



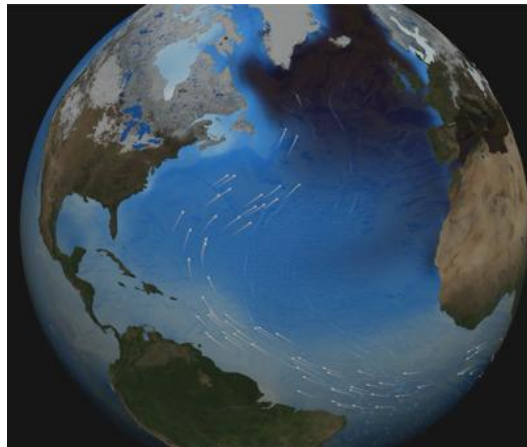
ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

Δ.Π.Μ.Σ ΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΑ ΚΑΙ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗ ΘΑΛΑΣΣΙΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

**ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ**

«Μελέτη της επίδρασης της Μεσογείου θάλασσας στη  
θερμοαλατική κυκλοφορία του Βορείου Ατλαντικού,  
με μεθόδους αριθμητικής προσομοίωσης»



*Ευσταθίου Ευαγγελία*

A.M. 215021

Επιβλέπων Καθηγητής  
**Σοφιανός Σαράντης**

Αθήνα 2017

# Περιεχόμενα

Περίληψη.....	3
Abstract.....	4
Κεφάλαιο 1: Στοιχεία Θεωρίας.....	5
1.1 Ποιοτική περιγραφή του AMOC.....	5
1.2 Κυρίαρχοι φυσικοί παράγοντες που κινούν το AMOC.....	6
1.3 Μεσημβρινή μεταφορά μάζας, θερμότητας και γλυκού νερού .....	8
1.3.1 Ορισμός AMOC .....	8
1.3.2 Μεσημβρινή Μεταφορά Θερμότητας .....	9
1.3.3 Μεσημβρινή μεταφορά γλυκού νερού .....	10
1.3.4 Δυναμικός διαχωρισμός (decomposition) του AMOC.....	10
1.4 Ανταλλαγή θαλασσιών Μαζών στο στενό του Γιβραλτάρ και Αλληλεπίδραση μεταξύ Μεσογείου- Ατλαντικού .....	11
1.4.1 Εισροή του Ατλαντικού προς την Μεσόγειο και η διαμόρφωση της κυκλοφορίας της.....	11
1.4.2 Εκροή της Μεσογείου προς τον Ατλαντικό και η μετέπειτα πορεία της.....	13
1.5 Μεσημβρινή μετατόπιση του Gulf Stream ως μέρος της Overturning κυκλοφορίας.....	15
Κεφάλαιο 2: Μεθοδολογία.....	16
2.1 Περιγραφή του Αριθμητικού Μοντέλου “NEMO” .....	16
2.2 Περιγραφή του μοντέλου Θάλασσας – Πάγου LIM3 .....	20
2.3 Ατμοσφαιρική δράση και διαμόρφωση μοντέλου .....	21
2.4 Περιγραφή Πειραματικής διαδικασίας .....	22
Κεφάλαιο 3: Ανάλυση Αποτελεσμάτων.....	23
3.1 Μελέτη των θερμοαλατικών χαρακτηριστικών .....	23
3.2 Μεσημβρινή μεταφορά όγκου, θερμότητας, αλατότητας.....	28
3.3 Πεδίο οριζόντιων ταχυτήτων .....	34
3.4 Κατακόρυφη μεταφορά μάζας .....	39
3.5 Κατακόρυφη τυρβώδης διάχυση.....	40
3.6 Παγοκάλυψη .....	42
Κεφάλαιο 4: Σύνοψη αποτελεσμάτων και συμπεράσματα .....	43
Κεφάλαιο 5: Προτάσεις για περαιτέρω μελέτη.....	45
Αναφορές.....	46

## Περίληψη

Σκοπός της παρούσας διπλωματικής είναι η διερεύνηση της επίδρασης που ασκεί η Μεσόγειος θάλασσα στην μεσημβρινή μεταφορά όγκου και θερμοαλατικών χαρακτηριστικών στο Βόρειο Ατλαντικό. Για την μελέτη χρησιμοποιήσαμε ένα παγκόσμιο συζευγμένο υδροδυναμικό σχηματισμό θάλασσας - πάγου, βασισμένο στο αριθμητικό μοντέλο NEMO. Η ανάλυση των αποτελεσμάτων φανέρωσε πως χωρίς την Μεσόγειο θάλασσα, η μεσημβρινή μεταφορά, από το γεωγραφικό πλάτος του Στενού του Γιβραλτάρ με κατεύθυνση προς τον Βορρά ενισχύεται. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα την διείσδυση επιπλέον θερμότητας και αλατιού στην Βόρεια θάλασσα δρώντας καταστροφικά στην δημιουργία πάγου, με συνέπεια να αυξηθεί η επιφανειακή πυκνότητα στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη. Το γεγονός αυτό, προκαλεί αύξηση στην δημιουργία βαθιών νερών, που όμως η μεταφορά τους προς τον Νότο, εξασθενεί. Η εξασθένιση αυτή, προκαλείται από την μείωση της ανάμειξης, η οποία δεν προσδίδει πλέον το κατάλληλο ποσό θερμότητας στα βαθιά στρώματα, εμποδίζοντας την ανάβλυσή τους. Φαίνεται πως, σε αντίθεση με την έκτασή της, η Μεσόγειος θάλασσα δρα ως ρυθμιστής της μεσημβρινής κυκλοφορίας του Ατλαντικού, συμβάλλοντας στη διατήρηση της παγκόσμιας θερμοαλατικής κυκλοφορίας.

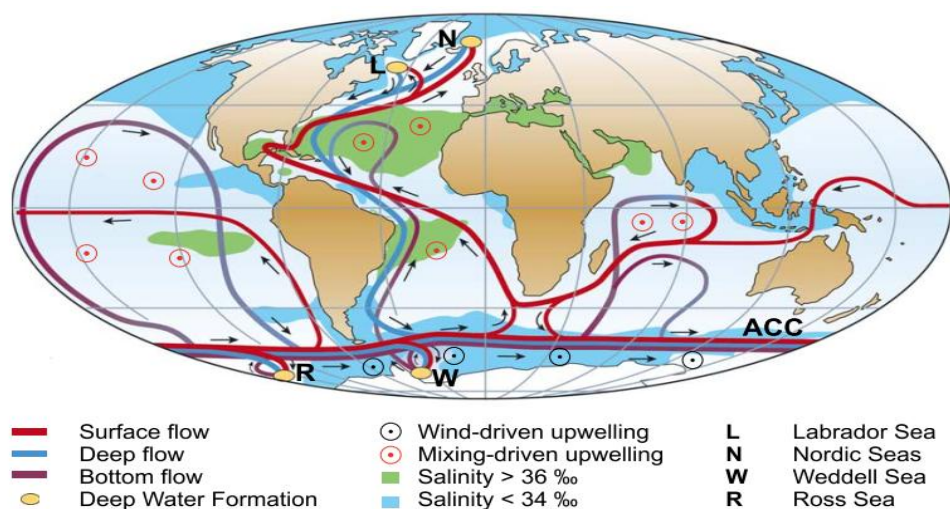
## Abstract

The aim of the present thesis is to examine the impact of the Mediterranean Sea to Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC). For this cause, we use a coupled sea-ice configuration based on the global hydrodynamic numerical model, NEMO. Our results suggest that a hypothetical non-existence of the Mediterranean Sea increases the Meridional transport from the latitude of the Gibraltar Strait towards North. This leads to a greater penetration of heat and salt to Nordic Sea. It also effectuates ice melting and increases the surface density at high latitudes. Consequently, more deep water is formed in Nordic Sea, but we observe that the deep overturning transport weakens compared to the impact of the Mediterranean Sea. This weakening is caused by the reduction of diapycnal mixing, which provides less amount of heat to deep water and, thus, impedes the upwelling. Therefore, despite its small size, the Mediterranean Sea proves to be a significant regulator of AMOC and contributes to sustainability of global conveyor belt.

# Κεφάλαιο 1: Στοιχεία Θεωρίας

## 1.1 Ποιοτική περιγραφή του AMOC

Η μεσημβρινή overturning κυκλοφορία του Ατλαντικού (**A**tlantic **M**eridional **O**verturing **C**irculation) απαρτίζεται από τέσσερις κλάδους. Ανοδικές κινήσεις (upwelling) που μεταφέρουν όγκο από τα βαθιά στρώματα κοντά στην επιφάνεια, επιφανειακά ρεύματα κοντά στην επιφάνεια που μεταφέρουν σχετικά αραιά νερά από τα μικρά γεωγραφικά πλάτη στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, απώλεια πλευστότητας των επιφανειακών νερών σε μεγάλα γεωγραφικά πλάτη που γίνονται πυκνά, βυθίζονται (down welling) και ολοκληρώνουν την overturning κυκλοφορία με τον σχηματισμό βαθιών ρευμάτων που κινούνται προς περιοχές αραιότερων νερών (**Εικόνα 1**). Αυτοί οι τέσσερις κλάδοι καλύπτουν ολόκληρο τον Ατλαντικό ωκεανό και στα δύο ημισφαίρια και διαμορφώνουν δύο κύτταρα κυκλοφορίας. Ένα κύτταρο που η «αρχή» του ορίζεται με τον σχηματισμό βαθιών νερών στον Βόρειο Ατλαντικό (NADW), το οποίο περικλείει τα νερά από την επιφάνεια έως και 2 km βάθος και καλείται upper cell. Το δεύτερο κύτταρο καταλαμβάνει τα πιο βαθιά νερά του Ατλαντικού (abyssal) και αποτελείται από βαθιά νερά που έχουν σχηματιστεί στις θαλάσσιες περιοχές κοντά στην Ανταρκτική (AABW) και αποτελεί το down cell. Το AMOC, ελέγχει σημαντικά την στρωμάτωση και την κατανομή των θαλασσίων μαζών, τα ποσά θερμότητας που μεταφέρονται στον ωκεανό, καθώς και την κυκλοφορία και αποθήκευση διαφόρων χημικών στοιχείων όπως το οξυγόνο και το διοξείδιο του άνθρακα στα βαθιά στρώματά του. Επομένως, το AMOC είναι πολύ σημαντικός παράγοντας διαμόρφωσης του παγκόσμιου κλίματος. Στην περιοχή του Βορείου Ατλαντικού η μέγιστη μεταφορά θερμότητας από τον Ισημερινό προς τον Βορρά ισούται με 1 PW (1 PW=  $10^{15}$ W) (Hall and Bryden, 1982; Ganachaud and Wunsch, 2000; Trenberth and Caron, 2001), συμβάλλοντας κυρίαρχα στην διαμόρφωση του κλίματος της βορειοδυτικής Ευρώπης.



**Εικόνα 1** Παγκόσμια overturning κυκλοφορία.

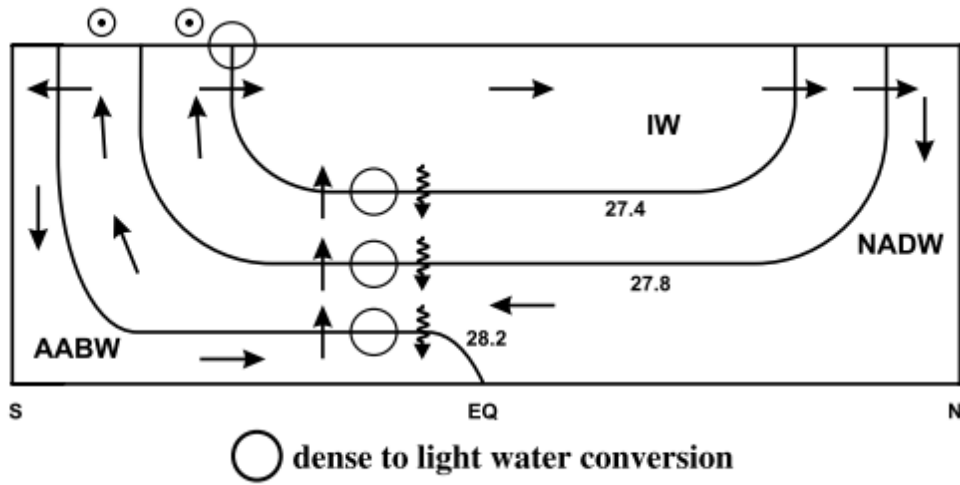
## 1.2 Κυρίαρχοι φυσικοί παράγοντες που κινούν το AMOC.

Η κυκλοφορία της ατμόσφαιρας και του ωκεανού, καθορίζονται από την επίδραση του Ήλιου και της Σελήνης. Οι επιφανειακές ροές θερμότητας, γλυκού νερού και ορμής καθώς επίσης η επίδραση της βαρύτητας και οι παλίρροιες, θέτουν τον ωκεανό σε κίνηση, είτε άμεσα είτε μέσω δευτερευόντων διεργασιών, όπως τα κύματα. Μέσω αυτών των διεργασιών, ομαδοποιούνται δύο κυρίαρχοι –έως τώρα– μηχανισμοί που κινούν το AMOC και προσφέρουν το κατάλληλο ποσό ενέργειας ώστε να διατηρείται σε steady state.

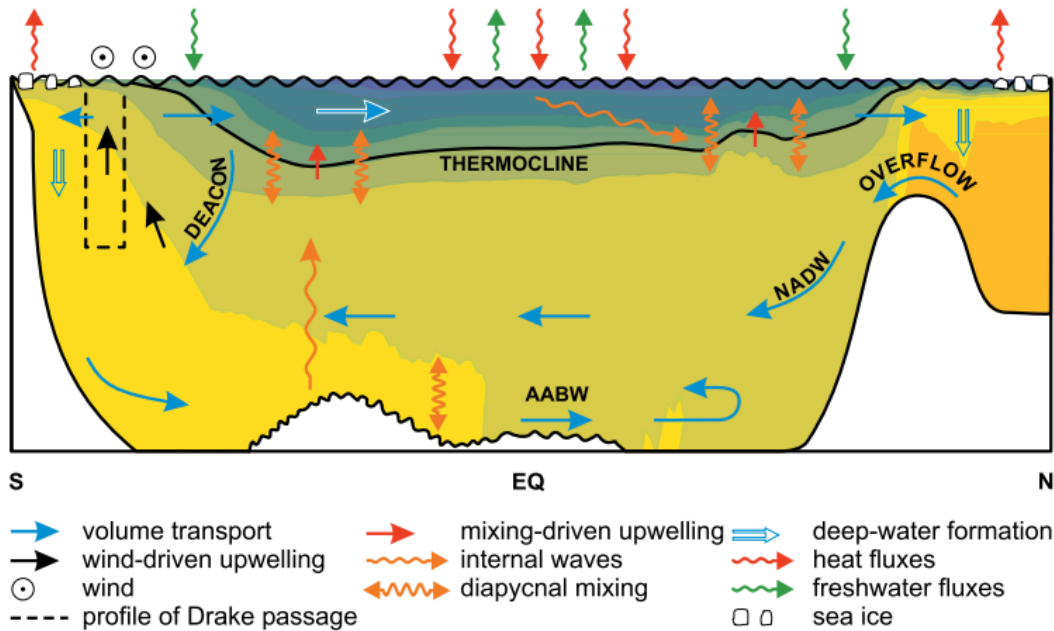
Στις αρχές του προηγούμενου αιώνα, ο *Sandstrom (1916)* πρότεινε ότι για να υφίσταται overturning κυκλοφορία, είναι απαραίτητο να υπάρχει μια πηγή θερμότητας στα βάθη του ωκεανού, ώστε αυξάνοντας την θερμοκρασία του νερού, να μειώνεται η πυκνότητά του και κατ' επέκταση να αυξάνεται η δυναμική δυναμική του ενέργεια (**Gravitation Potential Energy**). Λίγο αργότερα ο *Jeffrey (1925)* πρότεινε ότι η τυρβώδης ανάμειξη είναι ο κινητήριο μηχανισμός του AMOC. Οι *Munk και Wunsch (1998)* και ο *Huang (1999)* απέδειξαν ότι η τυρβώδης ανάμειξη κάθετα στις ισόπυκνες επιφάνειες (turbulent diapycnal mixing), σε ισορροπία με την αργή ανάβλυση που παρατηρείται, μεταφέρει θερμότητα προς τα κάτω, αυξάνοντας την GPE των βαθιών θαλάσσιων μαζών, αναγκάζοντάς τες να ανέβουν προς την επιφάνεια. Οι *Paparella και Young (2002)* απέδειξαν ότι η θέρμανση και ψύξη του νερού, μόνο από την επιφάνεια, δεν μπορεί να προσδώσει την απαιτούμενη τύρβη ώστε να κινήσει και να διατηρήσει την βαθιά ροή. Για τον λόγο αυτό απαιτείται και άλλη πηγή, μηχανικής ενέργειας, όπως είναι οι άνεμοι και οι παλίρροιες. Όμως, όπως απέδειξαν οι *Wang και Huang (2005)*, το ποσό της μηχανικής ενέργειας που διατίθεται από την ατμοσφαιρική δράση, δεν είναι ικανό να εξηγήσει την κυκλοφορία που παρατηρείται στον ωκεανό. Μια διαφορετική θεωρία αποδίδει την ανάβλυση νερών από τα βάθη, στην επίδραση του wind-driven upwelling που περιλαμβάνει τους –μεγάλης κλίμακας κυκλοφορίας– δυτικούς ανέμους του Νοτίου ημισφαιρίου, που πνέουν κυκλοτερώς της Ανταρκτικής (*Toggweiler and Samuels, 1993b, 1995, 1998*). Οι άνεμοι αυτοί, προκαλούν σημαντική μεταφορά κατά Ekman με κατεύθυνση προς το Βορρά, κοντά στην επιφάνεια. Η μεταφορά αυτή προκαλεί απόκλιση νερών στην περιοχή του Νοτίου Ωκεανού, τα οποία αντικαθίστανται από ανάβλυση νερών που προέρχονται από τα βαθιά στρώματα. Σύμφωνα με αυτή τη θεωρία, η βαθιά ροή (DWBC) με κατεύθυνση προς τον Νότο, των βαθιών νερών του Βορείου Ατλαντικού (NADW), αποτελεί την επιστροφή της μεταφοράς κατά Ekman που υπέστησαν τα νερά του Νοτίου ημισφαιρίου.

Οι *Kuhlbrodt et al. (2007)*, στην προσπάθειά τους να αποδείξουν τον κυρίαρχο μηχανισμό που κινεί το AMOC, κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι και οι δύο μηχανισμοί συμβάλουν, καθώς το AMOC αποτελείται από δύο κύτταρα κυκλοφορίας (**Εικόνα 2 & Εικόνα 3**). Ο πρώτος μηχανισμός (diapycnal mixing), σε συνδυασμό με την έντονη ανάμειξη κοντά στα τοιχώματα των ηπειρωτικών ορίων και της μεσοωκεάνιας ράχης, προκαλούν αύξηση της GPE των νερών που δημιουργούνται στον Βόρειο Ατλαντικό (NADW), διαμορφώνοντας έτσι το «upper cell» του AMOC. Ο δεύτερος μηχανισμός

επιδρά κυρίως στην διαμόρφωση του «lower cell», που απαρτίζεται από τα βαθιά νερά που δημιουργούνται στις θάλασσες της Ανταρκτικής.



**Εικόνα 2** Σχηματική απεικόνιση του AMOC. Τα δύο κύτταρα, AABW και NADW, κινούνται και από τους δύο μηχανισμούς (διάπυκνη ανάμειξη – ανεμογενής ανάβλυση). Πάνω από το NADW βρίσκονται τα πιο ελαφριά ενδιάμεσα νερά του Ατλαντικού (IW). Οι γραμμές υποδηλώνουν ισόπυκνες επιφάνειες και οι αριθμοί την πραγματική πυκνότητα, η οποία διαφέρει ελάχιστα από την δυνητική, αλλά αντιπροσωπεύει τις ισόπυκνες κινήσεις με μεγαλύτερη ακρίβεια. Για το AABW κύτταρο, η μετατροπή dense-to-light πραγματοποιείται μόνο στα μεγάλα βάθη μέσω της διάπυκνης ανάμειξης. Για το NADW κύτταρο, η dense-to-light μετατροπή πραγματοποιείται και στα μεγάλα βάθη αλλά και στην επιφάνεια. Η μετατροπή light-to-dense, πραγματοποιείται και για τα δύο κύτταρα μέσω των ρών πλευστότητας που μειώνεται στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη (Kuhlbrodt et al. 2007).



**Εικόνα 3** Η μεσημβρινή κυκλοφορία του Ατλαντικού ολοκληρωμένη κατά την διεύθυνση Ανατολής- Δύσης. Η χρωματική κλίμακα εκφράζει πυκνότητα, στην επιφάνεια το μωβ αντιστοιχεί σε πιο αραιά νερά και το κίτρινο, σε πυκνά (Kuhlbrodt et al. 2007).

## 1.3 Μεσημβρινή μεταφορά μάζας, θερμότητας και γλυκού νερού

### 1.3.1 Ορισμός AMOC

Ως AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation) ορίζουμε τη ρευματοσυνάρτηση (stream function) (**Εικόνα 4**) της μεταφοράς όγκου που συμβαίνει στην διεύθυνση Βορρά – Νότου (μεσημβρινή διεύθυνση), ολοκληρωμένη στη ζωνική διεύθυνση Ανατολής – Δύσης και κατά βάθος:

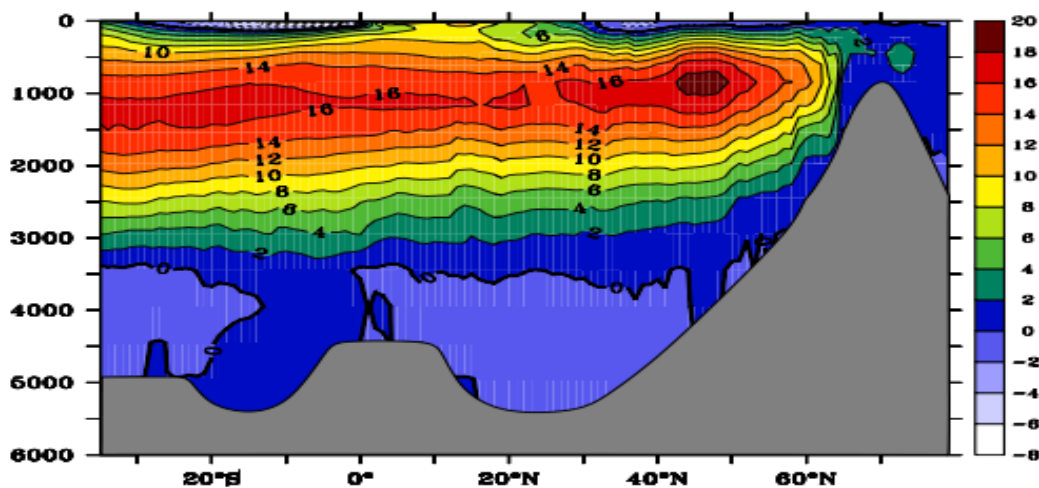
$$\Psi(y,z) = \int_z^\eta \int_{x_w}^{x_e} v dx dz \quad (1.1)$$

όπου  $v$  η μεσημβρινή συνιστώσα της ταχύτητας,  $z$  είναι η κάθετη συντεταγμένη που αυξάνει προς την επιφάνεια, η είναι το ύψος της ελεύθερης επιφάνειας, και  $x_w(z)$  και  $x_e(z)$  είναι η δυτική και ανατολική θέση της βαθυμετρίας αντίστοιχα σε δύο συγκεκριμένα σημεία (**Εικόνα 5**). Με βάση αυτή τη σύμβαση, οι θετικές τιμές της ρευματοσυνάρτησης έχουν φορά σύμφωνη με του δείκτες του ρολογιού, με βόρεια κατεύθυνση ροής στα επιφανειακά στρώματα και νότια στα βαθιά στρώματα.

Η ισχύς (strength) του AMOC σε κάθε γεωγραφικό πλάτος ορίζεται ως η μέγιστη τιμή της ρευματοσυνάρτησης σε όλη την στήλη του νερού:

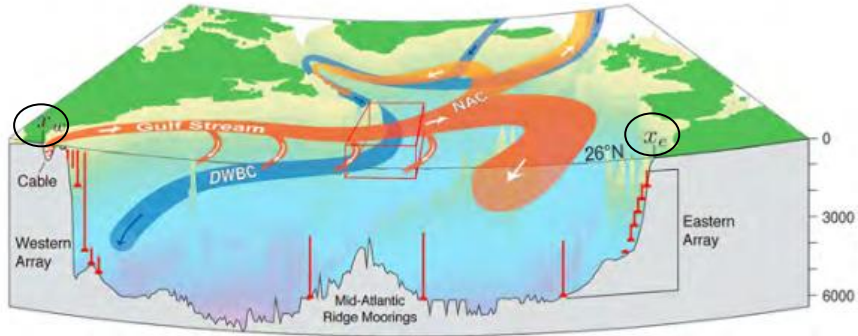
$$\Psi_{\max}(y,t) = \max_z \Psi(y,z,t) \quad (1.2)$$

Στον Βόρειο Ατλαντικό το μέγιστο της ρευματοσυνάρτησης εντοπίζεται στο γεωγραφικό πλάτος των  $\sim 45^\circ\text{N}$  με μέγεθος  $+18 \text{ Sv}$  (**Εικόνα 4**). Για να συγκρίνουμε αυτό το μέγεθος, η ροή του Αμαζονίου, που είναι ο μεγαλύτερος ποταμός της Γης, έχει μέγεθος  $0,2 \text{ Sv}$  και του Antarctic Circumpolar Current (ACC) περίπου  $130 \text{ Sv}$ .



**Εικόνα 4** Ρευματοσυνάρτηση του AMOC όπως προκύπτει από προσομοιώσεις μοντέλων με πραγματικά δεδομένα παρατήρησης (Köhl, et al., 2006). Παρατηρούνται τα κύτταρα Ekman στα πρώτα 500m, το NADW έως τα 3500m και το AABW κοντά στον πυθμένα.





**Εικόνα 5** Σχηματική απεικόνιση της κυκλοφορίας του Βορείου Ατλαντικού (Church, 2007). Με κόκκινο χρώμα απεικονίζονται τα επιφανειακά ρεύματα (Gulf Stream, North Atlantic and Labrador Currents) και με μπλε το βαθύ ρεύμα επιστροφής δυτικού ορίου (DWBC). Το κόκκινο κουτί αναπαριστά την περιοχή που καλείται «transition zone» που αποτελεί το δυτικό όριο των Subtropical και Subpolar gyres. Οι μεταβλητές  $x_e$  και  $x_w$  αναφέρονται στα ζωνικά όρια της εξίσωσης 1.1.

### 1.3.2 Μεσημβρινή Μεταφορά Θερμότητας

Μέσω της overturning κυκλοφορίας, ο Ατλαντικός μεταφέρει θερμότητα προς το Βορρά και στα δύο ημισφαίρια (Trenberth and Caron, 2001). Η μεσημβρινή μεταφορά θερμότητας (ΜΗΤ) του Ατλαντικού μπορεί να εκφραστεί συναρτήσει της  $\Psi$  ως:

$$\mathcal{H} = \rho_0 C_p \int_{-H}^{\eta} \int_{x_w}^{x_e} v \theta dx dz = -\rho_0 C_p \int_{-H}^{\eta} \frac{\partial \Psi}{\partial z} \theta dz \quad (1.3)$$

όπου  $\theta$  η δυνητική θερμοκρασία,  $\rho_0$  η πυκνότητα αναφοράς,  $C_p$  η θερμοχωρητικότητα του νερού υπό σταθερή πίεση και  $H$  το βάθος του ωκεανού.

Η ΜΗΤ μπορεί επίσης να εκφραστεί μέσω της overturning ρευματοσυνάρτησης σε συντεταγμένες θερμοκρασίας. Έτσι η σχέση (1.3) εκφράζεται ως:

$$\mathcal{H} = \rho_0 C_p \int_{-H}^{\eta} \Psi \frac{\partial \theta}{\partial z} dz = \rho_0 C_p \int_{\theta_{bottom}}^{\theta_{top}} \Psi d\theta \quad (1.4)$$

όπου  $\theta_{top}$  είναι η SST και  $\theta_{bottom}$  η θερμοκρασία στον πυθμένα του ωκεανού. Κατά τον υπολογισμό της σχέσης (1.4) έχουμε υποθέσει ότι η  $\Psi$  είναι σταθερή στο πάνω και στο κάτω μέρος του ωκεανού, διότι δεν υπάρχει ροή μέσα από αυτά τα όρια (Czaja and Marshall, 2006; Marshall and Plumb, 2008). Η εξίσωση αυτή δηλώνει ότι η μεταφορά θερμότητας μπορεί να εκφραστεί με όρους μεταφοράς όγκου σε θερμοκρασιακά επίπεδα, ή μέσω του πολλαπλασιαστικού παράγοντα  $\rho_0 C_p$ , με όρους μεταφοράς μάζας σε ενεργειακά επίπεδα. Πραγματοποιώντας διαστατική ανάλυση η  $\mathcal{H}$  προσδιορίζεται ως:

$$\mathcal{H} \approx \rho_0 C_p \Delta \theta \Psi_{max} \quad (1.5)$$

όπου  $\Delta \theta$  είναι η διαφορά της δυνητικής θερμοκρασίας μεταξύ των δύο κλάδων του AMOC δηλαδή του επιφανειακού με φορά προς τον Βόρειο Πόλο και του βαθύτερου με φορά προς τον Ισημερινό.

### 1.3.3 Μεσημβρινή μεταφορά γλυκού νερού

Το ισοζύγιο εξάτμισης (E), βροχόπτωσης (P) και εκροής ποταμών (R) για τον Ατλαντικό ωκεανό είναι αρνητικό στις υποτροπικές περιοχές  $E > P + R$  και θετικό στην περιοχή του Ισημερινού και στις υποπολικές περιοχές  $E < P + R$ . Για τον λόγο αυτό υπάρχει σύγκλιση γλυκού νερού στις υποτροπικές περιοχές και απόκλιση στον Ισημερινό και στις υποπολικές. Η μεσημβρινή μεταφορά γλυκού νερού (FWT) ορίζεται ως:

$$\bar{F}(y) = \int_{-H}^{\eta} \int_{x_w}^{x_e} v \left(1 - \frac{S}{S_0}\right) dx dz \quad (1.6)$$

όπου S η αλατότητα και  $S_0$  η αλατότητα αναφοράς. Προσεγγιστικά, η FWT ισούται  $-S_0$  φορές η μεταφορά αλατότητας. Η μεταφορά αλατότητας μπορεί να οριστεί με ανάλογο τρόπο της μεταφοράς θερμότητας των σχέσεων 1.3 & 1.4 αντικαθιστώντας την  $\theta$  με S. Επίσης θεωρώντας την διάχυση αλατιού αμελητέα (Schiller, 1995), η διατήρηση μάζας και αλατιού απαιτούν steady state μέσω της σχέσης:

$$\bar{F}(y_2) - \bar{F}(y_1) = \int_{y_1}^{y_2} \int_{x_w}^{x_e} (P + R - E) dx dy \quad (1.7)$$

### 1.3.4 Δυναμικός διαχωρισμός (decomposition) του AMOC

Στο AMOC όπως αναφέραμε συμβάλουν δύο ειδών μεταφορές. Η μεταφορά κατά Ekman και η γεωστροφική ή αλλιώς θερμικού ανέμου. Με βάση αυτό διαχωρίζεται η μεσημβρινή συνιστώσα της ταχύτητας  $v = v_{ek} + v_g$  (Lee and Marotzke, 1998; Hirschi and Marotzke, 2007). Η συνιστώσα του Ekman σχετίζεται με την ανεμογενή κυκλοφορία και η συνιστώσα θερμικού ανέμου με την διαφορά πλευστότητας στα όρια του ωκεανού. Συγκεκριμένα η γεωστροφική συνιστώσα δίνεται από την ολοκλήρωση της εξίσωσης θερμικού ανέμου:

$$V_g(z) = \frac{1}{f} \int_{-H}^{\eta} \frac{\partial b}{\partial x} dz + v_b \quad (1.8)$$

όπου f είναι η παράμετρος Coriolis, b η πλευστότητα και  $v_b$  είναι η μεσημβρινή ταχύτητα στον βυθό του ωκεανού. Θεωρώντας ότι η μεταφορά μάζας κατά Ekman κατανέμεται ομοιόμορφα σε ένα επιφανειακό στρώμα πάχους  $D_{ek}$  και είναι μηδενική κάτω από αυτό το στρώμα, η ταχύτητα  $v_{ek}$  μεταξύ  $-D_{ek} \leq z \leq \eta$  υπολογίζεται από:

$$v_{ek} = -\frac{\tau^x}{\rho_0 f D_{ek}} \quad (1.9)$$

όπου  $\tau_x$  η τάση του ανέμου στη διεύθυνση Ανατολή-Δύση.

Ο χωρισμός του AMOC σε συνιστώσες, βοηθάει κυρίως στον υπολογισμό των κλιματικών μεταβολών του, διότι κάθε όρος περιγράφει μια διαφορετική φυσική διεργασία και κατ' επέκταση και διαφορετικών χρονικών κλιμάκων. Για παράδειγμα, η συνιστώσα του Ekman είναι σημαντική για τις διεργασίες μικρής χρονικής κλίμακας, ενώ η γεωστροφική συνιστώσα κυριαρχεί στις μεγαλύτερες χρονικές κλίμακες, όπως υπερετήσιες και δεκαετείς.

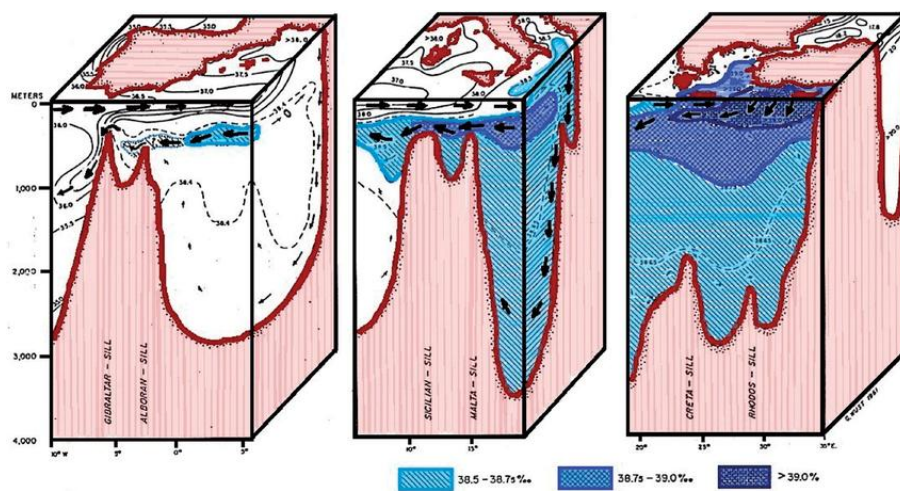
## 1.4 Ανταλλαγή θαλασσιών Μαζών στο στενό του Γιβραλτάρ και Αλληλεπίδραση μεταξύ Μεσογείου- Ατλαντικού.

Η ανταλλαγή νερών μεταξύ Μεσογείου και Ατλαντικού, η οποία σήμερα συμβαίνει μέσω του στενού του Γιβραλτάρ, ελέγχει σημαντικά την θερμοκρασία και την αλατότητα της (Bethoux and Pierre 1999; Bethoux and Gentili 1999; Bethoux et al. 1999; Cacho et al. 2002; Gomez 2003; Dubois et al. 2011). Επηρεάζει τη θερμοαλατική κυκλοφορία της, η οποία με την σειρά της ανακατανέμει την θερμότητα και τελικά έχει αντίκτυπο στο κλίμα της περιοχής (Candela 1991; Alhammoud et al. 2010; Sanchez-Gomez et al. 2011). Η ανταλλαγή αυτή δεν έχει μονομερές αντίκτυπο στην Μεσόγειο, αλλά επηρεάζει και την φύση των νερών του Ατλαντικού και κατ' επέκταση την κυκλοφορία του. Η γεωμετρία του στενού του Γιβραλτάρ, η οποία επηρεάζεται από την διάβρωση, τις τεκτονικές κινήσεις και τις αλλαγές στην στάθμη της θάλασσας (Alhammoud et al. 2010), ρυθμίζει τον όγκο του νερού που μπορεί να περάσει μεταξύ των λεκανών σε κάθε χρονική στιγμή και χαρακτηρίζεται ως ο κύριος ελεγκτής των ανταλλαγών Μεσογείου – Ατλαντικού (Stommel and Farmer 1952, 1953; Bryden and Kinder 1991; Bryden et al. 1994; Rogerson et al. 2012). Ωστόσο, οι ανταλλαγές ιδιοτήτων όπως θερμότητα και αλατότητα μέσω του στενού, ρυθμίζονται και από την βαθμίδα πυκνότητας μεταξύ των λεκανών, παρέχοντας έτσι ένα σύστημα ανάδρασης στα χαρακτηριστικά των νερών στις Μεσογείου και του Ατλαντικού.

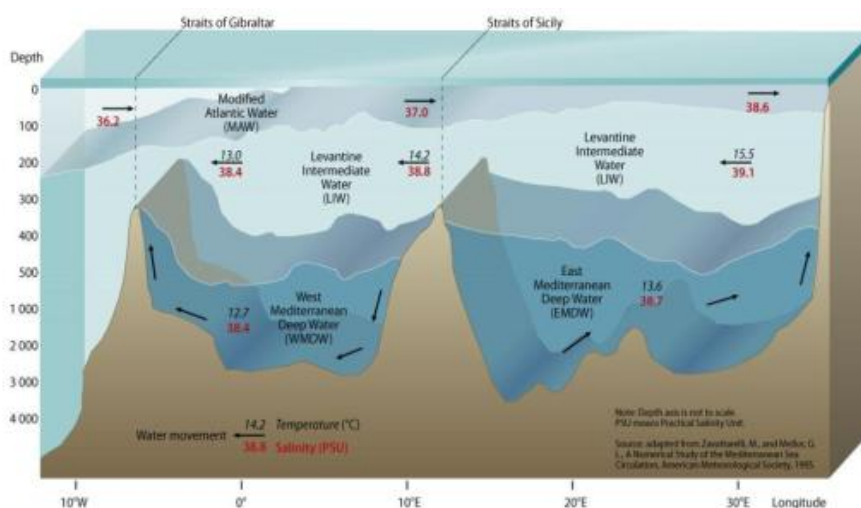
### 1.4.1 Εισροή του Ατλαντικού προς την Μεσόγειο και η διαμόρφωση της κυκλοφορίας της.

Η Μεσόγειος χαρακτηρίζεται και ως λεκάνη συμπύκνωσης, λόγω της έντονης εξάτμισης και των μικρότερων ροών γλυκού νερού. Πιο συγκεκριμένα, το αρνητικό ισοζύγιο μάζας  $E > R+P$  στην επιφάνειά της, προκαλεί έλλειμμα μάζας της τάξης των 400-600 mm year<sup>-1</sup> (Bryden et al. 1994; Bethoux and Gentili 1999; Jungclaus and Mellor 2000; Tsimplis and Bryden 2000; Mariotti et al. 2002; Gomez 2003) και είναι υπεύθυνο για την διαφορά στην αλατότητα κατά 2-3 psu, μεταξύ δυτικής και νότιο-ανατολικής Μεσογείου (Boyer et al. 2009). Αυτή η διαφορά στην αλατότητα καθορίζει και την βαθμίδα πυκνότητας, η οποία δρα για να εξισορροπήσει τις συνθήκες μεταξύ των λεκανών (Bryden et al. 1994; Jungclaus and Mellor 2000). Εξαιτίας των δύο αυτών συνθηκών, παρουσιάζεται μία καθαρή εισροή νερού ( $G$ ) από το στενό του Γιβραλτάρ, η οποία είναι αποτέλεσμα δύο αντίρροπων ροών στο στενό· μια εισροή σχετικά γλυκού νερού στο επιφανειακό στρώμα ( $G_{in}$ ) από τον Ατλαντικό προς την Μεσόγειο και μία εκροή πυκνότερου και αλμυρότερου νερού ( $G_{out}$ ) από την Μεσόγειο προς τον Ατλαντικό, που γίνεται στα μεσαία βάθη. Η καθαρή εισροή εκφράζεται ως:  $G = G_{in} - G_{out}$ . Τέλος, για την ανατολική Μεσόγειο, εισροή υδάτινης μάζας, γίνεται από το στενό των Δαρδανελλίων ( $D$ ). Έτσι το ισοζύγιο μάζας δίνεται από την σχέση:  $E = P + R + G + D$  (Broukthir, 2000; Mariotti, 2001). Πιο συγκεκριμένα, στο στενό του Γιβραλτάρ εισρέουν νερά από τον Ατλαντικό, τα οποία ακολουθούν ανατολική πορεία και λόγω της έντονης εξάτμισης που

υφίστανται τροποποιούνται. Έτσι, το επιφανειακό στρώμα απαρτίζεται από τα Τροποποιημένα Ατλαντικά Νερά (Modified Atlantic Water, MAW). Τα ενδιάμεσα στρώματα της λεκάνης, καταλαμβάνονται από τα Ενδιάμεσα Λεβαντινά Νερά (Levantine Intermediate Water, LIW), τα οποία αν και σχηματίζονται στην Ανατολική Μεσόγειο κατά την διάρκεια του χειμώνα (Εικόνα 6), στην περιοχή της Λεβαντίνης, επηρεάζουν όλη την λεκάνη και εκρέουν στον Ατλαντικό. Τέλος παρατηρείται ο σχηματισμός δύο υδάτινων μαζών στα βαθιά στρώματα, μία στην νότια Αδριατική θάλασσα κάτω από το στενό του Οτράντο, επωνομαζόμενη ως EMDW (Eastern Mediterranean Deep Water) και μία στην περιοχή του κόλπου του Λέοντα, η WMDW (West Mediterranean Deep Water) (Robinson A. et. al, 2001) (Εικόνα 7).



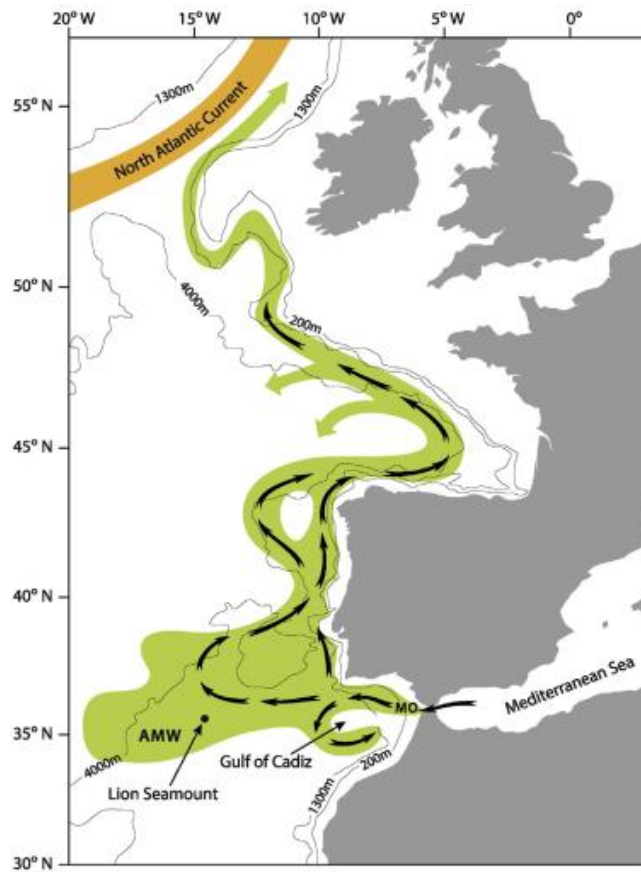
Εικόνα 6 Τρισδιάστατη απεικόνιση της θερμοαλιτικής κυκλοφορίας της Μεσογείου κατά τη χειμερινή περίοδο (A. Bergamasco & P. Malanotte-Rizzoli, 2010).



Εικόνα 7 Οι υδάτινες μάζες της Μεσογείου και η κατακόρυφη κατανομή τους (From collection: State of the Mediterranean Marine and Coastal Environment)

### 1.4.2 Εκροή της Μεσογείου προς τον Ατλαντικό και η μετέπειτα πορεία της.

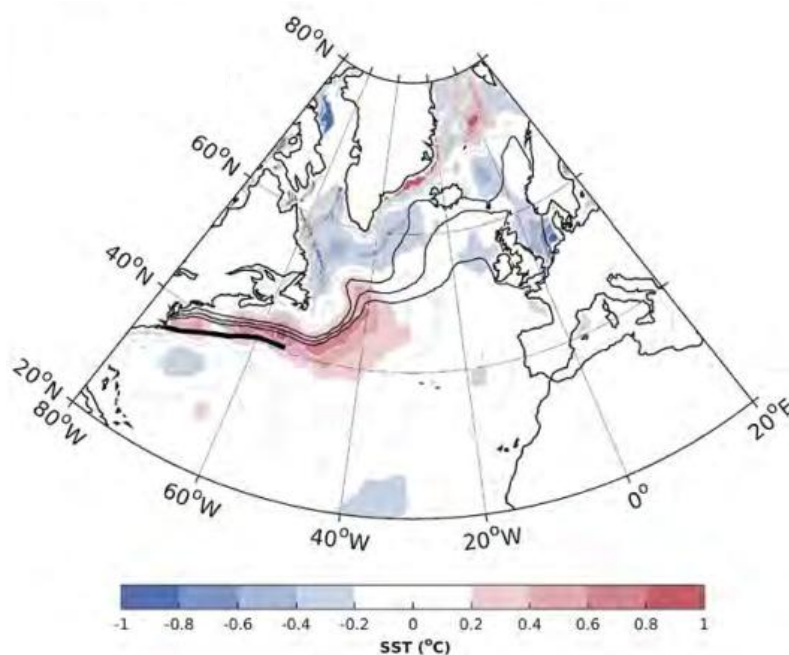
Η εκροή των Λεβαντινών νερών από το στενό του Γιβραλτάρ, ορίζεται ως ΜΟ (Mediterranean Outflow) και αποτελεί πηγή βαθιών νερών για τον Βόρειο Ατλαντικό, όπως αντίστοιχα αποτελούν οι εκροές της Γροιλανδική - Ισλανδική θάλασσα και της θάλασσα του Λαμπραντόρ. Η εν λόγω μάζα χαρακτηρίζεται από πολύ μεγάλη πυκνότητα ( $\sigma = 28.95 \text{ Kg m}^{-3}$ ), η οποία υπερβαίνει σε πυκνότητα τα πυθμενικά (Bottom Water) νερά του Βορείου Ατλαντικού ( $\sigma = 27.9 \text{ Kg m}^{-3}$ ), όπως ακόμα και τα νερά γύρω από την περιοχή εκροής. Παρά το γεγονός, όμως, ότι αποτελεί πηγή νερών μεγάλης πυκνότητας, δεν καταβυθίζεται ως τον πυθμένα, διότι με την είσοδό της στον Κόλπο του Καντίθ (**Εικόνα 8**), κατακυλά κατά μήκος της ηπειρωτικής κατωφέρειας και υποβάλλεται σε έντονη ανάμειξη με τα γύρω – λιγότερο πυκνά – ενδιάμεσα νερά του Ατλαντικού (NACW), όσο βρίσκεται ακόμα μέσα στον Κόλπο (*Smith, 1975*). Αυτή η ανάμειξη, έχει ως αποτέλεσμα να μειώσει την αλατότητα και την πυκνότητα των τροποποιημένων, πλέον, νερών της Μεσογείου, καταλαμβάνοντας έτσι ένα ολόκληρο στρώμα ανοιχτά του Ατλαντικού, πυκνότητας  $\sigma = 27.6 \pm 0.1 \text{ Kg m}^{-3}$ , το οποίο εντοπίζεται μεταξύ 800 και 1300m. Η θαλάσσια αυτή μάζα ορίζεται ως AMW (Atlantic Mediterranean Water) (*Rogerson et al., 2012*). Βέβαια, ακόμα και μετά την τροποποίησή της, παραμένει σχετικά αλμυρή και πιο ζεστή από της άλλες, εξίσου τροποποιημένες, πηγές βαθιών νερών (Labrador Sea Water, Antarctic Intermediate Water), δημιουργώντας μία ανωμαλία, η οποία ανιχνεύεται κατά μήκος του ανατολικού ηπειρωτικού ορίου, βόρεια του Βορείου Ατλαντικού και νοτιοδυτικά κατά μήκος του υποτροπικού Βορείου Ατλαντικού, έως το ηπειρωτικό όριο του συμπλέγματος των Βερμούδων (Bermuda Rise) (*Worthington 1975; Reid, 1979*). Τέλος, επιδρά στην θερμότητα και αλατότητα του Βορείου Ατλαντικού (*Dietrich et al., 2008*) και συνεισφέρει στην δημιουργία βαθιών νερών, διατηρώντας την αλατότητα σε σχετικά υψηλά επίπεδα στο επιφανειακό στρώμα (*Price and Baringer, 1994; Reid, 1979*).



**Εικόνα 8** Απεικόνιση της κύριας κυκλοφορίας της MO και η διαδρομή που ακολουθεί προ του Βόρειο Ατλαντικό (Iorga and Lozier, 1999) ως AMW. Με πράσινο απεικονίζεται η αλμυρή γλώσσα που ισορροπεί περίπου στα 1000m (Reid, 1979) και με πορτοκαλί απεικονίζεται το επιφανειακό ρεύμα NAC. Τα βέλη αναπαριστούν την κατεύθυνση της ροής.

## 1.5 Μεσημβρινή μετατόπιση του Gulf Stream ως μέρος της Overturning κυκλοφορίας.

Οι μεσημβρινές μετατοπίσεις στην διαδρομή που ακολουθεί το Gulf Stream οδηγούν σε μεγάλες θερμοκρασιακές ανωμαλίες κατά μήκος του μετώπου που σχηματίζουν ο υποτροπικός αντικυκλώνας (subtropical gyre) και ο υποπολικός κυκλώνας (subpolar gyre). Τόσο η δράση του ανέμου όσο και η πλευστότητα καθώς και η αλληλεπίδρασή του με το DWBC, παίζουν σημαντικό ρόλο στις μετατοπίσεις. Από παρατηρήσεις (Frankignoul et al., 2001; Joyce and Zhang, 2010) και προσομοιώσεις αριθμητικών μοντέλων (Sasaki and Schneider, 2011) έχει τεκμηριωθεί ότι υπάρχει σημαντική συσχέτιση μεταξύ της βόρειας μετατόπισης του G.S. και θέρμανση της επιφάνειας κατά μήκος της μετωπικής επιφάνειας ενώ αντίθετα, της νότιας μετατόπιση με ψύξη της μετωπικής επιφάνειας (**Εικόνα 9**). Επίσης, μελέτες αριθμητικής προσομοίωσης, αποδεικνύουν ότι η ύπαρξη του DWBC, επιδρά στην αποκόλληση του Gulf stream από την ακτή και κατά συνέπεια στην μεσημβρινή του θέση (Thompson and Schmitz, 1989; Spall, 1996; Zhang and Vallis, 2007). Η μείωση του DWBC κοντά στην περιοχή του Grand Banks, οδηγεί στην δημιουργία μιας εσωτερικής κυκλωνική δίνης κοντά στην παράκτια περιοχή του Cape Hatteras. Αυτή έχει ως αποτέλεσμα να βοηθάει στην αποκόλληση του G.S. από την ακτή και κατ' επέκταση την νότια μετατόπισή του (Zhang and Vallis, 2007).



**Εικόνα 9** Παλινδρόμηση κατά την χειμερινή περίοδο, της μεταβολής της επιφανειακής θερμοκρασίας (SST anomaly) κατά μήκος του Gulf stream. Με μαύρες γραμμές φαίνεται η μεσημβρινή μετατόπιση που υφίσταται η διαδρομή που ακολουθεί το Gulf stream και το North Atlantic Current. Η εικόνα είναι βασισμένη στην εικόνα 10 των Kwon and Joyce [2013] και παρέχεται από τον Young-Oh Kwon.

## Κεφάλαιο 2: Μεθοδολογία

### 2.1 Περιγραφή του Αριθμητικού Μοντέλου “NEMO”

Το αριθμητικό μοντέλο NEMO (Nucleus for European Modeling of the Ocean) είναι ένα ευρέως χρησιμοποιούμενο GCM (Global Circulation Model) μοντέλο θάλασσας-πάγου, το οποίο χρησιμοποιεί την Boussinesq και υδροστατική προσέγγιση. Για την επίλυση των πρωταρχικών εξισώσεων της δυναμικής και θερμοδυναμικής του ωκεανού, χρησιμοποιεί το μοντέλο OPA (Océan PARallélisé) και το μοντέλο LIM (Louvain-la-Neuve Ice Model) για την δυναμική και θερμοδυναμική θάλασσας-πάγου (Madec et al., 1997). Οι πρωταρχικές εξισώσεις είναι ένα σύνολο από μη-γραμμικές διαφορικές εξισώσεις που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό των ατμοσφαιρικών και ωκεάνιων ροών.

Το σύνολο των εξισώσεων που επιλύει το μοντέλο NEMO αποτελείται από την διατήρηση της ορμής (2.1), την υδροστατική ισορροπία (2.2), την εξίσωση ασυμπίεστου ωκεανού (incompressibility) (2.3), τη διατήρηση θερμότητας και αλατιού (2.4 & 2.5) και την καταστατική εξίσωση σε ορθογώνιο σύστημα συντεταγμένων με μοναδιαία διανύσματα  $\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k}$  (2.6). Για μεγάλης κλίμακας κυκλοφορίας, η βαρυτική δύναμη είναι κυρίαρχη με αποτέλεσμα το  $\mathbf{k}$  να είναι τοπικά το διάνυσμα με φορά προς τα πάνω (προς την επιφάνεια της θάλασσας) και τα  $\mathbf{i}, \mathbf{j}$  είναι εφαπτόμενα διανύσματα στις γεωδυναμικές επιφάνειες. Ορίζοντας το  $\mathbf{U}$  ως το διάνυσμα της ταχύτητας,  $\mathbf{U} = \mathbf{U}_h + \omega \mathbf{k}$  (ο δείκτης  $h$  υποδηλώνει το οριζόντιο πεδίο), το  $T$  ως την δυνητική θερμοκρασία, το  $S$  ως την αλατότητα, το  $\rho$  ως την in situ πυκνότητα, οι εξισώσεις που επιλύει το μοντέλο είναι οι εξής:

$$\frac{\partial \mathbf{U}_h}{\partial t} = - [(\nabla \times \mathbf{U}) \times \mathbf{U} + \frac{1}{2} \nabla (U^2)]_h - f \mathbf{k} \times \mathbf{U}_h - \frac{1}{\rho_0} \nabla_h p + D^U + F^U \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad \text{ή} \quad \nabla \cdot \mathbf{U} = 0 \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla \cdot (T\mathbf{U}) + D^T + F^T \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla \cdot (S\mathbf{U}) + D^S + F^S \quad (2.5)$$

$$\rho = \rho(T, S, p) \quad (2.6)$$



όπου  $\nabla$  είναι ο διαφορικός τελεστής στις (i,j,k) διευθύνσεις, t είναι ο χρόνος, z η κατακόρυφη συντεταγμένη,  $\rho$  η πυκνότητα που δίνεται από την εξίσωση συνέχειας (2.6),  $\rho_0$  η πυκνότητα αναφοράς, f η συχνότητα Coriolis, g η επιτάχυνση της βαρύτητας. Οι όροι  $D^T$ ,  $D^S$ ,  $D^U$  παριστάνουν την παραμετροποίηση της μικρής κλίμακας ανάμειξης της θερμοκρασίας, αλατότητας και ορμής αντίστοιχα και οι όροι  $F^T$ ,  $F^S$ ,  $F^U$  είναι οι αντίστοιχοι όροι αλλά για το επιφανειακό forcing, όπως για παράδειγμα από τον άνεμο.

Η παραμετροποίηση Boussinesq χρησιμοποιεί μια σταθερή πυκνότητα αναφοράς του ωκεανού καθώς οι μεταβολές της πυκνότητας θεωρούνται αμελητέες. Η μόνη θεώρηση για διαφορές πυκνότητας είναι όταν υπολογίζεται η επιτόπια (in situ) πλευστότητα από την καταστατική εξίσωση, καθώς η βαρύτητα είναι αρκετά ισχυρή για να κάνει μια διαφορά στο βάρος αισθητή. Παραδείγματα αυτών των επιδράσεων της πλευστότητας είναι η δύναμη βαροβαθμίδας, η κατακόρυφη μέση τιμή πυκνότητας η στρωμάτωση και ο καθορισμός ουδέτερων επιφανειών για κατά μήκος ισόπυκνη ανάμειξη (*Shchepetkin and McWilliams, 2011*), ενώ η μετάδοση της ορμής είναι παραμετροποιημένη. Η ασυμπίεστικότητα σημαίνει ότι η πυκνότητα ενός κινούμενου ρευστού παραμένει σταθερή, το οποίο ισοδυναμεί με το να υπάρχει μηδενική απόκλιση του διανύσματος της ταχύτητας και στις τρεις διαστάσεις.

Το μοντέλο NEMO τρέχει σε ένα πλέγμα ανάλυσης  $2^\circ \times 2^\circ$  και 31 επιπέδων. Η βαθυμετρία κατασκευάζεται από παρεμβολή στο δίκτυο πλέγματος ενός παγκόσμιου προϊόντος ανύψωσης όπως το ETOPO2 (Earth Topography Digital Data Set), το οποίο λαμβάνει δεδομένα από το IBCAO (International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean).

Όσον αφορά την μοντελοποίηση του κατακόρυφου πλέγματος υπάρχουν αρκετοί διαφορετικοί τρόποι για να πραγματοποιηθεί. Κάποια μοντέλα χρησιμοποιούν το βάθος (z-grid) ή την πυκνότητα (isopycnal coordinates) ως κατακόρυφη συντεταγμένη, άλλα ακολουθούν την τοπογραφία του βυθού της θάλασσας (seabed topography) (s-grid). Το συγκεκριμένο μοντέλο NEMO χρησιμοποιεί ένα σύστημα z-coordinate το οποίο χωρίζεται σε στρώματα που δεν έχουν το ίδιο βάθος, με αυξανόμενη απόσταση μεταξύ των επιπέδων από τα 5m κοντά στην επιφάνεια στα ~1000m στα ενδιάμεσα στρώματα και στα 200m κοντά στον πυθμένα με σκοπό να αποδώσει πιο λεπτομερή ανάλυση στα επιφανειακά στρώματα σε σχέση με το βαθύ ωκεανό. Επιπλέον, μειώνοντας την λεπτομέρεια των βαθύτερων στρωμάτων, ελαχιστοποιούνται οι περιορισμοί της υπολογιστικής ισχύος και καθίσταται αποτελεσματικότερη η λειτουργία του μοντέλου.

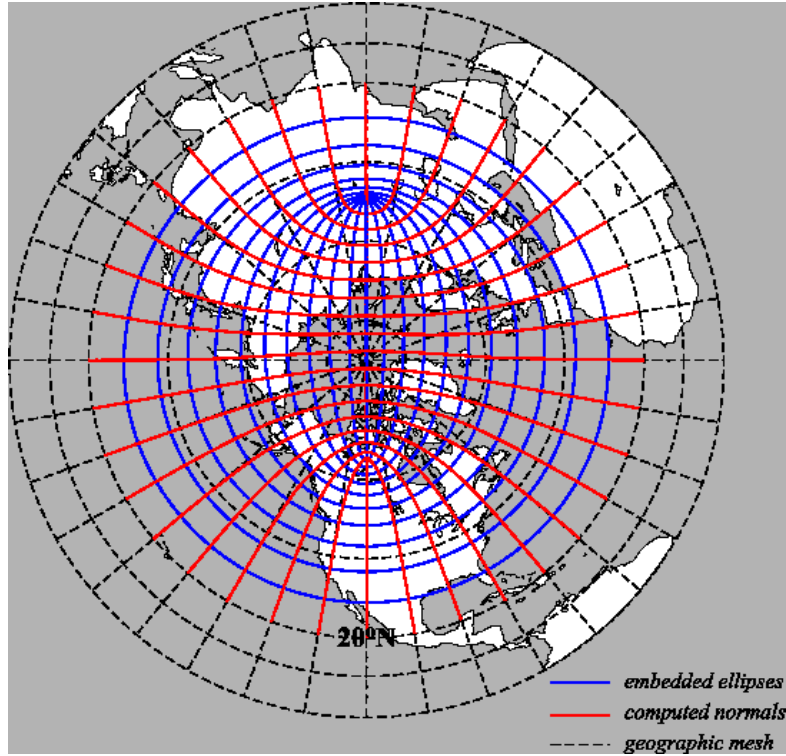
Ο ωκεανός οριοθετείται από τις ακτές, την τοπογραφία του πυθμένα και τη διεπιφάνεια αέρα-θάλασσας στην κορυφή του. Η διεπιφάνεια αέρα-ωκεανών περιγράφει την αλλαγή στο ύψος της επιφάνειας της θάλασσας (SSH) και θεωρείται ότι είναι μια ελεύθερη επιφάνεια (*Campin et al., 2004*). Ελεύθερη επιφάνεια είναι μια επιφάνεια στην οποία υπάρχει μηδενική δύναμη σε κάθετη κατεύθυνση σε αυτή, δεν υπάρχει συνιστώσα διατμητικής τάσης και υπό αυτή την έννοια σημαίνει ότι η πίεση σε αυτή την επιφάνεια του ωκεανού είναι ίση με την ατμοσφαιρική πίεση. Η μεταβολή του

ύψους της επιφάνειας  $\eta$  με τον χρόνο  $t$  εξαρτάται από την εισερχόμενη βροχόπτωση  $P$  (precipitation) και εξάτμιση  $E$  (evaporation) και την οριζόντια μεταφορά νερού  $A$  (advection of water), που είναι η απόκλιση αποτελούμενη από το συνολικό ύψος της στήλης νερού και τη μέση οριζόντια ταχύτητα του  $\mathbf{U}_h$ .

$$\frac{d\eta}{dt} = -A + P - E, \text{ όπου } A = \nabla[(H+\eta)\mathbf{U}_h] \quad (2.7)\sigma$$

Η εξίσωση ελεύθερης επιφάνειας μπορεί να λυθεί είτε γραμμικά είτε μη- γραμμικά. Η μη-γραμμική διαμόρφωση της ελεύθερης επιφάνειας επιτρέπει στον όγκο του μοντέλου να μεταβάλλεται με την πάροδο του χρόνου. Αυτά τα προσαρμοσμένα πλέγματα  $z$ - και  $s$ - είναι γνωστά ως  $z^*$  και  $s^*$  πλέγματα και όλα τα κύτταρα (cells) της στήλης μεταβάλουν το πάχος τους ανάλογα με το SSH σε κάθε χρονική στιγμή. Στα μοντέλα γραμμικής ελεύθερης επιφάνειας, οι μεταβολές στο SSH εκδηλώνονται εξ' ολοκλήρου στην επιφάνεια, ενώ τα κύτταρα στο βάθος παραμένουν αμετάβλητα. Η μη-γραμμική εκδοχή επιτρέπει την διατήρηση του γλυκού νερού και της θερμότητας, ενώ αυτό δεν συμβαίνει στην γραμμική έκδοση λόγω της παραγωγής μέσων όρων (*Rouillet and Madec, 2000*) που δημιουργούν έναν επιπλέον άγνωστο όρο στην εξίσωση. Η γραμμική προσέγγιση γίνεται με την υπόθεση ότι το SSH είναι μικρό σε σχέση με το συνολικό βάθος της στήλης (*Levier et al., 2007*) και αγνοεί την αλληλεπίδραση των κυμάτων υψηλής συχνότητας με τη βαροκλιτική δομή του ωκεανού. Αυτό επιτρέπει τη χρήση ενός μεγάλου βήματος χρόνου με το οποίο δεν χρειάζεται να αναπαρίσταντο τα γρήγορα κύματα βαρύτητας. Στις προσομοιώσεις που πραγματοποιήθηκαν η επίλυση έγινε με γραμμική ελεύθερη επιφάνεια.

Το μοντέλο NEMO διαθέτει ένα τρι-πολικό οριζόντιο πλέγμα. Οι δύο πόλοι βρίσκονται στο βόρειο ημισφαίριο, ένας στον Καναδά και ένας στη Σιβηρία (**Εικόνα 10**) ώστε να αποφευχθεί η καμπυλότητα στην θαλάσσια περιοχή. Ο τρίτος βρίσκεται στο νότιο ημισφαίριο στον Γεωγραφικό Νότιο Πόλο (Geographical South Pole) ο οποίος είναι ήδη χερσαίος.



**Εικόνα 10** ORCA mesh conception. The departure from an isotropic Mercator grid start poleward of 20. The two "north pole" are the foci of a series of embedded ellipses (blue curves) which are determined analytically and form the *i*-lines of the ORCA mesh (pseudo latitudes). Then, following Madec and Imbard [1996], the normal to the series of ellipses (red curves) is computed which provide the *j*-lines of the mesh (pseudo longitudes).

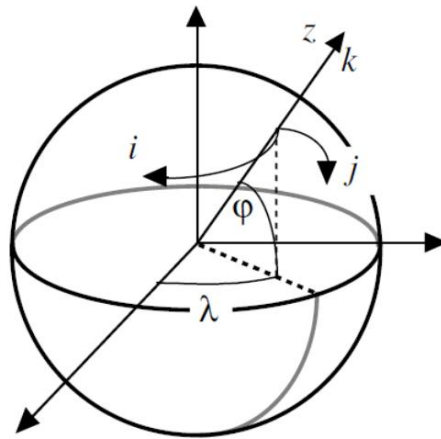
Επίσης το NEMO χρησιμοποιεί Arakawa C-grid (Arakawa and Lamb, 1977) με κάθε κουτί να είναι κεντραρισμένο στον (i,j,k) χώρο, με τις βαθμωτές μεταβλητές, όπως η θερμοκρασία η αλατότητα, το πάχος του θαλάσσιου πάγου, το ύψος της ελεύθερης επιφάνειας και οι επιφανειακές ροές να βρίσκονται στο γεωμετρικό κέντρο του κάθε κουτιού (cell) (T-point), ενώ τα διανυσματικά μεγέθη, όπως η ταχύτητα να βρίσκονται στο κέντρο της επιφάνεια κάθε κουτιού (**Εικόνα 10**). Ο υπολογισμός σε όλο το πεδίο για κάθε μέγεθος, βαθμωτό ή διανυσματικό, πραγματοποιείται με γραμμική παρεμβολή του διανυσματικού πεδίου ως T-points. Οι διαστάσεις κάθε κουτιού του πλέγματος είναι γνωστοί ως συντελεστές κλίμακας (scaling factors), με  $e_1$  και  $e_2$  να αναπαριστούν τους οριζόντιους συντελεστές και  $e_3$  τον κατακόρυφο. Αυτά τα μήκη ορίζονται σύμφωνα με τη σφαιρική γεωμετρία (**Εικόνα 11**), ως εξής:

$$e_1 = (r + z) \left[ \left( \frac{\partial \lambda}{\partial i} \cos \varphi \right)^2 + \left( \frac{\partial \varphi}{\partial i} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (2.8)$$

$$e_2 = (r + z) \left[ \left( \frac{\partial \lambda}{\partial j} \cos \varphi \right)^2 + \left( \frac{\partial \varphi}{\partial j} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (2.9)$$

$$e_3 = \frac{\partial z}{\partial k} \quad (2.10)$$

όπου  $\varphi$  είναι το γεωγραφικό μήκος,  $\lambda$  το γεωγραφικό πλάτος,  $r$  η ακτίνα της Γής και  $z$  το ύψος πάνω από ένα επίπεδο αναφοράς της θάλασσας.



**Εικόνα 11** Σχέση μεταξύ των καμπυλόγραμμων συντεταγμένων  $(i, j, k)$  και των γεωγραφικών συντεταγμένων  $(\lambda, \varphi, z)$ . (Madec, 2008).

Τέλος το μοντέλο NEMO διαθέτει παράγοντα αποκατάστασης (restoring) στις ροές γλυκού νερού αλλά όχι στην θερμοκρασία. Με την πάροδο του χρόνου, προστίθεται μια διόρθωση ροής γλυκού νερού στην επιφάνεια με βάση την κλιματολογία του μοντέλου, ώστε να ανταποκρίνεται στις αποκλίσεις που δημιουργούν οι ανισορροπίες της εξάτμισης και της βροχόπτωσης. Αν και είναι μια ροή γλυκού νερού, ο όγκος του νερού δεν αλλάζει και η είσοδος της αντιμετωπίζεται ως εικονική ροή αλατότητας στην επιφάνεια. Δεν υπάρχει αντίστοιχη φυσική διαδικασία που να παράγει ροή αλατότητας επιφάνειας, αλλά βελτιώνει την ισορροπία γλυκού νερού κυρίως στους πόλους και στις διεργασίες που περιγράφονται από το συζευγμένο μοντέλο πάγου (Madec and Delecluse, 1997; Madec 2008). Αυτή η ροή είναι της τάξης του  $10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ .

## 2.2 Περιγραφή του μοντέλου Θάλασσας - Πάγου LIM3

Η έκδοση του NEMO που χρησιμοποιήθηκε για την διπλωματική χρησιμοποιεί για την προσομοίωση της περιοχής που καλύπτεται και από θάλασσα και πάγο το μοντέλο LIM3.

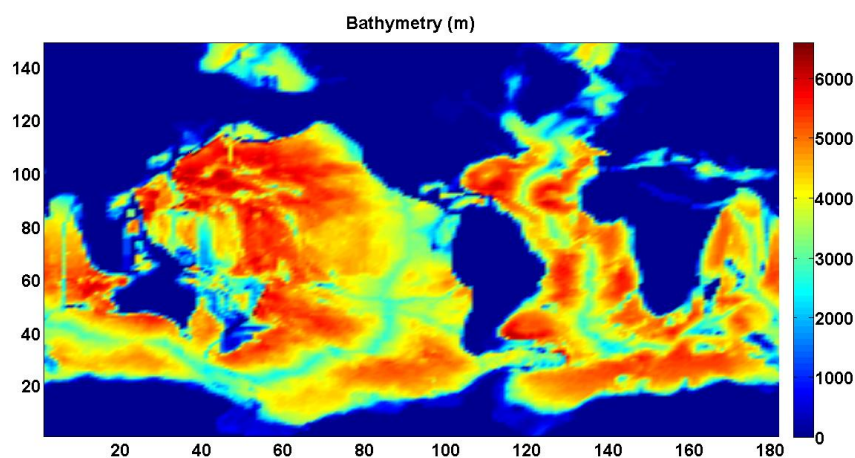
Το LIM ήταν αρχικά ένα δυναμικό-θερμοδυναμικό μοντέλο θαλάσσιου πάγου που αναπτύχθηκε από τους Fichet και Morales Maqueda (1997). Η πιο πρόσφατη έκδοσή του είναι βασισμένη στις προηγούμενες, με τρεις κύριες νέες εξελίξεις. Αρχικά, αντικαταστάθηκε το σχήμα viscous-plastic (VP) του Hibler (1979) από ένα σχήμα elastic-viscous-plastic (EVP) ρεολογίας (Bouillon et al., 2008). Το νέο σχήμα δίνει καλύτερα αποτελέσματα στην πρωταρχική εξίσωση διατήρησης ορμής του πάγου. Η περιγραφή των δύο σχημάτων ξεφεύγει από τον σκοπό της παρούσας διπλωματικής, ωστόσο μία ενδιαφέρουσα περιγραφή δίνεται από τους E. C. Hunke και J. K. Dukowich (1997). Προκειμένου να ληφθούν υπόψη οι διακυμάνσεις στο πάχος του πάγου, στο μοντέλο έχουν συμπεριληφθεί διάφορες κατηγορίες πάχους. Ο όγκος του πάγου ανακατανέμεται μεταξύ των κατηγοριών λόγω των διαδικασιών θερμοδυναμικής

(ανάπτυξης και τήξης) και δυναμικής (opening, rafting and ridging). Τέλος, ένα πολυστρωματικό αλο-θερμοδυναμικό στοιχείο (*Vancoppenolle et al., 2007*) αντικαθιστά το προηγούμενο μοντέλο *Semtner (1976)* 3-στρώσεων. Αυτό περιλαμβάνει μια αναπαράσταση παγίδευσης και αποστράγγισης της άλμης, καθώς και την επίδρασή της στην ανάπτυξη και την καταστροφή του θαλάσσιου πάγου. Το LIM3 περιλαμβάνει επίσης διάφορα άλλα χαρακτηριστικά όπως για παράδειγμα η ηλικία του θαλάσσιου πάγου, ο σχηματισμός πάγου σε περιοχές χαρακτηριζόμενες ως polynyas, το ποσοστό παγοκάλυψης κ.α.

### 2.3 Ατμοσφαιρική δράση και διαμόρφωση μοντέλου

Η πραγματοποίηση των πειραμάτων έγινε με τον προκαθορισμένο σχηματισμό του μοντέλου NEMO, ORCA2-LIM3 version 3.6. Πρόκειται για έναν σχηματισμό ανάλυσης  $2^\circ \times 2^\circ$  και παγκόσμιας δυναμικής κυκλοφορίας. Το πλέγμα του αποτελείται από 182 κουτιά στον άξονα x, 149 στον άξονα y και 31 στον κατακόρυφο άξονα z. Η βαθυμετρία του απεικονίζεται στην **Εικόνα 12**.

Το ατμοσφαιρικό πεδίο που χρησιμοποιήθηκε ως forcing είναι ένας συνδυασμός NCEP/NCAR δεδομένων reanalysis του ανέμου στα 10m και της θερμοκρασίας στα 2m (*Kalnay et al., 1996*), και μηνιαίας κλιματολογίας σχετικής υγρασίας (*Trenberth et al., 2008*), συνολικής νεφοκάλυψης (total cloudiness) (*Berliand and Strokin, 1980*) και κατακρήμνιση (*Large and Yeager, 2004*). Στα δεδομένα έχει εφαρμοστεί χωρική και χρονική γραμμική παρεμβολή. Τα επιφανειακά δεδομένα, ηλιακής ακτινοβολίας και θερμικών ροών έχουν υπολογιστεί από τον *Goosse et al. (1999)*. Η τάση του ανέμου στην επιφάνεια της θάλασσας έχει προκύψει από την εξίσωση  $\tau = \rho C_a u^2_{10}$ , όπου  $C_a = 1.4 \times 10^{-3}$ . Η εξάτμιση/εξάχνωση, προέκυψε από την λανθάνουσα ροή θερμότητας. Οι απορροές των ποταμών, ορίζονται από την κλιματολογική βάση δεδομένων των *Baumgartner and Reichel (1975)* συνδυαζόμενα με έναν μέσο εποχικό κύκλο, που προκύπτει από το Παγκόσμιο Κέντρο Δεδομένων Απορροών (GRDC).



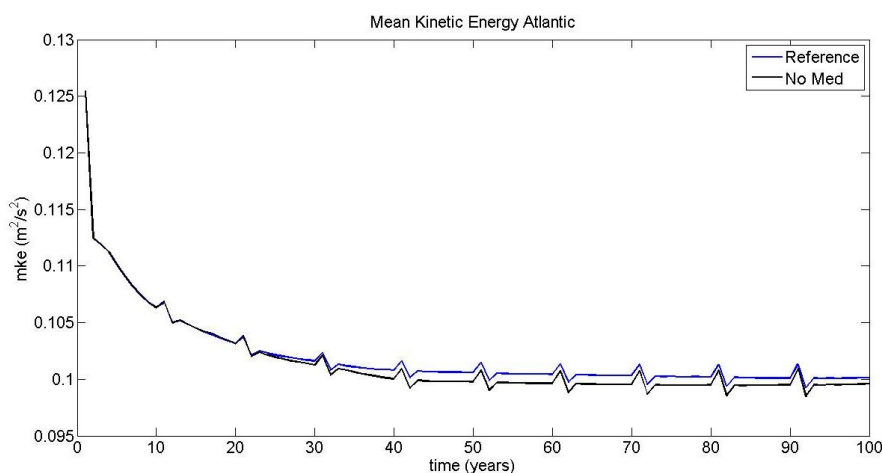
**Εικόνα 12** Απεικόνιση Βαθυμετρίας για τον σχηματισμό ORCA2-LIM3.

## 2.4 Περιγραφή Πειραματικής διαδικασίας

Σκοπός της παρούσας διπλωματικής είναι η μελέτη της επίδρασης της Μεσογείου στο ΑΜΟC. Για τον σκοπό αυτό πραγματοποιήθηκαν δύο πειράματα με το μοντέλο που περιγράψαμε στις προηγούμενες παραγράφους και στην συνέχεια έγινε η σύγκριση μεταξύ τους. Τα δύο πειράματα ονομάζονται **REFERENCE** (Exp I) και **NO MED** (Exp II).

Για το πρώτο πείραμα (Exp I), πραγματοποιήθηκε προσομοίωση της παγκόσμιας ωκεάνιας κυκλοφορίας, εφαρμόζοντας ως σταθερό ετήσιο forcing την κλιματολογία που περιγράψαμε στην παράγραφο 2.3 και με ανοιχτό τον παράγοντα αποκατάστασης ERP που αναφέρθηκε στην παράγραφο 2.1. Τα δύο πειράματα έτρεξαν για 100 χρόνια ώστε να προσεγγίσουμε σε «steady state». Για να βεβαιωθούμε ότι είναι σε steady state υπολογίσαμε την χρονοσειρά της μέσης κινητικής ενέργειας (**Εικόνα 13**) και παρατηρήσαμε ότι μετά από 40 χρόνια η μορφή της σταθεροποιείται. Το βήμα χρόνου για την επίλυση των δυναμικών εξισώσεων ορίστηκε ως  $dt=5760s$  ή αλλιώς κάθε 1,6h.

Για την πραγματοποίηση του δεύτερου πειράματος (Exp II) αλλάξαμε το module domzgr.F90 το οποίο, διαβάζοντας τα δεδομένα βαθυμετρίας από την βάση δεδομένων bathy\_meter.nc, υπολογίζει την βαθυμετρία του ωκεανού σε κάθε σημείο του. Η αλλαγή που πραγματοποιήσαμε, αντικατέστησε όλη την θαλάσσια περιοχή της Μεσογείου σε στεριά.



**Εικόνα 13** Χρονοσειρά Μέσης Κινητικής Ενέργειας για τον Ατλαντικό των πειραμάτων Exp I (μπλε) & Exp II (μαύρο).

## Κεφάλαιο 3: Ανάλυση Αποτελεσμάτων

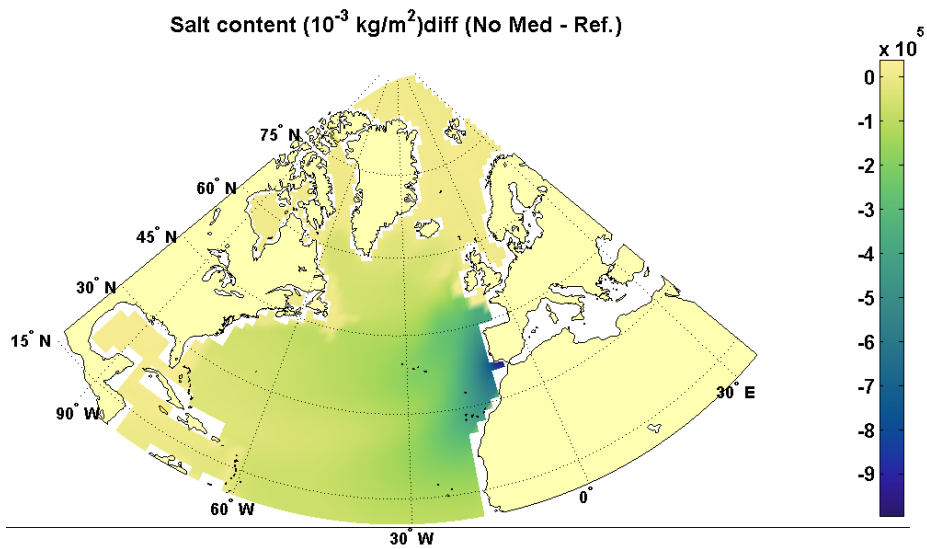
Τα αποτελέσματα που παραθέτονται στην συνέχεια αποτελούν συγκριτική μελέτη των δύο περαμάτων που περιγράψαμε στο προηγούμενο κεφάλαιο. Η διαφοράς στις παραμέτρους (Π) των πειραμάτων έχουν υπολογιστεί ως  $\Pi(\text{ExpII}) - \Pi(\text{ExpI})$ . Δηλαδή, οι αλγεβρικές μεταβολές αφορούν το δεύτερο πείραμα, όπου κλείσαμε την επίδραση της θάλασσας της Μεσογείου.

### 3.1 Μελέτη των θερμοαλατικών χαρακτηριστικών

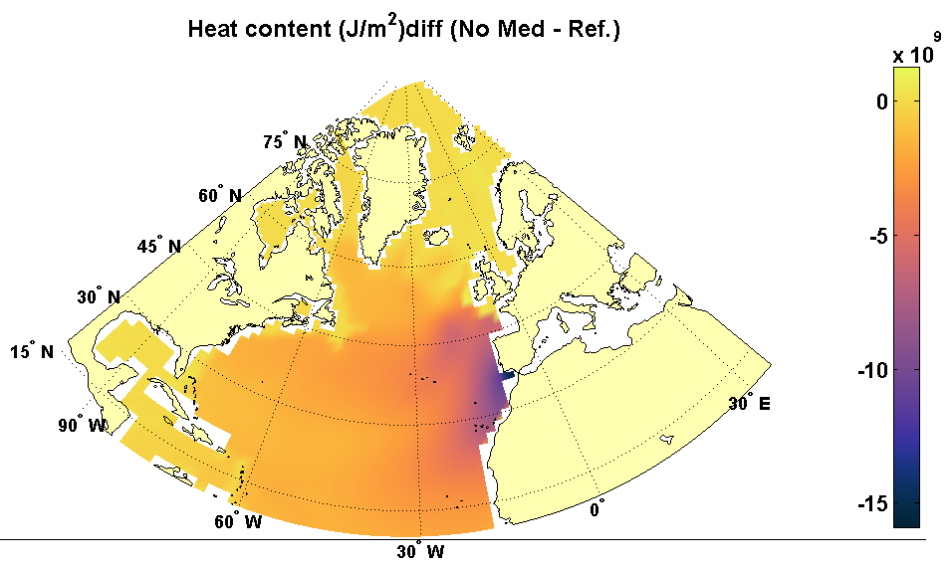
Για να βεβαιωθούμε ότι το πείραμά μας είναι σωστό, εξετάσαμε την ανωμαλία στις περιεκτικότητες αλατιού (**Εικόνα 14**) και θερμότητας (**Εικόνα 15**) ολοκληρωμένες κατά βάθος, στην περιοχή του Ατλαντικού που εστίασαμε στην μελέτης μας. Παρατηρούμε ότι τόσο η περιεκτικότητα σε αλάτι, όσο και σε θερμότητα έχουν μειωθεί, γεγονός που μας επιτρέπει να θεωρήσουμε επιτυχές το πείραμά μας. Παρόλα αυτά, η ποσότητα η οποία μας ενδιαφέρει είναι η πυκνότητα που, ως γνωστόν, μειώνεται όταν μειώνεται η αλατότητα, αλλά αντιθέτως, αυξάνεται με την μείωση της θερμοκρασίας.

Για να μελετήσουμε την συμπεριφορά της πυκνότητας, πραγματοποιήσαμε τομές κατά βάθος τόσο ζωνικές, όσο και μεσημβρινές. Στην συνέχεια παρουσιάζουμε ενδεικτικά την ζωνική τομή στο γεωγραφικό πλάτος του στενού του Γιβραλτάρ ( $35^{\circ}\text{N}$ ) των ανωμαλιών σε θερμοκρασία (**Εικόνα 16**), αλατότητα (**Εικόνα 17**) και σίγμα πυκνότητα (**Εικόνα 18**), αλλά και τις αντίστοιχες μεσημβρινές τομές (**Εικόνα 19**), (**Εικόνα 20**), (**Εικόνα 21**) στο γεωγραφικό μήκος των  $26^{\circ}\text{W}$ , που βρίσκεται ανατολικά της μεσοωκεάνιας ράχης προς το στενό του Γιβραλτάρ.

Από τον συνδυασμό των δύο τομών, παρατηρούμε, μεταξύ των βαθών 217-732m, αύξηση τόσο της θερμοκρασίας, όσο και της αλατότητας, νότια του στενού του Γιβραλτάρ και ο συνδυασμός τους να προκαλεί εν τέλει μείωση της πυκνότητας στην περιοχή μεταξύ  $25^{\circ}$ - $35^{\circ}\text{N}$  (**Εικόνα 21**) κατά  $0.1 \text{ Kg/m}^3$ . Επίσης, για τα ίδια βάθη, βόρεια του στενού παρατηρούμε αύξηση της πυκνότητας κατά  $0.02 \text{ Kg/m}^3$ . Από το βάθος των 732m έως κι περίπου τα 1400m, διακρίνεται το σήμα των νερών που χαρακτηρίσαμε ως AMW (Atlantic-Mediterranean Water) στην παράγραφο 1.4.2, τα οποία ισορροπούν μεταξύ αυτών των βαθών και εκτείνονται σχεδόν ως τις ακτές της Αμερικής. Ο συνδυασμός, μείωσης της αλατότητας και της θερμοκρασίας που προκύπτει στο Exp II, προκαλεί εν τέλει μείωση της πυκνότητας στα βάθη αυτά, της τάξης του  $0.02 \text{ Kg/m}^3$ .



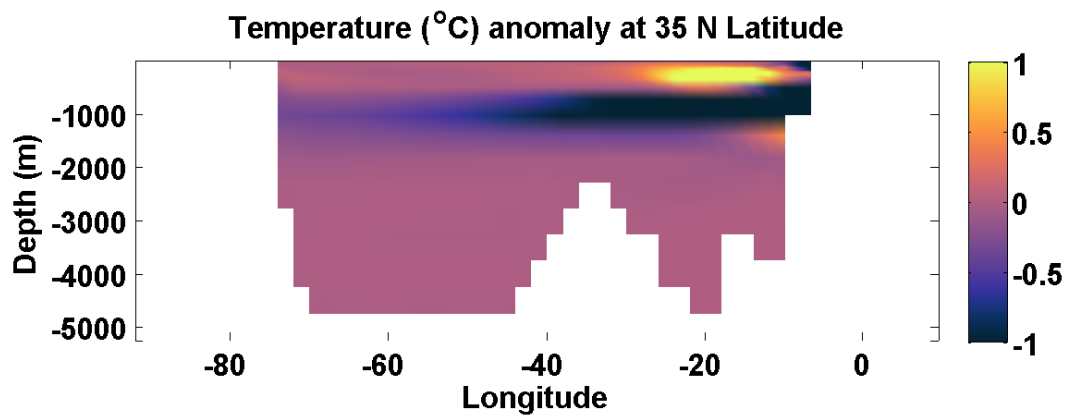
*Εικόνα 14 Μέση ετήσια διαφορά, της ολοκληρωμένης κατά βάθος περιεκτικότητας αλατιού του Βορείου Ατλαντικού (ExpII-ExpI).*



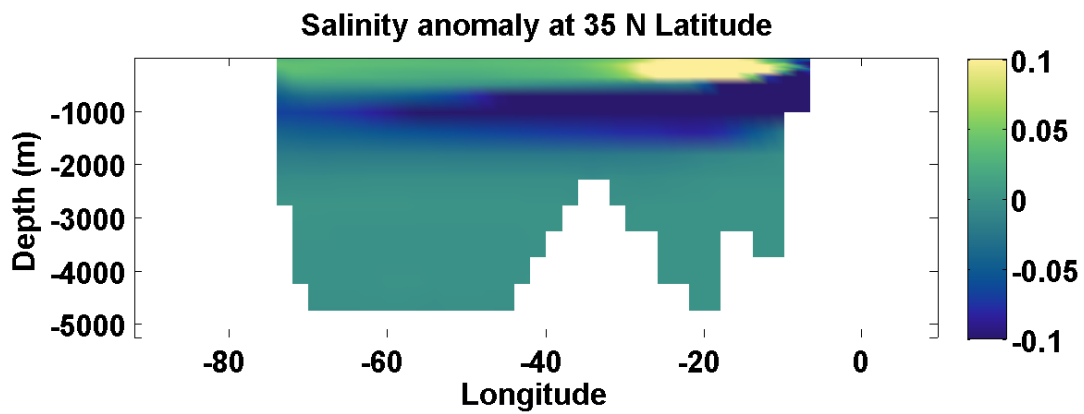
*Εικόνα 15 Μέση ετήσια διαφορά, της ολοκληρωμένης κατά βάθος περιεκτικότητας θερμότητας του Βορείου Ατλαντικού (ExpII-ExpI).*



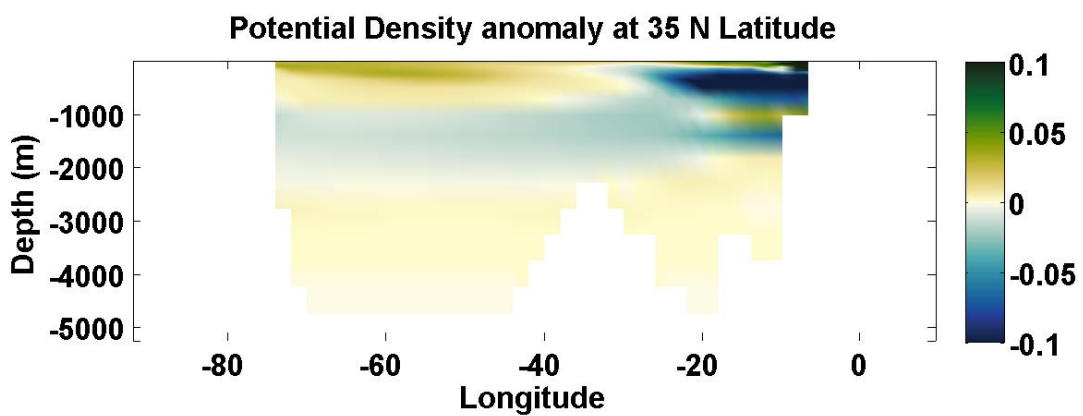
Ζωνικές τομές στις 35°N ( Στενό του Γιβραλτάρ):



Εικόνα 16 Διαφορά της θερμοκρασίας των δύο περαμάτων στο γεωγραφικό πλάτος των 35°N (Exp II- Exp I)

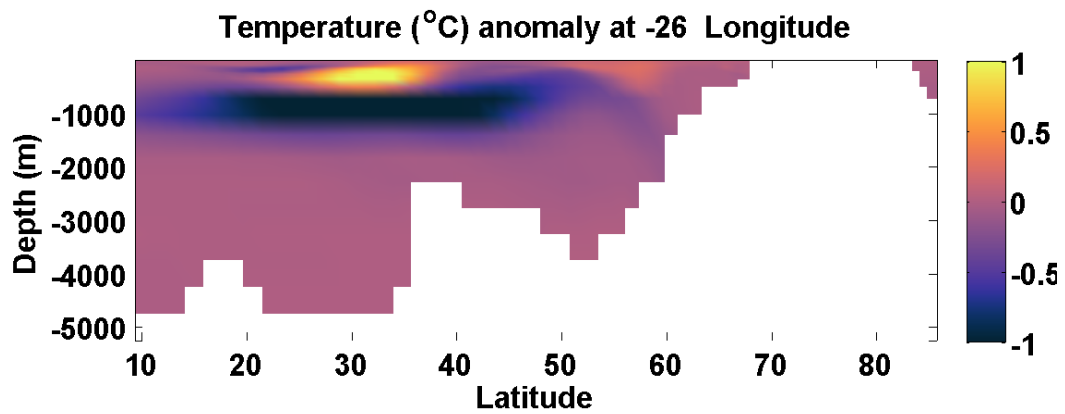


Εικόνα 17 Διαφορά της αλατότητας των δύο περαμάτων στο γεωγραφικό πλάτος των 35°N (Exp II- Exp I)

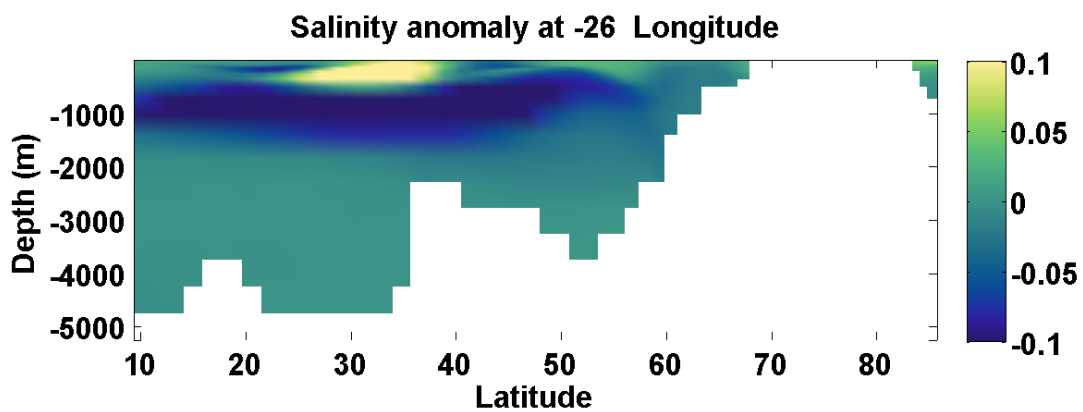


Εικόνα 18 Διαφορά της σίγμα πυκνότητας των δύο περαμάτων στο γεωγραφικό πλάτος των 35°N (Exp II- Exp I)

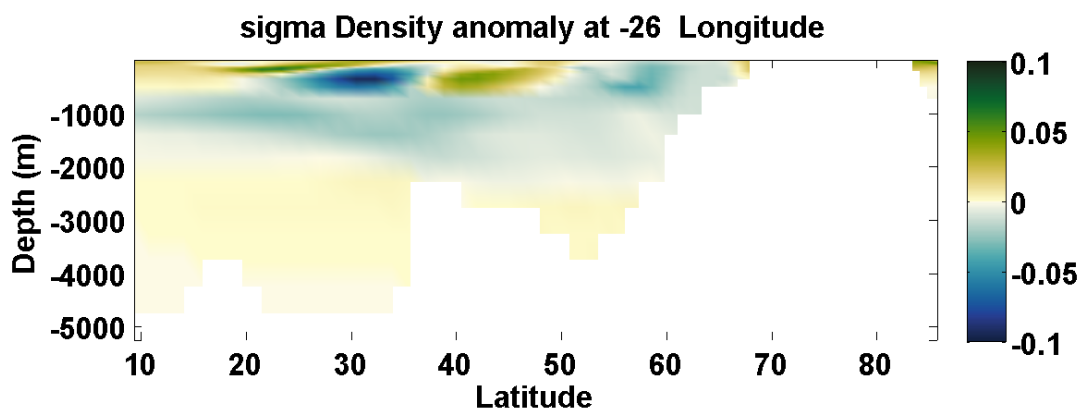
Μεσημβρινές τομές στις 26°W (Ανατολικά Μεσοωκεάνιας Ράχης):



Εικόνα 19 Διαφορά της θερμοκρασίας των δύο περαμάτων στο γεωγραφικό μήκος των 26°W (Exp II- Exp I)

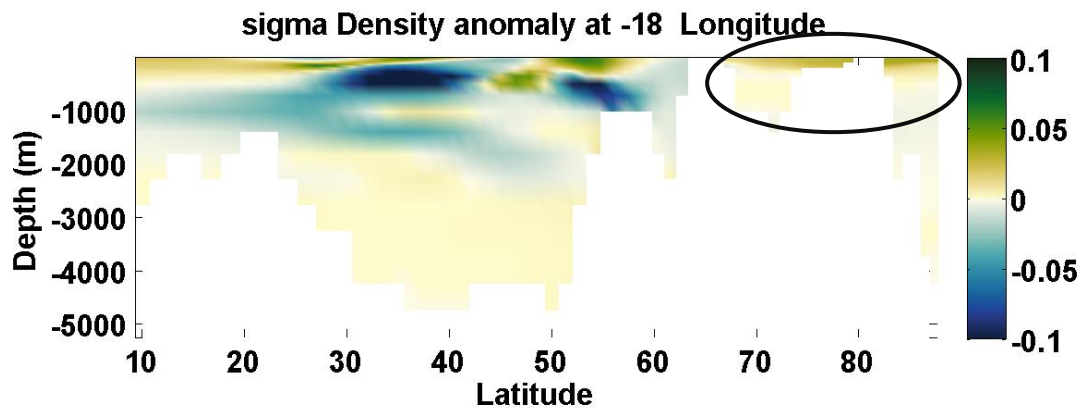


Εικόνα 20 Διαφορά της αλατότητας των δύο περαμάτων στο γεωγραφικό μήκος των 26°W (Exp II- Exp I)



Εικόνα 21 Διαφορά της σίγμα πυκνότητας των δύο περαμάτων στο γεωγραφικό μήκος των 26°W (Exp II- Exp I)

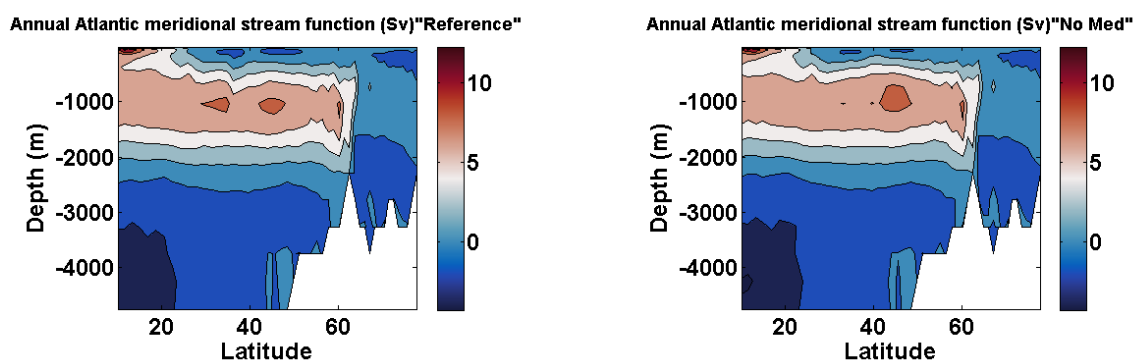
Τέλος, είναι σημαντικό να ερευνησουμε και την μεταβολή που προκλήθηκε στην Βόρεια Θάλασσα, καθώς μαζί με τη θάλασσα του Λαμπραντόρ είναι οι δύο κύριες περιοχές δημιουργίας των NADW. Παραθέτουμε ενδεικτικά την διαφορά των πυκνοτήτων στο γεωγραφικό μήκος των 18°N (Εικόνα 22), όπου φαίνεται ότι στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη (65°N-85°N) η πυκνότητα των νερών αυξήθηκε. Αυτό μας επιτρέπει να θεωρήσουμε πως, κλείνοντας την Μεσόγειο θα δημιουργούνται περισσότερα βαθιά νερά. Την βύθιση των νερών θα εξετάσουμε στην παράγραφος 3.5.



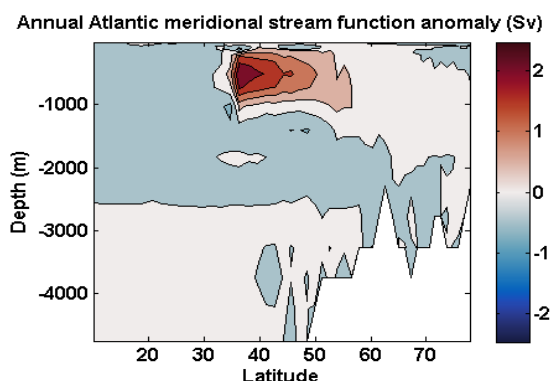
Εικόνα 22 Διαφορά της σίγμα πυκνότητας των δύο περαμάτων στο γεωγραφικό μήκος των 18°W (Exp II- Exp I).

### 3.2 Μεσημβρινή μεταφορά όγκου, θερμότητας, αλατότητας.

Η μέση ετήσια ρευματοσυνάρτηση της μεσημβρινής μεταφοράς όγκου (AMOC), για τα δύο πειράματα, απεικονίζεται στην **Εικόνα 23**. Η συμπεριφορά της έρχεται σε συμφωνία με την Εικόνα 4. Παρατηρούμε τη μέγιστη τιμή περίπου στις 45°N και ένα δευτερεύον μέγιστο στις 35°N, που είναι το γεωγραφικό πλάτος του στενού Γιβραλτάρ. Ωστόσο, υπάρχει σημαντική υποεκτίμηση της μέγιστης τιμής, η οποία οφείλεται στην υποεκτίμηση της δημιουργίας βαθιών νερών, νότια της Ισλανδίας, από το μοντέλο (P.Ortega et al., 2017). Στην **Εικόνα 24** παρουσιάζεται η απόλυτη διαφορά των μεσημβρινών μεταφορών των δύο πειραμάτων, που θα αναπτύξουμε στην συνέχεια.

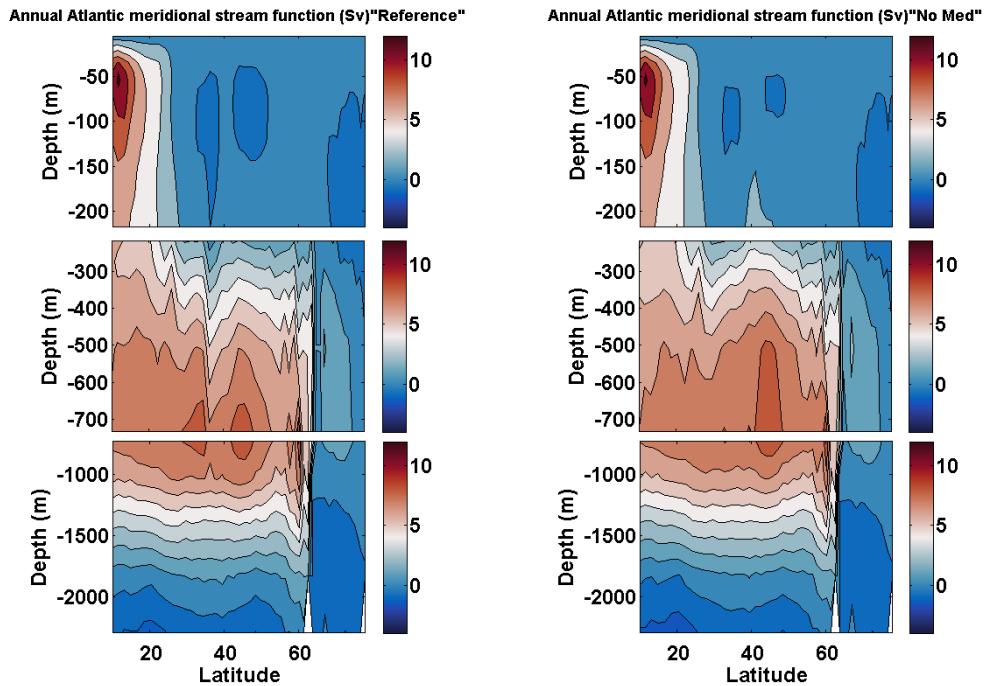


**Εικόνα 23** Μέση ετήσια απεικόνιση του δείκτη AMOC για τον Βόρειο Ατλαντικό. Αριστερά Expl, δεξιά ExplII.

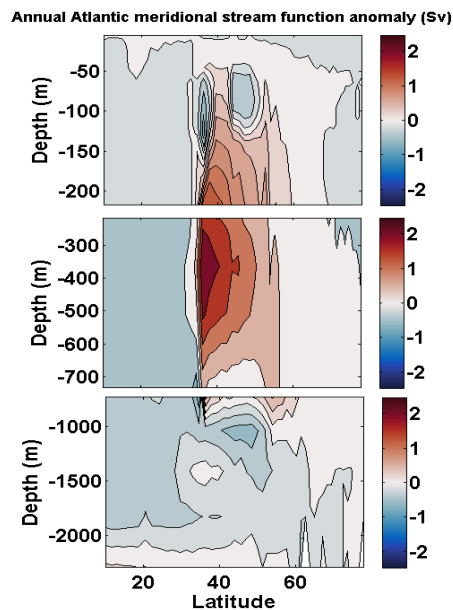


**Εικόνα 24** Απόλυτη διαφορά της μέσης ετήσιας τιμής του δείκτη AMOC των δύο πειραμάτων (ExplII-Expl)

Η μεσημβρινή ταχύτητα σε κάθε βάθος, επηρεάζεται από διαφορετική φυσική διεργασία και για τον λόγο αυτό αναλύσαμε την ρευματοσυνάρτηση που σχετίζεται με το upper cell του AMOC σε τρία διαφορετικά βάθη (**Εικόνα 25**) για τα δύο πειράματα καθώς επίσης και την απόλυτη διαφορά τους (**Εικόνα 26**). Η μελέτη μας περιορίζεται στο upper cell του AMOC δηλαδή από την επιφάνεια και ως τα 2290m βάθους, όπου στην συνέχεια θα αναπτύξουμε ξεχωριστά την συμπεριφορά του σε κάθε βάθος. Από το βάθος των 2290m έως τον πυθμένα, λαμβάνει χώρα το lower cell, που δημιουργείται από νερά που βυθίζονται στην περιοχή της Ανταρκτικής. Η μελέτη μας δεν επικεντρώνεται σε αυτό το κύταρρο.



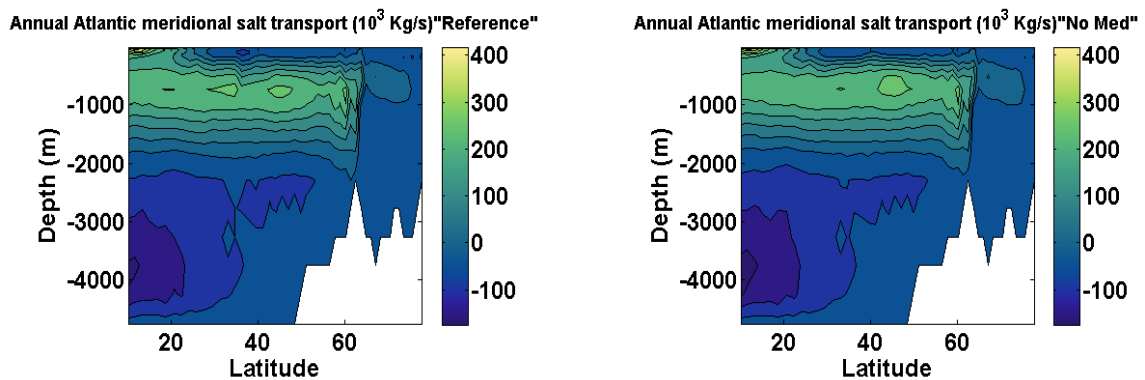
Εικόνα 25 Ετήσια ρευματοσυνάρτηση του AMOC για τα δύο πειράματα (αριστερά ExprI, δεξιά ExprII) στα βάθη που λαμβάνει χώρα το upper cell.



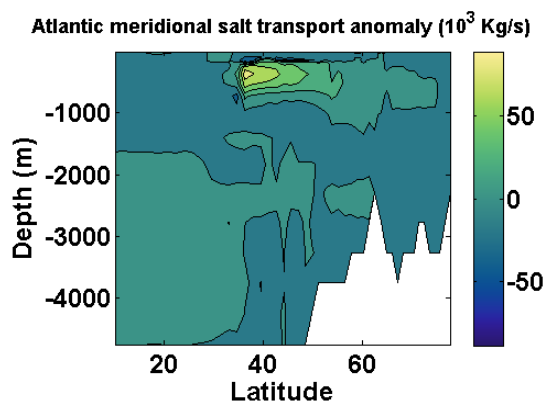
Εικόνα 26 Απόλυτη διαφορά της μέσης ετήσιας ρευματοσυνάρτησης του AMOC (ExprII – ExprI) για το upper cell.

Επιφανειακά και μέχρι το βάθος των 217 m, η περιοχή μεταξύ 20° N και 40°N, δηλαδή η υποτροπική περιοχή του Βορείου Ατλαντικού, χαρακτηρίζεται από έλλειμμα γλυκού νερού, λόγω αρνητικού ισοζυγίου μάζας (παράγραφος 1.3.3). Αποτέλεσμα αυτού, είναι η σύγκλιση γλυκού νερού από τις συνορεύουσες περιοχές, την ισημερινή και την υποπολική. Η Μεσόγειος θάλασσα, επιδρά σε αυτό το ισοζύγιο ενισχύοντας το έλλειμμα γλυκού νερού με αποτέλεσμα να ενισχύεται η σύγκλιση από τις γειτονικές περιοχές. Όπως αναφέραμε στην παράγραφο (1.4.1) πραγματοποιούνται δύο μεταφορές στο στενό του Γιβραλτάρ, μία επιφανειακή με φορά προς την Μεσόγειο ( $G_{in}$ )

και μία ενδιάμεση προς τον Ατλαντικό ( $G_{out}$ ). Από τους υπολογισμούς του μοντέλου οι τιμές των ροών αυτών υπολογίζονται ως  $G_{in}=0.6621$  Sv και  $G_{out}=-0.6327$  Sv. Η διαφορά των δύο ροών είναι περίπου 0.03 Sv και δεδομένου ότι η επιφανειακή ροή έχει μικρότερη αλατότητα, μας επιτρέπει να θεωρήσουμε αυτή τη διαφορά ως έλλειμμα γλυκού νερού για τον Ατλαντικό. Την θεωρία αυτή, την επιβεβαιώνει η μεταφορά αλατότητας, που προσεγγιστικά ισούται με  $FWT \approx -S_0$  (παράγραφος 1.3.3). Από τη μεταφορά αλατότητας (**Εικόνα 27**), παρατηρούμε ότι στην επιφάνεια, δημιουργείται μία αρνητική (κυκλωνική) μεταφορά αλατότητας, δηλαδή μεταφορά γλυκού νερού, η οποία στο πείραμα χωρίς Μεσόγειο γίνεται λιγότερο αρνητική και επιβεβαιώνεται στην απόλυτη διαφορά των δύο μεταφορών (**Εικόνα 28**). Έτσι, η διαφορά στη μεταφορά όγκου για τα πρώτα 217m της **Εικόνα 25**, που φαίνεται να αυξάνει, στην πραγματικότητα γίνεται λιγότερο αρνητική.



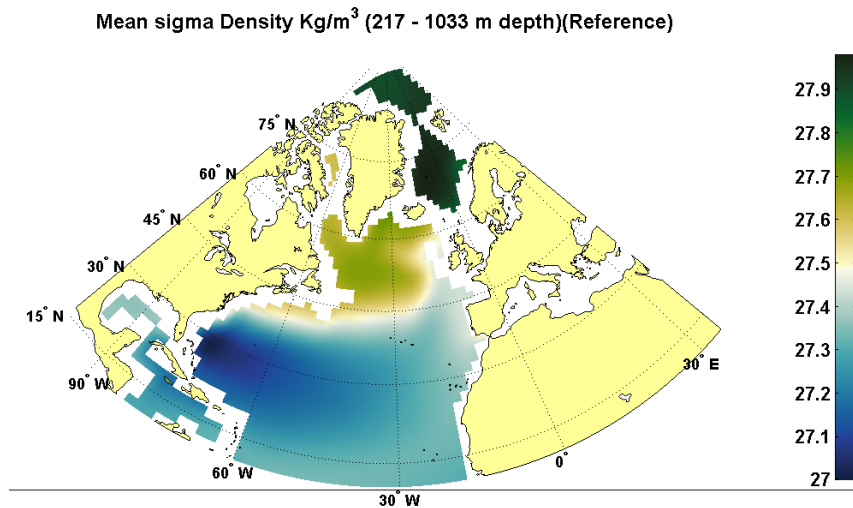
**Εικόνα 27** Μέση ετήσια απεικόνιση της μεσημβρινής μεταφοράς αλατότητας για τον Βόρειο Ατλαντικό. Αριστερά πείραμα ExrI, δεξιά πείραμα ExrII.



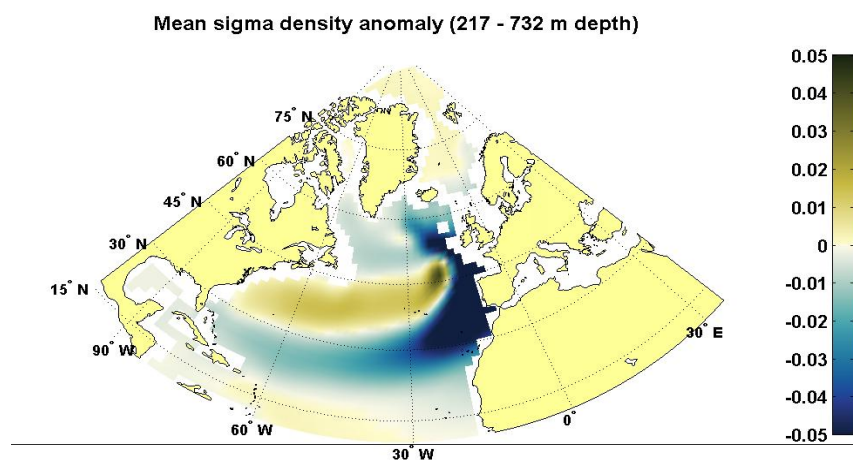
**Εικόνα 28** Απόλυτη διαφορά της μέσης ετήσιας μεσημβρινής μεταφοράς αλατιού των δύο πειραμάτων (ExrII-ExrI).

Μεταξύ των βαθών 217-732 m, η μεσημβρινή μεταφορά έχει κατεύθυνση προς τον Βορρά και κινείται από την διαφορά πυκνότητας. Από την απόλυτη διαφορά των δύο μεταφορών (**Εικόνα 25**) παρατηρούμε ότι, μεταξύ αυτών των βαθών, το AMOC, στο πείραμα χωρίς Μεσόγειο, αυξάνεται βόρεια του στενού του Γιβραλτάρ και μειώνεται νότια. Ο λόγος φαίνεται να είναι η διαφορά στην βαθμίδα πυκνότητας που προκαλεί η Μεσόγειος στα

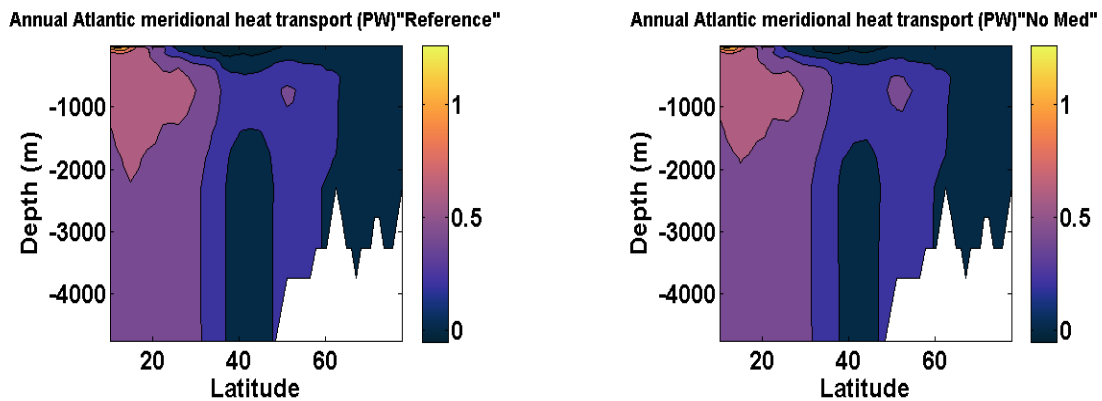
βάθη αυτά. Πιο συγκεκριμένα, η Μεσόγειος εκβάλλει προς τον Ατλαντικό πυκνά νερά, τα οποία αναμιγνύονται με τα νερά του Ατλαντικού και δημιουργούν μια γλώσσα πυκνών νερών κυρίως στην διεύθυνση ανατολής δύσης. Για να αποδείξουμε την μεταβολή αυτή στη βαθμίδα της πυκνότητας, υπολογίσαμε την μέση τιμή της πυκνότητας για τα δύο πειράματα, μεταξύ των βαθών 217-732 m. Στην **Εικόνα 29** παρουσιάζεται η μέση πυκνότητα του Expl για τα εν λόγω βάθη και στην **Εικόνα 30** παρουσιάζεται η διαφορά των δύο πειραμάτων. Παρατηρούμε ότι η πυκνότητα μέσα στον αντικυκλώνα της υποτροπικής περιοχής (20°N - 40°N) , μειώθηκε νότια του Γιβραλτάρ και αυξήθηκε Βόρεια αυτού καθιστώντας την βαθμίδα πυκνότητας εντονότερη, επιτρέποντας τη μεταφορά όγκου προς τον Βορρά. Διερευνήσαμε επιπλέον και την συμπεριφορά της μεσημβρινής μεταφοράς θερμότητας για τα δύο πειράματα (**Εικόνα 31**) και από την απόλυτη διαφορά τους (**Εικόνα 32**), παρατηρήσαμε την ίδια συμπεριφορά για τα βάθη αυτά, με την μεταφορά όγκου και την μεταφορά αλατιού. Δηλαδή, όταν κλείσαμε την επίδραση της Μεσογείου, ενισχύθηκε η μεταφορά των θερμοαλατικών χαρακτηριστικών από τα μικρά προς τα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη. Το αποτέλεσμα αυτό, έρχεται σε συμφωνία με αντίστοιχη μελέτη που πραγματοποίησαν οι Ivanovic R. et al., το 2014.



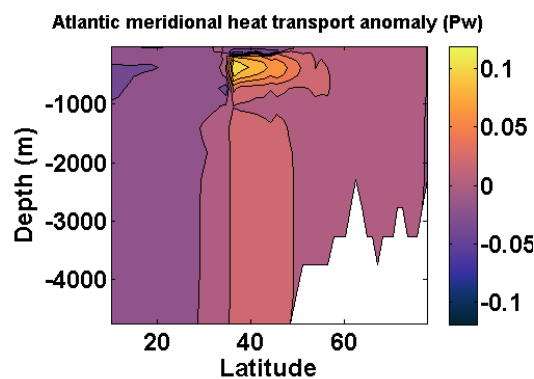
**Εικόνα 29** Μέση πυκνότητα του Expl για τα βάθη 217-735m.



**Εικόνα 30** Διαφορά της μέσης πυκνότητας των δύο πειραμάτων, για τα βάθη 217-732m.



Εικόνα 31 Μέση ετήσια απεικόνιση της μεσημβρινής μεταφοράς θερμότητας για τον Βόρειο Ατλαντικό. Αριστερά πείραμα ExrI, δεξιά πείραμα ExrII.



Εικόνα 32 Απόλυτη διαφορά της μέσης ετήσιας μεσημβρινής μεταφοράς θερμότητας των δύο πειραμάτων (ExrII-ExrI).

Τέλος, μεταξύ των βαθών 732-2290 m, η μεσημβρινή μεταφορά έχει θετική τιμή, δηλαδή αντικυκλωνική, αλλά πλέον επιστρέφει προς τον Ισημερινό (Εικόνα 25 & Εικόνα 42). Η επιστροφή αυτή είναι αποτέλεσμα της δημιουργίας πυκνών νερών στον Βόρειο Ατλαντικό (NADW) τα οποία βυθίζονται και κινούνται προς τον Νότο λόγω της διαφοράς στη βαθμίδα πυκνότητας μεταξύ των δύο ημισφαιρίων, όπως την περιέγραψε ο Stommel (Stommel H., 1961) για πρώτη φορά. Η περιγραφή του αυτή είναι γνωστή και ως “Stommel’s box model”. Για να υφίσταται overturning κυκλοφορία και να βρίσκεται συνεχώς σε steady state, όπως περιγράψαμε στην παράγραφο 1.2, θα πρέπει να υπάρχουν μηχανισμοί που να μειώνουν την πυκνότητα των βαθιών νερών ώστε να μειώνεται η GPE (Gravitational Potential Energy), να αναβλύζουν και να ολοκληρώνουν την κυκλοφορία. Εάν δεν μειωνόταν η πυκνότητά τους, η δημιουργία βαθιών νερών θα πρόσθετε συνεχώς πυκνά νερά στα βάθη του Ατλαντικού ώπου κάποια στιγμή η overturning κυκλοφορία θα σταματούσε (Kuhlbrodt et al. 2007).

Αύξηση της GPE προκαλούν οι γεωθερμικές πηγές, οι οποίες προσδίδουν θερμότητα στα πυθμενικά νερά του ωκεανού, καθώς επίσης και η μεταφορά θερμότητας κάθετα

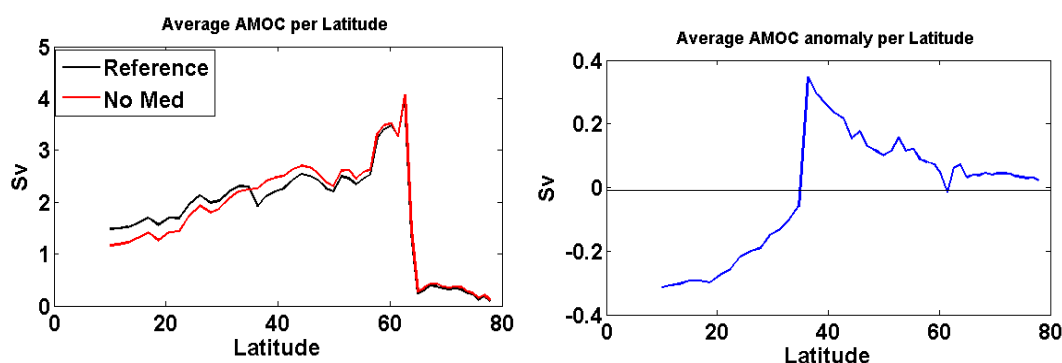


στις ισόπυκνες επιφάνειες (turbulent diapycnal mixing), που προέρχεται από την μετατροπή της μέσης κινητικής ενέργειας των εσωτερικών κυμάτων σε τυρβώδη κινητική ενέργεια κατά το σπάσιμό τους και η αλληλεπίδραση του νερού με τα τοιχώματα της μεσοωκεάνιας ράχης και των ηπειρωτικών ορίων (Kuhlbrodt *et al.* 2007), όπως περιγράφουμε στην παράγραφο 1.2.

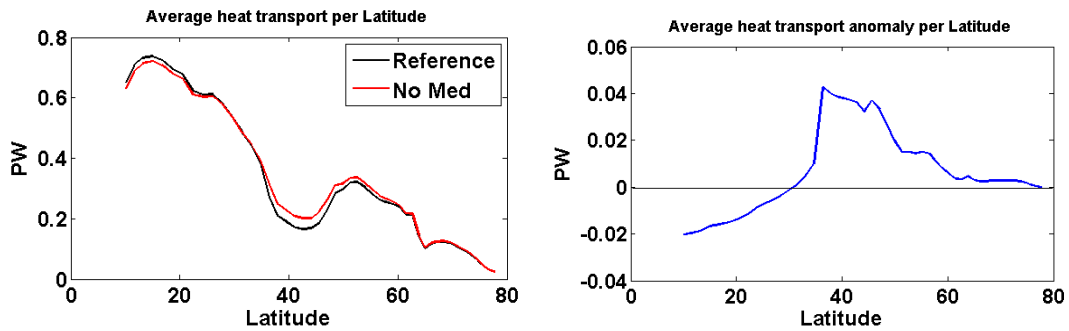
Στην μελέτη μας, παρατηρήσαμε ότι κλείνοντας την Μεσόγειο (Exp II) παρόλο που η δημιουργία βαθιών νερών αυξάνεται (**Πίνακας 1**) η μεταφορά προς τον Ισημερινό μειώνεται (**Εικόνα 25**). Στην προσπάθειά μας να αποδείξουμε γιατί συμβαίνει αυτή η μείωση, υπολογίσαμε την κάθετη τυρβώδη μεταφορά θερμότητας, όπως αυτή υπολογίζεται από το μοντέλο, για όλη την περιοχή μελέτης μας (**Πίνακας 2**). Αυτή η μείωση στην ανάμειξη, προκαλεί μείωση της GPE των βαθιών νερών σε σχέση με το Exp I, που με την σειρά της συμβάλει στην μείωση της ανάβλυσης, εξασθενώντας έτσι το AMOC στον κλάδο που επιστρέφει προς τον Νότο και στον κλάδο που αναβλύζει.

Για να έχουμε μία πιο συγκεντρωτική εικόνα για την συμπεριφορά του AMOC, πραγματοποιήσαμε για κάθε μία από τις μεσημβρινές μεταφορές (όγκου, θερμοκρασίας, αλατότητας) μία μέτρηση επιπλέον. Σε κάθε γεωγραφικό πλάτος, υπολογίσαμε την μέση μεταφορά σε όλη την στήλη του νερού, ολοκληρώνοντας έτσι για όλο το βάθος κάθε μία από τις μεταφορές.

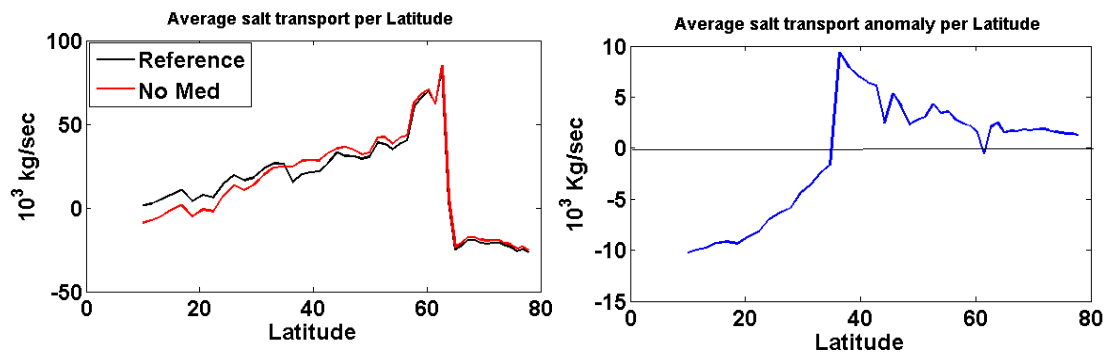
Η μεταφορά όγκου (**Εικόνα 33**), επιβεβαιώνει μία συνολική αύξηση του AMOC, βόρεια των 35°N της τάξης του 0.2 Sv και αντίστοιχα μία μείωση νότια αυτού. Τη συμπεριφορά αυτή ακολουθούν τόσο η μεταφορά θερμότητας (**Εικόνα 34**) όσο και η μεταφορά αλατιού (**Εικόνα 35**). Αξίζει να σημειώσουμε, την αύξηση που παρατηρείται και στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη μεταξύ 60°N – 80°N, η οποία περιμένουμε να δρα καταστροφικά στην δημιουργία πάγου, όπως θα αναπτύξουμε στην παράγραφο 3.6.



**Εικόνα 33** Αριστερά: Μέση τιμή του AMOC ολοκληρωμένη κατά βάθος σε κάθε γεωγραφικό πλάτος για τα δύο πειράματα. Η μαύρη γραμμή αντιπροσωπεύει το Exp I και η κόκκινη το Exp II. Δεξιά: η διαφορά της απόλυτης μέσης τιμής του AMOC (ExpII – ExpI).



**Εικόνα 34 Αριστερά:** Μέση τιμή της μεταφοράς θερμότητας ολοκληρωμένη κατά βάθος σε κάθε γεωγραφικό πλάτος για τα δύο πειράματα. Η μαύρη γραμμή αντιπροσωπεύει το Exr I και η κόκκινη το Exr II. **Δεξιά:** η διαφορά της απόλυτης μέσης μεταφοράς θερμότητας (ExrII – ExrI).



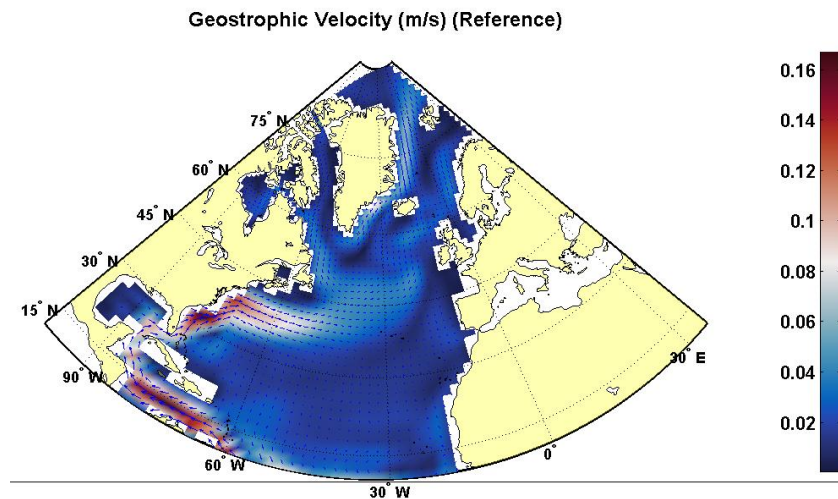
**Εικόνα 35 Αριστερά:** Μέση τιμή της μεταφοράς αλατιού, ολοκληρωμένη κατά βάθος, σε κάθε γεωγραφικό πλάτος για τα δύο πειράματα. Η μαύρη γραμμή αντιπροσωπεύει το Exr I και η κόκκινη το Exr II. **Δεξιά:** η διαφορά της μέσης μεταφοράς αλατιού (ExrII – ExrI).

### 3.3 Πεδίο οριζόντιων ταχυτήτων

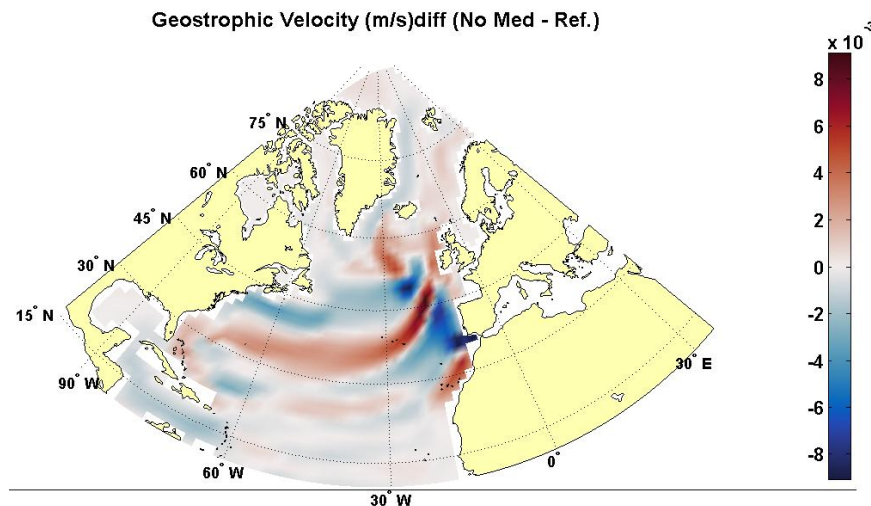
Για την μελέτη της μεταβολής του πεδίου ταχυτήτων, υπολογίσαμε αρχικά την μεταβολή των γεωστροφικών ταχυτήτων μέσω της ανύψωση της ελεύθερης επιφάνειας (SSH), όπως αυτή υπολογίζεται από το μοντέλο. Επίσης, πραγματοποιήσαμε οριζόντιες τομές του πεδίου της ολικής ταχύτητας για κάθε βάθος.

Η γεωστροφική ταχύτητα (**Εικόνα 36**), μας φανερώνει τα γεωστροφικά ρεύματα που δημιουργούνται στην περιοχή του Ατλαντικού, όπως το Gulf Stream, στις ακτές της Αμερικής με μέγιστη ταχύτητα στα 0.17 m/s καθώς και την προέκτασή του προς την Βορειοανατολική Ευρώπη, γνωστό και ως North Atlantic Current, με μέγιστη ταχύτητα 0.08m/s και την προέκταση αυτού σε Norwegian Current στη βόρεια θάλασσα, κατά μήκος των ακτών της Νορβηγίας με ταχύτητα 0.04m/s. Επιπροσθέτως, διακρίνουμε στη θάλασσα του Labrador κοντά στις ακτές του Καναδά, το Labrador current με γεωστροφική ταχύτητα περίπου 0.04m/s και φορά προς τον Ατλαντικό, καθώς και το East Greenland Current, στις ανατολικές ακτές της Γροιλανδίας, με φορά προς τον

Ατλαντικό και γεωστροφική ταχύτητα της τάξης του 0.08m/s. Η απόλυτη διαφορά των γεωστροφικών ταχυτήτων για τα δύο πειράματα (**Εικόνα 37**), μας φανερώνει μια νότια μετατόπιση που υφίσταται το Gulf stream στις ακτές του Cape Hatteras, όταν αποκολλάται από την ακτή, η οποία με την σειρά της μετατοπίζει και το North Atlantic current νοτιότερα.



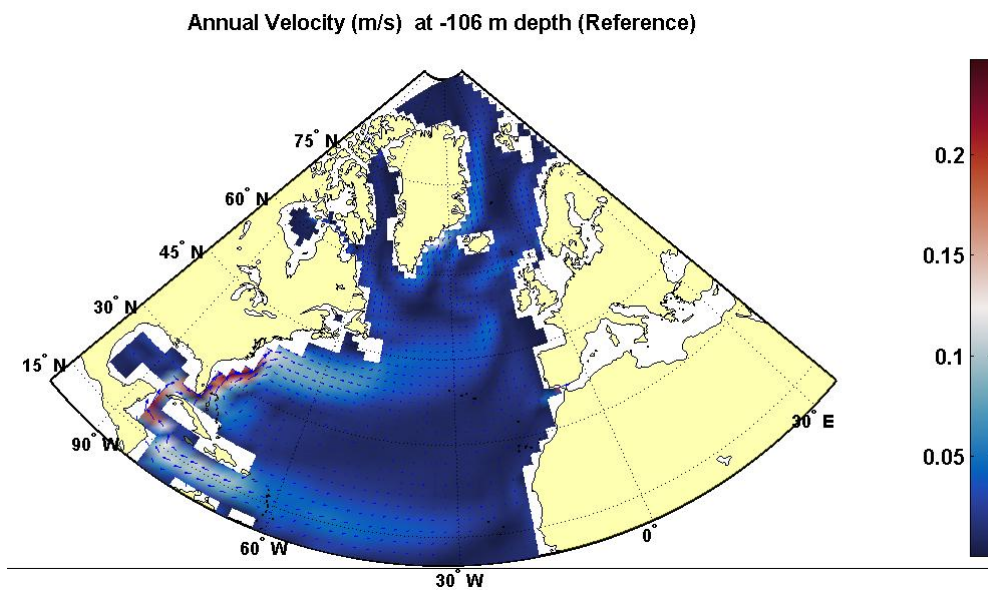
**Εικόνα 36** Πεδίο Γεωστροφικής ταχύτητας για το πείραμα αναφοράς. Η χρωματική κλίμακα αναφέρεται στο μέτρο της, ενώ τα βέλη δείχνουν την κατεύθυνση.



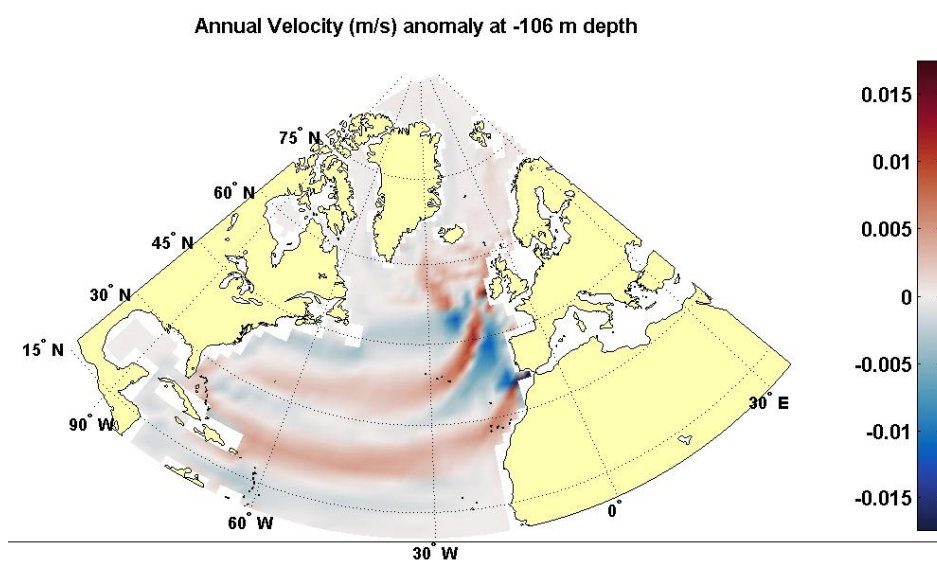
**Εικόνα 37** Διαφορά του μέτρου των γεωστροφικών ταχυτήτων για τα δύο πειράματα (Exp II – Exp I)

Από την άλλη μεριά, οι ολικές ταχύτητες έδωσαν μεγαλύτερες τιμές της ταχύτητας για τα ρεύματα αυτά. Παραθέτουμε ενδεικτικά, το πεδίο της ολικής ταχύτητας, σε τρία συγκεκριμένα βάθη, τα οποία αντιπροσωπεύουν τις ζώνες (**Εικόνα 25**) που μελετήσαμε στην προηγούμενη παράγραφο (3.2). Πιο συγκεκριμένα, για το βάθος από την επιφάνεια

ως τα 217m επιλέξαμε την ταχύτητα στα 106m (**Εικόνα 38**). Παρατηρούμε ότι, η μέγιστη τιμή του Gulf Stream, αγγίζει τα 0.25 m/s και του North Atlantic Current τα 0.17 m/s. Η διαφορά των δύο πειραμάτων (**Εικόνα 39**), επιβεβαιώνει την νότια μετατόπιση που υφίσταται το North Atlantic Current, το οποίο είναι υπεύθυνο για την μεταφορά, τόσο σε όγκο νερού, αλλά και θερμοαλατικών χαρακτηριστικών στην Βόρεια θάλασσα. Επίσης, παρατηρείται μία ενίσχυση του Norwegian Current της τάξης του 1,6%, η οποία όπως αναλύεται στην συνέχεια (παράγραφος 3.6), επηρεάζει το ποσοστό παγοκάλυψης.

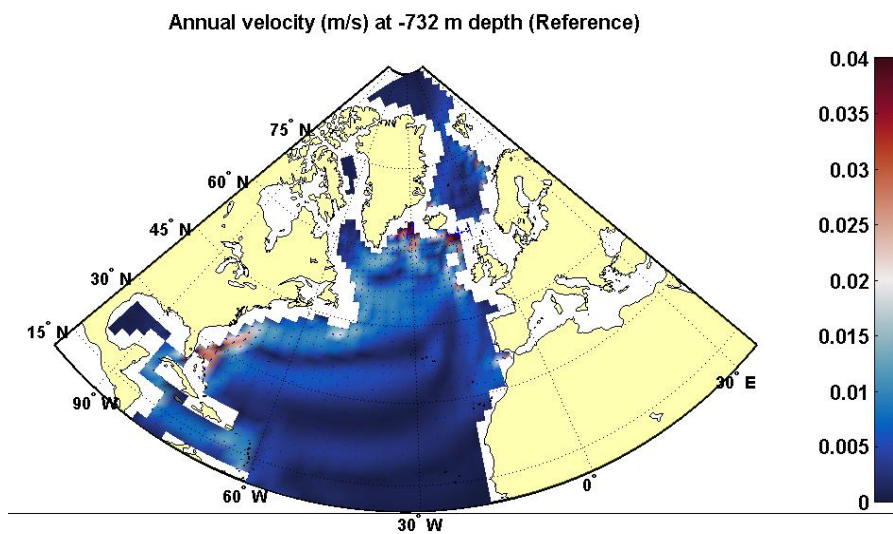


*Εικόνα 38* Πεδίο ολικής ταχύτητας στα 106m βάθος για το *Exp I*.

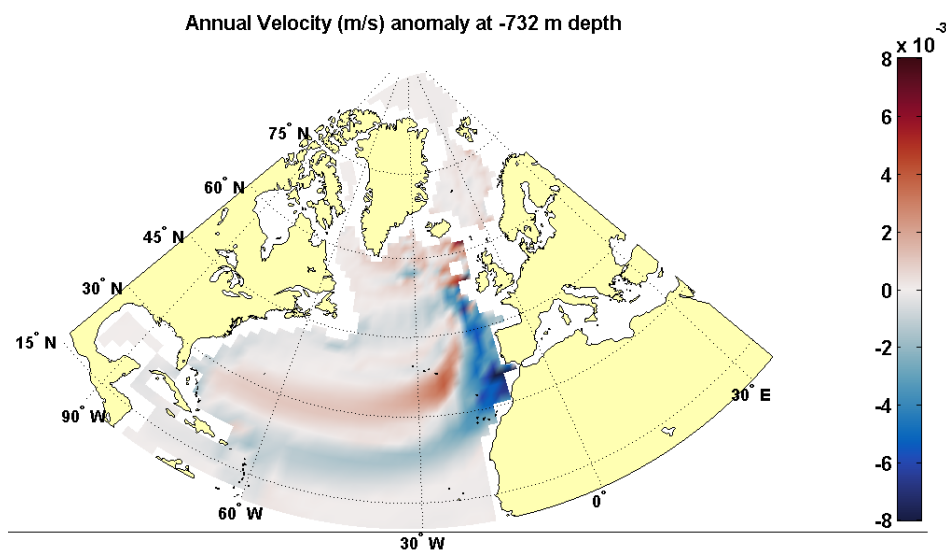


*Εικόνα 39* Διαφορά του μέτρου της ολικής ταχύτητας στα 106m βάθους, για τα δύο πειράματα (*ExpII* – *ExpI*).

Για τα βάθη μεταξύ 217-732m επιλέξαμε το κατώτερο βάθος, δηλαδή των 732m (Εικόνα 40), όπου και παρατηρείται η μέγιστη μεταφορά του AMOC. Η διαφορά των δύο πειραμάτων (Εικόνα 41), έδειξε ότι στο βάθος αυτό υπάρχει μία μείωση της ταχύτητας ζωνικά κοντά στις 20°N όπως επίσης μία ακόμα πιο έντονη μείωση κοντά στο στενό του Γιβραλτάρ η οποία εκτείνεται προς την βορειοδυτική Ευρώπη. Αυτό το «μονοπάτι» που αποδυναμώνεται, συμφωνεί με την Εικόνα 8 του κεφαλαίου 1.4.2, που όπως περιγράψαμε, είναι η ροή των νερών που αναφέρουμε ως AMW. Επιπλέον, συγκρίνοντας την Εικόνα 30 με την Εικόνα 41, παρατηρούμε να συμφωνεί με την υπόθεσή ότι μειώνεται η μεταφορά νότια του Στενού του Γιβραλτάρ και αυξάνεται βόρεια αυτού.

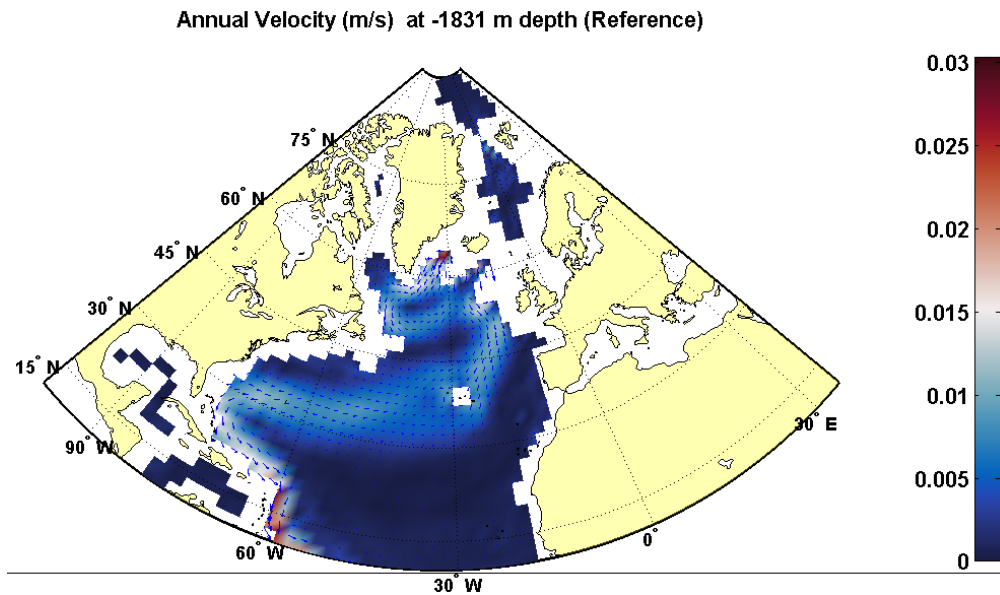


Εικόνα 40 Πεδίο ολικής ταχύτητας στα 732m βάθος για το Exp I

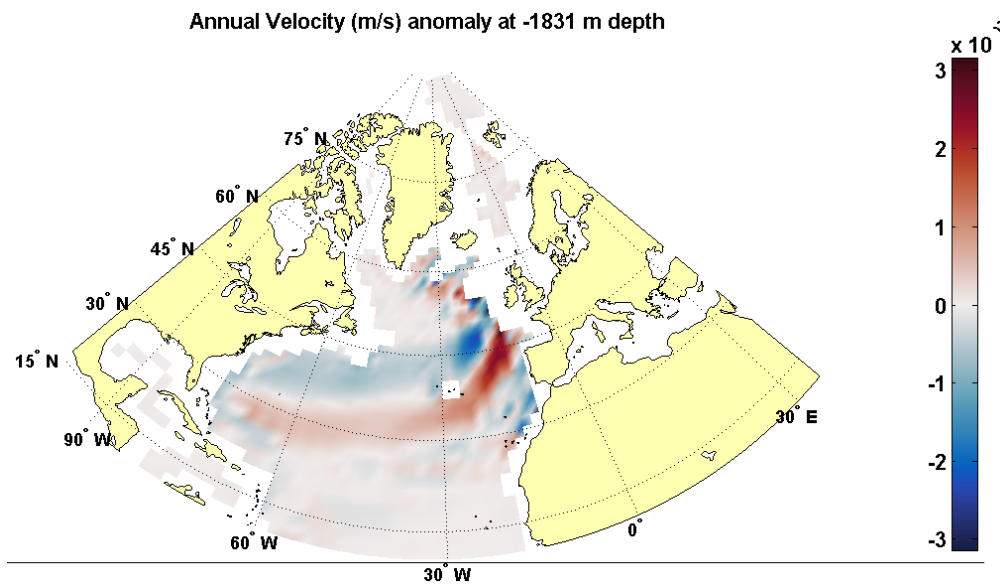


Εικόνα 41 Διαφορά του μέτρου της ολικής ταχύτητας στα 732m βάθος, για τα δύο πειράματα (ExpII – ExpI).

Τέλος, για τα βάθη μεταξύ 372-2290m επιλέξαμε το βάθος των 1831m, όπου γίνεται εμφανές το βαθύ ρεύμα δυτικού ορίου (DWBC) (Εικόνα 42), όπου μεταφέρει τα πυκνά νερά προς τον Νότιο Ατλαντικό. Από την διαφορά των δύο πειραμάτων (Εικόνα 43), παρατηρούμε μία νότια μετατόπιση το DWBC, η οποία από αντίστοιχες μελέτες, όπως περιγράψαμε στην παράγραφο 1.5, φαίνεται να συμβαίνει όταν μειώνεται το AMOC.



Εικόνα 42 Πεδίο ολικής ταχύτητας στα 1831m βάθος για το Exp I



Εικόνα 43 Διαφορά του μέτρου της ολικής ταχύτητας στα 1831m βάθους, για τα δύο πειράματα (ExpII – ExpI).

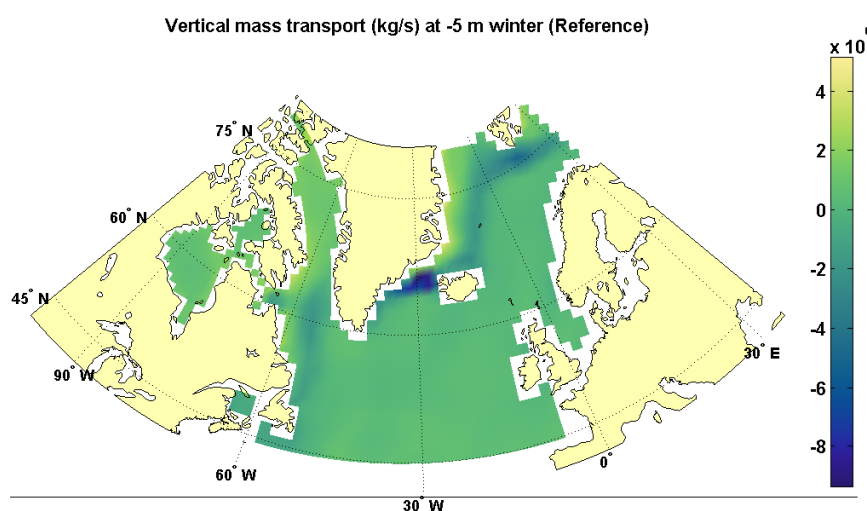
### 3.4 Κατακόρυφη μεταφορά μάζας

Η κατακόρυφη μεταφορά μάζας όπως υπολογίζεται από το μοντέλο, αφορά την βύθιση και ανάβλυση που συμβαίνει στον ωκεανό λαμβάνοντας υπόψη την κατακόρυφη ταχύτητα. Για να εκτιμήσουμε μόνο τη βύθιση των νερών στον Βόρειο Ατλαντικό, κοντά στην περιοχή δημιουργίας βαθιών νερών, υπολογίσαμε την μέση βύθιση (downwelling) για τα γεωγραφικά πλάτη από 45° N έως 75° N (Εικόνα 44) για κάθε εποχή (πίνακας 1). Επιλέξαμε τη συγκεκριμένη περιοχή, ώστε να μην συμπεριληφθεί η βύθιση των νερών της Μεσογείου, όπως αυτά καταβυθίζονται με την είσοδό τους στον Ατλαντικό (παράγραφος 1.4.2).

Κατακόρυφη μεταφορά μάζας $\times 10^5$ Kg/s	Χειμώνας	Άνοιξη	Καλοκαίρι	Φθινόπωρο	Ετήσια (μέση τιμή)
Exp I	-145	-141	-140	-135	- 140.25
Exp II	-148	-142	-141	-136	- 141.75

Πίνακας 1 Μέση εποχική και ετήσια κατακόρυφη μεταφορά μάζας για τον Βόρειο Ατλαντικό για τα δύο πειράματα και η απόλυτες διαφορές τους, για την περιοχή της Εικόνας 44.

Από τον υπολογισμό της κατακόρυφης μεταφοράς μάζας παρατηρούμε ότι τον χειμώνα έχουμε την πιο ισχυρή καταβύθιση και στα δύο πειράματα πράγμα που συμβαδίζει με την δημιουργία βαθιών νερών κατά την χειμερινή περίοδο. Παρατηρούμε, ότι στο πείραμα χωρίς Μεσόγειο, βυθίζονται περισσότερα νερά κατά  $3 \times 10^5$  Kg/s, γεγονός που μας επιβεβαιώνει την αύξηση του AMOC στην περιοχή αυτή. Η αύξηση αυτή φαίνεται να οφείλεται στην αύξηση της πυκνότητας στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη (Εικόνα 22).



Εικόνα 44 Μέση τιμή της κατακόρυφης μεταφοράς μάζας στα 5m για τον χειμώνα (Ιανουάριος-Φεβρουάριος-Μάρτιος) ExpI.

### 3.5 Κατακόρυφη τυρβώδης διάχυση.

Η κατακόρυφη θερμική διάχυση ή τυρβώδης διάχυση όπως υπολογίζεται από το μοντέλο, είναι υπεύθυνη στο να αυξάνει την GPE των βαθύτερων στρωμάτων (παράγραφος 1.2). Υπολογίσαμε συνολικά για όλο τον όγκο της περιοχής μελέτη μας, την κατακόρυφη τυρβώδη διάχυση για κάθε εποχή. Αντιπροσωπευτικά, παραθέτουμε την διαφορά της για τα δύο πειράματα, στα 1033m και για το καλοκαίρι (**Εικόνα 45**), όπου φαίνεται η μείωση της στην περιοχή όπου τα AMW συνεχίζουν να βυθίζονται και να αναμειγνύονται με τα περιβάλλοντα νερά του Ατλαντικού.

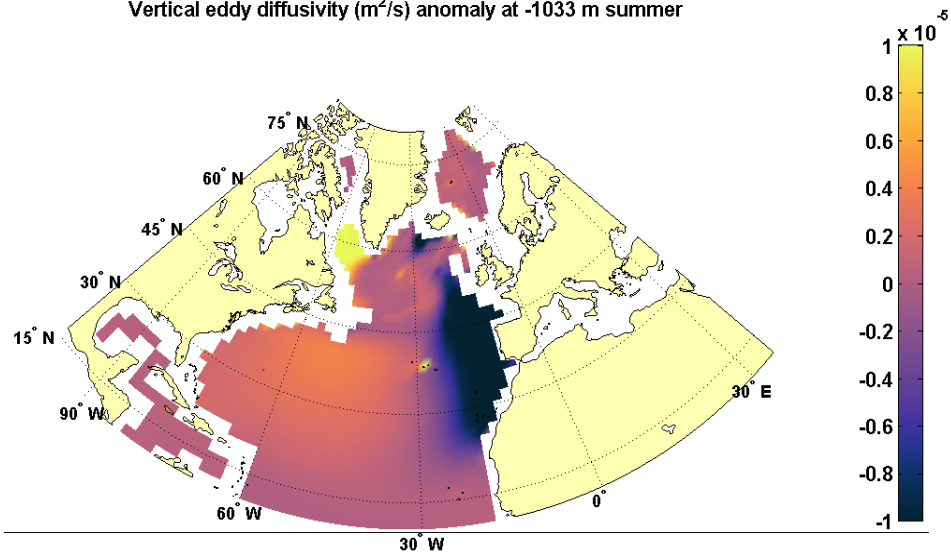
Κατακόρυφη θερμική διάχυση ( $m^2/s$ )	Χειμώνας	Άνοιξη	Καλοκαίρι	Φθινόπωρο	Ετήσια (μέση τιμή)
Exp I	0,6113	0,1605	0,1113	0,4069	0,3225
Exp II	0,5892	0,1349	0,0808	0,3919	0,2992
abs(ExpII)-abs(ExpI)	-0,0221	-0,0256	-0,0304	-0,015	-0,0233

*Πίνακας 2 Μέση εποχική και ετήσια κατακόρυφη θερμική διάχυση για τον Βόρειο Ατλαντικό για τα δύο πειράματα και η απόλυτες διαφορές τους*

Παρατηρούμε ότι, συνολικά η μέση τυρβώδης διάχυση μειώθηκε όταν κλείσαμε την Μεσόγειο, γεγονός που μας επιτρέπει να θεωρήσουμε ότι συμβάλει στην μείωση της GPE και έχει ως αποτέλεσμα την μείωση της ανάβλυσης στα μικρά γεωγραφικά πλάτη και κατά συνέπεια μείωση του AMOC. Όμως, ο εντοπισμός της βαθιάς ανάβλυσης, είναι εξαιρετικά δύσκολος, διότι δεν πραγματοποιείται σε μία συγκεκριμένη περιοχή, ούτε συγκεκριμένη εποχή. Παρόλα αυτά, μπορούμε να ελέγξουμε την υπόθεσή μας παρατηρώντας την μεταβολή στην πυκνότητα. Εάν αναβλύζουν λιγότερα νερά, τότε περιμένουμε να παρατηρηθεί αύξηση στην πυκνότητα των βαθιών στρωμάτων του AMOC που αφορούν το upper cell, δηλαδή από τα 1500m και κάτω. Το βάθος που μας επιτρέπει το αριθμητικό μοντέλο να ελέγξουμε αφορά τα 2290m (**Εικόνα 46**) και πράγματι παρατηρείται αύξηση στην πυκνότητα στα μικρά γεωγραφικά πλάτη του Βορείου Ατλαντικού (Νότια των 30°N).

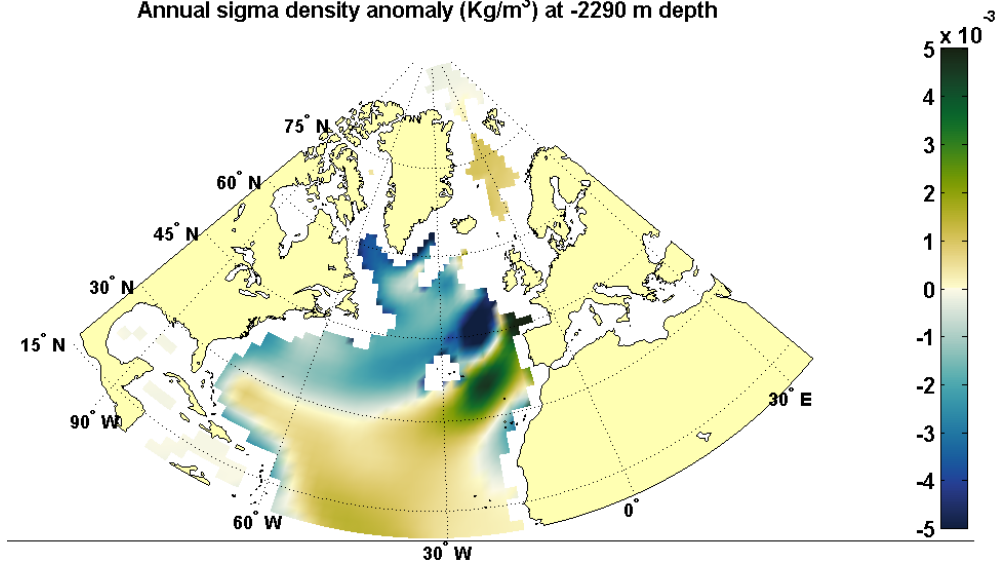


Vertical eddy diffusivity ( $m^2/s$ ) anomaly at -1033 m summer



Εικόνα 45 Διαφορά της κατακόρυφης τυρβώδους διάχυσης στα 1033m, την καλοκαιρινή εποχή (ExpII – ExpI).

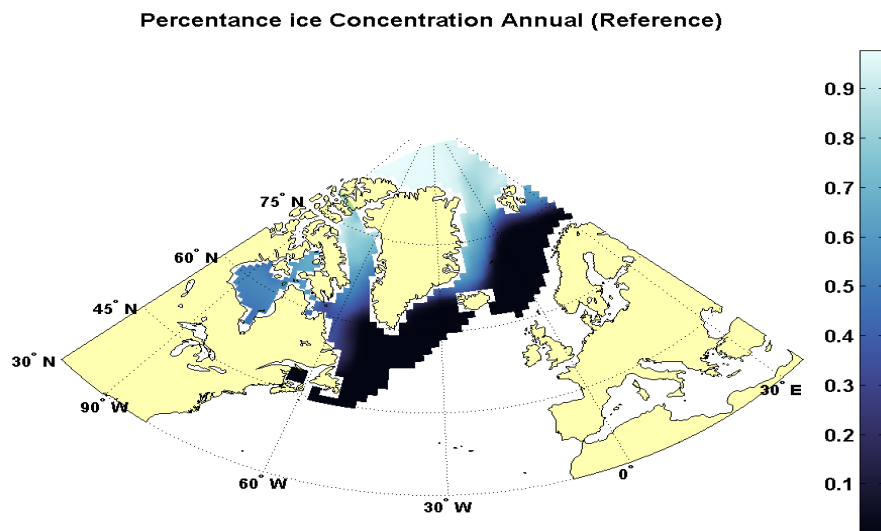
Annual sigma density anomaly ( $Kg/m^3$ ) at -2290 m depth



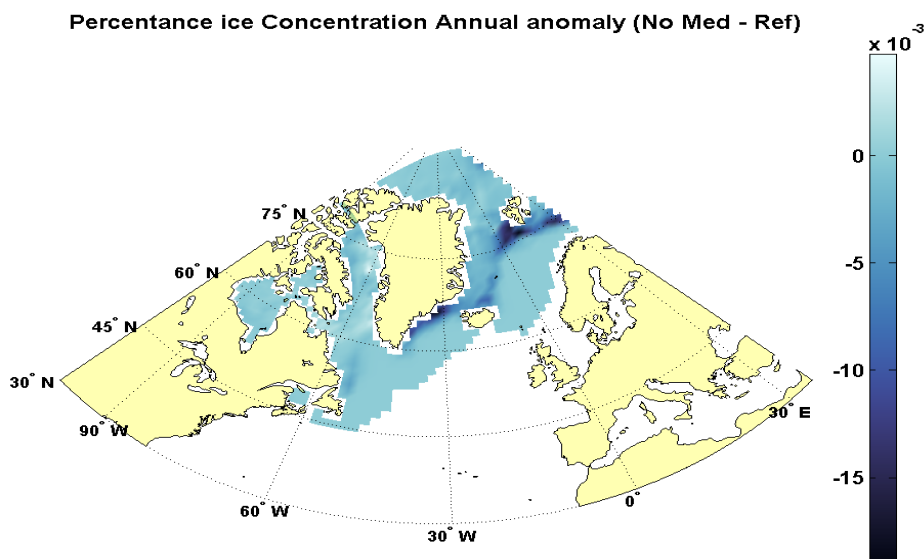
Εικόνα 46 Διαφορά της  $\sigma$ -πυκνότητας για το βάθος των 2290m, των δύο πειραμάτων (ExpII – ExpI)

### 3.6 Παγοκάλυψη

Το μοντέλο LIM3, όπως περιγράψαμε στην παράγραφο 2.2, υπολογίζει μεταξύ πολλών παραμέτρων και το ποσοστό παγοκάλυψης ανά κατηγορία πάγου. Συνολικά διαχωρίζει πέντε διαφορετικές κατηγορίες. Υπολογίζαμε το ετήσιο ποσοστό παγοκάλυψης συνολικά και για τις πέντε κατηγορίες (**Εικόνα 47**). Η διαφορά των δύο πειραμάτων (**Εικόνα 48**) παρουσιάζει μία μείωση της τάξης του 2% στην Βόρεια θάλασσα, κατά μήκος του Norwegian current και μία αύξηση της τάξης του 0.5% κατά μήκος των δυτικών ακτών της Γροιλανδίας, στη θάλασσα του Λαμπραντόρ. Η μείωση της παγοκάλυψης στην Βόρεια Θάλασσα, μπορεί να εξηγηθεί από την αύξηση στην μεταφορά θερμότητας και αλατότητας στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη.



Εικόνα 47 Ετήσιο ποσοστό παγοκάλυψης για το πείραμα αναφοράς (ExpI).



Εικόνα 48 Διαφορά του ποσοστού παγοκάλυψης για τα δύο πειράματα (ExpII - ExpI)

## Κεφάλαιο 4: Σύνοψη αποτελεσμάτων και συμπεράσματα

Στόχος της μελέτης μας, ήταν να ερευνήσουμε πως επιδρά η Μεσόγειος θάλασσα στη μεσημβρινή overturning κυκλοφορία του Βορείου Ατλαντικού (AMOC). Το AMOC απαρτίζεται από δύο κύτταρα κυκλοφορίας, ένα upper cell που αναπτύσσεται στα πρώτα 2 Km του Ατλαντικού (κυρίως στο Βόρειο τμήμα του) και ένα lower cell, πιο βαθύ (κυρίως στον Νότιο Ατλαντικό). Επίσης, η εν λόγω κυκλοφορία, είναι μέρος τόσο της ανεμογεννούς όσο και της θερμοαλατικής κυκλοφορίας. Ωστόσο, επικεντρώσαμε την μελέτη μας στην επίδραση που ασκεί η Μεσόγειος θάλασσα στην θερμοαλατική κυκλοφορία και κυρίως στο upper cell του AMOC.

Για την μελέτη μας χρησιμοποιήσαμε την μέθοδο της αριθμητικής προσομοίωσης, χρησιμοποιώντας το παγκόσμιο υδροδυναμικό μοντέλο NEMO, διεξάγοντας δύο πειράματα και τα αποτελέσματά μας αποτελούν την συγκριτική μελέτη αυτών. Το πρώτο πείραμα, ήταν το πείραμα αναφοράς (Exp I) και προσομοιώνει την παγκόσμια υδροδυναμική και θερμοδυναμική του ωκεανού με την ύπαρξη της Μεσογείου, ενώ το δεύτερο (Exp II), χωρίς την επίδραση της Μεσογείου. Η συγκριτική μελέτη πραγματοποιήθηκε αφαιρώντας το δεύτερο πείραμα (ExpII) το πρώτο (ExpI), δηλαδή, μελετήσαμε πως θα διαμορφωνόταν η μεσημβρινή overturning κυκλοφορία του Βορείου Ατλαντικού, **εάν δεν υπήρχε** η Μεσόγειος θάλασσα.

Η αφαίρεση των πυκνών νερών, που χαρακτηρίζουμε ως AMW (Atlantic Mediterranean Water) προκαλεί μείωση στην πυκνότητα των νερών του Ατλαντικού, σε μία ζώνη που εκτείνεται από το Στενό του Γιβραλτάρ έως το σύμπλεγμα των Βερμούδων. Αυτή η μείωση στην πυκνότητα, έχει ως συνέπεια να αυξηθεί η βαθμίδα πυκνότητας μεταξύ του Βορείου Ατλαντικού και του Στενού του Γιβραλτάρ (*Ivanovic R. et al., 2014*), επιτρέποντας μεγαλύτερη μεταφορά θερμότητας και αλατιού από την υποτροπική περιοχή, προς τα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη. Έτσι, εισχωρεί στην Βόρεια θάλασσα νερό πιο ζεστό και πιο αλμυρό προκαλώντας λιώσιμο του πάγου. Το γεγονός αυτό, προκαλεί με την σειρά του, αύξηση στην επιφανειακή πυκνότητα, όπου κατά την χειμερινή περίοδο συμβάλλει στην δημιουργία περισσότερων βαθιών νερών, σε σχέση με το πείραμα αναφοράς (Exp I).

Η αύξηση στη δημιουργία βαθιών νερών, θα περιμέναμε να προκαλέσει και αύξηση στη μεταφορά του βαθιού ρεύματος δυτικού ορίου (DWBC) το οποίο οδηγείται από την βαθμίδα πυκνότητας μεταξύ του Βορείου Ατλαντικού και του Νότιου Ωκεανού με κατεύθυνση προς το Νότο. Αντί αυτού όμως, παρατηρείται μείωση στην μεσημβρινή μεταφορά του. Η μείωση αυτή, φαίνεται να οφείλεται στο γεγονός πως, χωρίς την εκροή της Μεσογείου, μειώνεται ένα πολύ σημαντικό μέρος της ανάμειξης στο εσωτερικό του Ωκεανού, το οποίο θα ήταν ικανό να προσδώσει θερμότητα μέσω της τυρβώδους ανάμειξης κάθετα στις ισόπυκνες επιφάνειες (turbulent diapycnal mixing)

και να αυξήσει την GPE (**G**ravitational **P**otential **E**nergy) των βαθιών στρωμάτων ώστε να αναβληθούν προς την επιφάνεια. Άρα, η στρωμάτωση γίνεται ισχυρότερη και η overturning κυκλοφορία εξασθενεί.

Παρά το μικρό της μέγεθος, η Μεσόγειος θάλασσα ρυθμίζει τα ποσά θερμότητας και αλατιού που εισέρχονται από τον υποτροπικό Ατλαντικό στον υποπολικό Ατλαντικό, συμβάλει στην δημιουργία πάγου της Βόρειας θάλασσας και ενισχύει το upper cell του AMOC, συμβάλλοντας στη διατήρηση της παγκόσμιας θερμοαλατικής κυκλοφορίας.

## Κεφάλαιο 5: Προτάσεις για περαιτέρω μελέτη

Από την μελέτη μας φαίνεται πως η Μεσόγειος θάλασσα επιδρά και στους τέσσερις κλάδους του AMOC άλλοτε ενισχυτικά, άλλοτε καταστροφικά. Στην συνέχεια προτείνουμε μία ολοκληρωμένη σειρά ενεργειών, που θεωρούμε ότι θα φανέρωνε την επίδραση της Μεσογείου στο σημερινό κλίμα.

1. Διεξαγωγή των δύο πειραμάτων, με συζευγμένο υδροδυναμικό (θάλασσας-πάγου)-ατμοσφαιρικό μοντέλο, με σκοπό την μελέτη της επίδρασης στην ατμοσφαιρική κυκλοφορία.
2. Μελέτη με υπερετήσια δεδομένα, προκειμένου να μελετηθεί η επίδραση και στην ανεμογεννή συνιστώσα του AMOC, καθώς φαίνεται να υπάρχει συσχέτιση μεταξύ του North Atlantic Oscillation (NAO) και του AMOC. Όπως προτείνουν στην μελέτη τους οι *Ivanovic R. et al., (2014)*, περιμένουν μεγαλύτερη επίδραση της Μεσογείου στο AMOC, όταν αυτό είναι πιο ασθενές, σε σχέση με το όταν ενισχύεται.
3. Τέλος, στην Μεσόγειο θάλασσα, παρατηρείται αύξηση της αλατότητας τα τελευταία χρόνια. Για να μελετήσουμε μία μελλοντική επίπτωση, που θα είχε αυτή η μεταβολή της αλατότητας στο κλίμα, προτείνουμε να διεξαχθεί συγκριτική μελέτη αυξάνοντας την αλατότητα της Μεσογείου με τον ρυθμό που παρατηρείται η μεταβολή.

## Αναφορές

1. Alhammoud B, Meijer PT, Dijkstra HA (2010) Sensitivity of Mediterranean thermohaline circulation to gateway depth: A model investigation. *Paleoceanography* 25:20.
2. Arakawa, A., & Lamb, V. R. (1977). Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods in computational physics*, 17, 173-265.
3. Baumgartner, A., and E. Reichel, 1975: *The World Water Balance*. Elsevier, New York, 179pp.
4. Bergamasco A, Malanotte-Rizzoli P (2010) The circulation of the Mediterranean Sea: a historical review of experimental investigations. *Advances in Oceanography and Limnology* 1: 11–28
5. Berliand, M.E., Strokina, T.G., (1980) Global distribution of the total amount of clouds. *Hydrometeorological, Leningrad*. 71 pp. (in Russian).
6. Bethoux JP, Gentili B (1999) Functioning of the Mediterranean Sea: past and present changes related to freshwater input and climate changes. *J Mar Syst* 20:33–47
7. Bethoux J, Gentili B, Morin P, Nicolas E, Pierre C, Ruiz-Pino D (1999) The mediterranean sea: a miniature ocean for climatic and environmental studies and a key for the climatic functioning of the North Atlantic. *Prog Oceanogr* 44:131–146.
8. Bethoux J-P, Pierre C (1999) Mediterranean functioning and sapropel formation: respective influences of climate and hydrological changes in the Atlantic and the Mediterranean. *Mar Geol* 153:29–39.
9. Bouillon, S., Fichet, T., Legat, V., & Madec. G. (2013). The elastic-viscousplastic method revisited. *Ocean Modelling*, 71, 2-12.
10. Boyer TP, Antonov JI, Baranova OK et al. (2009) World Ocean Database 2009. In: S. Levitus (Ed.) NOAA Atlas NESDIS 66. US Gov. Printing Office: Washington DC, 216 pp. DVDs
11. Bryden HL, Kinder TH (1991) Steady 2-layer exchange through the strait of gibraltar. *Deep Sea Res Part 1 Oceanogr Res Pap* 38:S445–S463
12. Bryden HL, Candela J, Kinder TH (1994) Exchange through the strait of Gibraltar. *Prog Oceanogr* 33:201–248.
13. Cacho I, Grimalt JO, Canals M (2002) Response of the Western Mediterranean Sea to rapid climatic variability during the last 50,000 years: a molecular biomarker approach. *J Mar Syst* 33–34:253–272
14. Campin, J. M., Adcroft, A., Hill, C., & Marshall, J. (2004). Conservation of properties in a free-surface model. *Ocean Modelling*, 6 (3), 221-244.
15. Candela J (1991) The Gibraltar strait and its role in the dynamics of the Mediterranean-Sea. *Dyn Atmospheres Ocean* 15:267–299
16. Church, J. A. (2007), A change in circulation?, *Science*, 317(5840), 908–909.

17. Czaja, A., and J. Marshall (2006), The partitioning of poleward heat transport between the atmosphere and ocean, *J. Atmos. Sci.*, *63*(5), 1498–1511, doi:10.1175/JAS3695.1.
18. Dubois C, Somot S, Calmanti S et al. (2011) Future projections of the surface heat and water budgets of the Mediterranean Sea in an ensemble of coupled atmosphere–ocean regional climate models. *Clim Dyn.*
19. Fichefet, T., & Morales Maqueda, M.A. (1997). Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics. *Journal of Geophysical Research* 102 (C6), 12609–12646.
20. Frankignoul, C., G. D. Coëtlogon, T. Joyce, and S. Dong (2001), Gulf Stream variability and ocean-atmosphere interactions, *J. Phys. Oceanogr.*, *31*, 3516–3529
21. Ganachaud, A., and C. Wunsch (2003), Large-scale ocean heat and freshwater transports during the World Ocean Circulation Experiment, *J. Clim.*, *16*(4), 696–705
22. Gomez F (2003) The role of the exchanges through the Strait of Gibraltar on the budget of elements in the Western Mediterranean Sea: consequences of human-induced modifications. *Mar Pollution Bull* 46:685–694.
23. Goosse, H., E. Deleersnijder, T. Fichefet, and M. England, 1999 : Sensitivity of a global coupled ocean-sea ice model to the parameterization of vertical mixing. *J. Geophys. Res.*, 104, 13,681–13,695
24. Hall, M. M., and H. L. Bryden (1982), Direct estimates and mechanisms of ocean heat transport, *Deep Sea Res., Part A*, *29*(3), 339–359.
25. Hibler, W.D. (1979). A Dynamic Thermodynamic Sea Ice Model. *Journal of Physical Oceanography*, *9* (4), 815–846.
26. Hirschi, J., and J. Marotzke (2007), Reconstructing the Meridional Overturning Circulation from boundary densities and the zonal wind stress, *J. Phys. Oceanogr.*, *37*(3), 743–763s
27. Huang, R. X. (1999), Mixing and energetics of the oceanic thermohaline circulation, *J. Phys. Oceanogr.*, *29*, 727–746. (Corrigendum, *J. Phys. Oceanogr.*, *32*, 1593, 2002)
28. Hunke, E., & Dukowicz, J., (1997). An Elastic–Viscous–Plastic Model for Sea Ice Dynamics. *Journal of Physical Oceanography* *27* (9), 1849–1867.
29. Iorga, M.C., Lozier, M.S., 1999. Signatures of the Mediterranean outflow from a North Atlantic climatology 1. Salinity and density fields. *J. Geophys. Res. Oceans* 104 (C11), 25985–26009
30. Ivanovic, R. F., Valdes, P. J., Gregoire, L., Flecker, R., and Gutjahr, M.: Sensitivity of modern climate to the presence, strength and salinity of Mediterranean-Atlantic exchange in a global general circulation model, *Clim. Dynam.*, *42*, 859–877, doi:10.1007/s00382-013-1680-5, 2014.
31. Jeffreys, H. (1925), On fluid motions produced by differences of temperature and humidity, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, *51*, 347–356.
32. Joyce, T. M., and R. Zhang (2010), On the path of the Gulf Stream and the Atlantic Meridional Overturning Circulation, *J. Clim.*, *23*(11), 3146–3154
33. Jungclaus JH, Mellor GL (2000) A three-dimensional model study of the Mediterranean outflow. *J Mar Syst* 24:41–66.

34. Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, B., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R., Joseph, D. (1996) The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77, 437471.
35. Köhl, A., et al. (2006), Interannual to Decadal Changes in the ECCO Global Synthesis, *J. Phys. Oceanogr.*, submitted.
36. Kuhlbrodt, T., A. Griesel, M. Montoya, A. Levermann, M. Hofmann, and S. Rahmstorf (2007), On the driving processes of the Atlantic meridional overturning circulation, *Rev. Geophys.*, 45, RG2001.
37. Large, W. G. and Yeager, S. G.: The global climatology of an interannually varying air–sea flux data set, *Clim. Dynam.*, 33, 341– 364, 2009
38. Lee, T., and J. Marotzke (1998), Seasonal cycles of meridional overturning and heat transport of the Indian Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 28(5), 923–943.
39. Levier, B., Tréguier, A. M., Madec, G., & Garnier, V. (2007). Free surface and variable volume in the NEMO code. MERSEA IP report WP09-CNRS-STR03-1A, 47pp.
40. Madec, G. (2008). NEMO ocean engine. Note du Pole de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, No. 27 ISSN No 1288-1619.
41. Madec, G., & Delecluse, P. (1997), The opa/arpege and opa/lmd global oceanatmosphere coupled model. *Int. WOCE Newsletter*, 26, 12-15.
42. Madec.G., & Imbard. M., (1996), A global ocean mesh to overcome the North Pole singularity, *Climate Dynamics*, 12: 381-388.
43. Mariotti A (2010) Recent changes in the Mediterranean Water cycle: a Pathway toward long-term regional hydroclimatic change? *J Clim* 23:1513–1525.
44. Mariotti A, Struglia MV, Zeng N, Lau K-M (2002) The hydrological cycle in the Mediterranean region and implications for the water budget of the Mediterranean Sea. *J Clim* 15: 1674–1690.
45. Marshall, J., and A. Plumb (2008), *Atmosphere, Ocean, and Climate Dynamics: An Introductory Text*, Elsevier, Amsterdam.
46. Munk W., and C. Wunsch (1998), Abyssal recipes II: Energetics of tidal and wind mixing, *Deep Sea Res.*, Part I, 45, 1977–2010.
47. Paparella, F., and W. R. Young (2002), Horizontal convection is non-turbulent, *J. Fluid Mech.*, 466, 205–214.
48. Pablo Ortega, Eric Guilyardi, Didier Swingedouw, Juliette Mignot, Sébastien Nguyen, (2017), Reconstructing extreme AMOC events through nudging of the ocean surface: a perfect model approach. *Clim Dyn*, DOI 10.1007/s00382-017-3521-4
49. Reid J.L. (1979) On the contribution of the Mediterranean Sea outflow to the Norwegian-Greenland Sea. *DeepSea Research*, 26, 1199-1223
50. Rogerson M, Rohling EJ, Bigg GR, Ramirez J (2012) Paleoceanography of the Atlantic Mediterranean exchange: Overview and first quantitative assessment of climatic forcing. *Rev Geophys* 50: 32 pp.
51. Roullet, G., & Madec, G. (2000). Salt conservation, free surface, and varying levels: a new formulation for ocean general circulation models. *Journal of Geophysical Research*, 105 (C10), 23927-23942.s



52. Sandstrom, J. W. (1916), Meteorologische Studien im Schwedischen Hochgebirge, Goteborgs K. Vetensk. Vitterhetssamhallets Handkl., 27, 48 pp
53. Sanchez-Gomez E, Somot S, Josey SA, Dubois C, Elguindi N, Deque M (2011) Evaluation of Mediterranean Sea water and heat budgets simulated by an ensemble of high resolution regional climate models. *Clim Dyn* 37:2067–2086.
54. Sasaki, Y. N., and N. Schneider (2011), Interannual to decadal Gulf Stream variability in an eddy-resolving ocean model, *Ocean Model.*, 39(3–4), 209–219.
55. Schiller, A. (1995), The mean circulation of the Atlantic Ocean north of 30°S determined with the adjoint method applied to an ocean general circulation model, *J. Mar. Res.*, 53(3), 453–497.
56. Semtner Jr, A.J. (1976). A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate. *Journal of Physical Oceanography* 6 (3), 379-389.
57. Shchepetkin, A.F & McWilliams, J.C. (2011). Accurate Boussinesq Oceanic Modelling with a Practical, “Stiffened” Equation of State, *Ocean Modelling*, 38 (1), 41-70.
58. Smith,P.C. (1975) A streamtube model for bottom boundary currents in the ocean. *Deep-Sea Research*, 22, 853- 873.
59. Spall, M. A. (1996), Dynamics of the Gulf Stream/Deep Western Boundary Current crossover. Part I: Entrainment and recirculation, *J. Phys. Oceanogr.*, 26(10),2152–2168,doi:10.1175/15200485(1996)026<2152:DOTGSW> 2.0.CO;2
60. Stommel H, Farmer H (1952), Abrupt Change in Width in 2-Layer Open Channel Flow. *J Mar Res* 11:205–214
61. Stommel H, Farmer H (1953) Control of Salinity in an Estuary by a Transition. *J Mar Res* 12:13–20
62. Stommel H (1961) Thermohaline convection with two stable regimes of flow. *Tellus* 13:224–230
63. Toggweiler, J. R., and B. Samuels (1993b), New radiocarbon constraints on the upwelling of abyssal water to the ocean’s surface, in *The Global Carbon Cycle.*, NATO ASI Ser., Ser. I, edited by M. Heimann, pp. 303–331, Springer, New York.
64. Toggweiler, J. R., and B. Samuels (1995), Effect of Drake Passage on the global thermohaline circulation, *Deep Sea Res.*, Part I, 42, 477–500.
65. Toggweiler, J. R., and B. Samuels (1998), On the ocean’s large scale circulation in the limit of no vertical mixing, *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 1832–1852.
66. Thompson, J. D., and W. J. Schmitz (1989), A limited-area model of the Gulf Stream: Design, initial experiments, and model-data intercomparison, *J. Phys. Oceanogr.*, 19(6), 791–814.
67. Trenberth, K. E., and J. M. Caron (2001), Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports, *J. Clim.*, 14(16), 3433–3443.
68. Trenberth, K., Koike, T., & Onogi, K., (2008). Progress and prospects for reanalysis for weather and climate. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 89 (26), 234-235.
69. Tsimplis MN, Bryden HL (2000) Estimation of the transports through the Strait of Gibraltar. *Deep Sea Res Part 2 Top Stud Oceanogr* 47:2219–2242.

70. Vancoppenolle, M., Bopp, L., Madec, G., Dunne, J., Ilyina, T., Halloran, P.R., & Steiner, N. (2013). Future Arctic Ocean primary productivity from CMIP5 simulations: Uncertain outcome, but consistent mechanisms. *Global Biogeochemistry Cycles* 27.
71. Wang, W., and R. X. Huang (2005), An experimental study on thermal circulation driven by horizontal differential heating, *J. Fluid Mech.*, 540, 49–73.
72. Worthington, L.V. (1975) On the North Atlantic Circulation. *The Johns Hopkins Oceanographic Studies*, 6, 110pp
73. Zhang, R., and G. K. Vallis (2007), The role of bottom vortex stretching on the path of the North Atlantic Western Boundary Current and on the Northern Recirculation Gyre, *J. Phys. Oceanogr.*, 37(8), 2053–2080, doi:10.1175/JPO3102.1