευμάτων μεταφοράς μάζας. Επίσης, οι υπολογισμοί της διάλυσης εκροών υγρών αποβλήτων στο «κοντινό» και στο «μακρινό» πεδίο ενός παράκτιου αποδέκτη από υποβρύχια συστήματα διάθεσης υγρών αποβλήτων. Τέλος, παρουσιάζονται οι υδραυλικοί υπολογισμοί για τον τεχνικό σχεδιασμό των συστημάτων υποβρύχιας διάθεσης υγρών αποβλήτων.

Σχεδόν όλα τα προηγούμενα κεφάλαια συμπληρώνονται με λυμένες ασκήσεις κατανόησης των θεμάτων, ενώ στο 8ο Κεφάλαιο παρουσιάζονται υπολογιστικά εργαλεία σε θέματα Παράκτιας Μηχανικής και Θαλάσσιας Περιβαλλοντικής Υδραυλικής και μαθηματικά ομοιώματα της υδροδυναμικής κυκλοφορίας και μεταφοράς και διασποράς ρύπων και οι υπολογιστικοί τους αλγόριθμοι μαζί με οδηγίες χρήσης και χαρακτηριστικά παραδείγματα. Παράλληλα, δίνεται μια συνοπτική εισαγωγή στις αριθμητικές μεθόδους με επεξήγηση βασικών εννοιών, ώστε να είναι δυνατή η κατανόηση των υπολογιστικών αλγορίθμων και η πιθανή τους τροποποίηση.

Η συγγραφή του βιβλίου αυτού ήταν μια παλαιότερη επιθυμία να παρουσιαστεί μια ερευνητική προσπάθεια πολλών ετών στη γνωστική περιοχή της παράκτιας μηχανικής που έχει αποδώσει μια πληθώρα ερευνητικών έργων (εθνικών και ευρωπαϊκών) και σχετικών μελετών, αλλά και μια ανάγκη για να συμπληρωθούν προϋπάρχοντα διδακτικά συγγράμματα (κυρίως στο χώρο των τμημάτων Πολιτικών Μηχανικών) με αντικείμενα της παράκτιας μηχανικής που διδάσκονται μεν, αλλά δεν καλύπτονται με επάρκεια από τα διδακτικά συγγράμματα, καθώς επίσης και να προστεθούν μερικά αντικείμενα που θεωρείται σκόπιμο να ενταχθούν στο εκπαιδευτικό πρόγραμμα των πολιτικών μηχανικών.

Τόσο η επιθυμία, όσο και η ανάγκη για τη συγγραφή του βιβλίου αυτού δε θα είχαν εκπληρωθεί, αν δε συνέτρεχαν αφενός η πρόσκληση της δράσης ΚΑΛΛΙΠΟΣ για τη συγγραφή ηλεκτρονικών βιβλίων ανοικτής πρόσβασης και αφετέρου η πολύτιμη συνεργασία με την ομάδα των συν-συγγραφέων μου, της Δρ. Κατερίνας Κομπιάδου, του Δρ. Γιάννη Ανδρουλιδάκη και του Δρ. Χρήστου Μακρή, που παλαιότερα ήταν φοιτητές και υποψήφιοι διδάκτορες μου και σήμερα πολύτιμοι συνεργάτες μου. Τους ευχαριστώ θερμά που συνέβαλαν πολύ ουσιαστικά και με ιδιαίτερο ζήλο και μπορέσαμε να ολοκληρώσουμε αυτό το βιβλίο. Στην ομάδα των συν-συγγραφέων ανήκει και ο συνάδελφός μου καθηγητής Θεοφάνης Καραμπάς, με τον οποίο μοιράζομαι αρκετές ερευνητικές και διδακτικές υποχρεώσεις σε θέματα παράκτιας μηχανικής στο Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών ΑΠΘ. Ελπίζω όλοι τους να είναι ευχαριστημένοι από το τελικό αποτέλεσμα.

Θέλω, επίσης, να ευχαριστήσω θερμά τον ομότιμο καθηγητή Χριστόφορο Κουτίτα που ήταν ο κριτικός αναγνώστης του βιβλίου αυτού. Όχι, όμως, μόνον για αυτό, αλλά και γιατί μέσα από την πολύχρονη συνεργασία μας στο Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών ΑΠΘ, σε ζητήματα διδακτικά και ερευνητικά, με βοήθησε να εμβαθύνω σε θέματα της παράκτιας μηχανικής, έχοντας και ο ίδιος συμβάλει στο να δημιουργηθεί παράδοση στην κατεύθυνση αυτή.

Να ευχαριστήσω ακόμη τη Δρ. Ζωή Κωνσταντίνου, επίσης πολύτιμη συνεργάτη μου, που μου διέθεσε χρόνο συζητώντας θέματα του βιβλίου αυτού και βοήθησε, ώστε να παρουσιαστούν με πιο εύληπτο τρόπο και για τους λιγότερο ειδικούς.

Οφείλω επίσης να ευχαριστήσω την κα Γεωργία Βιολιτζή και την κα Σταματία Δεδικούση που ανέλαβαν τη γλωσσική επιμέλεια του βιβλίου και τη μετατροπή του σε ανοικτό ηλεκτρονικό σύγγραμμα αντίστοιχα και συνέβαλαν με την επαγγελματική τους επιμέλεια στην τελική του μορφή.

Γιάννης Ν. Κρεστενίτης
Θεσσαλονίκη, Οκτώβριος 2015

Κεφάλαιο 1

Σύνοψη

Στο κεφάλαιο αυτό γίνεται μια γενική εισαγωγή στον παράκτιο χώρο και στις φυσικές διεργασίες που διαμορφώνουν και επηρεάζουν τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά του και μια σύντομη συσχέτιση με θέματα πολιτικής και διαχείρισης (διακυβέρνησης) του παράκτιου περιβαλλοντικού, οικονομικού και κοινωνικού συστήματος που τα τελευταία χρόνια απασχολούν τόσο θεσμικά, κρατικά, εθνικά και ευρωπαϊκά όργανα, αλλά και πολλές επιστημονικές ειδικότητες, συμπεριλαμβανομένης και αυτής των μηχανικών.

Προαπαιτούμενη γνώση

Το παρόν κεφάλαιο αποτελεί την εισαγωγή στο φυσικό χώρο και τις φυσικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα σε αυτόν και στις οποίες επικεντρώνεται το παρόν σύγγραμμα. Επομένως, η προαπαιτούμενη γνώση για το παρόν κεφάλαιο είναι η γνώση φυσικής αντίστοιχης ενός αποφοίτου λυκείου.

1 Ο παράκτιος χώρος

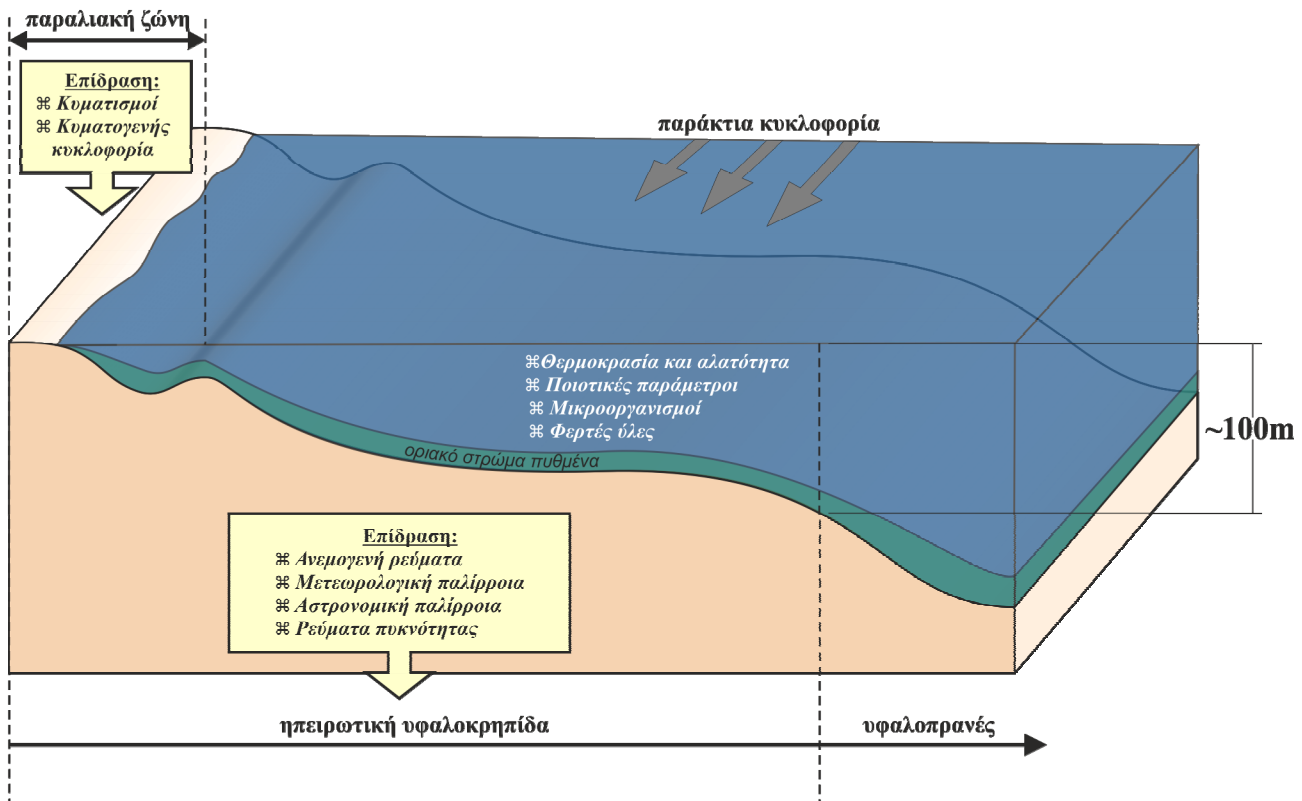
1.1 Το φυσικό πεδίο

Στη θάλασσα υδραυλική, στην ωκεανογραφία και στη θάλασσα τεχνητή εξετάζονται φυσικά φαινόμενα που εξελίσσονται (όχι μόνο στον παρόντα χρόνο, αλλά και στο παρελθόν ή στο μέλλον) σε περιοχές που, λαμβάνοντας υπόψη χωρικές κλίμακες, θα μπορούσαν να χωριστούν σε τέσσερις ομάδες:

- τους ωκεανούς,
- τις παράκτιες περιοχές,
- τις εκβολές των ποταμών,
- τις κλειστές θάλασσες.

Οι τέσσερις αυτοί τύποι περιοχών αλληλοσυνδέονται και αλληλοεξαρτώνται, ώστε ουσιαστικά είναι φύσει αδύνατος ο πλήρης αποκλεισμός των άλλων τύπων θαλάσσιων περιοχών, όταν από την ωκεανογραφική σκοπιά μελετάται ο ένας από αυτούς. Για παράδειγμα, στη διερεύνηση των φυσικών διεργασιών σε μια παράκτια περιοχή δεν μπορεί να αγνοηθεί η ανταλλαγή των νερών με την υπόλοιπη θάλασσα περιοχή, ούτε οι εισροές από τους εκβάλλοντες ποταμούς. Τα περισσότερα φυσικά φαινόμενα, οι μεθοδολογίες της παρακολούθησης και της καταγραφής τους, οι σχετιζόμενες με αυτά επιστημονικές θεωρίες και τα μαθηματικά ομοιώματα προσομοίωσής τους είναι κοινά και για τους τέσσερις τύπους θαλάσσιων περιοχών. Όμως οι παράκτιες περιοχές εμφανίζουν αρκετές ιδιαιτερότητες σε σχέση με τους ωκεανούς, τις κλειστές θάλασσες και τις εκβολές ποταμών, οι οποίες προκαλούν το ξεχωριστό ενδιαφέρον όχι μόνο των ωκεανογράφων, αλλά και των βιολόγων, των χημικών και των μηχανικών, ώστε τα τελευταία περίπου πενήντα χρόνια εμφανίζεται το αντικείμενο της παράκτιας ωκεανογραφίας (*coastal oceanography*) και στο γνωστικό αντικείμενο των μηχανικών ο κλάδος της παράκτιας μηχανική (*coastal engineering*). Οι δύο αυτοί κλάδοι, της ωκεανογραφίας και της μηχανικής αντίστοιχα, έχουν κοινές επιστημονικές περιοχές αλλά και διαφοροποιήσεις. Στα κοινά τους χαρακτηριστικά ανήκουν οι θεωρητικές διερευνήσεις των φυσικών διεργασιών του παράκτιου χώρου, οι μεθοδολογίες μετρήσεων και αναλύσεων των σχετικών παραμέτρων, τα μαθηματικά ομοιώματα προσομοίωσης των φυσικών διεργασιών, ενώ στις ουσιώδεις διαφορές τους θα μπορούσαν να αναφερθούν η απουσία σχεδιασμού τεχνικών λύσεων/έργων από την ωκεανογραφία και η απουσία της εμβάθυνσης σε πληθώρα φυσικών, χημικών και βιολογικών διεργασιών που συμβαίνουν στον παράκτιο χώρο από τη μηχανική.

Τόσο η παράκτια ωκεανογραφία, όσο και η παράκτια μηχανική επικεντρώνουν το ενδιαφέρον τους στον **παράκτιο χώρο** (*coastal domain*), που αναφέρεται και ως παράκτια περιοχή. Αλλά τι είναι και πώς ορίζεται ο παράκτιος χώρος; Στη βιβλιογραφία δε συναντάται ενιαίος ορισμός του παράκτιου χώρου. Αντίθετα, ο όρος χρησιμοποιείται διαφορετικά ανάλογα με τη σκοπιά θεώρησης π.χ. πολιτική, στρατιωτική, τεχνική ή οικονομική κ.λπ. Στην παράκτια ωκεανογραφία, αλλά ακόμη περισσότερο στην παράκτια μηχανική, έχει γίνει αποδεκτό με τον όρο **παράκτιος χώρος** να χαρακτηρίζεται η περιοχή (Σχήμα 1.1) που εκτείνεται από το όριο της υφαλοκρηπίδας (*continental shelf*) μέχρι το όριο της γεωλογικής επίδρασης της θάλασσας (Beer, 1996).



Σχήμα 1.1 Γραφιστική απεικόνιση του παράκτιου χώρου.

Επομένως, στην περιοχή που οριοθετείται ως **παράκτιος χώρος** περιλαμβάνεται και θαλάσσιο τμήμα και χερσαίο τμήμα. Το θαλάσσιο τμήμα του παράκτιου χώρου εκτείνεται μέχρι το όριο της υφαλοκρηπίδας, με τη γεωλογική έννοια του όρου. Γεωλογικά, η υφαλοκρηπίδα είναι το κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας έδαφος, δηλαδή ο θαλάσσιος πυθμένας που αποτελεί ομαλή προέκταση της ακτής μέχρι και την περιοχή όπου ο θαλάσσιος πυθμένας παρουσιάζει μεγάλες κλίσεις με γωνίες μεγαλύτερες των 30° . Το τμήμα αυτό με την απότομη κλίση ονομάζεται **υφαλοπρανές** και είναι το όριο της υφαλοκρηπίδας προς την ανοιχτή θάλασσα και, επομένως, το όριο του θαλάσσιου τμήματος του παράκτιου χώρου. Το προς την ξηρά χερσαίο τμήμα του παράκτιου χώρου επεκτείνεται και πέραν της χρονικά και χωρικά μεταβαλλόμενης **ακτογραμμής** (το όριο μεταξύ ξηράς και θάλασσας), περιλαμβάνοντας και τη ζώνη της δυναμικής μετάβασης από τη θάλασσα στην ξηρά, αφορά δηλαδή το σύνολο του χώρου όπου υπάρχει αλληλοεπίδραση μεταξύ ξηράς και θάλασσας. Θα πρέπει να σημειωθεί ότι ο παράκτιος χώρος ως αντικείμενο της παράκτιας μηχανικής (και της παράκτιας ωκεανογραφίας) έχει διαφορετικά χωρικά όρια (κυρίως προς την ξηρά) από το συναφή όρο **παράκτια ζώνη** που χρησιμοποιείται σε θέματα σχετικά με τη διαχείριση (π.χ. Ολοκληρωμένη Διαχείριση Παράκτιας Ζώνης, ΟΔΠΖ). Το χερσαίο όριο της παράκτιας ζώνης μπορεί να επεκτείνεται αρκετά μακράν της ακτογραμμής, συμπεριλαμβάνοντας και την περιοχή παράκτιων οικισμών, οικονομικών δραστηριοτήτων που σχετίζονται με την ακτή και τη θάλασσα ή ακόμη και το σύνολο της λεκάνης απορροής ποτάμιου συστήματος που εκβάλλει στον παράκτιο χώρο.

Σε συνέχεια του ορισμού του παράκτιου χώρου που προηγήθηκε ακολουθεί ο όρος **παράκτια νερά** (*coastal waters*), ο οποίος αναφέρεται στα πάνω από την υφαλοκρηπίδα ύδατα, καθώς και σε αυτά των ημί-

κλειστων θαλάσσιων λεκανών, χωρίς όμως να περιλαμβάνει τα νερά εντός των εκβολών των ποταμών (*estuaries*). Ο προηγούμενος ορισμός για τα παράκτια νερά που ισχύει στην παράκτια μηχανική και ωκεανογραφία είναι διαφορετικός από αυτόν που χρησιμοποιείται σε σχετικές εθνικές και ευρωπαϊκές οδηγίες. Ουσιαστικό παράδειγμα αποτελεί η ευρωπαϊκή οδηγία-πλαίσιο για τα νερά (60/200/EK), στην οποία θεωρείται ότι τα παράκτια νερά καταλαμβάνουν τη θαλάσσια περιοχή από την ακτογραμμή ή το πέρας των μεταβατικών υδάτων έως και 1 ναυτικό μίλι (1852m) προς την ανοικτή θάλασσα. Από τη σκοπιά της παράκτιας μηχανικής στα παράκτια νερά, αν και συνήθως δεν περιλαμβάνονται τα νερά των εκβολών των ποταμών και οι σχετικές διεργασίες εντός των εκβολών (π.χ. διείσδυση θαλάσσιων νερών εντός του ποταμού - αλμυρή σφήνα), συμπεριλαμβάνονται οι θαλάσσιες περιοχές των υφάλμυρων νερών που δημιουργούνται από την ανάμιξη των (σχεδόν μηδενικής αλατότητας) νερών των ποταμών με τα θαλάσσια νερά. Στην οδηγία-πλαίσιο για τα νερά αυτές οι υδάτινες μάζες χαρακτηρίζονται ως μεταβατικά ύδατα (*transitional waters*).

Χαρακτηριστικό γνώρισμα των παράκτιων νερών, που εντός του παράκτιου χώρου περιορίζονται από τις ακτές, είναι το μικρό τους βάθος (της τάξης των 10^2 m), σε αντίθεση με το σημαντικά μεγαλύτερο βάθος των θαλασσών και των ωκεανών (της τάξης των 10^3 m), αλλά και σε αντίθεση με τις οριζόντιες διαστάσεις του παράκτιου χώρου (της τάξης των 10^3 m). Τα προηγούμενα έχουν ως αποτέλεσμα ιδιαιτερότητες του παράκτιου θαλάσσιου χώρου που θα μπορούσαν να συνομειστούν στις εξής:

1. Οι θαλάσσιοι επιφανειακοί κυματισμοί, εισερχόμενοι στην παράκτια περιοχή, μεταβάλλονται συνεχώς και, τελικά, θραύονται στην ακτή, απελευθερώνοντας ενέργεια που προκαλεί την κίνηση μεγάλων ποσοτήτων των υλικών των ακτών, καθώς επίσης και την καταπόνηση των τεχνικών έργων που βρίσκονται σε αυτές.
2. Οι αστρονομικές παλίρροιες και τα παλιρροιακά ρεύματα διαφοροποιούνται σημαντικά διαδιδόμενα από τον ωκεανό προς την παράκτια περιοχή, με αποτέλεσμα την αύξηση του πλάτους της παλίρροιας, που μπορεί να αυξηθεί περαιτέρω στην περίπτωση συντονισμού της παλιρροιακής περιόδου με την ιδιοσυχνότητα της παράκτιας λεκάνης.
3. Οι μετακινήσεις των θαλασσίων μαζών, τα θαλάσσια ρεύματα εντός των παράκτιων περιοχών επηρεάζονται από την παρουσία του θαλάσσιου πυθμένα (σε μικρά βάθη), σε αντίθεση με τη βαθιά θάλασσα, όπου η διατμητική τάση (τριβή) στον ωκεάνιο πυθμένα δεν επηρεάζει σχεδόν καθόλου την κατά βάθος κατανομή της ταχύτητας.

Τα προηγούμενα χαρακτηριστικά των παράκτιων νερών μαζί με τις εποχιακές μεταβολές των μετεωρολογικών συνθηκών (θερμοκρασία, ηλιακή ακτινοβολία, άνεμος, βροχόπτωση, νεφοκάλυψη, κ.λπ.) επηρεάζουν και τη χωρική και χρονική κατανομή των φυσικών χαρακτηριστικών των παρακτίων θαλασσίων μαζών, δηλαδή της θερμοκρασίας, της αλατότητας και της πυκνότητάς τους, και κυρίως τις κατά το βάθος (κατακόρυφες) κατανομές των παραμέτρων αυτών, που με τη σειρά τους συνεισφέρουν στην κίνηση των παράκτιων νερών. Και μόνο αυτά τα θέματα των αλλαγών στην κίνηση των παράκτιων νερών και των αλλαγών των φυσικών τους χαρακτηριστικών καθιστούν ενδιαφέρουσα την ωκεανογραφική μελέτη των παράκτιων νερών και του παράκτιου χώρου γενικότερα, η οποία όμως γίνεται απαραίτητη, έως και υποχρεωτική, αν ληφθεί υπόψη ότι τα παράκτια νερά αποτελούν τον τελικό αποδέκτη της ρύπανσης και της μόλυνσης που δημιουργούνται στην ξηρά (λύματα και απόβλητα, θερμική ρύπανση κ.λπ.) και καταλήγουν σε αυτά μέσω φυσικών απορροών (ποταμοί και χείμαρροι) ή τεχνικών απορροών (επιφανειακοί ή υποβρύχιοι αγωγοί ακαθάρτων ή ομβρίων), αλλά και μέσω τοπικών πηγών ρύπανσης (π.χ. πετρελαιοκηλίδες).

1.2 Φυσικοί μηχανισμοί της κίνησης των παράκτιων νερών

Με τον όρο **παράκτια κυκλοφορία** χαρακτηρίζεται η λόγω διαφόρων φυσικών αιτιών κίνηση των παράκτιων νερών, όπως αυτά οριοθετήθηκαν στην προηγούμενη ενότητα. Το αποτέλεσμα της κίνησης αυτής είναι η δημιουργία διανυσματικού πεδίου ταχύτητας (δηλαδή τα θαλάσσια ρεύματα), η μεταβολή της στάθμης της ελεύθερης επιφάνειας του νερού (αναφέρεται και απλά ως μεταβολή στάθμης θάλασσας) και η μεταβολή της χωρικής κατανομής (στην οριζόντια διεύθυνση και στο βάθος) των φυσικών, χημικών και βιολογικών παραμέτρων που χαρακτηρίζουν τη μάζα των παράκτιων νερών. Η αναπτυσσόμενη κίνηση είναι, από την άποψη της μηχανικής των ρευστών, μια μη μόνιμη κίνηση, δηλαδή μεταβάλλεται και χρονικά, αλλά και χωρικά. Είναι, δηλαδή, μια χρονικά μεταβαλλόμενη τρισδιάστατη κίνηση.

Η κίνηση των παράκτιων νερών ονομάζεται **παράκτια υδροδυναμική κυκλοφορία** (υδροδυναμική, αφού διέπεται από τους φυσικούς νόμους που καθορίζουν την κίνηση των ρευστών, άρα και του θαλασσινού νερού) και περιορίζεται χωρικά από τα στερεά όρια του παράκτιου χώρου, τα οποία είναι οι ακτές και ο θαλάσσιος πυθμένας, που βρίσκεται σε μικρό σχετικά βάθος σε σύγκριση με τις οριζόντιες διαστάσεις του πεδίου κίνησης. Οι περιορισμοί αυτοί της υδροδυναμικής κυκλοφορίας έχουν ως αποτέλεσμα αφενός μεν την εκτροπή του θαλάσσιου ρεύματος και τη δημιουργία ρεύματος σχεδόν παράλληλου προς το όριο των ακτών, με επακόλουθο την κλίση της ελεύθερης επιφάνειας του νερού (τη μεταβολή της στάθμης που συμβάλει περαιτέρω στη μεταβολή της κίνησης) και αφετέρου τη σημαντική επίδραση της τριβής του πυθμένα στην κατακόρυφη κατανομή της ταχύτητας του ρεύματος. Εφόσον ο παράκτιος χώρος στον οποίο αναπτύσσεται η κυκλοφορία των παράκτιων νερών δεν είναι απομονωμένος από την υπόλοιπη θάλασσα, η παράκτια κυκλοφορία αλληλεπιδρά με την υδροδυναμική κυκλοφορία των θαλάσσιων νερών της ευρύτερης περιοχής και των κοντινών ωκεανών.

Γενεσιουργά αίτια της παράκτιας υδροδυναμικής κυκλοφορίας είναι κυρίως ο άνεμος, οι χωρικές και χρονικές μεταβολές της ατμοσφαιρικής πίεσης (βαρομετρικά συστήματα), οι αστρονομικές παλίρροιες, οι οριζόντιες και κατακόρυφες διαφορές πυκνότητας του θαλάσσιου νερού και οι μακροί κυματισμοί που δημιουργούνται στις γειτονικές θαλάσσιες περιοχές. Η άμεση συσχέτιση του γενεσιουργού αίτιου με την προκαλούμενη κυκλοφορία στα παράκτια νερά, δηλαδή με τα δημιουργούμενα ρεύματα, που συνήθως γίνεται για τη διερεύνηση των φυσικών μηχανισμών και τη διατύπωση απλουστευμένων μαθηματικών σχέσεων σύνδεσης αίτιου και αιτιατού, οδηγεί και στην αντίστοιχη ονοματολογία των θαλασσιών ρευμάτων. Έτσι, τα θαλάσσια ρεύματα αναφέρονται, ανάλογα με το πρωτεύον ή αποκλειστικό γενεσιουργό αίτιο, ως παλιρροιακά ρεύματα, κυματογενή ρεύματα, ανεμογενή ρεύματα, ρεύματα πυκνότητας κ.λπ.. Είναι προφανές ότι, αφού στη φύση στις περισσότερες περιπτώσεις συνυπάρχουν περισσότερα του ενός γενεσιουργά αίτια (π.χ. η αστρονομική παλίρροια υπάρχει, ανεξάρτητα αν φυσά άνεμος ή υπάρχει βαρομετρικό ατμοσφαιρικό σύστημα), τα παρατηρούμενα ή μετρούμενα παράκτια ρεύματα οφείλονται σε συνδυασμό διαφόρων αιτίων. Οπότε η συσχέτιση του ρεύματος με το κάθε αίτιο ξεχωριστά είναι μια διαδικασία ανάλυσης συνιστωσών που απαιτεί τη σύνδεση των γενεσιουργών αιτίων και των δημιουργούμενων ρευμάτων. Για το λόγο αυτό έχει νόημα η ξεχωριστή αναφορά στις επιμέρους κατηγορίες των παράκτιων ρευμάτων, μερικές από τις οποίες αναφέρονται στη συνέχεια ως μια πρώτη συμβολή στην κατανόηση της παράκτιας υδροδυναμικής κυκλοφορίας.

Τα **παλιρροιακά ρεύματα** (*tidal currents*), οι οριζόντιες κινήσεις των παράκτιων νερών και η περιοδική άνοδος και πτώση της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας (*tide*) οφείλονται στην ανάπτυξη διαφορετικών δυνάμεων έλξης (δυνάμεις βαρύτητας) στην επιφάνεια της γης από τη σύγχρονη επίδραση του ηλίου και της σελήνης. Η περιοδική αυτή κατακόρυφη κίνηση της στάθμης του νερού είναι γνωστή ως **αστρονομική παλίρροια**, ενώ οι γενεσιουργές δυνάμεις αναφέρονται και ως παλιρροιακές δυνάμεις και ασκούνται σε οποιοδήποτε όγκο νερού, συμπεριλαμβανομένων των λιμνών, αλλά και, σε μικρότερη κλίμακα, των υπόγειων νερών. Στον παράκτιο θαλάσσιο χώρο και στις κλειστές θάλασσες η επίδραση των παλιρροιακών δυνάμεων μπορεί να θεωρηθεί έμμεση, αφού τα παράκτια παλιρροιακά ρεύματα οφείλουν τη δημιουργία τους κυρίως στα παλιρροιακά φαινόμενα των γειτονικών ωκεανών. Για το λόγο αυτό σε κλειστές θάλασσες που έχουν μικρή επικοινωνία με τους γειτονικούς ωκεανούς, όπως η Μεσόγειος και η Βαλτική, παρατηρούνται παλίρροιες με μικρό πλάτος, με εξαίρεση τις περιοχές εκείνες όπου η τιμή της φυσικής ιδιοπεριόδου (που είναι χαρακτηριστική των φυσιογραφικών χαρακτηριστικών της περιοχής), πλησιάζει αυτήν της παλιρροιακής περιόδου. Για παράδειγμα, οι μεγαλύτερες παλίρροιες της Μεσογείου και της Βαλτικής εμφανίζονται κοντά στα στενά σύνδεσης των κλειστών αυτών θαλασσών με τον Ατλαντικό Ωκεανό.

Τα **κυματογενή ρεύματα** (*wave-induced currents*) είναι οι κινήσεις του θαλάσσιου νερού που οφείλονται στους επιφανειακούς κυματισμούς, δηλαδή στις μη μόνιμες ταλαντώσεις της στάθμης της ελεύθερης επιφάνειας του νερού. Οι επιφανειακοί κυματισμοί δημιουργούνται από τη μεταφορά ενέργειας στη μάζα του νερού υπό την επίδραση μαζικών και οριακών δυνάμεων, όπως είναι οι σεισμικές διαταραχές του θαλάσσιου πυθμένα (τσουνάμι), οι ατμοσφαιρικές βαρομετρικές μεταβολές (μετεωρολογικές παλίρροιες) και ο άνεμος. Το μεγαλύτερο μέρος της ενέργειας περιέχεται στους επιφανειακούς κυματισμούς, που οφείλονται στις δημιουργούμενες από τον άνεμο διατμητικές και εγκάρσιες τάσεις στην ελεύθερη επιφάνεια του νερού και αναφέρονται ως ανεμογενείς κυματισμοί, ή απλώς ως κύματα. Η διάδοση των επιφανειακών κυματισμών από ένα βάθος σε άλλο μικρότερο αυξάνει τις διαδικασίες απώλειας της ενέργειας των κυματισμών λόγω τριβών στο θαλάσσιο πυθμένα, με επακόλουθη μείωση του μήκους και της ταχύτητας διάδοσης του κύματος. Στις ακτές προκαλείται υπερύψωση της στάθμης της ελεύθερης επιφάνειας λόγω της μεταφοράς μάζας από τους επιφανειακούς κυματισμούς. Η επιφάνεια του νερού αποκτά κλίση, η αύξηση της οποίας προκαλεί τη θραύση των κυμάτων. Η διάδοση των επιφανειακών κυματισμών μετά τη ζώνη θραύσης προκαλεί την υπερύψωση της

ελεύθερης επιφάνειας του νερού, που είναι διαφορετική κατά μήκος της ακτής, με επακόλουθο την ανάπτυξη ρευμάτων επαναφοράς με κατεύθυνση προς την ανοικτή θάλασσα, ενώ επίσης δημιουργείται και ρεύμα παράλληλο προς την ακτή. Το σύστημα της παράκτιας κυκλοφορίας που δημιουργείται από τα ρεύματα επαναφοράς και τα παράλληλα προς την ακτή ρεύματα επηρεάζει καθοριστικά τη μορφολογία των ακτών, αφού αποτελεί τον κύριο παράγοντα μεταφοράς μεγάλων ποσοτήτων από τα υλικά τους (ιζήματα), ιδιαίτερα όταν πρόκειται για αμμώδεις παραλιακές περιοχές.

Τα **ανεμογενή ρεύματα** (*wind-induced currents*) αναπτύσσονται στην υδάτινη μάζα λόγω της κίνησης του επιφανειακού στρώματος του νερού από την ενασκούμενη στην ελεύθερη επιφάνεια τάση από τον άνεμο. Η κίνηση του επιφανειακού στρώματος έχει, γενικά, σχεδόν την ίδια κατεύθυνση με αυτήν του ανέμου και μεταδίδεται στα βαθύτερα στρώματα του νερού λόγω των αναπτυσσόμενων εσωτερικών διατμητικών τάσεων. Στις παράκτιες περιοχές η ύπαρξη του ορίου των ακτών και του πυθμένα περιορίζει την κίνηση του επιφανειακού στρώματος, με αποτέλεσμα τη συσσώρευση όγκων νερού προς τις ακτές και τη δημιουργία κλίσης στην ελεύθερη επιφάνεια. Η δημιουργία της κλίσης στην ελεύθερη επιφάνεια συνεπάγεται την ανάπτυξη μιας αντίθετης κυκλοφορίας στα βαθύτερα στρώματα. Μια ειδική κατηγορία ανεμογενούς κυκλοφορίας, ιδιαίτερα σημαντική για τον παράκτιο χώρο, είναι αυτή που συνδυάζεται με τις μετεωρολογικές παλίρροιες (*storm surges*) και είναι αποτέλεσμα έντονων μετεωρολογικών μεταβολών (θεελλώδεις άνεμοι και σημαντικές οριζόντιες διαφορές της ατμοσφαιρικής πίεσης). Στις περιπτώσεις αυτές παρατηρείται σημαντική συσσώρευση όγκων νερού στις ακτές, που μπορεί να έχει ως αποτέλεσμα την κατάκλυση (πλημμύρα) των παράκτιων εκτάσεων χαμηλού σχετικά υψομέτρου, των ευρισκόμενων σε αυτές τεχνικών έργων υποδομών και των οικισμών της περιοχής.

Τα **ρεύματα πυκνότητας** (*density currents*) είναι οι κινήσεις των παράκτιων νερών που οφείλονται στις οριζόντιες βαθμίδες πυκνότητας του νερού. Στον παράκτιο χώρο κατά μήκος των ακτών εκβάλλουν συνήθως ποταμοί και δημιουργούν μια περιοχή με χαμηλής αλατότητας (υφάλμυρα) νερά, καθώς το μηδενικής σχεδόν αλατότητας νερό τους ("γλυκό" νερό) αναμιγνύεται με το θαλασσίνο νερό. Η ανάμιξη αυτή αρχίζει συνήθως μέσα στην περιοχή των εκβολών (*estuaries*) και εξαρτάται από τη μορφολογία του πυθμένα, του δέλτα, την κατά μήκος κλίση του ποταμού και τις παροχές εκροής. Η δημιουργούμενη βαθμίδα πυκνότητας προκαλεί βαθμίδες πίεσης, με συνακόλουθο την ανάπτυξη κίνησης από τις περιοχές υψηλής πίεσης προς αυτές χαμηλής πίεσης. Το αποτέλεσμα είναι η ύπαρξη κίνησης του χαμηλής αλατότητας νερού προς τη θάλασσα, η οποία περιορίζεται στα επιφανειακά στρώματα των παράκτιων νερών, ενώ ταυτόχρονα στα βαθύτερα, μεγαλύτερης αλατότητας, στρώματα αναπτύσσεται ένα αντίθετο ρεύμα με γενική κατεύθυνση προς την ακτή. Η στρωματοποιημένη αυτή κυκλοφορία, που αναφέρθηκε περιληπτικά, αποτελεί τον κυρίαρχο τύπο ροής που παρουσιάζεται στον παράκτιο χώρο και βέβαια είναι περισσότερο πολύπλοκη από όσο περιγράφηκε, επηρεαζόμενη και από τους άλλους γενεσιουργούς παράγοντες ρευμάτων, όπως η παλίρροια, ο άνεμος και οι ατμοσφαιρικές βαροβαθμίδες.

Η **παράκτια ανάδυση** (*coastal upwelling*) των θαλάσσιων μαζών είναι μια ιδιαίτερη κίνηση των παράκτιων νερών που χαρακτηρίζει την προς τα πάνω κίνηση του νερού από μεγάλα βάθη (της τάξεως των 100 μέχρι και 300 m) προς την ελεύθερη επιφάνεια και παρατηρείται σε περιοχές με σημαντικό συνήθως βάθος υπό την επίδραση κατάλληλης διεύθυνσης τοπικών ανέμων. Το φαινόμενο αυτό συνδέεται άμεσα με την επίδραση της περιστροφικής κίνησης της γης (γεωστροφία), η οποία τείνει να εκτρέψει δεξιόστροφα τις κινούμενες υδάτινες μάζες στο βόρειο ημισφαίριο και αριστερόστροφα στο νότιο. Έτσι, σε μια παράκτια περιοχή μεγάλης έκτασης του βόρειου ημισφαιρίου, η εμφάνιση ανέμου παράλληλου προς την ακτή θα δημιουργήσει κίνηση του επιφανειακού στρώματος του νερού στα δεξιά του ανέμου. Εάν η κίνηση αυτή ωθεί τα επιφανειακά νερά από την ακτή προς την ανοικτή θάλασσα, έχει ως αποτέλεσμα την ταπείνωση (κατέβασμα) της ελεύθερης στάθμης κοντά στην ακτή και, αντίθετα, την ανύψωσή της προς την ανοικτή θάλασσα. Η αποκατάσταση της ισορροπίας οδηγεί στην ανάδυση θαλασσιών μαζών κοντά στην ακτή, ώστε να αντικατασταθούν οι μάζες αυτές οι οποίες κινούνται προς την ανοικτή θάλασσα, ενώ, ταυτόχρονα, στα βαθύτερα στρώματα δημιουργείται ρεύμα με κατεύθυνση προς την ακτή. Οι αναδύμενες υδάτινες μάζες φτάνοντας στην επιφάνεια ακολουθούν την κίνηση του επιφανειακού στρώματος, γρήγορα όμως εμφανίζουν την τάση να βυθιστούν και πάλι, επειδή έχουν μεγαλύτερη πυκνότητα, φαινόμενο που αναφέρεται ως **καταβύθιση** των θαλάσσιων μαζών (*downwelling*). Τελικά, το αναπτυσσόμενο σύστημα παράκτιας κυκλοφορίας δημιουργεί ένα μέτωπο πυκνότητας (*density front*), δηλαδή μια έντονη χωρική μεταβολή της πυκνότητας, που έχει αρκετά στοιχεία ομοιότητας με το μέτωπο που εμφανίζεται στις εκβολές των ποταμών και το οποίο χωρίζει τα παράκτια νερά από την ανοικτή θάλασσα.

1.3 Η παράκτια ρύπανση

Ο παράκτιος χώρος αποτελεί το φυσικό, αλλά και σε αρκετές περιπτώσεις τον επιλεγόμενο από τις ανθρωπογενείς δραστηριότητες τελικό (κατάντη) αποδέκτη ποικίλων υλικών και ουσιών. Τα υλικά αυτά προέρχονται από τη διάβρωση των ακτών (λόγω της δράσης της θάλασσας, αλλά και του ανέμου), από τους ποταμούς και τους χείμαρρους, από τη διάβρωση της υφαλοκρηπίδας, από τους επιφανειακούς και υποβρύχιους αγωγούς των αστικών λυμάτων και των βιομηχανικών αποβλήτων, από διάφορες λιμενικές δραστηριότητες, από τα δίκτυα αποστράγγισης των ομβρίων και των γεωργικών εκτάσεων και από τα προϊόντα και την αποσύνθεση των κάθε μορφής θαλάσσιων οργανισμών. Επιπρόσθετα, τα παράκτια νερά δέχονται και τις περιβαλλοντικές επιβαρύνσεις από ανθρωπογενείς δραστηριότητες που αναπτύσσονται εντός του παράκτιου χώρου (όχι από τη γειτονική ξηρά), όπως είναι οι κάθε είδους λιμενικές εγκαταστάσεις, η ναυσιπλοΐα, οι εξορύξεις ορυκτών και υδρογονανθράκων, η αλιεία και οι υδατοκαλλιέργειες.

Επομένως, τα παράκτια νερά αποτελούν το συνεχές μέσο με το οποίο μεταφέρονται και αναμιγνύονται (αραιώνονται) οι φυσικές ή ανθρωπογενείς ουσίες και φερτές ύλες σε μορφή διαλύματος ή αιωρήματος, που μπορεί να είναι οργανικές ή ανόργανες, συντηρητικές ή βιοαποδομήσιμες. Η μεταφορά - μετατόπιση και η αραίωση των εισερχομένων μαζών των κάθε μορφής φορτίων που προαναφέρθηκαν είναι αποτέλεσμα του συνδυασμού της μεταφοράς μάζας που προξενούν τα παράκτια ρεύματα με την προκαλούμενη από αυτά τυρβώδη διάχυση. Τα μέτωπα πυκνότητας, που πιθανόν υπάρχουν ή και η κατά το βάθος ύπαρξη ζώνη θερμοβαθμίδας, που καλείται θερμοκλινές (*thermocline*), καθορίζουν εάν η μεταφορά και διάχυση των ρυπαντών γίνεται στα επιφανειακά ή στα βαθύτερα στρώματα, ανάλογα και με τη συγκέντρωση των ουσιών, την πυκνότητά τους και άλλα χαρακτηριστικά τους γνωρίσματα (π.χ. το μέγεθος των κόκκων, αν πρόκειται για αιώρημα).

Οι φερτές ύλες και ουσίες που καταλήγουν στα παράκτια νερά μέσα από φυσικά (π.χ. ποταμοί) ή τεχνητά δίκτυα (π.χ. αποχετευτικοί αγωγοί) είναι ταυτόχρονα οι φορείς των θρεπτικών αλάτων του παράκτιου θαλάσσιου οικοσυστήματος. Τα θρεπτικά αυτά άλατα, όπως τα ανθρακικά (CO_3^{2-}), τα νιτρικά (NO_3^-), τα νιτρώδη (NO_2^-), τα αμμωνιακά (NH_4^+), τα φωσφορικά (PO_4^{3-}) κ.ά. μεταβάλλουν την περιεκτικότητα των παράκτιων νερών σε θρεπτικές ουσίες και επηρεάζουν τις τροφικές αλυσίδες (*food chain relationships*) του παράκτιου οικοσυστήματος. Στην περίπτωση απουσίας ανθρωπογενών επιδράσεων, το παράκτιο οικοσύστημα βρίσκεται, γενικά, σε ισορροπία και οι τροφικές σχέσεις καθορίζονται από το μηχανισμό ανανέωσης των παράκτιων νερών, το βάθος και το βαθμό ανάμιξης των επιφανειακών νερών, τη θερμοκρασία, το βάθος και τους υπάρχοντες μικροοργανισμούς (*biota*). Ωστόσο, η ισορροπία αυτή μπορεί να ανατραπεί και από τους μηχανισμούς της παράκτιας κυκλοφορίας. Η ύπαρξη, για παράδειγμα, θερμοκλινούς και μετώπων πυκνότητας δημιουργεί μεγάλες συγκεντρώσεις φυτοπλαγκτού στα επιφανειακά ζεστότερα στρώματα του νερού, τα οποία, όμως, είναι φτωχότερα σε θρεπτικά συστατικά. Στα βαθύτερα στρώματα οι συγκεντρώσεις θρεπτικών ουσιών είναι μεγαλύτερες, αλλά η ανάπτυξη πληθυσμών, ζωικών και φυτικών, περιορίζεται από τη μειωμένη ύπαρξη φωτός. Η δημιουργία, όμως, φαινομένων ανάδυσης θαλάσσιων μαζών επιτρέπει στις θρεπτικές ουσίες των βαθύτερων στρωμάτων να φτάσουν στην επιφάνεια ακολουθώντας την κίνηση του επιφανειακού στρώματος του νερού, να διασκορπιστούν και να την εμπλουτίσουν.

Από την άλλη, η ισορροπία του παράκτιου οικοσυστήματος είναι δυνατόν να ανατραπεί, και μάλιστα μόνιμα, λόγω των ανθρωπίνων δραστηριοτήτων και ειδικότερα της άφθονης τροφοδοσίας των νερών με νιτρώδη και φωσφορούχα άλατα, οπότε εμφανίζεται το φαινόμενο του ευτροφισμού των παράκτιων νερών και, συνακόλουθα, η υποβάθμιση της ποιότητας του παράκτιου οικοσυστήματος. Τα δημιουργούμενα παράκτια ρεύματα, η ανταλλαγή υδατικών μαζών, που λόγω της κυκλοφορίας αναπτύσσεται στα όρια μεταξύ του παράκτιου χώρου και της ανοικτής θάλασσας (όρια ανοικτής θάλασσας), καθώς και η εισροή γλυκού νερού από τους ποταμούς, ρυθμίζουν τη διαδικασία ανανέωσης των παράκτιων νερών και καθορίζουν το βαθμό αυτοκαθαρισμού του φορτισμένου με ρυπαντικές ουσίες υδατικού συστήματος.

Τα λιμάνια, οι προβλήτες, οι κυματοθραύστες, τα αλιευτικά καταφύγια κ.λπ. κατασκευάζονται στον παράκτιο χώρο και ο ασφαλής σχεδιασμός τους απαιτεί τη μελέτη της επίδρασης των παράκτιων νερών στις κατασκευές αυτές. Παράλληλα, απαιτείται να μελετηθούν οι επιπτώσεις των παράκτιων κατασκευών στο παράκτιο περιβάλλον, ενώ η ασφαλής παράκτια ναυσιπλοΐα οφείλει και αυτή να στηρίζεται στη γνώση χαρακτηριστικών γνωρισμάτων των παράκτιων νερών (κύματα, ρεύματα). Επιπρόσθετα, όπως είναι γνωστό, το σύνολο σχεδόν της παγκόσμιας αλιείας πραγματοποιείται στα νερά της υφαλοκρηπίδας, στις περιοχές παράκτιας ανάδυσης και στις γειτονικές θάλασσες, με τις φυσικές, χημικές και βιολογικές συνθήκες των παράκτι-

ων νερών να παίζουν εξέχοντα ρόλο στην αλιευτική παραγωγή, αλλά και στην ανανέωση του ενάλιου πλούτου.

Όλα τα προαναφερθέντα κάνουν φανερό το ξεχωριστό ενδιαφέρον για την ωκεανογραφική μελέτη των παράκτιων νερών και για την ανάπτυξη της παράκτιας ωκεανογραφίας και της παράκτιας μηχανικής, αλλά και για την επιπλέον ενασχόληση με τον παράκτιο χώρο (θαλάσσιο και χερσαίο) από τη σκοπιά της διαχείρισης, της στρατηγικής και του χωροταξικού σχεδιασμού.

1.4. Η ολοκληρωμένη διαχείριση της παράκτιας ζώνης και άλλες θαλάσσιες πολιτικές

Το ζήτημα της διαχείρισης του παράκτιου περιβάλλοντος και των πόρων του, όπου σε παγκόσμιο επίπεδο πραγματοποιείται η πλειοψηφία των ανθρωπογενών δραστηριοτήτων, βρίσκεται ψηλά στη λίστα των ζητημάτων περιβαλλοντικής και κοινωνικό-οικονομικής βιωσιμότητας που απασχολούν την ανθρωπότητα και αποτελεί, ή πρέπει να αποτελεί, προτεραιότητα των φορέων χάραξης πολιτικής σε κάθε επίπεδο λήψης αποφάσεων, τοπικό, περιφερειακό και εθνικό. Η πολυπλοκότητα του παράκτιου περιβάλλοντος, από γεωγραφική και οικολογική άποψη, όπως συνοπτικά παρουσιάστηκε στις προηγούμενες ενότητες, σε συνδυασμό με τις τεράστιες διαφορές, όσον αφορά την ποιότητα και την ένταση των ανθρωπογενών πιέσεων και φυσικά την οικονομική, κοινωνική, πολιτισμική και διοικητική χωρική διαφοροποίηση, καθιστά τη διαχείρισή του έναν ιδιαίτερα απαιτητικό και πολυδιάστατο στόχο. Μέσα σε αυτό το πλαίσιο η ιδέα των «ολοκληρωμένων» διαχειριστικών πρακτικών για το περιβάλλον επεκτάθηκε και στο παράκτιο σύστημα, συμπεριλαμβάνοντας τις περιβαλλοντικές, οικονομικές και κοινωνικές πτυχές του, στοχεύοντας στην **Ολοκληρωμένη Διαχείριση της Παράκτιας Ζώνης**, ΟΔΠΖ (*Integrated Coastal Zone Management, ICZM*). Η ΟΔΠΖ εκφράζει την ανάγκη για την εφαρμογή προσεγγίσεων διαχείρισης, οι οποίες θα αντιμετωπίζουν τα σύνθετα παράκτια συστήματα με πολιτικές που θα είναι σε θέση να λάβουν υπόψη την ενδογενή πολυπλοκότητα τους (Clark, 1995· Κωνσταντίνου, 2013).

Στο Κεφάλαιο 17 της Ατζέντας 21 των Ηνωμένων Εθνών για τη Βιώσιμη Ανάπτυξη αναφέρεται ότι: «η ΟΔΠΖ είναι μια δυναμική, πολυδιάστατη και επαναληπτική διαδικασία για την προώθηση της βιώσιμης διαχείρισης των παράκτιων ζωνών. Καλύπτει τον πλήρη κύκλο της συλλογής πληροφοριών, του σχεδιασμού, της λήψης αποφάσεων, της διαχείρισης και της παρακολούθησης της εφαρμογής. Η ΟΔΠΖ χρησιμοποιεί την πληροφορημένη συμμετοχή και συνεργασία όλων των κοινωνικών εταίρων για να αποτιμήσει τους κοινωνικούς στόχους σε μια συγκεκριμένη παράκτια περιοχή και για να υλοποιήσει δράσεις για την επίτευξη αυτών των στόχων. Η ΟΔΠΖ επιδιώκει, σε μακροπρόθεσμο ορίζοντα, να εξισορροπήσει περιβαλλοντικούς, οικονομικούς, κοινωνικούς, πολιτιστικούς και αναψυκτικούς στόχους, όλους μέσα στα όρια που τίθενται από τη φυσική δυναμική του συστήματος. Ο όρος “ολοκληρωμένη” αναφέρεται στη συν-διαχείριση διαφορετικών στόχων και επιπλέον στην ολοκλήρωση των πολλαπλών εργαλείων που είναι απαραίτητα για την πραγματοποίηση αυτών των στόχων. Σημαίνει ολοκλήρωση όλων των σχετικών περιοχών και θεματικών χάραξης πολιτικής, τομέων και επιπέδων διοίκησης. Σημαίνει ολοκλήρωση των χερσαίων και θαλάσσιων συνιστωσών της στοχευόμενης περιοχής, τόσο στο χώρο, όσο και στο χρόνο».

Όπως αναφέρει ο Christie (2005), ένας από τους βασικότερους στόχους της ΟΔΠΖ είναι να δημιουργήσει τις συνθήκες εκείνες, κάτω από τις οποίες θα είναι δυνατές διαρκείς προσπάθειες, ώστε να ανασχηματιστούν οι στόχοι, η δομή και οι διαδικασίες διακυβέρνησης, οι οποίες ελέγχουν πώς κατανέμονται οι παράκτιοι πόροι, το ρυθμό με τον οποίο αυτοί καταναλώνονται και τον τρόπο με τον οποίο επιλύονται οι διαμάχες ανάμεσα σε διαφορετικές ομάδες ενδιαφερομένων. Γεγονός είναι ότι η έννοια και η σημασία της ΟΔΠΖ μεταφράζεται διαφορετικά από τις διάφορες ομάδες κοινωνικών εταίρων (*stakeholders*), είτε αυτοί είναι χρήστες των παράκτιων πόρων, είτε το ευρύτερο κοινό, είτε αρμόδιοι διαχειριστές στα διάφορα επίπεδα διακυβέρνησης, είτε ερευνητές. Επομένως, η προσπάθεια για να οριστεί η διαδικασία της ΟΔΠΖ εξαρτάται από διάφορους παράγοντες, οι οποίοι οφείλουν να διασαφηνιστούν, όπως π.χ. οι στόχοι της διαχειριστικής διαδικασίας και το επίπεδο διαχείρισης, ώστε στο πρακτικό επίπεδο της εφαρμογής να έχουν συνομολογηθεί μεταξύ των ενδιαφερομένων μερών ρεαλιστικές λύσεις στα υπαρκτά και πολλές φορές πιεστικά προβλήματα που εμφανίζονται στην παράκτια ζώνη.

Η Ευρωπαϊκή Ένωση διαβουλεύεται γύρω από το ζήτημα της ΟΔΠΖ, θέμα που αφορά και την Ελλάδα, για διάστημα μεγαλύτερο από δύο δεκαετίες, καταφεύγοντας σε Συστάσεις (π.χ. Σύσταση του Ευρωπαϊκού Κοινοβουλίου και του Συμβουλίου σχετικά με την ΟΔΠΖ της 30^{ης} Μαΐου 2002, 2002/413/EC) και γενικευμένες πολιτικές μη δεσμευτικού χαρακτήρα, καθώς τα κοινωνικό-οικονομικά θέματα που διακυβεύονται στις παράκτιες ζώνες είναι κεφαλαιώδους σημασίας και η δημιουργία νομικού πλαισίου απαιτεί χρόνο και

πολιτική βούληση. Έχει γίνει, όμως, αντιληπτό ότι χωρίς την ύπαρξη ενός συμπαγούς και δεσμευτικού θεσμικού πλαισίου η παράκτια και θαλάσσια διαχείριση στην ΕΕ θα συνεχίσει να ασκείται με κατακερματισμένο και άνισο τρόπο μέσω εφαρμογών περιορισμένης χωρικής κάλυψης, βραχείας διάρκειας και εθελοντικού χαρακτήρα, με την έννοια ότι εδράζονται σε ατομικές πρωτοβουλίες και όχι σε ιδρυματικές και θεσμικές κατοχυρώσεις (Gibson, 2003· McKeena & Cooper, 2006· Ballinger et al., 2010· Le Tissier & Hills, 2010). Η εισαγωγή της Ολοκληρωμένης Θαλάσσιας Πολιτικής (*IMP, Integrated Maritime Policy*· COM (2007) 575 final) απομάκρυνε πρόσκαιρα το ενδιαφέρον από την προστασία της παράκτιας ζώνης (Ballinger et al., 2010) και υποβάθμισε την ΟΔΠΖ από «διαδικασία» σε «εργαλείο», αφού σε αυτήν η ΟΔΠΖ αναφέρεται ως «ένα εργαλείο για την ολοκληρωμένη διαχείριση όλων των διαδικασιών χάραξης πολιτικής που αφορούν τις παράκτιες ζώνες, το οποίο αντιμετωπίζει τις αλληλεπιδράσεις θάλασσας-ξηράς των παράκτιων δραστηριοτήτων με συντονισμένο τρόπο, ώστε να εξασφαλίζεται η βιώσιμη ανάπτυξη των παράκτιων και των θαλάσσιων ζωνών. Το εν λόγω εργαλείο εξασφαλίζει το ότι οι αποφάσεις περί διαχείρισης ή ανάπτυξης λαμβάνονται με συνεκτικό τρόπο σε όλους τους τομείς».

Παράλληλα, το 2008 υιοθετήθηκε από την ΕΕ η Οδηγία Πλαίσιο για τη Θαλάσσια Στρατηγική (*MSFD, Marine Strategy Framework Directive*, 2008/56/EC), με σκοπό να ενσωματωθεί στις εθνικές νομοθεσίες των κρατών μελών μέχρι το 2010. Το 2010 η ΕΕ παρήγαγε, συμπληρωματικά, μια ομάδα από λεπτομερή κριτήρια και δείκτες (2010/477/EU), με σκοπό να βοηθήσει τα κράτη-μέλη στην εφαρμογή της Θαλάσσιας Στρατηγικής. Στόχος της Οδηγίας Πλαίσιο για τη Θαλάσσια Στρατηγική (ΟΠΘΣ) είναι η αποτελεσματική προστασία του θαλασσιού περιβάλλοντος με την επίτευξη Καλής Περιβαλλοντικής Κατάστασης (*Good Environmental Status, GES*) των Ευρωπαϊκών Θαλάσσιων Υδάτων ως το 2020 και προστασίας των πόρων στους οποίους βασίζεται η οικονομία και οι ανθρώπινες δραστηριότητες που σχετίζονται με το θαλάσσιο περιβάλλον. Είναι το πρώτο νομοθετικό εργαλείο της ΕΕ το οποίο σχετίζεται με την προστασία της θαλάσσιας βιοποικιλότητας ως βασικής παραμέτρου για την επίτευξη Καλής Περιβαλλοντικής Κατάστασης. Η ΟΠΘΣ προτείνει την οικοσυστημική προσέγγιση (*ecosystem approach*), δηλαδή μια ολοκληρωμένη προσέγγιση για τη διαχείριση της χέρσου, των υδάτων, των βιολογικών πόρων και των ανθρωπογενών δραστηριοτήτων, οι οποίες έχουν επιπτώσεις στο θαλάσσιο περιβάλλον, συνδυάζοντας τις έννοιες της περιβαλλοντικής προστασίας και της βιώσιμης χρήσης του περιβάλλοντος. Η Θαλάσσια Στρατηγική, για να πετύχει τους στόχους της, διαχωρίζει τις Ευρωπαϊκές Θαλάσσιες περιοχές και υποπεριοχές βάσει γεωγραφικών και περιβαλλοντικών κριτηρίων. Τέσσερις Ευρωπαϊκές περιοχές αναγνωρίζονται: η Βαλτική Θάλασσα, ο βορειοανατολικός Ατλαντικός Ωκεανός, η Μεσόγειος Θάλασσα και η Μαύρη Θάλασσα. Η συνεργασία για την επίτευξη των στόχων ανάμεσα στα κράτη-μέλη της κάθε περιοχής, αλλά και ανάμεσα στις γείτονες χώρες που μοιράζονται τα ίδια θαλάσσια ύδατα, λαμβάνει χώρα μέσω των Συμφωνιών των Περιφερειακών Θαλασσών.

Η αναγκαιότητα για δεσμευτικό νομικό πλαίσιο οδήγησε στην υιοθέτηση της οδηγίας για το Θαλάσσιο Χωρικό Σχεδιασμό (ΘΧΣ) (2014/89/EU), στην οποία συμπεριλαμβάνεται η ΟΔΠΖ, αν και με υποβαθμισμένη σημασία, ως συνοδός διαδικασία του ΘΧΣ. Η πρόταση αυτή θεωρητικά καλύπτει όλους τους τομείς που έχουν αντίκτυπο στις ακτές, στις θάλασσες και στους ωκεανούς. Βασίζεται στην εφαρμογή των πολιτικών που συνδέονται με τη θάλασσα μέσω συντονισμού και θεωρητικής αύξησης της διαφάνειας. Τα θαλάσσια χωροταξικά σχέδια και οι στρατηγικές για την ολοκληρωμένη διαχείριση των παράκτιων ζωνών θεωρείται ότι θα αμβλύνουν τις διαφορές μεταξύ οικονομικών στόχων και περιβαλλοντικής νομοθεσίας και θα μειώσουν τις μεταξύ τους τριβές. Οι επιχειρησιακοί στόχοι της οδηγίας είναι κυρίως διαδικαστικού χαρακτήρα: τα κράτη μέλη θα κληθούν να αναπτύξουν και να εφαρμόσουν διεργασίες για τον προγραμματισμό χρήσεων του θαλάσσιου χώρου και για τη διασφάλιση της βιώσιμης διαχείρισης των παράκτιων ζωνών, καθώς και να συνάψουν διασυνοριακές συνεργασίες όπου είναι απαραίτητο. Εντέχνως, και κάτω από τη σκιά της ιδιάζουσας παγκόσμιας κοινωνικό-οικονομικής συγκυρίας, η πρόταση της σχετικής οδηγίας φαίνεται να αναπροσαρμόζει ελαφρά της αρχές της ΟΔΠΖ, όπως αυτές αναφέρθηκαν παραπάνω, μετατοπίζοντας το βάρος από την ανάγκη προστασίας και διατήρησης του παράκτιου περιβάλλοντος στο σχεδιασμό βιώσιμων πολιτικών «γαλάζιας» ανάπτυξης (*Blue Growth*).

Η διατομεακή φύση της ΟΔΠΖ απαιτεί συγκεκριμένες αλλαγές στη διακυβέρνηση που σχετίζεται με τη διαχείριση παράκτιας ζώνης. Στο πλαίσιο κάθε εθνικής στρατηγικής είναι απαραίτητο να διασφαλιστεί θεσμική και διοικητική συνεργασία, συμπεριλαμβανομένης της δημιουργίας κατάλληλων φορέων ή μηχανισμών, ώστε να αποφευχθούν αποσπασματικές προσεγγίσεις και να διευκολυνθούν οι περιεκτικές θεωρήσεις. Η διαδικασία αυτή και η δυσκολία εφαρμογής της ίσως είναι ένα από τα μεγαλύτερα εμπόδια για την ΟΔΠΖ. Η εναρμόνιση του εθνικού πλαισίου είναι απαραίτητη, αλλά ακόμα πιο σημαντική είναι η ανάγκη για την εισαγωγή αυτής της λογικής στην καθημερινή διαχείριση. Πολλά ζητήματα παράκτιας διαχείρισης θα πρέπει να

αντιμετωπιστούν σε τοπικό επίπεδο, ενώ άλλα, περισσότερο στρατηγικής σημασίας, θα πρέπει να αντιμετωπιστούν σε εθνικό επίπεδο (Prem, 2010).

Βιβλιογραφία/Αναφορές

- Ballinger, R., Pickaver, A., Lymbery, G., & Ferreria, M. (2010). An evaluation of the implementation of the European ICZM principles. *Ocean & Coastal Management*, 53(12): 738-749.
- Beer, T. (1996). *Environmental oceanography* (Vol. 11). CRC.
- Christie, P. 2005. Is Integrated Coastal Management Sustainable? *Ocean & Coastal Management*, 48(3-6): 208-232.
- Clark, J. R. (1995). *Coastal Zone Management Handbook*, CRC Lewis Publ.
- COM (2007) 575 final. *An Integrated Maritime Policy for the European Union*. Communication from the Commission to the European Parliament, the Council, the European Economic and Social Committee and the Committee of the Regions. Brussels 10.10.2007
- 2002/413/EC Recommendation of the European Parliament and of the Council of 30 May 2002 concerning the implementation of Integrated Coastal Zone Management in Europe.
- 2008/56/EC Directive of the European Parliament and of the Council Establishing a framework for community action in the field of marine environmental policy (Marine Strategy Framework Directive). Brussels 17.06.2008.
- 2010/477/EU Commission Decision of 1 September 2010 on criteria and methodological standards on good environmental status of marine waters.
- 2014/89/EU Directive 2014/89/EU of the European Parliament and of the Council of 23 July 2014 establishing a framework for maritime spatial planning.
- Gibson, J. (2003). Integrated Coastal Zone Management Law in the European Union. *Coastal Management*, 31(2): 127-136.
- McKenna, J., & Cooper, A. (2006). Sacred cows in coastal management: the need for a “cheap and transitory” model. *Area*, 38(4): 421-431.
- Le Tissier, M. D. A., & Hills, J. M. (2010). Practitioner training for building capacity in ICZM. *Ocean & Coastal Management*, 53(12): 787-795.
- Prem, M. (2010). Implementation obstacles of the ICZM protocol and mitigation efforts. *Journal of Coastal Conservation*, 14(4): 257-264.
- Κωνσταντίνου, Ζ. (2013). *Ολοκληρωμένη Διαχείριση Παράκτιας Ζώνης με τη χρήση εννοιολογικών και αριθμητικών ομοιωμάτων*. Διδακτορική διατριβή. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Κεφάλαιο 2

Σύνοψη

Οι φυσικοχημικές παράμετροι (ιδιότητες) του θαλασσινού νερού καθορίζουν σημαντικά την ποιότητά του και τη θαλάσσια κυκλοφορία. Στις φυσικές παραμέτρους ανήκουν η θερμοκρασία, η πυκνότητα, η διαφάνεια (διαύγεια), η θολότητα (αιωρούμενα συστατικά) και το χρώμα. Στις χημικές παραμέτρους εντάσσονται η αλατότητα, το pH, η ιονική σύνθεση και οι συγκεντρώσεις των αλάτων, των διαλυμένων αερίων και διάφορων οργανικών ουσιών. Στο παρόν κεφάλαιο αναλύονται οι τρεις βασικές παράμετροι του θαλασσινού νερού (θερμοκρασία, αλατότητα και πυκνότητα), οι εποχιακές τους μεταβολές, τυπικές κατανομές των παραμέτρων αυτών με το βάθος, τα ωκεανογραφικά όργανα επιτόπου μέτρησής τους και μέθοδοι αναγνώρισης υδάτινων τύπων και ευσταθούς ή ασταθούς δομής της στήλης του νερού. Επίσης, αναλύεται η μετάδοση του ήχου στη θάλασσα και παρουσιάζονται σύγχρονες μέθοδοι μέτρησης φυσικών χαρακτηριστικών και τρόποι παρουσίασης μετρήσεων φυσικών παραμέτρων. Στο τέλος του κεφαλαίου παρατίθενται σχετικά παραδείγματα και ασκήσεις εξάσκησης πάνω στην ύλη του κεφαλαίου.

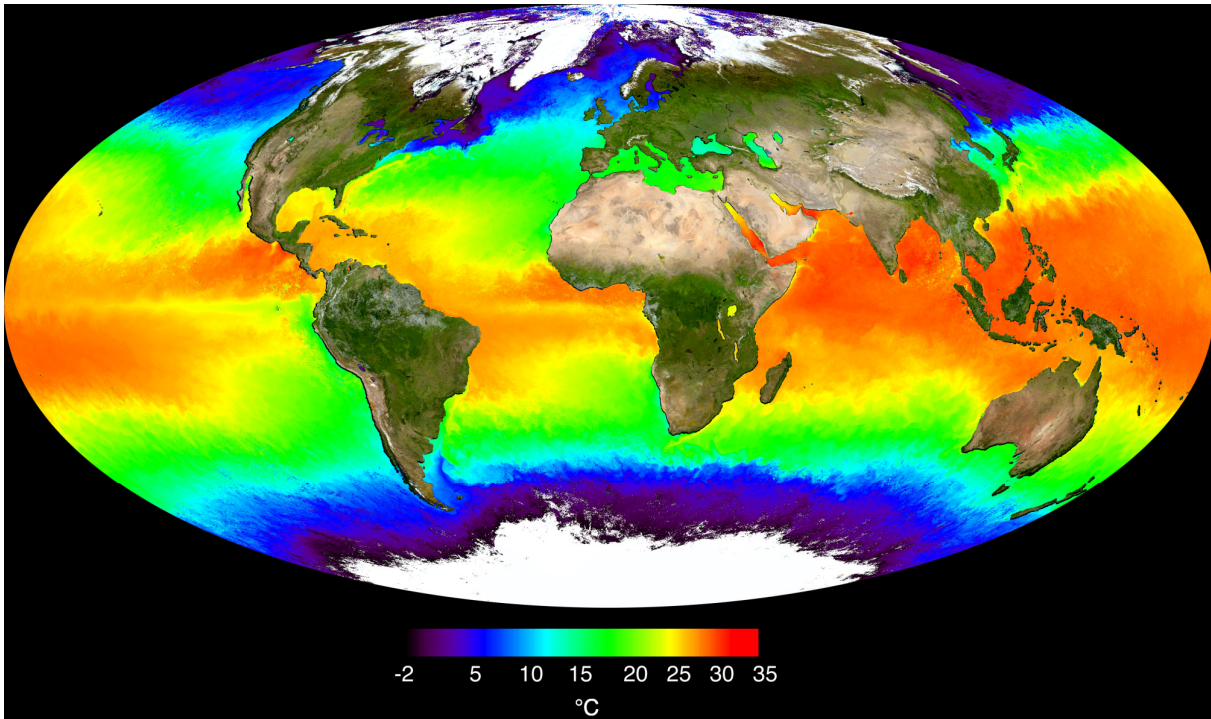
Προαπαιτούμενη γνώση

Βασικές γνώσεις φυσικής και μηχανικής ρευστών.

2 Φυσικά Χαρακτηριστικά και Τύποι Θαλασσιών Μαζών

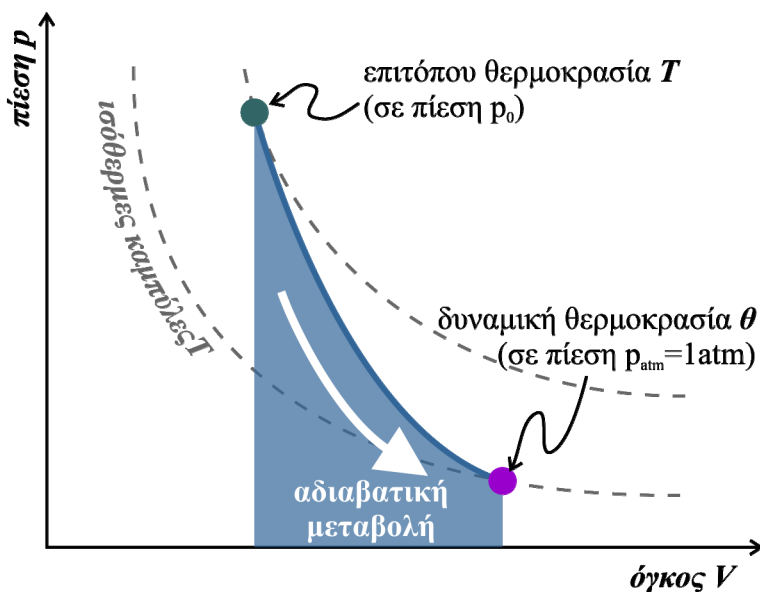
2.1 Θερμοκρασία (T, Θ)

Η **θερμοκρασία** του θαλασσινού νερού (T) εκφράζεται συνήθως σε βαθμούς Κελσίου ($^{\circ}\text{C}$), ενώ σε κάποιες περιπτώσεις χρησιμοποιούνται και οι βαθμοί Kelvin ($T_K = T_C + 273.15$), οπότε ονομάζεται **απόλυτη θερμοκρασία**. Η θερμοκρασία του νερού κυμαίνεται από -2 έως 30 $^{\circ}\text{C}$, ενώ αναπτύσσεται σχεδόν παράλληλα με τις ζώνες γεωγραφικού πλάτους (Εικόνα 2.1). Οι μεταβολές της προσπίπτουσας ακτινοβολίας επιδρούν στην κατανομή της θερμοκρασίας σε όλη τη στήλη νερού. Η επίδραση αυτή δεν είναι σταθερή, αλλά μεταβάλλεται με το γεωγραφικό πλάτος και την εποχή. Η ηλιακή ακτινοβολία προκαλεί μεγαλύτερη αύξηση της θερμοκρασίας των επιφανειακών υδάτων, όσο πλησιέστερα βρίσκεται η θάλασσα περιοχή στον ισημερινό. Κατά τη μετάβαση από τη μία εποχή του χρόνου στην επόμενη, η αλλαγή της έντασης του ηλιακού φωτός, αλλά και της ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας, προκαλούν αντίστοιχες εποχιακές μεταβολές στη 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 περαιτέρω αύξηση των θερμοκρασιών της στήλης (μέγιστες θερμοκρασίες του έτους). Έπεται ότι ο εποχιακός κύκλος επαναλαμβάνεται.



Εικόνα 2.1 Κατανομή της μέσης επιφανειακής θερμοκρασίας του παγκόσμιου ωκεανού. [πηγή: NASA¹]

Εκτός από την **επιτόπου θερμοκρασία, T (insitu temperature)**, δηλαδή τη θερμοκρασία που μετράται στο βάθος στο οποίο βρίσκεται η θαλάσσια μάζα τη δεδομένη στιγμή, στην ωκεανογραφία χρησιμοποιείται και η έννοια της **δυναμικής θερμοκρασίας, θ (potential temperature)**. Η δυναμική θερμοκρασία είναι η θερμοκρασία που θα είχε η (ομογενής) θαλάσσια μάζα, εάν μεταφερόταν αδιαβατικά (χωρίς μεταφορά θερμότητας ή μάζας) από το βάθος στο οποίο βρίσκεται στην επιφάνεια της θάλασσας. Πρόκειται, δηλαδή, για αδιαβατική μετάβαση του όγκου ελέγχου από περιβάλλον αρχικής πίεσης ($p_0 \gg p_{atm}$) σε πίεση ίση με την ατμοσφαιρική ($p_{atm} = 1 \text{ atm}$), διεργασία που δίνεται γραφικά στο σχήμα 2.1.



Σχήμα 2.1 Αδιαβατική μετάβαση μάζας νερού για τη μεταβολή της επιτόπου θερμοκρασίας, T , σε δυναμική, θ .

¹ <http://visibleearth.nasa.gov/view.php?id=55878>

Επομένως, εκτός από την περίπτωση των επιφανειακών νερών, όπου απόλυτη και επιτόπου θερμοκρασία ταυτίζονται, γενικά ισχύει ότι η επιτόπου θερμοκρασία είναι (λόγω συμπίεσης) συντηρητικά μεγαλύτερη από τη δυναμική θερμοκρασία. Ουσιαστικά, η δυναμική θερμοκρασία είναι η θερμοκρασία που θα μετρούσαμε στον ωκεανό χωρίς την επίδραση της συμπίεσης. Για το λόγο αυτό συχνά αναφέρεται στην ωκεανογραφία και ως *πραγματική θερμοκρασία* (Stewart, 2008). Η αναγωγή της επιτόπου θερμοκρασίας T [°C] από μία πίεση p [dbar] σε μια πίεση αναφοράς p_R [dbar] μπορεί να γίνει μέσω της σχέσης:

$$\Theta(S, T, p, p_R) = \Theta_4$$

$$\begin{cases} \Theta_1 = T + 0.5 \cdot \Delta\Theta_1 & \Delta\Theta_1 = \Delta p \cdot \Gamma(S, T, p) \\ \Theta_2 = \Theta_1 + (1 - \sqrt{2}/2) \cdot [\Delta\Theta_2 - q_1] & \Delta\Theta_2 = \Delta p \cdot \Gamma(S, \Theta_1, (p + 0.5 \cdot \Delta p)) \\ \Theta_3 = \Theta_2 + (1 + \sqrt{2}/2) \cdot [\Delta\Theta_3 - q_2] & \Delta\Theta_3 = \Delta p \cdot \Gamma(S, \Theta_2, (p + 0.5 \cdot \Delta p)) \\ \Theta_4 = \Theta_3 + (\Delta\Theta_4 - 2q_3)/6 & \Delta\Theta_4 = \Delta p \cdot \Gamma(S, \Theta_3, (p + \Delta p)) \end{cases} \quad [2.1]$$

$$\begin{cases} q_1 = \Delta\Theta_1 \\ q_2 = (2 - \sqrt{2})\Delta\Theta_2 + (-2 + 3/\sqrt{2})q_1 \\ q_3 = (2 + \sqrt{2})\Delta\Theta_3 + (-2 - 3/\sqrt{2})q_2 \\ \Delta p = p_R - p \end{cases}$$

Το παραπάνω σύστημα εξισώσεων επιλύεται σταδιακά (υπολογίζοντας αρχικά τα μεγέθη με δείκτη 1, εν συνεχεία αυτά με δείκτη 2, κ.ο.κ.), δίνει τον ακριβή προσδιορισμό της δυναμικής θερμοκρασίας θέτοντας ως πίεση αναφοράς $p_R=0$ dbar και τελικά η τιμή της δυναμικής θερμοκρασίας είναι ίση με Θ_4 . Η παράμετρος $\Gamma(S, T, p)$ είναι η αδιαβατική κατακόρυφη θερμοβαθμίδα (adiabatic lapse rate) και δίνεται από τη σχέση:

$$\begin{aligned} \Gamma(S, T, p) = & 3.5803 \cdot 10^{-5} + 8.52587 \cdot 10^{-6} T - 6.83605 \cdot 10^{-8} T^2 + 6.6228 \cdot 10^{-10} T^3 \\ & + (1.8932 \cdot 10^{-6} - 4.23935 \cdot 10^{-8} T) \cdot (S - 35) \\ & + (1.8714 \cdot 10^{-8} - 6.7795 \cdot 10^{-10} T + 8.733 \cdot 10^{-12} T^2 - 5.4481 \cdot 10^{-14} T^3) \cdot p \\ & + [(-1.1351 \cdot 10^{-10} + 2.7759 \cdot 10^{-12} T) \cdot (S - 35)] \cdot p \\ & + (-4.6206 \cdot 10^{-13} + 1.8676 \cdot 10^{-14} T - 2.1687 \cdot 10^{-16} T^2) \cdot p^2 \end{aligned} \quad [2.2]$$

Μια πιο απλουστευμένη αλλά σημαντικά μικρότερης ακρίβειας επίλυση για τη δυναμική θερμοκρασία βάσει των τιμών της επιτόπου θερμοκρασίας T [°C], αλατότητας S και της πίεσης p [kPa] είναι:

$$\begin{aligned} \Theta = & T - (0.36504 \cdot 10^{-4} + 0.83198 \cdot 10^{-5} T - 0.54065 \cdot 10^{-7} T^2 + 0.40274 \cdot 10^{-9} T^3) \cdot p \\ & - (0.17439 \cdot 10^{-5} - 0.29778 \cdot 10^{-7} T) \cdot (S - 35) \cdot p + 0.41057 \cdot 10^{-10} \cdot (S - 35) \cdot p^2 \\ & - (0.89309 \cdot 10^{-8} - 0.31628 \cdot 10^{-9} T + 0.21987 \cdot 10^{-11} T^2) \cdot p^2 \\ & - (-0.16056 \cdot 10^{-12} + 0.50484 \cdot 10^{-14} T) \cdot p^3 \end{aligned} \quad [2.3]$$

Παράδειγμα μεταβολής με το βάθος των τιμών επιτόπου και δυναμικής θερμοκρασίας δίνεται στο σχήμα 2.2. Ενδεικτικά αναφέρεται το εξής παράδειγμα: εάν μια ομογενής υδάτινη μάζα που έχει επιτόπου θερμοκρασία $T=1$ °C μετακινηθεί αδιαβατικά από βάθος 5000m στην επιφάνεια, αυτή θα ψυχθεί κατά 0.43°C, άρα η δυναμική της θερμοκρασία είναι $\Theta=0.57$ °C (Θεοδώρου, 2004).

2.2 Αλατότητα (S)

Η **αλατότητα** (S , *salinity*) 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:

$$S = \frac{\text{gr διαλυμένων αλάτων}}{1 \text{ Kg θαλασσινού νερού}} \quad [2.4]$$

Οι μονάδες μέτρησης της αλατότητας είναι επομένως επί της χιλιάδας (%) ή αντίστοιχα parts per thousand (ppt), ενώ επίσης χρησιμοποιείται και η ονομασία practical salinity units (psu). Το σύνολο των μονάδων αυτών είναι ισοδύναμο, ενώ σημειώνεται ότι τα τελευταία χρόνια επικρατεί η αναφορά της αλατότητας χωρίς τη χρήση μονάδας (π.χ. $S=33$ αντί του $S=33\text{ppt}$ ή 33% ή 33psu).

Η αλατότητα στην επιφάνεια των ωκεανών εξαρτάται κυρίως από το ισοζύγιο εξάτμισης-κατακρήμνισης, δεδομένου ότι κατά την εξάτμιση αυξάνεται η συγκέντρωση αλάτων στο νερό (εξατμίζεται νερό και τα άλατα παραμένουν) ενώ κατά την κατακρήμνιση (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 μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη. Αντίθετα σε μικρά γεωγραφικά πλάτη και σε κλειστές αβαθείς θαλάσσιες λεκάνες, όπου η εξάτμιση είναι μεγάλη και η εισροή γλυκού νερού μικρή, η αλατότητα στα επιφανειακά στρώματα αυξάνεται (Μουστάκα, 1997).

Το 99% του νερού του παγκόσμιου ωκεανού έχει αλατότητα που κυμαίνεται μεταξύ 33 και 37ppt, ενώ μια μέση τιμή για την αλατότητα του θαλασσινού νερού είναι τα 35ppt. Τα νερά με αλατότητα κάτω των 25ppt ονομάζονται υφάλμυρα, ενώ σε περιπτώσεις όπου η αλατότητα υπερβαίνει τα 40ppt (π.χ. στη Νεκρά Θάλασσα) τα νερά ονομάζονται υπεράλμυρα.

2.3 Πυκνότητα (ρ , σ_T , σ_θ)

Η **πυκνότητα** (ρ , *density*) του θαλασσινού νερού ορίζεται ως η μάζα θαλασσινού νερού ανά κυβικό μέτρο νερού (kg/m^3) και εξαρτάται από τις τιμές των εξής τριών παραμέτρων:

- **Θερμοκρασία:** η αύξηση της θερμοκρασίας (T) προκαλεί μείωση της πυκνότητας (λόγω διαστολής).
- **Αλατότητα:** η αύξηση της αλατότητας (S) προκαλεί αύξηση της πυκνότητας (λόγω προσθήκης μάζας).
- **Πίεση:** η αύξηση της πίεσης (p) προκαλεί αύξηση της πυκνότητας (λόγω μείωσης όγκου).

Ένας χρήσιμος κανόνας για την εκτίμηση της μεταβολής της πυκνότητας σε σχέση με τις 3 αυτές παραμέτρους είναι ο εξής: η πυκνότητα αυξάνει κατά 1kg/m^3 , όταν η θερμοκρασία μειώνεται κατά 5°C ή όταν η αλατότητα αυξάνεται κατά 1ppt ή όταν το βάθος αυξάνεται κατά 200m . Σημειώνεται ότι από τους 3 αυτούς παράγοντες η επίδραση της πίεσης είναι η μικρότερη, επειδή το θαλάσσιο νερό είναι πρακτικά ασυμπίεστο. Ακόμα και σε μεγάλα ωκεάνια βάθη, όπου η πίεση φτάνει τα $4 \cdot 10^7\text{Pa}$ (σε βάθος $\sim 4\text{km}$), η αύξηση πυκνότητας λόγω πίεσης είναι μόνο 2% (Θεοδώρου, 2004). Έτσι, σε περιοχές μικρού βάθους ($h < 100\text{m}$) η επίδραση της πίεσης στην πυκνότητα μπορεί να παραλειφθεί χωρίς σημαντικό σφάλμα. Η εξάρτηση αυτή μπορεί να εκφραστεί μαθηματικά ως εξής:

$$\rho = \rho_o (1 - \alpha T + \beta S)$$
$$\text{όπου } \left\{ \alpha = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial T}, \quad \beta = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial S} \right\} \quad [2.5]$$

Στην παραπάνω σχέση α και β είναι οι ρυθμοί θερμικής διαστολής και αλατικής συστολής αντίστοιχα, ενώ σημειώνεται ότι πρόκειται για απλοποιητική έκφραση και η πλήρης σχέση για τον υπολογισμό της πυκνότητας (καταστατική εξίσωση θαλασσινού νερού) δίνεται στο επόμενο υποκεφάλαιο.

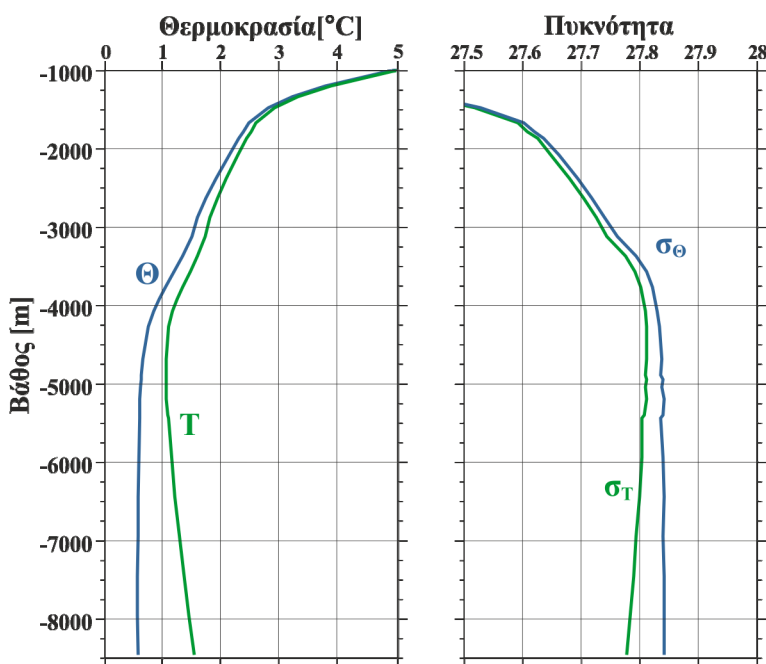
Από τα παραπάνω γίνεται σαφές ότι η πυκνότητα από μόνη της δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να προσδιορίσει μια υδάτινη μάζα, διότι διαφορετικοί συνδυασμοί θερμοκρασίας και αλατότητας μπορεί να έ-

χουν ως αποτέλεσμα την ίδια πυκνότητα. Δεδομένου ότι η θερμοκρασία είναι η παράμετρος μεγαλύτερης μεταβλητότητας σε σχέση με την αλατότητα στον παγκόσμιο ωκεανό, η κατακόρυφη κατανομή (προφίλ) της πυκνότητας τυπικά μοιάζει με το «κατοπτρικό είδωλο» της κατανομής της θερμοκρασίας. Φυσικά, σε παράκτιες περιοχές με έντονες μεταβολές αλατότητας το τελικό προφίλ της πυκνότητας καθορίζεται από τη συνδυασμένη επίδραση και των 2 παραμέτρων.

Καθώς η πυκνότητα του θαλασσινού νερού είναι μεγαλύτερη από αυτήν του γλυκού νερού ($\sim 1000\text{kg/m}^3$) λόγω της ύπαρξης διαλυμένων αλάτων, μια μονάδα που χρησιμοποιείται ευρύτατα στην ωκεανογραφία για την πυκνότητα είναι η «σίγμα» πυκνότητα, η οποία προκύπτει αν από την πυκνότητα στο διεθνές σύστημα (kg/m^3) αφαιρέσουμε αυτήν του γλυκού νερού στους 0°C (1000kg/m^3). Έτσι, ανάλογα με το αν για τον υπολογισμό της χρησιμοποιείται επιτόπου (T) ή δυναμική (Θ) θερμοκρασία και ανάλογα με το αν λαμβάνεται υπόψη η επίδραση της πίεσης στη μεταβολή της πυκνότητας, προσδιορίζονται οι τιμές σ_T ή σ_Θ :

$$\begin{cases} \sigma_T = \rho(T, S, p) - 1000 \\ \sigma_\Theta = \rho(\Theta, S, 0) - 1000 \end{cases} \quad [2.6]$$

Σημειώνεται ότι, η πυκνότητα σ_Θ ονομάζεται **δυναμική πυκνότητα (potential density)** κατ' αναλογία με την έννοια της δυναμικής θερμοκρασίας και εκφράζει την πυκνότητα που θα είχε το θαλασσινό νερό χωρίς την επίδραση της συμπίεσης. Η τιμές της πυκνότητας μεταβάλλονται από 1021kg/m^3 (ή $21\sigma_T$) για τα επιφανειακά νερά έως 1070kg/m^3 (ή $70\sigma_T$) για βάθη της τάξης των δεκάδων χιλιομέτρων. Μια μέση πυκνότητα του θαλασσινού νερού είναι τα 1024kg/m^3 ή $24\sigma_T$. Παράδειγμα μεταβολής με το βάθος των τιμών επιτόπου και δυναμικής πυκνότητας δίνεται στο σχήμα 2.2.



Σχήμα 2.2 Προφίλ επιτόπου (T) και δυναμικής (Θ) θερμοκρασίας και αντίστοιχα προφίλ επιτόπου (σ_T) και δυναμικής (σ_Θ) πυκνότητας.

Η ευστάθεια της στήλης ορίζει ότι η κατανομή της πυκνότητας με το βάθος είτε αυξάνει, οπότε έχουμε στρωμάτωση της στήλης, είτε μένει σταθερή, οπότε έχουμε ομογενή κατανομή της πυκνότητας με το βάθος. Το αντίθετο (δηλαδή η μείωση της πυκνότητας με το βάθος) θα σήμαινε ουσιαστικά ότι βαρύτερα νερά υπέρκεινται ελαφρύτερων νερών. Τέτοια φαινόμενα στη φύση είναι σχετικά σπάνια και ιδιαίτερα δυναμικά: προκαλείται άμεση καταβύθιση των «βαρύτερων» νερών σε βάθη τέτοια, ώστε να προκύψει και πάλι ευσταθής κατανομή, συνεπαγόμενη ανάμιξη της στήλης του νερού. Παραδείγματα τέτοιων φαινομένων είναι η παράκτια ανάδυση (upwelling), κατά την οποία άνεμοι που πνέουν παράλληλα με επιμήκεις ακτές μπορούν να οδηγήσουν βαθύτερα (και βαρύτερα) στρώματα να αναδυθούν στην επιφάνεια, και ο σχηματισμός πυκνών νερών

(dense water formation), κατά τον οποίο η πνοή ψυχρών ανέμων σε περιοχές μικρού βάθους μπορεί να οδηγήσει σε έντονη και απότομη ψύξη των επιφανειακών νερών και, συνεπώς, σε σημαντική αύξηση της πυκνότητάς τους.

2.4 Καταστατική εξίσωση θαλασσινού νερού

Ο αναλυτικός υπολογισμός της θαλάσσιας πυκνότητας είναι ιδιαίτερα πολύπλοκος και περιγράφεται από τη **θερμοδυναμική καταστατική εξίσωση** (*thermodynamic equation of state*). Η εξίσωση αυτή, που προσδιορίζει την τιμή της πυκνότητας (ρ [kg/m³]) βάσει των τιμών της θερμοκρασίας (T [°C]), της αλατότητας (S [ppt]) και της πίεσης (p [dbar]), γράφεται (UNESCO, 1981):

$$\rho(T, S, p) = \rho(T, S, 0) + 10^4 \cdot \frac{p}{C^2} \left(1 - 2 \cdot \frac{p}{C^2} \right) \quad [2.7]$$

Στην εξίσωση ο τελευταίος όρος εκφράζει την επίδραση της πίεσης (C είναι η ταχύτητα του ήχου [m/s]), ενώ η τιμή του $\rho(T, S, 0)$, που αναφέρεται στη βιβλιογραφία ως «καταστατική εξίσωση θαλάσσιου νερού μίας ατμόσφαιρας» (*one-atmosphere seawater equation of state*), δίνεται από τις παρακάτω σχέσεις:

$$\begin{aligned} \rho(T, S, 0) = & \rho_0 + (8.24493 \cdot 10^{-1} - 4.0899 \cdot 10^{-3} T + 7.6438 \cdot 10^{-5} T^2 - 8.2467 \cdot 10^{-7} T^3 \\ & + 5.3875 \cdot 10^{-9} T^4) \cdot S + (-5.72466 \cdot 10^{-3} + 1.0227 \cdot 10^{-4} T - 1.6546 \cdot 10^{-6} T^2) \cdot S^{1.5} \\ & + 4.8314 \cdot 10^{-4} S^2 \end{aligned} \quad [2.8]$$

$$\begin{aligned} \text{όπου } \rho_0 = & 999.842594 + 6.793952 \cdot 10^{-2} T - 9.095290 \cdot 10^{-3} T^2 + 1.001685 \cdot 10^{-4} T^3 \\ & - 1.120083 \cdot 10^{-6} T^4 + 6.536332 \cdot 10^{-9} T^5 \end{aligned}$$

Στην παραπάνω σχέση ρ_0 είναι η πυκνότητα του γλυκού νερού (αλατότητας ίσης με μηδέν) σε θερμοκρασία T . Η ταχύτητα διάδοσης του ήχου, C , στο θαλασσινό νερό γράφεται:

$$C = 1449.1 + 0.00821 \cdot p + 4.55 \cdot T - 0.045 T^2 + 1.34 \cdot (S - 35) \quad [2.9]$$

Εναλλακτικά, μπορεί να χρησιμοποιηθεί η αναλυτικότερη μορφή της καταστατικής εξίσωσης, στην οποία η επίδραση της πίεσης συνδέεται με το συντελεστή μεταβολής όγκου (*secant bulk modulus*), $k(T, S, p)$:

$$\rho(T, S, p) = \frac{\rho(T, S, 0)}{1 - \frac{p}{k(T, S, p)}} \quad [2.10]$$

Η χρήση της εξίσωσης [2.10] έναντι της [2.7] συνιστάται για υψηλές πιέσεις. Ο συντελεστής $k(T, S, p)$ δίνεται από τις παρακάτω σχέσεις (UNESCO, 1981), στις οποίες σημειώνεται ότι η πίεση μπαίνει σε bar (1bar=10dbar):

$$\begin{aligned} k(T, S, p) = & k(T, S, 0) + A \cdot p + B \cdot p^2 \\ \text{όπου } \left\{ \begin{aligned} k(T, S, 0) = & k_w + (57.6746 - 0.603459 T + 1.09987 \cdot 10^{-2} T^2 - 6.167 \cdot 10^{-5} T^3) \cdot S \\ & + (7.944 \cdot 10^{-2} + 1.6483 \cdot 10^{-2} T - 5.3009 \cdot 10^{-4} T^2) \cdot S^{1.5} \\ A = & A_w + (2.2838 \cdot 10^{-3} - 1.0981 \cdot 10^{-5} T - 1.6078 \cdot 10^{-6} T^2) \cdot S + 1.91075 \cdot 10^{-4} S^{1.5} \\ B = & B_w + (-9.9348 \cdot 10^{-7} + 2.0816 \cdot 10^{-8} T + 9.1697 \cdot 10^{-10} T^2) \cdot S \end{aligned} \right. \quad [2.11] \end{aligned}$$

Οι τιμές των συντελεστών για γλυκό νερό, k_w , A_w και B_w γράφονται:

$$\begin{aligned} k_w &= 19652.21 + 148.4206T - 2.327105T^2 + 1.360477 \cdot 10^{-2} T^3 - 5.155288 \cdot 10^{-5} T^4 \\ A_w &= 3.239908 + 1.43713 \cdot 10^{-3} T + 1.16092 \cdot 10^{-4} T^2 - 5.77905 \cdot 10^{-7} T^3 \\ B_w &= 8.50935 \cdot 10^{-5} - 6.12293 \cdot 10^{-6} T + 5.2787 \cdot 10^{-8} T^2 \end{aligned} \quad [2.12]$$

Στο σημείο αυτό είναι σημαντικό να διευκρινιστούν κάποια στοιχεία σχετικά με την **πίεση στο θαλάσσιο περιβάλλον**. Αρχικά, είναι σημαντικός ο διαχωρισμός μεταξύ σχετικής και απόλυτης πίεσης:

- **Σχετική πίεση** είναι αυτή που έχει το ρευστό σε κάποιο βάθος, θεωρώντας την πίεση στην επιφάνεια του νερού ίση με μηδέν.
- **Απόλυτη πίεση** είναι η ολική πίεση του ρευστού, δηλαδή το άθροισμα σχετικής και ατμοσφαιρικής πίεσης.

Δεδομένου ότι η ατμοσφαιρική πίεση είναι περίπου ίση με 1atm, ισχύει γενικά: $p_{\text{απόλυτη}} = p_{\text{σχετική}} + 1\text{atm}$. Στην ωκεανογραφία ο όρος πίεση συνήθως αναφέρεται στη σχετική πίεση. Επιπλέον, για τον προσδιορισμό της πυκνότητας αναφερόμαστε στην **υδροστατική πίεση**, δηλαδή την πίεση που έχει στατικό ρευστό, και όχι στην **υδροδυναμική πίεση**, την πίεση δηλαδή που αναπτύσσεται υπό συνθήκες ροής. Η υδροστατική πίεση για την περίπτωση ομογενούς ρευστού έχει τριγωνική κατανομή (αυξάνει γραμμικά) με το βάθος ($p = \rho \cdot g \cdot Z$), ενώ στη γενικότερη μορφή της, θεωρώντας δηλαδή μεταβλητή πυκνότητα με το βάθος, γράφεται:

$$p = \int_{Z=d}^{Z=0} \rho \cdot g \cdot Z \quad [2.13]$$

Είναι προφανές ότι η υδροστατική κατανομή δεν μπορεί να εφαρμοστεί για τον ακριβή προσδιορισμό της πυκνότητας, αφού εξαρτάται από αυτήν. Έτσι, είναι απαραίτητη η χρήση εμπειρικών εξισώσεων. Ο υπολογισμός της πίεσης (p , σε MPa) από την τιμή του βάθους (Z , σε m) μπορεί να γίνει από τη σχέση:

$$p = \left(1.00818 \cdot 10^{-2} Z + 2.465 \cdot 10^{-8} Z^2 - 1.25 \cdot 10^{-13} Z^3 + 2.8 \cdot 10^{-19} Z^4 \right) \cdot \frac{g|_{\varphi} - 2 \cdot 10^{-5} Z}{9.80612 - 2 \cdot 10^{-5} Z} \quad [2.14]$$

Τονίζεται ότι η παραπάνω εξίσωση δίνει την τιμή της πίεσης σε MPa, ενώ η μονάδα πίεσης στην καταστατική εξίσωση είναι το dbar. Για τη μετατροπή μεταξύ των μονάδων ισχύει: $1\text{Pa} = 10^{-4}\text{dbar}$. Τέλος, το πηλίκο στην εξίσωση εκφράζει την επίδραση της επιτάχυνσης της βαρύτητας στο γεωγραφικό πλάτος (φ [°]) στο οποίο αναφερόμαστε. Η διορθωμένη τιμή της επιτάχυνσης της βαρύτητας ($g|_{\varphi}$) είναι:

$$g|_{\varphi} = 9.780318 \cdot \left(1 + 5.2788 \cdot 10^{-3} \sin^2(\varphi) + 2.36 \cdot 10^{-5} \sin^4(\varphi) \right) \quad [2.15]$$

Αντίστροφα, η μετατροπή της πίεσης (p [MPa]) σε βάθος στήλης νερού (Z [m]) γράφεται:

$$Z = \frac{9.72659 \cdot 10^2 p - 2.2512 \cdot 10^{-1} p^2 + 2.279 \cdot 10^{-4} p^3 - 1.82 \cdot 10^{-7} p^4}{1.092 \cdot 10^{-4} p + g|_{\varphi}} \quad [2.16]$$

2.5 Επιφανειακό στρώμα ανάμιξης, θερμοκλινές και εποχιακές μεταβολές

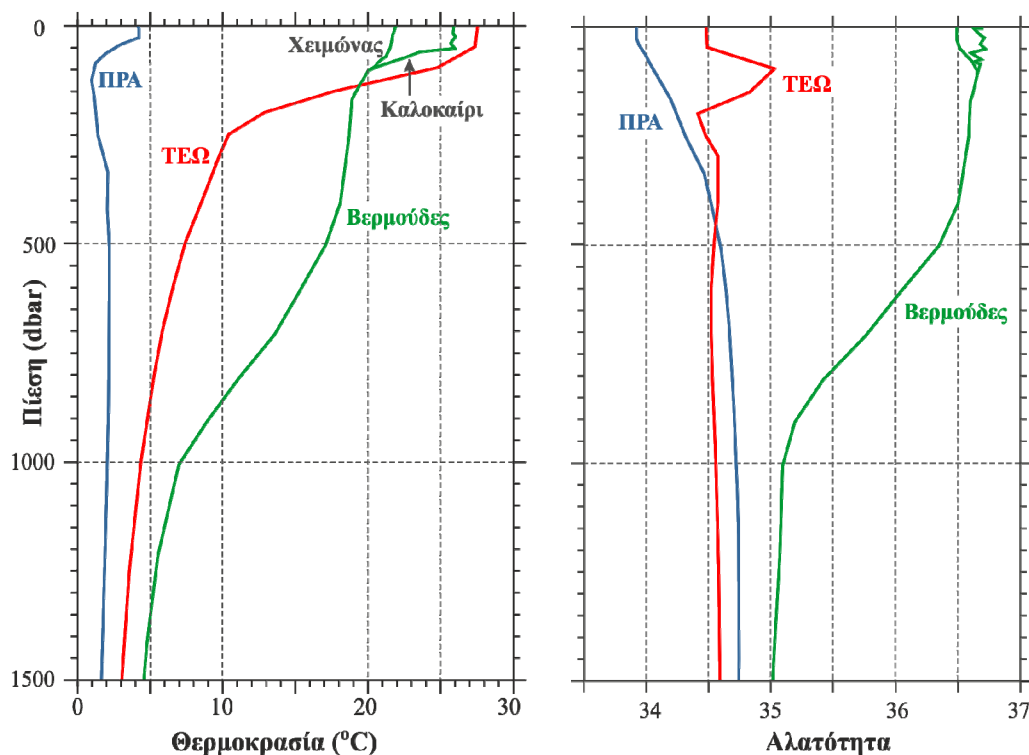
Το επιφανειακό στρώμα του θαλάσσιου ωκεανού είναι αυτό με τη μεγαλύτερη εποχική μεταβλητότητα, καθώς, επειδή βρίσκεται σε επαφή με την ατμόσφαιρα, είναι αυτό που δέχεται πρώτιστα τις επιδράσεις της ηλιακής ακτινοβολίας και των θερμικών ροών, των κατακρημνίσεων και του ανέμου. Έτσι, η απόκριση του θαλάσσιου περιβάλλοντος στους ατμοσφαιρικούς παράγοντες που προκαλούν μεταβολές στα φυσικά χαρακτηριστικά του θαλασσίου νερού είναι εντονότερη στην επιφάνεια και σταδιακά οι μεταβολές αυτές μεταφέρο-

νται σε μεγαλύτερα βάθη. Ο ρόλος του ανέμου είναι ιδιαίτερα σημαντικός, καθώς προκαλεί ανάμιξη των επιφανειακών νερών, οδηγώντας τελικά στη διαμόρφωση ενός λεπτού, καλά αναμεμιγμένου στρώματος, με ομογενή φυσικά χαρακτηριστικά. Το στρώμα αυτό ονομάζεται το **επιφανειακό στρώμα ανάμιξης (surface mixed layer)**. Το πάχος του ποικίλει και είναι της τάξης μερικών μέτρων έως και 200m για τις τροπικές ζώνες και τις περιοχές μέσου γεωγραφικού πλάτους. Το βάθος και η θερμοκρασία του στρώματος ανάμιξης μεταβάλλεται εποχιακά, αποκρινόμενο κυρίως σε 2 διεργασίες (Stewart, 2008):

1. Ροές θερμότητας και ακτινοβολίας δια μέσου της ελεύθερης επιφάνειας θερμαίνουν και ψύχουν τα επιφανειακά νερά, προκαλώντας αντίστοιχες μεταβολές στη διαφορά πυκνότητας μεταξύ του επιφανειακού στρώματος ανάμιξης και των υποκείμενων στρωμάτων. Όσο μεγαλύτερη είναι η διαφορά αυτή, τόσο μικρότερη είναι και η προς τα κάτω ανάμιξη (αύξηση της σταθερότητας της στρωμάτωσης) και το αντίστροφο.
2. Η τύρβη στο στρώμα ανάμιξης διαχέει τη θερμότητα προς τα κάτω. Η τύρβη εξαρτάται από το κυματικό κλίμα και την ταχύτητα του ανέμου και προκαλεί ανάμιξη εντός του επιφανειακού στρώματος, αλλά και ανάμιξη του με το υποκείμενο στρώμα.

Κάτω από το επιφανειακό στρώμα ανάμιξης εκτείνεται μια ζώνη μεταβολής των φυσικών χαρακτηριστικών και κυρίως της θερμοκρασίας, η οποία ονομάζεται ζώνη **θερμοκλινοῦς (thermocline)**. Καθώς οι μεταβολές της θερμοκρασίας επηρεάζουν τις τιμές της πυκνότητας, η ζώνη του θερμοκλινοῦς αντιστοιχεί με περιοχή αύξησης της πυκνότητας, η οποία ονομάζεται **πυκνοκλινοῦς (pycnocline)**. Σε πλήρη αντιστοιχία, σε περιπτώσεις κατακόρυφης μεταβολής της αλατότητας στη στήλη του νερού (όπως π.χ. κοντά σε εκβολές ποταμών) εντοπίζεται η ζώνη του **αλοκλινοῦς (halocline)**.

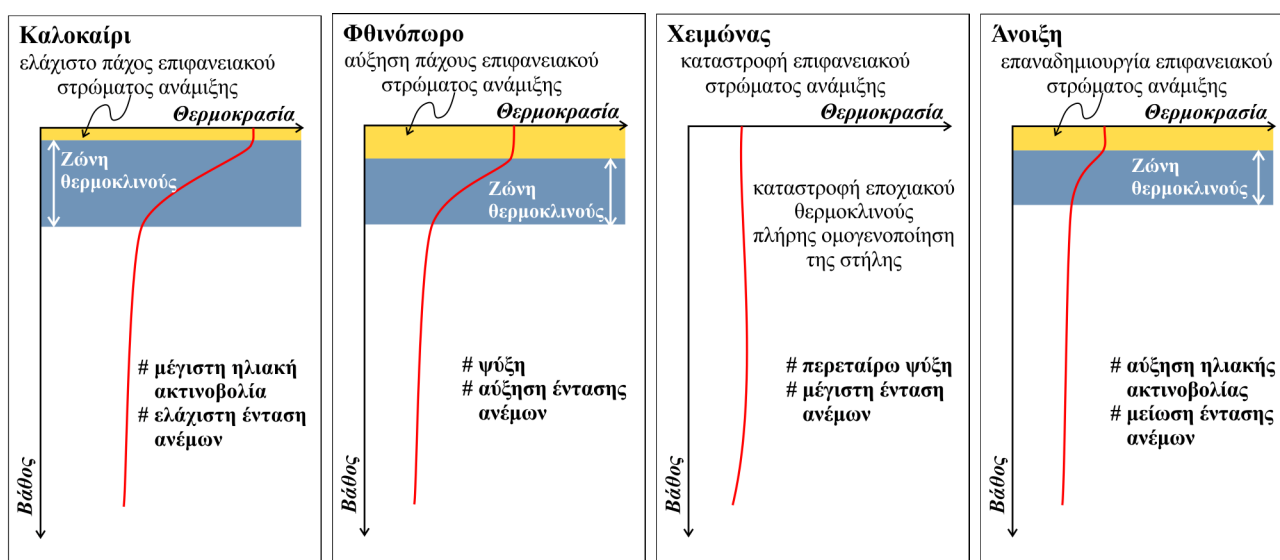
Στον παγκόσμιο ωκεανό διακρίνονται δύο τύποι θερμοκλινοῦς: (α) το **εποχιακό θερμοκλινοῦς (seasonal thermocline)**, που παρουσιάζει εποχιακή μεταβλητότητα και συναντάται σε μικρά βάθη, και (β) το **μόνιμο θερμοκλινοῦς (permanent thermocline)**, το οποίο εκτείνεται κάτω από το εποχιακό μέχρι και βάθη της τάξης των 1.5-2km (Σχήμα 2.3).



Σχήμα 2.3 Τυπική κατανομή θερμοκρασίας και αλατότητας στον ανώτερο ωκεανό. Οι συντομογραφίες έχουν ως εξής: ΠΡΑ: Περιπολικό Ρεύμα Ανταρκτικής (Antarctic Circumpolar Current) κατά τη χειμερινή περίοδο, ΤΕΩ: Τροπικός Ειρηνικός Ωκεανός κατά τη χειμερινή περίοδο.

Η μεταβολή του εποχιακού θερμοκλινούς (για μέσα γεωγραφικά πλάτη) κατά τον ετήσιο κύκλο έχει ως εξής (Σχήμα 2.4):

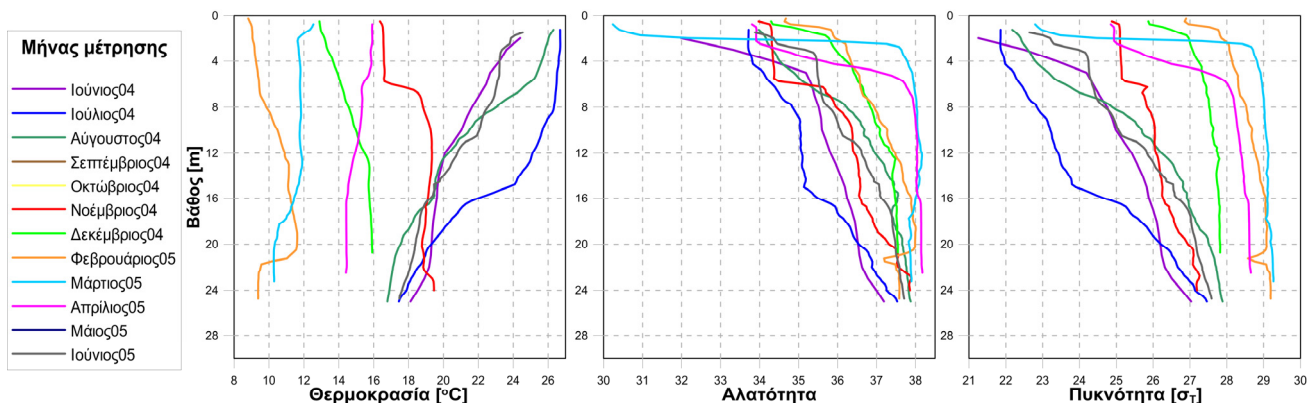
- Κατά το καλοκαίρι, και ιδιαίτερα κατά το τέλος του, το πάχος του στρώματος ανάμιξης είναι ελάχιστο υπό την επίδραση ασθενών ανέμων και αυξημένης ηλιακής ακτινοβολίας, ενώ η ζώνη του θερμοκλινούς επίσης μειοδοποιείται.
- Κατά το φθινόπωρο η αύξηση της έντασης των ανέμων προκαλεί ανάμιξη και διάχυση της θερμότητας σε βαθύτερα στρώματα, προκαλώντας, έτσι, διεύρυνση του πάχους του στρώματος ανάμιξης, παράλληλη μείωση του θερμοκλινούς και μεταφορά του σε μεγαλύτερα βάθη.
- Κατά τη χειμερινή περίοδο σημαντικό μέρος της θερμότητας ανταλλάσσεται με την ψυχρότερη ατμόσφαιρα, ενώ το πάχος του στρώματος ανάμιξης συνεχίζει να αυξάνει για να γίνει μέγιστο κατά το τέλος του χειμώνα (καταστροφή στρωμάτωσης και πλήρης ομογενοποίηση της στήλης).
- Τέλος, κατά την άνοιξη υπάρχει εξασθένηση των ανέμων και αύξηση της ηλιακής ακτινοβολίας, που οδηγούν σε νέα δημιουργία επιφανειακού στρώματος ανάμιξης και διαμόρφωση ζώνης θερμοκλινούς.



Σχήμα 2.4 Μεταβολή εποχιακού θερμοκλινούς κατά τον εποχιακό κύκλο.

Ωστόσο, σε παράκτιες περιοχές μικρού βάθους η εποχιακή μεταβολή μπορεί να απέχει από αυτόν το γενικό κανόνα, ιδιαίτερα εάν υπάρχει σημαντική επίδραση υφάλμυρων νερών. Στο σχήμα 2.5 παρουσιάζονται τα προφίλ θερμοκρασίας, αλατότητας και πυκνότητας στις εκβολές του Αλιάκμονα (Θερμαϊκός Κόλπος, ΒΔ Αιγαίο), όπως αυτά μετρήθηκαν μεταξύ Ιουνίου του 2004 και Ιουνίου του 2005 (ΕΛΚΕΘΕ, 2004). Παρατηρούμε αρχικά ότι η στήλη είναι στρωματομένη καθ' όλο το διάστημα του έτους, κυρίως λόγω της σημαντικής παρουσίας υφάλμυρων νερών (μείωση επιφανειακής αλατότητας). Έτσι, ακόμα και κατά το Φεβρουάριο (ψυχρότερος μήνας του έτους), παρότι η δομή της θερμοκρασίας είναι σχετικά ομογενής, η επιφανειακή (<2m) πυκνότητα είναι μειωμένη λόγω της εισροής νερών χαμηλής αλατότητας, συνεπώς και μικρότερης πυκνότητας. Αντίστοιχα, κατά το Νοέμβριο η κατανομή της θερμοκρασίας είναι αντεστραμμένη, με ψυχρότερα νερά (16.5°C) στο επιφανειακό στρώμα ανάμιξης (0-5m) σε σχέση με αυτά που εντοπίζονται στην υποκείμενη ζώνη του θερμοκλινούς (μεταξύ 16.5 και 19°C). Η μείωση της επιφανειακής θερμοκρασίας οφείλεται στην ανάμιξή τους με ψυχρότερα, υφάλμυρα νερά του Αλιάκμονα, όπως φαίνεται στην αντίστοιχη κατανομή αλατότητας (το επιφανειακό στρώμα μικρότερης αλατότητας εκτείνεται και αυτό έως το βάθος των 5m). Η ισχυρότερη ψύξη των νερών του ποταμού σε σχέση με το θαλασσινό νερό οφείλεται στα πολύ μικρά βάθη του ποταμού που ευνοούν ταχύτερες ανταλλαγές θερμότητας με την ατμόσφαιρα. Συμπερασματικά, είναι σημαντικό να γίνει κατανοητό ότι η εποχική διακύμανση του θερμοκλινούς (και συνεπώς της στρωμάτωσης της στήλης) είναι μεν αυτή που προαναφέρθηκε, αλλά οι τοπικές εισροές μαζών νερού και η συνεπαγόμενη ανάμιξη δια-

φορετικών υδάτινων τύπων, φαινόμενο ιδιαίτερα συχνό σε παράκτια νερά, μπορούν να οδηγήσουν σε αποκλίσεις από τους γενικούς κανόνες.



Σχήμα 2.5 Μετρήσεις θερμοκρασίας, αλατότητας και πυκνότητας νότια των εκβολών του Αλιάκμονα κατά το διάστημα 06/2004 έως 06/2005.

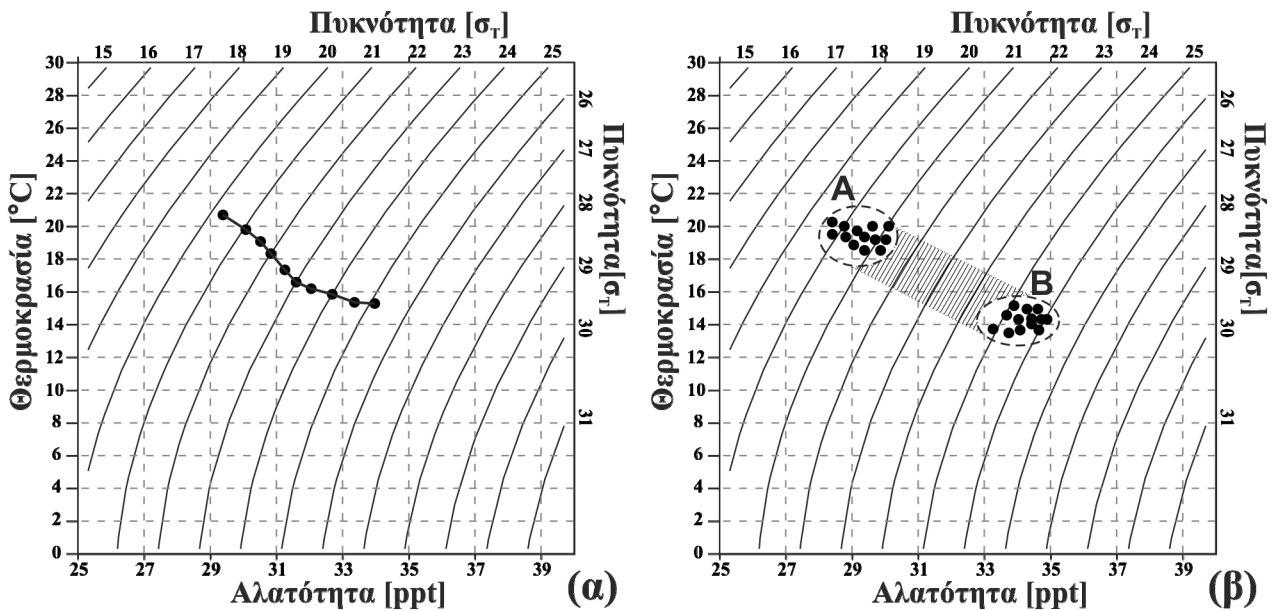
2.6 Διαγράμματα T-S και τύποι θαλασσιών μαζών

Ένα σημαντικό εργαλείο της φυσικής ωκεανογραφίας είναι το **διάγραμμα T-S** (Σχήμα 2.6) που συνδέει τις 3 βασικές παραμέτρους του θαλασσινού νερού: Θερμοκρασία (T), Αλατότητα (S) και Πυκνότητα (ρ). Οι τιμές αλατότητας βρίσκονται στον κάτω οριζόντιο άξονα· 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· 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 θερμοαλατικών 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 στο σχήμα 2.6α. Όσο πιο κάθετα τέμνει η καμπύλη αυτή τις ισόπυκνες, τόσο πιο ευσταθής είναι η υδάτινη στήλη. Εάν μια καμπύλη T-S τμήσει 2 φορές την ίδια ισόπυκνη, τότε έχουμε ασταθή στήλη, αφού πρακτικά αυτό σημαίνει ότι πυκνότερο νερό βρίσκεται πάνω από νερό χαμηλότερης πυκνότητας. Κάτι τέτοιο είναι δύσκολο να μετρηθεί στη φύση, καθώς, όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, τέτοια φαινόμενα είναι ιδιαίτερα δυναμικά και μικρής διάρκειας (έχουμε άμεση ανάμιξη). Σημειώνεται ότι σε μια καμπύλη T-S της υδάτινης στήλης και θεωρώντας ότι υπάρχει ευστάθεια μπορούμε να εντοπίσουμε το επιφανειακό και το πυθμενικό νερό από τις τιμές της πυκνότητας: οι ελάχιστες πυκνότητες εντοπίζονται στην πάνω-αριστερά γωνία του διαγράμματος T-S και οι μέγιστες στην κάτω-δεξιά (αύξηση πυκνότητας από αριστερά προς τα δεξιά). Έτσι, στο σχήμα 2.6α το επιφανειακό νερό αντιστοιχεί στο αριστερό άκρο της καμπύλης ($\sigma_T \sim 20$) και το πυθμενικό νερό στο δεξιό άκρο της ($\sigma_T \sim 25$).

Αντίστοιχα, αν τοποθετήσουμε σε ένα γράφημα T-S τα ζεύγη τιμών θερμοαλατικών 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 για την ύπαρξη ή όχι διαφορετικών θαλασσιών μαζών στην υπό εξέταση περιοχή. Όσο πιο συγκεντρωμένα είναι τα σημεία στο γράφημα, τόσο πιο ομοιογενής 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 στο σχήμα 2.6β. Παρατηρούμε ότι αναγνωρίζονται εύκολα 2 διαφορετικές υδάτινες μάζες A και B. Η ενδιάμεση περιοχή μεταξύ των περιοχών A και B (διαγραμμισμένη περιοχή στο σχήμα 2.6β) είναι η ενδιάμεση περιοχή ανάμιξης, δηλαδή η περιοχή που θα προκύψει από την ανάμιξη των 2 θαλασσιών μαζών A και B. Πιο συγκεκριμένα, 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.



Σχήμα 2.6 Το διάγραμμα T-S: απλοποιητική απόδοση της αποτύπωσης της καμπύλης T-S ενός σταθμού (α) και της αναγνώρισης διαφορετικών υδάτινων τύπων με τη χρήση του γραφήματος (β).

2.7 Ήχος στη θάλασσα

2.7.1 Ταχύτητα διάδοσης ήχου στη θάλασσα

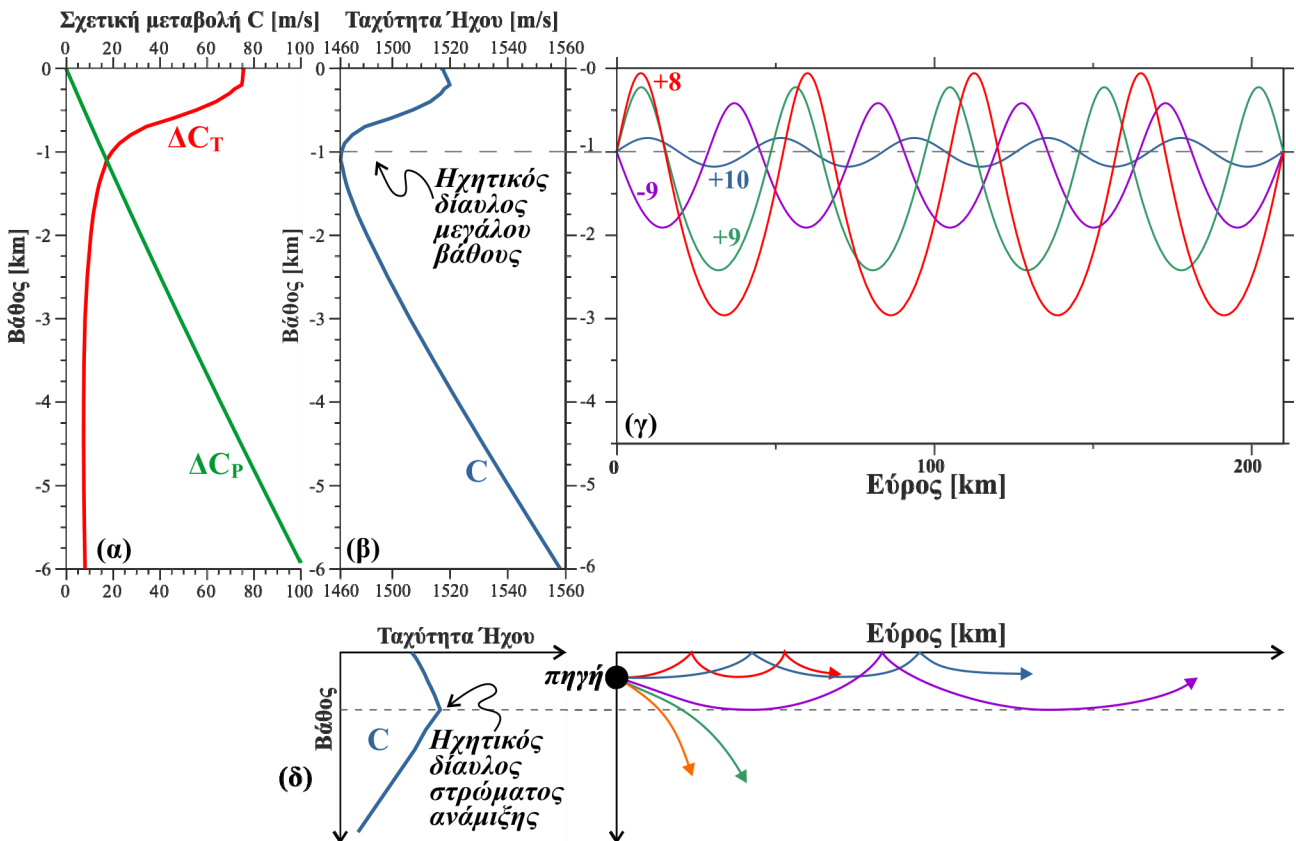
Η ταχύτητα με την οποία διαδίδεται ο ήχος στη θάλασσα εξαρτάται από τη θερμοκρασία, την αλατότητα και την πυκνότητα του θαλασσινού νερού. Πιο συγκεκριμένα, η ταχύτητα του ήχου C [m/s] μπορεί να υπολογιστεί από τις τιμές της θερμοκρασίας T [°C], της αλατότητας S [ppt] και του βάθους Z [m] από την εμπειρική σχέση (αντίστοιχη της εξ. [2.9]):

$$C = 1448.96 + 4.591 \cdot T - 0.05304 \cdot T^2 + 0.0002374 \cdot T^3 + (1.34 - 0.01025 \cdot T) \cdot (S - 35) + 0.016 \cdot Z + 1.675 \cdot 10^{-7} \cdot Z^2 - 7.139 \cdot 10^{-13} \cdot Z^3 \quad [2.17]$$

Τυπικά, οι τιμές της ταχύτητας του ήχου είναι μεταξύ 1450 και 1550m/s (Σχήμα 2.7β). Μεταξύ των τριών παραμέτρων που καθορίζουν τις τιμές της ταχύτητας του ήχου, οι δύο κύριες είναι η θερμοκρασία και το βάθος, ενώ η αλατότητα επηρεάζει λιγότερο τη διάδοση του ήχου στο θαλάσσιο χώρο. Ενδεικτικά αναφέρεται ότι αύξηση της θερμοκρασίας κατά 10°C προκαλεί αύξηση της ταχύτητας διάδοσης του ήχου κατά 40m/s, αύξηση του βάθους κατά 1000m προκαλεί αύξηση της ταχύτητας διάδοσης του ήχου κατά 16m/s, ενώ αύξηση της αλατότητας κατά 1 αυξάνει την ταχύτητα διάδοσης του ήχου μόλις κατά 1.5m/s (Stewart, 2008). Όπως φαίνεται και από τους 3 τελευταίους όρους της παραπάνω εξίσωσης, η αύξηση του βάθους προκαλεί σχεδόν γραμμική αύξηση της ταχύτητας του ήχου (~16m/s/km, Σχήμα 2.7β). Από την άλλη, η εποχιακή μεταβλητότητα της θερμοκρασίας, που είναι σημαντική πάνω από τη ζώνη του μόνιμου θερμοκλινούς στον παγκόσμιο ωκεανό, έχει ως συνέπεια η θερμοκρασία να είναι καθοριστικός παράγοντας για την ταχύτητα του ήχου στα επιφανειακά στρώματα (πάνω από το μόνιμο θερμοκλινές), όπου έχει αυξητική συμμετοχή (Σχήμα 2.7α). Αντίθετα, στα βαθύτερα στρώματα η μείωση της θερμοκρασίας τείνει να μειώσει την ταχύτητα διάδοσης του ήχου, έχοντας, συνεπώς, αντίθετη επίδραση σε σχέση με αυτήν του βάθους, που τείνει να αυξήσει την ταχύτητα C (Σχήμα 2.7α).

Αποτέλεσμα των επιδράσεων αυτών είναι η διαμόρφωση του προφίλ της ταχύτητας του ήχου, με το βάθος να παρουσιάζει ένα τοπικό ελάχιστο σε βάθος 1000 περίπου μέτρων και ένα τοπικό μέγιστο στο βάθος περίπου του επιφανειακού στρώματος ανάμιξης (στην περίπτωση που αυτό υπάρχει στη στήλη του νερού, βλ.

Κεφ. 2.2). Το βάθος στο οποίο ελαχιστοποιείται η ταχύτητα του ήχου λέγεται **ηχητικός διάυλος μεγάλου βάθους** (*deep sound channel*), που συχνά αναφέρεται και ως **SOFAR** (*Sound Fixing and Ranging*). Αντίστοιχα, στην περίπτωση που στη στήλη υπάρχει διαμορφωμένο εποχιακό θερμοκλινές, το βάθος στο οποίο μεγιστοποιείται η ταχύτητα (βάθος που συμπίπτει με το επίπεδο του εποχιακού θερμοκλινούς) ονομάζεται **ηχητικός διάυλος στρώματος ανάμιξης** (*mixed-layer sound channel*).



Σχήμα 2.7 Συμμετοχή θερμοκρασίας και πίεσης (ΔC_T και ΔC_P) στη μεταβολή της ταχύτητας του ήχου με το βάθος (α), τυπική κατανομή της ταχύτητας του ήχου (C) με το βάθος (β), μονοπάτια διάδοσης ηχητικών κυμάτων στον ωκεανό για μια πηγή κοντά στον άξονα του ηχητικού διαύλου μεγάλου βάθους (γ) και μονοπάτια διάδοσης ηχητικών κυμάτων στον ωκεανό για μια πηγή κοντά στον άξονα του ηχητικού διαύλου στρώματος ανάμιξης (δ).

Ο **ηχητικός διάυλος μεγάλου βάθους** εμφανίζεται σε όλα τα γεωγραφικά πλάτη (σε υψηλά γεωγραφικά πλάτη το βάθος αυτό φτάνει κοντά στην επιφάνεια, ενώ μεγιστοποιείται, φτάνοντας και τα 2km κοντά στον ισημερινό) και είναι σημαντικός, καθώς προκαλεί εγκλωβισμό της ηχητικής ενέργειας που έχει ως συνέπεια ο ήχος να διαδίδεται στο εσωτερικό του σε πολύ μεγάλες αποστάσεις (Apel, 1987· Medwin and Clay, 1997). Παγιδεύει τον ήχο, γιατί προκαλεί ανάκλαση των ηχητικών κυμάτων: κύματα εντός του διαύλου που διαδίδονται προς τα πάνω (με μικρές κλίσεις ως προς την οριζόντια διεύθυνση) ανακλώνται προς τα κάτω, ενώ αντίθετα κύματα που διαδίδονται προς τα κάτω ανακλώνται προς τα πάνω (Σχήμα 2.7γ).

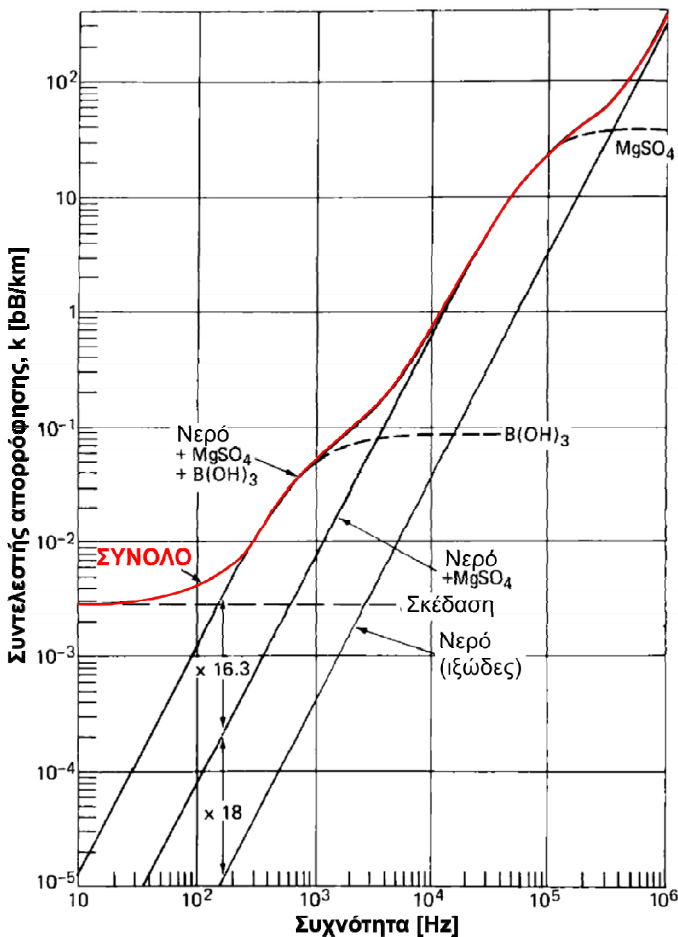
Ο **ηχητικός διάυλος στρώματος ανάμιξης** είναι σημαντικός για τη λειτουργία ηχοβολιστικών συσκευών (*sonar*) πλοίων και προκαλεί παγίδευση των ηχητικών σημάτων μεγάλης συχνότητας. Έτσι, μικρού μήκους ηχητικά κύματα ανακλώνται στην επιφάνεια και κινούνται εντός του επιφανειακού διαύλου, ενώ σε χαμηλές συχνότητες τα κύματα δεν παγιδεύονται στο διάυλο, αφού το μήκος κύματός τους είναι μεγαλύτερο από αυτό που μπορεί να εγκλωβιστεί στο εσωτερικό του διαύλου (Σχήμα 2.7δ). Το μέγιστο μήκος κύματος (λ_{\max}) που μπορεί να παγιδευτεί σ' αυτόν τον ηχητικό διάυλο εξαρτάται από το πάχος του επιφανειακού στρώματος ανάμιξης (d_{ml}) από τη σχέση (Caruthers, 1977): $\lambda_{\max} = 8.5 \cdot 10^{-3} \cdot d_{ml}^{1.5}$. Για παράδειγμα, στην περίπτωση που το επιφανειακό στρώμα ανάμιξης είναι 30m, το μέγιστο μήκος κύματος προκύπτει ίσο με 1.4m, που αντιστοιχεί σε μια συχνότητα περίπου 1kHz.

2.7.2 Θαλάσσια ακουστική – εφαρμογές του ήχου στο θαλάσσιο περιβάλλον

Η υποθαλάσσια ακουστική αφορά ηχητικά σήματα με συχνότητες μεταξύ 1Hz και 1MHz (Beer, 1996). Τα ηχητικά κύματα απορροφούνται με διαφορετικό ρυθμό στο θαλάσσιο περιβάλλον ανάλογα με τη συχνότητά τους, με τα υψίσυχνα κύματα να παρουσιάζουν μεγαλύτερη απορρόφηση. Έτσι, η ένταση του ηχητικού σήματος I [dB] μεταβάλλεται με την απόσταση x από την πηγή βάσει εκθετικών εξισώσεων της μορφής:

$$I = I_0 \cdot \exp(-k \cdot x) \quad [2.18]$$

όπου I_0 είναι η αρχική ένταση και k ο συντελεστής απορρόφησης, ο οποίος εξαρτάται κυρίως από τη συχνότητα του ήχου. Τυπικές τιμές του συντελεστή είναι 0.08 dB/km στα 1000 Hz και 50 dB/km στα 100,000 Hz. Εκτός, όμως, από τη συχνότητα του ήχου, ο συντελεστής k εξαρτάται και από: (1) τη σκέδαση όγκου λόγω ανομοιογενειών, (2) την απορρόφηση από βορικό οξύ $B(OH)_3$, (3) την απορρόφηση από θειικό μαγνήσιο $MgSO_4$ και (4) την απορρόφηση λόγω μοριακού ιξώδους (Apel, 1987). Η επίδραση του συνόλου των παραμέτρων αυτών στο συντελεστή απορρόφησης του ήχου k δίνεται στο παρακάτω γράφημα (Σχήμα 2.8).



Σχήμα 2.8 Μεταβολή του συντελεστή απορρόφησης ήχου k συναρτήσει της συχνότητας του ήχου και των παραμέτρων σκέδασης και απορρόφησης. [πηγή: Apel, 1987]

Άλλη σημαντική ιδιότητα του ήχου, η οποία βρίσκει σημαντικές εφαρμογές στην ωκεανογραφία, είναι η **ανάκλαση** του (*reflection*) σε μικρότερα ή μεγαλύτερα σώματα, όπως αιωρούμενα σωματίδια, κοπάδια ψαριών, υποβρύχια ή και σε επιφάνειες, όπως ο θαλάσσιος πυθμένας. Έτσι, η βασική ιδέα του **ηχοεντοπισμού** (*sonar detection*) είναι η εκπομπή ενός ηχητικού σήματος από έναν πομπό και η ανάλυση του ηχητικού σήματος που φτάνει στο δέκτη μετά την ανάκλαση. Ανάλογα με το είδος της επιφάνειας, η ανακλαστικότητα (συνεπώς και η ένταση του σήματος στο δέκτη) είναι διαφορετική και με τον τρόπο αυτό είναι δυνατή η αναγνώριση του

είδους της επιφάνειας. Για παράδειγμα, ένας αμμώδης πυθμένας προκαλεί εντονότερη ανάκλαση από έναν ιλυώδη πυθμένα, στον οποίο τα ηχητικά κύματα απορροφούνται μέχρι κάποιο βάθος, ενώ ελάχιστη απορρόφηση (και μέγιστη ανάκλαση) προκαλείται σε βραχώδεις επιφάνειες. Παράλληλα, η ίδια η συχνότητα του εκπεμπόμενου σήματος καθορίζει το επίπεδο ανάκλασης σε συνδυασμό με όσα προαναφέρθηκαν για την απορρόφηση του ήχου. Έτσι, ανάλογα με τη χρήση, ένα εργαλείο ηχοεντοπισμού (*echo-sounder*) λειτουργεί σε διαφορετικές συχνότητες: υψηλές συχνότητες (και άρα υψηλή απορρόφηση του ήχου) χρησιμοποιούνται σε βυθόμετρα για τον εντοπισμό κοπαδιών ψαριών και για την αναγνώριση του επιφανειακού στρώματος του θαλάσσιου πυθμένα σε ρηγά νερά, ενώ χαμηλές συχνότητες (και άρα μικρή απορρόφηση του ήχου) χρησιμοποιούνται για την έρευνα σε μεγάλα βάθη και στη θαλάσσια γεωλογία για τον εντοπισμό υποθαλάσσιων γεωλογικών δομών (όπως π.χ. στην έρευνα υποθαλάσσιων κοιτασμάτων πετρελαίου). Τέλος, σημειώνεται ότι θαλάσσια κητώδη, όπως το δελφίνι και κάποια είδη φάλαινας, χρησιμοποιούν βιολογικό ηχοεντοπισμό (*biosonar*) για την αναγνώριση αντικειμένων του θαλάσσιου χώρου που τα περιβάλλει.

2.8 Μετρήσεις φυσικών παραμέτρων θαλάσσιου νερού

Στο παρόν υποκεφάλαιο παρουσιάζονται τα κύρια ωκεανογραφικά όργανα εκτέλεσης μετρήσεων πεδίου (*field measurements*) για τις θερμοαλατικές παραμέτρους του νερού. Με την εξέλιξη της δορυφορικής ωκεανογραφίας η μέτρηση των παραμέτρων αυτών γίνεται και με τη χρήση υψηλής ανάλυσης δορυφορικών δεδομένων. Τέτοιου τύπου μετρήσεις αναλύονται στο υποκεφάλαιο 2.8.5, ενώ στο υποκεφάλαιο 2.8.6 παρουσιάζονται οι βασικές μέθοδοι απεικόνισης ωκεανογραφικών μετρήσεων.

2.8.1 Μέτρηση θερμοκρασίας

Η θερμοκρασία του θαλάσσιου νερού μπορεί να μετρηθεί με τη χρήση διαφόρων τύπων θερμομέτρων:

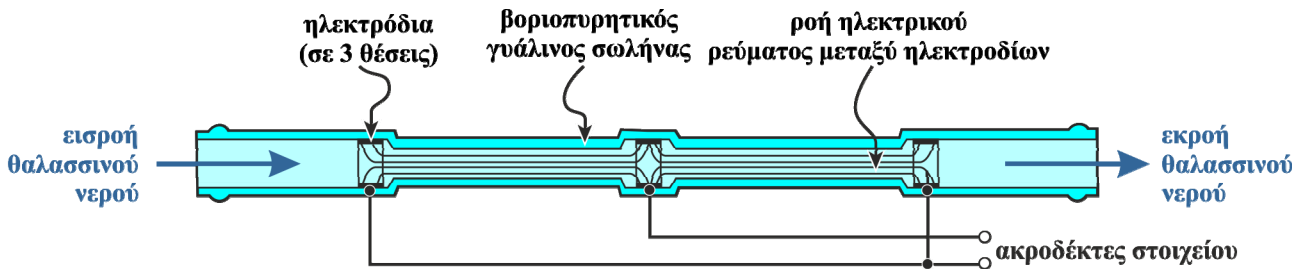
- **Θερμόμετρο υδραργύρου (*Mercury Thermometer*):** Είναι το ευρύτερα διαδεδομένο μη ηλεκτρονικό θερμόμετρο με μέγιστη ακρίβεια $\pm 0.001^{\circ}\text{C}$. Ειδική υποκατηγορία, κατάλληλη για χρήση σε μεγάλα βάθη, είναι το θερμόμετρο αντιστροφής (*reversing thermometer*). Χρησιμοποιείται συχνά και ενσωματωμένο σε δειγματολήπτες νερού για τον προσδιορισμό της θερμοκρασίας νερού σε μη επιφανειακά νερά.
- **Θερμόμετρο με αντίσταση λευκόχρυσου (*Platinum Resistance Thermometer*):** Αποτελεί το πρότυπο μέτρησης της θερμοκρασίας και χρησιμοποιείται συνήθως εργαστηριακά για τη βαθμονόμηση άλλων οργάνων μέτρησης της θερμοκρασίας.
- **Ηλεκτρονικό θερμόμετρο (*Thermistor*):** Πρόκειται για ημιαγωγό με αντίσταση, η οποία μεταβάλλεται ταχέως και προβλέψιμα με τη θερμοκρασία. Έχει μέγιστη ακρίβεια $\pm 0.001^{\circ}\text{C}$ και έχει χρησιμοποιηθεί ευρέως για μέτρηση θερμοκρασίας από σκάφη και ως μέρος μόνιμου μετρητικού σταθμού (*buoy*) από το 1970.

Τέλος, **καλώδια αισθητήρων θερμοκρασίας (*thermistor chains/cables*)** χρησιμοποιούνται συχνά σε πλωτούς μετρητικούς σταθμούς. Τα καλώδια αυτά είναι μεταβλητού μήκους, εσωτερικά φέρουν αισθητήρες θερμοκρασίας ανά ορισμένο βήμα μήκους (π.χ. ανά 10m) και μπορούν να εκτελέσουν συνεχείς μετρήσεις θερμοκρασίας σε διάφορα βάθη της στήλης του νερού.

2.8.2 Μέτρηση αλατότητας

Η κύρια μέθοδος προσδιορισμού της αλατότητας είναι έμμεση και βασίζεται στη μέτρηση της αγωγιμότητας του θαλασσινού νερού. Αυτό γίνεται με τη χρήση **αγωγιμόμετρων (*conductivity meters/cells*)**, που αποτελούνται από ηλεκτρόδια τοποθετημένα εντός γυάλινου, μη αγωγίμου, σωλήνα (Σχήμα 2.9). Το όργανο μετράει ουσιαστικά το ηλεκτρικό ρεύμα που περνάει από το σωλήνα, όταν υπάρχει γνωστή τάση μεταξύ των ηλεκτροδίων. Καθώς το ηλεκτρικό ρεύμα εξαρτάται από την αγωγιμότητα, την τάση και τον όγκο νερού που παρεμβάλλεται μεταξύ των ηλεκτροδίων, είναι δυνατή, τελικά, η μετατροπή της μετρούμενης έντασης ρεύματος σε αγωγιμότητα (η χρήση του γυάλινου σωλήνα εξασφαλίζει ότι ο όγκος ελέγχου είναι αυστηρά προσδιο-

ρισμένος και ότι το ρεύμα είναι ανεξάρτητο από άλλα αντικείμενα κοντά στον αισθητήρα αγωγιμότητας). Η μέγιστη ακρίβεια μέτρησης της αλατότητας από ένα αγωγιμόμετρο είναι της τάξης των ± 0.005 .



Σχήμα 2.9 Βασική διάταξη ενός στοιχείου μέτρησης αγωγιμότητας.

Η μετατροπή της αγωγιμότητας σε αλατότητα (S) γίνεται από τη σχέση (Bennet, 1976):

$$\begin{aligned}
 S &= 0.008 - 0.1692R_t^{0.5} + 25.3851R_t + 14.0941R_t^{1.5} - 7.0261R_t^2 + 2.7081R_t^{2.5} \\
 &+ \left[\frac{T-15}{T+0.0162(T-15)} \right] \cdot (5 \cdot 10^{-4} - 5.6 \cdot 10^{-3}R_t^{0.5} - 6.6 \cdot 10^{-3}R_t - 3.75 \cdot 10^{-2}R_t^{1.5} \\
 &+ 6.36 \cdot 10^{-2}R_t^2 - 1.44 \cdot 10^{-2}R_t^{2.5}) \\
 \text{όπου } \left\{ \begin{aligned} R_t &= \frac{C(\text{sample at } T)}{C(\text{KCl solution at } T)} \\ C(\text{KCl solution at } T) \left[\frac{\mu\text{S}}{\text{cm}} \right] &= -0.0267243 \cdot T^3 + 4.6636947 \cdot T^2 \\ &+ 861.3027640 \cdot T + 29035.1640851 \end{aligned} \right. \quad [2.19]
 \end{aligned}$$

Στην παραπάνω σχέση $C(\text{sample at } T)$ είναι η μετρούμενη αγωγιμότητα και $C(\text{KCl solution at } T)$ είναι η αγωγιμότητα τυπικού διαλύματος χλωριούχου καλίου (KCl) στη θερμοκρασία του δείγματος (T).

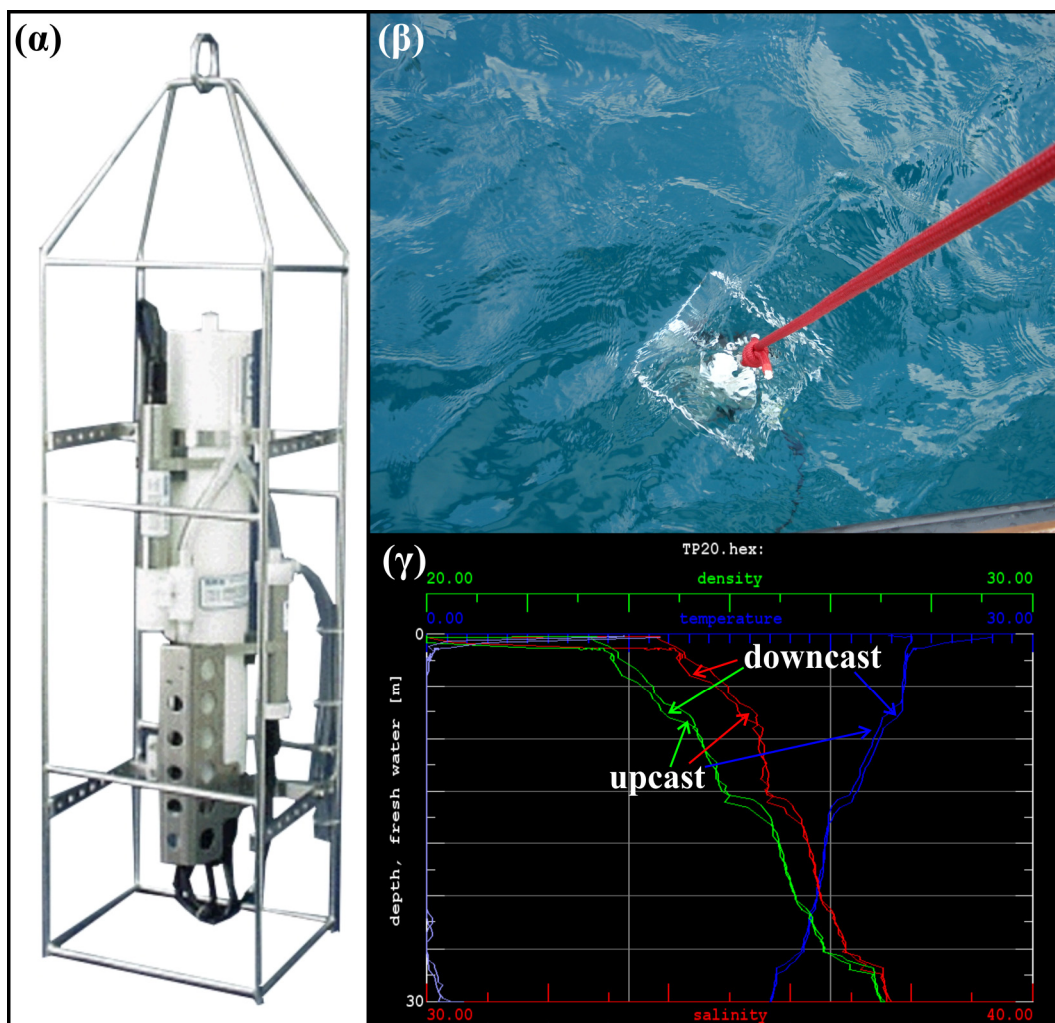
2.8.3 Μέτρηση πίεσης

Η μέτρηση της πίεσης στο θαλάσσιο περιβάλλον μπορεί να γίνει με τα εξής όργανα/αισθητήρες:

- **Ηλεκτρικός αισθητήρας πίεσης (*Electrical strain gauge pressure transducer*):** είναι από τα απλούστερα, φθηνότερα και ευρύτερα διαδεδομένα όργανα. Εκμεταλλεύεται τη μεταβολή της ηλεκτρικής αντίστασης των μετάλλων με τη μηχανική τάση. Η μέση ακρίβειά του είναι της τάξης του $\pm 0.5\%$.
- **Αισθητήρας πίεσης τύπου «Vibratron»:** τέτοιοι αισθητήρες χρησιμοποιούν την πίεση του περιβάλλοντος για να μεταβάλλουν την τάση τεταμένου καλωδίου το οποίο αναγκάζεται σε ηλεκτρομαγνητική ταλάντωση. Η συχνότητα της ταλάντωσης εξαρτάται από την τάση του καλωδίου και, συνεπώς, από την πίεση. Η μέση ακρίβειά της μέτρησης είναι $\pm 0.25\%$.
- **Αισθητήρας πίεσης κρυσταλλικού χαλαζία (*Quartz crystal pressure sensor*):** είναι ένα αντηχείο χαλαζία που αλλάζει τη συχνότητα σε απόκριση προς την πίεση. Είναι ιδιαίτερα ακριβής αισθητήρας, με την ακρίβεια να αυξάνεται σε σταθερές συνθήκες θερμοκρασίας. Η μέση ακρίβειά της μέτρησης φτάνει το $\pm 0.015\%$.

2.8.4 Μέτρηση θερμοκρασίας και αλατότητας με το βάθος

Το πιο διαδεδομένο όργανο μέτρησης θερμοκρασίας και αλατότητας με το βάθος είναι το **αυτογραφικό όργανο CTD (Conductivity, Temperature, Depth)**. Το CTD ή «**θερμοσαλινογράφος**» (Εικόνα 2.2α) είναι ηλεκτρονικό όργανο που καταγράφει σε εσωτερική μνήμη και με τη βοήθεια ενσωματωμένων αισθητήρων (αγωγιμόμετρο, ηλεκτρονικό θερμόμετρο και αισθητήρα πίεσης) την αγωγιμότητα, τη θερμοκρασία και την πίεση του νερού στο βάθος όπου βρίσκεται. Οι καταγραφές της αγωγιμότητας ανάγονται σε τιμές αλατότητας και οι καταγραφές πίεσης σε τιμές βάθους. Οι 3 αισθητήρες αυτοί είναι οι βασικοί και υπάρχουν σε κάθε όργανο CTD. Επιπλέον αυτών ένα τέτοιο όργανο μπορεί να είναι εφοδιασμένο με περισσότερους αισθητήρες που τοποθετούνται περιμετρικά του και με τη βοήθεια των οποίων καταγράφονται οι τιμές άλλων φυσικοχημικών παραμέτρων, όπως διαλυμένο οξυγόνο, pH, συγκέντρωση χλωροφύλλης, ποσοστό αιωρούμενων σωματιδίων κ.ά.



Εικόνα 2.2 Αυτογραφικό όργανο CTD τύπου Seabird-SBE19 (α), η βύθισή του στο νερό (β) και η καταγραφή του προφίλ φυσικών παραμέτρων, όπως δίνεται από το σχετικό λογισμικό του οργάνου, κατά την καθέλκυση (downcast) και την ανέλκυσή (upcast) του (γ).

Το όργανο μπορεί να χρησιμοποιηθεί στο πεδίο με 2 διαφορετικούς τρόπους, ανάλογα με το εάν πρόκειται για εποχιακή μέτρηση σε κάποια θέση ή εάν πρόκειται για μόνιμο μετρητικό σταθμό. Έτσι, στην πρώτη περίπτωση το όργανο ποντίζεται, συνήθως από κάποιο σκάφος, στη θαλάσσια περιοχή ενδιαφέροντος (σταθμός παρακολούθησης) και βυθίζεται, με σταθερό κατά το δυνατό ρυθμό, μέχρι το θαλάσσιο πυθμένα (Εικόνα 2.2β). Στη συνέχεια ανασύρεται και ανακτάται όταν φτάσει στην επιφάνεια. Το CTD λαμβάνει καταγραφές με σταθερό ρυθμό (π.χ. 4 καταγραφές/sec) τόσο κατά την κάθοδο (downcast), όσο και κατά την άνοδο (upcast) του.

Έτσι λαμβάνουμε τελικά 2 καταγραφές των προφίλ της στήλης, μία κατά το downcast και μία κατά το upcast (Εικόνα 2.2γ). Η καλή σύγκλιση των 2 αποτελεί προϋπόθεση για την ποιότητα της μέτρησης, ενώ συνιστάται η τελική χρήση του downcast έναντι του upcast, αφού κατά την κάθοδό του το όργανο συναντά αδιατάρακτη τη στήλη του νερού, ενώ κατά την άνοδό του έχει ήδη προκληθεί τοπική ανάμιξη από το ίδιο το όργανο. Σημειώνεται, επίσης, ότι η συλλογή των δεδομένων μπορεί να γίνει με δύο τρόπους: (α) μετά την ανάκτηση του οργάνου στο σκάφος, με σύνδεσή του σε H/Y και τη χρήση κατάλληλου λογισμικού (*software*) που συνοδεύει το όργανο, ή (β) απευθείας κατά τη μέτρηση, με σύνδεση του οργάνου μέσω ειδικού καλωδίου επαρκούς μήκους (ώστε να φτάνει στον πυθμένα) με φορητό H/Y, μέθοδος που επιτρέπει την άμεση οπτικοποίηση των δεδομένων κατά τη στιγμή της μέτρησης. Τα όργανα CTD συνοδεύονται από κατάλληλο λογισμικό για τη σύνδεση, ανάκτηση, οπτικοποίηση και διόρθωση των μετρήσεων. Στην περίπτωση που το CTD αποτελεί μέρος μόνιμου πλωτού μετρητικού σταθμού (*buoy*), το όργανο τοποθετείται σε συγκεκριμένο βάθος και εκτελεί συνεχή καταγραφή των φυσικοχημικών παραμέτρων στο βάθος αυτό. Επομένως, δεν καταγράφει την κατανομή των παραμέτρων με το βάθος (προφίλ), όπως στην περίπτωση εποχιακής μέτρησης σε σταθμό παρακολούθησης, αλλά τη χρονική εξέλιξη (χρονοσειρά) των τιμών τους.

Ανάλογα με τον τύπο του οργάνου CTD και τον κατασκευαστή του, η μέγιστη ακρίβεια των μετρήσεων είναι της τάξης των $\pm 0.001^{\circ}\text{C}$ για τη θερμοκρασία, ± 0.005 για την αγωγιμότητα, $\pm 0.65\text{dbar}$ για την πίεση και $\pm 0.005\text{kg/m}^3$ για την πυκνότητα. Η καταλληλότητα του κάθε τύπου CTD (SBE19, SBE26 κ.λπ.) καθορίζεται κυρίως από το μέγιστο βάθος (μέγιστη πίεση) χρήσης που συνιστάται από τον κατασκευαστή. Σημειώνεται ότι η ακρίβεια των οργάνων (CTD), όπως και όλων των ωκεανογραφικών οργάνων, εξαρτάται ιδιαίτερα από τη σωστή συντήρησή τους. Η ακρίβεια μπορεί να μειωθεί σημαντικά κατά την παραμονή του οργάνου στο θαλάσσιο περιβάλλον για μεγάλο χρονικό διάστημα, όπως συμβαίνει σε πλωτούς μετρητικούς σταθμούς λόγω βιολογικών εναποθέσεων (*biofouling*), οπότε συνιστάται η περιοδική ανάκτηση του οργάνου για καθαρισμό, έλεγχο και βαθμονόμησή του.

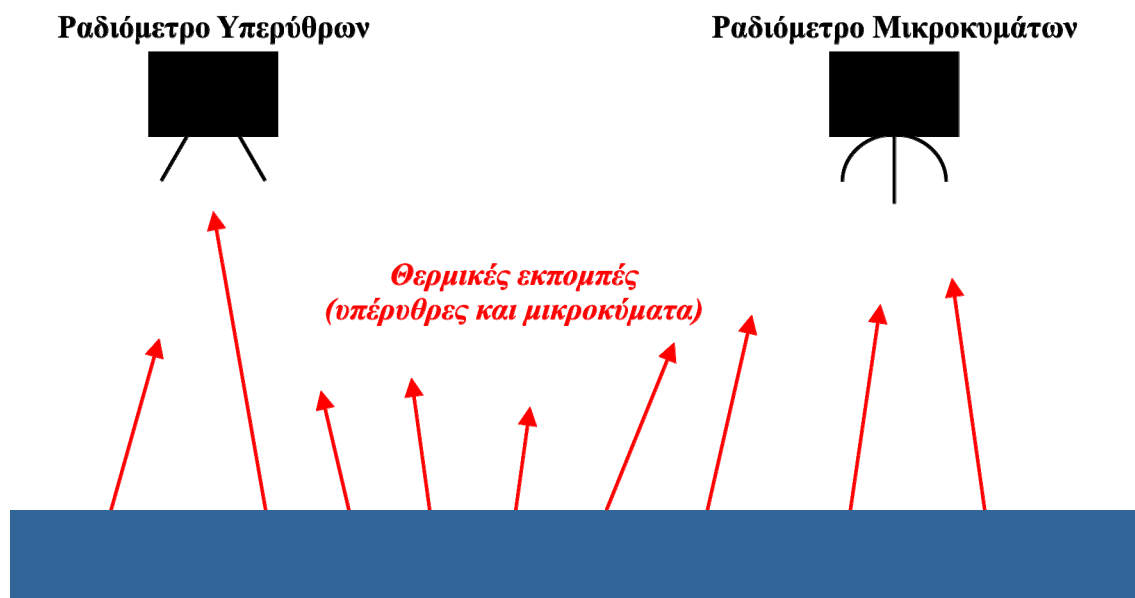
Ο **βαθυθερμογράφος** (*Bathythermograph*: BT) είναι επίσης όργανο συνεχούς καταγραφής της θερμοκρασίας και της πίεσης. Υφίστανται δύο τύποι, ο ανακτήσιμος βαθυθερμογράφος (Recoverable Bathythermograph) και ο **βαθυθερμογράφος μίας χρήσης** (*Expendable Bathythermograph*: XBT). Ο πρώτος, που είναι γνωστός και ως μηχανικός βαθυθερμογράφος (*Mechanical Bathythermograph*: MBT) εκτελεί μετρήσεις θερμοκρασίας με το βάθος, συρόμενος με συρματόσκοινο από σκάφος, και τις καταγράφει σε ειδικά επιστρωμένο γυαλί. Αποτελεί παλιά τεχνολογία και πλέον έχει αντικατασταθεί πλήρως από τον τύπο XBT. Οι βαθυθερμογράφοι XBT είναι ηλεκτρονικοί και αφήνονται σε ελεύθερη βύθιση στη στήλη του νερού. Ο αισθητήρας θερμοκρασίας του XBT είναι συνδεδεμένος με καταγραφική μονάδα (ωμόμετρο) που βρίσκεται πάνω στο σκάφος μέσω λεπτού χάλκινου καλωδίου που ξετυλίγεται σταδιακά λόγω του βυθιζόμενου βάρους και της κίνησης του πλοίου. Το όργανο βυθίζεται με σταθερό και γνωστό ρυθμό, κατά συνέπεια είναι δυνατός ο προσδιορισμός του βάθους (με ακρίβεια $\pm 2\%$). Η ακρίβεια της μέτρησης θερμοκρασίας είναι $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$, η κατακόρυφη ανάλυση είναι της τάξης των 65 cm και το μέγιστο βάθος χρήσης τους κυμαίνεται μεταξύ 200m και 1830m, ανάλογα με τον τύπο.

Τέλος, αναφέρονται τα **Αυτόνομα Υποβρύχια Οχήματα** (*Autonomous Underwater Vehicles*: AUV), τα οποία, αν και δεν είναι όργανα, έχουν τη δυνατότητα να μεταφέρουν μεγάλο αριθμό αισθητήρων και να πραγματοποιούν μετρήσεις σε περιοχές δυσπρόσιτες με άλλα μέσα (κάτω από παγόβουνα, σε έντονες τοπογραφικές ανωμαλίες, υποβρύχια ηφαίστεια κ.λπ.). Κατά την έννοια αυτή, μέτρηση θερμοκρασίας και αλατότητας σε ιδιαίτερα θαλάσσια περιβάλλοντα μπορεί να γίνει με τη χρήση τέτοιων οχημάτων, εξοπλισμένων με τους αντίστοιχους αισθητήρες.

2.8.5 Δορυφορικές μετρήσεις θερμοκρασίας

Η εξέλιξη της διαστημικής τεχνολογίας οδήγησε σε νέες δυνατότητες μέτρησης και παρατήρησης ωκεανογραφικών παραμέτρων με τη χρήση δορυφόρων, οι οποίες επιτρέπουν τη συνεχή λήψη μετρήσεων στην κλίμακα του παγκόσμιου ωκεανού. Από το 1980, οπότε ξεκίνησαν οι πρώτες μετρήσεις επιφανειακής θερμοκρασίας θάλασσας (Sea Surface Temperature: SST), έχουν γίνει σημαντικά βήματα για την αύξηση της χωρικής ανάλυσης (χωρικό βήμα μέτρησης), αλλά και της ακρίβειας των δορυφορικών μετρήσεων. Η δορυφορική μέτρηση της θαλάσσιας θερμοκρασίας βασίζεται στην εκπομπή θερμότητας από τη θάλασσα προς την ατμόσφαιρα στο υπέρυθρο ($\sim 10\mu\text{m}$) και το υπεριώδες (1mm) μήκος κύματος. Έτσι, η δορυφορική μέτρηση της θαλάσσιας θερμοκρασίας μπορεί να γίνει χρησιμοποιώντας: (α) **ραδιόμετρα υπερύθρων** (*infrared radiometers*) ή (β) **ραδιόμετρα μικροκυμάτων** (*microwave radiometers*) (Σχήμα 2.10). Τα ραδιόμετρα υπερύθρων

έχουν το μειονέκτημα ότι παρουσιάζουν μεγάλη ευαισθησία σε παρουσία νεφών και σε σκέδαση από αερολύματα και υδρατμούς στην ατμόσφαιρα και για το λόγο αυτό είναι απαραίτητη η ατμοσφαιρική διόρθωση του σήματος και μπορούν να πραγματοποιηθούν μόνο σε περιοχές χωρίς νεφοκάλυψη. Αντίθετα, στο φάσμα των μικροκυμάτων η σκέδαση είναι σημαντικά μικρότερη, έως και ανύπαρκτη. Από την άλλη, η ανάλυση και η ακρίβεια της μέτρησης θερμοκρασίας είναι χαμηλότερη, όμως είναι σημαντικά ευκολότερη η ατμοσφαιρική διόρθωση των τιμών. Έτσι, τα ραδιόμετρα μικροκυμάτων παρουσιάζουν το σημαντικό πλεονέκτημα της συνεχούς μέτρησης της επιφάνειας, χωρίς την παρεμβολή χωρικών κενών λόγω σκέδασης στην ατμόσφαιρα.



Σχήμα 2.10 Δορυφορική μέτρηση επιφανειακής θερμοκρασίας θάλασσας (SST).

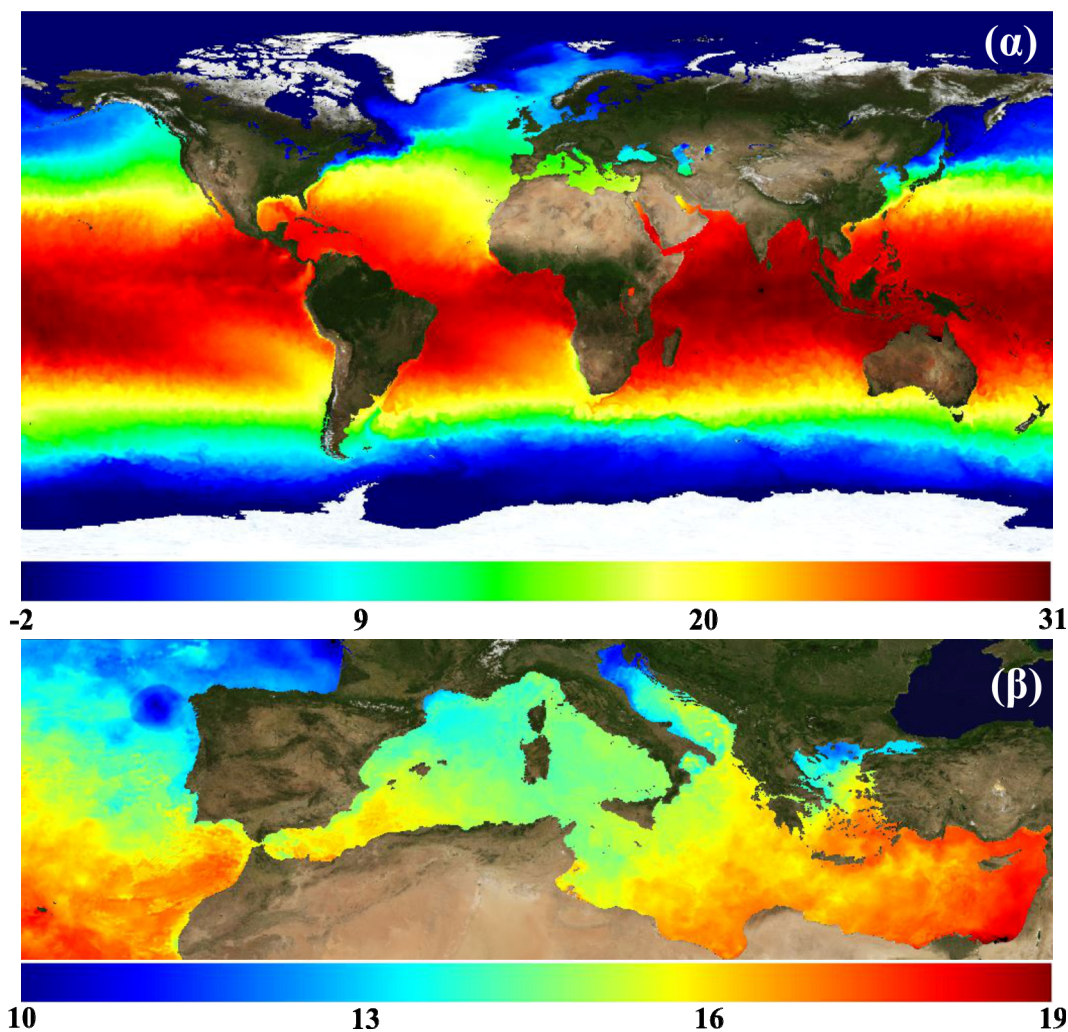
Πληθώρα δορυφόρων εκτελούν μετρήσεις επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας ως μέρος του παγκόσμιου δικτύου δορυφορικής παρακολούθησης. Σήμερα ενεργά ραδιόμετρα υπέρυθρων είναι τα:

- Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) στους δορυφόρους NOAA-18 και NOAA-19 της National Oceanic and Atmospheric Administration των ΗΠΑ.
- AATSR (Advanced Along-Track Scanning Radiometer) στο δορυφόρο ENVISAT της ESA
- GOES N-P Imager στο δορυφόρο GOES-13 της NASA.
- Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) στους δορυφόρους Terra και Aqua της NASA.
- Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) στο δορυφόρο METOP-A της NASA.
- Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) στο δορυφόρο MSG της ESA.

Ενεργά ραδιόμετρα μικροκυμάτων είναι τα:

- Microwave Imager (TMI) στο Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) της NASA.
- Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR-E) στο δορυφόρο Aqua της NASA.

Η χωρική ανάλυση, η γεωγραφική κάλυψη, η τροχιά και η ταχύτητα περιστροφής του κάθε δορυφόρου είναι διαφορετική, ενώ σημειώνεται ότι οι περισσότεροι από τους παραπάνω δορυφόρους είναι πολικής τροχιάς (*polar-orbiting satellite*), εκτός από τον GOES-13 και το SEVIRI, που είναι γεωσταθεροί (*geostationary satellite*). Τα δορυφορικά δεδομένα συλλέγονται, περνούν από επεξεργασία, διορθώνονται και είναι διαθέσιμα στο κοινό και την ερευνητική κοινότητα συνήθως σε μορφή κανάβου σταθερού βήματος. Έτσι, ανάλογα με την περιοχή ενδιαφέροντος και τη δορυφορική της κάλυψη, είναι δυνατό να βρεθούν χαμηλότερης ή ψηλότερης γεωγραφικής ανάλυσης δεδομένα επιφανειακής θερμοκρασίας (Εικόνα 2.3).



Εικόνα 2.3 Δορυφορική μέτρηση επιφανειακής θερμοκρασίας την 29/03/2015 μετά από διόρθωση για το πεδίο του παγκόσμιου ωκεανού με ανάλυση 0.05° (~5km) (α) και για το πεδίο της Μεσογείου με ανάλυση 1km. [πηγή: Copernicus Marine Service²]

2.8.6 Απεικόνιση μετρήσεων φυσικών παραμέτρων

Οι μετρήσεις φυσικών παραμέτρων μπορούν να αποτυπωθούν με διάφορους τρόπους, ανάλογα με την παράμετρο και τα φαινόμενα που θέλουμε να παρατηρήσουμε. Έτσι, μπορούμε να έχουμε:

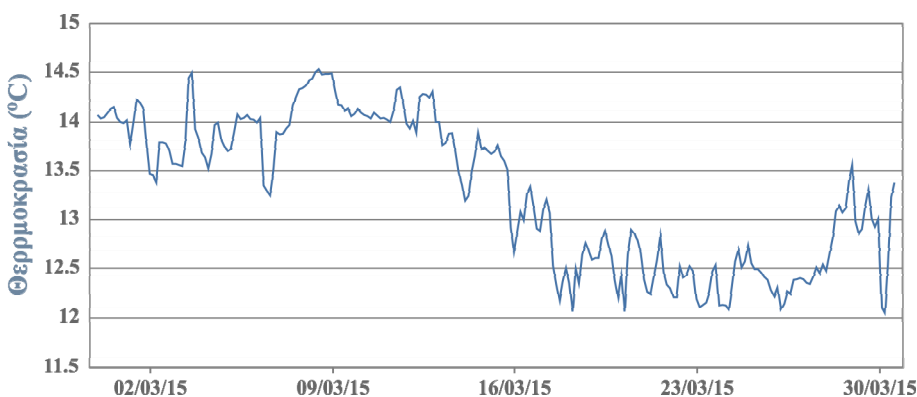
- Κατανομή παραμέτρου με το βάθος (προφίλ).
- Χρονοσειρά τιμών παραμέτρου σε συγκεκριμένο βάθος.
- Διαγράμματα T-S σταθμού ή/και περιοχής.
- Χάρτες οριζόντιας κατανομής (ή χωρικής μεταβολής) παραμέτρου.
- Τομές χωρικής μεταβολής παραμέτρου με το βάθος.
- Ισαριθμικές καμπύλες χρόνου-βάθους.

Η **κατανομή με το βάθος** (ή **προφίλ**) είναι μια γραφική παράσταση στην οποία, τυπικά, η τιμή της παραμέτρου που εξετάζεται τοποθετείται στον άξονα x και το βάθος στον άξονα y, με τις τιμές του βάθους να αυξάνουν προς τα κάτω, έτσι ώστε το σημείο y=0 να αντιστοιχεί στην επιφάνεια της θάλασσας και οι τιμές βάθους να αυξάνουν προς τα κάτω. Με τον τρόπο αυτό, γίνεται απεικόνιση της στήλης του νερού όπως θα τη «βλέπαμε» στη φύση. Χρησιμοποιούνται για την αναγνώριση της ομοιογένειας της στήλης και την αναγνώρι-

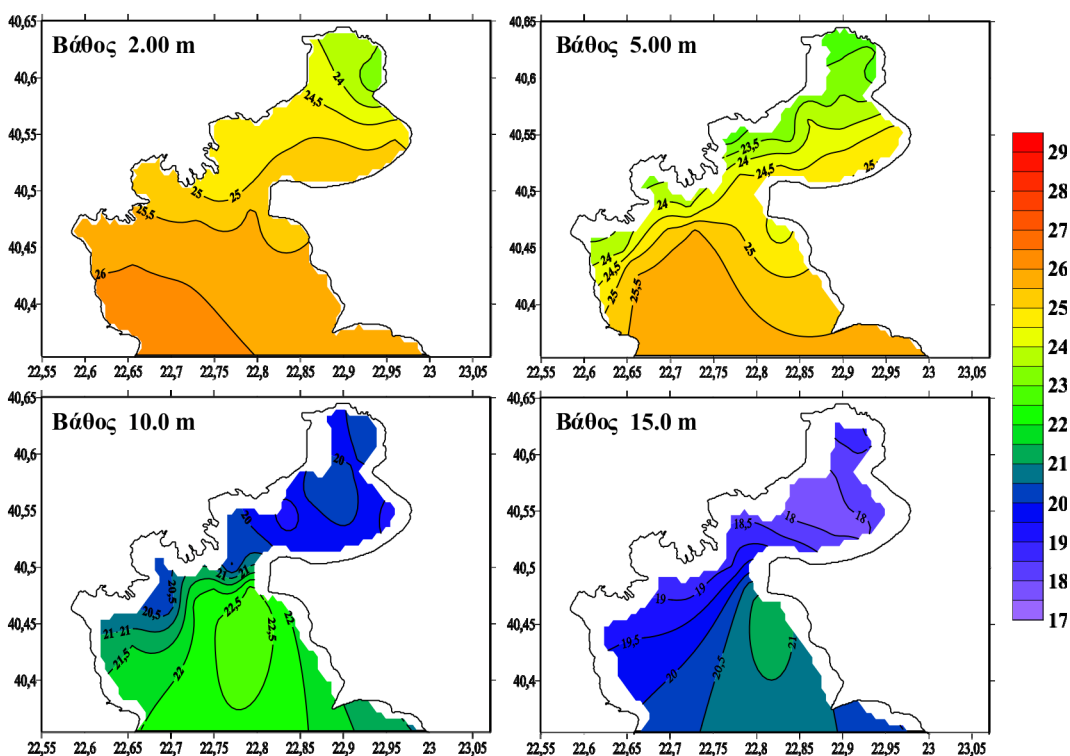
² <http://marine.copernicus.eu/>

ση δομών, όπως το επιφανειακό αναμεμιγμένο στρώμα, το θερμοκλινές κ.λπ. Τέτοια προφίλ παραμέτρων παρουσιάστηκαν παραπάνω (π.χ. Σχήμα 2.5).

Εναλλακτικά, και εάν μας ενδιαφέρει η μεταβολή των τιμών μιας παραμέτρου σε συγκεκριμένο βάθος ή αν έχουμε τέτοια στοιχεία στη διάθεσή μας (π.χ. από έναν μόνιμο, πλωτό μετρητικό σταθμό), μπορούμε να χρησιμοποιήσουμε **χρονοσειρά των τιμών της παραμέτρου**. Στην περίπτωση αυτή στον άξονα x τοποθετείται ο χρόνος και στον άξονα y η παράμετρος. Ένα παράδειγμα από τις συνεχείς μετρήσεις επιφανειακής θερμοκρασίας του πλωτού μετρητικού σταθμού του Άθω (από το σύστημα παρακολούθησης ΠΟΣΕΙΔΩΝ του ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε.) δίνεται στο σχήμα 2.11. Τέτοια γραφήματα χρησιμοποιούνται για την εξέταση της (εποχιακής ή μη) μεταβλητότητας των τιμών και την αναγνώριση πιθανών αυξητικών ή μειωτικών τάσεων.



Σχήμα 2.11 Χρονοσειρά επιφανειακής θερμοκρασίας το Μάρτιο του 2015 από τον πλωτό μετρητικό σταθμό του Άθω³.



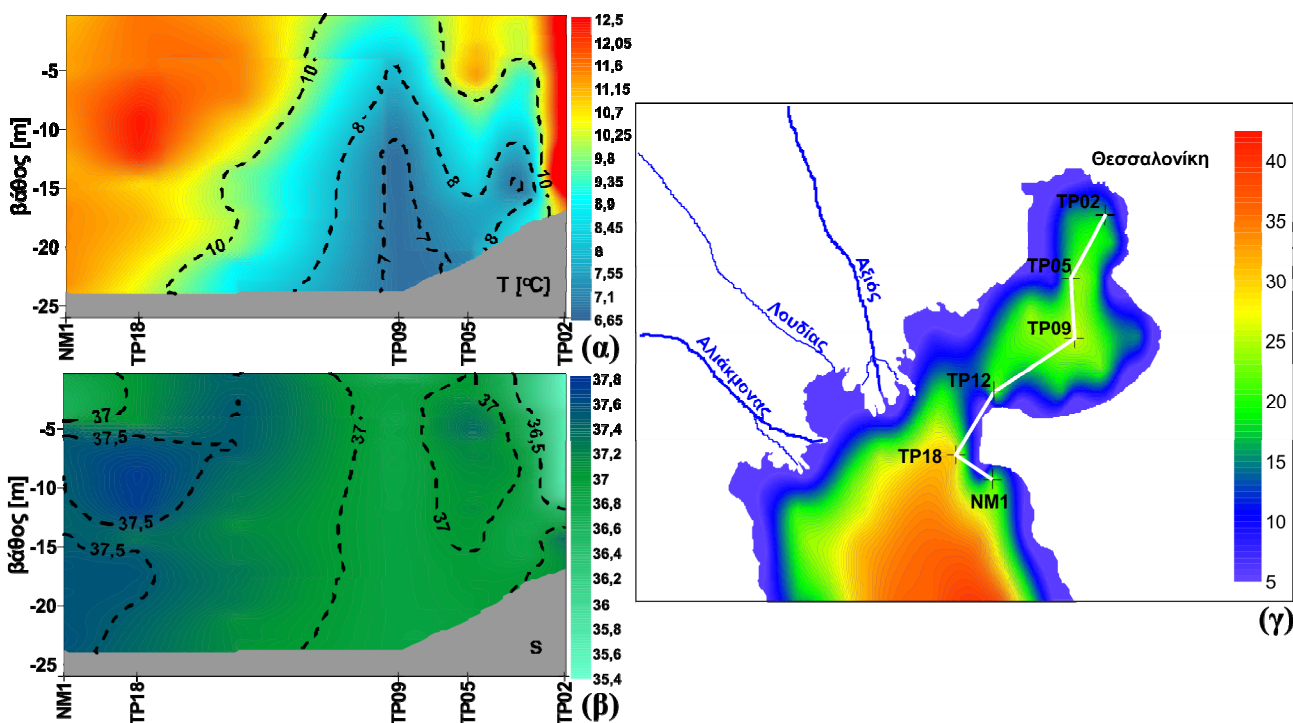
Σχήμα 2.12 Οριζόντιες κατανομές θερμοκρασίας στα βάθη των 2, 5, 10 και 15m στο Θερμαϊκό κόλπο τον Αύγουστο του 2004. Οι καμπύλες είναι ισοθερμοκρασιακές και η χρωματική κλίμακα δίνεται στη δεξιά μπάρα.

³ Πηγή: Σύστημα ΠΟΣΕΙΔΩΝ, <http://www.poseidon.hcmr.gr/onlinedata.php>

Τα **γραφήματα T-S** αναλύθηκαν ήδη σε ξεχωριστό υποκεφάλαιο (2.6) και δε θα επαναληφθούν εδώ. Αναφέρονται για την πληρότητα των διαφόρων μεθόδων απεικόνισης μετρήσεων.

Για την οπτικοποίηση της μεταβολής μιας παραμέτρου στο χώρο χρησιμοποιούμε **χάρτες οριζόντιας κατανομής**. Πρόκειται για χάρτες στους οποίους η μεταβολή της παραμέτρου παρίσταται με τη μορφή ισαριθμικών καμπυλών (καμπυλών ίσης τιμής, *contour lines*) και οι άξονες x και y συνήθως αντιστοιχούν σε γεωγραφικό πλάτος και μήκος αντίστοιχα. Ένα παράδειγμα από μετρήσεις θερμοκρασίας στο Θερμαϊκό κόλπο κατά τον Αύγουστο του 2004 δίνεται στο σχήμα 2.12. Τέτοιοι τύποι γραφήματος χρησιμοποιούνται όταν έχουμε διαθέσιμες μετρήσεις σε πλήθος σημείων (π.χ. από επιτόπου μετρήσεις σε δίκτυο σταθμών ή δορυφορικά δεδομένα) και θέλουμε να κάνουμε παρατηρήσεις σχετικά με μεταβολές της παραμέτρου στο χώρο, όπως, για παράδειγμα, τη χωρική εξάπλωση επιφανειακού πλουμίου υφάλμυρων νερών από μετρήσεις αλατότητας. Σημειώνεται ότι και οι βαθυμετρικοί χάρτες (οριζόντια κατανομή βαθών νερού) ανήκουν στην ίδια κατηγορία, με τις καμπύλες ίσης τιμής να λέγονται ισοβαθείς.

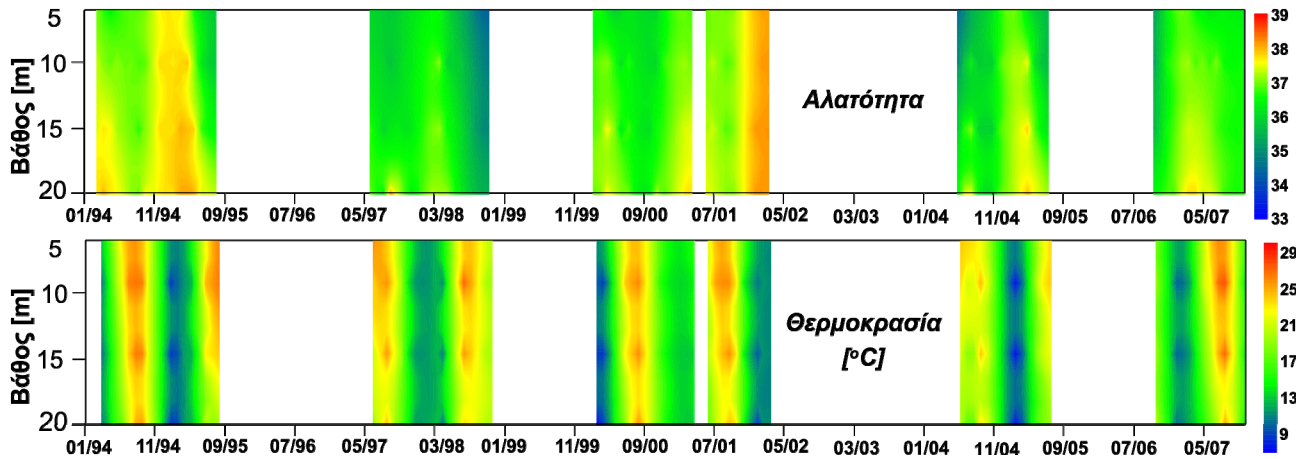
Αντίστοιχα, στην περίπτωση που θέλουμε να εξετάσουμε τη διδιάστατη μεταβολή (κατά μήκος και κατά βάθος) μιας παραμέτρου, μπορούμε να κατασκευάσουμε μια **τομή της παραμέτρου με το βάθος**. Πρόκειται για «χάρτη» στον οποίο και πάλι η τιμή της παραμέτρου παρίσταται με τη μορφή ισαριθμικών καμπυλών, αλλά ο άξονας x εκφράζει την απόσταση πάνω στην τροχιά της τομής (από το ένα άκρο της, το οποίο ορίστηκε ως αρχή της τομής) και ο άξονας y εκφράζει το βάθος. Τονίζεται ότι σε τέτοιες τομές συχνά δε χρησιμοποιείται αναλογία 1:1 για τους άξονες x και y, λόγω των μεγάλων διαφορών της οριζόντιας και κατακόρυφης διάστασης στη θάλασσα και ιδιαίτερα στον παράκτιο χώρο. Οι αποστάσεις είναι της τάξης δεκάδων χιλιομέτρων, ενώ τα βάθη μερικών εκατοντάδων μέτρων (ή και δεκάδων στα παράκτια νερά). Έτσι, η επιλογή αναλογίας 1:1 για τους 2 άξονες θα οδηγούσε σε ιδιαίτερα πεπλατυσμένες και ουσιαστικά μη αναγνώσιμες τομές. Για το λόγο αυτό η κλίμακα του άξονα των βαθών επιλέγεται κατά πολύ μεγαλύτερη αυτής του άξονα των βαθών, κάνοντας ουσιαστικά μια ηθελημένη παραμόρφωση της φυσικής κλίμακας. Ένα παράδειγμα τομής από μετρήσεις αλατότητας και θερμοκρασίας στο Θερμαϊκό κόλπο δίνεται στο σχήμα 2.13. Τομές φυσικών παραμέτρων χρησιμοποιούνται ιδιαίτερα στην ωκεανογραφία για την αναγνώριση της ανάμιξης και ανταλλαγής διαφορετικών τύπων μαζών νερού στο πεδίο (Krestenitis et al., 2012).



Σχήμα 2.13 Τομή της θερμοκρασίας (α) και της αλατότητας (β) με το βάθος κατά μήκος της τομής που δίνεται στο χάρτη (γ) από μετρήσεις το Φεβρουάριο του 2000 (στο χάρτη σημειώνονται και τα βάθη της περιοχής).

Τέλος, όταν έχουμε στη διάθεσή μας διαχρονικά δεδομένα κατανομής φυσικών παραμέτρων με το βάθος, μπορούμε να τα παρουσιάσουμε με τη μορφή **ισαριθμικών καμπυλών χρόνου-βάθους** (*depth-time contour*)

plots). Πρόκειται ουσιαστικά για μια χρονοσειρά των τιμών (ο άξονας x είναι χρονικός) όπου παριστούμε το σύνολο της στήλης του νερού (ο άξονας y εκφράζει το βάθος). Ένα παράδειγμα της χρονικής εξέλιξης αλατότητας και θερμοκρασίας με το βάθος στον όρμο Θεσσαλονίκης δίνεται στο σχήμα 2.14. Συνήθως, για την καλύτερη ευκρίνεια του γραφήματος, αποφεύγουμε να σχεδιάσουμε τις ισარიθμικές καμπύλες και προτιμάται το γέμισμα του σχεδίου με κατάλληλη χρωματική κλίμακα. Τέτοια γραφήματα χρησιμοποιούνται για να εξετάσουμε τη διαχρονική εξέλιξη, την εποχικότητα και τις μεταβολές στα χαρακτηριστικά της στήλης (στρωμάτωση, θερμοκλινές, βάθος αναμεμιγμένου στρώματος κ.λπ.).



Σχήμα 2.14 Ισαριθμικές καμπύλες χρόνου-βάθους για τις τιμές της αλατότητας (πάνω) και της θερμοκρασίας (κάτω) στον Όρμο Θεσσαλονίκης και τις διαθέσιμες διαχρονικές μετρήσεις στην περίοδο 1994-2007.

Βιβλιογραφία/Αναφορές

- Apel, J. R. (1987). *Principles of ocean physics* (Vol. 38): Academic Press.
- Beer, T. (1996). *Environmental oceanography* (Vol. 11): CRC Press.
- Bennett, A. S. (1976). Conversion of in situ measurements of conductivity to salinity. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 23(2), 157 - 165. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0011-7471\(76\)80024-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0011-7471(76)80024-1)
- Caruthers, J. W. (1977). *Fundamentals of Marine Acoustics*: Elsevier Scientific Publishing Company.
- Krestenitis, Y. N., Kombiadou, K. D., & Androulidakis, Y. S. (2012). Interannual variability of the physical characteristics of North Thermaikos Gulf (NW Aegean Sea). *Journal of Marine Systems*, 96–97(0), 132 - 151. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys.2012.02.017>
- Medwin, H., & Clay, C. S. (1997). *Fundamentals of Acoustical Oceanography*: Elsevier Science.
- Stewart, R. (2008). *Introduction to Physical Oceanography*: Texas A&M University.
- UNESCO. (1981). *The Practical Salinity Scale 1978 and the International Equation of State of Seawater 1980 UNESCO Technical Papers in Marine Science* (Vol. 36, pp. 25).
- Θεοδώρου. (2004). *Ωκεανογραφία: Εισαγωγή στο θαλάσσιο περιβάλλον* Αθήνα Σταμούλη Α.Ε.

Κριτήρια αξιολόγησης

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Μια θαλάσσια μάζα ευρισκόμενη σε γεωγραφικό πλάτος $\varphi=30^\circ$ και βάθος 8km έχει επιτόπου θερμοκρασία $T=15^\circ\text{C}$ και αλατότητα $S=38\text{ppt}$. Να υπολογιστούν τα εξής: (α) η απόλυτη πίεση και η ταχύτητα του ήχου στο βάθος αυτό, (β) η δυναμική θερμοκρασία και (γ) οι τιμές της επιτόπου και της δυναμικής πυκνότητας.

Απάντηση/Λύση

(α) Εφαρμόζοντας τις εξισώσεις [2.15], [2.14] και [2.9] έχουμε για τις τιμές της επιτάχυνσης της βαρύτητας, της απόλυτης πίεσης και της ταχύτητας του ήχου:

$$g|_{\varphi} = 9.780318 \cdot \left(1 + 5.2788 \cdot 10^{-3} \sin^2(\varphi) + 2.36 \cdot 10^{-5} \sin^4(\varphi)\right) \Rightarrow$$

$$g|_{30^\circ} = 9.780318 \cdot \left(1 + 5.2788 \cdot 10^{-3} \sin^2(30^\circ) + 2.36 \cdot 10^{-5} \sin^4(30^\circ)\right)$$

$$\boxed{g|_{30^\circ} = 9.79324\text{m/s}^2}$$

$$p = \left(1.00818 \cdot 10^{-2} Z + 2.465 \cdot 10^{-8} Z^2 - 1.25 \cdot 10^{-13} Z^3 + 2.8 \cdot 10^{-19} Z^4\right) \cdot \frac{g|_{\varphi} - 2 \cdot 10^{-5} Z}{9.80612 - 2 \cdot 10^{-5} Z} \Rightarrow$$

$$p = \left(1.00818 \cdot 10^{-2} \cdot 8000 + 2.465 \cdot 10^{-8} \cdot 8000^2 - 1.25 \cdot 10^{-13} \cdot 8000^3 + 2.8 \cdot 10^{-19} \cdot 8000^4\right) \cdot \frac{9.79324 - 2 \cdot 10^{-5} \cdot 8000}{9.80612 - 2 \cdot 10^{-5} \cdot 8000}$$

$$p = 82.05942621\text{MPa} \Rightarrow \boxed{p = 8205.94\text{dbar}}$$

$$c(T, S, p) = 1449.1 + 0.00821 \cdot p + 4.55 \cdot T - 0.045T^2 + 1.34 \cdot (S - 35) \Rightarrow$$

$$c(T, S, p) = 1449.1 + 0.00821 \cdot 8205.94 + 4.55 \cdot 15 - 0.045 \cdot 15^2 + 1.34 \cdot (38 - 35) \Rightarrow$$

$$c(T, S, p) = 1578.615789\text{m/s} \Rightarrow \boxed{c(T, S, p) \approx 1578.616\text{m/s}}$$

(β) Εφαρμόζοντας τις εξισώσεις [2.2] και [2.1] βρίσκουμε σταδιακά τις τιμές Θ_1 , Θ_2 , Θ_3 , και Θ_4 :

$$\begin{aligned} \Gamma(S, T, p) &= 3.5803 \cdot 10^{-5} + 8.52587 \cdot 10^{-6} \cdot 15 - 6.83605 \cdot 10^{-8} \cdot 15^2 + 6.6228 \cdot 10^{-10} \cdot 15^3 \\ &+ \left(1.8932 \cdot 10^{-6} - 4.23935 \cdot 10^{-8} \cdot 15\right) \cdot (38 - 35) \\ &+ \left(1.8714 \cdot 10^{-8} - 6.7795 \cdot 10^{-10} \cdot 15 + 8.733 \cdot 10^{-12} \cdot 15^2 - 5.4481 \cdot 10^{-14} \cdot 15^3\right) \cdot 8205.94 \\ &+ \left[\left(-1.1351 \cdot 10^{-10} + 2.7759 \cdot 10^{-12} \cdot 15\right) \cdot (38 - 35)\right] \cdot 8205.94 \\ &+ \left(-4.6206 \cdot 10^{-13} + 1.8676 \cdot 10^{-14} \cdot 15 - 2.1687 \cdot 10^{-16} \cdot 15^2\right) \cdot 8205.94^2 \end{aligned}$$

$$\boxed{\Gamma(S, T, p) = 0.00022198}$$

$$\Delta p = p_R - p \Rightarrow \Delta p = 0 - 8205.94 \Rightarrow \boxed{\Delta p = -8205.94}$$

$$\Delta \Theta_1 = \Delta p \cdot \Gamma(S, T, p) \Rightarrow \Delta \Theta_1 = -8205.94 \cdot 0.00022198 \Rightarrow \boxed{\Delta \Theta_1 = -1.82155308}$$

$$\Theta_1 = T + 0.5 \cdot \Delta \Theta_1 \Rightarrow \Theta_1 = 15 + 0.5 \cdot (-1.82155308) \Rightarrow \boxed{\Theta_1 = 14.09282346}$$

$$q_1 = \Delta \Theta_1 \Rightarrow \boxed{q_1 = -1.82155308}$$

$$\begin{aligned}
\Gamma(S, \Theta_1, (p + 0.5 \cdot \Delta p)) &= 3.5803 \cdot 10^{-5} + 8.52587 \cdot 10^{-6} \Theta_1 - 6.83605 \cdot 10^{-8} \Theta_1^2 + 6.6228 \cdot 10^{-10} \Theta_1^3 \\
&+ (1.8932 \cdot 10^{-6} - 4.23935 \cdot 10^{-8} \Theta_1) \cdot (S - 35) \\
&+ (1.8714 \cdot 10^{-8} - 6.7795 \cdot 10^{-10} \Theta_1 + 8.733 \cdot 10^{-12} \Theta_1^2 - 5.4481 \cdot 10^{-14} \Theta_1^3) \cdot (p + 0.5 \cdot \Delta p) \\
&+ \left[(-1.1351 \cdot 10^{-10} + 2.7759 \cdot 10^{-12} \Theta_1) \cdot (S - 35) \right] \cdot (p + 0.5 \cdot \Delta p) \\
&+ (-4.6206 \cdot 10^{-13} + 1.8676 \cdot 10^{-14} \Theta_1 - 2.1687 \cdot 10^{-16} \Theta_1^2) \cdot (p + 0.5 \cdot \Delta p)^2 \Rightarrow
\end{aligned}$$

$$\boxed{\Gamma(S, \Theta_1, (p + 0.5 \cdot \Delta p)) = 0.000187315}$$

$$\Delta \Theta_2 = \Delta p \cdot \Gamma(S, \Theta_1, (p + 0.5 \cdot \Delta p)) \Rightarrow \Delta \Theta_2 = -8205.94 \cdot 0.000187315 \Rightarrow \Delta \Theta_2 = -1.5370964$$

$$\Theta_2 = \Theta_1 + (1 - \sqrt{2}/2) \cdot [\Delta \Theta_2 - q_1] \Rightarrow \Theta_2 = 14.09282346 + (1 - \sqrt{2}/2) \cdot [-1.5370964 - (-1.82155308)] \Rightarrow$$

$$\boxed{\Theta_2 = 14.17613889}$$

$$q_2 = (2 - \sqrt{2}) \Delta \Theta_2 + (-2 + 3/\sqrt{2}) q_1 \Rightarrow q_2 = (2 - \sqrt{2}) \cdot (-1.5370964) + (-2 + 3/\sqrt{2}) \cdot (-1.82155308) \Rightarrow$$

$$\boxed{q_2 = -1.12140167}$$

$$\begin{aligned}
\Gamma(S, \Theta_2, (p + 0.5 \cdot \Delta p)) &= 3.5803 \cdot 10^{-5} + 8.52587 \cdot 10^{-6} \Theta_2 - 6.83605 \cdot 10^{-8} \Theta_2^2 + 6.6228 \cdot 10^{-10} \Theta_2^3 \\
&+ (1.8932 \cdot 10^{-6} - 4.23935 \cdot 10^{-8} \Theta_2) \cdot (S - 35) \\
&+ (1.8714 \cdot 10^{-8} - 6.7795 \cdot 10^{-10} \Theta_2 + 8.733 \cdot 10^{-12} \Theta_2^2 - 5.4481 \cdot 10^{-14} \Theta_2^3) \cdot (p + 0.5 \cdot \Delta p) \\
&+ \left[(-1.1351 \cdot 10^{-10} + 2.7759 \cdot 10^{-12} \Theta_2) \cdot (S - 35) \right] \cdot (p + 0.5 \cdot \Delta p) \\
&+ (-4.6206 \cdot 10^{-13} + 1.8676 \cdot 10^{-14} \Theta_2 - 2.1687 \cdot 10^{-16} \Theta_2^2) \cdot (p + 0.5 \cdot \Delta p)^2 \Rightarrow
\end{aligned}$$

$$\boxed{\Gamma(S, \Theta_2, (p + 0.5 \cdot \Delta p)) = 0.000187749}$$

$$\Delta \Theta_3 = \Delta p \cdot \Gamma(S, \Theta_2, (p + 0.5 \cdot \Delta p)) \Rightarrow \Delta \Theta_3 = -8205.94 \cdot 0.000187749 \Rightarrow \Delta \Theta_3 = -1.540655498$$

$$\Theta_3 = \Theta_2 + (1 + \sqrt{2}/2) \cdot [\Delta \Theta_3 - q_2] \Rightarrow \Theta_3 = 14.17613889 + (1 + \sqrt{2}/2) \cdot [-1.540655498 - (-1.12140167)] \Rightarrow$$

$$\boxed{\Theta_3 = 13.46042784}$$

$$q_3 = (2 + \sqrt{2}) \Delta \Theta_3 + (-2 - 3/\sqrt{2}) q_2 \Rightarrow q_3 = (2 + \sqrt{2}) \cdot (-1.540655498) + (-2 - 3/\sqrt{2}) \cdot (-1.12140167) \Rightarrow$$

$$\boxed{q_3 = -0.638471379}$$

$$\begin{aligned}
\Gamma(S, \Theta_3, (p + \Delta p)) &= 3.5803 \cdot 10^{-5} + 8.52587 \cdot 10^{-6} \Theta_3 - 6.83605 \cdot 10^{-8} \Theta_3^2 + 6.6228 \cdot 10^{-10} \Theta_3^3 \\
&+ (1.8932 \cdot 10^{-6} - 4.23935 \cdot 10^{-8} \Theta_3) \cdot (S - 35) \\
&+ (1.8714 \cdot 10^{-8} - 6.7795 \cdot 10^{-10} \Theta_3 + 8.733 \cdot 10^{-12} \Theta_3^2 - 5.4481 \cdot 10^{-14} \Theta_3^3) \cdot (p + 0.5 \cdot \Delta p) \\
&+ \left[(-1.1351 \cdot 10^{-10} + 2.7759 \cdot 10^{-12} \Theta_3) \cdot (S - 35) \right] \cdot (p + 0.5 \cdot \Delta p) \\
&+ (-4.6206 \cdot 10^{-13} + 1.8676 \cdot 10^{-14} \Theta_3 - 2.1687 \cdot 10^{-16} \Theta_3^2) \cdot (p + 0.5 \cdot \Delta p)^2 \Rightarrow
\end{aligned}$$

$$\boxed{\Gamma(S, \Theta_3, (p + \Delta p)) = 0.000143761}$$

$$\Delta \Theta_4 = \Delta p \cdot \Gamma(S, \Theta_3, (p + \Delta p)) \Rightarrow \Delta \Theta_4 = -8205.94 \cdot 0.000143761 \Rightarrow \boxed{\Delta \Theta_4 = -1.179695535}$$

$$\Theta_4 = \Theta_3 + (\Delta \Theta_4 - 2q_3)/6 \Rightarrow \Theta_4 = 13.46042784 + (-1.179695535 - 2 \cdot (-0.638471379))/6 \Rightarrow$$

$$\boxed{\Theta_4 = 13.47340209}$$

και τελικά η τιμή της δυναμικής θερμοκρασίας είναι:

$$\Theta(S, T, p, p_R) = \Theta_4 \Rightarrow \boxed{\Theta(38, 15, 8205.94, 0) = 13.473^\circ C}$$

(γ) Για τον προσδιορισμό της επιτόπου πυκνότητας εφαρμόζουμε τη σχέση [2.8] και έχουμε:

$$\rho_0 = 999.842594 + 6.793952 \cdot 10^{-2} T - 9.095290 \cdot 10^{-3} T^2 + 1.001685 \cdot 10^{-4} T^3 - 1.120083 \cdot 10^{-6} T^4 + 6.536332 \cdot 10^{-9} T^5 \Rightarrow$$

$$\rho_0 = 999.842594 + 6.793952 \cdot 10^{-2} \cdot 15 - 9.095290 \cdot 10^{-3} \cdot 15^2 + 1.001685 \cdot 10^{-4} \cdot 15^3$$

$$- 1.120083 \cdot 10^{-6} \cdot 15^4 + 6.536332 \cdot 10^{-9} \cdot 15^5 \Rightarrow \boxed{\rho_0 = 999.1015746 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}}$$

$$\rho(T, S, 0) = \rho_0 + (8.24493 \cdot 10^{-1} - 4.0899 \cdot 10^{-3} T + 7.6438 \cdot 10^{-5} T^2 - 8.2467 \cdot 10^{-7} T^3 + 5.3875 \cdot 10^{-9} T^4) \cdot S + (-5.72466 \cdot 10^{-3} + 1.0227 \cdot 10^{-4} T - 1.6546 \cdot 10^{-6} T^2) \cdot S^{1.5} + 4.8314 \cdot 10^{-4} S^2 \Rightarrow$$

$$\rho(T, S, 0) = 999.1015746 + (8.24493 \cdot 10^{-1} - 4.0899 \cdot 10^{-3} \cdot 15 + 7.6438 \cdot 10^{-5} \cdot 15^2 - 8.2467 \cdot 10^{-7} \cdot 15^3 + 5.3875 \cdot 10^{-9} \cdot 15^4) \cdot 38 + (-5.72466 \cdot 10^{-3} + 1.0227 \cdot 10^{-4} \cdot 15 - 1.6546 \cdot 10^{-6} \cdot 15^2) \cdot 38^{1.5}$$

$$+ 4.8314 \cdot 10^{-4} 38^2 \Rightarrow \rho(T, S, 0) = \boxed{1028.288017 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}}$$

και διορθώνοντας για τη συμπερίληψη της πίεσης (εξ. [2.7]) έχουμε:

$$\rho(T, S, p) = \rho(T, S, 0) + 10^4 \cdot \frac{p}{c^2} \left(1 - 2 \cdot \frac{p}{c^2} \right) \Rightarrow$$

$$\rho(T, S, p) = 1028.288017 + 10^4 \cdot \frac{8205.94}{1578.616^2} \left(1 - 2 \cdot \frac{8205.94}{1578.616^2} \right) \Rightarrow$$

$$\boxed{\rho(T, S, p) = 1061 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \quad \dot{\eta} \quad \sigma_T = 61}$$

Εφαρμόζοντας την ίδια διαδικασία, αλλά λαμβάνοντας υπόψη τη δυναμική θερμοκρασία, Θ , έχουμε:

$$\rho_0 = 999.842594 + 6.793952 \cdot 10^{-2} \Theta - 9.095290 \cdot 10^{-3} \Theta^2 + 1.001685 \cdot 10^{-4} \Theta^3 - 1.120083 \cdot 10^{-6} \Theta^4 + 6.536332 \cdot 10^{-9} \Theta^5 \Rightarrow$$

$$\rho_0 = 999.842594 + 6.793952 \cdot 10^{-2} \cdot 13.473 - 9.095290 \cdot 10^{-3} \cdot 13.473^2 + 1.001685 \cdot 10^{-4} \cdot 13.473^3$$

$$- 1.120083 \cdot 10^{-6} \cdot 13.473^4 + 6.536332 \cdot 10^{-9} \cdot 13.473^5 \Rightarrow \boxed{\rho_0 = 999.3178683 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}}$$

$$\rho(\Theta, S, 0) = \rho_0 + (8.24493 \cdot 10^{-1} - 4.0899 \cdot 10^{-3} \Theta + 7.6438 \cdot 10^{-5} \Theta^2 - 8.2467 \cdot 10^{-7} \Theta^3 + 5.3875 \cdot 10^{-9} \Theta^4) \cdot S + (-5.72466 \cdot 10^{-3} + 1.0227 \cdot 10^{-4} \Theta - 1.6546 \cdot 10^{-6} \Theta^2) \cdot S^{1.5} + 4.8314 \cdot 10^{-4} S^2 \Rightarrow$$

$$\rho(\Theta, S, 0) = 999.3178683 + (8.24493 \cdot 10^{-1} - 4.0899 \cdot 10^{-3} \cdot 13.473 + 7.6438 \cdot 10^{-5} \cdot 13.473^2 - 8.2467 \cdot 10^{-7} \cdot 13.473^3 + 5.3875 \cdot 10^{-9} \cdot 13.473^4) \cdot 38 + (-5.72466 \cdot 10^{-3} + 1.0227 \cdot 10^{-4} \cdot 13.473 - 1.6546 \cdot 10^{-6} \cdot 13.473^2) \cdot 38^{1.5}$$

$$+ 4.8314 \cdot 10^{-4} 38^2 \Rightarrow \rho(\Theta, S, 0) = \boxed{1028.621086 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}}$$

Η ταχύτητα του ήχου βάσει της Θ θερμοκρασίας θα είναι:

$$c(\Theta, S, p) = 1449.1 + 0.00821 \cdot p + 4.55 \cdot \Theta - 0.045T^2 + 1.34 \cdot (S - 35) \Rightarrow$$

$$c(\Theta, S, p) = 1449.1 + 0.00821 \cdot 8205.94 + 4.55 \cdot 13.473 - 0.045 \cdot 15^2 + 1.34 \cdot (38 - 35) \Rightarrow$$

$$c(\Theta, S, p) = 1573.625803 \text{ m/s} \Rightarrow \boxed{c(\Theta, S, p) \approx 1573.626 \text{ m/s}}$$

και διορθώνοντας για τη συμπίεση της πίεσης έχουμε:

$$\rho(\Theta, S, p) = \rho(\Theta, S, 0) + 10^4 \cdot \frac{p}{c(\Theta, S, p)^2} \left(1 - 2 \cdot \frac{p}{c(\Theta, S, p)^2} \right) \Rightarrow$$

$$\rho(T, S, p) = 1028.621086 + 10^4 \cdot \frac{8205.94}{1573.626^2} \left(1 - 2 \cdot \frac{8205.94}{1573.626^2} \right) \Rightarrow$$

$$\boxed{\rho(T, S, p) = 1061.54 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \quad \text{ή} \quad \sigma_T = 61.54}$$

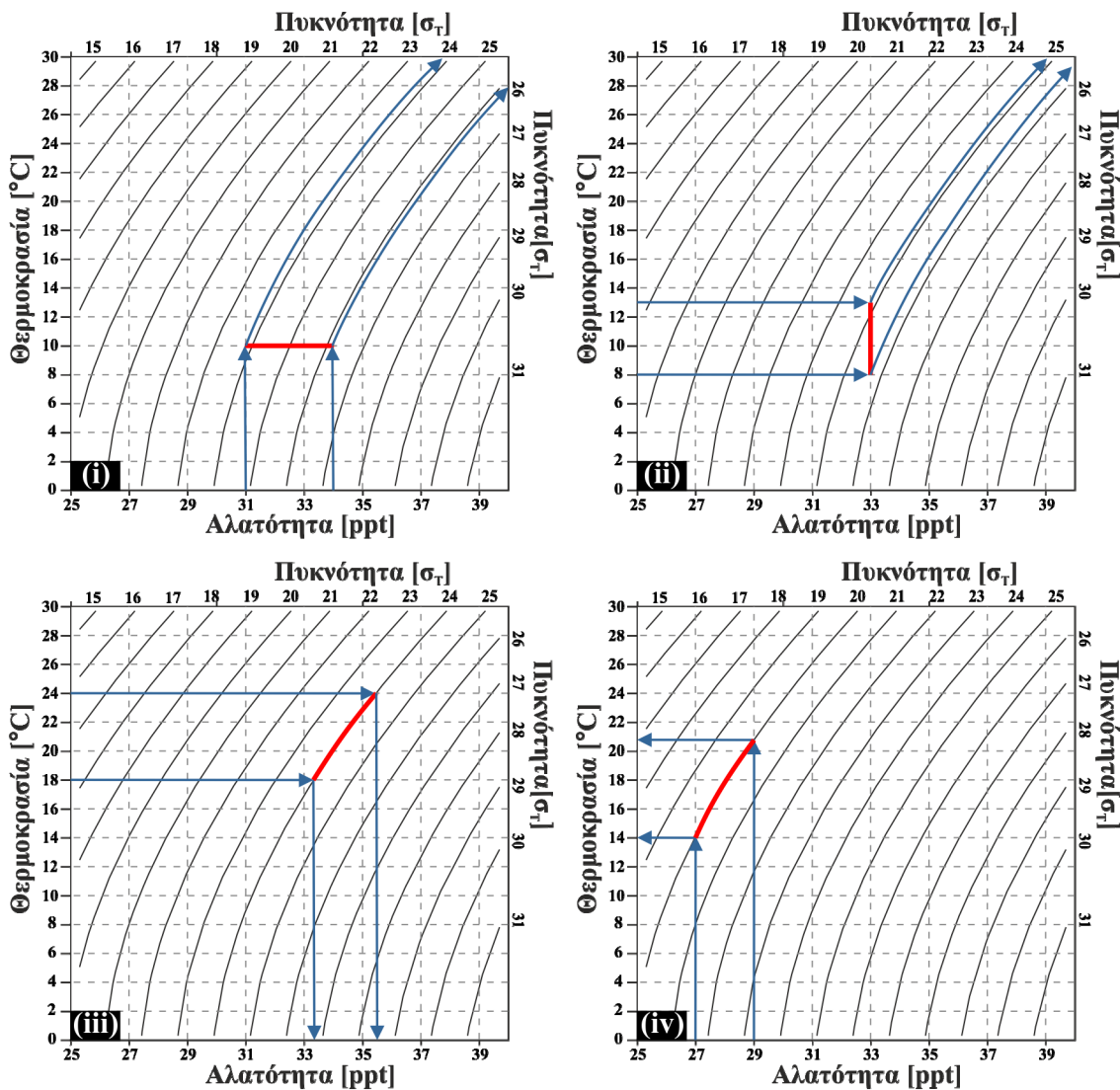
Κριτήριο αξιολόγησης 2

Να σχεδιαστεί η καμπύλη T-S θαλάσσιας στήλης αν:

- i. Η θερμοκρασία έχει σταθερή τιμή στη στήλη ίση με 10°C και αλατότητα από 31 έως 34‰. Ποιο είναι το εύρος διακύμανσης της πυκνότητας; Ποια είναι τα θερμοαλατικά χαρακτηριστικά στην επιφάνεια;
- ii. Η αλατότητα είναι ίση με 33ppt σε όλη τη στήλη και η θερμοκρασία κυμαίνεται από 8 έως 13°C . Ποιο είναι το εύρος διακύμανσης της πυκνότητας; Ποια είναι τα θερμοαλατικά χαρακτηριστικά στην επιφάνεια;
- iii. Η πυκνότητα είναι σταθερή και ίση με 1024 kg/m^3 και η θερμοκρασία κυμαίνεται μεταξύ 18 και 24°C . Ποιο είναι το εύρος διακύμανσης της αλατότητας; Εάν γνωρίζετε ότι η μέτρηση πραγματοποιήθηκε καλοκαίρι, ποια είναι τα θερμοαλατικά χαρακτηριστικά στην επιφάνεια;
- iv. Η πυκνότητα είναι σταθερή και ίση με 1020 kg/m^3 και η αλατότητα κυμαίνεται από 27 έως 29ppt. Ποιο είναι το εύρος διακύμανσης της θερμοκρασίας; Εάν γνωρίζετε ότι η μέτρηση έγινε κοντά στο δέλτα ποταμού, ποια είναι τα θερμοαλατικά χαρακτηριστικά στην επιφάνεια;

Απάντηση/Λύση

Από το γράφημα T-S, γνωρίζοντας δύο από τις μεταβλητές, μπορούμε να προσδιορίσουμε την τρίτη. Έτσι, τοποθετώντας τα δεδομένα για τις 4 περιπτώσεις που δίνονται στο γράφημα T-S, έχουμε τις καμπύλες που δίνονται στο παρακάτω σχήμα.



Σχήμα 2.15 Τα γραφήματα T-S για τις 4 περιπτώσεις της άσκησης (οι κόκκινες καμπύλες είναι οι καμπύλες T-S του σταθμού, ενώ οι μπλε καμπύλες είναι βοηθητικές).

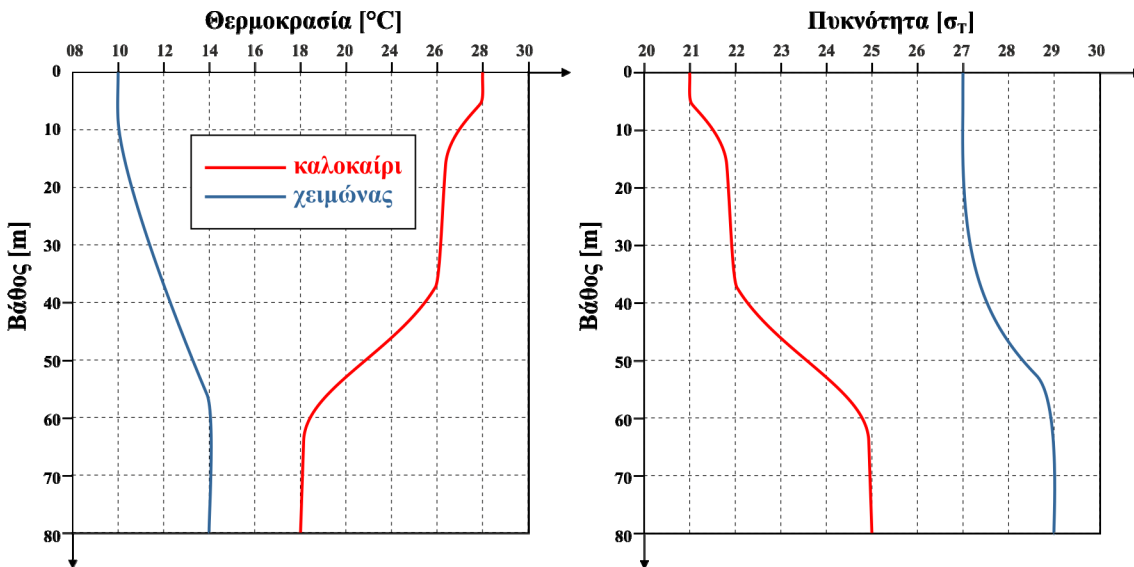
Από τις καμπύλες T-S (Σχήμα 2.15) εξάγουμε τις απαντήσεις στα ερωτήματα της άσκησης. Έτσι, για κάθε υποερώτημα παρατηρούμε τα εξής:

- i. Η πυκνότητα στη στήλη κυμαίνεται μεταξύ $23.8\sigma_T$ και $26.2\sigma_T$ (ή $1023.8-1026.2\text{kg/m}^3$). Αν δεχτούμε ότι η στήλη είναι ευσταθής, έπεται ότι τα επιφανειακά νερά είναι και αυτά με τη μικρότερη πυκνότητα. Συνεπώς, το αριστερό άκρο της καμπύλης T-S αντιστοιχεί στην επιφάνεια του νερού. Έτσι, τα θερμοαλατικά χαρακτηριστικά της επιφάνειας είναι: $T=10^\circ\text{C}$, $S=31$ και $\rho=1023.8\text{kg/m}^3$ ή $\sigma_T=23.8$.
- ii. Η πυκνότητα στη στήλη κυμαίνεται μεταξύ $24.8\sigma_T$ και $25.7\sigma_T$ (ή $1024.8-1025.7\text{kg/m}^3$). Αν δεχτούμε ότι η στήλη είναι ευσταθής, έπεται ότι τα επιφανειακά νερά είναι και αυτά με τη μικρότερη πυκνότητα. Συνεπώς, το πάνω άκρο της καμπύλης T-S αντιστοιχεί στην επιφάνεια του νερού. Έτσι, τα θερμοαλατικά χαρακτηριστικά της επιφάνειας είναι: $T=13^\circ\text{C}$, $S=33$ και $\rho=1024.8\text{kg/m}^3$ ή $\sigma_T=24.8$.
- iii. Η αλατότητα στη στήλη κυμαίνεται μεταξύ 33.3 και 35.5. Δεδομένου ότι η στήλη είναι πλήρως ομογενοποιημένη ως προς την πυκνότητα, δεν είναι δυνατό να προσδιορίσουμε τη θέση της επιφάνειας βάσει της παραμέτρου αυτής. Γνωρίζουμε, όμως, ότι η μέτρηση πραγματοποιήθηκε κατά τη θερμή περίοδο (καλοκαίρι), συνεπώς τα επιφανειακά νερά θα είναι αυτά με την υψηλότερη θερμοκρασία. Έτσι, το πάνω δεξιά άκρο της καμπύλης T-S αντιστοιχεί στην επιφάνεια του νερού, άρα τα θερμοαλατικά χαρακτηριστικά της επιφάνειας είναι: $T=24^\circ\text{C}$, $S=33.5$ και $\rho=1024\text{kg/m}^3$ ή $\sigma_T=24$.
- iv. Η θερμοκρασία στη στήλη κυμαίνεται μεταξύ 14 και 20.8°C . Δεδομένου ότι η στήλη είναι πλήρως ομογενοποιημένη ως προς την πυκνότητα, δεν είναι δυνατό να προσδιορίσουμε τη θέση της επιφάνειας βά-

σει της παραμέτρου αυτής. Γνωρίζουμε, όμως, ότι η μέτρηση πραγματοποιήθηκε κοντά σε εκβολές ποταμού, συνεπώς τα επιφανειακά νερά θα είναι αυτά με τη χαμηλότερη αλατότητα. Επομένως, το κάτω αριστερά άκρο της καμπύλης T-S αντιστοιχεί στην επιφάνεια του νερού. Έτσι, τα θερμοαλατικά χαρακτηριστικά της επιφάνειας είναι: $T=14^{\circ}\text{C}$, $S=27$ και $\rho=1020\text{kg/m}^3$ ή $\sigma_T=20$.

Κριτήριο αξιολόγησης 3

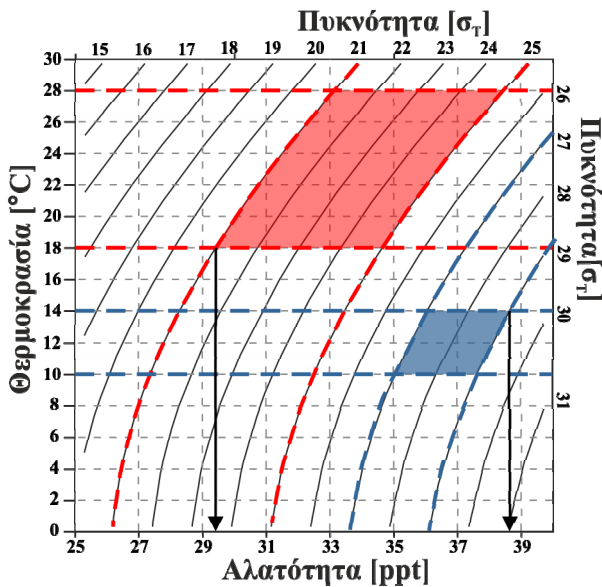
Σε μια θαλάσσια ζώνη βάθους 80m εκτελέστηκαν εποχιακές μετρήσεις θερμοκρασίας, οι οποίες δίνονται με τη μορφή κατανομής με το βάθος για κάθε εποχή (χειμώνα, καλοκαίρι). Με εργαλείο το γράφημα T-S να προσδιορίσετε ποιοτικά το εύρος μεταβολής της αλατότητας κατά τη διάρκεια του έτους.



Σχήμα 2.16 Χειμερινό (μπλε καμπύλες) και καλοκαιρινό (κόκκινες καμπύλες) προφίλ θερμοκρασίας και πυκνότητας.

Απάντηση/Λύση

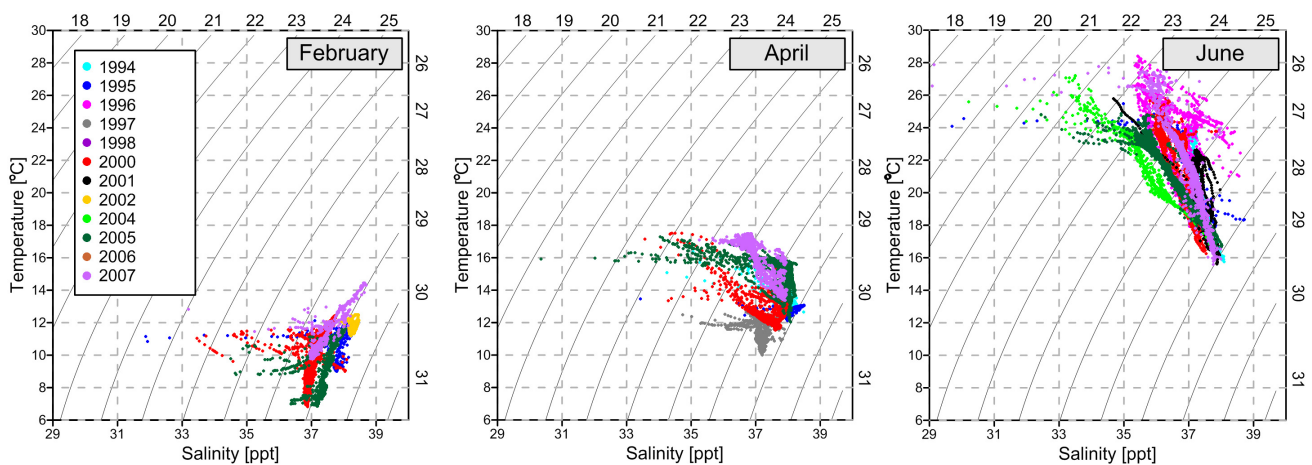
Από τα προφίλ θερμοκρασίας και πυκνότητας (Σχήμα 2.16) παρατηρούμε ότι το καλοκαίρι η θερμοκρασία κυμαίνεται μεταξύ 18 και 28°C και η πυκνότητα μεταξύ 21 και $25\sigma_T$. Αντίστοιχα, για το χειμώνα η θερμοκρασία κυμαίνεται μεταξύ 10 και 14°C και η πυκνότητα μεταξύ 27 και $29\sigma_T$. Μεταφέροντας τα εύρη αυτά στο γράφημα T-S έχουμε το παρακάτω σχήμα (Σχήμα 2.17), όπου φαίνεται με διαγράμμιση η διακύμανση των τιμών κατά τη χειμερινή και θερινή περίοδο. Από τα άκρα των περιοχών αυτών συμπεραίνουμε ότι η αλατότητα κατά τον ετήσιο κύκλο κυμαίνεται μεταξύ 29.4 και 38.6.



Σχήμα 2.17 Γράφημα T-S μεταβολής εύρους τιμών από τις μετρήσεις χειμερινών και θερινών προφίλ θερμοκρασίας και πυκνότητας (η κόκκινη και η μπλε διαγραμματισμένη περιοχή αντιστοιχούν σε θερινές και χειμερινές συνθήκες αντίστοιχα).

Κριτήριο αξιολόγησης 4

Στο παρακάτω σχήμα (Σχήμα 2.18) δίνεται η διαχρονική εξέλιξη των θερμοαλατικών παραμέτρων του Θερμαϊκού κόλπου κατά τους μήνες Φεβρουάριο, Απρίλιο και Ιούνιο με τη μορφή γραφημάτων T-S. Να κάνετε παρατηρήσεις σχετικά με τις εποχιακές μεταβολές, τη στρωμάτωση της στήλης, τις επιδράσεις άλλων τύπων νερού και τις μεταβολές (όπου υφίστανται) μεταξύ των χρονιών μέτρησης.



Σχήμα 2.18 Συγκεντρωτικά γραφήματα T-S από διαχρονικές μετρήσεις φυσικών παραμέτρων για τους μήνες Φεβρουάριο, Απρίλιο και Ιούνιο (η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί στη χρονιά μέτρησης).

Απάντηση/Λύση

Από το γράφημα T-S των μετρήσεων Φεβρουαρίου παρατηρούμε ότι τυπικά κατά το μήνα αυτό η στήλη του νερού είναι αρκετά ομογενοποιημένη, καθώς ο κύριος όγκος των σημείων βρίσκεται πάνω στις ισόπυκνες καμπύλες. Οι θερμοκρασίες κυμαίνονται μεταξύ 7 και 14°C, με τη μέτρηση του 2007 να παρουσιάζει τις πιο αυξημένες τιμές (10-14°C). Η αλατότητα στο σύνολο σχεδόν του κόλπου είναι αρκετά υψηλή, μεταξύ 37 και 39ppt, αλλά παράλληλα υφίσταται και επίδραση υφάλμυρων νερών σε όλα τα έτη για τα οποία υπάρχει διαθέσιμη μέτρηση. Συγκριτικά, παρατηρούμε μια μείωση της παρουσίας γλυκών νερών στην επιφάνεια του κόλπου κατά τον 21ο αιώνα (2005 και 2007) σε σχέση με τα τέλη του 20ου αιώνα (1995 και 2000). Λόγω αυ-

ξημένης αλατότητας και χαμηλών θερμοκρασιών, κατά το μήνα αυτό η πυκνότητα των νερών του κόλπου είναι ιδιαίτερα αυξημένη ($\sigma_T \sim 28-29.5$). Σημειώνεται, τέλος, ότι παρατηρούμε θερμότερα και νερά υψηλότερης αλατότητας ($T \sim 10-14^\circ\text{C}$ και $S \sim 38-39$) στα πυθμενικά στρώματα, με πιθανότερη προέλευση το Βόρειο Αιγαίο.

Κατά τον Απρίλιο παρατηρείται αύξηση των θερμοκρασιών ($10-18^\circ\text{C}$) και συνεπαγόμενη μείωση των πυκνοτήτων στα νερά του Θερμαϊκού ($\sigma_T \sim 26-29$), ενώ οι μέγιστες αλατότητες στα βαθύτερα στρώματα είναι της τάξης των 38.5. Παράλληλα, αυξάνεται η στρωμάτωση της στήλης λόγω της ανάπτυξης του εποχιακού θερμοκλινούς, αλλά και της αυξημένης παρουσίας υφάλμυρων νερών ($S \sim 33-35$), που είναι ιδιαίτερα έντονη κατά το 2000 και το 2005. Το 2007 εμφανίζεται και πάλι ως η πιο θερμή χρονιά, ενώ το 1997 μετρήθηκαν οι χαμηλότερες θερμοκρασίες για το μήνα αυτό. Κοντά στο θαλάσσιο πυθμένα τα νερά είναι πλέον ψυχρότερα σε σχέση με την επιφάνεια και έχουν αυξημένη αλατότητα. Όσον αφορά τη σταθερότητα της στρωμάτωσης, παρατηρούμε ότι είναι αυξημένη, αφού τα σημεία τέμνουν σχεδόν κάθετα τις ισόπυκνες καμπύλες.

Τέλος, κατά τον Ιούνιο συνεχίζει η θέρμανση της στήλης του νερού με ιδιαίτερα υψηλές θερμοκρασίες στην επιφάνεια ($\sim 28^\circ\text{C}$) και σημαντικά χαμηλότερες στον πυθμένα ($\sim 16^\circ\text{C}$). Η στρωμάτωση της στήλης είναι ιδιαίτερα έντονη και σχεδόν συνεχής με το βάθος (τα σημεία αναπτύσσονται κατά μήκος μιας ευθείας) τόσο θερμοκρασιακά, όσο και σε επίπεδο αλατότητας. Η επιφανειακή αλατότητα στην πλειονότητα των μετρήσεων είναι της τάξης των 35, ενώ κοντά στον πυθμένα έχουμε υψηλότερες τιμές (~ 38). Παράλληλα, παρατηρούνται χρονιές με ιδιαίτερα έντονη παρουσία υφάλμυρων επιφανειακών νερών, όπως το 1995, το 2004, το 2005 και το 2007. Η προέλευση των νερών αυτών είναι πιθανότατα ο Αλιάκμονας, που λόγω των φραγμάτων του παρουσιάζει απορροές και κατά τους ξηρούς, θερινούς μήνες. Ενδιαφέρον, τέλος, παρουσιάζει το γεγονός ότι, ενώ θερμοκρασιακά το σύνολο των μετρήσεων κυμαίνεται στα ίδια πλαίσια, η κλίση της ευθείας που σχηματίζουν τα σημεία με τον άξονα των αλατοτήτων είναι εντονότερη κατά τη διετία 2004-05 σε σχέση με τις άλλες χρονιές. Το γεγονός αυτό δείχνει ότι κατά τη διετία αυτή (και πιο έντονα κατά το 2004) υπήρξε μια έντονη παρουσία υφάλμυρων νερών στο σύνολο του κόλπου που είχε ως αποτέλεσμα να μετατοπιστεί το σύνολο των μετρήσεων σε χαμηλότερες αλατότητες. Η μεταβολή αυτή είναι εντονότερη στα επιφανειακά νερά, αλλά υφίσταται και στα πυθμενικά στρώματα. Πιθανόν να συνδέεται με την αύξηση της εισροής υφάλμυρων νερών των ποταμών ή/και νερών από τα Δαρδανέλια (παρουσιάζουν τη μέγιστη απορροή κατά τους θερινούς μήνες και εισέρχονται στο Θερμαϊκό κατά μήκος των ανατολικών ακτών) σε συνδυασμό με μειωμένη εισροή νερών του Β. Αιγαίου (ψυχρότερα και υψηλότερης αλατότητας) από τα βαθύτερα στρώματα.

Κεφάλαιο 3

Σύνοψη

Στο παρόν κεφάλαιο δίνονται γενικές και βασικές πληροφορίες σχετικά με τις κύριες βιοχημικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στο θαλάσσιο περιβάλλον. Στόχος του κεφαλαίου είναι η κατανόηση των βασικών διεργασιών που σχετίζονται με τις κύριες διαλυμένες και σωματιδιακές ουσίες (αέρια, οργανικό υλικό, θρεπτικά άλατα) που καθορίζουν και συνδέονται με τη θαλάσσια ζωή και την ποιότητα των νερών. Έτσι δίνονται βασικά στοιχεία για τα κύρια διαλυμένα αέρια, το οργανικό υλικό, με τη μορφή οργανικών ενώσεων και έμβιων οργανισμών, τη διαδικασία της πρωτογενούς παραγωγής στη στήλη του νερού και τις παραμέτρους από τις οποίες εξαρτάται, τον καθορισμό της τροφικής κατάστασης μιας θαλάσσιας περιοχής και την θαλάσσια τροφική αλυσίδα. Τέλος, αναφέρονται τα κύρια στοιχεία της ισχύουσας κοινοτικής και εθνικής νομοθεσίας για την ποιότητα των παράκτιων νερών.

Προαπαιτούμενη γνώση

Βασικές γνώσεις χημείας, κατανόηση του Κεφαλαίου 2.

3 Χημικές και βιοχημικές διεργασίες στο θαλάσσιο περιβάλλον

3.1 Διαλυμένα αέρια

Το θαλασσινό νερό περιέχει στο εσωτερικό του **διαλυμένα αέρια**, λόγω ανταλλαγών με την ατμόσφαιρα αλλά και λόγω βιοχημικών διεργασιών στο θαλάσσιο περιβάλλον. Τα βασικότερα από αυτά (Πίνακας 3.1) είναι το οξυγόνο (O_2), το άζωτο (N_2) και το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2). Γενικά η διαλυτότητα των αερίων στο θαλάσσιο περιβάλλον ελαττώνεται με την αύξηση της θερμοκρασίας και της αλατότητας και τη μείωση της πίεσης, ενώ η διαλυτότητα του διοξειδίου του άνθρακα είναι κατά πολύ μεγαλύτερη από αυτήν του οξυγόνου και του αζώτου (Θεοδώρου, 2004). Σημειώνεται ότι, εκτός από τις ανταλλαγές αερίων μέσω της διεπιφάνειας ατμόσφαιρας-θάλασσης, παραγωγή και κατανάλωση αερίων συμβαίνει και μέσα στη στήλη του νερού λόγω βιοχημικών διεργασιών, όπως αναλύεται σε επόμενες παραγράφους (βλ. κεφ. 3.4 και 3.5).

Αέριο	Συγκέντρωση ισορροπίας στην επιφάνεια της θάλασσης [ml/l]	
	σε θερμοκρασία 0°C	σε θερμοκρασία 20°C
Άζωτο (N_2)	14	9
Οξυγόνο (O_2)	8.8	5.5
Διοξείδιο άνθρακα (CO_2)	0.47	0.23
Αργό (Ar)	0.36	0.22
Νέον (Ne)	$1.7 \cdot 10^{-4}$	$1.5 \cdot 10^{-4}$
Κρυπτό (Kr)	$8.1 \cdot 10^{-5}$	$4.9 \cdot 10^{-5}$
Ήλιο (He)	$4.1 \cdot 10^{-5}$	$3.4 \cdot 10^{-5}$
Ξένο (Xe)	$1.2 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-6}$

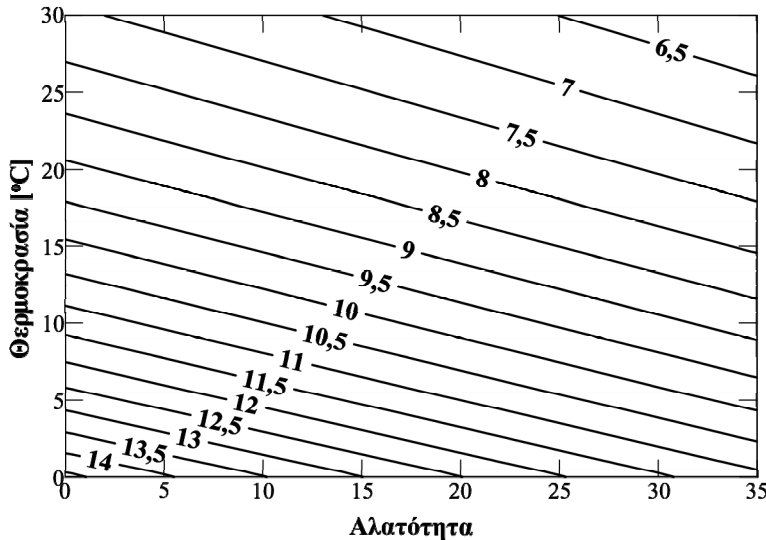
Πίνακας 3.1 Κανονικές συγκεντρώσεις ισορροπίας διαλυμένων αερίων στο επιφανειακό στρώμα της θάλασσης. [πηγή: Μουστάκα-Γούνη, 1997]

Η περιεκτικότητα του θαλάσσιου περιβάλλοντος σε διαλυμένα αέρια μπορεί να εκφραστεί ως:

- συγκέντρωση μάζας (mass concentration), με τυπική μονάδα το mg/l
- συγκέντρωση όγκου (volumetric concentration), με τυπική μονάδα το ml/l (ή ‰ και ppt)
- μοριακή συγκέντρωση (molar concentration), με τυπική μονάδα το mol/l

- λόγος μάζας (mass fraction), με τυπική μονάδα το mg/kg

Με τον όρο **διαλυμένο οξυγόνο (DO: Dissolved Oxygen)** νοείται η συγκέντρωση μοριακού οξυγόνου στο θαλασσινό νερό. Η διαλυτότητα του οξυγόνου, ή αλλιώς η **συγκέντρωση κορεσμού**, εξαρτάται από τη θερμοκρασία και την αλατότητα του θαλασσινού νερού, όπως φαίνεται στο σχήμα 3.1, και κυμαίνεται μεταξύ 6.5 και 14mg/l.



Σχήμα 3.1 Συγκέντρωση κορεσμού διαλυμένου οξυγόνου, DO_S [mg/l], σε σχέση με την αλατότητα και τη θερμοκρασία του θαλασσινού νερού.

Γίνεται φανερό ότι σε μεγάλες θερμοκρασίες τα επίπεδα διαλυμένου οξυγόνου που μπορεί να διατηρήσει η στήλη του νερού μειώνονται. Η συγκέντρωση κορεσμού του διαλυμένου οξυγόνου (DO_S , σε mg/l) βάσει των τιμών θερμοκρασίας (T_K , σε βαθμούς Kelvin) και αλατότητας (S) είναι (Benson & Krause, 1984):

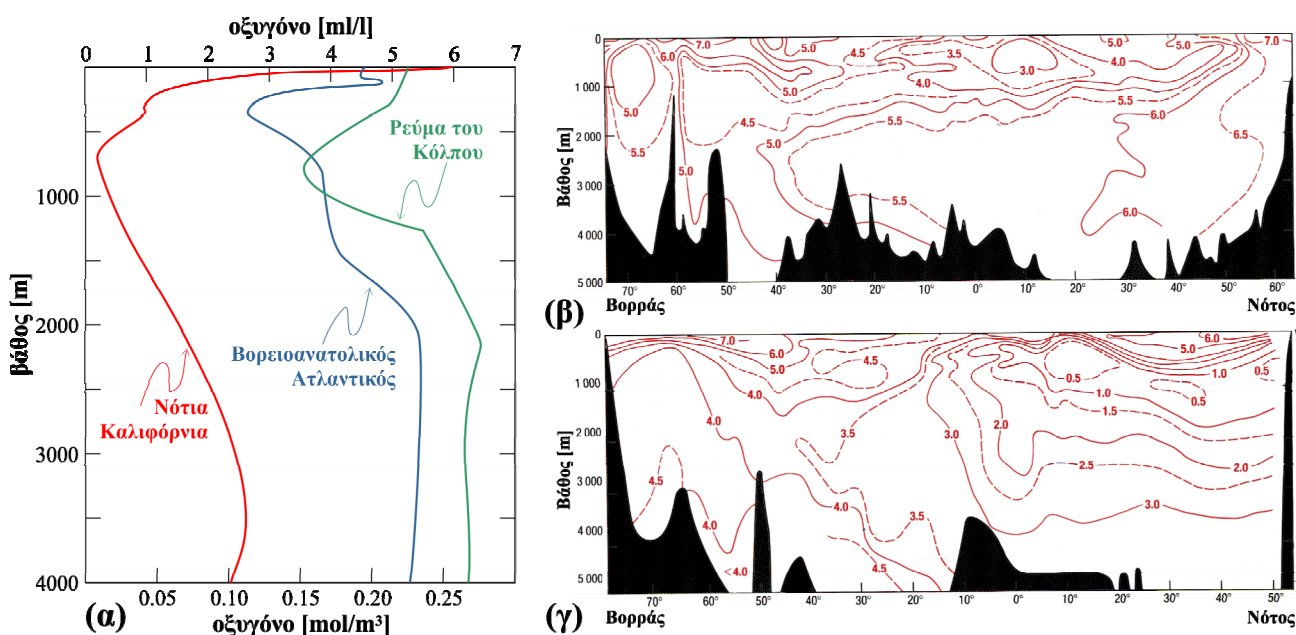
$$DO_S \text{ [mg/l]} = \exp \left[-3.442 + \frac{1.572288 \cdot 10^5}{T_K} - \frac{6.637149 \cdot 10^7}{T_K^2} + \frac{1.243678 \cdot 10^{10}}{T_K^3} - \frac{8.621061 \cdot 10^{11}}{T_K^4} \right] \times \exp \left[-S \cdot \left(0.020573 - \frac{12.142}{T_K} + \frac{2363.1}{T_K^2} \right) \right] \quad \text{όπου } \left\{ T_K = T_{\circ C} + 273.15 \right\} \quad [3.1]$$

Το θαλάσσιο περιβάλλον, επομένως, μπορεί να είναι είτε υπέρκορο (hypersaturated), στην περίπτωση που η συγκέντρωση διαλυμένου οξυγόνου είναι μεγαλύτερη από αυτήν του κορεσμού ($DO > DO_S$), είτε κορεσμένο (saturated), εάν $DO = DO_S$, είτε ακόρεστο (hyposaturated), στην περίπτωση που το διαλυμένο οξυγόνο είναι μικρότερο της συγκέντρωσης κορεσμού ($DO < DO_S$). Υπερκορεσμός, γενικά, μπορεί να προκύψει μετά από έντονη μηχανική ανάμιξη ενός διαλύματος, ενώ η περίπτωση DO στο θαλάσσιο περιβάλλον προκύπτει σχεδόν πάντα λόγω της φωτοσυνθετικής δραστηριότητας (βλ. κεφ. 3.4) και εν μέρει στα επιφανειακά νερά λόγω της ανάμιξης από τα κύματα. Η απόκλιση από τη συγκέντρωση κορεσμού εκφράζεται με το **ποσοστό κορεσμού**, που είναι ο λόγος της συγκέντρωσης DO προς τη συγκέντρωση DO_S , ενώ ορίζουμε ως **φαινόμενη χρήση οξυγόνου (AOU: Apparent Oxygen Utilization)** τη διαφορά μεταξύ των 2 τιμών:

$$\begin{aligned} \% \text{ κορεσμού} &= 100 \cdot DO / DO_S \\ AOU &= DO_S - DO \end{aligned} \quad [3.2]$$

Ουσιαστικά η φαινόμενη χρήση οξυγόνου (AOU) είναι η συγκέντρωση οξυγόνου που λείπει από τη θαλάσσια μάζα σε σχέση με αυτήν που θα είχε αν ήταν κορεσμένη και, συνεπώς, εκφράζει έμμεσα την κατανάληση οξυγόνου στην εν λόγω θαλάσσια περιοχή.

Σε σχέση με την κατακόρυφη κατανομή του διαλυμένου οξυγόνου, αυτή παρουσιάζει τυπικά τις μέγιστες συγκεντρώσεις (~7ml/l ή 9mg/l) στα επιφανειακά στρώματα (Σχήμα 3.2α), όπου υπάρχει η ανταλλαγή με την ατμόσφαιρα. Σημειώνεται ότι σε συγκεντρώσεις κάτω των 4mg/l οι θαλάσσιοι οργανισμοί δεν μπορούν να οξυγονωθούν επαρκώς, ενώ συγκεντρώσεις της τάξης των 2mg/l θεωρούνται **υποξικές συνθήκες**. Έχει παρατηρηθεί στους ωκεανούς η ύπαρξη μιας ζώνης ελάχιστου οξυγόνου μεταξύ των 200 και 1000m περίπου (Σχήμα 3.2), στην οποία οι συγκεντρώσεις οξυγόνου μειώνονται σταδιακά από 4-6ml/l (ή 5-8mg/l) μέχρι και συγκεντρώσεις μικρότερες των 2ml/l (ή 2.5mg/l). Σε κάποιες περιπτώσεις μπορεί να παρατηρηθούν και ανοξικές συνθήκες, συνθήκες δηλαδή σχεδόν πλήρους έλλειψης οξυγόνου. Η εμφάνιση της ζώνης αυτής συνδέεται άμεσα με την ανάπτυξη του θερμοκλινούς, δεδομένου ότι: (α) η κατακόρυφη ανάμιξη στην περιοχή του θερμοκλινούς είναι σημαντικά μειωμένη και, συνεπώς, εντός του θερμοκλινούς παρουσιάζεται μειωμένη ανανέωση οξυγόνου από τα ανώτερα στρώματα, (β) η βιολογική δραστηριότητα στις περιοχές αυτές είναι αυξημένη και συνδέεται τόσο με υψηλή κατανάλωση οξυγόνου, όσο και με αυξημένη παραγωγή οργανικού υλικού (Μουστάκα-Γούνη, 1997). Παράλληλα, σε μεγαλύτερα ωκεάνια βάθη οι συγκεντρώσεις DO είναι υψηλότερες σε σχέση με τη θερμοκλιτική ζώνη (Σχήμα 3.2), κυρίως λόγω της θερμοαλατικής κυκλοφορίας και της μεταφοράς ψυχρών και οξυγονωμένων νερών στα βαθύτερα στρώματα του παγκόσμιου ωκεανού από τα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη προς τον ισημερινό. Σημειώνεται ότι σε νερά της ηπειρωτικής υφαλοκρηπίδας και σε παράκτια νερά η ζώνη ελάχιστου οξυγόνου φτάνει συχνά τον θαλάσσιο πυθμένα και μπορεί να παρατηρηθούν υποξικές ή ανοξικές συνθήκες κοντά σε αυτόν. Παράλληλα, περιοχές με υψηλή βιολογική δραστηριότητα, μειωμένη ανανέωση των υδάτων ή/και σημαντική φόρτιση του θαλάσσιου περιβάλλοντος από ανθρωπογενείς δραστηριότητες συμβάλλουν καθοριστικά στη μείωση των επιπέδων διαλυμένου οξυγόνου στο θαλάσσιο περιβάλλον (βλ. κεφ. 3.5).



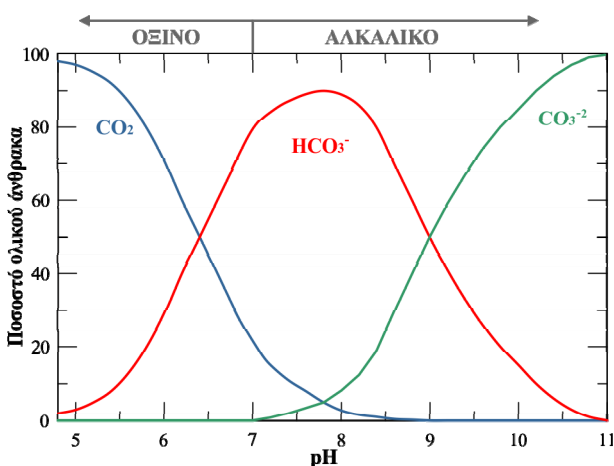
Σχήμα 3.2 Κατανομή DO με το βάθος στην Νότια Καλιφόρνια, στο ΒΑ Ατλαντικό και στο Ρεύμα του Κόλπου (Gulf Stream) (α) και τομές DO [ml/l] κατά μήκος των δυτικών ακτών του Ατλαντικού Ωκεανού (β) και κατά μήκος του μεσημβρινού 170°Δ στον Ειρηνικό Ωκεανό (γ).

Το **διαλυμένο άζωτο** (N_2) στο θαλάσσιο περιβάλλον θεωρείται σχεδόν συντηρητική ουσία, αφού πολύ μικρές ποσότητες δεσμεύονται από θαλάσσιους οργανισμούς (π.χ. βακτήρια). Ωστόσο, δεν πρέπει να συγχέεται το διαλυτό αέριο άζωτο με δεσμευμένες ενώσεις του, όπως τα νιτρικά, νιτρώδη και αμμωνιακά άλατα, τα οποία μεταβάλλονται σημαντικά λόγω βιολογικών διεργασιών και άλλων εισροών στο θαλάσσιο περιβάλλον. Αυτά αναφέρονται στο επόμενο υποκεφάλαιο (βλ. κεφ. 3.2, 3.4 και 3.5).

Το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2) είναι μια ένωση με πολύπλοκες χημικές μεταβολές και συναντάται στο θαλάσσιο περιβάλλον κυρίως με τη μορφή διττανθρακικών ιόντων (HCO_3^- και CO_3^{2-}). Η αντίδραση μεταβολής του CO_2 με το H_2O είναι:

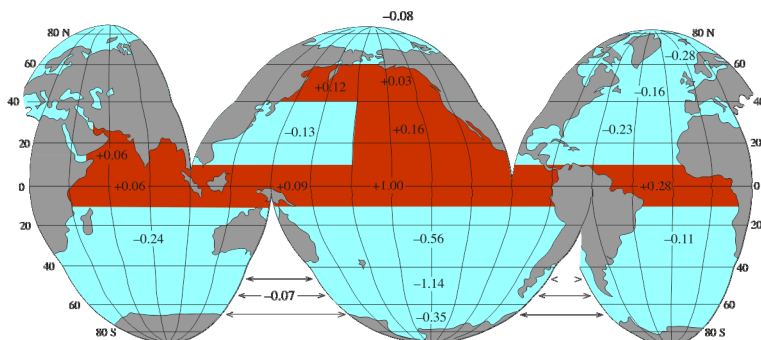


Επομένως, η ανάμιξη του διοξειδίου του άνθρακα με το θαλασσινό νερό προκαλεί το σχηματισμό όξινων ανθρακικών (HCO_3^-) ή/και ανθρακικών ιόντων (CO_3^{2-}) με ταυτόχρονη παραγωγή κατιόντων υδρογόνου (H^+). Έπεται ότι η αντίδραση αυτή μεταβάλλει σημαντικά το pH του θαλάσσιου περιβάλλοντος, όπως φαίνεται στο σχήμα 3.3. Αντίστροφα, η μέτρηση του pH μπορεί να οδηγήσει στην εκτίμηση των επιπέδων ανθρακικών αλάτων. Τα επίπεδα pH στην επιφάνεια του θαλασσινού νερού βρίσκονται συνήθως μεταξύ 8.1 και 8.3 (αλκαλικά), γεγονός που σημαίνει επικράτηση όξινων ανθρακικών αλάτων. Σημειώνεται ότι, εκτός από τις ανταλλαγές διοξειδίου του άνθρακα με την ατμόσφαιρα, παραγωγή και κατανάλωση CO_2 γίνεται και μέσω βιολογικών διεργασιών (φωτοσύνθεση και αναπνοή, βλ. κεφ. 3.4 και 3.5).



Σχήμα 3.3 Ποσοστά διαλυμένου διοξειδίου του άνθρακα (CO_2), όξινου ανθρακικού αλάτων (HCO_3^-) και ανθρακικών αλάτων (CO_3^{2-}) σε σχέση με το pH.

Όπως φαίνεται στο σχήμα 3.4, η ανταλλαγή CO_2 μεταξύ ατμόσφαιρας και θαλάσσιου νερού δεν είναι η ίδια σε όλα τα γεωγραφικά πλάτη. Κοντά στον ισημερινό παρατηρούνται ζώνες εκροής CO_2 προς την ατμόσφαιρα, ενώ σε υψηλότερα γεωγραφικά πλάτη επικρατεί η καταβύθισή του στο ωκεάνιο περιβάλλον. Η διαφοροποίηση αυτή οφείλεται στην επίδραση της θερμοκρασίας στη διαλυτότητα του αερίου, στην ωκεάνια κυκλοφορία και σε βιολογικές διεργασίες. Το ολικό ισοζύγιο εισροής-εκροής είναι ανοιχτό, με την ετήσια απορρόφηση CO_2 από τον ωκεανό να είναι της τάξης των 2Gt, ποσό που αντιστοιχεί στο 38% των ολικών εκπομπών CO_2 στην ατμόσφαιρα (στοιχεία 1980) (Emerson & Hedges, 2008· Summerhayes et al., 1996). Ωστόσο, η σημαντικότερη αυτή συνεισφορά των παγκόσμιων ωκεανών στη μείωση των επιπέδων CO_2 στην ατμόσφαιρα δεν είναι εξασφαλισμένη και για το μέλλον. Μελέτες κλιματικής αλλαγής έδειξαν ότι η αύξηση του CO_2 στην ατμόσφαιρα μπορεί να οδηγήσει σε οξίνιση (*acidification*) των ωκεανών που μπορεί να φτάσει και το 150% (αύξηση του pH κατά 0.3-0.4) κατά το τέλος του 21ου αιώνα (Feely et al., 2009). Κάτι τέτοιο θα σήμαινε μείωση των όξινων ανθρακικών αλάτων και σημαντική διατάραξη στα θαλάσσια οικοσυστήματα.

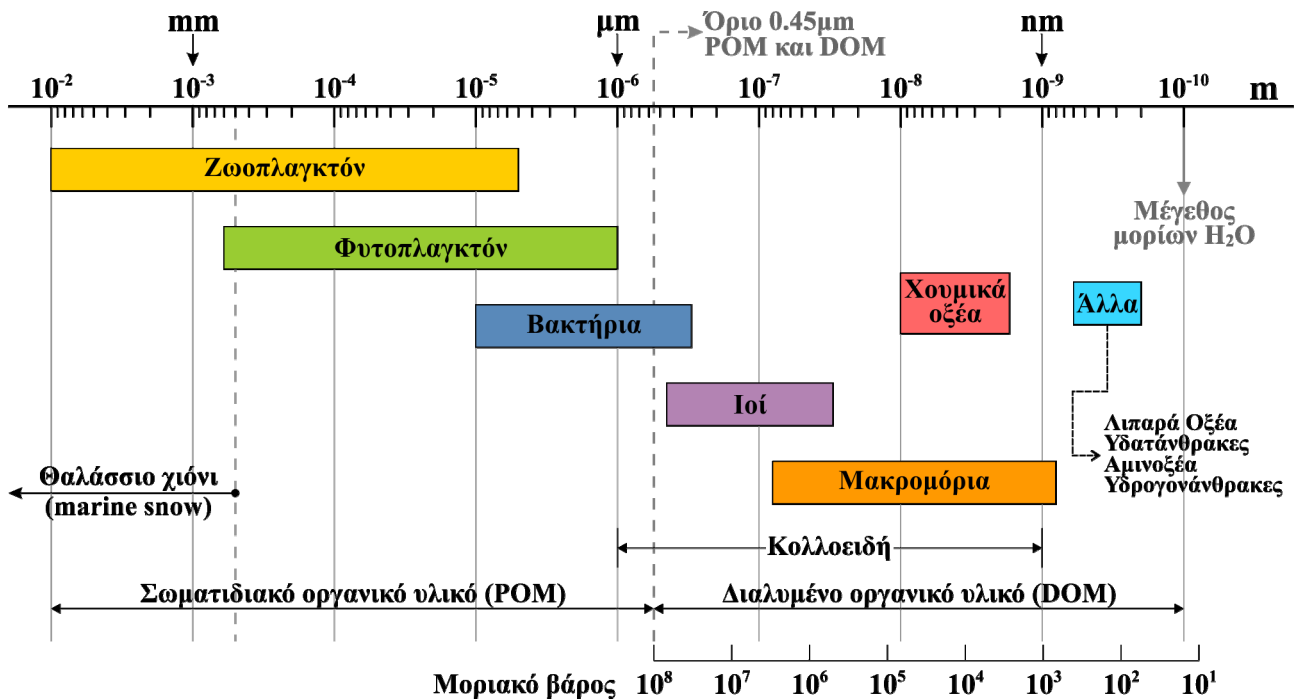


Σχήμα 3.4 Μέση ετήσια ανταλλαγή CO_2 μεταξύ ατμόσφαιρας και θάλασσας [$\cdot 10^{12} \text{ grC/έτος}$]. Θετικές τιμές (κόκκινες περιοχές) δηλώνουν αποβολή CO_2 στην ατμόσφαιρα και αρνητικές τιμές (γαλάζιες περιοχές) απορρόφηση CO_2 από το θαλάσσιο περιβάλλον.

3.2 Οργανικό υλικό

3.2.1 Σωματιδιακό και διαλυμένο οργανικό υλικό

Το **οργανικό υλικό** στο θαλάσσιο περιβάλλον περιλαμβάνει ένα σημαντικό εύρος οργανικών ενώσεων (ενώσεις του άνθρακα), συμπεριλαμβανομένων βέβαια και θαλάσσιων μικροοργανισμών. Το μέγεθος του οργανικού υλικού στη θάλασσα μεταβάλλεται σε σημαντικό εύρος, από ενώσεις με τυπική διάμετρο $\sim 0.1 \text{ nm}$ έως και δεκάδες χιλιοστά (Σχήμα 3.5). Έτσι, είναι χρήσιμος ο διαχωρισμός του σε **σωματιδιακό οργανικό υλικό (POM: Particulate Organic Matter)** και σε **διαλυμένο οργανικό υλικό (DOM: Dissolved Organic Matter)**. Ως διαλυμένο νοείται το υλικό που μπορεί να περάσει μέσα από ένα φίλτρο διήθησης, ενώ σωματιδιακό το υλικό που συγκρατείται από αυτό (οι διάμετροι των πόρων του φίλτρου είναι μεταξύ 0.5 και $0.2 \mu\text{m}$), σε συνδυασμό με τη δυνατότητα του σωματιδίου να καθιζάνει ή όχι υπό την επίδραση της βαρύτητας. Έτσι, μια γενικά αποδεκτή τιμή για το «όριο» που διαχωρίζει το διαλυμένο από το σωματιδιακό υλικό είναι τα $0.45 \mu\text{m}$ ($4.5 \cdot 10^{-7} \text{ m}$). Έτσι, όπως φαίνεται και γραφικά στο σχήμα 3.5, το POM στο θαλάσσιο περιβάλλον αποτελείται κυρίως από πλαγκτόν και βακτήρια, ενώ ιοί και λοιπές ενώσεις του άνθρακα ανήκουν στο DOM. Σημειώνεται ότι το μεγαλύτερο μέρος του DOM βρίσκεται σε **κολλοειδή φάση** και αντιστοιχεί σε υλικό με διαστάσεις μεταξύ 1 και 1000 nm . Επομένως, το οργανικό υλικό στο θαλάσσιο περιβάλλον μπορεί να βρίσκεται στις εξής φάσεις: (α) **διαλυμένη** ($< 1 \text{ nm}$), (β) **κολλοειδή** ($1-1000 \text{ nm}$) και (γ) **σωματιδιακή** ($> 1000 \text{ nm}$). Ο διαχωρισμός αυτός είναι σημαντικός, καθώς διαφορετικές βιοχημικές διεργασίες συνδέονται με την κάθε φάση και τελικά ορίζουν την ανακύκλωση του οργανικού υλικού στους ωκεανούς (Μουστάκα-Γούνη, 1997). Τέλος, οργανικά σωματίδια διαμέτρου άνω των 0.5 mm (ανώτερο μέρος του POM) σχηματίζουν το λεγόμενο **θαλάσσιο χιόνι (marine snow)**: οργανικά, κυρίως, κατάλοιπα καταβυθίζονται από τα επιφανειακά στρώματα προς τον πυθμένα, σχηματίζοντας συσσωματώματα που προσομοιάζουν με νιφάδες χιονιού. Πρόκειται για βασική διεργασία μεταφοράς ενέργειας/βιομάζας από την εύρωτη ζώνη υψηλής παραγωγικότητας προς τα βαθύτερα στρώματα.



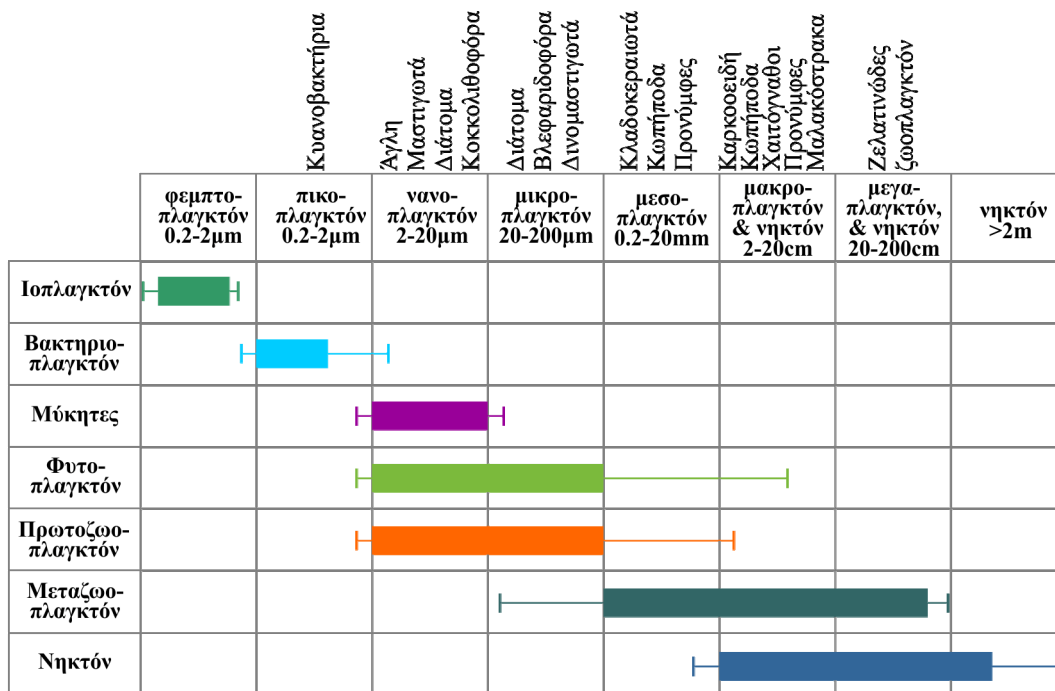
Σχήμα 3.5 Κατανομή μεγεθών σωματιδιακού και διαλυμένου οργανικού υλικού στο θαλάσσιο περιβάλλον.

3.2.2 Έμβιοι θαλάσσιοι οργανισμοί

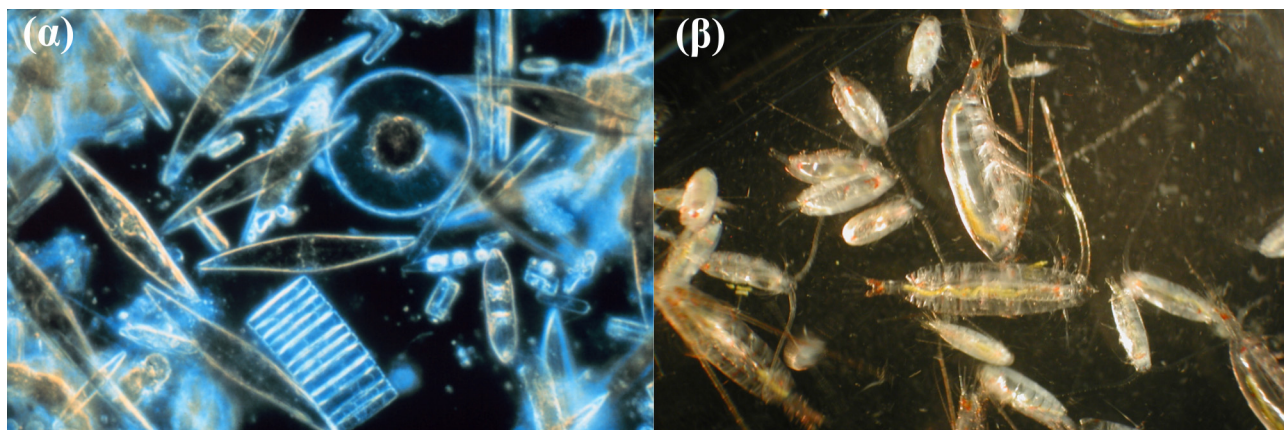
Ένας βασικός διαχωρισμός για τους πελαγικούς θαλάσσιους οργανισμούς (τους οργανισμούς, δηλαδή, που ζουν στη στήλη του νερού) αφορά την ικανότητά τους ή μη να καθορίσουν τα ίδια την κίνησή τους στο θαλάσσιο περιβάλλον. Έτσι, οι θαλάσσιοι οργανισμοί διαχωρίζονται σε:

- **πλαγκτόν (*plankton*)**: ετυμολογικά προέρχεται από την αρχαιοελληνική λέξη «πλαγκτός» (πλάζομαι) και σημαίνει περιπλανώμενος. Αναφέρεται σε θαλάσσιους μικροοργανισμούς χωρίς καθόλου ή με μικρή δυνατότητα κολύμβησης, οι οποίοι μεταφέρονται παθητικά από τα θαλάσσια ρεύματα
- **νηκτόν (*nekton*)**: ετυμολογικά προέρχεται από το αρχαιοελληνικό ρήμα «νέω» που σημαίνει κολυμπώ. Αναφέρεται σε θαλάσσιους οργανισμούς που, σε αντίθεση με τους πλαγκτονικούς, έχουν δυνατότητα κολύμβησης και καθορίζουν εκούσια την κίνησή τους στο θαλάσσιο περιβάλλον, ανεξάρτητα από τα θαλάσσια ρεύματα.

Στο φάσμα του πλαγκτού ανήκουν μικροοργανισμοί (<2cm) που μπορεί να είναι φυτά (φυτοπλαγκτόν), ζώα (ζωοπλαγκτόν), βακτήρια (βακτηριοπλαγκτόν) και ιοί (Μουστάκα-Γούνη, 1997), ενώ στο νηκτόν ανήκουν μαλάκια, μαλακόστρακα, ψάρια και θαλάσσια θηλαστικά. Ως προς τις διαστάσεις τους, οι θαλάσσιοι οργανισμοί μπορούν να διαχωριστούν στις κατηγορίες που δίνονται στο σχήμα 3.6. Στην εικόνα 3.1 δίνονται χαρακτηριστικά είδη φυτο- και ζωο-πλαγκτονικών οργανισμών. Η κοινωνία μικροοργανισμών που κατοικεί στο επιφανειακό φιλμ νερού (~4mm) αποτελεί ειδική πλαγκτονική κατηγορία και ονομάζεται **νευστόν**. Αποτελείται κυρίως από βακτήρια, μικροφύκη και πρωτόζωα σε πολύ μεγάλες πληθυσμιακές πυκνότητες. Σημειώνεται, επίσης, ότι η ζωοπλαγκτονική κοινωνία χωρίζεται σε 2 μεγάλες υποκατηγορίες, ανάλογα με το εάν οι οργανισμοί περνούν το σύνολο της ζωής τους ως πλαγκτόν. Έτσι, το ζωοπλαγκτόν χωρίζεται σε: (α) **ολοπλαγκτόν**, που περιλαμβάνει οργανισμούς που διάγουν το σύνολο της ζωής τους ως πελαγικό πλαγκτόν, και (β) **μεροπλαγκτόν**, που περιλαμβάνει οργανισμούς που στα νεαρά στάδια της ζωής τους αποτελούν πλαγκτονικούς οργανισμούς, ενώ σε μεγαλύτερα ή ενήλικα στάδια γίνονται νηκτικά ή βενθικά ζώα (π.χ. ψάρια, καβούρια, αστακοί).



Σχήμα 3.6 Κατάταξη θαλάσσιων οργανισμών σε σχέση με το μέγεθός τους (στην κορυφή αναφέρονται χαρακτηριστικά πλαγκτονικά είδη στην κάθε κατηγορία).



Εικόνα 3.1 Εικόνες ζωντανού φυπλαγκτού, κυρίως διάτομα (α) και ζωντανού ζωοπλαγκτού, κυρίως κωπήποδα (β). [πηγή: NOAA Photo Library⁴]

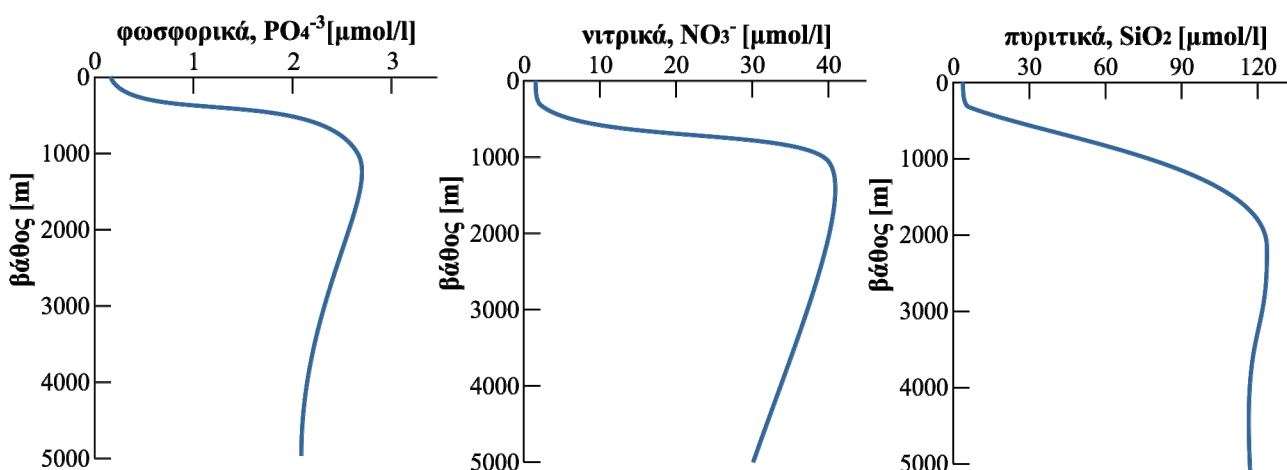
Εκτός από τους πελαγικούς φυτικούς και ζωικούς οργανισμούς υπάρχουν και οι **βενθικές κοινότητες**, δηλαδή ζώα και φυτά που ζουν και αναπτύσσονται στην επιφάνεια του θαλάσσιου πυθμένα. Στους φυτικούς οργανισμούς ανήκουν τα μακροφύκη (*seaweeds*), όπως χλωροφύκη, φαιοφύκη και ροδοφύκη, και τα θαλάσσια αγγειόσπερμα (*seagrass*), τα οποία, σε αντίθεση με τα μακροφύκη, είναι εξελικτικά ανώτερα και έχουν σχηματισμένο ριζικό σύστημα. Η ύπαρξη αγγειοσπέρμων σε μια θαλάσσια περιοχή, αντίθετα με την κοινή πεποίθηση, είναι ένδειξη καλής οικολογικής ποιότητας. Το πιο διαδεδομένο αγγειόσπερμο των ελληνικών θαλασσών είναι η Ποσειδωνία (*Posidonia oceanica*), ενώ άλλα είδη περιλαμβάνουν τα είδη Ζοστέρα (*Zostera noltii*, *Zostera marina*) και Ρούππια (*Ruppia cirrhosa*, *Ruppia marina*). Στα βενθικά ζώα κατατάσσεται πληθώρα θαλάσσιων οργανισμών, όπως δίθυρα, μαλακόστρακα, οστρακόδερμα, σφουγγάρια, κοράλλια, εχινόδερμα, πολύχαιτοι και κάποια είδη βενθικών ψαριών. Τα βενθικά ζώα τρέφονται κυρίως με τα υπολείμματα άλλων οργανισμών που καθιζάνουν προς την περιοχή του πυθμένα.

⁴ <http://www.photolib.noaa.gov/>

Σημαντικός επίσης είναι ο διαχωρισμός των θαλάσσιων οργανισμών σε **αυτότροφους** και **ετερότροφους**: οι αυτότροφοι οργανισμοί παράγουν οι ίδιοι την τροφή τους, ενώ οι ετερότροφοι τρέφονται με άλλους οργανισμούς. Σημειώνεται ότι η πλειονότητα του φυτοπλαγκτού ανήκει στους αυτότροφους οργανισμούς και οι ιοί, οι μύκητες, το ζωοπλαγκτόν και το νηκτόν είναι ετερότροφοι, ενώ υπάρχουν αυτότροφα και ετερότροφα βακτήρια. Παράλληλα, υπάρχουν και οργανισμοί που είναι **μικτότροφοι** (*mixotrophs*), δηλαδή τρέφονται και με τους δύο τρόπους. Η παραγωγή τροφής από αυτότροφους μικροοργανισμούς γίνεται είτε με χημικό τρόπο, οπότε ονομάζεται χημειοαυτότροφη παραγωγή (γίνεται κύρια από βακτηριοπλαγκτόν και κάποιους βενθικούς οργανισμούς), είτε μέσω της διαδικασίας φωτοσύνθεσης, οπότε ονομάζεται φωτοαυτότροφη παραγωγή (η διαδικασία της φωτοσύνθεσης αναλύεται στο κεφ. 3.4).

3.3 Θρεπτικά άλατα

Τα **θρεπτικά άλατα** είναι απαραίτητα για την πρωτογενή παραγωγικότητα στο θαλάσσιο περιβάλλον. Τα βασικότερα από αυτά είναι τα άλατα του **αζώτου** (N), του **φωσφόρου** (P) και του **πυριτίου** (Si) με μορφή NO_3^- , PO_4^{3-} και SiO_2 , δηλαδή τα νιτρικά, φωσφορικά και πυριτικά άλατα. Τα άλατα αυτά αποτελούν τροφή για τους αυτότροφους θαλάσσιους μικροοργανισμούς (φυτοπλαγκτόν) και για το λόγο αυτό οι συγκεντρώσεις τους στα ανώτερα στρώματα της στήλης είναι περιορισμένη (Σχήμα 3.7), αφού κατά κύριο λόγο καταναλώνονται στην εύφωτη ζώνη κατά τη διαδικασία της φωτοσύνθεσης (βλ. κεφ. 3.4). Η ζώνη όπου εμφανίζεται σημαντική κλίση του προφίλ της συγκέντρωσης θρεπτικών συχνά αναφέρεται ως νουτρίκλινο (*nutricline*). Σε βαθύτερα στρώματα (κάτω από το μόνιμο θερμοκλινές) οι συγκεντρώσεις είναι, τυπικά, σημαντικά υψηλότερες. Η διαθεσιμότητα θρεπτικών αλάτων στους ωκεανούς επίσης εξαρτάται σημαντικά από το γεωγραφικό πλάτος, με υψηλή αφθονία στις πολικές περιοχές και χαμηλές συγκεντρώσεις κοντά στον ισημερινό.



Σχήμα 3.7 Τυπική κατανομή φωσφορικών, νιτρικών και πυριτικών αλάτων [$\mu\text{mol/l}$] σε τροπικά και υποτροπικά νερά.

Λόγω του καθοριστικού τους ρόλου στην πρωτογενή παραγωγή τα νιτρικά, φωσφορικά και πυριτικά άλατα συχνά χαρακτηρίζονται και ως βιο-περιοριστικά (*biolimiting*), αφού η διαθεσιμότητά τους στα επιφανειακά νερά μπορεί να περιορίσει τη βιολογική παραγωγή (Μουστάκα-Γούνη, 1997). Τα πυριτικά άλατα χρησιμοποιούνται κυρίως για το σχηματισμό σκελετικού ιστού από τους μικροοργανισμούς, ενώ τα νιτρικά και φωσφορικά χρησιμοποιούνται για το σχηματισμό μαλακών ιστών. Ο λόγος μοριακών συγκεντρώσεων (μοριακή αναλογία) νιτρικών και φωσφορικών αλάτων (N/P) στον οργανικό ιστό των θαλάσσιων οργανισμών είναι της τάξης του **16:1**. Για το λόγο αυτό, η βέλτιστη ανάπτυξη των αυτότροφων οργανισμών γίνεται όταν ο λόγος N/P στο θαλάσσιο περιβάλλον είναι κοντά στο **16**. Αποκλίσεις από τη βέλτιστη αυτή τιμή καταδεικνύουν τον περιοριστικό παράγοντα για την πρωτογενή παραγωγικότητα σε μια θαλάσσια περιοχή:

- εάν $\text{N/P}=16$ έχουμε ισορροπία τροφής,
- εάν $\text{N/P}<16$ τα νιτρικά είναι το περιοριστικό θρεπτικό: υπάρχει υπερπροσφορά φωσφορικών και απώλεια νιτρικών αλάτων (*nitrogen starvation* ή *nitrate starvation*),

- εάν $N/P > 16$ τα φωσφορικά είναι το περιοριστικό θρεπτικό: υπάρχει υπερπροσφορά νιτρικών και απώλεια φωσφορικών αλάτων (*phosphorus starvation* ή *phosphate starvation*)

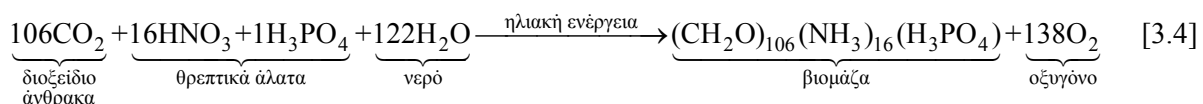
Σημειώνεται ότι στα ωκεάνια νερά ο λόγος N/P είναι της τάξης του 16, ίσος δηλαδή με το λόγο N/P στους οργανικούς ιστούς. Μάλιστα, ένα από τα αναπάντητα ερωτήματα της θαλάσσιας χημείας είναι εάν οι θαλάσσιοι οργανισμοί εξελίχθηκαν ώστε να χρησιμοποιούν το μοριακό λόγο 16:1 επειδή αυτός ήταν διαθέσιμος ή αν οι ίδιοι οι μικροοργανισμοί σταδιακά καθόρισαν το λόγο αυτό στο θαλάσσιο περιβάλλον (Wright et al., 1995). Παρ' όλα αυτά, σε παράκτια νερά υπάρχουν σημαντικές αποκλίσεις από το βέλτιστο λόγο $N/P=16:1$ λόγω των ανθρωπογενών παρεμβάσεων που διαταράσσουν την ισορροπία θρεπτικών στο θαλάσσιο περιβάλλον. Οι κυριότερες από αυτές είναι η απόρριψη αστικών λυμάτων (πλουσιών σε νιτρικά και αμμωνιακά άλατα) και η χρήση χημικών λιπασμάτων (πλουσιών σε φωσφορικά ή νιτρικά άλατα, ανάλογα με τον τύπο λιπάσματος) στις γεωργικές δραστηριότητες που φτάνουν στο θαλάσσιο περιβάλλον μέσω επιφανειακών απορροών. Οι παρεμβάσεις αυτές, εκτός από την αναλογία N/P, επιδρούν στη διαθεσιμότητα τροφής, διαταράσσουν την τροφική αλυσίδα και, υπό συνθήκες, μπορούν να οδηγήσουν σε ευτροφικά επεισόδια και σε τοξικές ανθήσεις φυτοπλαγκτού στο θαλάσσιο περιβάλλον (βλ. κεφ. 3.4.3).

3.4 Φωτοσύνθεση – Πρωτογενής παραγωγή

3.4.1 Η διεργασία της φωτοσύνθεσης

Στο θαλάσσιο χώρο το σύνολο των φυκών (φυτοπλαγκτόν, μακροφύκη και αγγειόσπερμα) και κάποια από τα βακτήρια συνθέτουν οργανικές ενώσεις από ανόργανες, όπως το νερό, το διοξείδιο του άνθρακα και τα θρεπτικά άλατα. Όπως προαναφέρθηκε, ονομάζονται αυτότροφοι οργανισμοί ή πρωτογενείς παραγωγοί και χρησιμοποιούν ως πηγή ενέργειας είτε τη χημική ενέργεια από τη διάσπαση ανόργανων ενώσεων (χημειοαυτότροφη παραγωγή ή χημειοσύνθεση), είτε το φως (φωτοαυτότροφη παραγωγή ή φωτοσύνθεση) (Μουστάκα-Γούνη, 1997). Στο παρόν κεφάλαιο αναλύεται η διαδικασία της φωτοσύνθεσης, που είναι και η σημαντικότερη των δύο, αφού το σύνολο σχεδόν της πρωτογενούς παραγωγής στο θαλάσσιο χώρο προέρχεται από τη φωτοσύνθεση.

Το σύνολο της ζωής στη θάλασσα εξαρτάται από τη **φωτοσύνθεση**. Πρόκειται για τη διαδικασία κατά την οποία διοξείδιο του άνθρακα, θρεπτικά άλατα και νερό μετατρέπονται σε **βιομάζα** και **οξυγόνο**. Η πιο διαδεδομένη χημική έκφραση της αντίδρασης στην ωκεανογραφία είναι η εξίσωση Redfield-Ketchum-Richards (Redfield et al., 1963):



Παρατηρούμε ότι στην παραπάνω αντίδραση ο λόγος άνθρακα, αζώτου και φωσφόρου (συχνά αναφερόμενος και ως λόγος Redfield) είναι **C:N:P=106:16:1**. Ο λόγος αυτός είναι ιδιαίτερα σημαντικός για την πρωτογενή παραγωγικότητα της στήλης. Δεδομένου ότι το CO_2 είναι σε αφθονία, η πρωτογενής παραγωγικότητα τείνει να περιορίζεται βάσει του λόγου νιτρικών και φωσφορικών αλάτων, $N/P=16:1$, όπως αναφέρθηκε και στο προηγούμενο υποκεφάλαιο.

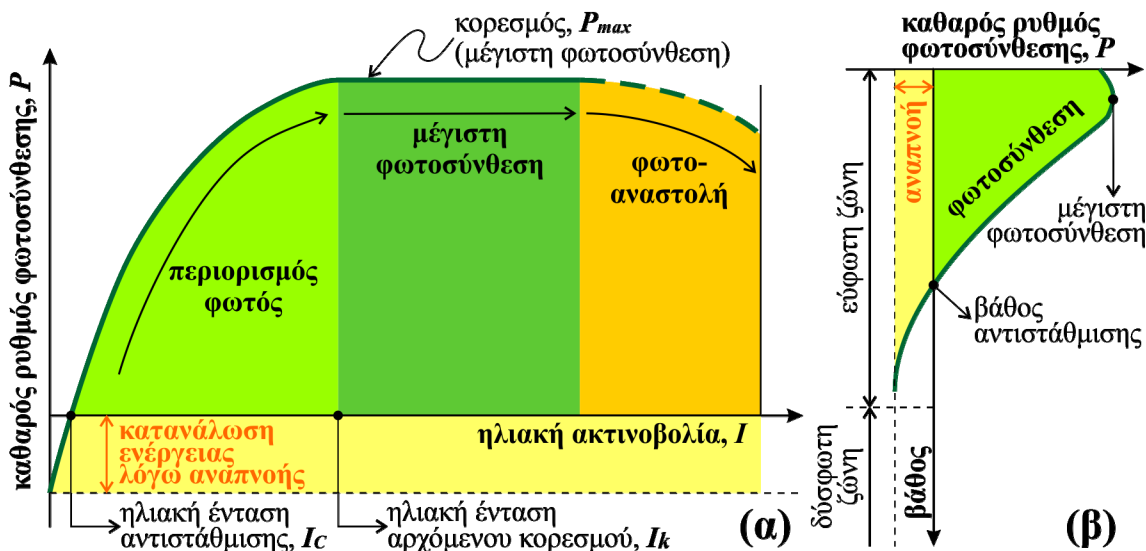
Εκτός από τη διαθεσιμότητα θρεπτικών, η διαδικασία της φωτοσύνθεσης απαιτεί και ηλιακή ακτινοβολία. Εξετάζοντας την εξάρτηση του ρυθμού φωτοσύνθεσης μόνο από την ένταση της διαθέσιμης ηλιακής ακτινοβολίας (Σχήμα 3.8α) παρατηρούμε ότι:

- Ένα ποσοστό της βιομάζας που παράγεται μέσω της διαδικασίας φωτοσύνθεσης καταναλώνεται από τον ίδιο τον οργανισμό κατά την αναπνοή του (απώλειες για μεταβολικές διεργασίες). Η ένταση του ηλιακού φωτός στην οποία η παραγωγή βιομάζας ισούται οριακά με τις μεταβολικές ανάγκες του οργανισμού λέγεται **ένταση αντιστάθμισης**, I_c (*compensation intensity*).
- Όσο η ένταση του φωτός αυξάνει πάνω από την ένταση αντιστάθμισης ($I > I_c$), ο καθαρός ρυθμός (χωρίς τις απώλειες μεταβολισμού) της φωτοσύνθεσης, P , αυξάνει σχεδόν λογαριθμικά

κά μέχρι να φτάσει τη μέγιστη τιμή κορεσμού, P_{max} , που αντιστοιχεί σε μεγιστοποίηση της πρωτογενούς παραγωγής. Η ένταση του φωτός στην οποία ο ρυθμός φωτοσύνθεσης μεγιστοποιείται για πρώτη φορά λέγεται ένταση αρχόμενου κορεσμού, I_k (*incipient saturation intensity*). Είναι φανερό ότι όσο $I_c < I < I_k$, ο ρυθμός θα είναι $P < P_{max}$, που πρακτικά σημαίνει ότι στο διάστημα αυτό έχουμε περιορισμό φωτός για το ρυθμό φωτοσύνθεσης.

- Σε ιδιαίτερα υψηλές ακτινοβολίες ο ρυθμός της φωτοσύνθεσης μειώνεται ξανά ($P < P_{max}$) λόγω των βλαβερών φωτο-οξειδωτικών επιδράσεων στα κύτταρα, φαινόμενο που ονομάζεται **φωτο-αναστολή** (Jumars, 1993).

Βάσει των εξαρτήσεων αυτών έπεται ότι ο ρυθμός φωτοσύνθεσης μειώνεται με το βάθος του νερού (Σχήμα 3.8β), καθώς μειώνεται η διαθέσιμη ηλιακή ακτινοβολία εντός της εύφωτης ζώνης, μέχρι και το βάθος στο οποίο ο ρυθμός φωτοσύνθεσης ισούται οριακά με τις ανάγκες αναπνοής, βάθος που ονομάζεται **βάθος αντιστάθμισης** (*compensation depth*). Η ζώνη άνω του βάθους αυτού είναι η ζώνη πρωτογενούς παραγωγικότητας της στήλης, ενώ κάτω από αυτήν (και εντός της δύσφωτης ζώνης) δεν υπάρχει πρακτικά φωτοσυνθετική δραστηριότητα. Λόγω της φωτο-αναστολής ο μέγιστος ρυθμός φωτοσύνθεσης συναντάται συνήθως κάποια μέτρα κάτω από την επιφάνεια. Σημειώνεται ότι η διαθεσιμότητα θρεπτικών και η στρωμάτωση της στήλης επίσης παίζουν σημαντικό ρόλο στην κατανομή της πρωτογενούς παραγωγικότητας στη στήλη και ότι η μέγιστη φωτοσύνθεση συχνά συμπίπτει με τη θέση του θερμοκλινούς.



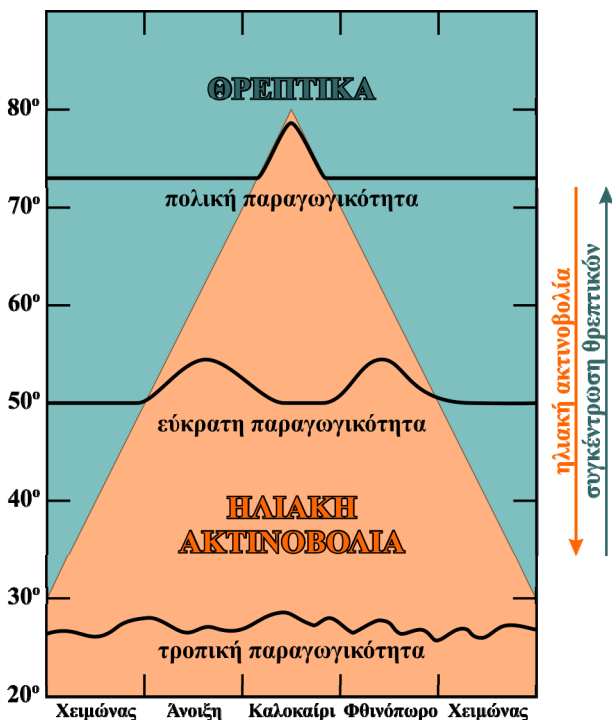
Σχήμα 3.8 Ρυθμός φωτοσύνθεσης σε σχέση με την ηλιακή ακτινοβολία (α) και σε σχέση με το βάθος (β).

Κατά τη φωτοσύνθεση η ηλιακή ενέργεια μετατρέπεται σε χημική μέσω φωτοσυνθετικών χρωστικών που περιέχονται στους χλωροπλάστες των φυκών. Η βασικότερη φωτοσυνθετική χρωστική είναι η **χλωροφύλλη α** (*chlorophyll a*, *Chl-a*), αλλά υπάρχουν επίσης και χλωροφύλλες β, γ και δ, όπως και άλλες χρωστικές, όπως ξανθοφύλλη, καροτίνη και φυκοβιλίνη, που συμμετέχουν στη φωτοσύνθεση κάποιων ειδών. Οι χρωστικές αυτές απορροφούν ηλιακό φως εντός του εύρους μήκους κύματος 400-700 nm, εύρος που ονομάζεται **φωτο-συνθετικά ενεργή ακτινοβολία** ή **PAR** (*Photosynthetically Active Radiation*). Σημειώνεται ότι το φάσμα απορρόφησης του ηλιακού φωτός είναι διαφορετικό για κάθε χρωστική. Για τη χλωροφύλλη α (πράσινη χρωστική) μέγιστη απορρόφηση πραγματοποιείται στο κόκκινο (650-700 nm) και το μπλε-μωβ (450 nm) εύρος. Σε περιπτώσεις που επικρατεί κάποια άλλη χρωστική επί της πράσινης χλωροφύλλης, το φυτοπλαγκτόν μπορεί να έχει καφέ, χρυσό ή και κόκκινο χρώμα. Δεδομένου ότι η χλωροφύλλη α είναι η συχνότερα απαντώμενη φυτοπλαγκτονική χρωστική, χρησιμοποιείται και ως δείκτης πρωτογενούς παραγωγικότητας στο θαλάσσιο περιβάλλον. Έτσι, για την εκτίμηση της τροφικής κατάστασης του θαλάσσιου περιβάλλοντος συχνά χρησιμοποιούμε μετρήσεις χλωροφύλλης α. Οι μετρήσεις αυτές μπορεί να είναι επιτόπου ή και δορυφορικές (π.χ. μέσω εικόνων του δορυφόρου SeaWiFS⁵).

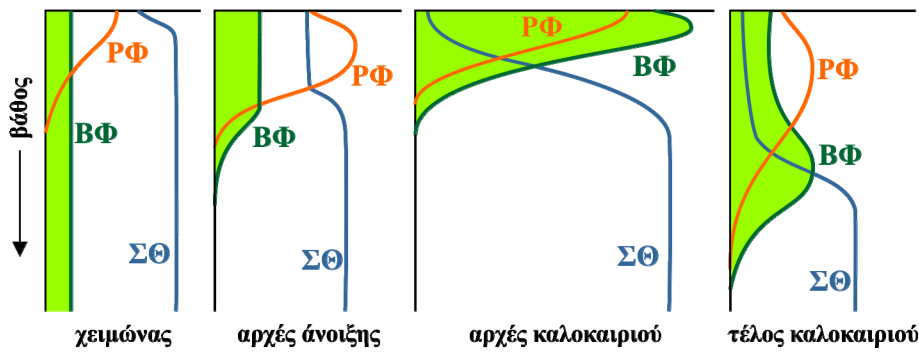
⁵ <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/SeaWiFS/>

3.4.2 Εποχικότητα πρωτογενούς παραγωγικότητας

Γίνεται φανερό ότι η διαδικασία της φωτοσύνθεσης εξαρτάται τόσο από τη διαθεσιμότητα θρεπτικών αλάτων (αυξάνει προς τους πόλους), όσο και από την ηλιακή ακτινοβολία (μειώνεται προς τους πόλους). Έτσι, υπάρχουν σημαντικές διαφορές σχετικά με την παραγωγικότητα των θαλάσσιων περιοχών ανάλογα με το γεωγραφικό τους πλάτος και την εποχή του χρόνου (Σχήμα 3.9). Στις περιοχές κοντά στους πόλους, για παράδειγμα, υπάρχει αυξημένη συγκέντρωση θρεπτικών αλάτων (βλ. κεφ. 3.3), που μπορούν να στηρίξουν σημαντική πρωτογενή παραγωγικότητα, σε συνδυασμό, όμως, με περιορισμένη διάρκεια ηλιοφάνειας, κυρίως κατά τους καλοκαιρινούς μήνες. Έτσι, η πολική πρωτογενής παραγωγικότητα είναι υψηλή, αλλά χρονικά περιορισμένη στη θερμή περίοδο και παρουσιάζει ένα ετήσιο μέγιστο. Σε μέσα γεωγραφικά πλάτη (εύκρατες ζώνες), όπου υπάρχει εντονότερη ηλιοφάνεια και λιγότερα θρεπτικά, η παραγωγικότητα παρουσιάζει τυπικά δύο μέγιστα, ένα την άνοιξη και ένα το φθινόπωρο, περιόδους στις οποίες ο συνδυασμός φωτός και διαθέσιμης τροφής επιτρέπουν την άνθηση του φυτοπλαγκτού. Σε τροπικές περιοχές (κοντά στον ισημερινό) υπάρχει διαθεσιμότητα φωτός καθ' όλη τη διάρκεια του έτους και η παραγωγικότητα περιορίζεται κυρίως από τα θρεπτικά. Έτσι, δεν υφίσταται πρακτικά εποχιακό πρότυπο και η παραγωγικότητα παρουσιάζει εποχιακές διακυμάνσεις που εξαρτώνται από τοπικά γνωρίσματα. Σημειώνεται ότι το πρότυπο που αναλύθηκε είναι γενικό και δεν περιλαμβάνει τοπικά χαρακτηριστικά που μπορεί να το μεταβάλλουν, όπως την παρουσία περιοχών έντονης τυρβώδους ανάμιξης (θαλάσσια μέτωπα και στρόβιλοι) και διεργασίες εμπλουτισμού της στήλης του νερού με θρεπτικά (π.χ. παράκτια ανάδυση).



Σχήμα 3.9 Σχηματική απόδοση της διαθεσιμότητας θρεπτικών αλάτων (πράσινη περιοχή), ηλιακής ακτινοβολίας (πορτοκαλί περιοχή) και πρωτογενούς παραγωγικότητας (μαύρες καμπύλες) ανά γεωγραφικό πλάτος και ανά εποχή του χρόνου. Η κλίμακα πρωτογενούς παραγωγικότητας είναι αυθαίρετη.

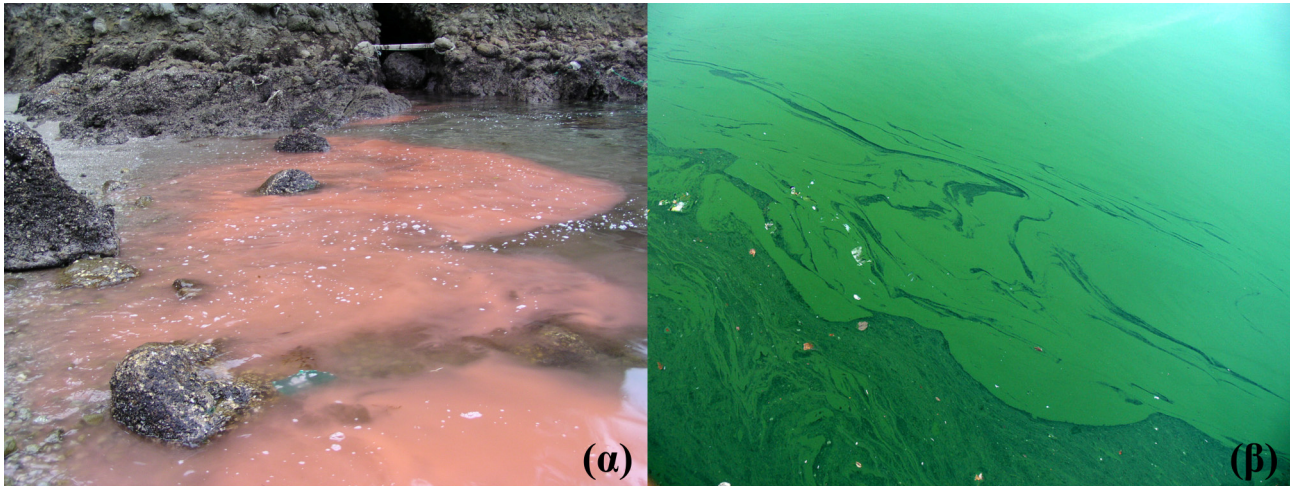


Σχήμα 3.10 Εποχιακή μεταβολή των κατανομών με το βάθος της βιομάζας φυτοπλαγκτού (BΦ, πράσινη περιοχή), του ημερήσιου καθαρού ρυθμού φωτοσύνθεσης (PΦ, πορτοκαλί καμπύλη) και της συγκέντρωσης θρεπτικών (ΣΘ, μπλε καμπύλη) στην εύκρατη ζώνη.

Εξετάζοντας περισσότερο την εποχιακή μεταβολή της φωτοσυνθετικής δραστηριότητας σε εύκρατες περιοχές (Σχήμα 3.10) παρατηρούμε ότι κατά τη χειμερινή περίοδο οι συγκεντρώσεις φυτοπλαγκτού στα επιφανειακά νερά είναι ομογενείς, ενώ η φωτοσύνθεση ακολουθεί την ηλιακή απορρόφηση. Κατά τις αρχές της άνοιξης η πρωτογενής παραγωγικότητα της στήλης αυξάνεται, γεγονός που συνοδεύεται με αύξηση της βιομάζας φυτοπλαγκτού και με μείωση των συγκεντρώσεων θρεπτικών στην επιφανειακή ζώνη. Το φαινόμενο εντείνεται με την αύξηση της ηλιοφάνειας κατά το καλοκαίρι, με αύξηση των συγκεντρώσεων χλωροφύλλης κοντά στην επιφάνεια και περαιτέρω αύξηση της κλίσης του νουτρίκλιου. Κατά τα τέλη του καλοκαιριού η μείωση θρεπτικών κοντά στην επιφάνεια είναι πλέον έντονη και το τοπικό μέγιστο της πρωτογενούς παραγωγικότητας ωθείται σε βαθύτερα νερά.

3.4.3 Άνθιση φυτοπλαγκτού – Τροφικό επίπεδο

Ο όρος «άνθιση» (*bloom*) χρησιμοποιείται και για το φυτοπλαγκτόν, κατ' αναλογία προς τα φυτά της ξηράς, για να εκφράσει τις πληθυσμιακές εξάρσεις διατόμων κυρίως τους ανοιξιάτικους μήνες, που συνοδεύονται και από έντονο χρωματισμό της θάλασσας λόγω των υψηλών συγκεντρώσεων φυτοπλαγκτονικών κυττάρων (Μουστάκα-Γούνη, 1997). Ο χρωματισμός αυτός μπορεί να είναι καφέ, πράσινος ή και κόκκινος, ανάλογα με τη χρωστική του φυτοπλαγκτού που επικρατεί και βρίσκεται σε άνθιση (Εικόνα 3.2). Ειδικά για την περίπτωση άνθισης με κόκκινες αποχρώσεις έχει επικρατήσει και ο όρος «ερυθρά παλίρροια» (*red tide*), σημειώνεται όμως ότι δεν έχει καμία σχέση με το φαινόμενο της αστρονομικής ή της μετεωρολογικής παλίρροιας. Η άνθιση του φυτοπλαγκτού είναι ένα απολύτως φυσικό φαινόμενο και υποδηλώνει πληθυσμιακές συγκεντρώσεις της τάξης των 10^4 φυτοπλαγκτονικών κυττάρων ανά λίτρο για μακρο-φυτοπλαγκτόν ή της τάξης των 10^7 κυττάρων ανά λίτρο για νανο-πλαγκτόν (Μουστάκα-Γούνη, 1997).



Εικόνα 3.2 Άνθηση φυτοπλαγκτού: (α) κόκκινου χρώματος στην περιοχή Isahaya Bay της Ιαπωνίας [φωτογραφία: Χρήστης flickr marufish⁶] και (β) πράσινου χρώματος στην πόλη Λιλ της Βόρειας Γαλλίας [φωτογραφία: Lamiot⁷].

Αν και η άνθηση του φυτοπλαγκτού είναι μια φυσική διαδικασία, μπορεί να έχει αρνητικές επιπτώσεις στο θαλάσσιο περιβάλλον, είτε έμμεσες είτε άμεσες. Άμεσες επιδράσεις στο περιβάλλον και στη δημόσια υγεία υπάρχουν στην περίπτωση που το είδος του φυτοπλαγκτού που ανθεί περιέχει βιοτοξίνες, οι οποίες είναι τοξικές τόσο για τους θαλάσσιους οργανισμούς (δίθυρα, ψάρια και ανώτερα θηλαστικά), όσο και για τους ανθρώπους. Στην περίπτωση αυτή μιλάμε για **Harmful Algal Blooms** ή συντομογραφικά για **HABs**. Μάλιστα, οι τοξικές επιδράσεις μιας HAB μπορεί να συνεχίσουν και μετά το τέλος του επεισοδίου, καθώς οι τοξίνες βιοσυσσωρεύονται στο μαλακό ιστό των οστρακόδερμων και στη συνέχεια μπορούν να περάσουν, μέσω της τροφικής αλυσίδας, σε ανώτερους οργανισμούς ή/και στον άνθρωπο. Σημειώνεται, ωστόσο, ότι από τα 5000 καταγεγραμμένα είδη φυτοπλαγκτού μόνο τα 40 παράγουν τοξίνες δυνητικά επικίνδυνες για τη δημόσια υγεία (Μουστάκα-Γούνη, 1997). Εκτός όμως από την περίπτωση τοξικού φυτοπλαγκτού, μια άνθηση μπορεί να συνοδεύεται και από σημαντική μείωση του διαλυμένου οξυγόνου στη στήλη του νερού. Αυτό συμβαίνει καθώς οι υψηλές πυκνότητες φυτοπλαγκτού, αφού καταναλώσουν το σύνολο των θρεπτικών στη στήλη του νερού, τείνουν να πεθάνουν μαζικά, γεγονός που οδηγεί στη σημαντική αύξηση βακτηρίων, τα οποία κατά την βόσκηση των νεκρών φυτοπλαγκτονικών κυττάρων καταναλώνουν μεγάλες ποσότητες οξυγόνου. Αυτό μπορεί να οδηγήσει σε υποξικές ή και ανοξικές συνθήκες στη στήλη του νερού ή/και κοντά στον πυθμένα.

Η άνθηση του φυτοπλαγκτού συνδέεται άμεσα και με το **τροφικό επίπεδο (trophic state)** της θαλάσσιας περιοχής, δηλαδή με το επίπεδο πρωτογενούς παραγωγικότητας της στήλης. Έτσι, διακρίνονται κυρίως τρία τροφικά επίπεδα:

- **Ολιγότροφο:** Χαμηλή πρωτογενής παραγωγικότητα λόγω χαμηλής συγκέντρωσης θρεπτικών αλάτων. Τέτοιες περιοχές έχουν συγκεντρώσεις χλωροφύλλης κάτω των 0.05μg/l στην επιφάνεια έως και μέγιστες τιμές των 0.1-0.5μg/l σε βάθη 100-150 m
- **Μεσότροφο:** Ενδιάμεσο επίπεδο παραγωγικότητας με συγκεντρώσεις χλωροφύλλης μεταξύ 0.5 και 1μg/l στην επιφάνεια
- **Εύτροφο:** Υψηλή βιολογική παραγωγικότητα λόγω υψηλής συγκέντρωσης θρεπτικών αλάτων. Οι συγκεντρώσεις χλωροφύλλης είναι της τάξης των 1-10μg/l στα επιφανειακά νερά

Σε ευτροφικά νερά τείνουν να επικρατούν ένα ή δύο είδη με ταχεία ανάπτυξη (γρήγορη αναπαραγωγή και πολλοί απόγονοι που φτάνουν την ωριμότητα σε μικρό διάστημα). Αντίθετα, σε ολιγοτροφικά νερά συνήθως υπάρχουν διάφορα ανταγωνιστικά είδη σταθερής ανάπτυξης (αργή αναπαραγωγή και λιγότεροι και πιο ανθεκτικοί απόγονοι), με τη φυτοπλαγκτονική κοινότητα σε ισορροπία με την παροχή θρεπτικών (Lalli & Parsons, 1997). Οι παραπάνω τρεις κατηγορίες είναι γενικές και εξαρτώνται από τη συγκέντρωση θρεπτικών αλάτων και από την παρουσία φυτοπλαγκτονικών κυττάρων στο θαλάσσιο περιβάλλον. Στον παρακάτω πίνακα (Πίνακας 3.2) δίνονται τα εύρη τιμών των παραμέτρων αυτών για κάθε τροφική κλίμακα.

⁶ [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Algal_bloom\(akasio\)_by_Noctiluca_in_Nagasaki.jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Algal_bloom(akasio)_by_Noctiluca_in_Nagasaki.jpg)

⁷ https://commons.wikimedia.org/wiki/File:CyanobacteriaLamiot2009_07_26_290.jpg

	Φωσφορικά [μmol/l]	Νιτρικά [μmol/l]	Αμμωνιακά [μmol/l]	φυτοπλαγκτονικά κύτταρα/λίτρο	Chl-a [μg/l]
Ολιγότροφο	<0.07	<0.62	<0.55	<6·10 ³	<0.1
Χαμηλό μεσότροφο	0.07-0.14	0.62-0.65	0.55-1.05	6·10 ³ -1.5·10 ⁵	0.1-0.6
Υψηλό μεσότροφο	0.14-0.68	0.65-1.19	1.05-2.2	1.5·10 ⁵ -9.6·10 ⁵	0.6-2.21
Εύτροφο	>0.68	>1.19	>2.2	>9.6·10 ⁵	>2.21

Πίνακας 3.2 Τροφική κλίμακα θαλάσσιας περιοχής βάσει συγκεντρώσεων θρεπτικών, φυτοπλαγκτού και χλωροφύλλης-α. [πηγή: Κωστινάκη, 2013]

Για την κατάταξη των παράκτιων υδάτων οι Vollenweider et al. (1998) πρότειναν ένα δείκτη τροφικής κατάστασης (TRIX), ο οποίος λαμβάνει υπόψη τη συγκέντρωση χλωροφύλλης, τον κορεσμό του θαλάσσιου περιβάλλοντος σε οξυγόνο και τις συγκεντρώσεις ολικού αζώτου και φωσφόρου:

$$TRIX = \frac{\log_{10}(Chla \cdot |ad\%O| \cdot TN \cdot TP) + k}{m} \quad [3.5]$$

όπου $|ad\%O| = 100 \cdot \left| \frac{DO_S - DO}{DO_S} \right|$ και $\{k = 1.5, m = 1.2\}$

Στην παραπάνω σχέση *Chla* είναι η συγκέντρωση χλωροφύλλης α (μg/l), $|ad\%O|$ είναι η επί τοις εκατό απόκλιση της συγκέντρωσης διαλυμένου οξυγόνου (*DO*) από τη συγκέντρωση κορεσμού (*DO_S*), *TN* και *TP* είναι το ολικό άζωτο και ο ολικός φώσφορος (μg/l) και *k* και *m* είναι οι συντελεστές κλίμακας. Ο πίνακας 3.3 περιλαμβάνει την κατάταξη της ποιότητας και του τροφικού επιπέδου της περιοχής βάσει των τιμών του δείκτη TRIX.

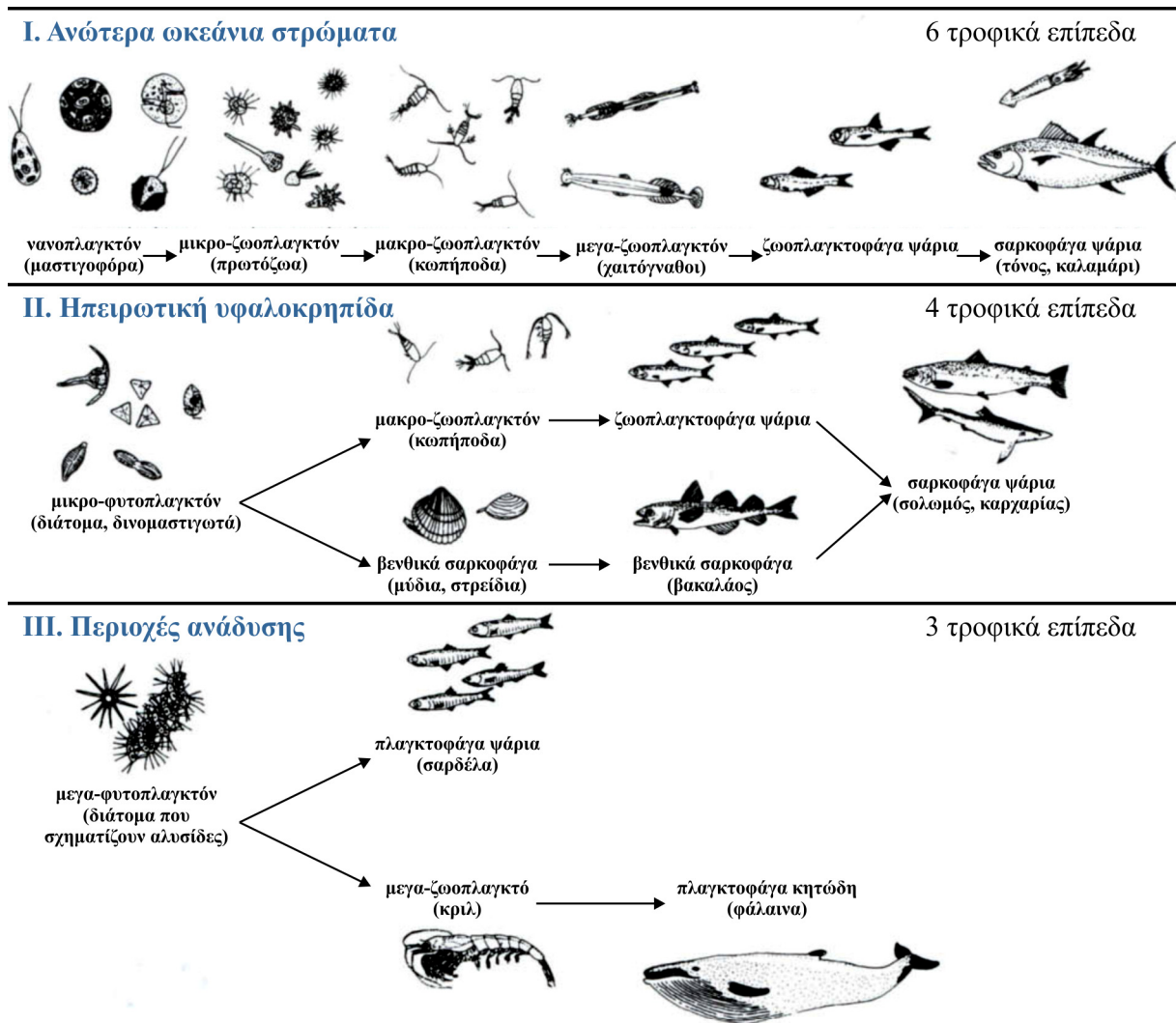
Κλίμακα TRIX	Ποιότητα νερού	Επίπεδο εντροφισμού	Χρωματική κλίμακα ποιότητας
0-4	Υψηλή	Χαμηλό	
4-5	Καλή	Μέσο	
5-6	Κακή	Υψηλό	
6-10	Πτωχή	Ιδιαίτερα αυξημένο	

Πίνακας 3.3 Εύρος τιμών του δείκτη TRIX σε σχέση με την κατάταξη της ποιότητας και του τροφικού επιπέδου της θαλάσσιας περιοχής. [πηγή: Vollenweider et al., 1998]

3.5 Τροφική αλυσίδα – οι κύκλοι άνθρακα, οξυγόνου και θρεπτικών αλάτων στο θαλάσσιο περιβάλλον

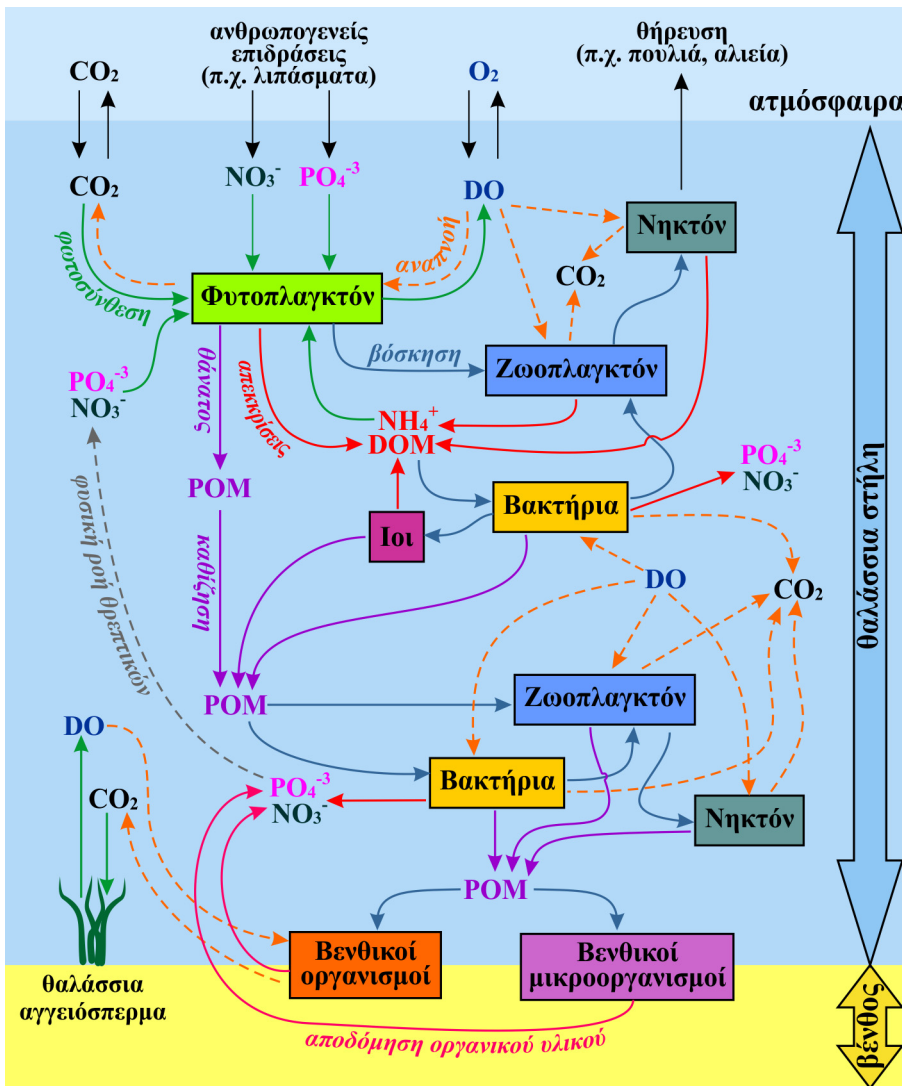
Τρεις βασικές κατηγορίες οργανισμών διακρίνονται στο θαλάσσιο τροφικό πλέγμα (Θεοδώρου, 2004):

- **Παραγωγοί (primary producers)** είναι οι αυτότροφοι οργανισμοί που παράγουν την τροφή τους μέσω της φωτοσύνθεσης (βλ. κεφ. 3.4) και της χημειοσύνθεσης. Τέτοιοι οργανισμοί είναι το φυτοπλαγκτόν, τα φωτοσυνθετικά βακτήρια, τα μακροφύκη και τα αγγειόσπερμα.
- **Καταναλωτές (consumers)** είναι οι ετερότροφοι οργανισμοί που μπορεί να είναι φυτοφάγοι, σαρκοφάγοι, παμφάγοι ή βακτηριοφάγοι.
- **Βακτήρια (bacteria)**, τα οποία διασπούν τα υπολείμματα ή τα απεκκρίματα άλλων οργανισμών. Τα βακτήρια διασπούν έως και το 50% του διαλυμένου οργανικού υλικού (DOM) που παράγεται από το φυτοπλαγκτόν.



Σχήμα 3.11 Σύγκριση τροφικής αλυσίδας τριών διαφορετικών θαλάσσιων ενδιαιτημάτων. Οι θαλάσσιοι οργανισμοί που αντιπροσωπεύουν το κάθε επίπεδο δίνονται ως παράδειγμα από πλήθος θαλασσιών ειδών που ανήκουν στο εν λόγω επίπεδο.

Όπως ισχύει γενικά στη φύση, έτσι και στο θαλάσσιο περιβάλλον οι ετερότροφοι οργανισμοί τρέφονται είτε με αυτότροφους, είτε με μικρότερου μεγέθους ετερότροφους οργανισμούς. Ανάλογα, όμως με το είδος του θαλάσσιου οικοσυστήματος διακρίνονται περισσότερα ή λιγότερα τροφικά επίπεδα. Οι τρεις τύποι θαλάσσιας τροφικής αλυσίδας, με ενδεικτικά είδη θαλάσσιων οργανισμών για το κάθε επίπεδο, δίνονται στο σχήμα 3.11. Έτσι, η πολυπληθέστερη τροφική αλυσίδα απαντάται στα επιφανειακά στρώματα των ωκεανών με 6 επίπεδα, 4 τροφικά επίπεδα απαντώνται σε περιοχές ηπειρωτικής υφαλοκρηπίδας (ζώνη από την ακτή μέχρι και 2.5km βάθος) και η μικρότερη αλυσίδα συναντάται σε περιοχές παράκτιας ανάδυσης (π.χ. πολικές περιοχές) με 3 μόνο τροφικά επίπεδα. Σημειώνεται ότι όσο μικρότερη είναι η τροφική αλυσίδα, τόσο αποτελεσματικότερη είναι η μεταφορά οργανικού υλικού διαμέσου της και κατ' επέκταση τόσο αποτελεσματικότερη είναι η ιχθυο-παραγωγή (Μουστάκα-Γούνη, 1997).



Σχήμα 3.12 Απλοποιημένη σχηματική απόδοση της τροφικής αλυσίδας και των κύκλων άνθρακα, οξυγόνου και θρεπτικών στην εύφωτη ζώνη της θαλάσσιας στήλης.

Η μεταφορά άνθρακα, οξυγόνου και θρεπτικών αλάτων μέσα από τη θαλάσσια τροφική αλυσίδα είναι ιδιαίτερα πολύπλοκη διαδικασία και δίνεται απλοποιημένα στο σχήμα 3.12 για την εύφωτη ζώνη. Πηγή διαλυμένου οξυγόνου (DO) είναι η ατμόσφαιρα, μέσω των ανταλλαγών στην επιφάνεια, και κυρίως η διαδικασία της φωτοσύνθεσης από το φυτοπλαγκτόν και τα μακρόφυτα, ενώ η αναπνοή του συνόλου των οργανισμών (αυτότροφων και ετερότροφων) παράγει διοξείδιο του άνθρακα (CO_2). Γενικά, η κατανάλωση του φυτοπλαγκτού γίνεται από το ζωοπλαγκτόν και του ζωοπλαγκτού από το νηκτόν. Ανάλογα, βέβαια, με τα τροφικά επίπεδα της θαλάσσιας περιοχής, μπορεί να υπάρχουν ενδιάμεσα επίπεδα βόσκησης. Σε κάθε περίπτωση κατά τη διαδικασία της βόσκησης η βιομάζα και τα θρεπτικά άλατα μεταφέρονται από τον ένα οργανισμό στον άλλο, ενώ ένα μέρος του σωματιδιακού οργανικού υλικού (POM) χάνεται κατά τη διαδικασία. Παράλληλα, μέσω των απεκκρίσεων της πέψης αποβάλλεται στο θαλάσσιο περιβάλλον διαλυμένο οργανικό υλικό (DOM) και άλατα του αζώτου, όπως αμμωνιακά (NH_4^+), που καταναλώνονται από βακτήρια στη στήλη. Άλλη βασική πηγή POM είναι ο ίδιος ο θάνατος των θαλάσσιων οργανισμών. Το σύνολο αυτών των προϊόντων αποσάθρωσης (POM) καθιζάνει σταδιακά στον πυθμένα, όπου και γίνεται η κύρια αποδόμησή τους από βενθικούς οργανισμούς, διαδικασία κατά την οποία η στήλη εμπλουτίζεται με θρεπτικά άλατα, ως παραπροϊόντα της βιοαποδόμησης. Η ανακύκλωση θρεπτικών αλάτων στο θαλάσσιο περιβάλλον γίνεται μέσω των κύκλων αζώτου και φωσφόρου: ειδικού τύπου αναερόβια βακτήρια στον πυθμένα πραγματοποιούν την οξείδωση των αμμωνιακών αλάτων σε νιτρικά (νιτροποίηση) και του οργανικά δεσμευμένου φώσφορου σε ανόργανο, διαλυμένο φώσφορο. Με τον τρόπο αυτό ανακυκλώνονται ο άνθρακας, το οξυγόνο και τα θρεπτικά άλατα στο θαλάσσιο χώρο. Σημειώνεται ότι παροδικά φαινόμενα (π.χ. άνθηση φυτοπλαγκτού) και εξωγενείς παράγοντες (π.χ. αν-

θρώπινες δραστηριότητες) μπορεί να διαταράξουν την ισορροπία αυτή, με αντίστοιχες παροδικές ή μόνιμες επιπτώσεις στη θαλάσσια τροφική αλυσίδα.

3.6 Ποιότητα νερών κολύμβησης – Οδηγία-πλαίσιο για το νερό

Ο έλεγχος της ποιότητας των νερών κολύμβησης γίνεται σε εναρμόνιση με την Ευρωπαϊκή Οδηγία 2006/7/EK «σχετικά με τη διαχείριση της ποιότητας των υδάτων κολύμβησης»⁸ που εκδόθηκε σε συμπλήρωση της Ευρωπαϊκής οδηγίας-πλαίσιο για τα νερά⁹ (2000/60/EK) και όπως αυτή εναρμονίστηκε στην εθνική νομοθεσία με την ΚΥΑ 8600/416/Ε103/2009¹⁰.

Έτσι, η ισχύουσα νομοθεσία ορίζει ότι η παρακολούθηση και αξιολόγηση της ποιότητας των υδάτων κολύμβησης πραγματοποιείται:

- σε σχέση με κάθε τοποθεσία υδάτων κολύμβησης
- μετά το τέλος κάθε κολυμβητικής περιόδου
- με βάση το σύνολο ποιοτικών δεδομένων για την ποιότητα των υδάτων κολύμβησης, το οποίο συγκροτείται για την τρέχουσα και τις τρεις προηγούμενες κολυμβητικές περιόδους, και
- βάσει προκαθορισμένων κριτηρίων ποιότητας

Τα ποιοτικά δεδομένα που εξετάζονται ομαδοποιούνται σε δύο κατηγορίες:

α) οπτικά παρακολουθούμενες παράμετροι: καταγράφεται η ύπαρξη κατάλοιπων πίσσας, γυαλιών, πλαστικών, καουτσούκ και οποιωνδήποτε άλλων στερεών και υγρών απορριμμάτων στο θαλάσσιο και χερσαίο χώρο της παράκτιας ζώνης.

β) μικροβιολογικές παράμετροι: καταγραφή Κολοβακτηριδίων (*Escherichia coli* ή *E-coli*) και εντερόκοκκων (*Intestinal enterococci*), η οποία χρησιμοποιείται για την αξιολόγηση και ταξινόμηση των υδάτων κολύμβησης βάσει του μικροβιακού φορτίου. Η κλίμακα κατάταξης φαίνεται στον παρακάτω πίνακα (Πίνακας 3.4). Σημειώνεται ότι στην περίπτωση που το μικροβιακό φορτίο μιας παράκτιας περιοχής είναι άνω του ορίου επαρκούς ποιότητας, τότε η ποιότητα κρίνεται **Ανεπαρκής**.

Παράμετρος	Εξαιρετική ποιότητα	Καλή ποιότητα	Επαρκής ποιότητα	Μέθοδοι ανάλυσης αναφοράς
Κολοβακτηρίδια [cfu/100 ml]	250 (*)	500 (*)	500 (**)	ISO 9308-2 ή ISO 9308-3
Εντερόκοκκοι [cfu/100 ml]	100 (*)	200 (*)	185 (**)	ISO 7899-1 ή ISO 7899-2

Πίνακας 3.4 Ανώτατο όριο για την αξιολόγηση των υδάτων κολύμβησης βάσει μικροβιακού φορτίου (*: στο 95% των δειγμάτων και **: στο 90% των δειγμάτων). Η μονάδα cfu (colony-forming unit) αντιστοιχεί σε αποικίες βακτηρίων.

⁸ <http://eur-lex.europa.eu/LexUriServ/LexUriServ.do?uri=OJ:L:2006:064:0037:0051:EL:PDF>

⁹ http://eur-lex.europa.eu/resource.html?uri=cellar:5c835afb-2ec6-4577-bdf8-756d3d694eeb.0002.02/DOC_1&format=PDF

¹⁰ <http://www.ypeka.gr/LinkClick.aspx?fileticket=CGZnB%2b5RXjk%3d&tabid=253&language=el-GR>

Βιβλιογραφία/Αναφορές

- Benson, B. B., & Krause, D. (1984). The concentration and isotopic fractionation of oxygen dissolved in freshwater and seawater in equilibrium with the atmosphere. *Limnology and oceanography*, 29(3), 620-632.
- Emerson, S., & Hedges, J. (2008). *Chemical Oceanography and the Marine Carbon Cycle*: Cambridge University Press.
- Feely, R. A., Doney, S. C., & Cooley, S. R. (2009). Ocean acidification: present conditions and future changes in a high-CO₂ world. *Oceanography*, 22(4), 36-47.
- Jumars, P. A. (1993). *Concepts in Biological Oceanography: An Interdisciplinary Primer*: Oxford University Press.
- Lalli, C. M., & Parsons, T. R. (1997). *Biological oceanography: an introduction* (2nd ed.): Butterworth-Heinemann.
- Redfield, A. C., Ketchum, B. H., & Richards, F. A. (1963). The influence of organisms on the composition of sea-water.
- Summerhayes, C. P., & Thorpe, S. A. (1996). *Oceanography: an illustrated guide*: Manson.
- Vollenweider, R. A., Giovanardi, F., Montanari, G., & Rinaldi, A. (1998). Characterization of the trophic conditions of marine coastal waters with special reference to the NW Adriatic Sea: proposal for a trophic scale, turbidity and generalized water quality index. *Environmetrics*, 9(3), 329-357.
- Wright, J., Colling, A., & Team, O. U. O. C. (1995). *Seawater: its composition, properties, and behaviour*: Pergamon Press, in association with the Open University.
- Θεοδώρου, Α. (2004). *Ωκεανογραφία: Εισαγωγή στο θαλάσσιο περιβάλλον* Αθήνα Σταμούλη Α.Ε.
- Κωστινάκη, Δ. (2013). *Διαχρονική εξέλιξη της ποιοτικής κατάστασης των νερών του Θερμαϊκού κόλπου*. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη.
- Μουστάκα-Γούνη, Μ. (1997). *Ωκεανογραφία – Μία Βιολογική προσέγγιση*. Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις EXIN.

Κεφάλαιο 4

Σύνοψη

Στο παρόν κεφάλαιο περιγράφονται αναλυτικά η παράκτια υδροδυναμική κυκλοφορία, οι ανταλλαγές ατμόσφαιρας-θάλασσας, η γεωστροφική κυκλοφορία, οι βαροτροπικές και βαροκλιτικές συνθήκες, τα αδρανειακά ρεύματα, τα ρεύματα πυκνότητας, τα εσωτερικά κύματα, η παλιρροιακή κυκλοφορία και τα τρισδιάστατα και δισδιάστατα μοντέλα και οι απλοποιημένες σχέσεις που τα περιγράφουν και τα προσομοιώνουν. Επίσης, παρουσιάζονται οι σημαντικότερες μέθοδοι μέτρησης των ρευμάτων στο θαλάσσιο χώρο. Το κεφάλαιο ολοκληρώνεται με 5 ασκήσεις κατανόησης και εφαρμογής των εξισώσεων που παρουσιάστηκαν.

Προαπαιτούμενη γνώση

Βασικές γνώσεις Μηχανικής Ρευστών, Αριθμητικής Ανάλυσης (επίλυση συστημάτων εξισώσεων κυκλοφορίας ρευμάτων στο θαλάσσιο περιβάλλον), Υπολογιστικών Μεθόδων στην Υδροδυναμική και στην Υδραυλική, Στοιχεία Μεθόδων Μέτρησης Φυσικών Ιδιοτήτων στο θαλάσσιο περιβάλλον και Δορυφορικής Ωκεανογραφίας, κατανόηση του Κεφαλαίου 2 (επίδραση ατμοσφαιρικών συνθηκών και κατανομών φυσικών ιδιοτήτων του θαλασσινού νερού) και διασύνδεση με το Κεφάλαιο 8 (εφαρμογές αριθμητικής επίλυσης και ολοκληρωμένα εργαλεία υπολογισμού υδροδυναμικής κυκλοφορίας) .

4 Θαλάσσια Υδροδυναμική Κυκλοφορία

Το θαλάσσιο ρεύμα ορίζεται ως η οριζόντια ή κατακόρυφη μεταφορά θαλάσσιου νερού. Το σύνολο των θαλάσσιων ρευμάτων αποτελούν τη θαλάσσια υδροδυναμική κυκλοφορία του ωκεανού. Η κίνηση αυτή εξαρτάται και ρυθμίζεται από διάφορους παράγοντες, όπως η θραύση των κυμάτων στην παράκτια ζώνη (κυματογενής κυκλοφορία), η επιρροή της κεντρομόλου δύναμης και της δύναμης Coriolis (γεωστροφική κυκλοφορία), οι οριζόντιες και κατακόρυφες διαφορές πυκνότητας (θερμοαλατική κυκλοφορία), η αστρονομική παλίρροια (παλιρροιακή κυκλοφορία), οι οριζόντιες βαθμίδες της ατμοσφαιρικής πίεσης (μετεωρολογική παλίρροια) και η επίδραση των ανέμων στην επιφάνεια της θάλασσας (ανεμογενής κυκλοφορία). Η θαλάσσια κυκλοφορία μπορεί να καλύψει μεγάλες ωκεάνιες περιοχές και επιπλέον καθορίζει και το κλιματικό καθεστώς όλης της Γης (π.χ. το ρεύμα του Κόλπου του Μεξικού). Το σύστημα θάλασσας-ατμόσφαιρας είναι από τους βασικούς μηχανισμούς διέγερσης και καθορισμού της θαλάσσιας κυκλοφορίας. Οι βασικοί μηχανισμοί ανάπτυξης και τα είδη της θαλάσσιας κυκλοφορίας αναπτύσσονται στο παρόν κεφάλαιο.

4.1 Το σύστημα ατμόσφαιρας-θάλασσας

Το σύστημα ατμόσφαιρας-θάλασσας είναι αμφίδρομο, αφού και ο ωκεανός επιδρά στην ατμόσφαιρα επηρεάζοντας, για παράδειγμα, την περιεκτικότητά της σε υγρασία και την ατμοσφαιρική κυκλοφορία, και η ατμόσφαιρα επηρεάζει και καθορίζει τα χαρακτηριστικά των επιφανειακών κυρίως στρωμάτων της θάλασσας. Περίπου το μισό της ηλιακής ενέργειας που προσπίπτει στην επιφάνεια της Γης απορροφάται από την ξηρά και τη θάλασσα, όπου αποθηκεύεται προσωρινά κοντά στην επιφάνεια. Επιπρόσθετοι παράγοντες, όπως οι άνεμοι και οι βροχοπτώσεις, επηρεάζουν τα φυσικά χαρακτηριστικά της θάλασσας και κατ' επέκταση την οριζόντια και την κατακόρυφη κυκλοφορία των θαλάσσιων μαζών. Ο άνεμος μεταφέρει ουσιαστικά ενέργεια από την ατμόσφαιρα στα επιφανειακά θαλάσσια στρώματα, ενώ οι βροχοπτώσεις επηρεάζουν τόσο τη θερμοκρασία, όσο και την αλατότητα της θάλασσας. Η ηλιακή ακτινοβολία επηρεάζει τόσο την κατανομή της θερμοκρασίας στη στήλη του νερού, όσο και την εξάτμιση των επιφανειακών στρωμάτων, μεταβάλλοντας την αλατότητά τους.

4.2 Ηλιακή ακτινοβολία

4.2.1 Θερμικό ισοζύγιο

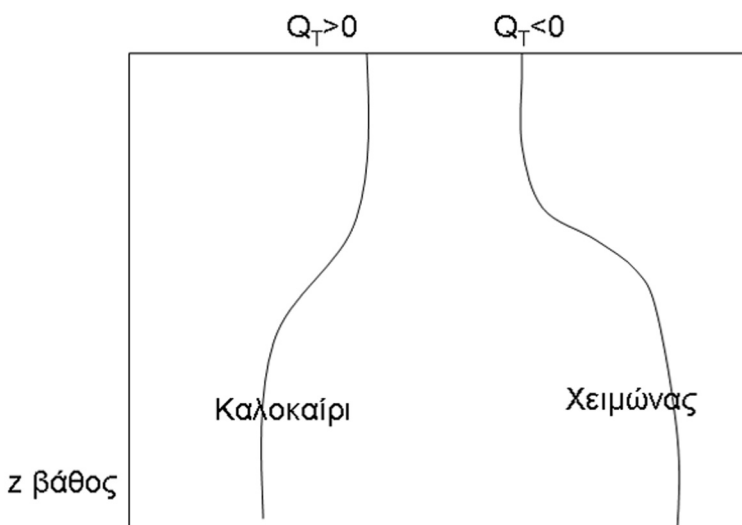
Η ατμοσφαιρική θερμοκρασία και οι εισερχόμενες και εξερχόμενες ακτινοβολίες στη διεπιφάνεια θάλασσας-ατμόσφαιρας καθορίζουν το θερμικό ισοζύγιο της θάλασσας και ρυθμίζουν τη θερμοκρασία της θαλάσσιας στήλης. Η εισερχόμενη στην ατμόσφαιρα ακτινοβολία Q_s αποτελεί το 51% της ηλιακής ακτινοβολίας, η οποία αποτελείται από:

- Q_b : επανεκπεμπόμενη μεγάλου μήκους ακτινοβολία,
- Q_e : απώλεια θερμότητας λόγω εξάτμισης,
- Q_h : απώλεια ή προσθήκη θερμότητας λόγω θερμικής αγωγιμότητας.

Ο ρυθμός προσθήκης ή απομάκρυνσης θερμότητας στο επιφανειακό στρώμα της θάλασσας υπολογίζεται από τη σχέση:

$$Q_T = Q_s - Q_b - Q_e - Q_h \quad [4.1]$$

Το θετικό ή αρνητικό πρόσημο του Q_T , δηλαδή η προσθήκη ή αφαίρεση θερμότητας, καθορίζει την κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας και τη δημιουργία ή καταστροφή του εποχιακού θερμοκλινούς (Σχήμα 4.1).



Σχήμα 4.1 Κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας σε σχέση με το ρυθμό Q_T .

4.2.1.1 Εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία Q_s

Η γη δέχεται ηλιακή ενέργεια ίση με $\pi R^2 S$ και την κατανέμει λόγω περιστροφής σε επιφάνεια $4\pi R^2$, οπότε η μέση προσλαμβανόμενη ηλιακή ενέργεια στο ανώτερο στρώμα της ατμόσφαιρας ισούται με $\pi R^2 S / 4\pi R^2$. Άρα,

$$\overline{Q_s} = S/4 = 0.5 \text{ly} / \text{min} = 700 \text{ly} / d \quad [4.2]$$

όπου $S=1.96 \text{ly}/\text{min}$ είναι η ηλιακή σταθερά (*solar constant*). Η τιμή αυτή ποικίλλει με την κλίση του ήλιου για τις διάφορες περιοχές και κυμαίνεται μεταξύ 0 και $1100 \text{ly}/d$ ($1 \text{ly} (\text{langley}) = 1 \text{cal}/\text{cm}^2$).

4.2.1.2 Επανεκπεμπόμενη ακτινοβολία Q_b

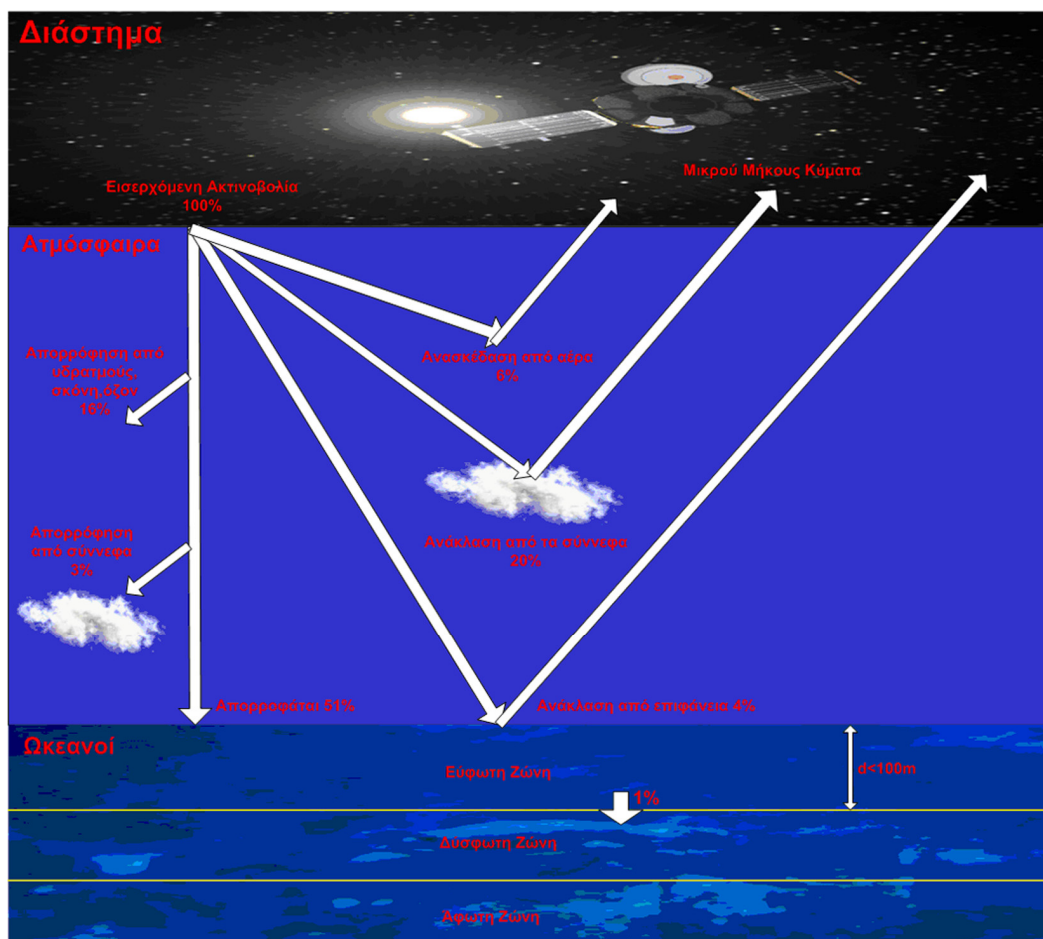
Όλα τα σώματα με θερμοκρασία άνω των 0°K (βαθμοί Kelvin) εκπέμπουν ακτινοβολία σύμφωνα με το νόμο των Stefan-Boltzmann (Stefan, 1879· Boltzmann, 1884):

$$Q_b = c \cdot K^4 \quad [4.3]$$

όπου c είναι η σταθερά Stefan–Boltzmann και K είναι η επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας σε βαθμούς Kelvin. Το μήκος κύματος της μέγιστης εκπεμπόμενης ακτινοβολίας είναι αντιστρόφως ανάλογο προς τη θερμοκρασία του σώματος. Η επιφάνεια της θάλασσας εκπέμπει μεγάλου μήκους ακτινοβολία (Σχήμα 4.2).

4.2.1.3 Εξάτμιση Q_e

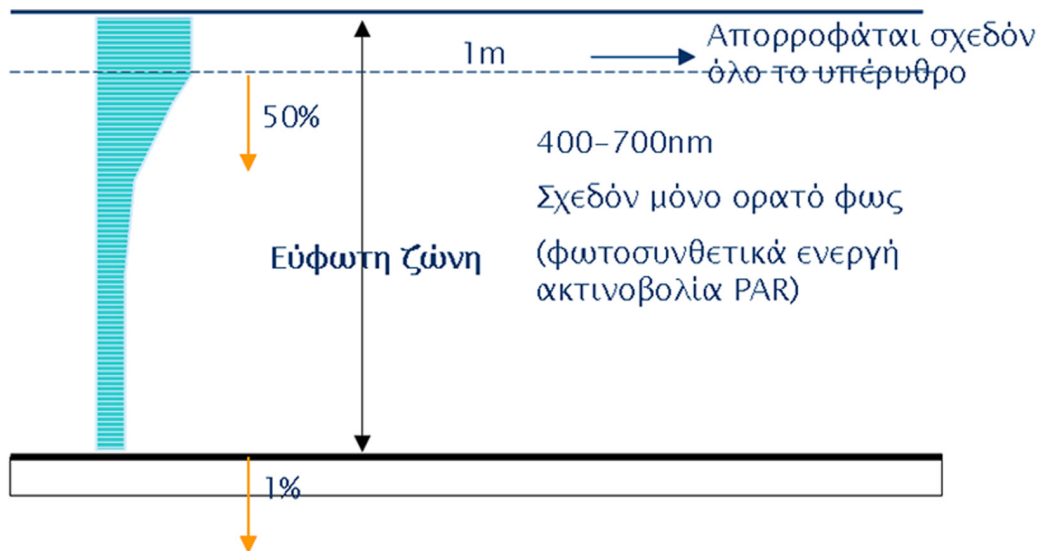
Το ποσό θερμότητας που χρειάζεται για την εξάτμιση του θαλασσινού νερού εξαρτάται από την αλατότητα και τη θερμοκρασία του.



Σχήμα 4.2 Σκαρίφημα των κινήσεων ακτινοβολίας από το διάστημα μέχρι το εσωτερικό του ωκεανού.

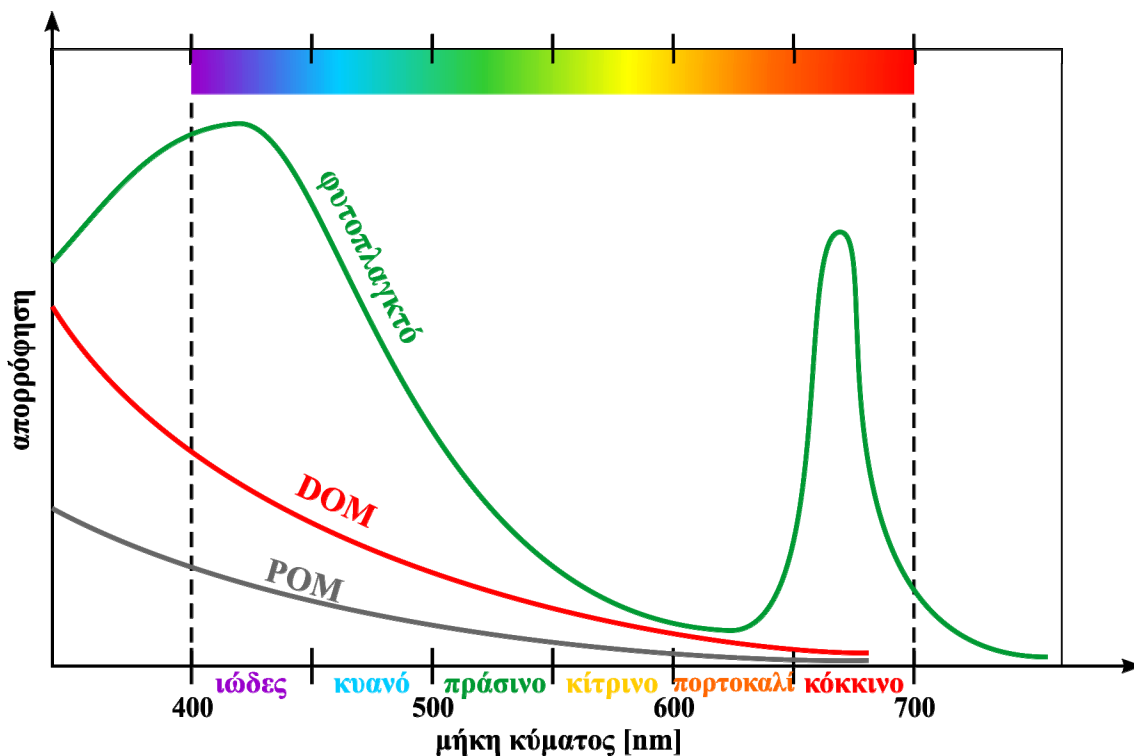
4.2.2 Διάδοση φωτός στη θάλασσα

Το υποθαλάσσιο φως αποτελείται από 50% υπέρυθη ακτινοβολία (μήκη κύματος $L > 780\text{nm}$) και 50% ορατή ακτινοβολία ($400\text{nm} < L < 780\text{nm}$). Ένα πολύ μικρό ποσοστό αποτελείται από υπεριώδη ακτινοβολία ($L < 380\text{nm}$). Στο σχήμα 4.3 παρουσιάζεται γραφικά η απορρόφηση της εισερχόμενης ακτινοβολίας στο εσωτερικό της θάλασσας. Πρέπει να σημειωθεί ότι η προς τα κάτω διαδιδόμενη ακτινοβολία (*downwelling irradiance*) δεν έχει μία μόνο διεύθυνση διάδοσης, αλλά είναι διάχυτη.



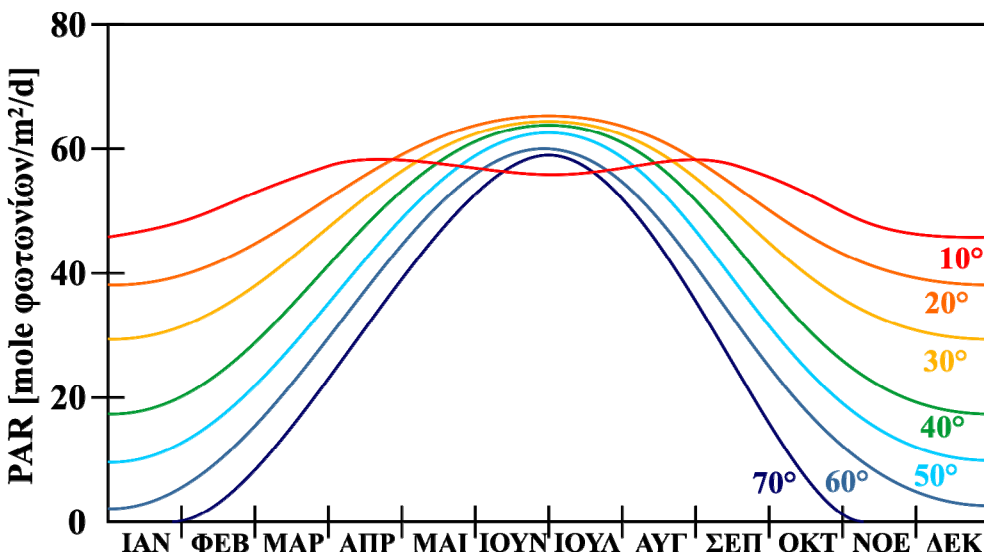
Σχήμα 4.3 Ποσοστά απορρόφησης εισερχόμενης ακτινοβολίας στο εσωτερικό της θάλασσας.

Κατά τη διάδοση του φωτός μέσα στο νερό η έντασή του ελαττώνεται εκθετικά με την απόσταση από την πηγή. Η εκθετική μείωση της έντασης ονομάζεται εξασθένιση και οφείλεται σε δύο βασικούς λόγους: στην απορρόφηση και τη σκέδαση. Η απορρόφηση (*absorption*) συνεπάγεται μετατροπή της ηλεκτρομαγνητικής ενέργειας σε άλλες μορφές (συνήθως θερμική ή χημική). Η απορρόφηση στο θαλάσσιο νερό γίνεται από τα άλγη (φυτοπλαγκτόν), που χρησιμοποιούν το φως για τη φωτοσύνθεση, την ανόργανη και οργανική αιωρούμενη σωματιδιακή ύλη, τις διαλυμένες οργανικές ενώσεις και το νερό. Η σκέδαση (*scattering*) μεταβάλλει τη διεύθυνση διάδοσης της ηλεκτρομαγνητικής ενέργειας λόγω ανάκλασης στα αιωρούμενα σωματίδια. Όσο πιο θολό είναι το νερό (μεγαλύτερη συγκέντρωση αιωρούμενων σωματιδίων), τόσο μεγαλύτερη είναι η εξασθένιση λόγω απορρόφησης και σκέδασης. Το ποσό της ορατής ακτινοβολίας που συνεχίζει μετά το 1 m από την επιφάνεια της θάλασσας απορροφάται στην εύφωτη ζώνη, όπου λαμβάνει χώρα η φωτοσύνθεση από τα φυτά και το φυτοπλαγκτόν της θάλασσας. Η φωτοσυνθετικά δραστική ακτινοβολία (*PAR*) ξεκινά από το βαθύ ιώδες (400nm) και φτάνει μέχρι το βαθύ ερυθρό (700nm) (Σχήμα 4.4). Οι διαλυμένες και σωματιδιακές οργανικές ενώσεις, οι οποίες είναι προϊόντα αποδόμησης, είναι γνωστές και ως κίτρινες ενώσεις. Οι ενώσεις αυτές απορροφούν τα μικρά μήκη κύματος (γαλάζιο) και ανακλούν τα μεγάλα (κίτρινο-ερυθρό). Κάτω από την εύφωτη ζώνη βρίσκεται η αφωτική ζώνη, όπου δεν υπάρχει φωτοσυνθετική παραγωγή.



Σχήμα 4.4 Διαγραμματική απεικόνιση της επίδρασης των κύριων επιδράσεων οργανισμών και παραγώγων τους στην απορρόφηση του φωτός (DOM: Dissolved Organic Matter, POM: Particulate Organic Matter).

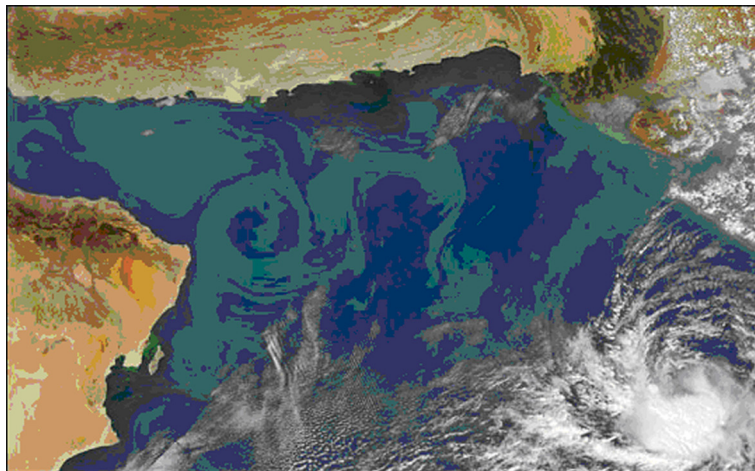
Η φωτοσυνθετική δραστική ακτινοβολία μεταβάλλεται σε σχέση με το γεωγραφικό πλάτος και τη χρονική θέση του ήλιου (μήνας του έτους). Η μεταβολή αυτή παρουσιάζεται στο σχήμα 4.5. Η συμβολή του χρόνου (θέση του ήλιου μέσα στο έτος) είναι πολύ πιο σημαντική από το γεωγραφικό πλάτος. Οι υψηλότερες τιμές εμφανίζονται σε μικρά γεωγραφικά πλάτη κατά τους καλοκαιρινούς μήνες υψηλής ηλιοφάνειας.



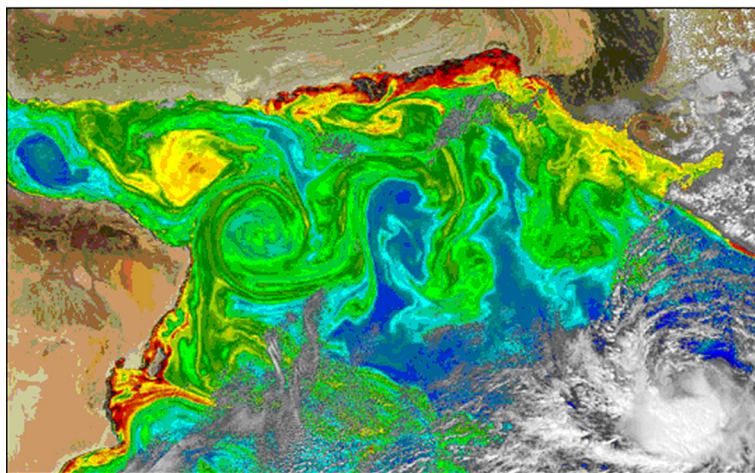
Σχήμα 4.5 Κατανομή της PAR σε συνάρτηση με το γεωγραφικό πλάτος (°) και το μήνα του έτους.

Τα ανακλώμενα κύματα του ορατού φωτός και της πλησιέστερης περιοχής του υπέρυθρου, όπως και η φυσικά εκπεμπόμενη ακτινοβολία υπέρυθρου και μικροκυμάτων, έχουν διάφορες εφαρμογές στην επιστήμη της ωκεανογραφίας. Βασικά, χρησιμοποιούνται στην παθητική τηλεανίχνευση δεδομένων, όπως είναι το χρώμα, το οποίο πληροφορεί για την κατανομή της γλωροφύλλης ή των φερτών υλών. Επίσης, λαμβάνονται πληροφορί-

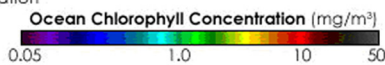
ες για τη θερμοκρασία του επιφανειακού νερού (*SST: Sea Surface Temperature*), την επιφανειακή αλατότητα (*SSS: Sea Surface Salinity*) και την κατανομή πάγου στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη. Η λήψη αυτών των δεδομένων γίνεται από μια πληθώρα δορυφόρων, οι οποίοι είναι εξοπλισμένοι με κατάλληλους αισθητήρες (sensors) για την καταγραφή των συγκεκριμένων ανακλώμενων ακτινοβολιών από την επιφάνεια της θάλασσας. Στην εικόνα 4.1 παρουσιάζεται ενδεικτικά μία εφαρμογή ανίχνευσης θαλάσσιων χαρακτηριστικών βάσει της ακτινοβολίας που εκπέμπεται από την επιφάνεια του ωκεανού.



Natural Color



Chlorophyll Concentration



Εικόνα 4.1 Μη επεξεργασμένη δορυφορική απεικόνιση (άνω) και η κατανομή της επιφανειακής χλωροφύλλης μετά από επεξεργασία (κάτω). [πηγή: MODIS, NASA]

4.3 Βασικές εξισώσεις υδροδυναμικής θαλάσσιας κυκλοφορίας

Οι φυσικές διεργασίες που προκαλούν την κίνηση των νερών στο θαλάσσιο χώρο είναι η δράση του ανέμου και των κυμάτων, η παλίρροια, η μεταβολή της πυκνότητας, οι οριζόντιες και κατακόρυφες βαθμίδες της θερμοκρασίας, η μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης, το τυρβώδες και βεβαίως οι δυνάμεις λόγω περιστροφής της γης. Οι φυσικές αυτές διεργασίες μπορούν να περιγραφούν με μαθηματικό τρόπο με τη χρήση του δεύτερου νόμου του Newton, ο οποίος εκφράζει τη σχέση μεταξύ των δυνάμεων που δρουν στο νερό και προκαλούν την κίνησή του.

Λαμβάνοντας υπόψη ότι η κίνηση του νερού στο θαλάσσιο χώρο είναι κίνηση ασυμπιέστου ρευστού, συνεπάγεται ότι το μαθηματικό ομοίωμα, το σύστημα, δηλαδή, των διαφορικών εξισώσεων το οποίο επιτρέπει τη σχηματοποίηση της ροής, αποτελούν η διαφορική εξίσωση συνέχειας (εκφράζει τη διατήρηση της μά-

ζας) και η διαφορική εξίσωση της δυναμικής, δηλ. οι εξισώσεις κίνησης Navier-Stokes (εκφράζουν τη διατήρηση της ορμής). Οι εξισώσεις αυτές για σύστημα αναφοράς το οποίο κινείται με περιστροφική κίνηση σταθερής γωνιακής ταχύτητας ω , όση η γωνιακή ταχύτητα περιστροφής της γης ($|\omega| = 0.7292 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$), περιλαμβάνουν και τους όρους φαινόμενης επιτάχυνσης (ή συνιστώσα Coriolis) και γράφονται (Eckart, 1962· Γκανούλης, 1982· Κρεστενίτης 1987).

$$\text{div}(\rho \mathbf{u}) = 0 \quad \text{και} \quad \frac{D(\rho \mathbf{u})}{Dt} = -\nabla \mathbf{p} + \rho \mathbf{g} + 2\rho \boldsymbol{\omega} \times \mathbf{u} + \mu \nabla^2 \mathbf{u} \quad [4.4]$$

όπου \mathbf{u} το διάνυσμα της ταχύτητας του θαλασσίου ρεύματος, $\mathbf{u}=(u, v, w)$, u, v, w οι συνιστώσες της ταχύτητας στο καρτεσιανό ορθογώνιο σύστημα συντεταγμένων (x, y, z) , \mathbf{p} το μητρώο της πίεσης, $\boldsymbol{\omega}$ το διάνυσμα της ταχύτητας περιστροφής της γης, \mathbf{g} το διάνυσμα της επιτάχυνσης της βαρύτητας, ρ η πυκνότητα του νερού και μ ο συντελεστής δυναμικού ιξώδους.

Επειδή η κίνηση του νερού στο θαλάσσιο χώρο, όπως κάθε κίνηση γεωρευτού στο φυσικό περιβάλλον, είναι κίνηση τυρβώδης, θα πρέπει να θεωρηθεί ότι το σύστημα των παραπάνω εξισώσεων πληρούται από τα στιγμιαία μεγέθη της τυρβώδους ροής. Με την παραδοχή της μόνιμης ως προς τις μέσες τιμές τυρβώδους ροής (στάσιμο τυρβώδες) και με την υπόθεση ότι οι μόνες ενασκούμενες μαζικές δυνάμεις είναι η πίεση και η άνωση κατά την κατακόρυφο, οι εξισώσεις για καρτεσιανό σύστημα συντεταγμένων $(x-y-z)$ που περιγράφουν την τρισδιάστατη θαλάσσια υδροδυναμική κυκλοφορία λαμβάνουν απλούστερη μορφή, γνωστές ως εξισώσεις Reynolds (Gal-Chen & Somerville 1975· Κουτίτας, 1975· Sheng, 1983), όπου συμπεριλαμβάνονται και οι τάσεις που οφείλονται στην τυρβώδη ροή (τάσεις Reynolds).

Το μαθηματικό ομοίωμα της τρισδιάστατης υδροδυναμικής κυκλοφορίας επιδέχεται επιπλέον απλοποιήσεις και παραδοχές, οι οποίες σχετίζονται με τη γεωμετρία του θαλάσσιου πεδίου ροής και την παρατήρηση ότι οι οριζόντιες διαστάσεις του χώρου αυτού ξεπερνούν σημαντικά την κατακόρυφη διάσταση του θαλασσίου βάρους από την άποψη της τάξης μεγέθους. Αυτό συνεπάγεται ότι οι οριζόντιες συνιστώσες της ταχύτητας u και v , οι παράλληλες προς τις διευθύνσεις x και y , είναι συνήθως μεγέθους μερικών δεκάδων cm/s, ενώ αντίστοιχα η κατακόρυφη συνιστώσα της ταχύτητας w είναι μεγέθους το πολύ μερικών cm/s, είναι δηλαδή τουλάχιστον μια τάξη μεγέθους μικρότερη από τις οριζόντιες συνιστώσες. Οι παρατηρήσεις αυτές επιτρέπουν τη διατύπωση της βασικής παραδοχής (Leendertse, 1967· Csanady, 1982· Κουτίτας, 1996) ότι η κυκλοφορία των νερών στο θαλάσσιο χώρο χρονικής κλίμακας μερικών εκατοντάδων sec μπορεί να θεωρηθεί ως περίπου οριζόντια κυκλοφορία (*quasi-horizontal motion*) και να εξετάζεται μόνον η ισορροπία των δυνάμεων στις οριζόντιες διευθύνσεις.

Η θεώρηση της υδροδυναμικής θαλάσσιας κυκλοφορίας ως περίπου οριζόντιας ροής επιτρέπει επιπλέον τις παρακάτω απλοποιήσεις:

α) η επιτάχυνση της γήινης βαρύτητας g εξισορροπείται από την κατακόρυφη βαθμίδα της πίεσης, παραδοχή γνωστή ως υδροστατική κατά βάθος κατανομή της πίεσης p :

$$p = p_a + \int_z^\zeta \rho \cdot g \cdot dz \quad [4.5]$$

όπου p_a η ατμοσφαιρική πίεση και ζ η μεταβολή της στάθμης της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας από τη στάθμη ισορροπίας.

Η παραδοχή αυτή μπορεί να θεωρηθεί ότι έχει γενική εφαρμογή σε όλα τα προβλήματα της θαλάσσιας κυκλοφορίας, με εξαίρεση τις περιπτώσεις όπου η γεωμετρία του πεδίου ή φυσικές συνθήκες δημιουργούν φαινόμενα ανάδυσης (*upwelling*) και καταβύθισης (*downwelling*) των θαλάσσιων μαζών (αναπτύσσονται σε επόμενη ενότητα).

β) οι οριζόντιες συνιστώσες της δύναμης Coriolis μπορούν να γραφούν (Knauss, 1978· Κουτίτας 1996) στη διεύθυνση x ως $f v$ και στη διεύθυνση y ως $-f u$, όπου f ο συντελεστής Coriolis ίσος με $2\omega \sin \varphi$ και φ το γεωγραφικό πλάτος. Ο συντελεστής ή συχνότητα Coriolis f (Coriolis, 1835) είναι σημαντικό μέγεθος της κίνησης των θαλάσσιων μαζών και καθορίζεται από την κεντρομόλο δύναμη που ασκείται στις μάζες από την περιστροφή της Γης. Ο συντελεστής f εκφράζει τη γωνιακή ταχύτητα που απαιτείται για να διατηρηθεί μία μάζα σε ένα συγκεκριμένο γεωγραφικό πλάτος της Γης. Αν η παράμετρος Coriolis είναι μεγάλη, τότε η επίδραση της περιστροφής της Γης στη μάζα είναι σημαντική, εφόσον απαιτείται υψηλή γωνιακή ταχύτητα για τη διατήρηση της ισορροπίας με τη δύναμη Coriolis. Η δύναμη επιδρά με διαφορετικό τρόπο σε κάθε ημι-

σφαίριο. Στο βόρειο ημισφαίριο η δύναμη Coriolis στρέφει την κίνηση της θαλάσσιας μάζας προς τα δεξιά, ενώ στο νότιο ημισφαίριο η κινούμενη θαλάσσια μάζα στρέφεται προς τα αριστερά. Η επίδραση της δύναμης Coriolis δεν είναι αμελητέα, επομένως τα χαρακτηριστικά μονώνυμα $1/\omega$ και $R = D/\omega L$, γνωστά ως αριθμοί Rossby (όπου t ο χαρακτηριστικός χρόνος εξέλιξης του φαινομένου, ω η γωνιακή ταχύτητα περιστροφής της γης, L η χαρακτηριστική οριζόντια διάσταση του πεδίου ροής και U η χαρακτηριστική ταχύτητα του νερού) που εκφράζουν τη σχέση μεταξύ δυνάμεων αδρανείας και δυνάμεων Coriolis έχουν μη μηδενικές τιμές. Ο συντελεστής Coriolis μπορεί να θεωρηθεί σταθερός σε πεδία παράκτιας κυκλοφορίας των οποίων οι οριζόντιες διαστάσεις είναι μικρότερες από 100km, επομένως είναι δυνατή η προσέγγιση της επιφάνειας του γήινου γεωειδούς με επίπεδο (f -plane) επαπτόμενο στο κέντρο της περιοχής (Pond & Pickard, 1978). Σε πεδίο με λίγο μεγαλύτερες διαστάσεις χρησιμοποιείται μεταβλητός συντελεστής Coriolis, εξακολουθεί δηλαδή να ισχύει η προσέγγιση του γεωειδούς με το επαπτόμενο επίπεδο μεταβλητής, όμως, κλίσης (β -plane). Για σημαντικά μεγάλες περιοχές μελέτης της κυκλοφορίας οι εξισώσεις του μοντέλου θα πρέπει να γράφονται σε σφαιρικές ή ορθότερα σε ελλειπτικές συντεταγμένες (Mesinger, 1971· Davies, 1976), που όμως οδηγούν σε πιο πολύπλοκες εξισώσεις.

Αν λάβουμε υπόψη τις παραπάνω παραδοχές και προσεγγίσουμε τις τυρβώδεις τάσεις Reynolds με τη χρήση των τυρβωδών συντελεστών που διαφοροποιούνται κατά την οριζόντια διεύθυνση του θαλάσσιου πεδίου και κατά το βάθος, τότε το μαθηματικό ομοίωμα (μοντέλο) της περίπου οριζόντιας τρισδιάστατης θαλάσσιας υδροδυναμικής κυκλοφορίας σε καρτεσιανό σύστημα αναφοράς (x - y - z) έχει τη μορφή του συστήματος:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + v \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad \text{ή} \quad \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{\zeta} u dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^{\zeta} v dz = 0 \\ \frac{Du}{Dt} = \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv + E_h \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(E_v \frac{\partial u}{\partial z} \right) \\ \frac{Dv}{Dt} = \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu + E_h \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(E_v \frac{\partial v}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad [4.6]$$

όπου p είναι η πίεση, u και v οι συνιστώσες της ταχύτητας στο οριζόντιο επίπεδο (x - y), t ο χρόνος, $f=2\omega \sin\phi$ ο συντελεστής Coriolis, ζ το υψόμετρο της ελεύθερης επιφάνειας από την επιφάνεια ηρεμίας, h το βάθος του νερού από την επιφάνεια ηρεμίας, E_h και E_v οι συντελεστές οριζόντιας και κατακόρυφης διάχυσης της ορμής. Τα τρισδιάστατα υδροδυναμικά μαθηματικά ομοιώματα περιέχουν και εξισώσεις διατήρησης των θερμοδυναμικών παραμέτρων, όπως είναι η θερμοκρασία και η αλατότητα ή η αλατότητα και η πυκνότητα. Έτσι, το σύστημα των παραπάνω εξισώσεων διατήρησης της μάζας και ισορροπίας της ορμής (εξισώσεις 4.6) συμπληρώνεται με εξισώσεις μεταφοράς και διάχυσης της θερμοκρασίας T και της αλατότητας S (βαθμωτά μεγέθη) και επίσης με την καταστατική εξίσωση (βλ. Κεφ. 2) που συνδέει τις δύο φυσικές παραμέτρους.

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial x} + v \frac{\partial C}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial C}{\partial z} \right) + F_s \quad [4.7]$$

όπου $C=(T \text{ ή } S)$, K_h , K_v οι συντελεστές διάχυσης στο οριζόντιο επίπεδο και το βάθος αντίστοιχα και F_s όροι πηγής και απωλειών για την αντίστοιχη ποσότητα (θερμοκρασία ή αλατότητα) που περιγράφουν την αλληλεπίδραση του θαλάσσιου χώρου και της ατμόσφαιρας (π.χ. ανταλλαγή θερμότητας, εξάτμιση, βροχόπτωση κ.ά.).

Η επίλυση του μαθηματικού ομοιώματος των εξισώσεων 4.6, ο προσδιορισμός, δηλαδή, των τριών άγνωστων μεταβλητών u , v και ζ , μπορεί να γίνει μόνον με μεθόδους αριθμητικής ανάλυσης και απαιτεί τον καθορισμό αρχικών και οριακών συνθηκών.

Όσον αφορά τις αρχικές συνθήκες, συνήθως γίνεται η παραδοχή ανάπτυξης της κυκλοφορίας από την κατάσταση νηνεμίας, επομένως ως συνθήκη λαμβάνεται μηδενικό πεδίο ταχυτήτων και οριζόντια ελεύθερη επιφάνεια για τη χρονική αφετηρία. Είναι, επίσης, δυνατή η παραδοχή ενός αρχικού μη μηδενικού πεδίου ταχυτήτων, όπως π.χ. για την περίπτωση κυκλοφορίας λόγω ύπαρξης εκβολών ποταμών, οπότε ως αρχική συνθήκη λαμβάνεται η μόνιμη κυκλοφορία που δημιουργείται στον παράκτιο χώρο από τους εκβάλλοντες ποταμούς.

Οι οριακές συνθήκες αφορούν τις παραδοχές για τα μεγέθη των μεταβλητών και των άλλων παραμέτρων του ομοιώματος στα χωρικά όρια του πεδίου κυκλοφορίας, δηλαδή το όριο των ακτών, την ελεύθερη επιφάνεια, το θαλάσσιο πυθμένα και το όριο ανοικτής θάλασσας (όριο επικοινωνίας του πεδίου όπου εφαρμόζεται το μαθηματικό ομοίωμα με τον υπόλοιπο θαλάσσιο χώρο - ωκεανό).

α) στο όριο των ακτών (*coastal boundary*) γίνεται, συνήθως, η υπόθεση ότι η κάθετη στο όριο συνιστώσα της ταχύτητας μηδενίζεται.

β) στην ελεύθερη επιφάνεια πρέπει να καθοριστούν, εκτός από τη δυναμική συνθήκη $p=p_a$ (η πίεση είναι ίση με την ατμοσφαιρική), αφενός η διατμητική τάση και αφετέρου η κατακόρυφη συνιστώσα της ταχύτητας. Αναφορικά με τη δεύτερη (κινηματική) συνθήκη λαμβάνεται:

$$w|_{z=\zeta} = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} \quad [4.8]$$

ή συνήθως η γραμμικοποιημένη προσέγγιση:

$$w|_{z=\zeta} = \frac{\partial \zeta}{\partial t} \quad [4.9]$$

Η επιφανειακή διατμητική τάση οφείλεται στη δράση του ανέμου και, παρά το γεγονός της πολυπλοκότητας των μηχανισμών μεταβίβασης της ορμής του ανέμου στο νερό, η εφαπτομενική διατμητική τάση που ασκείται στην επιφάνεια υπολογίζεται από απλές ημιεμπειρικές σχέσεις της μορφής:

$$\begin{aligned} E_v \frac{\partial u}{\partial z} &= \frac{\tau_{sx}}{\rho_a} = C_s \cdot W_x \cdot \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \\ E_v \frac{\partial v}{\partial z} &= \frac{\tau_{sy}}{\rho_a} = C_s \cdot W_y \cdot \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \end{aligned} \quad [4.10]$$

όπου ρ_a είναι η πυκνότητα αέρα, W_x και W_y είναι οι οριζόντιες συνιστώσες του διανυσματικού πεδίου της ταχύτητας ανέμου \mathbf{W} στα 10 μέτρα από τη ΣΗ με μέτρο ταχύτητας $|\mathbf{W}|=W=\sqrt{W_x^2+W_y^2}$ και C_s ο συντελεστής τάσης τριβής επιφανείας. Ο συντελεστής C_s συνδέεται με την ταχύτητα ανέμου με την εξίσωση 4.11 (Smith & Banke, 1975) που έχει προκύψει από πειραματικές δοκιμές:

$$C_s \cdot 10^3 = 0.63 + 0.066W \quad [4.11]$$

γ) στον πυθμένα, όπως και στο όριο της ελεύθερης επιφάνειας, πρέπει να καθοριστούν οι οριζόντιες συνιστώσες της ταχύτητας, καθώς και η διατμητική τάση, με στόχο την προσομοίωση των μηχανισμών ανάπτυξης των εσωτερικών δυνάμεων του ρευστού λόγω της ύπαρξης του στερεού ορίου του θαλάσσιου πυθμένα (Johns, 1983· Soulsby, 1983). Αναφορικά με τις οριζόντιες συνιστώσες της ταχύτητας στον πυθμένα συνήθως θεωρείται ότι ισχύει η συνθήκη μη ολισθήσεως $u=v=0$, παραδοχή που ισχύει για απόσταση z_o (όπου z_o το ύψος τραχύτητας, ανάλογο της απόλυτης τραχύτητας του πυθμένα) πάνω από το όριο του πυθμένα, καθώς επίσης και για την περίπτωση που δε λαμβάνεται υπόψη η οριακή στοιβάδα η οποία αναπτύσσεται στον πυθμένα.

Αναφορικά με τη διατμητική τάση στον πυθμένα, η πλέον συνηθισμένη συνθήκη είναι η εφαρμογή των σχέσεων:

$$\begin{aligned} E_v \frac{\partial u}{\partial z} &= \frac{\tau_{bx}}{\rho} = C_b \cdot u \cdot \sqrt{u^2 + v^2} \\ E_v \frac{\partial v}{\partial z} &= \frac{\tau_{by}}{\rho} = C_b \cdot v \cdot \sqrt{u^2 + v^2} \end{aligned} \quad [4.12]$$

όπου ο συντελεστής παρασύρσεως στον πυθμένα C_b μπορεί να υπολογιστεί από εμπειρικές εξισώσεις, όπως των Darcy – Weisbach: $C_b=f/s$, Chezy: $C_b=g/c^2$ (Chezy) και Manning: $C_b=n^2g/h^{1/3}$.

δ) στο όριο ανοικτής θάλασσας (*open sea boundary*), δηλαδή στη νοητή γραμμή (διατομή) η οποία χωρίζει την περιοχή μελέτης (περιοχή εφαρμογής του μοντέλου κυκλοφορίας) από την υπόλοιπη θάλασσα περιοχή, είναι απαραίτητη η μαθηματική περιγραφή των φυσικών διεργασιών οι οποίες συμβαίνουν στο όριο αυτό. Η ορθή από μαθηματική άποψη τοποθέτηση των οριακών συνθηκών εξαρτάται από την κατανόηση των φυσικών αυτών διεργασιών, οι οποίες αφορούν τη μεταφορά από και προς την παράκτια περιοχή και τη μεταβολή της στάθμης της ελεύθερης επιφάνειας των παράκτιων νερών κατά μήκος του ορίου της ανοικτής θάλασσας. Η συνθήκη στο όριο της ανοικτής θάλασσας μπορεί να προσδιοριστεί με επιτόπου μετρήσεις ή με μετρήσεις σε εργαστηριακό ομοίωμα. Η έλλειψη μετρήσεων στάθμης ή ταχύτητας στο όριο της ανοικτής θάλασσας αντιμετωπίζεται με τη χρήση συνθηκών είτε τύπου Dirichlet (οι μεταβλητές είναι γνωστές *a priori*), π.χ. $\zeta=0$, είτε τύπου Von Neumann (είναι γνωστή *a priori* η κάθετη στο όριο βαθμίδα της μεταβλητής) (Roache, 1972). Στη δεύτερη περίπτωση, στο όριο ανοικτής θάλασσας, επιτρέπεται η ακτινοβολία των διαταραχών από την παράκτια περιοχή προς την ανοικτή θάλασσα και η διακύμανση της ελεύθερης στάθμης (*Sommerfeld radiation condition*) (Miller & Thorpe, 1981· Blumberg, & Kantha, 1985· Κουτίτας, 1996):

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + c \frac{\partial \zeta}{\partial n} = 0 \quad [4.13]$$

όπου, n η κάθετη στο όριο διεύθυνση και $c=(gH)^{1/2}$ η ταχύτητα διάδοσης ($H=\zeta+h$, το ολικό βάθος). Αντί των τρισδιάστατων συνιστωσών της ταχύτητας $u=u(x,y,z,t)$ και $v=v(x,y,z,t)$ μπορούν να χρησιμοποιηθούν οι ολοκληρωμένες στο βάθος ταχύτητες:

$$U = \frac{1}{H} \int_{-h}^{\zeta} u dz \quad \text{και} \quad V = \frac{1}{H} \int_{-h}^{\zeta} v dz \quad [4.14]$$

Οπότε με ολοκλήρωση στο βάθος και των τρισδιάστατων εξισώσεων της ορμής (εξισώσεις 4.6) προκύπτει το δισδιάστατο υδροδυναμικό μοντέλο για την παράκτια υδροδυναμική κυκλοφορία (γνωστό και ως βαροτροπικό μοντέλο):

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial(UH)}{\partial x} + \frac{\partial(VH)}{\partial y} = 0 \quad [4.15]$$

$$\begin{aligned} \frac{DU}{Dt} &= \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P_a}{\partial x} + fV + E_h \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right) + \frac{\tau_{sx}}{\rho_o H} - \frac{\tau_{bx}}{\rho H} \\ \frac{DV}{Dt} &= \frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P_a}{\partial y} - fU + E_h \left(\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right) + \frac{\tau_{sy}}{\rho_o H} - \frac{\tau_{by}}{\rho_o H} \end{aligned} \quad [4.16]$$

Μετά την αντικατάσταση των διατμητικών τάσεων στην επιφάνεια και τον πυθμένα προκύπτει:

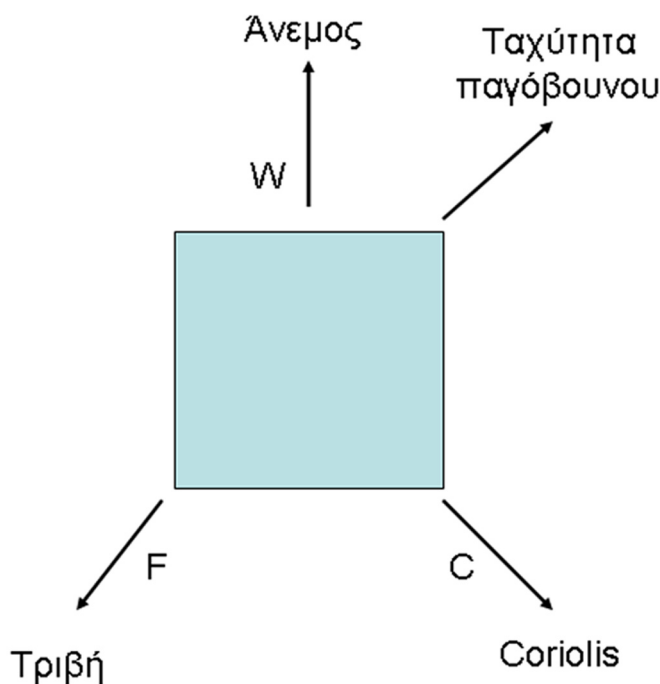
$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - fV + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} &= -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P_a}{\partial x} + E_h \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right) + \\ &+ \frac{1}{\rho_o} C_s \frac{W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2}}{(h + \zeta)} - C_b \frac{U \sqrt{U^2 + V^2}}{\rho_o (h + \zeta)} \\ \frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + fU + g \frac{\partial \zeta}{\partial y} &= -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P_a}{\partial y} + E_h \left(\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right) + \\ &+ \frac{1}{\rho_o} C_s \frac{W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2}}{(h + \zeta)} - C_b \frac{V \sqrt{U^2 + V^2}}{\rho_o (h + \zeta)} \end{aligned} \quad [4.17]$$

Το παραπάνω δισδιάστατο μαθηματικό ομοίωμα της παράκτιας υδροδυναμικής κυκλοφορίας, που υποθέτει ομογενή θάλασσα στήλη, μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε ένα πλήθος εφαρμογών (π.χ. ανεμογενή πα-

ράκτια κυκλοφορία, παλιρροιακή κυκλοφορία, μεταβολές στάθμης, κ.λπ.) όπου η κατανομή της ταχύτητας με το βάθος δεν αποτελεί το πρωταρχικό ζητούμενο. Εφαρμογές και διαδικασίες επίλυσης του μοντέλου αυτού παρουσιάζονται στο Κεφάλαιο 8.

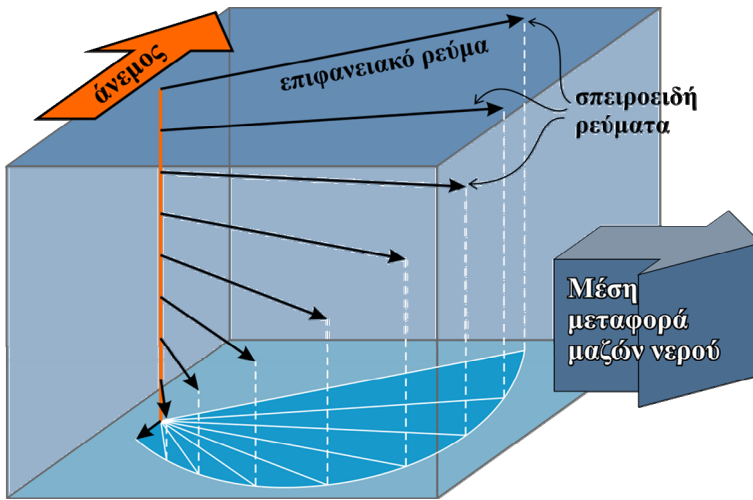
4.4 Ανεμογενή ρεύματα - μεταφορά Ekman

Τα ρεύματα του ανώτερου ωκεανού που παράγονται από τη δράση του ανέμου ονομάζονται ανεμογενή ρεύματα και η αντίστοιχη κυκλοφορία ανεμογενής κυκλοφορία. Οι εξισώσεις ορμής και κυρίως οι όροι της επιρροής των τάσεων του ανέμου περιγράφουν την ανεμογενή κυκλοφορία στα ανώτερα στρώματα της θάλασσας. Οι τάσεις του ανέμου που προκαλούν την ανεμογενή κυκλοφορία συνυπολογίζονται στην απλουστευμένη μορφή των εξισώσεων 4.10 της ενότητας 4.3. Ο Ekman (1905) διατύπωσε τη θεωρία σχετικά με τη δημιουργία των ανεμογενών ρευμάτων στην προσπάθειά του να εξηγήσει το γεγονός ότι τα παγόβουνα στην περιοχή του Αρκτικού Ωκεανού δεν κινούνται στη διεύθυνση του πνέοντος ανέμου, αλλά σε διεύθυνση που σχηματίζει γωνία 20-40° δεξιά από αυτήν. Το πάχος του στρώματος όπου εφαρμόζεται η θεωρία του Ekman ονομάζεται Στρώμα του Ekman (*Ekman layer*). Το στρώμα αυτό μπορεί να εκτείνεται μέχρι μερικές εκατοντάδες μέτρα από την επιφάνεια της θάλασσας και θεωρείται λεπτό σε σχέση με το βάθος της θαλάσσιας στήλης στον ανοιχτό ωκεανό.



Σχήμα 4.6 Ισορροπία δυνάμεων που ασκούνται σε ένα παγόβουνο στην περιοχή του Αρκτικού Ωκεανού.

Ο Ekman υπέθεσε ότι σε ένα ιδεατό επιφανειακό στρώμα της θάλασσας ασκείται η τριβή του ανέμου, ενώ στην κατώτερη επιφάνειά του ασκείται η τριβή λόγω επαφής με το αμέσως επόμενο θαλάσσιο στρώμα. Στο δεύτερο στρώμα ασκείται η τριβή τόσο από το άνω στρώμα όσο και από το υποκείμενο στρώμα κ.ο.κ. Σε όλα τα στρώματα λόγω της κίνησής τους ασκείται η δύναμη Coriolis. Σχηματικά, η θεωρία του Ekman παρουσιάζεται στο σχήμα 4.6. Τελικά από την ισορροπία των παραπάνω δυνάμεων (άνεμος, τριβές και Coriolis), που είναι οι μόνες δυνάμεις που ασκούνται στη θαλάσσια μάζα, προκύπτει ότι η ταχύτητα του ανεμογενούς ρεύματος ελαττώνεται εκθετικά με το βάθος και ότι η διεύθυνση του επιφανειακού ρεύματος αποκλίνει κατά 45° από τη διεύθυνση του ανέμου. Η απόκλιση αυτή μεταβάλλεται με το βάθος και τελικά προκύπτει μία σπειροειδής κατανομή του ανεμογενούς ρεύματος με το βάθος, η οποία είναι γνωστή ως *σπειροειδές του Ekman* (Σχήμα 4.7). Στο βόρειο (νότιο) ημισφαίριο η απόκλιση έχει κατεύθυνση προς τα δεξιά (αριστερά).



Σχήμα 4.7 Η σπειροειδής του Ekman.

Με τις παραδοχές για:

1. μόνιμο φαινόμενο,
2. σταθερή πυκνότητα ρ σε όλη τη θαλάσσια στήλη, που έχει άπειρο βάθος και
3. ισορροπία των δυνάμεων λόγω ανέμου, τριβών και Coriolis

από το τρισδιάστατο μοντέλο της θαλάσσιας υδροδυναμικής κυκλοφορίας (εξισώσεις 4.6) προκύπτει ότι:

$$0 = +fv + \frac{\partial}{\partial z} \left(E_v \frac{\partial u}{\partial z} \right) \Rightarrow fv + E_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = 0 \quad [4.18]$$

$$0 = -fu + \frac{\partial}{\partial z} \left(E_v \frac{\partial v}{\partial z} \right) \Rightarrow -fu + E_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = 0$$

και επομένως για την ταχύτητα ροής ισχύουν οι σχέσεις:

$$u = V_o e^{az} \sin\left(\frac{\pi}{4} - az\right) \quad \& \quad v = V_o e^{az} \cos\left(\frac{\pi}{4} - az\right) \quad [4.19]$$

$$a = \sqrt{\frac{|f|}{2E_v}} \quad [4.20]$$

οπότε η ταχύτητα V_o του επιφανειακού στρώματος υπολογίζεται από την εξίσωση:

$$V_o = \frac{\pi\sqrt{2}\tau_s}{D_E\rho|f|} \quad [4.21]$$

όπου το πάχος του στρώματος Ekman D_E υπολογίζεται από την εξίσωση 4.22:

$$D_E = \pi \sqrt{\frac{2E_v}{|f|}} \quad [4.22]$$

και E_v ο κατακόρυφος τυρβώδης συντελεστής ιξώδους.

Οι παραπάνω απλουστευμένες (μονοδιάστατες σχέσεις) μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως μία πρώτη προσέγγιση για τον υπολογισμό του θαλασσιού ρεύματος που προκαλείται από τη δράση του ανέμου. Αλλά η

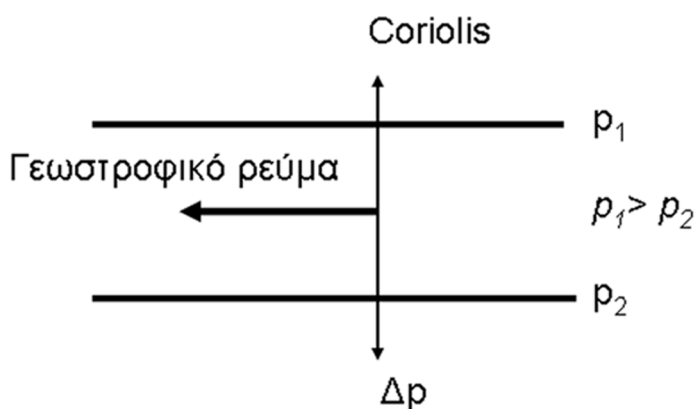
ρεαλιστικότερη προσέγγιση της ανεμογενούς παράκτιας κυκλοφορίας απαιτεί την εφαρμογή και επίλυση είτε του τρισδιάστατου (εξισώσεις 4.6 και 4.7) είτε του δισδιάστατου (εξισώσεις 4.17) μοντέλου της παράκτιας υδροδυναμικής κυκλοφορίας.

4.5 Γεωστροφικά ρεύματα

Η ισορροπία που προκύπτει μεταξύ της οριζόντιας βαθμίδας πίεσης και της δύναμης Coriolis είναι η γενεσιουργός αιτία των γεωστροφικών ρευμάτων και ονομάζεται γεωστροφική ισορροπία. Η διαφορά πίεσης μπορεί να προκληθεί από αίτια όπως η επίδραση του ανέμου, η μετεωρολογική παλίρροια, οι μεγάλες εκροές ποταμών και γενικά όλοι οι παράγοντες που μπορούν να δημιουργήσουν μεταβολές στάθμης της επιφάνειας της θάλασσας ή/και μεταβολές της κατανομής της πυκνότητας στο θαλάσσιο χώρο. Τα γεωστροφικά ρεύματα είναι ρεύματα μεγάλης κλίμακας και εμφανίζονται μεταξύ περιοχών με αποστάσεις μερικών δεκάδων χιλιομέτρων. Όπως θα παρουσιαστεί παρακάτω, το γεωστροφικό ρεύμα έχει διαφορετική κατεύθυνση στο Βόρειο Ημισφαίριο και διαφορετική στο Νότιο Ημισφαίριο σε σχέση με τη διεύθυνση της μεταβολής της πίεσης.

4.5.1 Απλουστευμένη περιγραφή

Το θαλασσινό νερό έχει την τάση να κινηθεί από μία περιοχή υψηλής πίεσης (ή υψηλής στάθμης) προς μία περιοχή χαμηλής πίεσης (ή χαμηλού υψομέτρου). Η δύναμη που προκαλεί αυτή την κίνηση ονομάζεται δύναμη μεταβολής πίεσης (*pressure gradient force*). Σε μία γεωστροφική ροή το νερό αντί να κινείται από την υψηλή πίεση προς τη χαμηλή πίεση, κινείται παράλληλα με τις γραμμές ίσης πίεσης, οι οποίες ονομάζονται ισοβαρείς. Αυτό συμβαίνει εξαιτίας της κίνησης της Γης, η οποία προκαλεί τη δύναμη Coriolis. Η δύναμη αυτή, όπως αναφέρθηκε στην ενότητα 4.3, έχει την τάση να στρέφει το κινούμενο νερό προς τα δεξιά στο Β. Ημισφαίριο και προς τα αριστερά στο Ν. Ημισφαίριο, με αποτέλεσμα να προκύπτει τελικά μία γεωστροφική ισορροπία ανάμεσα στις δύο ασκούμενες δυνάμεις (Σχήμα 4.8). Η κατεύθυνση του γεωστροφικού ρεύματος είναι αντίθετη στα δύο ημισφαίρια λόγω της αντίθετης επίδρασης της δύναμης Coriolis στην κίνηση του θαλασσινού νερού.



Σχήμα 4.8 Σχηματική απεικόνιση της κατεύθυνσης του γεωστροφικού ρεύματος ανάμεσα σε 2 περιοχές με διαφορετικές πιέσεις p_1 και p_2 στο Β. Ημισφαίριο, όπου $p_1 > p_2$.

4.5.2 Γεωστροφικές εξισώσεις

Η γεωστροφική ισορροπία απαιτεί την ισορροπία μεταξύ της δύναμης Coriolis και της δύναμης της βαθμίδας πίεσης. Οι γεωστροφικές εξισώσεις προκύπτουν από τις εξισώσεις κίνησης (εξισώσεις 4.6) μετά από τις παρακάτω παραδοχές:

- Η ροή είναι μόνιμη ($\partial u/\partial t = \partial v/\partial t = 0$).
- Η μόνη εξωτερική δύναμη είναι η βαρύτητα.

- Η τριβή είναι αμελητέα.

Με αυτές τις παραδοχές οι εξισώσεις ορμής (εξισώσεις 4.6) απλοποιούνται ως εξής:

$$u = -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad [4.23]$$

$$v = \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad [4.24]$$

όπου f είναι η παράμετρος Coriolis. Η πίεση σε οποιοδήποτε επίπεδο της θάλασσας δίδεται από την εξίσωση:

$$p = \rho g(\zeta + z) \quad [4.25]$$

όπου ζ είναι η ανύψωση της στάθμης της θάλασσας από τη Μέση Στάθμη Θάλασσας (ΜΣΘ) και z είναι το βάθος από τη μέση επιφάνεια μέχρι το επίπεδο αναφοράς. Για $z=0$ στην επιφάνεια της θάλασσας οι εξισώσεις 4.23 και 4.24 μετασχηματίζονται ως εξής:

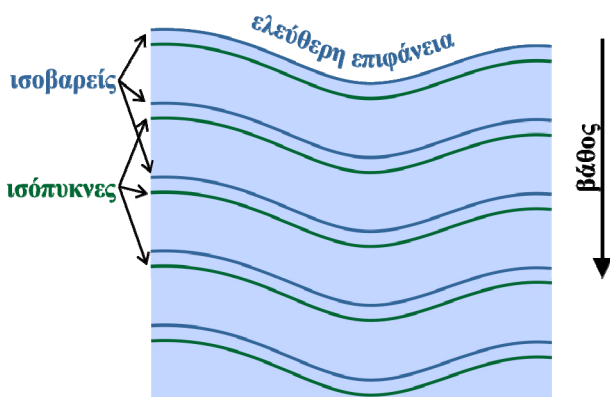
$$u = -\frac{g}{f} \frac{\partial \zeta}{\partial y} \quad [4.26]$$

$$v = \frac{g}{f} \frac{\partial \zeta}{\partial x} \quad [4.27]$$

Οπότε από τη γνώση των υψομέτρων της επιφάνειας της θάλασσας μπορεί εύκολα να προκύψει το μέγεθος και η κατεύθυνση του γεωστροφικού ρεύματος, μεθοδολογία που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό των επιφανειακών ρευμάτων με τη χρήση μετρήσεων δορυφορικής υψομετρίας (*satellite altimetry*).

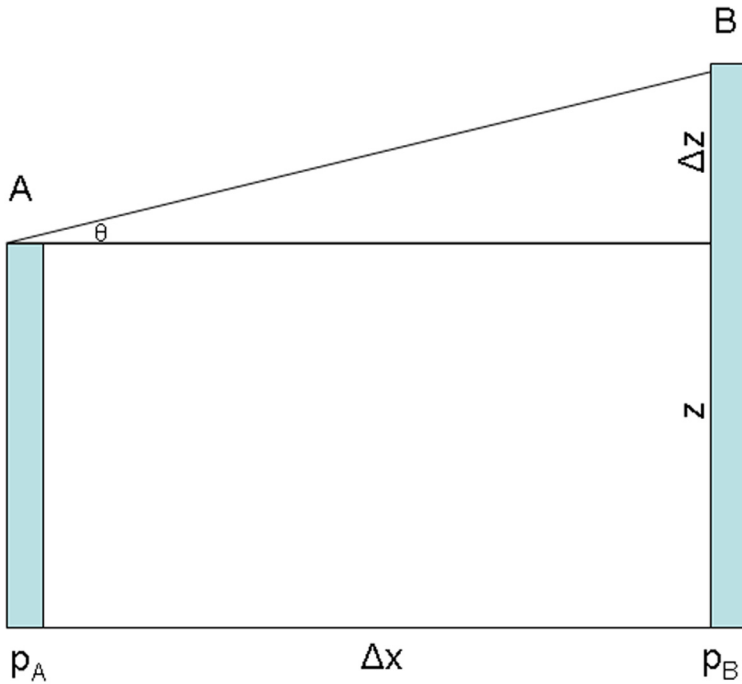
4.5.3 Βαροτροπικές και βαροκλιλικές συνθήκες

Βαροτροπικές συνθήκες (Σχήμα 4.9) επικρατούν όταν οι επιφάνειες ίσης πίεσης (ισοβαρικές) σε σχέση με το βάθος είναι παράλληλες με τις επιφάνειες ίσης πυκνότητας (ισόπυκνες). Στις βαροτροπικές συνθήκες η δύναμη της βαθμίδας πίεσης δε μεταβάλλεται με το βάθος, αλλά εξαρτάται μόνο από την κλίση της ελεύθερης επιφάνειας.



Σχήμα 4.9 Βαροτροπικές συνθήκες.

Ας θεωρήσουμε ότι μία θαλάσσια μάζα σταθερής πυκνότητας ρ καταλαμβάνει μια θαλάσσια περιοχή και η κλίση της ελεύθερης επιφάνειας είναι σταθερή σε όλη την έκταση της περιοχής (Σχήμα 4.10).



Σχήμα 4.10 Σχηματική απεικόνιση της επίδρασης της κλίσης ελεύθερης επιφανείας στην οριζόντια βαθμίδα πίεσης.

Η υδροστατική πίεση σε ένα βάθος στη θέση A (Σχήμα 4.10) υπολογίζεται από την εξίσωση:

$$p_A = \rho g z \quad [4.28]$$

όπου z είναι το βάθος στη θέση A. Στη θέση B η στάθμη επιφανείας βρίσκεται ψηλότερα κατά Δz .

$$p_B = \rho g (z + \Delta z) \quad [4.29]$$

Η πίεση στη θέση B είναι μεγαλύτερη από την πίεση στη θέση A κατά μια μικρή ποσότητα, η οποία είναι ίση με:

$$\Delta p = \rho g \Delta z \quad [4.30]$$

Αν τα A και B απέχουν απόσταση Δx τότε η οριζόντια βαθμίδα πίεσης είναι $\Delta p / \Delta x$ και ισούται με

$$\frac{\Delta p}{\Delta x} = \rho g \frac{\Delta z}{\Delta x} \quad [4.31]$$

και επειδή $\Delta z / \Delta x = \tan \theta$ τότε

$$\frac{\Delta p}{\Delta x} = \rho g \tan \theta \quad [4.32]$$

Αν θεωρήσουμε ότι οι ποσότητες Δp και Δx είναι πολύ μικρές, τότε μπορούμε να τις αντικαταστήσουμε με τις dp και dx :

$$\frac{dp}{dx} = \rho g \tan \theta \quad [4.33]$$

Αυτός είναι ο ρυθμός μεταβολής της πίεσης κατά την κατεύθυνση x . Η δύναμη που ασκείται στην αντίστοιχη μάζα θαλασσινού νερού προκύπτει αν διαιρέσουμε με την πυκνότητα ρ , οπότε προκύπτει η οριζόντια βαθμίδα πίεσης για κάθε μονάδα μάζας, που είναι

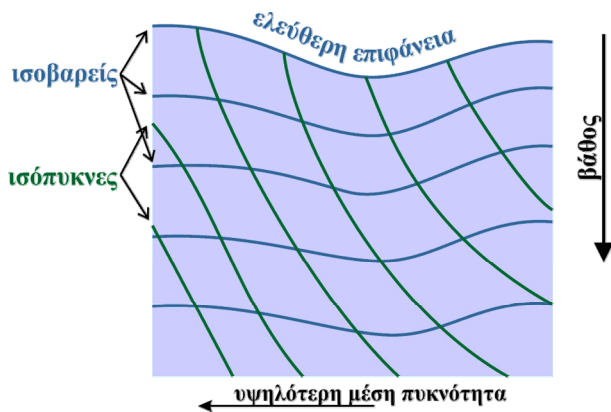
$$\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dx} = g \tan \theta \quad [4.34]$$

Επομένως, στην περίπτωση των βαροτροπικών συνθηκών το γεωστροφικό ρεύμα που αναπτύσσεται λόγω της μεταβολής στάθμης, όταν είναι γνωστά τα υψόμετρα h_B και h_A της ελεύθερης επιφάνειας και η απόσταση L μεταξύ των δύο σημείων A και B, ισούται με:

$$V = \frac{g}{f} \frac{(h_B - h_A)}{L} \quad [4.35]$$

Αν ο ωκεανός είχε ομοιογενή πυκνότητα, τότε η οριζόντια βαθμίδα πίεσης θα ήταν ίδια σε όλα τα βάθη. Αν δεν υπήρχαν άλλες οριζόντιες δυνάμεις, όλος ο ωκεανός θα κινούνταν με συμπαγή τρόπο από τις περιοχές υψηλής πίεσης προς τις περιοχές χαμηλής πίεσης. Στην ιδεατή αυτή περίπτωση η οριζόντια βαθμίδα πίεσης σχετίζεται μόνο με την κλίση της ελεύθερης επιφάνειας. Όσο μεγαλύτερη είναι η κλίση, τόσο μεγαλύτερη θα είναι η οριζόντια βαθμίδα πίεσης. Σε αυτή την περίπτωση οι ισοβαρικές επιφάνειες είναι παράλληλες με την επιφάνεια της θάλασσας. Στις πραγματικές συνθήκες θάλασσας, όμως, η πυκνότητα αυξάνει με το βάθος εξαιτίας της πίεσης των υπερκείμενων στρωμάτων. Σε αυτές τις συνθήκες οι ισοβαρικές επιφάνειες είναι παράλληλες όχι μόνο με την κλίση της ελεύθερης επιφάνειας, αλλά και με τις ισόπυκνες επιφάνειες. Και οι δυο παραπάνω περιπτώσεις ονομάζονται βαροτροπικές συνθήκες θάλασσας.

Όταν οι επιφάνειες ίσης πυκνότητας (ισόπυκνες) και οι επιφάνειες ίσης πίεσης (ισοβαρείς) δεν είναι παράλληλες εξαιτίας της οριζόντιας μεταβολής της πυκνότητας, τότε αναφερόμαστε σε βαροκλιλικές συνθήκες (Σχήμα 4.11). Σε αυτή την περίπτωση οι ισόπυκνες επιφάνειες δεν είναι παράλληλες ούτε με τις ισοβαρείς ούτε με την ελεύθερη επιφάνεια της θάλασσας. Σε ρηχές θάλασσες οι ισοβαρείς επιφάνειες είναι σχεδόν παράλληλες με την ελεύθερη επιφάνεια. Με την αύξηση του βάθους η κλίση των ισοβαρών επιφανειών τείνει να μειωθεί και αυτές επιφάνειες γίνονται οριζόντιες.



Σχήμα 4.11 Βαροκλιλικές συνθήκες.

Για την πίεση ισχύει η εξίσωση υδροστατικής κατανομής:

$$dp = -\rho \cdot g \cdot dz \quad [4.36]$$

επομένως η πίεση στο βάθος z μπορεί να υπολογιστεί με την ολοκλήρωση της παραπάνω εξίσωσης από το βάθος z έως την ελεύθερη επιφάνεια:

$$p = \int_z^0 \rho \cdot g \cdot dz + \bar{\rho} \cdot g \cdot \zeta \quad [4.37]$$

οπότε για τις βαθμίδες της πίεσης στις δύο οριζόντιες διευθύνσεις ισχύει:

$$\begin{aligned} \frac{\partial p}{\partial x} &= \frac{\partial}{\partial x} \int_z^0 \rho g dz + \bar{\rho} g \frac{\partial \zeta}{\partial x} \\ \frac{\partial p}{\partial y} &= \frac{\partial}{\partial y} \int_z^0 \rho g dz + \bar{\rho} g \frac{\partial \zeta}{\partial y} \end{aligned} \quad [4.38]$$

όπου ο πρώτος όρος του δεξιού τμήματος των παραπάνω εξισώσεων περιγράφει την επίδραση της μεταβολής της πυκνότητας (μη ομογενές ρευστό) στη διαμόρφωση των οριζόντιων βαθμίδων της πίεσης, ενώ ο δεύτερος όρος περιγράφει την επίδραση της κλίσης της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας στις βαθμίδες της πίεσης. Από τις εξισώσεις 4.38 προκύπτει ότι για να υπάρχει βαθμίδα πίεσης, άρα και κίνηση (σύμφωνα με τις εξισώσεις 4.23 και 4.24), θα πρέπει είτε να υπάρχει μεταβολή της πυκνότητας, είτε να υπάρχει μεταβολή στάθμης της ελεύθερης στάθμης της θάλασσας. Επομένως, με ομογενή θάλασσα (όπου δεν υπάρχουν μεταβολές πυκνότητας) για να υπάρχει κίνηση θα πρέπει να υπάρχει μεταβολή της στάθμης της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας. Αντίθετα, σε μια μη ομογενή θάλασσα η απουσία μεταβολής στάθμης της ελεύθερης επιφάνειας δε συνεπάγεται ηρεμία, αφού θα υπάρχει μεταβολή πυκνότητας.

Όταν είναι γνωστή η κατανομή της πυκνότητας, τότε είναι δυνατός ο υπολογισμός του γεωστροφικού ρεύματος λόγω διαφοράς πυκνότητας μεταξύ δύο σημείων. Η ταχύτητα αυτή ονομάζεται βαροκλιτική ταχύτητα. Το γεωστροφικό ρεύμα μπορεί να είναι συνδυασμός βαροτροπικών και βαροκλιτικών συνθηκών.

Ας υποθέσουμε ότι η διαφορά της υδροστατικής πίεσης μεταξύ δύο ισοβαρών καμπυλών P_1 και P_0 είναι ίδια στα δύο σημεία A και B και ότι τα δύο αυτά σημεία έχουν διαφορετικές πυκνότητες ρ_A και ρ_B . Τότε για $\rho_A > \rho_B$ και $h_A < h_B$ προκύπτει:

$$\rho_A g h_A = \rho_B g h_B \quad [4.39]$$

$$h_A = \frac{\rho_A}{\rho_B} h_B \quad [4.40]$$

Αντικαθιστώντας στην εξίσωση της ταχύτητας V προκύπτει το μέτρο της βαροκλιτικής ταχύτητας βάσει της οριζόντιας κατανομής της πυκνότητας (βαροκλιτικές συνθήκες).

$$V = \frac{g h_B}{f L} \left(1 - \frac{\rho_A}{\rho_B} \right) \quad [4.41]$$

Στην περίπτωση βαροκλιτικών συνθηκών, η διαφορά δυναμικού Φ ανάμεσα σε δύο βάθη με διαφορετικές πιέσεις p_1 και p_2 υπολογίζεται ως εξής:

$$d\Phi = \alpha \cdot dp \quad [4.42]$$

όπου α είναι ο ειδικός όγκος:

$$a = \frac{1}{\rho} \quad [4.43]$$

Ο ειδικός όγκος, όπως και η πυκνότητα, εξαρτάται από τη θερμοκρασία T , την αλατότητα S και την πίεση p (βλ. Κεφ. 2). Η ανωμαλία του ειδικού όγκου είναι:

$$\delta = \alpha(S, T, p) - \alpha(35, 0, p) \quad [4.44]$$

όπου $a(35,0,p)$ είναι ο ειδικός όγκος του θαλασσινού νερού με αλατότητα 35 και θερμοκρασία 0°C . Η εξίσωση 4.42 μετασχηματίζεται ως εξής:

$$\Phi(p_1) - \Phi(p_2) = \int_{p_1}^{p_2} a(35,0,p) dp + \int_{p_1}^{p_2} \delta dp \Rightarrow \Phi(p_1) - \Phi(p_2) = (\Phi_1 - \Phi_2)_{std} + \Delta\Phi \quad [4.45]$$

Στην περίπτωση που είναι γνωστές οι τιμές της θερμοκρασίας και της αλατότητας σε διάφορα βάθη της θαλάσσιας στήλης, η πυκνότητα του νερού στις θέσεις (σταθμούς μέτρησης) A και B υπολογίζεται με τη χρήση της καταστατικής εξίσωσης που παρουσιάστηκε στο κεφάλαιο 2. Στη συνέχεια, από τον υπολογισμό της διαφοράς δυναμικού ανάμεσα σε όλα τα βάθη του κάθε σταθμού A και B (Εξίσωση 4.45) προκύπτει η συνολική διαφορά δυναμικού για κάθε σημείο ($\Delta\Phi_A, \Delta\Phi_B$). Η ταχύτητα του γεωστροφικού ρεύματος σε βαροκλινικές συνθήκες είναι:

$$V = \frac{1}{f} \frac{d\Phi}{dL} = \frac{\Delta\Phi_B - \Delta\Phi_A}{2 \cdot \omega \cdot \sin \varphi \cdot L} \quad [4.46]$$

Αν $\Delta\Phi_B < \Delta\Phi_A$, τότε στην περίπτωση του βορείου ημισφαιρίου το ρεύμα έχει φορά κάθετη στον άξονα των δύο σημείων έχοντας το A στα δεξιά. Αν $\Delta\Phi_B > \Delta\Phi_A$, τότε το ρεύμα έχει φορά κάθετη στον άξονα των δύο σημείων έχοντας το B στα δεξιά.

4.6 Αδρανειακά ρεύματα

Τα αδρανειακά ρεύματα είναι τα πιο συνήθη θαλάσσια ρεύματα και συναντώνται σε όλα τα βάθη και γεωγραφικά πλάτη του παγκόσμιου ωκεανού (Webster, 1968). Η κίνησή τους είναι παροδική και διαρκεί μερικές μέρες. Τα αδρανειακά ρεύματα προκαλούνται μετά από απότομες αλλαγές στις ταχύτητες ή/και στην κατεύθυνση των ανέμων που ασκούνται σε μία περιοχή. Όπως αναφέρθηκε στην ενότητα 4.3, η δράση της δύναμης Coriolis είναι υπεύθυνη για τη δεξιόστροφη (αριστερόστροφη) μεταβολή των μεγάλων ροών στο βόρειο (νότιο) ημισφαίριο. Η αδρανειακή κίνηση βασίζεται μόνο στη δράση της δύναμης Coriolis μετά από τη διακοπή ή αλλαγή της αρχικής διέγερσης που κίνησε τη μάζα νερού (π.χ. δράση του ανέμου). Οι τριβές που ασκούνται στη μάζα νερού έχουν ως αποτέλεσμα τη σταδιακή επιβράδυνση της αδρανειακής κίνησης της θαλάσσιας μάζας.

Αν θεωρήσουμε ότι στη θάλασσα δρα μόνον η δύναμη Coriolis, τότε δεν υπάρχει οριζόντια βαθμίδα πίεσης:

$$\frac{\partial p}{\partial y} = \frac{\partial p}{\partial x} = 0 \quad [4.47]$$

Επομένως, από τις εξισώσεις της περίπου οριζόντιας τρισδιάστατης υδροδυναμικής κυκλοφορίας (εξισώσεις 4.6) προκύπτει ότι:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = 2\Omega u \sin \varphi = fv \quad [4.48]$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -2\Omega u \sin \varphi = -fu \quad [4.49]$$

Από την επίλυση των παραπάνω εξισώσεων ως προς την ταχύτητα u , προκύπτει:

$$\frac{\partial v}{\partial t} = \frac{1}{f} \frac{d^2 u}{dt^2} = -fu \quad [4.50]$$

Η εξίσωση διάχυσης είναι:

$$\frac{d^2 u}{dt^2} + f^2 u = 0 \quad [4.51]$$

οπότε προκύπτει η λύση του αδρανειακού ρεύματος:

$$u = V \sin(ft) \quad [4.52]$$

$$u = V \cos(ft) \quad [4.53]$$

$$V^2 = u^2 + v^2 \quad [4.54]$$

Η παραπάνω λύση περιγράφει την περιοδική κίνηση σώματος με αρχική ταχύτητα V και περίοδο περιστροφής $T=2\pi/f$ σε κυκλική τροχιά ακτίνας V/f αφού, όπως προκύπτει από τις παραπάνω εξισώσεις:

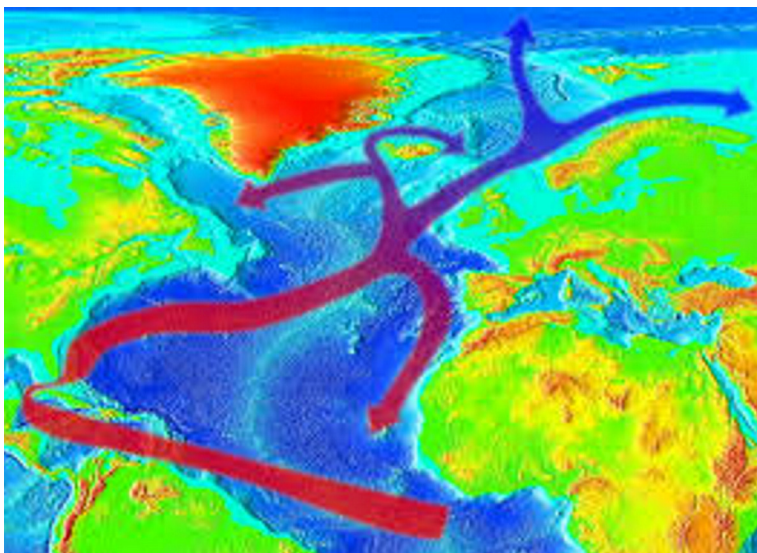
$$x^2 + y^2 = R^2 = \left(\frac{V}{f}\right)^2 \quad [4.55]$$

Στη φύση, στον πραγματικό θαλάσσιο χώρο, τα αδρανειακά ρεύματα που δημιουργούνται συνήθως από την απότομη μεταβολή του γενεσιουργού αιτίου (π.χ. απότομη διακοπή ισχυρού ανέμου) δεν παρουσιάζουν τις κλειστές (κυκλικές) τροχιές που προκύπτουν από τις θεωρητικές εξισώσεις 4.52, 4.53 και 4.54, με την παραδοχή της απουσίας τριβών, αλλά σπειροειδείς τροχιές μειούμενης διαμέτρου, λόγω ακριβώς της ύπαρξης τριβών.

4.7 Ρεύματα πυκνότητας

Τα ρεύματα πυκνότητας οφείλονται στις διαφορές θερμοκρασίας και αλατότητας μεταξύ των θαλασσιών μαζών και η συγκεκριμένη θαλάσσια υδροδυναμική κυκλοφορία ονομάζεται θερμοαλατική κυκλοφορία. Η ορολογία αυτή χρησιμοποιήθηκε για πρώτη φορά τη δεκαετία του 1920 από τον ωκεανογράφο Albert Defant (Defant, 1929). Οι διαφορές στις δυο φυσικές παραμέτρους (θερμοκρασία και αλατότητα), όπως αναφέρθηκε στο Κεφάλαιο 2, προκαλούν και αντίστοιχες διαφορές πυκνότητας, οι οποίες υπολογίζονται από την καταστατική εξίσωση (βλ. ενότητα 2.4). Οι μεταβολές της θερμοκρασίας και της αλατότητας οφείλονται σε πολλούς παράγοντες, όπως η θέρμανση/ψύξη από τις ανταλλαγές θερμότητας μεταξύ της ατμόσφαιρας και της θάλασσας, οι εισροές γλυκών νερών (βροχοπτώσεις, εκροές ποταμών), η δράση των ανέμων κ.ά. Τα ρεύματα πυκνότητας μπορεί να είναι τόσο οριζόντια, όσο και κατακόρυφα, μεταφέροντας νερά υψηλότερης πυκνότητας σε βαθύτερα στρώματα.

Ένα από τα γνωστά ρεύματα πυκνότητας είναι το Ρεύμα του Κόλπου του Μεξικού, το οποίο συνεισφέρει στην παγκόσμια θερμοαλατική κυκλοφορία μεταφέροντας θερμά νερά από την περιοχή του Ισημερινού στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη του Βόρειου Ατλαντικού (Σχήμα 4.12). Το Ρεύμα του Κόλπου επηρεάζει και καθορίζει το κλίμα και τις ατμοσφαιρικές συνθήκες της δυτικής Ευρώπης.



Σχήμα 4.12 Σχηματική απεικόνιση του Ρεύματος του Κόλπου στην περιοχή του Ατλαντικού.

Τα βασικά χαρακτηριστικά της θερμοαλατικής κυκλοφορίας είναι τα εξής:

- Η δημιουργία και μεταφορά βαθιών νερών.
- Η ανάβλυση των θαλασσιών μαζών.
- Το επιφανειακό στρώμα ανάμιξης.

4.7.1 Δημιουργία βαθιών νερών

Η δημιουργία πυκνότερων νερών, τα οποία μετακινούνται προς τα βαθύτερα στρώματα της θάλασσας, λαμβάνει χώρα σε περιοχές του παγκόσμιου ωκεανού με ευνοϊκές ατμοσφαιρικές συνθήκες και συγκεκριμένα τοπογραφικά χαρακτηριστικά. Η ψύξη των επιφανειακών στρωμάτων λόγω μετεωρολογικών συνθηκών έχει ως αποτέλεσμα την αύξηση της πυκνότητας της θαλάσσιας μάζας και τη δημιουργία πυκνότερων (δηλ. βαρύτερων) νερών, τα οποία έχουν την τάση να μετακινηθούν προς τα μεγαλύτερα βάθη, αντικαθιστώντας τις προϋπάρχουσες ελαφρύτερες μάζες νερού, που την προηγούμενη περίοδο καταλάμβαναν τα βαθύτερα στρώματα της θαλάσσιας στήλης. Η βασική αιτία μετακίνησης των πυκνότερων νερών προς μεγαλύτερα βάθη είναι η αποκατάσταση της ευστάθειας της υδάτινης στήλης, η οποία υφίσταται με την ύπαρξη βαρύτερων νερών (μεγαλύτερης πυκνότητας) στη βάση της και ελαφρύτερων νερών (μικρότερης πυκνότητας) προς την κορυφή της.

Η πυκνότητα των επιφανειακών νερών μπορεί επίσης να αυξηθεί με τη δράση της εξάτμισης, η οποία αφαιρεί μόρια νερού από την επιφάνεια, αυξάνει την αλατότητα και δημιουργεί με αυτόν τον τρόπο βαρύτερα νερά. Τα βαρύτερα νερά κινούνται με πολύ αργή ταχύτητα προς τις βαθύτερες λεκάνες είτε κατακόρυφα, όταν δημιουργούνται στην ανοικτή θάλασσα, είτε συρόμενα στην υφαλοκρηπίδα, όταν δημιουργούνται σε παράκτιες περιοχές. Ο συνδυασμός της θερμοκρασίας-αλατότητας, ο οποίος καθορίζει την πυκνότητα μιας θαλάσσιας μάζας, είναι η βασική συνθήκη δημιουργίας βαθύτερων πυκνών νερών. Η δράση των ανέμων, η ατμοσφαιρική θερμοκρασία και η ηλιακή ακτινοβολία είναι οι βασικοί ατμοσφαιρικοί παράγοντες για τη δημιουργία πυκνότερων νερών στα επιφανειακά στρώματα. Επίσης, οι παράπλευρες εισροές νερών με διαφορετικά φυσικά χαρακτηριστικά είναι καθοριστικές στη δημιουργία κατάλληλων συνθηκών για τη δημιουργία πυκνότερων νερών.

Η δημιουργία βαθύτερων πυκνών νερών είναι ιδιαίτερα σημαντική στην ανανέωση των βαθιών απομονωμένων λεκανών, στις οποίες οι ανταλλαγές με τον ευρύτερο ωκεανό γίνονται μόνο κατακόρυφα και όχι οριζόντια. Οι περίοδοι κατά τις οποίες οι βαθιές λεκάνες παραμένουν ακίνητες χωρίς ανανέωση από άλλα πυκνότερα νερά ονομάζονται περίοδοι στασιμότητας (*stagnation periods*). Τα πυκνά νερά που προέρχονται από τα επιφανειακά στρώματα έχουν υψηλή περιεκτικότητα σε οξυγόνο και αντικαθιστούν τα χαμηλής περι-

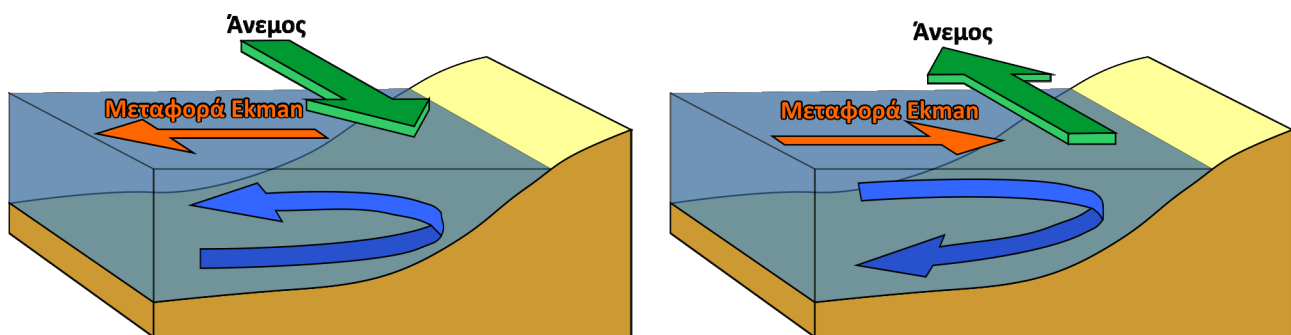
κτικότητας σε οξυγόνο ή/και τα ανοξικά νερά των βαθύτερων λεκανών επηρεάζοντας τα βιοχημικά χαρακτηριστικά των βαθιών λεκανών.

4.7.2 Ανάβλυση θαλασσίων μαζών

Η αντίστροφη διαδικασία της δημιουργίας βαθιών νερών είναι το φαινόμενο της ανάβλυσης (*upwelling*) νερών από μεγαλύτερα βάθη προς την επιφάνεια της θάλασσας. Η ανάβλυση βαθύτερων νερών μπορεί να λάβει χώρα τόσο στην παράκτια περιοχή, όσο και στην ανοικτή θάλασσα, με διαφορετικό μηχανισμό κάθε φορά.

4.7.2.1 Παράκτια ανάδυση

Η παράκτια ανάβλυση ή ανάδυση (*coastal upwelling*) εξαρτάται τόσο από τα φυσικά χαρακτηριστικά μιας περιοχής, όσο και από την καταλυτική δράση των επιφανειακών ανέμων που πνέουν πάνω από μία παράκτια περιοχή. Όπως αναφέρθηκε στην ενότητα 4.4, η δράση του ανέμου στο βόρειο ημισφαίριο δημιουργεί μετακίνηση των νερών προς τα δεξιά της κατεύθυνσης του ανέμου λόγω του φαινομένου Ekman (μεταφορά Ekman). Στη διάρκεια πνοής δυνατών ανέμων παράλληλα με την ακτογραμμή προκαλείται απομάκρυνση των επιφανειακών νερών προς την ανοικτή θάλασσα (Σχήμα 4.13). Η απομάκρυνση των επιφανειακών νερών επιτρέπει την άνοδο βαθύτερων και συνήθως πυκνότερων νερών, τα οποία αντικαθιστούν τα απομακρυνόμενα λόγω ανέμου νερά στα επιφανειακά στρώματα της θάλασσας.



Σχήμα 4.13 Σχηματική απεικόνιση της παράκτιας ανάβλυσης.

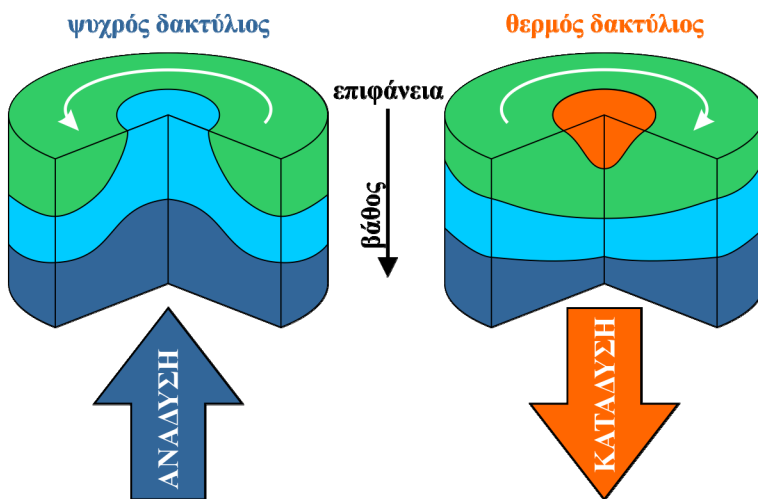
Η ένταση και η κατεύθυνση του ανέμου σε σχέση με τον προσανατολισμό της ακτής, η βαθυμετρία της περιοχής και τα φυσικά χαρακτηριστικά (πυκνότητα) της θάλασσας στήλης είναι καθοριστικά για την ανάπτυξη και την ένταση του φαινομένου της παράκτιας ανάδυσης. Από τους ίδιους παράγοντες καθορίζεται και το βάθος ανάδυσης, το οποίο είναι ιδιαίτερα σημαντικό στα χαρακτηριστικά του αναδυόμενου νερού και εντέλει των χαρακτηριστικών της επιφανειακής θαλάσσιας μάζας.

Η βιολογική σημασία της παράκτιας ανάδυσης είναι ιδιαίτερα μεγάλη λόγω της ανάδυσης βαθύτερων νερών, τα οποία εκτός από διαφορετικά φυσικά χαρακτηριστικά (π.χ. χαμηλότερες θερμοκρασίες), έχουν και διαφορετικά βιοχημικά χαρακτηριστικά, όπως είναι η περιεκτικότητα σε θρεπτικά συστατικά και σε οξυγόνο, καθορίζοντας έτσι την πρωτογενή παραγωγή της παράκτιας ζώνης. Το 25% της παγκόσμιας αλιείας λαμβάνει χώρα σε περιοχές παράκτιας ανάδυσης, οι οποίες καταλαμβάνουν μόνο το 5% του παγκόσμιου ωκεανού.

4.7.2.2 Ανάβλυση στην ανοικτή θάλασσα

Η δεύτερη κατηγορία ανάβλυσης αφορά την ανάδυση νερών από βαθύτερα στρώματα προς την επιφάνεια της ανοικτής θάλασσας, δηλαδή σε περιοχές αρκετά μακριά από τον παράκτιο χώρο. Κυκλωνικοί αριστερόστροφοι στρόβιλοι (*cyclonic eddies*) λόγω της ακτινικής απομάκρυνσης των επιφανειακών νερών (μεταφορά Ekman) από τον πυρήνα τους προς έξω προκαλούν την ανάβλυση βαθύτερων νερών, τα οποία τείνουν να καταλάβουν το χώρο των απομακρυνόμενων επιφανειακών νερών (Σχήμα 4.14). Τα βαθύτερα αυτά νερά είναι χαμηλότερης θερμοκρασίας, με αποτέλεσμα οι κυκλωνικοί στρόβιλοι να χαρακτηρίζονται ως «κρύοι» στρόβιλοι. Στην αντίθετη περίπτωση ύπαρξης δεξιόστροφων αντικυκλωνικών στρόβιλων (*anticyclonic eddies*) τα

επιφανειακά νερά κινούνται προς το εσωτερικό του στροβίλου προκαλώντας βύθιση των επιφανειακών στρωμάτων στην περιοχή του πυρήνα και βύθιση των ισόπυκνων επιφανειών. Οι αντικυκλωνικοί στροβίλοι ονομάζονται «θερμοί» στροβίλοι, αφού οι θαλάσσιες μάζες του κέντρου του αντικυκλωνικού στροβίλου που βυθίζεται είναι κατά τεκμήριο μάζες με μεγαλύτερες θερμοκρασίες από αυτές των βαθύτερων στρωμάτων. Η δημιουργία κυκλωνικών και αντικυκλωνικών στροβίλων στα ανώτερα στρώματα της θάλασσας σχετίζεται τόσο με την οριζόντια θερμοαλατική κυκλοφορία (π.χ. *Loop Current* στον Κόλπο του Μεξικού), όσο και με τη δράση των ατμοσφαιρικών κυκλώνων (π.χ. Τυφώνες), οι οποίοι προκαλούν αντίστοιχους θαλάσσιους κυκλώνες κατά μήκος της τροχιάς τους (*Cold Wake*).



Σχήμα 4.14 Σχηματική απεικόνιση της κατακόρυφης μετακίνησης σε κυκλωνικούς και αντικυκλωνικούς στροβίλους.

4.7.3 Επιφανειακό στρώμα ανάμιξης

Το επιφανειακό στρώμα ανάμιξης είναι ένα ομοιογενές στρώμα εκτείνεται από την επιφάνεια της θάλασσας μέχρι ένα συγκεκριμένο βάθος. Το βάθος ανάμιξης, καθώς και τα φυσικά χαρακτηριστικά του στρώματος ανάμιξης, εξαρτώνται από διάφορους παράγοντες, όπως ο άνεμος, οι επιφανειακές ροές θερμότητας, η εξάτμιση και οι παράπλευρες εισροές διαφορετικών υδάτινων μαζών. Το στρώμα ανάμιξης χαρακτηρίζεται από ομοιόμορφη κατανομή θερμοκρασίας και αλατότητας. Στο κάτω όριο του στρώματος ανάμιξης εμφανίζεται μία κλίση θερμοκρασίας ή/και αλατότητας, το θερμοκλινές ή/και αλοκλινές. Επομένως, στο κάτω όριο του στρώματος ανάμιξης εμφανίζεται και πυκνοκλινές.

Ο καθορισμός του βάθους του στρώματος ανάμιξης είναι πολύ σημαντικός στη Φυσική Ωκεανογραφία και υπολογίζεται βάσει των δύο κριτηρίων του Levitus (1982):

1. Τη μεταβολή της θερμοκρασίας σε σχέση με μία τιμή αναφοράς (συνήθως την επιφανειακή τιμή). Το κριτήριο της θερμοκρασίας ορίζει το βάθος ανάμιξης ως το βάθος όπου η θερμοκρασία αλλάζει από την επιφανειακή κατά 0.5°C .
2. Τη μεταβολή της πυκνότητας σ_T σε σχέση με μία τιμή αναφοράς (συνήθως την επιφανειακή τιμή). Το κριτήριο της πυκνότητας ορίζει το βάθος ανάμιξης ως το βάθος όπου η πυκνότητα αλλάζει από την επιφανειακή κατά $0.125\text{kg}/\text{m}^3$.

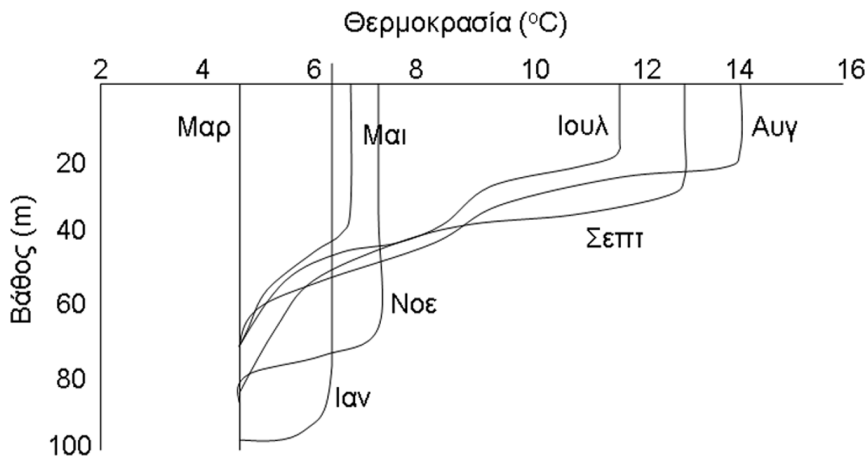
Ένα ακόμα πρόσφατα χρησιμοποιούμενο κριτήριο καθορισμού του στρώματος ανάμιξης είναι το κριτήριο της θερμοκρασίας των 0.2°C . Ως βάθος ανάμιξης ορίζεται το βάθος όπου η θερμοκρασία θ είναι:

$$\theta = \theta_{10\mu} \pm 0.2^{\circ}\text{C} \quad [4.56]$$

όπου $\theta_{10\mu}$ είναι η θερμοκρασία στα 10m.

Όπως είναι λογικό, το βάθος στρώματος ανάμιξης είναι μεγαλύτερο το χειμώνα (υψηλή ανάμιξη) σε σχέση με το καλοκαίρι (έντονη στρωμάτωση) (Σχήμα 4.15). Η βιολογική σημασία του στρώματος ανάμιξης

σχετίζεται τόσο με την ομοιογένεια του στρώματος, όσο και με την απομόνωση των επιφανειακών στρωμάτων από τα βαθύτερα στρώματα και την αποκοπή της κατακόρυφης μεταφοράς συστατικών.



Σχήμα 4.15 Βάθος στρώματος ανάμιξης σε σχέση με τη θερμοκρασία σε διάφορους μήνες τους έτους.

4.7.4 Στρωματομενές ροές

Όταν στη θάλασσα στήλη παρουσιάζεται στρωμάτωση της πυκνότητας, η ευσταθής ισορροπία (βλ. Κεφάλαιο 2) έχει ως αποτέλεσμα οι μάζες των πυκνότερων νερών να καταλαμβάνουν τα βαθύτερα στρώματα και οι μάζες των αραιότερων νερών τα ανώτερα, επιφανειακά στρώματα. Μία απλοποιημένη προσέγγιση των στρωματομένων παράκτιων νερών είναι να θεωρηθεί ότι η στήλη του νερού αποτελείται από δύο στρώσεις. Η πρώτη στρώση έχει ελαφρύτερα νερά (χαμηλότερης πυκνότητας με υψηλότερη θερμοκρασία ή/και χαμηλότερη αλατότητα) και βρίσκεται κοντά στην επιφάνεια, ενώ η δεύτερη στρώση αποτελείται από βαρύτερα νερά (υψηλότερης πυκνότητας με χαμηλότερη θερμοκρασία ή/και υψηλότερη αλατότητα) και βρίσκεται σε μεγαλύτερο βάθος (κάτω από την πρώτη). Η κατάσταση αυτή των δύο στρώσεων συναντάται στη φύση στις περιπτώσεις εσωτερικών κυματισμών (βλ. Ενότητα 4.8), σε ροές στενών με δύο υδάτινες μάζες διαφορετικών χαρακτηριστικών (π.χ. Στενά Δαρδανελίων, Στενά Γιβραλτάρ) και στις περιοχές παράκτιας ανάβλυσης (βλ. Ενότητα 4.7.2).

Για την απλοποιημένη εκδοχή της ροής των δύο στρώσεων (άνω και κάτω) με βάθη $h_{\text{άνω}}$ και $h_{\text{κάτω}}$ αντίστοιχα κάνουμε την παραδοχή ότι σε κάθε στρώμα η πυκνότητα είναι σταθερή και οι τιμές της είναι $\rho_{\text{άνω}}$ και $\rho_{\text{κάτω}}$ (με $\rho_{\text{άνω}} < \rho_{\text{κάτω}}$) και επιπλέον ότι το κάθε στρώμα έχει ενιαία ταχύτητα (την ολοκληρωμένη στο στρώμα ταχύτητα) με οριζόντιες συνιστώσες των ταχυτήτων άνω στρώσης $u_{\text{άνω}}$, $v_{\text{άνω}}$ και κάτω στρώσης $u_{\text{κάτω}}$, $v_{\text{κάτω}}$. Τότε, σε αντιστοιχία με το δισδιάστατο μοντέλο της παράκτιας υδροδυναμικής κυκλοφορίας (εξισώσεις 4.15 και 4.16), προκύπτει το δισδιάστατο μοντέλο δύο στρώσεων με τις εξισώσεις συνέχειας και ορμής που ακολουθούν για την άνω και κάτω στρώση:

Άνω στρώση

$$\begin{aligned} \frac{\partial h_{\text{άνω}}}{\partial t} + \frac{\partial(u_{\text{άνω}} h_{\text{άνω}})}{\partial x} + \frac{\partial(v_{\text{άνω}} h_{\text{άνω}})}{\partial y} &= 0 \\ \frac{Du_{\text{άνω}}}{Dt} &= -g \left(\frac{\partial}{\partial x} (h_{\text{άνω}} + h_{\text{κάτω}}) \right) + f v_{\text{άνω}} + E_h \left(\frac{\partial^2 u_{\text{άνω}}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_{\text{άνω}}}{\partial y^2} \right) + \frac{\tau_{sx}}{\rho_{\text{άνω}} h_{\text{άνω}}} - \frac{\tau_{ix}}{\rho_{\text{άνω}} h_{\text{άνω}}} \\ \frac{Dv_{\text{άνω}}}{Dt} &= -g \left(\frac{\partial}{\partial y} (h_{\text{άνω}} + h_{\text{κάτω}}) \right) - f u_{\text{άνω}} + E_h \left(\frac{\partial^2 v_{\text{άνω}}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v_{\text{άνω}}}{\partial y^2} \right) + \frac{\tau_{sy}}{\rho_{\text{άνω}} h_{\text{άνω}}} - \frac{\tau_{iy}}{\rho_{\text{άνω}} h_{\text{άνω}}} \end{aligned} \quad [4.57]$$

Κάτω στρώση

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial h_{\text{κάτω}}}{\partial t} + \frac{\partial(u_{\text{κάτω}} h_{\text{κάτω}})}{\partial x} + \frac{\partial(v_{\text{κάτω}} h_{\text{κάτω}})}{\partial y} &= 0 \\
 \frac{Du_{\text{κάτω}}}{Dt} &= -g \left(\frac{\partial h_{\text{κάτω}}}{\partial x} \right) + f v_{\text{κάτω}} - g \frac{\rho_{\text{άνω}}}{\rho_{\text{κάτω}}} \frac{\partial h_{\text{άνω}}}{\partial x} + E_h \left(\frac{\partial^2 u_{\text{κάτω}}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_{\text{κάτω}}}{\partial y^2} \right) + \\
 &+ \frac{\tau_{ix}}{\rho_{\text{κάτω}} h_{\text{κάτω}}} - \frac{\tau_{bx}}{\rho_{\text{κάτω}} h_{\text{κάτω}}} \\
 \frac{Dv_{\text{κάτω}}}{Dt} &= -g \left(\frac{\partial h_{\text{κάτω}}}{\partial y} \right) - f u_{\text{κάτω}} - g \frac{\rho_{\text{άνω}}}{\rho_{\text{κάτω}}} \frac{\partial h_{\text{άνω}}}{\partial y} + E_h \left(\frac{\partial^2 v_{\text{κάτω}}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v_{\text{κάτω}}}{\partial y^2} \right) + \\
 &+ \frac{\tau_{iy}}{\rho_{\text{κάτω}} h_{\text{κάτω}}} - \frac{\tau_{by}}{\rho_{\text{κάτω}} h_{\text{κάτω}}}
 \end{aligned} \tag{4.58}$$

Οι διατμητικές τάσεις επιφανείας (τ_{sx} και τ_{sy}) και πυθμένα (τ_{bx} και τ_{by}) παρουσιάζονται στην Ενότητα 4.3. Οι τ_{ix} και τ_{iy} είναι οι διατμητικές τάσεις που αναπτύσσονται στη διεπιφάνεια των δύο στρώσεων:

$$\begin{aligned}
 \tau_{ix} &= \frac{1}{8} \lambda_{ix} \rho (u_{\text{άνω}} - u_{\text{κάτω}}) \sqrt{(u_{\text{άνω}} - u_{\text{κάτω}})^2 + (v_{\text{άνω}} - v_{\text{κάτω}})^2} \\
 \tau_{iy} &= \frac{1}{8} \lambda_{iy} \rho (v_{\text{άνω}} - v_{\text{κάτω}}) \sqrt{(u_{\text{άνω}} - u_{\text{κάτω}})^2 + (v_{\text{άνω}} - v_{\text{κάτω}})^2}
 \end{aligned} \tag{4.59}$$

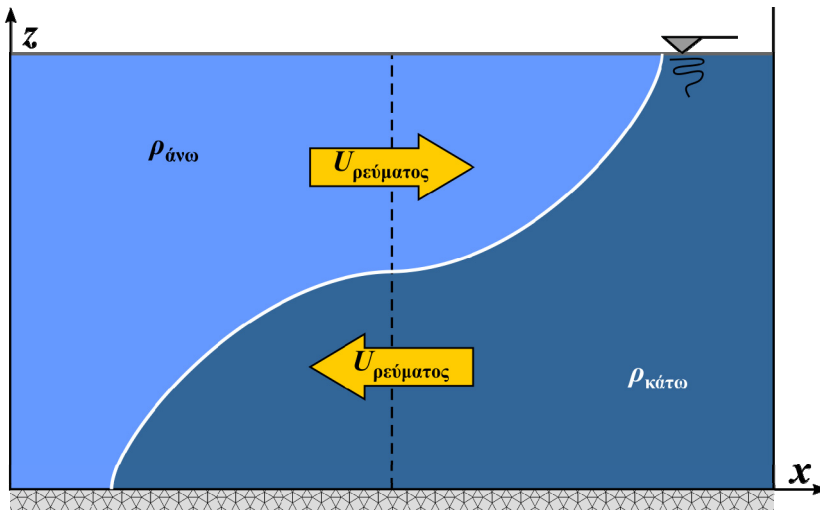
όπου λ_{ix} , λ_{iy} είναι οι συντελεστές τριβής στη διεπιφάνεια και ρ οποιαδήποτε από τις πυκνότητες $\rho_{\text{άνω}}$, $\rho_{\text{κάτω}}$ της κάτω ή της πάνω στρώσης. Οι τιμές λ_{ix} , λ_{iy} μπορούν να ληφθούν από το διάγραμμα Abraham (Abraham, 1975), το οποίο στηρίζεται σε πειραματικά δεδομένα.

Στην περίπτωση μονοδιάστατου ρεύματος πυκνότητας που προκαλείται από την πλευρική παράθεση δύο υδάτινων μαζών (Σχήμα 4.16) με διαφορά πυκνότητας $\Delta\rho = \rho_{\text{άνω}} - \rho_{\text{κάτω}}$, όπως συμβαίνει στις εκβολές των ποταμών ή στα στενά που ενώνουν δύο θάλασσες με διαφορετικά χαρακτηριστικά (Εικόνα 4.2), και με την παραδοχή ότι αναπτύσσεται μια μόνιμη κίνηση (κυκλοφορία) για την οποία δεν υπάρχουν άλλα γενεσιουργά αίτια, παρά μόνο η διαφορά πυκνότητας των 2 στρωμάτων, η ένταση του ρεύματος δίνεται από τη σχέση:

$$U_{\text{ρεύματος}} = k \sqrt{g' h} \tag{4.60}$$

όπου h είναι το βάθος στο οποίο βρίσκεται η διεπιφάνεια των δύο στρωμάτων (το πάχος του άνω στρώματος), k είναι ο συντελεστής που εκφράζει τις τριβές στη διεπιφάνεια, $k \approx 0.5$ (Κουτίτας, 1996) και g' είναι η μειωμένη επιτάχυνση της βαρύτητας (*reduced gravity*):

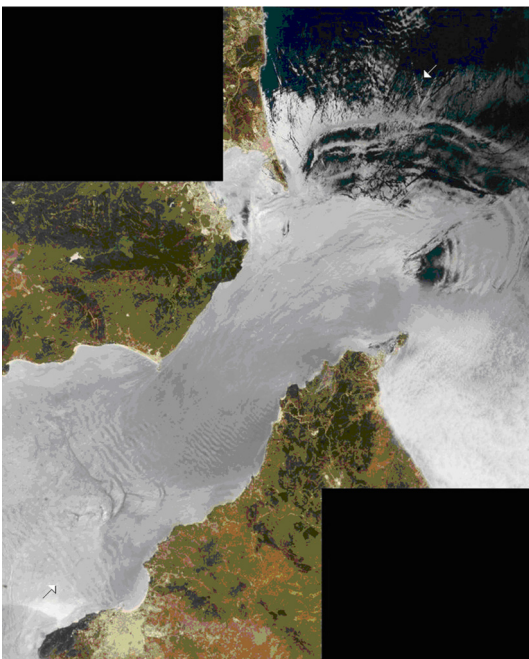
$$g' = \frac{g \Delta\rho}{\rho_{\text{άνω}}} \tag{4.61}$$



Σχήμα 4.16 Ροή δύο στρώσεων.

4.8 Εσωτερικά κύματα

Τα εσωτερικά κύματα (*internal waves*) μπορεί να δημιουργηθούν στην επιφάνεια που διαχωρίζει ένα στρώμα μικρότερης πυκνότητας από το υποκείμενο στρώμα μεγαλύτερης πυκνότητας. Σε στρωματοποιημένο περιβάλλον με παρουσία ισχυρών θερμοκλινών, αλοκλινών και πυκνοκλινών (βλ. Κεφάλαιο 2) σχηματίζονται οριακές επιφάνειες (διεπιφάνειες) που διαχωρίζουν διαφορετικές υδάτινες μάζες και προσφέρονται για τη διάδοση ενέργειας με τη μορφή υποεπιφανειακών (εσωτερικών) κυματισμών. Η απαιτούμενη ενέργεια για τη δημιουργία ενός εσωτερικού κύματος είναι πολύ μικρότερη από την ενέργεια που απαιτείται για τη δημιουργία ενός επιφανειακού κύματος με τα ίδια χαρακτηριστικά (ύψος και μήκος κύματος), αφού η απαιτούμενη ενέργεια συναρτάται με τη διαφορά πυκνότητας των δύο στρωμάτων, στη διεπιφάνεια των οποίων δημιουργείται ο κυματισμός. Έτσι, τα εσωτερικά κύματα παρουσιάζουν πολύ μικρότερες ταχύτητες (μία τάξη μεγέθους) από τα παρομοίου μεγέθους επιφανειακά κύματα. Στην εικόνα 4.2 παρουσιάζεται ένα εσωτερικό κύμα, όπως αποτυπώθηκε από δορυφόρο στα στενά του Γιβραλτάρ.

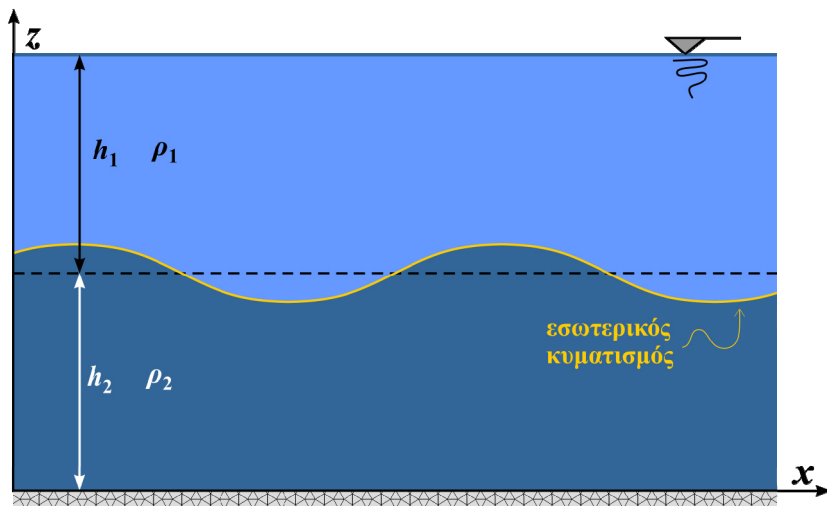


Εικόνα 4.2 Επιφανειακά κύματα στην περιοχή του Γιβραλτάρ. [πηγή: NASA]

Η ταχύτητα διάδοσης C του εσωτερικού κύματος υπολογίζεται από τη σχέση:

$$C = \sqrt{\frac{gh_1h_2(\rho_2 - \rho_1)}{h_1\rho_2 + h_2\rho_1}} \quad [4.62]$$

όπου ρ_1 και ρ_2 είναι η πυκνότητα του υπερκείμενου και του υποκείμενου στρώματος, h_1 το βάθος του πάνω στρώματος και h_2 το βάθος του κάτω στρώματος (Σχήμα 4.17). Το βάθος της διεπιφάνειας μπορεί να είναι το βάθος του θερμοκλινούς ή/και το βάθος του αλοκλινούς και κατά συνέπεια το βάθος στο οποίο εμφανίζεται το πυκνοκλινές.



Σχήμα 4.17 Διάδοση επιφανειακού κύματος ανάμεσα σε 2 στρώματα διαφορετικής πυκνότητας.

Στην περίπτωση που το βάθος του άνω στρώματος είναι πολύ μικρότερο του βάθους του κάτω στρώματος η σχέση 4.57 απλοποιείται στην

$$C = \sqrt{\frac{gh_1(\rho_2 - \rho_1)}{\rho_1}} \quad [4.63]$$

Προκύπτει ότι σημαντικός παράγοντας του σχηματισμού εσωτερικών κυμάτων είναι η στρωμάτωση της θάλασσας. Προφανώς σε ομογενείς θάλασσες (χωρίς μεταβολές της πυκνότητας στη στήλη του νερού) δεν είναι δυνατή η παραγωγή εσωτερικών κυματισμών. Οπότε, η εκτίμηση της στρωμάτωσης της θαλάσσιας στήλης είναι σημαντική στην αναγνώριση των εσωτερικών κυμάτων. Η συχνότητα στρωμάτωσης της θαλάσσιας στήλης εκτιμάται με το συντελεστή N^2 , που ονομάζεται και συχνότητα Brunt-Vaisala:

$$N^2 = -\frac{g}{\rho} \frac{d\rho}{dz} \quad [4.64]$$

Η παράμετρος αυτή δηλώνει ουσιαστικά τη συχνότητα με την οποία ταλαντώνεται ένα σωματίδιο νερού από την ύπαρξη ενός εσωτερικού κύματος ανάμεσα σε δύο στρώματα νερού με διαφορετικά φυσικά χαρακτηριστικά. Μεγάλες τιμές της συχνότητας N δηλώνουν υψηλή στρωμάτωση της θαλάσσιας στήλης.

4.9 Παλιρροιακά ρεύματα

Η περιοδική μεταβολή (ανύψωση και πτώση) της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας που εξαρτάται και συσχετίζεται με τις σχετικές θέσεις της γης ως προς τη σελήνη και τον ήλιο ονομάζεται αστρονομική παλίρροια (*astronomical tide*), που συνήθως αναφέρεται απλώς ως παλίρροια. Η περιοδική μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης συνδέθηκε με τη σελήνη ήδη από τον Πυθέα το Μασσαλιώτη τον 4ο π.Χ. αιώνα, αλλά μόνον πολλούς αιώνες αργότερα ο Ισαάκ Νεύτων (1643-1727) ερμήνευσε το φαινόμενο της αστρονομικής παλίρροιας.

Η περιστροφή της σελήνης γύρω από τη γη και της γης γύρω από τον ήλιο μεταβάλλει τη διαφορική επιτάχυνση σε κάθε σημείο της γήινης επιφάνειας. Με τον όρο διαφορική επιτάχυνση ορίζεται η διαφορά μεταξύ της επιτάχυνσης του σημείου και της επιτάχυνσης του κέντρου της γης. Η τάξη μεγέθους της διαφορικής επιτάχυνσης είναι $10^{-7} \cdot g$. Αυτό συνεπάγεται ότι η κατακόρυφη συνιστώσα της είναι σχεδόν αμελητέα, ενώ η οριζόντια συνιστώσα της διαφορικής επιτάχυνσης είναι αυτή που προκαλεί την περιοδική οριζόντια μετακίνηση των θαλασσιών μαζών, τα παλιρροιακά ρεύματα. Τα παλιρροιακά ή παλιρροϊκά ρεύματα είναι αυτά που προκαλούν την περιοδική μεταβολή της στάθμης της θάλασσας λόγω αστρονομικής παλίρροιας.

Ως προς την ονοματολογία του φαινομένου χρησιμοποιούνται οι εξής όροι: η χρονική περίοδος κατά την οποία η στάθμη της θάλασσας ανέρχεται λέγεται πλημμυρίδα (*flood*), ενώ η χρονική περίοδος κατά την οποία η στάθμη της θάλασσας κατέρχεται λέγεται άμπωτη (*ebb*). Πλήμμη (*high water* ή *high tide*) είναι η φάση της παλίρροιας όταν η στάθμη της θάλασσας βρίσκεται στο μέγιστο υψόμετρο και ρηχία (*low water* ή *low tide*) είναι η φάση της παλίρροιας στην οποία η στάθμη της θάλασσας βρίσκεται στο χαμηλότερο υψόμετρο. Εύρος της παλίρροιας (*range of tide*) είναι η διαφορά ύψους μιας πλήμμης με την επόμενη ρηχία ή αντίστροφα. Όταν ένα παλιρροιακό ρεύμα έχει κατεύθυνση προς την ακτή, τότε ονομάζεται «πλημμυρικό» (*flood current*), ενώ όταν απομακρύνεται από την ακτή, τότε ονομάζεται «αμπωτικό» (*ebb current*) (Σχήμα 4.18). Η ανάπτυξη του κάθε τύπου ρεύματος ορίζεται από την εμφάνιση της πλήμμης ή της ρηχίας.

Στην ανοικτή θάλασσα τα παλιρροιακά ρεύματα είναι συνεχή, όπως συνεχής είναι και η αλλαγή της κατεύθυνσής τους, ανάλογα με την παλιρροιακή περίοδο και τη θέση όπου βρίσκονται. Τα παλιρροιακά ρεύματα έχουν περιόδους και κύκλους αντίστοιχους με την παλίρροια. Η κίνηση των παλιρροιακών ρευμάτων είναι δεξιόστροφη στο βόρειο ημισφαίριο και αριστερόστροφη στο νότιο ημισφαίριο. Η ταχύτητα του ρεύματος ποικίλλει μέσα στον παλιρροιακό κύκλο. Οι μεγαλύτερες τιμές εμφανίζονται χρονικά κοντά στο μέγιστο και ελάχιστο της παλιρροιακής στάθμης. Τα παλιρροιακά ρεύματα διαχωρίζονται σε ημερήσια (1 μέγιστο και 1 ελάχιστο στο 24ωρο), ημι-ημερήσια (2 μέγιστα και 2 ελάχιστα στο 24ωρο) και μεικτού τύπου. Το ίδιο ισχύει και στην παλιρροιακή μεταβολή της στάθμης. Δυνατά ρεύματα μπορούν να προκαλέσουν μεταφορά άμμου και να επηρεάσουν τη χλωρίδα και την πανίδα του θαλάσσιου περιβάλλοντος. Για παράδειγμα, παλιρροιακά ρεύματα μπορούν να μεταφέρουν θαλάσσια αυγά από μία εκβολή ποταμού προς την ανοικτή θάλασσα ή να μεταφέρουν θρεπτικά από τη θάλασσα μέσα στην εκβολή.



Σχήμα 4.18 «Πλημμυρικό» (*flood current*) και «αμπωτικό» (*ebb current*) ρεύμα.

Τα παλιρροιακά ρεύματα και η αντίστοιχη μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης σε παράκτιες περιοχές μπορούν να υπολογιστούν με τη χρήση του δισδιάστατου μαθηματικού ομοιώματος της θαλάσσιας υδροδυναμικής κυκλοφορίας (εξισώσεις 4.17), εφόσον στο όριο της ανοικτής θάλασσας χρησιμοποιηθεί κατάλληλη οριακή συνθήκη που περιγράφει την παλιρροιακή μεταβολή της στάθμης στο όριο αυτό. Για θαλάσσιες περιοχές σημαντικών οριζόντιων διαστάσεων (10^4m , π.χ. Μεσόγειος) μπορεί και πάλι να χρησιμοποιηθεί το δισδιάστατο μαθηματικό μοντέλο, εφόσον εκτός από την παλιρροιακή μεταβολή της στάθμης στο ανοικτό όριο προστεθούν στους όρους των εξισώσεων συνέχειας και ορμής και όροι που περιγράφουν την αστρονομική παλίρροια

(ολικό παλιρροιακό δυναμικό - *total tide-generating potential*). Το γενικευμένο δισδιάστατο μαθηματικό μοντέλο της θαλάσσιας υδροδυναμικής κυκλοφορίας στο οποίο συμπεριλαμβάνεται και η αστρονομική παλίρροια ως γενεσιουργό αίτιο της κυκλοφορίας (ρεύματα και στάθμη) περιγράφεται στο Κεφάλαιο 5.

4.10 Μετρήσεις θαλασσιών ρευμάτων

Οι μετρήσεις των θαλασσιών ρευμάτων είναι ιδιαίτερα σημαντικές στην περιγραφή της θαλάσσιας κυκλοφορίας μιας παράκτιας περιοχής ή της ανοικτής θάλασσας. Οι μετρήσεις μπορεί να είναι τόσο επιφανειακές για τον προσδιορισμό της επιφανειακής οριζόντιας κυκλοφορίας, όσο και στο βάθος για τον καθορισμό της κατακόρυφης ανάμιξης βαθύτερων μαζών. Οι εκτιμήσεις της ταχύτητας των ρευμάτων γίνονται είτε απευθείας με μετρητές ταχύτητας, είτε εμμέσως από τη μέτρηση διάφορων άλλων παραμέτρων που καθορίζουν την κυκλοφορία, όπως η θερμοκρασία και η αλατότητα (ρεύματα πυκνότητας). Το θαλάσσιο ρεύμα εκφράζεται σε μονάδες ταχύτητας (μέτρα ανά δευτερόλεπτο: m/s). Ο πιο απλός τρόπος εκτίμησης της ταχύτητας είναι η παρατήρηση ενός επιπλέοντος αντικειμένου και η μέτρηση της απόστασης που διένυσε σε συγκεκριμένο χρόνο. Σήμερα, βέβαια, χρησιμοποιούνται πιο ακριβή όργανα για τη μέτρηση των θαλασσιών ρευμάτων.

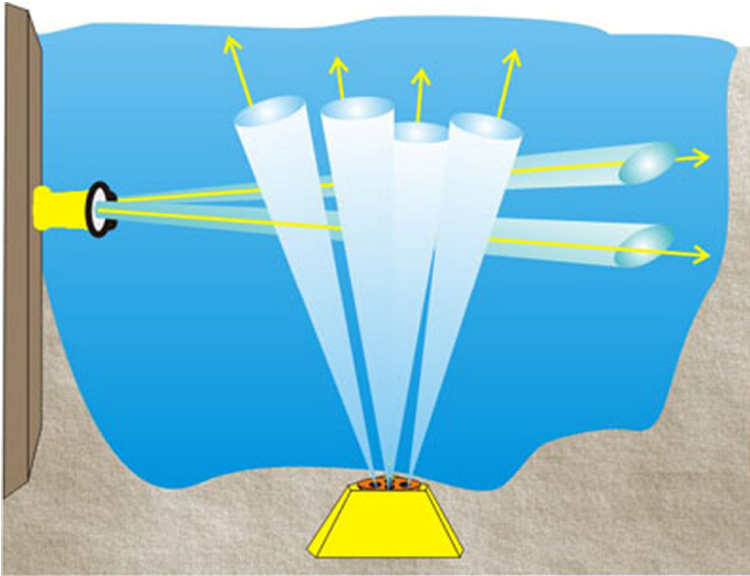
4.10.1 Στατικοί ρευματογράφοι (*current meters*)

Οι ρευματογράφοι τοποθετούνται σε συγκεκριμένες θέσεις και βάθη, περιέχουν ηλεκτρονική μνήμη και μπαταρία και καταγράφουν την ταχύτητα και τη διεύθυνση του ρεύματος στο συγκεκριμένο σημείο. Οι μετρήσεις αυτές ονομάζονται μετρήσεις τύπου Euler, από τον Ελβετό μαθηματικό Leonhard Euler (1707-1783), ο οποίος περιέγραψε τη ροή του υγρού μετρώντας την ταχύτητα και την κατεύθυνση σε ένα μόνο σημείο. Ο ωκεανογράφος κάνει ανάκτηση των δεδομένων ανά τακτά χρονικά διαστήματα και αλλαγή της μπαταρίας αν ξεπεραστεί το διάστημα ζωής από την περίοδο μέτρησης. Ένας χαρακτηριστικός και ιδιαίτερα διαδεδομένος ρευματογράφος παρουσιάζεται στην εικόνα 4.3.



Εικόνα 4.3 Στατικός βυθισμένος ρευματογράφος. [πηγή: Εργαστήριο Θαλάσσιας Τεχνικής και Θαλασσιών Έργων, ΑΠΘ]

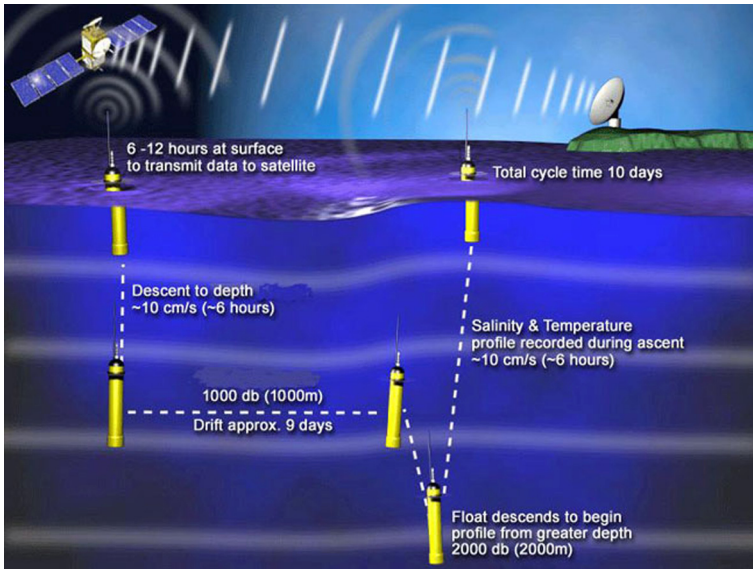
Ο ρευματογράφος αυτός μετράει τα θαλάσσια ρεύματα βασισμένος στο φαινόμενο Doppler. Ο μετρητής εκπέμπει μία σειρά από υψηλής συχνότητας ήχους, οι οποίοι συναντούν τα κινούμενα σωματίδια του νερού. Αν το σωματίδιο απομακρύνεται από το όργανο, τότε το επιστρέφον ηχητικό σήμα έχει χαμηλότερη συχνότητα. Αν το σωματίδιο πλησιάζει στο όργανο τότε το επιστρέφον ηχητικό σήμα έχει υψηλότερη συχνότητα. Επειδή τα σωματίδια μετακινούνται με την ίδια ταχύτητα με τα ρεύματα, η μέτρηση της ταχύτητάς τους αποτελεί και μέτρηση της ταχύτητας του θαλάσσιου ρεύματος. Τα όργανα αυτά ανάλογα με την ισχύ του ηχητικού σήματος μπορούν να μετρήσουν σε διάφορα βάθη ταυτόχρονα, καταγράφοντας την ταχύτητα όλης της στήλης του νερού (*current profiler*). Επίσης, μπορούν να καταγράφουν είτε κατά την κατακόρυφη, είτε κατά την οριζόντια διεύθυνση (Σχήμα 4.19).



Σχήμα 4.19 Μέτρηση κατακόρυφου και οριζόντιου προφίλ ταχυτήτων με υπέρηχους. [πηγή: NOAA, USA]

4.10.2 Παρασυρόμενοι πλωτοί μετρητές (*drifters*)

Οι μετρήσεις με παρασυρόμενους μετρητές (πλωτήρες) ονομάζονται και μετρήσεις τύπου Lagrange από το μαθηματικό Joseph Louis Lagrange (1736-1813), ο οποίος πρώτος περιέγραψε την τροχιά που ακολουθούν τα ρευστά. Οι μετρήσεις με παρασυρόμενους μετρητές μπορεί να είναι είτε επιφανειακές, είτε στο βάθος. Ο μετρητής περιέχει μνήμη, μπαταρία, σύστημα δορυφορικού γεωγραφικού εντοπισμού και σύστημα μετάδοσης των δεδομένων καταγραφής. Ο μετρητής αφήνεται «ελεύθερος» σε επιλεγμένες θέσεις σε μία θαλάσσια περιοχή και μετακινείται παρασυρόμενος από τα υπάρχοντα ρεύματα. Ο χρήστης επιλέγει αν ο μετρητής θα κινείται σε συγκεκριμένο βάθος ή αν θα κάνει μετρήσεις στην κατακόρυφο ανά συγκεκριμένα χρονικά διαστήματα (π.χ. Σύστημα Αργώ, <http://www.greekargo.gr/>; Σχήμα 4.20). Η επιτυχία των μετρήσεων αυτού του είδους εξαρτάται σημαντικά από τον επαρκή αριθμό πλωτήρων που θα αφεθούν σε μία θαλάσσια περιοχή και από την «τύχη» που θα έχουν κατά την περίοδο μέτρησης. Το βασικό μειονέκτημα είναι η πιθανή απώλεια του οργάνου λόγω παγίδευσής του στην ακτή ή σε κάποιο βάθος ή λόγω καταστροφής του από τα διερχόμενα πλοία.



Σχήμα 4.20 Σχηματική απεικόνιση ενός παρασυρόμενου πλωτήρα του συστήματος ΑΡΓΩ. [πηγή: NOAA]

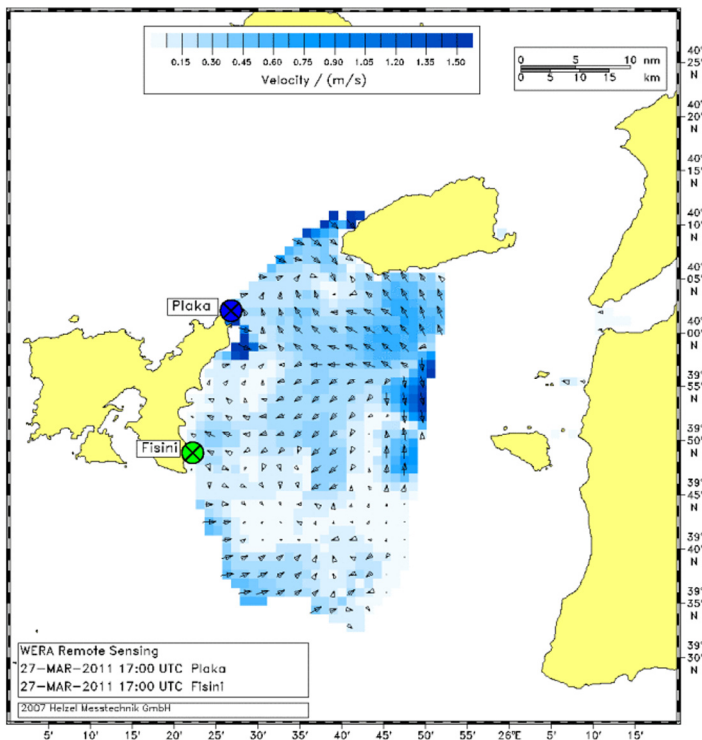
4.10.3 Μετρήσεις με ραντάρ υψηλής συχνότητας (HF Radar)

Τα ραντάρ υψηλής συχνότητας τοποθετούνται στην παράκτια ζώνη και μετρούν τις ταχύτητες των επιφανειακών ρευμάτων από την ακτογραμμή μέχρι και 200Km προς την ανοικτή θάλασσα (Εικόνα 4.4). Έχουν το πλεονέκτημα ότι μπορούν να λειτουργήσουν κάτω από οποιεσδήποτε μετεωρολογικές συνθήκες. Τοποθετούνται κοντά στην επιφάνεια της θάλασσας και όχι σε υψηλό σημείο του εδάφους και μπορούν να καλύψουν αρκετά μεγάλες περιοχές ταυτόχρονα, σε αντίθεση με τις άλλες μεθόδους μέτρησης.



Εικόνα 4.4 Ραντάρ υψηλής συχνότητας. [πηγή: Integrated Ocean Observing System, NOAA]

Τα δεδομένα από τα ραντάρ μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την παραγωγή οριζόντιων χαρτών σε διάφορες κλίμακες ανάλυσης σε χρονικά διαστήματα μερικών λεπτών. Η τοποθέτηση περισσότερων ραντάρ σε μια περιοχή επιτρέπει ακριβέστερο υπολογισμό και των δύο συνιστωσών του ρεύματος (B-N, A-Δ). Η οριζόντια κατανομή των ταχυτήτων ρεύματος μετρημένων από ραντάρ στην περιοχή της Λίμνου παρουσιάζεται στο σχήμα 4.21. Η χρωματική κλίμακα παρουσιάζει την ένταση (m/s) του επιφανειακού ρεύματος στην περιοχή κάλυψης των ραντάρ.

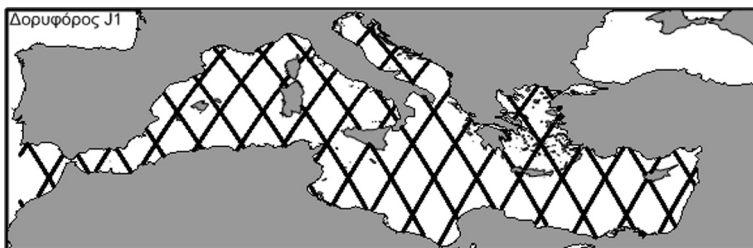


Σχήμα 4.21 Χαρακτηριστική οριζόντια κατανομή ταχυτήτων επιφανειακού ρεύματος στην περιοχή της Λήμνου από ραντάρ υψηλής συχνότητας. [πηγή: Poseidon System]

4.10.4 Υπολογισμός ρευμάτων με τη χρήση δορυφορικών μετρήσεων

Ο υπολογισμός της γεωστροφικής κυκλοφορίας στους ωκεανούς με τη χρήση δορυφόρων γίνεται εμμέσως από τις μετρήσεις του υψομέτρου επιφάνειας. Ο τρόπος μέτρησης της θαλάσσιας στάθμης με τη βοήθεια ειδικών ραντάρ δορυφόρων ονομάζεται δορυφορική υψομετρία (*satellite altimetry*). Τα τελευταία 20 χρόνια αρκετοί δορυφόροι, εφοδιασμένοι με ειδικά όργανα μέτρησης της στάθμης της θάλασσας, σαρώνουν όλη την επιφάνεια του παγκόσμιου ωκεανού και προσφέρουν μετρήσεις με σχετικά υψηλή χωρική ανάλυση. Το μεγάλο πλεονέκτημα της μεθόδου αυτής είναι η συνεχής σάρωση ολόκληρου του παγκόσμιου ωκεανού. Το μειονέκτημά της είναι ότι πολλές παράκτιες περιοχές που απαιτούν υψηλότερη ανάλυση δεν περιλαμβάνονται στις συγκεκριμένες υπάρχουσες τροχιές.

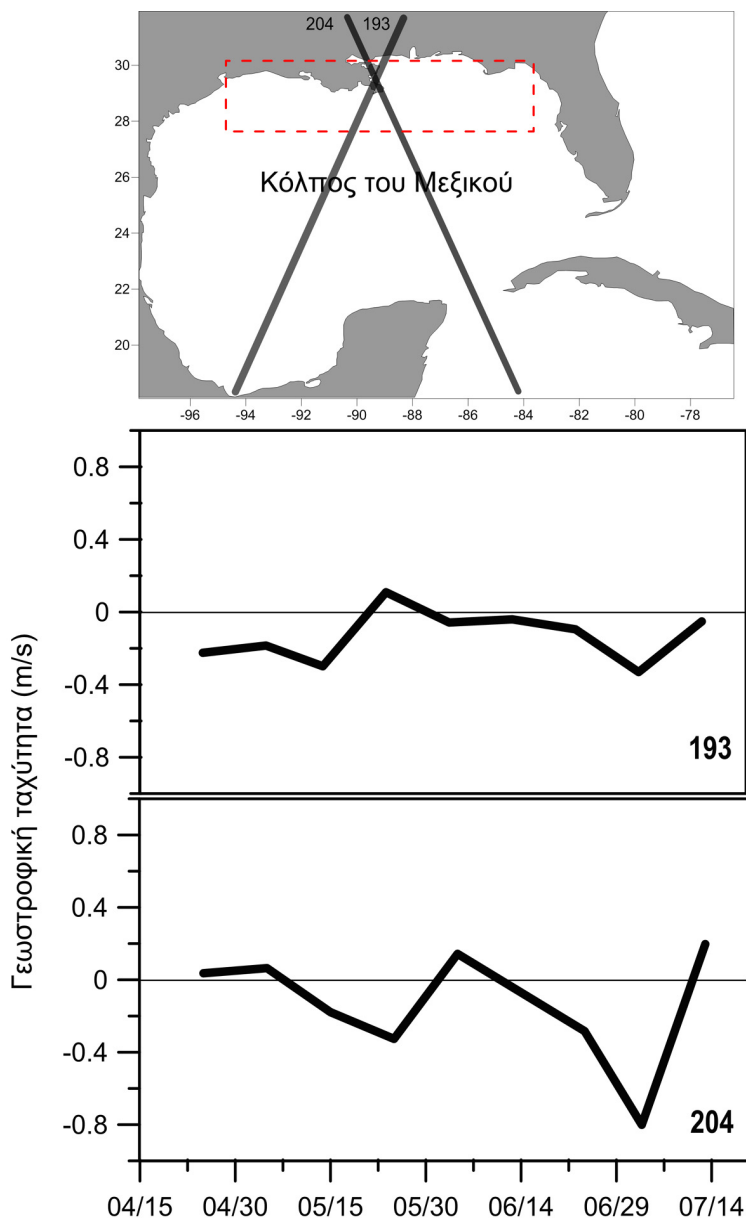
Ένα παράδειγμα σάρωσης της Μεσογείου από το δορυφόρο της NASA J1 παρουσιάζεται στο σχήμα 4.22. Η οριζόντια ανάλυση κατά μήκος μια τροχιάς είναι μερικών δεκάδων μέτρων και το χρονικό βήμα σάρωσης της ίδιας θαλάσσιας περιοχής είναι περίπου 10 ημέρες. Δηλαδή, από την περιοχή της Αλεξανδρούπολης ο συγκεκριμένος δορυφόρος θα λάβει μετρήσεις κάθε 10 ημέρες. Ο χρήστης μπορεί να προμηθευτεί δωρεάν ένα μεγάλο αριθμό δορυφορικών μετρήσεων στάθμης από διάφορους παρόχους (π.χ. NASA, ESA).



Σχήμα 4.22 Οι τροχιές του δορυφόρου J1 πάνω από τη Μεσόγειο Θάλασσα.

Ο υπολογισμός του γεωστροφικού ρεύματος απαιτεί τη γνώση του υψομέτρου ανάμεσα σε 2 τουλάχιστον σημεία κατά μήκος της τροχιάς του δορυφόρου, ώστε με τον υπολογισμό της μεταξύ τους απόστασης και της

παραμέτρου Coriolis να είναι δυνατός ο υπολογισμός του μέτρου του ρεύματος με τη χρήση της εξίσωσης 4.35. Ένα παράδειγμα υπολογισμού γεωστροφικού ρεύματος παρουσιάζεται στο σχήμα 4.23. Στη βόρεια περιοχή του Κόλπου του Μεξικού υπολογίστηκε η εξέλιξη της μέσης ταχύτητας που κινείται προς τα δυτικά και προς τα ανατολικά βάσει των μετρήσεων στάθμης που ελήφθησαν κατά μήκος των τροχιών 193 και 204 του δορυφόρου. Παρατηρούνται υψηλές ταχύτητες στο τέλος της περιόδου με κατεύθυνση προς τα δυτικά (αρνητικές), οι οποίες σχετίζονται με το δυτικό γεωστροφικό ρεύμα (μεγάλης κλίμακας) που προκαλείται από την εκροή του ποταμού Μισισσιπή.



Σχήμα 4.23 Χαρακτηριστικό παράδειγμα υπολογισμού γεωστροφικού ρεύματος κατά μήκος δορυφορικής τροχιάς στην περιοχή του Κόλπου του Μεξικού.

Βιβλιογραφία/Αναφορές

- Abraham, G., (1975). Reference notes on density currents. In: *International Courses in Hydraulic Engineering*, Delft: 12-40.
- Boltzmann, L. (1884), "Ableitung des Stefan'schen Gesetzes, betreffend die Abhängigkeit der Wärmestrahlung von der Temperatur aus der electromagnetischen Lichttheorie" [Derivation of Stefan's little law concerning the dependence of thermal radiation on the temperature of the electromagnetic theory of light], *Annalen der Physik und Chemie* (in German), 258 (6): 291–294.
- Blumberg, A. F., & Kantha, L. H. (1985). Open boundary condition for circulation models. *Journal of Hydraulic Engineering*, 111(2), 237-255.
- Coriolis, G. G. (1835). Sur les équations du mouvement relatif des systèmes de corps. *J. De l'Ecole royale polytechnique*, 15: 144–154
- Csanady G. T. (1982). *Circulation in the coastal ocean*, Reidel publ. cy. Dordrecht, Holland, p. 279
- Davies, H. (1976). A lateral boundary formulation for multi - level prediction models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102(432), 405-418.
- Defant, A. (1929). *Dynamische Ozeanographie* (Vol. 3). Springer.
- Eckart, C. (1960). *Hydrodynamics of oceans and atmospheres*. Pergamon, London, 290 pp
- Ekman, V. W. (1905), On the influence of the Earth's rotation on ocean currents. *Arch. Math. Astron. Phys.*, 2, 1-52.
- Gal-Chen, T., & Somerville, R. C. (1975). On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equations. *Journal of Computational Physics*, 17(2), 209-228.
- Johns, B. (Ed.). (1983). *Physical oceanography of coastal and shelf seas*. Elsevier.
- Knauss, J. A. (1978). *Introduction to Physical Oceanography*. Prentice-Hall International, Inc..
- Leendertse, J. J. (1967). *Aspects of a computational model for long-period water-wave propagation* (p. 165). Santa Monica, California: Rand Corporation.
- Levitus, S. (1982). *Climatological atlas of the world ocean*. NOAA Prof. Pap., 13.
- Mesinger, F. (1971). Numerical integration of the primitive equations with a floating set of computation points: Experiments with a barotropic global model. *Mon. Weat. Rev.*, 99, 15–29.
- Miller, M. J., & Thorpe, A. J. (1981). Radiation conditions for the lateral boundaries of limited - area numerical models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 107(453), 615-628.
- Pond, S. & Pickard, G. L. (1978). *Introductory dynamic oceanography*, 241 pp.
- Roache, P. J. (1972). *Computational fluid dynamics*. Hermosa publishers.
- Sheng, Y. P. (1983). *Mathematical modeling of three-dimensional coastal currents and sediment dispersion: Model development and application* (No. 83). Office, Chief of Engineers, US Army.
- Smith, S. D., & Banke, E. G. (1975). Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101(429), 665-673.
- Stefan, J. (1879). *Über die Beziehung zwischen der Wärmestrahlung und der Temperatur* [On the relationship between heat radiation and temperature], *Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften* (in German) (Vienna), 79: 391–428
- Soulsby, R. L. (1983). *The bottom boundary layer of shelf seas*. Elsevier Oceanography Series, 35, 189-266.
- Webster, F. (1968). Observations of inertial - period motions in the deep sea. *Reviews of Geophysics*, 6(4), 473-490.
- Γκανούλης, Ι. (1982). *Εισαγωγή στη Μηχανική των Ρευστών*. Θεσσαλονίκη
- Κουτίτας, Χ. (1975). Συμβολή εις την δια μαθηματικών ομοιωμάτων διερεύνησιν των υδάτινων ρευμάτων παράκτιων περιοχών λόγω ανέμου. Διδακτορική Διατριβή, ΑΠΘ, Θεσσαλονίκη
- Κουτίτας, Χ. (1996). Εισαγωγή στην παράκτια τεχνική και τα λιμενικά έργα, Εκδόσεις Ζήτη, σελ. 184.
- Κρεστενίτης, Ι. (1987). Αριθμητική μελέτη της τριδιάστατης παράκτιας κυκλοφορίας με αλγεβρικούς μετασχηματισμούς. Διδακτορική Διατριβή, ΑΠΘ, Θεσσαλονίκη.

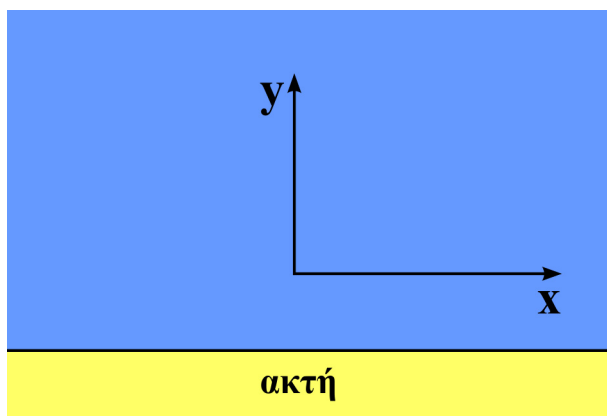
Λοιπές Χρήσιμες Αναφορές – Ενδεικτική Βιβλιογραφία

- Anderson, J. D., & Wendt, J. (1995). *Computational fluid dynamics (Vol. 206)*. New York: McGraw-Hill.
- Stoer, J., & Bulirsch, R. (2013). *Introduction to numerical analysis (Vol. 12)*. Springer Science & Business Media.
- Vignudelli, S., Kostianoy, A. G., Cipollini, P., & Benveniste, J. (Eds.). (2011). *Coastal Altimetry*. Springer Science & Business Media.

Κριτήρια αξιολόγησης

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Να υπολογιστεί η ταχύτητα του γεωστροφικού ρεύματος σε θαλάσσια περιοχή βόρειου γεωγραφικού πλάτους $\varphi=30^\circ$ με ευθύγραμμη ακτογραμμή διεύθυνσης (Α-Δ) και την ξηρά στο νότο, όπου, λόγω μετεωρολογικού επεισοδίου μεγάλης διάρκειας, εμφανίζεται συσσώρευση υδάτινων μαζών στα ανοιχτά και υπερύψωση της στάθμης της επιφάνειας της θάλασσας κατά $\Delta\zeta=7.5 \text{ mm}$ σε απόσταση $\Delta y=10\text{km}$ από την ακτή. Γίνεται η παραδοχή ομογενούς ρευστού.



Λύση

Τα δεδομένα της άσκησης είναι: $\varphi=30^\circ$, $\Delta y=10\text{km}$ και $\Delta\zeta=7.5\text{mm}$.
Θεωρούμε ομογενές ρευστό, οπότε ισχύουν οι εξισώσεις 4.26 και 4.27.
Η παράμετρος Coriolis είναι:

$$f = 2\Omega \sin \varphi = 2 \frac{2\pi}{86400} \sin 30 \Rightarrow f = 0.000073 \text{ sec}^{-1}$$

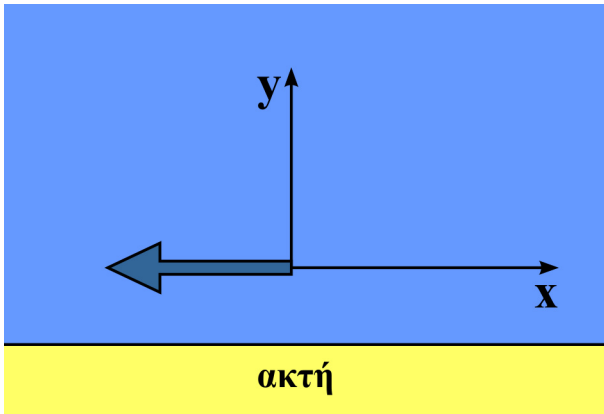
Ισορροπία κατά x (εξίσωση 4.26):

$$u = -\frac{g}{f} \frac{\partial \zeta}{\partial y} \Rightarrow u = -\frac{9.81}{0.000073} \frac{0.0075}{10000} \Rightarrow u = -0.1 \text{ m / sec}$$

Ισορροπία κατά y (εξίσωση 4.27):

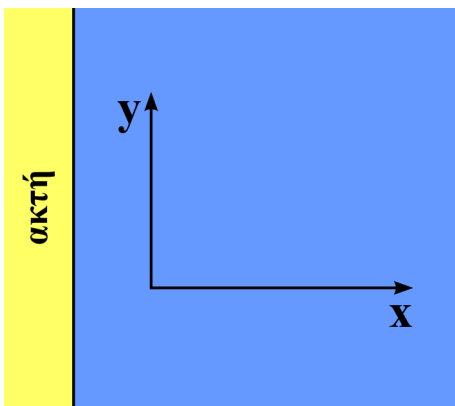
$$v = \frac{g}{f} \frac{\partial \zeta}{\partial x} \Rightarrow v = 0 \text{ m / sec}$$

Η αρνητική τιμή της u ορίζει και την κατεύθυνση του ρεύματος, δηλαδή το γεωστροφικό ρεύμα είναι παράλληλο στην ακτή και δυτικό, με φορά αντίθετη προς τον άξονα x.



Κριτήριο αξιολόγησης 2

Να υπολογιστεί η ταχύτητα του γεωστροφικού ρεύματος σε θαλάσσια περιοχή βόρειου γεωγραφικού πλάτους $\varphi=40^\circ$, με ευθύγραμμη ακτογραμμή στη διεύθυνση Β-Ν και την ξηρά στα δυτικά, όπου εμφανίζεται κλίση επιφάνειας εγκάρσια στην ακτή 10^{-6} . Γίνεται η παραδοχή ομογενούς ρευστού.



Λύση

Τα δεδομένα της άσκησης είναι: $\varphi=40^\circ$ και $\partial\zeta/\partial x=10^{-6}$.

Η παράμετρος Coriolis ισούται με:

$$f = 2\Omega \sin \varphi = 2 \frac{2\pi}{86400} \sin 40 \Rightarrow f = 0.000093 \text{ sec}^{-1}$$

Για ομογενές ρευστό η ισορροπία δυνάμεων γράφεται (εξισώσεις 4.26 και 4.27):

Ισορροπία κατά x:

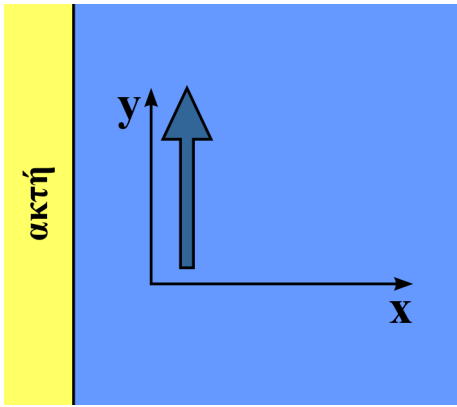
$$u = -\frac{g}{f} \frac{\partial\zeta}{\partial y} \Rightarrow u = 0 \text{ m/s}$$

Ισορροπία κατά y:

$$v = \frac{g}{f} \frac{\partial\zeta}{\partial x} \Rightarrow v = \frac{9.81}{0.000093} 0.00001 \Rightarrow v = 105 \text{ m/sec}$$

Η συνισταμένη ταχύτητα γεωστροφικού ρεύματος είναι:

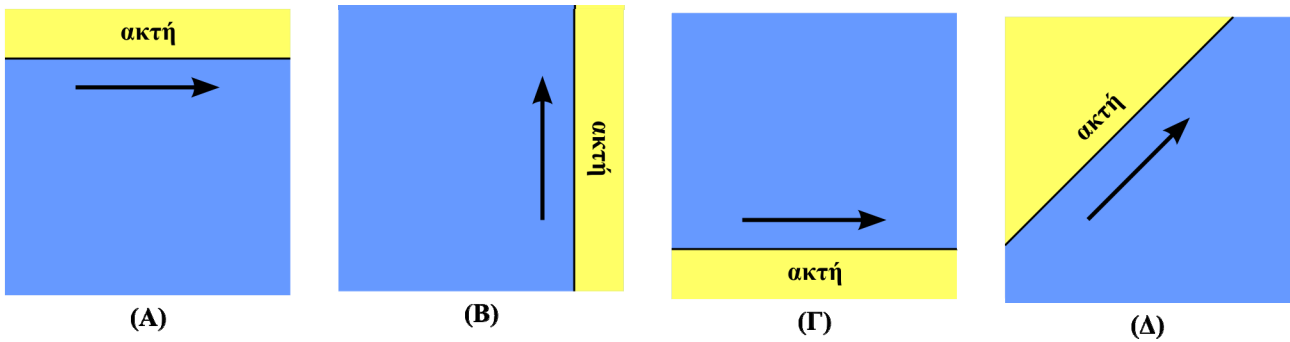
$$V = \sqrt{u^2 + v^2} \Rightarrow V = 0.105 \text{ m/sec}$$



Προκύπτει ότι το γεωστροφικό ρεύμα είναι προς το βορρά και παράλληλο με την ακτή.

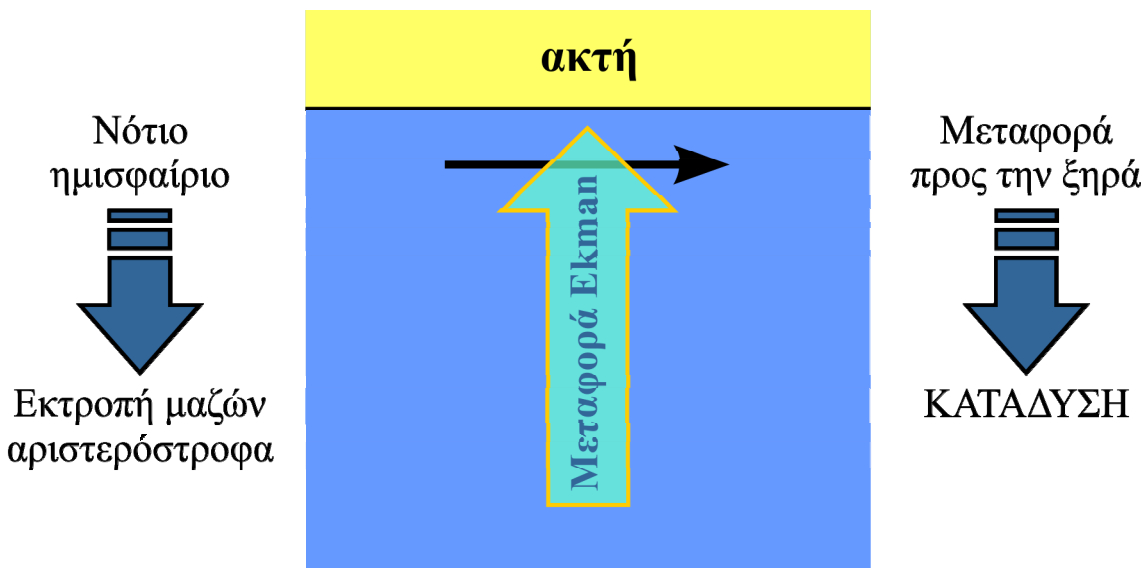
Κριτήριο αξιολόγησης 3

Τα παρακάτω σχήματα αφορούν ακτές μεγάλου μήκους στο νότιο ημισφαίριο που βρίσκονται κάτω από την επίδραση ανέμων με διεύθυνση που συμβολίζεται με το βέλος. Εκτιμήστε αν οι παράκτιες ζώνες είναι κατάλληλες για αλιεία ή όχι και γιατί.

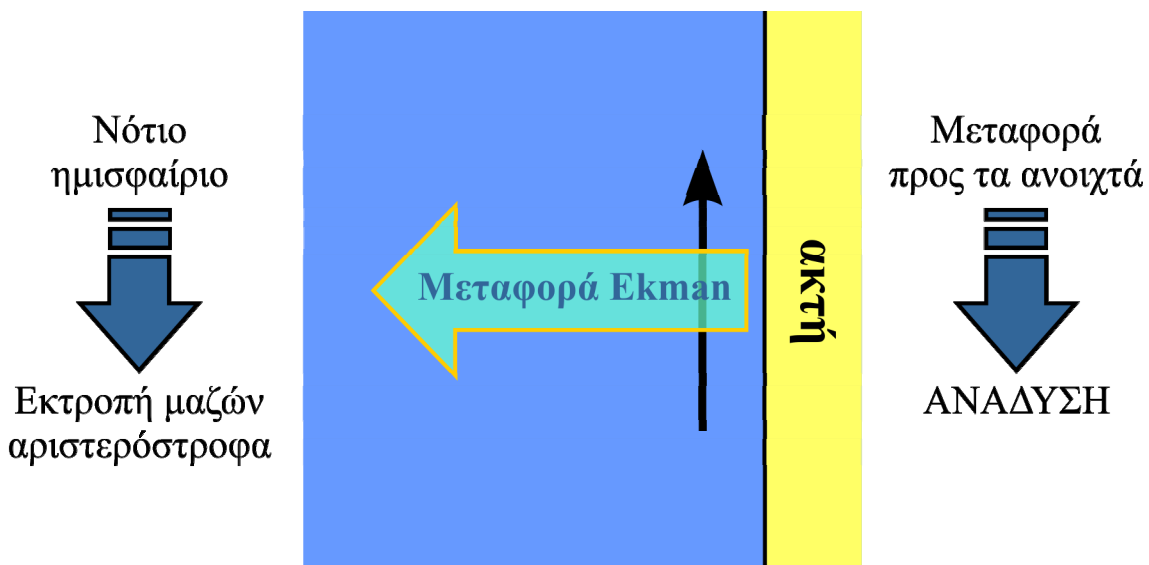


Λύση

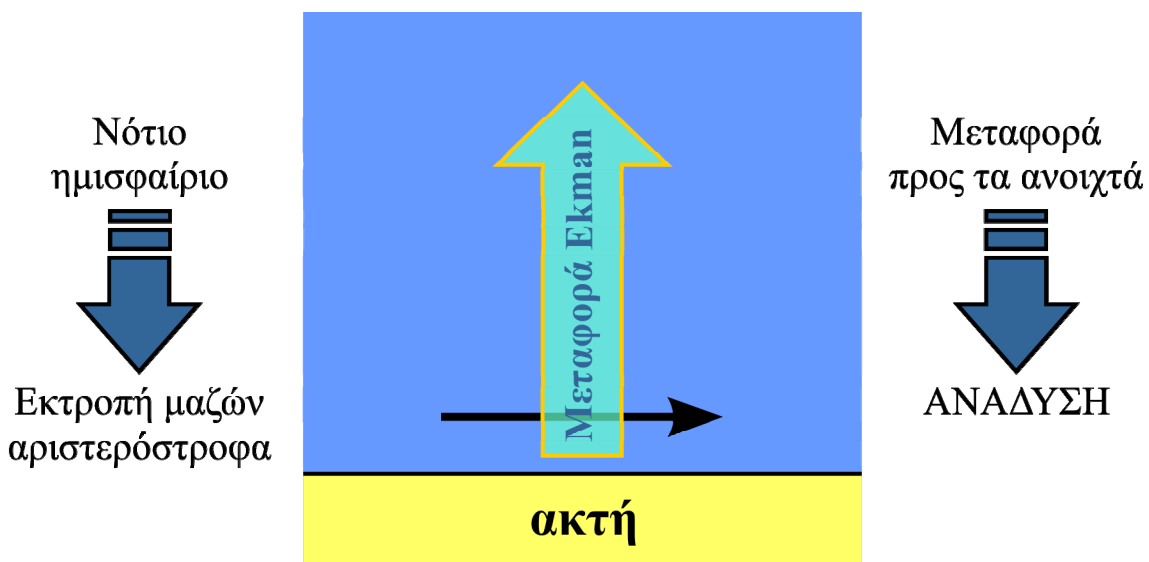
(Α) Ακτή μεγάλου μήκους στο νότιο Ημισφαίριο με δυτικό άνεμο



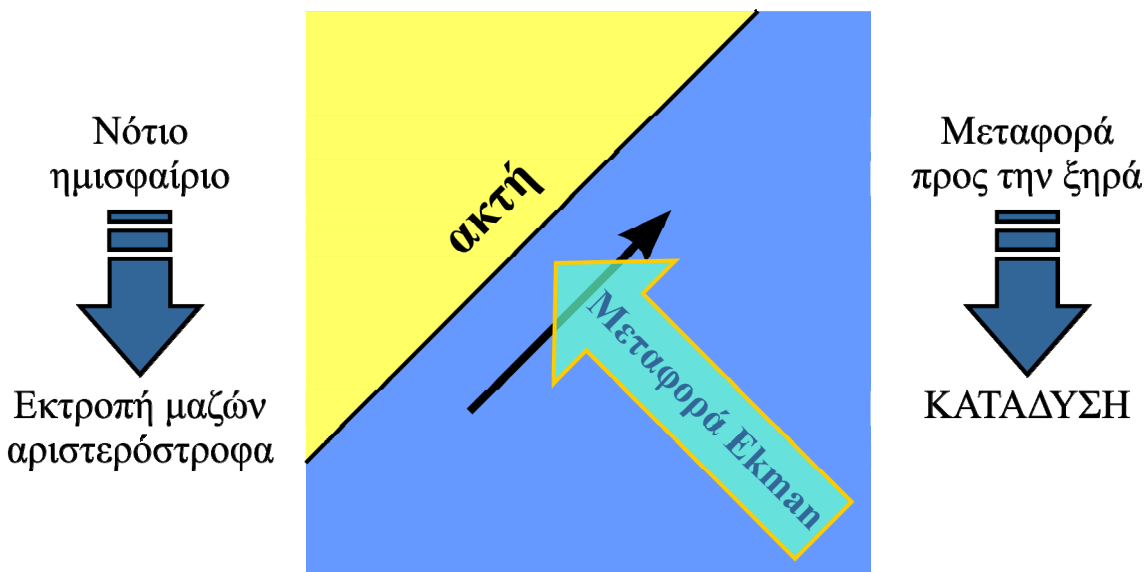
(B) Ακτή μεγάλου μήκους στο νότιο Ημισφαίριο με νότιο άνεμο



(Γ) Ακτή μεγάλου μήκους στο νότιο Ημισφαίριο με δυτικό άνεμο



(Δ) Ακτή μεγάλου μήκους στο νότιο Ημισφαίριο με νοτιοδυτικό άνεμο



Από τις παραπάνω (γραφικές) επιλύσεις που βασίζονται στη μεταφορά Ekman προκύπτει ο παρακάτω πίνακας που συνοψίζει τα φαινόμενα παράκτιας ανάδυσης ή κατάδυσης στις μελετώμενες παράκτιες περιοχές και την καταλληλότητά τους για αλιεία (ενότητα 4.7.2, παράκτια ανάδυση)

Περίπτωση παράκτιας περιοχής	Παράκτιο φαινόμενο	Καταλληλότητα για αλιεία
(Α)	Κατάδυση	ΟΧΙ
(Β)	Ανάδυση	ΝΑΙ
(Γ)	Ανάδυση	ΝΑΙ
(Δ)	Κατάδυση	ΟΧΙ

Κριτήριο αξιολόγησης 4

Νότιος άνεμος πνέει με ταχύτητα 15 m/s στο Βόρειο Ατλαντικό Ωκεανό σε μια περιοχή γεωγραφικού πλάτους $\varphi=30^\circ$. Δίνονται η μέση πυκνότητα του θαλασσινού νερού $\rho_w=1025 \text{ kg/m}^3$, ο συντελεστής τριβής του ανέμου $C_s=2.5 \cdot 10^{-6}$ και ο τυρβώδης συντελεστής ιξώδους $E_v=0.05 \text{ m}^2/\text{sec}$. Ζητούνται: (α) το πάχος του στρώματος Ekman, (β) η επιφανειακή ταχύτητα και (γ) να προσδιοριστεί η διεύθυνση του επιφανειακού ρεύματος.

Λύση

(α) Το βάθος του στρώματος υπολογίζεται από την εξίσωση 4.22:

$$D_E = \pi \sqrt{\frac{2E_v}{|f|}}$$

Η παράμετρος Coriolis είναι: $f = 2\Omega \sin \varphi = 2 \frac{2\pi}{86400} \sin 30 \Rightarrow f = 0.000073 \text{ sec}^{-1}$

$$D_E = 3.14 \sqrt{\frac{2 \cdot 0.05}{0.000073}} \Rightarrow D_E = 117 \text{ m}$$

(β) Η ταχύτητα του επιφανειακού στρώματος Ekman υπολογίζεται από τη σχέση (εξίσωση 4.21):

$$V_o = \frac{\pi \sqrt{2} \tau_s}{D_{EK} \rho |f|}$$

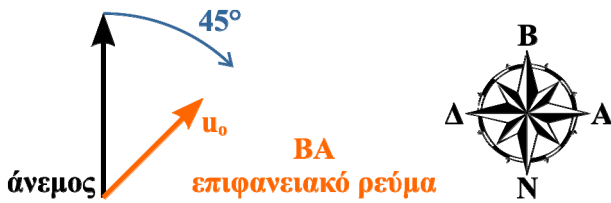
Χρειάζεται να προσδιοριστεί η τάση τριβής του ανέμου στην επιφάνεια:

$$\tau_s = \rho C_D W^2 = 1025 \cdot 0.0000025 \cdot 15^2 \Rightarrow \tau_s = 0.57 \text{ N/m}^2$$

$$u_o = \frac{\pi \cdot \sqrt{2} \cdot 0.57}{117 \cdot 1025 \cdot 0.000072} \Rightarrow u_o = 0.29 \text{ m/sec}$$

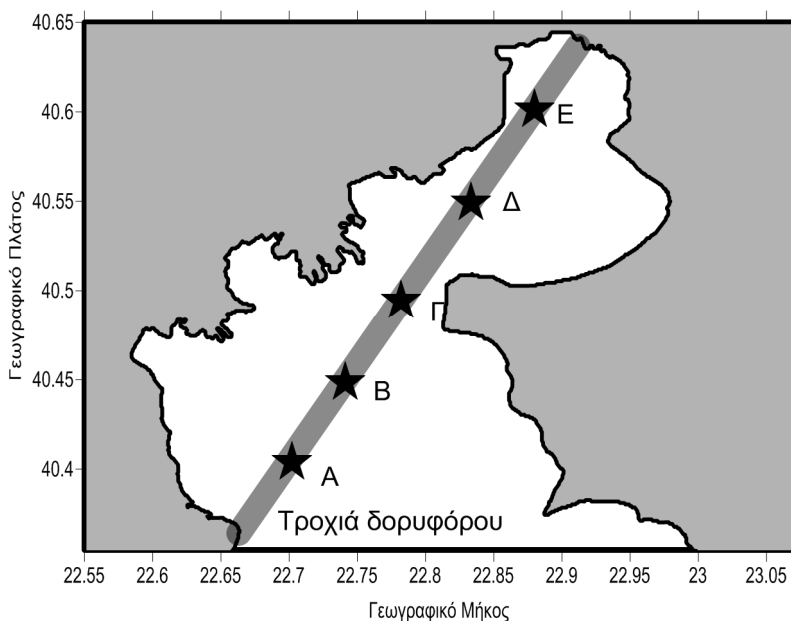
(γ) Έχουμε νότιο άνεμο στο Β. Ατλαντικό Ωκεανό

Βόρειο Ημισφαίριο → Εκτροπή επιφανειακού ρεύματος 45° δεξιόστροφα



Κριτήριο αξιολόγησης 5

Λίνονται τα υψόμετρα στάθμης σε 5 σημεία Α ($H_A=32\text{cm}$), Β ($H_B=35\text{cm}$), Γ ($H_\Gamma=33\text{ cm}$), Δ ($H_\Delta=30\text{ cm}$) και Ε ($H_E=26\text{ cm}$) μια τροχιάς δορυφόρου που μετράει στάθμη της θαλάσσιας επιφάνειας στην περιοχή του Θερμαϊκού Κόλπου. Να υπολογιστεί η κατεύθυνση και το μέγεθος του γεωστροφικού ρεύματος που αναπτύσσεται κατά μήκος της τροχιάς.



Λύση

Αρχικά υπολογίζονται οι αποστάσεις μεταξύ των σημείων από τις γεωγραφικές συντεταγμένες του χάρτη.

Η απόσταση μεταξύ 2 σημείων Α και Β με συντεταγμένες Λ_A, Φ_A και Λ_B, Φ_B δίνεται από τη φόρμουλα Harvesine:

$$d = 2R \arcsin \left(\sqrt{\sin^2 \left(\frac{\Delta\varphi}{2} \right) + \cos(\Phi_B) \cos(\Phi_A) \sin^2 \left(\frac{\Delta\lambda}{2} \right)} \right)$$

όπου $\Delta\varphi = \varphi_A - \varphi_B$ και $\Delta\lambda = \lambda_A - \lambda_B$ και $R = 6,371\text{km}$ η ακτίνα της Γης. Στις παραπάνω εξισώσεις οι συντεταγμένες (φ, λ) είναι σε ακτίνα.

Για τα σημεία Α και Β είναι $\varphi_A = 40.4^\circ$, $\varphi_B = 40.45^\circ$, $\lambda_A = 22.7^\circ$ και $\lambda_B = 22.75^\circ$, οπότε από τη λύση των εξισώσεων προκύπτει:

$$d = 6984\text{m} \sim 7\text{km}$$

Παράμετρος Coriolis:

$$f = 2\Omega \sin \varphi = 2 \frac{2\pi}{86400} \sin((40.4 + 40.45) / 2 \cdot \pi / 180) \Rightarrow f = 0.000047 \text{ sec}^{-1}$$

Από την εξίσωση 4.35 προκύπτει η ταχύτητα μεταξύ των σημείων A και B:

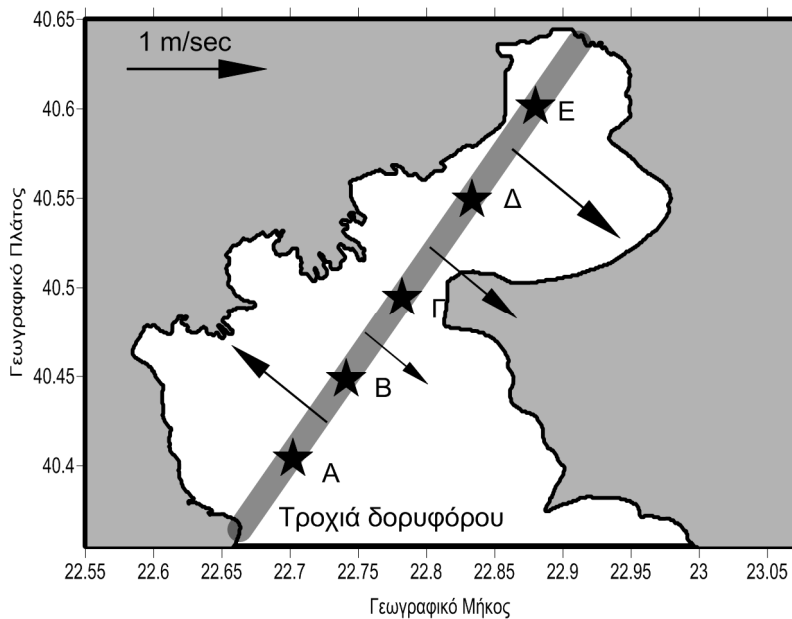
$$V_{AB} = \frac{g (h_B - h_A)}{f L} \Rightarrow V_{AB} = \frac{9.81}{0.000047} \frac{0.35 - 0.32}{6984} \Rightarrow V_{AB} = 0.89 \text{ m/s}$$

Το γεωστροφικό ρεύμα είναι κάθετο στο τμήμα που ενώνει το A και το B και έχει στα δεξιά του το σημείο με το μεγαλύτερο υψόμετρο, δηλαδή το B. Άρα, το ρεύμα με ταχύτητα V_{AB} είναι βορειοανατολικό.

Ομοίως υπολογίζονται και τα χαρακτηριστικά των ρευμάτων μεταξύ των σημείων B-Γ, Γ-Δ και Δ-E, οπότε προκύπτει ο πίνακας:

Τμήμα	d	f	V
A-B	6984.647	4.711E-05	0.89
B-Γ	6982.743	4.716E-05	-0.59
Γ-Δ	6980.838	4.720E-05	-0.89
Δ-E	6978.932	4.725E-05	-1.18

Τα ρεύματα σχεδιάζονται στο χάρτη του Θερμαϊκού, αφού λάβουμε υπόψη το μέτρο της ταχύτητας και την κατεύθυνσή τους.



Κεφάλαιο 5

Σύνοψη

Στο παρόν Κεφάλαιο παρουσιάζεται μια σύντομη περιγραφή των επιστημονικών θεωριών και προσεγγίσεων που περιγράφουν πώς η στάθμη της θάλασσας μεταβάλλεται λόγω ενός ευρέος φάσματος φυσικών δυνάμεων και διεργασιών. Παρέχονται και σχολιάζονται, επίσης, οι διαφοροποιήσεις των φαινομένων μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης, σε σχέση με τις χρονικές και χωρικές κλίμακες αναφοράς τους. Επιπρόσθετα, παρατίθενται συνοπτικά οι βασικές στατιστικές έννοιες ανάλυσης τοπικών καταγραφών και μετρήσεων (χρονοσειρές) της στάθμης της θάλασσας και διάφορες μέθοδοι σύγκρισης μετρήσεων/καταγραφών της στάθμης θάλασσας από παλιρροιογράφους με αποτελέσματα προσομοιώσεων με μοντέλα μεταβολής της. Δίνονται οι γενικές και απλοποιημένες εξισώσεις υπολογισμού της στατικής και δυναμικής αστρονομικής παλίρροιας μαζί με τη δημιουργία των παλιρροιακών ρευμάτων, της μετεωρολογικής παλίρροιας, λόγω της επίδρασης βαρομετρικών συστημάτων και ισχυρών ανέμων. Επιπλέον, εξετάζονται οι σεισμογενείς μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης (tsunami), καθώς και η συσχέτιση των μεταβολών της μέσης στάθμης θάλασσας υπό το καθεστώς της κλιματικής αλλαγής. Τέλος, παρουσιάζονται οι διεργασίες μακροπρόθεσμης κατάκλυσης και βραχυπρόθεσμης πλημμύρας σε παράκτιες ζώνες, μαζί με τον υπολογισμό χαρακτηριστικών δεικτών τρωτότητας των ακτών.

Προαπαιτούμενη γνώση

Βασικές γνώσεις Μηχανικής Ρευστών, Ακτομηχανικής, Στοιχείων Κυματομηχανικής, Υδραυλικής και κατανόηση των Κεφαλαίων 2 και 4.

5 Μεταβολές θαλάσσιας στάθμης

5.1 Γενεσιουργά αίτια μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης

Η μελέτη των μεταβολών της στάθμης της θάλασσας πρέπει να λαμβάνει υπόψη διάφορες διεργασίες, ποικίλους παράγοντες και ένα ευρύ φάσμα φαινομένων, που μελετώνται από πολλές διαφορετικές κατευθύνσεις στην επιστημονική έρευνα, όπως η ωκεανογραφία, η επιχειρησιακή υδρογραφία, η θαλάσσια μηχανική και υδραυλική, η μετεωρολογία, η υδρολογία, η γεωλογία, η αστρονομία, η σεισμολογία, η παγετωνολογία κ.ά. (Lisitzin, 1972). Οι διακυμάνσεις στη στάθμη της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας, τόσο τοπικά, όσο και σε παγκόσμιο επίπεδο, μπορεί να οφείλονται στα παρακάτω (Galerkin, 1960):

- στην επίδραση του πεδίου των ανέμων, οι οποίοι προκαλούν κινήσεις των επιφανειακών μαζών του νερού λόγω διάτμησης στη διεπιφάνεια αέρα-νερού,
- στην επίδραση της παραμέτρου Coriolis σε μεγάλες υδάτινες μάζες λόγω της περιστροφής της Γης,
- στην επίδραση των πεδίων της ατμοσφαιρικής πίεσης που προκαλεί ταπείνωση της θαλάσσιας στάθμης σε περιοχές με υψηλό βαρομετρικό και ανύψωση της στάθμης θάλασσας (ΣΘ) σε περιοχές με χαμηλό βαρομετρικό,
- στην επίδραση των κινήσεων των θαλάσσιων μαζών λόγω θερμοαλατικών διαφορών,
- στην επίδραση των ανταλλαγών νερών ανάμεσα σε διακριτά υδάτινα σώματα ή λεκάνες,
- στις στάσιμες ταλαντώσεις μεγάλης κλίμακας (seiches) σε κλειστές και ανοιχτές θαλάσσιες λεκάνες,
- στην επίδραση των κατακρημνίσεων (βροχοπτώσεων) και της εξάτμισης των επιφανειακών νερών στις θαλάσσιες μάζες,
- στην επίδραση των ποτάμιων απορροών σε ωκεανούς και θάλασσες και τη μεταφορά υδάτινων μαζών από στενά (περιοχές επικοινωνίας διακριτών θαλασσών),
- στην επίδραση των παλιρροιακών δυνάμεων που ασκούνται από τα αστρονομικά σώματα (κυρίως ο Ήλιος και η Σελήνη) επί των θαλάσσιων μαζών,

- στην επίδραση των οριζόντιων και κατακόρυφων κινήσεων των τεκτονικών πλακών και των μεταβολών του φλοιού της Γης,
- στην επίδραση των απότομων γεωλογικών μεταβολών σε παράκτιες και υποβρύχιες περιοχές, όπως καθιζήσεις, υποχωρήσεις γαιών και εκρήξεις ηφαιστειών,
- στην επίδραση των μακροπρόθεσμων αλλαγών της υποβρύχιας τοπογραφίας του πυθμένα της θάλασσας,
- στην επίδραση της μεταβολής της μάζας των παγετώνων στους πόλους της Γης,
- στην επίδραση της Κλιματικής Αλλαγής, η οποία προκαλεί διαστολή της θαλάσσιας μάζας λόγω αύξησης θερμοκρασίας, μείωση θαλάσσιας μάζας λόγω συμπύκνωσης (αύξηση αλατότητας λόγω εξάτμισης) και διαστολή της μάζας της Γης,
- στην επίδραση της πτώσης μετεωριτών, κομητών και άλλων αστρονομικών σωμάτων στους ωκεανούς της Γης.

Συνεπώς, η στάθμη της θάλασσας υπόκειται σε αέναο και συνεχές καθεστώς μεταβολών με πολλά γενοσιουργά αίτια. Οι μεταβολές μπορεί να είναι ραγδαίες και βραχυπρόθεσμες (μικρής χρονικής κλίμακας), αλλά και αργές και μακροπρόθεσμες (μεγάλης χρονικής κλίμακας). Αντίστοιχη διαφοροποίηση παρατηρείται και αναφορικά με τη χωρική κλίμακα εκδήλωσης του φαινομένου μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης. Δηλαδή, οι αλλαγές στη θαλάσσια στάθμη μπορεί να είναι τοπικές και να αφορούν μικρές περιοχές με τυπικές διαστάσεις της τάξης μερικών δεκάδων μέτρων έως μερικών χιλιομέτρων, όπως λιμάνια, αστικά θαλάσσια μέτωπα, κόλποι (π.χ. Θερμαϊκός), γεωγραφικά στενά περάσματα (π.χ. Δαρδανέλια), παράκτιες ζώνες, υφαλοκρηπίδες και ανοιχτές θάλασσες περιορισμένης/μικρής κλίμακας (π.χ. Αιγαίο Πέλαγος κ.λπ.) ή ευρύτερες περιοχές που επεκτείνονται σε παγκόσμιο επίπεδο, με τυπικές διαστάσεις της τάξης εκατοντάδων/χιλιάδων ναυτικών μιλίων (τοπικές θάλασσες, π.χ. Μεσόγειος) έως πολλών χιλιάδων χιλιομέτρων (ωκεανοί, π.χ. Ατλαντικός).

Στην ιστορική εξέλιξή της η ανθρωπότητα είτε έχει προσαρμοστεί, είτε καλείται να αντιμετωπίσει τις διάφορες εκφάνσεις των μεταβολών της στάθμης της θάλασσας (ανύψωση ή ταπείνωση) μεσαίας και μεγάλης κλίμακας, οι οποίες συνοπτικά είναι η άμπωτη και η πλημμυρίδα (βλ. Ενότητα 4.9) κατά τη διάρκεια της αστρονομικής παλίρροιας, η βραχυχρόνια ανύψωση της μέσης στάθμης θάλασσας λόγω της επίδρασης της Κλιματικής Αλλαγής (τήξη παγετώνων και/ή μεταβολή στη μέση θερμοκρασία των ωκεανών), οι μετεωρολογικές παλίρροιες (*storm surges*) λόγω της επίδρασης κινούμενων βαρομετρικών συστημάτων (π.χ. τυφώνες, θύελλες και καταιγίδες) στη θαλάσσια μάζα, τα τσουνάμι (*tsunami*), τα πολύ μεγάλης (πλανητικής) κλίμακας μακρά κύματα τύπου Kelvin και Rossby, οι ωκεάνιες ιδιοταλαντώσεις (*seiches*), οι οποίες αφορούν στάσιμα κύματα μεγάλης κλίμακας σε θαλάσσιες λεκάνες, κ.λπ. Από τα θέματα μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης που εξετάζονται στο παρόν σύγγραμμα εξαιρούνται οι υνίσυχνες μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης της τάξης μερικών δευτερολέπτων (sec) ή λεπτών (min), όπως οι βραχείς ανεμογενείς θαλάσσιοι κυματισμοί (*short wind waves*), αλλά και τα μακρύτερα κύματα, όπως η ρεστία ή αποθάλασσα (*swell*).

Καθώς οι αστικές περιοχές στην παράκτια ζώνη αναπτύσσονται πληθυσμιακά και επεκτείνονται χωρικά, οι ανθρώπινες κατασκευές, οι περιουσίες, οι δημόσιοι χώροι, οι αγροτικές ιδιοκτησίες και αυτός καθαυτός ο ανθρώπινος πληθυσμός γίνονται όλο και πιο ευάλωτα σε καταστροφές, κυρίως λόγω των απρόβλεπτων μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης. Σε ακραίες περιπτώσεις οι παράκτιες πλημμύρες (*coastal floods*) μπορεί να έχουν ανυπολόγιστες καταστροφικές (μακροπρόθεσμες) συνέπειες στις υποδομές των παράκτιων ζωνών και πόλεων. Η μακροπρόθεσμη αντιμετώπιση του προβλήματος έγκειται στη χαρτογράφηση των ευάλωτων παράκτιων περιοχών σε επικίνδυνα φαινόμενα κατάκλυσης μέσω της χρήσης δεικτών τρωτότητας στην παράκτια ζώνη και στο σχεδιασμό μέτρων αντιμετώπισης.

Οι μεταβολές της στάθμης της θάλασσας που οφείλονται στις παλίρροιακές δυνάμεις ξεχωρίζουν από τις υπόλοιπες μορφές διακυμάνσεων της θαλάσσιας στάθμης, καθώς είναι περιοδικές (τακτικές και κανονικές) κινήσεις και ένα μέρος (ορισμένες συνιστώσες) τους στις παράκτιες ζώνες μπορεί να προβλεφθεί με βάση τις γνωστές κινήσεις του Ήλιου και της Σελήνης. Όπως αναφέρεται συνοπτικά και στην Ενότητα 4.9, οι παλίρροιακές κινήσεις των νερών μπορούν να διαχωριστούν από τη μια σε κατακόρυφες (ανύψωση και ταπείνωση) της θαλάσσιας στάθμης, και από την άλλη σε οριζόντιες ροές υδάτων, η σύνθεση των οποίων στην παράκτια ζώνη εκδηλώνονται ως **άμπωτη** (φάση καθόδου της στάθμης και «τράβηγμα» ή υποχώρηση των νερών από τα ρηγά) (*ebb tide*) ή **πλημμυρίδα** (φάση ανόδου της στάθμης και «φούσκωμα» ή προώθηση των νερών στο χερσαίο κομμάτι της ακτής) (*flood tide*). Η απόκριση των ωκεανών, των επιμέρους θαλασσών, των υδάτινων λεκανών που εμπεριέχονται στις τελευταίες και εν τέλει των νερών στην παράκτια ζώνη στις κινήσεις του

Ήλιου και της Σελήνης είναι πολύπλοκες και οι τιμές της ανύψωσης της ΣΘ λόγω παλίρροιας ποικίλλουν σημαντικά από τόπο σε τόπο. Τα δύο βασικά χαρακτηριστικά της παλίρροιας είναι το **εύρος** (*range*) και η **περίοδος** (*period*) της. Το πρώτο υπολογίζεται ως η διαφορά της θαλάσσιας στάθμης από μια μέγιστη στη διαδοχικά ελάχιστη θέση της (από την **πλήμμη** στη **ρηχία**) και η δεύτερη αποτελεί το χρόνο που μεσολαβεί μεταξύ δύο διαδοχικών μέγιστων ή ελάχιστων υψών της στάθμης της θάλασσας. Η παλιρροιακή **πλήμμη** (*high tide*) είναι η μέγιστη στάθμη της θαλάσσιας επιφάνειας που μπορεί να καταγραφεί στη διάρκεια ενός παλιρροιακού κύκλου (μισής ή ολόκληρης ημέρας, βλ. Ενότητα 5.2.1). Αντιθέτως, η παλιρροιακή **ρηχία** (*low tide*) είναι το χαμηλότερο επίπεδο της θαλάσσιας επιφάνειας που καταγράφεται κατά τη διάρκεια ενός πλήρους παλιρροιακού κύκλου. Η μέγιστη τιμή της πλήμμης μέσα σε ένα μεγάλο χρονικό διάστημα καταγραφής (π.χ. ένα έτος) ονομάζεται **ανώτατη πλήμμη (ΑΠ)** (*Highest Astronomical Tide, HAT*) και, αντίστοιχα, η ελάχιστη τιμή της ρηχίας ονομάζεται **κατώτατη ρηχία (ΚΡ)** (*Lowest Astronomical Tide, LAT*). Η διαφορά μεταξύ της ΑΠ και της ΚΡ, που μπορούν να καταγραφούν σε μια μακρά χρονοσειρά του παλιρροιακού σήματος (π.χ. 15 έτη), ονομάζεται **επάλλαξη**. Το **πλάτος** (*amplitude*) της παλιρροιακής ταλάντωσης (*tidal oscillation*) είναι το μισό του εύρους, το οποίο είναι η διαφορά μεταξύ της πλήμμης και της διαδοχικής ρηχίας. Η παρατηρούμενη πλήμμη ή ρηχία μπορεί να είναι μεγαλύτερες ή μικρότερες από τις προβλεπόμενες παλιρροιακές στάθμες λόγω μετεωρολογικών επιδράσεων στην ελεύθερη επιφάνεια.

Οι κυριότεροι παράγοντες δημιουργίας των λοιπών, πέραν των περιοδικών παλιρροιακών κινήσεων, διακυμάνσεων, διαταραχών και εν γένει των μεγάλης και μεσαίας, χρονικής και χωρικής, κλίμακας μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης είναι οι ατμοσφαιρικές συνθήκες (πεδία πίεσης και ανέμου) που επιδρούν πάνω στην επιφάνεια των θαλασσών και των ωκεανών. Οι δευτερεύοντες παράγοντες, με μικρότερη συχνότητα εμφάνισης, όμως πολύ μεγάλη επικινδυνότητα, είναι οι γεωλογικές μεταβολές στον ωκεάνιο και θαλάσσιο πυθμένα. Η έξαρση της θαλάσσιας επιφάνειας λόγω μετεωρολογικών επιδράσεων ονομάζεται μετεωρολογική παλίρροια (*storm surge* και/ή *storm tide*) και μπορεί να προκαλέσει ιδιαίζόντως μεγάλες τιμές της ανύψωσης της ΣΘ. Είναι προφανές ότι η σύμπτωση μέγιστης πλήμμης (λόγω της αστρονομικής παλίρροιας που επικρατεί σε μια θαλάσσια περιοχή) και της μέγιστης ανόδου της θαλάσσιας στάθμης λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας μπορεί να συνεπάγεται πολύ μεγάλες τιμές ανόδου της ΣΘ. Στο παρελθόν έχουν καταγραφεί ιδιαίτερα καταστροφικές πλημμύρες στην παράκτια ζώνη λόγω συμβολής των δύο φαινομένων, π.χ. κατά τη διάρκεια έξαρσης των τροπικών καταιγίδων και των τυφώνων Κατρίνα, Σάντυ κ.λπ. στις ΝΑ ΗΠΑ και ευρύτερα στον Κόλπο του Μεξικού. Οι μεγαλύτερες εξάρσεις της ΣΘ παρατηρούνται όταν υπερβολικά δυνατοί θυελλώδεις άνεμοι, που προκαλούνται από τυφώνες, κυκλώνες, μεγάλης κλίμακας ανεμοστρόβιλους και ισχυρές θύελλες, πνέουν με κατεύθυνση προς την ακτή για μεγάλο χρονικό διάστημα πάνω από μεγάλες εκτάσεις σχετικά ρηχών νερών (π.χ. υφαλοκρηπίδες), ενόσω στην περιοχή επικρατεί έντονο βαρομετρικό χαμηλό. Η πιο συνήθης περίπτωση ακραίων παρακτίων πλημμυρών προκαλείται από τροπικές καταιγίδες και τυφώνες σε χαμηλά γεωγραφικά πλάτη κοντά στον Ισημερινό, ενώ ακόμα και οι εξασθενημένες υποτροπικές καταιγίδες μπορούν να προκαλέσουν μεγάλης επικινδυνότητας τοπικές πλημμύρες σε μεσαία γεωγραφικά πλάτη. Σε βορειότερες περιοχές οι μεγάλες πλημμύρες και κατακλύσεις σε περιοχές με χαμηλό υψόμετρο οφείλονται κατά κόρον σε ταυτόχρονη εμφάνιση έντονων καιρικών φαινομένων και παλιρροιών, ειδικά κατά τη χειμερινή περίοδο. Συνεκδοχικά, η πρόβλεψη της πιθανότητας εμφάνισης των ακραίων καιρικών φαινομένων είναι απαραίτητο στοιχείο για τον ασφαλή σχεδιασμό των παράκτιων έργων προστασίας και των λοιπών θαλάσσιων κατασκευών.

Οι άλλες, πολύ σημαντικές λόγω δυναμικής επικινδυνότητας, μη παλιρροιακές μορφές μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης είναι τα τσουνάμι, τα οποία προκαλούνται κυρίως από υποβρύχιους σεισμούς και γενικά βίαιες μεταβολές του θαλάσσιου πυθμένα, όπως κατολισθήσεις και εκρήξεις ηφαιστειών ή, πολύ σπανιότερα, λόγω πτώσης μετεωριτών και άλλων αστρικών σωμάτων στους ωκεανούς. Τα τσουνάμι δεν πρέπει να βαφτίζονται παλιρροιακά κύματα (*tidal waves*), καθώς δεν εξαρτώνται από παλιρροιακές δυνάμεις και δεν έχουν το σαφή περιοδικό χαρακτήρα των θαλάσσιων κυματισμών και των παλιρροιακών κινήσεων. Έχουν κάποια χαρακτηριστικά όμοια με τα πολύ μακρά ωκεάνια κύματα (πολύ μεγάλο μήκος κύματος σε σχέση με το ύψος), αλλά το ιδιαίτερο χαρακτηριστικό τους είναι η μεταφορά μάζας υδάτων και όχι απλά ενέργειας ταλάντωσης. Σε γενικές γραμμές, το μέγεθος της ταλάντωσης ή της μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης είναι μικρό στην περιοχή γένεσής τους, ενώ ενισχύεται σημαντικά, καθώς τα τσουνάμι προελαύνουν σε παράκτιες περιοχές με ρηχά νερά, όπου συγκεντρώνονται μεγάλες υδάτινες μάζες και ενέργεια λόγω της ροής τους προς το χερσαίο τμήμα της παράκτιας ζώνης. Στη συνήθη πρακτική, τα τσουνάμι προσεγγίζονται μαθηματικά με τη θεωρία μοναχικού κύματος (*solitary wave*), η οποία χρησιμοποιείται για την αριθμητική προσομοίωση της προέλασης και του μετασχηματισμού των χαρακτηριστικών του μοναχικού κύματος από τα βαθιά νερά στα ρηχά. Τα τσουνάμι μπορούν να ενεργοποιήσουν τοπικές ταλαντώσεις υπό τη μορφή στάσιμων κυμάτων (*seiches*) σε

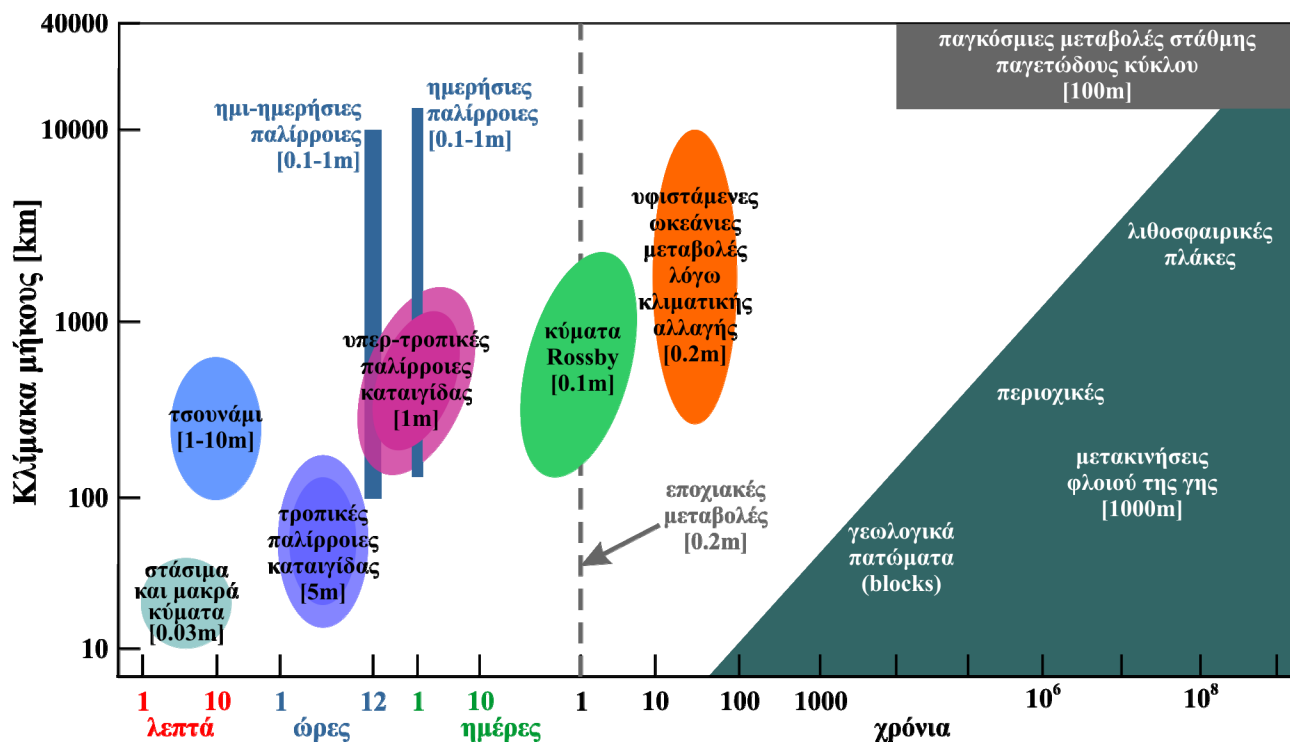
ημίκλειστες θαλάσσιες λεκάνες. Συνήθως, όμως, οι στάσιμες ταλαντώσεις μεγάλης κλίμακας προκαλούνται από τη δράση ανέμων και εσωτερικών ωκεάνιων κυμάτων (*internal waves*) και βαροκλινικών παλιρροιών (*baroclinic tides*) και της απότομης μεταβολής τους.

5.1.1 Ορισμοί βασικών μεγεθών και εννοιών σχετικά με τις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης

Στην Ενότητα αυτή εξετάζονται μόνον οι μεταβολές της στάθμης της θάλασσας που αναφέρονται σε χρονικές κλίμακες ίσες με και/ή μεγαλύτερες από μερικές ώρες ή μέρες. Έτσι, αποκλείονται από την ανάλυση οι μετρήσεις και οι υπολογισμοί των πολύ υψίσυχων διακυμάνσεων της θαλάσσιας επιφάνειας λόγω των ανεμογενών κυματισμών (χρονική κλίμακα μερικών δευτερολέπτων ή λεπτών). Επιπρόσθετα, ο όρος στάθμη ηρεμίας (ΣΗ) αφορά το επίπεδο της θαλάσσιας στάθμης χωρίς καμία διέγερση και αντιστοιχεί σε μηδενική τιμή της ανύψωσης της ΣΘ. Με τον όρο μέση στάθμη της θάλασσας (ΜΣΘ) εννοείται ο μακροπρόθεσμος (τάξης μεγέθους μεγαλύτερης της διάρκειας του υπό εξέταση φαινομένου) μέσος όρος της μεταβολής της ΣΘ. Επίσης, πρέπει να ξεκαθαριστεί η χρήση του όρου «παλίρροια». Ως παλίρροια μπορεί να ορίζεται κάθε κίνηση της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας με χρονική κλίμακα της τάξης ωρών ή ημερών με συνοδευτικά χαρακτηριστικά απλής ή σύνθετης παλινδρόμησης ή ταλάντωσης. Ανάλογα με το γενεσιουργό αίτιο η παλίρροια διακρίνεται σε αστρονομική (με περιοδικά χαρακτηριστικά κίνησης) και μετεωρολογική (με μη περιοδικά χαρακτηριστικά κίνησης). Ως αστρονομική παλίρροια ορίζεται η περιοδική κίνηση των θαλάσσιων μαζών που σχετίζεται ως φάση και ως εύρος με κάποια περιοδική γεωφυσική διεργασία ή δύναμη, που κυρίως αφορά τη μεταβολή του βαρυτικού πεδίου του αστρονομικού συστήματος των τριών σωμάτων Γης-Σελήνης-Ήλιου (Pugh & Woodworth, 2014). Η αστρονομική παλίρροια πρέπει να διαχωρίζεται από τις μικρότερες μη περιοδικές κινήσεις λόγω μετεωρολογικών επιδράσεων, οι οποίες ονομάζονται μετεωρολογικές παλίρροιες. Οι τελευταίες είναι οι παλινδρομικές μεταβολές της ΣΘ, οι οποίες προκαλούνται από την επίδραση των βαρομετρικών συστημάτων στην ατμόσφαιρα. Σύμφωνα με το Murty (1984), οι μετεωρολογικές παλίρροιες (*storm surges*) είναι ταλαντώσεις της ΣΘ σε παράκτια (*coastal*) ή ενδοχώρια (*inland*) υδάτινα σώματα με περίοδο μερικών ημερών, τα οποία είναι αποτέλεσμα της επίδρασης ατμοσφαιρικών συστημάτων και καιρικών φαινομένων. Οι κλιματικές μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης, όπως οι εποχιακές αλλαγές στην κυκλοφορία των υδάτων εντός του έτους ή δεκαετιών και λοιπών πολυετών χρονικών περιόδων, εξαιρούνται από τον όρο παλίρροιες λόγω του μη συγκρίσιμου χρονικού ορίζοντα αναφοράς σε σχέση με τους προαναφερθέντες τύπους παλίρροιες, παρότι μπορεί να εμφανίζουν περιοδικότητα στο σήμα της μεταβολής. Συνεπώς, κάθε υπολογισμός ή καταγραφή της μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης έχει περιοδικές παλιρροιακές και μη περιοδικές παλιρροιακές συνιστώσες. Οι τελευταίες αναφέρονται και ως υπολειμματικές (*residual*) ή μετεωρολογικές συνιστώσες της μεταβολής της ΣΘ και αναφέρονται κυρίως σε ιδιάζουσες καταστάσεις θετικών ή αρνητικών εξάρσεων (φουσκωμάτων ή υφέσεων) στο σήμα της μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης. Οπότε, για μια χρονοσειρά καταγραφής της ΣΘ $\zeta(t)$ οι υπολειμματικές συνιστώσες εκφράζονται με την ποσότητα $\zeta_{residual}(t) = \zeta(t) - \zeta_m$, όπου ζ_m είναι η μέση (ή ολοκληρωμένη στο χρόνο) τιμή της παραμέτρου μεταβολής της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας ζ .

Στο Σχήμα 5.1 (Pugh & Woodworth, 2014) παρουσιάζεται σχηματικά μια χωροχρονική απεικόνιση των κυρίων διεργασιών και φαινομένων που επηρεάζουν τη μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης, μαζί με την ενδεικτική κάλυψη των χωρικών και χρονικών κλιμάκων στις οποίες αυτά τα φαινόμενα εκδηλώνονται. Οι παλίρροιες έχουν στενό εύρος χρονικής εκδήλωσης, αλλά καταλαμβάνουν ένα ευρύ φάσμα στις χωρικές κλίμακες. Τα στάσιμα και μακρά κύματα έχουν χρονική διάρκεια της τάξης μερικών λεπτών και μερικών δεκάδων χιλιομέτρων, ενώ τα τσουνάμι της τάξης ωρών και μερικών εκατοντάδων χιλιομέτρων. Οι μετεωρολογικές (θυελλογενείς) παλίρροιες που εμφανίζονται στις τροπικές ζώνες καλύπτουν μικρότερο εύρος χωροχρονικών κλιμάκων εκδήλωσης, αλλά έχουν μεγαλύτερο εύρος κατακόρυφης ανύψωσης της ΣΘ από τις θυελλογενείς παλίρροιες στις υπο- και υπερτροπικές ζώνες της Γης. Τα πλανητικά κύματα (*planetary waves*) Rossby και Kelvin είναι πολύ μεγάλης χωροχρονικής κλίμακας διακυμάνσεις με μικρό εύρος ταλάντωσης (της τάξης μερικών cm) και πολύ μεγάλο μήκος (της τάξης εκατοντάδων Km) που λαμβάνουν χώρα μέσα σε ωκεάνιες λεκάνες. Εξισορροπούν την επίδραση της δύναμης Coriolis έναντι τοπογραφικών ορίων, όπως οι ηπειρωτικές ακτογραμμές ή ο Ισημερινός. Μπορεί να απαιτείται πολύ μεγάλο χρονικό διάστημα (έως και μερικών μηνών) για τη διάδοσή τους σε μια ωκεάνια λεκάνη, είναι συνήθως μη διασπειρόμενα (*non-dispersive*) και διατηρούν το σχήμα τους καθώς κινούνται κατά μήκος των ηπειρωτικών ακτών, ενώ θεωρείται ότι μπορούν να μεταφέρουν τις αλλαγές του εποχιακού κλίματος. Τα κύματα Rossby και Kelvin είναι μικρά σε κατακόρυφο εύρος, αλλά αφορούν αργές και μακρές σε οριζόντια χωρική κάλυψη μεταβολές της ΣΘ, ενώ οι επιδράσεις της Κλι-

ματικής Αλλαγής στις μεταβολές της ΜΣΘ στους ωκεανούς είναι χρονικού ορίζοντα από 20ετία έως αιώνα, και αφορούν περιοχές έως και δεκάδων χιλιάδων χιλιομέτρων. Για γεωλογικές περιόδους στα δεξιά του διαγράμματος (Σχήμα 5.1), οι τεκτονικές διεργασίες στη λιθόσφαιρα της Γης αφορούν ένα ευρύτατο φάσμα χωρικών μεταβολών της ΜΣΘ.

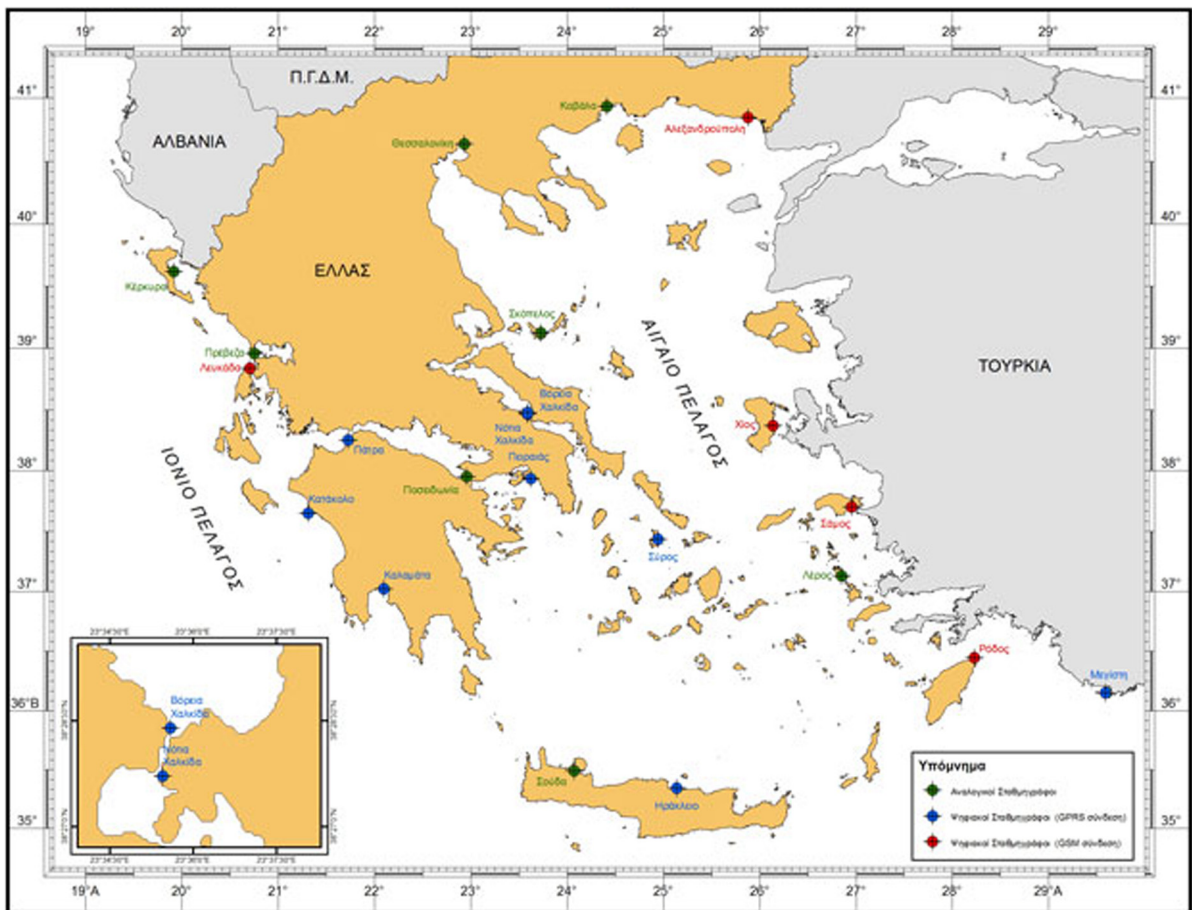


Σχήμα 5.1 Ενδεικτική απεικόνιση των βασικών τύπων μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης όσον αφορά το χώρο (κάθετος άξονας) και το χρόνο (οριζόντιος άξονας). Εντός αγκυλών δίνονται τυπικές τιμές της κατακόρυφης συνιστώσας της μεταβολής στάθμης. Οι θαλάσσιες διεργασίες ποικίλλουν μεταξύ μακρών κυματισμών διάρκειας μερικών λεπτών της ώρας έως γεωλογικές θαλάσσιες μετακινήσεις διάρκειας εκατομμυρίων ετών.

5.1.2 Μετρήσεις στάθμης θάλασσας

Οι μετρήσεις της στάθμης θάλασσας σε κάθε χώρα γίνονται συνήθως από Εθνικά Δίκτυα Μέτρησης Στάθμης Θάλασσας, τα οποία διευθύνουν κατάλληλα πιστοποιημένες υπηρεσίες του κράτους (στρατός, ναυτικό, υπηρεσία κ.λπ.) ή ερευνητικά κέντρα και πανεπιστήμια. Στην Ελλάδα το δίκτυο μετρήσεων ΣΘ έχει υπό την εποπτεία της η Υδρογραφική Υπηρεσία του Πολεμικού Ναυτικού (ΥΥΠΝ, <http://www.hnhs.gr/index.php/el/>), η οποία διατηρεί ένα δίκτυο μόνιμα εγκατεστημένων σταθμηγράφων/παλιρροιογράφων (*tide-gauges*) σε λιμένες του ελληνικού θαλάσσιου χώρου (Σχήμα 5.2) για την παρακολούθηση των μεταβολών της ΣΘ. Οι σταθμοί προσφέρουν τη δυνατότητα καταγραφής σε 24ωρη βάση της μεταβολής της ΣΘ σε αναλογική μορφή. Σε επιλεγμένους σταθμούς και στο πλαίσιο αναβάθμισης του δικτύου τα δεδομένα καταγράφονται και ψηφιακά (με δεκάλεπτη ή δεκαπεντάλεπτη δειγματοληψία), καθιστώντας δυνατή τη μετάδοση των δεδομένων σε σχεδόν πραγματικό χρόνο. Επίσης, οι καταγραφές τεσσάρων σταθμών (Πειραιά, Κατακόλου, Σύρου και Καλαμάτας) διατίθενται απευθείας στο διαδίκτυο μέσω της ιστοσελίδας της ΥΥΠΝ. Άλλες διαθέσιμες συσκευές σε τέτοιες προσπάθειες από τις υδρογραφικές υπηρεσίες συνήθως περιλαμβάνουν και ηλεκτρονικούς σταθμηγράφους, οι οποίοι διαθέτουν αισθητήρες μέτρησης ατμοσφαιρικής πίεσης, θερμοκρασίας και αλατότητας. Τα δεδομένα καταγραφών της ΣΘ συλλέγονται, περνούν από επεξεργασία και αρχειοθετούνται σε μορφή ωριαίων τιμών, ενώ εξάγονται και στατιστικά στοιχεία για τη ΣΘ σε 23 περιοχές του ελληνικού θαλάσσιου χώρου ανά μήνα και ανά έτος. Από τους σταθμούς του υπάρχοντος δικτύου προκύπτουν τα στατιστικά στοιχεία στάθμης θάλασσας για τη χρονική περίοδο 1990 έως σήμερα, τα οποία έχουν συγκεντρωθεί και εκδίδονται στη μελέτη «Στατιστικά Στοιχεία Στάθμης Θάλασσας Ελληνικών Λιμένων». Τα εν λόγω στοιχεία ΣΘ χρησιμοποιούνται και από την Υπηρεσία Πολιτικής Προστασίας στα συστήματα προειδοποίησης επικινδύνων και

καταστροφικών φαινομένων, προερχόμενων είτε από ακραία καιρικά φαινόμενα (μετεωρολογικές παλίρροιες κ.λπ.), είτε από υποθαλάσσια γεωλογικά φαινόμενα (σεισμοί, κατολισθήσεις, μετακινήσεις πλακών και πιθανά τσουνάμι). Για μετρήσεις και στοιχεία δεδομένων δορυφορικής υψομετρίας ο αναγνώστης παραπέμπεται στην Ενότητα 4.10.



Σχήμα 5.2 Χάρτης απεικόνισης σημείων με αναλογικούς και ψηφιακούς σταθμηγράφους της ΥΥΠΠΝ στο Αιγαίο και το Ιόνιο Πέλαγος. [Πηγή: ΥΥΠΠΝ]

Τα δεδομένα μετρήσεων από παλιρροιογράφους συνήθως επιδέχονται στατιστική επεξεργασία για την καλύτερη διαχείριση και αξιολόγηση της ποιότητας των καταγραφόμενων χρονοσειρών ΣΘ. Αυτό σημαίνει ότι συχνά πρέπει να υπολογίζονται τα μέτρα διασποράς των χρονικών κατανομών της ΣΘ, τα κυριότερα από τα οποία είναι το εύρος τιμών του δείγματος, η διακύμανση, η τυπική απόκλιση και τα εκατοστημόρια (*percentiles*), π.χ. το ν-οστό εκατοστημόριο μιας καταγραφής της ΣΘ ορίζεται ως η τιμή της καταγραφής που, όταν οι τιμές διαταχθούν σε αύξουσα σειρά, το 1% των δεδομένων ΣΘ έχουν μικρότερη τιμή από αυτήν. Επιπρόσθετα πολύ συχνά γίνεται χρήση φίλτρων αφαίρεσης υψίσυχνων ή βραχύσυχνων αρμονικών (βλ. Ενότητα 5.2) από το σήμα καταγραφής της ΣΘ, προκειμένου να αφαιρεθούν συνιστώσες ταλάντωσης που αφορούν φαινόμενα άσχετα ή άλλης κλίμακας από τα υπό εξέταση φαινόμενα, π.χ. η αφαίρεση της επίδρασης των μακροπρόθεσμων (>30 ημερών) ταλαντώσεων στη Μεσόγειο θάλασσα που σχετίζονται με «εσωτερική» (*steric*) ανύψωση της στάθμης λόγω θερμικής διαστολής (Conte & Lionello, 2013) (βλ. Ενότητα 5.5.2).

Οι τιμές των χρονοσειρών της ΣΘ από παλιρροιογράφους συχνά χρησιμοποιούνται ως βάση για συγκρίσεις με αριθμητικά προσομοιωμένες ή υπολογισμένες τιμές της ΣΘ. Η επιτυχία των προσομοιώσεων έγκειται στο πόσο κοντά είναι οι προβλεπόμενες προσομοιωμένες τιμές με τις καταγεγραμμένες τιμές των σταθμηγράφων. Η σύγκριση γίνεται με τη χρήση συντελεστών στατιστικής συσχέτισης των δύο δειγμάτων-χρονοσειρών.

Ο πιο κλασικός συντελεστής συσχέτισης δύο ανεξάρτητων δειγμάτων είναι η ροπή γινομένου κατά Pearson:

$$COR(X, Y) = \left(\frac{\sum_N (X_N - \bar{X}) \cdot (Y_N - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_N (X_N - \bar{X})^2 \cdot \sum_N (Y_N - \bar{Y})^2}} \right) \quad [5.1]$$

όπου X και Y είναι οι καταγεγραμμένες τιμές από παρατηρήσεις και οι αριθμητικά προσομοιωμένες τιμές της $\Sigma\Theta$ αντίστοιχα, N είναι το πλήθος της δειγματοληψίας και το σύμβολο της άνω παύλας ($\bar{\quad}$) υποδηλώνει μέσες τιμές των δειγμάτων. Ο συντελεστής Pearson χρησιμοποιείται ως ένα μέτρο της δύναμης της γραμμικής εξάρτησης μεταξύ των πειραματικών και των αριθμητικών δεδομένων και όχι για απευθείας σύγκριση των πραγματικών μεγεθών των τιμών τους. Για κάτι τέτοιο καταφεύγουμε στον όρο Willmott Skill (WS), ο οποίος δίνεται από:

$$WS = 1 - \frac{\sum |Y - X|^2}{\sum (|Y - \bar{Y}| + |X - \bar{X}|)^2} \quad [5.2]$$

Όσο μεγαλύτερος είναι ο όρος WS (με όριο $WS \leq 1$), τόσο πιο άρτια συμφωνία επιτυγχάνεται μεταξύ προσομοιωμένων τιμών και παρατηρήσεων, ενώ τιμές του WS κοντά στο 0 υποδεικνύουν ασυμφωνία των δύο δειγμάτων.

5.2 Αστρονομική παλίρροια

Η περιοδική ανύψωση και ταπείνωση της $\Sigma\Theta$ λόγω των ελκτικών δυνάμεων της Σελήνης και του Ήλιου προς τη Γη στις διάφορες φάσεις των σχετικών κινήσεών τους ως προς την τελευταία ονομάζεται αστρονομική παλίρροια (βλ. παρόμοιους ορισμούς στις ενότητες 4.9 και 5.1.1). Οι διαφορές στις φάσεις των ελκτικών δυνάμεων προκαλούν πολυσύνθετη απόκριση των θαλασσιών μαζών με κινήσεις που καθορίζονται από τα τοπογραφικά χαρακτηριστικά κάθε θαλάσσιας λεκάνης. Ο Doodson (1921) απέδειξε ότι το φαινόμενο της παλίρροιας μπορεί να περιγραφεί με βάση αυτές τις σχετικές κινήσεις των δύο κύριων αστρικών σωμάτων και η περιγραφή μπορεί να γίνει μέσω ενός δυναμικού (*potential*) που εκφράζεται ως άθροισμα (υπέρθηση) τριγωνομετρικών όρων (ημιτονοειδών ή συνημιτονοειδών) με περιόδους, τις περιόδους κίνησης των ουρανίων σωμάτων ή κάποιο γραμμικό συνδυασμό αυτών (Υδρογραφική Υπηρεσία, 1992). Συνεπώς, το παλιρροιακό σήμα (*tidal signal*) είναι συνισταμένη ποικίλων αρμονικών ταλαντώσεων, οι οποίες ανήκουν μεν σε διακριτά διαστήματα (*bands*) συχνοτήτων, όμως συνθέτουν μια πεπλεγμένη καταγραφή που γίνεται όλο και πιο πολύπλοκη, όσο μεγαλύτερης διάρκειας είναι η χρονοσειρά καταγραφής της θαλάσσιας στάθμης. Στο σχήμα 5.3 δίνονται οι καταγραφές των σημάτων της αστρονομικής παλίρροιας από το κλασικό άρθρο του Doodson (1921) στο Bridgeport του Connecticut (USA) για περίοδο 50 hrs (άνω διάγραμμα), 30 ημερών (μεσαίο διάγραμμα) και 400 ημερών (κάτω διάγραμμα). Είναι εμφανές ότι όσο αυξάνεται η διάρκεια καταγραφής του παλιρροιογράφου, τόσο πιο πεπλεγμένο γίνεται το σήμα των σύνθετων ταλαντώσεων της θαλάσσιας στάθμης λόγω επίδρασης της παλίρροιας με εμφανείς τις υψίσυχνες αρμονικές συνιστώσες σε σχέση με τις διακριτές βραχύσυχνες συνιστώσες παλίρροιας.

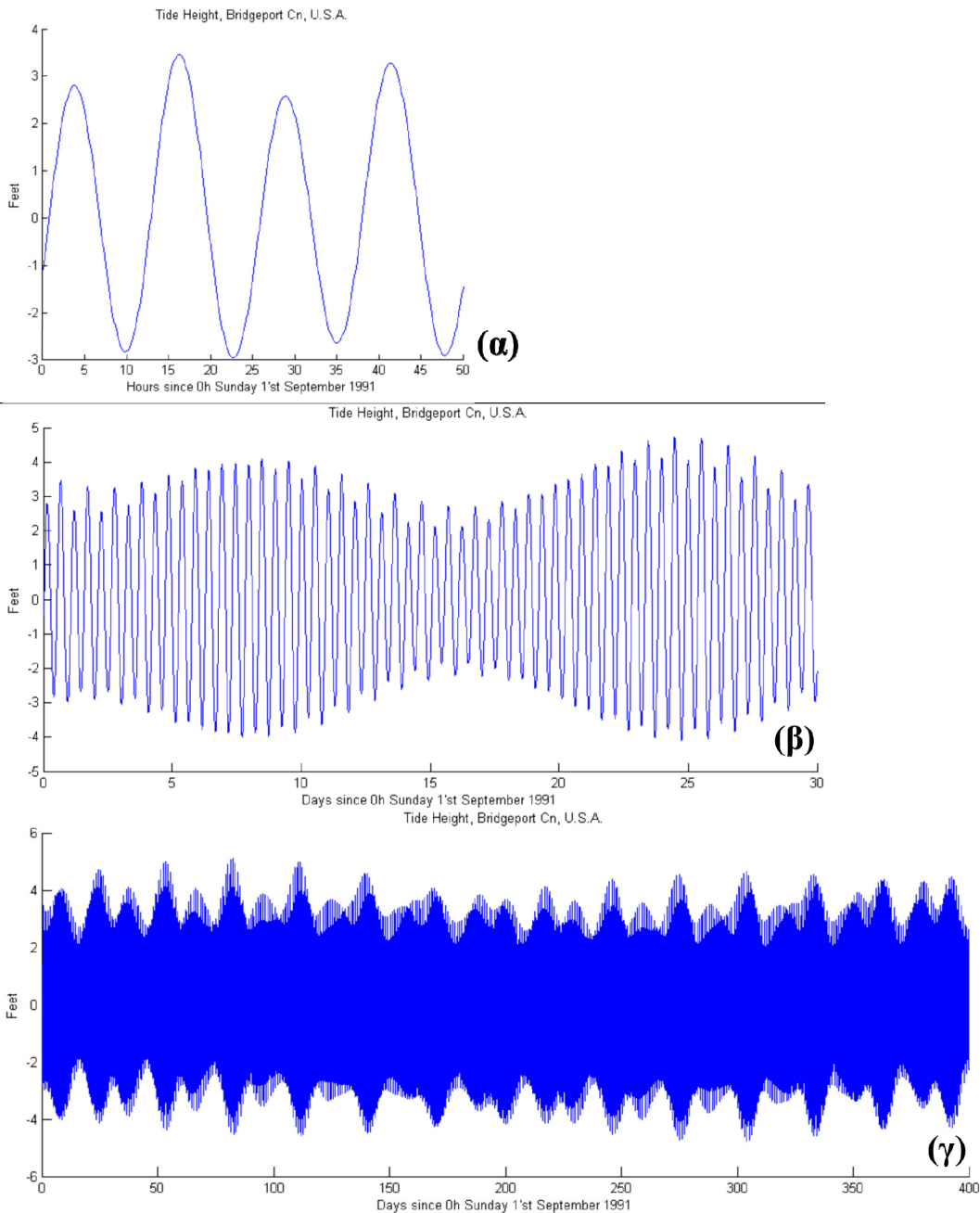
Ο τρόπος ανάλυσης του παλιρροιακού σήματος ονομάζεται **αρμονική ανάλυση** (*harmonic analysis*). Σύμφωνα με αυτήν, η γενική εξίσωση της στάθμης της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας είναι (Shureman, 1958):

$$\zeta_{tide}(t) = \zeta_o + A \cos(\sigma_A t + a) + B \cos(\sigma_B t + b) + C \cos(\sigma_C t + c) + \dots \quad [5.3]$$

όπου ζ_o είναι η $\Sigma\Theta$ πάνω από το επίπεδο αναφοράς (συνήθως η στάθμη ηρεμίας, $\Sigma\Theta$) και t είναι ο χρόνος. Κάθε όρος του αθροίσματος αποτελεί μια παλιρροιακή συνιστώσα, όπου A , B , C κ.λπ. είναι τα αντίστοιχα πλάτη των συνιστωσών ταλάντωσης, σ_A , σ_B , σ_C κ.λπ. είναι οι κυκλικές συχνότητες (γωνιακές ταχύτητες) των διακριτών αρμονικών που προκύπτουν από αστρονομικά δεδομένα και a , b , c κ.λπ. είναι οι αρχικές

φάσεις των αρμονικών ταλαντώσεων για $t=0$, οι οποίες εξαρτώνται από τη γεωγραφική θέση (μήκος και πλάτος) του σημείου στο οποίο υπολογίζεται η $\zeta_{tide}(t)$.

Οι συχνότητες (ή οι περίοδοι) των διαφόρων βασικών συνιστωσών (390 γνωστές αρμονικές, όχι απαραίτητα ανεξάρτητες μεταξύ τους) παρέχονται από πολυετείς παρατηρήσεις (συνήθως >18.6 έτη) με τη βοήθεια της αρμονικής ανάλυσης (μετασχηματισμών Fourier) της χρονοσειράς της ΣΘ σε διάφορα σημεία, αλλά και με βάση τη θεωρία και το μοντέλο Στατικής Παλίρροιας (Λασκαράτος, 1986· Υδρογραφική Υπηρεσία, 1992· Pugh & Woodworth, 2014), που παρουσιάζεται στην Ενότητα 5.2.1. Ο παράγοντας ζ_0 ουσιαστικά εμπεριέχει τις ατμοσφαιρικές επιδράσεις της μεταβολής της ΣΘ και παίζει σημαντικό ρόλο για την περιοχή της Μεσογείου και τις θάλασσες στην Ελλάδα, καθώς το εύρος της παλίρροιας είναι σχετικά μικρό, της τάξης των 20-30 cm.



Σχήμα 5.3 Καταγραφές σημάτων αστρονομικής παλίρροιας στο Bridgeport του Connecticut (USA) για περίοδο 50 hrs (α), 30 ημερών (β) και 400 ημερών (γ) με βάση την κλασική μελέτη του Doodson (1921). Όσο αυξάνεται η διάρκεια καταγραφής, τόσο πιο πεπλεγμένο γίνεται το σήμα των σύνθετων αρμονικών συνιστωσών της παλίρροιας. [Πηγή: Wikipedia]

Οι μακροχρόνιες καταγραφές από παλιρροιογράφους μπορούν να χρησιμοποιηθούν τοπικά για τον ορισμό του βασικού επίπεδου αναφοράς (*datum*) της ΜΣΘ, που ταυτίζεται συνήθως με το «μηδέν» του παλιρροιογράφου στην περιοχή μετρήσεων. Αυτά τα επίπεδα αναφοράς χρησιμοποιούνται κυρίως για σχεδιασμό τοπικών ναυτικών και βαθυμετρικών χαρτών. Για ωκεανογραφικές έρευνες και τεχνικές μελέτες από μηχανικούς της παράκτιας ζώνης υιοθετείται προτιμότερα μια μέση τιμή της ΣΘ, η οποία προκύπτει από μεσοστάθμιση των επιπέδων αναφοράς που παρατηρούνται ανά ώρα για περιόδους μεγαλύτερες του ενός έτους και κατά προτίμηση πάνω από 19 χρόνια. Αυτό γίνεται, ώστε να καλύπτεται κατά μέσο όρο ο μακροπρόθεσμος κύκλος των 18.61 ετών για το εύρος και τη φάση των παλιρροιών λόγω της μετακίνησης του άξονα της Γης, αλλά και για να μεσοσταθμίζονται οι επιδράσεις των ετήσιων μεταβολών στις μετεωρολογικές συνθήκες. Για μεγαλύτερης κλίμακας γεωδαιτικές έρευνες και αναφορές υιοθετείται προτιμότερα η ΜΣΘ των ωκεανών, που ταυτίζεται παγκοσμίως με το **γεωειδές**, το οποίο θεωρητικά ορίζεται ως η ισοδυναμική επιφάνεια του γήινου βαρυτικού πεδίου. Η ΜΣΘ που προκύπτει από την ταύτιση των δύο εννοιών φυσικά δεν περιλαμβάνει την επίδραση των παλιρροιών, των ρευμάτων, των κυματισμών, των πλανητικών επιδράσεων και ακόμα των μετεωρολογικών φαινομένων (μεταβολής της πυκνότητας της θάλασσας κ.ά.) και αφορά νοητή προέκταση σε όλες τις ηπειρωτικές περιοχές της Γης. Ο προσδιορισμός του γεωειδούς γίνεται με ένα ελλειψοειδές αναφοράς, το οποίο ονομάζεται **γεωελλειψοειδές**, με συνδυασμό κάποιων μετρήσεων του βαρυτικού πεδίου, αστρικών παρατηρήσεων για τις αποκλίσεις της κατακορύφου, δεδομένων αλτιμετρίας, και χωροσταθμικών δεδομένων από το Παγκόσμιο Σύστημα Στιγματοθέτησης (*GPS*) (Λιβιεράτος, 1989). Πολλές φορές γίνεται χρήση του όρου Μέση Στάθμη Παλίρροιας (ΜΣΠ), η οποία είναι η μέση τιμή όλων των ανώτατων και κατώτατων καταγραφών πλήμμης και ρηχίας αντίστοιχα, ειδικά όταν δεν υπάρχουν μεγάλα (ικανά) διαστήματα ωριαίων καταγραφών ΣΘ. Σε γενικές γραμμές, η ΜΣΠ πρέπει να διαφέρει ελαφρά από τη ΜΣΘ, εξαιτίας των παραμορφώσεων του παλιρροιακού σήματος στα ρηγά νερά, οι οποίες οφείλονται στις τριβές της δημιουργουμένης (παλιρροιακής) ροής στον πυθμένα και την αλληλεπίδρασή της με την πολύπλοκη τοπογραφία των παράκτιων ζωνών. Σύμφωνα με το Διεθνή Υδρογραφικό Οργανισμό (*International Hydrographic Organization, IHO*), ως επίπεδο αναφοράς για τη δημιουργία χαρτών χρησιμοποιείται από τις υδρογραφικές και χαρτογραφικές υπηρεσίες η κατώτατη καταγραφή της ρηχίας ή η απόλυτα ελάχιστη πιθανή καταγραφή ΣΘ. Η συνήθης υδρογραφική πρακτική είναι να παρέχονται στους χάρτες οι ακραίες ελάχιστες τιμές της θαλάσσιας επιφάνειας, κάτω από τις οποίες το επίπεδο της ΣΘ πέφτει πολύ σπάνια, ώστε να παρέχεται η ασφάλεια στους ναυτιλλομένους ότι το βάθος των υδάτων στο χάρτη είναι το κατώτατο πιθανό, άσχετα από τη φάση της παλίρροιας τοπικά. Οι προβλεπόμενες παλιρροιακές στάθμες δίνονται σε σχέση με το τοπικό επίπεδο αναφοράς του εκάστοτε χάρτη, ώστε προσθέτοντάς τις στο βάθος που απεικονίζεται στο χάρτη ο πλοηγός να μπορεί να υπολογίσει το ολικό βάθος για το σκάφος. Εφόσον το επίπεδο αναφοράς του χάρτη εξαρτάται από τα τοπικά χαρακτηριστικά της παλίρροιας στην περιοχή μελέτης, το γεωδαιτικό επίπεδο αναφοράς (*geodetic datum*) δεν είναι οριζόντιο, αλλά καμπύλο επίπεδο με πτυχώσεις, και εξαρτάται από την ακρίβεια των μετρήσεων της υπηρεσίας καταγραφής. Για πρακτικούς σκοπούς της ναυσιπλοΐας οι προβλέψεις της θαλάσσιας στάθμης λόγω παλίρροιας είναι συνήθως σε σχέση με το επίπεδο αναφοράς των τοπικών χαρτών. Οι εν λόγω προβλέψεις στηρίζονται κυρίως στη θεωρία της Στατικής Παλίρροιας.

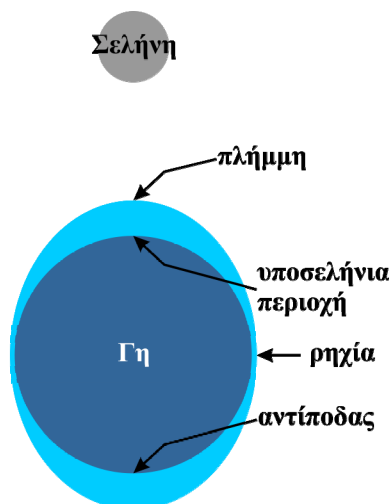
5.2.1 Θεωρία στατικής αστρονομικής παλίρροιας

Οι προϋποθέσεις ισχύος της θεωρίας **Στατικής Παλίρροιας** έχουν παρουσιαστεί αναλυτικά από διάφορους συγγραφείς στο παρελθόν και εδώ κατατίθενται συνοπτικά ως εξής (Θεοδώρου, 2004):

- η τροχιά της Σελήνης είναι σχεδόν ομοεπίπεδη με τον Ισημερινό της Γης,
- τα παλιρροϊκά κύματα διαδίδονται ως μακρά κύματα (σε ρηγά νερά),
- το θαλάσσιο στρώμα των ωκεανών έχει πρακτικά άπειρο πάχος,
- οι δυνάμεις που παίζουν ρόλο είναι η βαρυτική έλξη της Σελήνης και του Ήλιου και η περιστροφική αδράνεια (φυγόκεντρος δύναμη) της Γης.

Σύμφωνα με το μοντέλο Στατικής Παλίρροιας, ο συνηθέστερος τύπος παλιρροιακού κύκλου διαρκεί περίπου 12 hrs και 25 mins, με αποτέλεσμα δύο κύκλοι να λαμβάνουν χώρα (δύο καταγραφές πλήμμων και δύο καταγραφές ρηγιών) για κάθε μια διάβαση της Σελήνης από το ίδιο σημείο, η οποία γίνεται περίπου κάθε 24 hrs και 50 mins. Το χρονικό διάστημα του βασικού παλιρροιακού κύκλου ισούται περίπου με μισή ημέρα, για αυτόν το λόγο ο συγκεκριμένος τύπος παλίρροιας ονομάζεται **ημήμερίσιος** (*semi-diurnal*). Η αρμονική

συνιστώσα που αντιστοιχεί στις ημήμερες παλίρροιες συμβολίζεται με M2 (βλ. παρακάτω τον Πίνακα 5.1). Οι ημήμερες παλίρροιες εμφανίζουν ένα εύρος το οποίο μεταβάλλεται κυκλικά για περίοδο 14 ημερών (περίπου δύο εβδομάδες). Οι μέγιστες μηνιαίες καταγραφές αυξημένου παλιρροιακού εύρους σημειώνονται μερικές ημέρες πριν τη «νέα» Σελήνη και την Πανσέληνο και ονομάζονται **παλίρροιες συζυγιών** (*spring tides*), γιατί συμβαίνουν κατά την περίοδο συζυγίας του τριπλού συστήματος Γης, Σελήνης και Ηλίου (τα κέντρα βάρους τους σχηματίζουν ευθεία). Στα χαμηλά και μεσαία γεωγραφικά πλάτη οι ωκεάνιες παλίρροιες, αλλά και αυτές που παρατηρούνται στις υφαλοκρηπίδες, κυριαρχούνται από ημήμερες συνιστώσες. Το αποτέλεσμα της σεληνιακής έλξης στις ωκεάνιες υδάτινες μάζες, με την πλήμμη να εκδηλώνεται στην (υποσελήνια) περιοχή ακριβώς κάτω από αυτήν, αλλά και στο αντιδιαμετρικό σημείο (αντίποδα) επί της Γης, δίνεται σε σκαρίφημα στο σχήμα 5.4. Οι ελάχιστες μηνιαίες καταγραφές μειωμένου παλιρροιακού εύρους λίγο μετά το πρώτο και τελευταίο τέταρτο του Σεληνιακού μήνα ονομάζονται **παλίρροιες τετραγωνισμών** (*neap tides*), γιατί λαμβάνουν χώρα την περίοδο που η Σελήνη σχηματίζει γωνία 90° με τη νοητή γραμμή Γης-Ήλιου (Θεοδώρου, 2004). Συνεκδοχικά, οι συσχετισμοί των παλιρροιακών ευρών εξαρτώνται από τη φάση στην οποία βρίσκεται η Σελήνη και την επιπρόσθετη ελκτική δύναμη του Ήλιου, η οποία ενισχύει τις παλίρροιες λόγω της έλξης της Σελήνης κατά τις συζυγίες και αποσβένει το μέγεθος των παλιρροιακών διακυμάνσεων κατά την περίοδο των τετραγωνισμών των τριών αστρικών σωμάτων (Pugh & Woodworth, 2014).



Σχήμα 5.4 Πλήμμη και ρηχία λόγω έλξης της Σελήνης.

Ένας άλλος κύκλος του παλιρροιακού σήματος είναι της τάξης μιας σεληνιακής ημέρας (*lunar day*) που αντιστοιχεί σε 27.55 (ηλιακές) ημέρες (*solar days*). Κατά τη διάρκειά του η απόσταση Γης-Σελήνης μεταβάλλεται κατά ~8%. Αυτός ο κύκλος επηρεάζει το ημήμερο εύρος παλίρροιας, για το οποίο προκαλεί μεγαλύτερες πλήμμες στην περίπτωση που η Σελήνη βρίσκεται στη μέγιστη απόστασή της από τη Γη (**απόγειο**), ενώ έχει ως αποτέλεσμα μικρότερες πλήμμες, όταν η Σελήνη βρίσκεται στην πλησιέστερη θέση ως προς τη Γη (**περίγειο**). Η μέγιστη ημήμερη παλίρροια συμβαίνει όταν οι παλίρροιες συζυγιών συμπίπτουν με το σεληνιακό περίγειο, ενώ η ελάχιστη ημήμερη παλίρροια συμβαίνει όταν οι παλίρροιες τετραγωνισμών συμπίπτουν με το σεληνιακό απόγειο. Η αρμονική συνιστώσα που περιγράφει τον παραπάνω κύκλο συμβολίζεται με N2 (βλ. παρακάτω τον Πίνακα 5.1). Υπάρχουν τοπικές διαφοροποιήσεις των μεγεθών των ημήμερων παλιρροιακών ευρών, καθώς οι μέγιστες καταγραφές σημειώνονται συνήθως σε ημίκλειστες θαλάσσιες περιοχές, ενώ στους ανοιχτούς ωκεανούς το μέσο ημήμερο παλιρροιακό εύρος δεν ξεπερνά τα 2m (Pugh & Woodworth, 2014).

Στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη συνήθως ο βασικός παλιρροιακός κύκλος, δηλαδή η περίοδος από μια πλήμμη (μέγιστη στάθμη παλίρροιας) σε μια ρηχία (κατώτατη στάθμη παλίρροιας) και πάλι σε μια πλήμμη, είναι της τάξης μιας ολόκληρης ημέρας (24hrs) και αυτός ο τύπος παλιρροιών ονομάζεται **ημερήσιος** (*diurnal*). Στα μεσαία γεωγραφικά πλάτη παρατηρούνται κυρίως **μικτές παλίρροιες**, με ημήμερο αλλά μικτού τύπου σήμα, δηλαδή με δύο πλήμμες και δύο ρηχίες (δύο παλιρροιακοί κύκλοι) μέσα σε μια ημέρα, αλλά με διαφορετική μορφή και εύρος ανάμεσα στους δύο κύκλους.

Το παλιρροιακό εύρος εξαρτάται, επίσης, από τη θέση της Γης προς τον Ήλιο, η οποία αλλάζει κατά περίπου 2.5% μέσα σε ένα ηλιακό έτος, καθώς η Γη μετατοπίζεται από το **περιήλιο** (πλησιέστερη θέση σε αυτόν) στο **αφήλιο** (πιο απομακρυσμένη θέση από αυτόν). Αυτός ο κύκλος είναι ετήσιος, με αποτέλεσμα το εύρος της παλίρροιας να είναι μέγιστο κατά το περιήλιο το μήνα Ιανουάριο και σε γενικές γραμμές οι παλίρροιας συζυγιών να έχουν μεγαλύτερα εύρη τη χειμερινή περίοδο του βόρειου ημισφαιρίου, ειδικά κατά τη σύμπτωση με το περίγειο. Η αρμονική συνιστώσα που περιγράφει τον παραπάνω κύκλο συμβολίζεται με S2 (βλ. παρακάτω τον Πίνακα 5.1). Σε ορισμένα μέρη μπορεί οι ημερήσιες παλίρροιας να είναι πολύ μεγαλύτερες των ημήμερησιών, λόγω της υδροδυναμικής κίνησης (παλιρροιακά ρεύματα) των ωκεάνιων μαζών που έλκονται από τις παλιρροιακές δυνάμεις. Στα ρηγά νερά των υφαλοκρηπίδων και των παρακτίων ζωνών η διάδοση των παλιρροιακών διακυμάνσεων της θαλάσσιας στάθμης γίνεται ακόμα πιο σύνθετη λόγω μη γραμμικών φαινομένων ροής υπό την επίδραση πολύπλοκης γεωγραφίας και τριβών στον πυθμένα.

Η «ηλικία» μιας παλίρροιας αποτελεί όρο για τη διαφορά (φάσης) μεταξύ της νέας Σελήνης ή της Πανσέληνου και του μέγιστου εύρους της παλίρροιας συζυγιών. Το μέσο ύψος της πλήμης της παλίρροιας συζυγιών για μεγάλο χρονικό διάστημα (π.χ. >1 έτος) ονομάζεται Μέση Πλήμμη Συζυγιών (ΜΠΣ) και αντίστοιχα η μεσοσταθμισμένη ταπείνωση της στάθμης για παλίρροιας συζυγιών ονομάζεται Μέση Ρηχία Συζυγιών (ΜΡΣ). Οι παλίρροιας τετραγωνισμού, όπως έχει προαναφερθεί, είναι ημήμερησιες παλίρροιας μικρού εύρους, που λαμβάνουν χώρα την περίοδο του πρώτου και τελευταίου τετάρτου της σεληνιακής φάσης. Το μέσο ύψος της πλήμης της παλίρροιας τετραγωνισμών για μεγάλο χρονικό διάστημα (π.χ. >1 έτος) ονομάζεται Μέση Πλήμμη Τετραγωνισμών (ΜΠΤ) και αντίστοιχα ο μέσος όρος των ρηχιών για παλίρροιας τετραγωνισμών ονομάζεται Μέση Ρηχία Τετραγωνισμών (ΜΡΤ). Για μικτό παλιρροιακό καθεστώς οι παραπάνω όροι μετατρέπονται απλά σε Μέση Ρηχία (ΜΡ) και Μέση Πλήμμη (ΜΠ). Οι ημερήσιες παλίρροιας εμφανίζουν ημιμηνιαίες (δεκαπενθήμερες) διακυμάνσεις στο εύρος τους από ένα μέγιστο στο μηδέν λόγω του κύκλου της **απόκλισης** (*declination*) της Σελήνης που διαρκεί περίπου ένα μήνα. Ως απόκλιση ορίζεται η γωνιακή απόσταση (του Ήλιου ή της Σελήνης) πάνω ή κάτω από το νοητό επίπεδο του Ισημερινού της Γης. Η αρμονική συνιστώσα που περιγράφει τον παραπάνω κύκλο συμβολίζεται με K1 (βλ. παρακάτω τον Πίνακα 5.1)

Όπως έχει προαναφερθεί, στις περιοχές του Αιγαίου και του Ιονίου Πελάγους το εύρος της αστρονομικής παλίρροιας σπάνια υπερβαίνει τα 30cm (Αλμπανάκης, 1999), όπως π.χ. κατά το φαινόμενο του πορθμού του Ευρίπου, όπου φτάνει πάνω από 40cm και τα παλιρροιακά ρεύματα αλλάζουν συχνά φορά κίνησης από το Βόρειο προς το Νότιο Ευβοϊκό Κόλπο και αντίστροφα, με την ταχύτητα του ρεύματος να ανέρχεται σε 8-10Km/hr, ενώ σε εξαιρετικές περιπτώσεις έχουν καταγραφεί ταχύτητες μεγαλύτερες των 15Km/hr (Λεοντάρης, 1995· Αντωνίου, 2007). Σε περιοχές, όμως, όπου το εύρος της παλίρροιας μπορεί να φτάσει και αρκετά πάνω από 10m, σημαντικές εκτάσεις του θαλάσσιου πυθμένα και του χερσαίου εδάφους στην παράκτια ζώνη καλύπτονται και αποκαλύπτονται διαδοχικά σε κάθε παλιρροιακό κύκλο. Χαρακτηριστικές περιοχές είναι οι ακτές της Β. Αγγλίας στη Βόρειο Θάλασσα με εύρος παλίρροιας 7m (Αλμπανάκης, 1999). Ένα από τα πιο ακραία παραδείγματα μεγάλου εύρους παγκοσμίως είναι η περίπτωση του Κόλπου Fundy στη Νέα Σκωτία του Καναδά, όπου το παλιρροιακό εύρος μπορεί να φτάσει τα 17m, σύμφωνα με την Canadian Hydrographic Service (CHS).

Μια από τις πλέον καθιερωμένες προσεγγίσεις για τη συμβολή της αστρονομικής παλίρροιας στην περιοδική μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης βασίζεται στο μοντέλο που παρουσιάζεται από το Schwiderski (1980). Η συγκεκριμένη παραμετροποίηση της κίνησης της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας μπορεί να συνδυαστεί ή να ενσωματωθεί σε οποιαδήποτε (δισ- ή τρισιδιάστατη) μορφοποίηση των εξισώσεων ορμής και συνέχειας που περιγράφει την κίνηση των θαλάσσιων υδάτων, όπως παρουσιάζεται παρακάτω. Η σημειακή πρόβλεψη του παλιρροιακού σήματος σε οποιαδήποτε θέση (ορίζεται μοναδιαία από το γεωγραφικό μήκος λ και πλάτος φ) βασίζεται στην επίλυση μιας αρμονικής εξίσωσης, η οποία εφαρμόζει άμεσα το παλιρροιακό ισοζύγιο (ή αστρονομικό δυναμικό γένεσης παλιρροιών) με τη χρήση της αριθμητικής σειράς της 1^{ns} από το σύστημα εξισώσεων (5.2). Οι υπόλοιπες τρεις εξισώσεις είναι οι βασικοί τύποι μερικών αρμονικών για τις παλίρροιας.

Συγκεκριμένα, η 2^η αντιστοιχεί στο ημήμερησιο σήμα της παλίρροιας (π.χ. M2 κύρια σεληνιακή συνιστώσα), η 3^η στο ημερήσιο παλίρροιακό σήμα (π.χ. P1 κύρια ηλιακή συνιστώσα) και η 4^η στις παλίρροιακές συνιστώσες μακράς περιόδου:

$$\zeta_{tide} = \sum_v \zeta_{tide,v}(\lambda, \varphi, t)$$

$$\zeta_{tide,2} = k_o \sin^2(\varphi) \cos(\sigma t + x + 2\lambda), \quad v=2$$

$$\zeta_{tide,1} = k_o \sin(2\varphi) \cos(\sigma t + x + \lambda), \quad v=1$$

$$\zeta_{tide,0} = k_o (3 \sin^2(\varphi)) \cos(\sigma t + x), \quad v=0$$
[5.4]

όπου t είναι ο παγκόσμιος κανονικός χρόνος (*Universal Standard Time, UST· Coordinated Universal Time, UTC*) σε sec, λ είναι το γεωγραφικό μήκος, φ είναι το γεωγραφικό πλάτος, ζ_{tide} είναι το ολικό ή μερικό παλίρροιακό ισοζύγιο σε m, k_o είναι το μέγεθος του μερικού παλίρροιακού ισοζυγίου που δίνεται σε m στον Πίνακα 5.1 (π.χ. $k_o=0.242334$ m για την κύρια σεληνιακή συνιστώσα M2), σ η κυκλική συχνότητα του μερικού παλίρροιακού ισοζυγίου που δίνεται σε sec⁻¹ στον Πίνακα 5.1 ($\sigma=1.40519 \cdot 10^{-4}$ sec⁻¹ για την κύρια σεληνιακή συνιστώσα M2) και x το αστρονομικό όρισμα (astronomical argument) για κάθε μερικό παλίρροιακό ισοζύγιο σε σχέση με το μεσονύχτιο μηδέν στο Greenwich (00:00 *Greenwich Mean Time, GMT*) που δίνεται σε γωνιακές μοίρες (°) στον Πίνακα 5.1 ($x=2 \cdot h_o - 2 \cdot s_o$ για την κύρια σεληνιακή αρμονική παλίρροιακή ιδιομορφή M2). Στον Πίνακα 5.1 παρέχονται επίσης οι σταθερές και οι τιμές για όλες τις βασικές συνιστώσες παλίρροιακών ιδιομορφών ταλάντωσης S2, N2, K2, K1, O1, P1, Q1, Mf, Mm και Ssa (Schwiderski, 1980 και Υδρογραφική Υπηρεσία, 1992). Οι μέσες αποστάσεις του Ήλιου h_o και της Σελήνης s_o από τη Γη δίνονται από το σύστημα εξισώσεων:

$$h_o = 279.69668 + 36000.768930485T_d + 3.03 \cdot 10^{-4} T_d^2$$

$$s_o = 270.434358 + 481267.88314137T_d - 0.001133T_d^2 + 1.9 \cdot 10^{-6} T_d^3$$

$$T_d = (27392.500528 + 1.0000000356D) / 36525$$

$$D = day + 365 \cdot (yr - 1975) + \text{int}[(yr - 1973) / 4]$$
[5.5]

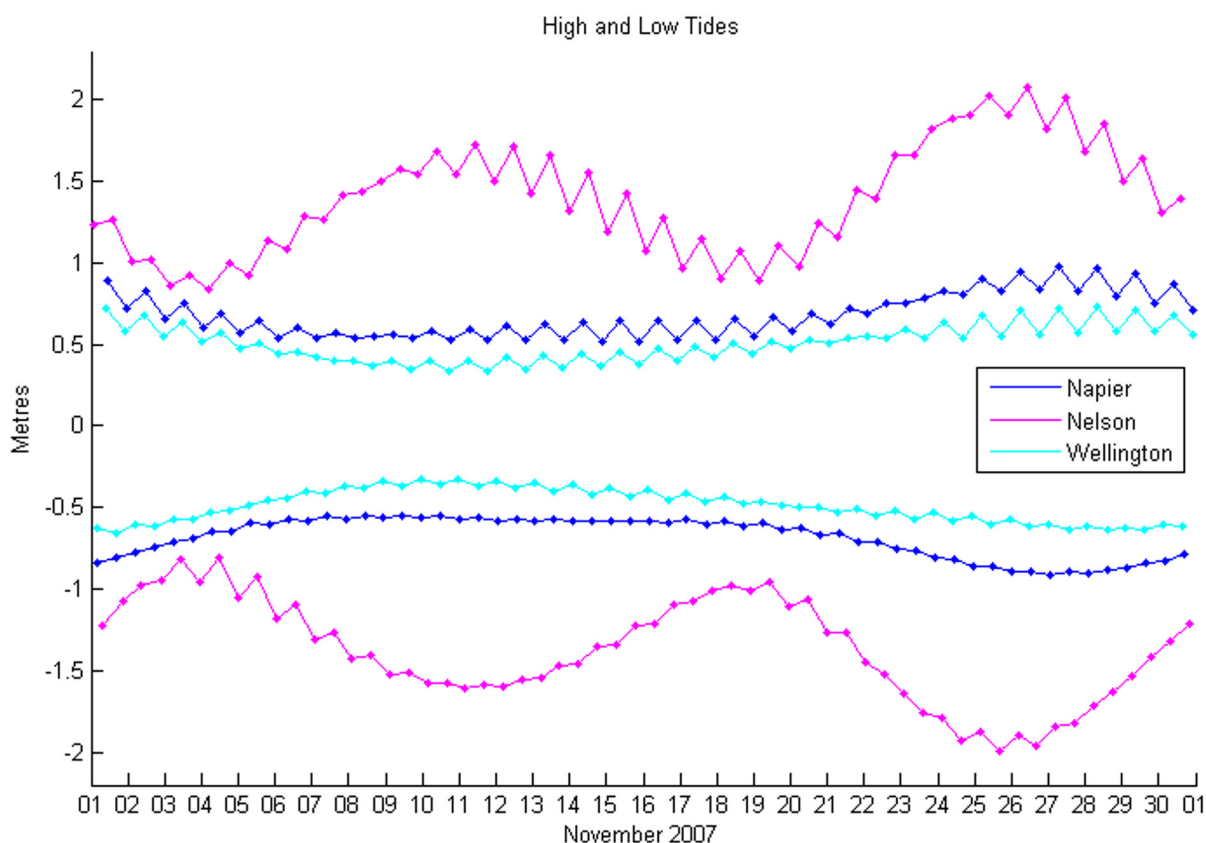
όπου day είναι ο αριθμός της ημέρας ανά έτος ($day=1$ την 1^η Ιανουαρίου), yr είναι το έτος μελέτης από το 1975 και $\text{int}[\cdot]$ είναι συνάρτηση που δίνει το ακέραιο μέρος αριθμού.

Σύμβολο Αρμονικής	Παλίρροιακή Ιδιομορφή	k_o (m)	σ (10 ⁻⁴ /sec)	T (hrs)	χ (°)	Είδος Παλίρροιας
M2	Κύρια σεληνιακή	0,242334	1,10519	12.42	$2h_o - 2s_o$	Ημήμερησια $v=2$
S2	Κύρια ηλιακή	0,112841	1,45444	12.00	0	
N2	Ελλειπτική σεληνιακή	0,046398	1,37880	12.66	$2h_o - 3s_o + p_o$	
K2	Απόκλιση Ήλιου-Σελήνης	0,030714	1,45842	11.97	$2h_o$	
K1	Απόκλιση Ήλιου-Σελήνης	0,141565	0,72921	23.93	$h_o + 90$	Ημερήσια $v=1$
O1	Κύρια σεληνιακή	0,100514	0,67598	25.82	$h_o - 2s_o - 90$	
P1	Κύρια ηλιακή	0,046843	0,72523	24.07	$h_o - 90$	
Q1	Ελλειπτική σεληνιακή	0,019256	0,64959	26.87	$h_o - 3s_o + p_o - 90$	
Mf	Δεκαπενθήμερη σεληνιακή	0,041742	0,053234	327.86	$2s_o$	Μακράς Περίοδου $v=0$
Mm	Μηνιαία σεληνιακή	0,022026	0,026392	661.30	$s_o - p_o$	
Ssa	Ημιετήσια ηλιακή	0,019446	0,003982	4382.89	$2h_o$	

Πίνακας 5.1 Τιμές βασικών παραμέτρων και σταθερών των κύριων αρμονικών των παλίρροιακών ιδιομορφών.

Το παλίρροιακό σήμα μπορεί να διαφοροποιείται και χωρικά εκτός από χρονικά, ακόμα και εντός του ίδιου υδάτινου σώματος, όπως είναι τα διάφορα στενά περάσματα, οι διάυλοι, οι διώρυγες, οι ημίκλειστοι κόλποι και οι λεκάνες. Κλασικό παράδειγμα είναι οι διαφοροποιήσεις που παρατηρούνται στα μοτίβα των αρμονικών των παλίρροιακών καταγραφών σε διάφορες θέσεις εντός των στενών Cook (USA). Από το σχήμα 5.5 φαίνε-

ται ότι το βόρειο τμήμα των στενών (Nelson) εμφανίζει δύο παλίρροιες συζυγιών ανά μήνα, ενώ στη νότια πλευρά των στενών (Wellington και Napier) παρατηρείται μόνο μία παλίρροια συζυγιών. Αυτή η ιδιαιτερότητα στη διαφοροποίηση του παλιρροιακού σήματος οφείλεται εν πολλοίς και στις υδροδυναμικές ροές (παλιρροιακά ρεύματα, βλ. Ενότητα 4.9) που προκαλούνται λόγω ρηχότητας και της ιδιαίτερης τοπογραφίας/βαθυμετρίας των στενών. Αυτές οι τρισιδιάστατες υδροδυναμικές κινήσεις που εκδηλώνονται ως παλιρροιακά ρεύματα δεν είναι δυνατό να περιγραφούν από τη θεωρία της Στατικής Παλίρροιας, οπότε εισάγεται η πιο ολοκληρωμένη θεωρία της Δυναμικής Παλίρροιας. Στην επόμενη Ενότητα δίνεται συνοπτικά η θεωρία της Δυναμικής Παλίρροιας και διάφοροι χαρακτηριστικοί όροι που προκύπτουν με βάση αυτήν.



Σχήμα 5.5 Παλιρροιακά μοτίβα σε διάφορες θέσεις στα στενά Cook (USA). Το βόρειο τμήμα του στενού (Nelson) εμφανίζει δύο παλίρροιες συζυγιών ανά μήνα, ενώ στη νότια πλευρά των στενών (Wellington και Napier) παρατηρείται μόνο μία παλίρροια συζυγιών. [Πηγή: Wikipedia]

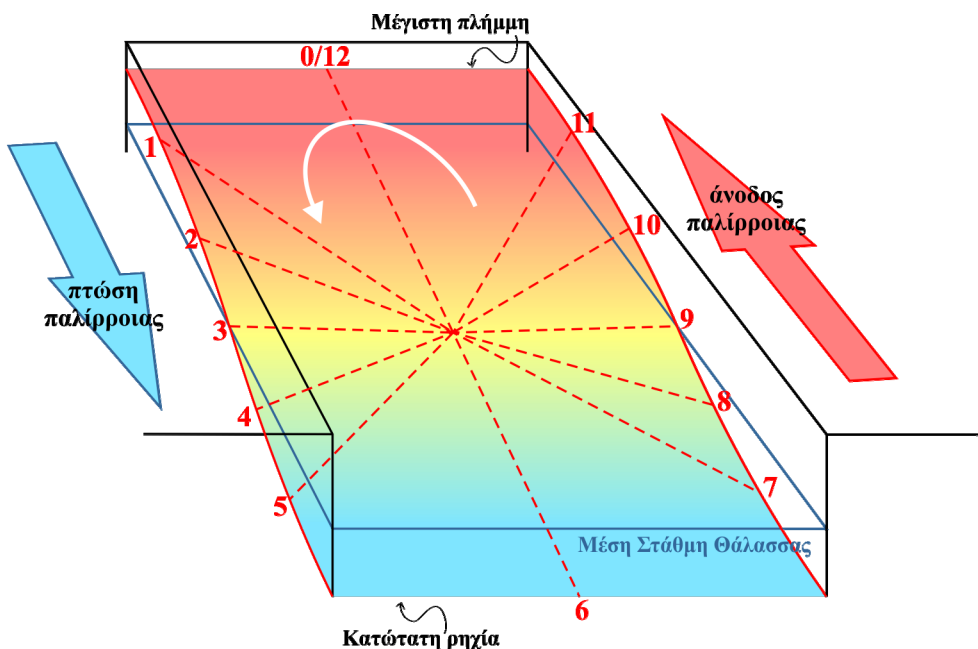
5.2.2 Θεωρία δυναμικής αστρονομικής παλίρροιας

Σύμφωνα με τη θεωρία **Δυναμικής Παλίρροιας**, γίνεται η παραδοχή ότι οι ωκεανοί και οι θάλασσες είναι διασυνδεδεμένα μεταξύ τους υδάτινα σώματα και αντιδρούν δυναμικά στις παλιρροιογενείς δυνάμεις (ανταλλαγή υδάτινων μαζών μέσω ροών). Οι προϋποθέσεις ισχύος του μοντέλου Δυναμικής Παλίρροιας έχουν παρουσιαστεί αναλυτικά από διάφορους συγγραφείς στο παρελθόν και εδώ κατατίθενται συνοπτικά ως εξής (Θεοδώρου, 2004):

- η περιστρεφόμενη Γη έχει μια ενιαία ωκεάνια λεκάνη με σχετικά ομοιόμορφο βάθος,
- η κυρίαρχη αστρονομική επίδραση είναι αυτή της Σελήνης,
- η Σελήνη βρίσκεται στο ζενίθ της ωκεάνιας λεκάνης και τα ύδατα αυτής εμφανίζουν παλιρροιακή έξαρση ακριβώς στο υποσεληνιακό πεδίο (Σχήμα 5.4).

Οι παλιρροιογενείς εξάρσεις της θαλάσσιας στάθμης που παρατηρούνται εντός των ωκεάνιων ή θαλάσσιων λεκανών λόγω της σεληνιακής και ηλιακής έλξης εξαναγκάζονται σε επιπρόσθετη κίνηση λόγω της

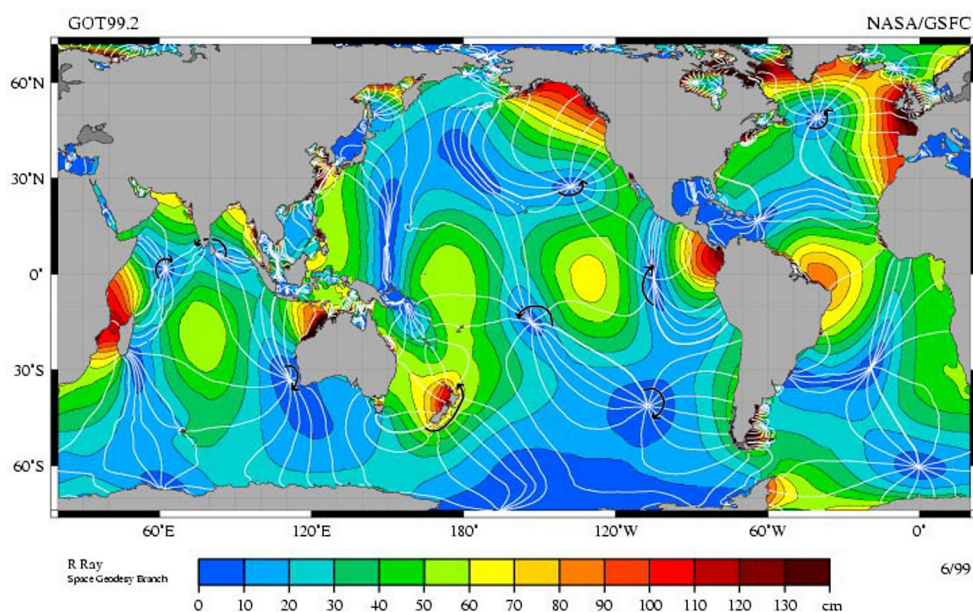
περιστροφής της Γης. Συνεπώς, μια τυχαία παλιρροιακή έξαρση σε οποιαδήποτε ωκεάνια ή θαλάσσια λεκάνη περιστρέφεται μαζί με τη Γη προς τα ανατολικά και τελικά ωθείται λόγω αδράνειας προς τα δυτικά της λεκάνης. Έτσι, δημιουργείται διαφορετική κλίση της θαλάσσιας επιφάνειας, όμοια με βαροβαθμίδα, που προκαλεί τάση ροής των υδάτων προς το κέντρο της λεκάνης. Η κίνηση των υδατινών μαζών εκτρέπεται, όμως, υπό την επίδραση της δύναμης Coriolis (δεξιόστροφη στο βόρειο ημισφαίριο) και έτσι δημιουργείται νέα κλίση της θαλάσσιας επιφάνειας (δευτερεύουσα βαροβαθμίδα) προς άλλες πλευρές της λεκάνης. Οι νέες βαροβαθμίδες προκαλούν νέες ροές σε εγκάρσιες διευθύνσεις προς την αρχική κατεύθυνση ροής και η συνεχώς εκτροπική επίδραση της δύναμης Coriolis οδηγεί τελικά σε περιφορά των παλιρροιακών εξάρσεων της ΣΘ περιφερειακά στο στερεό όριο της λεκάνης υπό μορφή κυκλικής κίνησης. Αυτή η περιστροφική κίνηση μπορεί να ολοκληρωθεί σε 24 ή 12 ώρες, ανάλογα με τον τύπο παλίρροιας (ημερήσιος ή ημιημερήσιος) που χαρακτηρίζει την εκάστοτε θαλάσσια ή ωκεάνια λεκάνη. Συνεκδοχικά, η παλιρροιακή έξαρση μπορεί να προσομοιωθεί με ένα προελαύνον μακρύ κύμα (*propagating long wave*) με την πλήμμη στη μια άκρη της λεκάνης και τη ρηχία στην αντιδιαμετρική της πλευρά. Η διάδοση του μακρού κύματος είναι κυκλωνική (αριστερόστροφη) στο βόρειο ημισφαίριο (αντίθετη στο νότιο) και δημιουργεί ένα κεντρικό σημείο μηδενικής ταλάντωσης που αντιστοιχεί σε δεσμό (*node*), όπως στα σήματα των στάσιμων ταλαντώσεων, και ονομάζεται **αμφιδρομικό σημείο** (Mosetti & Schwartz, 1982). Στο σχήμα 5.6 παρουσιάζεται σε σκαρίφημα η δυναμική της παλιρροιακής διάδοσης γύρω από ένα αμφιδρομικό σημείο στο βόρειο ημισφαίριο. Συνεπώς, τα αμφιδρομικά σημεία δημιουργούνται λόγω της επίδρασης της δύναμης Coriolis και της αλληλεπίδρασής της με τις ωκεάνιες λεκάνες, τις τοπικές (ημι-)κλειστές θάλασσες και τους κόλπους, προκαλώντας την εμφάνιση ενός μοτίβου κυματικής διάδοσης που ονομάζεται **αμφιδρομικό σύστημα** και χαρακτηρίζει την περιστροφική τάση των μακρών παλιρροιογενών κυμάτων γύρω από τα αμφιδρομικά σημεία. Το προελαύνον μακρύ παλιρροιακό κύμα συμπεριφέρεται ως στάσιμο κύμα, με τους αντιδесμούς (*antinodes*) στην περιφέρεια του ωκεάνιου σώματος, όπου υπάρχει εναλλαγή από πλήμμη σε ρηχία, ενώ κεντρικά της λεκάνης η θαλάσσια στάθμη παραμένει πολύ κοντά στη ΜΣΘ, δηλαδή σχεδόν ακίνητη, λόγω της επίδρασης των παλιρροιακών δυνάμεων. Δηλαδή, στα αμφιδρομικά σημεία δεν υπάρχει σχεδόν καμία κατακόρυφη κίνηση λόγω παλίρροιας και τα παλιρροιακά ρεύματα αυξάνονται με την απόσταση από τα αμφιδρομικά σημεία. Κάθε διακριτή παλιρροιακή συνιστώσα έχει το δικό της ξεχωριστό αμφιδρομικό σύστημα.



Σχήμα 5.6 Σκαρίφημα του δυναμικού πεδίου γύρω από ένα αμφιδρομικό σημείο για την υπόδειξη της προέλασης ενός παλιρροιακού κύματος γύρω από ένα αμφιδρομικό σημείο στο βόρειο ημισφαίριο. Οι αριθμοί αντιστοιχούν σε ώρες του ημιημερήσιου παλιρροιακού κύκλου.

Στις περισσότερες περιοχές η M2 είναι η μεγαλύτερη (ημιημερήσια) παλιρροιακή συνιστώσα με πλάτος περίπου το μισό του συνολικού παλιρροιακού εύρους. Ο γεωμετρικός τόπος των σημείων με την ίδια πλήμμη την

Ίδια στιγμή ονομάζεται ισοπαλιρροιακή (ή ομόπλημη) γραμμή (*co-tidal line*). Οι ισοπαλιρροιακές και το δημιουργούμενο αμφιδρομικό σύστημα για την παλιρροιακή συνιστώσα M2 στον παγκόσμιο χάρτη δίνεται στο σχήμα 5.7. Οι λευκές γραμμές αντιστοιχούν στις ισοπαλιρροιακές γραμμές και τα καμπύλα βέλη γύρω από τα αμφιδρομικά σημεία σύγκλισης των ισοπαλιρροιακών δείχνουν την κατεύθυνση των παλιρροιών για βάωρο περιοδικό συγχρονισμό. Οι αποχρώσεις του κόκκινου δείχνουν ακραίες τιμές παλίρροιας (μέγιστη ΑΠ και ελάχιστη ΚΡ) και οι μπλε αποχρώσεις αφορούν ηπιότερες τιμές παλίρροιας. Οι ισοπαλιρροιακές γραμμές τέμνονται συνολικά σε δώδεκα αμφιδρομικά σημεία στον παγκόσμιο χάρτη για τη συνιστώσα M2, όμως δεν ισαπέχουν μεταξύ τους, καθότι οι παλίρροιες συμπεριφέρονται σε μακρά κύματα με μήκος κύματος $L_f = C_f T_f$, όπου T_f η περίοδος διάδοσης του μακρού παλιρροιακού κύματος και $C_f = \sqrt{gh}$ η ταχύτητα διάδοσής του, που εξαρτάται από το τοπικό βάθος h της στήλης του νερού. Στο σχήμα 5.7 φαίνεται ότι επιβεβαιώνεται το θεωρητικό μοντέλο Δυναμικής Παλίρροιας, καθώς το φαινόμενο της παλίρροιας προκαλεί μετάδοση μακρού κύματος σε διάφορες λεκάνες, όπως ξεχωριστά στο Βόρειο και Νότιο Ατλαντικό, όντως με φορά περιστροφής των παλιρροιακών κυμάτων γύρω από τα αμφιδρομικά σημεία, αριστερόστροφη στο βόρειο ημισφαίριο και δεξιόστροφη στο νότιο. Οι ακανόνιστες πολύπλοκες βυθομετρίες διαφέρουν στις διάφορες ωκεάνιες λεκάνες, με αποτέλεσμα η επίδραση της διάθλασης των μακρών παλιρροιακών κυμάτων να διαφέρει έντονα από θάλασσα σε θάλασσα και να διαφοροποιεί και την περιστροφική τους αμφιδρομική κίνηση. Οι παλίρροιες διασπείρονται από τους ωκεανούς στις γειτονικές υφαλοκρηπίδες, όπου παρατηρούνται γενικά πολύ μεγαλύτερα παλιρροιακά εύρη. Σε ορισμένες παράκτιες περιοχές το εύρος της παλίρροιας συζυγίων μπορεί να υπερβεί τα 10m.



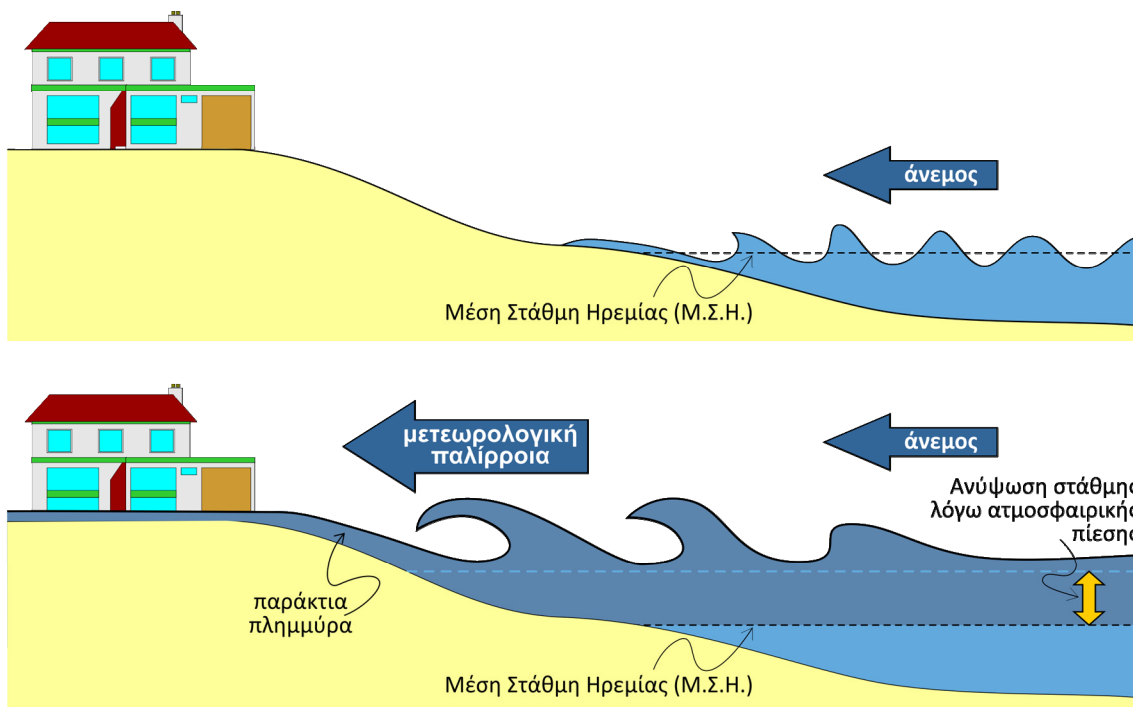
Σχήμα 5.7 Παγκόσμιος χάρτης των ισοπαλιρροιακών για την παλιρροιακή συνιστώσα M2 και του αντίστοιχου αμφιδρομικού συστήματος. Το παλιρροιακό εύρος καταδεικνύεται με βάση την παρεχόμενη χρωματική κλίμακα και οι λευκές γραμμές αντιστοιχούν στις ισοπαλιρροιακές γραμμές με μια ώρα διαφορά. Τα καμπύλα βέλη γύρω από τα (αμφιδρομικά) σημεία σύγκλισης των ισοπαλιρροιακών δείχνουν την κατεύθυνση των παλιρροιών για βάωρο περιοδικό συγχρονισμό. Οι αποχρώσεις του κόκκινου δείχνουν ακραίες τιμές παλίρροιας (μέγιστη ΑΠ και ελάχιστη ΚΡ) και οι μπλε αποχρώσεις αφορούν ηπιότερες τιμές. Οι ισοπαλιρροιακές γραμμές τέμνονται σε δώδεκα αμφιδρομικά σημεία στο χάρτη. [Πηγή: Wikipedia, NASA]

5.3 Μετεωρολογική παλίρροια

Με τον όρο μετεωρολογική παλίρροια περιγράφεται η ανύψωση της στάθμης της θάλασσας λόγω ατμοσφαιρικών συνθηκών και συγκεκριμένα εξαιτίας της δράσης της ατμοσφαιρικής πίεσης και των ανέμων που εμφανίζονται πάνω από μια θαλάσσια περιοχή κατά τη διάρκεια ανάπτυξης χαμηλών βαρομετρικών συστημάτων στην ατμόσφαιρα. Οι μετεωρολογικές παλίρροιες λαμβάνουν τη μέγιστη τιμή τους όταν η ανώτατη καταγραφή της ΣΘ λόγω ατμοσφαιρικών συνθηκών συμπίπτει με τη μέγιστη ανώτατη πλήμμη στον κύκλο της αστρο-

νομικής παλίρροιας. Αυτή η ακραία τιμή μεταβολής της ΣΘ ονομάζεται **ανώτατη στάθμη θάλασσας (ΑΣΘ)**. Στην Ενότητα αυτή παρουσιάζεται η δράση τόσο της ατμοσφαιρικής πίεσης, όσο και των ανέμων πάνω στην επιφάνεια της θάλασσας, μαζί με τις βασικές εξισώσεις που περιγράφουν τη συγκεκριμένη μεταβολή της στάθμης. Η δράση των χαμηλών πιέσεων και των δυνατών ανέμων στο παράκτιο περιβάλλον είναι μία από τις βασικές αιτίες πλημμυρών της παράκτιας ζώνης (Σχήμα 5.8). Συνεπώς, η σωστή περιγραφή και έγκαιρη πρόγνωση του φαινομένου της μετεωρολογικής παλίρροιας είναι υψίστης σημασίας στην προστασία και διαχείριση των παράκτιων περιοχών. Λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας η στάθμη της θάλασσας μπορεί να ανυψωθεί αρκετά μέτρα από τη ΣΗ μέσα σε πολύ λίγες ώρες. Ο συνδυασμός της μετεωρολογικής παλίρροιας με την αστρονομική παλίρροια στη φάση της πλημμυρίδας (βλ. Ενότητα 5.2) ανύψωσης της ΜΣΘ στα ρηγά, λόγω κυμάτων μεγάλου ύψους, αυξάνει την πιθανότητα κατάκλυσης των παράκτιων περιοχών (*coastal inundation*), αλλά και τον κίνδυνο για ανθρώπινες απώλειες. Ο κίνδυνος πλημμύρας μιας παράκτιας περιοχής (*coastal flood*) λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας εξαρτάται από τις παρακάτω συνθήκες:

- το μέγεθος του βαρομετρικού χαμηλού,
- την ένταση και την ταχύτητα προώθησης του ατμοσφαιρικού συστήματος,
- τον προσανατολισμό των ανέμων σε σχέση με την ακτή,
- τη μορφολογία της ακτογραμμής και τη βαθυμετρία κοντά σε αυτή,
- την ταυτόχρονη εμφάνιση πλημμυρίδας λόγω αστρονομικής παλίρροιας (βλ. Ενότητα 5.2).



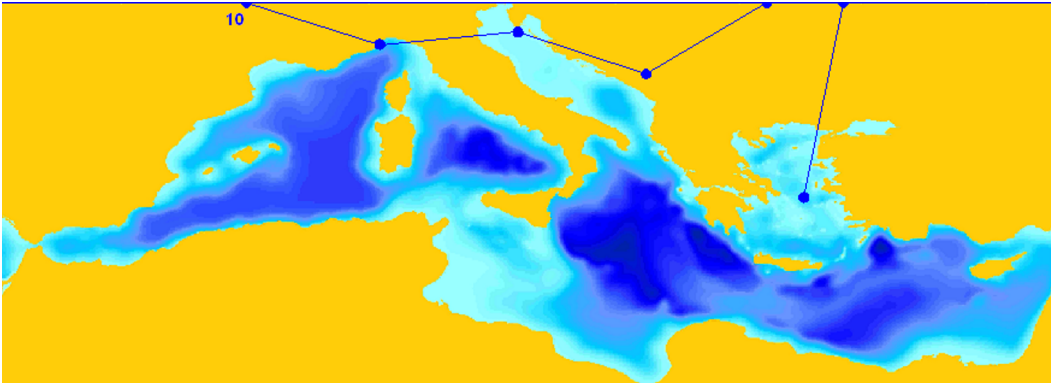
Σχήμα 5.8 Ανύψωση στάθμης λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας στην παράκτια ζώνη.

Αν και η Μεσόγειος δεν είναι ο βασικός δρόμος των συστημάτων χαμηλού βαρομετρικού της Ευρώπης και του Βόρειου Ατλαντικού (Rogers, 1997), ισχυρά συστήματα, τα οποία παράγονται κυρίως στην Αφρική, τη διασχίζουν από νότο προς βορρά επηρεάζοντας τοπικά κυρίως περιοχές της Ανατολικής Μεσογείου. Συγκεκριμένα στον ελλαδικό χώρο, λόγω του μεγάλου πλήθους των κατοικημένων παράκτιων περιοχών και της πολυπλοκότητας της μορφολογίας της παράκτιας ζώνης, οι πιθανές απότομες ανυψώσεις της στάθμης μπορούν να προκαλέσουν σημαντικά προβλήματα. Τα σημαντικότερα προβλήματα που μπορούν να προκληθούν στην περίπτωση πλημμύρας λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας είναι:

- η καταστροφή των δέλτα των ποταμών (βιότοποι),
- η παράκτια διάβρωση,
- οι θάνατοι και οι ζημιές σε κατοικημένες παράκτιες περιοχές,

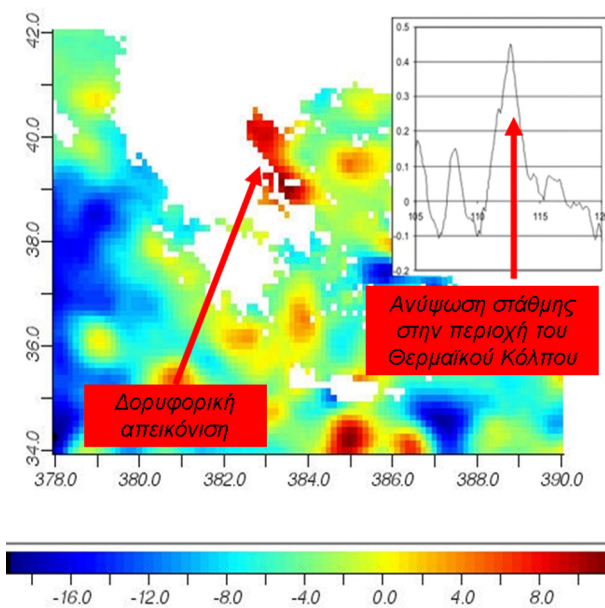
- οι καταστροφές θαλασσίων έργων,
- οι καταστροφές των δικτύων υποδομών,
- τα προβλήματα στις θαλάσσιες μεταφορές.

Στο σχήμα 5.9 παρουσιάζεται ένα βαρομετρικό χαμηλό σύστημα το οποίο κινήθηκε κατά μήκος των βόρειων ακτών της Μεσογείου και κατέληξε στο Αιγαίο Πέλαγος.



Σχήμα 5.9 Τροχιά συστήματος βαρομετρικού χαμηλού στη Μεσόγειο Θάλασσα.

Το σύστημα που περιγράφεται στο σχήμα 5.9 προκάλεσε σημαντική αύξηση της στάθμης της θάλασσας σε διάφορες περιοχές του Αιγαίου, όπως προέκυψε από μετρήσεις δορυφορικής υψομετρίας. Ειδικά στην περιοχή του ημίκλειστου Θερμαϊκού Κόλπου η ανύψωση της στάθμης ήταν ιδιαίτερα σημαντική (Σχήμα 5.10).



Σχήμα 5.10 Οριζόντια κατανομή της στάθμης της θάλασσας κατά τη διάρκεια γεγονότος μετεωρολογικής παλίρροιας στον ελληνικό θαλάσσιο χώρο.

Τα σημαντικότερα μέτρα προστασίας της ακτής, των παράκτιων υποδομών και του πληθυσμού από έκτακτα γεγονότα μετεωρολογικής παλίρροιας είναι τα εξής:

- η υλοποίηση συστημάτων πρόγνωσης των ατμοσφαιρικών συνθηκών και της αναμενόμενης ανύψωσης στάθμης της θάλασσας εξαιτίας τους,

- η ανάπτυξη δασικών ζωνών με πυκνή φυτοκάλυψη (πυκνά κλαδιά και φύλλωμα) κατά μήκος της ακτογραμμής, ώστε να μειώνεται η ταχύτητα του νερού,
- η ανεμπόδιστη μεταφορά φερτών από τα ποτάμια στα δέλτα τους και σχηματισμός φυσικών αναχωμάτων τα οποία προστατεύουν από ενδεχόμενη φουσκοθαλασσιά,
- η προστασία και διατήρηση κοραλλιογενών υφάλων, οι οποίοι μειώνουν την ταχύτητα μετάδοσης των κυματισμών προς την ακτή,
- παράκτια τεχνικά έργα αναχωμάτων, φραγμάτων και θυρίδων υπερχειλίσης είτε για την αναχαίτιση των πλημμυρικών ροών, είτε για την εκτόνωση των υδροδυναμικών πιέσεων στην παράκτια ζώνη.

5.3.1 Μεταβολή στάθμης θάλασσας λόγω ατμοσφαιρικής πίεσης

Η ατμοσφαιρική πίεση και η μεταβολή της επιδρά απευθείας στο υψόμετρο της επιφάνειας της θάλασσας. Αν θεωρηθεί ότι στην επιφάνεια της θάλασσας ασκείται μόνον η ατμοσφαιρική πίεση, τότε η μεταβολή της στάθμης $\Delta\zeta$ δίνεται από τη σχέση του τοπικού ανάστροφου βαρομέτρου:

$$\Delta\zeta = -\frac{\Delta p_A}{\rho g} \quad [5.6]$$

όπου ρ είναι η πυκνότητα της θάλασσας, g η επιτάχυνση της βαρύτητας και p_A η ατμοσφαιρική πίεση. Οποιαδήποτε μεταβολή Δp_A επιφέρει αντίστοιχη μεταβολή $\Delta\zeta$ στην επιφάνεια της θάλασσας. Η μείωση της ατμοσφαιρικής πίεσης κατά 1mbar επιφέρει αντίστοιχη αύξηση κατά 1cm της στάθμης της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας (φαινόμενο ανάστροφου βαρομέτρου ή ισοστατική απόκριση της ΣΘ). Στην πράξη οι μεταβολές πίεσης δεν ακολουθούν πλήρως την εξίσωση του ανάστροφου βαρομέτρου εξαιτίας της δυναμική απόκρισης της θάλασσας στις μεταβολές της πίεσης (Ponte et al., 1991). Επιπρόσθετα, στην τελική μεταβολή της στάθμης συμβάλλει και η δράση των ανέμων που περιγράφεται στην επόμενη Ενότητα 5.3.2.

Η δυναμική συνεισφορά της ατμοσφαιρική πίεσης στη μεταβολή της στάθμης επιφανείας υπολογίζεται με την εφαρμογή των δισδιάστατων εξισώσεων συνέχειας και ορμής κατά x και y , οι οποίες παρουσιάζονται στην Ενότητα 4.3.

$$\begin{aligned} \frac{\partial\zeta}{\partial t} + \frac{\partial(UH)}{\partial x} + \frac{\partial(VH)}{\partial y} &= 0 \\ \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - fV + g \frac{\partial\zeta}{\partial x} &= -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P_a}{\partial x} + C_b \frac{U\sqrt{U^2 + V^2}}{\rho_o(h + \zeta)} \\ \frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + fU + g \frac{\partial\zeta}{\partial y} &= -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P_a}{\partial y} + C_b \frac{V\sqrt{U^2 + V^2}}{\rho_o(h + \zeta)} \end{aligned} \quad [5.7]$$

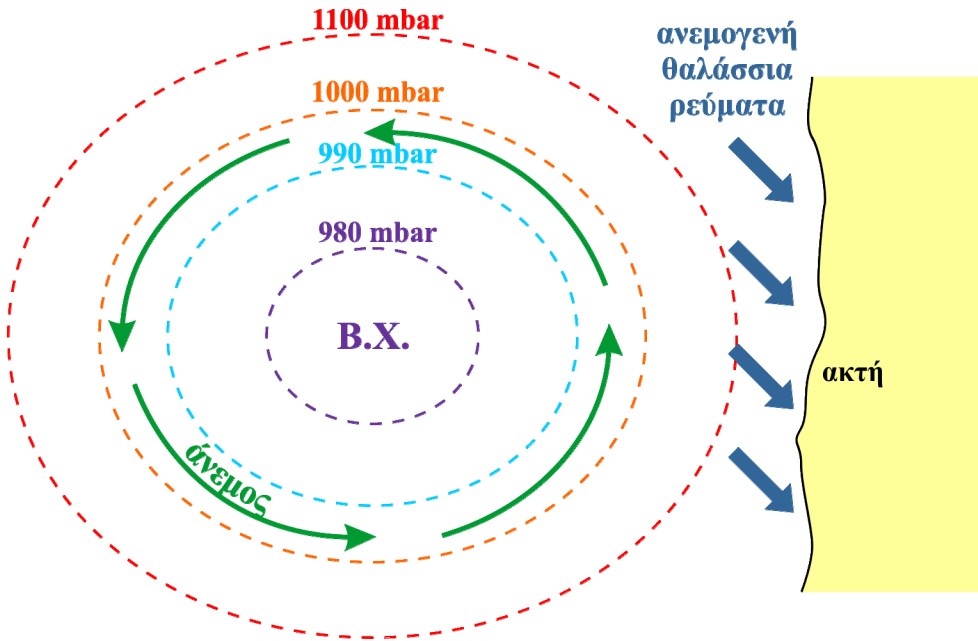
όπου U και V είναι οι συνιστώσες του διανυσματικού πεδίου ταχύτητας στο οριζόντιο επίπεδο (x - y), t ο χρόνος, f ο συντελεστής Coriolis, C_b ο συντελεστής σύρσης στον πυθμένα, ζ το υψόμετρο της ελεύθερης επιφάνειας από την επιφάνεια ηρεμίας, h το βάθος από τη στάθμη ηρεμίας και $H=(h+\zeta)$ το ολικό βάθος του νερού.

5.3.2 Μεταβολή στάθμης θάλασσας λόγω συνδυαστικής δράσης πίεσης και ανέμου

Τα ατμοσφαιρικά συστήματα βαρομετρικού χαμηλού συνοδεύονται και από ισχυρούς ανέμους, όπως φαίνεται στο σχήμα 5.11, οι οποίοι μπορεί να ωθήσουν το επιφανειακό νερό (ανεμογενή ρεύματα) προς την ξηρά βάσει του φαινομένου Ekman (βλ. Ενότητα 4.4), με αποτέλεσμα τη συσσώρευση (piling up) του νερού κοντά στην ακτή και την ανύψωση της θαλάσσιας στάθμης. Η ανάπτυξη κυκλωνικών ανέμων έχει ως αποτέλεσμα το σχηματισμό ανεμογενών ρευμάτων, τα οποία λόγω Ekman στρέφονται δεξιόστροφα στο βόρειο ημισφαίριο και μεταφέρουν μάζες νερού προς την ακτή (Σχήμα 5.11). Ο συγκεκριμένος προσανατολισμός της ακτής και η θέση του ατμοσφαιρικού συστήματος συμβάλλουν, ώστε οι αναπτυσσόμενοι άνεμοι που συνυπάρχουν με το

κινούμενο βαρομετρικό χαμηλό να συνεισφέρουν στην αύξηση της στάθμης της θαλάσσιας επιφανείας στη συγκεκριμένη παράκτια περιοχή.

Ο σημαντικότερος μετεωρολογικός παράγοντας της ανύψωσης στάθμης σε ημίκλειστες θάλασσες, όπως η Μεσόγειος, δεν είναι τόσο η ίδια η πτώση της πίεσης, όσο οι παραγόμενοι από αυτήν άνεμοι (κυκλώνες στο Βόρειο Ημισφαίριο) (Pirazzoli, 2000).



Σχήμα 5.11 Κάτοψη συστήματος βαρομετρικού χαμηλού (B.X.) κοντά στην ακτή με χαρακτηριστικές τιμές πίεσης στο «μάτι» και στην περιφέρεια του κυκλωνικού συστήματος μαζί με τα αντίστοιχα ανεμογενή θαλάσσια ρεύματα.

Για τον υπολογισμό της μεταβολής της στάθμης λόγω δράσης τόσο της ατμοσφαιρικής πίεσης, όσο και των συνοδών ανέμων, χρησιμοποιούνται οι ολοκληρωμένες στο βάθος εξισώσεις 4.17. Οι εξισώσεις 4.17, εκτός από την επιρροή της δύναμης Coriolis, των τριβών με τον πυθμένα και της ατμοσφαιρικής πίεσης περιλαμβάνουν και τη δράση των ανέμων που δε συμπεριλαμβάνονται στις εξισώσεις 5.7. Οι εξισώσεις συνέχειας και ορμής είναι (Krestenitis et al., 2011):

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} UH + \frac{\partial}{\partial y} VH = 0$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - fV + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} = -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P_a}{\partial x} + E_h \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right) + \frac{1}{\rho_o} C_s \frac{W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2}}{(h + \zeta)} - C_b \frac{U \sqrt{U^2 + V^2}}{\rho_o (h + \zeta)} \quad [5.8]$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + fU + g \frac{\partial \zeta}{\partial y} = -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P_a}{\partial y} + E_h \left(\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right) + \frac{1}{\rho_o} C_s \frac{W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2}}{(h + \zeta)} - C_b \frac{V \sqrt{U^2 + V^2}}{\rho_o (h + \zeta)}$$

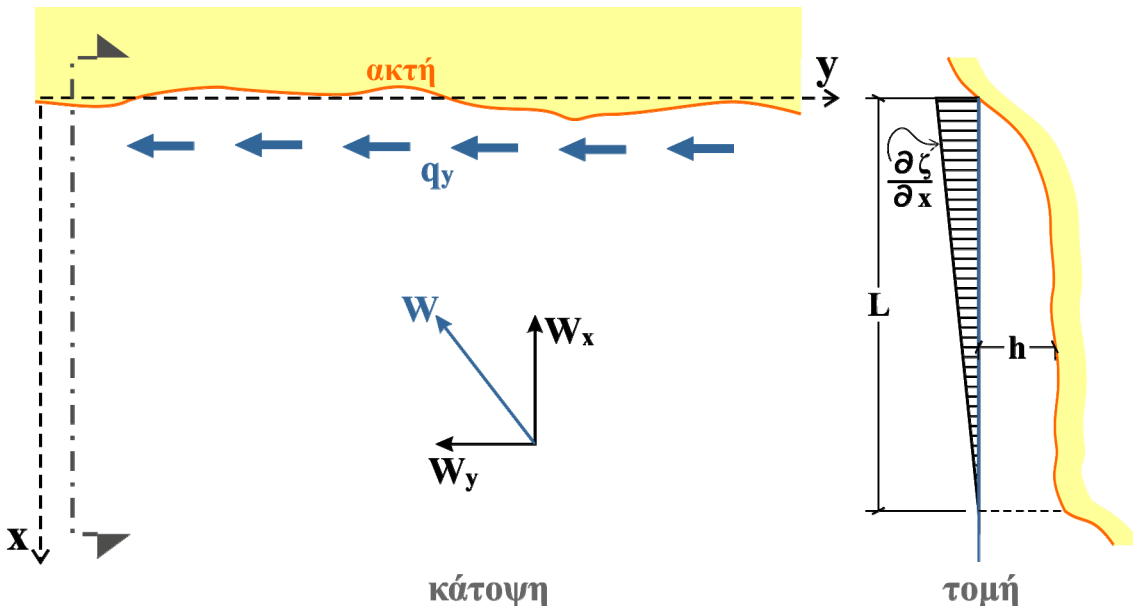
Σε αρκετές περιπτώσεις, που αφορούν κυρίως βαθιές θαλάσσιες λεκάνες και για λόγους ταχύτητας της αριθμητικής επίλυσης (μείωση υπολογιστικού χρόνου), είναι δυνατόν από τις εξισώσεις 5.8 να απαλειφθούν οι όροι της επιτάχυνσης στο αριστερό σκέλος των εξισώσεων ισορροπίας της ορμής ή/και οι μη γραμμικοί όροι του δεξιού σκέλους. Σε ρηγά νερά, όμως, οι όροι επιτάχυνσης των εξισώσεων 5.8 αποκτούν μεγαλύτερη βαρύτητα λόγω του μειωμένου βάθους (Pugh & Woodworth, 2014).

Στην περίπτωση περίπου ευθύγραμμης ακτογραμμής (Σχήμα 5.12) άπειρης έκτασης στη διεύθυνση y και πεπερασμένης έκτασης μήκους L κάθετα στην ακτή (διεύθυνση x) με μέσο βάθος h και με την παραδοχή μόνιμου (*steady state*) φαινομένου και μη χρήσης των όρων της επιτάχυνσης και των μη γραμμικών όρων των εξισώσεων 5.8, το μαθηματικό μοντέλο απλοποιείται ως εξής:

$$gH \frac{\partial \zeta}{\partial x} = fVH + \rho_a C_s W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2} - gH \frac{\partial \zeta_a}{\partial x}, \quad gH \frac{\partial \zeta_a}{\partial x} = \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P_a}{\partial x} \quad [5.9]$$

$$0 = \rho_a C_s W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2} - C_b \frac{V}{H}$$

Με δεδομένα τα στοιχεία του ανέμου W_x , W_y , το μέσο βάθος h , την έκταση του πεδίου L , την τυχόν ύπαρξη γνωστής ατμοσφαιρικής βαθμίδας $\partial P_a / \partial x$ και την επιπλέον παραδοχή ότι $H=h$ (δηλαδή ότι η ανύψωση της στάθμης είναι σημαντικά μικρότερη από το βάθος της ΣΗ, $\zeta \ll h$), επιλύεται η δεύτερη εξίσωση ως προς την ταχύτητα V και στη συνέχεια υπολογίζεται η βαθμίδα $\partial \zeta / \partial x = \Delta \zeta / L$ για την εκτίμηση της μεταβολής της στάθμης $\Delta \zeta$ στην ακτή, λόγω της δράσης του ανέμου και της βαροβαθμίδας.



Σχήμα 5.12 Σκαρίφημα της δράσης ανέμων και της κατανομής μεταβολής στάθμης σε παράκτια λεκάνη.

Θεωρώντας ότι το φαινόμενο είναι μόνιμο, η ατμοσφαιρική πίεση είναι αμελητέα και μελετάται μία μικρής έκτασης παράκτια περιοχή, όπου η δύναμη Coriolis δεν παίζει σημαντικό ρόλο, και αγνοώντας τους μη γραμμικούς όρους των εξισώσεων 5.8 (όροι τυρβώδους διάχυσης), οι οποίοι συμβάλλουν σε μικρότερο βαθμό στην οριζόντια κυκλοφορία σε σύγκριση με τις τάσεις ανέμου στις παράκτιες περιοχές, όπου το βάθος είναι σχετικά μικρό, η μεταβολή της στάθμης της ελεύθερης επιφάνειας κάθετα στην ακτή είναι:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial x} = \frac{\rho_a C_s W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2} - C_b V \sqrt{U^2 + V^2}}{\rho_o g(h + \zeta)} = \frac{\tau_s - \tau_b}{\rho_o g(h + \zeta)} \quad [5.10]$$

όπου C_b είναι ο συντελεστής σύρσης στον πυθμένα, ρ_a είναι η πυκνότητα αέρα, W_x και W_y είναι οι οριζόντιες συνιστώσες του διανυσματικού πεδίου της ταχύτητας του ανέμου \mathbf{W} στα 10 μέτρα από τη ΣΗ και C_s ο συντελεστής τριβής στη διεπιφάνεια αέρα-νερού (βλ. Ενότητα 4.3).

Αν θεωρήσουμε ότι δε βρισκόμαστε σε πολύ ρηγά νερά, όπου οι τριβές πυθμένα παίζουν σημαντικό ρόλο, τότε, παραλείποντας τη δράση της τριβής του πυθμένα και με την επιπλέον παραδοχή ότι $\zeta \ll h$, η εξίσωση 5.10 απλοποιείται ως εξής:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial x} = \frac{\rho_a C_s W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2}}{\rho g h} = \frac{\tau_s}{\rho g h} \quad [5.11]$$

Με τη χρήση της εξίσωσης 5.11 μπορεί με απλό τρόπο να εκτιμηθεί η μεταβολή της στάθμης λόγω της δράσης του ανέμου σε μια παράκτια περιοχή. Για την περίπτωση πνοής ισχυρών θυελλωδών ανέμων από τυφώνα (*hurricane*) πάνω από σχετικά ρηχές υφαλοκρηπίδες οριζόντιου πυθμένα, η απλουστευμένη μαθηματική προσέγγιση υπολογισμού της ανεμογενούς ανύψωσης της ΣΘ (*wind set-up*) $\zeta(x)$ με την απόσταση x από το πέρας της υφαλοκρηπίδας προς την ακτή, λόγω ακραίων βαρομετρικών συστημάτων, δίνεται από τους Dean & Dalrymple (1984), ως εξής:

$$\zeta(x) = h_o \sqrt{1 + \frac{2Ax}{l}} - 1 \quad [5.12]$$

όπου l το πλάτος της υφαλοκρηπίδας (προφανώς $x \leq l$), h_o το τυπικό βάθος της υφαλοκρηπίδας και A ένας λόγος διατμητικών προς υδροστατικές δυνάμεις που υπολογίζεται ως:

$$A = \frac{n\tau_s l}{\rho g h_o^2} \quad [5.13]$$

όπου τ_s και τ_b είναι οι διατμητικές τάσεις στην επιφάνεια του νερού και του πυθμένα (εξισώσεις 5.10 και 5.11 και $n=1-\tau_b/\tau_s$). Τυπικές τιμές του αδιάστατου όρου τριβών n είναι $n=1.15-1.30$. Η ανεμογενής ανύψωση της ΣΘ $\zeta(x)$ με την απόσταση x από το πέρας της υφαλοκρηπίδας προς την ακτή, για την περίπτωση υφαλοκρηπίδας με κεκλιμένο πυθμένα και μεταβαλλόμενο βάθος $h(x)$, δίνεται από:

$$\frac{x}{l} = \left(1 - \frac{h(x) + \zeta(x)}{h_o} \right) - A \ln \left(\frac{\frac{h(x) + \zeta(x)}{h_o} - A}{1 - A} \right) \quad [5.14]$$

Οι παραπάνω σχέσεις δεν έχουν εφαρμογή σε αποστάσεις πέραν της ακτογραμμής ($x/l \leq 1$), παρ' όλα αυτά για τον υπολογισμό της κατάκλυσης στην ακτή, για $h(x) < 0$, μπορεί να χρησιμοποιηθεί ο παραπάνω τύπος μέχρι το σημείο που ισχύει οριακά:

$$(h(x) + \zeta(x)) \frac{h_o}{l} = \frac{n\tau_s}{\rho g} \quad [5.15]$$

Από αυτό το σημείο και πέρα πάνω στο χερσαίο τμήμα της παράκτιας ζώνης η κλίση της επιφάνειας του νερού είναι ίση με την κλίση του πυθμένα και παρατηρείται η προέλαση ενός ομοιόμορφου ρεύματος, ανάλογου με μόνιμη ροή σε ανοιχτό κανάλι. Για να ληφθεί υπόψη η επιρροή της δύναμης Coriolis, αντικαθιστούμε τον όρο l με l^* , που η τιμή του είναι:

$$l^* = l / \left(1 - f \sqrt{\frac{8C_s \sin \theta}{C_b} \frac{Wl}{gh_o}} \right) \quad [5.16]$$

όπου θ η γωνία του πυθμένα της ακτής με την οριζόντια νοητή γραμμή, f ο συντελεστής Coriolis και W το μέτρο της ταχύτητας του ανέμου.

5.3.3 Μεταβολή στάθμης λόγω μετεωρολογικής και αστρονομικής παλίρροιας

Όπως αναφέρθηκε παραπάνω, οι σημαντικότερες καταστροφές λόγω έκτακτων πλημμυρικών επεισοδίων μπορούν να προκύψουν από το συνδυασμό πολλών παραμέτρων, οι οποίες πιθανόν από μόνες τους να μην ήταν ικανές να αυξήσουν τη στάθμη της θάλασσας και να προκαλέσουν πλημμύρα σε μια παράκτια περιοχή. Η ταυτόχρονη δράση μετεωρολογικών συνθηκών, αστρονομικής παλίρροιας και κυμάτων, αλλά και η θέση και η τοπογραφία μιας περιοχής μπορεί να προκαλέσει σημαντικές ανυψώσεις στάθμης με καταστροφικές συνέπειες. Επομένως, στον υπολογισμό και κυρίως στην πρόγνωση τέτοιων φαινομένων είναι απαραίτητος ο μαθητικός υπολογισμός της συνδυαστικής δράσης όλων των παραμέτρων.

Στην Ενότητα 4.9 παρουσιάζονται τα παλιρροιακά ρεύματα λόγω αστρονομικής παλίρροιας και στην Ενότητα 5.2 υπολογίζεται η μεταβολή της στάθμης λόγω στατικής αστρονομικής παλίρροιας. Η συνολική μεταβολή της στάθμης ζ_{total} λόγω αστρονομικής παλίρροιας και λόγω μετεωρολογικών συνθηκών βασίζεται στις εξισώσεις 5.8, αν λάβουμε, όμως, υπόψη την επιρροή της αστρονομικής παλίρροιας (Schwiderski, 1980) (εξισώσεις 5.4 και 5.5). Η πλήρης εξίσωση της μεταβολής της στάθμης που περιλαμβάνεται στις εξισώσεις της ορμής (εξ. 5.8) αποτελείται από τους εξής όρους:

- ζ_{tide} που είναι η ισορροπία της αστρονομικής παλίρροιας (*equilibrium tidal potential*).
- ζ_{sal} που είναι η μεταβολή λόγω αλλαγών στη βαρύτητα της Γης (*self-attraction/loading effect*).

Για λόγους υπολογιστικής ευκολίας, χωρίς ιδιαίτερη απώλεια ακρίβειας, η ζ_{sal} μπορεί να υπολογιστεί ως εξής (Sakamoto et al., 2013):

$$\zeta_{sal} = (1 - a)\zeta \quad [5.17]$$

όπου ζ είναι το υψόμετρο της ελεύθερης επιφάνειας, όπως προκύπτει από την εξίσωση συνέχειας (Εξίσωση 5.8), και a είναι μία σταθερά μεταξύ 0.88-0.95 (Matsumoto et al., 2000). Η εξίσωση υπολογισμού της τελικής στάθμης είναι:

$$\zeta_{total} = \zeta - \beta\zeta_{tide} - \zeta_{sal} \quad [5.18]$$

όπου β είναι μία σταθερά που εξαρτάται από του αριθμούς Love (Kantha & Clayson, 2000) και μπορεί να ληφθεί ως ίση με 0.7 (Sakamoto et al. 2013), οπότε για $a=0.9$ οι εξισώσεις 5.17 και 5.18 συνδυάζονται ως εξής:

$$\zeta_{total} = 0.9\zeta - 0.7\zeta_{tide} \quad [5.19]$$

οπότε οι 2-D εξισώσεις 5.8 μετασχηματίζονται ως εξής:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}UH + \frac{\partial}{\partial y}VH &= 0 \\ \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - fV + 0.9g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - 0.7g \frac{\partial \zeta_{tide}}{\partial x} &= -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P_a}{\partial x} + E_h \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right) + \\ + \frac{1}{\rho_o} C_s \frac{W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2}}{(h + \zeta)} - C_b \frac{U \sqrt{U^2 + V^2}}{\rho_o (h + \zeta)} & \quad [5.20] \\ \frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + fU + 0.9g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - 0.7g \frac{\partial \zeta_{tide}}{\partial y} &= -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P_a}{\partial y} + E_h \left(\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right) + \\ + \frac{1}{\rho_o} C_s \frac{W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2}}{(h + \zeta)} - C_b \frac{V \sqrt{U^2 + V^2}}{\rho_o (h + \zeta)} & \end{aligned}$$

Με τη χρήση των εξισώσεων 5.20 υπολογίζεται η συνολική μεταβολή της στάθμης της θάλασσας και οι βαροτροπικές ταχύτητες υδροδυναμικής κυκλοφορίας από τη συνδυαστική δράση της δύναμης Coriolis, της ατμοσφαιρικής πίεσης, του ανέμου, της τριβής πυθμένα και εσωτερικών διατμητικών τάσεων (τυρβώδης διάχυση). Εφαρμογή και επίλυση των παραπάνω εξισώσεων περιέχονται στα μαθηματικά ομοιώματα Surge_UV.f και Astronomical_Tide.f που παρουσιάζονται στο Κεφάλαιο 8.

5.4 Μεταβολές θαλάσσιας στάθμης λόγω υποβρύχιων μετακινήσεων πυθμένα (Τσουνάμι)

Ως **τσουνάμι** ορίζεται ένα πολύ μακρύ κύμα με μήκος της τάξης των εκατοντάδων (ή χιλιάδων) χιλιομέτρων που διαδίδεται στην επιφάνεια της θάλασσας και έχει προκληθεί από κάποια πολύ μεγάλης χωρικής κλίμακας βίαιη ή απότομη μετακίνηση της υδάτινης μάζας στον πυθμένα, στην επιφάνεια ή σε κάποιο στερεό όριο της θαλάσσιας λεκάνης, μέσα στην οποία δημιουργείται και διαδίδεται. Η λέξη τσουνάμι είναι μεταφορά από την Ιαπωνική “tsunami” (“tsu”: λιμάνι και “nami”: κύμα), που σημαίνει το «κύμα εντός λιμενολεκάνης». Η ονοματοδοσία του φαινομένου καταδεικνύει την πιο χαρακτηριστική ιδιότητα των τσουνάμι. Αυτή συνοψίζεται στο ότι, παρόλο που τα τσουνάμι δημιουργούνται σε βαθιά νερά, γίνονται αισθητά από τον άνθρωπο κυρίως στα ρηχά παράκτια νερά, καθώς προκαλούν έντονες πλημμύρες, ορμητικές κατακλύσεις και μεγάλες καταστροφές σε λιμάνια και κατοικημένες παράκτιες ζώνες με ρηχούς κόλπους και μεγάλα ανοίγματα στη θάλασσα.

Σε ιστορικούς χρόνους, αλλά ιδιαίτερα τα τελευταία χρόνια, τα τσουνάμι που έχουν προκληθεί κυρίως από πολύ έντονη υποβρύχια σεισμική δραστηριότητα είναι πάρα πολλά και με βαριές συνέπειες στην ανθρώπινη κοινωνία. Ενδεικτικά παρατίθενται τα τραγικά συμβάντα της Λισσαβώνας το Νοέμβριο του 1755 με ύψος κύματος 13m και 50.000-80.000 νεκρούς, των στενών Sunda κοντά στο ηφαίστειο Κρακατόα τον Αύγουστο του 1883 με τσουνάμι ύψους μεγαλύτερου των 15m και ανθρώπινες απώλειες γύρω στις 36.000, το γιγαντιαίο τσουνάμι στον Ινδικό Ωκεανό στις 26 Δεκεμβρίου 2004 με 1600km ζώνη καταβύθισης πυθμένα από τη Sumatra έως τα νησιά Andaman, που έπληξε την Ινδονησία, την Ινδία, τη Σρι Λάνκα και την Ταϊλάνδη, σκοτώνοντας πάνω από 230.000 ανθρώπους (Liu et al., 2005), και σχετικά πρόσφατα, στις 11 Μαρτίου 2011, το σεισμικό θαλάσσιο κύμα στο Τοχόκου (Σεντάι) που δημιουργήθηκε 70km ανοιχτά της Ιαπωνίας αφήνοντας 20.000 νεκρούς και αγνοουμένους μαζί με τρομακτικές καταστροφές υποδομών στην παράκτια ζώνη, όπως το πλήγμα στο πυρηνικό εργοστάσιο της Φουκουσίμα, το οποίο έχει προκαλέσει ανυπολόγιστη μέχρι σήμερα οικολογική καταστροφή στο σύνολο σχεδόν του παγκόσμιου ωκεανού. Καταστροφικά γεγονότα παράκτιων πλημμυρών στην αρχαιότητα αποδίδονται σε τσουνάμι, όπως αυτό που πιθανότατα έπληξε το Μινωικό βασίλειο στη βόρεια Κρήτη λόγω της έκρηξης του ηφαιστείου της Σαντορίνης (Θήρας) κάπου μεταξύ του 1630 και 1550 π.Χ. και ίσως αποτελεί την κύρια αιτία παρακμής του Μινωικού πολιτισμού.

Τα παραπάνω ενδεικτικά καταστροφικά γεγονότα καταδεικνύουν την ανάγκη μελέτης των τσουνάμι και δυναμικής πρόβλεψης των φαινομένων που τα προκαλούν. Για το λόγο αυτό, διεθνώς καταγράφονται και ενημερώνονται κατάλογοι με όλα τα γεγονότα που μπορούν να κατηγοριοποιηθούν ως τσουνάμι, με τα αντίστοιχα μεγέθη και τις επιπτώσεις τους, ώστε να στηθούν τα κατάλληλα κέντρα έγκαιρης προειδοποίησης για τσουνάμι, όπως το Pacific Tsunami Warning Center (PTWC). Τέτοια συστήματα έγκαιρης προειδοποίησης διερευνούν κυρίως τις πληροφορίες από σεισμογενείς ζώνες, όμως πρέπει να επισημανθεί ότι τα τσουνάμι προκαλούνται και από άλλες αιτίες. Μόνο ένα μικρό ποσοστό σεισμών προκαλούν (καταστροφικά) τσουνάμι και συγκεκριμένα αυτοί που σχετίζονται με μεγάλες σε επιφάνεια και διαφορικό βάθος κατακόρυφες καθιζήσεις (ή αναδύσεις) πυθμένα. Ο Iida (1963) μελέτησε το συσχετισμό των τσουνάμι, που έχουν εκδηλωθεί σε ιαπωνικά ύδατα, με τους σεισμούς που τα προκάλεσαν. Το ιαπωνικό σύστημα προειδοποίησης στηρίζεται εν μέρει στην παρακάτω εμπειρική σχέση:

$$M_{tsunami} = (2.61 \pm 0.22) \cdot M_{seismic} - (18.44 \pm 0.52) \quad [5.21]$$

όπου $M_{tsunami}$ και $M_{seismic}$ είναι το μέγεθος του τσουνάμι και του σεισμού σε κλίμακα Richter. Συνήθεις τιμές ιδιαίτερα επικίνδυνων σεισμών για τη δημιουργία καταστροφικού τσουνάμι $M_{tsunami} > 0$ είναι $M_{seismic} > 7.3^\circ$ της κλίμακας Richter. Η καταστροφική δυναμική των τσουνάμι αυξάνεται μη γραμμικά $M_{tsunami} > 2$ ή 3 για σεισμούς πάνω από $M_{seismic} > 7.8^\circ$ ή 8.2° της κλίμακας Richter. Ο Lisitzin (1974) έχει δώσει μια προκαταρκτική κατηγοριοποίηση καταστροφικής δυναμικής των τσουνάμι σε σχέση με το ύψος και το μέγεθός τους κατά Iida (1963), η οποία παρουσιάζεται στον παρακάτω πίνακα (Πίνακας 5.2).

Μέγεθος $M_{tsunami}$	Ύψος Τσουνάμι (m)	Δυναμική καταστροφών
-1	0.5 – 0.7	Μηδενικές ζημιές
0	1 – 1.5	Ελάχιστες ζημιές
1	2 – 3	Καταστροφή ακτής
2	4 – 6	Μερικές χειρσαίες καταστροφές και απώλειες ζωών
3	8 – 12	Σοβαρές καταστροφές πέραν των 400Km από την ακτή
4	16 – 24	Σοβαρές καταστροφές πέραν των 500Km από την ακτή

Πίνακας 5.2 Τυπικά μεγέθη και χαρακτηριστικά των τσουνάμι σε σχέση με την καταστροφική δυναμική τους.

Μια άλλη κλασική, αλλά πιο πρόσφατη μέθοδος κατηγοριοποίησης των τσουνάμι με βάση το μέγεθός τους είναι αυτή του Abe (1995), που αποδίδεται από την παρακάτω σχέση:

$$M_{tsunami} = a \log H_t + b \log R \quad [5.22]$$

όπου H_t (m) το μέγιστο πλάτος της ταλάντωσης του τσουνάμι (ταυτίζεται με το ύψος του τσουνάμι) μετρημένο από παλιρροιογράφο σε απόσταση R από το επίκεντρο, και a και b είναι σταθερές. Επίσης, υπάρχει και η κλίμακα μεγέθους τσουνάμι που έχει προταθεί από τους Murty & Loomis (1980) και βασίζεται στην ενέργεια του δυναμικού (Gusiakov, 2009· https://en.wikipedia.org/wiki/Tsunami_-_cite_note-48)

Οι παρατηρήσεις της ανύψωσης της ΣΘ μέσω καταγραφικών οργάνων, όπως οι παλιρροιογράφοι (*tide gauges*), πριν, κατά τη διάρκεια και μετά την άφιξη ενός κύματος τύπου τσουνάμι σε μια παράκτια περιοχή, μπορεί να αποτελούν μεγάλη βοήθεια για την κατανόηση της δυναμικής του φαινομένου, αλλά και τμήμα ενός συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης κινδύνου παράκτιας πλημμύρας από τσουνάμι. Τα σήματα των καταγραφών στην παράκτια ζώνη διαφέρουν και είναι πιο πολύπλοκα από τις καταγραφές σε περιοχές στην ανοιχτή θάλασσα (*offshore regions*). Για παράδειγμα, συχνά καταγράφονται και στάσιμες ταλαντώσεις της ΣΘ (*seiche oscillations*) πριν και μετά την έλευση του κυρίως κύματος τσουνάμι, οι οποίες παρεμβάλλονται στους δευτερεύοντες κυματοσυρμούς (*wave trains*) που διεγείρονται από τα τσουνάμι. Το σίγουρο είναι ότι τα τσουνάμι συμπεριφέρονται ως μακρά κύματα (*long waves*), οπότε ακολουθούν τους νόμους διάδοσης των κυματισμών σε ρηχά νερά (*shallow water propagation*) (Κουτίτας, 1996· Dean & Dalrymple, 1984). Συνεπώς, εφόσον είναι γνωστή η θέση γένεσης ενός τσουνάμι (x_t η απόσταση της από το σημείο προσβολής της ακτής), ο χρόνος διάδοσης και άφιξής του στην παράκτια ζώνη μπορεί να υπολογιστεί ως $t_t = x_t / C_t$ με βάση την εξίσωση της φασικής ταχύτητας μακρού κύματος C_t σε ρηχά νερά:

$$C_t = \sqrt{gh} \quad [5.23]$$

όπου h είναι το τοπικό βάθος της θάλασσας και ισούται με το άθροισμα του βάθους θάλασσας d για τη ΣΗ με το ύψος του κύματος H_t , $h = H_t + d$ και g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας. Απαιτείται προσοχή στον υπολογισμό του ύψους H_t , καθώς οι καταγεγραμμένες τιμές της ΣΘ είναι υπερτεθειμένες (*superimposed*) καταγραφές και συμπεριλαμβάνουν τα σήματα των αστρονομικών και των μετεωρολογικών παλιρροιών.

Η συνολική ενέργεια που μεταφέρεται από ένα κύμα τσουνάμι, το οποίο διαδίδεται προς όλες τις κατευθύνσεις από το σημείο γένεσής του σε ολόκληρη τη διαδρομή μέχρι την ακτή, μπορεί να υπολογιστεί από τις καταγραφές ΣΘ του παλιρροιογράφου με βάση την εξίσωση:

$$E_t = \pi \cdot \rho \cdot g \cdot C_t \cdot R \cdot H_t^2 \cdot T_t / 2 \quad [5.24]$$

όπου ρ είναι η πυκνότητα του θαλασσινού νερού, R είναι η απόσταση από τη ζώνη προέλευσης του τσουνάμι και T_t είναι η περίοδος του τσουνάμι (της τάξης δεκάδων λεπτών έως και μιας ώρας για σεισμογενή τσουνάμι, $O(T_t) \sim 30 \text{ mins} - 1 \text{ hr}$). Τα τσουνάμι φέρουν ενέργεια της τάξης του 1/10 έως 1/110 της σεισμικής ενέργειας (Lisitzin, 1974) και σχετίζονται άμεσα με τον τύπο ρήγματος (*fault*) και μετακίνησης του θαλάσσιου πυθμένα εξαιτίας του σεισμού.

Τα τσουνάμι συχνά συνοδεύονται από δευτερεύοντες κυματισμούς με μικρότερα ύψη, οι οποίοι κάνουν την εμφάνισή τους μετά από αρκετή ώρα από το κύριο κύμα, αλλά είναι εξίσου επικίνδυνοι, καθώς προκαλούν επιπρόσθετα πλημμυρικά γεγονότα. Ο αριθμός των δευτερευόντων κυματισμών μπορεί να ξεπεράσει και τους δέκα (αναφορά για 18 κύματα τύπου τσουνάμι στο συμβάν της Λισαβόνας το 1755). Τα τσουνάμι που γεννώνται σε παράκτια ζώνη ενός ωκεανού μπορεί να φτάσουν αναλλοίωτα στην απέναντι ηπειρωτική

ακτή, γεγονός που αποδεικνύει ότι μπορούν να καλύψουν αποστάσεις >10.000km χωρίς να αποσβεστεί η καταστροφική ενέργειά τους, ταξιδεύοντας με περίπου 700-800km/hr.

5.4.1 Γενεσιουργά αίτια των τσουνάμι

Τα κύματα τσουνάμι δημιουργούνται ως απόκριση σε απότομες μετακινήσεις τεραστίων όγκων νερού λόγω κάποιας μεγάλης κλίμακας διαταραχής στο πεδίο, η οποία λειτουργεί ως ένα είδος κυματογεννήτριας. Υπάρχουν πέντε κυρίαρχες αιτίες για τη δημιουργία των τσουνάμι:

- οι υποβρύχιοι σεισμοί και τα ακόλουθα ρήγματα στον πυθμένα,
- οι υποβρύχιες και χερσαίες κατολισθήσεις,
- οι υποβρύχιες εκρήξεις ηφαιστειών,
- οι προσκρούσεις αστεροειδών και κομητών,
- οι ανθρωπογενείς εκρήξεις.

Οι περισσότερες περιπτώσεις δημιουργίας τσουνάμι οφείλονται σε υποβρύχια σεισμική δραστηριότητα. Συγκεκριμένα, πάνω από τα μισά τσουνάμι παγκοσμίως λαμβάνουν χώρα στον Ειρηνικό Ωκεανό και το 80% από αυτά είναι σεισμογενή (Bryant, 2008· Pugh & Woodworth, 2014). Όσο πιο βαθύ μέσα το φλοιό της Γης είναι το υπόκεντρο του σεισμού, τόσο πιο απίθανη γίνεται η γένεση ισχυρού τσουνάμι, ενώ όσο πιο κοντά στην επιφάνεια του φλοιού (δηλ. στο θαλάσσιο πυθμένα) είναι η εστία του σεισμού (μικρό εστιακό βάθος: μικρή απόσταση επίκεντρου και υποκέντρου του σεισμού) τόσο πιο πιθανό είναι να δημιουργηθεί επικίνδυνο τσουνάμι. Οι πιο συχνές περιοχές γένεσης σεισμών ικανών να παράγουν τσουνάμι είναι οι ζώνες καταβύθισης (*subduction zones*) των λιθοσφαιρικών/τεκτονικών πλακών, όπως αυτή στη Sumatra, που έδωσε το καταστροφικό μεγαςουνάμι του Δεκεμβρίου του 2004. Οι πιο επικίνδυνοι σεισμοί για τη δημιουργία τσουνάμι είναι αυτοί που προκαλούν κατακόρυφες και όχι οριζόντιες μετακινήσεις των ρηγμάτων. Ο μηχανισμός γένεσης τσουνάμι στο επίκεντρο υποθαλάσσιων σεισμογενών ρηγμάτων παρουσιάζεται σχηματικά στο σχήμα 5.13α. Η απελευθέρωση της ενέργειας που αποθηκεύεται ελαστικά στην περιοχή των ρηγμάτων μπορεί να οδηγήσει σε απότομες, εγκάρσιες, διαφορικές μετατοπίσεις του θαλάσσιου πυθμένα. Αυτό οδηγεί σε αντίστοιχη μετακίνηση των μαζών του νερού σε επαφή με το ρήγμα, με περίπου 1% της συνολικής σεισμικής ενέργειας να μεταδίδεται στο νερό και να μεταφέρεται στη γένεση κύματος με τα χαρακτηριστικά του τσουνάμι. Το υπόλοιπο και μεγαλύτερο μέρος της σεισμικής ενέργειας μεταδίδεται ως υψίσυχνα κύματα σε στερεό μέσο και σεισμικές δονήσεις στο στερεό κομμάτι της Γης. Η εγγενής ενέργεια E_{gt} που εμπεριέχεται στο τσουνάμι μπορεί να υπολογιστεί από τη μεταβολή της δυναμικής ενέργειας των υδάτων, λόγω της πρακτικά στιγμιαίας μετατόπισης του πυθμένα:

$$E_{gt} = \frac{1}{2} \rho g \int_S b^2 dS \quad [5.25]$$

όπου ρ είναι η πυκνότητα του νερού, g η επιτάχυνση της βαρύτητας και b η κατακόρυφη μετατόπιση πάνω σε μια περιοχή με στοιχειώδες εμβαδό dS (Murty, 1977). Σε γενικές γραμμές, μόνο σεισμοί με μέγεθος $M_{seismic} > 7.5^\circ$ της κλίμακας Richter μπορούν να δώσουν πυθμενικές μετατοπίσεις ικανές να παράγουν τσουνάμι στους ωκεανούς, παρόλο που σε πιο περιορισμένες θάλασσες μικρότερης κλίμακας σεισμοί μπορεί να παράγουν τοπικά τσουνάμι (*local tsunامي*) ανάλογα με το γεωλογικό υπόβαθρο της περιοχής. Τα τσουνάμι πρέπει να έχουν μήκη κύματος L_t τουλάχιστον 3 φορές το τοπικό βάθος h του ωκεανού στη θέση του σεισμικού επίκεντρου, $L_t \geq 3h$, καθώς κυματικές διαταραχές με μικρότερα μήκη κύματος δεν μπορούν να παραχθούν από απότομες μετακινήσεις του θαλάσσιου πυθμένα (Ward, 2011).

Για (κατακόρυφη) μετατόπιση του πυθμένα η_o με ταχύτητα U_o , η ανώτατη θέση της ελεύθερης επιφάνειας η_1 μπορεί να αποδοθεί σε απλοποιημένη, μη διαφορική μορφή γραφής, με βάση τη σχέση (Dean & Dalrymple, 1984):

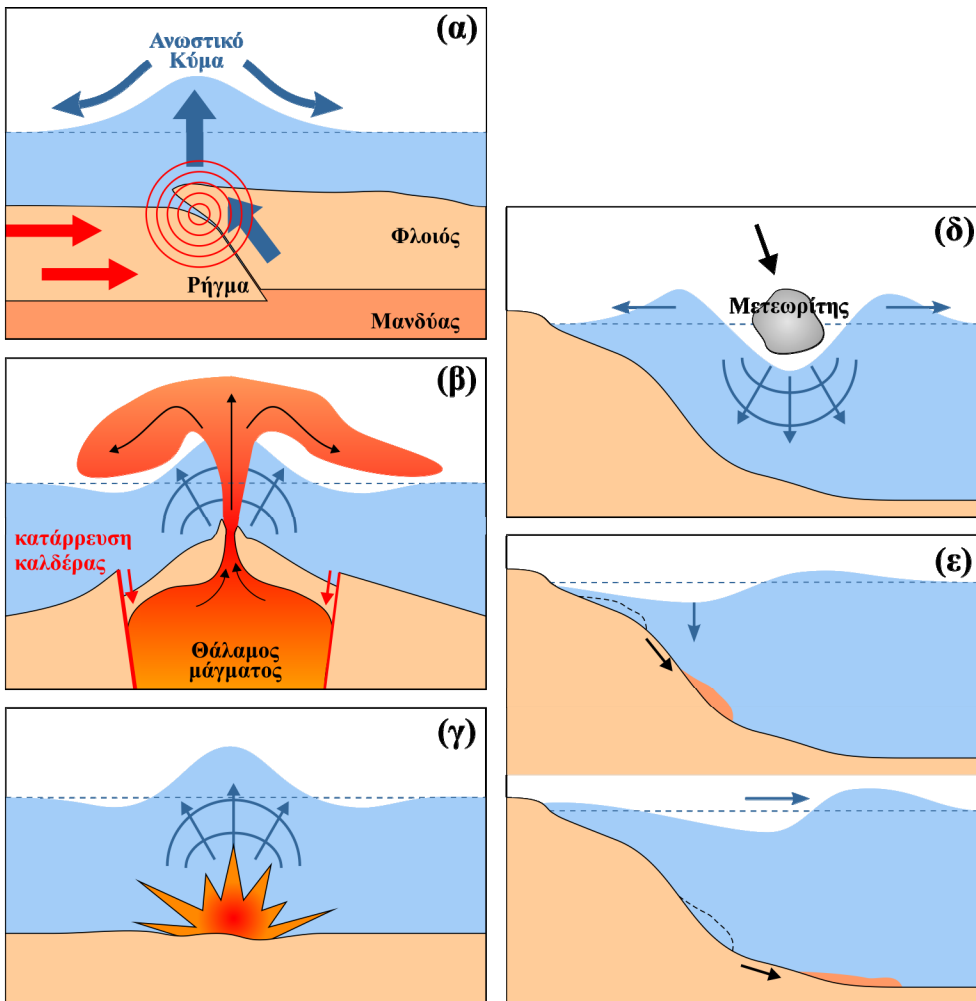
$$\eta_1 = \eta_o \cdot \frac{U_o^2}{U_o^2 - gh} \quad [5.26]$$

όπου h είναι το τοπικό βάθος της θάλασσας και ισούται με το άθροισμα του βάθους θάλασσας d για τη ΣΗ με το ύψος του κύματος H_t , $h = H_t + d$ και g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας.

Οι υποβρύχιες κατολισθήσεις εδαφών σχετίζονται άμεσα με τη σεισμική δραστηριότητα και είναι δύσκολο να καθορίσει κανείς αν το γενεσιουργό αίτιο του τσουνάμι σε αυτήν την περίπτωση είναι αυτή καθαυτή η κατολίπηση ή το σεισμικό γεγονός. Μπορεί, όμως, οι κατολισθήσεις να είναι και άσχετες διεργασίες σε σχέση με σεισμούς, ειδικά όταν συνδέονται με διαρροές πυθμενικού υλικού λόγω διαφορετικών καθιζήσεων κ.λπ. Οι υποβρύχιες κατολισθήσεις εδαφών συνήθως προκαλούν τη γένεση δύο συνιστωσών μετάδοσης των τσουνάμι, τη μια προς την ακτή και την άλλη προς την ανοιχτή θάλασσα και παράλληλα προς την ολισθαίνουσα εδαφική επιφάνεια. Το ύψος των τσουνάμι σε αυτήν την περίπτωση εξαρτάται από την ποσότητα του ιζήματος (*sediment*) που τίθεται σε κίνηση, το βάθος και την ταχύτητα της κατολίπησης. Το μήκος και η περίοδος του τσουνάμι σε αυτήν την περίπτωση είναι πολύ μικρότερα απ' ό,τι στα σεισμογενή και της τάξης των $H_t = 1-10\text{Km}$ και $T_t = 1-5\text{mins}$ αντίστοιχα. Τα μήκη κύματος των τσουνάμι αυξάνουν με το μέγεθος της κατολισθαίνουσας μάζας εδαφών και με τη μείωση της κλίσης της κατολίπησης, ανεξάρτητα από το βάθος του νερού (Bryant, 2008). Ο μηχανισμός γένεσης τσουνάμι από υποβρύχιες και χερσαίες κατολισθήσεις παρουσιάζεται σχηματικά στο σχήμα 5.13ε. Έχει αποδειχτεί θεωρητικά και πειραματικά ότι οι χερσαίες ή υποαέριες (*terrestrial* ή *sub-aerial*) κατολισθήσεις αποτελούν πιο ικανή κατάσταση γένεσης τσουνάμι από τις υποβρύχιες (Fine et al., 2003).

Αντίστοιχα, οι μηχανισμοί γένεσης τσουνάμι από ηφαιστειακές εκρήξεις και πτώση μετεωριτών παρουσιάζεται σχηματικά στο σχήμα 5.13β,δ. Ο Bryant (2008) παρέχει ένα κατάλογο δέκα υπομηχανισμών με τους οποίους οι ηφαιστειακές εκρήξεις μπορούν να προκαλέσουν τσουνάμι, συσχετίζοντάς τους κυρίως με σεισμούς, πυροκλαστικές ροές (*pyroclastic flows*), υποχωρήσεις καλδέρας (*caldera collapse*) κ.λπ. Αναφορικά με προσκρούσεις αστεροειδών ή κομητών στους ωκεανούς δεν έχει καταγραφεί κάποιο καταστροφικό γεγονός στη σύγχρονη εποχή. Παρ' όλα αυτά υπάρχουν ακραία παραδείγματα στο μακρινό γεωλογικό παρελθόν της Γης, π.χ. η πτώση αστρονομικής βολίδας στη χερσόνησο του Γιουκατάν κατά την Κρητιδική Περίοδο, 65 εκατομμύρια χρόνια πριν, που ευθύνεται πιθανότατα για την εξαφάνιση των δεινοσαύρων και δεν πρέπει να αποκλείεται ως ενδεχόμενο γενεσιουργό αίτιο τσουνάμι. Οι Ward & Asphaug (2000) υπολόγισαν ότι υπάρχει 1/47 πιθανότητα να χτυπηθεί η Νέα Υόρκη με ένα τσουνάμι 5m λόγω πρόσκρουσης μετεωρίτη την επόμενη χιλιετία.

Ο Van Dorn (1961) παρουσίασε μελέτη του κύματος που προέκυψε ως αποτέλεσμα της πυρηνικής έκρηξης στον πυθμένα των νήσων Bikini και Marshall το 1956. Εκτός των δραματικών οικολογικών επιπτώσεων στο θαλάσσιο περιβάλλον της περιοχής, παρατηρήθηκε και αναρρίχηση κυμάτων στις παράκτιες ζώνες των γύρω νησιών, ύφαλων και εξάλων περιοχών. Η διασπορά της κυματικής διαταραχής ήταν της ίδιας φύσης με τα κύματα τύπου τσουνάμι και ανεξάρτητη από τη φύση του γενεσιουργού αιτίου. Οι περιφερειακοί νησιωτικοί σχηματισμοί της περιοχής συνέβαλαν στην απόσβεση του εύρους της κυματικής ταλάντωσης, ενώ οι καταγραφές στα ρηχά νερά ήταν ασυσχέτιστες με αυτές στα βαθιά νερά στις ανοικτές ωκεάνιες περιοχές. Ο μηχανισμός γένεσης τσουνάμι από ανθρωπογενείς εκρήξεις παρουσιάζεται σχηματικά στο σχήμα 5.13γ.



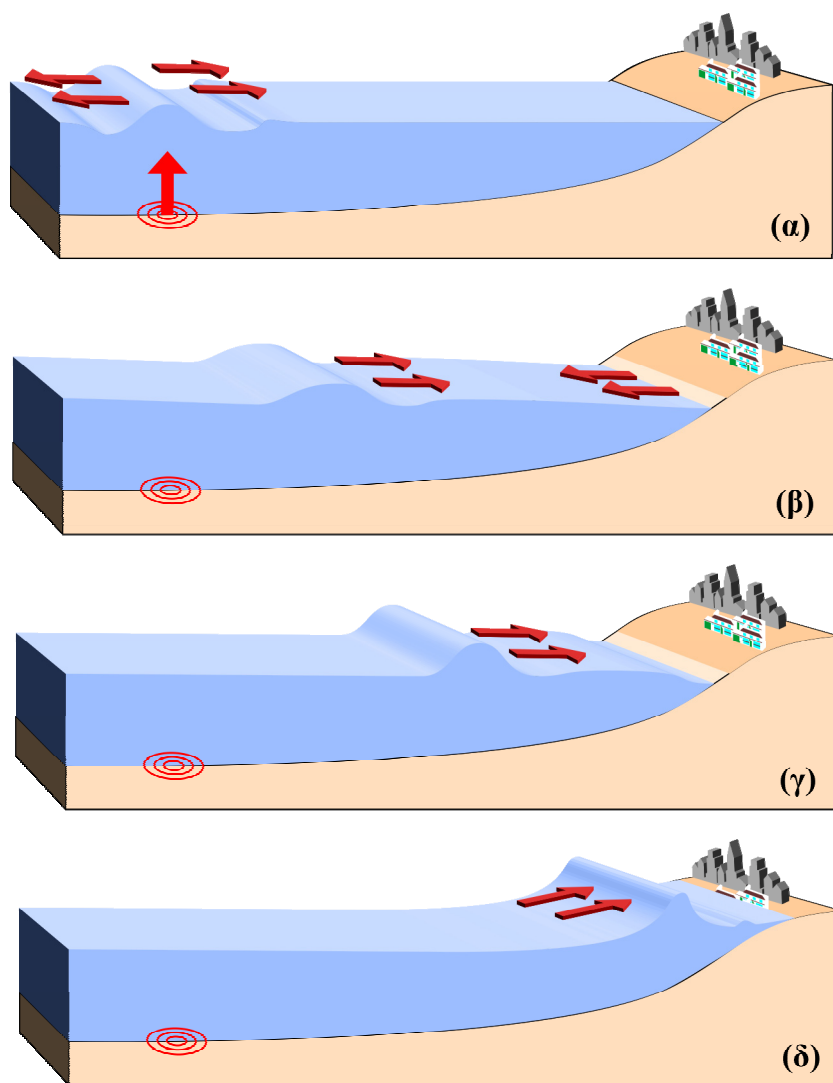
Σχήμα 5.13 Σκαρίφημα των μηχανισμών γένεσης τσουνάμι: (α) υποβρύχια σεισμική δράση και δημιουργία σεισμικού ρήγματος, (β) υποβρύχια ηφαιστειακή έκρηξη, (γ) υποβρύχια ανθρωπογενής (πυρηνική) έκρηξη, (δ) πρόσκρουση μετεωρίτη στην επιφάνεια της θάλασσας και (ε) χερσαία και υποβρύχια κατολίπωση γαιών.

5.4.2 Θεωρία του μοναχικού κύματος για τη διάδοση τσουνάμι στη θάλασσα

Οι Synolakis (1986) και Li (2000) με τις διδακτορικές διατριβές τους έχουν δείξει ότι μια κλασική μαθηματική θεωρία για κυματισμούς που μπορεί να προσεγγίσει καλύτερα το φαινόμενο της διάδοσης τσουνάμι στη θάλασσα είναι η θεωρία του Μοναχικού Κύματος (*solitary wave theory*) (Russell, 1844· Munk, 1949· Longuet-Higgins, 1976). Ο Synolakis (1987) μελέτησε πειραματικά και αριθμητικά την προέλαση και την αναρρίχηση μοναχικού κύματος σε ακτές εργαστηριακής κλίμακας, με στόχο την προσομοίωση της συμπεριφοράς κύματος τύπου τσουνάμι στις παράκτιες ζώνες.

Τα μοναχικά κύματα διαφέρουν σε υδροδυναμική συμπεριφορά από τους υπόλοιπους τύπους κυματισμών. Θεωρούνται μακρά κύματα, μεταφέρουν μάζα και όχι μόνον ενέργεια κατά τη διάδοσή τους, εμφανίζουν μια διακριτή κορυφή (*crest*) και δεν εμφανίζουν ξεκάθαρη κοιλιά (*trough*) και η ταλάντωσή τους δεν έχει σαφή ημιτονοειδή χαρακτήρα. Η μορφή του μοναχικού κύματος αποτελείται από μια και μόνη έξαρση (ήβωση) της ελεύθερης επιφάνειας του νερού και βρίσκεται εξ ολοκλήρου επάνω από τη ΣΗ (Κουτίτας, 1996· CERC, 2002). Το μοναχικό κύμα είναι κύμα μεταφοράς και μετάδοσης (*wave of translation*). Αυτό σημαίνει ότι τα σωματίδια του νερού εκτοπίζονται σε κάποια απόσταση από την αρχική τους θέση προς την κατεύθυνση της διάδοσης του κύματος, καθώς αυτό διαδίδεται. Η θεωρία του μοναχικού κύματος για τη θάλασσα δανείζεται έννοιες και μαθηματικές προσεγγίσεις από τη θεωρία του σολιτονίου (*soliton*) στη Φυσική. Στη φύση είναι σχετικά δύσκολο να δημιουργηθεί ένα πραγματικό μοναχικό κύμα, γιατί στην ουρά του κύματος σχηματίζονται συνήθως συρμοί μικρών κυματιδίων διασποράς (*small dispersive waves*). Παρ' όλα αυτά πολύ μακρά κύματα, όπως τα τσουνάμι, τις περισσότερες φορές συμπεριφέρονται παρόμοια με μοναχικά κύματα.

Για την περίπτωση γένεσης ενός τσουνάμι σε βαθιά νερά η μηχανική διάδοσης του μοναχικού κύματος φαίνεται στο σχήμα 5.14. Παρατηρείται ότι το κύμα διαδίδεται αρχικά προς όλες τις διευθύνσεις (ανοιχτά και παράκτια), στα ενδιάμεσα νερά έχει σχετικά μικρό ύψος και πολύ μεγάλο μήκος, το οποίο γίνεται πιο βραχύ όσο πλησιάζει προς την παράκτια ζώνη, ενώ το ύψος αυξάνεται ώσπου η καμπυλότητα του κύματος (λόγος ύψους προς μήκος) να γίνει αρκετά μεγάλη, μέχρι τη θραύση του μοναχικού κύματος επί της ακτής, η οποία συνοδεύεται από έντονη κατάκλυση νερών σε μεγάλο τμήμα της χερσαίας παράκτιας ζώνης.



Σχήμα 5.14 Σκαρίφημα του μηχανισμού προέλασης τσουνάμι σε μορφή μοναχικού κύματος (α) στην περιοχή γένεσής του, (β) στα ενδιάμεσα νερά, (γ) όταν προσεγγίζει στην παράκτια ζώνη σε ρηχότερα νερά και (δ) όταν πλημμυρίζει την ακτή.

Η μορφή της ελεύθερης επιφανείας του νερού για ένα μοναχικό κύμα δίνεται από τη σχέση:

$$\zeta = H \operatorname{sech}^2 \left(\sqrt{\frac{3}{4}} \frac{H}{d^3} (x - C_t t) \right) \quad [5.27]$$

όπου x είναι η απόσταση από την κορυφή του μοναχικού κύματος, t είναι ο χρόνος, H είναι το ύψος του κύματος (απόσταση κορυφής από τη ΣΗ), d είναι το τοπικό βάθος για τη ΣΗ και $\operatorname{sech}(x)$ είναι η συνάρτηση της υπερβολικής τέμνουσας (*hyperbolic secant*).

Ο όγκος του νερού V_i που βρίσκεται κάτω από το μοναχικό κύμα δίνεται από τη σχέση:

$$V_t = \sqrt{\frac{16}{3}d^3H} = 4d\sqrt{\frac{d \cdot H}{3}} \quad [5.28]$$

και 95% του όγκου βρίσκεται σε απόσταση $l_{V_t,95}$ από την περιοχή της κορυφής του κύματος:

$$l_{V_t,95} = 2.12d / \sqrt{\frac{H}{d}} \quad [5.29]$$

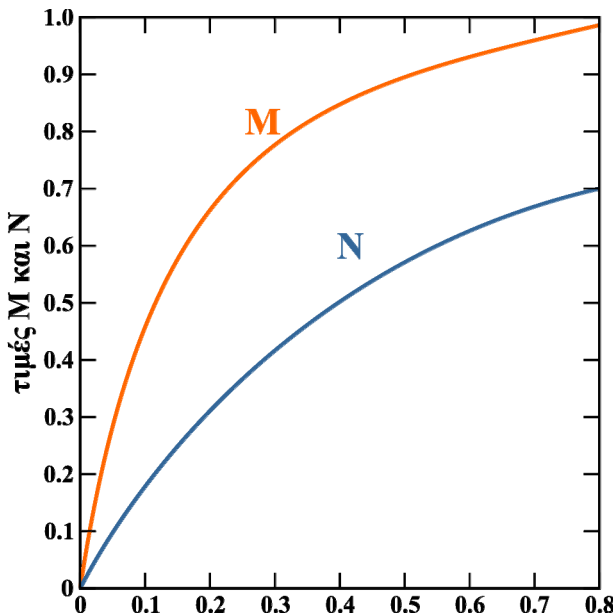
Προφανώς η φασική ταχύτητα (*celerity*) διάδοσης του κύματος αντιστοιχεί σε αυτήν των μακρών κυμάτων και δίνεται από τη εξίσωση 5.23. Οι ταχύτητες (οριζόντιες u και κατακόρυφες w) των μορίων του νερού για το μοναχικό κύμα δίνονται από τις σχέσεις (Munk, 1949):

$$u = C_t N \frac{1 + \cos(My/d) \cosh(Mx/d)}{[\cos(My/d) + \cosh(Mx/d)]^2}$$

$$w = C_t N \frac{\sin(My/d) \sinh(Mx/d)}{[\cos(My/d) + \cosh(Mx/d)]^2} \quad [5.30]$$

όπου M και N είναι συναρτήσεις του αδιάστατου όρου H/d και δίνονται στο σχήμα 5.15 και το y είναι η κατακόρυφη απόσταση από τον πυθμένα προς τα πάνω. Η έκφραση για την οριζόντια ταχύτητα u χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό των δυνάμεων και των πιέσεων του μοναχικού κύματος σε θαλάσσιες και παράκτιες κατασκευές σε ρηγά νερά. Η μέγιστη ταχύτητα u_{max} αντιστοιχεί σε $x=0$ και $t=0$ και δίνεται από τον τύπο:

$$u_{max} = \frac{C_t N}{1 + \cos(My/d)} \quad [5.31]$$



Σχήμα 5.15 Συναρτήσεις M και N για τη θεωρία μοναχικού κύματος (Munk, 1949). [Πηγή: CERC, 2002]

Το ενεργειακό περιεχόμενο ενός μοναχικού κύματος χωρίζεται ισομερώς σε κινητική και δυναμική ενέργεια και η κυματική ενέργεια ανά μονάδα πλάτους της κορυφής του κύματος δίνεται από:

$$E_{t,w} = \frac{8}{3\sqrt{3}} \rho g H^{3/2} d^{3/2} \quad [5.32]$$

ενώ η πίεση μπορεί να προσεγγιστεί με βάση την υδροστατική κατανομή ως εξής:

$$P_t = \rho g (\zeta - y) \quad [5.33]$$

Καθώς το μοναχικό κύμα εισέρχεται σε περιοχή πολύ ρηχών νερών, γίνεται ασταθές και θραύεται, ενώ οι οριζόντιες ταχύτητες των μορίων εξισώνονται με τη φασική ταχύτητα διάδοσής του. Το άνω όριο για το ύψος H δίνεται από την κλασική σχέση:

$$\left(\frac{H}{d}\right)_{\max} = 0.78 \quad [5.34]$$

Η εξέλιξη του θραυόμενου μοναχικού κύματος H_b επί της ακτής για κλίση ακτής $m=0.01-0.2$ και τοπικό βάθος θραύσης d_b δίνεται από τη σχέση:

$$\frac{H_b}{d_b} = 0.75 + 25m - 112m^2 + 3870m^3 \quad [5.35]$$

Η αναρρίχηση ισούται με την κατακόρυφη απόσταση της μέγιστης θέσης της γλώσσας νερού που αναρριγάζεται στην ακτή από το επίπεδο της ΣΗ. Για μοναχικό κύμα, σύμφωνα με το Synolakis (1987), ο νόμος της αναρρίχησης (*run-up law*) δίνεται από τη σχέση:

$$R = d \cdot \left(2.831 \sqrt{(1/m) \cdot (H_t/d)}\right), \text{ για } \sqrt{(H_t/d)} \gg 0.28 \cdot m \quad [5.36]$$

όπου R είναι η μέγιστη αναρρίχηση για μη θραυόμενα κύματα, d το βάθος για τη ΣΗ και m η κλίση της ακτής. Για θραυόμενο μοναχικό κύμα με ύψος $H_{t,b}$ προέκυψε πειραματικά ότι η μέγιστη αναρρίχηση για θραυόμενα κύματα R_b είναι:

$$\frac{R_b}{d} = 0.918 \left(\frac{H_{t,b}}{d}\right)^{0.606} \quad [5.37]$$

5.5 Κλιματική αλλαγή και μεταβολές θαλάσσιας στάθμης

Κλιματικές αλλαγές έλαβαν χώρα σε όλη τη διάρκεια ζωής της Γης και είναι δύο κατηγοριών: φυσικής προέλευσης και ανθρωπογενούς προέλευσης. Η ανθρωπογενής συμβολή στην αλλαγή του κλίματος της ατμόσφαιρας είναι σχετικά πρόσφατη, σχετίζεται με τις εκπομπές αερίων του θερμοκηπίου CO_2 και CH_4 και χρονολογείται από το 1750 (Bigg, 2003).

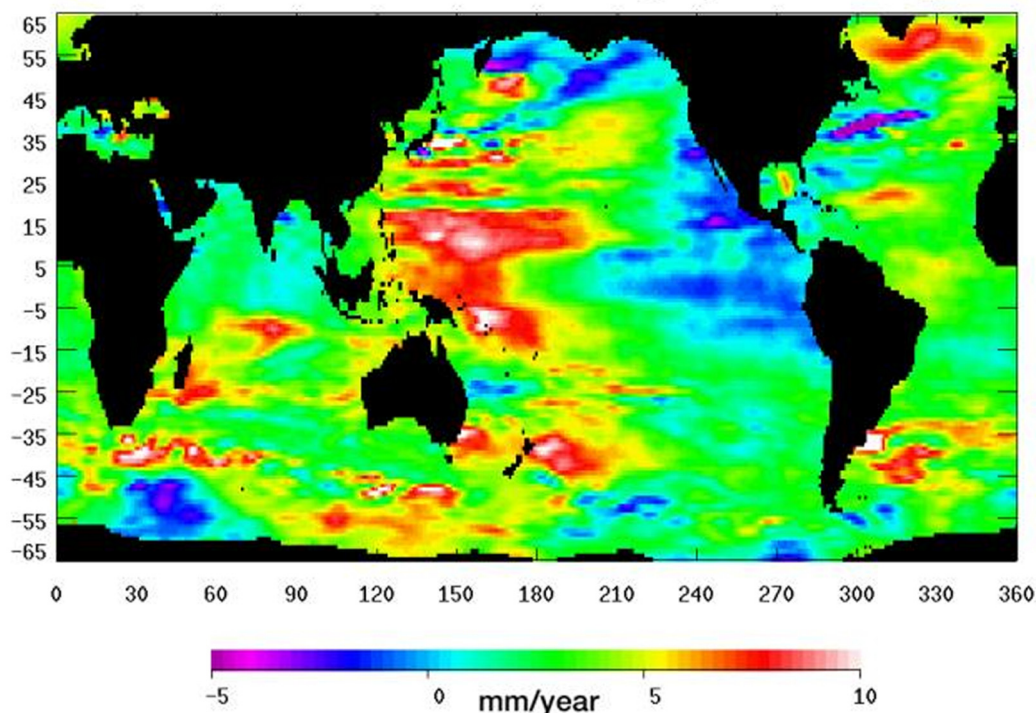
Οι επιπτώσεις των κλιματικών αλλαγών που λαμβάνουν χώρα στην ατμόσφαιρα μπορεί να προκαλέσουν σημαντικές επιπτώσεις στο θαλάσσιο περιβάλλον και κυρίως στη θερμοκρασία του θαλασσινού νερού. Η αύξηση της ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας μπορεί να επιφέρει σημαντικές αλλαγές στο θαλάσσιο περιβάλλον και συγκεκριμένα στο υψόμετρο της στάθμης ελεύθερης επιφάνειας. Οι μεταβολές αυτές διαρκούν από μερικές δεκάδες μέχρι εκατοντάδες χρόνια. Από το 19^ο αιώνα έχει παρατηρηθεί ότι η στάθμη επιφάνειας του παγκόσμιου ωκεανού έχει αυξηθεί, ενώ τους προηγούμενους αιώνες ήταν σχεδόν στατική. Η μεταβολή αυτή εικάζεται ότι σχετίζεται άμεσα με την ανθρωπογενή κλιματική αλλαγή. Η μεταβολή αυτή είναι της τάξης των 15-20cm συνολικά, που σημαίνει περίπου 1.5-2.0mm αύξηση το χρόνο, με αυξανόμενο ρυθμό προς το τέλος του 20^{ου} αιώνα (Douglas, 1997). Η τάση της αύξησης της στάθμης της θάλασσας είναι διαφορετική σε κάθε περιοχή του πλανήτη, όπως προέκυψε από δορυφορικές μετρήσεις τα τελευταία 20 χρόνια (Σχήμα 5.16). Η μεταβολή της στάθμης της θάλασσας μπορεί να επηρεάσει τις περισσότερες παράκτιες περιοχές, όπου βρι-

σκεται εγκατεστημένο και το μεγαλύτερο κομμάτι του πληθυσμού της Γης. Η μεταβολή της στάθμης της θάλασσας εξαιτίας της κλιματικής αλλαγής σχετίζεται με τους παρακάτω βασικούς παράγοντες:

- Τη μεταβολή λόγω της τήξης των παγετώνων και προσθήκης νερού στον ωκεανό (συμβολή μάζας). Οι μεταβολές λόγω μάζας σχετίζονται και με αντίστοιχες μεταβολές στη συγκέντρωση του αλατιού (μείωση αλατότητας λόγω προσθήκης γλυκών νερών).
- Τη μεταβολή λόγω της θερμικής διαστολής του θαλασσινού νερού (συμβολή πυκνότητας λόγω θερμοκρασίας).
- Τη μεταβολή λόγω μείωσης/αύξησης της αλατότητας εξαιτίας της προσθήκης/απομάκρυνσης (εξάτμιση) γλυκών νερών (συμβολή της πυκνότητας λόγω αλατότητας).

Επίσης, οι μεταβολές της στάθμης της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας επηρεάζονται και εμμέσως από τις επιπτώσεις της κλιματικής αλλαγής στην ένταση και στη συχνότητα των γεγονότων της μετεωρολογικής παλίρροιας (βλ. Ενότητα 5.3), τα οποία μπορεί να προκαλέσουν απότομη αύξηση της στάθμης και πλημμύρες στις παράκτιες περιοχές (ατμοσφαιρική συμβολή).

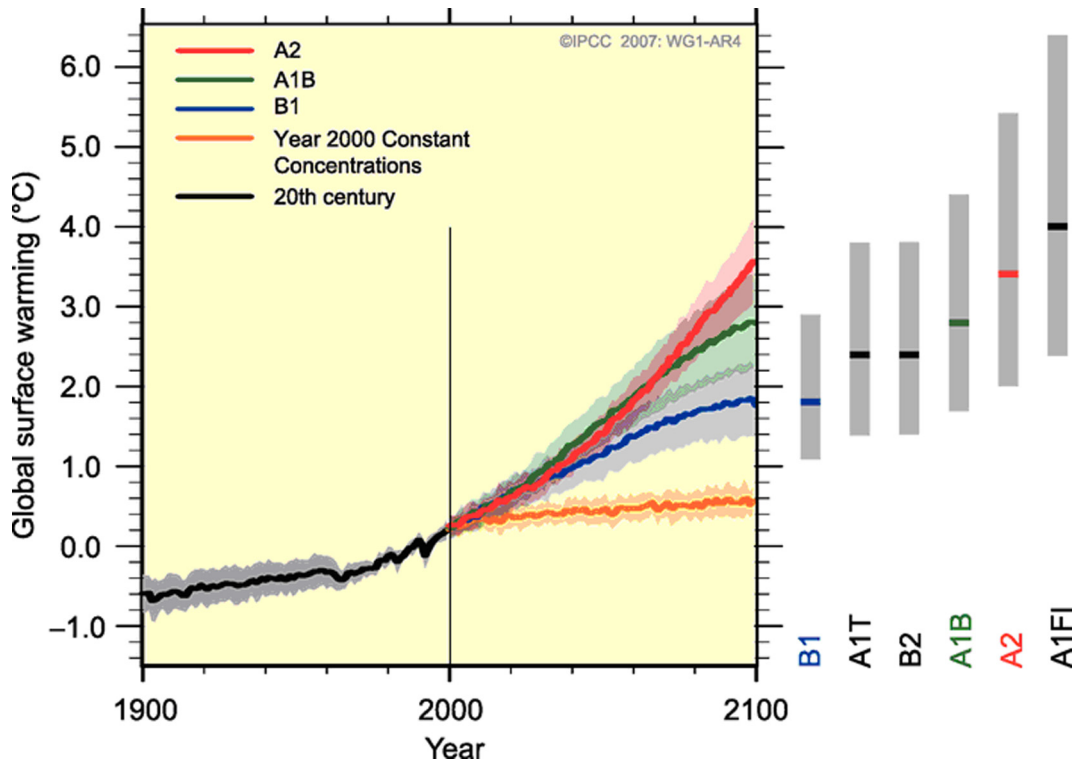
Trend of Sea Level Change (1993-2008)



Σχήμα 5.16 Κατανομή της τάσης της μεταβολής της στάθμης της θάλασσας στον παγκόσμιο ωκεανό. [πηγή: NASA]

Η πρόβλεψη της κλιματικής αλλαγής, επομένως και η πρόγνωση της εξέλιξης της στάθμης της θάλασσας για τον 21^ο αιώνα, βασίζεται σε κλιματικά σενάρια της Διακυβερνητικής Επιτροπής για την Αλλαγή του Κλίματος (IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change: <http://www.ipcc.ch/>). Τα κλιματικά σενάρια του IPCC βασίζονται σε διαφορετικές ατμοσφαιρικές συνθήκες, οι οποίες ενδέχεται να επικρατήσουν κατά τον 21^ο αιώνα και σχετίζονται με τις εκπομπές αερίων του θερμοκηπίου. Καλύπτουν ένα μεγάλο εύρος εκπομπών και ανθρωπογενών παρεμβάσεων με αισιόδοξες και απαισιόδοξες συνθήκες και λαμβάνουν υπόψη τη δημογραφική, κοινωνικοοικονομική και τεχνολογική εξέλιξη. Τα σενάρια ανήκουν σε 4 μεγάλες οικογένειες (A1, A2, B1 και B2), οι οποίες χαρακτηρίζουν διαφορετικού τύπου ανάπτυξη των ενεργοβόρων τεχνολογιών. Η οικογένεια A1 περιέχει τρεις ακόμα υποκατηγορίες (A1F1, A1T και A1B), οι οποίες σχετίζονται με τη χρήση του ορυκτών πόρων (π.χ. πετρέλαιο). Η επιβεβαίωση ή όχι των σεναρίων στο μέλλον εξαρτάται από πολλούς παράγοντες, καθιστώντας τη διαδικασία πολυπαραμετρική, αφού εξαρτάται από πολιτικές αποφάσεις, κοινω-

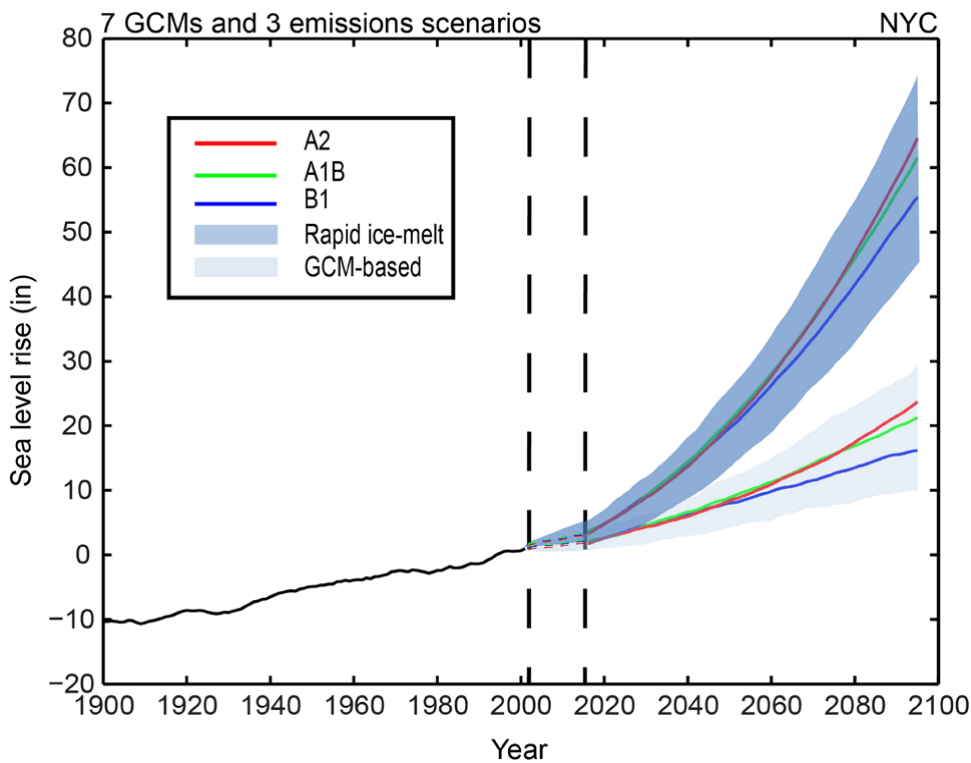
νικοοικονομικές συνθήκες και περιβαλλοντικές συνθήκες. Ο συνδυασμός όλων αυτών των παραγόντων προκαλεί μεγάλη αβεβαιότητα ως προς την επιβεβαίωση κάποιου από τα προαναφερθέντα σενάρια στην πράξη. Στο σχήμα 5.17 παρατηρείται η αύξηση της θερμοκρασίας για τον 20^ο αιώνα, όπως προέκυψε από μετρήσεις και τρεις διαφορετικές εξελίξεις βάσει των κλιματικών σεναρίων.



Σχήμα 5.17 Εξέλιξη της επιφανειακής παγκόσμιας θερμοκρασίας κατά τον 20^ο και 21^ο αιώνα.

Τα κλιματικά σενάρια χρησιμοποιούνται στον υπολογισμό αντίστοιχων μεταβολών στο θαλάσσιο περιβάλλον και κυρίως στην αλλαγή της στάθμης της επιφάνειας της θάλασσας. Ενώ από το 1950 μέχρι σήμερα οι μετρήσεις έχουν δείξει μία αύξηση της παγκόσμιας στάθμης της τάξης του 1.7mm/year, οι μελλοντικές προβλέψεις για τον 21^ο αιώνα δίνουν αύξηση 70-150cm, ανάλογα με το κλιματικό σενάριο. Για παράδειγμα, οι Lowe & Gregory (2005) υπολόγισαν ότι, βάσει του κλιματικού σεναρίου A2, η παράκτια περιοχή της Αγγλίας μπορεί να εμφανίσει αύξηση της στάθμης μέχρι και 1.2m. Στο σχήμα 5.18 παρουσιάζεται η εξέλιξη της στάθμης του παγκόσμιου ωκεανού τόσο από μετρήσεις για τον 20^ο αιώνα, όσο και με τη χρήση των κλιματικών σεναρίων A2, A1B και B1. Στη Μεσόγειο Θάλασσα εικάζεται ότι η ανύψωση της στάθμης κατά τον 21^ο αιώνα θα είναι της τάξης 2.80 mm/year, κυρίως λόγω προσθήκης μάζας (βλ. Ενότητα 5.5.1).

Στη βελτίωση των αποτελεσμάτων των κλιματικών προσομοιώσεων σε μικρότερες περιοχές από τον παγκόσμιο ωκεανό, όπως είναι η Μεσόγειος Θάλασσα, είναι σημαντική η αύξηση των χωρικών αναλύσεων των προσομοιώσεων. Ο τρόπος αύξησης της χωρικής ανάλυσης ονομάζεται δυναμικός καταβιβασμός της κλίμακας (*dynamic downscaling*) και είναι ιδιαίτερα σημαντικός εξαιτίας των διαφορετικών μορφολογικών και μετεωρολογικών χαρακτηριστικών που υπάρχουν μεταξύ των διαφόρων παράκτιων περιοχών. Για παράδειγμα, άλλα τοπογραφικά χαρακτηριστικά υπάρχουν στο Αιγαίο Πέλαγος με το μεγάλο αριθμό νησιών και άλλα στην Αδριατική Θάλασσα, επηρεάζοντας με διαφορετικό τρόπο τις επιπτώσεις της κλιματικής αλλαγής στα διάφορα θαλάσσια φαινόμενα.



Σχήμα 5.18 Εξέλιξη της στάθμης ελεύθερης επιφάνειας στον παγκόσμιο ωκεανό κατά τον 20^ο και 21^ο αιώνα.

5.5.1 Αύξηση της στάθμης λόγω τήξης των πάγων

Μία από τις πιο γνωστές επιπτώσεις της αύξησης της ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας είναι η τήξη των παγωμένων μαζών σε διάφορες περιοχές της Γης. Οι παγετώνες καλύπτουν το 10% του παγκόσμιου χάρτη και συναντώνται σε όλες τις ηπείρους με εξαίρεση την Ωκεανία. Οι παγωμένες αυτές μάζες είναι οι μεγαλύτεροι αποθηκευτικοί χώροι γλυκού νερού, καθώς περιέχουν περίπου το 75% του γλυκού νερού που υπάρχει στη Γη. Κατά τον περασμένο αιώνα οι περισσότεροι παγετώνες, τόσο στη Γροιλανδία, όσο και στην Ανταρκτική, έχασαν μεγάλο μέρος της μάζας τους. Μείωση των παγετώνων συμβαίνει όταν η ισορροπία μάζας, δηλαδή η διαφορά μεταξύ της προσθήκης πάγου το χειμώνα και της τήξης το καλοκαίρι, είναι αρνητική, με αποτέλεσμα να λιώνει περισσότερος πάγος από αυτόν που προστίθεται (Pidwiny, 2006). Στο σχήμα 5.19 φαίνεται η μείωση ενός από τους μεγαλύτερους παγετώνες στον κόσμο, του παγετώνα Gangotri, στην περιοχή των Ιμαλαΐων. Όταν η ατμοσφαιρική θερμοκρασία υπερβεί ένα συγκεκριμένο όριο ή οι υψηλές θερμοκρασίες διαρκέσουν για μεγάλα χρονικά διαστήματα ή/και οι βροχοπτώσεις-χιονοπτώσεις είναι περιορισμένες, τότε οι παγετώνες και γενικά οι περιοχές που καλύπτονται από πάγο θα χάσουν μάζα.



Σχήμα 5.19 Σκαρίφημα της μείωσης του παγετώνα Gangotri από το 1780 έως σήμερα πάνω σε δορυφορική εικόνα. [Πηγή: NASA]

Η τήξη των πάγων έχει ως συνέπεια τη μεταφορά τόσο μεγάλων κομματιών πάγου, όσο και νερού, προς τη θάλασσα. Τα τελευταία χρόνια ο πάγος που καταλήγει στη θάλασσα είναι πολύ περισσότερος από αυτόν που αντικαθίσταται από τις χιονοπτώσεις. Για παράδειγμα, η ταχύτητα της μεταφοράς πάγου προς τη θάλασσα από τις παγωμένες περιοχές της Γροιλανδίας διπλασιάστηκε μέσα σε μερικά χρόνια (Kerr, 2006). Η απώλεια του πάγου στη Γροιλανδία κυμαίνεται μεταξύ 82 και 224km³/year. Υπολογίζεται ότι αν λιώσει όλος ο πάγος της Γροιλανδίας, διεργασία που μπορεί να διαρκέσει και χιλιάδες χρόνια, τότε η στάθμη του παγκόσμιου ωκεανού θα αυξηθεί κατά 7m! Αντίστοιχα φαινόμενα έχουν παρατηρηθεί και σε άλλες παγωμένες περιοχές, όπως είναι η Ανταρκτική. Σύμφωνα με το IPCC η τήξη των παγετώνων στα βουνά των ηπείρων οδήγησε στην αύξηση της στάθμης κατά 2.5cm κατά το δεύτερο μισό του 20^{ου} αιώνα. Η τήξη των πάγων έχει δύο βασικές επιπτώσεις:

- Οι περιοχές που τροφοδοτούνται με νερό από τους παγετώνες θα αντιμετωπίσουν προβλήματα απώλειας νερού στην περίπτωση εξαφάνισης όλης της παγωμένης μάζας.
- Πρόσθεση μεγάλων ποσοτήτων νερού στους ωκεανούς που συμβάλλει στην αύξηση της στάθμης της θάλασσας και τη μείωση της αλατότητας και της θερμοκρασίας.

Μία επιπρόσθετη επίπτωση της τήξης των πάγων στο θαλάσσιο περιβάλλον είναι η μετατροπή των επιπλέοντων παγόβουνων σε θαλασσινό νερό. Αυτή η διεργασία, αν και δεν αυξάνει τη στάθμη της θάλασσας άμεσα, μια και το παγόβουνο βρισκόταν ήδη μέσα στον ωκεανό, έχει έμμεσες επιπτώσεις εξαιτίας της μείωσης της επιφανειακής αντανακλαστικότητας (*surface reflectivity*). Η μείωση αυτή επιτρέπει την απορρόφηση περισσότερης ηλιακής ακτινοβολίας από τη θαλάσσια μάζα, αυξάνοντας τη θερμοκρασία της θάλασσας και συμβάλλοντας στην αύξηση της ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας και στην περαιτέρω τήξη των πάγων στην ξηρά.

5.5.2 Αύξηση στάθμης λόγω θερμικής διαστολής

Το θαλασσινό νερό, όπως ο αέρας και τα άλλα ρευστά, διαστέλλεται με την αύξηση της θερμοκρασίας του. Όπως αναφέρθηκε και στο Κεφάλαιο 2, η αύξηση της θερμοκρασίας του θαλασσινού νερού έχει ως αποτέλεσμα τη μείωση της πυκνότητάς του. Οπότε, όταν μειωθεί η πυκνότητα σε μία μάζα νερού, αυξάνεται ο όγκος της. Καθώς η κλιματική αλλαγή αυξάνει τη θερμοκρασία της θάλασσας, αρχικά στην επιφάνεια, αλλά σταδιακά και στο εσωτερικό της (βλ. Κεφάλαιο 2), το θαλασσινό νερό διαστέλλεται συμβάλλοντας στην αύξηση της στάθμης της θάλασσας. Η αύξηση της στάθμης λόγω θερμικής διαστολής ονομάζεται «εσωτερική ανύψωση της στάθμης» (*steric sea level rise*).

Η θερμική διαστολή έχει συμβάλει στην αύξηση της στάθμης του παγκόσμιου ωκεανού κατά 2.5cm στο δεύτερο μισό του 20^{ου} αιώνα. Η συμβολή της συγκεκριμένης διεργασίας στη μεταβολή της στάθμης σχετίζεται άμεσα με τη θερμοκρασία της θάλασσας, επομένως η αύξηση της θερμοκρασίας του παγκόσμιου ωκεανού μπορεί να δώσει μία καλή εκτίμηση της αύξησης της στάθμης στο μέλλον. Για τον 21^ο αιώνα το IPCC έχει προβλέψει ότι η μικρότερη αύξηση της στάθμης λόγω θερμικής διαστολής μπορεί να κυμανθεί μεταξύ 17 και 18cm. Η μεγάλη θερμική χωρητικότητα του ωκεανού απαιτεί σημαντικό χρόνο μέχρι να μεταφερθούν οι επιπτώσεις της επιφανειακής θέρμανσης στο εσωτερικό της θάλασσας και ιδιαίτερα μέχρι τον πυθμένα των μεγάλων ωκεανών. Αυτό σημαίνει ότι, ακόμα και αν υπάρξει θετική αναστροφή των επιπτώσεων των αερίων του θερμοκηπίου και σταθεροποιηθεί η ανθρωπογενής κλιματική αλλαγή, η στάθμη της θάλασσας μπορεί να συνεχίσει να αυξάνεται λόγω θερμικής διαστολής για αιώνες μετά (IPCC).

Σε μία πρόσφατη μελέτη ο Levitus (2000) ανακάλυψε ότι ο παγκόσμιος ωκεανός έχει αποθηκεύσει θερμική ενέργεια 20×10^{22} Joules από το 1955 έως το 1995, με περισσότερη από τη μισή να εντοπίζεται στα άνω 300m. Ο ρυθμός θέρμανσης είναι περίπου $0.7^\circ\text{C}/\text{αιώνα}$. Η αύξηση της στάθμης λόγω θερμικής διαστολής είναι περίπου $0.55\text{mm}/\text{year}$, με μέγιστα στις υποτροπικές περιοχές του Βόρειου Ατλαντικού και στις τροπικές περιοχές του Ανατολικού Ειρηνικού.

Ο όγκος V_0 μία συγκεκριμένης μάζας θαλασσινού νερού διαστέλλεται σε όγκο ΔV με μία αύξηση της θερμοκρασίας κατά ΔT :

$$\Delta V = \alpha V_0 \Delta T \quad [5.38]$$

όπου α ($1/^\circ\text{C}$) είναι ο συντελεστής θερμικής διαστολής, ο οποίος λαμβάνεται από τους υδρογραφικούς πίνακες Knudsen (1901). Ο συντελεστής θερμικής διαστολής εξαρτάται από την πίεση, δηλαδή το βάθος στο οποίο βρίσκεται η μάζα του θαλασσινού νερού, από την περιεκτικότητα σε αλάτι (αλατότητα, βλ. Κεφάλαιο 2) και από τη θερμοκρασία (Ekman, 1908). Ο συντελεστής θερμικής διαστολής του θαλασσινού νερού είναι μεγαλύτερος από του γλυκού νερού και αυξάνεται με την αύξηση της πίεσης, δηλαδή με το βάθος στη στήλη νερού.

Όπως αναφέρθηκε στην Ενότητα 5.5.1, η εισαγωγή των λιωμένων πάγων μειώνει την αλατότητα της θάλασσας κυρίως σε περιοχές με μεγάλα γεωγραφικά πλάτη (π.χ. Ανταρκτική). Ταυτόχρονα, όμως, η παγκόσμια θέρμανση (*global warming*) λόγω κλιματικής αλλαγής μπορεί να προκαλέσει αύξηση της εξάτμισης από την επιφάνεια της θάλασσας, που συνεπάγεται αύξηση της αλατότητας και επομένως συμπύκνωση της θάλασσας μάζας.

Οι μεταβολές της αλατότητας του παγκόσμιου ωκεανού προκαλούν σημαντικές αλλαγές στη γενικότερη παγκόσμια θερμοαλατική κυκλοφορία επηρεάζοντας τα φυσικά και βιολογικά χαρακτηριστικά των διάφορων θαλάσσιων λεκανών. Η κλιματική αλλαγή φαίνεται ότι έχει επιφέρει σημαντικές διαφοροποιήσεις στον παγκόσμιο κύκλο νερού (*global water cycle*). Τα τελευταία χρόνια οι υψηλότερες θερμοκρασίες στον Ατλαντικό Ωκεανό έχουν αυξήσει την εξάτμιση και έχουν μειώσει τη βροχόπτωση σε μια μεγάλη ζώνη ανάμεσα στην Αφρική και στην Καραϊβική Θάλασσα (Stott et al., 2008), επηρεάζοντας τα ρεύματα πυκνότητας του παγκόσμιου ωκεανού (βλ. Ενότητα 4.7). Τέλος, μια αλλαγή στην κυκλοφορία μπορεί, επίσης, να προκαλέσει αλλαγή στη στάθμη της θάλασσας. Προς το παρόν, η στάθμη της θάλασσας στο Βόρειο Ατλαντικό είναι περίπου 1m χαμηλότερη από αντίστοιχες περιοχές του βορείου Ειρηνικού, επειδή τα βαθιά νερά δημιουργούνται μόνο στον Ατλαντικό. Αυτό οφείλεται στη γεωστρωφική ισορροπία των επιφανειακών ρευμάτων και τις κλίσεις της επιφάνειας της θάλασσας. Σε περίπτωση αλλαγής αυτής της θερμοαλατικής κυκλοφορίας, η στάθμη του Βορείου Ατλαντικού θα ανέβαινε γρήγορα κατά ένα μέτρο περίπου. Οποιαδήποτε αλλαγή στα επιφα-

νειακά ρεύματα σχετίζεται με μια γρήγορη δυναμική προσαρμογή της τοπογραφίας της επιφάνειας της θάλασσας (χωρίς επιπτώσεις στη μέση παγκόσμια στάθμη της θάλασσας).

5.5.3 Επίδραση της κλιματικής αλλαγής στις μετεωρολογικές παλίρροιες

Η κλιματική αλλαγή μπορεί εμμέσως να επηρεάσει τη στάθμη της θάλασσας μεταβάλλοντας τις ατμοσφαιρικές συνθήκες, επομένως και τα συστήματα βαρομετρικού χαμηλού, τα οποία προκαλούν φαινόμενα μετεωρολογικής παλίρροιας στις παράκτιες περιοχές. Ο συνδυασμός της αύξησης της στάθμης λόγω κλιματικής αλλαγής με την εμφάνιση πιο συχνών και πιο ισχυρών γεγονότων μετεωρολογικής παλίρροιας αυξάνει την τρωτότητα των παράκτιων περιοχών και τον κίνδυνο πλημμύρας. Η μελέτη του συγκεκριμένου φαινομένου αφορά τις μεταβολές στην ένταση και τη συχνότητα εμφάνισης εξαιρετικών γεγονότων μετεωρολογικής παλίρροιας. Επιπρόσθετα, η αύξηση της θερμοκρασίας των ωκεανών, και ειδικά των περιοχών με έντονα χαρακτηριστικά γένεσης κυκλωνικών ατμοσφαιρικών συστημάτων, όπως είναι ο υποτροπικός Βόρειος Ατλαντικός, έχει ως συνέπεια την ενεργειακή ανατροφοδότηση των ατμοσφαιρικών συστημάτων από τη θερμή θάλασσα και την αύξηση της έντασής τους. Η κίνηση ενός βαρομετρικού χαμηλού πάνω από μία κρύα θάλασσα έχει ως συνέπεια τη σταδιακή εξασθένησή του, ενώ η διασταύρωση του συστήματος με θερμές θαλάσσιες μάζες προκαλεί ενδυνάμωσή του, αυξάνοντας τον κίνδυνο καταστροφών στις παράκτιες περιοχές. Αύξηση της παγκόσμιας επιφανειακής θερμοκρασίας κατά 1°C μπορεί να διπλασιάσει το ρίσκο πλημμύρας από τη δράση μεγάλων ατμοσφαιρικών συστημάτων χαμηλής πίεσης, όπως είναι οι μεγάλοι τυφώνες (Grinsted et al., 2013).

Παράκτιες περιοχές χαμηλού εδαφικού υψομέτρου εμφανίζουν μεγάλο κίνδυνο παράκτιας κατάκλυσης από την ένταση του φαινομένου της μετεωρολογικής παλίρροιας, το οποίο μπορεί να προκαλέσει εκτεταμένες πλημμύρες, παράκτια διάβρωση και καταστροφές (White, 1974). Με τη χρήση κλιματικών σεναρίων από την IPCC (IPCC, 2001) έχει υπολογιστεί ότι αρκετές παράκτιες περιοχές μπορεί να εμφανίσουν σημαντικές ανυψώσεις στάθμης εξαιτίας μετεωρολογικών συνθηκών τον 21^ο αιώνα.

Η μαθηματική προσομοίωση της εξέλιξης του φαινομένου της μετεωρολογικής παλίρροιας σε κλιματικές περιόδους βασίζεται στις εξισώσεις υπολογισμού της μετεωρολογικής παλίρροιας που παρουσιάζονται στην Ενότητα 5.4. Τα τελευταία χρόνια γίνεται μια προσπάθεια αύξησης των χωρικών αναλύσεων των ατμοσφαιρικών κλιματικών προσομοιώσεων, ώστε να μπορούν να περιγραφούν με μεγαλύτερη λεπτομέρεια οι επιπτώσεις της κλιματικής αλλαγής σε τοπικές παράκτιες περιοχές (π.χ. Αιγαίο Πέλαγος). Ο τρόπος αύξησης της χωρικής ανάλυσης ονομάζεται δυναμικός καταβιβασμός της κλίμακας (*dynamic downscaling*) και είναι ιδιαίτερα σημαντικός εξαιτίας των διαφορετικών μορφολογικών και μετεωρολογικών χαρακτηριστικών που υπάρχουν μεταξύ των διαφόρων παράκτιων περιοχών, π.χ. Αιγαίο Πέλαγος με το μεγάλο αριθμό νησιών και Αδριατική Θάλασσα χωρίς νησιωτικούς σχηματισμούς.

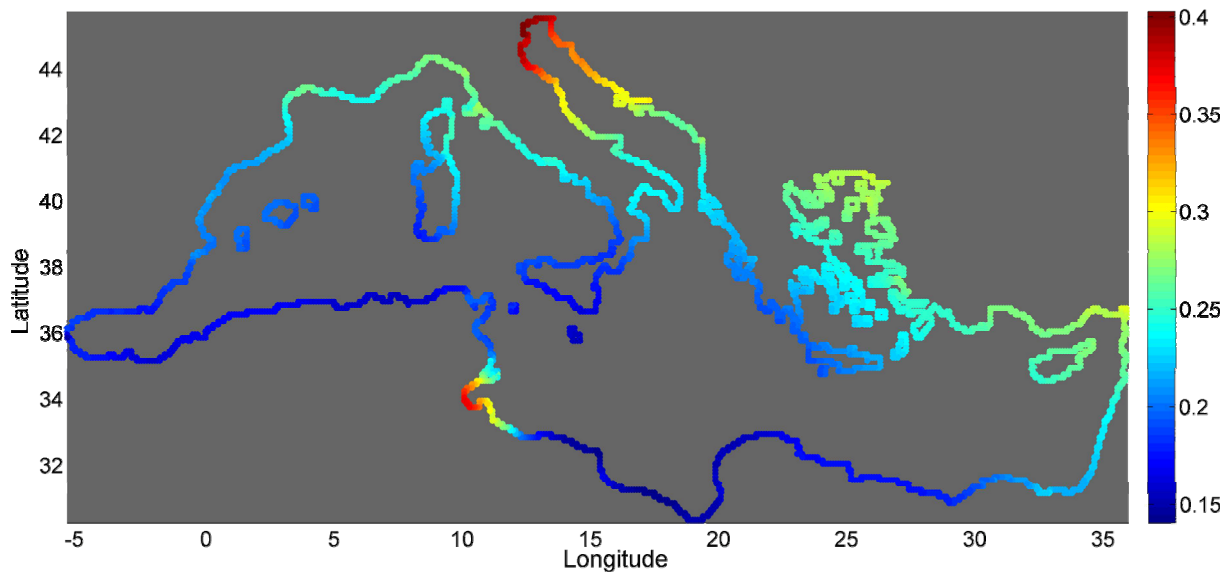
Η στατιστική σημαντικότητα των τάσεων της εξέλιξης του φαινομένου της μετεωρολογικής παλίρροιας, δηλαδή αν η χρονική εξέλιξή του έχει κάποια σημαντική τάση, είναι ιδιαίτερα κρίσιμη στην εκτίμηση της επικινδυνότητας και στη διερεύνηση της επιρροής της κλιματικής αλλαγής πάνω στη μεταβολή της στάθμης λόγω μετεωρολογικών συνθηκών. Ένας από τους προτεινόμενους δείκτες για τη διερεύνηση αυτή είναι ο δείκτης μετεωρολογικής παλίρροιας (*Storm Surge Index, SSI*), ο οποίος δηλώνει τη στατιστικά σημαντική ανύψωση της στάθμης της ελεύθερης επιφάνειας που μπορεί να εμφανιστεί σε ετήσια βάση (Conte & Lionello, 2013):

$$SSI = \frac{MaxSSH_1 + MaxSSH_2 + MaxSSH_3}{3} \quad [5.39]$$

όπου $MaxSSH_i$ ($i=1,2,3$) είναι οι τρεις μέγιστες ανυψώσεις στάθμης που εμφανίζονται σε ένα έτος και απέχουν μεταξύ τους τουλάχιστον 120 ώρες, ώστε να θεωρούνται ξεχωριστά γεγονότα μετεωρολογικής παλίρροιας. Ο υπολογισμός της μέσης τιμής του SSI μιας μεγάλης χρονικής περιόδου (π.χ. κλιματική περίοδος) για μία περιοχή δίνει τη στατιστικά σημαντική τιμή του μέγιστου που μπορεί να εμφανιστεί στη συγκεκριμένη περιοχή κατά τη διάρκεια της περιόδου διερεύνησης.

Ως παράδειγμα της χρησιμότητας του συντελεστή SSI παρουσιάζεται στο σχήμα 5.20 η χωρική κατανομή του στην παράκτια περιοχή της Μεσογείου για το τέλος του 21^{ου} αιώνα με την παραδοχή της επικράτησης του κλιματικού σεναρίου A1B (Androulidakis et al. 2015). Για τον υπολογισμό του SSI μελετήθηκε η εξέλιξη της μετεωρολογικής παλίρροιας κατά το δεύτερο μισό του 20^{ου} αιώνα και κατά τον 21^ο αιώνα, για την περιοχή της Μεσογείου, προσομοιώθηκε με αριθμητικά μοντέλα υψηλής χωρικής ανάλυσης. Από τα παραπά-

νω αποτελέσματα της χωρικής κατανομής του SSI γίνεται φανερό ότι, επειδή η εξέλιξη της κλιματική αλλαγής κατά τον 21^ο αιώνα μπορεί να επηρεάσει τόσο το μέγεθος των γεγονότων ανύψωσης της στάθμης, όσο και τη διάρκεια, την έκταση και την εποχικότητα τους, και παρά το γεγονός ότι το κλιματικό σενάριο A1B θεωρείται μετριοπαθές σχετικά με τις εκπομπές αερίων θερμοκηπίου, η ανύψωση της στάθμης (λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας) θα είναι ιδιαίτερα σημαντική στις περιοχές της Βόρειας Αδριατικής και του Νότιου τμήματος της Κεντρικής Μεσογείου, ενώ σχετικά υψηλές τιμές μπορεί να εμφανιστούν και στην περιοχή του ΒΑ Αιγαίου. Οι μαθηματικές προσομοιώσεις στη μελέτη της επιρροής της κλιματικής αλλαγής στο θαλάσσιο περιβάλλον και ιδιαίτερα στην εξέλιξη της στάθμης της θάλασσας είναι ιδιαίτερα χρήσιμες στο μακροπρόθεσμο σχεδιασμό των παράκτιων και θαλάσσιων έργων, στην ολοκληρωμένη διαχείριση της παράκτιας ζώνης και βέβαια στην προστασία της ανθρώπινης ζωής.



Σχήμα 5.20 Κατανομή του SSI (m) κατά μήκος της ακτογραμμής της Μεσογείου για τον 21^ο αιώνα.

5.6. Παράκτιες πλημμύρες και δείκτες τρωτότητας

5.6.1. Αίτια δημιουργίας παράκτιων πλημμυρών

Η **πλημμύρα στην παράκτια ζώνη** (*coastal flood*) είναι το φαινόμενο κατά το οποίο οι συνήθως ξηρές πεδινές εκτάσεις χαμηλού υψομέτρου πίσω (ανάντη) από την ακτογραμμή κατακλύζονται από θαλάσσια ύδατα για μεγάλο (ικανό) χρονικό διάστημα, προκαλώντας συνήθως καταστροφές και επιπτώσεις στο τεχνητό και φυσικό περιβάλλον, αντίστοιχα. Όμως δε θα πρέπει να συγχέεται η συνήθης αναρρίχηση των τυπικών (ακόμα και μεγάλων σε ύψος) κυματισμών, που μπορεί να προκαλέσει πρόσκαιρη κατάκλυση στην ακτή με θαλάσσια ύδατα, τα οποία όμως υποχωρούν γρήγορα προς τα ανοιχτά, με τις μεγάλες σε χωροχρονική κλίμακα πλημμύρες. Η έκταση της παράκτιας πλημμύρας συναρτάται με την ανύψωση της στάθμης των θαλάσσιων νερών και την τοπογραφία της περιοχής κατάκλυσης (*inundation*). Οι παράκτιες πλημμύρες μπορούν να χωριστούν σε τρεις βασικούς τύπους:

- Άμεση κατάκλυση, όταν η ανύψωση της ΣΘ υπερβαίνει το υψόμετρο του εδάφους σε περιοχές όπου συνήθως υπάρχει επίπεδο ανάγλυφο χωρίς φυσικά ή τεχνικά αναχώματα (αμμόλοφοι ή φράγματα).
- Υπερπήδηση (*overtopping*) των φυσικών αναχωμάτων (αμμόλοφοι, αμμοθίνες, φυσικά πρανή κ.λπ.) ή τεχνητών κατασκευών ή έργων προστασίας (θωρακίσεις, κυματοθραύστες, κατακόρυφα μέτωπα, προκυμαίες, μόλοι, αποβάθρες προβλήτες κ.λπ.) της ακτής. Η βίαιη και απότομη υπερπήδηση των αναχωμάτων οφείλεται κυρίως στη δράση των μακρών κυματισμών, ενώ η πιο αργή, αλλά και πιο επιμένουσα, οφείλεται συνήθως σε συνδυασμό έντονων μετεωρολο-

γικών παλιρροιών με την ανώτατη πλήμμη αστρονομική παλίρροιας. Η υπερπήδηση μπορεί να προκαλέσει ροές μεγάλων ταχυτήτων και παροχών στα κατάντη των αναχωμάτων, οι οποίες μπορεί να προκαλέσουν υποσκαφή (*scouring*) τους και διάβρωση σημαντικών εκτάσεων στην παράκτια ζώνη.

- Θραύση ή αστοχία (*breaching*) φυσικών ή τεχνητών αναχωμάτων. Συνήθως λαμβάνει χώρα σε ανοικτές αναπεπταμένες ακτές, εκτεθειμένες στη δράση των μετεωρολογικών παλιρροιών και των κυματισμών. Η αστοχία συνήθως είναι κατάρρευση ενός μέρους του φράγματος, λόγω καθίζησης ή υποσκαφής, που συνοδεύεται από διαρροή και ολίσθηση του υλικού του, με αποτέλεσμα να επιτρέπεται η ροή στο χερσαίο τμήμα της παράκτιας ζώνης κατάντη του αναχωματος.

Οι αρνητικές επιπτώσεις των παράκτιων πλημμυρών ενισχύονται από την ταυτόχρονη διάβρωση (*erosion*) των παράκτιων ιζημάτων (*coastal sediment*) και την υποχώρηση (*subsidence*) των παράκτιων εδαφικών σχηματισμών. Οι προφανείς αιτίες των παράκτιων πλημμυρών είναι:

- οι μετεωρολογικές παλίρροιες λόγω παρατεταμένων βαρομετρικών χαμηλών, καταιγίδων, τυφώνων, τροπικών κυκλώνων και ισχυρών ανέμων,
- η άνοδος της ΜΣΘ λόγω της επίδρασης της Κλιματικής Αλλαγής,
- η σύμπτωση των προηγούμενων με την ετήσια ή υπερετήσια ανώτατη πλήμμη κατά τον παλιρροιακό κύκλο με το μεγαλύτερο δυνατό εύρος,
- η κυματογενής ανύψωση (*wave set-up*) και η αναρρίχηση των νερών στην ακτή λόγω της δράσης μεγάλων σε ύψος και ιδιαζόντως μακρών σε μήκος κυματισμών,
- η πλημμυρική ροή από την προέλαση τσουνάμι σε ακτές.

5.6.2. Τρωτότητα παράκτιων ζωνών και κατηγοριοποίηση ακτών με δείκτες

Ως **τρωτότητα παράκτιου συστήματος** (*coastal vulnerability*) ορίζεται η έκταση των επιβλαβών επιπτώσεων από την επίδραση επικίνδυνων φαινομένων στην παράκτια ζώνη, η οποία αναμένεται δυνητικά, υπό ορισμένες συνθήκες έκθεσης (*exposure*), ευπάθειας (*susceptibility*) και ανθεκτικότητας (*resilience*) του συστήματος. Με τεχνικούς όρους, η παράκτια τρωτότητα σχετίζεται με τον κίνδυνο (*risk*), ο οποίος ποσοτικά εκφράζεται από την πιθανότητα (*probability*) να προκληθούν ζημιές (*damages*) στην παράκτια ζώνη, από την επίδραση επικίνδυνων (*hazard*) πλημμυρικών γεγονότων. Η παράκτια τρωτότητα είναι συνάρτηση τόσο της ευαισθησίας του παράκτιου συστήματος στον κίνδυνο, όσο και της ίδιας της έντασης των συνεπειών μιας παράκτιας πλημμύρας και, ουσιαστικά, δείχνει τη δυνατότητα του συστήματος να προσαρμοστεί ή/και να αντιμετωπίσει τις συνέπειες του απειλητικού πλημμυρικού γεγονότος. Η πολύπλοκη μορφολογία των παράκτιων ζωνών, που ποικίλλει έντονα από περιοχή σε περιοχή, καθιστά ιδιαίτερα επαχθή τη δημιουργία ενός γενικευμένου μοντέλου παράκτιας τρωτότητας, με αποτέλεσμα να έχουν αναπτυχθεί κατά καιρούς διαφορετικές προσεγγίσεις για την εκτίμηση της τρωτότητας σε πλημμύρα των παράκτιων περιοχών. Οι βασικότερες κατηγορίες σύμφωνα με την τεχνική έκθεση της ETC/CCA (2011) είναι:

1. Μέθοδοι στη βάση δυναμικών υπολογιστικών μοντέλων προσομοίωσης.
2. Συστήματα υποστήριξης αποφάσεων (*decision support system, DSS*) στη βάση γεωγραφικών συστημάτων πληροφοριών (GIS).
3. Μέθοδοι ανεξάρτητων δεικτών βασισμένες σε GIS.
4. Δείκτες παράκτιας τρωτότητας.

Ο έννοια του **δείκτη παράκτιας τρωτότητας** (*Coastal Vulnerability Index, CVI*) αναπτύχθηκε ως μια μορφή σύντομης, εύχρηστης και αξιόπιστης εκτίμησης της τρωτότητας των ακτών. Οι πιο απλές μορφές δεικτών εξετάζουν την εκτίμηση μόνο της φυσικής τρωτότητας, ενώ οι πιο πολύπλοκες περιλαμβάνουν τις επιπτώσεις σε τομείς όπως η κοινωνία, η οικονομία, η οικολογία, ο πολιτισμός κ.ά. (Κόκκινος et al., 2014). Μια από τις πρώτες, και κλασικές πια, προσπάθειες ορισμού δεικτών τρωτότητας που αφορούσε τη φυσική τρωτότητα (πλημμύρα και διάβρωση) και περιελάμβανε και τις συνέπειες της κλιματικής αλλαγής ήταν ο *CVI* που αναπτύχθηκε από τους Gornitz & Kanciruk (1989) και Gornitz (1991), όμως είχε αναφορά κυρίως στις ακτές των ΗΠΑ και του Καναδά. Η Διακυβερνητική Επιτροπή για την Αλλαγή του Κλίματος (IPCC) μέσω του

Coastal Zone Management Subgroup (CZMS), αλλά και οι Gornitz et al. (1994), έχουν προτείνει ένα *CVI* που περιλαμβάνει 6 φυσικές παραμέτρους για την ποσοτικοποιημένη εκτίμηση της τρωτότητας με εφαρμογή σε παγκόσμια κλίμακα. Η μέθοδος απαιτεί χρήση αριθμητικών δεδομένων που δεν μπορούν να εξισωθούν άμεσα με συγκεκριμένες φυσικές διεργασίες, παρ' όλα αυτά μπορεί ο συνδυασμός των δεδομένων να υποδείξει τις περιοχές, όπου τα διάφορα επικίνδυνα φαινόμενα, κυρίως σε σχέση με την Κλιματική Αλλαγή, μπορεί να είναι αξιοσημείωτα. Αφού αποδοθούν τιμές για κάθε παράμετρο της ανάλυσης στην υπό μελέτη ακτή (Πίνακας 5.3), ο *CVI* υπολογίζεται ως η τετραγωνική ρίζα του λόγου του γεωμετρικού μέσου (γινομένου) των καταταγμένων μεταβλητών προς το πλήθος τους, ως εξής:

$$CVI = \sqrt{\frac{(I_a \cdot I_b \cdot I_c \cdot I_d \cdot I_e \cdot I_f)}{6}} \quad [5.40]$$

όπου οι μεταβλητές *I* αντιστοιχούν σε:

I_a: γεωμορφολογία

I_b: κλίση πυθμένα/εδάφους ακτής

I_c: σχετικός ρυθμός μεταβολής της ανόδου της ΜΣΘ

I_d: ρυθμός μεταβολής της διάβρωσης/απόθεσης ιζήματος στην ακτογραμμή

I_e: μέσο παλιρροιακό εύρος

I_f: μέσο σημαντικό (ή κάποιο χαρακτηριστικό) ύψος κύματος

<i>CVI</i>	Πολύ χαμηλός	Χαμηλός	Μεσαίος	Υψηλός	Πολύ υψηλός
Μεταβλητές	1	2	3	4	5
<i>I_a</i>	Απότομα βράχια Φιόρδ	Μεσαίος κλίσης γκρεμοί Μη αναπεπταμένες ακτές	Χαμηλά βράχια Παγετώδεις σχηματισμοί Αλλουβιακές πεδιάδες	Παραλίες με κροκάλες Εκβολές Ποταμόκολποι Λιμνοθάλασσες	Αμμώδεις παραλίες Αλυκές Ιλυώδεις παραλίες Δέλτα Αποθέσεις μαγκρόβιων Κοραλλιογενείς ύφαλοι
<i>I_b</i>	> 0.2	0.2 – 0.07	0.07 – 0.4	0.04 – 0.025	< 0.025
<i>I_c</i>	< 1.8	1.8 – 2.5	2.5 – 2.95	2.95 – 3.16	> 3.16
<i>I_d</i>	> 2	1 – 2	-1 – +1	-1.1 – -2	< -2.1
<i>I_e</i>	> 6	4.1 – 6	2 – 4	1 – 1.9	< 1
<i>I_f</i>	> 0.55	0.55 – 0.85	0.85 – 1.05	1.05 – 1.25	> 1.25

Πίνακας 5.3 Τιμές και χαρακτηρισμός *CVI* και μεταβλητών *I*.

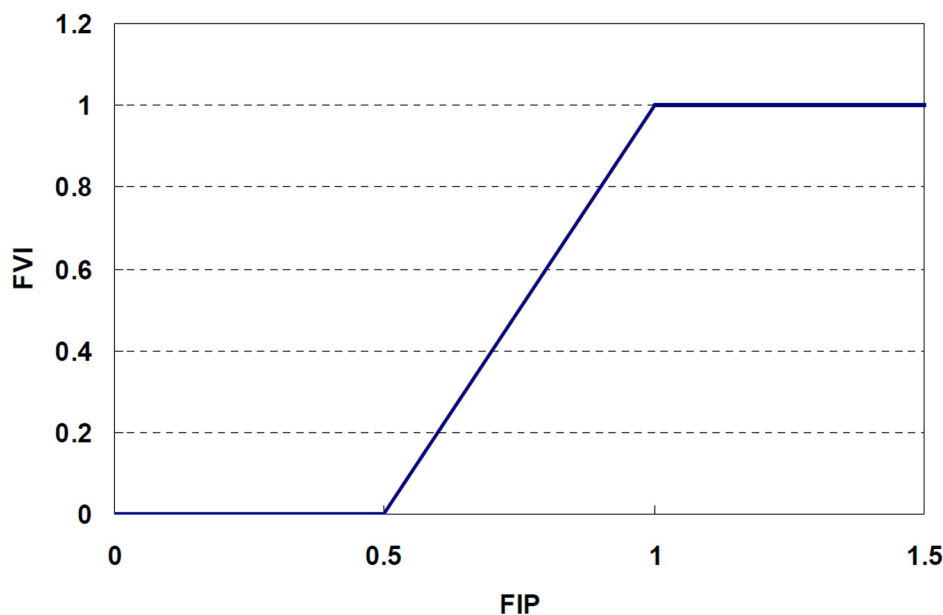
Σίγουρα η χρήση του *CVI* πρέπει να είναι ενδεικτική της κατηγοριοποίησης των ακτών και όχι απόλυτη, καθώς τα περισσότερα προβλήματα μεγάλης κλίμακας αφορούν ιδιαίτερα πολύπλοκα φυσικά συστήματα, π.χ. δέλτα και εκβολές ποταμών, οπότε η εκτίμηση της τρωτότητάς τους μέσω *CVI* παραβλέπει κάποιες από τις φυσικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα εκεί. Επίσης, κατά καιρούς έχουν χρησιμοποιηθεί παραλλαγές του δείκτη τρωτότητας *CVI*, που περιλαμβάνουν επιπλέον μεταβλητές για τις παράκτιες κατασκευές, την πρόσβαση στην ακτή και τις χρήσεις γης, μεταβλητές κατηγοριοποίησης των κοινωνικών, οικονομικών και πολιτισμικών στοιχείων της περιοχής μελέτης, μεταβλητές για τις χρονικές μεταβολές του παλιρροιακού σήματος στο πέρας των ετών, μεταβλητές χαρακτηρισμού των κυματικών καταγίδων και επιπρόσθετοι παράγοντες, όπως το ιστορικό της διάβρωσης της ακτογραμμής.

Μια από τις πιο πρόσφατες περιπτώσεις μεθοδολογιών για την εκτίμηση της παράκτιας τρωτότητας μόνο σε σχέση με την κατάκλυση από πλημμυρικά γεγονότα, λόγω κυματισμών και μετεωρολογικής παλιρροιας, παρουσιάστηκε από τους Mendoza & Jimenez (2009). Η εφαρμογή της έγινε στις ακτές της Καταλονίας, αλλά μπορεί να εφαρμοστεί και στην υπόλοιπη Μεσόγειο, όπου οι γενικότερες θαλάσσιες και κλιματικές συνθήκες είναι παρόμοιες. Η εκτίμηση του νέου δείκτη πλημμυρικής τρωτότητας *FVI* (*Flood Vulnerability Index*) βασίζεται στη χρήση μιας ενδιάμεσης παραμέτρου πλημμύρας *FIP* (*Flood Intermediate Parameter*) και στη μεταξύ τους σχέση, όπως αυτή παρουσιάζεται στο διάγραμμα που δίνεται στο σχήμα 5.21.

Η ενδιάμεση παράμετρος πλημμύρας FIP δίνεται από τη σχέση:

$$FIP = \frac{R + \xi}{B} \quad [5.41]$$

όπου R (m) είναι η κυματική αναρρίχηση, ξ (m) είναι η μέγιστη ανύψωση της ΣΘ λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας και B (m) είναι το ύψος του παράκτιου μετώπου της ακτής. Έτσι, σύμφωνα με το σχήμα 5.21, η πιο ασφαλής περίπτωση ορίζεται για τιμές του $FIP < 0.5$, δηλαδή για $B > 2(R + \xi)$ με πρακτικά μηδενική τρωτότητα, ενώ αντίστοιχα η δυσμενέστερη περίπτωση προκύπτει για $FIP > 1$. Οι ενδιάμεσες τιμές διαβαθμίζονται σε 5 κατηγορίες.



Σχήμα 5.21 Συσχέτιση δείκτη τρωτότητας σε κατάκλυση FVI και παραμέτρου FIP .

Ο υπολογισμός της κυματικής αναρρίχησης, αν δεν πρόκειται για μοναχικό κύμα, γίνεται με βάση τη μέγιστη τιμή του σημαντικού ύψους κύματος H_s (m), με βάση την εμπειρική σχέση που προτείνεται από τους Stockdon et al. (2006):

$$R = 1.1 \left(0.35m\sqrt{H_s L_o} + \left(H_s L_o \frac{\sqrt{0.563m^2 + 0.004}}{2} \right) \right) \quad [5.42]$$

όπου m η κλίση της ακτής για την οποία υπολογίζεται η αναρρίχηση, L_o το μήκος του κύματος στα βαθιά νερά, που αντιστοιχεί στην περίοδο κορυφής του ενεργειακού φάσματος. Οι τιμές του H_s και του ξ μπορούν να προκύψουν από τιμές βασισμένες στη μεθοδολογία της ανάλυση ακραίων τιμών (*extreme value analysis*), με περίοδο επαναφοράς εκατοντάδων έως και χιλιάδων ετών.

Βιβλιογραφία/Αναφορές

- Abe, K. (1995). *Estimate of Tsunami Run-up Heights from Earthquake Magnitudes*. Tsunami: progress in prediction, disaster prevention, and warning. ISBN 978-0-7923-3483-5.
- Androulidakis, Y. S., Kombiadou, K. D., Makris, C. V., Baltikas, V. N., & Krestenitis, Y. N. (2015). Storm surges in the Mediterranean Sea: Variability and trends under future climatic conditions. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 71, 56-82.
- Bigg, G. R. (2003). *The oceans and climate*. Cambridge University Press.
- Bryant, E. (2008). *Tsunami: The Underrated Hazard (2nd edition)*. Chichester: Springer Praxis Books.
- CERC (2002). *Coastal Engineering Manual*. USACE, Vicksburg, USA.
- Conte, D., & Lionello, P. (2013). Characteristics of large positive and negative surges in the Mediterranean Sea and their attenuation in future climate scenarios. *Global and Planetary Change*, 111, 159-173.
- Dean, R. G., & Dalrymple, R. A. (1984). *Water Wave Mechanics for Engineers and Scientists*, Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, USA. [also: 2nd Edition (1991) in *Advanced Series on Ocean Engineering*, Vol. 2, Ed. PLF Liu, World Scientific Press]
- Doodson, A. T. (1921). The Harmonic Development of the Tide-Generating Potential. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A*, 100 (704): 305–329.
- Douglas, B. C. (1997). Global sea rise: a redetermination. *Surveys in Geophysics*, 18(2-3), 279-292.
- Ekman, V. W. (1908). *Die Zusammendrückbarkeit des Meerwassers*. Conseil Perm. Intern, p. l'Explor. de la Mer, Pub. de Circonstance, No. 43, 47 pp.
- ETC/CCA (2011). *Report on the Environmental Vulnerability Index (EVI)*. European Environment Agency: European Topic Centre on Climate Change Impacts, Vulnerability and Adaptation. Technical Paper 1/2011.
- Galerkin, L. I. (1960). On the physical basis of the forecast of the seasonal variations of sea level in the Sea of Japan. *Tr. Inst. Okeanol. SSSR*, 37: 73-91. (in Russian)
- Gornitz, V. (1991). Global coastal hazards from future sea level rise. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 89: 379-398.
- Gornitz, V., & Kanciruk, P. (1989). Assessment of global coastal hazards from sea-level rise, *Proc. of the 6th Symposium on Coastal and Ocean management*, ASCE, July 11-14, Charleston, SC.
- Gornitz, V. M., Daniels, R. C., White, T. W., & Birdwell, K. R. (1994). The development of a coastal risk assessment database: Vulnerability to sea-level rise in the U.S. southeast. *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 12, p. 327-338.
- Grinsted, A., Moore, J. C., & Jevrejeva, S. (2013). Projected Atlantic hurricane surge threat from rising temperatures. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(14), 5369-5373.
- Gusiakov V. (2009). *Tsunami Quantification: how we measure the overall size of tsunami*. Review of tsunami intensity and magnitude scales. Retrieved 2009-10-18.
- Iida, K. (1963). Magnitude, energy and generation mechanisms of tsunamis and catalogue of earthquakes associated with tsunamis. In: *Roc. Tsunami Meet. associated with the Tenth Pac. Science Congress*, IUGG Monographie, 24: 7-18.
- IPCC (2001). *Climate Change, The Scientific Basis*. Cambridge Univ. Press, pp. 881.

- Fine, I. V., Rabinovich, A. B., Thomson, R. E., & Kulikov, E. A. (2003). Numerical modeling of tsunami generation by submarine and subaerial landslides. *In: Submarine Landslides and Tsunamis* (eds. A.C. Yalciner, E.N. Pelinovsky, C.E. Synolakis and E. Okal), pp. 69–88. NATO Advanced Series, Volume 21, Kluwer Academic Publishers.
- Kantha, L. H., & Clayson, C. A. (2000). *Numerical models of oceans and oceanic processes (Vol. 66)*. Academic press.
- Kerr, R. (2006). A Worrying Trend of Less Ice, Higher Seas. *Science*, 311, 1698-170.
- Knudsen, M. (1901). *Hydrographical tables*. GECGAD, 63 pp.
- Krestenitis, Y. N., Androulidakis, Y. S., Kontos, Y. N., & Georgakopoulos, G. (2011). Coastal inundation in the north-eastern Mediterranean coastal zone due to storm surge events. *Journal of Coastal Conservation*, 15(3), 353-368.
- Levitus, S., Antonov, J. I., Boyer, T. P., & Stephens, C. (2000). Warming of the world ocean. *Science*, 287(5461), 2225-2229.
- Lisitzin, E. (1974). *Sea-Level Changes*. Elsevier Oceanography Series, 8, The Netherlands.
- Li, Y. (2000). *Tsunamis: Non-Breaking and Breaking Solitary Wave Run-Up*. Ph.D. Thesis, California Institute of Technology.
- Liu, P., Lynett, P., Fernando, H., Jaffe, B., Fritz, H., Higman, B., Morton, R., Goff, J., & Synolakis, C. (2005). Observations by the International Tsunami Survey Team in Sri Lanka. *Science*, 308, 1595.
- Longuet-Higgins, M. S. (1976). On the nonlinear transfer of energy in the peak of a gravity-wave spectrum: a simplified model. *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. Vol. 347. No. 1650.
- Lowe, J. A., Gregory, J. M. (2005). The effects of climate change on storm surges around the United Kingdom. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 363(1831), 1313-1328.
- Matsumoto, K., Takanezawa, T., & Ooe, M. (2000). Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/POSEIDON altimeter data into hydrodynamical model: a global model and a regional model around Japan. *Journal of Oceanography*, 56(5), 567-581.
- Mendoza, E. T., & Jiménez, J. A (2009). Regional geomorphic vulnerability analysis to storms for Catalan beaches. *P.I. Civil Eng. Mar. En.*, 162(3): 127–135.
- Mosetti, F., & Schwartz, M. L. (1982). Amphidromic Systems. *Beaches and Coastal Geology*, in: *Series Encyclopedia of Earth Science*, pp. 37-38.
- Munk, W. H. (1949). The solitary wave theory and its application to surf problems. *Annals of the New York Academy of Sciences* 51.3: 376-424.
- Murty, T. S. (1977). *Seismic Sea Waves: Tsunamis*. Ottawa: Department of Fisheries and the Environment, Fisheries and Marine Service.
- Murty, T. S. (1984). *Storm Surges: Meteorological Ocean Tides*. Vol. 212 of the Canadian Bulletin of Fisheries and Aquatic Sciences, Dept. of Fisheries and Oceans, Canada.
- Murty, T. S., & Loomis, H. G. (1980). A new objective tsunami magnitude scale. *Geodesy*, 4 , 267- 282.
- Pidwirny, M. (2006). *Glacial Processes*. Physical Geography.net.
- Pirazzoli, P. A. (2000). Surges, atmospheric pressure and wind change and flooding probability on the Atlantic coast of France. *Oceanologica Acta*, 23(6), 643-661.
- Ponte, R. M., Salstein, D. A. & Rosen, R. D. (1991). Sea level response to pressure forcing in a barotropic numerical model. *Journal of Physical Oceanography*, 21, 1043–1057.
- Pugh, D., & Woodworth, P. (2014). *Sea-Level Science. Understanding Tides, Surges, Tsunamis and Mean Sea Level*. Cambridge University Press, UK.

- Rogers, J. C. (1997). North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic Oscillation and climate variability of northern Europe. *Journal of Climate*, 10(7), 1635-1647.
- Russell, S. (1845). *Report on Waves*. Report of the fourteenth meeting of the British Association for the Advancement of Science, York, September 1844 (London 1845), pp 311-390, Plates XLVII-LVII.
- Sakamoto, K., Tsujino, H., Nakano, H., Hirabara, M., & Yamanaka, G. (2013). A practical scheme to introduce explicit tidal forcing into an OGCM. *Ocean Science*, 9(6), 1089.
- Schwiderski, E. W. (1980). On charting global ocean tides. *Reviews of Geophysics*, 18(1), 243-268.
- Stockdon, H. F., Holman, R. A., Howd, P. A., & Sallenger, A. H. (2006). Empirical parameterization of setup, swash, and run-up. *Coastal Engineering*, 53: 573-588.
- Stott, P. A., Sutton, R. T., & Smith, D. M. (2008). Detection and attribution of Atlantic salinity changes. *Geophysical Research Letters*, 35(21).
- Shureman, P. (1958). *Manual of Harmonic Analysis and Prediction of Tides*. US Coast and Geodetic Service, Special Publication No. 98.
- Synolakis, C. E. (1986). *The runup of long waves*. Ph.D. Thesis, California Institute of Technology.
- Synolakis, C. E. (1987). The runup of solitary waves. *J. Fluid. Mech.*, vol. 185, 523-545.
- Van Dorn, W. G. (1961). Some characteristics of the surface gravity waves in the sea produced by nuclear explosions. *J. Geophys. Res.*, 66: 3845-3862.
- Ward, S. N. (2011). Tsunami. In: *The Encyclopedia of Solid Earth Geophysics* (ed. H. Gupta), pp. 1473–1493. Springer. doi:10.1007/978-90-481-8702-7.
- Ward, S. N., & Asphaug, E. (2000). Asteroid impact tsunamis: a probabilistic hazard assessment. *Icarus*, 145, 64–78.
- White, A.U. (1974). Global summary of human response to natural hazards: tropical cyclones. In: *Natural Hazards: Local, National, Global*. Oxford University Press, New York, pp. 255-265.
- Αλμπανάκης, Κ. (1999). *Μαθήματα Ωκεανογραφίας*. University Studio Press.
- Αντωνίου, Α. (2007). *Οι παλίρροιες και το φαινόμενο του πορθμού του Ευρίπου*, Ευκλείδης Α', Έκδοση της Ελληνικής Μαθηματικής Εταιρείας.
- Θεοδώρου, Α. (2004). *Ωκεανογραφία: Εισαγωγή στο Θαλάσσιο Περιβάλλον*. Εκδόσεις Σταμούλη, Αθήνα.
- Κόκκινος, Δ., Γαλιατσάτου, Π., & Πρίνος, Π. (2014). *Κατηγορίες Καταιγίδων και Εκτίμηση Δεικτών Τρωτότητας σε Κατάκλυση*. Τεχνική έκθεση Π4.1, Ερευνητικό Πρόγραμμα ΘΑΛΗΣ - Έργο CCSEAWAVS (www.thalis-ccseawavs.auth.gr), ΑΠΘ.
- Κουτίτας, Χ. Γ. (1996). *Εισαγωγή στην Παράκτια Τεχνική και τα Λιμενικά Έργα*, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.
- Λασκαράτος, Α. (1986). *Εισαγωγή στη Φυσική Ωκεανογραφία*. Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τομέας Φυσικών Εφαρμογών.
- Λεοντάρης, Σ. Ν. (1995). *Εισαγωγή στην Ωκεανογραφία*. Αθήνα: Εκδόσεις Συμμετρία, σελ. 132-153.
- Λιβιεράτος, Ε. (1989). *Θεωρία της Γεωδαισίας*, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.
- Υδρογραφική Υπηρεσία (Πολεμικού Ναυτικού, ΥΥΠΝ) (1992). *Αρμονική Ανάλυση Παλίρροιών Ελληνικών Λιμένων*. Ωκεανογραφική Μελέτη Νο. 17, Αθήνα.

Λοιπές Χρήσιμες Αναφορές – Ενδεικτική Βιβλιογραφία

- Galerkin, L. I., 1963. The static effect of atmospheric pressure upon the seasonal sea level variations in the Pacific Ocean. *Okeanologia*, 3: 384-394 (in Russian)
- Godin, G. (1972). *The Analysis of Tides*. Liverpool University Press, Liverpool, UK.
- MacMillan, D. H. (1966). *The Tides*. C.R. Books, London, UK.
- Marchuk, G. I., & Kagan B. A. (1989). *Dynamics of Ocean Tides*. Translated from Russian by V.M. Divid, N.N. Protsenko & Yu.U. Rajabov. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands.
- Sager, G. (1959). *Ebbe und Hut*. Hermann Haack, Gotha, Germany.
- Ευρωπαϊκή Οδηγία 2007/60/EK

Κριτήρια αξιολόγησης

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Θεωρείται ότι η μεταβολή της θερμοκρασίας μίας θαλάσσιας περιοχής με αλατότητα 35, μέση θερμοκρασία 10°C , εμβαδόν επιφάνειας S και βάθος $D=379.4\text{m}$ είναι $\Delta T=3^{\circ}\text{C}$ για 100 χρόνια. Να υπολογιστεί η μεταβολή της Μέσης Στάθμης Θάλασσας (ΜΣΘ) της θαλάσσιας περιοχής λόγω θερμικής διαστολής.

Απάντηση/Λύση

Από την εξίσωση 5.1 προκύπτει ότι η μεταβολή του όγκου λόγω θερμικής διαστολής είναι:

$$\Delta V = \alpha V_o \Delta T$$

Επίσης, αν θεωρηθεί ότι το εμβαδόν επιφάνειας δε μεταβάλλεται, τότε η μεταβολή του δίνεται και από τη σχέση:

$$\Delta V = S \Delta D$$

όπου ΔD είναι η μεταβολή του αρχικού βάθους D_i μετά από 100 χρόνια.

Προκύπτει:

$$S \Delta D = \alpha S D_i \Delta T \Rightarrow \Delta D = \alpha D_i \Delta T$$

Από τους πίνακες Knudsen προκύπτει ότι ο συντελεστής της θερμικής διαστολής των άνω στρωμάτων της θάλασσας με μέση θερμοκρασία $\sim 10^{\circ}\text{C}$ και μέση αλατότητα $S=35$ είναι ίσος με $1.5 \times 10^{-4} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$.

Οπότε η μεταβολή της στάθμης ΔD είναι:

$$\Delta D = (1.5 \cdot 10^{-4})(379.4) = 0.17\text{m} \sim 17\text{cm}$$

Άρα, η ΜΣΗ της θαλάσσιας περιοχής θα αυξηθεί 17 cm εξαιτίας της θερμικής διαστολής από αύξηση 3°C τα επόμενα 100 χρόνια.

Κριτήριο αξιολόγησης 2

Ζητείται ο υπολογισμός της ανεμογενούς ανύψωσης με απλοποιημένη προσέγγιση για τις μετεωρολογικές παλίρροιες στα $x_o=100\text{m}$ απόσταση από την ακτογραμμή σε μια περιοχή με γεωγραφικό πλάτος $\varphi=35^{\circ}$, όπου πνέουν θυελλώδεις άνεμοι ταχύτητας (μετρημένοι 10m από τη ΣΗ) $W_{10}=198\text{Km/hr}$ με διεύθυνση που σχηματίζει $\theta=45^{\circ}$ προς την ακτή. Το πλάτος της ηπειρωτικής υφαλοκρηπίδας είναι $l=10\text{Km}$ και το τυπικό βάθος της $h_o=30\text{m}$. Να γίνει επίλυση τόσο για την περίπτωση επίπεδου οριζόντιου, όσο και κεκλιμένου (με ενιαία κλίση) πυθμένα. Να συγκριθεί το αποτέλεσμα με αυτό της περίπτωσης που η ροή επηρεάζεται από την επίδραση της δύναμης Coriolis. Για το συντελεστή τριβής να χρησιμοποιηθεί η σχέση 4.11 του μοντέλου Smith & Banke, πολλαπλασιασμένη, όμως, με τον αδιάστατο όρο πυκνοτήτων ρ_a/ρ , όπου ρ_a η πυκνότητα του αέρα και ρ της θάλασσας.

Απάντηση/Λύση

Η ταχύτητα του ανέμου στα 10m από τη ΣΗ είναι: $W_{10}=198\text{Km/hr}=55\text{m/sec}$. Το πλάτος της υφαλοκρηπίδας είναι $l=10.000\text{m}$ και η απόσταση για την οποία ζητείται η ανύψωση της ΣΘ λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας είναι

$l-x_o=10.000-100=9.900\text{m}$. Οι τυπικές τιμές για την πυκνότητα του θαλασσινού νερού και του αέρα είναι $\rho=1025\text{Kgr/m}^3$ και $\rho_a=1.25\text{Kgr/m}^3$. Ο συντελεστής σύρσης στη διεπιφάνεια αέρα νερού C_s συνδέεται με την ταχύτητα ανέμου με την εξίσωση 4.11 (Smith & Banke, 1975) (βλ. Ενότητα 4.3), που έχει προκύψει από πειραματικές δοκιμές:

$$C_s = \frac{\rho_a}{\rho} \cdot 10^{-3} \cdot (0.63 + 0.066W)$$

Οπότε προκύπτει ότι $C_s=4,26 \cdot 10^{-6}$

Κάνοντας χρήση των εξισώσεων 5.12 και 5.13 παίρνουμε την ανεμογενή ανύψωση της ΣΘ για ομοιόμορφο βάθος υφαλοκρηπίδας και οριζόντιο πυθμένα. Για τυπική τιμή του αδιάστατου όρου τριβών $n=1-\tau_b/\tau_s=1.225$, προκύπτει ότι (συνδυάζοντας με την εξίσωση 5.11):

$$\tau_s = 9,34 \text{ N/m}^2$$

$$A = \frac{n\tau_s l}{\rho g h_o^2} = \frac{n\rho C_s W_{10}^2 l}{\rho g h_o^2} = \frac{n C_s W_{10}^2 l}{g h_o^2} = 0,01788$$

$$\zeta(x) = h_o \sqrt{1 + \frac{2Ax}{l}} - 1 = 30 \cdot \sqrt{1 + \frac{2 \cdot 0,01788 \cdot 9900}{10000}} = 0,56 \text{ m}$$

Δηλαδή, η ανύψωση της ΣΘ για την περίπτωση οριζόντιου πυθμένα είναι $\zeta(l-x_o)=56\text{cm}$.

Η ανεμογενής ανύψωση της ΣΘ $\zeta(x)$ με την απόσταση x από το πέρας της υφαλοκρηπίδας προς την ακτή για την περίπτωση υφαλοκρηπίδας με κεκλιμένο πυθμένα και μεταβαλλόμενο βάθος $h(x)$ δίνεται από:

$$\frac{x}{l} = \left(1 - \frac{h(x) + \zeta(x)}{h_o} \right) - A \ln \left(\frac{\frac{h(x) + \zeta(x)}{h_o} - A}{1 - A} \right)$$

Για $x/l=0,99$ και ομοιόμορφη κλίση το $h(x)=0,3\text{m}$ και επιλύοντας την παραπάνω εξίσωση με δοκιμές προκύπτει $\zeta(l-x_o)=1,633\text{m}$.

Για να ληφθεί υπόψη η επιρροή της δύναμης Coriolis, αντικαθιστούμε τον όρο l με l^* , όπου η τιμή του είναι:

$$l^* = l / \left(1 - f \sqrt{\frac{8C_s \sin \theta}{C_b} \frac{Wl}{gh_o}} \right)$$

όπου θ η γωνία του πυθμένα της ακτής με την οριζόντια νοητή γραμμή, f ο συντελεστής Coriolis και W το μέτρο της ταχύτητας του ανέμου.

$$\text{Η παράμετρος Coriolis είναι: } f = 2\Omega \sin \varphi = 2 \frac{2\pi}{86400} \sin 35^\circ \Rightarrow f = 8,342 \cdot 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$$

Προκύπτει $l^*=10.000\text{m}$ και νέο $A=0,018$

Για $x/l^*=0,99$ και ομοιόμορφη κλίση το $h(x)=0,3\text{m}$. Επιλύοντας την παραπάνω εξίσωση με δοκιμές προκύπτει $\zeta(l^*-x_o)=1,631\text{m}$. Η επιρροή της δύναμης Coriolis είναι πρακτικά αμελητέα στην υπό εξέταση περίπτωση, καθώς οι τυπικές διαστάσεις, άρα και η μάζα των νερών, είναι μικρή για να οδηγηθεί σε σημαντική εκτροπή και διαφοροποίηση του αποτελέσματος της ανύψωσης της ΣΘ.

Τα αποτελέσματα μπορούν να επιβεβαιωθούν με τη χρήση του προγράμματος Excel με ονομασία SSC (StormSurge Calculator).xls που παρουσιάζεται στο Κεφάλαιο 8**.

**** Για αριθμητικά μοντέλα προσομοίωσης μετεωρολογικής παλίρροιας με κώδικες FORTRAN που παρέχουν πιο αναλυτικά και αξιόπιστα αποτελέσματα ο αναγνώστης παραπέμπεται στο Κεφάλαιο 8.**

Κεφάλαιο 6

Σύνοψη

Στο παρόν κεφάλαιο γίνεται ανάλυση των φαινομένων που διέπουν τη μεταφορά και τη διασπορά-διάχυση στο θαλάσσιο περιβάλλον. Αρχικά παρουσιάζονται συνοπτικά οι κύριες έννοιες και η βασική εξίσωση εξέλιξης της συγκέντρωσης λόγω τυρβώδους μεταφοράς-διασποράς αιωρήματος ή διαλύματος στο χρόνο και τον τρισδιάστατο χώρο. Αναλύονται οι βασικές παράμετροι που καθορίζουν τη διάχυση και τη διασπορά σωματιδιακών και μη πλουμίων στο θαλάσσιο πεδίο και δίνονται οι κύριες σχέσεις υπολογισμού, ενώ για την περίπτωση αιωρημάτων παρατίθενται οι βασικές σχέσεις προσδιορισμού της ταχύτητας καθίζησης σωματιδίου. Στη συνέχεια περιγράφεται, ποιοτικά και ποσοτικά, η επίδραση της στρωμάτωσης της στήλης του νερού στην κατακόρυφη μεταφορά και διασπορά και δίνονται παραδείγματα για τα είδη πηγής και απώλειας συγκέντρωσης στο θαλάσσιο περιβάλλον, ανάλογα με το είδος του διαλύματος ή του αιωρήματος. Τέλος, δίνεται η έκφραση της εξίσωσης μεταφοράς-διασποράς βάσει της μεθόδου του ιχνηθέτη, γίνεται ιδιαίτερη αναφορά στις εξισώσεις που διέπουν την περίπτωση αποδομήσιμου ρύπου και επιλύεται η ειδική περίπτωση μονοδιάστατης μεταφοράς.

Προαπαιτούμενη γνώση

Βασικές γνώσεις μηχανικής ρευστών και κατανόηση των κεφαλαίων 2, 3 και 4.

6 Μεταφορά και Ανάμιξη Διαλυμάτων και Αιωρημάτων στο Θαλάσσιο Περιβάλλον

Στο παρόν κεφάλαιο αναλύονται οι κύριες φυσικές διεργασίες που διέπουν τη μεταφορά και την ανάμιξη διαλυμάτων και αιωρημάτων στο θαλάσσιο χώρο. Ο διαχωρισμός **διαλύματος** και **αιωρήματος** γίνεται σε σχέση με τη φύση του υλικού που εισάγεται στο θαλάσσιο περιβάλλον: στην πρώτη περίπτωση πρόκειται για **ρευστό** και στη δεύτερη για **στερεό**. Παραδείγματα περιπτώσεων μεταφοράς και ανάμιξης είναι:

- εισροή ρύπων στο θαλάσσιο περιβάλλον (διάλυμα),
- διάθεση λυμάτων από υποβρύχιους αγωγούς (διάλυμα),
- εξέλιξη πετρελαιοκηλίδας (διάλυμα),
- διαλυμένα αέρια στο θαλάσσιο νερό (διάλυμα),
- φυσικές παράμετροι, όπως αλατότητα και θερμοκρασία νερού (διάλυμα),
- ανάμιξη νερού διαφορετικών θερμοαλατικών χαρακτηριστικών (διάλυμα),
- εισροή φερτών υλών στο θαλάσσιο περιβάλλον από ποτάμια, διάθεση προϊόντων βυθοκόρησης, διάβρωση πυθμένα κ.ά. (αιώρημα),
- εξέλιξη κοινοτήτων μικροοργανισμών με μικρή ή καθόλου κινητικότητα (φυτοπλαγκτόν, ζωοπλαγκτόν, βακτήρια) σε σχέση με τους πληθυσμούς τους (αιώρημα).

Δύο είναι οι κύριοι μηχανισμοί που καθορίζουν την κίνηση και την ανάμιξη των ουσιών στο θαλάσσιο περιβάλλον:

- Η **μεταφορά (advection)**, που εκφράζει την κίνηση του υλικού λόγω της τοπικής ταχύτητας ροής του περιβάλλοντος. Ουσιαστικά πρόκειται για την παθητική μετατόπιση του αιωρήματος ή του διαλύματος.
- Η **διασπορά (dispersion)**, η βασική διαδικασία ανάμιξης/διάλυσης που οφείλεται στη μοριακή διάχυση και/ή στην τύρβη και υποχρεώνει τις ουσίες σε κίνηση, προς τυχαίες κατευθύνσεις σε σχέση με την κύρια ροή.

Οι διαλυμένες και αιωρούμενες ουσίες στο θαλάσσιο περιβάλλον θεωρείται ότι δεν επηρεάζουν τις υδροδυναμικές συνθήκες (Κουτίτας, 1996), παραδοχή βάσιμη, είτε λόγω της μικρής αναλογίας διαλύματος σε σχέση με το διαλύτη, είτε λόγω των μικρών διαστάσεων κόκκου σε περίπτωση αιωρημάτων. Συνεπώς, μπορεί να θεωρηθεί ότι οι διαλυμένες και αιωρούμενες ουσίες στο θαλάσσιο περιβάλλον μεταφέρονται και διασπείρονται παθητικά από τη ροή.

Θα πρέπει να σημειωθεί ότι ο όρος **παθητικότητα** αναφέρεται σε ουσίες/μικροοργανισμούς που παρασύρονται και η κίνησή τους καθορίζεται από τη ροή. Έτσι, για παράδειγμα, το πλαγκτόν μπορεί να θεωρηθεί *παθητικό*, ενώ το νηκτόν (π.χ. ψάρια), που έχει δυνατότητα κολύμβησης, θεωρείται *ενεργητικό* (μη παθητικό). Επίσης, σημαντικός είναι ο διαχωρισμός μεταξύ **συντηρητικών** και **μη συντηρητικών** ουσιών. Μια ουσία είναι συντηρητική στην περίπτωση που δεν υφίσταται μετασχηματισμό ή φθορά στο υδάτινο περιβάλλον πλην της **αραίωσης** (*dilution*), όπως συμβαίνει για παράδειγμα με τις φερτές ύλες. Αντίθετα, στην περίπτωση που η διαλυμένη ή αιωρούμενη μάζα μεταβάλλεται λόγω φυσικών διεργασιών πλην της αραίωσης (π.χ. βιολογική ή χημική αποδόμηση), τότε η ουσία είναι μη συντηρητική. Μία από τις κύριες βιολογικές διεργασίες που υφίστανται οι μη συντηρητικές ουσίες στο θαλάσσιο περιβάλλον είναι η **βιοαποδόμηση** (*biodegradation*), δηλαδή η σταδιακή διάσπαση και κατανάλωσή τους από μικροοργανισμούς.

Η βασική παράμετρος περιγραφής για την περίπτωση διαλυμάτων, αλλά και αιωρημάτων, είναι η **συγκέντρωση**, η οποία ορίζεται ως συγκέντρωση μάζας, δηλαδή μάζα ουσίας προς όγκο διαλύματος (π.χ. kg/m³ ή mg/l), ή ως συγκέντρωση όγκου, δηλαδή ως αδιάστατο ποσοστό (π.χ. % ή ‰).

6.1 Το μαθηματικό μοντέλο διάχυσης και διασποράς

Η εξέλιξη της συγκέντρωσης λόγω **τυρβώδους μεταφοράς-διασποράς αιωρήματος ή διαλύματος** προσδιορίζεται από την ακόλουθη εξίσωση (Κουτίτας, 1996):

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \underbrace{\frac{\partial c u}{\partial x} + \frac{\partial c v}{\partial y} + \frac{\partial c(w - w_s)}{\partial z}}_{\text{μεταφορά}} = \underbrace{\frac{\partial}{\partial x} \left(K_H \frac{\partial c}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_H \frac{\partial c}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_V \frac{\partial c}{\partial z} \right)}_{\text{διασπορά}} + \underbrace{\frac{S - L}{\text{όροι πηγής-απόλειας}}}_{\text{όροι πηγής-απόλειας}} \quad [6.1]$$

Στην παραπάνω σχέση c είναι η συγκέντρωση του υλικού, u , v και w οι ταχύτητες του ρευστού στις διευθύνσεις x , y και z αντίστοιχα, w_s η ταχύτητα καθίζησης (η οποία είναι διάφορη του μηδενός μόνο για την περίπτωση αιωρήματος), K_H και K_V οι συντελεστές τυρβώδους διασποράς μάζας κατά την οριζόντια και κατακόρυφη διεύθυνση και S και L οι τυχόν όροι πηγής και απώλειας υλικού στη θέση (S : Source και L : Loss). Οι τρεις τελευταίοι όροι του πρώτου μέλους της εξίσωσης εκφράζουν τη **μεταφορά** (*advection*) του υλικού, ενώ οι τρεις πρώτοι όροι του δεύτερου μέλους εκφράζουν τη **διασπορά** (*dispersion*) της μάζας. Ως όροι πηγής μπορούν να αναφερθούν σημειακές (π.χ. υποβρύχιοι αγωγοί διάθεσης λυμάτων) ή κατανεμημένες πηγές (π.χ. βροχόπτωση), ενώ οι όροι απώλειας αναφέρονται κυρίως σε μη συντηρητικές ουσίες (π.χ. βιοαποδομήσιμες ουσίες) ή, για την περίπτωση φερτών υλών, θα μπορούσαν να αντιστοιχούν, για παράδειγμα, σε διεργασίες απόθεσης του υλικού στον πυθμένα.

Η επίλυση της εξίσωσης [6.1] στο υπολογιστικό πεδίο που οριοθετεί το μελετώμενο παράκτιο χώρο απαιτεί τον καθορισμό οριακών συνθηκών στην ελεύθερη επιφάνεια της θάλασσας, στον πυθμένα και τις ακτές. Στο όριο της ελεύθερης επιφάνειας ($z=0$) εφαρμόζεται η **συνθήκη της μη διάβασης** (η ουσία δεν μπορεί να διαχυθεί στην ατμόσφαιρα), η οποία για την περίπτωση αιωρήματος ή διαλύματος γράφεται ως εξής:

$$\begin{cases} \text{αιώρημα} & -w_f c = K_V \frac{\partial c}{\partial z} \Big|_{z=0} \\ \text{διάλυμα} & \frac{\partial c}{\partial z} = [S - L] \Big|_{z=0} \end{cases} \quad [6.2]$$

Η οριακή συνθήκη πυθμένα ($z=bed$) μπορεί να γραφεί με τη μορφή:

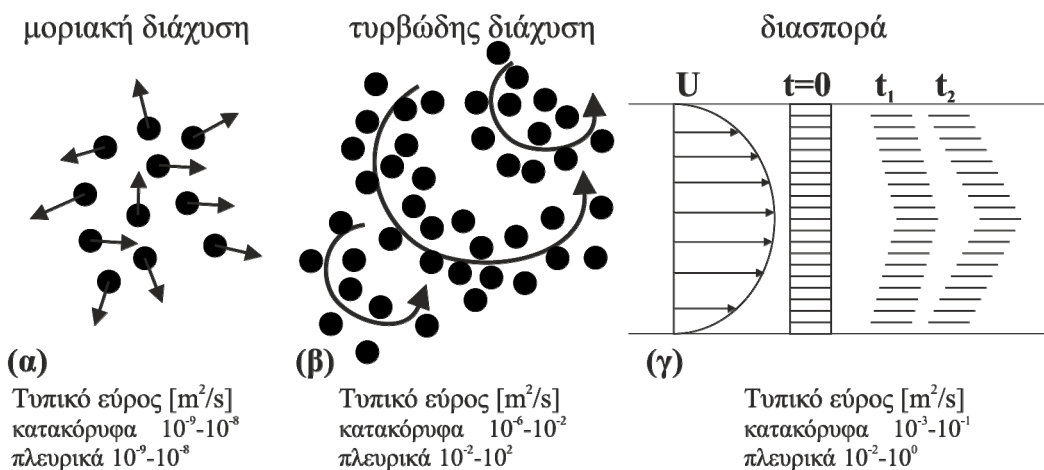
$$\begin{cases} \text{αιώρημα} & K_V \frac{\partial c}{\partial z} \Big|_{z=bed} = R_{er} - R_{dep} \\ \text{διάλυμα} & \frac{\partial c}{\partial z} \Big|_{z=bed} = 0 \end{cases} \quad [6.3]$$

όπου για την περίπτωση αιώρηματος R_{er} και R_{dep} είναι οι ρυθμοί διάβρωσης ή επαναιώρησης και απόθεσης υλικού αντίστοιχα. Σημειώνεται, τέλος, ότι στα όρια ακτών συνήθως εφαρμόζεται μηδενισμός της ροής μάζας κάθετα προς το όριο (Κουτίτας, 1996):

$$\frac{\partial c}{\partial n} = 0, \quad \text{όπου } \vec{n} \perp \text{στην ακτή} \quad [6.4]$$

6.2 Διάχυση και διασπορά στο θαλάσσιο περιβάλλον

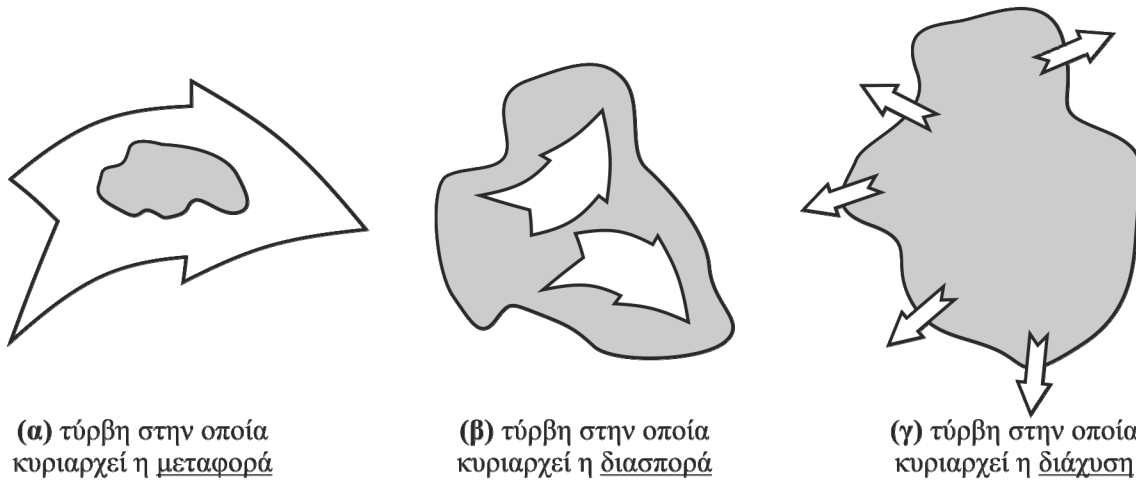
Αρχικά είναι σημαντικό να γίνει διαχωρισμός μεταξύ των εννοιών της διάχυσης και της διασποράς των αιωρημάτων. Η διάχυση της μάζας μπορεί να είναι **μοριακή** στην περίπτωση στρωτής ροής ή ακίνητου ρευστού (Σχήμα 6.1α), όπως συμβαίνει για παράδειγμα κατά τη στοχαστική κίνηση Brown των σωματιδίων, ή **τυρβώδης** στην περίπτωση κατά την οποία η ροή στο πεδίο εμφανίζει τυρβώδεις στροβίλους (Σχήμα 6.1β). Προϋπόθεση ώστε η κίνηση των σωματιδίων να θεωρηθεί **διαχεύομενη** είναι η ύπαρξη βαθμίδας συγκέντρωσης αιωρούμενης μάζας. Σε αντίθετη περίπτωση, όταν δηλαδή η συγκέντρωση στο πεδίο είναι ομογενής, θεωρητικά η διάχυση δεν έχει καμία επίπτωση στη διαμόρφωση μιας μάζας σωματιδίων, αφού η πλευρική επέκταση του πλουμίου γίνεται με τον ίδιο ρυθμό και προς τις δύο εκατέρωθεν διευθύνσεις. Η τάξη μεγέθους του συντελεστή διάχυσης μάζας κυμαίνεται από $10^{-9} \text{m}^2/\text{s}$ για την περίπτωση μοριακής έως και τα $10^2 \text{m}^2/\text{s}$ στην περίπτωση τυρβώδους διάχυσης. Αντίθετα, η περίπτωση της **διασποράς μάζας** προϋποθέτει την ανάμιξη του πεδίου ροής λόγω βαθμίδων ταχύτητας (Σχήμα 6.1γ) και η τάξη μεγέθους του συντελεστή κυμαίνεται μεταξύ $10^3 \text{m}^2/\text{s}$ και $10^0 \text{m}^2/\text{s}$ (Lewis, 1997). Σε παράκτια και θαλάσσια συστήματα οι ταχύτητες του νερού μεταβάλλονται τόσο με το βάθος, όσο και κατά μήκος της ροής, και έτσι η τυρβώδης διασπορά αποτελεί τον κυρίαρχο μηχανισμό.



Σχήμα 6.1 Μηχανισμοί και τάξεις μεγέθους διάχυσης και διασποράς σωματιδίων.

Η κλίμακα των τυρβωδών στροβίλων (*δίνες*) είναι σημαντική για τη διαμόρφωση ενός νέφους αιωρούμενου ή διαλυμένου υλικού στο θαλάσσιο περιβάλλον (*πλούμιο*). Το σχήμα 6.2 παρουσιάζει την επίδραση αυτή στις περιπτώσεις που η δίνη είναι πολύ μεγαλύτερη από το πλούμιο και κατά την οποία η κίνηση είναι ουσιαστικά μεταφορική και το σχήμα παραμένει ανεπηρέαστο (Σχήμα 6.2α), στις περιπτώσεις που η κλίμακα των στροβίλων είναι ενδιάμεση και προκαλούνται παραμορφώσεις που επιμηκύνουν τα όρια του πλουμίου (Σχήμα

6.2β) και στις περιπτώσεις που η κλίμακα της τύρβης είναι κατά πολύ μικρότερη του σωματιδιακού πλουμίου (Σχήμα 6.2γ), στις οποίες κυριαρχεί η διαχυτική δράση εξομαλύνοντας τις ανομοιογένειες στο σχήμα του.



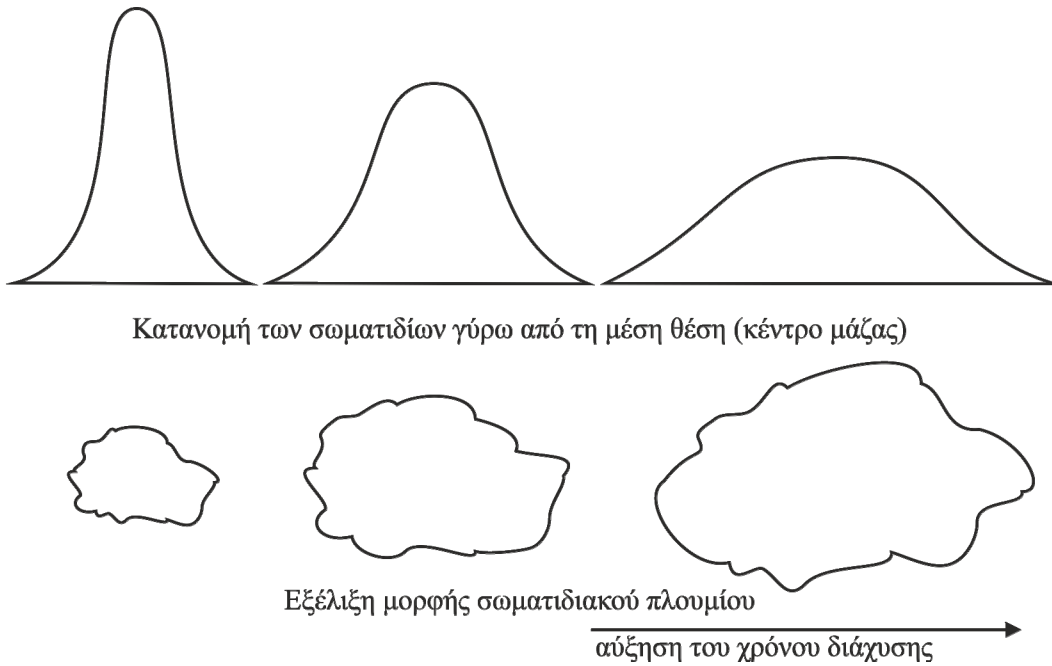
Σχήμα 6.2 Η επίδραση των διαφορετικών διαστάσεων των στροβίλων του τυρβώδους πεδίου στην εξάπλωση ενός πλουμίου.

6.3 Συντελεστές οριζόντιας και κατακόρυφης ανάμιξης

Ο Richardson (1926) μελέτησε την εξέλιξη σωματιδιακού πλουμίου, αποτελούμενου από μεγάλο αριθμό σωματιδίων, από σημειακή, μη συνεχή πηγή, λαμβάνοντας υπόψη το διαχωρισμό μεταξύ των σωματιδίων του πλουμίου. Καθορίζοντας, έτσι, ως χαρακτηριστική διάσταση l την τυπική απόκλιση των σωματιδίων από τη μέση θέση τους (Σχήμα 6.3), κατέληξε σε συσχέτιση της διάστασης αυτής με το **συντελεστή διάχυσης K** της μορφής:

$$K = a \cdot l^{4/3} \quad [6.5]$$

όπου l είναι η κλίμακα μήκους (*length scale*) του συστήματος (Σχήμα 6.3) και a μία σταθερά ($O(a)=10^{-3}-10^{-2}$). Η εξίσωση αυτή είναι γνωστή ως «*εκθετικός κανόνας των τεσσάρων τρίτων(4/3)*».



Σχήμα 6.3 Σχετική διάχυση περί το κέντρο μάζας ενός σωματιδιακού πλουμίου.

Μια από τις ευρύτερα διαδεδομένες σχέσεις υπολογισμού του συντελεστή τυρβώδους διασποράς από τις υδροδυναμικές συνθήκες του πεδίου είναι η εξίσωση Smagorinski (Mellor, 1996· O'Brien, 1986):

$$K_H = C \cdot dx \cdot dy \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)^2 + 0.5\left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)^2} \quad [6.6]$$

Στην εξίσωση C είναι σταθερά εξαρτώμενη αναλογικά από το βήμα οριζόντιας διακριτοποίησης του πεδίου [$\sim 0.01-0.2$].

Η τιμή των συντελεστών διασποράς μπορεί να εκτιμηθεί και από τις αντίστοιχες του τυρβώδους ιξώδους του νερού $\nu_{i,i}$ από σχέσεις της μορφής (O'Connor, 1993):

$$K_i = \beta_i F_{mi} \nu_{ii} \quad i = 1, 2, 3 \quad [6.7]$$

Στην παραπάνω εξίσωση ο δείκτης i παίρνει τιμές 1, 2 και 3 και εκφράζει τις διαστάσεις x , y και z , αντίστοιχα (K_1 και K_2 εκφράζουν το συντελεστή οριζόντιας διασποράς K_H , και K_3 είναι ο συντελεστής κατακόρυφης διασποράς K_V). Η εισαγωγή των συντελεστών β_i και F_{mi} οφείλεται στο διαχωρισμό της ανάμιξης αιώρηματος και νερού και στη μείωση της κατακόρυφης ανάμιξης αντίστοιχα, ενώ παίρνουν τιμές μεταξύ 0 και 1. Συνήθως θεωρούνται ίσοι με τη μονάδα, εκτός από την περίπτωση στρωμάτωσης της στήλης, όπου ο συντελεστής F_{m3} εκτιμάται ως εξίσωση απόσβεσης (βλ. κεφ. 6.5.1).

Ο συντελεστής τυρβώδους ιξώδους μπορεί να προσδιοριστεί από τη διατμητική ταχύτητα του πυθμένα u_* και το βάθος ροής h , από τη σχέση:

$$\nu_{ii} = \alpha_i h u_*, \quad \alpha_i = \begin{cases} 0.3 \sim 3 \text{ m}^2/\text{sec} & , i = 1, 2 \\ 0.24 \kappa \left[1 - \left(1 - \frac{2(h-|z|)}{h} \right)^2 \right] & , i = 3 \end{cases} \quad [6.8]$$

όπου κ είναι η σταθερά von Karman ($\kappa=0.4$) και $|z|$ η απόσταση από την ελεύθερη επιφάνεια.

Εξετάζοντας την περίπτωση συνδυασμένης επίδρασης κύματος και ρεύματος σε περιοχές μικρού βάθους, ο van Rijn (1986) διατύπωσε τη σχέση υπολογισμού του συντελεστή τυρβώδους ιξώδους σε σχέση με το βάθος ροής h και την απόσταση από τον πυθμένα z ως εξής:

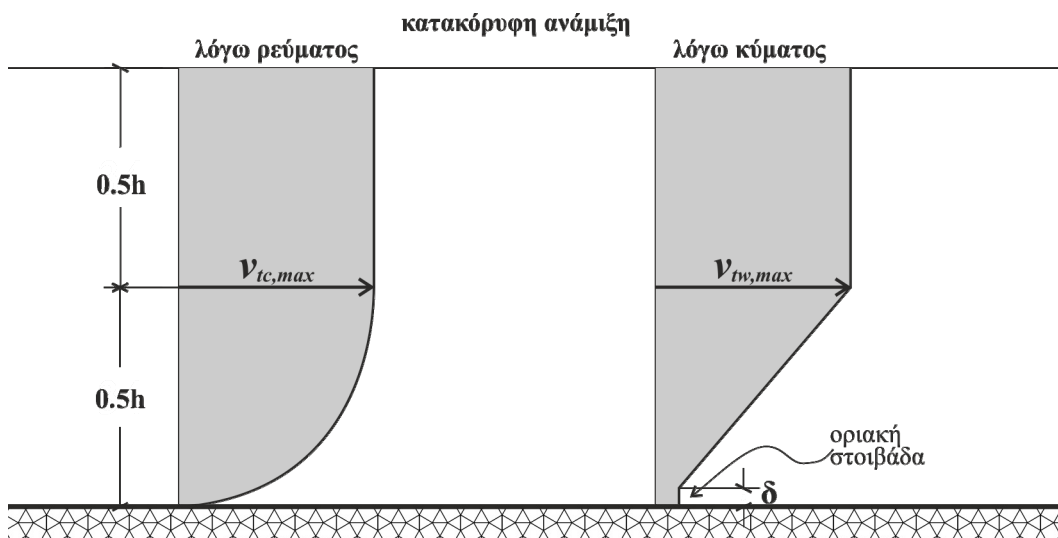
$$V_{t3} = V_{t3,c} + V_{t3,w}$$

$$V_{t3,c} = \begin{cases} 0.25\kappa u_* h \left[1 - \left(1 - \frac{2z}{h} \right)^\eta \right], & \frac{z}{h} < 0.5 \\ V_{tc,max} & , \frac{z}{h} \geq 0.5 \end{cases} \quad [6.9]$$

$$V_{t3,w} = \begin{cases} V_{twb} & , z \leq \delta \\ V_{tw,b} + (V_{tw,max} - V_{tw,b}) \left(\frac{z - \delta}{0.5h - \delta} \right) & , \delta < z < 0.5h \\ V_{tw,max} & , z \geq 0.5h \end{cases}$$

$$\text{όπου } \left\{ \begin{array}{l} \eta = \begin{cases} 2 - 0.25 \frac{U_{b,w}}{\bar{u}} & , 0 \leq \frac{U_{b,w}}{\bar{u}} \leq 4 \\ 1 & , \frac{U_{b,w}}{\bar{u}} > 4 \end{cases} \\ V_{twb} = 0.00065 \left[\left(\frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_w} \frac{g}{v^2} \right)^{1/3} D_{50} \right] \delta U_{b,w} \\ V_{tw,max} = 0.035 \frac{hH}{T} \end{array} \right. \quad [6.10]$$

Στο παραπάνω σύστημα εξισώσεων δ είναι το πάχος της οριακής στοιβάδας, H το ύψος, T η περίοδος, $U_{b,w}$ η μέγιστη τροχιακή ταχύτητα κοντά στον πυθμένα και \bar{u} η μέση με το βάθος ταχύτητα του κύματος. D_{50} είναι η μέση διάμετρος κόκκου του υλικού πυθμένα και ρ_s και ρ_w είναι πυκνότητα στερεάς και υγρής φάσης (θαλασσινού νερού) αντίστοιχα. Η κατανομή των συντελεστών της εξίσωσης [6.9] δίνεται γραφικά στο σχήμα 6.4.



Σχήμα 6.4 Αναρρύθμιση του συντελεστή κατακόρυφου ιξώδους σε νερά μικρού βάθους λόγω συνδυασμένης δράσης κυμάτων και ρευμάτων.

Η θεωρία μήκους ανάμιξης l_m του Prandtl (Rodi, 1980) συνδέει το συντελεστή τυρβώδους ιξώδους του πεδίου με τη βαθμίδα ταχύτητας της ροής μέσω της σχέσης:

$$v_{i3} = l_m^2 \left| \frac{\partial U}{\partial z} \right| \quad [6.11]$$

Ο προσδιορισμός του μήκους ανάμιξης είναι ιδιαίτερα πολύπλοκος και απαιτεί την παραμετροποίηση της παραγωγής και απόσβεσης της κινητικής ενέργειας στο πεδίο. Συνήθης πρακτική για την εκτίμηση του μήκους ανάμιξης είναι η θεώρησή του ως ποσοστού επί της ελάχιστης χαρακτηριστικής διάστασης της ροής (Rodi 1980). Τέτοια χαρακτηριστική διάσταση μπορεί να είναι το βάθος ροής της θαλάσσιας περιοχής και στην περίπτωση αυτή θα είναι:

$$l_m = a_1 h, \quad a_1 \approx 7\% \quad [6.12]$$

Αντίστοιχα, στην περίπτωση στρωματωμένης ροής η διάσταση αυτή θα μπορούσε να ληφθεί ως ίση με το πάχος του επιφανειακού στρώματος. Σε κάθε περίπτωση το μήκος ανάμιξης πρέπει να είναι μεγαλύτερο ή οριακά ίσο με το μήκος Kolmogorov L_K , το οποίο είναι το ελάχιστο μήκος της τυρβώδους ροής (Kolmogorov, 1962):

$$L_K = \left(\frac{\nu^3}{\varepsilon} \right)^{1/4} \quad [6.13]$$

όπου ν το κινηματικό ιξώδες (*kinematic viscosity*) του νερού και ε ο ρυθμός απόσβεσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας (*turbulent kinetic energy dissipation rate*).

6.4 Καθίζηση

Ως **ταχύτητα καθίζησης**, w_s , ενός **σωματιδίου** ορίζεται η ταχύτητα με την οποία αυτό κινείται προς το θαλάσσιο πυθμένα υπό την επίδραση του βυθισμένου του βάρους F_W και της δύναμης σύρσεως F_D , υπό τη συνδυασμένη επίδραση βάρους, άνωσης και ιξώδους στην κατακόρυφη κίνηση. Θεωρώντας σφαιρικές διαστάσεις κόκκου (διαμέτρου D), οι δυνάμεις αυτές γράφονται:

$$\begin{cases} F_W = \frac{\pi}{6} D^3 g (\rho_f - \rho_w) \\ F_D = \frac{c_D}{2} \rho_w \pi \frac{D^2}{4} w_s^2 \end{cases} \quad [6.14]$$

όπου η τιμή του συντελεστή σύρσης c_D εξαρτάται από τον αριθμό Reynolds του σωματιδίου, Re_p :

$$Re_p = \frac{w_s D}{\nu}, \quad c_D \approx \frac{24}{Re_p} = \frac{24\nu}{w_s D} \quad [6.15]$$

Σημειώνεται ότι στην παραπάνω σχέση ο λόγος $24/Re_p$ είναι η γραμμική προσέγγιση του Stokes για την τιμή του συντελεστή (η οποία ισχύει για τιμές $Re_p < 0.1$). Έτσι, εξισώνοντας τη δύναμη σύρσης με το βυθισμένο βάρος (εξ. 6.14), καταλήγουμε στην ταχύτητα καθίζησης κατά Stokes:

$$w_s = \frac{(\rho_s - \rho_w) g}{18\mu} D^2 \quad [6.16]$$

όπου μ είναι το *τυρβώδες δυναμικό ιξώδες* (*turbulent viscosity*) του νερού. Η σχέση αυτή χρησιμοποιείται για τέλεια σφαιρικά σωματίδια, όπως **αμμώδη φερτά**. Στην περίπτωση **λεπτόκοκκων φερτών υλών** οι

κόκκοι έχουν την ιδιότητα να συσσωματώνονται σε μεγαλύτερες δομές (*συσσωματώματα* ή *κροκιδώματα*). Τα συσσωματώματα αυτά απέχουν σχηματικά από την τέλεια σφαίρα, έτσι για τη διόρθωση της τιμής ταχύτητας καθίζησης χρησιμοποιούνται *συντελεστές σχήματος* (σφαιρικότητας) των σωματιδίων. Οι συντελεστές αυτοί, α και β για τη δύναμη βυθισμένου βάρους και τη δύναμη σύρσης αντίστοιχα ($\alpha=\beta=1$ για τέλεια σφαιρικά σωματίδια), εφαρμόζονται και δίνουν την τροποποιημένη ταχύτητα καθίζησης:

$$w_s = \frac{\alpha}{\beta} \cdot \frac{(\rho_s - \rho_w)g}{18\mu} D^2 \quad [6.17]$$

Οι συντελεστές σχήματος α και β μπορούν να απλοποιηθούν, αν θεωρήσουμε συντελεστή ανομοιομορφίας a_{irr} ($a_{irr} \leq 1$) ίσο με το λόγο ελάχιστης προς μέγιστης διάστασης του συσσωματώματος. Βάσει των διατυπώσεων των Sternberg et al. (1999), μετά από μετασχηματισμούς προκύπτει ότι ισχύει:

$$\left\{ \begin{array}{l} \alpha = a_{irr} \\ \beta = 1 - \lambda_1 (1 - a_{irr}) \end{array} \right\} \quad [6.18]$$

όπου λ_1 συντελεστής σχετικός με τον προσανατολισμό του σωματιδίου κατά την καθίζηση. Έτσι, είναι ίσος με 0.2 ή 0.4, αν το σωματίδιο καθιζάνει με το μέγιστό του άξονα παράλληλα ή κατακόρυφα προς την κατακόρυφη διεύθυνση αντίστοιχα. Αν θεωρήσουμε ως συνήθη προσανατολισμό των σωματιδίων κατά την καθίζηση τον παράλληλο, τότε η εξίσωση υπολογισμού της ταχύτητας καθίζησης απλοποιείται στην:

$$w_s = \frac{a_{irr}}{0.8 + 0.2 \cdot a_{irr}} \cdot \frac{(\rho_s - \rho_w)g}{18\mu} D^2 \quad [6.19]$$

Σημειώνεται ότι η καθίζηση επιδρά μόνο σε αιωρήματα (σωματιδιακή φάση). Στην περίπτωση **διαλύματος** (ανάμιξη δύο ρευστών) η κατακόρυφη κίνηση του πλουμίου εξαρτάται από την **πλευστότητά** (*buoyancy*) του, που είναι ανάλογη με το λόγο:

$$B = \frac{(\rho_d - \rho_w)g}{\rho_w} \quad [6.20]$$

δηλαδή εξαρτάται από τη διαφορά πυκνοτήτων διαλύματος (ρ_d) και διαλύτη (ρ_w). Στην περίπτωση που το διάλυμα είναι μικρότερης πυκνότητας από το διαλύτη, η ταχύτητα «καθίζησης» είναι στην ουσία αρνητική, δηλαδή πρόκειται για ανωστική κίνηση του πλουμίου (π.χ. διάθεση λυμάτων από διαχυτήρα, βλ. Κεφ. 7).

6.5 Επίδραση της στρωμάτωσης της στήλης στην κατακόρυφη ανάμιξη

Η κατακόρυφη μετακίνηση αιωρούμενου υλικού και διαλυμάτων επηρεάζεται σημαντικά από την ύπαρξη στρωμάτωσης της στήλης (Scully & Friedrichs, 2003), που μπορεί να οδηγήσει σε συμπεριφορά πλουμίου που καθιζάνει με σημαντικά μειωμένη επιτάχυνση βαρύτητας (Lewis, 1997). Έτσι, η ταχύτητα καθίζησης κατά Stokes δεν μπορεί να περιγράψει τη ροή μάζας έξω από τα περισσότερα ποτάμια πλούμια (McCool & Parsons 2004). Στην περίπτωση που η στήλη του νερού είναι στρωματωμένη λόγω αλατότητας, η στρωμάτωση του περιβάλλοντος μπορεί να αποσβέσει την ταχύτητα καθίζησης των σωματιδίων, αλλά και την κατακόρυφή τους διασπορά, με αποτέλεσμα τη συγκέντρωση των σωματιδίων κατά μήκος του αλοκλινούς, εωσότου η περιοχή γίνει βαρυντικά ασταθής (Chen, 1997· Parsons et al., 2001), δηλαδή μέχρι η πυκνότητα να γίνει μεγαλύτερη από αυτή του υποκείμενου ρευστού και το σωματιδιακό πλούμιο να καθιζάνει λόγω βαρύτητας.

Οι Syvitski et al. (1985), για παράδειγμα, βάσει πειραμάτων σε δελταϊκή περιοχή, διαπίστωσαν την ύπαρξη γραμμικής συσχέτισης μεταξύ του προφίλ της μέσης με το χρόνο συγκέντρωσης φερτών και των αντιστοιχών τιμών αλατότητας με το βάθος:

$$\overline{C}(z) = 99.1 - 2.9S(z) \quad [6.21]$$

Για την εκτίμηση της επίδρασης της στρωμάτωσης συχνή είναι και η χρήση του αριθμού Peclet, Pe , που εκφράζει την επικράτηση της καθίζησης έναντι της διασποράς για την έκφραση της σταθερότητας της στρωμάτωσης (Condie, 1999· Han et al., 2009) σε περιπτώσεις κατά τις οποίες:

$$Pe = \frac{w_s h}{K_m} \ll 1 \quad [6.22]$$

όπου h το εύρος της ζώνης ανάμιξης και K_m ο συντελεστής διασποράς μάζας.

6.5.1 Σταθερότητα στρωμάτωσης βάσει του αριθμού Richardson

Μια από τις ευρύτερα χρησιμοποιούμενες μεθόδους για τον καθορισμό της σταθερότητας της στρωμάτωσης είναι ο αδιάστατος (*gradient*) αριθμός Richardson με κριτήριο σταθερότητας τιμές μεγαλύτερες του $\frac{1}{4}$ (Turner, 1973):

$$Ri = \frac{N^2}{\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)^2} > \frac{1}{4}, \quad N = \sqrt{-\frac{g}{\rho_w} \frac{\partial \rho_w}{\partial z}} \quad [6.23]$$

όπου N η συχνότητα Brunt-Väisälä, U η μέση οριζόντια ταχύτητα ροής, g η επιτάχυνση της βαρύτητας και ρ_w η πυκνότητα του θαλασσινού νερού. Σε περιπτώσεις που οι τιμές του Ri είναι μικρότερες του $\frac{1}{4}$ είναι πιθανή η εμφάνιση ασταθειών τύπου Kelvin-Helmholtz. Βάσει του κριτηρίου αυτού, η επίδραση της στρωμάτωσης στη διάχυση μάζας συχνά εκφράζεται, σύμφωνα με τη **θεωρία μήκους ανάμιξης (mixing-length theory)**, με την εφαρμογή εξισώσεων απόσβεσης της ταχύτητας και της διασποράς μάζας, $F_{m,3}$, (βλ. εξ. [5.6]) τύπου Munk-Anderson (Lewis, 1997· Rodi, 1980):

$$F_{m,3} = (1 + \beta Ri)^\alpha \quad [6.24]$$

Οι τιμές των συντελεστών α και β είναι -0.5 και 10 αντίστοιχα. Για τους ίδιους συντελεστές ο Toorman (2002) προτείνει τις τιμές -0.8 και 21.

Σε αντικατάσταση της χρήσης του αδιάστατου αριθμού Richardson είναι συνήθης πρακτική η χρήση του «ροϊκού» αριθμού Richardsdon (*flux Richardsdon number*) R_f , που είναι ο λόγος των ανωστικών δυνάμεων προς την παραγωγή τυρβώδους κινητικής ενέργειας (Lewis, 1997):

$$R_f = \frac{\overline{g \rho_w w}}{\rho_w u w \frac{\partial U}{\partial z}} = \frac{K_V}{\nu_{t3}} Ri \leq R_{f,crit} = 0.15 - 0.5 \quad [6.25]$$

6.5.2 Επίδραση στρωμάτωσης στην ταχύτητα καθίζησης

Σχετικά με την ανάμιξη επιφανειακού πλουμίου γλυκού νερού συναρτήσει της ταχύτητας παγίδευσής του στο κατώτερο στρώμα, W_e , έχουν διατυπωθεί σχέσεις της μορφής (Burrows & Ali, 2001):

$$W_e = \frac{e_l U_o}{Ri} \quad [6.26]$$

όπου U_o είναι η ταχύτητα του κατώτερου στρώματος και e_l εμπειρικός συντελεστής ($e_l \sim 10^{-3}$). Στην περίπτωση σωματιδιακού πλουμίου αποτελούμενου από N_p σωματίδια που καθίζάνει σε στρωματομένο περιβάλλον, η συμπεριφορά του κατά την καθίζηση μπορεί να περιγραφεί από τον αριθμό N_{sc} του νέφους ως εξής (Bush et al., 2003):

$$N_{sc} = \frac{w_s}{Q^{0.25} N^{0.5}}, \quad Q = \frac{(\rho_b - \rho_w)}{\rho_w} V \cdot g \quad [6.27]$$

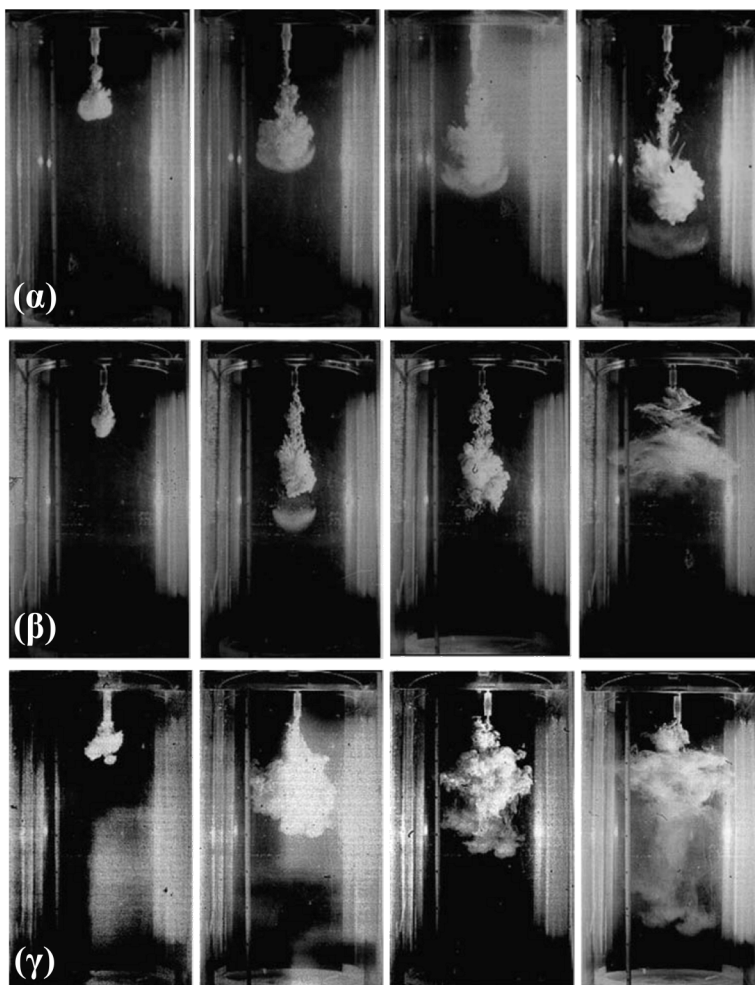
Στην παραπάνω σχέση w_s είναι η ταχύτητα καθίζησης των σωματιδίων, N η συχνότητα Brunt-Väisälä, V είναι ο όγκος του νέφους και Q η άνωσή του. Βάσει του κριτηρίου N_{sc} προσδιορίζεται η ικανότητα της στρωμάτωσης να παγιδεύσει ή όχι μέρος του νέφους φερτών.

Έτσι, για τιμές $N_{sc} > 1$ το νέφος καθιζάνει ως τυρβώδης πίδακας μέχρι να φτάσει το βάθος Z_f :

$$Z_f = \begin{cases} C_1 \cdot r \left(\frac{\sqrt{Q}}{w_s r} \right)^{0.83} & \text{για } \text{Re}_p = \frac{w_s r}{\nu} \leq 300 \quad \{C_1 = 11 \pm 2\} \\ C_1 \cdot r \sqrt{N_p} & \text{για } \text{Re}_p = \frac{w_s r}{\nu} > 300 \quad \{C_1 = 9 \pm 2\} \end{cases} \quad [6.28]$$

Στην παραπάνω σχέση r είναι η ακτίνα του θεωρούμενου σφαιρικού σωματιδίου. Πέραν του βάθους αυτού τμήμα του νέφους, παίρνοντας τη μορφή σφαιρικής μάζας, εξέρχεται του νέφους και τελικά καθιζάνει (Εικόνα 6.1β). Η μάζα που δεν εξήλθε του νέφους συνεχίζει να καθιζάνει λόγω αδράνειας και, στη συνέχεια, αναδύεται σε βάθος $Z_R (= 3/4 Z_f)$, όπου διαμορφώνεται σαν ουδέτερο νέφος (Εικόνα 6.1β). Για τιμές $N_{sc} < 1$ το νέφος καθιζάνει και διαμορφώνει ένα ρεύμα βαρύτητας στο ουδέτερό του (βαρυτικά) βάθος (Εικόνα 6.1γ), Z_N :

$$Z_N = C_2 \frac{Q^{0.25}}{N^{0.5}} \quad \{C_2 = 2.6 \pm 0.4\} \quad [6.29]$$



Εικόνα 6.1 Νέφος σωματιδίων που καθιζάνει σε ομογενές περιβάλλον (α), σε στρωματομένο περιβάλλον με $N_{sc} > 1$ (β) και σε στρωματομένο περιβάλλον με $N_{sc} < 1$ (γ) [πηγή: Bush et al. (2003)].

6.6 Όροι πηγής και απώλειας διαλύματος και αιωρήματος

Όπως αναφέρθηκε και αρχικά, ανάλογα με τον τύπο του υλικού σε αιώρηση (συντηρητικό ή μη, σωματιδιακή ή διαλυμένη φάση) μπορεί να υπάρχουν διαφορετικές πηγές υλικού (είσοδος του στο θαλάσσιο περιβάλλον) ή/και όροι απώλειας (ρυθμός απώλειας μάζας). Κάποια παραδείγματα όρων πηγής και απώλειας δίνονται στον παρακάτω πίνακα (Πίνακας 6.1) και αναλύονται περαιτέρω στις υποενότητες που ακολουθούν.

Φάση υλικού	Όροι πηγής	Όροι απώλειας
σωματιδιακή (π.χ. φερτές ύλες)	- ποτάμια (στερεομεταφορά) - διάβρωση πυθμένα - ατμόσφαιρα (από αιολική διάβρωση)	- απόθεση - διαφυγή προς την ανοιχτή θάλασσα
διαλυμένη (π.χ. βιοαποδομήσιμος ρύπος)	- ποτάμια - αγωγοί διάθεσης λυμάτων - βροχόπτωση	- βιοαποδόμηση - κατανάλωση από μικροοργανισμούς

Πίνακας 6.1 Παραδείγματα όρων πηγής και απώλειας υλικού ανάλογα με το είδος της ουσίας που εισέρχεται στο θαλάσσιο περιβάλλον.

6.6.1 Όροι πηγής

Οι όροι πηγής υλικού εκφράζονται στην εξίσωση [6.1] ως ρυθμοί εισροής συγκέντρωσης στο πεδίο (dC_{in}/dt). Έτσι, στη γενική περίπτωση που η εισροή υλικού μεταβάλλεται στο χώρο (x,y,z), αλλά και στο χρόνο (t), μια γενική σχέση του όρου πηγής, είτε πρόκειται για διαλυμένο, είτε για αιωρούμενο υλικό, θα μπορούσε να γραφεί:

$$S = \frac{d}{dt} C_{in}(x, y, z, t) \quad [6.30]$$

Άρα, στην περίπτωση που επιλύεται η εξίσωση μεταφοράς-διασποράς ποτάμιων φερτών, ο ρυθμός εισροής θα ισούται με την ανηγμένη παροχή φερτών ($m^3/s/m^2$) στη θέση εκβολής του ποταμού, ενώ για την περίπτωση αγωγού διάθεσης λυμάτων θα ισούται με το ρυθμό εισροής συγκέντρωσης της ουσίας που μελετάται στη θέση εισόδου στο πεδίο. Επιπλέον, στο όριο του θαλάσσιου πυθμένα μπορεί να εισέλθουν συγκεντρώσεις λόγω διάβρωσης, οπότε θα έχουμε ως όρο πηγής την παράμετρο R_{er} της οριακής συνθήκης που δίνεται στην εξίσωση [6.3].

Στην περίπτωση διερεύνησης της μεταφοράς-διασποράς μικροοργανισμών, οι όροι πηγής αναφέρονται στους ρυθμούς γέννησης και σωματικής αύξησης των ατόμων.

6.6.2 Όροι απώλειας

Οι όροι απώλειας συγκέντρωσης, εκφράζονται, όπως και οι όροι πηγών, ως ρυθμός μεταβολής συγκέντρωσης στη σχέση [6.1]. Στην περίπτωση που πρόκειται για αποδομήσιμη ουσία (όπως π.χ. στην περίπτωση μικροβιακού φορτίου), η μεταβολή της συγκέντρωσης είναι εκθετική σχέση του ρυθμού αποδόμησης, λ . Έτσι, αν c_0 η αρχική συγκέντρωση, τότε για το ρυθμό αποδόμησης υλικού έχουμε και τον αντίστοιχο όρο απώλειας, L :

$$c = c_0 \exp(-\lambda \cdot t) \Rightarrow \frac{dc}{dt} = \frac{d[c_0 \exp(-\lambda \cdot t)]}{dt} = -\lambda \cdot c_0 \exp(-\lambda \cdot t) \Rightarrow \quad [6.31]$$
$$L = -\lambda \cdot c, \quad \lambda = \frac{-\ln(0.1)}{T_{90}}$$

Στη σχέση 6.31, T_{90} είναι ο **χρόνος ημίσειας ζωής (half-life)**, δηλαδή ο χρόνος που απαιτείται για τη μείωση της αρχικής συγκέντρωσης στο μισό ($c_0/2$). Ο χρόνος ημίσειας ζωής (ή ημιζωής) διαφέρει μεταξύ των ουσιών. Ενδεικτικά αναφέρεται ότι είναι 13 ώρες για κυανιούχα άλατα, 43 ώρες για φαινολικές ενώσεις, 1-2 εβδομάδες για τα απορρυπαντικά και τα λάδια κινητήρων, 3-6 μήνες για τη λιγνίνη και τα παράγωγά της και φτάνει σε κάποια χρόνια για σύνθετες χημικές ενώσεις, έως και 20 χρόνια για φυτοφάρμακα και ζιζανιοκτόνα (Τσακογιάννης, 1985). Για ραδιενεργές ουσίες ο χρόνος ημιζωής κυμαίνεται μεταξύ δεκάδων έως και χιλιάδων ετών, οπότε είναι πρακτικά άπειρος.

Για την περίπτωση φερτών υλών, όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, οι όροι απώλειας αναφέρονται σε διεργασίες απόθεσης του υλικού (R_{dep} στην εξ. [6.3]) και πρόκειται ουσιαστικά για έξοδο του υλικού από τη ροή (στήλη του νερού).

Για μικροοργανισμούς, ο όρος απώλειας περιλαμβάνει τη θνησιμότητα λόγω φυσικών αιτιών, λόγω θήρευσης, λόγω δυσμενών για την ανάπτυξη συνθηκών του υδάτινου περιβάλλοντος και την απώλεια σωματικής μάζας λόγω ανεπάρκειας τροφής.

6.7 Μεταφορά-διασπορά φερτών υλών με χρήση της μεθόδου του ιχνηθέτη

Αντίστοιχα με την κλασική επίλυση του προβλήματος μεταφοράς-διασποράς μιας συντηρητικής ουσίας με τη χρήση εξισώσεων τύπου Euler, στις οποίες η παράμετρος προς επίλυση είναι η συγκέντρωση της ουσίας, μπορεί να εφαρμοστεί η **μέθοδος του ιχνηθέτη (tracer method)**, ή μέθοδος του ιχνηλάτη, ή τυχαίου βήματος (*random walk method*). Σύμφωνα με τη μέθοδο αυτή, η μάζα που εισέρχεται στη ροή από κάποια πηγή χωρίζεται σε «**σωματιδιακά πακέτα**» (*parcels*), των οποίων η κίνηση και οι τυχόν μεταβολές στα χαρακτηριστικά τους παρακολουθούνται στο χώρο και στο χρόνο. Κατ' αναλογία με τη μέθοδο Euler, όπου οι εξισώσεις ανα-

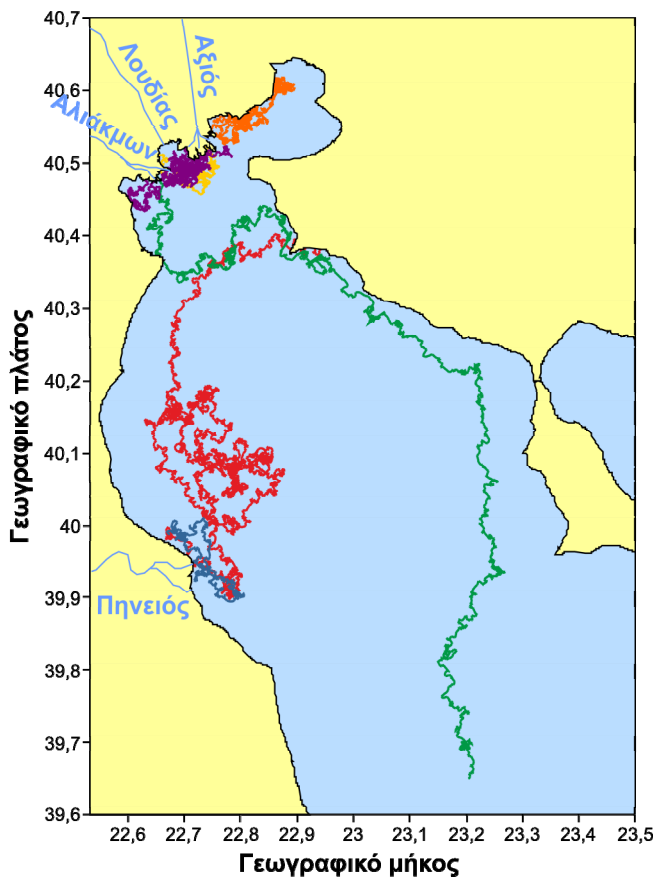
φέρονται σε συγκέντρωση (μάζας), στην περίπτωση της μεθόδου του ιχνηθέτη κάθε ένα από τα σωματιδιακά πακέτα (ή απλούστερα σωματίδια) εκφράζει ένα ορισμένο ποσό μάζας που διατηρείται σταθερή στην περίπτωση συντηρητικών και μεταβάλλεται στην περίπτωση μη συντηρητικών ουσιών. Έτσι, η θέση του i -οστού σωματιδίου που μπαίνει στη ροή δίνεται από τη σχέση (Krestenitis et al., 2007):

$$\begin{cases} \frac{dx_i}{dt} = \bar{u}_i + u_i' \\ \frac{dy_i}{dt} = \bar{v}_i + v_i' \\ \frac{dz_i}{dt} = (\bar{w}_i + w_s) + w_i' \end{cases} \quad [6.32]$$

$$u_i' = v_i' = \xi \sqrt{\frac{6K_H}{dt}}, \quad w_i' = \xi \sqrt{\frac{6K_V}{dt}}, \quad \xi \in [-1, +1]$$

Στις παραπάνω εξισώσεις, οι ταχύτητες με υπεργράμμιση συμβολίζουν τιμές ταχύτητας ροής κατά x , y και z στη θέση του σωματιδίου (i) και αποτελούν το **καθοριστικό μέρος** της κίνησης (για την κατακόρυφη διεύθυνση στο καθοριστικό μέρος μετέχει και η ταχύτητα καθίζησης) που εκφράζει τη μεταφορά, ενώ οι τιμές u_i' , v_i' και w_i' αποτελούν το **στοχαστικό μέρος** που εκφράζει τη διασπορά. Το εύρος της στοχαστικής κίνησης εξαρτάται από την τιμή του αντίστοιχου συντελεστή διασποράς (οριζόντιου ή κατακόρυφου) και η τελική στοχαστική μετατόπιση του σωματιδίου προκύπτει με πολλαπλασιασμό του εύρους αυτού με τυχαίο αριθμό ξ , του οποίου οι τιμές μεταβάλλονται μεταξύ -1 και $+1$.

Όροι πηγής και απώλειας υλικού μπορούν εύκολα να εισαχθούν σε ένα μοντέλο ιχνηθέτη. Οι πηγές υλικού αντιστοιχούν σε θέσεις εισόδου σωματιδίων στο χώρο, ενώ απώλεια υλικού εφαρμόζεται απευθείας στο κάθε σωματίδιο, με μείωση π.χ. της μάζας του βάσει του ρυθμού αποδόμησης, εάν πρόκειται για βιοαποδομήσιμο ρύπο, ή με απόθεση υλικού, εάν πρόκειται για φερτές ύλες που έχουν φτάσει στον πυθμένα λόγω καθίζησης. Στα πλεονεκτήματα της μεθόδου ανήκουν η δυνατότητα παρακολούθησης της τροχιάς κίνησης και των μεταβολών στα χαρακτηριστικά του κάθε σωματιδίου για το σύνολο της κίνησής του (από τη στιγμή που εισήλθε στο πεδίο μέχρι και την έξοδό του από τη ροή). Ένα τέτοιο παράδειγμα παρακολούθησης της κίνησης λεπτόκοκκων φερτών υλών που προέρχονται από τα ποτάμια της περιοχής του Θερμαϊκού Κόλπου δίνεται στο σχήμα 6.5.



Σχήμα 6.5 Παραδείγματα τροχιάς κίνησης ποτάμιων φερτών υλών στο πεδίο του Θερμαϊκού Κόλπου

6.8 Μεταφορά και διάχυση ρύπων – ποιότητα υδάτων

6.8.1 Βιοχημικές διεργασίες

Για την έκφραση της εξέλιξης των φυσικοχημικών παραμέτρων στο θαλάσσιο περιβάλλον είναι σημαντικός ο διαχωρισμός των **διεργασιών** που λαμβάνουν χώρα στη **στήλη του νερού** (*pelagic processes*), αυτών που λαμβάνουν χώρα στο **ίζημα** (*benthic processes*) και η **ανταλλαγή** μεταξύ τους (*benthic-pelagic coupling*). Έτσι, εάν συμβολίσουμε ως c_p τη συγκέντρωση μιας παραμέτρου στη στήλη (πελαγική) και c_b τη συγκέντρωσή της στο ίζημα (πυθμενική), η γενική σχέση μεταφοράς διασποράς της ουσίας γράφεται:

$$\frac{\partial c_p}{\partial t} + \frac{\partial c_p \cdot u}{\partial x} + \frac{\partial c_p \cdot v}{\partial y} + \frac{\partial c_p \cdot (w - w_s)}{\partial z} = K_H \left(\frac{\partial^2 c_p}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 c_p}{\partial y^2} \right) + K_V \frac{\partial^2 c_p}{\partial z^2} + \frac{\partial c_p}{\partial t} \Big|_{bio} + \frac{\partial c_p}{\partial t} \Big|_{bed} \quad [6.33]$$

$$\frac{\partial c_b}{\partial t} = \frac{\partial c_b}{\partial t} \Big|_{bio} + \frac{\partial c_b}{\partial t} \Big|_{bed}$$

Οι δύο τελευταίοι όροι στις παραπάνω σχέσεις εκφράζουν ρυθμούς μεταβολής συγκέντρωσης λόγω βιοχημικών διεργασιών (με δείκτη “bio”) και λόγω ανταλλαγής υλικού μεταξύ στήλης και πυθμένα (με δείκτη “bed”). Οι εξισώσεις αυτές μπορούν να χρησιμοποιηθούν (με μικρές, κατά περίπτωση, τροποποιήσεις) για:

- διαλυμένα αέρια, όπως οξυγόνο, διοξείδιο του άνθρακα, άζωτο (στήλη και πυθμένας),
- διαλυμένα θρεπτικά άλατα, όπως νιτρικά, φωσφορικά και πυριτικά (στήλη και πυθμένας),
- είδη φυτοπλαγκτού και ζωοπλαγκτού (στήλη),
- βακτήρια (στήλη και πυθμένας),
- διαλυμένο και σωματιδιακό οργανικό υλικό (DOM και POM) (στήλη και πυθμένας),

- βενθικούς οργανισμούς (πυθμένας).

Με τον τρόπο αυτό μπορεί να καταστρωθεί ένα πλήρες οικολογικό μοντέλο το οποίο περιγράφει την εξέλιξη του συνόλου των κύριων βιοχημικών διεργασιών που επηρεάζουν την τροφική αλυσίδα στο θαλάσσιο πεδίο (βλ. Κεφ. 3.5). Το γενικευμένο μοντέλο των εξισώσεων (6.33) χρειάζεται να τροποποιηθεί για τη σωστή προσομοίωση των διεργασιών και πιο συγκεκριμένα:

- Να μηδενιστεί η ταχύτητα καθίζησης όταν πρόκειται για τα αιωρούμενα υλικά (αέρια, θρεπτικά, DOM).
- Να προσδιοριστούν κατάλληλα οι ρυθμοί απώλειας/πηγής των παραμέτρων, όπως αυτές ορίζονται από την τροφική αλυσίδα (κύκλοι άνθρακα, αζώτου και φωσφόρου): έτσι, για παράδειγμα, η βόσκηση (*grazing*) του φυτοπλαγκτού από το ζωοπλαγκτόν προκαλεί μείωση της συγκέντρωσης του πρώτου (θάνατος) και αύξηση της συγκέντρωσης του δεύτερου (αύξηση σωματικού βάρους), ενώ η διαδικασία φωτοσύνθεσης από το φυτοπλαγκτό προκαλεί παραγωγή οξυγόνου και κατανάλωση διοξειδίου του άνθρακα.
- Να τεθούν κατάλληλες οριακές συνθήκες για τις ανταλλαγές μεταξύ θαλάσσιας στήλης και πυθμένα: έτσι, για παράδειγμα, η αποδόμηση του POM που καθιζάνει στον πυθμένα από αναερόβια βακτήρια προκαλεί μείωση της συγκέντρωσης του POM στο βένθος, αύξηση της μάζας των βακτηριδίων και ταυτόχρονη αύξηση της συγκέντρωσης των θρεπτικών λόγω απεκκρίσεων.
- Να οριστούν κατάλληλα οι περιορισμοί για την ανάπτυξη φυτο-ζωοπλαγκτού, όπως ο λόγος N/P (βλ. κεφ. 3.3).
- Για ομάδες που υπάρχουν στο ένα από τα δύο πεδία (βενθικό/πελαγικό), όπως βενθικά μακρόζωα και πλαγκτόν, οι εξισώσεις θα πρέπει να οριστούν στο πεδίο αυτό και μόνο.

6.8.2 Φυσικές διεργασίες

Εξισώσεις τύπου μεταφοράς-διασποράς μπορούν να εφαρμοστούν και για την περίπτωση φυσικών παραμέτρων, όπως η θερμοκρασία και η αλατότητα, αντιμετωπίζοντάς τες ως διαλύματα. Έτσι, η εξίσωση [6.1] μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την ισορροπία θερμοκρασίας (T) και αλατότητας (S) στο τρισδιάστατο θαλάσσιο πεδίο, όπως αναφέρθηκε και στην ανάλυση των βασικών εξισώσεων υδροδυναμικής κυκλοφορίας (βλ. Κεφ. 4.3). Οι οριακές συνθήκες επιφάνειας ($z=0$) και πυθμένα ($z=bed$) για την ισορροπία θερμοκρασίας (T), στις οποίες ορίζονται και οι ρυθμοί απώλειας και εισροής θερμότητας στο υδάτινο πεδίο, γράφονται:

$$\begin{cases} K_V \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0} = Q_T = Q_s - Q_b - Q_e \pm Q_h \\ K_V \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=bed} = 0 \end{cases} \quad [6.34]$$

Στην οριακή συνθήκη επιφάνειας ($z=0$) εξισώνεται ο ρυθμός κατακόρυφης διάχυσης θερμότητας με το αλγεβρικό άθροισμα των προς τα κάτω και προς τα πάνω ροών θερμότητας και ακτινοβολίας. Πιο συγκεκριμένα, αυτές οι ροές θερμότητας δια μέσου της διεπιφάνειας ατμόσφαιρας-θάλασσας προκύπτουν από τη μεγάλου και μικρού μήκους ηλιακή ακτινοβολία, από θερμοκρασιακές διαφορές μεταξύ ατμόσφαιρας και επιφανειακού θαλάσσιου στρώματος και από ανταλλαγές μαζών λόγω εξάτμισης-κατακρήμνισης. Όπως αναφέρθηκε και στο κεφάλαιο 4.2.1, το θερμικό ισοζύγιο προκύπτει από την εισερχόμενη μικρού μήκους ηλιακή ακτινοβολία (Q_s), την επανεκπεμπόμενη μεγάλου μήκους ακτινοβολία (Q_b), την απώλεια θερμότητας λόγω εξάτμισης (Q_e) και τις ανταλλαγές θερμότητας με την ατμόσφαιρα μέσω αγωγής (Q_h). Στο όριο του θαλάσσιου πυθμένα ($z=bed$) η κατακόρυφη ροή θερμότητας συνήθως ορίζεται ως μηδενική (δεν ανταλλάσσεται θερμότητα μεταξύ πυθμένα και στήλης).

Στην περίπτωση της αλατότητας (S) οι αντίστοιχες οριακές συνθήκες μπορούν να γραφούν ως:

$$\begin{cases} K_V \frac{\partial S}{\partial z} \Big|_{z=0} = (-PF + EF - RF) \cdot S \Big|_{z=0} \\ K_V \frac{\partial S}{\partial z} \Big|_{z=bed} = 0 \end{cases} \quad [6.35]$$

Δεδομένου ότι το άλας είναι συντηρητική ουσία, η οποία δεν μπορεί να διαφύγει στην ατμόσφαιρα (π.χ. κατά την εξάτμιση διαφεύγει μόνο νερό προς την ατμόσφαιρα, ενώ το περιεχόμενο στην εξετασθείσα μάζα άλας παραμένει στο επιφανειακό στρώμα), ο ρυθμός απώλειας άλατος στην επιφάνεια είναι πρακτικά μηδενικός. Η μεταβολή αλατότητας προκύπτει από την ισορροπία εισροής γλυκού ή υφάλμυρου νερού και την επιφανειακή αλατότητα του θαλάσσιου περιβάλλοντος. Έτσι, στο παραπάνω παράδειγμα σημειώθηκαν η ροή κατακρήμνισης (PF : *Precipitation Flux*), η ροή εξάτμισης (EF : *Evaporation Flux*) και η ποτάμια εισροή (RF : *Riverine Flux*). Σημειώνεται ότι η ροή εξάτμισης έχει θετικό πρόσημο (προκαλεί δηλαδή αύξηση αλατότητας), αφού πρακτικά συνεπάγεται τη μείωση του όγκου νερού στο οποίο περιέχεται μια ορισμένη μάζα άλατος. Τέλος, όπως και στην περίπτωση της θερμοκρασίας, η ροή άλατος από το νερό στο θαλάσσιο πυθμένα τυπικά θεωρείται ίση με μηδέν· στην περίπτωση βέβαια που υπάρχει εισροή γλυκού ή υφάλμυρου νερού κοντά στον πυθμένα, όπως μπορεί να συμβεί στην περίπτωση αγωγού διάθεσης λυμάτων ή και μιας θέσης υποθαλάσσιας ανάβλυσης, τότε η οριακή συνθήκη πυθμένα πρέπει να τροποποιηθεί κατάλληλα, ώστε να ληφθεί η ανάμιξη μαζών διαφορετικής αλατότητας.

6.8.3 Αποδομήσιμοι ρύποι

Εξετάζοντας την περίπτωση εισροής ενός βιοαποδομήσιμο ρύπου στο θαλάσσιο περιβάλλον (τριδιάστατος χώρος), που αντιστοιχεί στην απλούστερη μορφή ενός «μοντέλου ποιότητας», μπορούμε να χρησιμοποιήσουμε δύο παραμέτρους: μία που εκφράζει τη **συγκέντρωση διαλυμένου οξυγόνου** (DO , *Dissolved Oxygen*) στο πεδίο και μία τη **συγκέντρωση απαιτούμενου οξυγόνου** (OD , *Oxygen Demand*), που ουσιαστικά εκφράζει και ισούται με τη συγκέντρωση του ρυπαντή στο πεδίο (c_p). Σημειώνεται ότι η συγκέντρωση ρύπου μπορεί να αναφέρεται είτε στο βιολογικώς είτε στο χημικώς απαιτούμενο οξυγόνο (*Biological Oxygen Demand: BOD*, *Chemical Oxygen Demand: COD*) Έτσι, γράφοντας τη βασική εξίσωση μεταφοράς διασποράς για την περίπτωση του διαλυμένου οξυγόνου (DO), έχουμε:

$$\begin{aligned} \frac{dDO}{dt} + \frac{\partial DO}{\partial x} \cdot u + \frac{\partial DO}{\partial y} \cdot v + \frac{\partial DO}{\partial z} \cdot w &= K_H \left(\frac{\partial^2 DO}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 DO}{\partial y^2} \right) + K_V \frac{\partial^2 DO}{\partial z^2} + S_{DO} - L_{DO} \\ \left\{ \begin{aligned} L_{DO} &= K_1 \cdot c_p \\ S_{DO} \Big|_{z=0} &= K_2 (DO_{SAT} - DO \Big|_{z=0}) + P(dt) \Big|_{z=0} \end{aligned} \right. \end{aligned} \quad [6.36]$$

Οι σταθερές K_1 και K_2 είναι συντελεστές βιοαποσύνθεσης και αναέρωσης αντίστοιχα, ενώ η οριακή συνθήκη πηγής οξυγόνου εφαρμόζεται μόνο στην ελεύθερη επιφάνεια, στην οποία DO_{SAT} είναι η συγκέντρωση κορεσμού οξυγόνου (βλ. κεφ. 3.1) και $P(dt)$ το οξυγόνο που παράγεται κατά τη φωτοσύνθεση (βλ. κεφ. 3.4). Ο συντελεστής βιοαποσύνθεσης κυμαίνεται μεταξύ 10^{-7} και $2 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, με τις μεγαλύτερες τιμές να ισχύουν για ρυπαντικά επιβαρυνμένες υδάτινες μάζες, και ο συντελεστής αναέρωσης μεταξύ $1.5 \cdot 10^{-5}$ και 10^{-4} s^{-1} , με την τιμή να αυξάνει με την ταχύτητα ροής (Τσακογιάννης, 1985). Παράλληλα, η απώλεια οξυγόνου (L_{DO}) προκύπτει από την αποδόμηση της συγκέντρωσης ρύπου την οποία έχουμε εκφράσει ως βιολογικά ή χημικά απαιτούμενη συγκέντρωση οξυγόνου. Έτσι, θα ισούται με το γινόμενο της συγκέντρωσης ρύπου c_p και του ρυθμού βιοαποσύνθεσης K_1 .

Η εκτίμηση της συγκέντρωσης οξυγόνου που παράγεται από τη φωτοσύνθεση σε στοιχειώδες διάστημα χρόνου dt μπορεί να προσδιοριστεί από την ολοκλήρωση της ημιτονοειδούς εξίσωσης:

$$P(dt)_{z=0} = \begin{cases} \int_t^{t+dt} P_{\max} \sin\left(\pi \frac{t-t_s}{p}\right) dt & \text{για } t_s < t < t_s + p \\ 0 & \text{για } t_s + p \leq t \leq t_s + 86400 \end{cases} \Rightarrow$$

$$P(dt)_{z=0} = \begin{cases} P_{\max} \left[\frac{1}{\pi} \left(\cos\left(\frac{\pi t}{p}\right) - \cos\left(\frac{\pi(t+dt)}{p}\right) \right) \right] & \text{για } t_s < t < t_s + p \\ 0 & \text{για } t_s + p \leq t \leq t_s + 86400 \end{cases} \quad [6.37]$$

Στην παραπάνω σχέση P_{\max} είναι η μέγιστη φωτοσυνθετική ικανότητα της υδάτινης περιοχής και εξαρτάται από την ύπαρξη φωτοσυνθετικών οργανισμών (οι τιμές κυμαίνονται μεταξύ 2 και 22 mgO₂/lt).

Η αντίστοιχη εξίσωση μεταφοράς-διασποράς για τη συγκέντρωση ρύπου c_p γράφεται:

$$\frac{\partial c_p}{\partial t} + \frac{\partial c_p \cdot u}{\partial x} + \frac{\partial c_p \cdot v}{\partial y} + \frac{\partial c_p \cdot w}{\partial z} = K_H \left(\frac{\partial^2 c_p}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 c_p}{\partial y^2} \right) + K_V \frac{\partial^2 c_p}{\partial z^2} + S_{c_p} - L_{c_p}$$

$$\begin{cases} L_{c_p} = L_{DO} = K_1 \cdot c_p \\ S_{c_p} \Big|_{source} = \frac{\partial c_p}{\partial t} \Big|_{source} \end{cases} \quad [6.38]$$

Ο όρος πηγής της συγκέντρωσης ρύπου ισούται με το ρυθμό εισροής του στο πεδίο (στις παραπάνω εξισώσεις θεωρήθηκε συνεχής εισροή με το χρόνο), ενώ η απώλεια ρύπου ισούται με την αντίστοιχη κατανάλωση οξυγόνου για την αποδόμηση (δηλαδή τον όρο απώλειας του διαλυμένου οξυγόνου).

Ο συνδυασμός των παραπάνω εξισώσεων μπορεί να αποτελέσει ένα απλοποιημένο «μοντέλο ποιότητας» στο θαλάσσιο πεδίο και μπορεί να επιλυθεί αριθμητικά, αν γράψουμε τις διαφορικές εξισώσεις με τη μορφή πεπερασμένων διαφορών και τις επιλύσουμε σταδιακά στο χώρο (x,y,z) και στο χρόνο (t) . Έτσι, έχοντας τις αρχικές συνθήκες στο πεδίο (γνωστή συγκέντρωση ρυπαντή και διαλυμένου οξυγόνου σε χρόνο t_0) εφαρμόζουμε την εξίσωση [6.38] για τον προσδιορισμό της συγκέντρωσης c_p και την εξίσωση [6.36] για τον προσδιορισμό της συγκέντρωσης DO στο επόμενο χρονικό βήμα ($t_1=t_0+dt$). Εν συνεχεία, αυξάνουμε το χρόνο κατά ένα ακόμη χρονικό βήμα (dt) και, αφού γνωρίζουμε τις τιμές στο σύνολο του πεδίου για το χρόνο t_1 , επαναλαμβάνουμε τον υπολογισμό για τη χρονική στιγμή $t_2= t_1+dt=t_0+2dt$. Δηλαδή, υπολογίζουμε τις τιμές για χρόνο t_2 από τις τιμές του χρόνου t_1 και ούτω καθεξής. Περισσότερα για τις αριθμητικές μεθόδους και τη χρήση πεπερασμένων διαφορών δίνονται στο Κεφάλαιο 8.3.

6.8.4 Επίλυση εξισώσεων μονοδιάστατης μεταφοράς αποδομήσιμου ρύπου

Στην περίπτωση μονοδιάστατης ροής, όπως συμβαίνει για παράδειγμα στην περίπτωση ποταμών, οι εξισώσεις μεταφοράς αποδομήσιμου ρύπου και της αντίστοιχης μεταβολής διαλυμένου οξυγόνου (εξ. 6.36 & 6.38) απλοποιούνται σημαντικά:

$$\begin{cases} \frac{\partial c_p}{\partial t} + U \frac{\partial c_p}{\partial x} = K_H \frac{\partial^2 c_p}{\partial x^2} - K_1 \cdot c_p \pm K_3 \cdot c_p \\ \frac{\partial DO}{\partial t} + U \frac{\partial DO}{\partial x} = K_H \frac{\partial^2 DO}{\partial x^2} + K_2 (DO_{SAT} - DO) - K_1 \cdot c_p + P(dt) \end{cases} \quad [6.39]$$

όπου U είναι η μέση ταχύτητα ροής κατά τον άξονα του ποταμού. Σημειώνεται ότι προστέθηκε όρος απώλειας-πηγής ρύπου λόγω «καθίζησης», ο οποίος, όπως προαναφέρθηκε, δεν έχει φυσική σημασία στην περίπτωση διαλύματος, αλλά χρειάζεται για την έμμεση εκτίμηση της κάθετης ροής, η οποία δεν μπορεί να

προσομοιωθεί άμεσα σε ένα μονοδιάστατο μοντέλο. Έτσι, εισάγεται ο όρος $\pm K_3 \cdot c_p$ που εκφράζει την απώλεια (αρνητικό πρόσημο) ή προσθήκη (θετικό πρόσημο) συγκεντρώσεων ρύπου λόγω κατακόρυφης ροής. Οι τιμές του συντελεστή είναι της τάξης του 10^{-5} με 10^{-6} s^{-1} .

Οι εξισώσεις αυτές επιλύονται με τη χρήση αριθμητικών μεθόδων, μπορούν όμως να επιλυθούν και αναλυτικά. Έτσι, θεωρώντας αμελητέα την επίδραση της διάχυσης, της φωτοσύνθεσης και της «καθίζησης», οι εξισώσεις απλοποιούνται στις:

$$\begin{cases} \frac{\partial c_p}{\partial t} + U \frac{\partial c_p}{\partial x} = -K_1 \cdot c_p \\ \frac{\partial DO}{\partial t} + U \frac{\partial DO}{\partial x} = K_2 (DO_{SAT} - DO) - K_1 \cdot c_p \end{cases} \quad [6.40]$$

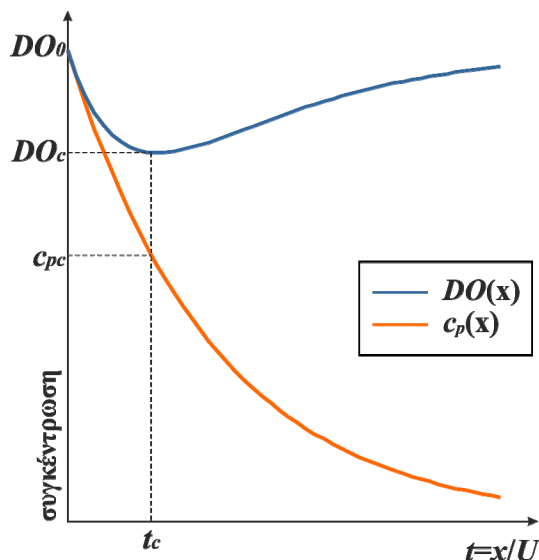
Η αναλυτική τους επίλυση είναι (Τσακογιάννης, 1985):

$$\begin{cases} c_p(x) = c_{p0} \cdot \exp\left(-K_1 \frac{x}{U}\right) \\ DO(x) = DO_{SAT} - \frac{K_1 \cdot c_{p0}}{K_2 - K_1} \left[\exp\left(-K_1 \frac{x}{U}\right) - \exp\left(-K_2 \frac{x}{U}\right) \right] - (DO_{SAT} - DO_0) \cdot \exp\left(-K_2 \frac{x}{U}\right) \end{cases} \quad [6.41]$$

όπου $c_p(x)$ είναι η μεταβολή της **κατανάλωσης οξυγόνου (oxygen consumption)** και DO_0 και c_{p0} είναι η κατανάλωση οξυγόνου και η συγκέντρωση βιολογικά απαιτούμενου οξυγόνου στη θέση εισόδου του ρύπου στη ροή ($x=0$) αντίστοιχα. Σημειώνεται ότι ο όρος x/U ισούται με το χρόνο που απαιτείται για να φτάσει ο ρύπος στη θέση x στην περίπτωση που η μέση ροή στη διατομή είναι U . Συχνά αναφέρεται και ως «*χρόνος διαδρομής*».

Η γραφική παράσταση της συγκέντρωσης διαλυμένου οξυγόνου και ρύπου σε σχέση με το χρόνο διαδρομής δίνεται στο παρακάτω σχήμα (Σχήμα 6.6). Η μορφή του διαλυμένου οξυγόνου μειώνεται αρχικά, λόγω της κατανάλωσης για την αποδόμηση του ρύπου, φτάνει ένα τοπικό ελάχιστο και στη συνέχεια αυξάνει λόγω αναέρωσης. Η κρίσιμη (ελάχιστη) τιμή διαλυμένου οξυγόνου DO_c και η αντίστοιχη χρονική στιγμή στην οποία παρατηρείται (t_c) δίνονται από τη σχέση:

$$\begin{aligned} DO_c &= DO_{SAT} - \frac{K_1}{K_2} \cdot c_{p0} \cdot \exp(-K_1 \cdot t_c) \\ t_c &= \frac{1}{K_2 - K_1} \cdot \ln\left(\frac{K_2}{K_1}\right) \cdot \left[1 - \frac{(DO_{SAT} - DO_0) \cdot (K_2 - K_1)}{c_{p0} \cdot K_1} \right] \end{aligned} \quad [6.42]$$



Σχήμα 6.6 Μεταβολή συγκέντρωσης οξυγόνου (μπλε καμπύλη) και βιολογικός απαιτούμενος οξυγόνου (πορτοκαλί καμπύλη) με το χρόνο. Στο γράφημα σημειώνονται οι αντίστοιχες κρίσιμες τιμές.

Βιβλιογραφία/Αναφορές

- Burrows, R., & Ali, K. H. (2001). Entrainment studies towards the preservation (containment) of 'freshwaters' in the saline environment. *Journal of Hydraulic Research*, 39(6), 591-599.
- Bush, J. W., Thurber, B., & Blanchette, F. (2003). Particle clouds in homogeneous and stratified environments. *Journal of Fluid Mechanics*, 489, 29-54.
- Chen, C. (1997). Particle flux through sediment fingers. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 44(9), 1645-1654.
- Condie, S. (1999). Settling regimes for non-motile particles in stratified waters. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 46(4), 681-699.
- Han, Y., Wang, R., & Dai, Y. (2009). Thermal stratification within the water tank. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 13(5), 1014-1026.
- Kolmogorov, A. N. (1962). A refinement of previous hypotheses concerning the local structure of turbulence in a viscous incompressible fluid at high Reynolds number. *Journal of Fluid Mechanics*, 13(01), 82-85.
- Krestenitis, Y., Kombiadou, K., & Savvidis, Y. (2007). Modelling the cohesive sediment transport in the marine environment: The case of Thermaikos gulf. *Ocean Science*, 3(1), 91-104.
- Lewis, R. (1997). *Dispersion in estuaries and coastal water*. New York: John Wiley & Sons.
- McCool, W. W., & Parsons, J. D. (2004). Sedimentation from buoyant fine-grained suspensions. *Continental Shelf Research*, 24(10), 1129-1142.
- Mellor George, L. (1996). Introduction to physical oceanography. *Princeton University, New Jersey*.
- O'Brien, J. J. (1986). The diffusive problem. *Advanced physical oceanographic numerical modelling* (pp. 127-144) Springer.
- O'Connor, B. A. (1993). Three-dimensional sediment-transport models. In M. B. Abbott, & A. W. Price (Eds.), *Coastal, estuarial and harbour engineer's reference book* (pp. 199-214). London: Chapman & Hall.

- Parsons, J. D., Bush, J. W., & Syvitski, J. P. (2001). Hyperpycnal plume formation from riverine outflows with small sediment concentrations. *Sedimentology*, 48(2), 465-478.
- Richardson, L. F. (1926). Atmospheric diffusion shown on a distance-neighbour graph. *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 110(756), 709-737. doi:10.1098/rspa.1926.0043
- Rijn, L. C. v. (1986). Sedimentation of dredged channels by currents and waves. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 112(5), 541-559.
- Rodi, W. (1993). Turbulence models and their application in hydraulics CRC Press.
- Scully, M. E., & Friedrichs, C. T. (2003). The influence of asymmetries in overlying stratification on near-bed turbulence and sediment suspension in a partially mixed estuary. *Ocean Dynamics*, 53(3), 208-219.
- Sternberg, R., Berhane, I., & Ogston, A. (1999). Measurement of size and settling velocity of suspended aggregates on the northern California continental shelf. *Marine Geology*, 154(1), 43-53.
- Syvitski, J. P., Asprey, K., Clattenburg, D., & Hodge, G. D. (1985). The prodelta environment of a fjord: Suspended particle dynamics. *Sedimentology*, 32, 83-107.
- Turner, J. S. (1973). *Buoyancy effects in fluids* Cambridge University Press.
- Κουτίτας, Χ. (1996). Εισαγωγή στην Παράκτια Τεχνική και τα Λιμενικά Έργα. Θεσσαλονίκη: Ζήτη.
- Τσακογιάννης, Ι. Α. (1985). *Εισαγωγή στη Μοντελοποίηση της Ρύπανσης των Φυσικών Ρευμάτων*. Θεσσαλονίκη: Α.Π.Θ. Πανεπιστημιακό Τυπογραφείο.

Κριτήρια αξιολόγησης

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Βιοαποδομήσιμος ρύπος αρχικής συγκέντρωσης 6mg/l εισάγεται σε ποταμό κορεσμένο σε οξυγόνο με μέση ταχύτητα ροής 5cm/s. Να προσδιοριστεί η κρίσιμη τιμή διαλυμένου οξυγόνου και η χρονική στιγμή και η χρονική θέση στην οποία παρατηρείται και να γίνει γραφική παράσταση των συγκεντρώσεων ρύπου και διαλυμένου οξυγόνου με το χρόνο. Η συγκέντρωση οξυγόνου κορεσμού να θεωρηθεί ίση με 7mg/l, ο συντελεστής βιοαποδόμησης $2 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ και ο συντελεστής αναέρωσης ίσος με $5 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$.

Απάντηση/Λύση

Εφαρμόζοντας την εξίσωση [6.42] έχουμε για την τιμή στην οποία παρατηρείται η ελάχιστη συγκέντρωση διαλυμένου οξυγόνου t_c :

$$t_c = \frac{1}{K_2 - K_1} \cdot \ln\left(\frac{K_2}{K_1}\right) \cdot \left[1 - \frac{(DO_{SAT} - DO_0) \cdot (K_2 - K_1)}{c_{p0} \cdot K_1}\right] \Rightarrow$$

$$t_c = \frac{1}{5 \cdot 10^{-6} - 2 \cdot 10^{-6}} \cdot \ln\left(\frac{5 \cdot 10^{-6}}{2 \cdot 10^{-6}}\right) \cdot \left[1 - \frac{(7 - 7) \cdot (5 \cdot 10^{-6} - 2 \cdot 10^{-6})}{6 \cdot 2 \cdot 10^{-6}}\right] \Rightarrow$$

$$t_c = 305430.244 \text{ s} \quad \eta \quad t_c = 3.53 \text{ d}$$

Ξέροντας τη σχέση που συνδέει το χρόνο διαδρομής με την ταχύτητα και την απόσταση, έχουμε για τη θέση στην οποία παρατηρείται η ελάχιστη συγκέντρωση:

$$t = \frac{x}{U} \Rightarrow x = t \cdot U \Rightarrow$$

$$x_c = t_c \cdot U = 305430.244 \cdot 0.05 = 15271.5122 \text{ m} \Rightarrow x_c = 15.3 \text{ km}$$

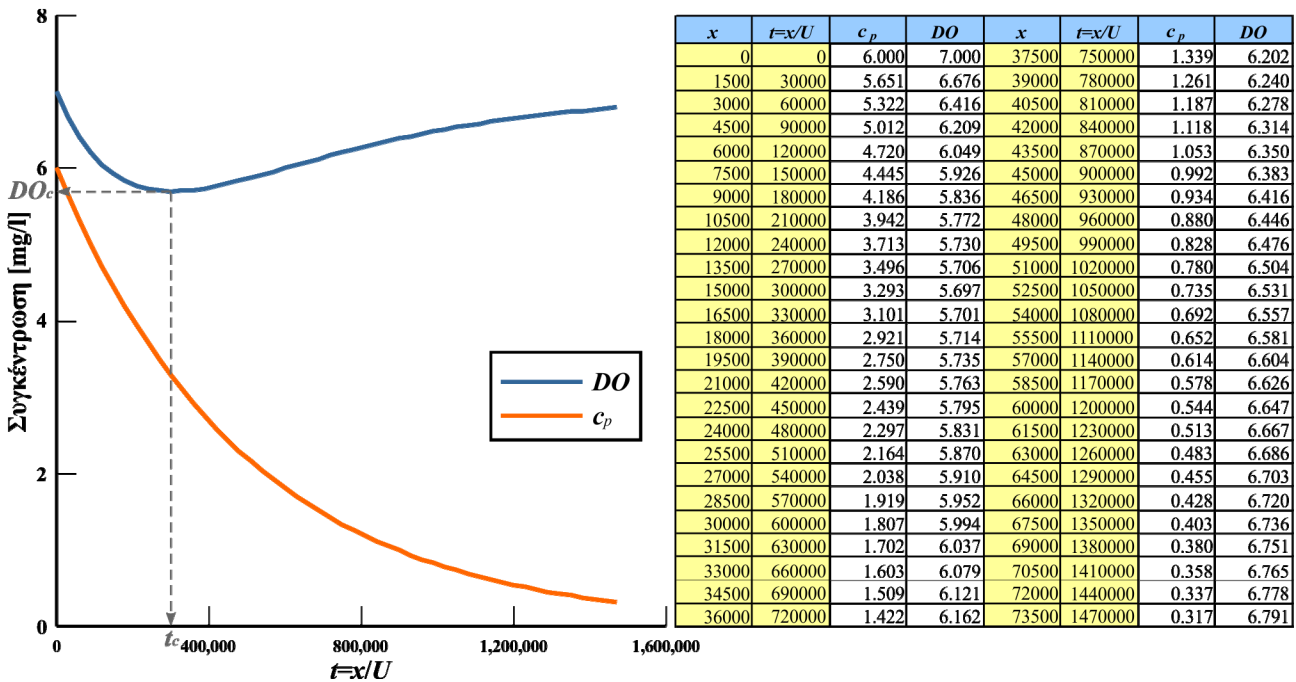
Η αντίστοιχη κρίσιμη τιμή διαλυμένου οξυγόνου DO_c θα είναι, επομένως:

$$DO_c = DO_{SAT} - \frac{K_1}{K_2} \cdot c_{p0} \cdot \exp(-K_1 \cdot t_c) \Rightarrow$$

$$DO_c = 7 - \frac{2 \cdot 10^{-6}}{5 \cdot 10^{-6}} \cdot 6 \cdot \exp(-2 \cdot 10^{-6} \cdot 305430.244) \Rightarrow$$

$$DO_c = 5.7 \text{ mg/l}$$

Εφαρμόζοντας τις σχέσεις της εξίσωσης [6.41] σε υπολογιστικό φύλλο (θεωρώντας ένα χωρικό βήμα $dx=1500m$) προκύπτει η γραφική παράσταση της μεταβολής των συγκεντρώσεων διαλυμένου οξυγόνου και ρυπαντικού φορτίου του παρακάτω σχήματος (Σχήμα 6.7)



Σχήμα 6.7 Γράφημα μεταβολής συγκέντρωσης διαλυμένου οξυγόνου DO και ρύπου c_p . Στον πίνακα στα δεξιά παρουσιάζονται και οι τιμές υπολογισμού των παραμέτρων (σε δύο τμήματα, με 4 στήλες ανά τμήμα).

Κριτήριο αξιολόγησης 2

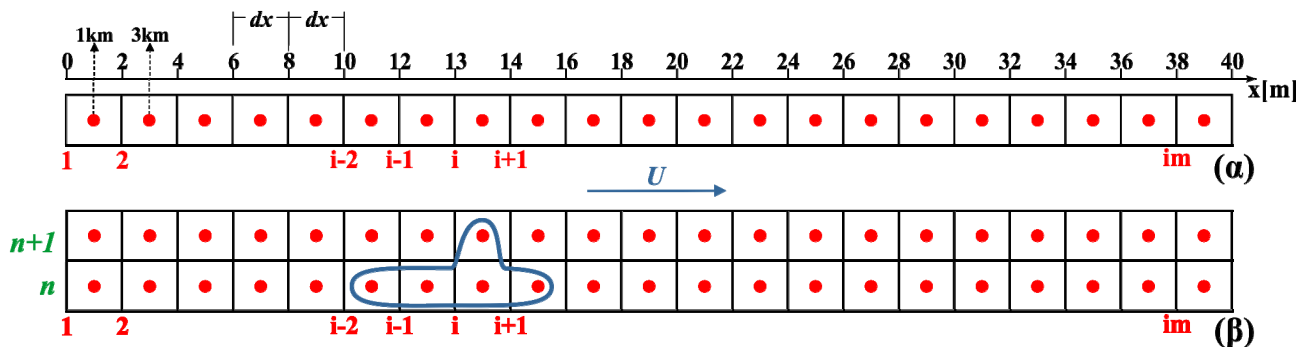
Συντηρητικός ρύπος $50g/m^3$ εισάγεται σε υδατόρεμα συνολικού μήκους $40km$ και μέσης διατομής και παροχής $20m^2$ και $2m^3/s$ αντίστοιχα. Η εισροή του ρύπου γίνεται σε θέση που απέχει $5km$ από την αρχή του ποταμού. Να υπολογίσετε αναλυτικά τη μεταφορά και διάχυση του ρύπου θεωρώντας συντελεστή διασποράς ίσο με $6 \cdot 10^{-2} m^2/s$ και να παρουσιάσετε σε γράφημα την κατανομή συγκέντρωσης ρύπου κατά μήκος του ποταμού 1, 2 και 3 ημέρες μετά την εισαγωγή του. Επίσης, να σχεδιαστούν γραφήματα μεταβολής της συγκέντρωσης ρύπου με το χρόνο στις θέσεις $x=5, 15, 25$ και $35km$.

Απάντηση/Λύση

Πρέπει να επιλυθεί η εξίσωση μεταφοράς-διασποράς της συγκέντρωσης C συντηρητικού ρύπου (χωρίς απώλειες) από την εξίσωση [6.39]:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + U \frac{\partial C}{\partial x} = K_H \frac{\partial^2 C}{\partial x^2}$$

Για να γίνει η επίλυση πρέπει η εξίσωση να γραφεί με τη μορφή πεπερασμένων διαφορών. Έτσι, αναλύουμε το μήκος του ποταμού σε στοιχειώδη τμήματα μήκους $dx=2000m$ και προκύπτουν συνολικά $im=21$ κελιά μήκους dx . Η διακριτοποίηση του ποταμού δίνεται στο σχήμα 6.8α.



Σχήμα 6.8 Διακριτοποίηση του μήκους του ποταμού σε στοιχειώδη τμήματα μήκους $dx=2km$ (α) και επίλυση βάσει του αριθμητικού σχήματος Fromm, όπου η καμπύλη περικλείει τα κελιά που χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό της συγκέντρωσης C στο κελί i και στο χρονικό βήμα $n+1$ (β). Με κόκκινο σημειώνονται στο σχήμα τα κέντρα του κάθε κελιού και η «ονομασία» του ($1, 2, \dots, i-2, i-1, i, i+1, \dots, im$), με πράσινο τα χρονικά βήματα (β).

Η έκφραση της εξίσωσης [6.39] με τη μορφή πεπερασμένων διαφορών, αν ακολουθήσουμε το αριθμητικό σχήμα Fromm (Τσακογιάννης, 1985), είναι:

$$\frac{C_i^{n+1} - C_i^n}{dt} = \frac{U}{4dx} (C_{i-1}^n - C_{i+1}^n + C_{i-2}^n - C_i^n) + \frac{U^2 dt + K_H}{4dx^2} (C_{i-1}^n + C_{i+1}^n - 2C_i^n) + \frac{U^2 dt - 2U \cdot dx}{4dx^2} (C_{i-2}^n - 2C_{i-1}^n + C_i^n)$$

Στην παραπάνω εξίσωση dt είναι το βήμα της χρονικής διακριτοποίησης, n είναι το χρονικό βήμα ($n+1$ είναι το «μελλοντικό» χρονικό βήμα, δηλαδή ο χρόνος $t+dt$) και i το κελί του κανάβου όπου θέλουμε να κάνουμε υπολογισμό. Ουσιαστικά, προσδιορίζεται η τιμή του C_i στο επόμενο χρονικό βήμα ($n+1$) από τις (γνωστές) τιμές του προηγούμενου βήματος (n) και από τα κελιά $i-2, i-1, i$ και $i+1$ (Σχήμα 6.8β). Έτσι, επιλύοντας την εξίσωση ως προς C_i^{n+1} έχουμε:

$$C_i^{n+1} = a_{i-2} \cdot C_{i-2}^n + a_{i-1} \cdot C_{i-1}^n + a_i \cdot C_i^n + a_{i+1} \cdot C_{i+1}^n$$

$$\begin{cases} a_{i-2} = \frac{U^2 dt^2 - U \cdot dx \cdot dt}{4dx^2} \\ a_{i-1} = \frac{4K_H dt + 5U \cdot dx \cdot dt - U^2 dt^2}{4dx^2} \\ a_i = \frac{4dx^2 - 3U \cdot dx \cdot dt - 8K_H dt - U^2 dt^2}{4dx^2} \\ a_{i+1} = \frac{4K_H dt + U^2 dt^2 - U \cdot dx \cdot dt}{4dx^2} \end{cases}$$

Εάν ορίσουμε το χρονικό και χωρικό βήμα διακριτοποίησης, η εξίσωση μπορεί να λυθεί αναλυτικά με τη χρήση υπολογιστικού φύλλου. Έτσι, θέτοντας $dx=2km$, $dt=10^4s$ και αντικαθιστώντας στις εξισώσεις, έχουμε τις τιμές για τέσσερις παραμέτρους, a_{i-2} , a_{i-1} , a_i και a_{i+1} :

$$U = \frac{Q}{A} = \frac{2}{20} = 0.1 m/s$$

$$\boxed{a_{i-2} = -0.0625} \quad \boxed{a_{i-1} = 0.56265} \quad \boxed{a_i = 0.5622} \quad \boxed{a_{i+1} = -0.06235}$$

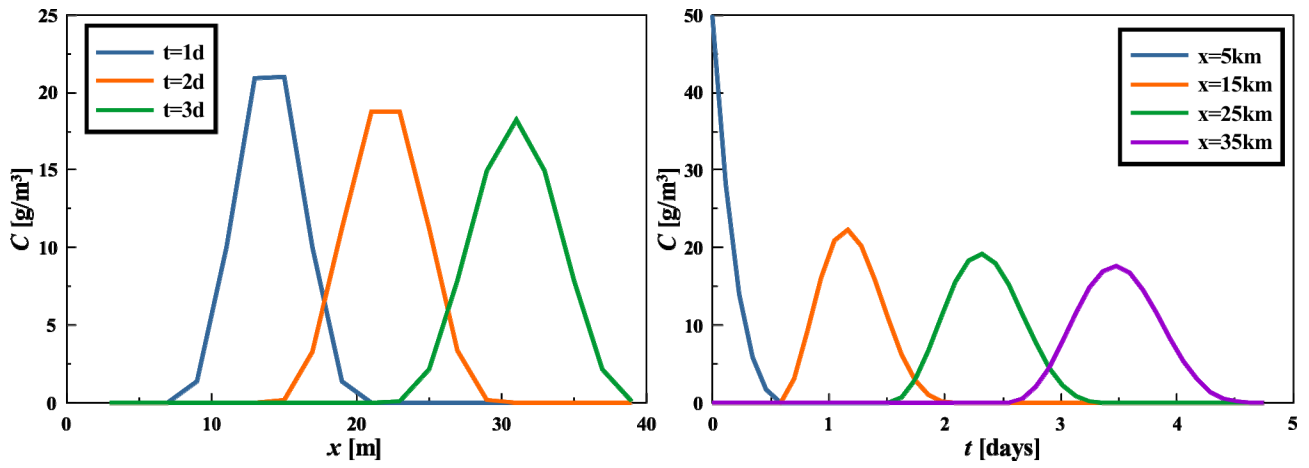
Προγραμματίζοντας βάσει των παραπάνω ένα υπολογιστικό φύλλο, έχουμε τη μορφή που δίνεται στο σχήμα 6.9. Στις στήλες τέθηκε η απόσταση x (ή/και i) κατά μήκος του ποταμού και στις γραμμές αναλύθηκε ο χρόνος (τα βήματα αυξάνουν προς τα κάτω στον πίνακα). Η πρώτη γραμμή περιλαμβάνει τις αρχικές συνθήκες ($t=0$), όπου θέτουμε συγκέντρωση ίση με $50g/m^3$ στη θέση $x=5km$ ($i=3$) και σε όλες τις υπόλοιπες θέσεις συγκέντρωση ίση με μηδέν. Στο επόμενο χρονικό βήμα ($n=1, t=0+dt$) εφαρμόζουμε την αναλυτική σχέση χρησιμοποιώντας ως γνωστές τιμές (με εκθέτη n) αυτές του προηγούμενου βήματος ($n=0$). Προγραμματίζουμε, επομένως, το φύλλο εργασίας, ώστε να παίρνει σε κάθε γραμμή τους σταθερούς συντελεστές a_{i-2} , a_{i-1} , a_i και

a_{i+1} και τις αντίστοιχες τιμές συγκέντρωσης της προηγούμενης κάθε φορά γραμμής. Με τον τρόπο αυτό επιλύεται όλο το πεδίο, χωρικά και χρονικά (οι τιμές συγκέντρωσης περιέχονται στα κελιά στο σχήμα 6.9) Σημειώνεται ότι οι συγκεντρώσεις των δύο πρώτων στηλών δεν είναι δυνατό να προσδιοριστούν με το σχήμα Fromm, οπότε στο παράδειγμα δόθηκε σταθερή τιμή ίση με μηδέν. Καθώς αποτελούν ανάντη σημεία της ροής και της πηγής του ρύπου, η απλοποιημένη αυτή οριακή συνθήκη δεν αποτελεί πρόβλημα για την επίλυση.

x	0	1000	3000	5000	7000	9000	11000	13000	15000	17000	19000	21000	23000	25000	27000	29000	31000	33000	35000	37000	39000
t	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
0	0.00	0.00	0.00	50.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1	0.12	0.00	0.00	28.11	28.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	0.23	0.00	0.00	14.05	31.63	14.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3	0.35	0.00	0.00	5.93	24.81	24.83	5.94	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4	0.46	0.00	0.00	1.78	15.74	27.18	15.76	1.79	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
5	0.58	0.00	0.00	0.02	8.16	23.04	23.06	8.18	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6	0.69	0.00	0.00	0.00	3.16	16.10	24.91	16.13	3.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7	0.81	0.00	0.00	0.00	0.77	9.28	21.86	21.88	9.30	0.78	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8	0.93	0.00	0.00	0.00	0.00	4.29	16.10	23.44	16.12	4.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9	1.04	0.00	0.00	0.00	0.00	1.41	10.00	20.96	20.98	10.03	1.41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10	1.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	5.11	16.02	22.34	16.04	5.12	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11	1.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.97	10.47	20.25	20.27	10.50	1.98	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12	1.39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.45	5.73	15.89	21.48	15.92	5.75	0.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13	1.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.49	10.79	19.67	19.68	10.82	2.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14	1.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.73	6.24	15.75	20.78	15.77	6.26	0.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15	1.74	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	2.94	11.02	19.17	19.18	11.05	2.95	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16	1.85	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.97	6.65	15.60	20.19	15.62	6.67	0.98	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
17	1.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	3.31	11.19	18.74	18.75	11.22	3.33	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18	2.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.24	6.98	15.46	19.69	15.48	7.00	1.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
19	2.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26	3.66	11.31	18.36	18.38	11.34	3.67	0.26	0.00	0.00	0.00	0.00
20	2.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.50	7.26	15.31	19.25	15.34	7.28	1.51	0.00	0.00	0.00	0.00
21	2.43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.39	3.97	11.40	18.03	18.04	11.43	3.98	0.39	0.00	0.00	0.00
22	2.55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.74	7.49	15.18	18.86	15.20	7.52	1.75	0.00	0.00	0.00
23	2.66	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.51	4.25	11.46	17.73	17.74	11.49	4.26	0.51	0.00	0.00
24	2.78	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	1.96	7.70	15.05	18.52	15.07	7.72	1.97	0.02	0.00
25	2.89	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.63	4.49	11.51	17.45	17.47	11.54	4.51	0.64	0.00
26	3.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	2.16	7.87	14.92	18.20	14.94	7.90	2.17	0.08
27	3.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.77	4.71	11.55	17.20	17.22	11.57	4.73	0.77	0.00
28	3.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	2.36	8.02	14.80	17.92	14.82	8.04	2.37	0.14
29	3.36	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.90	4.90	11.57	16.98	16.99	11.60	4.93	0.90
30	3.47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	2.54	8.15	14.69	17.66	14.71	8.24	0.20
31	3.59	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.04	5.08	11.58	16.76	16.77	11.80	1.04
32	3.70	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	2.72	8.26	14.58	17.40	15.03	0.27
33	3.82	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.16	5.25	11.59	16.53	17.33	1.16
34	3.94	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	2.88	8.37	14.41	18.32	0.33
35	4.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.28	5.41	11.48	17.88	17.88	1.28
36	4.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.39	3.05	8.30	16.18	16.18	0.39
37	4.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	1.41	5.35	13.58	13.58	0.03
38	4.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.48	2.95	10.55	10.55	0.48
39	4.51	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	1.27	7.56	7.56	0.08
40	4.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	4.96	4.96	0.29
41	4.75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.95	2.95	2.95

Σχήμα 6.9 Υπολογισμοί της εξίσωσης μεταφοράς-διάχυσης συντηρητικού ρύπου σε υπολογιστικό φύλλο, όπου οι στήλες και οι γραμμές αντιστοιχούν στη χωρική και χρονική διακριτοποίηση αντίστοιχα. Με γαλάζια σκίαση δίνονται οι αρχικές συνθήκες, με πράσινη σημειώνονται τα κελιά μη μηδενικής συγκέντρωσης και με πορτοκαλί οι οριακές συνθήκες.

Από τις τιμές του πίνακα που προηγήθηκε μπορούμε να σχεδιάσουμε την κατανομή συγκέντρωσης ρύπου κατά μήκος του ποταμού 1, 2 και 3 ημέρες μετά την εισαγωγή του και τη μεταβολή της συγκέντρωσης με το χρόνο στις θέσεις $x=5, 15, 25$ και 35km . Τα γραφήματα αυτά παρουσιάζονται στο σχήμα 6.10.



Σχήμα 6.10 Κατανομή συγκέντρωσης ρύπου κατά μήκος του ποταμού (αριστερά) και χρονοσειρά συγκέντρωσης ρύπου (δεξιά)

Κεφάλαιο 7

Σύνοψη (style title abstract)

Στο παρόν Κεφάλαιο παρουσιάζεται συνοπτικά η βασική θεωρία (υδροδυναμική) και οι εφαρμοσμένες τεχνικές περιγραφής και ανάλυσης των ανωστικών ροών (φλέβες και πλούμια). Ειδικότερα δίνονται οι γενικές και απλοποιημένες εξισώσεις υπολογισμού των χαρακτηριστικών των φλεβών και των πλουμίων εκροής σε ομογενές ή στρωματωμένο θαλάσσιο περιβάλλον με ή χωρίς την ύπαρξη ρευμάτων μεταφοράς μάζας. Επίσης, παρέχονται η θεωρία και οι κανονιστικές τεχνικές υπολογισμού της διάλυσης εκροών υγρών αποβλήτων στο «κοντινό» και στο «μακρινό» πεδίο ενός (θαλάσσιου) αποδέκτη. Οι εκροές αφορούν κυρίως αστικά λύματα από εγκαταστάσεις επεξεργασίας τους ή γενικότερα συστήματα διάθεσης υγρών αποβλήτων με διαφόρων ειδών ρυπαντικά φορτία (αιωρούμενα στερεά ή βιοδιασπώμενους ρυπαντές). Τέλος, παρέχονται οι εξισώσεις και οι σχέσεις στις οποίες βασίζονται οι υδραυλικοί υπολογισμοί για τον τεχνικό σχεδιασμό συστημάτων υποβρύχιας διάθεσης υγρών αποβλήτων σε φυσικούς (θαλάσσιους) αποδέκτες.

Προαπαιτούμενη γνώση (style title abstract)

Βασικές γνώσεις Περιβαλλοντικής Υδραυλικής, Υποθαλάσσιων Αγωγών και Παράκτιας Τεχνικής, Παράκτιας Φυσικής Ωκεανογραφίας, Υδρεύσεων – Αποχετεύσεων και Τεχνικής Περιβάλλοντος (βασικές έννοιες υδροδυναμικής φλεβών και πλουμίων, βασικές γνώσεις υδραυλικής ροών σε κλειστούς αγωγούς, τυρβώδων και μη μόνιμων ροών, τεχνικών επεξεργασίας λυμάτων, υδροδυναμικής κυκλοφορίας, διάχυσης, μεταφοράς, μεταγωγής, συναγωγής και διασποράς).

7 Σχεδιασμός υποβρυχίων αγωγών διάθεσης υγρών αποβλήτων στη θάλασσα

7.1 Εισαγωγή

Τα παράκτια νερά αποτελούν το συνεχές μέσο με το οποίο μεταφέρονται και αναμιγνύονται οι φερτές ύλες και οι ρυπαντές που καταλήγουν στον παράκτιο θαλάσσιο χώρο ως αποτέλεσμα διαφόρων φυσικών φαινομένων, τεχνητών διεργασιών και ανθρωπογενών επιδράσεων. Ειδικά τα ανθρωπογενούς προέλευσης ρυπαντικά φορτία, οργανικά και ανόργανα, συντηρητικά ή όχι, που αποχετεύονται στα παράκτια νερά, αραιώνονται και διαλύονται κάτω από την επίδραση της μεταφοράς των θαλάσσιων μαζών. Αυτή προκαλείται από τα θαλάσσια ρεύματα, τα οποία με τη σειρά τους προκαλούν την τυρβώδη διασπορά. Τα πιθανά μέτωπα πυκνότητας και οι ζώνες θερμοβαθμίδων καθορίζουν αν η μεταφορά και η διάχυση των ρύπων γίνεται στα επιφανειακά ή στα βαθύτερα στρώματα, ανάλογα με τη συγκέντρωση των ουσιών και την πυκνότητά τους. Η μελέτη της υδροδυναμικής κυκλοφορίας των παράκτιων νερών και της τυρβώδους διασποράς των ρυπαντικών φορτίων στο θαλάσσιο περιβάλλον είναι συνεπώς το αναγκαίο υπόβαθρο για την αναζήτηση απαντήσεων στα εξής ερωτήματα:

1. πόσο μακριά από την ακτή και σε ποιο βάθος πρέπει να γίνεται η αποχέτευση των υγρών αποβλήτων στη θάλασσα, ώστε να πληρούνται οι απαιτήσεις ικανοποίησης των διαφόρων περιβαλλοντικών περιορισμών;
2. ποιος είναι ο αναγκαίος βαθμός καθαρισμού των λυμάτων (αστικών και βιομηχανικών) πριν από την αποχέτευσή τους στο θαλάσσιο περιβάλλον;

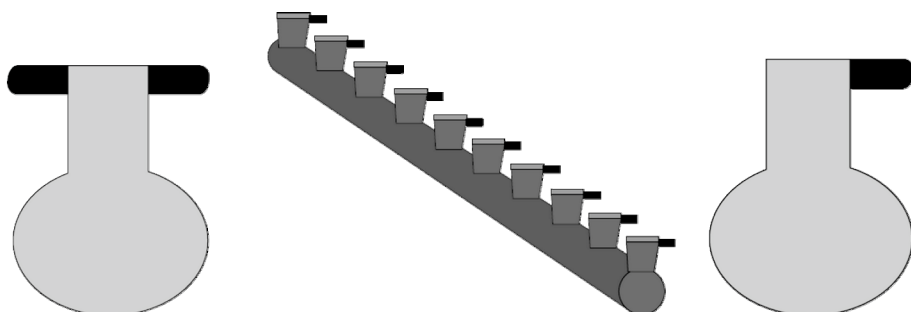
Με τον όρο **υδροδυναμική κυκλοφορία** των παράκτιων νερών ή παράκτια κυκλοφορία χαρακτηρίζεται η λόγω διαφόρων αιτιών κίνηση του νερού στον παράκτιο θαλάσσιο χώρο, με αποτέλεσμα τη δημιουργία του διανυσματικού πεδίου ταχύτητας (μη μόνιμη γενικά κίνηση) και τη μεταβολή της στάθμης της ελεύθερης επιφάνειας του νερού. Όσον αφορά την τυρβώδη διασπορά των ρυπαντικών φορτίων, γίνεται η διάκριση του πεδίου ροής σε **γειτονικό πεδίο** (*near field*) και **απομακρυσμένο πεδίο** (*far field*). Το πρώτο αναφέρεται στην περιοχή κοντά στο σημείο εκροής ρυπαντικών φορτίων από την οπή του αγωγού διάθεσης ή των πολλαπλών οπών του διαχυτήρα, όπου υπερσχύουν οι ανωστικές δυνάμεις και η αρχική ορμή των λυμάτων κυρίως κατά

την κατακόρυφη κατεύθυνση. Αντίθετα, στο απομακρυσμένο πεδίο υπερισχύουν οι οριζόντιες συνιστώσες της ταχύτητας των παράκτιων νερών, οι οποίες καθορίζουν τη μεταφορά και ανάμιξη των λυμάτων στο θαλάσσιο περιβάλλον.

7.2 Έργα διάθεσης υγρών αποβλήτων στη θάλασσα

Τα υγρά απόβλητα τα οποία προέρχονται από ανθρωπογενείς δραστηριότητες που λαμβάνουν χώρα στις παράκτιες περιοχές, δηλαδή τα αστικά λύματα, τα γεωργικά στραγγίσματα και τα βιομηχανικά υγρά απόβλητα, μεταφέρουν ένα μεγάλο φάσμα ρύπων, που καταλήγει στο θαλάσσιο πεδίο. Είναι, επομένως, αναγκαίο, μετά τη συλλογή τους από κατάλληλα αποχετευτικά δίκτυα, να εκρέουν στο θαλάσσιο περιβάλλον με τέτοιο τρόπο, ώστε να μη δημιουργούνται οικολογικά μη αναστρέψιμες συνθήκες στο παράκτιο οικοσύστημα. Η μέχρι σήμερα συνηθισμένη πρακτική για την αντιμετώπιση προβλημάτων προστασίας του θαλάσσιου περιβάλλοντος είναι η **εκροή** (*outflow*) των ανεπεξέργαστων ή επεξεργασμένων υγρών αποβλήτων σε κατάλληλα βάθη και αποστάσεις από ευαίσθητες περιοχές στην παράκτια ζώνη, μέσω υποβρύχιων αγωγών. Και στις δύο περιπτώσεις διάθεσης λυμάτων σε θαλάσσιο αποδέκτη, μετά από επεξεργασία ή χωρίς να έχουν υποστεί κάποια μορφή καθαρισμού, έχει γίνει γενικά αποδεκτό ότι το θαλάσσιο περιβάλλον πρέπει να έχει τη δυνατότητα να «απορροφά» ποσότητα της ρύπανσης, δηλαδή να μην έχει ξεπεραστεί η δυνατότητα αυτοκαθαρισμού του αποδέκτη.

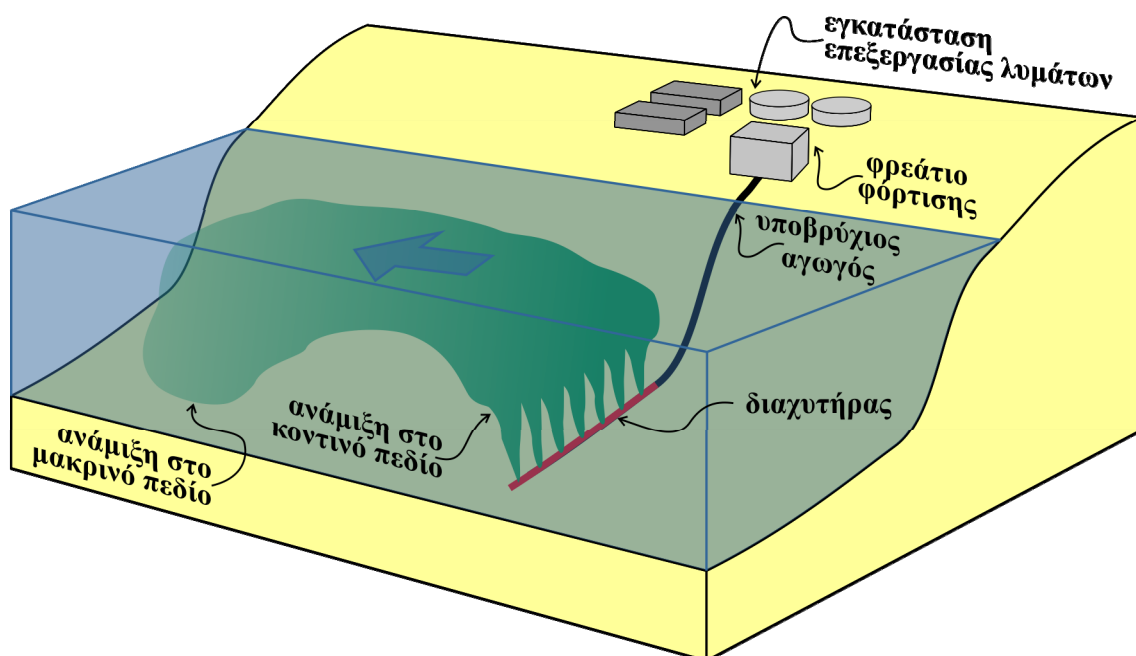
Οι **υποβρύχιοι αγωγοί** που χρησιμοποιούνται για τη διάθεση των υγρών αποβλήτων στη θάλασσα, ανεξάρτητα αν έχει προηγηθεί ή όχι καθαρισμός, πρέπει να εξασφαλίζουν χαμηλές τιμές της τελικής (απομένουσας) συγκέντρωσης των διαφόρων ρύπων μέσα στο θαλάσσιο περιβάλλον, ώστε να εκπληρούνται οι ισχύουσες προδιαγραφές προστασίας του παράκτιου οικοσυστήματος (π.χ. τεχνικές εκθέσεις UNEP· Οδηγία 2000/60/EK κ.ά.). Συνεπώς, είναι απαραίτητη η όσο το δυνατόν μεγαλύτερη ανάμιξη των υγρών αποβλήτων με το θαλάσσιο νερό. Η έντονη **ανάμιξη** (*mixing*) οφείλεται κατά κύριο λόγο στη **συμπαράσυρση** (*entrainment*) (βλ. Σχήμα 7.3) του υγρού του αποδέκτη από τη μάζα των λυμάτων, η οποία λαμβάνει χώρα λόγω **διάτμησης** (*shear*) στη διεπιφάνεια αποβλήτων – περιβάλλοντος. Η ανάμιξη οδηγεί σε **αραίωση** (*rarefaction*), ή αλλιώς **διάλυση** (*dilution*), των υγρών αποβλήτων που καταλήγουν στο θαλάσσιο περιβάλλον και επιτυγχάνεται με την εκροή από κατάλληλα διαμορφωμένο **διαχυτήρα** (*diffuser*), ο οποίος κατασκευάζεται και τοποθετείται στο τέλος του υποβρύχιου αγωγού μεταφοράς, δηλ. στο κατάντη άκρο σε σχετικά βαθιά νερά. Ο διαχυτήρας είναι τμήμα κλειστού αγωγού (κυλινδρικής συνήθως διατομής) κατά μήκος του οποίου είναι προσαρμοσμένα (σε ίσες αποστάσεις) κατάλληλα **ακροφύσια** (*nozzles*), τα **στόμια** (*orifices*) ή **θυρίδες** (*valves*) εκροής (Σχήμα 7.1). Τα στόμια εκροής συνδέονται με το διαχυτήρα διαμέσου των **ανυψωτήρων** (*risers*), οι οποίοι είναι κατακόρυφοι σωλήνες κατά πολύ στενότεροι (μικρότερης διαμέτρου) από το αντίστοιχο τμήμα του διαχυτήρα, προσαρμοσμένοι πάνω σε αυτόν με τέτοιο τρόπο, ώστε η εκροή των υγρών αποβλήτων να γίνεται σε κάποια απόσταση από τον θαλάσσιο πυθμένα (π.χ. ~1 m). Η συνολική διάταξη που περιλαμβάνει το διαχυτήρα, τον υποβρύχιο αγωγό μεταφοράς και το φρεάτιο φόρτισης (στην κεφαλή – ανάντη άκρο του αγωγού μεταφοράς) αποτελεί το έργο υποβρύχιας διάθεσης των υγρών αποβλήτων στη θάλασσα (Σχήμα 7.2).



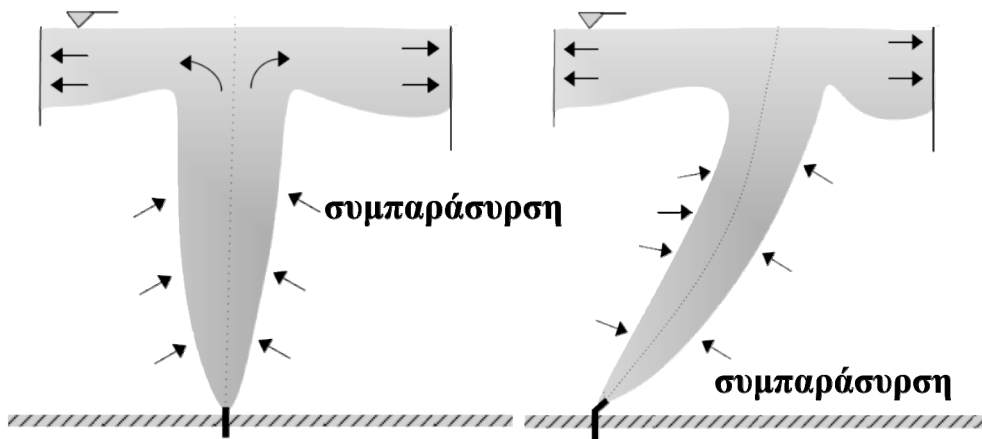
Σχήμα 7.1 Σκαρίφωμα τμήματος διαχυτήρα (στη μέση) και ενδεικτικές λεπτομέρειες τομών διαχυτήρα με ανυψωτήρα και στόμια εκροής εκατέρωθεν του ανυψωτήρα (αριστερά) και μόνο από τη μία πλευρά του ανυψωτήρα (δεξιά).

Το σύστημα διάθεσης θα πρέπει να επιτυγχάνει **συνολική αραιώση** ($S_{ολ}$) των λυμάτων τέτοια, ώστε $S_{ολ} \geq \max(C_l/C_a)$, όπου C_l είναι η συγκέντρωση του ρυπαντή στα λύματα και C_a το επιτρεπόμενο όριο της συγκέντρωσης του συγκεκριμένου ρυπαντή στο θαλάσσιο περιβάλλον. Η προηγούμενη σχέση πρέπει να ικανοποιείται για οποιονδήποτε ρυπαντή l που εμπεριέχεται στα προς διάθεση λύματα, όταν και εφόσον υπάρχει θεσμοθετημένο όριο a για τον αποδέκτη (θαλάσσιο πεδίο διάθεσης των λυμάτων). Στην πράξη αυτό σημαίνει εκτίμηση της συγκέντρωσης στα λύματα όλων των θεσμοθετημένων ρυπαντών, ώστε να προσδιορισθεί ο κρίσιμος ρυπαντής. Η απαίτηση της τήρησης του ορίου του κρίσιμου ρυπαντή είναι συνήθως απόλυτη, δηλαδή το όριο πρέπει να τηρείται κάτω από οποιεσδήποτε συνθήκες (State of California Water Resources Control Board, 1990· King, 1988).

Τα υγρά απόβλητα (αστικά λύματα και βιομηχανικά απόβλητα σε υγρή μορφή) συνήθως ανέρχονται προς την επιφάνεια της θάλασσας (**θετική άνωση** – *positive buoyancy*) (Σχήμα 7.3), καθώς είναι ελαφρότερα του θαλασσινού νερού. Υφίστανται την άνωση λόγω διαφοράς της πυκνότητάς τους από αυτήν του θαλασσινού περιβάλλοντος στο οποίο καταλήγουν. Η τιμή της διαφοράς πυκνότητας μεταξύ αποβλήτων και θάλασσας, σε συνδυασμό με τη μεταβολή της πυκνότητας της θάλασσας από τον πυθμένα μέχρι την επιφάνεια, καθορίζει αν τα απόβλητα που εκρέουν από τον υποβρύχιο αγωγό θα φτάσουν μέχρι την ελεύθερη επιφάνεια της θάλασσας ή θα παραμείνουν βυθισμένα μέσα στη θάλασσα, περίπου στο βάθος εκείνο όπου μηδενίζεται η διαφορά πυκνότητας.



Σχήμα 7.2 Διάταξη έργου υποβρύχιας διάθεσης υγρών αποβλήτων στη θάλασσα.

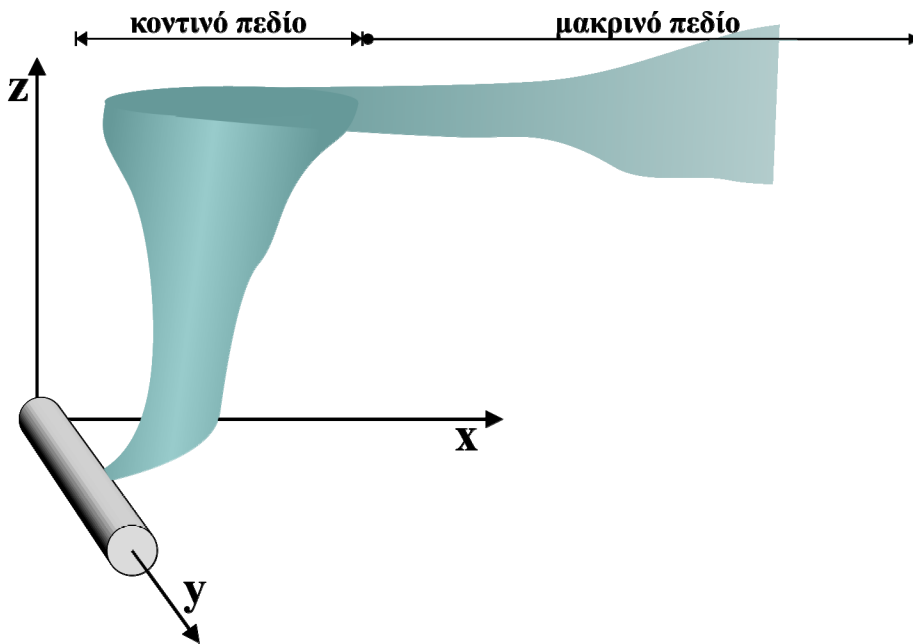


Σχήμα 7.3 Εκροή υγρού πυκνότητας ρ_a σε υδάτινο αποδέκτη με πυκνότητα $\rho_a > \rho_o$ από κατακόρυφο στόμιο (αριστερά) ή στόμιο κεκλιμένο ως προς την ελεύθερη επιφάνεια (δεξιά). Τα βέλη σχηματοποιούν τη διεργασία της αδρανειακής συμπαράσυρσης του νερού στο θαλάσσιο αποδέκτη από το πλούμιο εκροής.

Η τελικά απομένουσα συγκέντρωση των διαφόρων ρύπων που μεταφέρουν τα υγρά απόβλητα μέσω του υποβρύχιου αγωγού στη θάλασσα είναι αποτέλεσμα της επιμέρους διάλυσης, η οποία λαμβάνει χώρα στις διάφορες φάσεις της μεταφοράς των λυμάτων στο θαλάσσιο περιβάλλον. Οι τελευταίες μπορούν να χωριστούν ως εξής:

1. η φάση της ανόδου των λυμάτων από την έξοδο/τις εξόδους εκροής του υποβρύχιου αγωγού προς την ελεύθερη επιφάνεια. Σε αυτήν τη φάση συντελείται η διάλυση των λυμάτων λόγω τυρβώδους διάχυσης (*turbulent diffusion*) στη στήλη του νερού.
2. η φάση της μεταφοράς (*transport*), που μπορεί να σχετίζεται είτε με συναγωγή (*convection*), είτε με μεταγωγή (*advection*), και της διασποράς (*dispersion*) των λυμάτων στη στάθμη, στην οποία έχουν φτάσει κατά την 1^η φάση. Η μεταφορά των λυμάτων οφείλεται στην κίνηση των θαλάσσιων μαζών (ρεύματα) και προκαλεί κατά κύριο λόγο τη διάλυση εξαιτίας της οριζόντιας διασποράς και κατά δεύτερο λόγο εξαιτίας της κατακόρυφης διασποράς.
3. η φάση της βιοαποδόμησης (*bio-degradation*) του ρυπαντικού φορτίου, κατά την οποία παρατηρείται η μείωση της συγκέντρωσης των μη συντηρητικών ρύπων λόγω βιοχημικών αλληλεπιδράσεων με το περιβάλλον.

Ο χώρος, στον οποίο εκδηλώνεται η 1^η φάση μεταφοράς των λυμάτων αναφέρεται συνήθως ως γειτονικό ή κοντινό πεδίο (*near field*) και ο χώρος στον οποίο λαμβάνει χώρα η 2^η και 3^η φάση μεταφοράς των λυμάτων ως επόμενο ή μακρινό πεδίο (*far field*) (Σχήμα 7.4). Η διάλυση που επιτυγχάνεται στην 1^η φάση (κοντινό πεδίο) αναφέρεται ως **αρχική αραίωση** (S_{app}), ενώ αυτή που επιτυγχάνεται στο μακρινό πεδίο ως **επόμενη (περαιτέρω) αραίωση**.



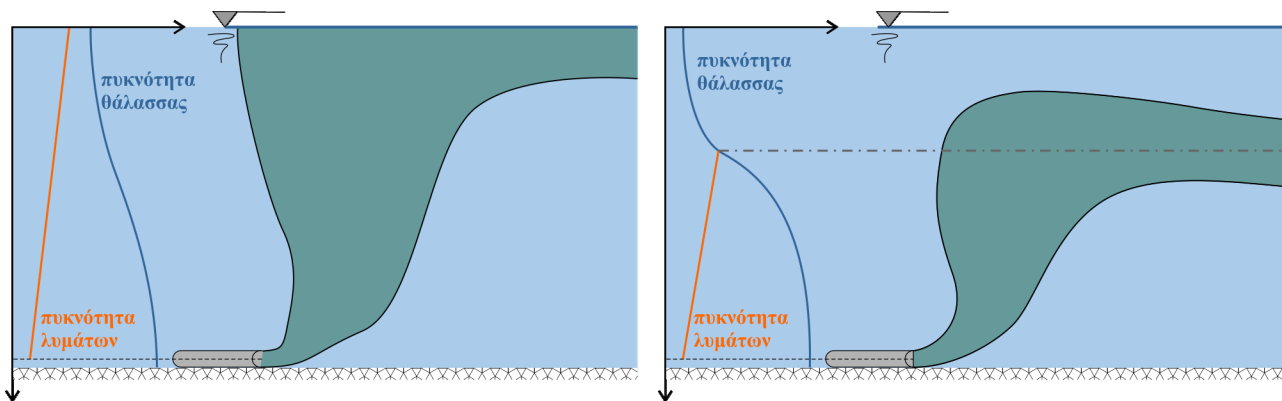
Σχήμα 7.4 Κοντινό και μακρινό πεδίο διάλυσης των υγρών αποβλήτων.

Εξετάζοντας τη φάση της ανόδου των λυμάτων, μπορεί να γίνει διάκριση της ροής σε καθεστώς τυρβώδους φλέβας (*turbulent jet*) και τυρβώδους πλουμίου (*turbulent plume*).

Με τον όρο «**τυρβώδης (ανωστική) φλέβα**» μπορεί να χαρακτηριστεί η ανοδική κίνηση των λυμάτων, που ως καθοριστικά μεγέθη έχει την ταχύτητα εκροής και το μήκος ανάπτυξης, το οποίο συνήθως κυμαίνεται από μερικά μέχρι μερικές δεκάδες μέτρα. Ιδιαίτερο χαρακτηριστικό αυτού του είδους ροής είναι ότι η αρχική ορμή υπερिσχύει της άνωσης, η οποία οφείλεται στη διαφορά πυκνότητας των λυμάτων από αυτήν του αποδέκτη.

Με τον όρο «**τυρβώδες πλούμιο**» μπορεί να χαρακτηριστεί η ανοδική κίνηση των λυμάτων, κατά την οποία όμως οι δυνάμεις βαρύτητας, λόγω διαφοράς πυκνότητας μεταξύ υγρών αποβλήτων και θάλασσας, υπερισχύουν των δυνάμεων λόγω αρχικής ορμής. Το τυρβώδες πλούμιο εκτείνεται μέχρι το βάθος όπου αρχίζει η (συνήθως) οριζόντια μεταφορά των λυμάτων. Οριακή περίπτωση τυρβώδους πλουμίου είναι η περίπτωση εκροής με πολύ μικρή αρχική ταχύτητα και σημαντική διαφορά πυκνότητας.

Επειδή η εκροή των υγρών αποβλήτων στη θάλασσα γίνεται σχεδόν πάντοτε με αρχική ταχύτητα και υπάρχει διαφορά πυκνότητας μεταξύ λυμάτων και θάλασσας, η εκροή αρχίζει ως τυρβώδης φλέβα και αναπτύσσεται σχετικά γρήγορα σε τυρβώδες πλούμιο. Το χρονικό διάστημα που απαιτείται για την ανάπτυξη του πλουμίου και η απόσταση της αρχής του από την οπή εκροής εξαρτώνται από την αρχική ταχύτητα και τη διαφορά πυκνότητας. Το τυρβώδες πλούμιο φθάνει στην ελεύθερη επιφάνεια της θάλασσας (**ελεύθερο πλούμιο**), εφόσον η πυκνότητα των λυμάτων (σε όλη τη διαδρομή από το βάθος εκροής μέχρι την επιφάνεια) είναι μικρότερη αυτής του θαλασσίου περιβάλλοντος. Είναι, όμως, δυνατόν να μην φτάσει μέχρι την ελεύθερη επιφάνεια της θάλασσας και να προκύψει παγίδευση των υγρών αποβλήτων σε κάποιο βάθος κάτω από την ελεύθερη επιφάνεια (**εγκλωβισμένο ή παγιδευμένο ή βυθισμένο πλούμιο**). Η εμφάνιση του βυθισμένου πλουμίου συναντάται στις περιόδους ύπαρξης στρωμάτωσης στη στήλη του νερού και ανάπτυξης πυκνοκλινούς στο θαλάσσιο περιβάλλον (Σχήμα 7.5). Το **πυκνοκλινές** οφείλεται κυρίως στις έντονες κατακόρυφες βαθμίδες (*gradients*) της θερμοκρασίας, με εξαίρεση τις περιοχές με έντονες βαθμίδες αλατότητας, όπως π.χ. οι εκβολές ποταμών. Η εμφάνιση του πυκνοκλινού έχει συνήθως εποχιακό χαρακτήρα και για τις Μεσογειακές παράκτιες περιοχές εντοπίζεται σε βάθος 10 έως 40 m κάτω από την ελεύθερη επιφάνεια της θάλασσας. Για να γίνει, επομένως, παγίδευση των λυμάτων από το πυκνοκλινές, θα πρέπει η εκροή των λυμάτων να γίνεται σε βάθη μεγαλύτερα από 20 m.



Σχήμα 7.5 Ελεύθερο (αριστερά) και βυθισμένο πλούμιο (δεξιά).

7.3 Υπολογισμός αρχικής αραιώσης

7.3.1 Κυλινδρική δέσμη (εκροή από μία οπή)

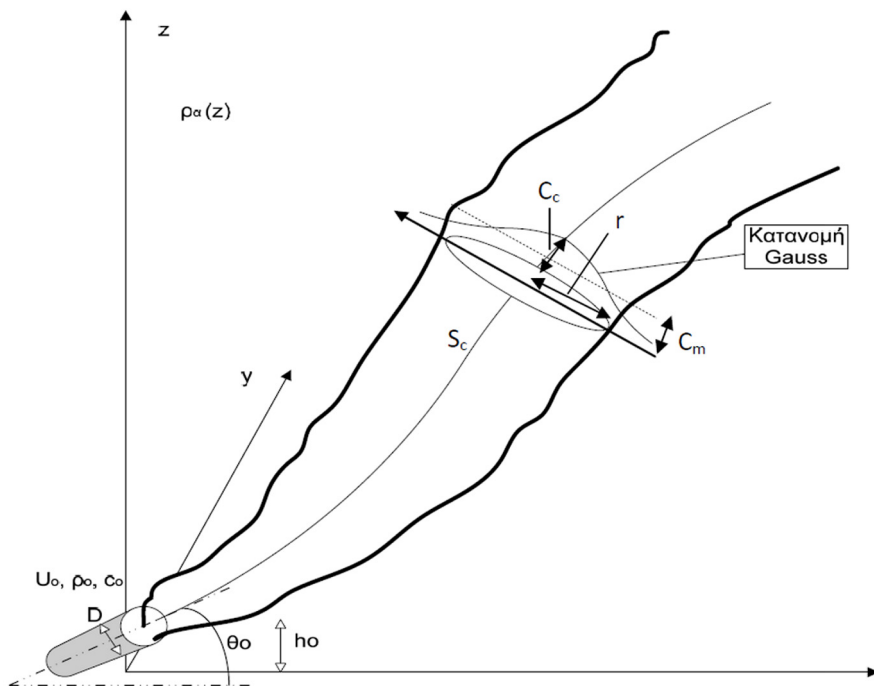
7.3.1.1 Εκροή σε ομογενές και ακίνητο περιβάλλον

Η θαλάσσια υδροδυναμική κυκλοφορία έχει στην πραγματικότητα τυρβώδη τρισδιάστατη δομή, καθώς είναι αποτέλεσμα της αλληλεπίδρασης διαφόρων παραγόντων και διεργασιών, όπως οι άνεμοι, η αστρονομική παλίρροια, η χρονική και χωρική μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης (βαροβαθμίδες) και οι βαθμίδες πυκνότητας της θάλασσας. Η μαθηματική περιγραφή της υδροδυναμικής κυκλοφορίας στη θάλασσα είναι δυνατή με τη χρήση του 2^{ου} Νόμου του Νεύτωνα, ο οποίος εκφράζει τη σχέση των κινηματικών χαρακτηριστικών μιας υδάτινης μάζας με τις δυνάμεις που δρουν επί αυτής. Το αποτέλεσμα είναι οι γνωστές εξισώσεις Navier-Stokes, που, συμπληρωμένες με τις κατάλληλες αρχικές και οριακές συνθήκες, αποτελούν το μαθηματικό ομοίωμα της υδροδυναμικής κυκλοφορίας.

Η περίπτωση της εκροής των λυμάτων από έναν κυλινδρικό αγωγό, ο οποίος σχηματίζει γωνία θ_0 με το οριζόντιο επίπεδο, σε ομογενές περιβάλλον ($\partial\rho_a/\partial z=0$), με πυκνότητα ρ_a είναι η πιο απλή περίπτωση διάθεσης λυμάτων σε θαλάσσιο αποδέκτη. Η φλέβα ή το πλούμιο που εξέρχεται από την κυκλική οπή (Σχήμα 7.6) έχει αξονοσυμμετρική κατανομή ταχύτητας u και συγκέντρωσης C κατά Gauss (Fischer et al., 1979):

$$u(x,r) = u_c(x) \cdot e^{(-ar/x)} \quad \text{και} \quad C(x,r) = C_c(x) \cdot e^{(-br/x)} \quad [7.1]$$

όπου a και b είναι εμπειρικοί συντελεστές και κατά Fischer et al. (1979) έχουν τις τιμές $a=87$ και $b=62$ για την περίπτωση φλέβας και $a=100$ και $b=69$ για την περίπτωση πλουμίου. Ο δείκτης c συμβολίζει τις τιμές των μεγεθών στον άξονα του πλουμίου, ενώ η απόσταση x μετράται κατά μήκος του άξονα της φλέβας και η απόσταση r κάθετα προς τον άξονα.



Σχήμα 7.6 Εκροή λυμάτων από αγωγό κυκλικής διατομής.

Η ελάχιστη αρχική αραιώση σε απόσταση x από το σημείο διάθεσης είναι ίση με $S_c(x)=C_o/C_c(x)$, όπου C_o είναι η συγκέντρωση του ρυπαντή στον αγωγό διάθεσης. Η ροικά σταθμισμένη μέση αραιώση (flow-weighted average dilution) S_m σε μία διατομή προκύπτει από τη σχέση:

$$\frac{S_m}{S_c} \approx \frac{C_c}{C_m} = \frac{Q(x)}{Q_o} = 1.4 \pm 0.1 \quad [7.2]$$

όπου Q είναι η παροχή της ροής του πλουμίου, ο δείκτης m υποδεικνύει μεσοσταθμισμένες τιμές και ο δείκτης o υποδεικνύει αρχικές τιμές στο διαχυτήρα. Η μάζα των εξερχόμενων λυμάτων ανυψώνεται από το σημείο της εκροής με βάθος H , φτάνει στην ελεύθερη επιφάνεια ή στο τερματικό ύψος παγίδευσης του πλουμίου λόγω της άνωσης που οφείλεται στη διαφορά πυκνότητας και χαρακτηρίζεται από το μέγεθος της ανηγμένης (μειωμένης) επιτάχυνσης της βαρύτητας $g'=g \cdot \Delta\rho/\rho_a = g \cdot (\rho_a - \rho_o)/\rho_a$, όπου ρ_o η πυκνότητα των λυμάτων, ρ_a η πυκνότητα του περιβάλλοντος αποδέκτη και g η επιτάχυνση της βαρύτητας. Η συγκέντρωση που θα έχει η δέσμη των εκρεόντων λυμάτων σε (κατακόρυφη) απόσταση z από την εκροή εξαρτάται κυρίως από δύο παραμέτρους:

- τον πυκνομετρικό αριθμό Froude στο σημείο εκροής $Fr_o = U_o/\sqrt{g'd}$,
- την αδιάστατη κατακόρυφη απόσταση από το στόμιο εκροής, που εκφράζεται από το λόγο z/D ,

όπου D η χαρακτηριστική διάμετρος της φλέβας/του πλουμίου εκροής ($D \approx d$ κοντά στο σημείο εκροής) και U_o η ταχύτητα εκροής. Για τις τιμές του $Fr_o \approx 1$ αναπτύσσονται συνθήκες τυρβώδους πλουμίου, ενώ για μεγάλες τιμές του Fr_o αναπτύσσονται συνθήκες τυρβώδους φλέβας. Η ροή μπορεί να θεωρηθεί τυρβώδης, εφόσον για τον αριθμό Reynolds Re ισχύει ότι $Re = U_o D/\nu > 2000$, όπου ν είναι ο συντελεστής του κινηματικού ιξώδους του νερού. Εφόσον η δέσμη των λυμάτων φτάσει στην επιφάνεια του νερού, εξαπλώνεται (κυκλικά) γύρω από τη θέση της εκροής χωρίς να εμφανίζονται περιοχές επανακυκλοφορίας προς τον πυθμένα, καθώς η εκροή γίνεται σε περιοχή σημαντικού βάθους.

Για να υπάρχει ευστάθεια, δηλαδή να μην εμφανίζονται φαινόμενα επανακυκλοφορίας προς το βάθος των λυμάτων που έχουν φτάσει στην επιφάνεια, θα πρέπει να ισχύει (Lee & Jirka, 1981):

$$\frac{H}{D} = 0.22 Fr_o \quad [7.3]$$

οπότε η διάθεση των λυμάτων χαρακτηρίζεται ως εκροή σε περιοχή βαθιών νερών.

Στην περίπτωση που η εκροή γίνεται κατακόρυφα $\theta_o=90^\circ$ σε βαθιά νερά, δηλ. ισχύει το κριτήριο της εξίσωσης (7.3), η διάλυση S_c στον άξονα συμμετρίας της ανερχόμενης δέσμης σε (κατακόρυφη) απόσταση z από το στόμιο της εκροής υπολογίζεται από τη σχέση (Rouse et al., 1952):

$$S_c = 0.11 \left(\frac{z}{D} \right)^{5/3} Fr_o^{-2/3} = 0.11 J^{1/3} z^{5/3} / Q \quad [7.4]$$

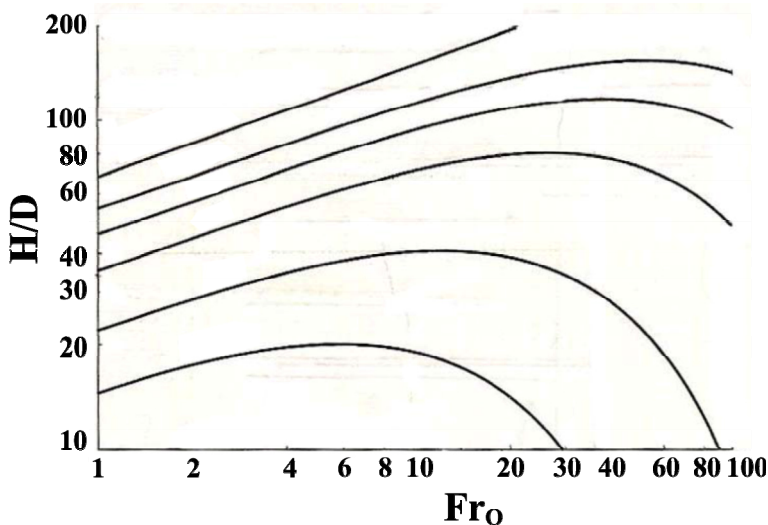
όπου Q είναι η παροχή εκροής, $J=g' \cdot Q = g' \cdot U_o \cdot (\pi D^2/4)$ είναι η κινηματική ανωστική ροή, $S_c=C_o/C_c$ είναι η διάλυση στον άξονα της φλέβας, C_o είναι η αρχική συγκέντρωση της συντηρητικής ουσίας στη θέση εκροής (ίση προφανώς και με τη συγκέντρωση της ουσίας στην είσοδο του συστήματος υποβρύχιας διάθεσης) και C_c η συγκέντρωση της ουσίας στον άξονα της δέσμης σε απόσταση z από την εκροή.

Αν η εκροή γίνεται επίσης σε βαθιά νερά και η εκροή είναι οριζόντια, $\theta_o=0^\circ$, η διάλυση υπολογίζεται από τις σχέσεις κατά του Cederwall (1968), όπως δίνονται από τους Lee & Chu (2003):

$$S_c = 0.54 Fr_o \left(0.38 \frac{z}{D \cdot Fr_o} + 0.66 \right)^{5/3} \quad \text{για } z/D \geq 0.5 Fr_o$$

$$S_c = 0.54 Fr_o^{9/16} \left(\frac{z}{D} \right)^{7/16} \quad \text{για } z/D < 0.5 Fr_o \quad [7.5]$$

Για την περίπτωση υπολογισμού της διάλυσης στην ελεύθερη επιφάνεια, όπου $z=H$, οι παραπάνω σχέσεις (7.5) αποδίδονται γραφικά από το διάγραμμα του Abraham (1963), όπως έχει αναπαραχθεί στο σχήμα 7.7 (Κουτίτας, 1994), που παρέχει τη διάλυση S_c σε συνάρτηση με τους όρους Fr_o και H/D . Το πάχος (τυπική διάσταση κατά την κατακόρυφο) του πλουμίου των λυμάτων κάτω από την ελεύθερη επιφάνεια της θάλασσας υπολογίζεται ως 0.1~0.15 του βάθους εκροής H ($d_{plume}=0.1\sim 0.15 \cdot H$), ενώ η διάλυση στην επιφάνεια υπολογίζεται από τις σχέσεις (7.5) για $z=0.85\sim 0.9 \cdot H$.



Σχήμα 7.7 Αρχική διάλυση S_c πλουμίου λυμάτων εκροής από αγωγό κυλινδρικής διατομής στο κοντινό πεδίο ομογενούς και στάσιμου θαλάσσιου αποδέκτη.

Στην περίπτωση που η εκροή γίνεται σε συνθήκες ρηχών νερών, δηλαδή δεν ισχύει το κριτήριο της εξίσωσης 7.3, η διάλυση που επιτυγχάνεται σε συνθήκες επανακυκλοφορίας, εφόσον ο αγωγός είναι κατακόρυφος, είναι (Jirka & Lee, 1994):

$$S_c = 0.9 \left(\frac{H}{D} \right)^{5/3} Fr_o^{-2/3} \quad [7.6]$$

7.3.1.2 Εκροή σε στρωματωμένο και ακίνητο περιβάλλον βαθιών νερών

Στις παράκτιες περιοχές τα θαλάσσια νερά συνήθως είναι στρωματωμένα, εμφανίζουν δηλαδή απότομες βαθμίδες στην κατακόρυφη κατανομή της πυκνότητας με το βάθος. Αυτές οφείλονται στην κατακόρυφη μεταβολή της θερμοκρασίας (εποχιακή θέρμανση των επιφανειακών νερών) ή/και στις μεταβολές της αλατότητας (κυρίως σε περιοχές κοντά σε εκβολές ποταμών). Σε αρκετές περιπτώσεις, όπου το πυκνοκλινές (δηλ. οι κατακόρυφες βαθμίδες της πυκνότητας του θαλασσινού νερού) είναι ασθενές, η κατανομή της πυκνότητας στο βάθος $\rho_\alpha(z)$ μπορεί να θεωρηθεί σχεδόν γραμμική, δηλαδή να θεωρηθεί ότι $d\rho_\alpha(z)/dz = \text{const.}$.

Σε συνθήκες γραμμικής στρωμάτωσης, και πολύ περισσότερο σε συνθήκες έντονης στρωμάτωσης, είναι πιθανή η δέσμευση του πλουμίου των λυμάτων σε κάποιο βάθος κάτω από τη στάθμη της ελεύθερης επιφάνειας h_{max} (βάθος παγίδευσης), το οποίο αντιστοιχεί στο **τερματικό ύψος παγίδευσης** z_{max} του πλουμίου από τον πυθμένα ή το σημείο εκροής ($z_{max} < H$). Το ύψος παγίδευσης, μετρούμενο από τη στάθμη εκροής προς την ελεύθερη επιφάνεια της θάλασσας, υπολογίζεται από τη σχέση (Morton et al., 1956· Brooks, 1972):

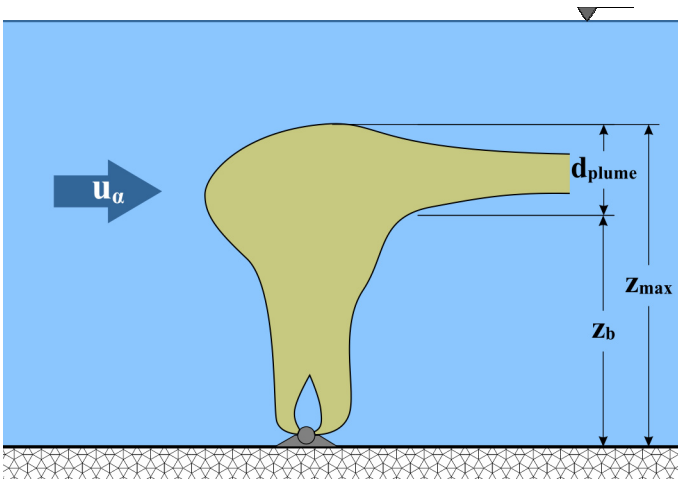
$$z_{max} = 3.98 \cdot J^{1/4} \left(-\frac{g}{\rho_1} \cdot \frac{d\rho_\alpha}{dz} \right)^{-3/8} \quad [7.7]$$

όπου ρ_1 η πυκνότητα περιβάλλοντος στη θέση εκροής, $\rho_1 = \rho_\alpha(z=0)$, ενώ η ελάχιστη διάλυση στο βάθος παγίδευσης z_{max} ισούται με:

$$S_c = 0.071 \frac{J^{1/3} z_{max}}{Q} \quad [7.8]$$

7.3.1.3 Εκροή παρουσία θαλασσίου ρεύματος

Η παρουσία θαλάσσιων ρευμάτων στο περιβάλλον εκροής με ταχύτητα u_a διαφοροποιεί το φαινόμενο, αφού η διάλυση δεν εξαρτάται μόνο από τα χαρακτηριστικά της εκροής και τη διαφορά πυκνότητας, αλλά και από την ένταση του θαλασσίου ρεύματος u_a . Στο σχήμα 7.8 δίνεται σκαρίφημα του παγιωμένου πεδίου λυμάτων με την αρχική φάση αραιώσης ως ανωστικό πλούμιο (z_b) και την παγίδευσή του σε ένα τερματικό ύψος z_{max} από το σημείο εκροής λόγω της παρουσίας θαλασσίου ρεύματος. Ο τρόπος υπολογισμού του πάχους του οριζόντια διαχεόμενου πλουμίου d_{plume} δίνεται παρακάτω από τη σχέση 7.21.



Σχήμα 7.8 Παγίωση του πεδίου λυμάτων στον αποδέκτη για μεμονωμένη εκροή παρουσία θαλάσσιου ρεύματος.

Για συνθήκες κατακόρυφης εκροής σε ομογενές περιβάλλον ισχύει (Wright, 1977· Fischer et al., 1979):

$$\begin{aligned}
 S_c &= 0.27 \frac{J^{1/3} z^{5/3}}{Q} \quad \text{για} \quad \frac{zu_a^3}{J} \leq 1 \\
 S_c &= 0.40 \frac{u_a z^2}{Q} \quad \text{για} \quad \frac{zu_a^3}{J} > 1
 \end{aligned}
 \tag{7.9}$$

όπου η ταχύτητα του θαλασσίου ρεύματος u_a θεωρείται ότι παραμένει σταθερή στο βάθος (από την επιφάνεια μέχρι τη θέση εκροής) και z είναι το ύψος στο οποίο φτάνει το πλούμιο.

Σε συνθήκες οριζόντιας εκροής, δηλαδή όταν το στόμιο εκροής είναι παράλληλο προς τη θαλάσσια επιφάνεια ή/και τον πυθμένα σε ομογενές θαλάσσιο περιβάλλον, ισχύει κατά Lee & Neville-Jones (1987) και Fischer et al. (1979):

$$\begin{aligned}
 S_m &= 0.31 \frac{J^{1/3} H^{5/3}}{Q} \quad \text{για} \quad \frac{Hu_a^3}{J} \leq 5 \\
 S_m &= 0.32 \frac{u_a H^2}{Q} \quad \text{για} \quad \frac{Hu_a^3}{J} > 5
 \end{aligned}
 \tag{7.10}$$

όπου S_m είναι η ελάχιστη μεσοσταθμισμένη κατά τον όγκο του πλουμίου διάλυση στην ελεύθερη επιφάνεια του αποδέκτη, δηλ. σε απόσταση $z=H$ από την εκροή. Για την περίπτωση της κατακόρυφης εκροής σε γραμμικά στρωματομένο περιβάλλον για τον υπολογισμό του τερματικού ύψους παγίδευσης προτείνεται η σχέση του Wright (1977) από Fischer et al. (1979):

$$z_{\max} = 1.8 \left(\frac{u_a}{\varepsilon^{1/2}} \right)^{2/3} \left(\frac{J}{u_a^3} \right)^{1/3}, \quad \mu\varepsilon \quad \varepsilon = -\frac{g}{\rho_1} \cdot \frac{d\rho_a}{dz}
 \tag{7.11}$$

όπου ε είναι μια παράμετρος που χαρακτηρίζει τη στρωμάτωση. Η διάλυση στο βάθος παγίδευσης μπορεί να υπολογιστεί από τις σχέσεις (7.9), ανάλογα με την ένταση του θαλασσίου ρεύματος, θέτοντας $z=z_{\max}$.

7.3.2 Γραμμική δέσμη (εκροή από διαχυτήρα)

Στις συνήθεις διατάξεις διάθεσης λυμάτων στη θάλασσα η εκροή δε γίνεται από μία οπή (στόμιο εξόδου), αλλά από ένα πλήθος οπών (θυρίδες εκροής) που βρίσκονται στο τέλος των αντίστοιχων ανυψωτήρων, οι οποίοι είναι τοποθετημένοι σε ίσες μεταξύ τους αποστάσεις κατά μήκος του διαχυτήρα. Οι ανυψωτήρες είναι απαραίτητοι για διαχυτήρες διαμέτρου μικρότερης του 1 m και γενικά για αγωγούς/διαχυτήρες που είναι θαμμένοι σε όρυγμα στο θαλάσσιο πυθμένα, ώστε να αποφεύγεται η είσοδος φερτών υλών στον αγωγό. Σε αγωγούς διάθεσης μεγαλύτερης διαμέτρου τα λύματα μπορεί να διατίθενται από οπές στο τοίχωμα του διαχυτήρα, εφόσον ο διαχυτήρας είναι τοποθετημένος πάνω στο θαλάσσιο πυθμένα. Τα στόμια εξόδου μπορούν να έχουν διάφορες κατευθύνσεις ως προς τον άξονα του διαχυτήρα και είναι ένα ή περισσότερα (συνήθως έως 2) σε κάθε ανυψωτήρα.

Τα λύματα που εξέρχονται από τα στόμια των ανυψωτήρων σχηματίζουν **επιμήκη αξονοσυμμετρική ροή** (*axisymmetric flow*) προς την επιφάνεια της θάλασσας (Σχήμα 7.9), η οποία προσομοιώνεται με την εκροή από μία **γραμμική πηγή** μήκους L_D ίσου με το μήκος του διαχυτήρα και μέσης στο μήκος παροχής $q=Q/L_D$. Το μήκος του διαχυτήρα L_D που ταυτίζεται με το μήκος της γραμμικής εκροής λαμβάνεται ως το γινόμενο $L_D=N \cdot s$, όπου N είναι το πλήθος των ανυψωτήρων (ανεξάρτητα αν έχουν 1 ή 2 στόμια εκροής) και s είναι η μεταξύ τους απόσταση. Για την **αποφυγή αλληλοεπικάλυψης των φλεβών** των διαφόρων ανυψωτήρων κοντά στα στόμια εκροής, το s πρέπει να είναι μεγαλύτερο ή ίσο με το $1/4$ του βάθους εκροής H ($s=H/4$).

7.3.2.1 Εκροή σε ομογενές και ακίνητο περιβάλλον

Η εκροή λυμάτων από διαχυτήρα σε ομογενές θαλάσσιο περιβάλλον όπου δεν υπάρχουν ρεύματα, αποτελεί την πλέον απλή περίπτωση όσον αφορά τον υπολογισμό της διάλυσης στην ελεύθερη επιφάνεια της θάλασσας. Στη συγκεκριμένη περίπτωση το κριτήριο αστάθειας για την εμφάνιση επανακυκλοφορίας οδηγεί στη σχέση των Jirka & Lee (1994):

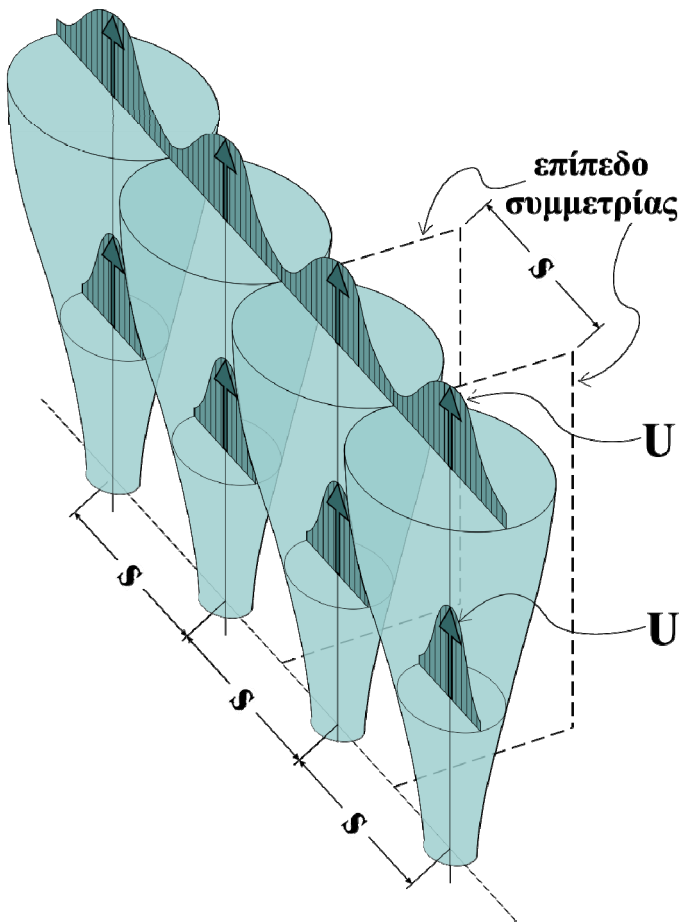
$$\frac{m}{j^{2/3}H} = \frac{0.54}{(1 + \cos^2 \theta_o)} \quad [7.12]$$

όπου $m=j \cdot u_o$ είναι η μεταφορά/ροή της ορμής, $j=g' \cdot q$ είναι η κινηματική ανωστική ροή για γραμμική εκροή, $q=Q/L_D$ είναι η ανά μέτρο μήκους παροχή του διαχυτήρα για γραμμική εκροή, g' η ανηγμένη επιτάχυνση της βαρύτητας (όπως ορίστηκε στα προηγούμενα), u_o είναι η ταχύτητα εκροής από κάθε μεμονωμένο στόμιο εκροής (υποτίθεται ότι είναι η ίδια σε κάθε στόμιο εκροής), H είναι το συνολικό βάθος εκροής και θ_o είναι η γωνία που σχηματίζει ο άξονας του στομίου εκροής με το οριζόντιο επίπεδο.

Από παρατηρήσεις σε μεγάλο αριθμό συστημάτων διάθεσης των λυμάτων σε θαλάσσιο περιβάλλον αποδεικνύεται ότι το κριτήριο ευστάθειας ικανοποιείται πάντοτε, εκτός αν πρόκειται για σύστημα διάθεσης θερμών νερών (π.χ. απόβλητα θερμοηλεκτρικού σταθμού, μονάδες ψύξης κ.τλ.). Εφόσον ισχύει το κριτήριο ευστάθειας, η ελάχιστη διάλυση των λυμάτων στην επιφάνεια υπολογίζεται από τη σχέση (Rouse et al., 1952· Jirka & Lee, 1994):

$$S_c = 0.38 \frac{j^{1/3}H}{q} \quad [7.13]$$

Η μέση διάλυση στην επιφάνεια της θάλασσας υπολογίζεται αν η ελάχιστη επιφανειακή διάλυση πολλαπλασιαστεί με $\sqrt{2}$, δηλ. $S_m=S_c \cdot \sqrt{2}$. Από τη σχέση (7.13) γίνεται φανερό ότι για δεδομένες τιμές της συνολικής παροχής Q και του βάθους εκροής H σε πεδίο με ομογενείς συνθήκες άνωσης ($\Delta\rho/\rho_o$ =σταθ. για όλους τους ανυψωτήρες) η διάλυση αυξάνει με την αύξηση του μήκους του διαχυτήρα (L_D).



Σχήμα 7.9 Εκροή λυμάτων από διαχυτήρα – επιμήκης αξονοσυμμετρική ροή (s : απόσταση μεταξύ διαδοχικών στομιών εκροής, U : κατανομημένη κατά Gauss ταχύτητα εκροής σε κάθε μεμονωμένη φλέβα)

7.3.2.2 Εκροή σε γραμμικά στρωματωμένο περιβάλλον

Στην περίπτωση που στο θαλάσσιο περιβάλλον η πυκνότητα μεταβάλλεται με το βάθος, είναι δυνατόν να εμφανιστεί παγιδευμένο πλούμιο. Με βάση την παραδοχή της γραμμικής στρωμάτωσης, το ύψος παγίδευσης z_{max} , μετρούμενο από τη στάθμη εκροής προς τη θαλάσσια επιφάνεια, υπολογίζεται από τη σχέση:

$$z_{max} = 2.84 \cdot j^{1/3} / \sqrt{-\frac{g}{\rho_1} \cdot \frac{d\rho_a}{dz}} \quad [7.14]$$

όπου ρ_1 η πυκνότητα του θαλασσίου περιβάλλοντος στο βάθος εκροής, δηλ. στο επίπεδο που βρίσκονται οι ανυψωτήρες, $\rho_1 = \rho_a(z=0)$. Η ελάχιστη διάλυση στο ύψος που θα φτάσει η γραμμική δέσμη, υπολογίζεται από τη σχέση (Jirka & Lee, 1994):

$$S_c = 0.31 \frac{j^{1/3} z_{max}}{q} \quad [7.15]$$

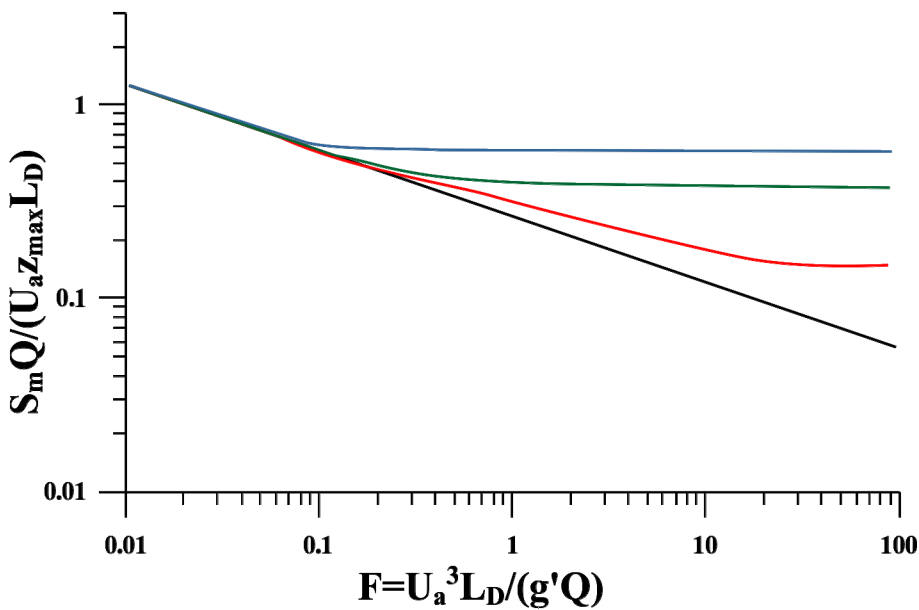
Το πάχος του στρώματος που καταλαμβάνουν τα διαλυμένα λύματα στην επιφάνεια ή στο βάθος παγίδευσης (αν λόγω της στρωμάτωσης δεν είναι δυνατόν να φτάσουν στην επιφάνεια της θάλασσας) είναι περίπου το 40~50% του συνολικού βάθους (ή του βάθους παγίδευσης για την περίπτωση του παγιδευμένου πλούμιου), δηλ. $d_{plume} = 0.4 \sim 0.5 \cdot z_{max}$. Αντί των συντελεστών 2.84 και 0.31 των εξισώσεων (7.14) και (7.15), άλλοι ερευνητές, βασισμένοι σε εργαστηριακές μετρήσεις, προτείνουν τις τιμές 3.6 και 0.24 αντίστοιχα.

7.3.2.3 Διάλυση στην περίπτωση ύπαρξης θαλασσιών ρευμάτων

Αν στο θαλάσσιο περιβάλλον επικρατούν ρεύματα σταθερής ταχύτητας u_a σε όλη τη θαλάσσια στήλη, η διάλυση εξαρτάται και από την παράμετρο $A=u_a^3/j$. Έτσι, στην περίπτωση ομογενούς θαλασσιού περιβάλλοντος, αν ισχύει $A<0.1$, η ελάχιστη επιφανειακή διάλυση δεν εξαρτάται από την ταχύτητα του ρεύματος και υπολογίζεται από τη σχέση (Baumgartner et al., 1994):

$$S_m = 0.27 \frac{j^{1/3} H}{q} \quad [7.16]$$

Αντίθετα, στην περίπτωση που $A>0.1$, η ελάχιστη διάλυση στη θαλάσσια επιφάνεια εξαρτάται αφενός από την ταχύτητα του ρεύματος u_a και αφετέρου από τη γωνία γ που σχηματίζει η διεύθυνση του ρεύματος με τον άξονα του διαχυτήρα και μπορεί να υπολογιστεί μόνον από το διάγραμμα του Roberts (1979), όπου $S_m=f(u_a, A, \gamma)$ και $0 \leq \gamma \leq 90^\circ$ (Σχήμα 7.10).



Σχήμα 7.10 Διάγραμμα του Roberts (1979) για τον υπολογισμό της ελάχιστης αρχικής διάλυσης και τιμές της παραμέτρου $A>0.1$ με βάση την ταχύτητα του ρεύματος u_a και αφετέρου από τη γωνία γ . Η διάλυση υπολογίζεται με αναγωγή του όρου διάλυσης $S_m Q / (U_a z_{\max} L_D)$ [κάθετος γ -άξονας] ως προς $F = U_a^3 L_D / (g' Q)$ [οριζόντιος x -άξονας] για κλίσεις εκροής $0 \leq \gamma \leq 90^\circ$.

Αν το κινούμενο θαλάσσιο περιβάλλον είναι και στρωματωμένο, είναι επίσης δυνατόν η δέσμη των διαλυμένων λυμάτων να μη φτάσει στη θαλάσσια επιφάνεια. Εφόσον το θαλάσσιο ρεύμα είναι ασθενές, ώστε να ισχύει η ανισότητα $A<0.1$, το βάθος (άρα και το ύψος) παγίδευσης και η ελάχιστη διάλυση, δεν εξαρτώνται από την ένταση του ρεύματος και τη γωνία του διαχυτήρα ως προς το ρεύμα και υπολογίζονται από τις ακόλουθες σχέσεις κατά Jirka & Lee (1994):

$$z_{\max} = 2.6 \cdot j^{1/3} / \sqrt{-\frac{g}{\rho_1} \cdot \frac{d\rho_a}{dz}} \quad [7.17]$$

$$S_m = 0.37 \frac{j^{1/3} z_{\max}}{q} \quad [7.18]$$

Οι σχέσεις (7.17) και (7.18) είναι όμοιες με τις σχέσεις (7.14) και (7.15) αντίστοιχα, άλλα με διαφορετικές τιμές των συντελεστών. Αν η ένταση του θαλασσίου ρεύματος είναι σημαντική και ισχύει ότι $0.1 < A < 100$, τότε το βάθος παγίδευσης και η ελάχιστη διάλυση στο ύψος αυτό εξαρτώνται από την ένταση του ρεύματος και τη γωνία του άξονα του διαχυτήρα με το ρεύμα. Εφόσον ο διαχυτήρας είναι τοποθετημένος κάθετα προς τη διεύθυνση του ρεύματος, δηλ. $\gamma=90^\circ$, το ύψος παγίδευσης και η αντίστοιχη ελάχιστη διάλυση υπολογίζονται από τις παρακάτω σχέσεις (Jirka & Lee, 1994):

$$z_{\max} = 2.5 \cdot \sqrt{j / \left(u_a \left(-\frac{g}{\rho_1} \cdot \frac{d\rho_a}{dz} \right) \right)} \quad [7.19]$$

$$S_m = 0.4 \frac{j^{1/3} z_{\max} \Lambda^{1/6}}{q} (2.19 \cdot \Lambda^{1/6} - 0.52) \quad [7.20]$$

7.4 Περαιτέρω αραίωση λυμάτων

Στο πέρας της αρχικής αραίωσης τα λύματα δημιουργούν ένα πλούμιο πλάτους B και πάχους d_{plume} . Εφόσον η διάθεση των λυμάτων γίνεται με τη χρήση διαχυτήρα, το πλάτος της δέσμης των αραιωμένων λυμάτων στην επιφάνεια ή στο βάθος παγίδευσης (αν δε φτάνουν μέχρι την επιφάνεια) λαμβάνεται ως ίσο με το μήκος του διαχυτήρα προσανξημένο κατά το 30~40% του τερματικού ύψους ανόδου (βάθους παγίδευσης) του πλουμίου, δηλ. $B=L_D+0,3-0,4 \cdot z_{\max}$. Προφανώς για πολύ μικρό βάθος παγίδευσης $z_{\max} \ll L_D$ ισχύει $B \approx L_D$.

Το πάχος της δέσμης, στην περίπτωση που η διάθεση γίνεται σε στρωματωμένο περιβάλλον και υπάρχουν θαλάσσια ρεύματα, υπολογίζεται από τη σχέση κατά Brooks (1972), Baumgartner et al. (1994), Jirka & Lee (1994):

$$d_{plume} = z_{\max} \cdot \left[\frac{QS / (u_a B z_{\max})}{1 + (QS / (u_a B z_{\max}))} \right] \quad [7.21]$$

όπου Q η συνολική παροχή των λυμάτων, u_a η ένταση του θαλασσίου ρεύματος, L_D το μήκος του διαχυτήρα (ή/και της γραμμικής εκροής), z_{\max} το ύψος παγίδευσης (ίσο με το συνολικό βάθος H στην περίπτωση που η δέσμη φτάνει στην επιφάνεια), $S=S_m \cdot \sqrt{2}$ η μέση διάλυση στο βάθος παγίδευσης (ή στην επιφάνεια αντίστοιχα) και S_m η ελάχιστη διάλυση στο αντίστοιχο ύψος. Η σχέση (7.21) μπορεί να χρησιμοποιηθεί εφόσον ισχύει η ανισότητα $QS / (u_a L_D z_{\max}) \leq 2$.

Μετά τη φάση της ανωστικής πορείας της εκροής, και αφού έχει επιτευχθεί η αρχική αραίωση, το δημιουργημένο πλούμιο των λυμάτων μεταφέρεται με τα θαλάσσια ρεύματα. Η χρονική και χωρική μεταβλητότητα των ρευμάτων μπορεί να προκαλέσει διασπορά των λυμάτων, η οποία μπορεί να ποσοτικοποιηθεί ή να εκφραστεί υπολογιστικά με συντελεστές διάχυσης κατά την κατακόρυφη και οριζόντια κατεύθυνση. Η κατακόρυφη διάχυση είναι σημαντική μόνον όταν τα αραιωμένα λύματα φτάνουν στο επιφανειακό θαλάσσιο στρώμα και η θάλασσα δεν είναι στρωματωμένη (δεν εμφανίζεται έντονη μεταβολή της πυκνότητας με το βάθος), όπου ο άνεμος δημιουργεί έντονες κατακόρυφες μεταβολές στο πεδίο ταχυτήτων. Ο συντελεστής κατακόρυφης διάχυσης K_v υπολογίζεται προσεγγιστικά από τη σχέση:

$$K_v = 0.1 \cdot u^* \cdot H \quad [7.22]$$

όπου $u^* = (\tau/\rho)^{1/2}$ είναι η ταχύτητα τριβής στο όριο και $\tau/\rho \approx 10^{-6} \cdot W^2$ είναι η ανηγμένη διατμητική τάση στη θαλάσσια επιφάνεια, που προκαλείται λόγω ανέμου με ταχύτητα W . Η συνήθης προτεινόμενη τιμή για το συντελεστή κατακόρυφης διάχυσης είναι $K_v = 100 \text{ cm}^2/\text{sec}$. Ο χρόνος που απαιτείται για την κατακόρυφη διάχυση των λυμάτων σε βάθος H είναι $t_v = H^2 / (8K_v)$. Ο υπολογισμός της κατακόρυφης διάχυσης πρέπει να λαμβάνει υπόψη την ύπαρξη ορίων, που είναι ο πυθμένας και το πυκνοκλινές, ώστε οι παραπάνω προσεγγιστικές σχέσεις να μην οδηγούν σε παράλογα αποτελέσματα. Στην περίπτωση έντονου πυκνοκλινούς η δέσμη των λυμάτων μεταφέρεται λόγω της οριζόντιας συνιστώσας του θαλασσίου ρεύματος, χωρίς να μπορεί να διέλθει μέσα από τη ζώνη του πυκνοκλινούς.

Η διάλυση στο μακρινό πεδίο (ή επόμενη διάλυση αφού ακολουθεί αυτή της αρχικής αραίωσης) οφείλεται στην οριζόντια μεταφορά και διασπορά που προκαλούν τα θαλάσσια ρεύματα και την ανάμιξη που προκαλείται στην εγκάρσια διεύθυνση από τον άξονα του πλουμίου. Για την περίπτωση του στρωματωμένου θαλάσσιου πεδίου (αποδέκτη) με την παρουσία ομοιόμορφου (ομογενούς και σταθερού σε ένταση) ρεύματος, η διάλυση στο μακρινό πεδίο S' σε απόσταση x από τη θέση εκροής μπορεί να υπολογιστεί με βάση την ανάλυση του Brooks (1960) για τον εκθετικό νόμο των 4/3 για την τυρβώδη διάχυση (eddy diffusivity) (Fischer et al., 1979, βλ. ενότητα 6.3). Η σχέση του Brooks (Baumgartner et al., 1994· Fischer et al., 1979· Jirka & Lee, 1994) για τη διάλυση $S_c'(x)$ σε απόσταση x από τη θέση εκροής στον άξονα του πλουμίου μπορεί να αποδοθεί ως:

$$S_c'(x) = \frac{C(x)}{C_{αρχ}} = \sqrt{\operatorname{erf}\left(\frac{\frac{3/2}{\left(1 + \frac{8K_h t}{B^2}\right)^3} - 1}{\delta}\right)} \cdot e^{\lambda t} \quad [7.23]$$

όπου η $C_{αρχ}$ συγκέντρωση στην επιφάνεια ή στο βάθος παγίδευσης λόγω της αρχικής αραίωσης, $C(x)$ η συγκέντρωση σε απόσταση x από την αρχική θέση εκροής (ως αρχική θέση θεωρείται η θέση του διαχυτήρα), K_h η αρχική τιμή του συντελεστή οριζόντιας τυρβώδους διάχυσης που αντιστοιχεί στο πλάτος (χαρακτηριστική διάσταση μήκους) της εκροής, t ο χρόνος που απαιτείται για να φτάσει η δέσμη σε απόσταση x ($t=x/u_a$), u_a είναι η ένταση του θαλασσιού ρεύματος, B είναι το πλάτος του πλουμίου, λ ο συντελεστής βιολογικής αποδόμησης μη συντηρητικών ρύπων (για συντηρητικούς ρύπους ο όρος $e^{\lambda t}=1$) και $\operatorname{erf}(\bullet)$ είναι η συνάρτηση σφάλματος (*error function*), η οποία δίνεται για τυχαία μεταβλητή δ αναλυτικά από τη σχέση:

$$\operatorname{erf}(\delta) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \left(\delta - \frac{\delta^3}{3 \cdot 1!} + \frac{\delta^5}{5 \cdot 2!} - \frac{\delta^7}{7 \cdot 3!} + \frac{\delta^9}{9 \cdot 4!} - \dots \right) \quad \text{ή} \quad \operatorname{erf}(\delta) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^\delta e^{-w^2} dw \quad [7.24]$$

Ο συντελεστής της οριζόντιας τυρβώδους διάχυσης K_h μπορεί να προσεγγισθεί από τον εξής τύπο (εφόσον δεν υπάρχουν στοιχεία πεδίου για τον υπολογισμό του):

$$K_h = 0.01 \cdot B^{4/3} \quad [7.25]$$

όπου B (σε cm) είναι το πλάτος του πλουμίου αμέσως μετά την αρχική αραίωση και θεωρείται ίσο με το μήκος του διαχυτήρα για μικρό z_{max} . Η συνήθης προτεινόμενη τιμή για το συντελεστή οριζόντιας διάχυσης είναι περίπου 300cm²/sec. Το πλάτος L_x που θα έχει το πλούμιο σε απόσταση x από τη θέση της αρχικής εκροής μπορεί να υπολογιστεί από τη σχέση:

$$\frac{L_x}{B} = \left(1 + \frac{2\beta x}{3B}\right)^{3/2} \quad [7.26]$$

όπου $\beta=12K_h/(u_a B)$.

Ο επιπλέον όρος απόσβεσης $e^{\lambda t}$ στην εξίσωση (7.23) λαμβάνεται υπόψη μόνο στην περίπτωση που ο υπολογισμός αφορά τη συγκέντρωση μη συντηρητικού ρύπου, δηλαδή ρύπου που η συγκέντρωσή του μεταβάλλεται με το χρόνο λόγω βιολογικών διεργασιών (π.χ. μικρόβια, βακτηρίδια κ.λπ.). Σε αυτήν την περίπτωση ο συντελεστής βιολογικής αποδόμησης λ υπολογίζεται με βάση την τιμή του όρου T_{90} , ο οποίος εκφράζει το χρόνο που απαιτείται για την καταστροφή (βιολογικό θάνατο) του 90% της μάζας μη συντηρητικού ρύπου ως εξής:

$$\lambda = \frac{\ln 10}{T_{90}} \approx \frac{2.3}{T_{90}} \quad [7.27]$$

Ο χαρακτηριστικός χρόνος T_{90} εξαρτάται από τις συνθήκες του περιβάλλοντος (είναι μικρότερος σε θερμές περιοχές από ό,τι στις ψυχρές) και την ηλιοφάνεια (μικρότερος την ημέρα από ό,τι τη νύχτα). Οι συνήθεις προτεινόμενες τιμές για τον χαρακτηριστικό χρόνο T_{90} είναι: $T_{90}=1.5\sim 2.5$ hrs για κολοβακτηρίδια (FC, *Fecal Coliforms*) και $T_{90}=2.5\sim 3.5$ hrs για στρεπτόκοκκους (*streptococci*) (Wood et al., 1993).

Επισημαίνεται ότι ο υπολογισμός της αραίωσης λόγω μεταφερόμενης διασποράς είναι πολύ προσεγγιστικός, διότι λαμβάνει μόνον έμμεσα και κατά γενικό τρόπο (με το συντελεστή οριζόντιας διάχυσης) υπόψη τη χρονική και χωρική μεταβλητότητα των θαλάσσιων ρευμάτων. Επίσης, είναι συντηρητικός, διότι θεωρεί ότι το θαλάσσιο ρεύμα σταθερής ταχύτητας u_a διαρκεί τουλάχιστον τόσο χρόνο, όσος απαιτείται για να μεταφερθούν τα λύματα από το σημείο διάθεσης στο ευαίσθητο σημείο του αποδέκτη. Στην πραγματικότητα, τα θαλάσσια ρεύματα μεταβάλλονται χρονικά και χωρικά, με αποτέλεσμα ο αποδέκτης να είναι διάσπαρτος από «νέφη» λυμάτων διαφόρων συγκεντρώσεων, που όμως σπάνια υπερβαίνουν τη συγκέντρωση που αντιστοιχεί στην αραίωση που υπολογίζεται από τη σχέση (7.23). Ακριβέστερος υπολογισμός μπορεί να γίνει με μαθηματικά ομοιώματα παράκτιας κυκλοφορίας και μεταφοράς ρυπαντών.

Πρόσθετο πρόβλημα κατά τη συνεχή διάθεση λυμάτων είναι η αραίωση των λυμάτων με νερό που έχει ήδη ρυπανθεί από λύματα που διατέθηκαν σε προηγούμενη χρονική στιγμή και παραμένουν κοντά στο σημείο διάθεσης ή έχουν απομακρυνθεί και επανήλθαν κοντά στο σημείο διάθεσης λόγω μεταβολής της κατεύθυνσης των ρευμάτων. Η μειωμένη αραίωση που προκύπτει είναι δυνατόν να υπολογισθεί με μαθηματικό μοντέλο, που συνδυάζει τη συμπεριφορά των λυμάτων στο εγγύς πεδίο (αρχική αραίωση) και στο ευρύτερο (μακρινό) πεδίο (συνολική αραίωση).

7.5 Σχεδιασμός υποβρύχιων αγωγών διάθεσης λυμάτων

7.5.1 Βασικές αρχές σχεδιασμού

Η καλή υδραυλική λειτουργία του υποθαλάσσιου αγωγού είναι προϋπόθεση για την επαρκή διασπορά των λυμάτων στη θάλασσα, αλλά και για τη μακροβιότητα του έργου διάθεσης υγρών αποβλήτων στο θαλάσσιο περιβάλλον. Σύμφωνα με την πρακτική εμπειρία και τη διεθνή βιβλιογραφία, κατά το σχεδιασμό και τη λειτουργία ενός υποθαλάσσιου αγωγού πρέπει να τηρούνται οι ακόλουθες βασικές αρχές:

1. **Απλότητα λειτουργίας:** πρέπει, κατά το δυνατόν, να αποκλείονται υδραυλικές συσκευές (π.χ. βαλβίδες εξαέρωσης, βαλβίδες διακοπής κ.λπ.) κατά μήκος του αγωγού, και ιδιαίτερα μακριά από τα έργα κεφαλής και το φρεάτιο φόρτισης. Παρόμοιες συσκευές πέφτουν σύντομα σε αχρηστία λόγω της δυσκολίας συνεχούς ελέγχου και των διαβρώσεων που προκαλεί το θαλάσσιο νερό.
2. **Συνέχεια στην κλίση του αγωγού προς τη θάλασσα:** με αυτόν τον τρόπο αποφεύγονται τοπικά υψηλά και χαμηλά σημεία κατά μήκος του αγωγού, όπου υπάρχει και κίνδυνος συσσώρευσης αέρα και φερτών υλών αντίστοιχα, με αποτέλεσμα τη μείωση της υδραυλικής ικανότητας του αγωγού.
3. **Αγωγός σε όλο το μήκος του κάτω από την ελάχιστη στάθμη της θάλασσας:** βασική προϋπόθεση ώστε να ελαχιστοποιείται ο κίνδυνος εισαγωγής αέρα και η μείωση της υδραυλικής του ικανότητας.
4. **Εξασφάλιση ελάχιστης και μέγιστης ταχύτητας ροής στον αγωγό:** πρέπει η ελάχιστη ταχύτητα εντός τους αγωγού να είναι μεγαλύτερη από ~ 0.5 m/sec για την αποφυγή επικαθήσεων των φερτών υλικών που τυχόν μεταφέρονται με τα λύματα, αλλά και μικρότερη από ~ 2 m/sec, ώστε να μην αυξάνονται οι τριβές στα τοιχώματα του αγωγού και οι τοπικές απώλειες στο απαραίτητο υδραυλικό φορτίο ($0.5 \sim 1 \leq U_{\alpha\omega\gamma\omicron\upsilon} \leq 2$ m/sec).
5. **Εξασφάλιση από την εισαγωγή θαλάσσιου νερού στον αγωγό:** το θαλάσσιο νερό, ως βαρύτερο από τα λύματα, αν εισέλθει στον αγωγό δημιουργεί ευσταθές μέτωπο στη διεπιφάνεια του βαρύτερου αλμυρού νερού και των ελαφρύτερων λυμάτων, με αποτέλεσμα να εμφανίζεται μία «γλώσσα» θαλασσινού νερού, πρακτικά ακίνητη. Αυτή ονομάζεται στάσιμη αλμυρή σφήνα (*saline wedge*) (Σχήμα 7.11) και πάνω της κινούνται τα λύματα. Ως αποτέλεσμα, πρακτικά μειώνεται η υδραυλική ακτίνα και συνεπώς η παροχρητευτική ικανότητα του αγωγού. Επίσης, υπάρχει αυξημένος κίνδυνος να γίνουν επικαθήσεις στερεών στην περιοχή του στάσιμου αλμυρού νερού με ανάλογα αποτελέσματα.
6. **Συνεχής λειτουργία του αγωγού:** αποτελεί προϋπόθεση για την αποφυγή εισόδου θαλάσσιου νερού στον αγωγό. Η αρχή αυτή είναι δύσκολο να ικανοποιηθεί, ιδιαίτερα σε συστήματα διάθεσης που εξυπηρετούν μικρά αποχετευτικά συστήματα (μικρές αστικές περιοχές ή μικρές βιομηχανικές ή τουριστικές εγκαταστάσεις), λόγω της μεγάλης διακύμανσης της παροχής των ακαθάρτων νερών μέσα σε μια

ολόκληρη μέρα (μερικές ώρες αιχμής, μερικές ώρες μέσου φόρτου παροχής και συνήθως νυχτερινές ώρες χαμηλού φόρτου παροχής μέσα σε 24hrs) και από εποχή σε εποχή (π.χ. διαφορές καλοκαιρινής-χειμερινής περιόδου).

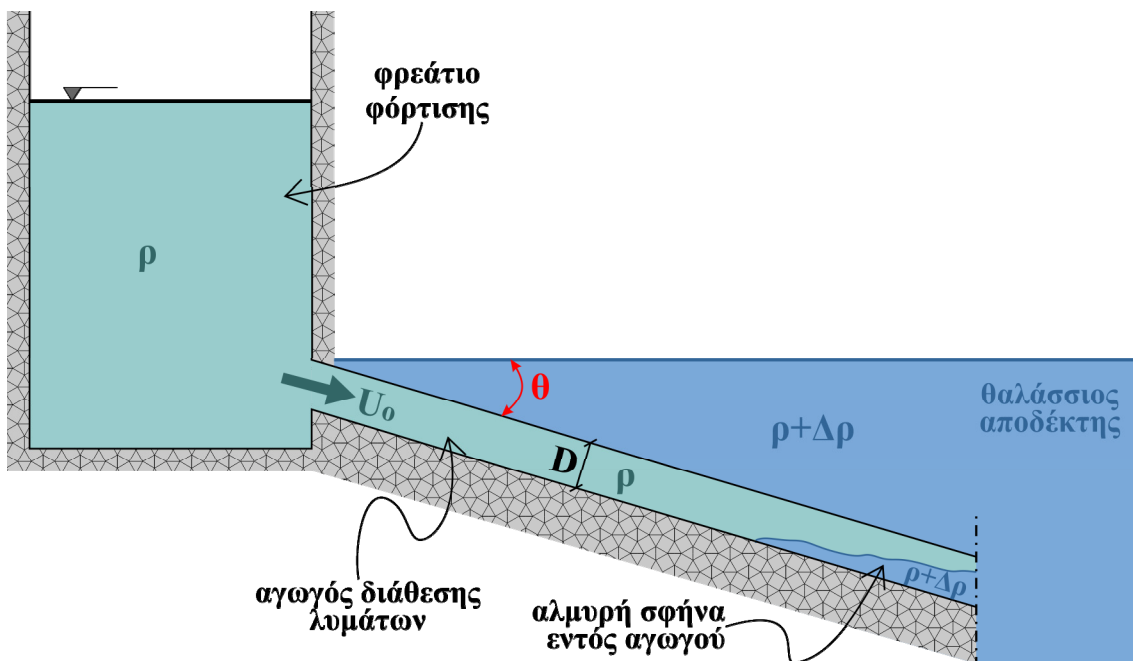
7. **Ελάχιστη και μέγιστη διάμετρος ανυψωτήρων για καλή υδραυλική λειτουργία:** πρέπει η ελάχιστη διάμετρος των ανυψωτήρων και των στομιών εκροής στα ακροφύσια να είναι $d_r \geq 0.1\text{m}$, ώστε να αποφεύγονται οι εμφράξεις από φυτικούς και ζωικούς θαλάσσιους οργανισμούς και να επιτρέπεται ο καθαρισμός τους. Επίσης, προτείνεται το άνω όριο της διαμέτρου να είναι $d_r \leq 0.2\text{m}$, ώστε να αποφεύγεται η εισχώρηση στο διαχυτήρα αδρομερούς υλικού, που μπορεί συνακόλουθα να προκαλέσει απόφραξη των ανυψωτήρων. Για την επίτευξη καλής υδραυλικής λειτουργίας στην εκροή, η συνολική διατομή των ανυψωτήρων κατάντη τυχαίας διατομής του διαχυτήρα πρέπει να είναι μεταξύ του 50% και του 70% της διατομής αυτής:

$$0.5 \leq \frac{\sum_{r=1}^N d_r^2}{D_d^2} \leq 0.7$$

[7.28]

όπου d_r η διάμετρος του ανυψωτήρα (ίδια για όλους τους ανυψωτήρες) και D_d η διάμετρος του διαχυτήρα αμέσως ανάντη από το N ανυψωτήρα (σημ. οι ανυψωτήρες αριθμούνται από το κατάντη άκρο του διαχυτήρα, δηλ. από το πιο βαθύ άκρο του προς τα ρηχότερα νερά).

8. **Ομοιόμορφες παροχές εκροής από τα στόμια των ανυψωτήρων:** αυτή η συνθήκη εξασφαλίζει κατά έναν τρόπο την απαίτηση οι υπολογισμοί των παροχών εκροής από τα στόμια των ανυψωτήρων να γίνονται με παραδοχή ομοιόμορφης γραμμικής (αξονοσυμμετρικής) ροής.
9. **Προσεκτικός σχεδιασμός του φρεατίου φόρτισης στην κεφαλή του αγωγού:** το φρεάτιο φόρτισης πρέπει να εξασφαλίζει:
- την καταστροφή της ενέργειας (υδραυλικού/πιεζομετρικού φορτίου) του αγωγού προσαγωγής και την ομαλή καθοδήγηση της ροής προς τον υποθαλάσσιο αγωγό,
 - την αποτροπή εισαγωγής αέρα στον αγωγό κάτω από οποιεσδήποτε συνθήκες,
 - ικανό υδραυλικό/πιεζομετρικό φορτίο (*hydraulic/piezometric head*) αυτοκαθαρισμού, δηλ. τέτοια στάθμη στο φρεάτιο φόρτισης που να επιτρέπει παροχές ικανές να αποβάλουν επικαθίσεις στα τοιχώματα του αγωγού και τις δημιουργούμενες αλμυρές σφήνες.



Σχήμα 7.11 Σχηματική αναπαράσταση κατακρατούμενης αλμυρής σφήνας (*arrested saline wedge*) πυκνότητας $\rho+\Delta\rho$ σε κεκλιμένο κυλινδρικό αγωγό διαμέτρου D με ταχύτητα παροχής U_0 και πυκνότητα λυμάτων ρ .

Για την καταστροφή της ενέργειας των λυμάτων στον αγωγό προσαγωγής χρησιμοποιείται θάλαμος στροβιλισμού (*vortex drop*) που καταλήγει σε χαλύβδινο σωλήνα επενδυμένο με εποξικό υλικό εσωτερικά και εξωτερικά. Στον πυθμένα του φρεατίου όπου προσκρούει η εισροή τοποθετείται μαντεμένα πλάκα πάχους τουλάχιστον 3cm για την προστασία του σκυροδέματος. Στη σύνδεση του φρεατίου με τον υποθαλάσσιο αγωγό παρεμβάλλεται τεμάχιο από χάλυβα μήκους τουλάχιστον 1.5m για καλύτερη πρόσφυση στο σκυρόδεμα του φρεατίου.

Όταν δεν υπάρχει δυνατότητα συνεχούς λειτουργίας του αγωγού, η είσοδος θαλάσσιου νερού είναι αναπόφευκτη λόγω των μεγάλων διακυμάνσεων του φορτίου των λυμάτων. Μείωση της ποσότητας του θαλάσσιου νερού που θα εισέλθει στον αγωγό μετά από διακοπή της παροχής μπορεί να γίνει με τη χρήση ηλεκτροκίνητου περιστρεφόμενου θυροφράγματος (ή αλλιώς αυτόνομη ηλεκτροβάνα) στην κεφαλή του αγωγού στο φρεάτιο φόρτισης. Όταν η στάθμη του φρεατίου κατέβει χαμηλότερα από ένα προκαθορισμένο σημείο (που βρίσκεται αρκετά πάνω από την άντυγα του αγωγού), το θυρόφραγμα πρέπει να κλείνει αεροστεγώς. Το θυρόφραγμα ανοίγει πάλι αυτόματα, όταν η στάθμη στο φρεάτιο ανέβει στο μέγιστο σημείο, οπότε το αυξημένο υδραυλικό φορτίο δίνει τη δυνατότητα αυτοκαθαρισμού (*flushing*) του αγωγού και της εξαγωγής του θαλάσσιου νερού.

7.5.2 Διαστασιολόγηση αγωγού, διαχυτήρα και εκροών

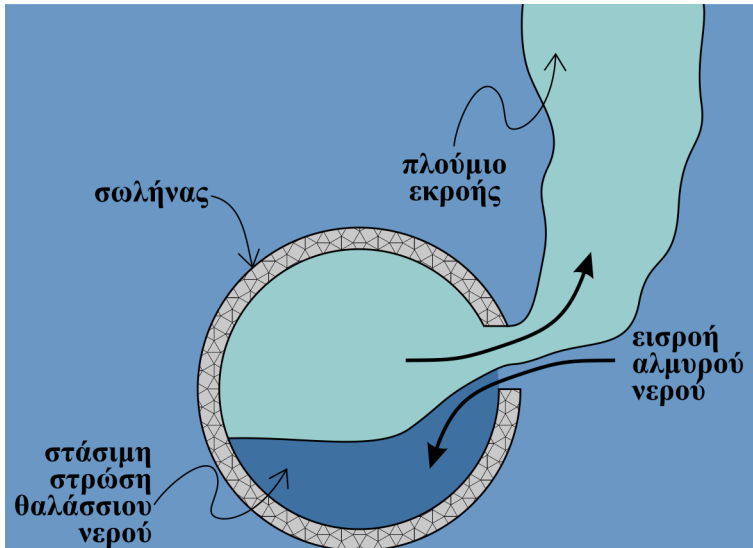
Από την παρουσίαση του υπολογισμού των διαφόρων τύπων διάλυσης ενός πλουμίου γίνεται φανερό ότι η ύπαρξη πολλών οπών (στομιών) εκροής (μικρής σχετικά διαμέτρου) στο διαχυτήρα αυξάνει την αρχική αραιώση. Οι οπές εκροής τοποθετούνται (συνήθως πάνω σε κατάλληλο ανυψωτήρα) στο τελευταίο κατάντη τμήμα του αγωγού (διαχυτήρας) και έχουν όλες την ίδια διάμετρο. Η απόσταση s μεταξύ των ανυψωτήρων επηρεάζει τη μορφή της δέσμης των λυμάτων που εκρέουν από το διαχυτήρα και λαμβάνεται ίση με $s=H/4$, όπου H είναι το μέσο βάθος στην περιοχή του διαχυτήρα. Η απόσταση αυτή ανάμεσα στους ανυψωτήρες εξασφαλίζει την απαραίτητη επικάλυψη μεταξύ των γειτονικών δεσμών (φλεβών ή μεμονωμένων πλουμίων) που εκρέουν από τα στόμια του διαχυτήρα, ώστε η συνολική εκροή να έχει τη μορφή της (γραμμικής) αξονοσυμμετρικής ροής (επίμηκες πλούμιο), για την οποία υπολογίστηκε στα προηγούμενα η αρχική και η περαιτέρω αραιώση. Συνολικά, από υδραυλικής άποψης, η εκλογή των διαστάσεων του υποβρύχιου αγωγού μεταφοράς/διάθεσης, του διαχυτήρα και των ανυψωτήρων πρέπει να λαμβάνει υπόψη τις παρακάτω παραδοχές.

Η ταχύτητα ροής στον αγωγό και στο διαχυτήρα καλό είναι να κυμαίνεται από 0.75 έως 1.0m/s (με ελάχιστο όριο την τιμή $u_{pipe,min}=0.5m/s$) για το μεγαλύτερο χρονικό τμήμα της λειτουργίας του, ώστε να εμποδίζεται η εναπόθεση των αιωρούμενων φερτών που περιέχουν τα υγρά απόβλητα πάνω στα τοιχώματα του αγωγού/διαχυτήρα. Η μέγιστη ταχύτητα στον αγωγό και στο διαχυτήρα προτείνεται να είναι μικρότερη από 2.0m/s, ώστε οι απώλειες του υδραυλικού φορτίου (*head loss*) να μη γίνονται απαγορευτικές για την προτεινόμενη λύση. Η ταχύτητα στον αγωγό και στο διαχυτήρα δεν είναι σταθερή όλο το χρόνο λειτουργίας του συστήματος διάθεσης, αφού η παροχή των ακαθάρτων συνήθως αυξομειώνεται στη διάρκεια του τυπικού 24ώρου και κατά τις διάφορες εποχές του έτους. Αποτέλεσμα αυτών των μεταβολών είναι και η διακεκομμένη λειτουργία του φρεατίου φόρτισης.

Η εκροή από τις οπές (θυρίδες) πρέπει να είναι κατά το δυνατόν ομοιόμορφη. Αυτό εξασφαλίζεται εν πολλοίς με την τοποθέτηση των ανυψωτήρων σε ίση απόσταση μεταξύ τους και με την ενιαία κλίση κατά μήκος του διαχυτήρα. Η διάμετρος της θυρίδας πρέπει να είναι μεγαλύτερη από 0.10m (συνήθως εκλέγονται αγωγοί με διαμέτρους 0.15~0.20m), ενώ η συνολική επιφάνεια των θυρίδων πρέπει να είναι μικρότερη από την επιφάνεια της διατομής του διαχυτήρα. Χρησιμοποιείται η σχέση (7.28) για τον υπολογισμό των διαδοχικών τμημάτων και διατομών του διαχυτήρα με βάση το βέλτιστο αριθμό και την καταλληλότερη διάμετρο ανυψωτήρων ανά τμήμα, αποφεύγοντας, εφόσον είναι δυνατόν, τις πολλές αλλαγές διατομής.

Το θαλασσινό νερό δεν πρέπει να εισέρχεται εντός του διαχυτήρα, ώστε να μην δημιουργείται στάσιμη στρώση θαλάσσιου νερού (αλμυρή σφήνα σε εγκάρσια τομή, Σχήμα 7.12). Για την εκπλήρωση αυτού του κριτηρίου υπολογίστηκε ότι ο πυκνομετρικός αριθμός Froude πρέπει να είναι μεγαλύτερος από $Fr_o=0.59$. Συνήθως ως ελάχιστη τιμή για την εξασφάλιση μόνιμης εκροής λαμβάνεται $Fr_o=1$.

Οι θυρίδες εκροής πρέπει να σχεδιάζονται έτσι, ώστε να εξασφαλίζουν τη συνεχή εκροή των λυμάτων στη θάλασσα ανεμπόδιστα από επικάθηση/επικόλληση φερτών υλών στο θαλάσσιο πυθμένα. Έτσι, ανάλογα με το πώς έχει τοποθετηθεί ο διαχυτήρας, π.χ. πάνω στο θαλάσσιο πυθμένα ή μέσα σε όρυγμα ή κανάλι εκσκαφής, οι θυρίδες βρίσκονται σε σωλήνες που ξεκινούν από το διαχυτήρα και έχουν ελάχιστο ύψος περίπου 1m (ανυψωτήρες).



Σχήμα 7.12 Σχηματική αναπαράσταση (σε εγκάρσια διατομή) της εισροής αλμυρού νερού από το θαλάσσιο περιβάλλον στον αγωγό/διαχυτήρα με αποτέλεσμα τη δημιουργία στάσιμης στρώσης με αλμυρό νερό εντός του.

7.5.3 Υδραυλικός υπολογισμός του διαχυτήρα

Ο υδραυλικός υπολογισμός του υποβρυχίου αγωγού, του διαχυτήρα και των θυρίδων εκροής ξεκινά από την πιο απομακρυσμένη θυρίδα (στο κατάντη άκρο του διαχυτήρα) και προχωρά προς τα ανάντη (σημ. στα παρακάτω γίνεται η παραδοχή ότι από κάθε ανυψωτήρα εκρέει μια δέσμη λυμάτων, δηλ. υπάρχει μια θυρίδα εκροής που έχει την ίδια διάμετρο με τον ανυψωτήρα). Η παροχή από κάθε θυρίδα υπολογίζεται ξεχωριστά, κάνοντας την υπόθεση, ότι η ροή μιας θυρίδας δεν επηρεάζει τη ροή στις γειτονικές θυρίδες και αντίστροφα. Η ικανοποίηση της προηγούμενης παραδοχής γίνεται εφόσον η απόσταση μεταξύ των θυρίδων είναι μεγαλύτερη από $10d_r$, όπου d_r η διάμετρος της θυρίδας. Η συνήθης πρακτική (βλ. προηγούμενα) είναι η απόσταση μεταξύ των ανυψωτήρων να λαμβάνεται ως περίπου ίση με το $1/4$ του βάθους στη θέση του διαχυτήρα, ανάλογα και με τα τεμάχια διαφορετικών διαμέτρων του σωλήνα που θα χρησιμοποιηθεί για την κατασκευή του διαχυτήρα.

Η εξίσωση διατήρησης της ενέργειας σε έναν κλειστό αγωγό (ροή υπό πίεση) εκφράζεται με την αρχή του Bernoulli μεταξύ δύο διαδοχικών ανυψωτήρων n και $n+1$ του διαχυτήρα (μετρώντας από το κατάντη άκρο του διαχυτήρα προς το ανάντη). Καταλήγουμε στην εξίσωση του Bernoulli, που γράφεται ως εξής:

$$E_{n+1} = E_n + \Delta H_f + \frac{\Delta \rho}{\rho_o} \Delta z \quad [7.29]$$

όπου ΔH_f είναι οι γραμμικές απώλειες ενέργειας στο διαχυτήρα μεταξύ των σημείων n και $n+1$ και υπολογίζονται κατά Prandtl-Colebrook ως $\Delta H_f = f \cdot s \cdot V_n^2 / (2 \cdot g \cdot D_n)$, E_n είναι το ολικό ύψος ενέργειας στη θέση n του διαχυτήρα, $\Delta \rho$ είναι η διαφορά πυκνότητας θαλάσσιου νερού και λυμάτων, ρ_o είναι η πυκνότητα των λυμάτων, Δz η υψομετρική διαφορά μεταξύ των δύο διαδοχικών σημείων του διαχυτήρα, $s = H/4$ η μεταξύ τους απόσταση, f_D ο συντελεστής τριβών Darcy, D_n η διάμετρος του διαχυτήρα αμέσως ανάντη από το n ανυψωτήρα (δηλ. στο τμήμα μεταξύ των διαδοχικών ανυψωτήρων n και $n+1$) και V_n η ταχύτητα ροής σε αυτό το τμήμα του διαχυτήρα. Για τον υπολογισμό του συντελεστή τριβών κατά Darcy χρησιμοποιείται η σχέση:

$$\frac{1}{\sqrt{f}} = -2 \log \left[\frac{k_s}{3.7065} - \frac{5.042}{\text{Re}} \log A \right], \quad \mu\epsilon \quad A = \frac{k_s^{1.1098}}{2.8257} + \left(\frac{7.149}{\text{Re}} \right)^{0.8981} \quad [7.30]$$

όπου k_s η απόλυτη τραχύτητα του διαχυτήρα εξαρτώμενη κυρίως από το υλικό του αγωγού. Σημειώνεται ότι για πλήρως ανεπτυγμένη τυρβώδη ροή στον υπολογισμό του συντελεστή τριβών Darcy παραλείπε-

ται ο όρος που εμπεριέχει τον αριθμό Reynolds Re . Ο συντελεστής τριβών του Darcy f_D συνδέεται με το συντελεστή του Manning f_N , με τη σχέση:

$$f_D = \frac{8g \cdot f_N^2}{R^{1/3}} = \frac{124.58 \cdot f_N^2}{D^{1/3}} \quad [7.31]$$

όπου R η υδραυλική ακτίνα του αγωγού/διαχυτήρα με τιμή $R=D/4$ (D η διάμετρος του αγωγού/διαχυτήρα). Η παροχή εκροής q_n από τον ανυψωτήρα στη θέση n υπολογίζεται από τη σχέση (Wood et al., 1993):

$$q_n = C_D \frac{\pi D^2}{4} \sqrt{2gE_n} \quad [7.32]$$

όπου ο συντελεστής παροχής της εκροής C_D υπολογίζεται για την περίπτωση ομαλά προσαρμοσμένου ανυψωτήρα με κωδωνοειδές επίθεμα εισόδου (*bell-mouthed port*) από τη σχέση του McNown (1954) (δίνεται και από Wood et al., 1993):

$$C_D = 0.975 \cdot \left(1 - \frac{V_n^2}{2gE_n}\right)^{3/8} \quad [7.33]$$

ενώ για την περίπτωση του απότομα προσαρμοσμένου ανυψωτήρα με φλαντζωτό επίθεμα εισόδου (*sharp-edged port*) από τη σχέση των Fischer et al. (1979) (δίνεται και από Wood et al., 1993):

$$C_D = 0.63 - 0.58 \cdot \left(\frac{V_n^2}{2gE_n}\right) \quad [7.34]$$

Για την περίπτωση ανυψωτήρα σε σχήμα Γ , δηλ. με οριζόντια τυρβώδη εκροή (με μεγάλο αριθμό Re) η τιμή του συντελεστή είναι (Wood et al., 1993):

$$C_D = 0.88 \cdot \left(1 - \frac{0.5 \cdot V_n^2}{2gE_n}\right) \quad [7.35]$$

Το παραπάνω ισχύει για συγκεκριμένους διαχυτήρες με σταθερές διαμέτρους ανυψωτήρων, όμως στην περίπτωση διαχυτήρα με μεταβαλλόμενη διάμετρο του στομίου εκροής d_r και λαμβάνοντας υπόψη ένα συντελεστή συστολής/σμίκρυνσης της τάξης του 0.95 προς τα κατάντη, η τιμή του συντελεστή είναι (Wood et al., 1993):

$$C_D = \left(1 - \frac{0.5 \cdot V_n^2}{2gE_n}\right) / \sqrt{\left(1.13 + 0.65 \left(\frac{D}{d_r}\right)^4\right)} \quad [7.36]$$

Επιδίωξη της διαστασιολόγησης είναι το απαιτούμενο πιεζομετρικό ύψος $E_{\phi\phi}$ στο φρεάτιο φόρτισης για την παροχή σχεδιασμού (με βάση τη μέση στάθμη θάλασσας) να μην υπερβαίνει το υψόμετρο του εδάφους πριν την ακτή (για την αποφυγή αντλιοστασίου). Ταυτόχρονα πρέπει να τηρούνται και τα τρία παρακάτω κριτήρια.

Ο πυκνομετρικός αριθμός Froude κάθε στομίου ανυψωτήρα πρέπει να είναι μεγαλύτερος της μονάδας $Fr_o = U_o / \sqrt{g'd} > 1$. Στην περίπτωση που, για τους λόγους που εξηγήθηκαν παραπάνω, προβλέπεται διακοπόμενη λειτουργία του φρεατίου φόρτισης, υπάρχει η ανάγκη για απομάκρυνση του θαλάσσιου νερού που μπορεί να έχει εισέλθει στο εσωτερικό του διαχυτήρα κατά την παύση λειτουργίας του φρεατίου φόρτισης του αγωγού μεταφοράς. Συνεπώς, για την επίτευξη της απόπλυσης του αγωγού από το θαλασσινό νερό και τα φερτά υλικά (αιωρούμενα και μη συνεκτικές επικαθίσεις), θα πρέπει να εξασφαλίζεται το απαραίτητο πιεζο-

μετρικό φορτίο, ώστε ο πυκνομετρικός αριθμός Froude στον πλέον απομακρυσμένο από τη χερσαία εγκατάσταση ανυψωτήρα να καλύπτει οριακά την απαίτηση της ανισότητας/σχέσης (Wilkinson, 1984):

$$Fr_o \geq \sqrt{\frac{2h_r}{d_r} \left(1 + \frac{f_D h_r}{d_r} + \left(\frac{d_r}{D} \right)^4 (2a_m + k - 1) \right)^{-1}} \quad [7.37]$$

όπου d_r είναι η διάμετρος του ανυψωτήρα, D είναι η διάμετρος του διαχυτήρα αμέσως ανάντη του υπό εξέταση ανυψωτήρα, d_r το ύψος του ανυψωτήρα πάνω από το διαχυτήρα, f_D ο συντελεστής τριβών Darcy για τη ροή στον ανυψωτήρα, a_m ο συντελεστής ορμής και k ο συντελεστής τοπικών απωλειών (*local head loss coefficient*). Για το συντελεστή ορμής προτείνεται (Wilkinson, 1984) η τιμή $a_m = 1.18 \pm 0.06$ και για το συντελεστή τοπικών απωλειών $k = 2.69 \pm 0.16$. Για το συντελεστή γραμμικών απωλειών f_D προτείνονται δύο όρια τιμών εξαρτώμενα από το λόγο του ύψους του ανυψωτήρα προς τη διάμετρό του (Wilkinson, 1984): για $h_r/d_r = 0.64$ είναι $f_D = 0.051 \pm 0.005$ και για $h_r/d_r = 27.7$ είναι $f_D = 0.037 \pm 0.005$.

Η ταχύτητα στο διαχυτήρα να είναι μεγαλύτερη από την ελάχιστη ταχύτητα V_L , ώστε να μην παρατηρείται απόθεση του αιωρούμενου υλικού που μεταφέρεται με τα λύματα. Σύμφωνα με τους υπολογισμούς του Ackers (1991), η ελάχιστη ταχύτητα ροής των λυμάτων στο διαχυτήρα για απομάκρυνση του ιζήματος μέσω έκπλυσης υπολογίζεται από τις παρακάτω σχέσεις (δίνονται και από Wood et al., 1993):

$$\begin{aligned} V_L &= 0.465D^{0.078} + 193D^{0.593} \cdot C_V^{0.515}, \quad \text{για } d_{50} = 1.0 \text{ mm} \\ V_L &= 0.381D^{0.061} + 68.9D^{0.511} \cdot C_V^{0.450}, \quad \text{για } d_{50} = 0.5 \text{ mm} \\ V_L &= 0.327D^{0.050} + 29.1D^{0.442} \cdot C_V^{0.390}, \quad \text{για } d_{50} = 0.3 \text{ mm} \\ V_L &= 0.293D^{0.039} + 13.9D^{0.368} \cdot C_V^{0.329}, \quad \text{για } d_{50} = 0.2 \text{ mm} \\ V_L &= 0.240D^{0.022} + 4.00D^{0.249} \cdot C_V^{0.227}, \quad \text{για } d_{50} = 0.1 \text{ mm} \end{aligned} \quad [7.38]$$

όπου C_V είναι η συγκέντρωση των στερεών (ισούται με το λόγο όγκου στερεών V_s προς όγκο υγρού V_l , $C_V = V_s/V_l$), d_{50} είναι η ονομαστική (διάμεση) διάμετρος των φερτών υλών και D η διάμετρος του αγωγού ή του αντίστοιχου τμήματος του διαχυτήρα.

Ο λόγος της συνολικής διατομής των στομιών των ανυψωτήρων κατάντη μίας διατομής αγωγού προς τη διατομή του αγωγού να είναι μεταξύ 0.5 και 0.7 (βλ. εξίσωση 7.28), σύμφωνα με τη διερεύνηση του Grace (1978) (δίνεται και από Wood et al., 1993), ώστε να υπάρχει σχετικά ομοιόμορφη εκροή από τους ανυψωτήρες.

7.5.4 Φρεάτιο φόρτισης

Εφαρμόζοντας ξανά την εξίσωση του Bernoulli για ολόκληρο τον αγωγό μεταφοράς και σύμφωνα με τους προηγούμενους υδραυλικούς υπολογισμούς, το αναγκαίο πιεζομετρικό φορτίο H_Φ στο φρεάτιο φόρτισης (στο σημείο συναρμογής του αγωγού με τη δεξαμενή) για την καλή λειτουργία ολόκληρου του συστήματος αγωγού και διαχυτήρα με βάση την παροχή σχεδιασμού Q είναι:

$$H_\Phi = E_T + \Delta H + \frac{\Delta \rho}{\rho_o} z_T \quad [7.39]$$

όπου E_T είναι η ενέργεια (πιεζομετρικό φορτίο) στη θέση του τελευταίου (ανάντη) ανυψωτήρα, z_T είναι το βάθος στην έξοδο του τελευταίου ανυψωτήρα στην ανάντη κεφαλή του διαχυτήρα (μετρημένο όμως από τη στάθμη της μέγιστης πλήμης και όχι από ΜΣΘ) και ΔH είναι οι γραμμικές και τοπικές απώλειες στον αγωγό από τον τελευταίο (ανάντη) ανυψωτήρα μέχρι το φρεάτιο φόρτισης, οι οποίες δίνονται κατά Prandtl-Colebrook από τον τύπο:

$$\Delta H = 1.1 \cdot \left(f_D \frac{L V_D^2}{D 2g} \right) = 1.1 \cdot \left(f_N^2 V_D^2 \frac{L}{R^{4/3}} \right) \quad [7.40]$$

όπου $f_D = 8 \cdot g \cdot f_N^2 / R^{1/3}$ η σχέση που συνδέει τους συντελεστές τριβής κατά Darcy και Manning. Ο συντελεστής 1.1 αντιστοιχεί σε προσαύξηση 10% των γραμμικών απωλειών για κάλυψη και των τοπικών απωλειών.

Η είσοδος αέρα στον αγωγό μπορεί να αποκλειστεί με τον καθορισμό κατώτατης στάθμης λειτουργίας του φρεατίου φόρτισης, που βρίσκεται αρκετά πάνω από την άνω άντρυγα του αγωγού. Σημειώνεται ότι η άντρυγα του αγωγού στο φρεάτιο φόρτισης πρέπει να είναι τοποθετημένη οριακά κάτω από τη στάθμη της κατώτατης ρηχίας στην περιοχή του έργου. Σε αντίθετη περίπτωση είναι πολύ δύσκολο να αποφευχθεί με απόλυτο τρόπο η είσοδο θαλασσινού νερού στον αγωγό. Οι μεγάλες διακυμάνσεις του πιεζομετρικού φορτίου, κατά τη διάρκεια μιας ημέρας, αλλά και στις διάφορες εποχές του έτους, επιβάλλουν τη διακοπτόμενη λειτουργία του αγωγού, που συνεπάγεται την εισροή νερού από τον αποδεκτή στον αγωγό. Μείωση της ποσότητας του θαλασσινού νερού που θα εισέλθει στο κύριο σώμα του αγωγού μεταφοράς μετά από διακοπή της παροχής μπορεί να γίνει με τη χρήση ηλεκτροκίνητου περιστρεφόμενου θυροφράγματος (*hydraulic butterfly valve*) στην κεφαλή του αγωγού στο φρεάτιο φόρτισης, που η λειτουργία του είναι επίσης διακοπτόμενη. Όταν η στάθμη του φρεατίου κατέβει χαμηλότερα από ένα προκαθορισμένο σημείο (αρκετά πάνω από την άνω άντρυγα του αγωγού), το θυρόφραγμα θα πρέπει να κλείνει αεροστεγώς. Το θυρόφραγμα θα ανοίγει πάλι όταν η στάθμη στο φρεάτιο ανέβει στο μέγιστο σημείο, οπότε το αυξημένο υδραυλικό φορτίο θα δίνει τη δυνατότητα αυτοκαθαρισμού του αγωγού, δηλ. εξαγωγής/έκπλυσης του θαλασσινού νερού (*saline intrusion removal*). Για να λειτουργήσει ο προτεινόμενος μηχανισμός με ορθό τρόπο, απαιτείται να πληρούνται οι δύο παρακάτω προϋποθέσεις.

Πρέπει να υπάρχει ικανή χωρητικότητα του φρεατίου φόρτισης, ώστε η ηλεκτροκίνητη βάνα να έχει τη δυνατότητα αεροστεγούς κλεισίματος σε χρόνο 45~60 sec (ή και μεγαλύτερο για πολύ μεγάλους αγωγούς). Αυτό απαιτείται για την αποφυγή εκδήλωσης υδραυλικού πλήγματος (*water hammer – hydraulic shock*) που μπορεί να καταστρέψει τον αγωγό. Αν η βάνα κλείσει απότομα (στιγμαίο κλείσιμο), η πρόσθετη πίεση είναι $\Delta H_w = c \cdot \Delta V / g$, όπου ΔV είναι η μεταβολή της ταχύτητας του νερού στη βάνα τη στιγμή του κλεισίματος. Ο χρόνος που απαιτείται, ώστε μία διαταραχή (δηλ. μεταβολή πίεσης ή αλλαγή παροχής) που δημιουργείται στην κεφαλή του αγωγού να φθάσει στο τέλος του και να επιστρέψει στο σημείο εκκίνησης, είναι $T_w = 2L/c$, όπου L είναι το συνολικό μήκος του αγωγού και διαχυτήρα, c η ταχύτητα διάδοσης των πιεστικών κυμάτων (*pressure surges – shock waves*) στον αγωγό, που υπολογίζεται από τη σχέση:

$$c = \left[\rho_w \cdot \left(\frac{1}{\kappa} + \frac{D}{E \cdot s} \right) \right]^{-1/2} \quad [7.41]$$

όπου ρ_w είναι η πυκνότητα των λυμάτων μέσα στον αγωγό, $E = 9000 \text{ kp/cm}^2$ και $\kappa = 2 \cdot 10^8 \text{ kp/cm}^2$ είναι τα μέτρα ελαστικότητας του νερού και του χάλυβα, D η εσωτερική διάμετρος του αγωγού και s (mm) το πάχος των τοιχωμάτων του αγωγού.

Πρέπει να υπάρχει ικανή χωρητικότητα του φρεατίου φόρτισης, ώστε να μειώνεται στο ελάχιστο η λειτουργία της βάνας. Έτσι, αποφεύγεται η γρήγορη φθορά της βάνας και, επιπλέον, μειώνονται οι πιθανότητες μη αεροστεγούς κλεισίματος λόγω εγκλωβισμού στερεών κ.λπ. Η χωρητικότητα, όμως, του φρεατίου φόρτισης δεν πρέπει να είναι υπέρμετρη, καθώς τα λύματα δεν επιτρέπεται να παραμένουν στάσιμα εντός του φρεατίου πάνω από 10 min, για την αποφυγή αναερόβιων συνθηκών και συνακόλουθης δημιουργίας δυσάρεστων οσμών. Ο υπολογισμός του χρόνου που απαιτείται για να κατέλθει η στάθμη h από τη μέγιστη στάθμη h_{max} στην ελάχιστη στάθμη h_{min} με παροχή $Q(h)$ μέσα σε φρεάτιο διατομής A_Φ γίνεται με τη χρήση της ακόλουθης σχέσης:

$$t = - \int_{h_{max}}^{h_{min}} \frac{A_\Phi}{Q(h)} dh \quad [7.42]$$

Εκτός από τα διαστήματα παροχής αιχμής, μπορεί να θεωρηθεί ότι υπάρχουν διαστήματα κατά τα οποία η παροχή προς το φρεάτιο από τις εγκαταστάσεις επεξεργασίας πρακτικά μηδενίζεται, οπότε η παροχή

$Q(h)$ στην παραπάνω σχέση είναι η παροχή προς τον αγωγό διάθεσης και είναι συνάρτηση της στάθμης h των λυμάτων στο φρεάτιο. Όπως αναφέρθηκε στα προηγούμενα, η διακοπτόμενη λειτουργία του αγωγού μπορεί να προκαλέσει την είσοδο θαλασσινού νερού στο διαχυτήρα. Για να αποφευχθεί το τελευταίο, στο διάστημα που το θυρόφραγμα είναι ανοικτό θα πρέπει ο ελάχιστος πυκνομετρικός αριθμός Froude να είναι μεγαλύτερος του 1 ($Fr_o=1$). Με βάση αυτό το κριτήριο μπορεί να υπολογιστεί η ελάχιστη στάθμη λειτουργίας του φρεατίου που αντιστοιχεί στην ελάχιστη παροχή λειτουργίας Q_{min} . Το θυρόφραγμα θα ανοίξει αφού το φρεάτιο φόρτισης ανέλθει στη μέγιστη στάθμη λειτουργίας, ώστε να υποβοηθηθεί ο αυτοκαθαρισμός του αγωγού από τυχόν επικαθήσεις και η εξαγωγή του στάσιμου θαλάσσιου νερού που εισήλθε όταν σταμάτησε η λειτουργία του φρεατίου φόρτισης (ικανοποίηση της ανίσωσης 6.37).

7.6 Αγωγοί από HDPE

Το υλικό HDPE (*high-density polyethylene*), δηλ. το υψηλής πυκνότητας πολυαιθυλένιο, επιλέγεται σχεδόν αποκλειστικά για αγωγούς διάθεσης λυμάτων στην Ελλάδα, καθώς έχει σημαντικά πλεονεκτήματα έναντι άλλων υλικών (π.χ. σκυρόδεμα, χάλυβας, άλλα πλαστικά), τα οποία κωδικοποιούνται στα παρακάτω:

- (α) Παρουσιάζει καλή αντιδιαβρωτική προστασία εσωτερικά και εξωτερικά.
 - (β) Έχει πολύ λείο τοίχωμα που συνεπάγεται μικρές υδραυλικές απώλειες, αλλά και μικρότερη πιθανότητα προσκόλλησης βιολογικών οργανισμών.
 - (γ) Έχει μεγάλη ευκαμψία και αντοχή στην εγκάρσια διάτμηση, επομένως μπορεί να υποστεί σημαντική κάμψη κατά την τοποθέτηση χωρίς ιδιαίτερη καταπόνηση. Η ευκαμψία προσδίδει και το πρόσθετο πλεονέκτημα της παραλαβής απρόβλεπτων και απότομων φορτίων χωρίς την πρόκληση βλαβών στο σώμα του αγωγού.
 - (δ) Η (θερμο-)συγκόλληση των τεμαχίων του αγωγού μπορεί να γίνει εν ξηρώ στο χερσαίο τμήμα του εργοταξίου, γεγονός το οποίο παρέχει μεγαλύτερη ασφάλεια έναντι κατασκευαστικών αστοχιών.
 - (ε) Είναι ελαφρύ υλικό (ελαφρύτερο από το θαλάσσιο νερό), ιδιότητα που ευνοεί τον εύκολα ελεγχόμενο τρόπο ακριβούς τοποθέτησης του αγωγού (π.χ. πόντιση) στο «δύσκολο» περιβάλλον της θάλασσας σύμφωνα με τις διεθνείς προδιαγραφές των αντίστοιχων μελετών.
 - (στ) Πρόσθετο πλεονέκτημα του ελαφρού υλικού είναι, ότι σε περίπτωση βλαβών, είναι δυνατή η μεταφορά του αγωγού μέσω άνωσης στην επιφάνεια (γεμίζοντάς τον με αέρα) για επιδιορθώσεις.
- Η διεθνής εμπειρία για αγωγούς από HDPE δείχνει ότι έχουν πολύ καλή συμπεριφορά και μεγάλη αντοχή στο χρόνο. Οι ζημιές που συνήθως παρουσιάζονται σποραδικά οφείλονται αποκλειστικά στην κακή μεταχείριση του αγωγού κατά την τοποθέτηση, όπως π.χ. χτυπήματα από αιχμηρά αντικείμενα και λίθους πλήρωσης του ορύγματος τοποθέτησης του αγωγού ή της πρισματικής θωράκισης του αγωγού.

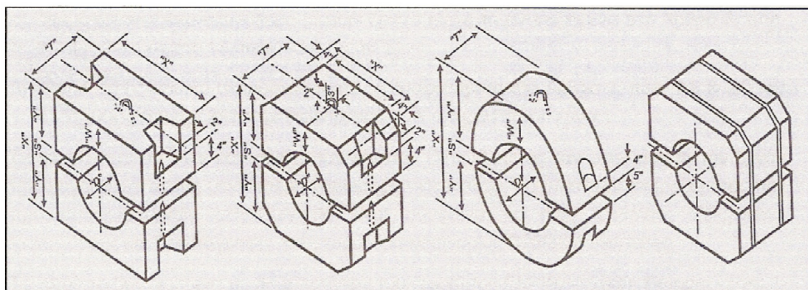
7.6.1 Ερμάτωση αγωγών από HDPE

Ο αγωγός από HDPE απαιτεί ερμάτωση ώστε, ενώ είναι πλήρης με αέρα, να έχει μεγαλύτερο βάρος από το θαλασσινό νερό. Συνήθως στην πράξη χρησιμοποιούνται μεμονωμένα τετραγωνικά ή κυλινδρικά έρματα από οπλισμένο σκυρόδεμα (Σχήμα 7.13). Η λύση αυτή είναι η προφανής και λιγότερο δαπανηρή, αλλά στην πράξη έχει παρουσιάσει προβλήματα, όπως θραύση του αγωγού λόγω ανομοιόμορφου φορτίου, μετακίνηση των μεμονωμένων ερμάτων κατά μήκος του αγωγού λόγω απώλειας συνοχής με τον αγωγό κ.λπ. Έτσι, διεθνώς χρησιμοποιείται όλο και περισσότερο η λύση της συνεχούς ερμάτωσης του αγωγού με δομικό πλέγμα και έγχυση σκυροδέματος.

Η συνεχής ερμάτωση παρουσιάζει τα εξής σημαντικά πλεονεκτήματα:

- Ομοιόμορφη κατανομή φορτίου έρματος στον αγωγό. Αποφεύγεται έτσι η καταπόνηση του αγωγού με πρόσθετο σημειακό φορτίο (κάμψης) λόγω έρματος.
- Προστασία ολόκληρου του αγωγού από κρούσεις αιχμηρών αντικειμένων κατά την τοποθέτηση (εργαλεία, λιθορριπή προστασίας), αλλά και κατά τη λειτουργία (άγκυρες πλοίων) σε περίπτωση που για οποιοδήποτε λόγο απολεσθεί η επίχωση κατά τη διάρκεια ζωής του έργου.

Η ερμάτωση αποτελείται από οπλισμένο σκυρόδεμα (περιτύλιξη αγωγού με συρματοπλέγμα ηλεκτροσυγκολλητό με τετράγωνους βρόγχους και έγχυση σκυροδέματος B300) ικανού πάχους, ώστε να προσδί-
δει στον αγωγό ολικό βάρος στη θάλασσα περίπου 20kp/m. Με τον τρόπο αυτό διευκολύνεται η καθέλκυση
και πόντιση του αγωγού χωρίς να επιβαρυνθεί με σημαντικές καταπονήσεις.



Σχήμα 7.13 Τυπικές Διατομές Ερμάτων σε υποβρύχιους αγωγούς διάθεσης λυμάτων. [Πηγή: Π.Ε.ΤΕ.Π., 2006]

7.6.2 Καθέλκυση και πόντιση αγωγών από HDPE

Η διαδικασία καθέλκυσης και πόντισης του αγωγού έχει κύριο χαρακτηριστικό την «απαλή» μεταχείριση του αγωγού, ώστε να ελαχιστοποιηθεί η καταπόνησή του κατά την τοποθέτηση. Η καθέλκυση του αγωγού γίνεται μετά τη θερμοσυγκόλληση 12μετρων σε μέγιστο μήκος εργοστασιακών τεμαχίων, επιλογή η οποία εξαρτάται από το διαθέσιμο εργοταξιακό χώρο. Τα διαδοχικά τεμάχια συνήθως συνδέονται με φλάντζες από πλαστικοποιημένο χάλυβα και γίνεται έλεγχος πίεσης πριν από την καθέλκυση. Η καθέλκυση γίνεται από ειδικά κατασκευασμένη ράμπα με βαγόνια σε σιδηροτροχιές, έτσι ώστε να αποφευχθούν περιττές καταπονήσεις στον αγωγό και το έρμα. Πριν από την καθέλκυση τοποθετούνται στον αγωγό πλωτήρες (από διογκωμένη πολυστερίνη) και αερόσακοι με ικανή ανωστική δύναμη, ώστε ο κενός αγωγός να επιπλέει και ταυτόχρονα να μη δημιουργούνται σημαντικές καμπτικές καταπονήσεις λόγω ιδίου βάρους. Μετά τη μεταφορά και τοποθέτηση του τεμαχίου κατά μήκος της χάραξης ο αγωγός ποντίζεται με προοδευτική εξαέρωση των αερόσακων και απομάκρυνση των πλωτήρων. Ο αγωγός βυθίζεται κενός μέχρι του βάθους που επιτρέπει η αντοχή του σωλήνα σε λυγισμό (*buckling strength*) και οριακά σε ρήξη υπό την επίδραση εξωτερικών πιέσεων. Σε μεγαλύτερα βάθη το καθελκόμενο τεμάχιο αποσφραγίζεται στα άκρα του ώστε να γεμίσει με νερό πριν από την πόντιση. Στον Πίνακα 7.1 αναφέρονται οι βασικά προτεινόμενες μέθοδοι καθέλκυσης και πόντισης αγωγών ανάλογα με τις εκάστοτε επικρατούσες συνθήκες στο θαλάσσιο περιβάλλον.

7.6.3 Τοποθέτηση αγωγών από HDPE στο θαλάσσιο πυθμένα

Στις ελληνικές θάλασσες είναι απαραίτητο ο αγωγός να τίθεται σε όρυγμα με επαρκή επίχωση για την αποφυγή καταστροφής του λόγω σύρσης αγκυρών και ελκόμενων «πορτών» από τράτες, ακόμα και εκτός της ζώνης θραύσης των κυματισμών. Για τον ίδιο λόγο είναι απαραίτητη και η πρόσθετη προστασία αγωγού από HDPE με οπλισμένο σκυρόδεμα, αφού η απλή επίχωση δεν προσδίδει επαρκή προστασία. Στη ζώνη θραύσης των κυματισμών απαιτείται θωράκιση του ορύγματος του αγωγού ικανή να παραλάβει χωρίς καταστροφή δυνάμεις του μέγιστου κυματισμού με περίοδο επαναφοράς 50 χρόνια (ή τουλάχιστον ίση με τον εκτιμώμενο μέγιστο χρόνο ζωής του έργου). Σε περίπτωση χαλαρού πυθμένα η κατάλληλη θωράκιση απαιτείται να είναι εύκαμπτη, ώστε να μπορεί να προσαρμόζεται στις εποχιακές παραμορφώσεις του πυθμένα χωρίς κίνδυνο αστοχίας. Προτιμάται ο συνδυασμός κυβόλιθων σκυροδέματος συνδεδεμένων με γεώπλεγμα από υλικό HDPE, οι οποίοι τοποθετούνται πάνω σε φίλτρο γεωϋφάσματος που χρησιμεύει για την αποφυγή έκπλυσης υλικού πυθμένα, που μπορεί να προκαλέσει υποσκαφή του αγωγού. Σε βραχώδη εδάφη προτιμώνται φυσικοί ογκόλιθοι μεγάλων διαστάσεων που τοποθετούνται πάνω από το υλικό πλήρωσης του ορύγματος του αγωγού. Οι φυσικοί ογκόλιθοι συχνά είναι άμεσα διαθέσιμοι από τα υλικά εκβραχύνσεων για την κατασκευή του ορύγματος, όπως και το υλικό πλήρωσης του ορύγματος.

7.6.4 Διάνοιξη ορύγματος και επίχωση

Σε χαλαρά εδάφη αποφεύγεται η εκσκαφή του ορύγματος με συμβατικά μέσα λόγω της ταχύτατης επανεπίχωσης, που συχνά συμβαίνει πριν την πόντιση και τοποθέτηση του αγωγού. Προτιμάται η μέθοδος εκσκαφής μετά την πόντιση (*post trenching technique*) κατά την οποία ποντίζεται ο αγωγός κατά μήκος της χάραξης και κατόπιν ειδικό εκσκαπτικό μηχάνημα προχωρεί κατά μήκος του αγωγού και με υδροβολή και επανεπίχωση επιτυγχάνει την ταφή. Σε βραχώδη εδάφη επιδιώκεται η κατασκευή ορύγματος με όσο το δυνατόν περισσότερο κατακόρυφες παρειές. Η εκσκαφή του βραχώδους πυθμένα γίνεται με χρήση εκρηκτικών που τοποθετούνται ανά 5m περίπου στον πυθμένα στο προδιαγεγραμμένο μήκος του αγωγού. Η ενεργοποίηση των εκρηκτικών γίνεται διαδοχικά από την ακτή προς τη θάλασσα με ελάχιστο χρόνο μεταξύ των διαδοχικών πυροδοτήσεων. Όρυγμα βάθους 2m περίπου είναι συνήθως επαρκές. Η τελική διαμόρφωση του ορύγματος στις επιθυμητές διαστάσεις γίνεται από δύτες με χρήση κρουστικού πιστολιού. Ο πυθμένας του ορύγματος διαμορφώνεται με στρώμα άμμου πάχους 15-20cm πάνω στο οποίο εδράζεται ο αγωγός. Η επίχωση του ορύγματος με διαβαθμισμένο υλικό γίνεται επίσης από δύτες, ώστε να αποφευχθεί η διασπορά και ανάμιξη των διαφόρων στρώσεων. Ιδιαίτερα οι μεγάλοι βάρους φυσικοί ογκόλιθοι θωράκισης συνιστάται να σύρονται προς στο όρυγμα με σκάφος, ώστε να αποφευχθεί η βύθισή τους στο υλικό υποδομής. Κατά την κατασκευή η αντιστοιχία βάθους θάλασσας-βάρους ογκολίθων ή κυβόλιθων σκυροδέματος γίνεται με μέτρηση της στάθμης της στέψης της θωράκισης.

7.6.5 Διαχυτήρας

Ο διαχυτήρας πρέπει να είναι επίσης επιχωμένος και να έχει συνεχές έρμα (με ικανές διακοπές για τους ανυψωτήρες). Οι ανυψωτήρες είναι προτιμότερο να έχουν μορφή Γ. Η διεύθυνση του οριζόντιου στελέχους του Γ (στόμιο) εναλλάσσεται, αλλά είναι πάντοτε εγκάρσια στο διαχυτήρα. Το κατακόρυφο στέλεχος του Γ πρέπει να εξέρχεται τουλάχιστον 0.80cm από τον πυθμένα για την αποφυγή εμφράξεων λόγω μεταφοράς φερτών υλών. Η σύνδεση του στομίου με το κατακόρυφο στέλεχος του Γ γίνεται με ανοξειδωτή φλάντζα και πλαστικά μπουλόνια που σε περίπτωση ζημιάς (π.χ. εμπλοκή δίχτων) θραύονται, ώστε να περιορίζεται η ζημιά στο συγκεκριμένο ανυψωτήρα. Ο διαχυτήρας πρέπει να καταλήγει σε φλάντζα με στόμιο, ώστε να παρέχεται η δυνατότητα έκπλυσης του αγωγού όποτε υπάρχει ανάγκη. Το άκρο του διαχυτήρα με τη φλάντζα βρίσκεται πάντοτε έξω από το όρυγμα. Για πρόσθετη προστασία του διαχυτήρα από δίχτυα, άγκυρες, «πόρτες» κ.λπ. πρέπει να τοποθετείται διάταξη σιδηροδοκών IPB 100 αγκυρωμένων σε τεχνητούς ογκόλιθους βάρους $W=3\text{tns}$. Στη επιφάνεια της θάλασσας τοποθετείται σημαντήρας στο άκρο του διαχυτήρα.

Μέθοδος	Κατάλληλο Υλικό Αγωγού	Περιορισμοί Διαστάσεων Αγωγού	Περιορισμοί Θαλασσιών Συνθηκών (H_s : Σημαντικό Ύψος Κύματος)	Πλεονεκτήματα	Μειονεκτήματα
Τράβηγμα στο βυθό (Bottom Pull)	Χάλυβας PE GRP	Χάλυβας: <3m διάμετρος <5Km μήκος Πλαστικό: <1m διάμετρος <100-200m μήκος	Κατάλληλη για συνθήκες ανοικτής θάλασσας περιοριζόμενη από ευστάθεια αγωγού στη ζώνη θραύσης Χάλυβας: $H_s \leq 3m$ Πλαστικό: $H_s \leq 1m$	Πολύ αποτελεσματική και ευρέως εφαρμοσμένη μέθοδος με χαμηλά ποσοστά αβεβαιότητας. Κατασκευή, έλεγχος αγωγού στην ξηρά. Ταχεία τοποθέτηση και δυνατότητα τραβήγματος μεγάλων μηκών.	Απαιτεί εργοταξιακό χώρο και διάδρομο καθέλκυσης δίπλα στη χάραξη του αγωγού εκβολής.
Ξετύλιγμα από φορτηγίδα (Reel Barge)	GRP / PE σε προστατευμένες περιοχές	<0,3m διάμετρος Δυνατότητα Πόντισης Πολυλαπλών Σωλήνων Κανένας Περιορισμός Μήκους	Απαιτούνται σχετικά καλές συνθήκες $0.5 \leq H_s \leq 1.5m$		
Σύνδεση Πόντιση από Φορτηγίδα (Lay Barge)	Χάλυβας: Εκτεθειμένες περιοχές PE / GRP: Προστατευμένες περιοχές	Κανένας όριο σε Μήκη και Διαμέτρους	Μέθοδος γενικά περιοριζόμενη από το μέγεθος της φορτηγίδας και του εξοπλισμού της Για PE η ευστάθεια του αγωγού είναι κρίσιμος παράγοντας και απαιτεί ηρεμία θάλασσας $0.5 \leq H_s \leq 1.5m$	Απαιτείται μικρός εργοταξιακός χώρος. Δυνατότητα πόντισης σωλήνων με μεγάλα μήκη.	Δαπανηρός θαλάσσιος εξοπλισμός. Πιθανότητα ζημιών αγωγού κατά την πόντιση. Δυσκολία στην κατασκευή συνεχούς εσωτερικής αντιδιαβρωτικής προστατευτικής επένδυσης.
Πλεύση & Βύθιση (Float & Lower)	Χάλυβας: Εκτεθειμένες περιοχές PE / GRP: Προστατευμένες περιοχές	Κανένας ειδικός Περιορισμός <3m διάμετρος	Η θάλασσα γενικά πρέπει να είναι ήρεμη χωρίς παλιρροιακά ρεύματα κατά τη διάρκεια της βύθισης. $H_s \leq 0.5m$	Εργοταξιακός χώρος όχι απαραίτητα κοντά στη θέση του αγωγού εκβολής. Γρήγορη διαδικασία βύθισης.	Πολλοί κίνδυνοι κατά τη διάρκεια της ρυμούγκησης και της βύθισης. Δύσκολος έλεγχος μεγάλων μηκών. Εφαρμογή σε μικρά βάθη.
Βυθισμένη Σήραγγα (Immersed Tube)	Οπλισμένο Σκυρόδεμα (Προεντεταμένοι Αγωγοί)	Συνήθως αγωγοί μεγάλης διαμέτρου >1m Μήκη Προεντεταμένων Τμημάτων <100m Κανένας Περιορισμός σε ολικό μήκος αγωγού	Απαιτούνται συνεχώς συνθήκες ηρεμίας. Με μεγάλα πλωτά και ειδικό εξοπλισμό μπορούν να αντιμετωπισθούν μέσες συνθήκες ανοιχτής θάλασσας. $H_s \leq 0.5m$	Επιτρέπει εγκατάσταση αγωγών Πολύ Μεγάλης διαμέτρου. Το μεγάλο μήκος των κομματιών περιορίζει το χρόνο τοποθέτησης και το εργοτάξιο μπορεί να είναι μακριά από τη θέση του αγωγού εκβολής.	Απαιτεί πολύ εξειδικευμένο θαλάσσιο εξοπλισμό. Εφαρμόζεται μόνο σε προστατευμένες θαλάσσιες περιοχές. Απαιτεί μεγάλο εργοταξιακό χώρο.
Σωλήνα με Σωλήνα (Pipe by Pipe)	Όλα τα υλικά: Σκυρόδεμα GRP PE Χάλυβας	Όλα τα μεγέθη και μήκη μπορούν να αξιοποιηθούν. Τυπικά μεγάλα μεγέθη: 3m διάμετρος 8m μήκος	Απαιτούνται συνεχώς συνθήκες ηρεμίας. Με μεγάλα πλωτά και ειδικό εξοπλισμό μπορούν να αντιμετωπισθούν μέσες συνθήκες ανοιχτής θάλασσας. $H_s \leq 0.5m$	Ευέλικτη μέθοδος για σωλήνες Μικρού μήκους και μεγάλης διαμέτρου. Δεν απαιτεί εργοταξιακό χώρο δίπλα στη θέση του αγωγού εκβολής.	Αργή και επίπονη θαλάσσια επιχείρηση, εξαρτώμενη απόλυτα από τον καιρό. Απαιτείται ειδικός Εξοπλισμός, μεγάλα πλωτά, εργοτάξιο για μεγάλους σωλήνες.

Πίνακας 7.1 Τρόποι και μέθοδοι πόντισης υποθαλάσσιων αγωγών διάθεσης λυμάτων. [Πηγή: Μέμος, 2008]

Βιβλιογραφία/Αναφορές

- Abraham, G. (1963). *Jet diffusion in stagnant ambient fluid*, Delft Hydraulics Laboratory, Publ. 29.
- Ackers, P. (1991). Sediment aspects of drainage and outfall design. *In: Environmental Hydraulics*, Lee J.H.W. and Cheung, Y.K. (Eds.), AA Balkema, Rotterdam, The Netherlands, Vol. 1, 31-42.
- Baumgartner D.J., Frick W.E., & Roberts, P.J.W. (1994). Dilution models for Effluent discharges, *Tech. Rep. EPA/600/R-94/086*.
- Brooks, N.H. (1960). Diffusion of sewage effluent in an ocean current. *Proc. of 1st Int. Conf. Waste Disposal Mar. Environ.*, Pergamon, Oxford, 246-267.
- Brooks, N.H. (1972). *Dispersion in Hydrologic and Coastal Environments*. Environmental Protection Agency Rep. 660/3-73-010; also W. M. Keck, Laboratory Rep. KH-R-29, California Institute of Technology, Pasadena, California.
- Cederwall, K. (1968). Hydraulics of marine wastewater disposal. *Hydraulics Div., Chalmers Institute of Technology*, Sweden, Report no. 42.
- Fischer, H.B., List, E.J., Koh, R.C.Y, Imberger, J., & Brooks, N. (1979). *Mixing in Inland and Coastal Waters*, Academic Press, New York.
- Grace, R.A. (1978). *Marine outfall Systems: Planning, Design and Construction*, Prentice Hall Inc., New Jersey, USA, p. 600.
- Jirka, G.H., & Lee J.H.-W. (1994). Waste disposal in the ocean, *In: Water quality and its control*, Mikio Hino (Ed.), IAHR, 5, AA Balkema.
- King, I.P. (1988). A Two-Dimensional Finite Element Model for Flow in Estuaries and Streams, *Program Documentation, RMA2 - Version 4.2*, RMA, Lafayette, California.
- Lee, J.H.-W., & Chu, V. (2003). *Turbulent Jets and Plumes: A Lagrangian Approach*, Kluwer Academic Publishers.
- Lee J.H.-W., & Jirka, G.H. (1981). Vertical round buoyant jet in shallow water, *Journal of the Hydraulics Division*, Vol. 107, No. 12, pp. 1651-1675.
- Lee, J.H.-W., & Neville-Jones, P. (1987). Initial dilution of horizontal jet in cross flow. *Journal of Hydraulic Engineering*, 113, 615-629.
- McNown, J.S. (1954). Mechanics of manifold flow. *Transactions American Society Civil Engineers*, 119, 1103-1143.
- Morton, B., Taylor, G.I., & Turner, J.S. (1956). Turbulent gravitational convection from maintained and instantaneous sources. *Proc. R. Soc. London Ser. A* 234, 1-23.
- Roberts, P.J.W. (1979). Line plume and ocean outfall dispersion. *J. Hydr. Div.*, 313-330.
- Rouse, H., Yih, C.-S., & Humphreys, H.W. (1952). Gravitational convection from a boundary source. *Tellus* 4, pp. 201-210.
- State of California Water Resources Control Board (1990). *California Ocean Plan, Water Control Plan, Ocean Waters of California*. March 22, 1990, pp. 23.
- Wilkinson, D.L. (1984). Purging of saline wedges from ocean outfalls, *J. of Hydraulic Engineering*, ASCE, Vol. 110, No. 12, 1815-1828.
- Wood, I.R., Bell, R.G., & Wilkinson, D.L. (1993). *Ocean disposal of wastewaters*, World Scientific.

Wright, S.J. (1977). Effects of Ambient Crossflows and Density Stratification on the Characteristic Behavior of Round, Turbulent Buoyant Jets. *Technical Rep. KH-R-36*, W.M. Keck, Laboratory of Hydraulics and Water Resources, California Institute of Technology, Pasadena, California, pp. 254.

Κουτίτας, Χ.Γ. (1996). *Εισαγωγή στην Παράκτια Τεχνική και τα Λιμενικά Έργα*, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.

Μέμος, Κ.Δ. (2008). *Υποθαλάσσιοι Αγωγοί (Σημειώσεις Μαθήματος)*, Σχολή Πολιτικών Μηχανικών, ΕΜΠ, Αθήνα.

Π.Ε.ΤΕ.Π. (2006). *Λιμενικά και Θαλάσσια Έργα, Υποθαλάσσιοι Αγωγοί, Υποθαλάσσιοι Αγωγοί από πολυαιθυλένιο υψηλής πυκνότητας (HDPE)*, 09-17-03-00, Έκδοση 1.0, Μάιος 2006.

Λοιπές Χρήσιμες Αναφορές – Ενδεικτική Βιβλιογραφία

Τεχνικές Εκθέσεις Ερευνητικών Προγραμμάτων, Κανονισμοί, Νομολογίες και Υπουργικές Αποφάσεις

Ευρωπαϊκή Οδηγία 76/160 ΕΟΚ

Ευρωπαϊκή Οδηγία 91/271 ΕΟΚ

Ευρωπαϊκή Οδηγία 2000/60 ΕΚ

Ευρωπαϊκή Οδηγία 2007/60 ΕΚ

Κοινή Υπουργική Απόφαση (ΚΥΑ) 46399/1352)89, Εφημερίς της Κυβερνήσεως, Αρ. 438, 3 Ιουλίου 1986, σελ. 4316-4331.

Κωτσοβίνος, Ν. (1989). *Διάθεση υγρών αποβλήτων στη θάλασσα*, Πρόγραμμα COMETT, Εργ. Υδραυλικής Α.Π.Θ.

Κωτσοβίνος, Ν. & Αγγελίδης, Π. (2008). *Υδραυλική Περιβάλλοντος*, Εκδόσεις Σπανίδης.

Παπανικολάου, Π.Ν. (2009α). *Τυρβώδεις Ανωστικές Φλέβες (Σημειώσεις Περιβαλλοντικής Υδραυλικής)*, Σχολή Πολιτικών Μηχανικών, ΕΜΠ, Αθήνα.

Παπανικολάου, Π.Ν. (2009β). *Πεδία αποβλήτων - Διαχυτήρες (Σημειώσεις Περιβαλλοντικής Υδραυλικής)*, Σχολή Πολιτικών Μηχανικών, ΕΜΠ, Αθήνα.

Davidson, M.J. (1989). The behaviour of single and multiple horizontally-discharged buoyant flows in a non turbulent coflowing ambient fluid, *Report No. 89-3, Department of Civil Engineering, University of Canterbury*, New Zealand.

Davies, P.A., Charlton, J.A., & Bethune, G.H.M. (1988). A laboratory study of primary saline intrusion in a circular pipe. *Journal of Hydraulic Research*, 26:1, 33-48.

Davies, P.A. and Valente Neves, M.J. [Editors] (1994). *Recent Research Advances in the Fluid Mechanics of Turbulent Jets and Plumes*. NATO ASI Series, Series E: Applied Sciences, Vol. 255, Kluwer Academic Publishers.

Gunnerson, C.G., & Davis, P.G. (1988). *Wastewater management for coastal cities: the ocean disposal options*, World Bank, Washington DC, USA.

Jirka, G.H. (2003). Integral Model for Turbulent Buoyant Jets in Unbounded Stratified Flows. Part I: Single Round Jet. *Environmental Fluid Mechanics*, 4: 1–56, 2004. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands.

Koh, R.C.Y., & Brooks, N.H. (1975). Fluid mechanics of waste water disposal in the ocean. *Ann. Rev. Fluid Mech. 1*, 187-211.

Rodi W., Uhlmann M. [Editors] (2012). *Environmental Fluid Mechanics: Memorial Volume in Honour of Prof. Gerhard H. Jirka*. IAHR Monograph, CRC Press, Taylor & Francis Group.

- UNEP (1993). Final Reports on Research Projects Dealing with the Effects of Pollutants on Marine Organisms and Communities, Mediterranean Action Plan, Med. Pol., United Nations Environment Programme, Food and Agriculture Organization of the UN, MAP Technical Reports Series, No. 73, Athens, 1993.
- UNEP (1995). Global Programme of Action for the Protection of the Marine Environment from Land-based Activities, United Nations Environment Programme, December 1995.
- UNEP (1999). Identification of Priority Pollution Hot Spots and Sensitive Areas in the Mediterranean, Mediterranean Action Plan, Med. Pol., United Nations Environment Programme, World Health Organization, MAP Technical Reports Series, No. 124, Athens, 1999.
- UNEP (2004). Mariculture in the Mediterranean, Mediterranean Action Plan, Med. Pol., United Nations Environment Programme, MAP Technical Reports Series, No. 140, Athens, 2004.
- USEPA (U.S. Environmental Protection Agency) (1985). *Report PB86-137478*, U.S.E.P.A., Newport, Oregon.

Κριτήρια αξιολόγησης

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Από υποβρύχιο αγωγό με μια οπή διαμέτρου $D=80\text{cm}$ διατίθενται λύματα με μικροβιακό φορτίο (συγκέντρωση) $C_0=10^8\text{Ecoli}/100\text{ml}$. Η μέση ταχύτητα παροχής της εκροής είναι $U_0=1.5\text{m}^3/\text{sec}$ και το βάθος διάθεσης των λυμάτων είναι $h=25\text{m}$. Το ρεύμα που επικρατεί στην περιοχή έχει μέση κατά το βάθος τιμή έντασης $u_a=0.3\text{m}/\text{sec}$. Ο χρόνος της βιοαποδόμησης του 90% των μικροβίων είναι $T_{90}=2\text{hrs}$. Να υπολογιστεί η μικροβιακή συγκέντρωση C και τα επιμέρους χαρακτηριστικά του πλουμίου, λόγω διάλυσης S , σε απόσταση $x=5\text{Km}$ κατάντη του σημείου εκροής. Να ληφθεί υπόψη και η κατακόρυφη διάχυση του πλουμίου εκροής, να θεωρηθεί δεδομένο ότι δεν παρουσιάζεται πυκνοκλινές στη στήλη του νερού στην περιοχή και ότι το πλούμιο διαμορφώνεται στην κατεύθυνση της ροής χωρίς να υπάρχει πιθανότητα τοπικής παγίδευσης.

Απάντηση/Λύση

Για την περίπτωση εκροής κυλινδρικής δέσμης από μία οπή σε ομογενές θαλάσσιο περιβάλλον (χωρίς στρωμάτωση) και υπό την παρουσία θαλασσίου ρεύματος επιλέγονται οι σχέσεις του υποκεφαλαίου 7.3.1.3. Για συνθήκες κατακόρυφης εκροής σε ομογενές περιβάλλον ισχύουν ειδικά οι σχέσεις 7.9, όπου $z=h=25\text{m}$ (το ύψος του πλουμίου είναι σχεδόν ίσο με το βάθος εκροής), $u_a=0.3\text{m}/\text{sec}$ και η κινηματική ανωστική ροή είναι $J=g' \cdot Q = g' \cdot U_0 \cdot (\pi D^2/4)$, όπου g' η ανηγμένη (πυκνομετρική) επιτάχυνση της βαρύτητας $g'=g \cdot \Delta\rho/\rho$ (με $g=9.81\text{m}/\text{sec}^2$). Εφόσον δεν υπάρχουν στοιχεία για την κατανομή πυκνοτήτων στον αποδέκτη και την πυκνότητα των λυμάτων, για την ανηγμένη διαφορά πυκνότητας θαλασσινού νερού και λυμάτων παίρνουμε τυπικές τιμές (για τα λύματα $\rho_l=1000\text{kg}/\text{m}^3$ και για το θαλάσσιο αποδέκτη $\rho_o=1025\text{kg}/\text{m}^3$ και $\Delta\rho=\rho_l-\rho_o$) και προκύπτει $\Delta\rho/\rho=(1025-1000)/1000=0.025$. Συνεπώς, $J=9.81 \cdot 0.025 \cdot 1.5 \cdot (\pi \cdot 0.8^2/4) \rightarrow J=0.185\text{ m}^4/\text{sec}^3$ με παροχή εκροής $Q=0.754\text{m}^3/\text{sec}$. Υπολογίζουμε τον όρο $z \cdot u_a^3/J=25 \cdot 0.3^3/0.185=3.649>1 \rightarrow S_c=0.4 \cdot u_a \cdot z^2/Q=0.4 \cdot 0.3 \cdot 25^2/0.754 \rightarrow S_c=99.47$ (αρχική διάλυση/αραιώση στην επιφάνεια στην περιοχή του σημείου εκροής). Δεδομένου ότι δεν υπάρχει ευσταθώς στρωματωμένο θαλάσσιο πεδίο στον αποδέκτη (έλλειψη πυκνοκλινούς) και το πλούμιο εκροής δεν παγιδεύεται σε κάποιο βάθος, αλλά φτάνει στην επιφάνεια του αποδέκτη, εκεί δημιουργείται αρχικά «κηλίδα» πλάτους (σύμφωνα με αρχικές παραδοχές στο υποκεφάλαιο 7.4) $B=D+0.3\sim 0.4h \Rightarrow B=0.8+0.3\sim 0.4 \cdot 25=8.3\sim 10.8\text{m} \Rightarrow B\approx 9.55\text{m}$. Το πάχος της διαμορφωμένης επιφανειακής στρώσης των λυμάτων (περίπτωση πλευρικά ανεμπόδιστης ροής) δίνεται από τη σχέση 7.21:

$$d_{plume} = z_{\max} \cdot \left[\frac{QS/(u_a B z_{\max})}{1 + (QS/(u_a B z_{\max}))} \right]$$

και αντικαθιστώντας τις κατάλληλες τιμές προκύπτει $d_{plume}=12.788\text{m}$.

Από τη θέση αυτή στην επιφάνεια της θαλάσσιας εκροής λαμβάνει χώρα διάχυση, πρώτον, κατά την οριζόντια διεύθυνση λόγω μεταφοράς των επιφανειακών λυμάτων από τα θαλάσσια ρεύματα και δεύτερον, διάχυση κατά την εγκάρσια (κατακόρυφη) κατεύθυνση προς την κατεύθυνση μεταφοράς λόγω ρευμάτων.

Η κατακόρυφη διάχυση, εφόσον δεν επιδρά η στρωμάτωση, ολοκληρώνεται σε τυπικό χρόνο $t_v = z^2 / (8 \cdot K_v)$, όπου K_v ο συντελεστής κατακόρυφης διάχυσης, ο οποίος σύμφωνα με τη Σχέση 7.22 είναι $K_v = 0.1 \cdot u^* \cdot H$, όπου και για την περίπτωση μας, όπου δεν προσδιορίζονται στοιχεία για το συντελεστή τριβής ή σύρσης στον πυθμένα, μπορούμε να θεωρήσουμε $u^* \approx 0.1 \cdot u_a = 0.03 \text{ m/sec} \rightarrow K_v = 0.1 \cdot 0.03 \cdot 25 \rightarrow K_v = 0.075 \text{ m}^2/\text{sec}$. Συνεκδοχικά $t_v = 25^2 / (8 \cdot 0.075) \rightarrow t_v = 1041.667 \text{ sec} \rightarrow t_v = 0.289 \text{ hrs}$ ή 17mins, οπότε, η οριζόντια απόσταση για την οποία λαμβάνει χώρα κατακόρυφη διάχυση είναι $x_v = u_a \cdot t_z \rightarrow x_v = 0.3 \cdot 1041.667 \rightarrow x_v = 312.5 \text{ m}$. Παρατηρούμε ότι $x_v = 0.312 \text{ Km} < x = 5 \text{ Km}$. Στην απόσταση αυτή έχει ολοκληρωθεί η κατακόρυφη ανάμιξη και το πλούμιο των λυμάτων ομογενοποιείται με το θαλάσσιο αποδέκτη. Οι διαστάσεις του, εφόσον δεν υπάρχει ευσταθώς στρωματωμένο θαλάσσιο πεδίο στον αποδέκτη (έλλειψη πυκνοκλινούς), μεγιστοποιούνται και το πάχος του πλουμίου κατά την κατακόρυφη διάσταση καταλαμβάνει σχεδόν όλο το βάθος της θάλασσας h . Η επί πλέον διάλυση είναι τάξης μεγέθους $O(S_2) = 5 \sim 10$ και συγκεκριμένα μπορεί να υπολογιστεί χονδρικά από το λόγο τελικού προς αρχικό κατακόρυφο πάχος πλουμίου: $S_2 = h / d_{plume} = 25 / 12.788 \rightarrow S_2 = 1.955$.

Η περαιτέρω διάλυση από την οριζόντια μεταφορά με το μέσο κατά το βάθος ρεύμα $u_a = 0.3 \text{ m/sec}$ και την εγκάρσια διάχυση με συντελεστή διάχυσης, εξελισσόμενο με το «νόμο των 4/3», βρίσκεται από την εξίσωση 7.23 για αρχικό πλάτος πλουμίου $B = 9.55 \text{ m}$, χρόνο μεταφοράς $t = x / u_a = 5000 / 0.3 = 16666.667 \text{ sec} \rightarrow t = 4.63 \text{ hrs}$ και συντελεστή οριζόντιας τυρβώδους διάχυσης/διασποράς (Σχέση 7.25) $K_h = 0.01 \cdot B^{4/3} \rightarrow K_h = 0.01 \cdot 9.55^{4/3} = 0.203$. Για τη συνιστώσα της διάλυσης των λυμάτων, εφόσον πρόκειται για μη συντηρητικό ρύπο (Ecoli), λόγω κυρίως της επίδρασης της ηλιακής ακτινοβολίας, η επίδραση της βιοαποδόμησης εκτιμάται με τον υπολογισμό του συντελεστή αποδόμησης $\lambda = -\ln(0.1) / T_{90} = 2.303 / (2 \cdot 3600) \rightarrow \lambda = 3.2 \cdot 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$. Έτσι, η επιπρόσθετη διάλυση λόγω βιοαποδόμησης είναι: $S_\lambda = e^{(\lambda t)} = \exp(\lambda t) \rightarrow S_\lambda = \exp(0.00032 \cdot 16666.667) \rightarrow S_\lambda = 207.127$. Η συνολική περαιτέρω διάλυση $S_c'(x)$ σε απόσταση x από τη θέση εκροής στον άξονα του πλουμίου, λόγω βιοαποδόμησης και οριζόντιας διασποράς είναι με βάση τη σχέση 7.23 και μπορεί να αποδοθεί ως:

$$S_c'(x) = \frac{C(x)}{C_{αρχ}} = \sqrt{\text{erf}\left(\frac{\frac{3/2}{\left(1 + \frac{8K_h t}{B^2}\right)^3} - 1}\right)} \cdot e^{\lambda t}$$

$S_c'(x) = 43.57 \cdot 207.127 = 9024.523$. Η συνολική διάλυση είναι $S_{ολ} = S_c \cdot S_2 \cdot S_c'(x) \rightarrow S_{ολ} = 99.47 \cdot 1.955 \cdot 9024.523 \rightarrow S_{ολ} = 1754943.49 \approx 1.755 \cdot 10^6$. Η αντίστοιχη τιμή της συγκέντρωσης δίνεται από τον τύπο $S_{ολ} = C_0 / C \rightarrow C = C_0 / S_{ολ} = 10^8 / 1.755 \cdot 10^6 \rightarrow C \approx 57 \text{ Ecoli} / 100 \text{ ml}$. Το πλάτος L_x που θα έχει το πλούμιο σε απόσταση $x = 5 \text{ Km}$ από τη θέση της αρχικής εκροής μπορεί να υπολογιστεί από τη σχέση (7.26):

$$\frac{L_x}{B} = \left(1 + \frac{2\beta x}{3B}\right)^{3/2}$$

όπου $\beta = 12K_h / (u_a B) = 12 \cdot 0.203 / (0.3 \cdot 9.55) \rightarrow \beta = 0.85$ και συνεκδοχικά $L_x = 9.55 \cdot (1 + (2 \cdot 0.85 \cdot 5000 / (3 \cdot 9.55))) \rightarrow L_x = 2842.883 \text{ m} \rightarrow L_x = 2.842 \text{ Km}$.

Κριτήριο αξιολόγησης 2

Για τα δεδομένα του Κριτηρίου αξιολόγησης 1 και ενιαία κλίση πυθμένα 1% στην περιοχή τοποθέτησης του αγωγού από HDPE να υπολογιστούν το απαραίτητο μέσο και ελάχιστο πιεζομετρικό φορτίο του φρεατίου φόρτισης για τη λειτουργία του αγωγού διάθεσης λυμάτων. Να ληφθεί υπόψη ότι η ροή εντός του αγωγού γίνεται υπό καθεστώς πλήρως ανεπτυγμένης τύρβης.

Απάντηση/Λύση

Εφαρμόζοντας την εξίσωση του Bernoulli για ολόκληρο τον αγωγό μεταφοράς το αναγκαίο πιεζομετρικό φορτίο H_ϕ στο φρεάτιο φόρτισης (στο σημείο συναρμογής του αγωγού με τη δεξαμενή) για την καλή υδραυλική λειτουργία του αγωγού με βάση την παροχή σχεδιασμού Q δίνεται από τη σχέση 7.39:

$$H_\phi = E_T + \Delta H + \frac{\Delta\rho}{\rho_o} z_T$$

όπου $\Delta\rho/\rho_o=0.025$, $z_T=25\text{m}$, $E_T=0$ είναι η ενέργεια (πιεζομετρικό φορτίο) στο σημείο εκροής, z_T είναι το βάθος εκροής και ΔH είναι οι γραμμικές και τοπικές απώλειες στον αγωγό από το πέρας του μέχρι το φρεάτιο φόρτισης, οι οποίες δίνονται κατά Prandtl-Colebrook από τη σχέση 7.40:

$$\Delta H = 1.1 \cdot \left(f_D \frac{L}{D} \frac{V_D^2}{2g} \right) = 1.1 \cdot \left(f_N^2 V_D^2 \frac{L}{R^{4/3}} \right)$$

όπου το μήκος του αγωγού μπορεί να υπολογιστεί με βάση την κλίση του πυθμένα και το βάθος εκροής, $L=h/0.01=2500\text{m}=2.5\text{Km}$. Για τον υπολογισμό του συντελεστή τριβών κατά Darcy f_D χρησιμοποιείται η σχέση 7.30:

$$\frac{1}{\sqrt{f}} = -2 \log \left[\frac{k_s}{3.7065} - \frac{5.042}{\text{Re}} \log A \right], \quad \mu\epsilon \quad A = \frac{k_s^{1.1098}}{2.8257} + \left(\frac{7.149}{\text{Re}} \right)^{0.8981}$$

όπου $k_s=3 \cdot 10^{-6}\text{m}$ η απόλυτη τραχύτητα του αγωγού από HDPE, ενώ ο όρος με τον αριθμό Re παραλείπεται για πλήρως ανεπτυγμένη τυρβώδη ροή, οπότε $f_D=0.006737$ και $\Delta H=1.1 \cdot (0.006737 \cdot 2500 \cdot 1.5^2 / (0.8 \cdot 2 \cdot 9.81)) \rightarrow \Delta H=2.656\text{m}$. Συνεπώς, το αναγκαίο πιεζομετρικό φορτίο H_ϕ στο φρεάτιο φόρτισης είναι $H_\phi=0+2.656+0.025 \cdot 25 \rightarrow H_\phi=3.281\text{m}$. Ο πυκνομετρικός αριθμός του Froude για τη μέση ταχύτητα παροχής είναι $Fr_o=U_o/\sqrt{(g \cdot D)}=1.5/\sqrt{(0.025 \cdot 9.81 \cdot 0.8)} \rightarrow Fr_o=3.386$. Η ελάχιστη επιτρεπόμενη τιμή του Fr_o ώστε να υπάρχει εκροή από τον αγωγό είναι $Fr_o=1$, οπότε η ελάχιστη δυνατή ταχύτητα στον αγωγό μεταφοράς είναι $U_o=0.443\text{m/sec}$ και η ελάχιστη παροχή είναι $Q_{min}=0.223\text{m}^3/\text{sec}$. Με βάση αυτήν την τιμή οι απώλειες λόγω τριβής στον αγωγό είναι $\Delta H=0.232\text{m}$ και το ελάχιστο αναγκαίο πιεζομετρικό φορτίο $H_{\phi,min}$ στο φρεάτιο φόρτισης είναι $H_{\phi,min}=0.857\text{m}$.

Κριτήριο αξιολόγησης 3

Για τα δεδομένα του Κριτηρίου αξιολόγησης 1, υπολογίστε την επιτυγχανόμενη ελάχιστη αρχική διάλυση από διαχυτήρα ενιαίας διατομής με 5 ανυψωτήρες διαμέτρου $d=15\text{cm}$ στο κοντινό πεδίο ακίνητου στρωματωμένου θαλάσσιου αποδέκτη με κατανομή πυκνότητας κατά το βάθος, όπως δίνεται στον παρακάτω πίνακα. Να υπολογισθούν επίσης τα επιμέρους χαρακτηριστικά του διαμορφωθέντος πλούμιου και το απαραίτητο πιεζομετρικό φορτίο λειτουργίας του διαχυτήρα, δηλ. στο πέρας του αγωγού διάθεσης.

Βάθος (m)	Πυκνότητα (Kgr/m ³)	Βάθος (m)	Πυκνότητα (Kgr/m ³)
1	1023.840	16	1026.807
2	1023.980	17	1026.829
3	1024.300	18	1026.851
4	1024.590	19	1026.873
5	1025.320	20	1026.895
6	1025.562	21	1026.917
7	1026.610	22	1026.938
8	1026.632	23	1026.960
9	1026.654	24	1026.982
10	1026.680	25	1027.004
11	1026.689	26	1027.026
12	1026.724	27	1027.048
13	1026.742	28	1027.070
14	1026.763	29	1027.092
15	1026.785	30	1027.113

Απάντηση/Λύση

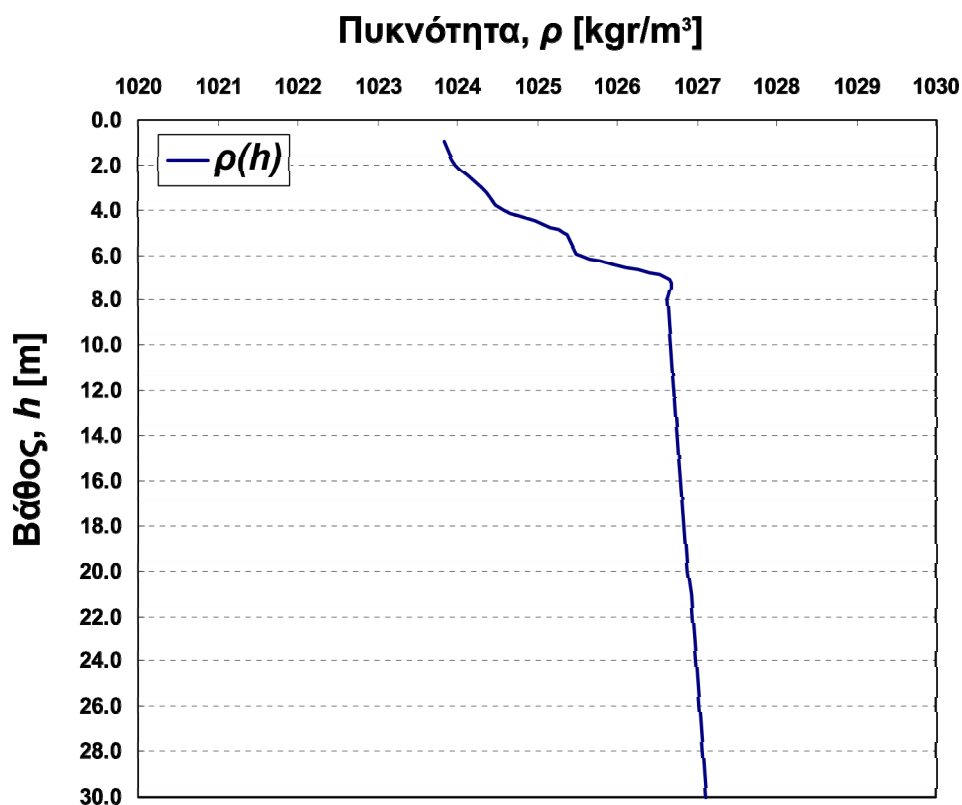
Τα βασικά δεδομένα είναι: Υποβρύχιος αγωγός και διαχυτήρας με διάμετρο $D=80\text{cm}$, Μέση ταχύτητα παροχής στον αγωγό $U_o=1.5\text{m}^3/\text{sec}$, Βάθος διάθεσης λυμάτων $h=25\text{m}$, Ένταση ρεύματος στον αποδέκτη $u_a=0\text{m}/\text{sec}$.

Στην περίπτωση που στο θαλάσσιο περιβάλλον η πυκνότητα μεταβάλλεται με το βάθος, είναι δυνατόν να εμφανιστεί παγιδευμένο πλούμιο. Με βάση την παραδοχή της γραμμικής στρωμάτωσης το ύψος παγίδευσης z_{max} , μετρούμενο από τη στάθμη εκροής προς τη θαλάσσια επιφάνεια, υπολογίζεται από τη σχέση 7.14:

$$z_{max} = 2.84 \cdot j^{1/3} \sqrt{\frac{g}{\rho_1} \cdot \frac{d\rho_a}{dz}}$$

όπου ρ_1 η πυκνότητα του θαλασσίου περιβάλλοντος στο βάθος εκροής, δηλ. στο επίπεδο που βρίσκονται οι ανυψωτήρες, $\rho_1=\rho_a(z\approx 25\text{m})=1027.004\text{Kgr}/\text{m}^3$ και η κινηματική ανωστική ροή για γραμμική εκροή είναι $j=g'q$, με $q=Q/L_D$ την ανά μέτρο μήκους παροχή του διαχυτήρα για γραμμική εκροή και g' την ανηγμένη επιτάχυνση της βαρύτητας (όπως ορίστηκε στα προηγούμενα). Το μήκος της γραμμικής εκροής είναι $L_D=N \cdot s$, όπου $N=5$ ανυψωτήρες και $s=h/4=6.25\text{m}$ (για αποφυγή αλληλεμπλοκής των φλεβών), οπότε $L_D=31.25\text{m}$ και $j=0.006\text{m}^4/\text{sec}^3$. Για να υπολογίσουμε τη βαθμίδα της πυκνότητας $d\rho_a/dz$ πρέπει να σχεδιάσουμε την κατανομή της πυκνότητας με το βάθος από τα στοιχεία του πίνακα των δεδομένων. Έτσι, με οπτική παρατήρηση η κατανομή φαίνεται ότι παρουσιάζει δύο διακριτές κλίσεις: μια γραμμική και ήπια από το βάθος $h_2=7\text{m}$ και προς τον πυθμένα και ένα έντονο σχεδόν γραμμικό πυκνοκλινές από την επιφάνεια μέχρι τα $h_2=7\text{m}$. Οπότε, $d\rho_a/dz=(\rho_1-\rho_2)/dz=(1027.004-1026.61)/(-18)=-0.0219$ (το z μετριέται από την επιφάνεια προς το βάθος με αρνητικό πρόσημο) και εφαρμόζοντας τη σχέση 7.14 προκύπτει $z_{max}=2.84 \cdot 0.006^{1/3} \sqrt{(-9.81 \cdot (-0.0219))/1027.004} \rightarrow z_{max}=35.68\text{m} > dz=23\text{m}$, άρα το πλούμιο δεν εγκλωβίζεται σε κάποιο βάθος από τα 25 έως τα 7m. Εφαρμόζοντας την ίδια σχέση για το υπόλοιπο τμήμα της κατανομής προκύπτει $d\rho_a/dz=(\rho_2-\rho_o)/dz=(1026.61-$

$1023.84)/(-7)=-0.396$, οπότε και $z_{max}=2.84 \cdot 0.0049^{1/3} / \sqrt{(-9.81 \cdot (-0.396)/1026.61)}=7.85\text{m} > 7\text{m}$, άρα δεν εγκλωβίζεται και $z_{max}=25\text{m}$.



Η ελάχιστη διάλυση στο ύψος που θα φτάσει η γραμμική δέσμη υπολογίζεται από τη Σχέση 7.15:

$$S_c = 0.31 \frac{j^{1/3} z_{max}}{q}$$

οπότε $S_c = 0.31 \cdot 0.006^{1/3} \cdot 25 / (0.754 / 31.25) \rightarrow S_c = 58.367$. Το πάχος του στρώματος που καταλαμβάνουν τα διαλυμένα λύματα στην επιφάνεια είναι περίπου το 40~50% του συνολικού βάθους, δηλ. $d_{plume} = 0.4 \sim 0.5 \cdot z_{max}$ και το πλάτος του πλουμίου είναι $B = L_D + 0,3 \sim 0,4 \cdot z_{max} \rightarrow d_{plume} = 11.25\text{m}$ και $B = 40\text{m}$.

Κεφάλαιο 8

Σύνοψη

Υπολογιστικά εργαλεία σε θέματα Παράκτιας Μηχανικής, Παράκτιας Ωκεανογραφίας και Θαλάσσιας Περιβαλλοντικής Υδραυλικής, αριθμητικά ομοιώματα για την προσομοίωση της μετεωρολογικής και αστρονομικής παλίρροιας, της υδροδυναμικής κυκλοφορίας και της μεταφοράς και διασποράς ρύπων και οι υπολογιστικοί τους αλγόριθμοι παρουσιάζονται στο κεφάλαιο αυτό, μαζί με οδηγίες χρήσεις και χαρακτηριστικά παραδείγματα. Παράλληλα δίνεται μια συνοπτική εισαγωγή στις αριθμητικές μεθόδους, με επεξήγηση βασικών εννοιών, ώστε να είναι δυνατή η κατανόηση των υπολογιστικών κωδίκων και η πιθανή τροποποίησή τους από τους φοιτητές.

Προαπαιτούμενη γνώση

Κατανόηση των προηγούμενων κεφαλαίων και ιδιαίτερα των Κεφαλαίων 2, 4, 5, 6 και 7, καλή γνώση μαθηματικών, βασικές γνώσεις αριθμητικής ανάλυσης, προγραμματισμού σε FORTRAN, MATLAB και Visual Basic for Applications σε περιβάλλον MS Office Excel.

8 Υπολογιστικά εργαλεία και μαθηματικά ομοιώματα παράκτιας μηχανικής και θαλάσσιας υδραυλικής

8.1 Υπολογιστικά εργαλεία φυσικής ωκεανογραφίας

Στην ενότητα αυτή παρουσιάζονται εργαλεία φυσικής ωκεανογραφίας και, ειδικότερα, εργαλεία για τον υπολογισμό της πυκνότητας του θαλασσινού νερού βάσει της καταστατικής εξίσωσης, της δυναμικής θερμοκρασίας και της αντίστοιχης τιμής δυναμικής πυκνότητας, εργαλεία για το σχεδιασμό γραφημάτων $T-S$ και τον υπολογισμό της τιμής του γεωστροφικού ρεύματος.

8.1.1 Εργαλείο καταστατικής εξίσωσης

Το εργαλείο για τον υπολογισμό της πυκνότητας του θαλασσινού νερού βάσει της καταστατικής εξίσωσης (βλ. Κεφάλαιο 2.4) μπορεί να αποθηκευθεί τοπικά με τη μορφή εκτελέσιμου αρχείου ("Equation_of_State_for_Seawater_AUTh.exe"). Λήψη αρχείου.

Ο χρήστης θέτει τα **δεδομένα εισόδου** (θερμοκρασία, αλατότητα, βάθος και, προαιρετικά, γεωγραφικό μήκος της περιοχής ενδιαφέροντος) και στη συνέχεια, με το πάτημα του κουμπιού «**Υπολογισμός**», προκύπτουν τα **αποτελέσματα** για τις τιμές πυκνότητας (σε kg/m^3 και σε σ_T), υδροστατικής πίεσης, ταχύτητας ήχου και η διορθωμένη τιμή επιτάχυνσης της βαρύτητας. Στα δεξιά των πεδίων εισαγωγής δεδομένων δίνονται τα αποδεκτά όρια για τις τιμές των παραμέτρων. Στην περίπτωση εισαγωγής μη αποδεκτών τιμών εμφανίζεται αντίστοιχο μήνυμα σφάλματος στο πεδίο «**Μήνυμα εφαρμογής**», ενώ σε αντίθετη περίπτωση εμφανίζεται μήνυμα επιτυχούς ολοκλήρωσης των υπολογισμών.

Τέλος, δίνεται η δυνατότητα εμφάνισης των εξισώσεων που επιλύει η εφαρμογή μέσω του κουμπιού «**Δείτε τις εξισώσεις**». Εμφανίζονται με την επιλογή του τρεις καρτέλες: πυκνότητα θαλασσινού νερού, ταχύτητα ήχου στο θαλασσινό νερό και πίεση και επιτάχυνση βαρύτητας. Τοποθετώντας τον κέρσορα πάνω στον τίτλο της κάθε καρτέλας ο χρήστης μεταβαίνει στην αντίστοιχη ενότητα, ενώ μέσω του κουμπιού «**Επιστροφή στους υπολογισμούς**» γίνεται μετάβαση στην αρχική οθόνη.

8.1.2 Εργαλείο υπολογισμού δυναμικής θερμοκρασίας

Το εργαλείο για τον υπολογισμό της δυναμικής θερμοκρασίας και πυκνότητας του θαλασσινού νερού (βλ. Κεφάλαιο 2.1) μπορεί να αποθηκευθεί τοπικά με τη μορφή εκτελέσιμου αρχείου (“Potential_Temperature_of_Seawater_AUTh.exe”). Λήψη αρχείου.

Ο χρήστης θέτει τα **δεδομένα εισόδου** (θερμοκρασία, αλατότητα, βάθος και, προαιρετικά, γεωγραφικό μήκος της περιοχής ενδιαφέροντος) και στη συνέχεια, με το πάτημα του κουμπιού «**Υπολογισμός**», προκύπτουν τα **αποτελέσματα** της δυναμικής θερμοκρασίας και της δυναμικής πυκνότητας, ενώ επιπλέον δίνονται και αποτελέσματα για την υδροστατική πίεση, την ταχύτητα του ήχου και τη διορθωμένη τιμή επιτάχυνσης της βαρύτητας. Στα δεξιά των πεδίων εισαγωγής δεδομένων δίνονται τα αποδεκτά όρια για τις τιμές των παραμέτρων. Στην περίπτωση εισαγωγής μη αποδεκτών τιμών εμφανίζεται αντίστοιχο μήνυμα σφάλματος στο πεδίο «**Μήνυμα εφαρμογής**», ενώ σε αντίθετη περίπτωση εμφανίζεται μήνυμα επιτυχούς ολοκλήρωσης των υπολογισμών.

8.1.3 Εργαλείο δημιουργίας γραφήματος T-S

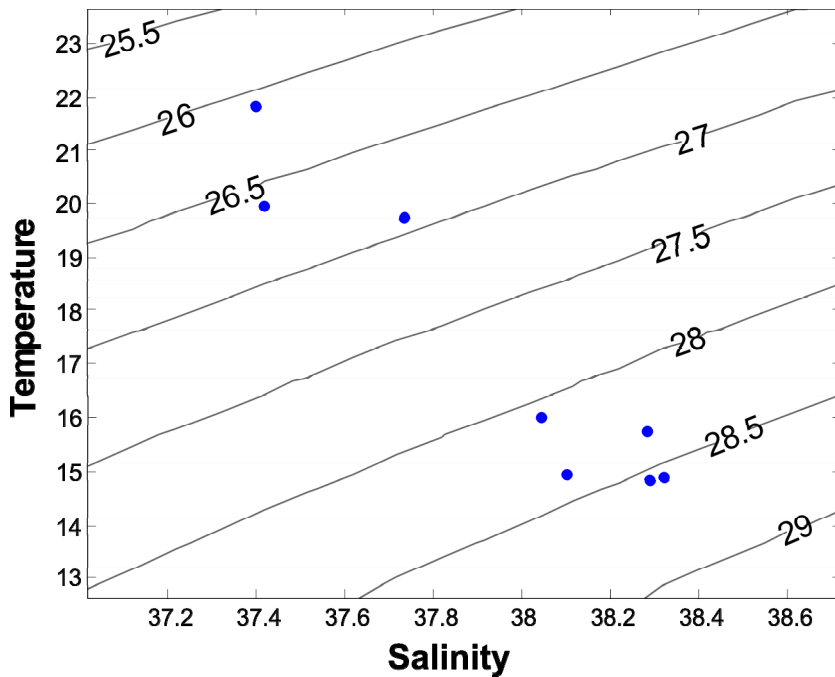
Στην ενότητα αυτή παρουσιάζεται το λογισμικό που μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό και το σχεδιασμό διαγραμμάτων *T-S*, που παρουσιάστηκαν στο Κεφάλαιο 2.6, όταν είναι γνωστά τα ζεύγη αλατότητας και θερμοκρασίας. Λήψη αρχείου ‘theta_sdiag.m’.

Το συμπιεσμένο αρχείο T-S.zip περιέχει επίσης τα δεδομένα αλατότητας και θερμοκρασίας TS.dat και έναν υποφάκελο με την ονομασία mixing_library. Τόσο το λογισμικό theta_sdiag.m όσο και τη βιβλιοθήκη mixing_library ο χρήστης μπορεί να τα βρει και στην κεντρική ιστοσελίδα του MATLAB, στην κατηγορία ανταλλαγής αρχείων (<http://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange>). Απαραίτητη προϋπόθεση για την εκτέλεση του προγράμματος είναι η εγκατάσταση της μαθηματικής γλώσσας MATLAB στον υπολογιστή του χρήστη. Στο παράδειγμα περιέχονται 8 ζεύγη τιμών θερμοκρασίας και αλατότητας. Στην πρώτη στήλη του αρχείου TS.dat τοποθετείται η τιμή της αλατότητας και στη δεύτερη στήλη τοποθετείται η αντίστοιχη τιμή θερμοκρασίας.

Μετά τη λήψη του T-S.zip ο χρήστης πρέπει να ακολουθήσει τα εξής βήματα:

1. Αποσυμπίεση λογισμικού T-S.zip
2. Άνοιγμα αρχείου theta_sdiag.m με το πρόγραμμα MATLAB
3. Πρόσθεση της βιβλιοθήκης mixing_library στις βιβλιοθήκες του MATLAB (File→Set Path)
4. «Τρέξιμο» του λογισμικού theta_sdiag.m

Τα δεδομένα εξόδου περιλαμβάνονται στο διάγραμμα *T-S* που παρουσιάζονται στο Σχήμα 8.1.



Σχήμα 8.1 Παράδειγμα διαγράμματος T-S, το οποίο παράγεται με το λογισμικό `theta_sdiag.m`.

8.1.4 Εργαλείο υπολογισμού δυναμικού ύψους

Το εργαλείο υπολογισμού του δυναμικού ύψους στη στήλη του νερού (βλ. Κεφάλαιο 4.5 και εξ. [4.45]) είναι διαθέσιμο σε δύο γλώσσες προγραμματισμού:

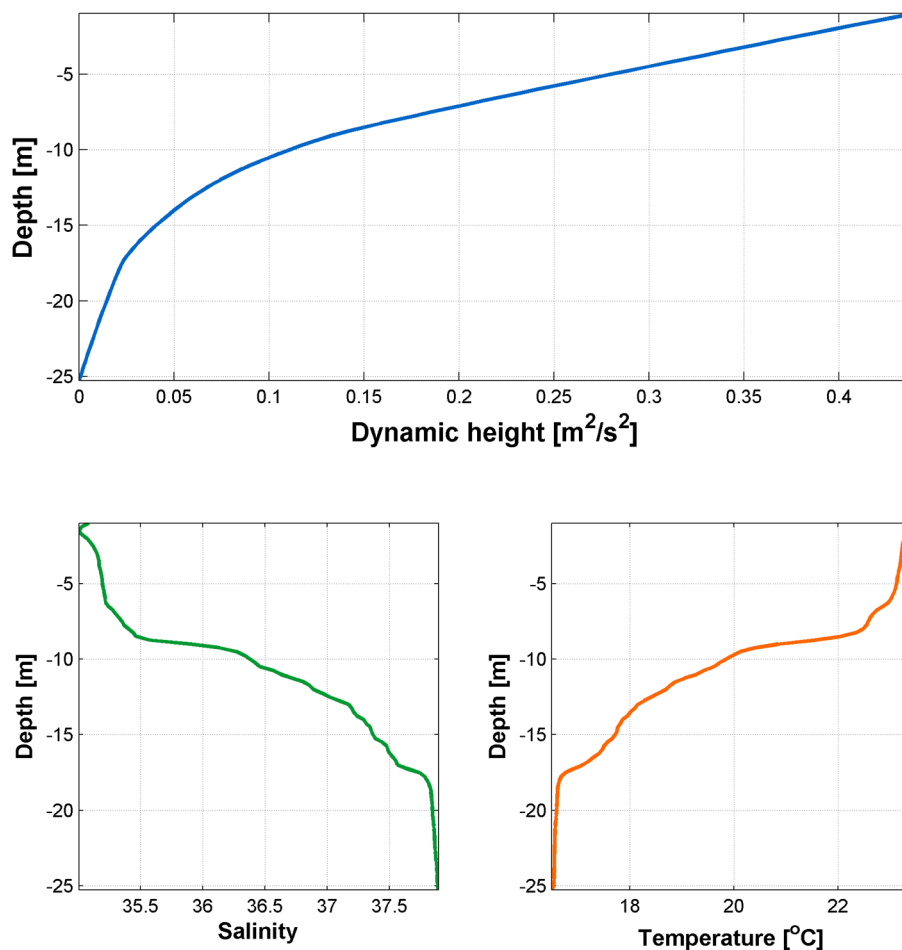
- Σε γλώσσα MATLAB (“dynamic_height_calculation.m”), που δίνει τη δυνατότητα αυτόματης παραγωγής γραφήματος των προφίλ δυναμικού ύψους, θερμοκρασίας και αλατότητας. Ο κώδικας περιέχεται σε συμπιεσμένο φάκελο (“Dynamic_Height_Calculation_MatLab.zip”) που περιλαμβάνει το σύνολο των απαραίτητων αρχείων κώδικα και δεδομένων. Η χρήση του προϋποθέτει ότι είναι εγκατεστημένο το πρόγραμμα MATLAB. Λήψη αρχείου.
- Σε γλώσσα FORTRAN, που είναι διαθέσιμη με τη μορφή **εκτελέσιμου αρχείου** (“dynamic_height_calculation.exe”) και μπορεί να εκτελεστεί απευθείας. Το αρχείο περιέχεται σε συμπιεσμένο φάκελο (“Dynamic_Height_Calculation_Fortran.zip”) που περιλαμβάνει και το αρχείο εισόδου. Λήψη αρχείου. Επιπλέον, για χρήστες εξοικειωμένους με τη γλώσσα FORTRAN που επιθυμούν να παρέμβουν στην υπολογιστική ρουτίνα, είναι διαθέσιμο και το αρχείο κώδικα: Λήψη αρχείου “dynamic_height_calculation.for”.

Τα **δεδομένα εισόδου** είναι τιμές θερμοκρασίας και αλατότητας με το βάθος στη στήλη του νερού και περιέχονται στο αρχείο “input_example_dynamic_height.dat” και για τις δύο περιπτώσεις γλώσσας προγραμματισμού. Η δομή του εργαλείου και στις δύο περιπτώσεις έχει ως εξής: αρχικά γίνεται ανάγνωση του αρχείου εισόδου και δημιουργούνται οι απαραίτητοι πίνακες με τις τιμές βάθους νερού, θερμοκρασίας και αλατότητας στη στήλη. Εν συνεχεία υπολογίζεται, μέσω της καταστατικής εξίσωσης (βλ. Κεφάλαιο 2.4) η πυκνότητα του νερού στα διάφορα βάθη, βάσει των τιμών θερμοκρασίας και αλατότητας και η αντίστοιχη τιμή της υδροστατικής πίεσης. Επαναλαμβάνεται ο υπολογισμός της πυκνότητας που θα είχε μια μάζα νερού με θερμοκρασία 0°C και αλατότητα ίση με 35 σε κάθε τιμή βάθους και, τέλος, εφαρμόζεται η εξίσωση [4.45] για τον προσδιορισμό της τιμής δυναμικού ύψους. **Προσοχή:** Οι τιμές δυναμικού ύψους υπολογίζονται με τη λήψη του πυθμένα (μέγιστο βάθος στο αρχείο αποτελεσμάτων) ως επίπεδο αναφοράς (επίπεδο μηδενικού δυναμικού).

Για τη **χρήση του εργαλείου σε γλώσσα MATLAB** ο χρήστης, αφού αποσυμπιέσει το αρχείο, μπορεί να εκτελέσει μέσα από το πρόγραμμα το “dynamic_height_calculation.m”. Ο κώδικας περιλαμβάνει σχόλια και μπορεί να τροποποιηθεί εύκολα από χρήστη με βασικές γνώσεις της γλώσσας MATLAB. Ο κώδικας παράγει και σώζει τοπικά (με όνομα αρχείου “Dynamic_height_plot.png”) γράφημα με την κατανομή των

τιμών δυναμικού ύψους με το βάθος (Σχήμα 8.2). Παράλληλα, παράγεται αρχείο εξόδου με την ονομασία “Dynamic_Height_output.dat”, του οποίου η πρώτη γραμμή είναι γραμμή κεφαλίδας (“z[m]”, “S”, “T[oC]”, “rho[kg/m^3]”, “D[m^2/s^2]”) και οι υπόλοιπες γραμμές περιέχουν τις τιμές των δεδομένων-αποτελεσμάτων (δηλαδή βάθους, αλατότητας, θερμοκρασίας, πυκνότητας και δυναμικού ύψους).

Για τη **χρήση του εκτελέσιμου αρχείου του κώδικα σε γλώσσα FORTRAN**, ο χρήστης, αφού αποσυμπιέσει το φάκελο, «τρέχει» απλά το εκτελέσιμο αρχείο “dynamic_height_calculation.exe” και τα αποτελέσματα αποθηκεύονται στο αρχείο “output_dynamic_height”. Η δομή του αρχείου εξόδου είναι ακριβώς ίδια με αυτή του κώδικα σε MATLAB (γραμμή κεφαλίδας και γραμμές δεδομένων). Στην περίπτωση που ο χρήστης επιθυμεί να αλλάξει δεδομένα εισόδου (π.χ. άλλη περιοχή με λιγότερα βάθη), συνιστάται η χρήση του αρχείου dynamic_height_calculation.for. Το αρχείο περιλαμβάνει αναλυτικά σχόλια για τη διευκόλυνση του χρήστη.



Σχήμα 8.2 Προφίλ των τιμών δυναμικού ύψους (πάνω) και αλατότητας-θερμοκρασίας (κάτω).

8.2 Υπολογιστικά εργαλεία διαλύσεων ρυπαντικού φορτίου αστικών λυμάτων από σύστημα υποβρύχιας διάθεσης υγρών αποβλήτων στο θαλάσσιο περιβάλλον και υδραυλικού σχεδιασμού διαχυτήρα και φρεατίου φόρτισης

Στην ενότητα αυτή παρουσιάζεται το πακέτο λογισμικού που μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό των διαλύσεων ρυπαντικού φορτίου αστικών λυμάτων από αγωγό διάθεσης (με ή χωρίς διαχυτήρα) στο θαλάσσιο περιβάλλον. επίσης, δίνονται υπολογιστικά εργαλεία για τον υδραυλικό σχεδιασμό διαχυτήρα, αγωγού και φρεατίου φόρτισης, που συνθέτουν ένα ολοκληρωμένο σύστημα υποβρύχιας διάθεσης υγρών αποβλήτων.

Οι εν λόγω υπολογισμοί γίνονται με τη χρήση των παρακάτω εφαρμογών:

1. DWNFDC (Diffuser Wastewater Near-Field Dilution Calculator).xls για τον υπολογισμό της διάλυσης λυμάτων εκροής από διαχυτήρα στο κοντινό πεδίο. [Λήψη αρχείου.](#)
2. SOWNFDC (Single Outfall Wastewater Near-Field Dilution Calculator).xls για τον υπολογισμό της διάλυσης λυμάτων εκροής από αγωγό διάθεσης με μία οπή στο κοντινό πεδίο. [Λήψη αρχείου.](#)
3. DWFFDC (Diffuser Wastewater Far-Field Dilution Calculator).xls για τον υπολογισμό διάλυσης λυμάτων εκροής από διαχυτήρα στο μακρινό πεδίο. [Λήψη αρχείου.](#)
4. SOWFFDC (Single Outfall Wastewater Far-Field Dilution Calculator).xls για τον υπολογισμό διάλυσης λυμάτων εκροής από αγωγό διάθεσης με μία οπή στο μακρινό πεδίο. [Λήψη αρχείου.](#)
5. DPD&RDCC (Diffuser Parts Diameters & Risers Darcy Coefficient Calculator).xls για το βοηθητικό υπολογισμό των γεωμετρικών και υδραυλικών χαρακτηριστικών διαχυτήρα. [Λήψη αρχείου.](#)
6. DIAXITIRAS.exe για τον υπολογισμό των υδραυλικών χαρακτηριστικών σχεδιασμού διαχυτήρα και φρεατίου φόρτισης σε σύστημα υποβρύχιας διάθεσης υγρών αποβλήτων. [Λήψη αρχείου.](#)

8.2.1 Υπολογιστικά εργαλεία διαλύσεων ρυπαντικού φορτίου αστικών λυμάτων στο κοντινό πεδίο

8.2.1.1 Υπολογισμός της διάλυσης λυμάτων εκροής από διαχυτήρα στο κοντινό πεδίο.

Το πρόγραμμα DWNFDC (Εικόνα 8.1) υπολογίζει την αρχική διάλυση λυμάτων εκροής από διαχυτήρα σε θαλάσσιο περιβάλλον (κοντινό πεδίο). Με βάση την παροχή σχεδιασμού στον αγωγό διάθεσης/εκροής λυμάτων στο θαλάσσιο αποδέκτη, ορισμένα όρια λειτουργικότητας του διαχυτήρα και, τέλος, τις περιβαλλοντικές παραμέτρους του αποδέκτη (στρωμάτωση, πυκνότητες, ταχύτητες και κατεύθυνση ρευμάτων), ρυθμίζονται τα υδραυλικά χαρακτηριστικά του διαχυτήρα, ώστε να επιτυγχάνεται αρχική διάλυση μεγαλύτερη ή ίση με την επιτρεπόμενη στο θαλάσσιο αποδέκτη. Ο τελευταίος μπορεί να είναι στρωματωμένος ή ομογενής και με ή χωρίς την παρουσία ρευμάτων. Βάση για την ανάλυση αποτελούν οι περιγραφές στο Κεφάλαιο 7 και ειδικότερα στην Ενότητα 7.3.2 (εξισώσεις 7.12–7.20). Το παρόν πρόγραμμα μπορεί να συνδυάζεται με την εφαρμογή DPD&RDCC (βλ. ενότητα 8.2.3) για την τελική απόφαση αναφορικά με το πλήθος των ανυψωτήρων εκροής πάνω στο διαχυτήρα, η οποία βασίζεται στις αρχές σχεδιασμού της Ενότητας 7.5.1 (βλ. Εξίσωση 7.28). Τα αποτελέσματα της εφαρμογής, εκτός από την αρχική διάλυση των λυμάτων, αφορούν το απαραίτητο βάθος εκροής, το πλήθος και τις κατασκευαστικές διαμέτρους των ανυψωτήρων και του διαχυτήρα και το ύψος παγίδευσης του πλουμίου εκροής.

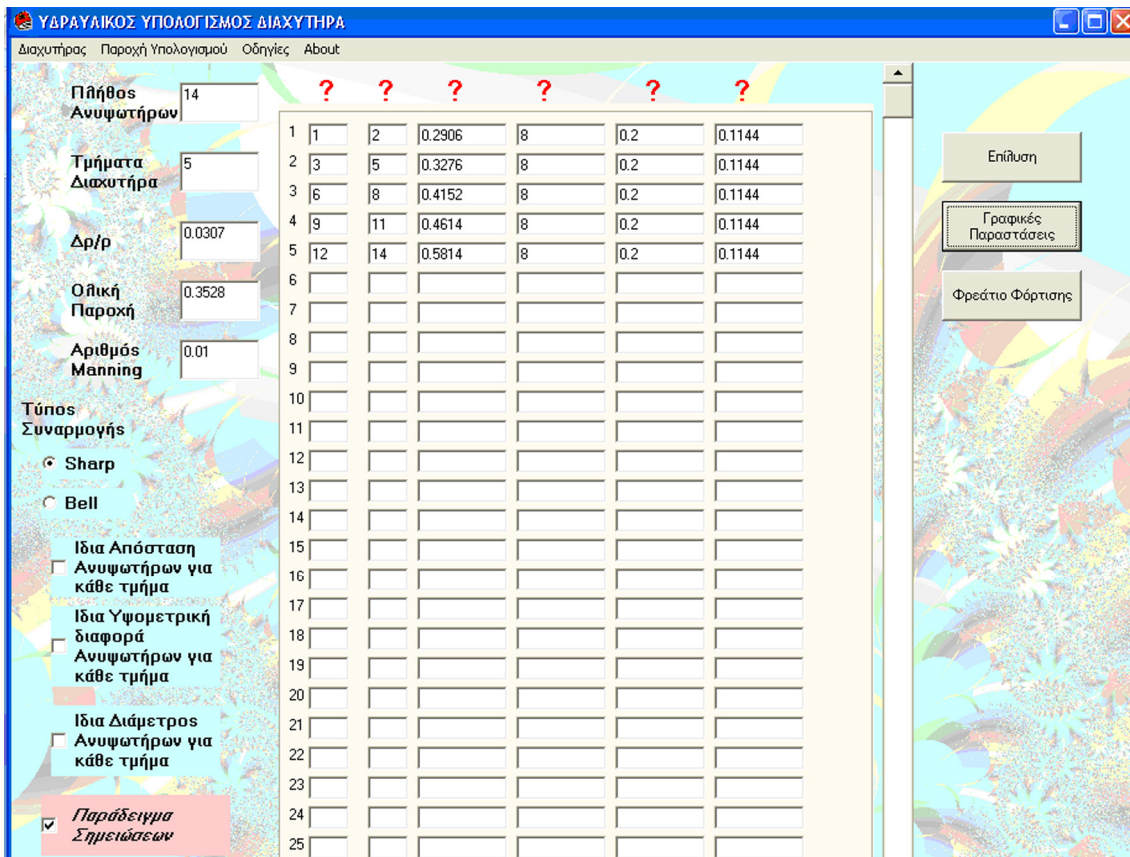
A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K
"SOWFDC" by Christos V. Mavris, Prof. Yannis N. Krestenitis (AUTH)			Ονόματι Διευθυντή Οργάνου							
1) Επικεφλίξη ή υλοποίηση έργου, συγγραφή και έκδοση του προγράμματος.			1) Εξομολογήσει ότι όλα τα κτίρια είναι *							
2) Δεν επιτρέπεται η αλλαγή του προγράμματος, χωρίς άδεια από τον διαχειριστή.			2) Πάθη με το εν λόγω κείμενο Dilution Distance 1,2 και *							
3) Ο χρήστης, ο οποίος σπύρει με επέμβαση στη θάλασσα, μπορεί να αποκτήσει			3) Εφόσον οι ΕΛΕΓΧΟΙ F & H6,6/7,7/73 ΟΚ, τότε θα αρμόνιζα τα περιβαλλοντικά κριτήρια, όπως οι ΚΟΙ ΟΚ, τότε ΔΕΙ θα αρμόνιζα							
4) Υποχρεωτικός, αφού ενημερωθεί τον διαχειριστή ότι είναι: οικολογικά ασφαλή			* Το ΚΟΚΚΙΑ κινδύνου υπολογίζονται σύμφωνα από τύπους εκτός αν είναι γνωστές οι τιμές τους, αυτές και συμπληρώνονται υποχρεωτικά από τον χρήστη με βάση του εγχειρίδιου π.ρ. 49, άρθρο 10, § 4, κείμενο από τον παρ. 6, § 4, κείμενο							
ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΕΙΣΑΓΩΓΗΣ			ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ (Αλγόριθμος BROOKS (1973))							
1) Αρχική Διακένωση S ₁ , β (ΠΛΑΧΗ) ΠΡΟΝΟΜΟΥ			2) ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΔΕΥΤΕΡΟΤΑΞΙΑΣ ΔΙΑΛΥΣΗΣ S ₂							
8	Διάμετρος Αρχικού Εξαγωγής	D _{max} (m)	0.5	S ₁ (cm)	100					
9	Πλάτος (Πλευρά) στην Επάνδρα ή σε z _{max}	B (m)	50	B (m)	50.000					
10	Τεμαχικό Ύψος Πανθυσίας (Μομίου) (από μέσο εκροής προς ΜΕΘ)	S _{max} (m)	30	S ₂ (cm)	141.421					
11	Συνολική Παροχή Λυμάτων στο Θαλάσσιο Περιβάλλον	Q (l/sec)	500	Q (l/sec)	9.511					
12	Συνολική Παροχή Λυμάτων στο Θαλάσσιο Περιβάλλον	Q (l/sec)	500	Q (l/sec)	9.511					
13	Αρχική Διάλυση (Αρχική) Λυμάτων	S _{max}	100	S ₂ (α,β,S _{max})	0.471					
14	(Μέση) Βάθος Εξαγωγής	S _{max} (cm)	35	S ₂ (α,β,S _{max}) ²	0.222					ΕΛΕΓΧΟΣ
15	Κλίση Πεδιού	η _{top}	0.02	φ _{max} (m)	9.511					
16	(Μέση) Οριζόντια Απόσταση Σχεδίου Εξαγωγής από Ακτογραμμή	X _{max} (m)	1.000							
17	Πλάτος Προστατευόμενης Ζώνης Λυμμάτων	X ₁ (m)	200	D _{max} (cm)	50.00					
18	Παράμετρος οριζόντιας διάλυσης	β (m ² /sec)	0.0005	S ₁ (cm)	5.000.00					
19	Ταχύτητα θαλάσσιου Ρεύματος (Σταθερά στα έδρα, σε κατεύθυνση και χρόνο)	U ₁ (m/sec)	0.1	U ₁ (m/sec)	10					
20	Χρόνος καταστροφής 90% ανυψωτικού ρίπου	T ₉₀ (hrs)	3							
21	Περιβαλλοντικό Κριτήριο για ΜΗ ΣΥΝΤΗΡΙΚΟ ΡΥΠΟ	C ₁ (TC @ FCI100m)	10.000.000	X (cm)	155.000.00					
22	Αρχική Συνεκέντρωση Ρυπαντή στα Λύματα	C ₁ (TC @ FCI100m)	2.000	L ₁ (sec)	15.000.00					
23	Μέγιστη Επιτρεπόμενη Συνεκέντρωση Ρυπαντή στο Θαλάσσιο Περιβάλλον στο 95% των Δευγμάτων	C ₂ (TC @ FCI100m)	100	L ₁ (hrs)	4.300					
24	Μέγιστη Επιτρεπόμενη Συνεκέντρωση Ρυπαντή στο Θαλάσσιο Περιβάλλον στο 95% των Δευγμάτων	C ₂ (TC @ FCI100m)	100							
25	Ελάχιστη Επιτρεπόμενη Συνολική Διάλυση Λυμάτων στο Θαλάσσιο Περιβάλλον	S _{min}	5.000	2.1.0 Συντελεστής Οριζόντιας Διάλυσης K _x = 0.01*β ^{0.5} (cm ² /sec)						2.1.0 Συντελεστής Οριζόντιας Διάλυσης K _x = 0*β ^{0.5} (m ² /sec)
26	Περιβαλλοντικό Κριτήριο για ΣΥΝΤΗΡΙΚΟ ΡΥΠΟ	K _x (cm ² /sec)	854.988							
27	Αρχική Συνεκέντρωση Ρυπαντή στα Λύματα	C ₁ (ppm@100m)	1.000.00	K _x (m ² /sec)	0.002					
28	Μέγιστη Επιτρεπόμενη Συνεκέντρωση Ρυπαντή στο Θαλάσσιο Περιβάλλον (ELI>10000 Κάτοικο)	C ₂ (ppm@100m)	3.50	K _x (cm ² /sec)	921.000					
29	Μέγιστη Επιτρεπόμενη Συνεκέντρωση Ρυπαντή στο Θαλάσσιο Περιβάλλον (ELI>2000-10000 Κάτοικο)	C ₂ (ppm@100m)	6.00	β	0.22194189					
30	Μέγιστη Επιτρεπόμενη Συνεκέντρωση Ρυπαντή στο Θαλάσσιο Περιβάλλον (άνα Όρα)	C ₂ (ppm@100m)	15.00	B ₁ (cm)	65.695.45					
31	Ελάχιστη Επιτρεπόμενη Συνολική Διάλυση Λυμάτων στο Θαλάσσιο Περιβάλλον (ELI>10000 Κάτοικο)	S _{min}	136.42	B ₁ (m)	656.96					
32	Ελάχιστη Επιτρεπόμενη Συνολική Διάλυση Λυμάτων στο Θαλάσσιο Περιβάλλον (ELI>2000-10000 Κάτοικο)	S _{min}	136.42	B ₁ (cm)	6.567					
33	Ελάχιστη Επιτρεπόμενη Συνολική Διάλυση Λυμάτων στο Θαλάσσιο Περιβάλλον	S _{min}	50.00	S ₁	10.070					
34	για Περίπτωση όπου ο χρήστης αρνηθεί τον ΣΥΝΤΗΡΙΚΟ ΟΡΙΣΜΟ Κ _x	K _x (cm ² /sec)	500	X (cm)	1.550					
35	Συντελεστής Οριζόντιας Διάλυσης	K _x (cm ² /sec)	500	Y (m)	4.975.835					
36	Συντελεστής Οριζόντιας Διάλυσης	K _x (m ² /sec)	0.05	Y (cm)	497.583.49					
37				L ₁ (sec)	49.758.35					
38				L ₁ (hrs)	13.822					
39	ΣΥΜΠΛΗΡΩΣΗ ΧΡΩΜΑΤΩΝ ΚΕΛΙΩΝ			2.2.0 Συντελεστής Οριζόντιας Διάλυσης K _x = 0.01*β ^{0.5} (cm ² /sec)						2.2.0 Συντελεστής Οριζόντιας Διάλυσης K _x = 0*β ^{0.5} (m ² /sec)
40	ΔΕΔΟΜΕΝΟ (Συμπληρώνεται από χρήστη)									
41	ΠΙΣΤΗΤΗ ΤΙΜΗ ΜΕΤΡΟΥΣΑ - ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ									
42	ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΑ ΜΕΤΡΟΥΣΑ - ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ									
43	ΣΗΜΑΝΤΙΩΤΕΡΑ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ									
44										
45										
46										
47										
48										
49										
50										

Εικόνα 8.4 Γραφικό περιβάλλον προγράμματος SOWFDC.

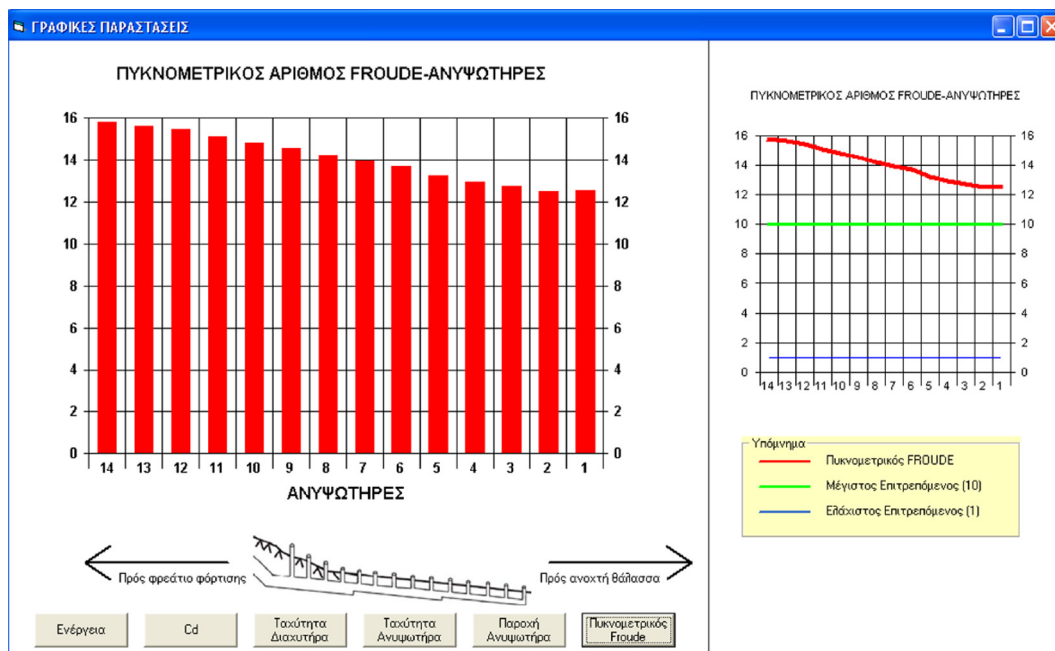
8.2.3 Υπολογιστικό εργαλείο υδραυλικού σχεδιασμού διαχυτήρα και φρεατίου φόρτισης συστήματος υποβρύχιας διάθεσης υγρών αποβλήτων

8.2.3.1 Αρχικός υπολογισμός υδραυλικών χαρακτηριστικών διαχυτήρα.

Το πρόγραμμα DPD&RDCC (Εικόνα 8.5) δίνει μία πρώτη υπολογιστική εκτίμηση του πλήθους και των διαμέτρων των διαφόρων τμημάτων διαχυτήρα διάθεσης λυμάτων εκροής στο θαλάσσιο περιβάλλον, καθώς και του συντελεστή τριβής κατά Darcy για τους αντίστοιχους ανυψωτήρες. Το πρόγραμμα εφαρμόζει την αρχή καλής λειτουργίας διαχυτήρα για δεδομένες διαμέτρους αγωγού διάθεσης και ανυψωτήρων και δεδομένο πλήθος ανυψωτήρων, ώστε να μπορεί ο χρήστης να έχει μία πρώτη εκτίμηση του πλήθους των διαφορετικών τμημάτων του διαχυτήρα και των αντίστοιχων διαμέτρων τους. Επίσης, υπολογίζει το συντελεστή τριβής κατά Darcy για τους αντίστοιχους ανυψωτήρες με βάση το αδιάστατο μονώνυμο ύψους ανύψωσης προς διάμετρο ανυψωτήρα. Το πρόγραμμα DPD&RDCC έχει σκοπό τη βοηθητική υποστήριξη του προγράμματος DWNFDC. Η βασική θεωρία για τους υπολογισμούς παρέχεται στο Κεφάλαιο 7, στην Ενότητα 7.5.1 (εξίσωση 7.28). Τα αποτελέσματα του προγράμματος είναι το πλήθος των διαφορετικών τμημάτων του διαχυτήρα και οι αντίστοιχες διαμέτροί τους, καθώς, επίσης, και ο συντελεστής τριβής κατά Darcy για τους ανυψωτήρες.



Εικόνα 8.6 Γραφικό περιβάλλον προγράμματος DIAXITIRAS.exe – Υπολογισμός διαχυτήρα.



Εικόνα 8.7 Γραφικό περιβάλλον προγράμματος DIAXITIRAS.exe – Υπολογισμός φρεατίου φόρτισης.

8.2.4. Γενικές οδηγίες χρήσης εκπαιδευτικών προγραμμάτων τύπου .xls για τον υπολογισμό των διαλύσεων σε συστήματα υποβρύχιας διάθεσης υγρών αποβλήτων

Όλα τα αρχεία είναι σε μορφή Excel MSOffice 2003 και στο πρώτο φύλλο εργασίας (worksheet) περιέχουν «Τυπολόγιο-Ορολογία», στο δεύτερο τους αντίστοιχους υπολογισμούς. Αν υπάρχουν υπόλοιπα φύλλα, αυτά περιέχουν δεδομένα χρήσιμων διαγραμμάτων για τους υπολογισμούς (ΔΕΝ ΠΕΙΡΑΖΟΝΤΑΙ από το χρήστη).

Γενικά στα αρχεία τα χρώματα που χρησιμοποιούνται ως φόντο στα διάφορα κελιά σημαίνουν τα εξής, όπως φαίνονται στον επόμενο πίνακα:

ΔΕΔΟΜΕΝΟ (Συμπληρώνεται από χρήστη)
ΔΕΔΟΜΕΝΟ (Υπολογίζεται αυτόματα ή Συμπληρώνεται από χρήστη)
ΓΝΩΣΤΟ ΜΕΓΕΘΟΣ από ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ
ΣΥΜΒΟΛΟ ΜΕΓΕΘΟΥΣ
ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ
ΣΗΜΑΝΤΙΚΟΤΕΡΑ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ
ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΛΟΓΗ από ΛΙΣΤΑ ΤΙΜΩΝ
ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ (από Εκτίμηση Τιμής)

Πίνακας 8.1 Χρωματική σημειολογία κελιών για τις εφαρμογές .xls του πακέτου *Outfalls_Diffusers.zip*.

Μερικά από τα Προγράμματα περιέχουν Μακροεντολές (Macros) για την επίτευξη διαφόρων υπολογισμών. Για την ενεργοποίηση των απαραίτητων Μακροεντολών γενικά στο πρόγραμμα Excel ακολουθούμε την εξής διαδικασία: Tools (Εργαλεία) → Macro (Μακροεντολές) → Security... (Ασφάλεια...) → Security Level (Επίπεδο ασφάλειας) (Επιλέγουμε Medium (Μεσαίο), αν θέλετε να ερωτάστε και να δίνετε εσείς την άδεια ενεργοποίησης μακροεντολών σε κάθε άνοιγμα αρχείου, ή Low (Χαμηλό), αν θέλετε να ενεργοποιούνται αυτόματα με κάθε άνοιγμα αρχείου). Η παραπάνω διαδικασία χρειάζεται να γίνει μόνο μία φορά σε κάθε PC. [ΥΠΟΧΡΕΩΤΙΚΟ]

Στην πρώτη περίπτωση, με κάθε άνοιγμα αρχείου σε περιβάλλον Excel MSOffice 2003 (και προηγούμενες εκδόσεις) που περιέχει μακροεντολές, αναδύεται παράθυρο με όνομα Security Warning → Πατάμε το κουμπί Enable Macros. Σε περιβάλλον Excel MSOffice 2007 κάτω από τη γραμμή εργαλείων (Toolbar) εμφανίζεται μήνυμα Security Warning → Πατάμε το κουμπί Options → Μαρκάρουμε την ένδειξη Enable Content → OK. [ΥΠΟΧΡΕΩΤΙΚΟ]

Πολλά από τα αρχεία περιέχουν ΕΝΕΡΓΑ ΚΟΥΜΠΙΑ (π.χ. WAVE LENGTH, WAVE BREAKING, DILUTION DISTANCE, PRESSURE κ.λπ.), το πάτημα των οποίων προκαλεί την εκτέλεση των μακροεντολών με τους απαραίτητους υπολογισμούς επαναληπτικής διαδικασίας. Συνήθως λειτουργούν άμεσα, χωρίς ιδιαίτερες ρυθμίσεις. Αν τυχόν δεν αντιδρούν στο πάτημά τους, τότε ακολουθούμε τα εξής για περιβάλλον Excel MSOffice 2003 (και προηγούμενα): κάνουμε δεξί κλικ στη Γραμμή Εργαλείων (Toolbar) [ή View → Toolbars] → Μαρκάρουμε την ένδειξη Visual Basic → (Εμφανίζεται η Εργαλειοθήκη Visual Basic) → (Εμφανίζουμε όλα τα εικονίδια με τη χρήση του Add or Remove Buttons) → Απενεργοποιούμε το εικονίδιο Design Mode. Για να είναι ενεργά τα κουμπιά υπολογισμών πρέπει οπωσδήποτε το εικονίδιο Design Mode να είναι απενεργοποιημένο. [ΠΡΟΑΙΡΕΤΙΚΟ]

Για τυπικές τιμές των δεδομένων εισαγωγής οι επαναληπτικοί υπολογισμοί μέσω των ενεργών κουμπιών αποδίδουν χωρίς πρόβλημα. Σε περίπτωση που οι επαναληπτικοί υπολογισμοί των ενεργών κουμπιών δίνουν παράλογες τιμές ή «κολλάνε», ακολουθούμε το εξής: Στο παράθυρο που εμφανίζεται → πατάμε End → βάζουμε χειροκίνητα στο κελί ΕΠΙΛΟΓΗΣ ΤΙΜΗΣ το οποίο δημιουργεί το πρόβλημα μία «λογική» τιμή → Tools (Εργαλεία) → Options (Επιλογές) → Calculation → Maximum Iterations (Προσθέτουμε 100, π.χ. 100 → 200, 200 → 300) και λύνεται το πρόβλημα. Η Default τιμή είναι 100. Αν το πρόβλημα επιμένει, επικοινωνήστε με το Διαχειριστή: cmakris@civil.auth.gr ή τηλ: 2310995708). [ΠΡΟΑΙΡΕΤΙΚΟ]

Σε ορισμένα αρχεία υπάρχουν κελιά με δυνατότητα επιλογής τιμής από λίστα (List Box) με αντίστοιχα σχόλια για τη χρήση τους. ΔΕΝ πρέπει να πειράζονται από το χρήστη, παρά μόνο να κάνουμε απλό κλικ στο βελάκι (δεξιά του κελιού), οπότε εμφανίζεται από κάτω η λίστα με τις διαθέσιμες τιμές επιλογής.

Τα Σχόλια (Comments) σε διάφορα κελιά ενεργοποιούνται όταν ο κέρσορας περάσει πάνω από το αντίστοιχο κελί. Αν θέλουμε να τα δούμε όλα ταυτόχρονα ακολουθούμε το εξής: View → Comments. Με την ίδια διαδικασία εξαφανίζονται από την οθόνη.

Για την ενεργοποίηση της συνάρτησης σφάλματος (error function) και της συμπληρωματικής της [ERF & ERF], ακολουθούμε τα εξής σε περιβάλλον Excel MSOffice 2003 (και προηγούμενα): Tools (Εργαλεία) → Add-Ins (Πρόσθετα) → Μαρκάρουμε τα Analysis Toolpak & Analysis Toolpak VBA. Σε περιβάλλον Excel MSOffice 2007 υπάρχει ήδη στις διαθέσιμες συναρτήσεις. [ΥΠΟΧΡΕΩΤΙΚΟ]

Προτείνεται η χρήση της τελείας (.) ως υποδιαστολής (διαχωριστικού σημείου στίξης δεκαδικών-ακεραίων) και του κόμματος (,) ως συμβόλου ομαδοποίησης ψηφίων (διαχωριστικού σημείου στίξης χιλιάδων-μονάδων). Αυτό μπορεί να οριστεί ως γενική ρύθμιση στον Υ/Η του χρήστη ως εξής: START (ΕΝΑΡΞΗ) → CONTROL PANEL (ΠΙΝΑΚΑΣ ΕΛΕΓΧΟΥ) → Ημερομηνία, Ωρα, Γλώσσα και Τοπικές Ρυθμίσεις → Τοπικές Ρυθμίσεις και Ρυθμίσεις Γλώσσας → Προσαρμογή → (Αντίστοιχες Επιλογές σε κάθε κουτί) → OK → OK. [ΠΡΟΑΙΡΕΤΙΚΟ]

8.3. Εισαγωγή στις αριθμητικές μεθόδους

8.3.1 Προσέγγιση διαφορικών εξισώσεων με τη χρήση πεπερασμένων διαφορών

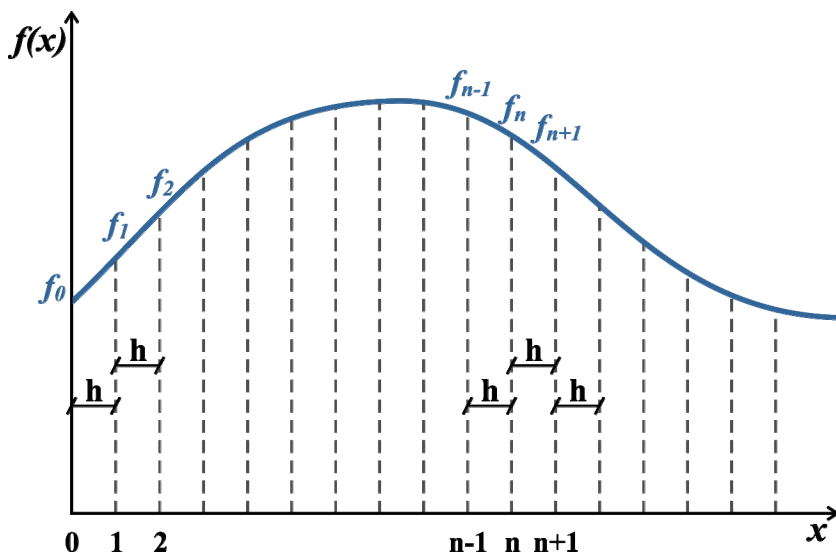
Για την επίλυση μιας διαφορικής εξίσωσης με τη χρήση αριθμητικών μεθόδων, αυτή θα πρέπει να γραφεί με τρόπο που να μπορεί να επιλυθεί με τη χρήση κάποιας γλώσσας προγραμματισμού. Ως γνωστόν, η πρώτη παράγωγος μιας συνάρτησης $f(x)$ ορίζεται ως μεταβολή της f ως προς Δx και γράφεται ως εξής:

$$\frac{df}{dx} = \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{\Delta f}{\Delta x} = \begin{cases} \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{f(x + \Delta x) - f(x)}{\Delta x} \\ \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{f(x) - f(x - \Delta x)}{\Delta x} \\ \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{f(x + \Delta x) - f(x - \Delta x)}{2\Delta x} \end{cases} \quad [8.1]$$

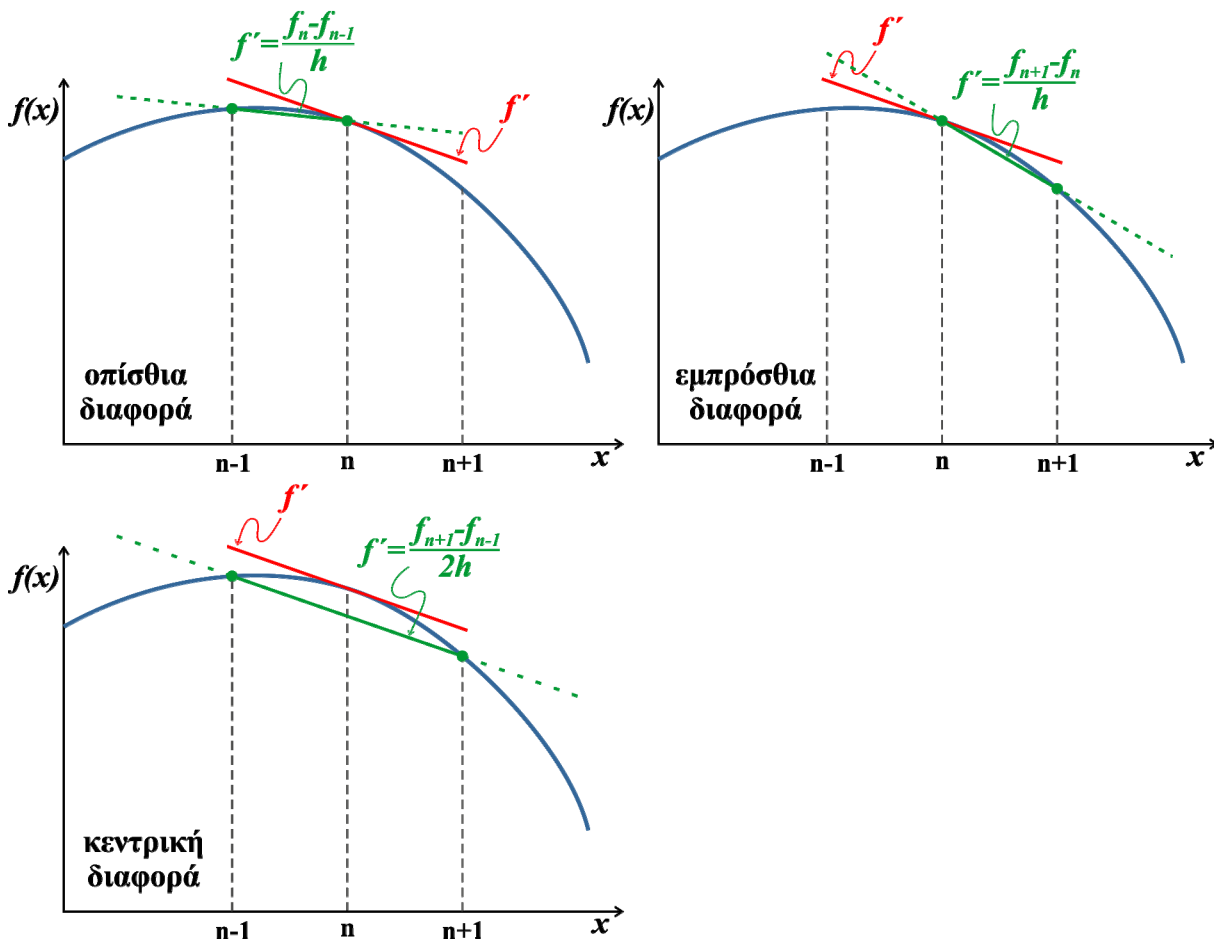
Εάν τα παραπάνω όρια του Δx δεν τείνουν στο μηδέν, αλλά σε μια πεπερασμένη τιμή h ($h > 0$), τότε η πρώτη παράγωγος της εξίσωσης f στη θέση n ($x = x_n$) θα είναι:

$$\left. \frac{\Delta f}{\Delta x} \right|_n = \frac{f_{n+1} - f_n}{h} \quad \dot{\eta} \quad \left. \frac{\Delta f}{\Delta x} \right|_n = \frac{f_n - f_{n-1}}{h} \quad \dot{\eta} \quad \left. \frac{\Delta f}{\Delta x} \right|_n = \frac{f_{n+1} - f_{n-1}}{2h} \quad [8.2]$$

Ο πρώτος όρος ονομάζεται «εμπρόσθια» διαφορά, ο δεύτερος «οπίσθια» διαφορά και ο τρίτος «κεντρική» διαφορά. Η διακριτοποίηση της εξίσωσης σε πεπερασμένα τμήματα μήκους h δίνεται γραφικά στο σχήμα 8.3. Γίνεται φανερό ότι πρόκειται για μια προσέγγιση της τιμής της παραγώγου βάσει των τιμών της συνάρτησης σε επιλεγμένες θέσεις ($n-1, n, n+1, \dots$). Έτσι, ανάλογα με τη μορφή σχήματος διαφορών που επιλέγεται, η τιμή της παραγώγου που θα προκύψει είναι διαφορετική, γεγονός που αποδίδεται γραφικά στο σχήμα 8.4. Βέβαια, όσο μικρότερη είναι η τιμή του βήματος διακριτοποίησης h που επιλέγεται, τόσο μικρότερο είναι το σφάλμα και οι διαφορές ανάμεσα στις 3 μεθόδους.



Σχήμα 8.3 Γραφική απόδοση της χρήσης πεπερασμένων διαφορών στη συνάρτηση $f(x)$.



Σχήμα 8.4 Προσδιορισμός της πρώτης παραγώγου (f') με τη χρήση οπίσθιας, εμπρόσθιας και κεντρικής διαφοράς: η κόκκινη γραμμή είναι η πραγματική τιμή της παραγώγου (εφαπτομένη στη θέση n) και οι πράσινες γραμμές είναι η προσέγγισή της μέσω πεπερασμένων διαφορών.

Επεκτείνοντας την επίλυση και στη δεύτερη παράγωγο της συνάρτησης $f(x)$ έχουμε:

$$\frac{d^2 f}{dx^2} = \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{\Delta}{\Delta x} \left[\frac{\Delta f}{\Delta x} \right] = \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{\frac{f(x + \Delta x) - f(x)}{\Delta x} - \frac{f(x) - f(x - \Delta x)}{\Delta x}}{\Delta x} \quad [8.3]$$

επομένως για πεπερασμένη τιμή h και στη θέση n η δεύτερη παράγωγος γράφεται:

$$\left. \frac{\Delta^2 f}{\Delta x^2} \right|_n = \frac{\frac{f_{n+1} - f_n}{h} - \frac{f_n - f_{n-1}}{h}}{h} = \frac{f_{n+1} - 2f_n + f_{n-1}}{h^2} \quad [8.4]$$

Με αντίστοιχο τρόπο προσδιορίζονται και παράγωγοι ανώτερης (3^{ης}, 4^{ης} κ.λπ.) τάξης.

8.3.2 Η χρήση πεπερασμένων διαφορών στην αριθμητική επίλυση προβλημάτων

Όπως έγινε φανερό από τα παραπάνω, μια διαφορική εξίσωση μπορεί να γραφεί με τη χρήση πεπερασμένων διαφορών, ώστε να μπορέσει να επιλυθεί αριθμητικά. Πιο συγκεκριμένα, μια εξίσωση μπορεί να περιλαμβάνει μία, δύο, τρεις ή και τέσσερις μεταβλητές, όπως για παράδειγμα:

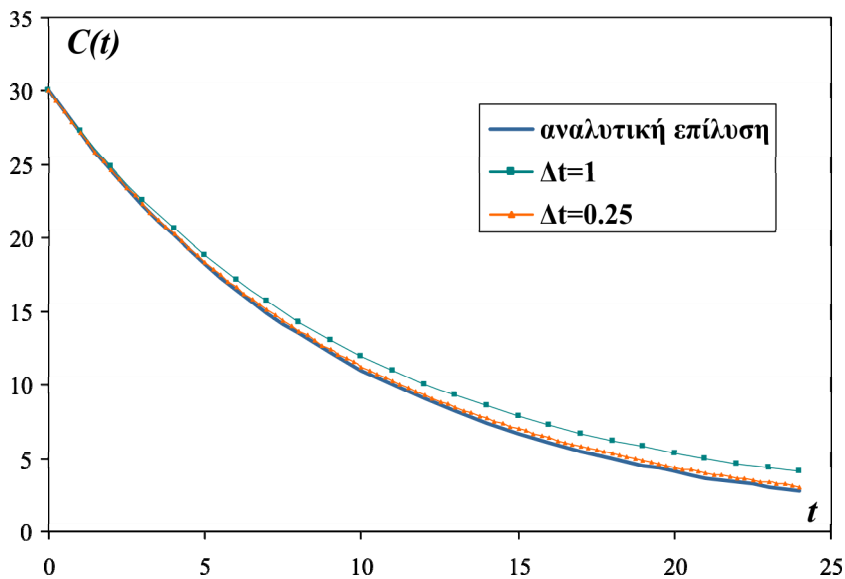
Διαφορική εξίσωση μίας μεταβλητής: Πρόκειται για συναρτήσεις με μία μόνο μεταβλητή που μπορεί να είναι ο χρόνος $[f(t)]$ ή κάποια διάσταση του χώρου $[f(x)$ ή $f(y)$ ή $f(z)]$. Παίρνοντας ως παράδειγμα εξίσωση εκθετικής μείωσης συγκέντρωσης με το χρόνο, $C(t)$, έχουμε:

$$C(t) = C_0 \cdot \exp(\lambda \cdot t) \Rightarrow \frac{dC}{dt} = \lambda \cdot C_0 \cdot \exp(\lambda \cdot t) \quad [8.5]$$

όπου C_0 η αρχική συγκέντρωση και λ ($\lambda < 0$) ο ρυθμός μείωσης της συγκέντρωσης (π.χ. ρυθμός βιοαποδόμησης). Γράφοντας την παραπάνω εξίσωση με μορφή εμπρόσθιων πεπερασμένων διαφορών και επιλύοντας ως προς το επόμενο χρονικό βήμα ($n+1$) έχουμε:

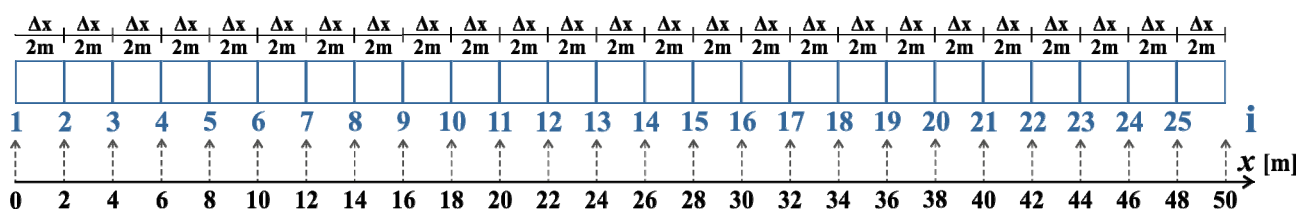
$$\frac{C_{n+1} - C_n}{\Delta t} = \lambda \cdot C_0 \cdot \exp(\lambda \cdot t) \Rightarrow C_{n+1} = C_n + \lambda \cdot C_0 \cdot \exp(\lambda \cdot t) \cdot \Delta t \quad [8.6]$$

Από τη σχέση αυτή είναι δυνατός ο προσδιορισμός της τιμής της παραμέτρου σε όλα τα χρονικά βήματα που επιλέγονται, από την τιμή της στο πρώτο χρονικό βήμα (C_0 , αρχικές συνθήκες). Στο σχήμα 8.5 δίνονται τα αποτελέσματα της εφαρμογής της εξίσωσης για δύο διαφορετικά βήματα χρονικής διακριτοποίησης, όπου μπορεί να παρατηρηθεί ότι η επιλογή μικρότερου βήματος βελτιώνει κατά πολύ τη σύγκλιση με την αναλυτική λύση.



Σχήμα 8.5 Αναλυτική επίλυση της εξίσωσης εκθετικής μείωσης της συγκέντρωσης με το χρόνο και 2 επιλύσεις με τη χρήση πεπερασμένων διαφορών θεωρώντας διαφορετικά βήματα χρονικής διακριτοποίησης ($\Delta t=1$ και $\Delta t=0.25$)

Διαφορική εξίσωση δύο μεταβλητών: Πρόκειται για συναρτήσεις που περιλαμβάνουν δύο μεταβλητές, όπου συνήθεστερα η μία από αυτές είναι ο χρόνος (t) και η άλλη μία διάσταση του χώρου (x). Για παράδειγμα, τέτοιες εξισώσεις θα μπορούσαν να χρησιμοποιηθούν για την περιγραφή μονοδιάστατων ροών, όπως συμβαίνει στην περίπτωση ποταμών ή αγωγών. Στο σημείο αυτό είναι αναγκαίο να διευκρινιστεί ο τρόπος με τον οποίο πραγματοποιούμε χωρική διακριτοποίηση ενός φυσικού μέσου, που στην περίπτωση αυτή είναι μονοδιάστατο πεδίο (μία μόνο χωρική παράμετρος). Έτσι, ας θεωρήσουμε την περίπτωση ενός τμήματος ποταμού/αγωγού ορισμένου μήκους (π.χ. 50m) τον οποίο χωρίζουμε σε πεπερασμένα τμήματα μήκους Δx ($=2m$). Όπως φαίνεται στο σχήμα 8.6, με τον τρόπο αυτό, η διάσταση x χωρίζεται σε κελιά μήκους Δx και έτσι προκύπτει ο μονοδιάστατος **υπολογιστικός κανάβος**, στον οποίο γράφονται οι εξισώσεις του προβλήματος. Τα κελιά του κανάβου αριθμούνται κατάλληλα ($i=1,2,\dots,im$), ενώ εθισται να χρησιμοποιείται ο δείκτης i για τη θέση του κάθε κελιού, ο οποίος αναφέρεται στην αριστερή του γωνία. Έτσι, το κελί $i=1$ αντιστοιχεί στο τμήμα $x=0m$ έως $2m$, το $i=2$ στο $x=2-4m$ κ.ο.κ., μέχρι και το τελευταίο κελί του κανάβου, im , που αντιστοιχεί στο μήκος $x=48-50m$. Μια γενική σχέση για τη μετατροπή της τεταγμένης x σε δείκτη i είναι $i=int(x/\Delta x)+1$.



Σχήμα 8.6 Παράδειγμα διακριτοποίησης μονοδιάστατου πεδίου μήκους 50m σε στοιχειώδη τμήματα μήκους $\Delta x=2m$.

Παίρνοντας ως παράδειγμα τη μεταβολή της συγκέντρωσης μιας συντηρητικής ουσίας στο μονοδιάστατο χώρο και το χρόνο [$C(x,t)$], ή αλλιώς **εξίσωση μεταφοράς**, αυτή γράφεται:

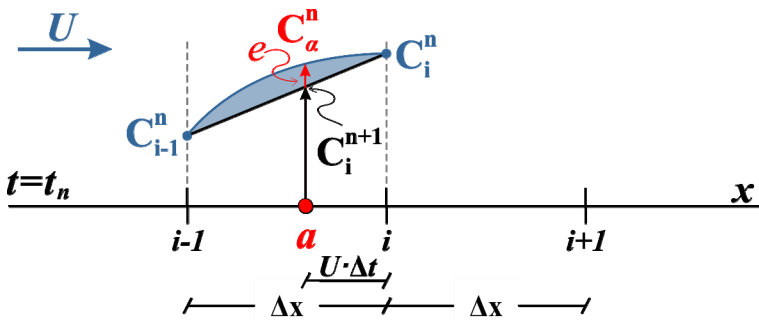
$$\frac{\partial C}{\partial t} + U \frac{\partial C}{\partial x} = 0 \quad [8.7]$$

Πρόκειται για μια γραμμική, υπερβολική εξίσωση πρώτης τάξης με λύση $C(x+U \cdot t)=\text{σταθερό}=C_0$, δηλαδή η αρχική συγκέντρωση (C_0) μεταφέρεται κατά x με ταχύτητα U (Κουτίτας, 2005).

Επιλύοντας τη σχέση αυτή με εφαρμογή εμπρόσθιας διαφοράς για τη χρονική παράγωγο και οπίσθιας διαφοράς για τη χωρική παράγωγο έχουμε:

$$\frac{C_i^{n+1} - C_i^n}{\Delta t} + U \frac{C_i^n - C_{i-1}^n}{\Delta x} = 0 \Rightarrow C_i^{n+1} = C_i^n - \frac{U \cdot \Delta t}{\Delta x} (C_i^n - C_{i-1}^n) \quad [8.8]$$

Έπεται ότι η συγκέντρωση σε μια θέση i ($x=x_i=i \cdot \Delta x$) τη χρονική στιγμή $n+1$ ($t=t_{n+1}=(n+1) \cdot \Delta t$) θα είναι ίση με την τιμή που θα είχε σημείο (α) που απέχει απόσταση ανάντη του i ίση με $U \cdot \Delta t$ το προηγούμενο χρονικό βήμα (n), όπως εικονίζεται στο σχήμα 8.7. Έτσι, ουσιαστικά κατά την επίλυση της εξίσωσης πραγματοποιείται γραμμική παρεμβολή μεταξύ των τιμών C_{i-1}^n και C_i^n σε απόσταση a από το i και η τιμή αυτή τίθεται στο C_i^{n+1} . Έτσι, στην περίπτωση που ο λόγος $U \cdot \Delta t / \Delta x$ δεν ισούται με τη μονάδα, εισάγεται στην επίλυση σφάλμα e (Σχήμα 8.7) λόγω **αριθμητικής διάχυσης** με συντελεστή $\sigma = U \cdot \Delta x / 2$ (Κουτίτας, 2005). Γίνεται, επομένως, φανερό ότι κατά τη μοντελοποίηση των φυσικών διεργασιών παίζουν σημαντικό ρόλο τόσο η χρονική, όσο και η χωρική διακριτοποίηση, αλλά και το σχήμα πεπερασμένων διαφορών που εφαρμόζονται.

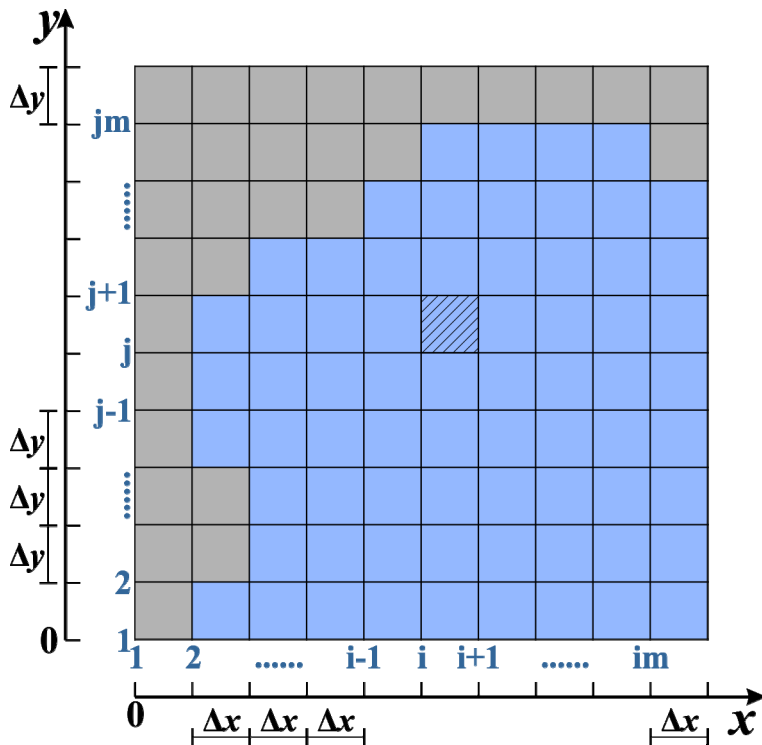


Σχήμα 8.7 Προσδιορισμός της τιμής της συγκέντρωσης στη θέση i στο επόμενο χρονικό βήμα ($n+1$) από τις τιμές της παραμέτρου στις θέσεις $i-1$ και i κατά το προηγούμενο χρονικό βήμα (n).

Διαφορική εξίσωση τριών μεταβλητών: Τέτοιες εξισώσεις περιγράφουν την εξέλιξη μιας παραμέτρου στο διδιάστατο πεδίο, επομένως οι μεταβλητές που περιλαμβάνουν είναι ο χρόνος (t) και οι δύο χωρικές διαστάσεις (x και y). Ανάγοντας την παραπάνω εξίσωση μεταφοράς στο διδιάστατο πεδίο, θεωρώντας ταχύτητες μεταφοράς U και V κατά τις διευθύνσεις x και y , αντίστοιχα και εφαρμόζοντας εμπρόσθια διαφορά για τη χρονική παράγωγο και οπίσθια διαφορά για τις χωρικές παραγώγους έχουμε:

$$\begin{aligned} \frac{\partial C}{\partial t} + U \frac{\partial C}{\partial x} + V \frac{\partial C}{\partial y} = 0 &\Rightarrow \frac{\partial C}{\partial t} + U \frac{\partial C}{\partial x} + V \frac{\partial C}{\partial y} = 0 \Rightarrow \\ \frac{C_{i,j}^{n+1} - C_{i,j}^n}{\Delta t} + U \frac{C_{i,j}^n - C_{i-1,j}^n}{\Delta x} + V \frac{C_{i,j}^n - C_{i,j-1}^n}{\Delta y} = 0 &\Rightarrow \\ C_{i,j}^{n+1} = C_{i,j}^n - \frac{U \cdot \Delta t}{\Delta x} (C_{i,j}^n - C_{i-1,j}^n) - \frac{V \cdot \Delta t}{\Delta y} (C_{i,j}^n - C_{i,j-1}^n) \end{aligned} \quad [8.9]$$

Στις παραπάνω εξισώσεις ο δείκτης i αναφέρεται στη διάσταση x και ο δείκτης j στη διάσταση y (Σχήμα 8.8). Δηλαδή, σε ένα διδιάστατο μοντέλο, οι παράμετροι του προβλήματος (στη συγκεκριμένη περίπτωση η συγκέντρωση, C) είναι διδιάστατοι πίνακες (π.χ. $C[i,j]$). Βέβαια, θα μπορούσαμε να εκφράσουμε την κάθε παράμετρο ως τρισδιάστατο πίνακα, συμπεριλαμβάνοντας και τη μεταβλητή του χρόνου, αλλά κάτι τέτοιο συνήθως αποφεύγεται για οικονομία υπολογιστικής μνήμης.



Σχήμα 8.8 Διακριτοποίηση ιδεατού δισδιάστατου πεδίου σε στοιχειώδη τμήματα μήκους Δx και Δy και εξαγωγή του δισδιάστατου υπολογιστικού κανάβου. Τα κελιά με γκριζό χρώμα είναι κελιά ξηράς, ενώ το διαγραμμισμένο κελί αντιστοιχεί στους δείκτες i, j .

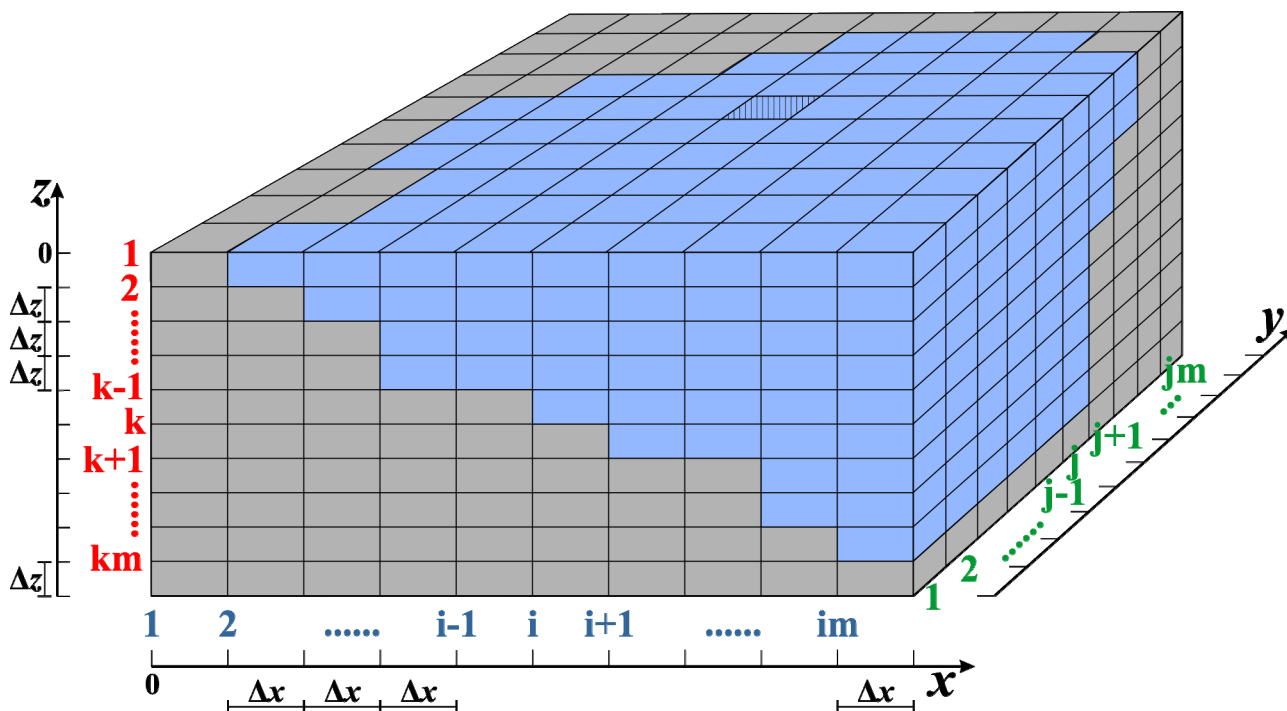
Διαφορική εξίσωση τεσσάρων μεταβλητών: Τέτοιες εξισώσεις περιγράφουν την εξέλιξη μιας παραμέτρου στο τρισδιάστατο πεδίο, επομένως οι μεταβλητές που περιλαμβάνουν είναι ο χρόνος (t) και οι τρεις χωρικές διαστάσεις (x , y και z , όπου z το βάθος του νερού). Ανάγοντας την παραπάνω εξίσωση μεταφοράς στο τρισδιάστατο πεδίο και θεωρώντας οριζόντιες ταχύτητες μεταφοράς U και V κατά τις διευθύνσεις x και y αντίστοιχα και κατακόρυφη ταχύτητα W , έχουμε:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + U \frac{\partial C}{\partial x} + V \frac{\partial C}{\partial y} + W \frac{\partial C}{\partial z} = 0 \Rightarrow \frac{\partial C}{\partial t} + U \frac{\partial C}{\partial x} + V \frac{\partial C}{\partial y} + W \frac{\partial C}{\partial z} = 0 \Rightarrow$$

$$\frac{C_{i,j,k}^{n+1} - C_{i,j,k}^n}{\Delta t} + U \frac{C_{i,j,k}^n - C_{i-1,j,k}^n}{\Delta x} + V \frac{C_{i,j,k}^n - C_{i,j-1,k}^n}{\Delta y} + W \frac{C_{i,j,k}^n - C_{i,j,k-1}^n}{\Delta z} = 0 \Rightarrow \quad [8.10]$$

$$C_{i,j,k}^{n+1} = C_{i,j,k}^n - \frac{U \cdot \Delta t}{\Delta x} (C_{i,j,k}^n - C_{i-1,j,k}^n) - \frac{V \cdot \Delta t}{\Delta y} (C_{i,j,k}^n - C_{i,j-1,k}^n) - \frac{W \cdot \Delta t}{\Delta z} (C_{i,j,k}^n - C_{i,j,k-1}^n)$$

Στις παραπάνω εξισώσεις ο δείκτης i αναφέρεται στη διάσταση x , ο δείκτης j στη διάσταση y και ο δείκτης k στη διάσταση z (Σχήμα 8.9). Έτσι, σε ένα τρισδιάστατο μοντέλο οι παράμετροι του προβλήματος είναι τρισδιάστατοι πίνακες (π.χ. $C[i,j,k]$).



Σχήμα 8.9 Διακριτοποίηση ιδεατού τρισδιάστατου πεδίου σε στοιχειώδη τμήματα μήκους Δx , Δy και Δz και εξαγωγή του τρισδιάστατου υπολογιστικού κανάβου. Τα κελιά με γκρίζο χρώμα είναι κελιά ξηράς, ενώ το διαγραμμισμένο κελί αντιστοιχεί στους δείκτες i, j, k . Σημειώνεται ότι η κάτοψη του πεδίου αντιστοιχεί στο σχήμα 8.9.

8.3.3 Αρχικές και οριακές συνθήκες

Η επίλυση των διαφορικών εξισώσεων με τη χρήση κάποιας γλώσσας προγραμματισμού (π.χ. Matlab, Fortran κ.λπ.) γίνεται με επαναληπτικούς κύκλους (loops), τόσο χρονικούς, όσο και χωρικούς, ώστε να καλυφθεί και το χρονικό διάστημα για το οποίο θέλουμε να κάνουμε την προσομοίωση και το σύνολο του πεδίου. Έτσι, για παράδειγμα, η απλή εξίσωση μονοδιάστατης μεταφοράς συγκέντρωσης (εξ. 8.7) θα γραφόταν σε γλώσσα Fortran ως εξής (θεωρώντας tm το σύνολο των χρονικών βημάτων):

```

do t=2,tm !beginning of temporal loop
c loop to calculate concentration, Cn, at the new time step from the values of the previous step, C
do i=2,im !beginning of spatial loop
Cn(i)=C(i)-U*(C(i)-C(i-1))*dt/dx
enddo !end of spatial loop
c set C=Cn to reset time sequence
do i=1,im
C(i)=Cn(i)
enddo
enddo !end of temporal loop

```

Στο παραπάνω παράδειγμα οι δύο επαναληπτικοί κύκλοι δεν πραγματοποιούνται για το σύνολο των τιμών. Ο χρονικός εκτελείται για $t=2, tm$ (λείπει το βήμα $t=1$) και ο χωρικός για $i=2, im$ (λείπει το βήμα $i=1$). Για το χρονικό κύκλο ο λόγος είναι ότι οι τιμές του πρώτου βήματος αποτελούν τις **αρχικές συνθήκες**, οι οποίες θα πρέπει να είναι γνωστές. Έτσι, πριν από την εκτέλεση του βασικού μέρους των υπολογισμών, είναι απαραίτητη η αρχικοποίηση όλων των παραμέτρων του προβλήματος. Στην περίπτωση που εξετάζουμε, θα πρέπει να οριστεί η συγκέντρωση της ουσίας κατά το πρώτο χρονικό βήμα στο σύνολο του πεδίου ($i=1, im$), η οποία, εάν θεωρήσουμε ότι η συγκέντρωση εισάγεται στο πεδίο στη θέση $i=2$, θα πρέπει να είναι $C(2)=C_0$ και μηδέν στο υπόλοιπο πεδίο, δηλαδή $C(i \neq 2)=0$. Για το χωρικό κύκλο δεν είναι δυνατός ο υπολογισμός της τιμής στο $i=1$, γιατί χρησιμοποιήσαμε οπίσθια διαφορά (η τιμή $C(i-1)$ είναι αδύνατο να υπολογιστεί για $i=1$). Έτσι, είναι απαραίτητο να οριστεί από το χρήστη η τιμή στο αριστερό όριο που αποτελεί μια από τις **οριακές συνθήκες** του προβλήματος. Σημειώνεται ότι στην περίπτωση που χρησιμοποιούσαμε εμπρόσθια διαφορά για την παράγωγο Δx , θα έπρεπε να οριστεί η τιμή της συγκέντρωσης για $i=im$ (ο χωρικός επαναληπτικός κύκλος

θα εκτελούνταν για $i=1,im-1$), ενώ στην περίπτωση κεντρικής διαφοράς οι οριακές συνθήκες θα περιλάμβαναν τις θέσεις $i=1$ και $i=im$ (ο χωρικός επαναληπτικός κύκλος θα εκτελούνταν για $i=2,im-1$). Γράφοντας ολοκληρωμένα τον παραπάνω κώδικα, ορίζοντας πλήρως διαστάσεις πινάκων, τύπους παραμέτρων, αρχικές και οριακές συνθήκες θα είχαμε:

```

parameter (im=100, tm=2000)
real*8 c(im), cn(im),co,U,dx,dt,t
c definition of input parameters
co=10 !input concentration
U=0.02 !uniform velocity
dx=0.1 !spatial step
dt=dx/U !temporal step
c setting initial conditions
t=1
c(:,:)=0.0
c(2,1)=co
c main calculations
do t=2,tm !beginning of temporal loop
c loop to calculate concentration, Cn, at the new time step from the values of the previous step, C
do i=2,im !beginning of spatial loop
Cn(i)=C(i)-U*(C(i)-C(i-1))*dt/dx
enddo !end of spatial loop
c set C=Cn to reset time sequence
do i=1,im
C(i)=Cn(i)
enddo
enddo !end of temporal loop
stop
end

```

8.3.4 Κριτήρια σταθερότητας επίλυσης

Βασικό κριτήριο για τη σταθερότητα της αριθμητικής επίλυσης των διαφορικών εξισώσεων είναι τα κριτήρια **Courant–Friedrichs–Lewy (CFL)**, σύμφωνα με τα οποία θα πρέπει:

$$\left\{ \begin{array}{l} |U_{\max}| \leq \frac{dx}{dt} \Rightarrow CFL_1 = \frac{|U_{\max}| \cdot dt}{dx} \leq 1 \\ K_H \leq \frac{1}{2} \cdot \frac{dx^2}{dt} \Rightarrow CFL_2 = \frac{K_H \cdot dt}{dx^2} \leq \frac{1}{2} \end{array} \right. \Rightarrow dt \leq \min \left(\frac{dx}{|U_{\max}|}, \frac{2 \cdot dx^2}{K_H} \right) \quad [8.11]$$

Η πρώτη σχέση δηλώνει ότι ο λόγος των βημάτων χωρικής και χρονικής διακριτοποίησης θα πρέπει να είναι μεγαλύτερος από το μέτρο της μέγιστης ταχύτητας ροής στο πεδίο, ενώ η δεύτερη ότι η τιμή του συντελεστή διασποράς θα πρέπει να είναι μικρότερη από το ήμισυ του λόγου επιφάνειας κελιού προς το βήμα χρόνου. Συχνά η ποσότητα CFL_1 αναφέρεται ως **αριθμός Courant**.

Η παραβίαση των κριτηρίων CFL σε μια αριθμητική επίλυση έχει ως συνέπεια την εισαγωγή σημαντικών σφαλμάτων λόγω αριθμητικής διάχυσης, γεγονός που οδηγεί σε εσφαλμένα (*erroneous*) αποτελέσματα, ακόμα και σε απειρισμό των τιμών. Έτσι, για την αποφυγή τέτοιων σφαλμάτων επιλέγεται τελικά το **χρονικό βήμα** να είναι **κατά πολύ μικρότερο** από την ελάχιστη τιμή του λόγου χρονικού βήματος προς τη μέγιστη ταχύτητα και το διπλάσιο του λόγου επιφάνειας κελιού προς το συντελεστή διασποράς.

8.4 Επίλυση μαθηματικού ομοιώματος ανεμογενούς κυκλοφορίας και μετεωρολογικής παλίρροιας

Στο μαθηματικό ομοίωμα Surge_UV.f υπολογίζεται η βαροτροπική κυκλοφορία (ολοκληρωμένες με το βάθος ταχύτητες) και η μεταβολή της στάθμης επιφανείας λόγω ανεμολογικής δράσης και ατμοσφαιρικής πίεσης. Όπως παρουσιάστηκε στο Κεφάλαιο 5, στην Ενότητα 5.3 (εξισώσεις 5.6–5.11), η δράση του ανέμου και της πίεσης καθορίζουν την ανάπτυξη του φαινομένου της μετεωρολογικής παλίρροιας. Στην ενότητα αυτή παρουσιάζεται ένα παράδειγμα εφαρμογής του μοντέλου Surge_UV.f, καθώς και οι προαπαιτούμενες επιλογές των δεδομένων εισόδου από το χρήστη. Εκτός από τη δράση των ατμοσφαιρικών συνθηκών στον υπολογισμό περιλαμβάνονται η δράση της δύναμης Coriolis, οι τριβές επιφανείας και τυχόν ανοικτά όρια της περιοχής μελέτης (ανταλλαγή με διπλανή θαλάσσια περιοχή). Περισσότερες πληροφορίες για το μοντέλο Surge_UV.f παρουσιάζονται από τους Vries et al. (1995), Krestenitis et al. (2011) και Androulidakis et al. (2015).

Δήψη αρχείου λογισμικού του μαθηματικού ομοιώματος.

Στο συμπιεσμένο αρχείο Surge_UV_MODEL.zip περιέχονται δύο φάκελοι Folder1 και Folder2. Στο φάκελο Folder1 περιέχονται:

- Το εκτελέσιμο αρχείο Surge_UV
- Τα δεδομένα εισόδου που περιγράφονται στο υποκεφάλαιο 8.4.1

Στο φάκελο Folder2 περιέχονται:

- Ο κώδικας FORTRAN Surge_UV.f
- Τα δεδομένα εισόδου που περιγράφονται στο υποκεφάλαιο 8.4.1

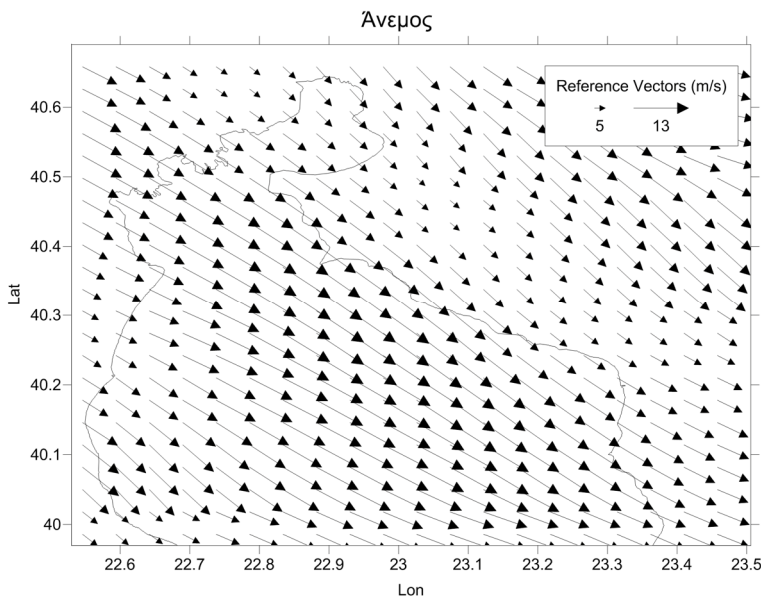
Ο χρήστης μπορεί να «τρέξει» το παράδειγμα του Θερμαϊκού Κόλπου, παράγοντας τα δεδομένα εξόδου που περιγράφονται στην Ενότητα 8.4.2 ή να εγκαταστήσει το ομοίωμα Surge_UV.f στην περιοχή που επιθυμεί να μελετήσει.

8.4.1 Δεδομένα εισόδου

Τα αρχεία εισόδου του Surge_UV.f είναι:

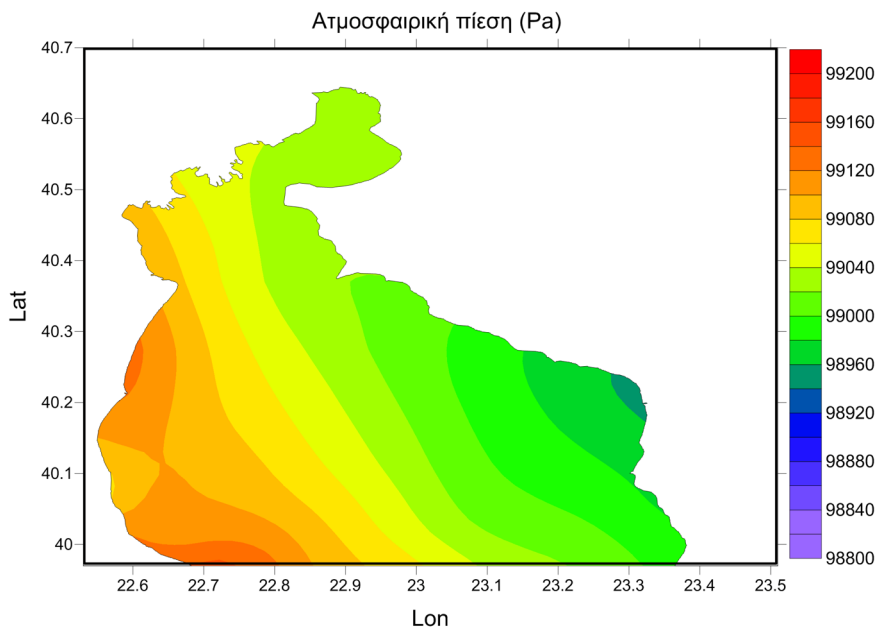
- Αρχείο βαθυμετρίας (π.χ. Bathymetry.dat).
- Αρχείο ατμοσφαιρικής πίεσης (π.χ. pressure.dat).
- Αρχεία ανέμου κατά τις 2 διαστάσεις (π.χ. Uwind.dat και Vwind.dat).

Ο τρόπος γραφής του αρχείου εισόδου φαίνεται στα παρεχόμενα παραδείγματα και ουσιαστικά καθορίζεται από τον τρόπο «διαβάσματος» των αρχείων από τον κώδικα του Surge_UV.f. Ο χρήστης έχει τη δυνατότητα να αλλάξει το μορφότυπο (*format*) των αρχείων και τον τρόπο ανάγνωσής του μέσα στον κώδικα. Η βαθυμετρία ορίζεται σε μέτρα (m) και τα κελιά «ξηράς» του ορθογωνικού κανάβου ορίζονται με 1. Τα κελιά «θάλασσας» ορίζονται με κάποιον θετικό αριθμό μεγαλύτερο της μονάδος, ο οποίος αντιπροσωπεύει το βάθος του κάθε κελιού. Τα αρχεία ατμοσφαιρικής πίεσης δηλώνουν την ατμοσφαιρική πίεση όλων των κελιών, ανεξάρτητα αν υπάρχει θάλασσα ή ξηρά. Η ατμοσφαιρική πίεση ορίζεται σε Pascal και η κατανομή της πάνω από την περιοχή διερεύνησης δηλώνει την κατανομή βαρομετρικών χαμηλών και υψηλών πιέσεων. Το αρχείο ανέμου περιέχει την ταχύτητα του ανέμου και το πρόσημο της τιμής την κατεύθυνση του ανέμου. Για παράδειγμα, βόρειος άνεμος με ταχύτητα 5m/sec πρέπει να δηλωθεί ως -5 μέσα στο αρχείο Vwind.dat. Η συνισταμένη τιμή από τα δύο αρχεία δηλώνει το μέτρο και την κατεύθυνση του ανέμου κάθε κελιού. Στο σχήμα 8.10 παρουσιάζεται η κατανομή του ανέμου σε μία χρονική στιγμή πάνω από την περιοχή του Θερμαϊκού Κόλπου. Η ταχύτητα του ανέμου κυμαίνεται μεταξύ 5 και 13m/sec και είναι βορειοδυτικός. επίσης, διαφαίνονται περιοχές με διαφορετικές εντάσεις ανέμου, κυρίως στην ανοικτή περιοχή του Κόλπου.



Σχήμα 8.10 Οριζόντια κατανομή του ανέμου (m/sec) πάνω από την περιοχή του Θερμαϊκού Κόλπου σε μια δεδομένη χρονική στιγμή.

Στο σχήμα 8.11 παρουσιάζεται η κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης σε μία χρονική στιγμή πάνω από την περιοχή του Θερμαϊκού Κόλπου. Εμφανίζονται χαμηλές πιέσεις στον ανατολικό κόλπο και υψηλότερες πιέσεις στο νοτιοδυτικό κόλπο. Ο χρήστης μπορεί, επιπλέον, να επιλέξει τη διάρκεια προσομοίωσης (π.χ. 1 ημέρα στο παράδειγμα του Θερμαϊκού Κόλπου). Προσοχή: Στο παράδειγμα διατηρείται σταθερός άνεμος και ατμοσφαιρική πίεση για όλη τη διάρκεια της προσομοίωσης.



Σχήμα 8.11 Οριζόντια κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης (Pa) πάνω από την περιοχή του Θερμαϊκού Κόλπου σε μια δεδομένη χρονική στιγμή.

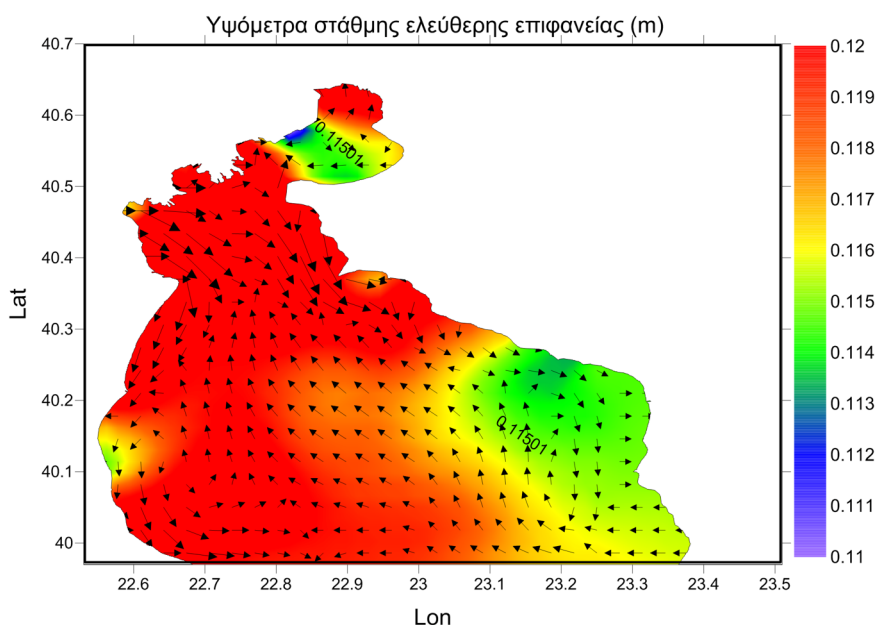
Ο χρήστης μπορεί να ορίσει διάφορες άλλες μεταβλητές που επεξηγούνται μέσα στον κώδικα του μοντέλου με συνοδευτικά σχόλια.

8.4.2 Δεδομένα εξόδου

Τα αρχεία εξόδου αφορούν τη μέση ταχύτητα ρεύματος ολοκληρωμένη στο βάθος και τη στάθμη της ελεύθερης επιφάνειας σε κάθε κελί του κανάβου που καλύπτει την περιοχή μελέτης. Στο παράδειγμα του Θερμαϊκού Κόλπου τα αρχεία εξόδου αφορούν τόσο την οριζόντια κατανομή σε όλη την περιοχή του Κόλπου με ωριαίο βήμα και εξέλιξη των παραμέτρων εξόδου σε συγκεκριμένες θέσεις-σταθμούς (π.χ. στη Θεσσαλονίκη). Οι δύο τύποι αρχείων είναι:

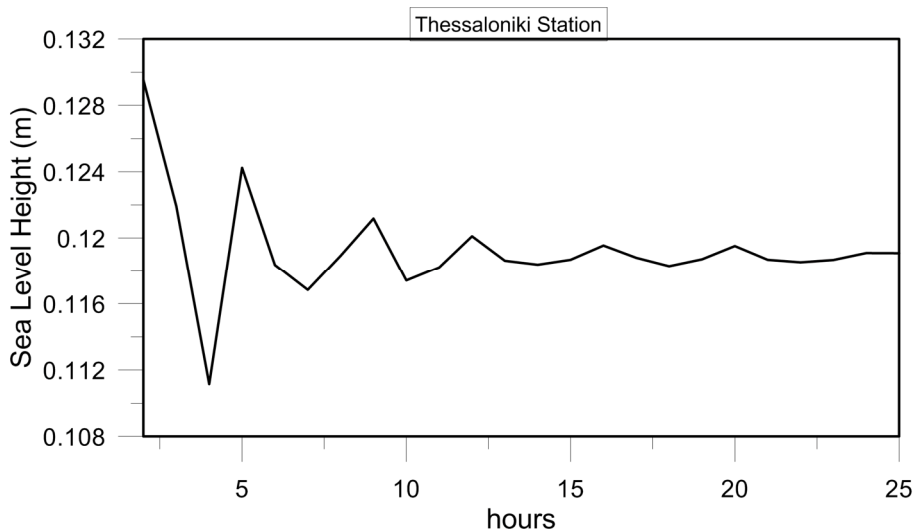
- Horizontal_fields_'//hhh/'.dat, όπου hhh είναι η ώρα της ημέρας
- Stations_Elevations.dat
- Stations_Currents.dat

Ο χρήστης μπορεί να επιλέξει τον αριθμό και τη θέση των σταθμών που επιθυμεί, καθώς επίσης και το χρονικό βήμα παραγωγής των δεδομένων εξόδου, με ελάχιστο βήμα το χρονικό βήμα της προσομοίωσης (π.χ. 1 sec στην περίπτωση του Θερμαϊκού Κόλπου). Στο σχήμα 8.12 παρουσιάζεται η κατανομή στάθμης και ρευμάτων σε μία χρονική στιγμή στην περιοχή του Θερμαϊκού Κόλπου. Οι υψηλότερες στάθμες υπολογίστηκαν στη βόρεια και κεντρική περιοχή, όπου παρουσιάζονται και δυνατά νοτιοανατολικά ρεύματα.



Σχήμα 8.12 Οριζόντια κατανομή υψομέτρων ελεύθερης επιφάνειας και βαροτροπικών ρευμάτων στην περιοχή του Θερμαϊκού Κόλπου σε μια δεδομένη χρονική στιγμή.

Το αποτέλεσμα που περιέχεται μέσα στο αρχείο Stations_Elevations.dat και αφορά την εξέλιξη της στάθμης στη Θεσσαλονίκη φαίνεται στο σχήμα 8.13. Ο χρήστης μπορεί να προσθέσει όσους σταθμούς επιθυμεί. Παρομοίως, το αρχείο Stations_Currents.dat περιέχει τη χρονική εξέλιξη των 2 συνιστωσών του μέσου ολοκληρωμένου με το βάθος ρεύματος στη θέση του επιλεγμένου σταθμού.



Σχήμα 8.13 Εξέλιξη της στάθμης στο σταθμό της Θεσσαλονίκης για όλο το 24ώρο της προσομοίωσης.

8.4.3 Υπολογιστικό εργαλείο απλοποιημένης προσέγγισης ανεμογενούς ανύψωσης της θαλάσσιας στάθμης λόγω θυελλωδών ανέμων.

Το πρόγραμμα SSC (Storm Surge Calculator AUTh).xls (Εικόνα 8.8) δίνει μία πρώτη υπολογιστική εκτίμηση της ανεμογενούς ανύψωσης της στάθμης θάλασσας λόγω πνοής πολύ ισχυρών θυελλωδών ανέμων πάνω από υφαλοκρηπίδα με σταθερό βάθος ή με ομοιόμορφη γραμμική κλίση πυθμένα. Η εφαρμογή SSC βασίζεται στην απλουστευμένη θεωρία του Κεφαλαίου 5 στην Ενότητα 5.3.2 (εξισώσεις 5.11-5.16) για τον υπολογισμό της ανύψωσης της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας λόγω πνοής πολύ ισχυρών ανέμων (θύελλα ή τυφώνας), με βάση τις διαστάσεις της υφαλοκρηπίδας, την ταχύτητα και τη διεύθυνση του ανέμου. Η ανάλυση λαμβάνει υπόψη υφαλοκρηπίδα με σταθερό βάθος και σταθερά κεκλιμένο πυθμένα. Η ανύψωση της στάθμης υπολογίζεται σε οποιαδήποτε οριζόντια απόσταση από το πέρας της υφαλοκρηπίδας και προς την ακτογραμμή. Παρέχεται η δυνατότητα υπολογισμού των τριβών στον πυθμένα και των διατμητικών τάσεων στη διεπιφάνεια αέρα-νερού από διάφορες προσεγγίσεις. Ειδικά η τριβή στον πυθμένα υπολογίζεται μέσω ενός συντελεστή τύπου Darcy-Weisbach. Δίνεται, τέλος, η δυνατότητα υπολογισμού της ανύψωσης λαμβάνοντας υπόψη και την επίδραση της δύναμης Coriolis, εφόσον είναι γνωστό το γεωγραφικό πλάτος της υπό μελέτη περιοχής. Η εφαρμογή δίνει ως αποτελέσματα την ανύψωση της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας από την πνοή πολύ ισχυρών ανέμων καταιγίδας/θύελλας. Λήψη αρχείου υπολογιστικών εφαρμογών.

A	B	C	D	E	F	G	H	I	J																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
"SSC" by Christos V. Makris, Prof. Yannis N. Krestenitis (AUTH)				Οδηγίες λειτουργίας προγράμματος			* Το ΚΟΚΚΙΝΟ κελί υπολογίζονται αυτόματα από τύπους εκτός αν είναι γνωστές οι τιμές τους, οπότε και συμπληρώνονται απευθείας από τον χρήστη με δική του ευθύνη π.χ. Αν έρωμα U_{10} απευθείας και δεν γνωρίζουμε $U(z)$ και z																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																	
1) Βάζουμε τιμές σε όλα τα ΚΙΤΡΙΝΑ κελιά *				2) Επιλέγουμε ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΡΙΒΗΣ και ΤΥΠΟ ΥΛΙΚΟΥ ΠΥΘΜΕΝΑ και παίρνουμε συνάρτηση Ε.Ε. λόγω Μετεωρολογικής Παλίνρροιας/Κύματος Καταγής **			** Η Μετεωρολόγος το συνδυαστικό ε παλίνρροιας, πολύ χρομ η ανύψωση																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																	
3) Δεν επιτρέπεται η αλλαγή του προγράμματος, χωρίς άδεια από τον διαχειριστή.				4) Ο χρήστης, ο οποίος επιθυμεί να επείξει στη δομή του προγράμματος, μπορεί να αποκτήσει κωδικό πωροσώω, αφού ενημερωθεί τον διαχειριστή στο email: cmakris@civil.auth.gr																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																				
<table border="1"> <thead> <tr> <th colspan="3">ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΕΙΣΑΓΟΓΗΣ</th> <th colspan="3">ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ</th> <th colspan="3">ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ</th> </tr> <tr> <th colspan="3">Ταχύτητα Ανέμου Μετρημένη σε Ύψος z=20m από ΜΣΘ</th> <th colspan="3">για ΥΦΑΛΟΚΡΗΠΙΔΑ με ΣΤΑΘΕΡΟ ΒΑΘΟΣ</th> <th colspan="3">για ΥΦΑΛΟΚΡΗΠΙΔΑ με ΣΤΑΘΕΡΟ ΒΑΘΟΣ</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>9</td> <td>U₂₀ (m/sec)</td> <td>55</td> <td>U₁₀ (m/sec)</td> <td>55</td> <td>U₁₀ (m/sec)</td> <td>55</td> <td>U₁₀ (m/sec)</td> <td>55</td> </tr> <tr> <td>10</td> <td>z (m)</td> <td>20</td> <td>z (m)</td> <td>20</td> <td>z (m)</td> <td>20</td> <td>z (m)</td> <td>20</td> </tr> <tr> <td>11</td> <td>U₁₀ (m/sec)</td> <td>26.5718</td> <td>U₁₀ (m/sec)</td> <td>26.5718</td> <td>U₁₀ (m/sec)</td> <td>26.5718</td> <td>U₁₀ (m/sec)</td> <td>26.5718</td> </tr> <tr> <td>12</td> <td>U₁₀ (Knot/h)</td> <td>112.053</td> <td>U₁₀ (Knot/h)</td> <td>112.053</td> <td>U₁₀ (Knot/h)</td> <td>112.053</td> <td>U₁₀ (Knot/h)</td> <td>112.053</td> </tr> <tr> <td>13</td> <td>Πλάτος (Ηπειρωτική) Υφαλοκρηπίδας</td> <td>10000</td> <td>Πλάτος (Ηπειρωτική) Υφαλοκρηπίδας</td> <td>10000</td> <td>Πλάτος (Ηπειρωτική) Υφαλοκρηπίδας</td> <td>10000</td> <td>Πλάτος (Ηπειρωτική) Υφαλοκρηπίδας</td> <td>10000</td> </tr> <tr> <td>14</td> <td>Χαρακτηριστικό Βάθος Υφαλοκρηπίδας</td> <td>25</td> <td>Χαρακτηριστικό Βάθος Υφαλοκρηπίδας</td> <td>25</td> <td>Χαρακτηριστικό Βάθος Υφαλοκρηπίδας</td> <td>25</td> <td>Χαρακτηριστικό Βάθος Υφαλοκρηπίδας</td> <td>25</td> </tr> <tr> <td>15</td> <td>Οριζόντια Απόσταση από Όριο Υφαλοκρηπίδας προς Ακτογραμμή</td> <td>9800</td> <td>Οριζόντια Απόσταση από Όριο Υφαλοκρηπίδας προς Ακτογραμμή</td> <td>9800</td> <td>Οριζόντια Απόσταση από Όριο Υφαλοκρηπίδας προς Ακτογραμμή</td> <td>9800</td> <td>Οριζόντια Απόσταση από Όριο Υφαλοκρηπίδας προς Ακτογραμμή</td> <td>9800</td> </tr> <tr> <td>16</td> <td>Επίστροφη της Βαρύτητας</td> <td>9.81</td> <td>Επίστροφη της Βαρύτητας</td> <td>9.81</td> <td>Επίστροφη της Βαρύτητας</td> <td>9.81</td> <td>Επίστροφη της Βαρύτητας</td> <td>9.81</td> </tr> <tr> <td>17</td> <td>(Μέση) Πυκνότητα Θαλασσινού Νερού</td> <td>1025</td> <td>(Μέση) Πυκνότητα Θαλασσινού Νερού</td> <td>1025</td> <td>(Μέση) Πυκνότητα Θαλασσινού Νερού</td> <td>1025</td> <td>(Μέση) Πυκνότητα Θαλασσινού Νερού</td> <td>1025</td> </tr> <tr> <td>18</td> <td>Κρίσιμη Ταχύτητα Ανέμου</td> <td>5.6</td> <td>Κρίσιμη Ταχύτητα Ανέμου</td> <td>5.6</td> <td>Κρίσιμη Ταχύτητα Ανέμου</td> <td>5.6</td> <td>Κρίσιμη Ταχύτητα Ανέμου</td> <td>5.6</td> </tr> <tr> <td>19</td> <td>Γωνιακή Ταχύτητα Περιστροφής της Γης</td> <td>0.00007272</td> <td>Γωνιακή Ταχύτητα Περιστροφής της Γης</td> <td>0.00007272</td> <td>Γωνιακή Ταχύτητα Περιστροφής της Γης</td> <td>0.00007272</td> <td>Γωνιακή Ταχύτητα Περιστροφής της Γης</td> <td>0.00007272</td> </tr> <tr> <td>20</td> <td>Γεωγραφικό Πλάτος Παρατήρησης (για εξέταση)</td> <td>35</td> <td>Γεωγραφικό Πλάτος Παρατήρησης (για εξέταση)</td> <td>35</td> <td>Γεωγραφικό Πλάτος Παρατήρησης (για εξέταση)</td> <td>35</td> <td>Γεωγραφικό Πλάτος Παρατήρησης (για εξέταση)</td> <td>35</td> </tr> <tr> <td>21</td> <td>Γωνία Πνοής Ανέμου</td> <td>45</td> <td>Γωνία Πνοής Ανέμου</td> <td>45</td> <td>Γωνία Πνοής Ανέμου</td> <td>45</td> <td>Γωνία Πνοής Ανέμου</td> <td>45</td> </tr> <tr> <td>22</td> <td>(Μέση) Πυκνότητα Αέρα</td> <td>1.25</td> <td>(Μέση) Πυκνότητα Αέρα</td> <td>1.25</td> <td>(Μέση) Πυκνότητα Αέρα</td> <td>1.25</td> <td>(Μέση) Πυκνότητα Αέρα</td> <td>1.25</td> </tr> <tr> <td>23</td> <td>Μέση Διάμετρος Κοκκίων Κηρίματος</td> <td>0.0005</td> <td>Μέση Διάμετρος Κοκκίων Κηρίματος</td> <td>0.0005</td> <td>Μέση Διάμετρος Κοκκίων Κηρίματος</td> <td>0.0005</td> <td>Μέση Διάμετρος Κοκκίων Κηρίματος</td> <td>0.0005</td> </tr> <tr> <td>24</td> <td colspan="9">STORM SURGE Sloping Bottom</td> </tr> <tr> <td>25</td> <td colspan="9">ΣΗΜΕΙΟΛΟΓΙΑ ΧΡΕΜΑΤΩΝ ΚΕΛΙΩΝ</td> </tr> <tr> <td>26</td> <td colspan="9">ΔΕΔΟΜΕΝΟ (Συμπληρώνεται από χρήστη)</td> </tr> <tr> <td>27</td> <td colspan="9">ΔΕΔΟΜΕΝΟ (Συμπληρώνεται από χρήστη)</td> </tr> <tr> <td>28</td> <td colspan="9">ΔΕΔΟΜΕΝΟ (Συμπληρώνεται από χρήστη)</td> </tr> <tr> <td>29</td> <td colspan="9">ΣΥΜΒΟΛΟ ΜΕΓΕΘΟΥΣ</td> </tr> <tr> <td>30</td> <td colspan="9">ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ</td> </tr> <tr> <td>31</td> <td colspan="9">ΣΗΜΑΝΤΙΚΟΤΕΡΑ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ</td> </tr> <tr> <td>32</td> <td colspan="9">ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ</td> </tr> <tr> <td>33</td> <td colspan="9">ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ</td> </tr> <tr> <td>34</td> <td colspan="9">ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ</td> </tr> <tr> <td>35</td> <td colspan="9">ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ</td> </tr> <tr> <td>36</td> <td colspan="9">ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ</td> </tr> <tr> <td>37</td> <td colspan="9">ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ</td> </tr> <tr> <td>38</td> <td colspan="9">ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ</td> </tr> <tr> <td>39</td> <td colspan="9">ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ</td> </tr> <tr> <td>40</td> <td colspan="9">ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ</td> </tr> <tr> <td>41</td> <td colspan="9">ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ</td> </tr> <tr> <td>42</td> <td colspan="9">ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ</td> </tr> <tr> <td>43</td> <td colspan="9">ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ</td> </tr> <tr> <td>44</td> <td colspan="9">ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ</td> </tr> <tr> <td>45</td> <td colspan="9">ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ</td> </tr> <tr> <td>46</td> <td colspan="9">ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ</td> </tr> </tbody> </table>										ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΕΙΣΑΓΟΓΗΣ			ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ			ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ			Ταχύτητα Ανέμου Μετρημένη σε Ύψος z=20m από ΜΣΘ			για ΥΦΑΛΟΚΡΗΠΙΔΑ με ΣΤΑΘΕΡΟ ΒΑΘΟΣ			για ΥΦΑΛΟΚΡΗΠΙΔΑ με ΣΤΑΘΕΡΟ ΒΑΘΟΣ			9	U ₂₀ (m/sec)	55	U ₁₀ (m/sec)	55	U ₁₀ (m/sec)	55	U ₁₀ (m/sec)	55	10	z (m)	20	z (m)	20	z (m)	20	z (m)	20	11	U ₁₀ (m/sec)	26.5718	U ₁₀ (m/sec)	26.5718	U ₁₀ (m/sec)	26.5718	U ₁₀ (m/sec)	26.5718	12	U ₁₀ (Knot/h)	112.053	U ₁₀ (Knot/h)	112.053	U ₁₀ (Knot/h)	112.053	U ₁₀ (Knot/h)	112.053	13	Πλάτος (Ηπειρωτική) Υφαλοκρηπίδας	10000	Πλάτος (Ηπειρωτική) Υφαλοκρηπίδας	10000	Πλάτος (Ηπειρωτική) Υφαλοκρηπίδας	10000	Πλάτος (Ηπειρωτική) Υφαλοκρηπίδας	10000	14	Χαρακτηριστικό Βάθος Υφαλοκρηπίδας	25	Χαρακτηριστικό Βάθος Υφαλοκρηπίδας	25	Χαρακτηριστικό Βάθος Υφαλοκρηπίδας	25	Χαρακτηριστικό Βάθος Υφαλοκρηπίδας	25	15	Οριζόντια Απόσταση από Όριο Υφαλοκρηπίδας προς Ακτογραμμή	9800	Οριζόντια Απόσταση από Όριο Υφαλοκρηπίδας προς Ακτογραμμή	9800	Οριζόντια Απόσταση από Όριο Υφαλοκρηπίδας προς Ακτογραμμή	9800	Οριζόντια Απόσταση από Όριο Υφαλοκρηπίδας προς Ακτογραμμή	9800	16	Επίστροφη της Βαρύτητας	9.81	Επίστροφη της Βαρύτητας	9.81	Επίστροφη της Βαρύτητας	9.81	Επίστροφη της Βαρύτητας	9.81	17	(Μέση) Πυκνότητα Θαλασσινού Νερού	1025	(Μέση) Πυκνότητα Θαλασσινού Νερού	1025	(Μέση) Πυκνότητα Θαλασσινού Νερού	1025	(Μέση) Πυκνότητα Θαλασσινού Νερού	1025	18	Κρίσιμη Ταχύτητα Ανέμου	5.6	Κρίσιμη Ταχύτητα Ανέμου	5.6	Κρίσιμη Ταχύτητα Ανέμου	5.6	Κρίσιμη Ταχύτητα Ανέμου	5.6	19	Γωνιακή Ταχύτητα Περιστροφής της Γης	0.00007272	Γωνιακή Ταχύτητα Περιστροφής της Γης	0.00007272	Γωνιακή Ταχύτητα Περιστροφής της Γης	0.00007272	Γωνιακή Ταχύτητα Περιστροφής της Γης	0.00007272	20	Γεωγραφικό Πλάτος Παρατήρησης (για εξέταση)	35	Γεωγραφικό Πλάτος Παρατήρησης (για εξέταση)	35	Γεωγραφικό Πλάτος Παρατήρησης (για εξέταση)	35	Γεωγραφικό Πλάτος Παρατήρησης (για εξέταση)	35	21	Γωνία Πνοής Ανέμου	45	Γωνία Πνοής Ανέμου	45	Γωνία Πνοής Ανέμου	45	Γωνία Πνοής Ανέμου	45	22	(Μέση) Πυκνότητα Αέρα	1.25	(Μέση) Πυκνότητα Αέρα	1.25	(Μέση) Πυκνότητα Αέρα	1.25	(Μέση) Πυκνότητα Αέρα	1.25	23	Μέση Διάμετρος Κοκκίων Κηρίματος	0.0005	Μέση Διάμετρος Κοκκίων Κηρίματος	0.0005	Μέση Διάμετρος Κοκκίων Κηρίματος	0.0005	Μέση Διάμετρος Κοκκίων Κηρίματος	0.0005	24	STORM SURGE Sloping Bottom									25	ΣΗΜΕΙΟΛΟΓΙΑ ΧΡΕΜΑΤΩΝ ΚΕΛΙΩΝ									26	ΔΕΔΟΜΕΝΟ (Συμπληρώνεται από χρήστη)									27	ΔΕΔΟΜΕΝΟ (Συμπληρώνεται από χρήστη)									28	ΔΕΔΟΜΕΝΟ (Συμπληρώνεται από χρήστη)									29	ΣΥΜΒΟΛΟ ΜΕΓΕΘΟΥΣ									30	ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ									31	ΣΗΜΑΝΤΙΚΟΤΕΡΑ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ									32	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ									33	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ									34	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ									35	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ									36	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ									37	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ									38	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ									39	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ									40	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ									41	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ									42	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ									43	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ									44	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ									45	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ									46	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ								
ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΕΙΣΑΓΟΓΗΣ			ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ			ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																		
Ταχύτητα Ανέμου Μετρημένη σε Ύψος z=20m από ΜΣΘ			για ΥΦΑΛΟΚΡΗΠΙΔΑ με ΣΤΑΘΕΡΟ ΒΑΘΟΣ			για ΥΦΑΛΟΚΡΗΠΙΔΑ με ΣΤΑΘΕΡΟ ΒΑΘΟΣ																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																		
9	U ₂₀ (m/sec)	55	U ₁₀ (m/sec)	55	U ₁₀ (m/sec)	55	U ₁₀ (m/sec)	55																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
10	z (m)	20	z (m)	20	z (m)	20	z (m)	20																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
11	U ₁₀ (m/sec)	26.5718	U ₁₀ (m/sec)	26.5718	U ₁₀ (m/sec)	26.5718	U ₁₀ (m/sec)	26.5718																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
12	U ₁₀ (Knot/h)	112.053	U ₁₀ (Knot/h)	112.053	U ₁₀ (Knot/h)	112.053	U ₁₀ (Knot/h)	112.053																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
13	Πλάτος (Ηπειρωτική) Υφαλοκρηπίδας	10000	Πλάτος (Ηπειρωτική) Υφαλοκρηπίδας	10000	Πλάτος (Ηπειρωτική) Υφαλοκρηπίδας	10000	Πλάτος (Ηπειρωτική) Υφαλοκρηπίδας	10000																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
14	Χαρακτηριστικό Βάθος Υφαλοκρηπίδας	25	Χαρακτηριστικό Βάθος Υφαλοκρηπίδας	25	Χαρακτηριστικό Βάθος Υφαλοκρηπίδας	25	Χαρακτηριστικό Βάθος Υφαλοκρηπίδας	25																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
15	Οριζόντια Απόσταση από Όριο Υφαλοκρηπίδας προς Ακτογραμμή	9800	Οριζόντια Απόσταση από Όριο Υφαλοκρηπίδας προς Ακτογραμμή	9800	Οριζόντια Απόσταση από Όριο Υφαλοκρηπίδας προς Ακτογραμμή	9800	Οριζόντια Απόσταση από Όριο Υφαλοκρηπίδας προς Ακτογραμμή	9800																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
16	Επίστροφη της Βαρύτητας	9.81	Επίστροφη της Βαρύτητας	9.81	Επίστροφη της Βαρύτητας	9.81	Επίστροφη της Βαρύτητας	9.81																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
17	(Μέση) Πυκνότητα Θαλασσινού Νερού	1025	(Μέση) Πυκνότητα Θαλασσινού Νερού	1025	(Μέση) Πυκνότητα Θαλασσινού Νερού	1025	(Μέση) Πυκνότητα Θαλασσινού Νερού	1025																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
18	Κρίσιμη Ταχύτητα Ανέμου	5.6	Κρίσιμη Ταχύτητα Ανέμου	5.6	Κρίσιμη Ταχύτητα Ανέμου	5.6	Κρίσιμη Ταχύτητα Ανέμου	5.6																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
19	Γωνιακή Ταχύτητα Περιστροφής της Γης	0.00007272	Γωνιακή Ταχύτητα Περιστροφής της Γης	0.00007272	Γωνιακή Ταχύτητα Περιστροφής της Γης	0.00007272	Γωνιακή Ταχύτητα Περιστροφής της Γης	0.00007272																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
20	Γεωγραφικό Πλάτος Παρατήρησης (για εξέταση)	35	Γεωγραφικό Πλάτος Παρατήρησης (για εξέταση)	35	Γεωγραφικό Πλάτος Παρατήρησης (για εξέταση)	35	Γεωγραφικό Πλάτος Παρατήρησης (για εξέταση)	35																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
21	Γωνία Πνοής Ανέμου	45	Γωνία Πνοής Ανέμου	45	Γωνία Πνοής Ανέμου	45	Γωνία Πνοής Ανέμου	45																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
22	(Μέση) Πυκνότητα Αέρα	1.25	(Μέση) Πυκνότητα Αέρα	1.25	(Μέση) Πυκνότητα Αέρα	1.25	(Μέση) Πυκνότητα Αέρα	1.25																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
23	Μέση Διάμετρος Κοκκίων Κηρίματος	0.0005	Μέση Διάμετρος Κοκκίων Κηρίματος	0.0005	Μέση Διάμετρος Κοκκίων Κηρίματος	0.0005	Μέση Διάμετρος Κοκκίων Κηρίματος	0.0005																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
24	STORM SURGE Sloping Bottom																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
25	ΣΗΜΕΙΟΛΟΓΙΑ ΧΡΕΜΑΤΩΝ ΚΕΛΙΩΝ																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
26	ΔΕΔΟΜΕΝΟ (Συμπληρώνεται από χρήστη)																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
27	ΔΕΔΟΜΕΝΟ (Συμπληρώνεται από χρήστη)																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
28	ΔΕΔΟΜΕΝΟ (Συμπληρώνεται από χρήστη)																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
29	ΣΥΜΒΟΛΟ ΜΕΓΕΘΟΥΣ																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
30	ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
31	ΣΗΜΑΝΤΙΚΟΤΕΡΑ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
32	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
33	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
34	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
35	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
36	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
37	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
38	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
39	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
40	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
41	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
42	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
43	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
44	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
45	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
46	ΔΕΔΟΜΕΝΟ - ΕΠΙΡΡΟΗ ΑΠΟ ΔΙΣΤΑ ΤΙΜΗΝ																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							

Εικόνα 8.8 Γραφικό περιβάλλον προγράμματος SSC.

8.5 Επίλυση μαθηματικού ομοιώματος αστρονομικής παλίνρροιας

Στο μαθηματικό ομοίωμα `Astronomical_Tide.f` υπολογίζεται η εξέλιξη της αστρονομικής παλίνρροιας βάσει των αρμονικών εξισώσεων σε κάθε κελί του κανάβου μιας περιοχής μελέτης, όπως παρουσιάστηκε στο Κεφάλαιο 5, στην Ενότητα 5.2 (εξισώσεις 5.4–5.5). Στην ενότητα αυτή παρουσιάζεται ένα παράδειγμα εφαρμογής του μοντέλου `Astronomical_Tide.f`, καθώς και οι προαπαιτούμενες επιλογές των δεδομένων εισόδων από το χρήστη. Εκτός από τη δράση της αστρονομικής παλίνρροιας στον υπολογισμό της μεταβολής της ελεύθερης στάθμης της θάλασσας περιλαμβάνονται η δράση της δύναμης Coriolis και τυχόν ανοικτά όρια της περιοχής μελέτης (ανταλλαγή με διπλανή θαλάσσια περιοχή). Περισσότερες πληροφορίες για το μοντέλο `Astronomical_Tide.f` παρουσιάζονται από τους Schwiderski (1980) και Krestenitis et al. (2015). [Λήψη αρχείου](#) λογισμικού του μαθηματικού ομοιώματος.

Στο συμπιεσμένο αρχείο `Astronomical_Tide.zip` περιέχονται δύο φάκελοι `Folder1` και `Folder2`. Στο φάκελο `Folder1` περιέχονται:

- Το εκτελέσιμο αρχείο `Astronomical_Tide`
- Τα δεδομένα εισόδου που περιγράφονται στο υποκεφάλαιο 8.5.1

Στο φάκελο `Folder2` περιέχονται:

- Ο κώδικας FORTRAN `Astronomical_Tide.f`
- Τα δεδομένα εισόδου που περιγράφονται στο υποκεφάλαιο 8.5.1

Ο χρήστης μπορεί να «τρέξει» το παράδειγμα της θάλασσας της Μεσογείου παράγοντας τα δεδομένα εξόδου που περιγράφονται στην Ενότητα 8.5.2 ή να εγκαταστήσει το ομοίωμα `Astronomical_Tide.f` στην περιοχή όπου επιθυμεί να υπολογίσει την αστρονομική παλίνρροια.

8.5.1 Δεδομένα εισόδου

Τα αρχεία εισόδου του `Astronomical_Tide.f` είναι:

- Αρχείο βαθυμετρίας (π.χ. `Bathymetry.dat`).
- Αρχείο χρονικής διάρκειας από την αρχή του έτους (π.χ. `Seconds.dat`).

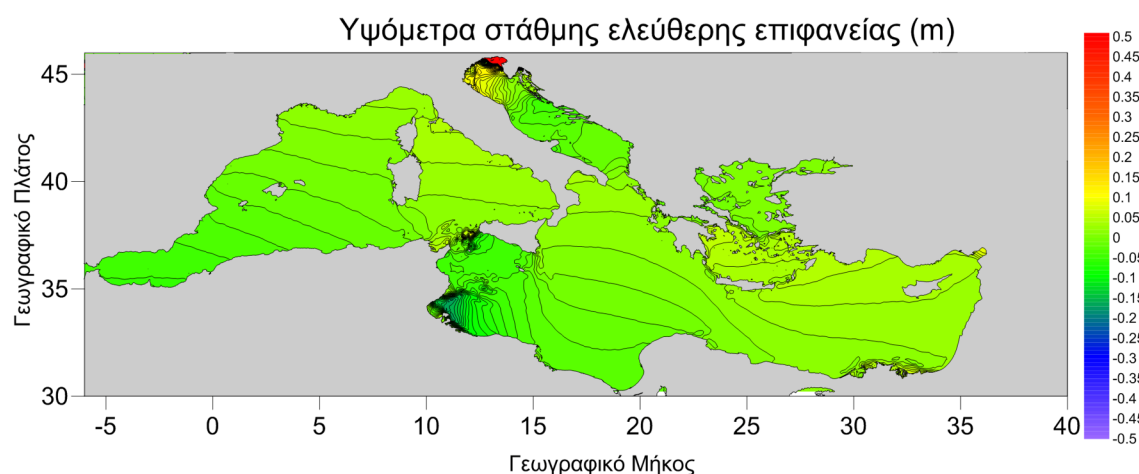
Ο τρόπος γραφής του αρχείου εισόδου φαίνεται στα παρεχόμενα παραδείγματα και ουσιαστικά καθορίζεται από τον τρόπο «διαβάσματος» των αρχείων από τον κώδικα του `Astronomical_Tide.f`. Ο χρήστης έχει τη δυνατότητα να αλλάξει το `format` των αρχείων και τον τρόπο ανάγνωσης τους μέσα στον κώδικα. Η βαθμμετρία ορίζεται σε μέτρα (m) και τα κελιά «ξηράς» του ορθογωνικού κανάβου ορίζονται με 1. Τα κελιά «θάλασσας» ορίζονται με κάποιον θετικό αριθμό μεγαλύτερο της μονάδος, ο οποίος αντιπροσωπεύει το βάθος του κάθε κελιού. Το αρχείο χρονικής διάρκειας από την αρχή του έτους ορίζεται από το χρήστη λαμβάνοντας υπόψη την ημερομηνία την οποία επιθυμεί να θέσει ως έναρξη του υπολογισμού της παλίρροιας και υπολογίζοντας τη διάρκεια της ημερομηνίας αυτής από την πρώτη ημέρα του έτους σε δευτερόλεπτα. Για παράδειγμα, αν ο χρήστης επιθυμεί να υπολογίσει την παλίρροια από σήμερα (π.χ. 3 Ιανουαρίου 00:00), τότε μέσα στο αρχείο πρέπει να θέσει την τιμή: $2 \text{ (ημέρες)} \times 86400 = 172800$. Αν ο χρήστης επιθυμεί να υπολογίσει την παλίρροια σε κάποια άλλη ημερομηνία από την ημερομηνία παρόντος, τότε πρέπει να αλλάξει μέσα στον κώδικα `Astronomical_Tide.f` τις τιμές `date_time(1)`, `date_time(2)` και `date_time(3)`, οι οποίες στην παρούσα μορφή του κώδικα υπολογίζονται αυτόματα από την ημερομηνία του επεξεργαστή του υπολογιστή.

8.5.2 Δεδομένα εξόδου

Τα αρχεία εξόδου αφορούν τη μέση ταχύτητα του παλιρροϊκού ρεύματος και τη στάθμη της ελεύθερης επιφάνειας σε κάθε κελί του κανάβου που καλύπτει την περιοχή μελέτης. Στο παράδειγμα της Μεσογείου τα αρχεία εξόδου αφορούν την οριζόντια κατανομή σε όλη την περιοχή του λεκάνης με ωριαίο βήμα και εξέλιξη των παραμέτρων εξόδου σε συγκεκριμένες θέσεις-σταθμούς (π.χ. στη Θεσσαλονίκη). Οι δύο τύποι αρχείων είναι:

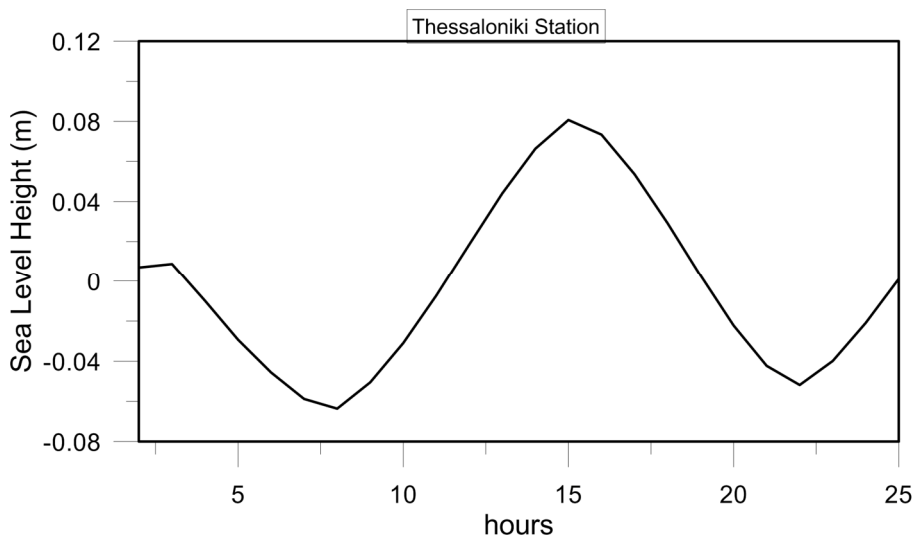
- `Tidal_fields_'//hhh/'.dat` όπου `hhh` είναι η ώρα της ημέρας
- `Stations_Tidal_Elevations.dat`
- `Stations_Tidal_Currents.dat`

Ο χρήστης μπορεί να επιλέξει τον αριθμό και τη θέση των σταθμών που επιθυμεί, καθώς επίσης και το χρονικό βήμα παραγωγής των δεδομένων εξόδου, με ελάχιστο βήμα το χρονικό βήμα της προσομοίωσης (π.χ. 3sec στην περίπτωση της Μεσογείου). Στο σχήμα 8.14 παρουσιάζεται η κατανομή στάθμης σε μία χρονική στιγμή στην περιοχή της Μεσογείου. Οι υψηλότερες στάθμες λόγω αστρονομικής παλίρροιας εμφανίζονται στη βόρεια Αδριατική.



Σχήμα 8.14 Οριζόντια κατανομή υψομέτρων ελεύθερης επιφανείας λόγω αστρονομικής παλίρροιας στην περιοχή της Μεσογείου σε μια δεδομένη χρονική στιγμή.

Το αποτέλεσμα που περιέχεται μέσα στο αρχείο `Stations_Tide_Elevations.dat` και αφορά την εξέλιξη της στάθμης στη Θεσσαλονίκη δίνεται στο σχήμα 8.15. Ο χρήστης μπορεί να προσθέσει όσους σταθμούς επιθυμεί. Παρομοίως, το αρχείο `Stations_Tide_Currents.dat` περιέχει τη χρονική εξέλιξη των 2 συνιστωσών του μέσου ολοκληρωμένου με το βάθος ρεύματος λόγω αστρονομικής παλίρροιας στη θέση του επιλεγμένου σταθμού.



Σχήμα 8.15 Εξέλιξη της στάθμης λόγω αστρονομικής παλίρροιας στο σταθμό της Θεσσαλονίκης για ένα 24ώρο προσομοίωσης.

8.6 Επίλυση μεταφοράς-διασποράς με μοντέλο ιχνηθέτη

Η επίλυση της εξίσωσης μεταφοράς-διασποράς με τη χρήση της μεθόδου του ιχνηθέτη (βλ. Κεφ. 6.7) στο δισδιάστατο πεδίο γίνεται με τη χρήση του μοντέλου “TracerModel2D”, το οποίο έχει γραφεί σε γλώσσα FORTRAN. Το μοντέλο επιλύει τη μεταφορά και διασπορά συντηρητικών και μη σωματιδίων που εισάγονται στο θαλάσσιο χώρο για το πεδίο του Θερμαϊκού Κόλπου.

Το μοντέλο δέχεται τις τιμές μέσης με το βάθος ταχύτητας ρεύματος στο πεδίο ως δεδομένο εισόδου από το μαθηματικό ομοίωμα ανεμογενούς κυκλοφορίας και μετεωρολογικής παλίρροιας (βλ. Κεφ. 8.4), ενώ και ο υπολογιστικός κάναβος είναι κοινός μεταξύ των δύο μοντέλων και έχει ανάλυση $dx=dy=1/60^\circ$. Έτσι, για την προσομοίωση της κίνησης των σωματιδίων, το μοντέλο «διαβάζει» από εξωτερικά αρχεία τη βαθυμετρία του πεδίου και το πεδίο μέσων με το βάθος ταχυτήτων ρεύματος και στη συνέχεια προσδιορίζει την καθοριστική και τη стоχαστική μετατόπιση των σωματιδίων που έχουν εισαχθεί στη ροή από τις πηγές, υπολογίζοντας, τελικά, τη συνολική κίνηση των σωματιδίων για το σύνολο της προσομοίωσης, με συνολική διάρκεια **5 ημερών**. Ο χρήστης μπορεί να επιλέξει μία από τις **τρεις πιθανές θέσεις πηγής σωματιδίων**, που είναι ο Όρμος Θεσσαλονίκης, οι εκβολές του Αξιού ποταμού ή η θαλάσσια περιοχή ανοιχτά της Νέας Μηχανιώνας (Σχήμα 8.16). Παράλληλα, είναι δυνατός ο ορισμός του **πλήθους των σωματιδίων** που εισέρχονται στη ροή (μεταξύ 5 και 500 σωματιδίων). Σημειώνεται ότι τα σωματίδια στο σύνολό τους εισάγονται στη θέση της πηγής στην επιφάνεια της θάλασσας ($z=0$) και στην αρχή του υπολογιστικού χρόνου ($t=0$). Ο χρήστης μπορεί να επιλέξει, επίσης, τη **διάμετρο** του σωματιδίου, ώστε να υπολογιστεί από το μοντέλο η **ταχύτητα καθίζησης** του σωματιδίου και να προσδιοριστεί ο ρυθμός καθόδου του προς το θαλάσσιο πυθμένα. Οι συνιστώμενες τιμές για τη διάμετρο είναι μεταξύ 0.001 και 0.000001m. Σε περίπτωση που ο χρήστης δεν επιθυμεί να ληφθεί υπόψη καθίζηση από το μοντέλο, θα πρέπει να επιλέξει τιμή μικρότερη των 0.000001m. Όταν κάποιο από τα σωματίδια φτάσει στη στάθμη του θαλάσσιου πυθμένα, θεωρείται ότι **αποτίθεται** και εξαιρείται από τους υπολογισμούς για το υπόλοιπο διάστημα της προσομοίωσης. επίσης, εξαιρούνται από τα υπόλοιπα υπολογιστικά βήματα όσα σωματίδια τυχόν διαφύγουν από το νότιο ανοιχτό όριο του πεδίου.

Λήψη αρχείου ‘TracerModel2D.exe’.

Το αρχείο λήψης περιλαμβάνει συμπιεσμένο φάκελο, στον οποίο περιλαμβάνονται τα εξής αρχεία:

- ‘TracerModel2D.exe’: **Εκτελέσιμο** αρχείο μοντέλου TracerModel2D.
- ‘Bathymetry.dat’: Βαθυμετρία Θερμαϊκού Κόλπου (αρχείο εισόδου).
- ‘Horizontal_fields_25.dat’: Πεδίο μέσης με το βάθος ταχύτητας ρεύματος (αρχείο εισόδου).
- ‘particle_1.txt’, ‘particle_2.txt’, ‘particle_3.txt’, ‘particle_4.txt’ και ‘particle_5.txt’: Τροχιές κίνησης πέντε επιλεγμένων σωματιδίων στο πεδίο και τιμές μάζας τους (αρχεία εξόδου).

- ‘Tracer_Model_Results.xls’: Αρχείο για την οπτικοποίηση οριζόντιων τροχιών κίνησης και χρονοσειράς μάζας των σωματιδίων (αποτελέσματα) που περιλαμβάνονται στα 5 αρχεία εξόδου.

Προσοχή: Μετά τη λήψη του συμπιεσμένου φακέλου ‘TracerModel2D.zip’ συνιστάται ο χρήστης να το αποσυμπιέσει σε τοπικό φάκελο με την εξής διεύθυνση: ‘C:\Projects\’, ώστε να **διατηρηθούν οι συνδέσεις** μεταξύ των 5 αρχείων εξόδου και του αρχείου οπτικοποίησης των αποτελεσμάτων. Ο χρήστης, δηλαδή, θα πρέπει να δημιουργήσει φάκελο με όνομα “Projects” στον τοπικό του σκληρό δίσκο, C, να αποθηκεύσει και να αποσυμπιέσει εκεί το συμπιεσμένο φάκελο “TracerModel2D.zip”.

Μετά την αποσυμπίεση ο χρήστης θα πρέπει να βλέπει τα αρχεία που περιλαμβάνονται στην παραπάνω λίστα στη διεύθυνση “C:\Projects\TracerModel2D”. Στη συνέχεια μπορεί να εκτελεστεί απευθείας ο κώδικας (δηλαδή το εκτελέσιμο αρχείο “TracerModel2D.exe”). Με την έναρξη του προγράμματος, ο χρήστης καλείται να ορίσει τις επιθυμητές παραμέτρους της εξίσωσης μέσα από μια αλληλουχία ερωτήσεων· οι ερωτήσεις είναι γραμμένες στα αγγλικά, καθώς οι γλώσσες προγραμματισμού δεν υποστηρίζουν ελληνικά. Πιο συγκεκριμένα, οι ερωτήσεις είναι οι εξής:

1. “Select the location of the particle source by choosing the corresponding number from the list: Thessaloniki Bay --> 1, Axios Delta --> 2, Nea Michaniona --> 3”: **Επιλογή της θέσης πηγής** με την πληκτρολόγηση 1, 2 ή 3 για επίλυση με πηγή σωματιδίων στον όρμο Θεσσαλονίκης, στο δέλτα του Αξιού ή στη Νέα Μηχανιώνα αντίστοιχα.
2. “How many particles enter at the source? Suggested values between 5 and 500”: Ο χρήστης καλείται να δώσει έναν ακέραιο αριθμό μεταξύ 5 και 500 για τον **αριθμό των σωματιδίων που μπαίνουν στη ροή**.
3. “Give the value of the particle diameter in meters. Suggested values between 0.000001 and 0.001. If you wish not to account for settling, select a value less than 0.000001”: **Επιλογή διαμέτρου σωματιδίου:** Ο χρήστης καλείται να δώσει δεκαδικό αριθμό μεταξύ 10^{-3} και 10^{-6} . Σε περίπτωση που δεν είναι επιθυμητή η επίλυση με καθίζηση (π.χ. διάλυμα), πρέπει να δοθεί τιμή μικτότερη του 10⁻⁶. **Προσοχή:** κατά την εισαγωγή δεκαδικών πρέπει το πληκτρολόγιο να είναι στην αγγλική γλώσσα, ώστε το σύμβολο του δεκαδικού να γραφεί με τελεία (και όχι με κόμμα), π.χ. 0.000001 και όχι 0,000001.
4. “Is the substance conservative? If yes write Y or y. If no write N or n”: **Επιλογή συντηρητικής ή μη συντηρητικής ουσίας:** Ο χρήστης απαντάει στην ερώτηση με Y ή y (από το YES) εάν τα σωματίδια είναι συντηρητικά, δηλαδή εάν δεν αποδομούνται με το χρόνο και η μάζα τους παραμένει σταθερή. Σε αντίθετη περίπτωση (μη συντηρητική ουσία) ο χρήστης πρέπει να επιλέξει N ή n (από το NO). **Προσοχή:** για την απάντηση στην ερώτηση θα πρέπει το πληκτρολόγιο να είναι στην αγγλική γλώσσα.
5. “Give the half-life value in days”: **Επιλογή χρόνου ημίσειας ζωής.** Θα πρέπει να εισαχθεί ο χρόνος ημίσειας ζωής (βλ. Κεφ. 6.6.2) σε ημέρες. Η ερώτηση εμφανίζεται μόνο εάν ο χρήστης έχει επιλέξει μη συντηρητική ουσία στην ερώτηση 4.
6. “Give the particle mass”: **Επιλογή μάζας σωματιδίου.** Θα πρέπει να εισαχθεί ο χρόνος η μάζα του κάθε σωματιδίου. Σημειώνεται ότι η μονάδα δεν είναι καθορισμένη και ο χρήστης μπορεί να επιλέξει αυτή που επιθυμεί· τα αποτελέσματα για τη μεταβολή μάζας θα προκύψουν στην ίδια μονάδα μάζας. Η ερώτηση εμφανίζεται μόνο εάν ο χρήστης έχει επιλέξει μη συντηρητική ουσία στην ερώτηση 4.

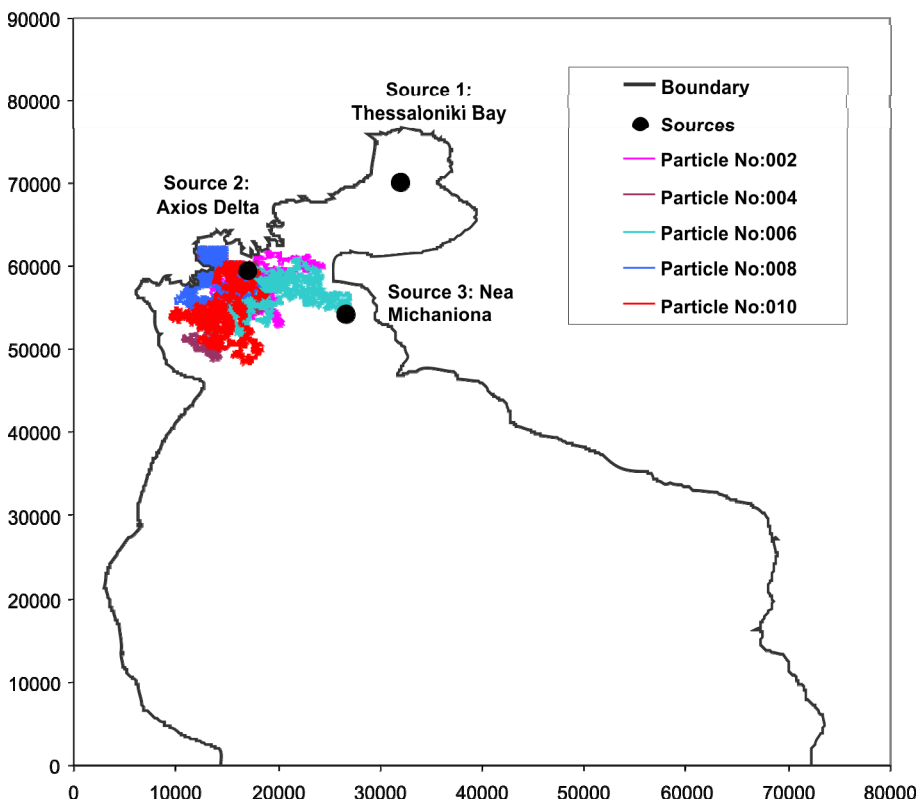
Σημειώνεται ότι σε περίπτωση εισαγωγής μη αποδεκτής τιμής, όπως για παράδειγμα 10m στην ερώτηση 3 (διάμετρος σωματιδίου), η ερώτηση επανεμφανίζεται και η προσομοίωση δεν ξεκινά, έως ότου ο χρήστης εισάγει **αποδεκτή τιμή**.

Μετά το τέλος της προσομοίωσης, τα αποτελέσματα γράφονται στα αρχεία “particle_*.txt” (όπου “*” η τιμή 1, 2, 3, 4 και 5). Τα **αρχεία αποτελεσμάτων** είναι διαμορφωμένα ως εξής:

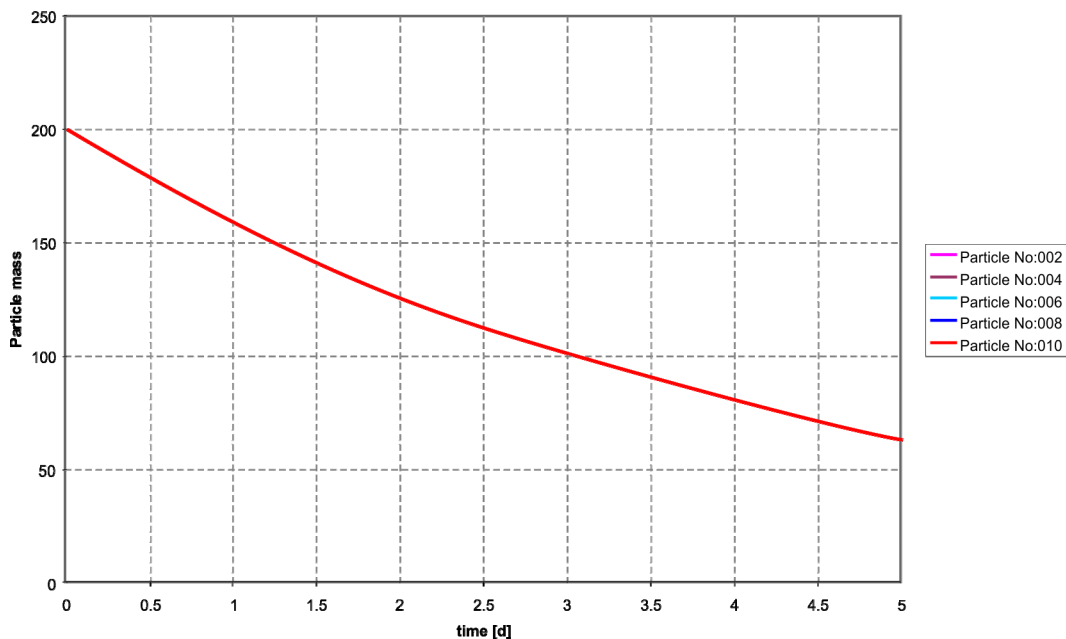
- 1η γραμμή: δίνεται το **νούμερο του σωματιδίου** στο οποίο αντιστοιχούν τα αποτελέσματα.
- 2η γραμμή: **Γραμμή κεφαλίδων** (time[d], x[m], y[m], z[m], mass, ip).

- 3η έως και τελευταία γραμμή: κάθε γραμμή αντιστοιχεί στα **αποτελέσματα ανά χρονικό βήμα**. Οι τιμές είναι: χρόνος [ημέρες], θέση σωματιδίου κατά x [m], θέση σωματιδίου κατά y [m], θέση σωματιδίου κατά z [m], μάζα σωματιδίου και δείκτη κατάστασης σωματιδίου. Οι τιμές του δείκτη κατάστασης είναι: 0 εάν το σωματίδιο βρίσκεται σε αιώρηση, 1 εάν το σωματίδιο έχει αποθεθεί και 2 εάν το σωματίδιο έχει διαφύγει εκτός του πεδίου από το νότιο ανοιχτό όριο.

Για τη διευκόλυνση των χρηστών, δίνεται το αρχείο οπτικοποίησης αποτελεσμάτων με όνομα “Tracer_Model_Results.xls”. Ανοίγοντάς το ο χρήστης καλείται να αποδεχθεί την αυτόματη ενημέρωση των τιμών από εξωτερικά δεδομένα. Πρόκειται για τη σύνδεση με τα αρχεία αποτελεσμάτων (“particle_*.txt”) και θα πρέπει να γίνει αποδοχή της αυτόματης ανανέωσης (*Enable automatic refresh*), ώστε να μπορεί ο χρήστης να δει τα αποτελέσματα της προσομοίωσης που εκτέλεσε. Σε αντίθετη περίπτωση τα γραφήματα δε θα ανανεωθούν. Μετά την αποδοχή της αυτόματης ανανέωσης ανοίγει παράθυρο διαλόγου (5 διαδοχικές φορές) για την εισαγωγή αρχείου εισόδου τύπου “txt” (*Insert text file*) και ο χρήστης πρέπει να επιλέξει (στην περίπτωση που δεν είναι ήδη επιλεγμένα) τα αρχεία “particle_1.txt”, “particle_2.txt”, “particle_3.txt”, “particle_4.txt” και “particle_5.txt”. Μετά το πέρας της ενημέρωσης ο χρήστης μπορεί να δει τις οριζόντιες τροχιές των 5 σωματιδίων στο πεδίο στην καρτέλα “Horizontal_Trajectories” (Σχήμα 8.16) και τη χρονοσειρά μεταβολής της μάζας στην καρτέλα “Particle_Mass” (Σχήμα 8.17).



Σχήμα 8.16 Οριζόντιες τροχιές 5 σωματιδίων που προήλθαν από εκτέλεση του μοντέλου *TracerModel2D* με πηγή το δέλτα του Αξιού, όπως προκύπτουν από το αρχείο οπτικοποίησης αποτελεσμάτων “Tracer_Model_Results.xls”.



Σχήμα 8.17 Μεταβολή μάζας σωματιδίου με το χρόνο. Σημειώνεται ότι για την προσομοίωση λήφθηκε υπόψη χρόνος ημι-ζωής 3 ημερών και ότι, αφού είναι κοινός για όλα τα σωματίδια, υπάρχει πλήρης ταύτιση των καμπυλών.

Φυσικά, είναι δυνατή η προσομοίωση και με διαφορετικά πεδία κυκλοφορίας (στα αρχεία περιλαμβάνεται το παράδειγμα που παρατίθεται στο Κεφάλαιο 8.4), με εκτέλεση, αρχικά, μιας προσομοίωσης με το μοντέλο Surge_UV με τις επιθυμητές συνθήκες ανέμου και πιέσεων και εν συνεχεία με τη μεταφορά του αρχείου εξόδου “Horizontal_fields_25.dat” στο φάκελο με το εκτελέσιμο του μοντέλου TracerModel2D.

Τέλος, ο χρήστης μπορεί να παρέμβει στον κώδικα FORTRAN του μοντέλου TracerModel2D τροποποιώντας την επίλυση, ώστε να περιληφθούν παραπάνω πηγές, να εφαρμοστεί σε διαφορετικό υπολογιστικό πεδίο κ.λπ. Ο κώδικας περιέχει σχόλια για τη διευκόλυνση του χρήστη. Λήψη αρχείου “TracerModel2D.for”.

Βιβλιογραφία/Αναφορές

- Androulidakis, Y. S., Kombiadou, K. D., Makris, C. V., Baltikas, V. N., & Krestenitis, Y. N. (2015). Storm surges in the Mediterranean Sea: Variability and trends under future climatic conditions. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 71, 56-82.
- Brooks, N.H. (1972). *Dispersion in Hydrologic and Coastal Environments*. Environmental Protection Agency Rep. 660/3-73-010; also W. M. Keck, Laboratory Rep. KH-R-29, California Institute of Technology, Pasadena, California.
- Krestenitis, Y. N., Androulidakis, Y. S., Kontos, Y. N., & Georgakopoulos, G. (2011). Coastal inundation in the north-eastern Mediterranean coastal zone due to storm surge events. *Journal of Coastal Conservation*, 15(3), 353-368.
- Krestenitis, Y., Kombiadou, K., Androulidakis, Y., Makris, C., & Baltikas, V. (2015). Operational Oceanographic Platform in Thermaikos Gulf (Greece): Forecasting and Emergency Alert System For Public Use. *36th IAHR World Congress, Hague, Netherlands*.
- Schwiderski E.W. (1980). On charting global ocean tides. *Reviews of Geophysics*, 18(1), 243-268.
- UNEP (1995). *Global Programme of Action for the Protection of the Marine Environment from Land-based Activities*, United Nations Environment Programme, December 1995.

- Vries, H., Breton, M., Mulder, T., Krestenitis, Y., Ozer, J., Proctor, R., Ruddick, K., Salomon, J. C., & Voorrips, A. (1995) A comparison of 2D storm surge models applied to three shallow European seas. *Environmental Software*, 10, 23-42.
- Ευρωπαϊκή Οδηγία 2000/60 ΕΚ, Οδηγία 2000/60/ΕΚ του Ευρωπαϊκού Κοινοβουλίου και του Συμβουλίου της 23ης Οκτωβρίου 2000 για τη θέσπιση πλαισίου κοινοτικής δράσης στον τομέα της πολιτικής των υδάτων.
- Ευρωπαϊκή Οδηγία 76/160 ΕΟΚ, Οδηγία 76/160/ΕΟΚ του Συμβουλίου της 8ης Δεκεμβρίου 1975 περί της ποιότητας των υδάτων κολύμβησης.
- Ευρωπαϊκή Οδηγία 91/271 ΕΟΚ, Οδηγία 91/271/ΕΟΚ του Συμβουλίου της 21ης Μαΐου 1991 για την επεξεργασία των αστικών λυμάτων.
- Κουτίτας. (2005). *Υπολογιστική υδραυλική*. Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις Επίκεντρο Α.Ε..

Ευρετήριο ξενόγλωσσων όρων

Ελληνικός όρος

Αγγλικός όρος

A

αγωγιμόμετρο	conductivity meter/cell
αδιάστατος αριθμός	gradient number
αισθητήρας	sensor
ακόρεστο	hyposaturated
ακροφύσιο	nozzle
ακτομηχανική	coastal engineering
αλατότητα	salinity
αλμυρή σφήνα	saline wedge
αλοκλινές	halocline
άμπωτη	ebb tide
αμπωτικό ρεύμα	ebb current
ανάδυσης θαλασσιών μαζών	upwelling
ανάκλαση	reflection
ανάλυση ακραίων τιμών	extreme value analysis
ανάμιξη	mixing
ανεμογενές ρεύμα	wind-induced current
ανεμογενής ανύψωση στάθμης θάλασσας	wind set-up
ανθεκτικότητα	resilience
άνθηση φυτοπλαγκτού	phytoplankton bloom
αντίδεσμος	antinode
αντικυκλωνικός στρόβιλος	anticyclonic eddy
αντοχή σε λυγισμό	buckling strength
ανυψωτήρας	riser
ανώτατη πλήμμη	highest astronomical tide
αξονοσυμμετρική ροή	axisymmetric flow
αποθάλασσα (βουβό κύμα)	swell
απόκλιση	declination
απομακρυσμένο πεδίο	far field
απορρόφηση	absorption
απώλειες υδραυλικού φορτίου	head loss
αραίωση	dilution, rarefaction
αρμονική ανάλυση	harmonic analysis
αυτόνομα υποβρύχια οχήματα	autonomous underwater vehicles

B

βαθμίδα	gradient
βάθος αντιστάθμισης	compensation depth
βαθυθερμογράφος	bathythermograph
βαθυθερμογράφος μίας χρήσης	expendable bathythermograph
βακτήρια	bacteria
βενθικές διεργασίες	benthic processes
βιοαποδόμηση	biodegradation
βιολογικός ηχοεντοπισμός	biosonar
βιολογικός απαιτούμενο οξυγόνο	biological oxygen demand (BOD)
βιοπεριοριστικά θρεπτικά άλατα	biolimiting nutrients

Γ

γαλάζια ανάπτυξη	blue growth
γειτονικό πεδίο	near field
γεωδαιτικό επίπεδο αναφοράς	geodetic datum
γεωσταθερός δορυφόρος	geostationary satellite

Ελληνικός όρος**Αγγλικός όρος****Δ**

δείκτης μετεωρολογικής παλίρροιας
δείκτης παράκτιας τρωτότητας
δείκτης πλημμυρικής τρωτότητας
δεσμός
διάβρωση
διάδοση κυματισμών σε ρηχά νερά
διαλυμένο οξυγόνο
διαλυμένο οργανικό υλικό
διασπορά
διαχυτήρας
δορυφόρος πολικής τροχιάς
δυναμική θερμοκρασία
δυναμική πυκνότητα
δυναμικό
δυναμικός καταβιβασμός κλίμακας

storm surge index (SSI)
coastal vulnerability index (CVI)
flood vulnerability index FVI
node
erosion
shallow water propagation
dissolved oxygen
dissolved organic matter (DOM)
dispersion
diffuser
polar-orbiting satellite
potential temperature
potential density
potential
dynamic downscaling

Ε

εκατοστημόριο
εκβολές ποταμών
έκθεση
έκπλυση
εκροή
ενδιάμεση παράμετρος πλημμύρας
ένταση αντιστάθμισης
ένταση αρχόμενου κορεσμού
επίπεδο αναφοράς
επιτόπου θερμοκρασία
επιφανειακή αλατότητα θάλασσας
επιφανειακή αντανακλαστικότητα
επιφανειακή θερμοκρασία θάλασσας
επιφανειακό στρώμα ανάμιξης
εποχιακό θερμοκλινές
εργαλείο ηχοεντοπισμού
ερυθρά παλίρροια
εσωτερική ανύψωση στάθμης θάλασσας
ευπάθεια
εύρος παλίρροιας

percentile
estuaries
exposure
flushing
outflow
flood intermediate parameter (FIP)
compensation intensity
incipient saturation intensity
datum
insitu temperature
sea surface salinity (SSS)
surface reflectivity
sea surface temperature (SST)
surface mixed layer
seasonal thermocline
echo-sounder
red tide
steric sea level rise
susceptibility
tidal range

Ζ

ζημίες
ζώνη καταβύθισης

damages
subduction zone

Η

ηλεκτροκίνητο περιστρεφόμενο θυρόφραγμα
ηλεκτρονικό θερμόμετρο
ηλιακή ημέρα
ημερήσια παλίρροια
ημihμερήσια παλίρροια
ημίσεια ζωή (ή ημιζωή)
ηχητικός διάυλος μεγάλου βάθους
ηχητικός διάυλος στρώματος ανάμιξης
ηχοεντοπισμός

hydraulic butterfly valve
thermistor
solar day
diurnal tide
semi-diurnal tide
half-life
deep sound channel
mixed-layer sound channel
sonar detection

Θ

θάλαμος στροβιλισμού
θαλάσσια αγγειόσπερμα
θαλάσσιο χιόνι
θερμοδυναμική καταστατική εξίσωση
θερμοκλινές
θερμοκρασία

vortex drop
seagrass
marine snow
thermodynamic equation of state
thermocline
temperature

Ελληνικός όρος

θερμόμετρο με αντίσταση λευκόχρυσου
θερμόμετρο υδραργύρου
θερμοσαλινογράφος
θετική άνωση
θεωρία μήκους ανάμιξης
θεωρία μοναχικού κύματος
θραύση
θυρίδα

I

ίζημα
ισοπαλιρροιακή γραμμή
ισορροπία αστρονομικής παλίρροιας

K

Καλή Περιβαλλοντική Κατάσταση
καλώδια αισθητήρων θερμοκρασίας
καμπύλες ίσης τιμής
καταβύθιση θαλασσιών μαζών
κατάκλυση
κατανάλωση οξυγόνου
καταναλωτές
κατώτατη ρηχία
κίνδυνος
κινηματικό ιξώδες
κλίμακα μήκους
κλιματική αλλαγή
κοιλία κύματος
κοινωνικοί εταίροι
κορεσμένο
κορυφή κύματος
κυκλωνικός στρόβιλος
κύμα διασποράς
κυματογενές ρεύμα
κυματογενής ανύψωση
κυματοσυρμός

Λ

λόγος μάζας

M

μακρός κυματισμός
μακροφύκη
μέθοδος εκσκαφής μετά την πόντιση
μέθοδος ιχνηθέτη
μέθοδος τυχαίου βήματος
μεταβατικά ύδατα
μεταφορά
μετεωρολογική παλίρροια
μέτωπο πυκνότητας
μηχανικός βαθυθερμογράφος
μικτότροφος
μοναχικό κύμα
μόνιμο θερμοκλινές
μοριακή συγκέντρωση
μορφότυπος

N

νηκτόν
νουτρίκλινο

Αγγλικός όρος

platinum resistance thermometer
mercury thermometer
conductivity-temperature-depth (CTD) meter
positive buoyancy
mixing-length theory
solitary wave theory
breaching
valve

sediment
co-tidal line
equilibrium tidal potential

Good Environmental Status
thermistor chains/cables
contour lines
downwelling
inundation
oxygen consumption
consumers
lowest astronomical tide
risk
kinematic viscosity
length scale
climate change
wave trough
stakeholders
saturated
wave crest
cyclonic eddy
dispersive wave
wave-induced current
wave set-up
wave train

mass fraction

long wave
seaweeds
post trenching technique
tracer method
random walk method
transitional waters
advection
storm surge, storm tide
density front
mechanical bathythermograph
mixotroph
solitary wave
permanent thermocline
molar concentration
format

nekton
nutricline

Ελληνικός όρος**Αγγλικός όρος****Ο**

οδηγία πλαίσιο για τη θάλασσα στρατηγική (ΟΔΠΣ)
οικοσυστημική προσέγγιση
ολικό παλιρροιακό δυναμικό
ολοκληρωμένη διαχείριση παράκτιας ζώνης (ΟΔΠΖ)
ολοκληρωμένη θαλάσσια πολιτική (ΟΘΠ)
οξίνιση
όριο ακτής
όριο ανοικτής θάλασσας

marine strategy framework directive (MSFD)
ecosystem approach
total tide-generating potential
integrated coastal zone management (ICZM)
integrated maritime policy (IMP)
acidification
coastal boundary
open sea boundary

Π

παγκόσμια θέρμανση
παγκόσμιος κύκλος νερού
παγκόσμιος κανονικός χρόνος
παγκόσμιος κανονικός χρόνος
παλίρροια
παλίρροια συζυγίας
παλίρροια τετραγωνισμού
παλιρροιακά ρεύματα
παλιρροιακή ταλάντωση
παλιρροιακό κύμα
παλιρροιακό σήμα
παλιρροιογράφος
παράκτια ανάδυση
παράκτια κατάδυση
παράκτια κατάκλυση
παράκτια μηχανική
παράκτια νερά
παράκτια πλημμύρα
παράκτια πλημμύρα
παράκτια ωκεανογραφία
παράκτιος χώρος
παρασυρόμενοι πλωτοί μετρητές
πελαγικές διεργασίες
περίοδος παλίρροιας
περίοδος στασιμότητας
περίπου οριζόντια κυκλοφορία
πιεζομετρικό φορτίο
πιθανότητα
πλαγκτόν
πλανητικά κύματα
πλάτος παλίρροιας
πλευστότητα
πλήμμη
πλημμυρίδα
πλημμυρικό ρεύμα
πλωτός μετρητικός σταθμός
προελαύνον μακρύ κύμα
προς τα κάτω διαδιδόμενη ακτινοβολία
πρωτογενείς παραγωγοί
πυκνοκλινές
πυκνότητα
πυροκλαστική ροή

global warming
global water cycle
universal standard time (UST)
coordinated universal time (UTC)
tide
spring tide
neap tide
tidal currents
tidal oscillation
tidal wave
tidal signal
tide-gauge
coastal upwelling
coastal downwelling
coastal inundation
coastal engineering
coastal waters
coastal flood
coastal flood
coastal oceanography
coastal domain
drifters
pelagic processes
tidal period
stagnation period
quasi-horizontal motion
piezometric head
probability
plankton
planetary waves
tidal amplitude
buoyancy
high water tide, high tide
flood tide
flood current
buoy
propagating long wave
downwelling irradiance
primary producers
pycnocline
density
pyroclastic flow

P

ραδιόμετρα μικροκυμάτων
ραδιόμετρα υπερύθρων
ρεστία
ρεύματα πυκνότητας
ρήγμα

microwave radiometers
infrared radiometers
seiche
density currents
fault

Ελληνικός όρος	Αγγλικός όρος
ρηχία	low water tide, low tide
ροή εξάτμισης	evaporation flux
ροή κατακρήμνισης	precipitation flux
ροϊκά σταθμισμένη μέση αραιώση	flow-weighted average dilution
ροϊκός αριθμός Richardsdon	flux Richardsdon number
ρυθμός απόσβεσης τυρβώδους κινητικής ενέργειας	turbulent kinetic energy dissipation rate
Σ	
σεληνιακή ημέρα	lunar day
σκέδαση	scattering
σταθμηγράφος	tide-gauge
στάσιμη ταλάντωση στάθμης θάλασσας	seiche oscillations
στόμιο	orifice
στρώμα του Ekman	Ekman layer
συγκέντρωση μάζας	mass concentration
συγκέντρωση όγκου	volumetric concentration
συμπαράσυρση	entrainment
συναγωγή	convection
συσσώρευση νερού	piling up
σύστημα υποστήριξης αποφάσεων	decision support system (DSS)
σηματισμός πυκνών νερών	dense water formation
σωματιδιακό οργανικό υλικό	particulate organic matter (POM)
T	
τοξική άνθηση φυτοπλαγκτού	harmful algal bloom
τροφική αλυσίδα	food chain
τροφικό επίπεδο	trophic state
τρωτότητα παράκτιου συστήματος	coastal vulnerability
τσουνάμι	tsunami
τυρβώδες δυναμικό ιξώδες	turbulent viscosity
τυρβώδης διάχυση	turbulent diffusion
τυρβώδης διάχυση	eddy diffusivity
Y	
υδραυλικό πλήγμα	water hammer, hydraulic shock
υδραυλικό φορτίο	hydraulic head
υπερβολική τέμνουσα	hyperbolic secant
υπέρκορο	hypersaturated
υπερπήδηση	overtopping
υπερτειθεμένος	superimposed
υπολειμματική συνιστώσα	residual component
υποσκαφή	scouring
υποχώρηση	subsidence
υποχώρηση καλδέρας	caldera collapse
υφαλοκρηπίδα	continental shelf
υψηλής πυκνότητας πολυαιθυλένιο	high-density polyethylene (HDPE)
Φ	
φαινόμενη χρήση οξυγόνου	apparent oxygen utilization
φασική ταχύτητα	celerity
φωτοαναστολή	photoinhibition
φωτοσυνθετικά ενεργή ακτινοβολία	photosynthetically active radiation
X	
χημικώς απαιτούμενο οξυγόνο	chemical oxygen demand (COD)
χλωροφύλλη	chlorophyll
Ω	
ωκεάνιες ιδιοταλαντώσεις	seiches

Ευρετήριο ελληνικών όρων

Αγγλικός όρος

Ελληνικός όρος

A

absorption
acidification
advection
anticyclonic eddy
antinode
apparent oxygen utilization
autonomous underwater vehicles
axisymmetric flow

απορρόφηση
οξίνιση
μεταφορά
αντικυκλωνικός στρόβιλος
αντίδεσμος
φαινόμενη χρήση οξυγόνου
αυτόνομα υποβρύχια οχήματα
αξονοσυμμετρική ροή

B

bacteria
bathymograph
benthic processes
biodegradation
biolimiting nutrients
biological oxygen demand (BOD)
biosonar
blue growth
breaching
buckling strength
buoy
buoyancy

βακτήρια
βαθυθερμογράφος
βενθικές διεργασίες
βιοαποδόμηση
βιοπεριοριστικά θρεπτικά άλατα
βιολογικός απαιτούμενο οξυγόνο
βιολογικός ηχοεντοπισμός
γαλάζια ανάπτυξη
θραύση
αντοχή σε λυγισμό
πλωτός μετρητικός σταθμός
πλευστότητα

C

caldera collapse
celerity
chemical oxygen demand (COD)
chlorophyll
climate change
coastal boundary
coastal domain
coastal downwelling
coastal engineering
coastal engineering
coastal flood
coastal flood
coastal inundation
coastal oceanography
coastal upwelling
coastal vulnerability
coastal vulnerability index (CVI)
coastal waters
compensation depth
compensation intensity
conductivity meter/cell
conductivity-temperature-depth (CTD) meter
consumers
continental shelf
contour lines
convection
coordinated universal time (UTC)
co-tidal line

υποχώρηση καλδέρας
φασική ταχύτητα
χημικός απαιτούμενο οξυγόνο
χλωροφύλλη
κλιματική αλλαγή
όριο ακτής
παράκτιος χώρος
παράκτια κατάδυση
ακτομηχανική
παράκτια μηχανική
παράκτια πλημμύρα
παράκτια πλημμύρα
παράκτια κατάκλυση
παράκτια ωκεανογραφία
παράκτια ανάδυση
τρωτότητα παράκτιου συστήματος
δείκτης παράκτιας τρωτότητας
παράκτια νερά
βάθος αντιστάθμισης
ένταση αντιστάθμισης
αγωγιμόμετρο
θερμοσαλινογράφος
καταναλωτές
υφαλοκρηπίδα
καμπύλες ίσης τιμής
συναγωγή
παγκόσμιος κανονικός χρόνος
ισοπαλιρροιακή γραμμή

Αγγλικός όρος

cyclonic eddy

D

damages

datum

decision support system (DSS)

declination

deep sound channel

dense water formation

density

density currents

density front

diffuser

dilution, rarefaction

dispersion

dispersive wave

dissolved organic matter (DOM)

dissolved oxygen

diurnal tide

downwelling

downwelling irradiance

drifters

dynamic downscaling

E

ebb current

ebb tide

echo-sounder

ecosystem approach

eddy diffusivity

Ekman layer

entrainment

equilibrium tidal potential

erosion

estuaries

evaporation flux

expendable bathythermograph

exposure

extreme value analysis

F

far field

fault

flood current

flood intermediate parameter (FIP)

flood tide

flood vulnerability index FVI

flow-weighted average dilution

flushing

flux Richardson number

food chain

format

G

geodetic datum

geostationary satellite

global warming

global water cycle

Good Environmental Status

gradient

gradient number

Ελληνικός όρος

κυκλωνικός στρόβιλος

ζημίες

επίπεδο αναφοράς

σύστημα υποστήριξης αποφάσεων

απόκλιση

ηχητικός διάυλος μεγάλου βάθους

σχηματισμός πυκνών νερών

πυκνότητα

ρεύματα πυκνότητας

μέτωπο πυκνότητας

διαχυτήρας

αραίωση

διασπορά

κύμα διασποράς

διαλυμένο οργανικό υλικό

διαλυμένο οξυγόνο

ημερήσια παλίρροια

καταβύθιση θαλασσίων μαζών

προς τα κάτω διαδιδόμενη ακτινοβολία

παρασυρόμενοι πλωτοί μετρητές

δυναμικός καταβιβασμός κλίμακας

αμπωτικό ρεύμα

άμπωτη

εργαλείο ηχοεντοπισμού

οικοσυστημική προσέγγιση

τυρβώδης διάχυση

στρώμα του Ekman

συμπαράσυρση

ισορροπία αστρονομικής παλίρροιας

διάβρωση

εκβολές ποταμών

ροή εξάτμισης

βαθυθερμογράφος μίας χρήσης

έκθεση

ανάλυση ακραίων τιμών

απομακρυσμένο πεδίο

ρήγμα

πλημμυρικό ρεύμα

ενδιάμεση παράμετρος πλημμύρας

πλημμυρίδα

δείκτης πλημμυρικής τρωτότητας

ροϊκά σταθμισμένη μέση αραίωση

έκπλυση

ροϊκός αριθμός Richardson

τροφική αλυσίδα

μορφότυπος

γεωδαιτικό επίπεδο αναφοράς

γεωσταθερός δορυφόρος

παγκόσμια θέρμανση

παγκόσμιος κύκλος νερού

Καλή Περιβαλλοντική Κατάσταση

βαθμίδα

αδιάστατος αριθμός

H

half-life	ημίσεια ζωή (ή ημιζωή)
halocline	αλοκλινές
harmful algal bloom	τοξική άνθηση φυτοπλαγκτού
harmonic analysis	αρμονική ανάλυση
head loss	απώλειες υδραυλικού φορτίου
high water tide, high tide	πλήμμη
high-density polyethylene (HDPE)	υψηλής πυκνότητας πολυαιθυλένιο
highest astronomical tide	ανώτατη πλήμμη
hydraulic butterfly valve	ηλεκτροκίνητο περιστρεφόμενο θυρόφραγμα
hydraulic head	υδραυλικό φορτίο
hyperbolic secant	υπερβολική τέμνουσα
hypersaturated	υπέρκορο
hyposaturated	ακόρεστο

I

incipient saturation intensity	ένταση αρχόμενου κορεσμού
infrared radiometers	ραδιόμετρα υπερύθρων
insitu temperature	επιτόπου θερμοκρασία
integrated coastal zone management (ICZM)	ολοκληρωμένη διαχείριση παράκτιας ζώνης (ΟΔΠΖ)
integrated maritime policy (IMP)	ολοκληρωμένη θαλάσσια πολιτική (ΟΘΠ)
inundation	κατάκλυση

K

kinematic viscosity	κινηματικό ιξώδες
---------------------	-------------------

L

length scale	κλίμακα μήκους
long wave	μακρός κυματισμός
low water tide, low tide	ρηχία
lowest astronomical tide	κατώτατη ρηχία
lunar day	σεληνιακή ημέρα

M

marine snow	θαλάσσιο χιόνι
marine strategy framework directive (MSFD)	οδηγία πλαίσιο για τη θαλάσσια στρατηγική (ΟΔΠΣ)
mass concentration	συγκέντρωση μάζας
mass fraction	λόγος μάζας
mechanical bathythermograph	μηχανικός βαθυθερμογράφος
mercury thermometer	θερμόμετρο υδραργύρου
microwave radiometers	ραδιόμετρα μικροκυμάτων
mixed-layer sound channel	ηχητικός διάυλος στρώματος ανάμιξης
mixing	ανάμιξη
mixing-length theory	θεωρία μήκους ανάμιξης
mixotroph	μικτότροφος
molar concentration	μοριακή συγκέντρωση

N

neap tide	παλίρροια τετραγωνισμού
near field	γειτονικό πεδίο
nekton	νηκτόν
node	δεσμός
nozzle	ακροφύσιο
nutricline	νουτρίκλινο

O

open sea boundary	όριο ανοικτής θάλασσας
orifice	στόμιο
outflow	εκροή
overtopping	υπερπήδηση
oxygen consumption	κατανάλωση οξυγόνου

P

particulate organic matter (POM)
 pelagic processes
 percentile
 permanent thermocline
 photoinhibition
 photosynthetically active radiation
 phytoplankton bloom
 piezometric head
 piling up
 planetary waves
 plankton
 platinum resistance thermometer
 polar-orbiting satellite
 positive buoyancy
 post trenching technique
 potential
 potential density
 potential temperature
 precipitation flux
 primary producers
 probability
 propagating long wave
 pycnocline
 pyroclastic flow

σωματιδιακό οργανικό υλικό
 πελαγικές διεργασίες
 εκατοστημόριο
 μόνιμο θερμοκλινές
 φωτοαναστολή
 φωτοσυνθετικά ενεργή ακτινοβολία
 άνθηση φυτοπλαγκτού
 πιεζομετρικό φορτίο
 συσσώρευση νερού
 πλανητικά κύματα
 πλαγκτόν
 θερμόμετρο με αντίσταση λευκόχρυσου
 δορυφόρος πολικής τροχιάς
 θετική άνωση
 μέθοδος εκσκαφής μετά την πόντιση
 δυναμικό
 δυναμική πυκνότητα
 δυναμική θερμοκρασία
 ροή κατακρήμνισης
 πρωτογενείς παραγωγοί
 πιθανότητα
 προελαύνον μακρύ κύμα
 πυκνοκλινές
 πυροκλαστική ροή

Q

quasi-horizontal motion

περίπου οριζόντια κυκλοφορία

R

random walk method
 red tide
 reflection
 residual component
 resilience
 riser
 risk

μέθοδος τυχαίου βήματος
 ερυθρά παλίρροια
 ανάκλαση
 υπολειμματική συνιστώσα
 ανθεκτικότητα
 ανυψωτήρας
 κίνδυνος

S

saline wedge
 salinity
 saturated
 scattering
 scouring
 sea surface salinity (SSS)
 sea surface temperature (SST)
 seagrass
 seasonal thermocline
 seaweeds
 sediment
 seiche oscillations
 seiches
 semi-diurnal tide
 sensor
 shallow water propagation
 solar day
 solitary wave
 solitary wave theory
 sonar detection
 spring tide

αλμυρή σφήνα
 αλατότητα
 κορεσμένο
 σκέδαση
 υποσκαφή
 επιφανειακή αλατότητα θάλασσας
 επιφανειακή θερμοκρασία θάλασσας
 θαλάσσια αγγειόσπερμα
 εποχιακό θερμοκλινές
 μακροφύκη
 ίζημα
 στάσιμη ταλάντωση στάθμης θάλασσας
 ωκεάνιες ιδιοταλαντώσεις, ρεστία
 ημήμερήσια παλίρροια
 αισθητήρας
 διάδοση κυματισμών σε ρηχά νερά
 ηλιακή ημέρα
 μοναχικό κύμα
 θεωρία μοναχικού κύματος
 ηχοεντοπισμός
 παλίρροια συζυγίας

Αγγλικός όρος

stagnation period
stakeholders
steric sea level rise
storm surge index (SSI)
storm surge, storm tide
subduction zone
subsidence
superimposed
surface mixed layer
surface reflectivity
susceptibility
swell

T

temperature
thermistor
thermistor chains/cables
thermocline
thermodynamic equation of state
tidal amplitude
tidal currents
tidal oscillation
tidal period
tidal range
tidal signal
tidal wave
tide
tide-gauge
tide-gauge
total tide-generating potential
tracer method
transitional waters
trophic state
tsunami
turbulent diffusion
turbulent kinetic energy dissipation rate
turbulent viscosity

U

universal standard time (UST)
upwelling

V

valve
volumetric concentration
vortex drop

W

water hammer, hydraulic shock
wave crest
wave set-up
wave train
wave trough
wave-induced current
wind set-up
wind-induced current

Ελληνικός όρος

περίοδος στασιμότητας
κοινωνικοί εταίροι
εσωτερική ανύψωση στάθμης θάλασσας
δείκτης μετεωρολογικής παλίρροιας
μετεωρολογική παλίρροια
ζώνη καταβύθισης
υποχώρηση
υπερτειθεμένος
επιφανειακό στρώμα ανάμιξης
επιφανειακή αντανακλαστικότητα
ευπάθεια
αποθάλασσα (βουβό κύμα)

θερμοκρασία
ηλεκτρονικό θερμόμετρο
καλώδια αισθητήρων θερμοκρασίας
θερμοκλινές
θερμοδυναμική καταστατική εξίσωση
πλάτος παλίρροιας
παλιρροιακά ρεύματα
παλιρροιακή ταλάντωση
περίοδος παλίρροιας
εύρος παλίρροιας
παλιρροιακό σήμα
παλιρροιακό κύμα
παλίρροια
παλιρροιογράφος
σταθμηγράφος
ολικό παλιρροιακό δυναμικό
μέθοδος ιχνηθέτη
μεταβατικά ύδατα
τροφικό επίπεδο
τσουνάμι
τυρβώδης διάχυση
ρυθμός απόσβεσης τυρβώδους κινητικής ενέργειας
τυρβώδες δυναμικό ιξώδες

παγκόσμιος κανονικός χρόνος
ανάδυσης θαλασσίων μαζών

θυρίδα
συγκέντρωση όγκου
θάλαμος στροβιλισμού

υδραυλικό πλήγμα
κορυφή κύματος
κυματογενής ανύψωση
κυματοσυρμός
κοιλία κύματος
κυματογενές ρεύμα
ανεμογενής ανύψωση στάθμης θάλασσας
ανεμογενές ρεύμα