

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7

ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ ΚΑΙ ΥΔΑΤΙΝΕΣ ΜΑΖΕΣ ΣΤΟΥΣ ΩΚΕΑΝΟΥΣ

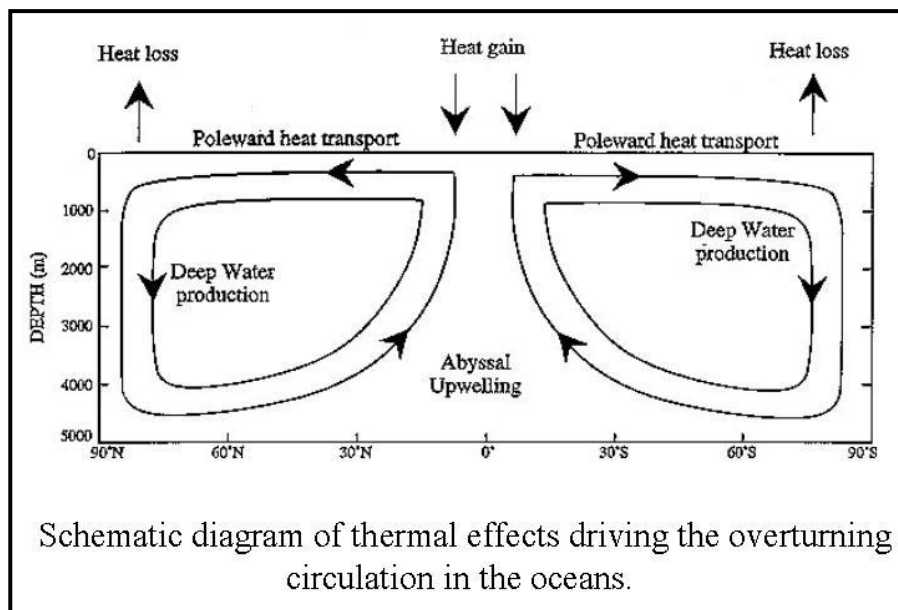
Η ωκεάνια κυκλοφορία διαιρείται σε δύο τμήματα, την θερμόαλη και την ανεμογενή συνιστώσα ωκεάνιας κυκλοφορίας. Αυτό σημαίνει ότι η ωκεάνια κυκλοφορία οφείλεται κατά ένα μέρος στις μεταβολές της πυκνότητας του νερού οι οποίες προκαλούνται από τις καιρικές και κλιματικές μεταβολές και κατά ένα μέρος στην επίδραση της ανεμογενούς τάσης. Ο τρόπος με τον οποίο οι παράγοντες αυτοί προσδιορίζουν την ωκεάνια κυκλοφορία αναλύεται παρακάτω.

7.1. Η Θερμόαλη κυκλοφορία

Η όρος θερμόαλη κυκλοφορία αναφέρεται στη κίνηση του νερού λόγω μεταβολής της πυκνότητάς του η οποία προκαλείται από μεταβολή της θερμοκρασία ή της αλατότητάς του σε κάποιο σημείο. Η θέρμανση ενός απλού δοχείου νερού στη κουζίνα, δίνει άνοδο του θερμαινόμενου νερού από το πυθμένα στην επιφάνεια του δοχείου, λόγω διαστολής του. Η βύθιση του ψυχρού νερού σε κάποιο άλλο σημείο του δοχείου, προκύπτει από την αρχή της συνέχειας του όγκου του δοχείου. Στον ωκεανό, η κατάσταση είναι διαφορετική, διότι η θερμική ενέργεια προσφέρεται από την επιφάνεια, με την επίδραση του Ηλίου, και όχι από το πυθμένα. Η θέρμανση ενός ρευστού από την επιφάνεια δεν του επιτρέπει να ανυψωθεί, με αποτέλεσμα να μην λαμβάνει χώρα κατακόρυφη θερμική κυκλοφορία. Ωστόσο πειράματα με μεγάλα δοχεία έδειξαν ότι η θέρμανση του νερού σε ένα μόνο σημείο, οδηγεί στην διαστολή και ανύψωση της στάθμης του νερού στο σημείο αυτό και στην οριζόντια κίνηση του θερμού νερού προς τη ψυχρή περιοχή. Έτσι, η μεγαλύτερη θέρμανση της θάλασσας στα χαμηλά γεωγραφικά πλάτη αναγνωρίστηκε ως υπεύθυνη για τη κίνηση του νερού από τον Ισημερινό προς τους Πόλους.

Ωστόσο, η προσφορά θερμότητας στα μικρά γεωγραφικά πλάτη είναι μόνο ένα μέρος του θερμικού ισοζυγίου. Έχουμε ήδη δείξει ότι υπάρχει μία απώλεια θερμότητας από τους ωκεανούς στα υψηλά γεωγραφικά πλάτη. Το αποτέλεσμα της ψύξης του νερού είναι η αύξηση της πυκνότητάς του, η οποία προκαλεί τη βύθιση και την αντικατάσταση

του νερού σε μεγάλα βάθη. Η θερμόαλη κυκλοφορία (thermohaline circulation) οφείλεται στην αύξηση της πυκνότητας του επιφανειακού νερού, είτε άμεσα με τη ψύξη είτε έμμεσα με τη δημιουργία πάγου στην επιφάνεια η οποία αποβάλλει το αλάτι, με αποτέλεσμα την αύξηση της πυκνότητας του εναπομείναντος νερού. Στο Βόρειο Ατλαντικό, η ψύξη του νερού το χειμώνα θεωρείται υπεύθυνη για τη βύθιση του επιφανειακού νερού σε σημαντικά βάθη. Στην Ανταρκτική, η δημιουργία πάγου αυξάνει τη πυκνότητα του νερού με την αποβολή άλατος. Προκύπτει έτσι ότι το κύριο χαρακτηριστικό της θερμόαλης κυκλοφορίας που είναι η κατακόρυφη κίνηση και η βύθιση του επιφανειακού νερού σε κάποια μεσαία βάθη ή ακόμη και στο πυθμένα, με αποτέλεσμα η συνέχεια του όγκου να προκαλεί οριζόντια ροή (Σχήμα 7.1). Αύξηση της αλατότητας του νερού μπορεί να προκληθεί επίσης και με την εξάτμισή του στους τροπικούς, αλλά γενικά αυτή συνοδεύεται από θέρμανση του νερού με αποτέλεσμα η διαστολή λόγω θέρμανσης να υπερισχύει της αύξησης της πυκνότητας λόγω εξάτμισης. Συνεπώς, η εξάτμιση δεν θεωρείται σημαντικός παράγοντας θερμόαλης κυκλοφορίας.



Σχήμα 7.1. Σχηματικό διάγραμμα της θερμόαλης ωκεάνιας κυκλοφορίας.

Η κύρια κατακόρυφη κυκλοφορία στους ωκεανούς οφείλεται κατά βάση στη βύθιση και ανύψωση υδάτινων μαζών σε μεγάλα γεωγραφικά πλάτη. Στις πολικές αυτές περιοχές, η απουσία πυκνοκλινούς επιτρέπει τη κατακόρυφη κίνηση υδάτινων μαζών οι οποίες μπορεί να βυθιστούν στο πυθμένα ή να ανυψωθούν στην επιφάνεια. Αντίθετα, η πολύ έντονη στρωματοποίηση της υδάτινης στήλης στα χαμηλά γεωγραφικά πλάτη αποτελεί

ένα εμπόδιο στη κατακόρυφη κίνηση των μαζών. Έτσι, σημαντική βύθιση ψυχρών επιφανειακών μαζών σε μεγάλα βάθη συμβαίνει στις πολικές και υπο-πολικές περιοχές του Ατλαντικού ωκεανού. Στο Βόρειο Ατλαντικό, η σημαντικότερη βύθιση επιφανειακών μαζών συμβαίνει στη Νορβηγική θάλασσα, δημιουργώντας το Νερό Μεγάλου Βάθους του Β. Ατλαντικού (North Atlantic Deep Water, NEW). Στο νότιο ημισφαίριο η σημαντικότερη βύθιση συμβαίνει στη θάλασσα Waddell, όπου οι χαμηλές θερμοκρασίες του χειμώνα δημιουργούν το Antarctic Bottom Water (ABS), το πυκνότερο νερό της Γης που βυθίζεται στην υφαλοκρηπίδα της Ανταρκτικής.

7.2. Ανεμογενής κυκλοφορία

Η ανεμογενής κυκλοφορία (wind-driven circulation) αφορά κυρίως τα ανώτερα στρώματα του ωκεανού, και συνεπώς είναι μία οριζόντια κυκλοφορία, σε αντίθεση με την θερμόαλη. Με τον όρο αυτό αναφερόμαστε στη κίνηση του επιφανειακού νερού λόγω υπερκείμενης κίνησης του ανέμου, σαν αποτέλεσμα της τριβής μεταξύ των δύο ρευστών. Τα ωκεάνια ρεύματα είναι λοιπόν αποτέλεσμα της συνδυασμένης επίδρασης των θερμόαλων κινήσεων και των ανεμογενών κινήσεων. Η θερμόαλη κυκλοφορία συνδέεται περισσότερο με τα βαθύτερα στρώματα ενώ η ανεμογενής με τα επιφανειακά στρώματα του ωκεανού. Και στις δύο περιπτώσεις η κυκλοφορία παραμένει σημαντικά μακριά από τη περιοχή που δημιουργήθηκε.

7.3. Κυκλοφορία και Υδάτινες Μάζες

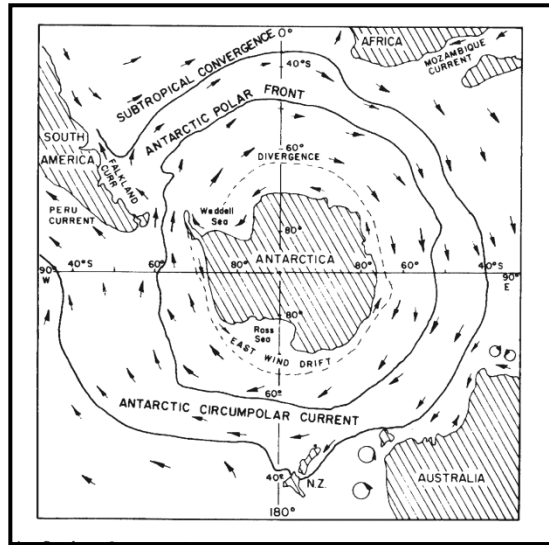
Η κυκλοφορία των κύριων ωκεάνιων περιοχών δείχνει σημαντικές ομοιότητες. Έτσι, στο επιφανειακό στρώμα, επικρατεί ένα μεγάλο **αντί-κυκλωνικό σύστημα** (anti-cyclonic) **με ωρολογιακή περιστροφή** τόσο στον Βόρειο Ατλαντικό όσο και στο Βόρειο Ειρηνικό Ωκεανό. Αντίθετα, στο Νότιο Ατλαντικό, στον Ινδικό Ωκεανό και στο Νότιο Ειρηνικό Ωκεανό επικρατούν **συστήματα αντί-ωρολογιακής περιστροφής**. Άλλο κοινό χαρακτηριστικό είναι ότι στο Βόρειο Ατλαντικό και Βόρειο Ειρηνικό Ωκεανό, τα ωκεάνια ρεύματα έχουν μικρότερο εύρος και μεγαλύτερη ένταση στο δυτικό τμήμα του κάθε ωκεανού. Στην περιοχή του Ισημερινού των τριών ωκεανών υπάρχουν παρόμοια ωκεάνια συστήματα τα οποία δημιουργούν ένα Βόρειο Ισημερινό Ρεύμα (North Equatorial Current) που κινείται προς τα δυτικά, και ένα Νότιο Ισημερινό Ρεύμα (South Equatorial Current) προς τα δυτικά. Στον Ειρηνικό Ωκεανό, τα δύο αυτά ρεύματα

διαχωρίζονται από μία ροή με ανατολική διεύθυνση (North Equatorial Counter Current), το οποίο οφείλεται στη μηνιαία μεταβολή της ανεμογενούς τάσης κατά μήκος του Ισημερινού. Μία άλλη συνιστώσα του Ισημερινού συστήματος ρευμάτων είναι η παρουσία ενός υπο-επιφανειακού Ισημερινού Ρεύματος (Equatorial Undercurrent), το οποίο κινείται ανατολικά κατά μήκος του Ισημερινού, σε βάθος περίπου 100 μ.

7.4. Νότιος Ωκεανός (Southern Ocean)

Ο Νότιος Ωκεανός έχει ως νότιο όριο την Ανταρκτική Ήπειρο, αλλά δεν διαθέτει βόρειο όριο διότι συνδέεται με τους άλλους ωκεανούς. Κινούμενοι Βόρεια από την Ανταρκτική, η μέση επιφανειακή θερμοκρασία αυξάνει αργά και σταθερά. Το επιφανειακό νερό κινείται βόρεια και συναντά το νερό του Ατλαντικού, του Ινδικού και του Ειρηνικού Ωκεανού στο λεγόμενο Ανταρκτικό Πολικό Μέτωπο (Antarctic Polar Front). Το ψυχρό νερό του Νότιου Ωκεανού βυθίζεται κάτω από τη περιοχή του μετώπου (Antarctic Convergence) και κινείται βόρεια κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας. Καθώς κινείται βόρεια, το νερό αυξάνει τη θερμοκρασία του και ανυψώνεται αργά σε μία περιοχή που ονομάζεται Υποτροπική Σύγκλιση (Subtropical Convergence). Τα δύο αυτά μέτωπα διαιρούν το Νότιο Ωκεανό σε δύο περιοχές : α) την Ανταρκτική ζώνη, από την Ανταρκτική μέχρι το Πολικό Μέτωπο και β) την Υπο-Ανταρκτική ζώνη, από το Πολικό Μέτωπο έως την Υποτροπική Σύγκλιση. Στην Ανταρκτική ζώνη το επιφανειακό νερό έχει θερμοκρασίες από -1.9°C έως 4°C , ενώ στην Υπό-Ανταρκτική ζώνη από $4-14^{\circ}\text{C}$ (Σχήμα 7.2).

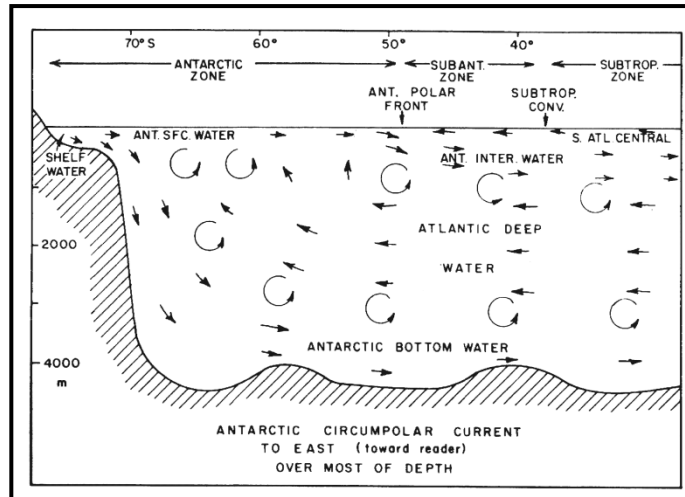
Η γεωγραφία του Νότιου Ωκεανού τον καθιστούν το μοναδικό ωκεανό στον οποίο τα ρεύματα κινούνται γύρω από τον άξονα περιστροφής της Γης. Το κύριο χαρακτηριστικό της κυκλοφορίας του είναι η παρουσία του ισχυρού και με μεγάλο βάθος ανατολικής διεύθυνσης ρεύματος που ονομάζεται Antarctic Circumpolar Current (ACC). Το ρεύμα ACC έχει ταχύτητες της τάξης των 4-15 m/sec και η μεταφορά μάζας νερού είναι 110 Sv ($1 \text{ Sv} = 1 \text{ Sverdrup} = 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$). Το ρεύμα διακλαδίζεται και ένα τμήμα του κινείται βόρεια μεταξύ της Αυστραλίας και της Νέας Ζηλανδίας. Ένα άλλο τμήμα του κινείται βόρεια ως το Ρεύμα του Περού κατά μήκος των δυτικών ακτών της Νότιας Αμερικής προς το Νότιο Ειρηνικό Ωκεανό. Τέλος, ένα άλλο τμήμα του κινείται βόρεια μεταξύ Νότιας Αμερικής και Νησιών Φοκλαντς προς το Νότιο Ατλαντικό Ωκεανό.



Σχήμα 7.2. Κυκλοφορία στο Νότιο Ωκεανό και μέσες θέσεις του Ανταρκτικού Πολικού Μετώπου και της Υποτροπικής Σύγκλισης.

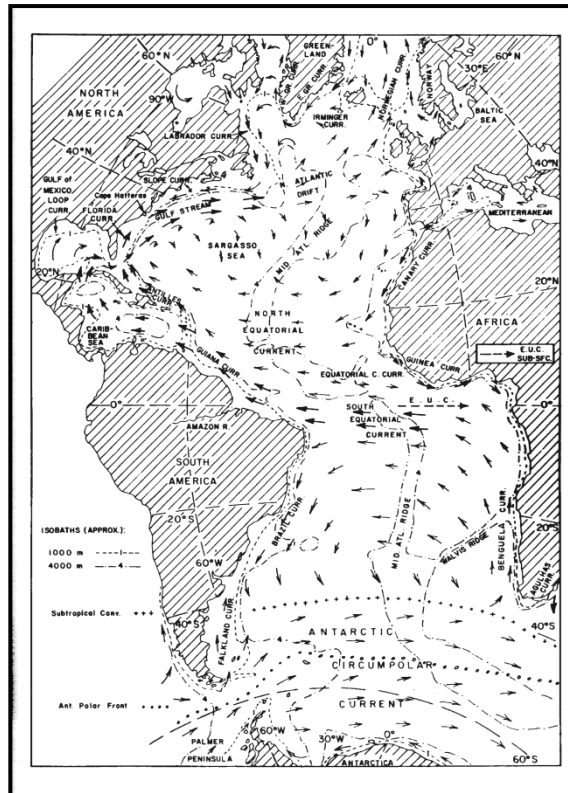
7.5. Ατλαντικός Ωκεανός

Η επιφανειακή κυκλοφορία του Ατλαντικού Ωκεανού αποτελείται από δύο αντίκυκλωνικά συστήματα (gyres), ένα με ωρολογιακή φορά στο Βόρειο Ατλαντικό και ένα με αντί-ωρολογιακή φορά στο Νότιο Ατλαντικό. Στο Νότιο Ατλαντικό το αντικυκλωνικό σύστημα έχει βάθος 200 μ. κοντά στον Ισημερινό και 800 μ. κοντά στην Υποτροπική Σύγκλιση. Η κίνηση του οφείλεται στους νότιο-ανατολικούς ανέμους οι οποίοι κυριαρχούν στη περιοχή μεταξύ 10 – 15°N. Το ρεύμα που δημιουργείται ονομάζεται Νότιο Ισημερινό Ρεύμα (South Equatorial Current) και κινείται δυτικά προς τη Νότιο Αμερική. Ένα μέρος της ροής περνά στο Βόρειο ημισφαίριο. Το υπόλοιπο κινείται νότια κατά μήκος της Νοτίου Αμερικής με το όνομα Brazil Current. Το ρεύμα αυτό κινείται ανατολικά κατά πλάτος του Ατλαντικού σαν τμήμα του Ανταρκτικού Ρεύματος και αλλάζει διεύθυνση κινούμενο βόρεια με το όνομα Benguela Current. Το Brazil Current είναι θερμό και αλμυρό, καθώς προέρχεται από τροπικές περιοχές, ενώ το Benguela Current είναι ψυχρό και χαμηλής αλατότητας λόγω της συμμετοχής του Ανταρκτικού Ρεύματος. Ο Νότιος Ατλαντικός δέχεται νερά από το Falkland Current που κινείται βόρεια κατά μήκος της Νότιας Αμερικής (Σχήμα 7.3).



Σχήμα 7.3. Κατακόρυφη κυκλοφορία στον Νότιο Ωκεανό και το Ν. Ατλαντικό Ωκεανό.

Η κυκλοφορία στο Βόρειο Ατλαντικό ξεκινά από το Βόρειο Ισημερινό Ρεύμα (North Equatorial Current) το οποίο προκαλείται από τους Βόρειο-ανατολικούς ανέμους (Σχήμα 7.4). Το ρεύμα αυτό κινείται προς τη Δύση και ενώνεται με το νότιο τμήμα του Νότιου Ισημερινού Ρεύματος το οποίο πέρασε στο Βόρειο Ημισφαίριο. Μέρος αυτής της ροής κινείται βόρειο-δυτικά ως Antilles Current, ενώ ένα άλλο τμήμα κινείται ανάμεσα στα νησιά της Καραϊβικής και εισέρχεται στο Κόλπο του Μεξικού. Από το Κόλπο του Μεξικού το νερό κινείται βόρεια μεταξύ Φλώριδας και Κούβας ως το Florida Current. Στις ακτές της Φλώριδα, το ρεύμα αυτό ενώνεται με το ρεύμα των Αντιλλών και σχηματίζει το Gulf Stream. Το Ρεύμα του Κόλπου κινείται βόρειο-ανατολικά προς τη Γροιλανδία στους 40°B. Από εκεί η ροή που κινείται βόρειο-ανατολικά ονομάζεται Ρεύμα Βόρειου Ατλαντικού (North Atlantic Current) που κινείται νότια προς τις ακτές της Ισπανίας και της Βόρειας Αφρικής για να ολοκληρωθεί έτσι το North Atlantic Gyre.



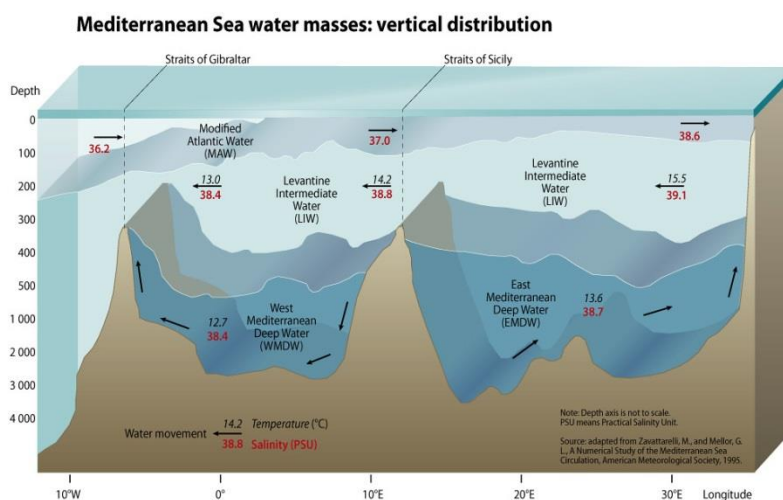
Σχήμα 7.4. Ατλαντικός Ωκεανός – βαθυμετρία και επιφανειακή κυκλοφορία.

Στον Ισημερινό, στην επιφάνεια του Ατλαντικού Ωκεανού διακρίνουμε τρία κύρια ρεύματα : α) το Βόρειο Ισημερινό Ρεύμα (North Equatorial Current) που κινείται δυτικά, β) το Βόρειο Ισημερινό Ανάστροφο Ρεύμα (North Equatorial Counter Current) μεταξύ 9-5°B, και γ) το Νότιο Ισημερινό Ρεύμα (South Equatorial Current) από τον ανατολικό Νότιο Ατλαντικό Ωκεανό, τμήμα του οποίου διασχίζει τον Ισημερινό για να κινηθεί βόρεια και δυτικά κατά μήκος των ακτών της Βραζιλίας. Το Βόρειο Ισημερινό Ανάστροφο Ρεύμα τροφοδοτείται με νερό και από το Βόρειο και το Νότιο Ισημερινό Ρεύμα, αν και συχνά εξαφανίζεται από την επιφάνεια κατά τη διάρκεια του μισού έτους. Κάτω από την επιφάνεια και κινούμενο προς τα ανατολικά κατά μήκος του Ισημερινού υπάρχει το Ισημερινό Υπο-επιφανειακό Ρεύμα (Equatorial Undercurrent) το οποίο τροφοδοτείται από νερό υψηλής αλατότητας κυρίως από το Νότιο Ισημερινό Ρεύμα. Το βάθος του κυμαίνεται από τα 60-100 μ. και οι ταχύτητά του πάνω από 100 cm/sec και ο όγκος νερού που μεταφέρει είναι μεταξύ 15-35 Sv.

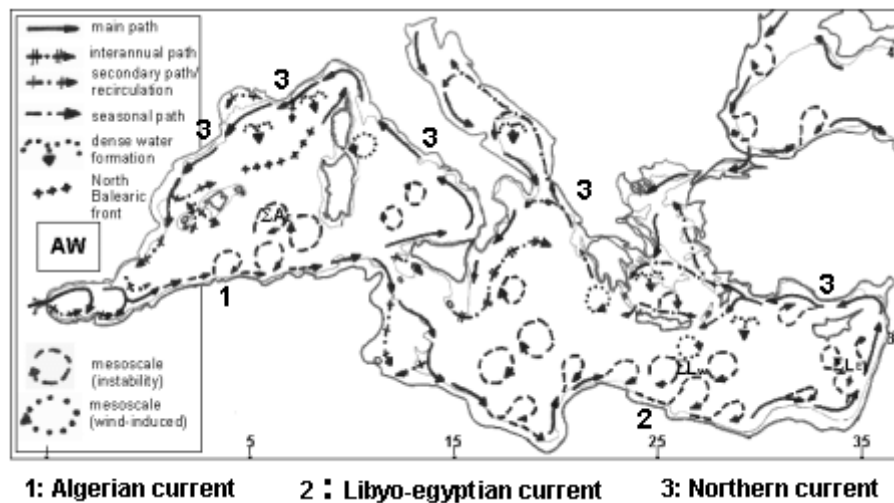
7.6. Παρακείμενες Λεκάνες Ατλαντικού Ωκεανού

1. Μεσόγειος Θάλασσα

Η Μεσόγειος Θάλασσα είναι μία ημί-κλειστη λεκάνη, η οποία αποτελεί περιοχή έντονων αλληλεπιδράσεων μεταξύ της ατμόσφαιρας και της θάλασσας. Λόγω της σημαντικής εισροής θερμότητας και της έντονης εξάτμισης που υπερβαίνει τη βροχόπτωση, το ανατολικό της τμήμα αποτελεί μία περιοχή με υψηλές θερμοκρασίες και αλατότητες, οι οποίες ξεπερνιούνται μόνο από τη Μαύρη Θάλασσα. Η Μεσόγειος Θάλασσα ουσιαστικά διαιρείται σε δύο υπολεκάνες: την ανατολική και τη δυτική λεκάνη, από ένα ύφαλο βάθους 400 μ. μεταξύ της Σικελίας και της ακτής της Βορείου Αφρικής. Το μέγιστο βάθος της δυτικής λεκάνης είναι 3.400 μ. και της ανατολικής 4.200 μ. Η Μεσόγειος Θάλασσα διαθέτει δύο χαρακτηριστικές υπο-επιφανειακές υδάτινες μάζες: α) το νερό ενδιάμεσου βάθους (Intermediate Water) και β) το νερό μεγάλου βάθους (Deep Water). Το νερό ενδιάμεσου βάθους σχηματίζεται στη Λεβαντίνη Λεκάνη (νότια της Τουρκίας) κατά το χειμώνα και έχει θερμοκρασία 15°C και αλατότητα 39,2 ppt. Ένα τμήμα του εισέρχεται στην Αδριατική από τα Στενά του Οτράντο και ένα άλλο τμήμα κινείται δυτικά σε βάθος 200-600 μ. κατά μήκος των ακτών της Β. Αφρικής, και μέσω των Στενών του Γιβραλτάρ βγαίνει προς τον Ατλαντικό. Εκεί αναμιγνύεται με το επιφανειακό νερό του Ατλαντικού και αποκτά θερμοκρασία 13°C και αλατότητα 37,3 ppt. Η υπο-επιφανειακή έξοδος νερού από τη Μεσόγειο, προκαλεί την είσοδο επιφανειακού νερού από τον Ατλαντικό Ωκεανό. Το νερό μεγάλου βάθους σχηματίζεται το χειμώνα στη Νότια Αδριατική Θάλασσα και στο Κόλπο της Λυών, με θερμοκρασία 12,6°C και αλατότητα 38,4 ppt (Σχήμα 7.5).



Σχήμα 7.5. Κατακόρυφη κατανομή υδάτινων μαζών στην Μεσόγειο Θάλασσα.

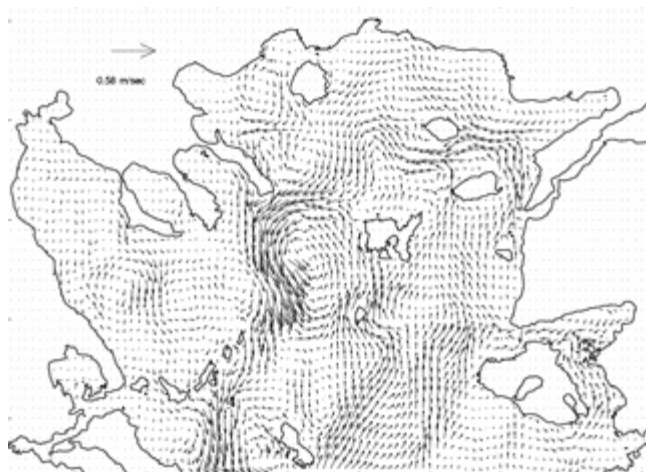


Σχήμα 7.6. Επιφανειακή κυκλοφορία και κύρια ρεύματα στην Μεσόγειο Θάλασσα.

2. Μαύρη Θάλασσα

Η Μαύρη Θάλασσα έχει μέγιστο βάθος 2.240 μ. και συνδέεται με τη Μεσόγειο Θάλασσα μέσω των Στενών του Βοσπόρου και των Δαρδανελλίων, που έχουν βάθος μόνο 40-100 μ. Δεν υπάρχει διαλυμένο οξυγόνο κάτω από το βάθος των 180 μ. (νεκρή θάλασσα), διότι αυτό έχει αντικατασταθεί με διαλυμένο υδρόθειο του οποίου η συγκέντρωση αυξάνει με το βάθος. Η Μαύρη Θάλασσα δέχεται το γλυκό νερό πολλών ποταμών, με αποτέλεσμα τα Στενά των Δαρδανελλίων να εκρέουν επιφανειακό νερό χαμηλής αλατότητας και να δέχονται την εισροή νερού μεγάλης αλατότητας από το Αιγαίο Πέλαγος. Το μικρό βάθος και πλάτος των στενών προκαλεί σημαντικές ταχύτητες στα δύο στρώματα, σημαντική κατακόρυφη διατμητική τάση και συνεπώς τυρβώδη κατακόρυφη μείξη. Το αποτέλεσμα είναι το επιφανειακό νερό που αφήνει τη Μαύρη Θάλασσα με αλατότητα 16 ppt να φθάνει στη Μεσόγειο με αλατότητα 30 ppt.. Αντίθετα, το εισερχόμενο νερό της Μεσογείου εισέρχεται στα Στενά με αλατότητα 38,5 ppt και φθάνει στη Μαύρη θάλασσα ελαττωμένο στα 30 ppt. Το πυθμιαίο ακίνητο και μη-οξυγονομένο στρώμα της Μαύρης Θάλασσας δεν ανανεώνεται, ενώ το νερό υψηλής αλατότητας και οξυγόνου που φθάνει από το Αιγαίο στη Μαύρη Θάλασσα δεν επαρκεί για την βελτίωση των συνθηκών του.

Το Αιγαίο Πέλαγος είναι μία από τις τέσσερις κύριες λεκάνες της Ανατολικής Μεσογείου. Συνδέεται με τη Μαύρη Θάλασσα μέσω της Θάλασσας του Μαρμαρά και των Στενών των Δαρδανελίων, με το Ιόνιο Πέλαγος και με τη Λεβαντίνη Λεκάνη προς τα νότια. Τρεις κύριες υδάτινες μάζες επικρατούν στο Αιγαίο Πέλαγος: α) το επιφανειακό, β) το ενδιάμεσο και γ) το νερό μεγάλου βάθους. Το επιφανειακό στρώμα επηρεάζεται από την εκροή υφάλμυρου νερού από τη Μαύρη Θάλασσα που κινείται βόρεια και δυτικά κατά μήκος των ελληνικών ακτών. Η παροχή του νερού της Μαύρης Θάλασσας είναι $190 \text{ χλμ}^3/\text{έτος}$, με νερό χαμηλής αλατότητας κατά το καλοκαίρι και υψηλότερης το χειμώνα.



Σχήμα 7.7. Επιφανειακή κυκλοφορία στο Αιγαίο Πελαγος.

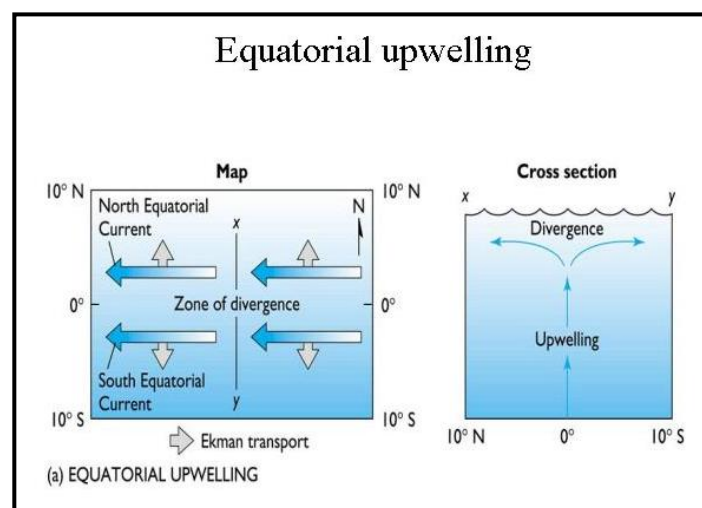
7.7. Ειρηνικός Ωκεανός

Η κυκλοφορία του επιφανειακού τμήματος του Ειρηνικού Ωκεανού είναι περίπου όμοια με αυτή του Ατλαντικού. Επικρατεί μία ωρολογιακής φοράς περιστροφική κίνηση στο Βόρειο Ειρηνικό και μία αντι-ωρολογιακή περιστροφή στο Νότιο Ειρηνικό Ωκεανό, με ένα Ισημερινό σύστημα μεταξύ τους. Το Ισημερινό σύστημα στον Ειρηνικό είναι καλά ανεπτυγμένο και αποτελείται από τέσσερα κύρια ρεύματα, από τα οποία τα τρία είναι επιφανειακά. Τα τρία κύρια επιφανειακά ρεύματα είναι το Βόρειο Ισημερινό Ρεύμα (North Equatorial Current, NEC) που κινείται δυτικά μεταξύ $8 - 20^{\circ}\text{B}$, το Νότιο Ειρηνικό Ρεύμα (South Pacific Current, SEC) που κινείται δυτικά μεταξύ $3-10^{\circ}\text{B}$, και το ενδιάμεσο Βόρειο Ισημερινό Ανάστροφο Ρεύμα (North Equatorial CounterCurrent, NECC) που κινείται ανατολικά. Το τέταρτο ρεύμα είναι το Ισημερινό Υπο-επιφανειακό Ρεύμα (Equatorial Under-current, EUC) που κινείται δυτικά μεταξύ $2^{\circ}\text{B} - 2^{\circ}\text{N}$. Το επιφανειακό

σύστημα ρευμάτων οφείλεται στους επικρατούντες βορειο-ανατολικούς (στο Βόρειο ημισφαίριο) και νοτιοανατολικούς (στο Νότιο ημισφαίριο) ανέμους, οι οποίοι όμως εμφανίζουν ασυμμετρία ως προς την έντασή τους, λόγω της διαφοράς κατανομής ξηράς – θάλασσας γύρω από τον Ισημερινό.

Η σχετική κίνηση του NEC και του NECC δείχνει ότι η επίδραση της δύναμης Coriolis, απομακρύνει μεταξύ τους τα δύο ρεύματα, δημιουργώντας μία ζώνη απόκλισης (divergence zone). Η σχετική κίνηση των ρευμάτων NECC και SEC με την επίδραση της δύναμης Coriolis δημιουργεί μία ζώνη σύγκλισης (convergence zone). Επίσης, για τα ρεύματα που κινούνται συμμετρικά ως προς τον Ισημερινό, η κίνηση προς τα δυτικά θα προκαλέσει ζώνη απόκλισης, ενώ η κίνηση ανατολικά θα δώσει ζώνη σύγκλισης. Αυτός είναι και ο κύριος λόγος που το ανατολικά κινούμενο EUC, παραμένει κοντά και ρέει περίπου συμμετρικά, προς τον Ισημερινό.

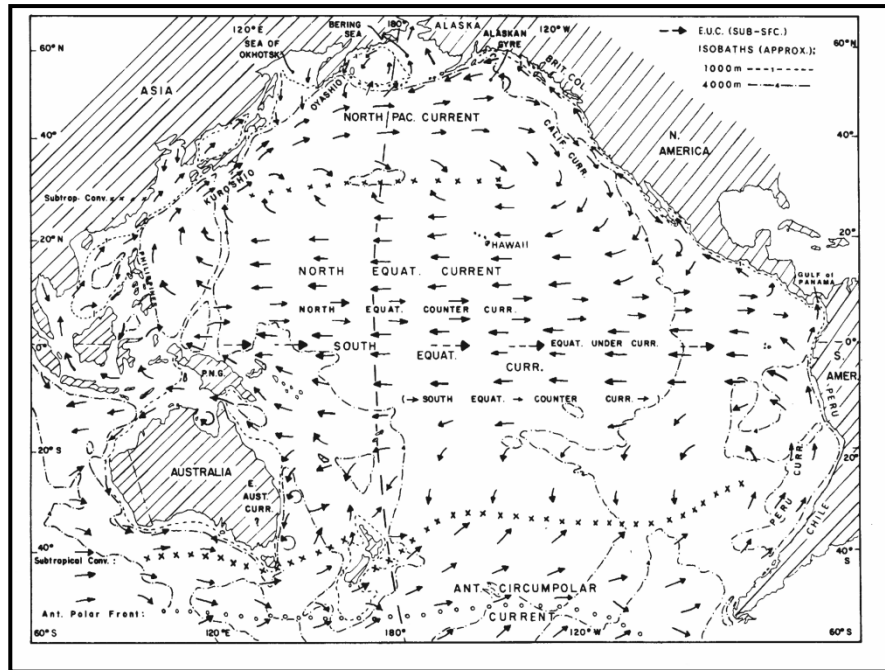
Οι ζώνες απόκλισης έχουν σαν αποτέλεσμα την ανοδική κίνηση νερού (upwelling), το οποίο είναι συνήθως πλούσιο σε θρεπτικά άλατα, προάγοντας έτσι τη βιολογική παραγωγικότητα (Σχήμα 7.8). Στις ζώνες σύγκλισης, επικρατεί συγκέντρωση του πλαγκτού του επιφανειακού στρώματος και η δημιουργία ωκεάνιων μετώπων. Τόσο οι ζώνες σύγκλισης όσο και απόκλισης αποτελούν περιοχές προσφοράς τροφής για τα αλιεύματα, και για το λόγο αυτό αποτελούν επικερδείς ζώνες αλιείας.



Σχήμα 7.8. Φαινόμενο upwelling λόγω ανάπτυξης Ισημερινής ζώνης απόκλισης.

Το Ισημερινό Υπο-επιφανειακό ρεύμα (EUC) είναι μεγάλο σε μεταφορά όγκου νερού ρεύμα, που κινείται δυτικά 100 μ. περίπου κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας. Το ρεύμα μοιάζει με μία λεπτή κορδέλα που έχει πάχος μόνο 0,2 χλμ. και πλάτος 300 χλμ., μεταξύ του 1,5°B – 1,5N. Αναπτύσσει ταχύτητες της τάξης των 170 cm/sec και μεταφέρει νερό 70 Sv. Το EUC είναι συνδεδεμένο με τον Ισημερινό λόγω της επίδρασης της δύναμης Coriolis, η οποία σε ένα ρεύμα που κινείται ανατολικά τείνει να το εκτρέψει δεξιόστροφα, προς τον Ισημερινό, στο Βόρειο ημισφαίριο και αριστερόστροφα, στο Νότιο ημισφαίριο.

Η γενική κυκλοφορία του Βορείου Ειρηνικού είναι όμοια με αυτή του Ατλαντικού, όπου επικρατεί ένα βορειο-ανατολικά κινούμενο σύστημα στη δυτική πλευρά και μία νότιας κατεύθυνσης επιστρεφόμενη ροή στην ανατολική ακτή (Σχήμα 7.9). Το σύστημα αυτής της κυκλοφορίας ονομάζεται Περιδύνηση Βόρειο Ειρηνικού (North Pacific Gyre). Το NPG ξεκινά με τη προς δυσμάς κίνηση του NEC, το οποίο μόλις πλησιάσει τη δυτική ακτή διαχωρίζεται σε δυτική ροή (NEC) και μία βορειο-ανατολική ροή (Kuroshio). Ο όγκος μεταφοράς του ρεύματος Kuroshio είναι 40 Sv (ταχύτητα ρεύματος 75-250 cm/sec), αλλά στη περιοχή της Ιαπωνίας αυξάνεται σε 65 Sv, και συγκρίνεται σε επίπεδο σημασίας με το Gulf Stream στον Ατλαντικό Ωκεανό. Το ρεύμα Oyashio προστίθεται στο Kuroshio προερχόμενο από τη Θάλασσα Bering. Καθώς το Kuroshio προσεγγίζει την Βόρεια Αμερική, διακλαδίζεται: ο ένας κλάδος κινείται νότια ως California Current και ο άλλος κλάδος κινείται βόρεια ως Alaskan Gyre.

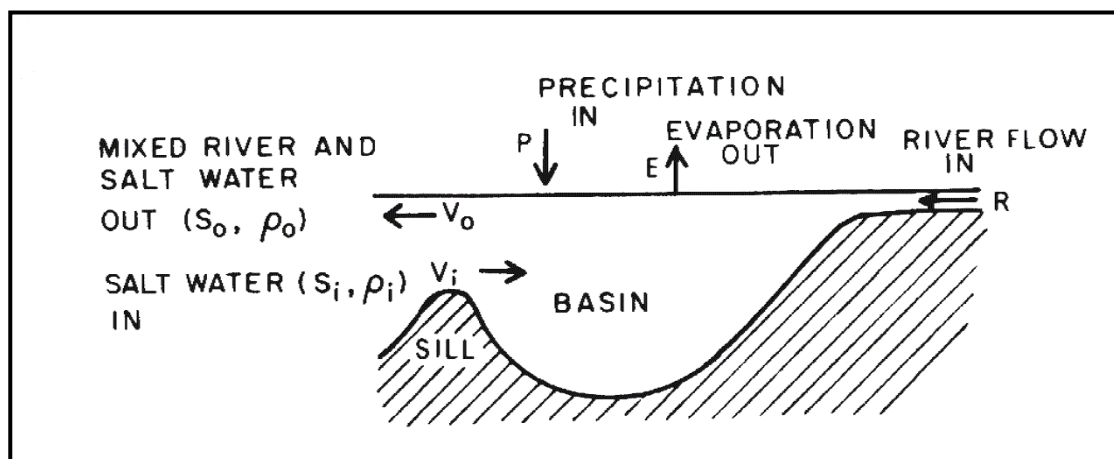


Σχήμα 7.9. Ειρηνικός Ωκεανός – επιφανειακή κυκλοφορία.

Στο Νότιο Ειρηνικό, επικρατεί η Περιδύνηση Νότιου Ειρηνικού (South Pacific Gyre), το οποίο τροφοδοτείται από το νότο από το Antarctic Circumpolar Current. Το νερό κινείται στα ανατολικά παράλια της Αυστραλίας προς βορρά και ονομάζεται East Australian Current. Ένα άλλο τμήμα του Antarctic Circumpolar Current κινείται βόρεια κατά μήκος των ακτών της Νοτίου Αμερικής ως Peru Current. Το Peru Current είναι ρεύμα χαμηλής θερμοκρασίας, αλατότητας και διαλυμένου οξυγόνου, το οποίο φθάνει έως την υποτροπική ζώνη της Νοτίου Αμερικής. Λόγω των επικρατούντων νοτιο-ανατολικών ανέμων που κυριαρχούν στη περιοχή, το Peru Current δίνει συχνά φαινόμενα upwelling. Το upwelling απομακρύνει το κρύο νερό του Peru Current από τις ακτές του Περού, αντικαθιστώντας το από νερό μεγαλύτερου βάθους, υψηλότερης θερμοκρασίας και αλατότητας. Τα ψάρια της επιφάνειας κινούνται σε βαθύτερα στρώματα ή πεθαίνουν με αποτέλεσμα το θάνατο των πτηνών και τη πτώση της αλιευτικής παραγωγής. Η αύξηση της θερμοκρασίας του επιφανειακού στρώματος αυξάνει την εξάτμιση και κατά συνέπεια εντείνει τις βροχοπτώσεις στις παρακείμενες ηπείρους. Το φαινόμενο αυτό ονομάζεται El Niño και συνδέεται με πλημμυρικά φαινόμενα σε περιοχές που η βροχόπτωση είναι γενικά χαμηλή.

7.8. Διατήρηση του Όγκου Υδάτινης Μάζας

Η αρχή της διατήρησης του όγκου (όπως αυτή προκύπτει από την εξίσωση της συνέχειας), προκύπτει από την αποδοχή της ασυμπίεστότητας του νερού. Θεωρεί ότι όταν το νερό εισρέει σε ένα κλειστό ταμιευτήρα, η αρχή διατήρησης του όγκου απαιτεί την εκροή ίσου όγκου νερού από το ταμιευτήρα αυτό. Ταμιευτήρες, όπως οι κλειστοί κόλποι, τα φιορδς, οι λίμνες και οι λιμνοθάλασσες, αλλά και οι μεγάλες κλειστές λεκάνες, όπως η Μεσόγειος, αποτελούν περιοχές εφαρμογής της αρχής διατήρησης του όγκου (Σχήμα 7.10).



Σχήμα 7.10. Σχηματικό διάγραμμα εισροών και εκροών νερού σε μία λεκάνη, για την εφαρμογή της Αρχής Διατήρησης του Όγκου.

Για παράδειγμα, πολλά φιορδ της Νορβηγίας ή του Καναδά, δέχονται τα νερά μεγάλων ποταμών που χύνονται σε αυτά, όμως η μέση στάθμη της θάλασσας στις λεκάνες αυτές παραμένει ίδια. Αυτό σημαίνει ότι θα πρέπει να υπάρχει μία ταυτόχρονη εκροή του νερού από τη λεκάνη με ρυθμούς ίσους με αυτούς της εισροής. Το ωκεάνιο όριο του φιορδ αποτελεί το σημείο εκροής, και αν μετρήσουμε τα ρεύματα στη περιοχή αυτή θα διαπιστώσουμε ότι η μέση κυκλοφορία του επιφανειακού στρώματος οδηγεί το νερό έξω από το φιορδ. Μετρώντας τις ταχύτητες του επιφανειακού στρώματος βρίσκουμε μεγαλύτερους ρυθμούς εκροής του νερού από αυτούς με τους οποίους το νερό εισέρχεται στο φιορδ μέσω των ποταμών. Το γεγονός αυτό οφείλεται στην εισροή νερού από το πυθμιαίο στρώμα στο ωκεάνιο άκρο, έτσι ώστε να βρίσκεται σε ισχύ η αρχή διατήρησης του όγκου. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι το νερό που εισρέει στη λεκάνη από το ποτάμι είναι χαμηλής αλατότητας, άρα και πυκνότητας, και συνεπώς κινείται στο επιφανειακό στρώμα. Ωστόσο, κατά τη κίνησή του μέσα στο φιορδ, αναμιγνύεται με

νερό μεγαλύτερης αλατότητας, οπότε το εξερχόμενο νερό έχει μεγαλύτερη πυκνότητα από το νερό που εισέρχεται στη λεκάνη. Έτσι η πυθμιαία ροή μετακινεί υδάτινες μάζες μεγάλης αλατότητας ώστε να αντικαταστήσουν την ποσότητα αλάτων που απομακρύνθηκε από τη λεκάνη. Ο τύπος αυτής της κυκλοφορίας απαντάται συνήθως σε ποταμο-εκβολές (estuaries) και ονομάζεται estuarine circulation.

Αν στο παραπάνω σύστημα λάβουμε υπόψη και τη ποσότητα νερού που εισέρχεται μέσω βροχόπτωσης και αυτής που εξέρχεται μέσω εξάτμισης, από τη παραπάνω λεκάνη, μπορούμε να γράψουμε τη παρακάτω εξίσωση για τη διατήρηση του όγκου :

$$V_i + R + P = V_o + E \quad (7.1)$$

ή αλλιώς

$$V_o - V_i = (R + P) - E = X \quad (7.2)$$

όπου V αναφέρεται στη μεταφορά όγκου και εκφράζει τη ροή σε μονάδες m^3/sec . Η δεύτερη εξίσωση αναφέρει ότι η καθαρή εκροή αλμυρού νερού εξισορροπεί τη καθαρή εισροή γλυκού νερού μέσα στη λεκάνη (όταν θεωρήσουμε τις μέσες ποσότητες για ένα σχετικά μεγάλο χρονικό διάστημα). Το παράδειγμα αυτό δείχνει τη κατάσταση ισορροπίας (steady state) του συστήματος.

7.9. Διατήρηση Άλατος

Η αρχή διατήρησης της αλατότητας έχει εφαρμοσθεί με επιτυχία, τόσο στο παγκόσμιο ωκεανό, όσο και σε επιμέρους λεκάνες, όπως η Μεσόγειος, κλειστοί κόλποι ή φιόρδ. Η αρχή διατήρησης της αλατότητας εκφράζεται ως εξής :

$$V_i \rho_i S_i = V_o \rho_o S_o \quad (7.3)$$

όπου S_i , S_o είναι οι αλατότητες της εισερχόμενης και της εξερχόμενης υδάτινης μάζας, και ρ_i , ρ_o είναι οι αντίστοιχες πυκνότητες. Εφόσον οι δύο πυκνότητες διαφέρουν μεταξύ τους κατά περίπου 3%, (η διαφορά μεταξύ του γλυκού και του αλμυρού νερού), οι πυκνότητες μπορούν να μη ληφθούν υπόψη στην εξίσωση, οπότε:

$$V_i S_i = V_o S_o \quad (7.4)$$

Ο συνδυασμός της παραπάνω εξίσωσης με αυτή της διατήρησης του όγκου, δίνει την εξίσωση Knudsen ως εξής:

$$V_i = X S_o / (S_i - S_o) \text{ και } V_o = X S_i / (S_i - S_o) \quad (7.5)$$

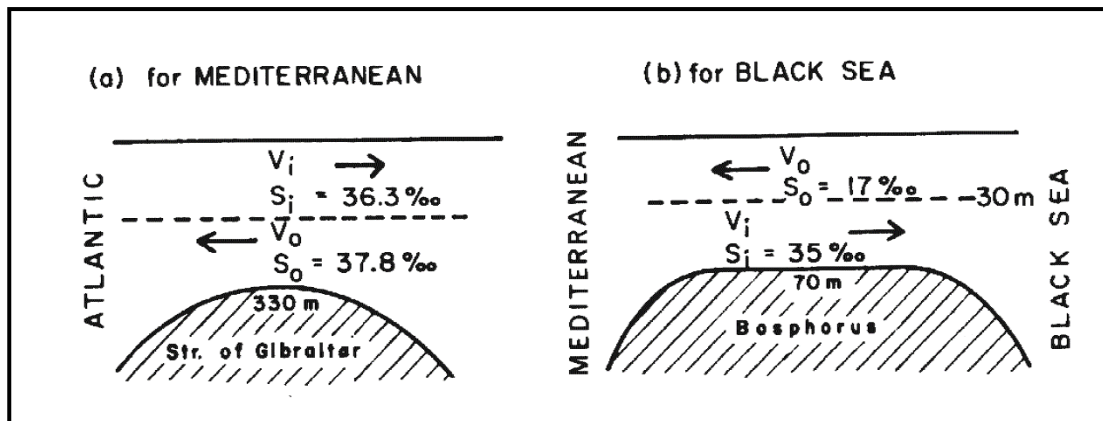
7.10. Παραδείγματα εφαρμογής των παραπάνω εξισώσεων

A. Η Μεσόγειος Θάλασσα

Στη Μεσόγειο Θάλασσα, η εξάτμιση υπερέχει της βροχόπτωσης και της ποτάμιας απορροής ($E > (R+P)$, και το X είναι αρνητικό), με αποτέλεσμα να υπάρχει έλλειμμα όγκου στη λεκάνη. Για τη εξισορρόπηση αυτού του ελλείμματος, υπάρχει μία εισροή νερού χαμηλής αλατότητας από τον Ατλαντικό ωκεανό, μέσω των Στενών του Γιβραλτάρ.

Το Σχήμα 7.11 δείχνει την εισροή νερού χαμηλής αλατότητας από τον Ατλαντικό προς τη Μεσόγειο, μέσω του επιφανειακού στρώματος στα Στενά του Γιβραλτάρ, και μία εκροή νερού υψηλής αλατότητας, μέσω του πυθμιαίου στρώματος των στενών. Οι δύο λόγοι αλατότητας των εξισώσεων Knudsen έχουν τιμές περίπου 25, γεγονός που σημαίνει ότι ο όγκος της εκροής αλμυρού νερού (V_o) είναι κατά 25 φορές μεγαλύτερος από τον όγκο της εισροής γλυκού νερού (V_i).

Μετρήσεις πεδίου στη περιοχή των Στενών Γιβραλτάρ δίνουν μία μέση εισροή $V_i = 1.75 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$. Αυτό σημαίνει ότι ο όγκος εκροής $V_o = 1.68 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ και ότι $X = (R+P)-E = -7 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{sec}$, δηλ. η εξάτμιση υπερέχει της ποτάμιας εισροής κατά $7 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{sec}$. Η παραπάνω τιμή του V_i σημαίνει μία συνολική εισροή $5.5 \times 10^4 \text{ km}^3/\text{yr}$, που σημαίνει ότι απαιτούνται περίπου 70 έτη για να γεμίσουμε με νερό τη Μεσόγειο Θάλασσα (όγκος Μεσογείου = $3.8 \times 10^6 \text{ km}^3$). Αυτός ο χρόνος αποτελεί και μία εκτίμηση του **χρόνου ανανέωσης** (flushing time), δηλ. **του χρόνου που απαιτείται για την αντικατάσταση του νερού της Μεσογείου**. Η εκροή του όγκου V_i αποτελεί σημαντική πηγή θρεπτικών για το μέσου βάθους νερό του Ατλαντικού Ωκεανού.



Σχήμα 7.11. Σχηματικό διάγραμμα εισροών και εκροών νερού για
 α) τη Μεσόγειο και β) τη Μαύρη Θάλασσα.

Β. Η Μαύρη Θάλασσα

Για τη Μαύρη Θάλασσα, οι λόγοι αλατότητας είναι 1 και 2 αντίστοιχα, που σημαίνει ότι οι ροές αλμυρού νερού V_i , V_o είναι της ίδιας τάξης μεγέθους με την εισροή γλυκού νερού. Μετρήσεις πεδίου έδειξαν ότι $V_i = 6 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{sec}$ και $V_o = 13 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{sec}$, οπότε $X = (R + P) - E = 6.5 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{sec}$ είναι η μέση καθαρή εισροή γλυκού νερού στη Μαύρη Θάλασσα.

Στη περίπτωση αυτή, η τιμή του V_i σημαίνει ότι η εισροή αλμυρού νερού από τη Μεσόγειο, μέσω του Βόσπορου, είναι της τάξης των $0.02 \times 10^4 \text{ km}^3/\text{yr}$. Συγκρινόμενη η τιμή αυτή με τον όγκο της Μαύρης Θάλασσας που είναι $0.6 \times 10^6 \text{ km}^3$, προκύπτει ένας μέσος χρόνος ανανέωσης του νερού της τάξης των 3000 ετών.