



ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΦΥΣΙΚΗΣ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΚΑΙ
ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΔΙΠΛΩΜΑ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

Ωκεανογραφία και διαχείριση θαλάσσιου περιβάλλοντος

**Επίδραση της αυξημένης αλατότητας των
εισερχόμενων ατλαντικών νερών στη
δυναμική και τα χαρακτηριστικά της
Μεσογείου θάλασσας (μελέτη με χρήση
αριθμητικού μοντέλου)**

Κωνσταντίνος Βασσάλος

Επιβλέπων: Σαράντης Σοφιανός, Επίκουρος Καθηγητής

ΑΘΗΝΑ 2017

Πίνακας περιεχομένων

Ευχαριστίες.....	3
Περίληψη.....	4
Abstract	5
1 ^ο Κεφάλαιο: Εισαγωγικά/Βιβλιογραφικά στοιχεία	6
1.1 Βασικά χαρακτηριστικά της Μεσογείου θάλασσας.....	6
1.2 Ισοζύγιο νερού, θερμικές ροές και αλληλεπιδράσεις θάλασσας-ατμόσφαιρας.....	9
1.3 Ανεμολογικές συνθήκες	11
1.4 Γενική κυκλοφορία	12
1.5 Το στενό του Γιβραλτάρ	14
2 ^ο Κεφάλαιο: Μεθοδολογία	15
2.1 Το αριθμητικό μοντέλο POM	15
2.2 Εφαρμογή του μοντέλου POM στην περιοχή της Μεσογείου θάλασσας	20
2.3 Ατμοσφαιρικά δεδομένα – Συνθήκες διεπιφάνειας.....	21
2.4 Αρχικές – Οριακές συνθήκες	22
2.5 Περιγραφή πειραμάτων	23
3 ^ο Κεφάλαιο: Αποτελέσματα.....	24
3.1.1 Μέση ετήσια χωρική κατανομή αλατότητας	24
3.1.2 Μέση ετήσια χωρική κατανομή θερμοκρασίας.....	27
3.1.3 Μέση ετήσια χωρική κατανομή πυκνότητας	30
3.1.4 Επιφανειακή κυκλοφορία	33
3.2 Χρονικές διακυμάνσεις θερμοαλατικών χαρακτηριστικών	35
3.2.1 Χρονικές διακυμάνσεις αλατότητας	35
3.2.2 Χρονικές διακυμάνσεις θερμοκρασίας	37
3.2.3 Χρονικές διακυμάνσεις πυκνότητας	39
3.2.4 Διαφορές χρονοσειρών θερμοαλατικών παραμέτρων.....	41
3.2.5 Κατακόρυφη κατανομή θερμοαλατικών χαρακτηριστικών.....	43
3.2.6 Υπολεκάνες και μελέτη των θερμοαλατικών τους χαρακτηριστικών.....	46
4 ^ο Κεφάλαιο: Συμπεράσματα.....	56
5 ^ο Κεφάλαιο: Βιβλιογραφία	59

Ευχαριστίες

Η ολοκλήρωση της παρούσας εργασίας δε θα καθίστατο εφικτή δίχως την πολύτιμη επιστημονική καθοδήγηση και εμπύχωση του επιβλέποντος μου, επίκουρου καθηγητή, Κου **Σαράντη Σοφιανού**, του οποίου οφείλω τις ευχαριστίες μου. Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω το ερευνητικό προσωπικό του εργαστηρίου φυσικής ωκεανογραφίας του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών, οι οποίοι ποικιλοτρόπως συνέβαλλαν στην ολοκλήρωση του πονήματος αυτού.

Περίληψη

Η Μεσόγειος θάλασσα αποτελεί περιοχή μείζονος ενδιαφέροντος λόγω του ρόλου της στην παγκόσμια κυκλοφορία. Την τελευταία δεκαετία έχουν παρατηρηθεί αλλαγές στα θερμοαλατικά χαρακτηριστικά των, εισερχομένων διαμέσου του στενού του Γιβραλτάρ στη Μεσόγειο θάλασσα, Ατλαντικών νερών (AW). Στην παρούσα μελέτη εξετάστηκε ο τρόπος απόκρισης της Μεσογείου θάλασσας στην αύξηση αλατότητας των AW με τη βοήθεια αριθμητικών προσομοιώσεων. Με τη χρήση ωκεανογραφικού αριθμητικού μοντέλου POM (Princeton Ocean Model) πραγματοποιήθηκαν δύο πειράματα με χρόνο ολοκλήρωσης τα 40 χρόνια: 1) πείραμα αναφοράς προκειμένου να αποκτήσουμε ένα προϊόν προς σύγκριση και 2) πείραμα στο οποίο η αλατότητα αυξάνεται στο δυτικό όριο της Μεσογείου κατά 0.04 year^{-1} κάθε έτος. Από τη σύγκριση των διαφορών των δύο πειραμάτων παρατηρούνται καθ' όλο το βάθος της λεκάνης αύξηση της αλατότητας (μέγιστο $+0.3$ στα 0-100m), μείωση της θερμοκρασίας (μέγιστο -0.1°C στα 100m-400m) καθώς και αύξηση της πυκνότητας (μέγιστο $+0.2\text{Kg/m}^3$ στα 0-100m). Η κυκλοφορία παρουσιάζει μικρές, αλλά αξιοσημείωτες μετατοπίσεις των κυκλοφοριακών σχηματισμών, εντονότερες στο δυτικό τμήμα της λεκάνης. Η δυτική Μεσόγειος στα πειράματά μας αποκρίνεται ταχύτερα επιφανειακά και κατά βάθος, συγκριτικά με την ανατολική Μεσόγειο, καθώς όχι μόνο βρίσκεται πλησιέστερα στο Γιβραλτάρ, αλλά και λόγω πιθανής ενίσχυσης του μηχανισμού δημιουργίας πυκνών νερών στον κόλπο του Λέοντα. Στο πείραμα αυξημένης αλατότητας τα θερμοαλατικά χαρακτηριστικά και η κυκλοφορία της Μεσογείου θάλασσας εμφανίζονται σαφώς διαφοροποιημένα μετά από μόλις 40 χρόνια. Δεδομένου του ρόλου της στην παγκόσμια θερμοαλατική κυκλοφορία και των αποτελεσμάτων αυτής της εργασίας, η νέα κατάσταση στην οποία οδηγείται η Μεσόγειος θάλασσα είναι πιθανόν να προκαλέσει μακροπρόθεσμα μεταβολές και στον παγκόσμιο ωκεανό.

Abstract

The Mediterranean Sea is an area of great interest mainly because of its role in the global thermohaline circulation. Observations over the last decade show changes in the thermohaline characteristics of the incoming, through the Strait of Gibraltar, Atlantic waters (AW). This work studies the response of the Mediterranean Sea to the continuously increased salinity of the AW through numerical simulations. We use POM (Princeton Ocean Model) to conduct two experiments with runtime of 40 years: 1) the Reference experiment and 2) the increased salinity experiment in which we increase salinity in the western boundary of the Mediterranean by 0.04 yr^{-1} . The differences between the two experiments show a salinity increase (maximum of $+0.3$ in 0-100m), a decrease in temperature (maximum -0.1°C in 100m-400m) and a density increase (maximum $+0.2\text{Kg/m}^3$ in 0-100m) throughout the whole water column. Circulation shows small, but notable displacements of cyclonic/anti-cyclonic features, which appear to be more prominent in the western part of the basin. Western Mediterranean seems to respond to the salinity changes faster than the Eastern Mediterranean, both at the surface and at depth, not only because it is adjacent to Gibraltar but also because of the possible intensification of the deep water formation mechanism located in the Gulf of Lions. Increased salinity experience shows significant changes in the thermohaline characteristics and circulation compared to the reference experience after only 40 years. Given the role of the Mediterranean Sea in the global thermohaline circulation and considering the result of this work, the new state in which the Mediterranean is showing after 40 years should probably affect the long term changes of the global ocean under a changing climate.

1ο Κεφάλαιο: Εισαγωγικά/Βιβλιογραφικά στοιχεία

1.1 Βασικά χαρακτηριστικά της Μεσογείου θάλασσας

Η Μεσόγειος θάλασσα αποτελεί μια διηπειρωτική ημίκλειστη λεκάνη που εκτείνεται από τον Ατλαντικό ωκεανό έως την Ασία χωρίζοντας την Ευρώπη με την Αφρική. Γεωγραφικά οριοθετείται περί τις 30° βόρεια έως τις 46° βόρεια κατά πλάτος και από τις 5°50' δυτικά έως τις 36° ανατολικά κατά μήκος. Καλύπτει κατά προσέγγιση περιοχή έκτασης $2,5 \times 10^6 \text{ km}^2$, καταλαμβάνοντας συνολικά $3,7 \times 10^6 \text{ km}^3$ όγκου νερού. Το μέγιστο μήκος της αγγίζει τα 4000km, το μέγιστο πλάτος τα 800km και το μέγιστο βάθος φτάνει τα 5,26 km νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου (Ίφρέαρ των Οινουσσών). Δυτικά επικοινωνεί με τον Ατλαντικό ωκεανό μέσω του πορθμού του Γιβραλτάρ, ενώ βορειοανατολικά με τη Μαύρη θάλασσα μέσω των Δαρδανελλίων, της θάλασσας του Μαρμαρά και του στενού του Βοσπόρου. Νοτιοανατολικά συνδέεται με την Ερυθρά θάλασσα μέσω της διώρυγας του Σουέζ.

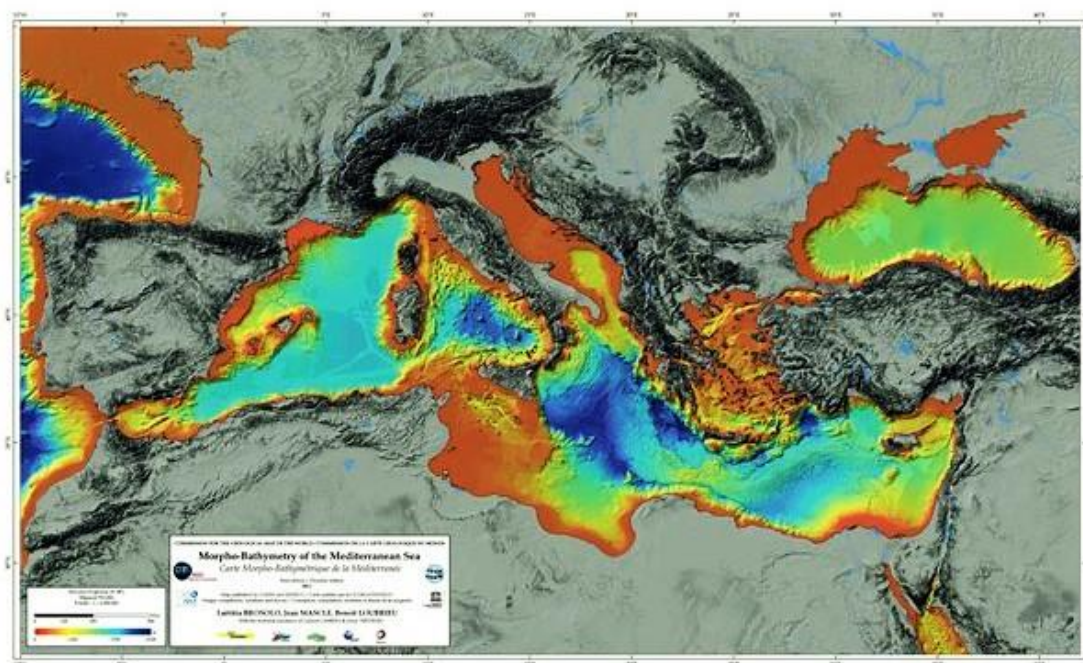


Fig. 1.1: Η Μεσόγειος Θάλασσα (ciesm.org/news/ciesm/030512.htm)

Το ύψωμα στην περιοχή ανάμεσα στη Σικελία και στην Τυνησία, με βάθος περί τα 400m και πλάτος τα 35km, χωρίζει τη λεκάνη της Μεσογείου θάλασσας σε δύο μεγάλες υπολεκάνες. Η δυτική υπολεκάνη καλύπτει επιφάνεια της τάξης των $0.85 \times 10^6 \text{ km}^2$ και η ανατολική $1.65 \times 10^6 \text{ km}^2$ αντίστοιχα (T. M El-Geziry & I. G Bryden, 2014).

Η δυτική λεκάνη της Μεσογείου θάλασσας (WMED) περιλαμβάνει τη θάλασσα του Αλμποράν, που εντοπίζεται δυτικά ανάμεσα σε Ισπανία και Μαρόκο και την Ιβηρική θάλασσα (Balearic sea) που βρίσκεται ανατολικά της θάλασσας του Αλμποράν και δυτικά της Σαρδηνίας και Κορσικής και εκτείνεται από τις ακτές της Αλγερίας έως τις ακτές της Γαλλίας στον κόλπο του Λέοντα (Gulf of Lions). Επιπλέον μέρος της WMED αποτελούν η θάλασσα της Λιγουρίας και η Τυρρηνική θάλασσα στο βόρειο και ανατολικό, αντίστοιχα, τμήμα της. Στην Τυρρηνική θάλασσα που βρίσκεται ανάμεσα στην ιταλική χερσόνησο και τα νησιά της Σαρδηνίας και Κορσικής εντοπίζεται το βαθύτερο τμήμα της Δυτικής Μεσογείου με βάθος τα 3.500m. Γενικά, η Δυτική Μεσόγειος χαρακτηρίζεται από περιορισμένη/στενή υφαλοκρηπίδα με εξαίρεση την περιοχή του κόλπου του Λέοντα (Zavatarelli & Mellor, 1994).



Fig. 1.2: Η λεκάνη της Δυτικής Μεσογείου (WMED)
(worldatlas.com/webimage/countrys/europe/westmed.htm)

Η ανατολική λεκάνη της Μεσογείου θάλασσας (EMED) αποτελείται από τέσσερεις μικρότερες λεκάνες: το Ιόνιο πέλαγος, της Λεβαντίνη, την Αδριατική θάλασσα και το Αιγαίο πέλαγος. Το Ιόνιο πέλαγος στο βόρειο τμήμα του βρίσκεται ανάμεσα σε Ελλάδα και Ιταλία και νότια ανάμεσα σε Λιβύη και Τυνησία. Χαρακτηρίζεται από μέγιστο βάθος άνω των 5km, νότια της Ελλάδος. Η Λεβαντίνη καταλαμβάνει το ανατολικότερο κομμάτι της ανατολικής Μεσογείου. Στην κεντρική της περιοχή έχουν καταγραφεί βάθη περί τα 2.5-3km και το μέγιστο βάθος εντοπίζεται νοτιοανατολικά της νήσου Ρόδο που αγγίζει τα 4.5km. Η Αδριατική θάλασσα βρίσκεται μεταξύ της ιταλικής και βαλκανικής χερσονήσου και επικοινωνεί με το Ιόνιο πέλαγος διαμέσου του στενού του Οτράντο, του οποίου το πλάτος υπολογίζεται στα 75km και το βάθος περίπου στα 800m. Το Αιγαίο πέλαγος είναι περικυκλωμένο από την ηπειρωτική Ελλάδα, Τουρκία και τα νησιά του Κρητικού τόξου. Τα βάθη του κυμαίνονται από τα 300m-700m με μέγιστο περίπου τα 3.300m βορειοανατολικά της Κρήτης. Γενικά χαρακτηρίζεται από πολύπλοκη τοπογραφία (T. M El-Geziry & I. G Bryden, 2014).



Fig. 1.3: Η ανατολική λεκάνη της Μεσογείου (EMED) (mapsof.net/mediterranean-sea/mediterranean-sea-political-map)

1.2 Ισοζύγιο νερού, θερμικές ροές και αλληλεπιδράσεις θάλασσας-ατμόσφαιρας

Στην περιοχή της Μεσογείου θάλασσας η εξάτμιση υπερσχύει της βροχόπτωσης και της εισροής γλυκού νερού από τους ποταμούς που εκβάλλουν σε αυτήν και από τα εισερχόμενα νερά της Μαύρης θάλασσας. Ακόμη, χαρακτηρίζεται από απώλεια θερμότητας προς την ατμόσφαιρα (Sanchez-Gomez et al, 2011). Πιο συγκεκριμένα, το χειμώνα παρατηρούνται οι μεγαλύτερες τιμές εξάτμισης, γεγονός που οφείλεται στην παρουσία ισχυρών ανέμων και στις ξηρές ατμοσφαιρικές συνθήκες που επικρατούν την εποχή εκείνη σε αντίθεση με την θερινή περίοδο όπου οι τιμές της εξάτμισης είναι αρκετά μικρότερες (Parathanasiou & Zenetos, 2005).

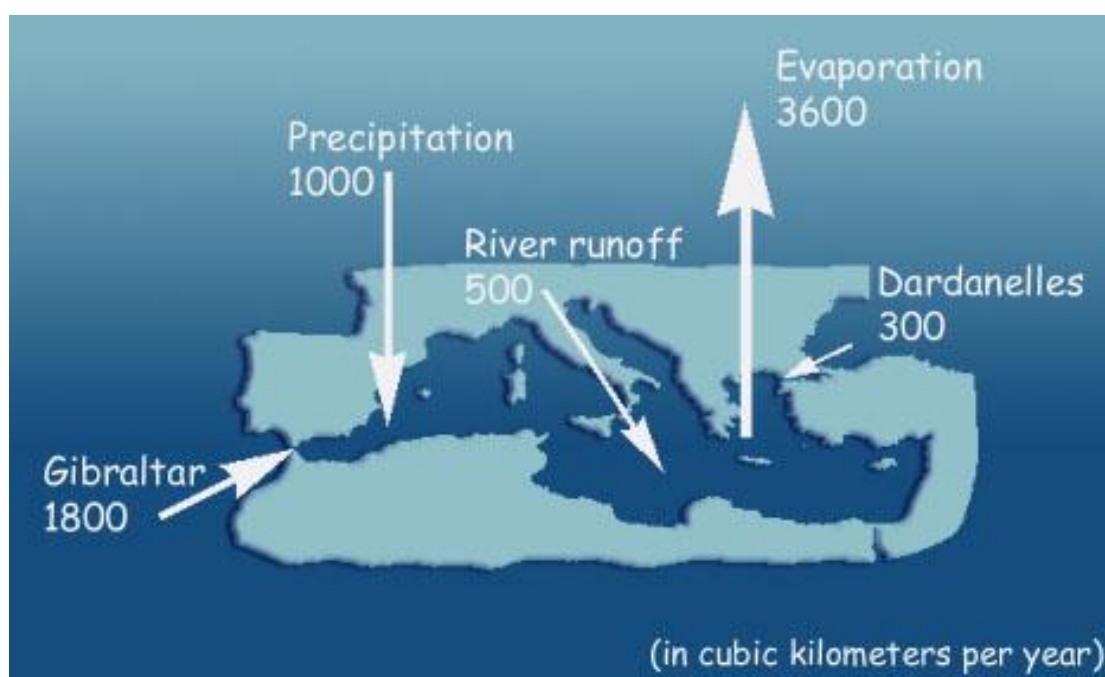


Fig. 1.4: Ετήσιο ισοζύγιο νερού στη λεκάνη της Μεσογείου (meted.ucar.edu)

Στο θερμικό ισοζύγιο της Μεσογείου θάλασσας συμμετέχουν η ηλιακή ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος που απορροφάται από την επιφάνεια της θάλασσας, η ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος που εκπέμπεται από τον ωκεανό προς την ατμόσφαιρα και οι ροές λανθάνουσας και αισθητής θερμότητας που αποτελούν τις τυρβώδεις συνεισφορές. Συνολικά το θερμικό ισοζύγιο σε ετήσια βάση παρουσιάζει αρνητικές τιμές (-5W/m^2) (Bunker et. al., 1982), γεγονός που υποδηλώνει πως η λεκάνη της Μεσογείου χάνει περισσότερη θερμότητα από όση κερδίζει. Πιο συγκεκριμένα, η δυτική λεκάνη χαρακτηρίζεται από ισοζύγιο ίσο με -8W/m^2 και η ανατολική αντίστοιχα ίσο με -4W/m^2 . Όμως λόγω του γεγονότος ότι το Ιόνιο

πέλαγος και η θάλασσα της Λεβαντίνης δείχνουν να κερδίζουν θερμότητα (της τάξης των 2W/m^2 και του 1W/m^2 αντίστοιχα) καταλήγουμε στο ότι η απώλεια θερμότητας της ανατολικής Μεσογείου οφείλεται σε πολύ έντονες απώλειες στο Αιγαίο πέλαγος και στην Αδριατική θάλασσα (Parathanasiou & Zenetos, 2005). Το παραπάνω έλλειμμα γλυκού νερού και η απώλεια θερμότητας αντισταθμίζονται σε ένα βαθμό από την εισροή “γλυκού” και θερμού νερού ($15.4\text{ }^{\circ}\text{C}$, 36.2) και την εκροή ψυχρότερου και μεγαλύτερης αλατότητας νερού ($13\text{ }^{\circ}\text{C}$, 38) μέσω του στενού του Γιβραλτάρ (Bryden et al. 1994, Tsimplis & Bryden 2000).

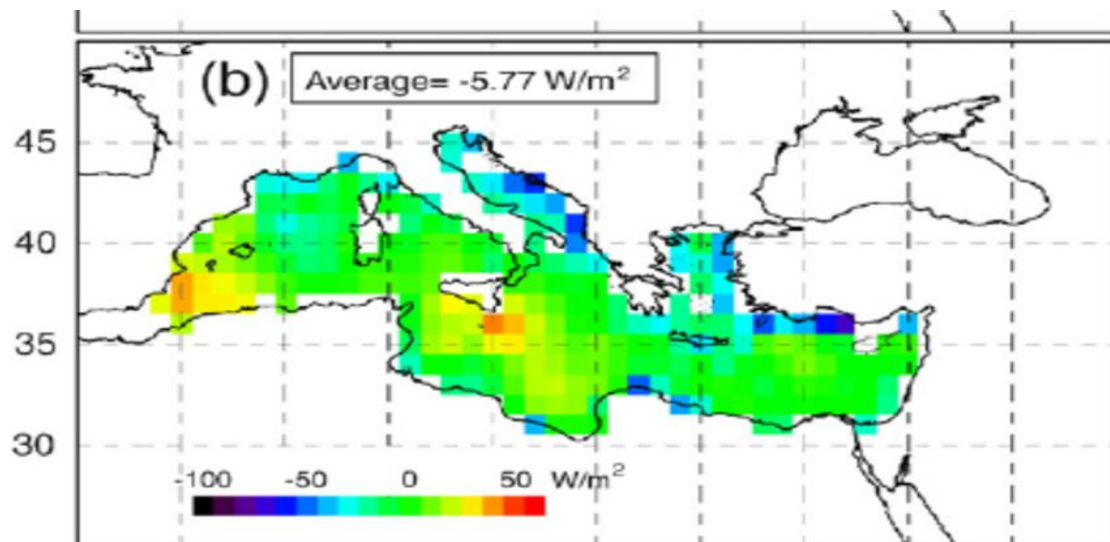


Fig. 1.5: Θερμικό ισοζύγιο για το έτος 2000 (ERA40 modified dataset) (Ruti et. al., 2007)

1.3 Ανεμολογικές συνθήκες

Η Μεσόγειος θάλασσα περιβάλλεται από οροσειρές, οι οποίες αλληλεπιδρώντας με ανέμους συνοπτικής κλίμακας διαμορφώνουν το ανεμολογικό πεδίο της ευρύτερης περιοχής. Η παρουσία πολλών νήσων και η πολύπλοκη ακτογραμμή της συμβάλλουν επίσης στη δημιουργία τοπικών ανεμολογικών συστημάτων.

Στη δυτική Μεσόγειο κυριαρχεί ο βορειοδυτικός ψυχρός και ξηρός άνεμος Mistral, που πνέει κατά μήκος της κοιλάδας του Ροδανού ποταμού, που βρίσκεται ανάμεσα στις οροσειρές των Άλπεων και των Πυρηναίων και καταλήγει στην περιοχή του κόλπου του Λέοντα. Περιστασιακά δε φτάνει έως τις ακτές της Αφρικής. Ο Mistral χαρακτηρίζεται από μεγάλες εντάσεις και χαμηλές θερμοκρασίες το χειμώνα, ενώ το καλοκαίρι παρουσιάζεται αισθητά εξασθενημένος. Στη δυτική Μεσόγειο, στην περιοχή της θάλασσας του Αλμποράν πνέουν ο νοτιοδυτικός άνεμος Vendeval και ο ανατολικός άνεμος Levanter. Τέλος, στην περιοχή της Τυρρηνικής θάλασσας πνέει ο νοτιοδυτικός άνεμος Libeccio, που εμφανίζεται ιδίως τον χειμώνα.

Στην ανατολική Μεσόγειο κυριαρχούν οι άνεμοι Bora και Etesίες. Ο Bora αποτελεί βορειοανατολικό εποχικό άνεμο, ο οποίος πνέει από τις Άλπεις προς την Αδριατική θάλασσα, κυρίως το χειμώνα, και χαρακτηρίζεται από υψηλές ταχύτητες (έως και 100km/h) και αρκετά χαμηλές θερμοκρασίες. Οι Etesίες αποτελούν βορειοδυτικούς ανέμους που πνέουν κυρίως τους θερινούς μήνες ανάμεσα στο βαρομετρικό υψηλό των Βαλκανίων και το βαρομετρικό χαμηλό του πλατό της Ανατολίας και "εισβάλλουν" στη Μεσόγειο διαμέσου του Αιγαίου πελάγους συνεχίζοντας προς τη θάλασσα της Λεβαντίνης. Κατά το τέλος της θερινής περιόδου εμφανίζεται ο νοτιοδυτικός υγρός και θερμός άνεμος Sirocco, ο οποίος πνέει από τις ακτές της βόρειας Αφρικής έως και την Αδριατική θάλασσα.



Fig. 1.6: Τα κύρια ανεμολογικά συστήματα της περιοχής της Μεσογείου θάλασσας (1yachtua.com/Medit-marinas/Mediterranean_Sailing/mediterranean_winds.shtml)

1.4 Γενική κυκλοφορία

Η κυκλοφορία, αλλά και η γενικότερη δυναμική της ημίκλειστης λεκάνης της Μεσογείου θάλασσας διαμορφώνεται από την αλληλεπίδρασή της με την ατμόσφαιρα, τις ανταλλαγές διαφορετικών χαρακτηριστικών (θερμοκρασία-αλατότητα) τύπων νερού που λαμβάνουν χώρα στα σημεία όπου η Μεσόγειος θάλασσα επικοινωνεί με τον Ατλαντικό ωκεανό (πορθμός του Γιβραλτάρ) και την Μαύρη θάλασσα (Δαρδανέλλια). Η ποικιλόμορφη ακτογραμμή σε συνδυασμό με την πολύπλοκη τοπογραφία της επηρεάζουν σε μεγάλο βαθμό της κυκλοφορία της.

Μέσω του στενού του Γιβραλτάρ εισέρχεται στη Μεσόγειο θάλασσα το σχετικά γλυκό Ατλαντικό νερό (AW) που χαρακτηρίζεται από θερμοκρασία 15-16 °C, αλατότητας 36-37 και πυκνότητα 1026-1027 kg/m³ και καθώς συνεχίζει την πορεία του στη θάλασσα του Αλμποράν συνεχώς τροποποιείται (Modified Atlantic Water – MAW), αρχικά λόγω της αλληλεπίδρασης του με την ατμόσφαιρα και έπειτα λόγω της ανάμειξης του με διαφορετικούς τύπους νερών (Millot & Taupier-Letage, 2005). Το AW καθώς εισέρχεται στη Μεσόγειο θάλασσα ακολουθεί μια βορειοανατολική πορεία (λόγω του προσανατολισμού του στενού του Γιβραλτάρ) ανάμεσα σε Ισπανία και Μαρόκο κινούμενο κυκλωναία στην περιοχή δυτικά της θάλασσας του Αλμποράν. Στη συνέχεια, η ροή του AW μετασχηματίζεται κατά μήκος των ακτών της Αλγερίας διαμορφώνοντας το ρεύμα της Αλγερίας, το οποίο ρέει ανατολικά έως το κανάλι της Σαρδηνίας (A. R. Robinson et. al, 2001), όπου και ακολουθεί δύο διαφορετικές πορείες. Το ένα τμήμα του AW συνεχίζει κατά μήκος της Τυνησίας και μέσω του στενού της Σικελίας εισέρχεται στην ανατολική λεκάνη της Μεσογείου. Το δεύτερο τμήμα του AW ακολουθεί αριστερόστροφη πορεία στην περιοχή της Τυρρηνικής θάλασσας κατά μήκος της Σικελίας και της ιταλικής χερσονήσου για να καταλήξει στο κανάλι της Κορσικής. Η πορεία του δεύτερου τμήματος του AW συνεχίζεται στη θάλασσα της Λιγυρίας με κατεύθυνση τη θάλασσα του Άλμποραν όπου και κλείνει τον κύκλο του (Bethoux, 1980).

Το κομμάτι του AW που συνεχίζει στην ανατολική Μεσόγειο επηρεάζεται από την αυξημένη εξάτμιση, που χαρακτηρίζει την περιοχή, γίνεται πυκνότερο και ιδίως τους χειμώνες λόγω της επιρροής των χαμηλότερων θερμοκρασιών (ακόμα πυκνότερο) βυθίζεται δημιουργώντας έτσι τα ενδιάμεσα νερά της Λεβαντίνης (Levantine Intermediate Water – LIW). Τα LIW σχηματίζονται στην περιοχή νοτιοανατολικά της Ρόδου, όπου επικρατεί μόνιμο κυκλωνικό σύστημα και χαρακτηρίζονται από αυξημένη αλατότητα. Μέσω του στενού της Σικελίας περνούν από την ανατολική στη δυτική λεκάνη της Μεσογείου (σε βάθη από 300m έως 500m) και ουσιαστικά αποτελούν τον μεγαλύτερο όγκο νερού του ρεύματος που εξέρχεται από το στενό του Γιβραλτάρ στον Ατλαντικό ωκεανό.

Στις περιοχές της Μεσογείου, όπου επικρατούν μόνιμοι κυκλώνες, εντοπίζουμε πηγές δημιουργίας βαθιών νερών. Στην περιοχή του κόλπου του Λέοντα και σε βάθος 1500m συναντούμε νερά υψηλής αλατότητας (38,5) και χαμηλής θερμοκρασίας (12,7 °C). Τα νερά αυτά αποτελούν τα Western Mediterranean Deep Water (WMDM). Αντίστοιχα στην περιοχή της νότιας Αδριατικής δημιουργείται το μεγαλύτερο μέρος των Ανατολικών Μεσογειακών βαθιών νερών (Eastern Mediterranean Deep Water – EDMW), τα οποία απλώνονται στην ευρύτερη περιοχή της ανατολικής Μεσογείου. Τέλος, και η περιοχή του Αιγαίου πελάγους χαρακτηρίζεται από δημιουργία βαθιών νερών.

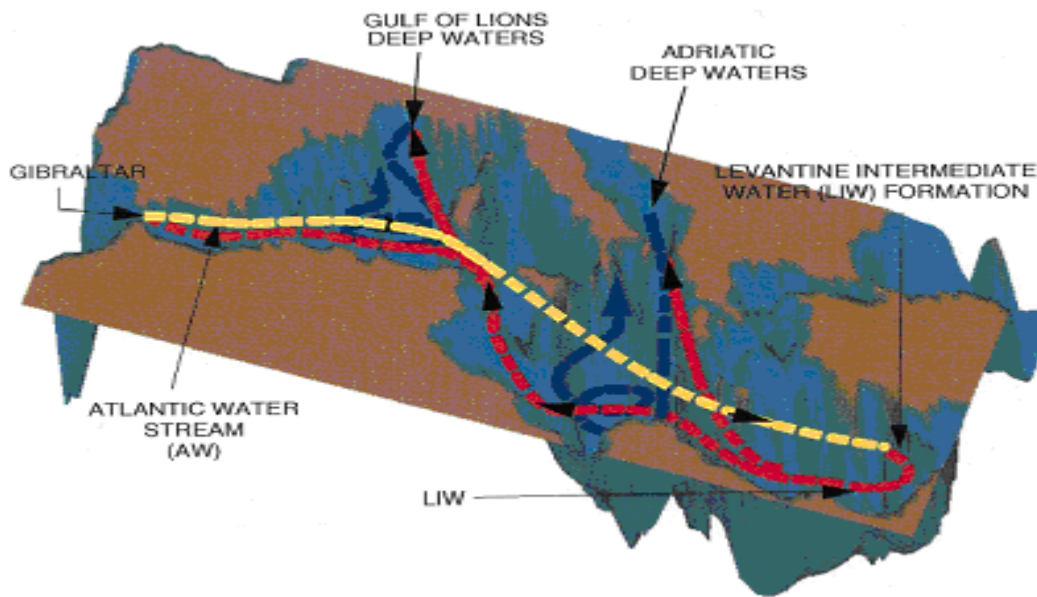


Fig. 1.7: Θερμόαλη κυκλοφορία στη Μεσόγειο θάλασσα
(<http://outreach.eurosites.info/outreach/DeepOceans/station.php?id=7>)

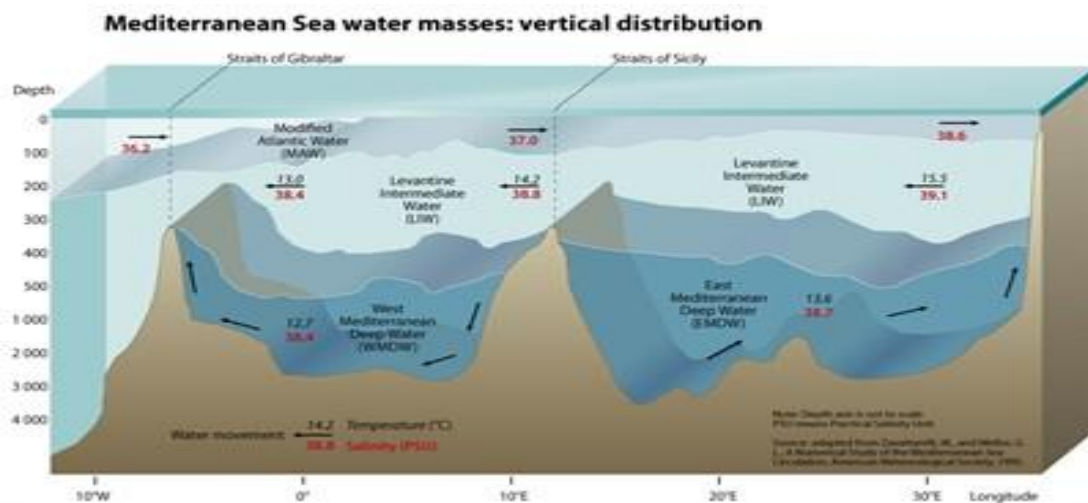


Fig. 1.8: Τύποι νερού της Μεσογείου θάλασσας και το κατακόρυφο προφίλ τους
(www.grida.no/resources/5885)

1.5 Το στενό του Γιβραλτάρ

Το στενό του Γιβραλτάρ αποτελεί τη μοναδική δίοδο επικοινωνίας της Μεσογείου θάλασσας με το Βόρειο Ατλαντικό ωκεανό. Το συνολικό του μήκος φτάνει τα 60km και χαρακτηρίζεται από μέσο βάθος ίσο με 300m. Το πλάτος του κυμαίνεται από τα 44km στο δυτικό τμήμα του έως και την ελάχιστη τιμή των 14km στο ανατολικό του τμήμα ανάμεσα στο Point Marroquí της Ισπανίας και το Point Cires του Μαρόκο (Izquierdo et. al., 2016). Η ανταλλαγή υδάτων που πραγματοποιείται στο στενό του Γιβραλτάρ χαρακτηρίζεται μεγάλης σημασίας μιας και μέσω αυτής εξισορροπείται το αρνητικό υδρολογικό ισοζύγιο της Μεσογείου θάλασσας. Ένας σημαντικός αριθμός μελετών έχει σαν αντικείμενο το στενό του Γιβραλτάρ με σκοπό να κατανοηθεί και να ερμηνευθεί η ανταλλαγή νερού μεταξύ του Ατλαντικού ωκεανού και της Μεσογείου θάλασσας.

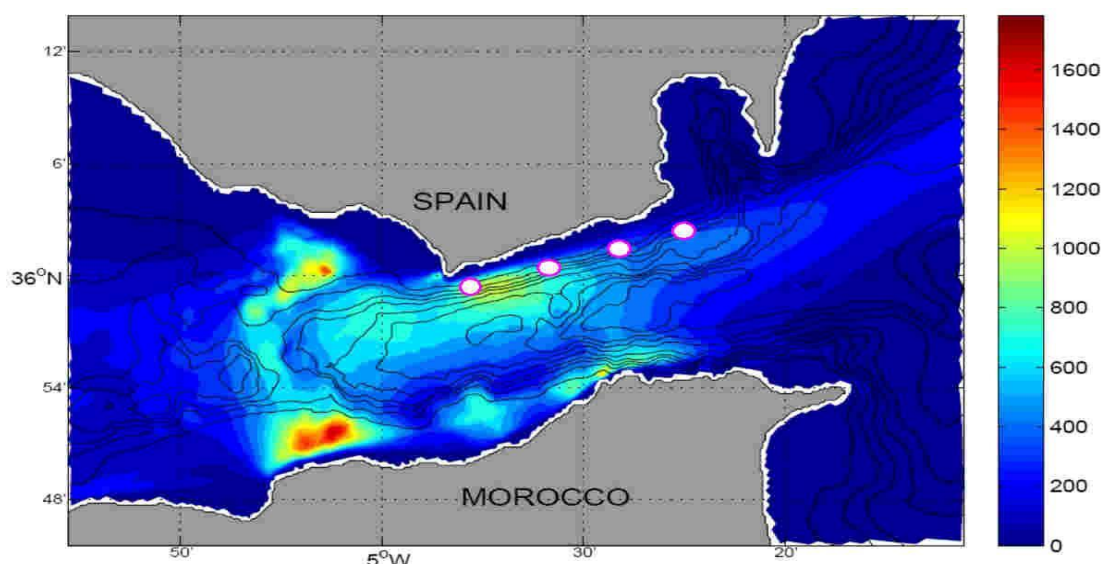


Fig. 1.9: Η βαθυμετρία του στενού του Γιβραλτάρ
(ocean.uma.es/projectsdetail.php?projid=fleger&lang=eng)

2ο Κεφάλαιο: Μεθοδολογία

2.1 Το αριθμητικό μοντέλο POM

Στη συγκεκριμένη εργασία χρησιμοποιήθηκε το αριθμητικό μοντέλο Princeton Ocean Model (POM), το οποίο δημιουργήθηκε από τους Mellor και Blumberg το 1977 (Blumberg & Mellor, 1987). Το POM είναι ένα τρισδιάστατο ωκεανογραφικό μοντέλο βασικών εξισώσεων με ελεύθερη επιφάνεια και πλήρως εφαρμοσμένους θερμοδυναμικούς νόμους, το οποίο έχει χρησιμοποιηθεί σε διάφορες μελέτες λεκανών και παράκτιων περιοχών, εκ των οποίων η Μεσόγειος και οι υπολεκάνες της, δίνοντας ικανοποιητικά αποτελέσματα και σαφείς περιγραφές αναφορικά με τις συμπεριφορές και τα χαρακτηριστικά των θαλάσσιων μαζών (Zavatarelli, 2002). Οι βασικές εξισώσεις του περιγράφουν μεταβολές σε ταχύτητα, αλατότητα και θερμοκρασία όπως επίσης και στην ανύψωση της ελεύθερης επιφάνειας. Για την απλοποίηση των παραπάνω έχει εφαρμοσθεί η υδροστατική προσέγγιση και η προσέγγιση Boussinesq.

Θεωρώντας ένα σύστημα ορθογώνιων καρτεσιανών συντεταγμένων x, y και το βάθος z , οι εξισώσεις που χρησιμοποιούνται είναι οι παρακάτω:

$$\bullet \quad \frac{\partial U_i}{\partial x_i} = 0 \quad (2.1)$$

$$\bullet \quad \frac{\partial}{\partial t} (U, V) + \frac{\partial}{\partial x_i} [U_i (U, V)] + f(-V, U) = -\frac{1}{\rho_0} \left[\frac{\partial P}{\partial x}, \frac{\partial P}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_M \frac{\partial}{\partial z} (U, V) \right] + (F_u, F_v) \quad (2.2)$$

$$\bullet \quad \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} [U_i T] = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_H \frac{\partial T}{\partial z} \right] + \frac{\partial R_s}{\partial z} + F_T + \frac{1}{r(z)} (T_{CLIM} - T) \quad (2.3)$$

$$\bullet \quad \frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} [U_i S] = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_H \frac{\partial S}{\partial z} \right] + F_S + \frac{1}{r(z)} (S_{CLIM} - S) \quad (2.4)$$

όπου R_s είναι η ροή της ηλιακής ακτινοβολίας που διεισδύει στην επιφάνεια της θάλασσας και K_H , K_M είναι οι συντελεστές κατακόρυφης διάχυσης, οι οποίοι υπολογίζονται χρησιμοποιώντας το σχήμα κλεισίματος της τύρβης (turbulence closure scheme) των Mellor – Yamada 2^{ης} τάξης.

Στην περίπτωση που η κλίμακα των διεργασιών είναι μικρότερη από την διακριτοποίηση του μοντέλου δεν μπορεί να επιτευχθεί προσομοίωση. Για αυτόν τον λόγο εισάγονται οι όροι οριζόντιας διάχυσης στους οποίους εμπεριέχονται οι διεργασίες αυτές και είναι οι παρακάτω:

$$\bullet \quad F_x \equiv \frac{\partial}{\partial x}(H\tau_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y}(H\tau_{xy}) \quad (2.5)$$

$$\bullet \quad F_y \equiv \frac{\partial}{\partial x}(H\tau_{xy}) + \frac{\partial}{\partial y}(H\tau_{yy}) \quad (2.6)$$

όπου

$$\tau_{xx} = 2A_M \frac{\partial U}{\partial x}, \tau_{xy} = \tau_{yx} = A_M \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right), \tau_{yy} = 2A_M \frac{\partial V}{\partial y} \quad (2.7),(2.8),(2.9)$$

$$\text{και } A_M = C \Delta_x \Delta_y \frac{1}{2} |\nabla V + (\nabla V)^T| \quad (2.10)$$

$$\text{με } |\nabla V + (\nabla V)^T| = \sqrt{\left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 \right]} \quad (2.11)$$

Επίσης,

$$F_\varphi \equiv \frac{\partial}{\partial x}(Hq_y) \quad (2.12)$$

όπου

$$q_x \equiv A_H \frac{\partial \varphi}{\partial x}, \quad q_y \equiv A_H \frac{\partial \varphi}{\partial y} \quad (2.13),(2.14)$$

όπου το φ αντιπροσωπεύει τη θερμοκρασία T , την αλατότητα S , την τυρβώδη κινητική ενέργεια q^2 και την τυρβώδη κλίμακα μήκους $q^2 l$.

Ο συντελεστής A_H υπολογίζεται από το λόγο $TPRNI \equiv A_H / A_M$ (inverse horizontal turbulence Prandtl number), ο οποίος είναι εν γένει μικρότερος της μονάδας.

Η χρήση των εξισώσεων γίνεται με τέτοιο τρόπο ώστε να ικανοποιούνται οι συνθήκες του πυθμένα. Η μέθοδος αυτή παρουσιάζει αριθμητικά σφάλματα όταν χρησιμοποιείται σε σύστημα συντεταγμένων σίγμα και για τη μείωση τους εισάγονται οι όροι διάχυσης κατά Smagorinsky, ώστε να εξασφαλίζονται μηδενικές ροές όταν οι ταχύτητες είναι μικρές ή μηδενικές.

Στην κατακόρυφη διεύθυνση το μοντέλο χρησιμοποιεί το σύστημα συντεταγμένων σίγμα (sigma), το οποίο χρησιμοποιείται για την καλύτερη προσομοίωση περιοχών με μεγαλύτερες διακυμάνσεις βάθους. Το κάθε επίπεδο εξαρτάται από τη βαθυμετρία της λεκάνης, με αποτέλεσμα τα επίπεδα να ακολουθούν τις διακυμάνσεις της (Fig. 2.1, Mellor, Revision User's Guide POM, 2004).

$$x^* = x, \quad y^* = y, \quad \sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta}, \quad t^* = t \quad (2.15),(2.16),(2.17)$$

όπου $H(x,y)$ είναι η τοπογραφία του βυθού και $\eta(x,y)$ η ανύψωση της στάθμης της θάλασσας. Όπως φαίνεται και στο σχήμα, για $z = \eta(x,y)$, δηλαδή στην επιφάνεια της θάλασσας, $\sigma = 0$ και για $z = -H(x,y)$, δηλαδή στο βυθό, $\sigma = -1$.

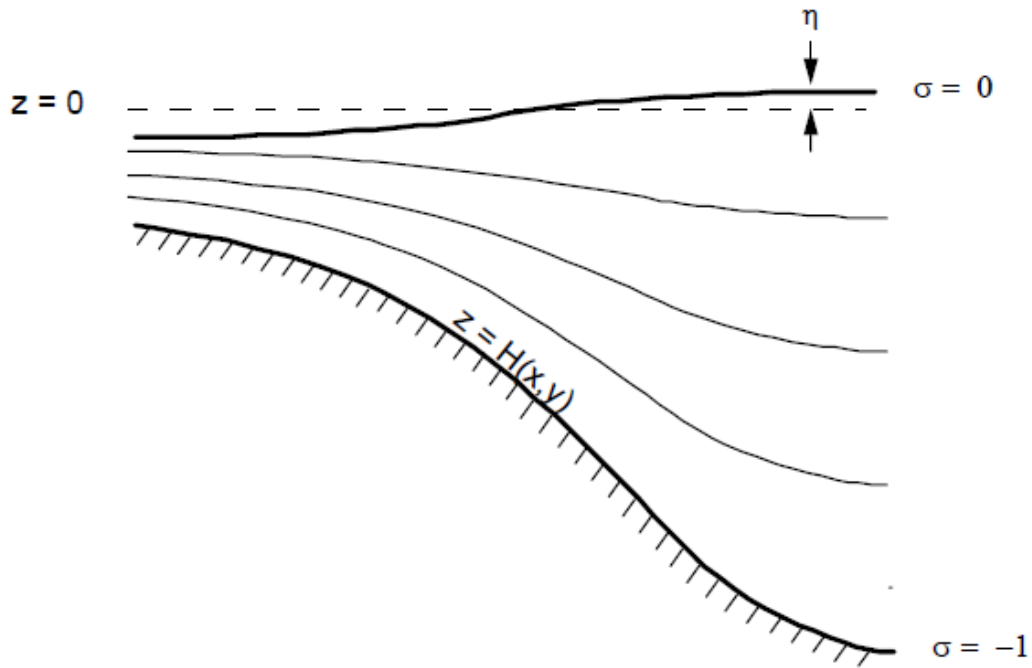


Fig. 2.1: Το σύστημα σίγμα (sigma) συντεταγμένων

Το μοντέλο χρησιμοποιεί στο οριζόντιο επίπεδο «Arakawa C-grid» (Fig. 2.2, 2.3) πλέγμα εναλλασσόμενων σημείων (horizontal staggered grid), το οποίο είναι διατεταγμένο πάνω σε ευθύγραμμο ή καμπυλόγραμμο σύστημα συντεταγμένων (curvilinear or rectilinear orthogonal coordinates) και χρησιμοποιείται για οικονομία υπολογιστικού χρόνου και χώρου (computational efficiency). Το σχήμα Arakawa C προτιμάται στα μοντέλα λόγω της καλύτερης απόδοσής του στον υπολογισμό των βαθμίδων πιέσεων (Kantha, 2000). Το οριζόντιο σχήμα ολοκλήρωσης του μοντέλου είναι το explicit, ενώ το κατακόρυφο είναι το implicit. Το τελευταίο χαρακτηριστικό εξαλείφει τους περιορισμούς που εισάγονται κανονικά για το χρονικό βήμα ολοκλήρωσης στην κατακόρυφη διεύθυνση και έτσι επιτρέπει την πολύ πυκνή διαμέριση της περιοχής ολοκλήρωσης στον κατακόρυφο. Έχουμε ως αποτέλεσμα, πύκνωση των επιπέδων sigma γεγονός που είναι επιθυμητό κοντά στην επιφάνεια και το βυθό για την καλύτερη προσομοίωση του οριακού στρώματος.

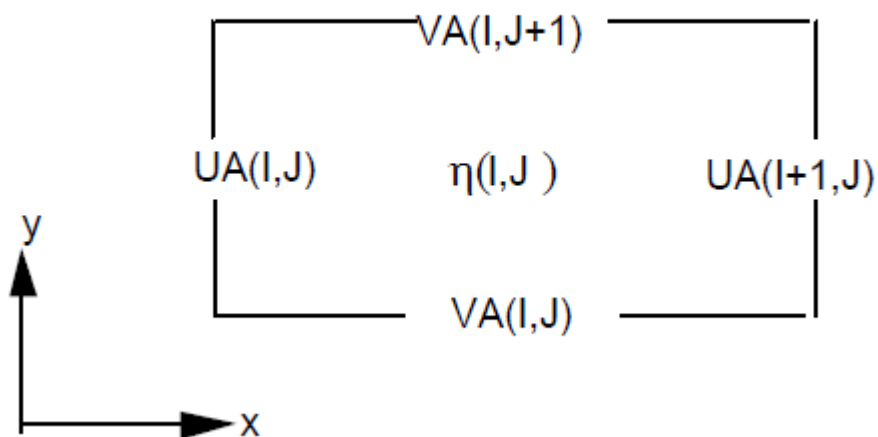


Fig 2.2: Διδιάστατη διάταξη πλεγματικών σημείων στην external mode

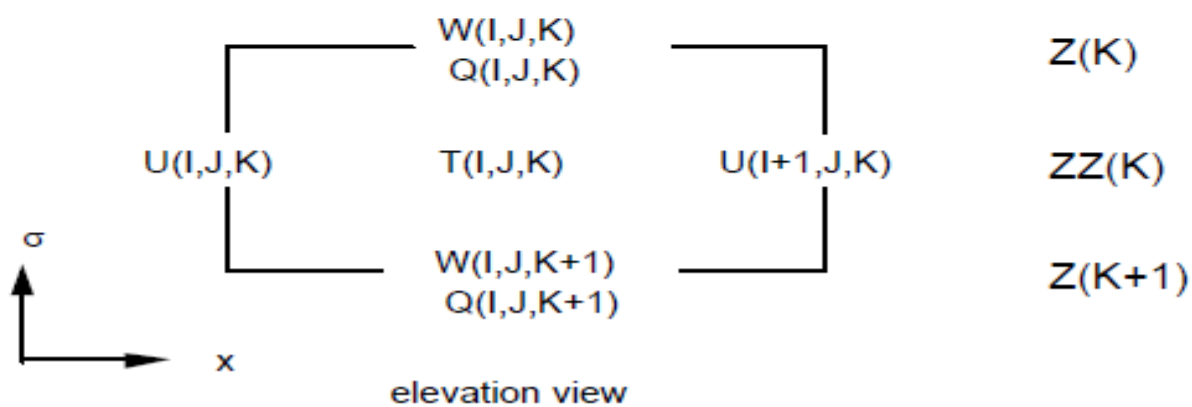
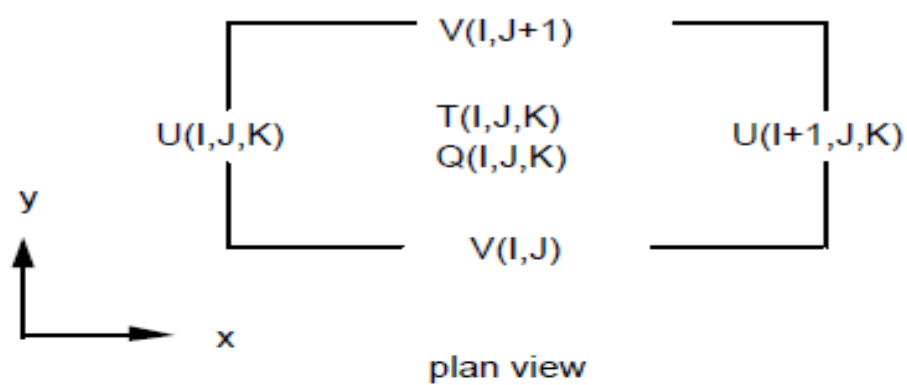


Fig. 2.3: Τριδιάστατη διάταξη πλεγματικών σημείων στο internal mode

Για το συνδυασμό των τριδιάστατων εξισώσεων με την ελεύθερη επιφάνεια, το μοντέλο χρησιμοποιεί την τεχνική των διαφορετικών χρονικών βημάτων ολοκλήρωσης (split time step) μέσω της οποίας επιτυγχάνεται μεγάλη οικονομία υπολογιστικού χρόνου. Η λύση χωρίζεται σε δύο modes, τη βαροτροπική (external mode) και τη βαροκλινική (internal mode). Η internal mode λύνει τις εξισώσεις της συνέχειας, της ορμής, της διατήρησης της θερμότητας και της αλατότητας, προσδιορίζοντας με αυτόν τον τρόπο τα τρισδιάστατα πεδία της δυναμικής θερμοκρασίας, της αλατότητας και των τριών συνιστωσών της ταχύτητας, ενώ προσδιορίζει και τις τυρβώδεις ποσότητες που είναι απαραίτητες για το κλείσιμο της τύρβης. Η external mode λύνει τις εξισώσεις της συνέχειας και της ορμής, ολοκληρωμένες σε όλο το βάθος της στήλης και προσδιορίζει τα διδιάστατα πεδία της ανύψωσης της ελεύθερης επιφάνειας και των βαροτροπικών, οριζόντιων ταχυτήτων. Το χρονικό βήμα ολοκλήρωσης σε κάθε mode υφίσταται διαφορετικό περιορισμό από το κριτήριο της υπολογιστικής ευστάθειας των Courrant-Friedrichs-Levy (CFL). Το κριτήριο για την external mode ακολουθεί τον περιορισμό:

$$\Delta t_E \leq \frac{1}{C_t} \left| \frac{1}{\delta x^2} + \frac{1}{\delta y^2} \right|^{-1/2} \quad (2.17)$$

όπου $C_t = 2\sqrt{gH} + U_{\max}$, με $U_{\max}$ να είναι η μέγιστη ταχύτητα.

Το κριτήριο για την internal mode ακολουθεί τον περιορισμό:

$$\Delta t_I \leq \frac{1}{C_T} \left| \frac{1}{\delta x^2} + \frac{1}{\delta y^2} \right|^{-1/2} \quad (2.18)$$

όπου $C_T = 2C + U_{\max}$, με C να είναι η μέγιστη ταχύτητα των εσωτερικών κυμάτων, συνήθως της τάξης των 2m/sec.

Από τα παραπάνω συμπεραίνουμε πως το χρονικό βήμα της external mode περιορίζεται από τη διάδοση των επιφανειακών κυμάτων του ωκεανού, ενώ το χρονικό βήμα της internal mode δέχεται περιορισμούς από τη διάδοση των εσωτερικών κυμάτων, η οποία είναι πολύ βραδύτερη. Η οικονομία που επιτυγχάνεται λόγω της μεθόδου διαχωρισμού των χρονικών βημάτων εξηγείται από το γεγονός του ότι η internal mode, η οποία είναι αρκετές φορές πιο χρονοβόρα, έχει χρονικό βήμα ολοκλήρωσης περίπου 50 με 80 φορές μεγαλύτερο από εκείνο της external mode.

2.2 Εφαρμογή του μοντέλου POM στην περιοχή της Μεσογείου Θάλασσας

Η περιοχή ολοκλήρωσης του μοντέλου οριοθετείται από τα γεωγραφικά πλάτη 30.25° N έως 45.75° N και από τα γεωγραφικά μήκη -7° E έως 36.25° E, με 125×347 κουτιά πλέγματος (grid boxes). Η περιοχή περιλαμβάνει όλη τη Μεσόγειο θάλασσα και μικρό μέρος του Ατλαντικού ωκεανού στην περιοχή των στενών του Γιβραλτάρ ούτως ώστε να συμπεριληφθούν οι ανταλλαγές υδάτινων μαζών, αλλά και θερμότητας και αλατότητας για την ακριβέστερη προσομοίωση των ρευμάτων εισροής και εκροής. Ως μόνο ανοιχτό όριο της περιοχής, όπου υφίστανται ανταλλαγές νερού έχει οριστεί η περιοχή του στενού του Γιβραλτάρ. Η οριζόντια διακριτοποίηση του μοντέλου ορίστηκε στο $1/8 \times 1/8$ της μοίρας, που αντιστοιχεί περίπου σε 13.8km, κλίμακα η οποία επιτρέπει τη μελέτη δομών μέση κλίμακας (mesoscale) που χαρακτηρίζουν τη γενική κυκλοφορία της Μεσογείου θάλασσας. Αναφορικά με το κατακόρυφο επίπεδο, το πλέγμα χωρίστηκε σε 19 επίπεδα σ-συντεταγμένων με λογαριθμική κατανομή κοντά στην επιφάνεια προκειμένου να βελτιστοποιηθεί η αναπαράσταση των φαινομένων του ανώτερου στρώματος.

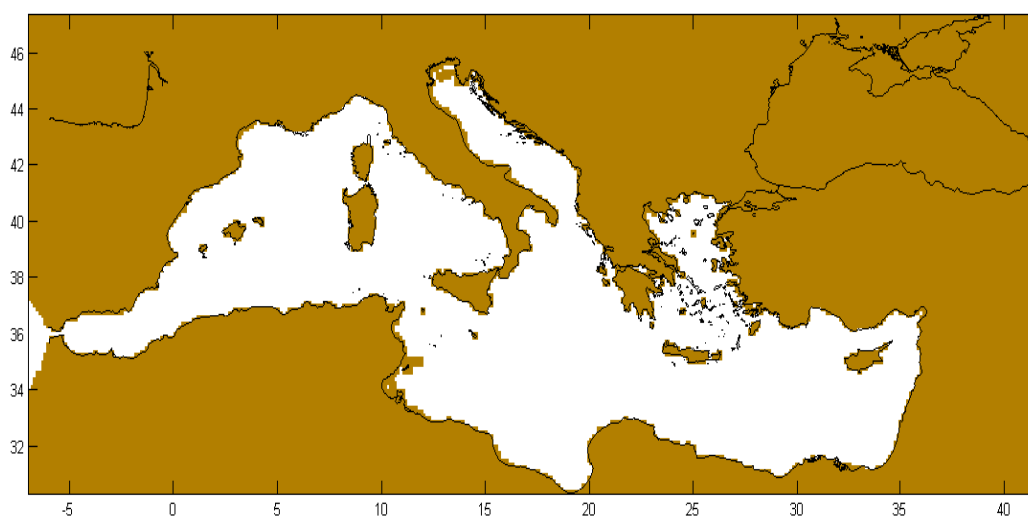


Fig. 2.4: Η περιοχή προσομοίωσης

Η βαθυμετρία της περιοχής προέκυψε από τη βάση δεδομένων του Αμερικανικού ναυτικού (U.S Navy Digital Bathymetry Data Base) και χαρακτηρίζεται από ανάλυση της τάξης του $1/12 \times 1/12$ της μοίρας και εφαρμόσθηκε με τη μέθοδο της διγραμμικής παρεμβολής (bilinear interpolation). Για την εξομάλυνση του ανάγλυφου και την αποφυγή απότομων αλλαγών στη βαθυμετρία, χρησιμοποιήθηκε φίλτρο Shapiro 3^{ης} τάξης. Το φίλτρο Shapiro αποτελεί φίλτρο

υψηλής τάξης, που απομακρύνει με γραμμικό τρόπο μικρής κλίμακας θόρυβο χωρίς να επηρεάζει τη φυσική μορφή του πεδίου (Kantha, 2001). Στις ρηχές περιοχές του πεδίου μελέτης μας, ως ελάχιστο βάθος επιλέχθηκαν τα 40m.

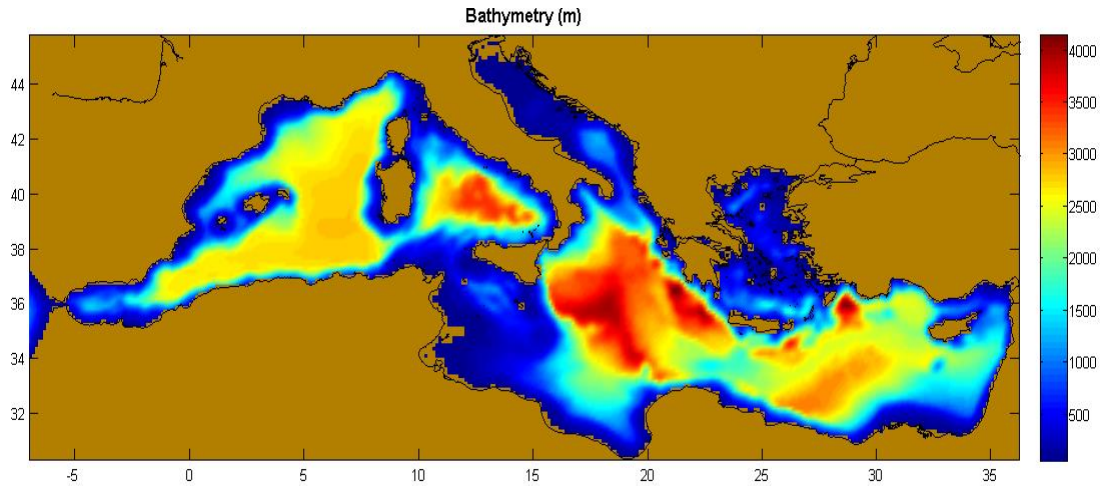


Fig. 2.5: Βαθυμετρία της περιοχής

2.3 Ατμοσφαιρικά δεδομένα – Συνθήκες διεπιφάνειας

Τα ατμοσφαιρικά δεδομένα του μοντέλου είναι κλιματολογικά, δηλαδή περιέχουν τις τιμές από ένα σταθερό επαναλαμβανόμενο έτος, που αποτελεί μέση τιμή πολλών ετών. Τα δεδομένα αυτά προέρχονται από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF) καλύπτοντας την περίοδο από το 1979 έως το 1994 και περιέχουν μέσες μηνιαίες τιμές της τάσης του ανέμου, της ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας, της σχετικής υγρασίας και της νεφοκάλυψης. Τα δεδομένα της βροχόπτωσης προέρχονται από τον Jaeger (1976), που επίσης αποτελούν μέσες μηνιαίες τιμές ενός έτους με ανάλυση $5^\circ \times 2.5^\circ$. Οι παραπάνω χρονοσειρές προσαρμόστηκαν στο πλέγμα του μοντέλου με γραμμική παρεμβολή (linear interpolation) σε χώρο και χρόνο με σκοπό να εκτιμηθούν οι ροές θερμότητας, γλυκού νερού και ορμής σε όλα τα σημεία του πλέγματος του μοντέλου.

Η καθαρή ροή θερμότητας στην επιφάνεια της θάλασσας υπολογίζεται ως εξής:

$$Q_{TOT} = Q_S - Q_B \quad (2.19)$$

όπου

Q_S : ροή ηλιακής ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος εισερχόμενη στην επιφάνεια της θάλασσας

Q_B : ροή ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος εκπεμπόμενη από τον ωκεανό στην ατμόσφαιρα

Οι ροές μικρού και μεγάλου μήκους κύματος υπολογίζονται από τα ατμοσφαιρικά δεδομένα.

Η ροή γλυκού νερού, δηλαδή η διαφορά εξάτμισης-βροχόπτωση, απεικονίζεται στο μοντέλο ως εικονική ροή αλατότητας (virtual salt flux), F_s :

$$F_s = (E-P)S \quad (2.20)$$

όπου

S : η επιφανειακή αλατότητα στο ωκεανογραφικό μοντέλο

E : ο ρυθμός εξάτμισης που υπολογίζεται από τη σχέση $E = \frac{Q_e}{L_v}$, όπου L_v η λανθάνουσα θερμότητα συμπύκνωσης

P : ο ρυθμός βροχόπτωσης που χρησιμοποιείται από τη μηνιαία χρονοσειρά δεδομένων Jaeger (1976)

2.4 Αρχικές – Οριακές συνθήκες

Οι αρχικές τιμές θερμοκρασίας και αλατότητας που χρησιμοποιήθηκαν από το μοντέλο προέρχονται από την κλιματολογική βάση δεδομένων MEDAR/MEDATLAS, που αποτελεί μία βάση δεδομένων θερμοκρασίας, αλατότητας και άλλων βιοχημικών παραμέτρων στην περιοχή της Μεσογείου και Μαύρης θάλασσας και η οποία είναι ευρέως διαδεδομένη για προσομοιώσεις καθώς ενσωματώνει μετρήσεις πεδίου από CTD, XBT και άλλων οργάνων που έχουν συλλεχθεί κατά τη διάρκεια πολλών ετών. Τα δεδομένα εξάγονται από περίπου 286426 σταθμούς, οι οποίοι κατανέμονται όπως φαίνεται στο διάγραμμα 2.6. Η αρχικοποίηση του μοντέλου πραγματοποιήθηκε τη θερινή περίοδο και συγκεκριμένα την 15^η του Αυγούστου, όποτε η στρωμάτωση είναι ισχυρότερη.

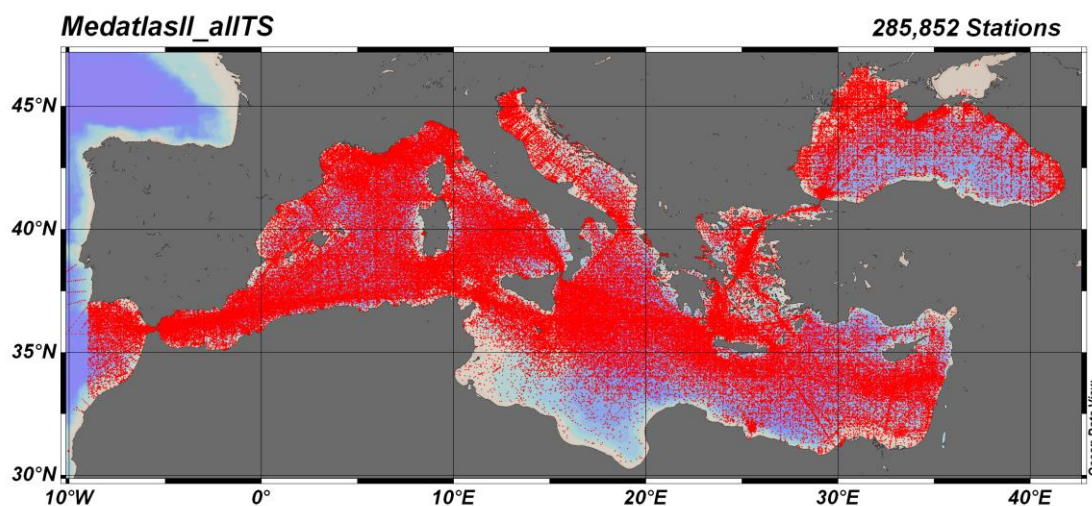


Fig. 2.6: Τοποθεσίες σταθμών δεδομένων MEDAR/MEDATLAS (Fischaut et al., 2003)

2.5 Περιγραφή πειραμάτων

Με σκοπό να μελετηθεί η δυναμική της Μεσογείου θάλασσας και οι όποιες αλλαγές στους παράγοντες που τη διαμορφώνουν, καθώς αυξάνεται η αλατότητα στα εισερχόμενα ατλαντικά νερά στο στενό του Γιβραλτάρ, πραγματοποιήθηκαν μέσω του αριθμητικού μοντέλου POM δύο πειράματα. Το πρώτο, το οποίο αποτελεί το πείραμα αναφοράς (Reference) πραγματοποιήθηκε με σκοπό να αποκτήσουμε μια γενική εικόνα για την κατάσταση της Μεσογείου και να παρατηρήσουμε πως διαμορφώνονται οι διάφορες παράμετροι που την χαρακτηρίζουν. Τα αποτελέσματα του πειράματος αναφοράς συγκρίνονται με εκείνα του πειραμάτων ευαισθησίας, προκειμένου να εξαχθούν συμπεράσματα. Στο δεύτερο πείραμα (Increased), αυξήσαμε την αρχική αλατότητα στο δυτικό όριο σε όλο το βάθος της στήλης κατά 0.04 year^{-1} . Όλα τα πειράματα είχαν χρόνο προσομοίωσης τα σαράντα (40) χρόνια. Ως αποτέλεσμα, για το Increased πείραμα μετά το πέρας 40 χρόνων η αρχική αλατότητα στο δυτικό όριο θα έχει αυξηθεί κατά 1.6. Και τα δύο πειράματα ξεκίνησαν από ακινησία, δηλαδή από μηδενική ταχύτητα και επομένως μηδενική κινητική ενέργεια.

Experiments	Modifications	Runtime
I. Reference	Nothing	40 years
II. Increased	Increased west boundary salinity by 0.04/year	40 years

Πίνακας 2.1: Τα πειράματα που πραγματοποιήθηκαν

3^ο Κεφάλαιο: Αποτελέσματα

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των 2 πειραμάτων που πραγματοποιήθηκαν. Μελετώνται οι χωρικές (κεφ.3.1) και χρονικές (κεφ.3.2) κατανομές των θερμοαλατικών χαρακτηριστικών (αλατότητα, θερμοκρασία, πυκνότητα) και της κυκλοφορίας καθώς και οι διαφορές που παρουσιάζουν τα παραπάνω χαρακτηριστικά μεταξύ των πειραμάτων. Επίσης, οι κατακόρυφες κατανομές των θερμοαλατικών χαρακτηριστικών της Μεσογείου, αλλά και οι διαφορές τους εξετάζονται στο υποκεφάλαιο 3.2.5. Ιδιαίτερη έμφαση στο κεφάλαιο 3.2.6 έχει δοθεί στις κατακόρυφες κατανομές των θερμοαλατικών χαρακτηριστικών της δυτικής Μεσογείου. Τέλος, παρουσιάζεται μία σύντομη συζήτηση αναφορικά με τις χρονοσειρές των ρών θερμότητας και αλατιού, όπως αυτές προκύπτουν από τα διαγνωστικά εργαλεία του αριθμητικού μοντέλου.

3.1.1 Μέση ετήσια χωρική κατανομή αλατότητας

Στο κεφάλαιο αυτό, αλλά και σε όλα τα υπόλοιπα, τα οποία δεν αφορούν τις χρονοσειρές έχουμε επιλέξει να παρουσιάσουμε μέσες τιμές για τον τελευταίο χρόνο ολοκλήρωσης του μοντέλου των υπό εξέταση μεταβλητών. Η επιλογή μας αυτή βασίστηκε σε: 1) Μετά την πάροδο των 40 ετών το πείραμα αναφοράς (στο οποίο εφεξής θα αναφέρουμε ως Reference) θεωρούμε ότι έχει φτάσει σε μία σταθερή κατάσταση (steady state) και 2) Κατά τον τελευταίο χρόνο θα φανούν εντονότερα οι όποιες διαφορές και τάσεις. Στους χάρτες 3.1 παρουσιάζονται οι μέσες επιφανειακές αλατότητες των πειραμάτων. Από το fig.3.1 φαίνεται ξεκάθαρα συγκρίνοντας το reference με το πείραμα αυξημένης αλατότητας (το οποίο εφεξής θα αναφέρουμε ως Increased), η αύξηση της επιφανειακής αλατότητας σε όλη τη λεκάνη της Μεσογείου, αλλά κυρίως στη δυτική Μεσόγειο.

Οι διαφορές μεταξύ των δύο πειραμάτων φαίνονται ευκρινέστερα στο fig.3.2 (πείραμα αυξημένης αλατότητας-πείραμα αναφοράς). Παρατηρώντας το διάγραμμα fig.3.2, εντοπίζουμε τις εντονότερες διαφορές στην περιοχή της δυτικής Μεσογείου και κυρίως στις υπολεκάνες δυτικά της Σαρδηνίας/Κορσικής, όπου αγγίζουν τα 0.8-1. Η μέση ετήσια επιφανειακή αλατότητα για όλη τη λεκάνη της Μεσογείου στο πείραμα αναφοράς είναι ίση με 38.81, ενώ στο increased πείραμα ίση με 38.9 (αύξηση ~ 0.1). Το μέγιστο των διαφορών αλατότητας (~ 1) το εντοπίζουμε, εκτός από την περιοχή πλησίον του Γιβραλτάρ (αναμενόμενο εφόσον βρίσκεται εγγύτερα στο Γιβραλτάρ), στην περιοχή που βρίσκεται νότια των Βαλεαρίδων νήσων (fig.1.2) στα όρια των LigueroProvencalCatalan και Algerian υπολεκανών. Στην Ανατολική

Μεσόγειο οι μεγαλύτερες διαφορές αλατότητας εντοπίζονται στην Ιόνια υπολεκάνη και βόρεια των παράλιων της Λιβύης.

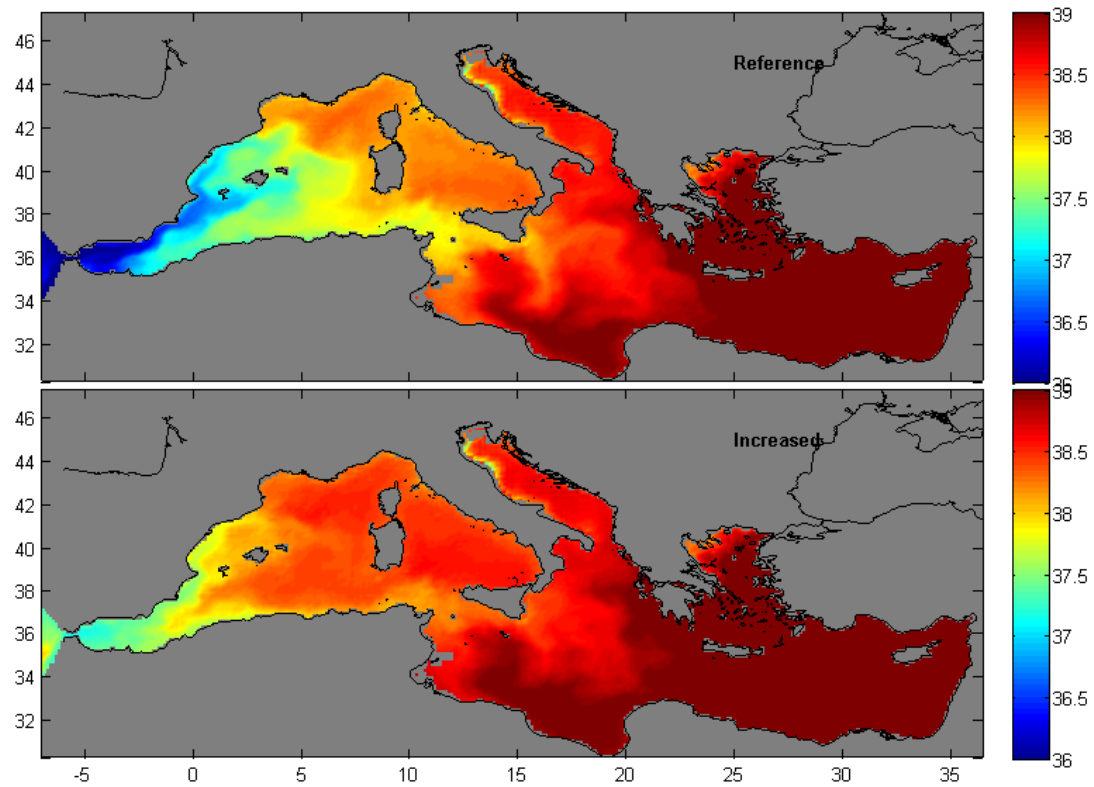


Fig. 3.1: Μέση ετήσια επιφανειακή αλατότητα των δύο πειραμάτων.

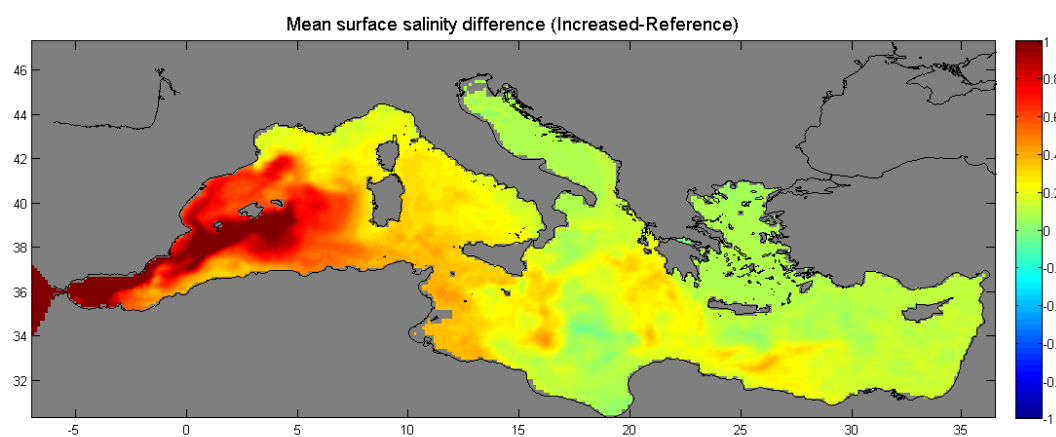


Fig. 3.2: Διαφορά μέσης ετήσιας επιφανειακής αλατότητας

Εξετάζοντας τις διαφορές μέσης αλατότητας μεταξύ των πειραμάτων increased και reference σε 3 διακριτά στρώματα βαθών (fig.3.3) παρατηρούμε πως είναι εντονότερες στο στρώμα των 0-100m. Στα στρώματα μεγαλύτερων βαθών οι διαφορές τείνουν προς μικρότερες τιμές. Σε όλο το εύρος της στήλης, δηλαδή και στα 3 εύρη βαθών, ο μεγαλύτερος όγκος των διαφορών εντοπίζεται στη δυτική Μεσόγειο. Στον χάρτη διαφορών του στρώματος 500m-πυθμένας (fig.3.3), παρατηρούμε πως η ανατολική Μεσόγειος θάλασσα δεν έχει επηρεαστεί σχεδόν καθόλου από την αλλαγή αλατότητας που επιβάλλουμε στο Γιβραλτάρ. Συγκεκριμένα οι διαφορές έχουν τιμές μικρότερες 0.04.

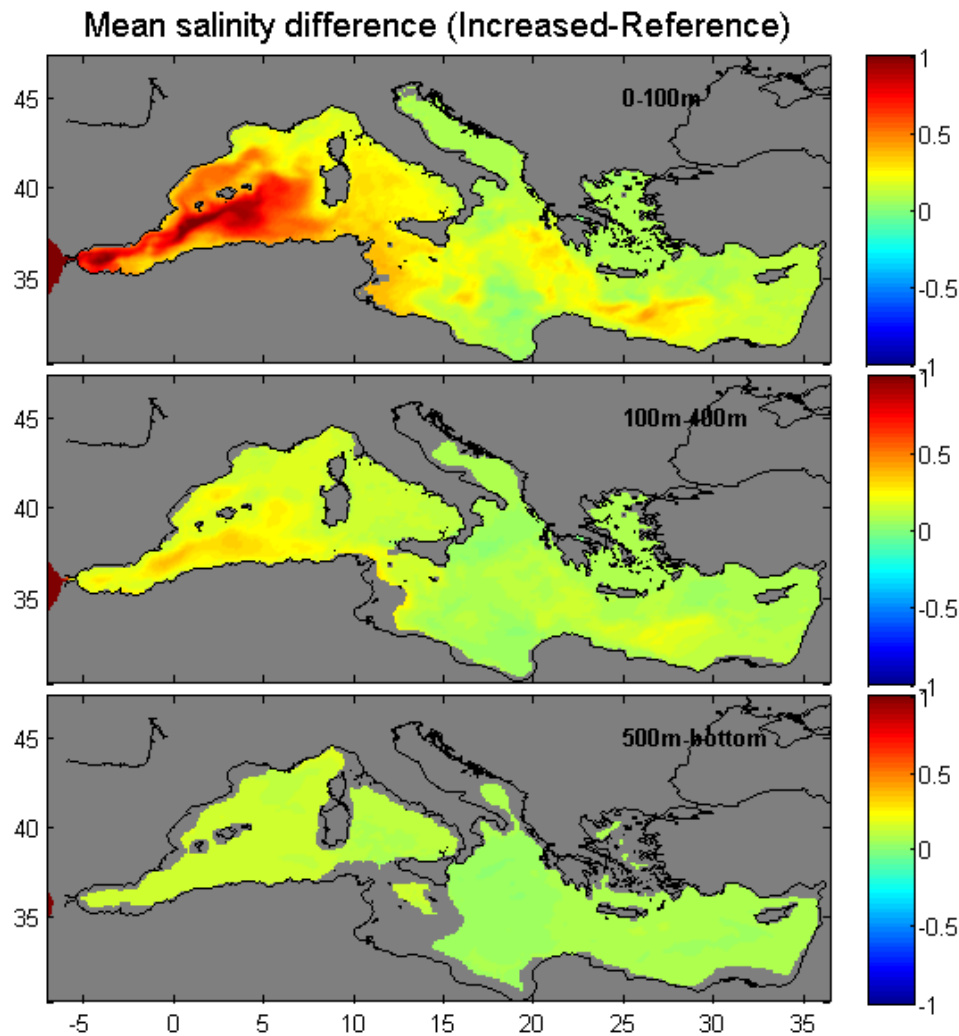


Fig. 3.3: Κατά βάθος διαφορά μέσης ετήσιας αλατότητας.

3.1.2 Μέση ετήσια χωρική κατανομή θερμοκρασίας

Η μέση ετήσια επιφανειακή θερμοκρασία της Μεσογείου του τελευταίου χρόνου για τα increased και reference πειράματα απεικονίζεται στο fig.3.4., όπου και φαίνεται πως οι διαφορές μεταξύ των δύο πειραμάτων είναι δυσδιάκριτες. Παρατηρώντας τον χάρτη των διαφορών μέσης επιφανειακής θερμοκρασίας μεταξύ των πειραμάτων (fig. 3.5) οι περισσότερες και μεγαλύτερες διαφορές υπάρχουν στην δυτική Μεσόγειο στις ίδιες περιοχές όπου εντοπίσαμε αντίστοιχα και τις εντονότερες διαφορές αλατότητας, αλλά οι διαφορές είναι τόσο αρνητικές όσο και θετικές. Στην περιοχή ανάμεσα στις Βαλεαρίδες νήσους και τη Σαρδηνία και Κορσική, παρατηρούμε πως οι διαφορές αλατότητας και θερμοκρασίας είναι θετικές, υποδηλώνοντας θέρμανση της περιοχής (~ 0.5 °C). Στα νότια της Σικελίας, αλλά και σε ένα τμήμα της νότιας Λεβαντίνης το increased πείραμα δίνει μεγαλύτερες τιμές επιφανειακής θερμοκρασίας (fig.3.5). Αντίθετα, στην περιοχή του στενού του Γιβραλτάρ αλλά και ανατολικά αυτής, στην περιοχή κυκλοφορίας του παράκτιου Algerian current, οι διαφορές είναι αρνητικές (ψύξη). Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η περιοχή του κόλπου του Λέοντα, όπου βρίσκεται ο κυκλώνας του κόλπου και στον οποίο παρατηρείται εποχική δημιουργία βαθιών νερών κατά τους χειμερινούς μήνες (Millot 1990, Rhein 1995). Κατά τα επεισόδια δημιουργίας βαθιών νερών, αλλά και κάποιους μήνες πριν η επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας στην περιοχή του κόλπου του Λέοντα χαρακτηρίζεται από ιδιαίτερα χαμηλές θερμοκρασίες συγκριτικά με τις παρακείμενες περιοχές. Το γεγονός ότι σε αυτήν την περιοχή παρατηρούμε αρνητικές διαφορές θερμοκρασίας πιθανόν να σημαίνει πως ο μηχανισμός δημιουργίας στο increased πείραμα με κάποιο τρόπο ενισχύεται.

Στην ανατολική Μεσόγειο (fig.3.5) βλέπουμε θετικές διαφορές θερμοκρασίας στην περιοχή νότια της Λεβαντίνης υπολεκάνης στα παράλια της Λιβύης. Μικρές αρνητικές διαφορές, που υποδηλώνουν ψύξη παρατηρούμε στην περιοχή νοτιοανατολικά της Ρόδου, επίσης πιθανή περιοχή δημιουργίας πυκνών νερών.

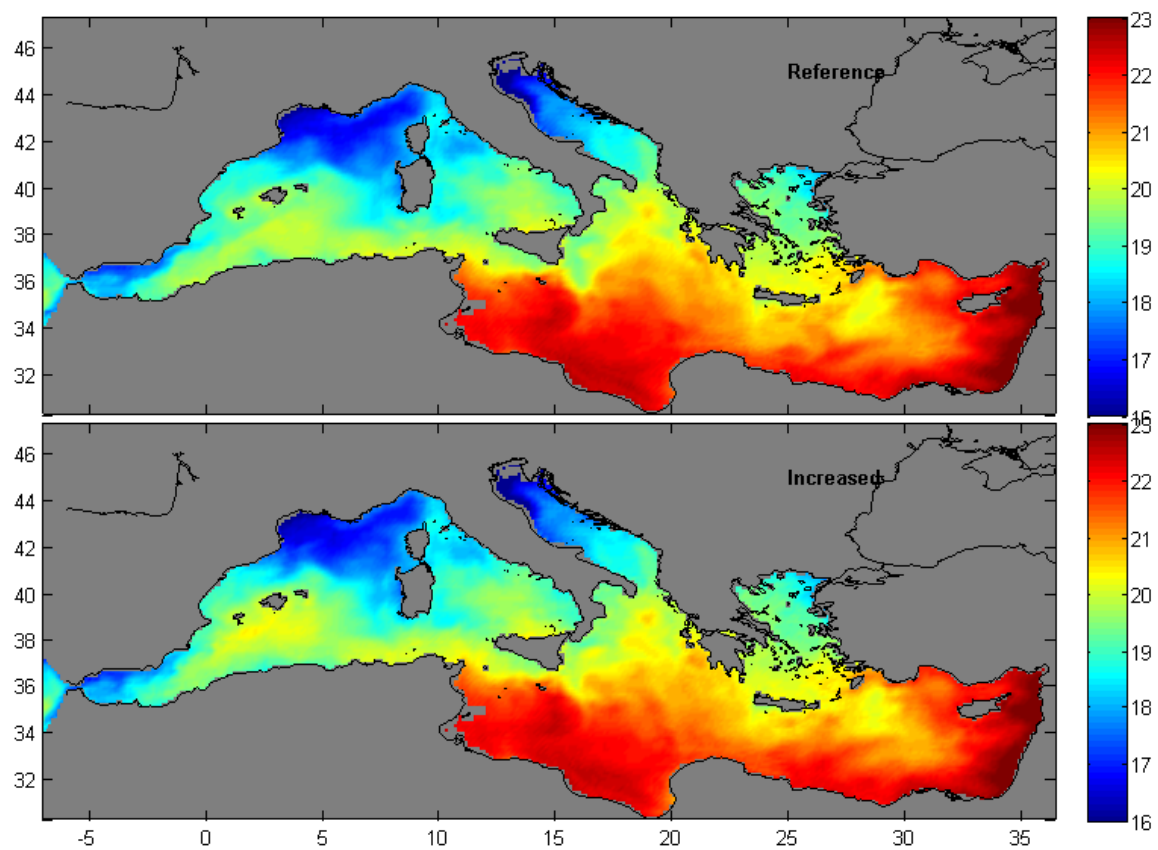


Fig. 3.4: Μέση ετήσια χωρική κατανομή επιφανειακής θερμοκρασίας για τα 3 πειράματα.

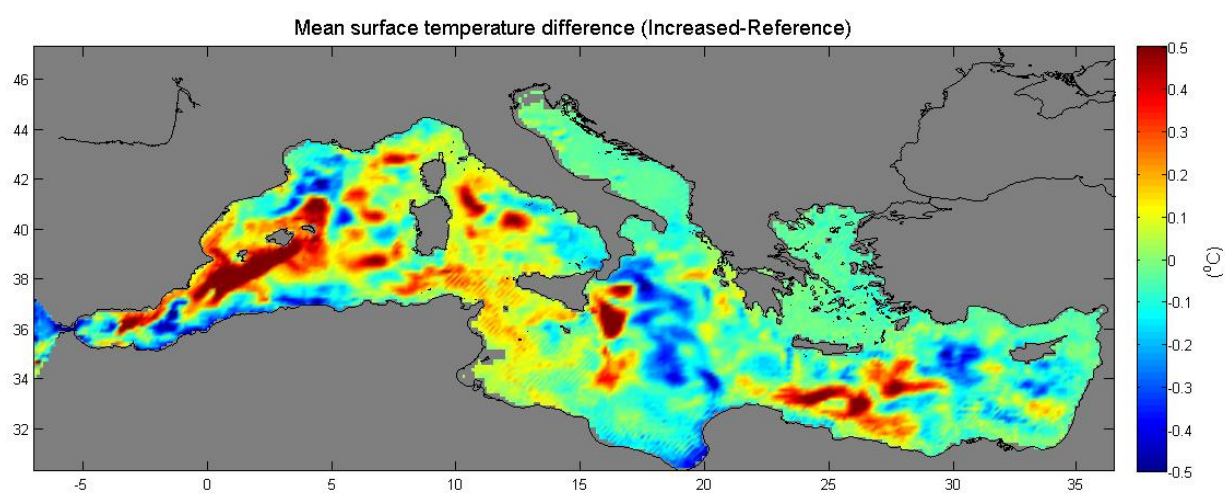


Fig. 3.5: Διαφορά μέσης ετήσιας επιφανειακής θερμοκρασίας.

Κατά βάθος, οι διαφορές μέσης ετήσιας θερμοκρασίας μεταξύ των πειραμάτων μειώνονται (fig.3.6). Στο πρώτο στρώμα (0-100m) οι διαφορές είναι οι μεγαλύτερες. Στο επόμενο στρώμα βάθους 100m-400m οι διαφορές μειώνονται, αλλά εντοπίζονται στις ίδιες περιοχές. Στο βαθύτερο στρώμα (500m-πυθμένας) βλέπουμε αμελητέες διαφορές και σχεδόν αποκλειστικά στη δυτική Μεσόγειο.

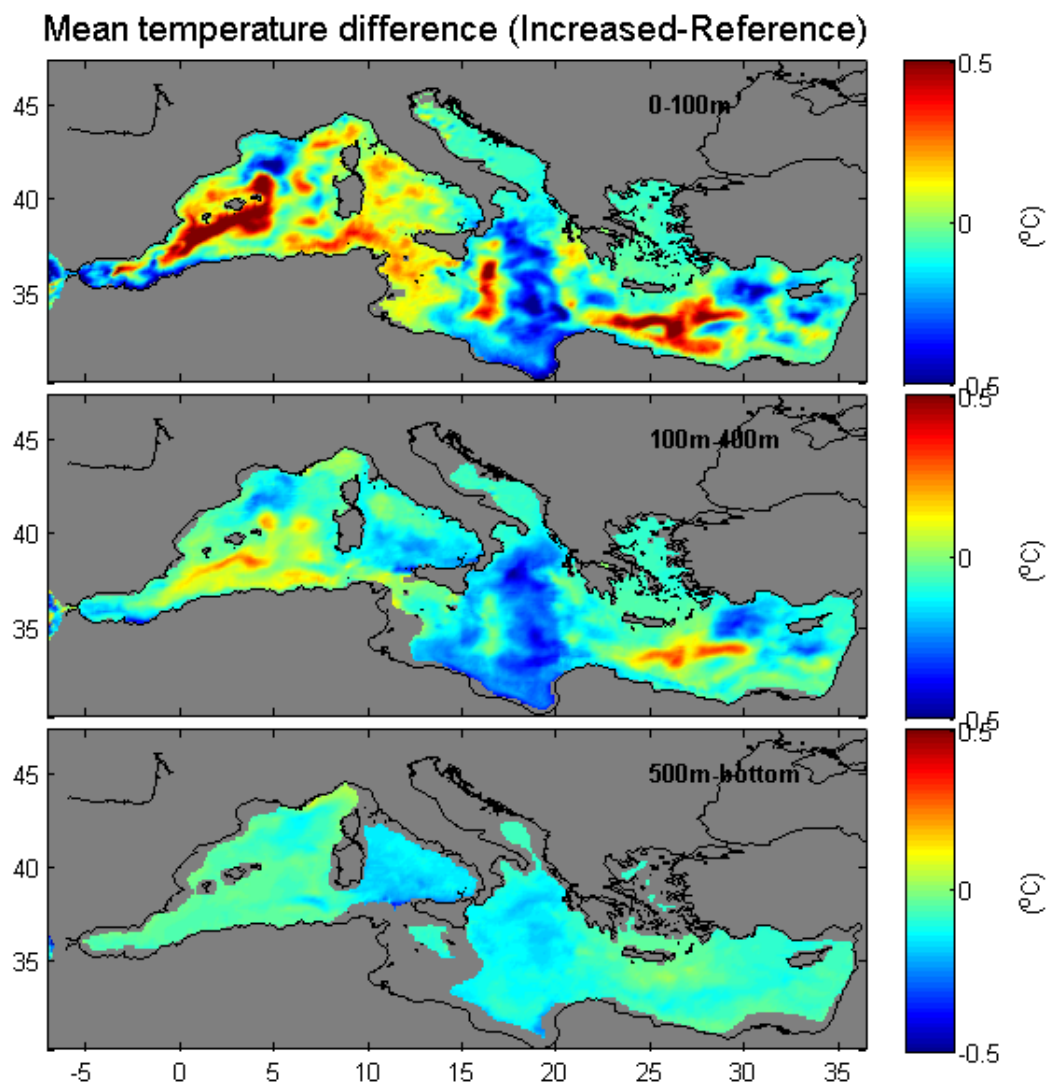


Fig. 3.6: Διαφορά, κατά βάθος, μέσης ετήσιας θερμοκρασίας.

3.1.3 Μέση ετήσια χωρική κατανομή πυκνότητας

Η πυκνότητα στην παρούσα εργασία έχει υπολογιστεί μέσω των πεδίων της αλατότητας και της θερμοκρασίας καθώς εξαρτάται από αυτές. Συγκεκριμένα με την αύξηση της αλατότητας αναμένουμε αύξηση της πυκνότητας. Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο παρουσιάζουμε χωρικές κατανομές δυνητικής ή σ-πυκνότητας, η οποία ουσιαστικά είναι η τιμή πυκνότητας σε kg/m^3 από την οποία αφαιρούνται 1000 kg/m^3 . Για τις ανάγκες του κεφαλαίου αυτού όπου αναφερόμαστε σε πυκνότητα θα αναφερόμαστε στην «σ- πυκνότητα».

Η μέση ετήσια πυκνότητα παρουσιάζει καθαρά αυξητική τάση στο increased πείραμα (fig.3.7). Οι μέγιστες διαφορές που αγγίζουν τα $+0.8 \text{ kg/m}^3$ εντοπίζονται στη δυτική Μεσόγειο στην περιοχή των Alboran, LiguroProvençalCatalan και Algerian υπολεκανών (fig.3.8). Στην περιοχή όπου βρίσκεται ο κόλπος του Λέοντα (LPC sub-basin), που αποτελεί περιοχή δημιουργίας πυκνών νερών παρατηρείται αύξηση της πυκνότητας. Επιπρόσθετα, στην περιοχή νοτιοδυτικά της Σαρδηνίας παρατηρείται σημαντική αύξηση της πυκνότητας στο πείραμα αυξημένης αλατότητας. Σύμφωνα με τα παραπάνω, βλέπουμε πως η δυτική Μεσόγειος επηρεάζεται σημαντικά όσον αφορά τη μέση ετήσια πυκνότητα παρουσιάζοντας αύξηση $> 0.3 \text{ kg/m}^3$ στην εγγύς του Γιβραλτάρ περιοχή (Alboran sub-basin) και στην περιοχή των LPC και Algerian υπολεκανών.

Στην Ανατολική Μεσόγειο οι διαφορές πυκνότητας έχουν επίσης παντού θετικό πρόσημο, αλλά συγκριτικά με τη Δυτική Μεσόγειο είναι σαφώς μικρότερες. Όπως και στη περίπτωση της αλατότητας, είναι περισσότερο έντονες στην Ιόνια υπολεκάνη και στα νότια της υπολεκάνης της Λεβαντίνης.

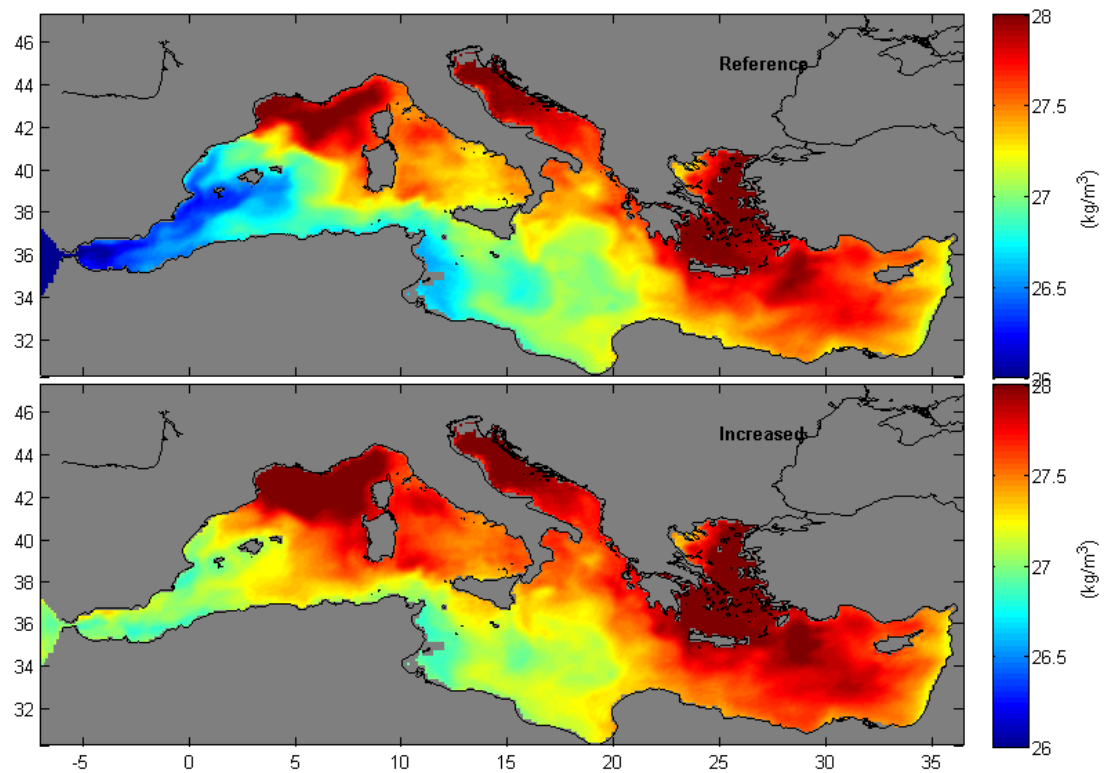


Fig. 3.7: Μέση ετήσια χωρική κατανομή επιφανειακής πυκνότητας για τα 2 πειράματα.

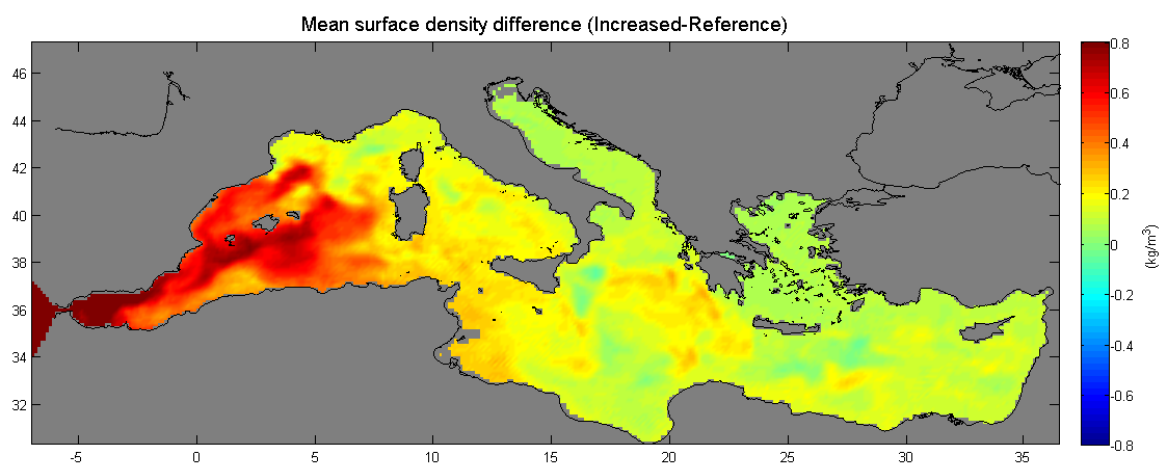


Fig. 3.8: Διαφορές ετήσιας, επιφανειακής πυκνότητας.

Παρατηρώντας την κατανομή των διαφορών της μέσης πυκνότητας μεταξύ των increased και reference πειραμάτων σε διαφορετικά εύρη βαθών (fig.3.9), βλέπουμε πως στο στρώμα βάθους 0-100m είναι εντονότερες. Ωστόσο, και στο στρώμα των 100m-400m είναι μικρότερες, αλλά σημαντικές. Διαφορές μεταξύ των

δύο στρωμάτων (0-100m/100m-400m) παρατηρούμε στην περιοχή της θάλασσα του Αλμποράν και στις υπολεκάνες Algerian και LPC. Αξίζει να σημειώσουμε πως στο στρώμα βάθους 100m-400m συναντούμε τα ενδιάμεσα λεβαντινά νερά (LIW) τα οποία είναι εκείνα που εξέρχονται προς τον Ατλαντικό ωκεανό. Πιθανόν με βάση την αύξηση της πυκνότητας στο στρώμα αυτό, τα εξερχόμενα προς το βόρειο Ατλαντικό LIW να είναι και αισθητά πυκνότερα. Στο βαθύτερο στρώμα (>500m), όπως και στις προηγούμενες θερμοαλατικές παραμέτρους, βλέπουμε πως οι διαφορές πυκνότητας φθίνουν κατά πολύ και εντοπίζονται σχεδόν μόνο στη δυτική Μεσόγειο θάλασσα.

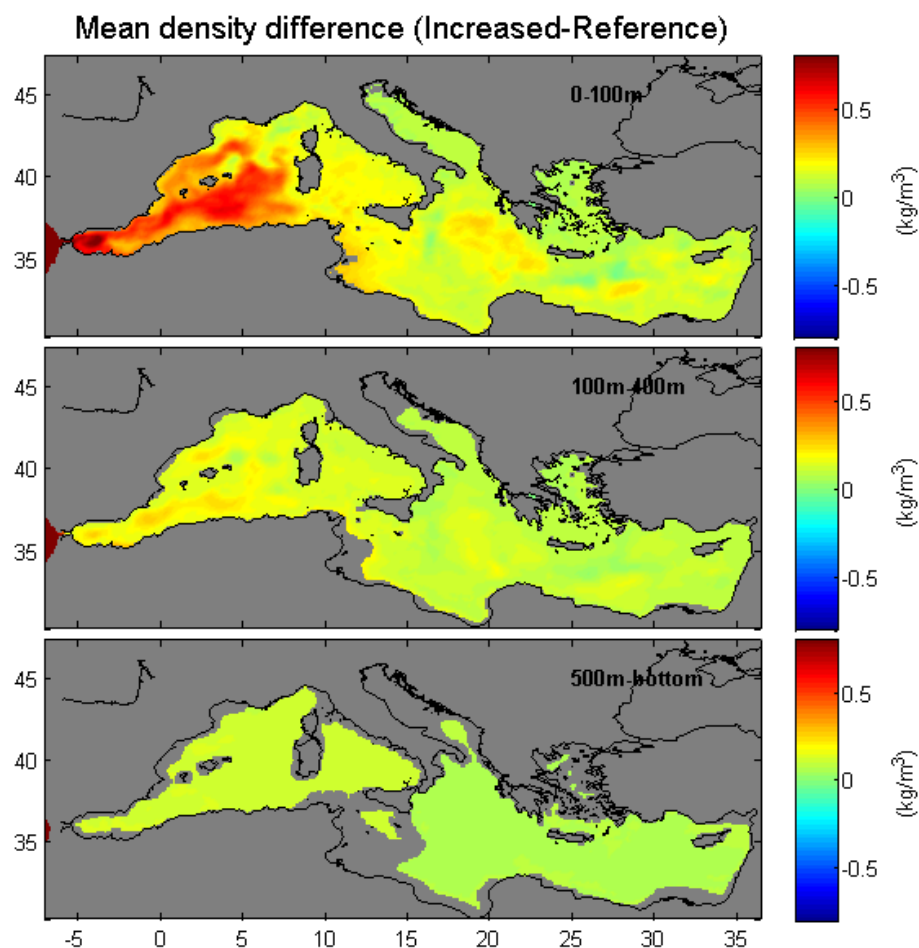


Fig. 3.9: Διαφορά, κατά βάθος, μέσης ετήσιων πυκνότητας.

3.1.4 Επιφανειακή κυκλοφορία

Η κυκλοφορία στη Μεσόγειο θάλασσα, αποτελείται από έναν μόνιμο αντικυκλωνικό σχηματισμό πλησίον του στενού του Γιβραλτάρ στη θάλασσα του Αλμποράν, ένα παράκτιο ρεύμα βορειοανατολικής κατεύθυνσης κατά μήκος των παράλιων Ισπανίας και Γαλλίας, το οποίο ουσιαστικά αποτελείται από τα τροποποιημένα νερά Ατλαντικής προέλευσης (Modified Atlantic Water) που εισέρχονται μέσω του Γιβραλτάρ στη Μεσόγειο θάλασσα. Κεντρικά στη Βαlearική θάλασσα, καταμεσής της Αλγερινής λεκάνης η κυκλοφορία έχει ανατολική κατεύθυνση, στα δυτικά παράλια της Σαρδηνίας κινείται προς το νότο και τέλος δυτικά κατά μήκος των παραλίων της Αλγερίας. Ένας άλλος έντονος σχηματισμός διακρίνεται στο στενό της Σικελίας, που σηματοδοτεί την ανταλλαγή υδάτων μεταξύ δυτικής και ανατολικής Μεσογείου, αλλά επιπρόσθετα ένας σχηματισμός με νότια κατεύθυνση κάνει έντονη την παρουσία του στα ανατολικά παράλια της Σικελίας. Παρατηρώντας τώρα τους χάρτες 3.10 και συγκρίνοντας τους, αυξάνοντας την αλατότητα στο μοντέλο μας, το μέτρο της ταχύτητας στην περιοχή του αντικυκλώνα του Γιβραλτάρ δείχνει να φθίνει. Κατά μήκος των μεσογειακών παράλιων της Ισπανίας (κόλπος του Μαζαρόν, αντικυκλώνας της Βαρκελώνης) παρατηρούμε μια αποδυνάμωση των σχηματισμών/ρευμάτων με την αύξηση της αλατότητας. Παρόμοιο γεγονός δείχνει να συμβαίνει και στη περιοχή της Τουλόν, Νίκαια στα γαλλικά παράλια. Οι εντονότερες διαφορές μεταξύ των πειραμάτων εντοπίζονται στη Βαlearική θάλασσα. Στην εν λόγω περιοχή καθώς αυξάνεται η αλατότητα (Increased, fig.3.10)) παρατηρούμε μια μετατόπιση των κυκλοφοριακών σχηματισμών. Συγκρίνοντας reference και increased οι δύο αντικυκλώνες νότια και νοτιοανατολικά των Βαlearίδων νήσων (reference) εμφανίζονται να εξασθενούν και να σχηματίζεται ένα ρεύμα που ξεκινάει από τα παράλια της Ισπανίας (αντικυκλώνας της Βαρκελώνης) και καταλήγει δυτικά της Σαρδηνίας συνεχίζοντας έπειτα κατά μήκος των Αλγερινών παραλίων με κατεύθυνση δυτική. Αυτό το κυκλοφοριακό κύτταρο διευρύνεται στο increased πείραμα, έχει μέγιστες ταχύτητες 0.25 m/s (βορειοανατολικά της Μινόρκα) και αποκόβεται από το ρεύμα που το συνέδεε με τα παράλια της Ισπανίας.

Συμπερασματικά, καθώς αυξάνουμε την αλατότητα στα εισερχόμενα ατλαντικά νερά, παρατηρούμε αλλαγές στην κυκλοφορία ιδίως στη δυτική Μεσόγειο θάλασσα και εντοπίζουμε μία σταδιακή εξασθένηση της παράκτιας κυκλοφορίας (ευρωπαϊκά παράλια) και μία κυκλοφοριακή ενίσχυση στην περιοχή της Βαlearικής θάλασσας στο Almerian-Oran front η οποία κατευθύνει τα ατλαντικά νερά στην LPC υπολεκάνη ανάμεσα σε Βαlearίδες νήσους και Σαρδηνία, Κορσική. Εμφανής είναι και η μετατόπιση του αντικυκλωνικού σχηματισμού που παρατηρείται νοτιοδυτικά της Σαρδηνίας στο πείραμα αναφοράς, σε νοτιότερα γεωγραφικά πλάτη στο increased πείραμα και η ένωση του με τον αντικυκλώνα βόρεια της Μινόρκα. Η ένωση αυτή

έχει σαν αποτέλεσμα τη δημιουργία ενός ισχυρότερου σε ένταση, όπως φαίνεται από το μέτρο της ταχύτητας, και μεγαλύτερου σε έκταση αντικυκλώνα, ο οποίος φαίνεται να δεσμεύει μεγάλο όγκο υδάτων στην περιοχή αυτή.

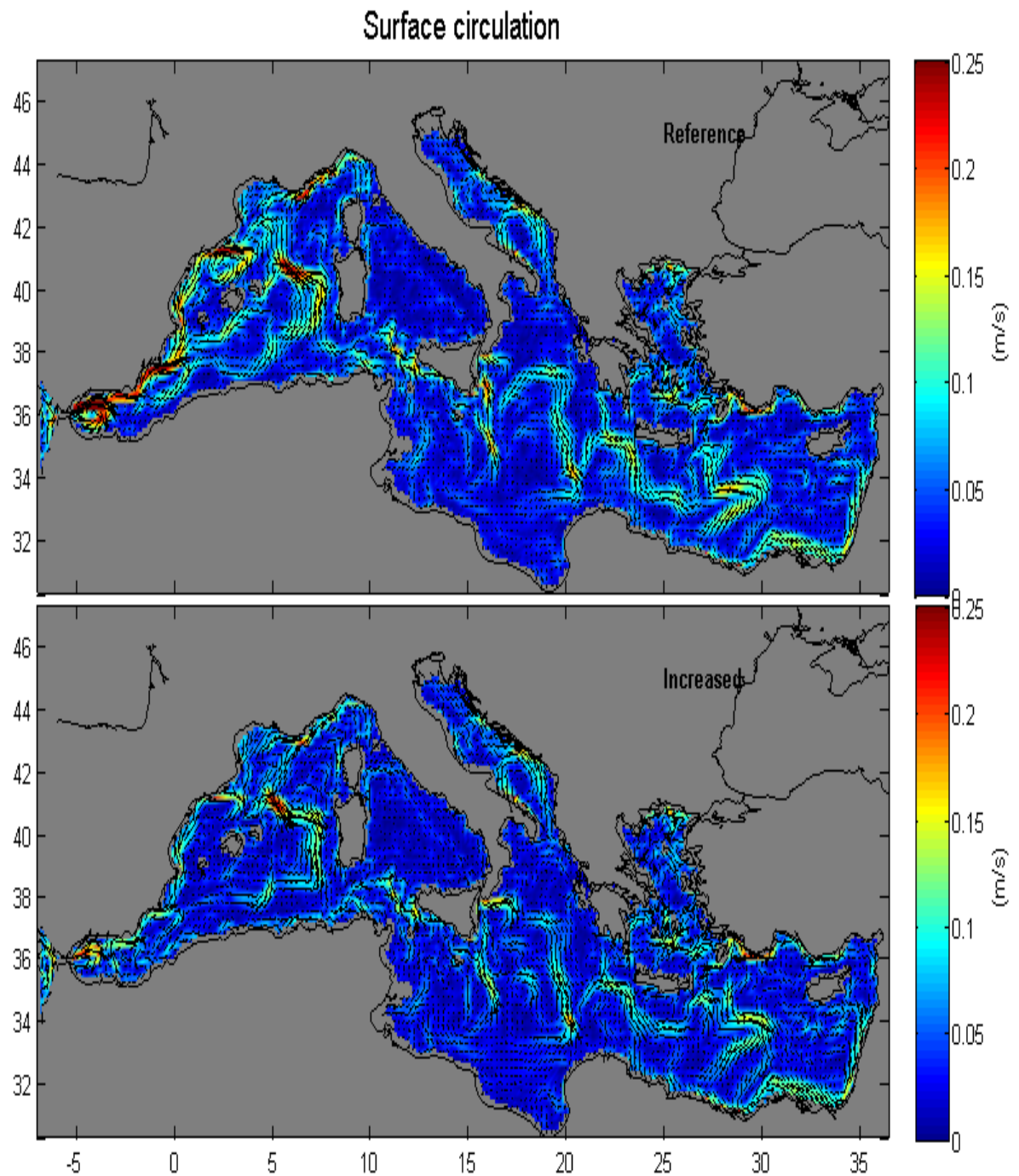


Fig. 3.10: Μέση επιφανειακή κυκλοφορία των δύο πειραμάτων

3.2 Χρονικές διακυμάνσεις θερμοαλατικών χαρακτηριστικών

Στην παρούσα ενότητα παρουσιάζονται οι χρονικές διακυμάνσεις των θερμοαλατικών χαρακτηριστικών της Μεσογείου θάλασσας, η μελέτη των οποίων δείχνει τη χρονική απόκριση της λεκάνης της Μεσογείου στην επιβαλλόμενη αύξηση της αλατότητας. Σε αυτό το κεφάλαιο, οι χρονοσειρές αφορούν τον χωρικό μέσο όρο για όλη την Μεσόγειο και για συγκεκριμένα εύρη βαθών.

3.2.1 Χρονικές διακυμάνσεις αλατότητας

Στο διάγραμμα 3.11 παρουσιάζονται οι χρονοσειρές της αλατότητας της Μεσογείου θάλασσας για τα δύο πειράματα σε όλο το βάθος της λεκάνης, στα πρώτα 100m, στο στρώμα από τα 100m έως τα 400m και τέλος σε βάθη μεγαλύτερα των 500m. Με την λεπτή γραμμή απεικονίζεται η μέση αλατότητα της Μεσογείου για κάθε μέρα ολοκλήρωσης του μοντέλου, όπου φαίνεται καθαρά ο εποχικός κύκλος, ενώ με την πιο έντονη γραμμή απεικονίζονται οι ετήσιοι μέσοι όροι. Οι χρονοσειρές για όλα τα βάθη παρουσιάζουν παρόμοια συμπεριφορά (παρόμοιο εποχικό κύκλο, εμφανίζοντας μέγιστες τιμές αλατότητας στο μέσον του χειμώνα και αντίστοιχα ελάχιστες τιμές στο μέσον του καλοκαιριού. Όσο αυξάνουμε την αλατότητα στο δυτικό όριο, τόσο περισσότερο αυξάνεται η αλατότητα της λεκάνης (σε όλα τα βάθη) συγκριτικά με το πείραμα αναφοράς. Για να ποσοτικοποιήσουμε την τάση αλλαγής της αλατότητας, υπολογίζουμε την επί τοις % σχετική διαφορά μεταξύ του μέσου όρου των 5 πρώτων ετών ολοκλήρωσης και των 5 τελευταίων. Επιλέγουμε πενταετείς μέσους όρους προκειμένου να απομονώσουμε πιο αντιπροσωπευτικές τάσεις αλλαγής της αλατότητας (Πίνακας 3.1). Η μεγαλύτερη διαφορά, ποσοστιαία στις μέσες τιμές αλατότητας μεταξύ increased και reference πειραμάτων εντοπίζεται στο επιφανειακό στρώμα (έως τα 100m), όπου φαίνεται να αγγίζει περίπου το 0.4%. Στο στρώμα βάθους 100m-400m η αύξηση της αλατότητας ισούται με 0.28% και στο βαθύτερο στρώμα η διαφορά μεταξύ των δύο πειραμάτων φτάνει το 0.37%. Η αύξηση λοιπόν της αλατότητας στο Γιβραλτάρ, έχει αυξήσει την αλατότητα της Μεσογείου λεκάνης εντονότερα στα πρώτα 100 μέτρα της στήλης και σε βάθη > 500m, ενώ στα ενδιάμεσα βάθη (100m-400m) η αύξηση είναι μικρότερη.

Τα δύο πειράματα (Reference και Increased) ξεκινούν από τις ίδιες τιμές αλατότητας και με το πέρασμα του χρόνου αρχίζουν να αποκλίνουν (fig. 3.11). Οι αποκλίσεις αυτές δείχνουν τον διαφορετικό χρόνο απόκρισης της Μεσογείου στην αλλαγή της αλατότητας σε διαφορετικά στρώματα, όπου τα πειράματα αρχίζουν να αποκλίνουν

μεταξύ τους γρηγορότερα στο πρώτο στρώμα των 0-100m (~ 2.5 χρόνια), και αργότερα στο στρώμα 100-400 m (~5 χρόνια) και στο >500m στρώμα (~ 7.5 χρόνια).

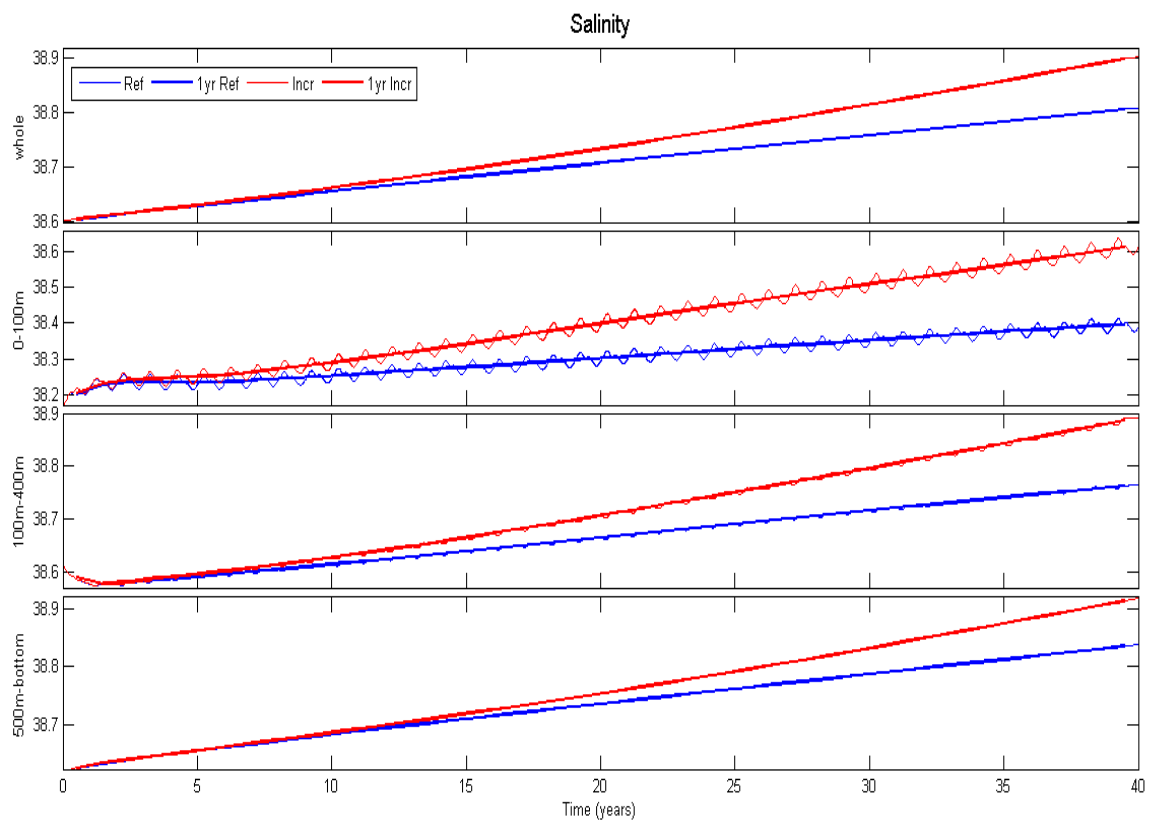


Fig. 3.11: Χρονοσειρές αλατότητας των δύο πειραμάτων

	Μέση αλατότητα	Δέκατος χρόνος	Τελευταίος χρόνος	Διαφορά (%)
0-100m	Reference	38.2534	38.3942	0.4
	Increased	38.2927	38.6132	0.8
100-400m	Reference	38.6166	38.7625	0.38
	Increased	38.6310	38.8864	0.66
500m-bottom	Reference	38.6854	38.8354	0.38
	Increased	38.6890	38.9138	0.75

Πίνακας 3.1: % σχετική διαφορά μεταξύ του μέσου όρου των πέντε πρώτων και πέντε τελευταίων ετών ολοκλήρωσης του μοντέλου για την αλατότητα.

3.2.2 Χρονικές διακυμάνσεις θερμοκρασίας

Η χρονική διακύμανση της θερμοκρασίας παρουσιάζεται σε χρονοσειρές που έχουν υπολογιστεί με όμοιο τρόπο με την αλατότητα και για τα ίδια εύρη βαθών (0-bottom, 0-100m, 100-400m και 500m-bottom) (fig.3.12). Όπως και στις χρονοσειρές της αλατότητας, η θερμοκρασία παρουσιάζει ισχυρό εποχικό κύκλο ιδίως στα πρώτα στρώματα. Στα διάφορα βάθη, παρατηρούμε πως όσο αυξάνεται η αλατότητα (fig. 3.12) στο δυτικό όριο της λεκάνης, η θερμοκρασία της λεκάνης μειώνεται (ψύξη). Αυτός ο ισχυρισμός είναι ιδιαίτερα εμφανής, παρατηρώντας τις ετήσιες χρονοσειρές της θερμοκρασίας για τα δύο πειράματα σε όλα τα βάθη, όπου το reference πείραμα (μπλε έντονη γραμμή) έχει τιμές καθ' όλη τη διάρκεια, μεγαλύτερες έναντι εκείνων του increased πειράματος (κόκκινη έντονη γραμμή). Η % σχετική διαφορά του increased με το reference πείραμα δείχνει ψύξη της λεκάνης κατά 0.12% στα πρώτα 100m κατά ~ 0.5%, σε βάθη από 100m-400m και κατά 0.45% στο βαθύτερο στρώμα (500m-μεγαλύτερα βάθη) (Πίνακας 3.2).

Βάσει των παραπάνω, το στρώμα με τις μεγαλύτερες αλλαγές αναφορικά με τη θερμοκρασία της λεκάνης είναι το στρώμα 100m-400m. Οι μικρότερες διαφορές εντοπίζονται επιφανειακά, ενώ στα βαθύτερα (500m-bottom) οι τιμές των διαφορών μεταξύ increased και reference πειραμάτων κινούνται ελάχιστα χαμηλότερα από εκείνες του στρώματος 100m-400m.

Τα δύο πειράματα (Reference και Increased) ξεκινούν από τις ίδιες τιμές θερμοκρασίας και με το πέρασμα του χρόνου αρχίζουν να αποκλίνουν (fig. 3.12). Στο στρώμα των πρώτων 100m βλέπουμε που οι χρονοσειρές των δύο πειραμάτων σχεδόν συμπίπτουν δείχνοντας με αυτόν τον τρόπο τις μικρές διαφορές τους σε όλη τη διάρκεια του χρόνου ολοκλήρωσης του αριθμητικού μοντέλου. Στα ενδιάμεσα βάθη (100m-400m), έπειτα των 10 χρόνων βλέπουμε τις χρονοσειρές των δύο πειραμάτων να αρχίζουν να αποκλίνουν, ενώ στο πλέον βαθύτερο στρώμα (500m-bottom) παρατηρούμε πως ο χρόνος που ξεκινούν να διαφοροποιούνται οι χρονοσειρές των πειραμάτων είναι λίγο μεγαλύτερος (~ 15 χρόνια). Η πληροφορία που εξάγεται από τα παραπάνω, αναφορικά με το χρόνο απόκρισης της λεκάνης της Μεσογείου, υποδηλώνει πως η αύξηση της αλατότητας στο Γιβραλτάρ, οδηγεί σε μείωση της θερμοκρασίας της λεκάνης πιο έντονη σε βάθη > 100m και επιπλέον πως το στρώμα των ενδιάμεσων βαθών (100m-400m) επηρεάζεται πιο γρήγορα έναντι του βαθύτερου στρώματος (500m-bottom).

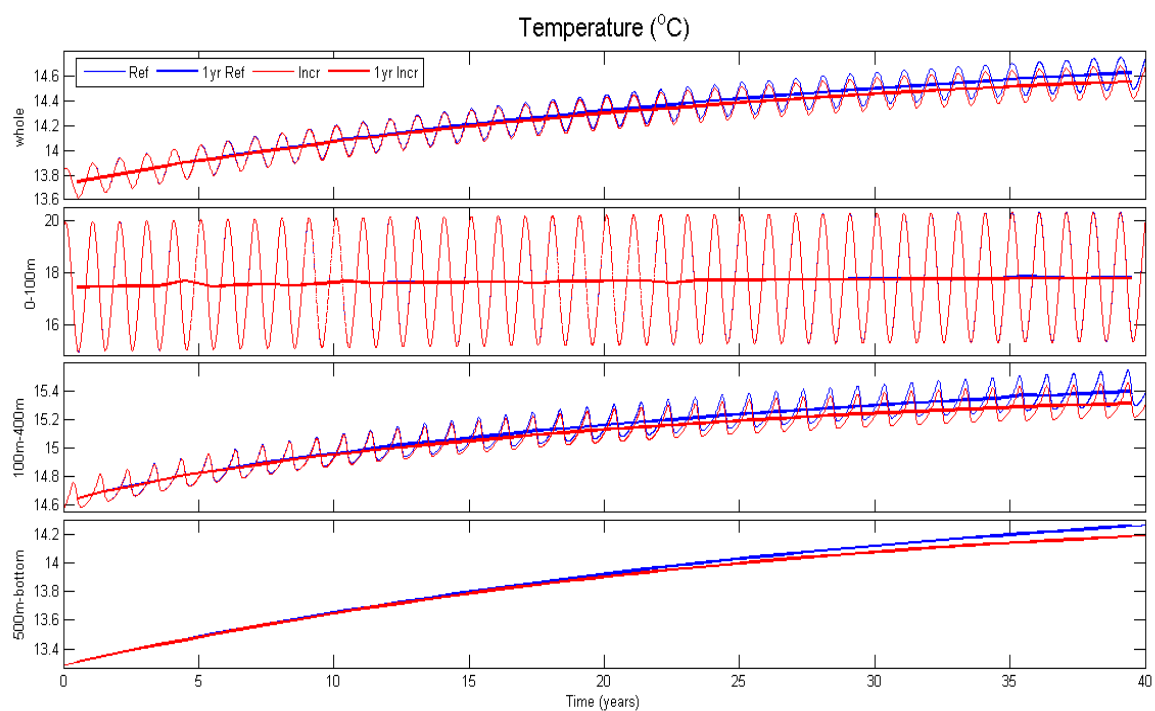


Fig. 3.12: Χρονοσειρές θερμοκρασίας των δύο πειραμάτων

	Μέση θερμοκρασί α	Δέκατος χρόνος	Τελευταίος χρόνος	Διαφορά (%)
0-100m	Reference	17.6731	17.8217	0.84
	Increased	17.6742	17.8025	0.72
100-400m	Reference	14.9734	15.4035	2.87
	Increased	14.9639	15.3182	2.37
500m- bottom	Reference	13.6684	14.2547	4.25
	Increased	13.6620	14.1832	3.8

Πίνακας 3.2: % σχετική διαφορά μεταξύ του μέσου όρου των πέντε πρώτων και πέντε τελευταίων ετών ολοκλήρωσης του μοντέλου για την θερμοκρασία.

3.2.3 Χρονικές διακυμάνσεις πυκνότητας

Οι χρονοσειρές πυκνότητας των δύο πειραμάτων έχουν υπολογιστεί με όμοιο τρόπο με την αλατότητα και για τα ίδια εύρη βαθών (0-bottom, 0-100m, 100-400m και 500m-bottom) (fig.3.13). Αντίστοιχα με τις χρονοσειρές των θερμοαλατικών παραμέτρων που παρουσιάσαμε στα προηγούμενα υποκεφάλαια (3.2.1-3.2.2), διακρίνεται ισχυρός εποχικός κύκλος κυρίως μέχρι το βάθος των 400m, σχεδόν πανομοιότυπος για reference και increased πειράματα. Η αύξηση της αλατότητας στο δυτικό όριο της λεκάνης της Μεσογείου θάλασσας έχει οδηγήσει σε αύξηση της πυκνότητας σε όλα τα στρώματα βαθών, γεγονός που φαίνεται από το ότι το increased πείραμα (κόκκινη έντονη γραμμή) έχει μεγαλύτερες τιμές καθ' όλη τη διάρκεια του, συγκριτικά με το reference πείραμα (μπλε έντονη γραμμή). Η % σχετική διαφορά του increased με το reference πείραμα δείχνει αύξηση της πυκνότητας της λεκάνης κατά 0.72% στα πρώτα 100m και κατά 0.34%, σε βάθη από 100m-400m και 500m-bottom (Πίνακας 3.3).

Εκ των άνωθεν, συμπεραίνουμε η πυκνότητα του πρώτου στρώματος (0-100m) αυξάνεται εντονότερα, ενώ συνεχίζοντας βαθύτερα (100m-400m και 500m-bottom) παρατηρούμε πως η αύξηση της πυκνότητας σχεδόν υποδιπλασιάζεται.

Εστιάζοντας τώρα στο πόσο γρήγορα επηρεάζει την πυκνότητα της λεκάνης της Μεσογείου, η αύξηση της αλατότητας στο Γιβραλτάρ, βλέπουμε πως στο στρώμα των 0-100m, νωρίτερα των 5 χρόνων ολοκλήρωσης του αριθμητικού μοντέλου αρχίζουν να παρατηρούνται οι διαφορές μεταξύ increased και reference πειραμάτων. Στα βαθύτερα στρώματα (100m-400m και 500m-bottom) διαφορές αρχίζουν να φαίνονται σχετικά αργότερα (> 5 χρόνων). Όσο συνεχίζουμε σε μεγαλύτερα βάθη ο χρόνος που βλέπουμε εμφανέστερα διαφορές μεταξύ των χρονοσειρών των δυο πειραμάτων ολοένα και μεγαλώνει.

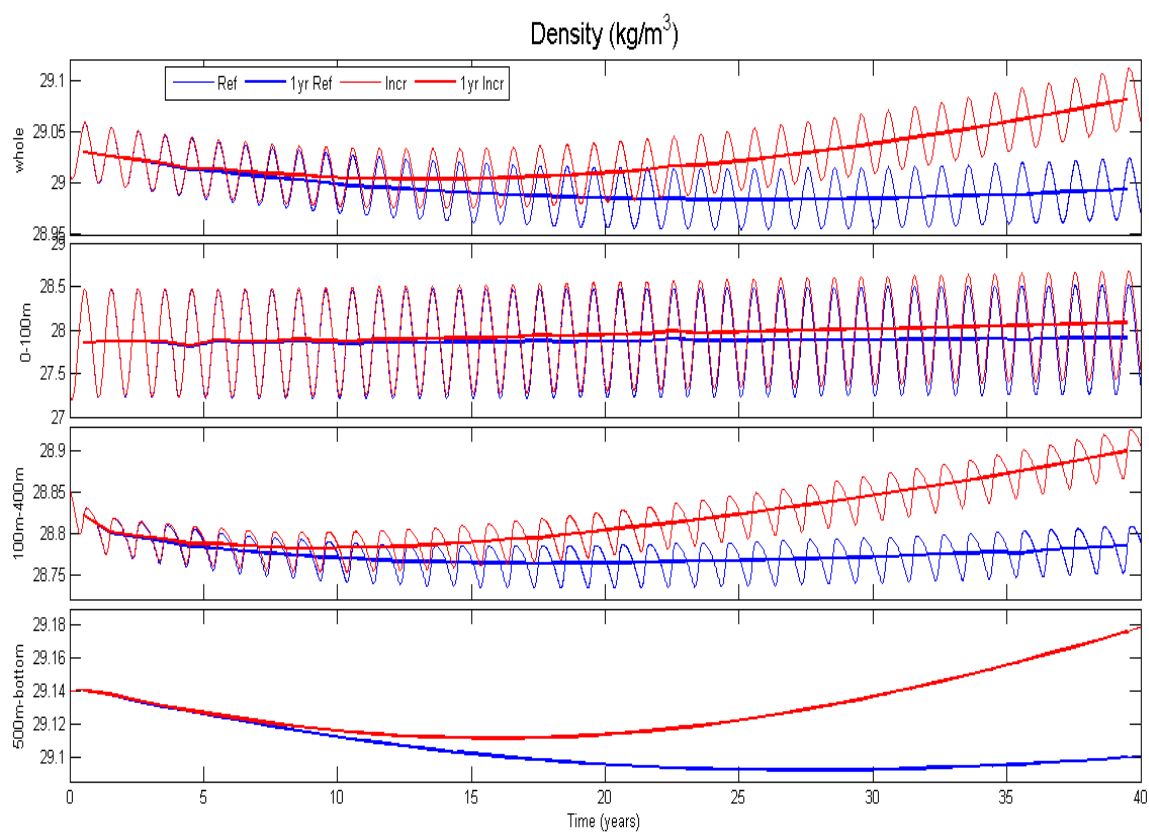


Fig. 3.13: Χρονοσειρές πυκνότητας των δύο πειραμάτων

	Μέση πυκνότητα	Δέκατος χρόνος	Τελευταίος χρόνος	Διαφορά (%)
0-100m	Reference	27.9	27.9	0
	Increased	27.9	28.1	0.72
100-400m	Reference	28.8	28.8	0
	Increased	28.8	28.9	0.34
500m- bottom	Reference	29.1	29.1	0
	Increased	29.1	29.2	0.34

Πίνακας 3.3: % σχετική διαφορά μεταξύ του μέσου όρου των πέντε πρώτων και πέντε τελευταίων ετών ολοκλήρωσης του μοντέλου για την πυκνότητα.

3.2.4 Διαφορές χρονοσειρών θερμοαλατικών παραμέτρων

Το διάγραμμα 3.2.4 παρουσιάζει την απεικόνιση των διαφορών, μεταξύ increased και reference πειράματος, αλατότητας, θερμοκρασίας και πυκνότητας για όλη τη λεκάνη της Μεσογείου καθ' όλο το βάθος αλλά και στα επιμέρους στρώματα συγκεκριμένων βαθών που τη χωρίσαμε προηγούμενα.

Η αυξημένη αλατότητα των εισερχόμενων ατλαντικών νερών φαίνεται να έχει επηρεάσει περισσότερο την αλατότητα του επιφανειακού στρώματος (0-100m), γεγονός που εξηγείται αν αναλογιστούμε πως τα AW κυκλοφορούν σε βάθος 0-200m. Καθώς εισέρχονται στη Μεσόγειο και έπειτα της εξάτμισης που υφίστανται (Font et. al, 1998), η αλατότητα τους αυξάνεται επιπλέον.

Τις μεγαλύτερες διαφορές στη θερμοκρασία στη λεκάνη της Μεσογείου τις εντοπίσαμε στο ενδιάμεσο στρώμα (100m-400m). Οι διαφορές αυτές είναι αρνητικές και ως εκ τούτου υποδηλώνουν πως η αύξηση της αλατότητας στα εισερχόμενα νερά στο στενό του Γιβραλτάρ οδηγεί σε μείωση της θερμοκρασίας της λεκάνης της Μεσογείου. Σύμφωνα με το fig.3.14 οι διαφορές είναι αρνητικές σε όλα τα εύρη βαθών (παντού ψύξη). Στο στρώμα 0-100m βλέπουμε τις μικρότερες διαφορές θερμοκρασίας και συνεπώς παρατηρείται η μικρότερη ψύξη συγκριτικά με τα βαθύτερα στρώματα. Η εξασθένηση της στρωμάτωσης που έχει προκαλέσει η προσθήκη αυξημένης αλατότητας στα επιφανειακά κυρίως ύδατα δείχνει να έχει επηρεάσει σε μεγαλύτερο βαθμό το ενδιάμεσο στρώμα.

Εστιάζοντας στο τελευταίο διάγραμμα του fig.3.14, στις χρονοσειρές των διαφορών πυκνότητας είναι εμφανές πως οι μεγαλύτερες διαφορές εντοπίζονται στο στρώμα των 0-100m. Οι χρονοσειρές των διαφορών πυκνότητας μεταξύ Increased και Reference πειραμάτων για τα στρώματα βαθών 100m-400m και 500m-bottom χαρακτηρίζονται από σχεδόν παράλληλη πορεία όσο αυξάνει ο χρόνος ολοκλήρωσης του μοντέλου. Το γεγονός αυτό σηματοδοτεί πως ο ρυθμός αύξησης της πυκνότητας της Μεσογείου θάλασσας είναι σχεδόν παρόμοιος σε βάθη > 400m. Αντίστοιχα, παρατηρώντας τη χρονοσειρά των διαφορών των πρώτων 100m, φαίνεται πως ο ρυθμός αύξησης της πυκνότητας είναι σχεδόν διπλάσιος.

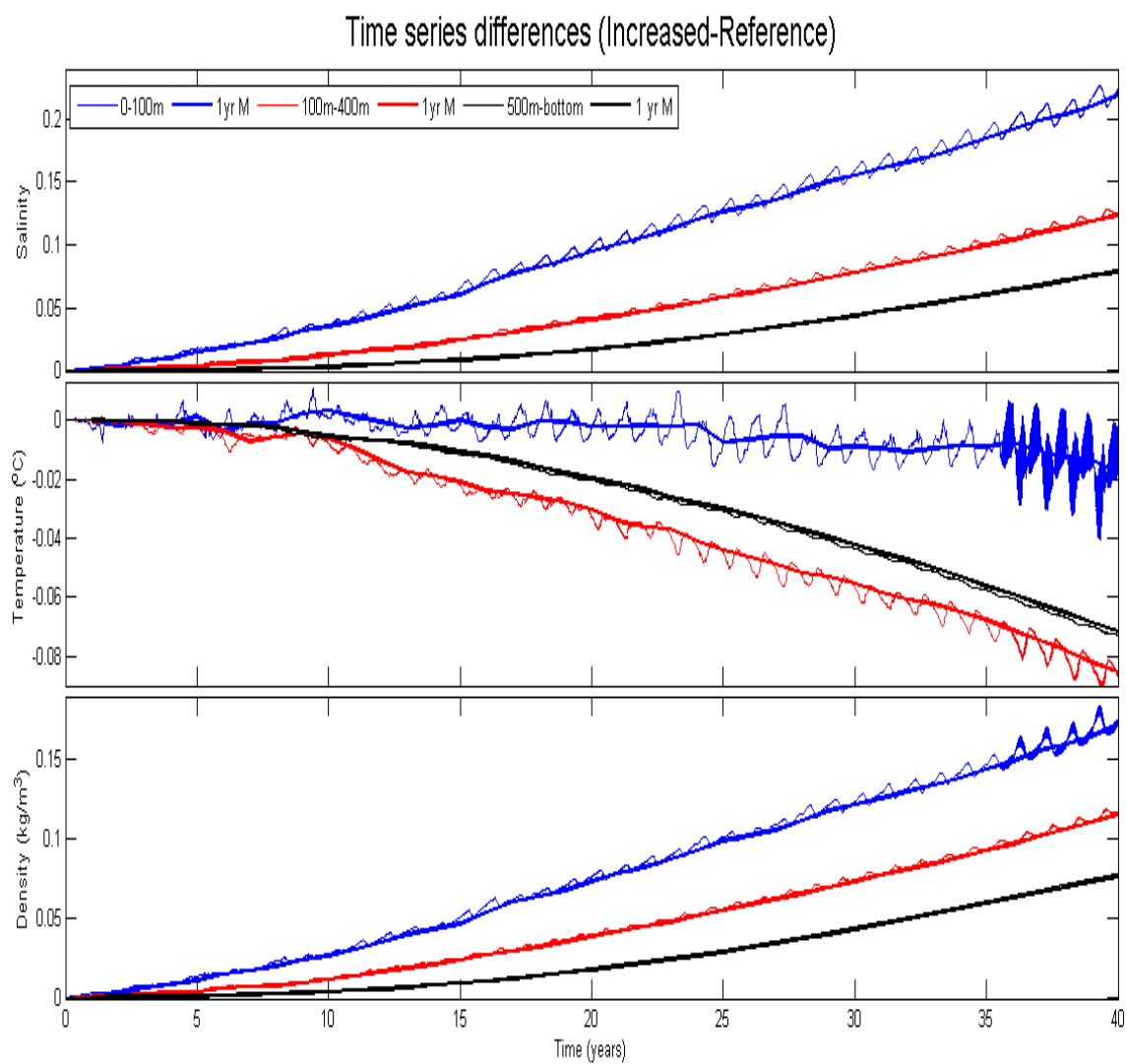


Fig. 3.14: Διαφορές χρονοσειρών θερμοαλατικών χαρακτηριστικών (increased-reference)

3.2.5 Κατακόρυφη κατανομή θερμοαλατικών χαρακτηριστικών

Ξεκινώντας από τα κάθετα προφίλ μέσης αλατότητας του τελευταίου χρόνου ολοκλήρωσης των πειραμάτων για όλη τη λεκάνη, παρατηρώντας το fig.3.15 βλέπουμε πως εμφανίζονται διαφοροποιημένα καθ' όλο το βάθος της λεκάνης. Η κατακόρυφη κατανομή του increased πειράματος, που φαίνεται με κόκκινο χρώμα στο fig.3.15, αλλά και η αντίστοιχη κατακόρυφη κατανομή του reference πειράματος, που απεικονίζεται με μπλε χρώμα, δείχνουν να ακολουθούν σχεδόν ταυτόσημες πορείες, με εκείνη του increased πειράματος να είναι μετατοπισμένη προς μεγαλύτερες τιμές αλατότητας καθ' όλο το βάθος. Η κατακόρυφη κατανομή των διαφορών αλατότητας μεταξύ των δύο πειραμάτων κάνει ξεκάθαρη αυτήν τη θεώρηση. Παρατηρώντας το (fig.3.15), εντοπίζουμε τη μέγιστη τιμή των διαφορών (~0.28) επιφανειακά. Καθώς μεγαλώνει το βάθος, η καμπύλη των διαφορών χαρακτηρίζεται από φθίνουσα τάση μέχρι το βάθος περίπου των 500m. Από εκεί και έως το βάθος των 1500m (μέσο βάθος Μεσογείου θάλασσας), ο ρυθμός μεταβολής των διαφορών αλατότητας με το βάθος είναι σχεδόν μηδενικός.

Συμπερασματικά, βλέπουμε πως αυξάνοντας την αλατότητα στο Γιβραλτάρ, παρατηρείται αύξηση της αλατότητας σε όλα τα βάθη της λεκάνης της Μεσογείου, αλλά οι περιοχές που χαρακτηρίζονται από βάθη < 500m δείχνουν να είναι περισσότερο επιρρεπείς στην αλλαγή αυτή παρουσιάζοντας αύξηση αλατότητας από 0.1 έως και 0.28 έπειτα από 40 χρόνια συνεχούς αύξησης της αλατότητας κατά 0.04 στο δυτικό όριο (Γιβραλτάρ) της Μεσογείου θάλασσας.

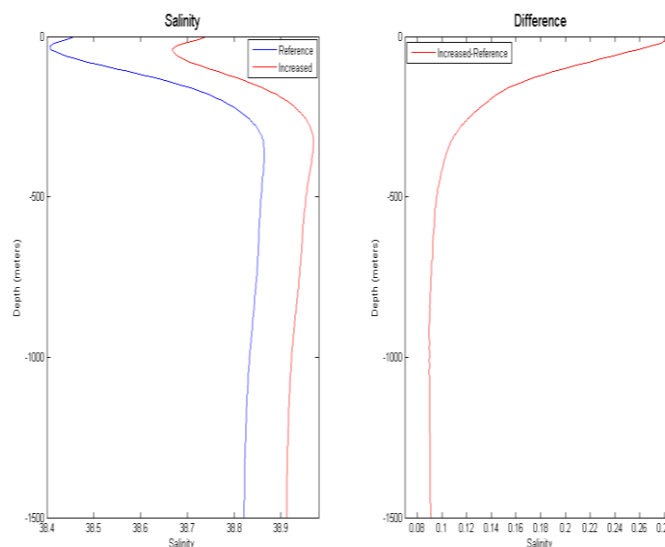


Fig. 3.15: Κατά βάθος κατανομή και διαφορές μέσης αλατότητας όλης της λεκάνης για τα δύο πειράματα.

Παρατηρώντας τις κατακόρυφες κατανομές μέσης θερμοκρασίας των increased (κόκκινη καμπύλη) και reference (μπλε καμπύλη) πειραμάτων, για τον τελευταίο χρόνο ολοκλήρωσης του αριθμητικού μοντέλου σε όλη τη λεκάνη της Μεσογείου θάλασσας (fig.3.16), βλέπουμε πως περίπου μέχρι τα 100m σχεδόν ταυτίζονται. Βαθύτερα, αρχίζουν να διαφοροποιούνται με την καμπύλη του increased πειράματος να καταλαμβάνει μικρότερες τιμές συγκριτικά με εκείνη του reference πειράματος. Η κατακόρυφη κατανομή της διαφοράς (Increased-Reference) των πειραμάτων χαρακτηρίζεται καθ' όλο το βάθος, πέραν των πρώτων 10m, από αρνητικές τιμές, δείχνοντας έτσι πως όλη η ετήσια αύξηση αλατότητας στο Γιβραλτάρ οδηγεί τη λεκάνη της Μεσογείου σε μία ψυχρότερη κατάσταση. Η καμπύλη της διαφοράς δείχνει πως σε βάθη από ~10m έως και λίγο βαθύτερα των 500m, ο ρυθμός μείωση θερμοκρασίας (ψύξη λεκάνης) είναι αρκετά έντονος. Αντίθετα, πέραν των 500m έως και τα 1500m ο ρυθμός αυτός μειώνεται. Περίπου στα 500m εντοπίζουμε τη μέγιστη τιμή διαφοράς θερμοκρασίας των δύο πειραμάτων, η οποία δείχνει μείωση της θερμοκρασίας $> 0.1^{\circ}\text{C}$.

Συμπερασματικά, ύστερα από 40 χρόνια, η αύξηση της αλατότητας των Ατλαντικών νερών προκαλεί μικρή θέρμανση επιφανειακά στη λεκάνη της Μεσογείου θάλασσας και ψύξη σε όλα τα υπόλοιπα βάθη. Στο στρώμα των ενδιάμεσων βαθών η ψύξη αυτή είναι η εντονότερη.

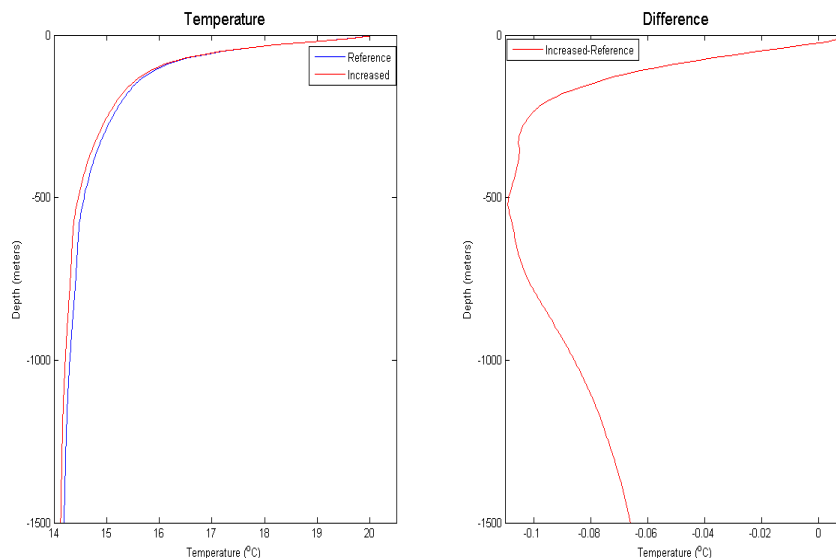


Fig. 3.16: Κατά βάθος κατανομή και διαφορές της μέσης θερμοκρασίας όλης της λεκάνης για τα τρία πειράματα.

Στο διάγραμμα της κατακόρυφης μέσης πυκνότητας του τελευταίου χρόνου ολοκλήρωσης για όλη τη λεκάνη της Μεσογείου θάλασσας, η κατανομή πυκνότητας του Increased πειράματος (κόκκινη καμπύλη) ακολουθεί παρόμοια πορεία με εκείνη του reference πειράματος (μπλε καμπύλη) (fig.3.17), αλλά είναι μετατοπισμένη προς μεγαλύτερες τιμές πυκνότητας. Βλέποντας το διάγραμμα της κατακόρυφης κατανομής της διαφοράς μεταξύ των πειραμάτων, παρατηρούμε πως σε όλα τα βάθη το πρόσημο της διαφοράς είναι θετικό, δείχνοντας με αυτόν τον τρόπο πως η πυκνότητα της λεκάνης στο increased πείραμα έχει αυξηθεί σε όλη τη λεκάνη συγκριτικά με το reference πείραμα. Η αύξηση αυτή είναι μεγαλύτερη επιφανειακά και όσο συνεχίζουμε σε μεγαλύτερα βάθη τείνει προς μικρότερες τιμές. Ο ρυθμός μεταβολής της πυκνότητας με το βάθος είναι αρκετά έντονος έως τα 400m. Στη συνέχεια ($400\text{m} < \text{βάθος} < 1000\text{m}$) αισθητά μειωμένος και ακόμη βαθύτερα έως και τα 1500m, μειώνεται ακόμη περισσότερο. Σημειώνεται πως στα 1500m η πυκνότητα παρουσιάζει αύξηση ίση $\sim 0.09 \text{ kg/m}^3$.

Παρατηρούμε πως η κατακόρυφη κατανομή πυκνότητων των δύο πειραμάτων, αλλά και η κατακόρυφη κατανομή της διαφοράς τους παρουσιάζουν ομοιότητες σε σχέση με εκείνων της αλατότητας. Και στην περίπτωση της πυκνότητας, η αύξηση της αλατότητας στο Γιβραλτάρ έχει προκαλέσει αύξηση της σε όλη τη λεκάνη της Μεσογείου. Εντονότερα είδαμε να επηρεάζονται τα επιφανειακά στρώματα. Στα στρώματα μεγαλύτερων βαθών η αύξηση είναι μικρότερη, αλλά όχι ασήμαντη.

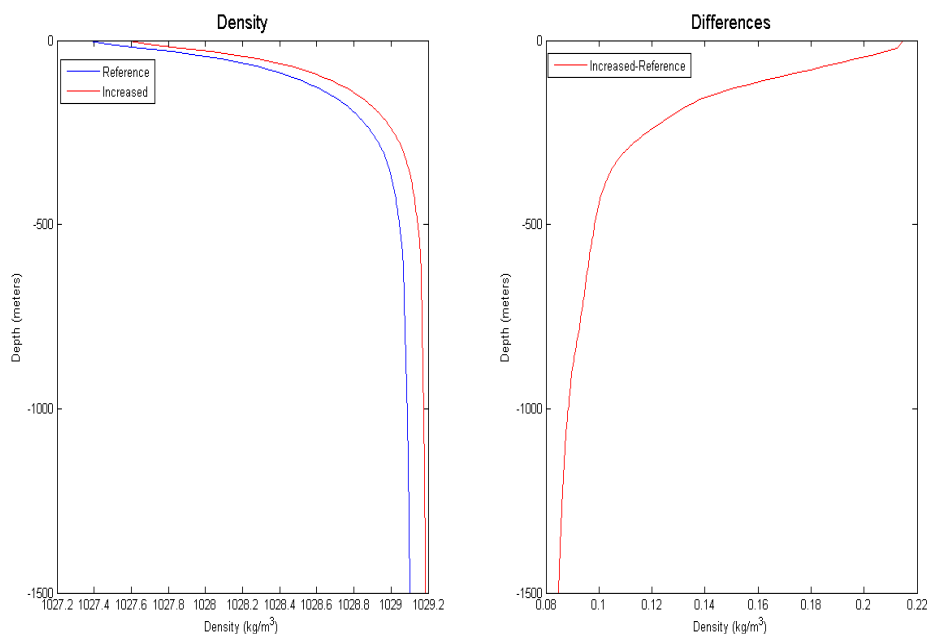


Fig. 3.17: Κατά βάθος κατανομή και διαφορές της μέσης πυκνότητας όλης της λεκάνης για τα δύο πειράματα.

3.2.6 Υπολεκάνες και μελέτη των θερμοαλατικών τους χαρακτηριστικών

Βάσει των αποτελεσμάτων μας δεν παρατηρούμε σημαντικές μεταβολές αλατότητας, πυκνότητας σε μεγαλύτερα των ≈ 200 μέτρων βάθι (fig.3.15, 3.17) και θερμοκρασίας σε μεγαλύτερα των $\approx 500\text{m}$ (fig.3.16). Το γεγονός αυτό εγείρει ερωτηματικά αρχικά μιας και η τρισδιάστατη κυκλοφορία της Μεσογείου θάλασσας συντελεί στη μεταφορά των διαταραχών και κατά βάθος και επιπλέον εξετάζοντας τους χάρτες (fig.3.1-3) και τις χρονοσειρές (fig.3.14) διαφορών των θερμοαλατικών παραμέτρων της λεκάνης της Μεσογείου παρατηρήσαμε διαφορές μικρές μεν, αλλά σημαντικές και σε μεγαλύτερα βάθη.

Η ανατολική και η δυτική λεκάνη της Μεσογείου έχουν διαφορετικά θερμοαλατικά χαρακτηριστικά και διαφορετικές κυκλοφορίες. Συνεπώς παρουσιάζουν διαφορετικές συμπεριφορές. Παρόλα αυτά το χωρικό και χρονικό averaging που χρησιμοποιούμε για τη μελέτη της μέσης κατάσταση της λεκάνης δε μας επιτρέπει να παρατηρήσουμε που ακριβώς οι μεταβολές των θερμοαλατικών χαρακτηριστικών είναι πιο σημαντικές.

Αφού μελετήσαμε τους χάρτες (fig.3.1-4) και τις χρονοσειρές (fig.3.11-14) των θερμοαλατικών παραμέτρων όλης της λεκάνης της Μεσογείου παρατηρήσαμε πως ο κύριος όγκος των διαφορών μεταξύ Increased και Reference πειράματος βρίσκεται στην περιοχή της δυτικής Μεσογείου. Ειδικότερα, σε μεγαλύτερα βάθη οι διαφορές μεταξύ των πειραμάτων στην λεκάνη της ανατολικής Μεσογείου είναι σχεδόν μηδαμινές. Για το λόγο αυτό και με σκοπό να απαντήσουμε στο γιατί οι μεταβολές της αλατότητας εντοπίζονται σε βάθη 0-200m και στο που ακριβώς υπάρχουν οι μέγιστες μεταβολές της, χωρίζουμε τη δυτική Μεσόγειο στις (4) υπολεκάνες, τις οποίες μελετούμε ξεχωριστά. Πιο συγκεκριμένα η δυτική Μεσόγειος χωρίζεται: στην Alboran, στην Liguro-Provencal-Catalan (LPC), την Algerian και την Tyrrhenian (fig.3.18). Ο διαχωρισμός αυτός της δυτικής Μεσογείου θάλασσας πραγματοποιήθηκε με βάση τα διαφορετικά θερμοαλατικά χαρακτηριστικά και την διαφορετική κυκλοφορία των εκάστοτε υπολεκανών.



Fig. 3.18: Υποπεριοχές δυτικής Μεσογείου ([researchgate.net/figure/262098299_fig6_Geography-of-the-Mediterranean-Sea-LPCthe-Liguro-Provencal-and-Catalan-sub-basins](https://www.researchgate.net/figure/262098299_fig6_Geography-of-the-Mediterranean-Sea-LPCthe-Liguro-Provencal-and-Catalan-sub-basins))

Εξετάζοντας τα προφίλ μέσης αλατότητας του τελευταίου χρόνου ολοκλήρωσης των πειραμάτων της κάθε υπολεκάνης (fig.3.19) και των διαφορών μεταξύ Increased και Reference πειράματος παρατηρούμε πως όλες οι υπολεκάνες σε βάθη μεγαλύτερα των $\approx 300\text{m}$, χαρακτηρίζονται από σχεδόν μηδενικό κατά βάθος ρυθμό μεταβολής αλατότητας. Ενδιαφέρον είναι το ότι οι διαφορές αλατότητας μεταξύ των δύο πειραμάτων για τις υπολεκάνες της δυτικής Μεσογείου (fig.3.19) χαρακτηρίζονται από τιμές αρκετά μεγαλύτερες από τις τιμές που εμφανίζει η μέση διαφορά για ολόκληρη τη Μεσόγειο θάλασσα (fig.3.15). Προκύπτει επομένως, ότι έπειτα των 40 ετών που αυξάνουμε την αλατότητα, η αύξηση της μέσης αλατότητα ολόκληρης της Μεσογείου οφείλεται κυρίως στην αύξηση της αλατότητας της Δυτικής Μεσογείου, όπως άλλωστε παρατηρήσαμε μέσω των χωρικών κατανομών των διαφορών αλατότητας σε διακριτά βάθη (κεφάλαιο 3.1).

Για να μελετήσουμε με περισσότερη λεπτομέρεια το πώς η επιβολή αύξηση της αλατότητας κατανέμεται όχι μόνο σε διάφορα βάθη, αλλά και στις επιμέρους υπολεκάνες της δυτικής Μεσογείου, παρουσιάζουμε στο fig.3.19 τις διαφορές στις υπολεκάνες Alboran, Algerian, LPC και Tyrrhenian (fig.3.18). Από το διάγραμμα fig.3.19 προκύπτει ότι οι διαφορές αλατότητας μειώνονται προς την ανατολή σε όλο το βάθος της στήλης και ο ρυθμός μεταβολής αλατότητας με το βάθος είναι πιο έντονος στην Alboran υπολεκάνη (δυτικότερη όλων). Συγκρίνοντας τις διαφορές, αλλά και τις κατακόρυφες κατανομές αλατότητας όλων των υπολεκανών, παρατηρούμε πως στην Algerian υπολεκάνη, στο στρώμα βάθους 100m έως 400m η αύξηση αλατότητας είναι η μεγαλύτερη και όχι της Alboran, που σημαίνει ότι το σήμα αύξησης αλατότητας δε μεταδίδεται εντελώς «γραμμικά» με την απόσταση από το Γιβραλτάρ, αλλά ακολουθεί την κυκλοφορία της περιοχής.

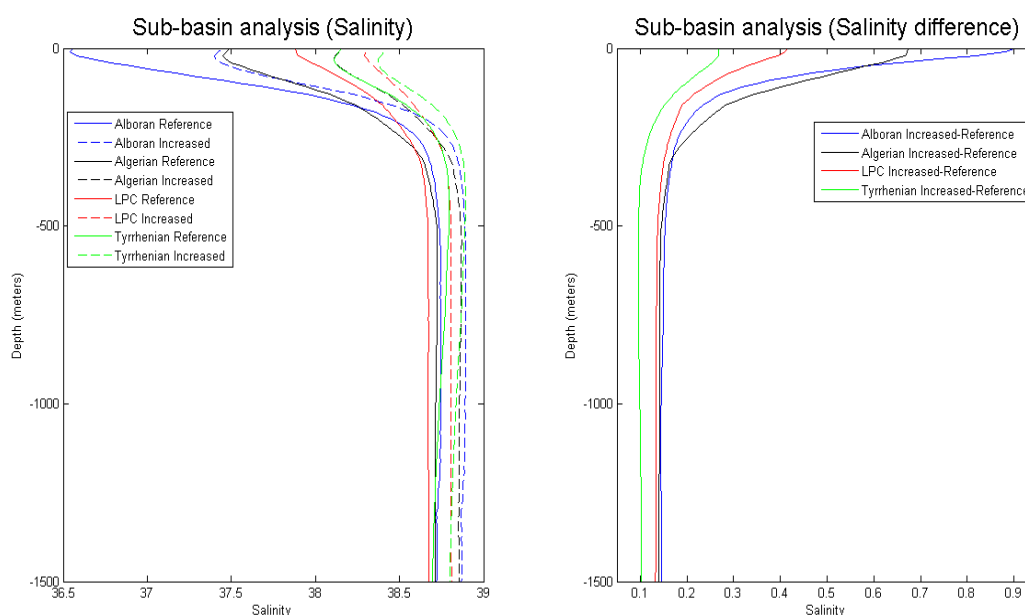


Fig. 3.19: Αλατότητα και διαφορές των υπολεκανών της δυτικής Μεσογείου θάλασσας.

Στο διάγραμμα που ακολουθεί (fig.3.20) παρουσιάζονται οι κατά βάθος κατανομές μέσης πυκνότητας του τελευταίου χρόνου προσομοίωσης των πειραμάτων και οι διαφορές μεταξύ κατάστασης αυξημένης αλατότητας και αναφοράς για όλες τις υπολεκάνες στις οποίες έχουμε τμήσει τη Δυτική Μεσόγειο θάλασσα. Όλες οι κατανομές πυκνότητας για τις εκάστοτε υπολεκάνες είναι παρόμοιες. Η κύρια διαφορά είναι πως ξεκινούν από διαφορετικές τιμές πυκνότητας, αλλά καθώς αυξάνει το βάθος, αυξάνουν και καταλήγουν όλες περίπου στο ίδιο μέγιστο ($\sim 1029,2 \text{ kg/m}^3$). Παρατηρούμε την ομοιότητα των κατακόρυφων κατανομών πυκνότητας με τις αντίστοιχες κατανομές αλατότητας (fig.3.19).

Οι διαφορές πυκνότητας, όπως και οι διαφορές αλατότητας για τις υπολεκάνες δείχνουν ελάττωση πυκνότητας τόσο με το βάθος, αλλά και με το γεωγραφικό μήκος.

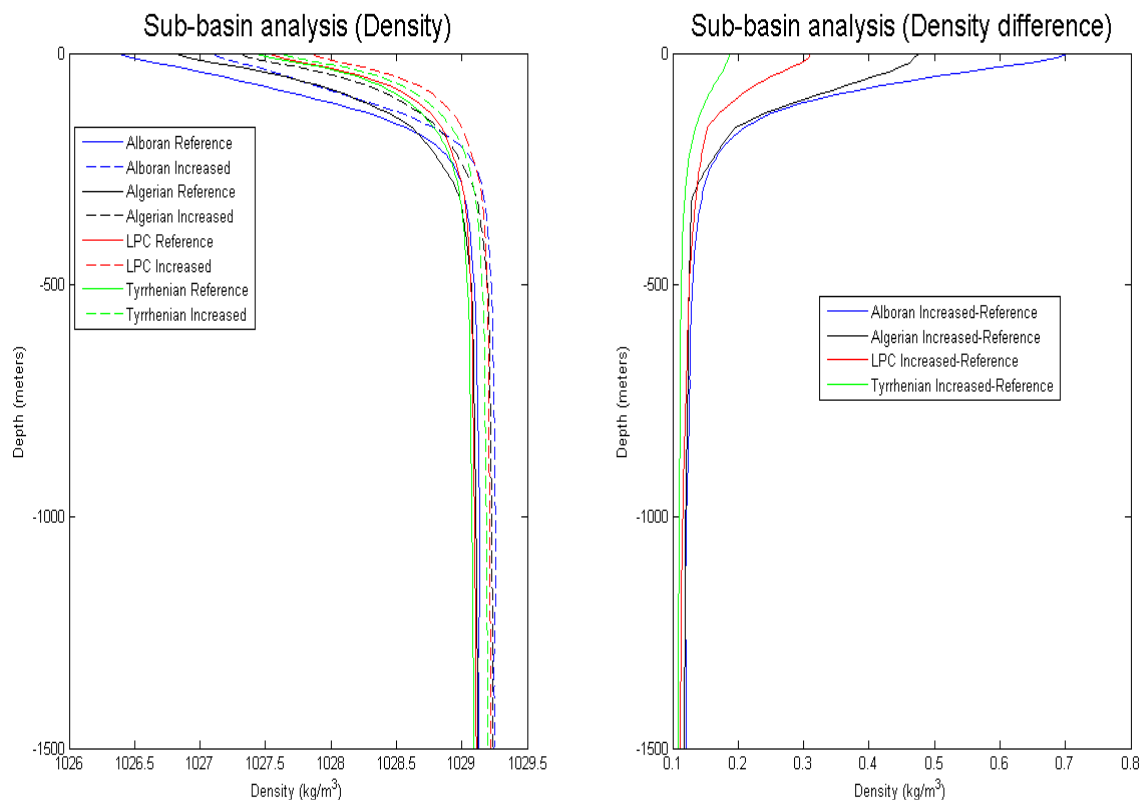


Fig. 3.20: Πυκνότητα και διαφορές των υπολεκανών της δυτικής Μεσογείου θάλασσας.

Στο επόμενο διάγραμμα (fig.3.21) παρουσιάζεται η διαφορά αλατότητας (Increased-Reference πειράματος) κατά τον τελευταίο χρόνο λειτουργίας του αριθμητικού μοντέλου σε τομή (διεύθυνσης δύσης-ανατολής) μεταξύ LPC και Tyrrhenian υπολεκανών στις 41 μοίρες (βόρεια) γεωγραφικού πλάτους. Παρατηρούμε πως στην LPC υπολεκάνη οι διαφορές είναι εντονότερες (0.35 έως 0.8) στα πρώτα 300 μέτρα, ενώ όσο συνεχίζουμε ανατολικότερα στην Tyrrhenian η διαφορά κυμαίνεται μεταξύ του 0.2 και του 0.35. Σημαντικό είναι το γεγονός πως εντός της LPC υπολεκάνης, παρατηρείται σημαντική αύξηση αλατότητας έως και τα 1500 μέτρα βάθος. Δυτικότερα (10-13 μοίρες γ. μήκους) στην Tyrrhenian υπολεκάνη αύξηση της αλατότητας > 0.2 δεν ξεπερνά τα 300 μέτρα. Βάσει αυτών των παρατηρήσεων ισχυροποιείται ο συλλογισμός μας πως κάποιος μηχανισμός που δραστηριοποιείται στην περιοχή της Algerian υποπεριοχής λειτουργεί καταλυτικά στο να διαδίδει το σήμα (αυξημένης αλατότητας) μας και κατά βάθος.

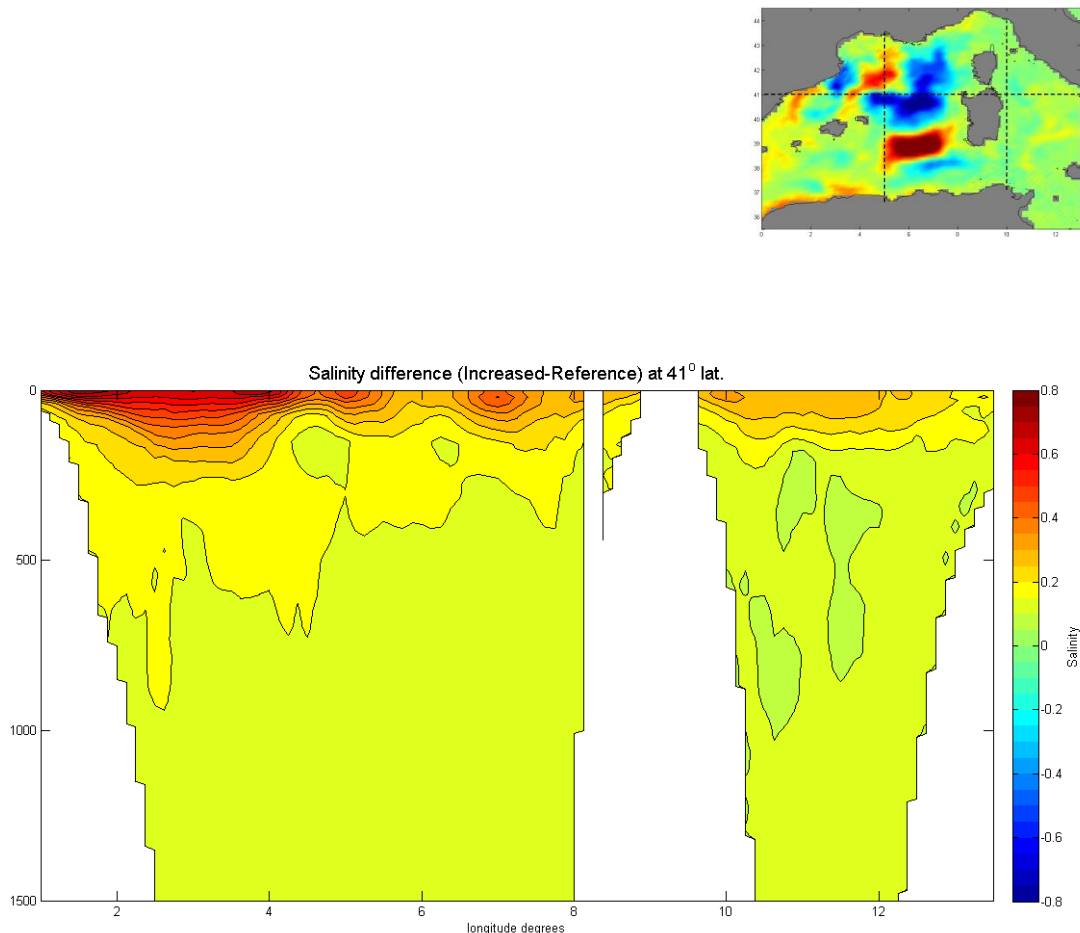


Fig. 3.21: Τομή διαφοράς αλατότητας των υπολεκανών LPC και Tyrrhenian της Μεσογείου θάλασσας.

Στο fig.3.22 εξετάζουμε τομή διεύθυνσης νότου-βορρά της LPC υποπεριοχής στις 5 μοίρες (ανατολικά) γεωγραφικού μήκους. Διαφορές αλατότητας > 0.2 μεταξύ πειράματος αυξημένης αλατότητας (Increased) και αναφοράς (Reference) (τελευταίος χρόνος ολοκλήρωσης) εντοπίζονται σε βάθη > 500 μέτρων. Ανάμεσα στις 41-42 μοίρες γεωγραφικού πλάτους, περιοχή όπου βρίσκεται ο κόλπος του Λέοντα όπου και δημιουργούνται βαθιά νερά (Houpert et al, 2013), εντοπίζουμε αρκετά μεγάλες τιμές διαφοράς αλατότητας μεταξύ των δύο καταστάσεων στο επιφανειακό στρώμα. Αντίστοιχα παρατηρώντας την κατά βάθος διαφορά αλατότητας στην Tyrrhenian υπολεκάνη (10 μοίρες γ. μήκος) βλέπουμε πολύ μικρότερες τιμές επιφανειακά και σχεδόν μηδενικές αρκετά βαθύτερα.

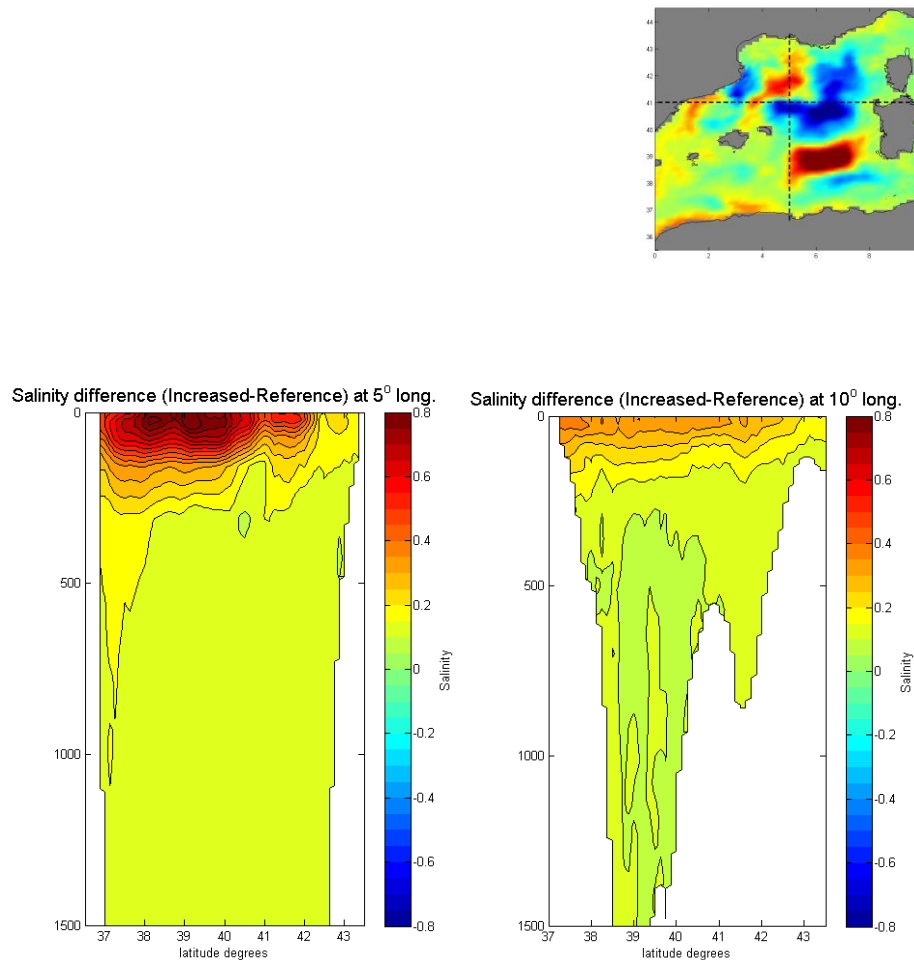


Fig. 3.22: Τομή διαφοράς αλατότητας διεύθυνσης νότου-βορρά της LPC και Tyrrhenian υπολεκάνης.

Εξετάζοντας με παρόμοιες, όπως παραπάνω, τομές τις διαφορές μέσης πυκνότητας (τελευταίος χρόνος ολοκλήρωσης των πειραμάτων) μεταξύ των Increased και

Reference πειραμάτων (fig.3.23-24) παρατηρούμε πως στην περιοχή της LPC υπολεκάνης οι μεγαλύτερες διαφορές πυκνότητας ($0.2-0.6 \text{ kg/m}^3$) εντοπίζονται κυρίως επιφανειακά, αλλά και έως το βάθος των 500m. Από τα 500m έως και τα 1500m οι διαφορές μεταξύ των δύο πειραμάτων σταθεροποιούνται στα 0.1 kg/m^3 . Ανατολικότερα, στην Tyrrhenian υπολεκάνη οι επιφανειακές διαφορές, που αποτελούν και τις μέγιστες (>0.2) είναι αρκετά μικρότερες συγκριτικά με της LPC υπολεκάνης. Βαθύτερα των $\sim 150\text{m}$ οι διαφορές πυκνότητας σταθεροποιούνται γύρω από $0.1-0.15 \text{ kg/m}^3$.

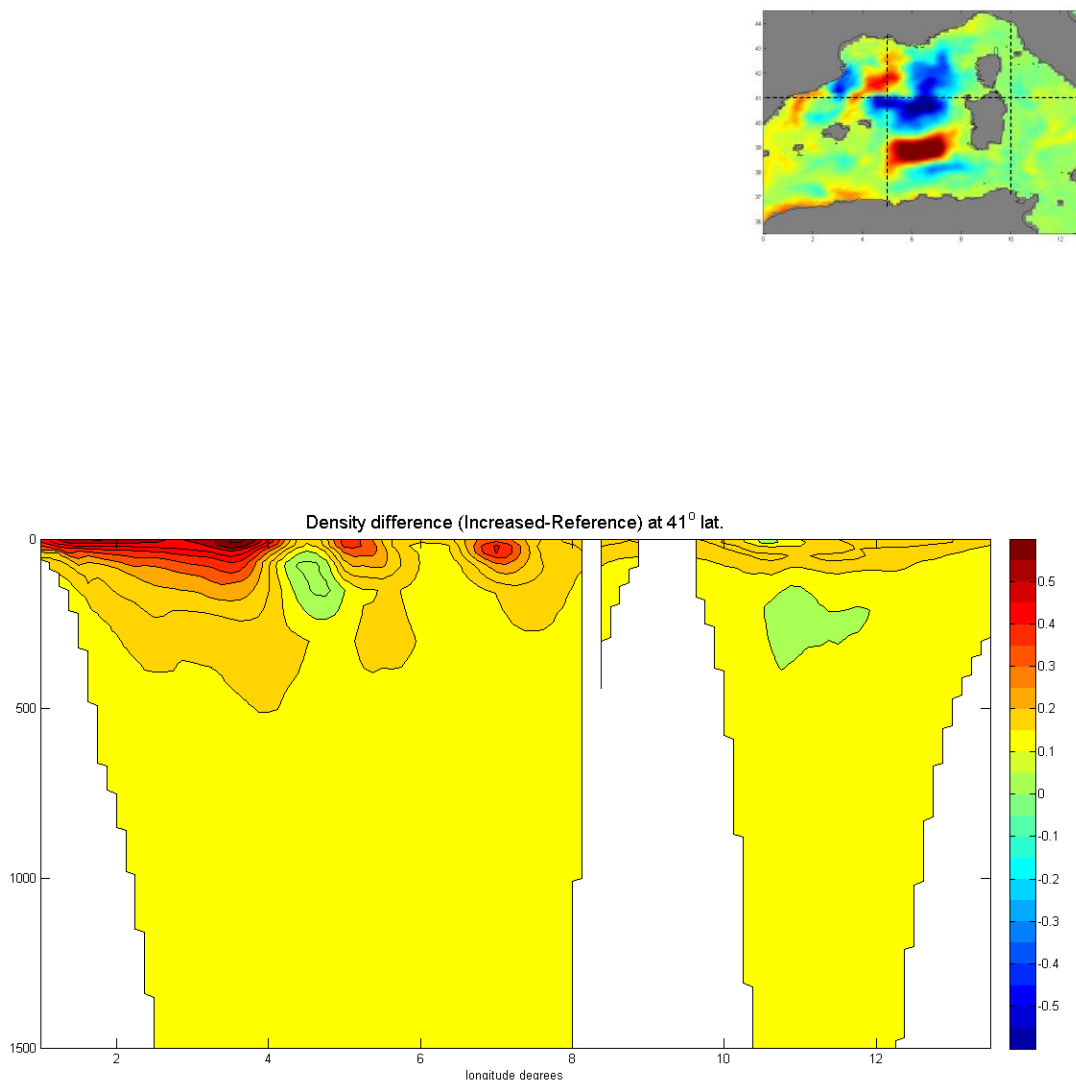


Fig. 3.23: Τομή διαφοράς πυκνότητας διεύθυνσης δύσης-ανατολής της LPC και Tyrrhenian υπολεκάνης.

Μελετώντας την τομή νότου-βορρά για την LPC υπολεκάνη, στις 41° (κόλπος του Λέοντα- περιοχή δημιουργίας πυκνών νερών) παρατηρείται ένα μέγιστο διαφορών, που σηματοδοτεί πως το increased πείραμα έχει ενισχύσει την περιοχή με πλέον

πυκνά νερά, γεγονός το οποίο θα μπορούσε να ενισχύσει τη διαδικασία δημιουργίας πυκνών νερών. Πέρα από το μέγιστο αυτό επιφανειακά, παρατηρούμε πως και κατά βάθος υπάρχει αυτή η βαθμίδα διαφορών, με φθίνουσα τάση βέβαια καθώς το βάθος μεγαλώνει. Γενικότερα, είναι ορατό πως στην τομή της LPC υπολεκάνης, η ευρύτερη περιοχή χαρακτηρίζεται από έντονες ($>0.15 \text{ kg/m}^3$) διαφορές πυκνότητας μέχρι περίπου το βάθος των 500m. Στο αμέσως διπλανό διάγραμμα του fig.3.24, όπου φαίνεται μια αντίστοιχη τομή στην Tyrrhenian υπολεκάνη, βλέπουμε πως οι διαφορές χαρακτηρίζονται από μικρότερες τιμές συγκρίνοντας περιοχές των ίδιων βαθμών.

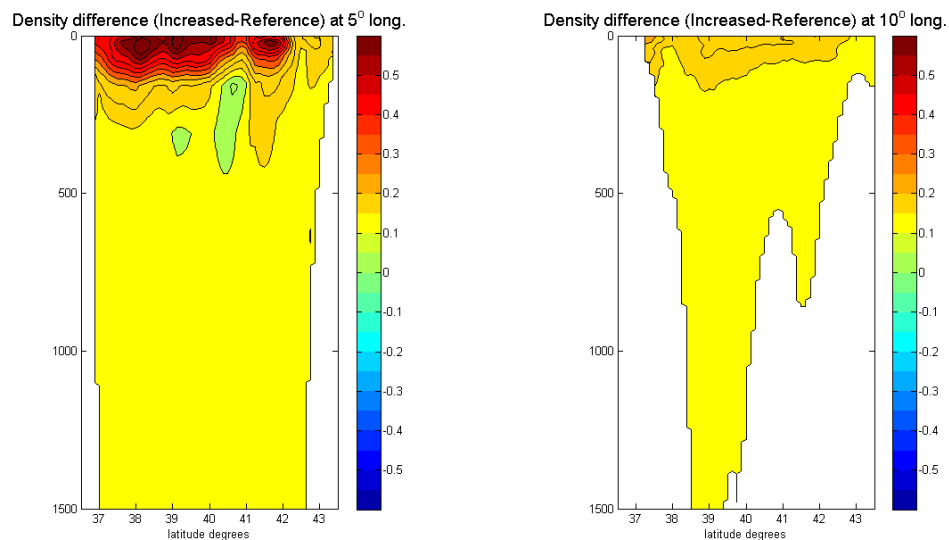


Fig. 3.24: Τομή διαφοράς πυκνότητας διεύθυνσης νότου-βορρά της LPC και Tyrrhenian υπολεκάνης.

Συμπερασματικά, βάσει των παραπάνω καταλήγουμε στο ότι το σήμα αυξημένης αλατότητας δείχνει να διαδίδεται ισχυρά όχι μόνο επιφανειακά, αλλά και κατά βάθος στην LPC και να επηρεάζει περισσότερο τα χαρακτηριστικά της, ενώ η γειτονική της Tyrrhenian υπολεκάνη φαίνεται να μην επηρεάζεται επιφανειακά, αλλά και κατά βάθος σε τόσο μεγάλο βαθμό. Το γεγονός παρατήρησης αρκετά μεγάλων διαφορών πυκνότητας μεταξύ increased και reference πειράματος στην LPC υπολεκάνη, όπου βρίσκεται και ο κόλπος του Λέοντα, πιθανόν να υποδηλώνει

ενίσχυση του μηχανισμού δημιουργίας πυκνών νερών λόγω της αυξημένης επιφανειακής αλατότητας που φτάνει μέσω κυκλοφορίας στην περιοχή αυτή.

Η επιφανειακή κυκλοφορία της Μεσογείου (παρ. 3.1.3) φανερώνει, όσο αυξάνει η αλατότητα που εισάγουμε στο στενό του Γιβραλτάρ, εντονότερους κυκλοφοριακούς σχηματισμούς στην περιοχή των LPC και Algerian υπολεκανών (fig.3.25). Η αύξηση της αλατότητας των AW ενισχύει τον κυκλοφοριακό σχηματισμό που εντοπίζεται νότια της περιοχής του κόλπου του Λέοντα και ανάμεσα σε Βαlearίδες νήσους, την Κορσική και τη Σαρδηνία. Αυτό το κυκλοφοριακό κύτταρο κατεύθεται τα επιφανειακά νερά από τον κόλπο του Λέοντα νοτιοανατολικά και στη συνέχεια νότια προς τις Ακτές της Αλγερίας, όπου κάποια έπειτα διαφεύγουν προς ανατολικότερα προς το στενό της Σικελίας ενώ κάποια άλλα, μέσω του αντικυκλώνα νότια της Μαγιόρκα, επιστρέφουν στην περιοχή της Algerian υποπεριοχής. Στα επόμενα διαγράμματα παρουσιάζουμε κυκλοφορία και πυκνότητα για τον τελευταίο χρόνο ολοκλήρωσης των πειραμάτων, αλλά και διαφορές μεταξύ increased και default κατάστασης σε βάθος 0-100m (fig.3.25), 100m-400m (fig.3.26) και 500m-bottom (fig.3.27) αντίστοιχα.

Στο βάθος των 0-100m (fig.3.25) η μέση κυκλοφορία θυμίζει αρκετά την επιφανειακή (fig.3.4). Βλέπουμε τους επιμέρους αντικυκλωνικούς σχηματισμούς του reference πειράματος, στην περιοχή ανάμεσα των Βαlearίδων νήσων και Κορσικής-Σαρδηνίας, να έχουν συγχωνευθεί σχηματίζοντας έναν ευρύτερο αντικυκλώνα στο increased πείραμα, που καταλαμβάνει αρκετά μεγαλύτερη περιοχή. Παρατηρούμε επίσης, την αρκετά αυξημένη πυκνότητα στην περιοχή βόρεια στην LPC υπολεκάνη στο increased πείραμα.

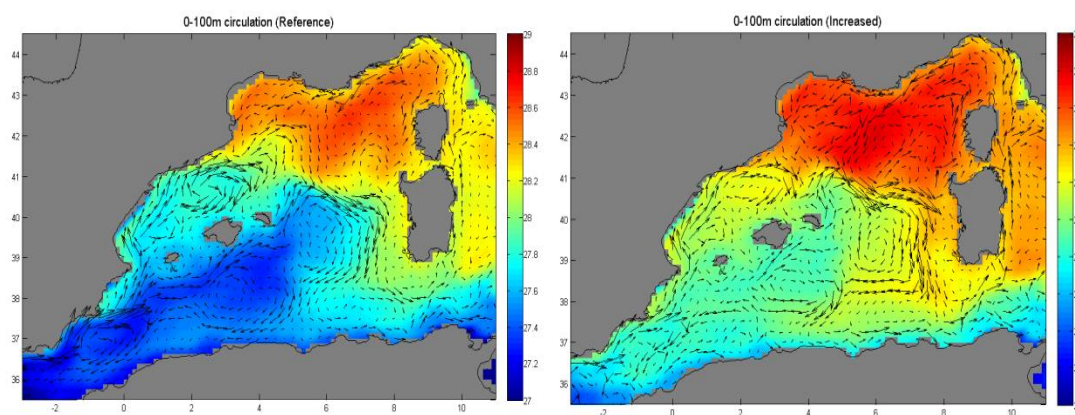


Fig. 3.25: Κυκλοφορία, πυκνότητα υπολεκάνων δυτικής Μεσογείου σε βάθος 0-100m.

Στα ενδιάμεσα βάθη 100m-400m (fig.3.26), οι κυκλοφορίες των δύο πειραμάτων παρουσιάζονται εξασθενημένες συγκρίνοντας τις με τις αντίστοιχες επιφανειακές.

Συγκρίνοντας τις όμως μεταξύ τους, βλέπουμε πως στο increased πείραμα η κυκλοφορία είναι εντονότερη σχετικά με εκείνη του reference πειράματος. Αυτό, ίσως να οφείλεται στις ισχυρότερες βαθμίδες πυκνότητας που πιθανότατα έχουν διαμορφωθεί λόγω της αυξημένης αλατότητας που επιβάλλουμε στο Γιβραλτάρ. Εστιάζοντας τώρα στις πυκνότητες των δύο πειραμάτων, εμφανής είναι η μεγαλύτερη πυκνότητα του increased πειράματος συνολικά για όλη την περιοχή της Δυτικής Μεσογείου, αλλά ακόμα πιο μεγάλη δείχνει να είναι βορειότερα, στην LPC υπολεκάνη, στην περιοχή του κόλπου του Λέοντα, αλλά και βορειοδυτικότερα έως τα σύνορα της LPC υπολεκάνης με την Tyrrhenian. Ενδιαφέρον είναι, πως στο συγκεκριμένο εύρος βάθους (100m-400m) κινούνται τα ενδιάμεσα Λεβαντινά νερά (LIW) της Μεσογείου θάλασσας, τα οποία συγκρίνοντας τα πειράματα μεταξύ τους, παρατηρούμε πως έχουν οδηγηθεί σε μία αρκετά πιο πυκνή κατάσταση.

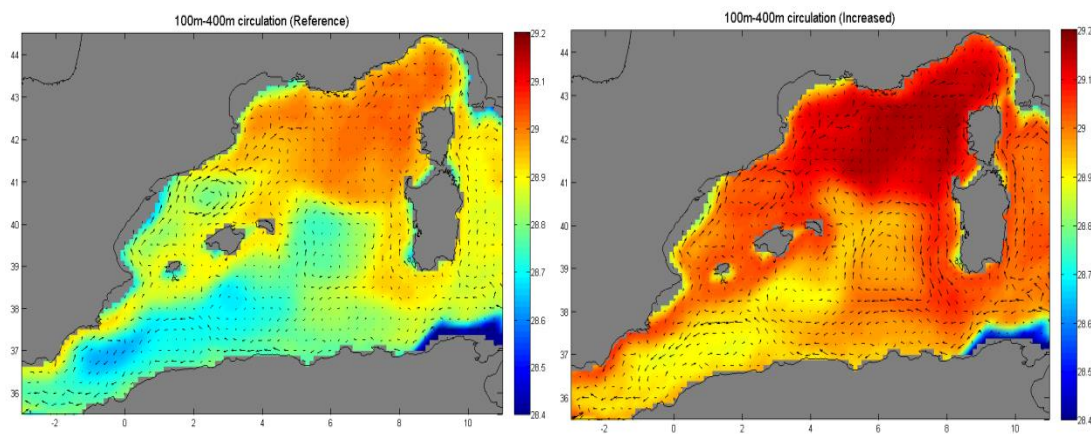


Fig. 3.26: Κυκλοφορία, πυκνότητα υπολεκάνων δυτικής Μεσογείου σε βάθος 100m-400m.

Στο βάθος των 500m-bottom (fig.3.27), η κυκλοφορία στο increased πείραμα φαίνεται πιο ενισχυμένη συγκριτικά με εκείνη του reference πειράματος. Οι κυκλοφοριακοί σχηματισμοί δείχνουν να είναι παρόμοιοι και στα δύο πειράματα, αλλά στο increased φαίνεται να χαρακτηρίζονται από μεγαλύτερο μέτρο ταχύτητας, ιδίως στην Algerian και Alboran υπολεκάνη. Πλέον οι διαφορές πυκνότητας είναι εμφανείς και συνάμα έντονες καθ' όλη την έκταση της Δυτικής Μεσογείου και ακόμα εντονότερες στα νοτιοδυτικότερα γεωγραφικά πλάτη.

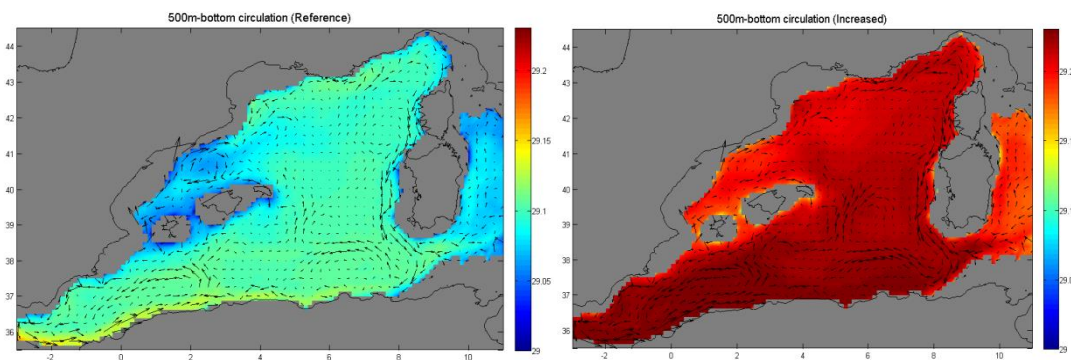


Fig. 3.27: Κυκλοφορία, πυκνότητα υπολεκάνων δυτικής Μεσογείου σε βάθος 500m-bottom.

Συμπεραίνοντας εκ των άνωθεν και παρατηρώντας προσεκτικά την κυκλοφορία στις υπολεκάνες της δυτικής μεσογείου θάλασσας ιδίως στις LPC και Algerian υπολεκάνες βλέπουμε την παρουσία ενός έντονου αντικυκλωνικού σχηματισμού, ο οποίος εμφανίζεται εντονότερος στο πείραμα αυξημένης αλατότητας (increased) και άρα αποτελεί προϊόν της αλλαγής που εισάχθηκε στα εισερχόμενα ατλαντικά νερά, ο οποίος δείχνει να ορίζει την πορεία των νερών της περιοχής κατευθύνοντας τα κυρίως εντός της περιοχής ανάμεσα σε Βαλεαρίδες νήσους και Κορσική, Σαρδηνία και ως αποτέλεσμα εγκλωβίζοντας τα στην εν λόγω περιοχή, μη επιτρέποντας τους να διαφύγουν εύκολα προς τα ανατολικότερα γεωγραφικά μήκη. Σίγουρα υπάρχει ένας όγκος υδάτων που συνεχίζει την πορεία του προς την ανατολική μεσόγειο, ο οποίος θα ήταν ευρύτερος στην περίπτωση απουσίας του ισχυρού αντικυκλώνα που εμφανίζεται στις LPC και Algerian υπολεκάνες. Η διαφοροποιημένη αυτή κυκλοφορία του increased πειράματος εμποδίζει σε κάποιο βαθμό τη διάδοση του σήματος αυξημένης αλατότητας προς την ανατολή και έτσι δικαιολογείται το ότι δεν παρατηρούμε τόσο μεγάλες διαφορές στα θερμοαλατικά χαρακτηριστικά μεταξύ increased και reference πειράματος στην ανατολική μεσόγειο, όσο παρατηρούμε στη Δυτική Μεσόγειο θάλασσα.

Στην LPC υπολεκάνη το σήμα αυξημένης αλατότητας φαίνεται να καταφέρνει να διεισδύει σε μεγαλύτερο βάθος (fig.3.23, 3.24) και επιπλέον, λόγω της κυκλοφορίας της περιοχής, ένα μεγάλο μέρος του εγκλωβίζεται σε αυτήν (fig.3.27). Το υπόλοιπο μέρος του σήματος περνά αρκετά εξασθενημένο ανατολικότερα στις υπόλοιπες περιοχές της Μεσογείου. Ο μηχανισμός δημιουργίας βαθιών νερών της περιοχής του κόλπου του Λέοντα πιθανόν να συντελεί στη μεταφορά του σήματος αυξημένης αλατότητας στα βαθύτερα στρώματα μιας και ο ρυθμός δημιουργίας, αλλά και οι ιδιότητες των βαθιών νερών της Δυτικής Μεσογείου θάλασσας (WMDW) δείχνουν να εξαρτώνται από τα χαρακτηριστικά των εισερχόμενων Ατλαντικών νερών (AW) (Wu and Haines, 1998). Ο μηχανισμός αυτός πιθανόν να ενισχύεται με την επιφανειακή αύξηση αλατότητας (Skliris et al., 2006) που θέτουμε στα εισερχόμενα, μέσω του στενού του Γιβραλτάρ, Ατλαντικά νερά (AW).

4^ο Κεφάλαιο: Συμπεράσματα

Στην παρούσα εργασία μελετήθηκε η επίδραση της αύξησης της αλατότητας των νερών ατλαντικής προέλευσης (AW), που εισέρχονται στη λεκάνη της Μεσογείου θάλασσας διαμέσου του στενού του Γιβραλτάρ, στη δυναμική και τα χαρακτηριστικά της. Για τον σκοπό αυτό, πραγματοποιήθηκαν δύο πειράματα με τη χρήση του αριθμητικού μοντέλου POM, με χωρική ανάλυση $1/8^\circ \times 1/8^\circ$ ($\sim 12\text{km}$) και χρόνο ολοκλήρωσης τα σαράντα χρόνια. Το πρώτο πείραμα αποτελεί το πείραμα αναφοράς (Reference), ενώ στο δεύτερο πείραμα η αλατότητα στο Δυτικό όριο (Γιβραλτάρ) αυξάνεται κατά 0.04 ετησίως (Increased). Οι αρχικές συνθήκες θερμοαλατικών χαρακτηριστικών προέρχονται από τη βάση δεδομένων MEDAR/MEDATLAS 2002 και οι αρχικές ατμοσφαιρικές/κλιματολογικές συνθήκες από τη βάση δεδομένων του ECMWF.

Η μέση αλατότητα που χαρακτηρίζει τη λεκάνη έπειτα των σαράντα ετών (χρόνος ολοκλήρωσης των πειραμάτων) εμφανίζεται αυξημένη καθ' όλο το βάθος της Μεσογείου, με πιο έντονη την αύξηση της αλατότητας να παρατηρείται στα επιφανειακά στρώματα (0-100m). Η θερμοκρασία της λεκάνης μειώνεται, επίσης σε όλο το βάθος της λεκάνης παρουσιάζοντας μέγιστη μείωση στο στρώμα ενδιάμεσων βαθών (100m-400m). Η αυξημένη αλατότητα που εισέρχεται στη Μεσόγειο μέσω των κυρίως επιφανειακών (0-200m) ατλαντικών νερών (AW) εξασθενεί τη στρωμάτωση, προκαλεί αστάθειες και ως αποτέλεσμα ενισχύει την ανάμειξη των υποκείμενων ψυχρότερων υδάτων με τα υπερκείμενα θερμότερα με συνέπεια την ψύξη των τελευταίων. Η πυκνότητα της λεκάνης αυξάνεται σε όλα τα βάθη. Η μεγαλύτερη αύξηση της εντοπίζεται στα βάθη 0-100m.

Αναφορικά με την κυκλοφορία της Μεσογείου θάλασσας, διαφορές διαφαίνονται κυρίως στη δυτική της λεκάνη, όπου παρατηρείται μετατόπιση κυκλοφοριακών σχηματισμών με χαρακτηριστικό παράδειγμα, την μετατόπιση του αντικυκλώνα βορειοδυτικά των Βαλεαρίδων νήσων. Επιπρόσθετα, στα βορειοδυτικά παράλια της Δυτικής Μεσογείου τα αποτελέσματα του πειράματος αυξημένης αλατότητας οδηγούν σε εξασθένηση της παράκτιας κυκλοφορία και σε ενίσχυση της, νότια του κόλπου του Λέοντα και δυτικά της Σαρδηνίας, ενισχύοντας τον υπάρχοντα και στο reference πείραμα, αντικυκλώνα.

Η χωρική κατανομή των θερμοαλατικών χαρακτηριστικών δείχνει μέγιστες διαφορές, μεταξύ των δύο πειραμάτων, στη Δυτική λεκάνη της Μεσογείου θάλασσας. Συγκεκριμένα, η αύξηση της αλατότητας παρατηρείται χωρικά σε όλη τη λεκάνη και σε όλα τα εύρη βαθών, όπως και η πυκνότητα, η θερμοκρασία όμως εμφανίζει μία πιο πολύπλοκη κατανομή με κατά τόπους μικρές αυξήσεις (θέρμανση) και πιο έντονες μειώσεις (ψύξη). Ιδιαίτερο ενδιαφέρον αποτελεί το

γεγονός πως έντονη ψύξη φαίνεται να υφίστανται περιοχές όπου δραστηριοποιούνται μηχανισμοί δημιουργίας πυκνών νερών (κόλπος του Λέοντα).

Οι μεγαλύτερες διαφορές των θερμοαλατικών παραμέτρων παρατηρήθηκαν χωρικά και χρονικά στη Δυτική Μεσόγειο. Για αυτόν το λόγο προχωρήσαμε στο διαχωρισμό της σε υπολεκάνες εξετάζοντας εκ νέου τις κατανομές των παραμέτρων.

Χωρίζοντας τη Δυτική Μεσόγειο θάλασσα σε υπολεκάνες και εξετάζοντας τις θερμοαλατικές τους παραμέτρους, καταλήξαμε στο ότι οι υπολεκάνες του δυτικού τμήματος της Μεσογείου θάλασσας δείχνουν να επηρεάζονται εντονότερα από την αύξηση της εισερχομένης διά των Ατλαντικών νερών, εκ του στενού του Γιβραλτάρ, αυξημένης αλατότητας. Ιδίως στις LPC και Algerian υπολεκάνες (περιοχή που καταλαμβάνει όλο το τμήμα ανάμεσα σε Σαρδηνία-Κορσική και Βαlearίδες νήσους σε διεύθυνση ανατολής-δύσης και το τμήμα από τα γαλλικά παράλια έως τις ακτές της Αλγερίας σε διεύθυνση βορρά-νότου), παρατηρήσαμε πως αρκετά μεγάλες διαφορές αλατότητας και πυκνότητας, μεταξύ πειραμάτων αυξημένης αλατότητας και αναφοράς, εντοπίζονται, όχι μόνο επιφανειακά, αλλά και σε βάθη μεγαλύτερα, έως και τα 1000 μέτρα. Βάσει αυτού, θεωρήσαμε την ύπαρξη μηχανισμού, ο οποίος συντελεί στην κατά βάθος διάδοση του σήματος αυξημένης αλατότητας, που επιβάλλουμε στο Γιβραλτάρ. Πρόκειται πιθανότατα για τον μηχανισμό δημιουργίας βαθιών νερών της περιοχής του κόλπου του Λέοντα, ο οποίος ενισχύεται λόγω της επιφανειακής αύξησης της αλατότητας που έχουν επιφέρει τα Ατλαντικά νερά (AW). Το αποτέλεσμα της ενίσχυσης του μηχανισμού οδηγεί σε μεγαλύτερο ποσοστό δημιουργίας πυκνών νερών, τα οποία καθώς βυθίζονται μεταφέρουν τα όποια χαρακτηριστικά των θερμοαλατικών παραμέτρων από τα επιφανειακά στρώματα σε μεγαλύτερα βάθη. Επομένως, στην περίπτωση μας, ίσως για αυτό το λόγο παρατηρούμε τη διάδοση κατά βάθος του αυξημένης αλατότητας σήματός μας, το οποίο μάλιστα δείχνει να εγκλωβίζεται στην περιοχή αυτή λόγω της κυκλοφορίας της περιοχής των LPC και Algerian υπολεκάνων, με συνέπεια στη γειτονική προς ανατολάς Tyrrhenian υπολεκάνη να το εντοπίζουμε κυρίως επιφανειακά και αρκετά εξασθενημένο στα μεγαλύτερα βάθη. Συνεχίζοντας πλέον ανατολικά, το σήμα μας εξασθενεί ακόμα περισσότερο παρουσιάζοντας τις μεγαλύτερες τιμές του επιφανειακά, ενώ έπειτα των 200 μέτρων οι διαφορές με το πείραμα αναφοράς χαρακτηρίζονται πάρα πολύ μικρές. Συμπερασματικά, σύμφωνα με τη μελέτη των υπολεκάνων της Μεσογείου θάλασσας, παρατηρήσαμε πως κρίσιμες περιοχές για το πείραμά μας αποτελούν κυρίως η LPC και η Algerian υπολεκάνες, όπου μόνον εκεί παρατηρήθηκε σαφώς πιο έντονα κατά βάθος, η μετάδοση του σήματος αυξημένης αλατότητας που εισάγαμε στις οριακές συνθήκες του αριθμητικού μοντέλου μας.

Συνοψίζοντας, έπειτα από το πέρας της παρούσας μελέτης, παρατηρήσαμε πως αυξάνοντας την αλατότητα κατά 0.04/year (Milot et al. 2007) στα εισερχόμενα νερά

ατλαντικής προέλευσης, η Μεσόγειος θάλασσα έπειτα των 40 ετών παρουσιάζει μικρές, αλλά όχι αμελητέες διαφοροποιήσεις στα θερμοαλατικά της χαρακτηριστικά καταλήγοντας σε μία ψυχρότερη, πυκνότερη και πιο αλμυρή κατάσταση. Το στρώμα που δείχνει να επηρεάζεται περισσότερο αποτελεί εκείνο που χαρακτηρίζει τα πρώτα βάθη της στήλης (0-200m) και πιθανότατα αφορά το στρώμα εκείνο, όπου εμφανίζεται το Modified Atlantic Water (MAW). Ενδιαφέρον είναι το γεγονός πως οι αλλαγές (αύξηση αλατότητας, πυκνότητας και μείωση θερμοκρασίας) των θερμοαλατικών παραμέτρων χαρακτηρίζονται από αυξανόμενες τάσεις, που θα μεταβάλλουν ακόμα περισσότερο την κατάσταση της Μεσογείου με την πάροδο του χρόνου. Όσον αφορά τη κυκλοφορία της Μεσογείου θάλασσας παρατηρήθηκαν, κυρίως στη δυτική λεκάνη, μικρές μετατοπίσεις των υπάρχοντων κυκλοφοριακών της σχηματισμών.

Η αύξηση της αλατότητας στο δυτικό όριο της Μεσογείου για 40 χρόνια προκάλεσε αλλαγές στα θερμοαλατικά χαρακτηριστικά της, διαφοροποιώντας την ταυτότητα της και οδηγώντας τη σε μία νέα κατάσταση, η οποία είναι πιθανόν να προκαλέσει μακροπρόθεσμα μεταβολές και στον παγκόσμιο ωκεανό.

Περαιτέρω έρευνα επί του παρόντος θέματος με περισσότερα ρεαλιστικότερα (ανοιχτά όρια Μαύρης θάλασσας, εκβολές ποταμών) και λεπτομερέστερα (δοκιμές και με άλλες τιμές αύξησης αλατότητας, επαναξιολόγηση των κλιματικών μοντέλων, μεγαλύτερος χρόνος ολοκλήρωσης των μοντέλων) πειράματα θα ήταν εξαιρετικά χρήσιμη συνδράμοντας σε μία πιο σαφή εικόνα των αποτελεσμάτων.

5ο Κεφάλαιο: Βιβλιογραφία

Bethoux, J.-P., (1979). Mean water fluxes across sections in the Mediterranean sea, evaluated on the basis of water and salt budgets and of observed salinities. *Oceanological Acta* 1980 Vol. 3 No 1, pp. 79-87.

Blumberg, A., Mellor, G.L., (1987). A description of a three dimensional coastal ocean circulation model. Three dimensional coastal ocean models.

Bryden, H. L., Candela, J., Kinder, T. H., (1994). Exchange through the strait of Gibraltar. *Prog. Oceanog.* Vol. 33, pp. 201-248.

El-Geziry, T. M., Bryden, I. G., (2014). The circulation pattern in the Mediterranean Sea: issues for modeler consideration. *Journal of Operational Oceanography*. Volume 3, Issue 2, pp. 39-46.

Fichaut, M., Garcia, M. J., Giorgetti, A., Iona, A., Kuznetsov, A., Rixen, M., et al., MEDAR/ MEDATLAS 2002: A Mediterranean and Black Sea database for operational oceanography. Elsevier *Oceanogr. Ser* 69 (C), pp. 645-648.

Gill, A. E., (1982). *Atmosphere and Ocean dynamics*. Academic Press, NewYork.

Hellerman, S., Rosenstein, M., (1983). Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *Journal of physical oceanography*. Volume 13, pp. 1093-1104.

Houpert, L., et al., (2013). Observations of dense water formation and deep water changes in the northwestern Mediterranean over the recent period (2007-2012) from in-situ measurements. *Rapp. Comm. Int. Mer Medit.*, 40, 2013.

Hsu, K. J., et al., (1973). Late Miocene Desiccation of the Mediterranean. *Nature* 242, pp. 240-244.

Izquierdo, A., et al., (2016). Modelling in the strait of Gibraltar: From operational oceanography to scale interactions. *Fundamentalnaya i prikladnaya gidrofizika*, 9 (4), pp. 15-24 .

Jaeger, L., (1976). *Monatskartendes Niederschlags fur dis gabze Erde*.

Kantha, L. H., Clayson, C. A., (2000). Numerical models of oceans and oceanic processes. *International geophysics series*.

Mellor, G. L., (2004). User's guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical model.

Millot, C., (1990). The gulf of Lions' hydrodynamics. *Continental shelf research*. Vol. 10, Nos 9-11, pp. 885-894.

Millot, C., Taupier-Letage, I., (2005). Circulation in the Mediterranean Sea. *The Mediterranean Sea in Handbook of Environmental Chemistry*.

Millot, C., (2007). Interannual salinification of the Mediterranean inflow. AGU journal, volume 34, issue 21.

Papathanasiou, E., Zenetos, A., (2005). State of the Hellenic Marine Environment.

Rhein, M., (1995). Deep water formation in the western Mediterranean. Journal of Geophysical Research. Vol. 100, issue C4, pp. 6943-6959.

Robinson, A. R., Leslie, W. G., Theocharis, A., Lascaratos, A., (2001). Mediterranean Sea circulation. *Encyclopedia of Ocean Sciences*, Academic Press, 1689-1706.

Ruti, P., et al., (2007). Comparison of analysed and measured wind speeds in the perspective of oceanic simulations over the Mediterranean basin: Analyses, QuikSCAT and buoy data. Journal of marine systems, Volume 70, pp.33-48.

Sanchez-Gomez, E., et al., (2011). Evaluation of Mediterranean Sea water and heat budgets simulated by an ensemble of high resolution regional climate models. Climate Dynamics, Volume 37, Issue 9, pp. 2067-2086.

Skirris, N., et al., (2004). Hydrological changes in the Mediterranean Sea in relation to changes in the freshwater budget: A numerical modeling study. Journal of Marine Systems, Volume 65, pp. 400-416.

Tsimplis, M. N., Bryden, H. L., (2000). Estimation of the transports through the strait of Gibraltar. *Deep-Sea Research I*, 47, (12), pp. 2219-2242.

Wu, P., Haines, K., (1998). The general circulation of the Mediterranean Sea from a 100-year simulation. *Journal of geophysical research*, Volume 103, Issue C1, pp. 1121-1135.

Zavatarelli, M., Mellor, G. L., (1995). A numerical study of the Mediterranean Sea circulation. *Journal of Physical Oceanography*, Volume 25, Issue 6, pp. 1384-1414.

Zavatarelli, M., et al., (2002). Diagnostic and prognostic model studies of the Adriatic Sea general circulation: Seasonal variability. *Journal of Geophysical Research*, Volume 107, Issue C1, pp. 2.1-2.20.