



ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ
ΑΘΗΝΩΝ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ - ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ

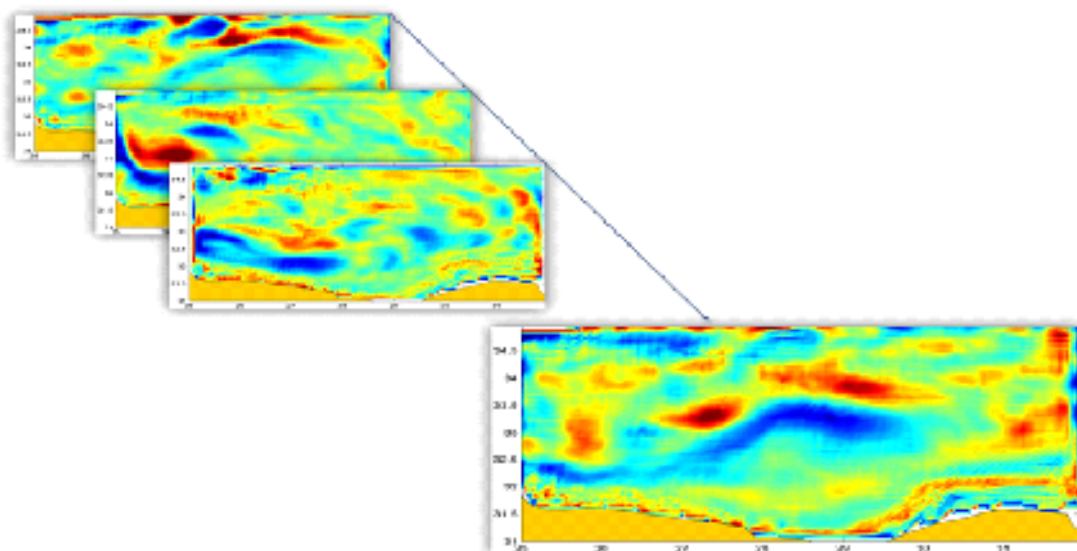
ΤΟΜΕΑΣ ΦΥΣΙΚΗΣ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

Μ. Δ. Ε. ΦΥΣΙΚΗΣ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΤΑ ΔΥΝΑΜΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ

ΤΟΥ ΑΝΤΙΚΥΚΛΩΝΑ MERSA – MATRUH



ΓΑΛΑΝΑΚΗ ΕΛΙΣΣΑΒΕΤ

ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ: ΣΟΦΙΑΝΟΣ ΣΑΡΑΝΤΗΣ

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΕΠΙΤΡΟΠΗ: ΣΟΦΙΑΝΟΣ ΣΑΡΑΝΤΗΣ

ΤΟΜΠΡΟΥ ΤΖΕΛΛΑ ΜΑΡΙΑ

ΦΛΟΚΑ ΕΛΕΝΑ

Αθήνα, Οκτώβριος 2012

Σχολή: Θετικών επιστημών

Τμήμα: Φυσικής

Τίτλος Μεταπτυχιακού: Φυσική περιβάλλοντος

Τίτλος εργασίας: Τα δυναμικά χαρακτηριστικά του αντικυκλώνα
Mersa – Matruh

Όνοματεπώνυμο συγγραφέα: Γαλανάκη Ελισσάβετ

Αριθμός Μητρώου: 200917

Όνοματεπώνυμο Επιβλέποντα: Σοφιανός Σαράντης

Όνοματεπώνυμο μελών τριμελούς:

Τόμπρου Τζέλλα – Μαρία

Φλόκα Έλενα

Αθήνα, 2012

Περιεχόμενα

Περίληψη.....	3
Abstract.....	4
Κεφάλαιο 1° : Εισαγωγή.....	5
Κεφάλαιο 2° : Ιστορική αναδρομή.....	7
2.1. Γεωμορφολογία της λεκάνης της Λεβαντίνης.....	7
2.2. Θερμοαλατική κυκλοφορία και υδρογραφία της περιοχής.....	8
2.3. Ιστορική αναδρομή της μελέτης της επιφανειακής κυκλοφορίας. .	11
2.4. Η περιοχή του Mersa - Matruh.....	16
Κεφάλαιο 3° : Μεθοδολογία.....	22
3.1. Το αριθμητικό μοντέλο POM.....	22
3.1.1. Τα βασικά χαρακτηριστικά του μοντέλου.....	22
3.1.2. Βασικές εξισώσεις του μοντέλου.....	23
3.1.2.a. Θερμοδυναμικές εξισώσεις.....	24
3.1.2.b Κλείσιμο της τύρβης.....	25
3.2. Εφαρμογή του μοντέλου POM στην περιοχή μελέτης.....	28
3.2.1. Βαθυμετρία.....	28
3.2.2. Οριακές συνθήκες.....	30
3.2.2.a. Ανοιχτά όρια θάλασσας.....	30
3.2.2.b. Οριακές συνθήκες στη διεπιφάνεια θάλασσα – αέρα και στον βυθό.....	31
3.3. Πειράματα.....	32
Κεφάλαιο 4° : Αποτελέσματα προσομοιώσεων.....	38
4.1. Πείραμα αναφοράς.....	38
4.1.1. Η περιοχή του Mersa – Matruh.....	38
4.1.2. Μέση εποχιακή δομή στην επιφάνεια της θάλασσας.....	39
4.1.3. Μέση ετήσια δομή της κυκλοφορίας.....	48
4.1.3. Ανεμολογικό πεδίο.....	51

4.2. Πείραμα με κλειστά όρια (E2).....	53
4.3. Πείραμα χωρίς άνεμο (E3).....	56
4.4. Πείραμα με κλειστά όρια και χωρίς άνεμο (E4).....	59
4.5. Πείραμα με σταθερή βαθυμετρία (3000m) (E5).....	63
4.6. Πείραμα με ομοιόμορφη κλίση στο βυθό (E6).....	66
4.7. Πείραμα με σταθερή τοπογραφία (3000m) – χωρίς άνεμο (E7)....	69
4.8. Πείραμα με ομοιόμορφη κλίση στον βυθό – χωρίς άνεμο (E8)....	73
Κεφάλαιο 5 ^ο : Συμπεράσματα – Σύγκριση προσομοιώσεων.....	76
Βιβλιογραφία.....	78

Περίληψη

Ένας από τους ισχυρότερους σχηματισμούς κυκλοφορίας στην θάλασσα της Λεβαντίνης είναι ο αντικυκλώνας Mersa – Matruh. Ο αντικυκλώνας αυτός εντοπίζεται στην νοτιοδυτική λεκάνη της Λεβαντίνης, βόρεια της ακτής της Αιγύπτου, ανάμεσα στις 26 – 30° E και 32 – 34° N με διάμετρο περίπου στα 250km. Τα δυναμικά χαρακτηριστικά του και η εποχική του μεταβλητότητα αποτελούν ένα θέμα διερεύνησης της παρούσας εργασίας. Έρευνες που έχουν διεξαχθεί αναφέρουν μεταβλητότητες που αφορούν την τοποθεσία του, την κατεύθυνσή του, το μέγεθός του αλλά και των αριθμό των κέντρων του. Επίσης, παραμένει αδιευκρίνιστος ακόμα ο λόγος ύπαρξης αυτής της μόνιμης αντικυκλωνικής συνιστώσας στην περιοχή.

Στην μελέτη αυτή, η περιοχή του Mersa – Matruh έχει προσομοιωθεί μέσω του υδροδυναμικού μοντέλου POM (Princeton Ocean Model). Έγιναν πειράματα ευαισθησίας που σχετίζονται με την επίδραση του ανέμου, της τοπογραφίας και της γενικής κυκλοφορία της Λεβαντίνης προκειμένου να μελετηθούν τα δυναμικά του χαρακτηριστικά. Τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων έδειξαν ότι ο συνδυασμός της εισαγωγής αρνητικού στροβιλισμού από τον άνεμο με την αστάθεια που παρατηρείται στο παράκτιο ρεύμα που ακολουθεί την ακτή της βόρειας Αφρικής είναι υπεύθυνος για τη δημιουργία κέντρου αρνητικού στροβιλισμού στην περιοχή. Η θέση και η δομή του σχηματισμού του Mersa – Matruh σχετίζεται κυρίως με την τοπογραφία και την ικανότητά της να παγιδεύει την κυκλοφορία, μέσω της διατήρησης του στροβιλισμού.

Abstract

The strongest sub – basin scale feature of the circulation on the Levantine sea is the Mersa – Matruh gyre. This anticyclonic gyre is located in the southwestern Levantine basin, north of the Egyptian coast, generally between 26 – 30° E and 32 – 34° N with a diameter of almost 250km. The dynamics and variabilities of the Mersa – Matruh are a subject. Recent research in the Levantine basin has revealed variabilities associated with the location, orientation, strength and the number of centers of the gyre. Also, it is still undefined the reason of existence of this permanent anticyclonic feature.

In this study, the area of the Mersa – Matruh gyre was simulated by the hydrodynamic model POM (Princeton Ocean Model). Sensitivity experiments were performed in order to associate the wind stress, the topography in the vicinity of the Mersa – Matruh and the general regional circulation with the formation and variability of the feature. The model results indicate that the combination of the negative input of vorticity by the wind field and the instability of the north African coastal current is responsible for the formation of negative vorticity center in the Mersa – Matruh region. The position and the shape of the feature are influenced by the topographic pattern that can trap the circulation through conservation of potential vorticity.

Κεφάλαιο 1^ο: Εισαγωγή

Από τα μέσα της δεκαετίας του 1980 έχουν διεξαχθεί αρκετά ερευνητικά προγράμματα στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου που έχουν συνεισφέρει στην κατανόηση της δομής της κυκλοφορίας. Η περιοχή της λεκάνης της Λεβαντίνης, η ανατολικότερη περιοχή της Μεσογείου, θεωρείται ως μια σημαντική περιοχή του παγκόσμιου ωκεανού, καθώς παίζει πολύ σημαντικό ρόλο στη θερμοαλατική κυκλοφορία της Μεσογείου. Η κυκλοφορία στη λεκάνη της ανατολικής Μεσογείου απαρτίζεται από μεγάλο αριθμό ρευμάτων που δημιουργούν μαιάνδρους, πολλούς μόνιμους ή ημιμόνιμους κυκλώνες και αντικυκλώνες οι οποίοι αλληλεπιδρούν μεταξύ τους κάνοντας την κυκλοφορία στην περιοχή ιδιαίτερα σύνθετη και μεταβλητή.

Η παρούσα εργασία μελετά έναν ισχυρό και σημαντικό σχηματισμό στην κυκλοφορία της Ανατολικής Μεσογείου, τον αντικυκλώνα Mersa Matruh. Κύριος στόχος της εργασίας είναι η μελέτη των μηχανισμών που εμπλέκονται στη δημιουργία της μόνιμης αυτής αντικυκλωνικής ροής στην κεντρική Λεβαντίνη. Η μελέτη εστιάζεται στα δυναμικά χαρακτηριστικά, στη δομή και την εποχικότητα του αντικυκλώνα. Επίσης, έχει δοθεί ιδιαίτερη έμφαση στον τρόπο που επηρεάζεται η γενική κυκλοφορία από την τοπογραφία, τον άνεμο και τη γενικότερη θερμοαλατική κυκλοφορία της περιοχής με σκοπό να κατανοήσουμε τους λόγους δημιουργίας αυτής της μόνιμης αντικυκλωνικής κυκλοφορίας στην περιοχή.

Αρχικά, στο δεύτερο κεφάλαιο της εργασίας, θα επιχειρηθεί μία ιστορική αναδρομή για την μελέτη της επιφανειακής κυκλοφορίας που έχει σημειωθεί μέχρι σήμερα για την περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου, δίνοντας έμφαση στις έρευνες που έχουν διεξαχθεί για την περιοχή εμφάνισης του αντικυκλώνα Mersa Matruh. Παράλληλα, μελετάται η κατά βάθος δομή της κυκλοφορίας, η θερμοαλατική κυκλοφορία, η υδρογραφία και η γεωμορφολογία της περιοχής.

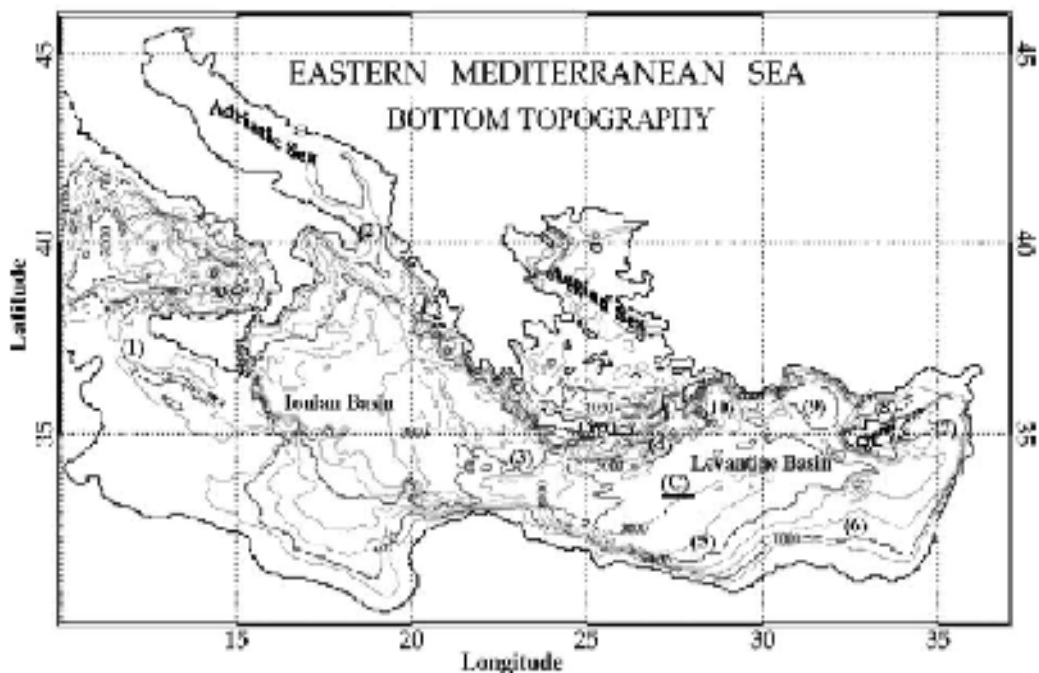
Στο τρίτο κεφάλαιο, αναλύεται η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε για την παρούσα εργασία. Αναφέρονται τα βασικά χαρακτηριστικά του αριθμητικού μοντέλου Princeton Ocean Model (POM) και οι βασικές εξισώσεις του. Παράλληλα, παρουσιάζεται η περιοχή που έγινε η προσομοίωση του αντικυκλώνα Mersa Matruh και τα τοπογραφικά χαρακτηριστικά της περιοχής. Στη συνέχεια, γίνεται αναφορά των κύριων χαρακτηριστικών των προσομοιώσεων που έχουν γίνει.

Στο τέταρτο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της παρούσας εργασίας. Μελετάται η μέση εποχιακή δομή επιφανειακά και κατά βάθος της θάλασσας. Μελετάται η μέση ετήσια τιμή του στροβιλισμού της επιφάνειας της θάλασσας και γίνεται σύγκριση της ενστροφίας με τους όρους της διάτμισης και του stretching (παράμετρος Okubo – Weiss). Στη συνέχεια, δίνεται βαρύτητα στις επιδράσεις που έχουν η τοπογραφία, ο άνεμος και η θερμοαλατική κυκλοφορία της Ανατολικής Μεσογείου στην εξέλιξη της γενικής κυκλοφορίας της περιοχής του Mersa Matruh. Στο πέμπτο κεφάλαιο, παρουσιάζεται μία σύνοψη των βασικών συμπερασμάτων της εργασίας και η σύγκριση των προσομοιώσεων.

Κεφάλαιο 2^ο: Ιστορική αναδρομή

2.1. Γεωμορφολογία της λεκάνης της Λεβαντίνης

Η λεκάνη της ανατολικής Μεσογείου εκτείνεται από το στενό της Σικελίας έως και τις ακτές του Ισραήλ και του Λιβάνου (εικόνα 1). Αποτελείται από τις λεκάνες του Ιονίου, της Λεβαντίνης, το Αιγαίο πέλαγος και την θάλασσα της Αδριατικής. Η λεκάνη της Λεβαντίνης, με έκταση 7,5x10 km, είναι η δεύτερη μεγαλύτερη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου και βρίσκεται στο ανατολικό μέρος της Μεσογείου. Οριοθετείται από το Κρητικό πέλαγος στα δυτικά, την Τουρκία στα βόρεια, την Μέση Ανατολή στα ανατολικά και το βόρειο κομμάτι της Αφρικής στα νότια. Στα δυτικά επικοινωνεί με το Ιόνιο μέσω του στενού της Κρήτης (Cretan passage, 300 km πλάτος και βάθος 2000 m). Στα βορειοδυτικά επικοινωνεί με το Αιγαίο πέλαγος μέσω τριών στενών: ανάμεσα στη Κρήτη και στη Κάρπαθο (Kassos Strait, πλάτος 67km και βάθος 350m), ανάμεσα στην Κάρπαθο και στη Ρόδο (Karpathos Strait, πλάτος 43km και βάθος 550m) και ανάμεσα στη Ρόδο και την Τουρκία (πλάτος 17km και βάθος 350m).

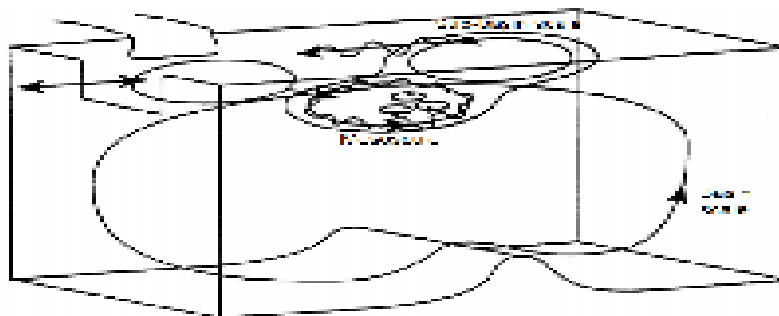


Εικόνα 1: Η βαθυμετρία της ανατολικής Μεσογείου και οι κυριότερες υπό-λεκάνες της: (1) Σικελία, (2) Οτράντο, (3) Κρήτη, (4) Ιεράπετρα, (5) Mersa - Matruh, (6) Σικμόνας, (7) Λατάκια (8) Κιλικία, (9) Αττάλεια, (10) Ρόδος. (πηγή: Alhammoud et. al 2005)

Είναι γενικά μια βαθιά λεκάνη που αποτελείται από πέντε μικρότερες υπο-λεκάνες. Οι μικρότερης κλίμακας υπο-λεκάνες είναι τα Λατάκια (1000 – 1500 m), ανατολικά της Κύπρου, η Κίλικία (1000 m) και η Αττάλεια (2000 – 3000 m), βόρεια και βορειοδυτικά της Κύπρου αντίστοιχα. Το βαθύτερο σημείο της είναι στην λεκάνη της Ρόδου (4300 m). Το αμέσως επόμενο βαθύτερο σημείο είναι στην περιοχή της λεκάνης του Ηροδότου (3000 m) που καταλαμβάνει το νότιο τμήμα της Λεβαντίνη με άξονα που κατευθύνεται από νοτιοδυτικά προς τα βορειοανατολικά. Το Mid – Mediterranean Ridge εκτείνεται από τη λεκάνη του Ιονίου και φτάνει μέχρι τα βορειοδυτικά της Κύπρου.

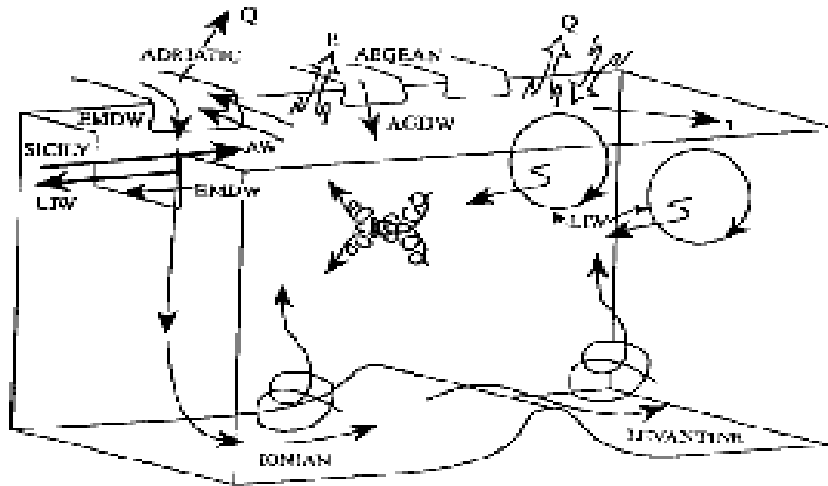
2.2. Θερμοαλατική κυκλοφορία και υδρογραφία της περιοχής

Η κυκλοφορία στη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου είναι πολύπλοκη και αποτελείται από τρεις κύριες χωρικές κλίμακες οι οποίες αλληλεπιδρούν μεταξύ τους. Οι τρεις κύριες κλίμακες που συναντάμε είναι: η κυκλοφορία που συμβαίνει σε κλίμακα λεκάνης (θερμοαλατική κυκλοφορία), φαινόμενα με κλίμακα υπό-λεκάνης και μέσης κλίμακας φαινόμενα (εικόνα 2) (Robinson et al., 2001). Η κυκλοφορία στην περιοχή επηρεάζεται από εσωτερικές δυναμικές διαδικασίες, την τοπογραφία και την ακτή. Στη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου συναντάμε μεγάλο αριθμό ρευμάτων που δημιουργούν μαιάνδρους, πολλούς μόνιμους ή ημιμόνιμους κυκλώνες και αντικυκλώνες οι οποίοι αλληλεπιδρούν μεταξύ τους κάνοντας την κυκλοφορία στην περιοχή ιδιαίτερα σύνθετη και μεταβλητή.



Εικόνα 2: Οι κλίμακες της κυκλοφορίας στην ανατολική Μεσόγειο (πηγή Robinson et. al, Academic Press, 2001)

Η μεγάλης κλίμακας κυκλοφορία περιλαμβάνει τη θερμοαλατική κυκλοφορία της λεκάνης, τη δημιουργία νέων μαζών νερού, την τροποποίηση των νερών, τη διάχυση και την ανάμιξη. Αυτές οι διαδικασίες παρουσιάζονται στην εικόνα 3.

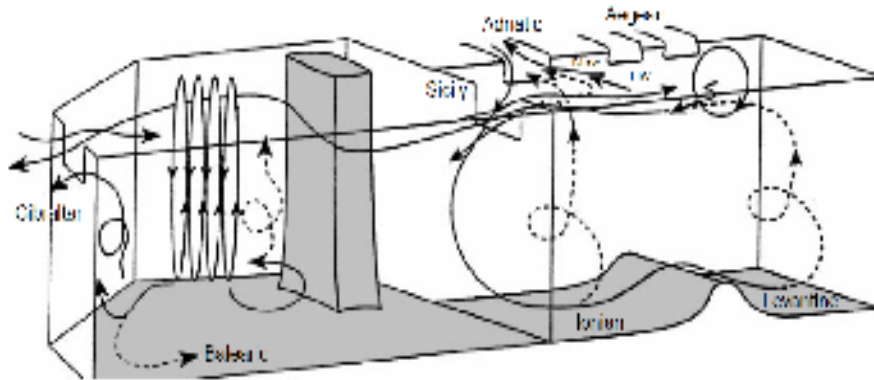


Εικόνα 3: Οι διαδικασίες δημιουργίας μαζών νερού και οι αλληλεπιδράσεις τους (πηγή: POEM group, 1992)

Η λεκάνη της Μεσογείου είναι μία ημίκλειστη λεκάνη που επικοινωνεί με τον Ατλαντικό ωκεανό μέσω του στενού του Γιβραλτάρ. Είναι μία λεκάνη όπου υπερिशύει η εξάτμιση με αποτέλεσμα να τροφοδοτεί με ιδιαίτερα πυκνό νερό τον βόρειο Ατλαντικό ωκεανό. Μέσω του στενού του Γιβραλτάρ, μπαίνει νερό ατλαντικής προέλευσης (Atlantic water, AW) μέσα στη Μεσόγειο. Επειδή στη Μεσόγειο η εξάτμιση υπερिशύει της βροχόπτωσης αρχίζει να αυξάνεται η πυκνότητα του νερού αυτού και τροποποιείται σε Modified Atlantic Water (MAW). Στη λεκάνη της ανατολικής Μεσογείου εισέρχεται μέσω του στενού του της Σικελίας. Γενικά ακολουθεί μια πορεία παράλληλη της Αφρικάνικης ακτής καθοδηγούμενο κυρίως από τον άνεμο. Κατά την κίνηση του, καθώς η εξάτμιση υπερिशύει της βροχόπτωσης στην Μεσόγειο, η αλατότητα, η πυκνότητα και το βάθος που το συναντάμε μεγαλώνουν. Το καλοκαίρι λόγω της έντονης εξάτμισης, η AW επικαλύπτεται από ένα επιφανειακό στρώμα ανάμιξης μεγαλύτερης θερμοκρασίας και αλατότητας, και έτσι μπορεί να αναγνωριστεί από την μικρή τιμή αλατότητας που συναντάμε κάτω από το επιφανειακό στρώμα ανάμιξης, ανάμεσα στα 30 και 200m βάθος. Το χειμώνα η παρουσία του AW είναι συνήθως περιορισμένη λόγω της αυξημένης ανάμιξης των νερών και της μειωμένης εισροής του από το πέρασμα της Σικελίας.

Στη λεκάνη της Λεβαντίνης και κυρίως τον Μάρτιο το Levantine Intermediate Water (LIW) δημιουργείται κατά παρουσία ισχυρών ατμοσφαιρικών συστημάτων. Τα διαγράμματα θερμοκρασίας – αλατότητας έχουν αναδείξει πολλές πηγές προέλευσης του μέσα στη λεκάνη της Λεβαντίνης με προτίμηση το βόρειο μέρος της λεκάνης λόγω των ευνοϊκών μετεωρολογικών συνθηκών που επικρατούν στην περιοχή. Ο μηχανισμός δημιουργίας του έχει συνδεθεί με τη ψύξη και την αύξηση της αλατότητας των επιφανειακών νερών κατά τους χειμερινούς μήνες. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα τη καταβύθιση τους και τελικά την μεταφορά τους σε ενδιάμεσα βάθη. Το LIW είναι μία ιδιαίτερα σημαντική μάζα νερού που επηρεάζει όλη την Μεσόγειο και τον Ατλαντικό ωκεανό (εικόνα 4). Κάποια ποσότητα νερού επανακυκλοφορεί

στη λεκάνη και κάποια βγαίνει από το στενό της Σικελίας. Έχει υπολογιστεί ότι η εισροή και εκροή μεταφοράς νερού από το στενό της Σικελίας είναι 1 με 1,5 Sverdrup.



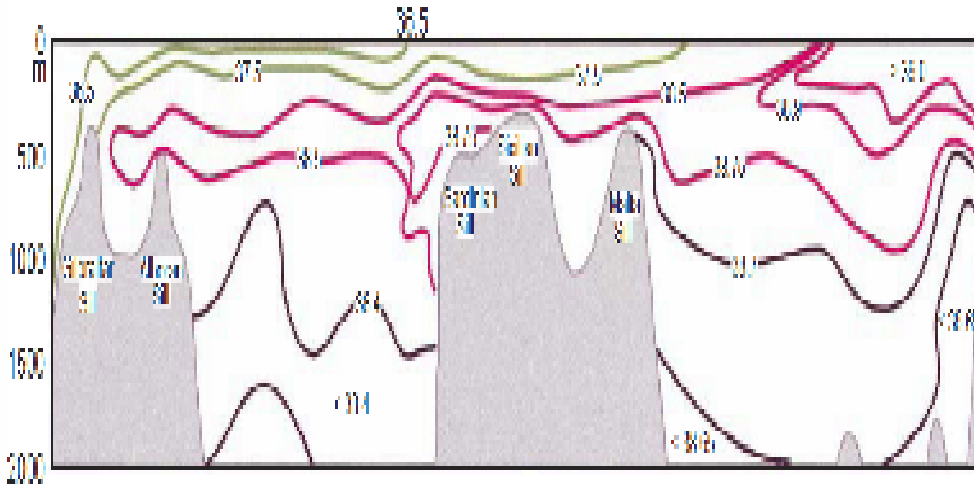
Εικόνα 4: Τα θερμοαλατικά κύτταρα της Μεσογείου και η τροχιά του LIW. (πηγή: Robinson et. al, Academic Press, 2001)

Η Αδριατική θεωρείται ιστορικά ως η κύρια πηγή βαθιών νερών, Eastern Mediterranean Deep water (EMDW), στη λεκάνη της ανατολικής Μεσογείου. Οι Roether και Schlitzer, το 1991, βρήκαν ότι η θερμοαλατική κυκλοφορία της λεκάνης αποτελείται από ένα μόνο κύτταρο κυκλοφορίας το οποίο συνδέει το Ιόνιο και τη Λεβαντίνη με χρόνο επανακυκλοφορίας τα 125 χρόνια κάτω από τα 1200m.

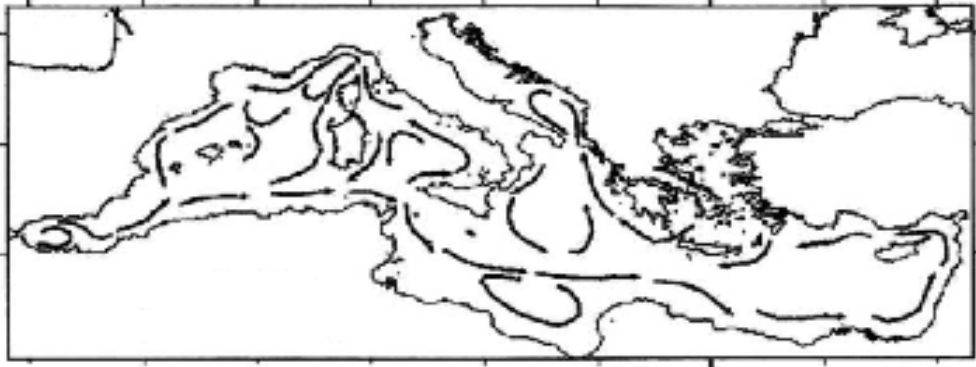
Το Αιγαίο αναφέρεται και αυτό ως μία πιθανή δεύτερη πηγή βαθιών νερών παρέχοντας πυκνά νερά που επηρεάζουν τα ενδιάμεσα και βαθιά στρώματα της περιοχής γύρω από την Κρήτη. Τις περιόδους 1959 – 1965 και 1970 – 1973, υπό ακραίες μετεωρολογικές συνθήκες, παρατηρήθηκαν ιδιαίτερα υψηλές τιμές αλατότητας στο Αιγαίο, Cretan Intermediate Water (CIW) οι οποίες όμως επηρέασαν μία πολύ μικρή περιοχή του Αιγαίου. Το 1987, το Αιγαίο έγινε η κύρια πηγή συνεισφοράς βαθιών νερών της ανατολικής Μεσογείου (Eastern Mediterranean Transient, EMT). Αυτή η καινούρια πηγή παρείχε πιο ζεστό και πιο πυκνό νερό, Aegean Deep Water (AGDW), από την προηγούμενη μοναδική πηγή βαθιών νερών της περιοχής (EMDW). Μετά, το 1990, το CIW φαίνεται να είναι τροποποιημένο. Εμφανίζεται πιο ζεστό, με μεγαλύτερες τιμές αλατότητας από το προηγούμενο αλλά με μικρότερη πυκνότητα.

Η θερμοαλατική κυκλοφορία και τα χαρακτηριστικά των μαζών νερού που συναντάμε στην περιοχή φαίνονται στην εικόνα 5. Το AW εισέρχεται στη Μεσόγειο από το στενό του Γιβραλτάρ με τυπική τιμή αλατότητας $S=36,15$ psu και θερμοκρασία $T=15$ °C. Το AW τροποποιείται σε MAW κατά την ανατολική του πορεία, όπου μπορεί να αναγνωριστεί από την ελάχιστη τιμή της αλατότητας στα 30m. Στο στενό της Σικελίας, το MAW έχει τιμή αλατότητας $S \leq 37,5$ psu και αποκτά την μέγιστη τιμή του στη λεκάνη της Λεβαντίνης ($S < 38,9$ psu). Στο βόρειο μέρος της Λεβαντίνης, δημιουργείται το LIW με τιμές αλατότητας που κυμαίνονται από 39 psu έως 39,2 psu και θερμοκρασίας από 15 °C έως 16

°C, στα σημεία δημιουργίας του. Η πορεία του LIW είναι δυτική εντοπίζεται ανάμεσα στα 200 με 600m βάθος. Κατά την πορεία του το LIW ψύχεται. Στο στενό της Σικελίας το συναντάμε με τυπική τιμή αλατότητας 38,8 psu και θερμοκρασίας 14,3 °C. Τέλος συναντάμε το EMDW με τιμή αλατότητας περίπου 38,7 psu σε βάθη κάτω από 800m.



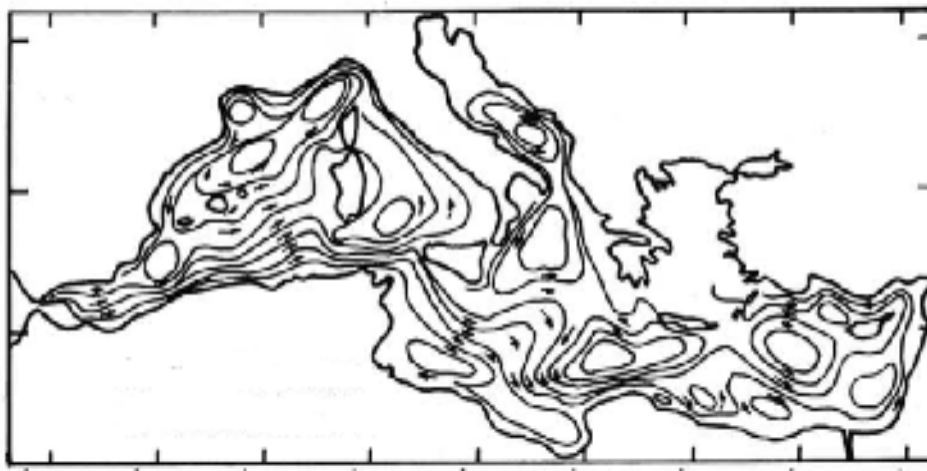
το νερό που βγαίνει από την Αδριατική. Ο Nielsen υπέθεσε ότι η δύναμη coriolis είναι αυτή που ευθύνεται για την κυκλωνική κυκλοφορία, καθώς εκτρέπει το AW προς τα δεξιά κατά την κίνησή του και έτσι αυτό κυκλοφορεί παράλληλα και κοντά στην ακτή της Αφρικής.



Εικόνα 6: Η επιφανειακή κυκλοφορία της Μεσογείου σύμφωνα με τον Nielsen (πηγή: Alhammoud et al. 2005)

Την δεκαετία του '60, Ρώσοι επιστήμονες διεξήγαγαν έρευνα για την επιφανειακή κυκλοφορία όλης της Μεσογείου. Τα δεδομένα που συνέλεξαν από συνολικά επτά διαφορετικά ταξίδια επεξεργάστηκαν από τους Onchinnikov et al. (1966, 1976). Οι Ρώσοι επιστήμονες περιέγραψαν με ακρίβεια την κυκλοφορία στη Μεσόγειο δίνοντας έμφαση στους μηχανισμούς που είναι υπεύθυνοι για την κυκλοφορία του AW και του LIW. Παρείχαν χάρτες με τα γεωδυναμικά ύψη (εικόνα 7) και ανέδειξαν για πρώτη φορά τις διαφορές που υπήρχαν στην κυκλοφορία την χειμερινή και την καλοκαιρινή περίοδο.

Σύμφωνα με τους Ρώσους ωκεανογράφους η ροή του AW αποτελείται από ένα κύριο ρεύμα στο κεντρικό Ιόνιο που προκαλεί δύο κυκλωνικές περιστροφές στη Τυνησία και στη Λιβύη. Δύο αρκετά μεγάλοι αντικυκλώνες δημιουργούνται στο βόρειο Ιόνιο και νοτιοδυτικά της Κρήτης. Στη συνέχεια, το AW συνεχίζει τους μαιανδρισμούς καθώς εισέρχεται στην κεντρική Λεβαντίνη όπου δημιουργεί μικρότερους κυκλώνες και αντικυκλώνες στην περιοχή του Mersa – Matruh πριν χωριστεί σε δύο ρεύματα. Το ένα ρεύμα ρέει κατά μήκος της ακτής ενώ το άλλο συνεχίζει ευθεία και φτάνει στις ακτές της Κύπρου. Μέρος του πρώτου ρεύματος ενώνεται με το δεύτερο ανατολικά της Κύπρου και σχηματίζουν το Asia Minor Current. Στη συνέχεια το Asia Minor Current ενώνεται πάλι με μέρος του πρώτου ρεύματος και σχηματίζουν τον κυκλώνα της Ρόδου και τον κυκλώνα της δυτικής Κύπρου.



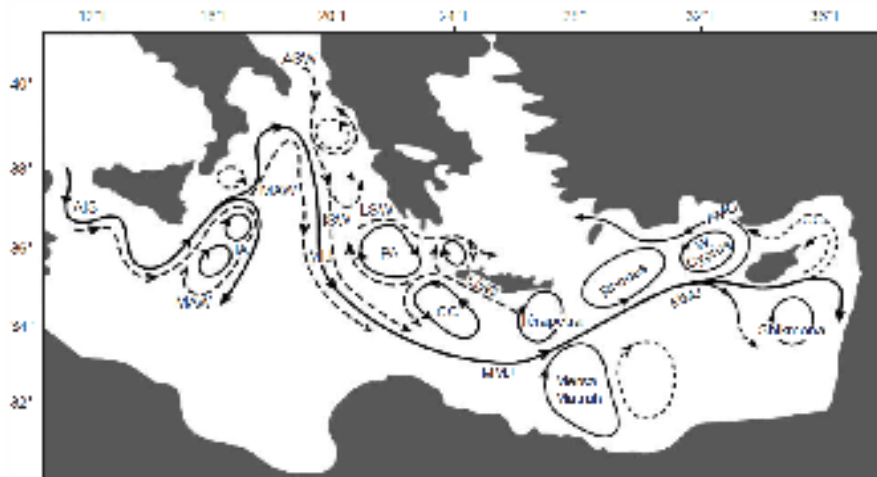
Εικόνα 7: Η επιφανειακή κυκλοφορία της Μεσογείου σύμφωνα με τους Onchinnikov et al., 1996

Μετά τη δεκαετία του '60, δεδομένα από Ισραηλινούς επιστήμονες άρχισαν να παρέχουν ενδείξεις ότι η κυκλοφορία στη λεκάνη μπορεί να μην είναι κυκλωνική (Engel, 1967; Oren, 1970). Αντιθέτως, για πρώτη φορά μέχρι τότε, ομάδα επιστημόνων υποστήριξε ότι η κυκλοφορία στην περιοχή ήταν ξεκάθαρα αντικυκλωνική αλλά τα δεδομένα αυτά δεν έγιναν ευρέως αποδεκτά από τον επιστημονικό τομέα. Αργότερα, οι Ισραηλινοί επιστήμονες διεξήγαγαν μία έρευνα που διήρκεσε πέντε χρόνια, χρησιμοποιώντας τελευταία τεχνολογία όργανα (CTD), στη βορειοανατολική Λεβαντίνη. Αυτά τα δεδομένα ανέδειξαν μία επιφανειακή κυκλοφορία όπου επικρατούν πληθώρα μέσης κλίμακας στρόβιλοι και ισχυρά ρεύματα (Hecht et al. 1988)

Κατά τη δεκαετία του 1990 έγινε μια μεγάλη προσπάθεια από την ομάδα του POEM (Physical Oceanography of the Mediterranean), όπου για πρώτη φορά, παρείχαν μια επαρκή δειγματοληψία in situ μετρήσεων. Η ανάλυση αυτών των μετρήσεων φανέρωσε μια τελείως διαφορετική εικόνα της μέχρι τότε επιφανειακής κυκλοφορίας. Οι συμμετέχοντες σε αυτό το πρόγραμμα (Robinson et al. (1991), Malanotte – Rizzoli et al. (1997)) φανέρωσαν την ύπαρξη ενός ισχυρού ρεύματος, του Mid – Mediterranean Jet (MMJ), να διασχίζει το δυτικό κομμάτι του Ιονίου και όλη τη Λεβαντίνη δημιουργώντας μια σειρά από κυκλώνες και αντικυκλώνες (eddies) (εικόνα 8). Η υπόθεση των Robinson et al. βασίστηκε στην εισαγωγή διαταραχών μέσης κλίμακας.

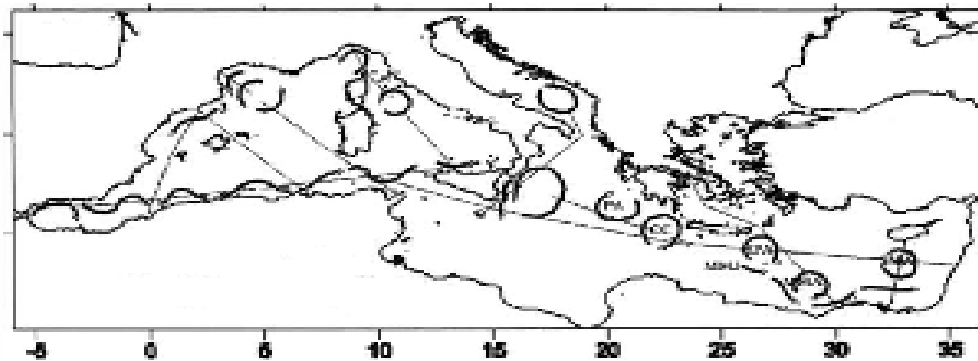
Στο Ιόνιο το εισερχόμενο MAW μεταφέρεται μέσω του Ionian – Atlantic Stream (AIS), όπου σχηματίζεται ένας εκτεταμένος μαϊανδρος σε όλο το Ιόνιο που διαχωρίζεται τελικά σε δύο κύριους κλάδους. Το πρώτο τμήμα του ρεύματος στρίβει απευθείας νότια, προς τις ακτές της Αφρικής, περικλείοντας μία ισχυρή αντικυκλωνική περιοχή με πολλά κέντρα, ονομαζόμενη ως αντικυκλώνες του Ιονίου (Ionian anticyclones, IA), οι οποίοι φτάνουν μέχρι τα ενδιάμεσα βάθη της θάλασσας. Το δεύτερο ρεύμα του AIS συνεχίζει τη βόρεια πορεία του, μέχρι να φτάσει στο νοτιοανατολικό άκρο της Ιταλίας, όπου στρίβει νότια σχηματίζοντας το ισχυρό Mid – Ionian jet (MIJ). Το MIJ κάνοντας

μαϊάνδρους δημιουργεί τον κυκλώνα της Κρήτης (CC) και τον Πέλοπα (PA). Ο PA εμφανίζει μία ισχυρή βαροτροπική συνιστώσα και φτάνει μέχρι τα 800 – 1000 m βάθος. Ο κυκλώνας της Κρήτης, βρίσκεται στα νοτιοδυτικά της Κρήτης και είναι περιορισμένος μέχρι το θερμοκλινές. Το MAW συνεχίζει την πορεία του στη Λεβαντίνη όπου δημιουργεί το Mid-Mediterranean Jet. Έπειτα, το MMJ χωρίζεται σε μία σειρά από ρεύματα. Κάποια ρεύματα στρέφονται κυκλωνακά και σχηματίζουν τον κυκλώνα της Ρόδου και το κυκλώνα της δυτικής Κύπρου πριν σχηματίσουν το Asia Minor Current. Άλλα ρεύματα στρέφονται αντικυκλωνικά και τροφοδοτούν μια σειρά από μόνιμους ή ημιμόνιμους αντικυκλώνες όπως ο Mersa - Matruh, ακριβώς νότια του κυκλώνα της Ρόδου, και ο Shikmona, στα νότια της Κύπρου. Στην υπόθεση αυτή δεν υπάρχει καμία ένδειξη για την κυκλοφορία του AW κατά μήκος της ακτής εκτός από την ροή στις ακτές της Μέσης Ανατολής. Ανατολικά της Κύπρου σχηματίζεται το Cilician Current (CC) το οποίο στη συνέχεια ενώνεται με το Asia Minor Current (AMC). Το AMC συνεχίζει την πορεία του δυτικά τροφοδοτώντας το Αιγαίο με Levantine Sea Water (LSW). Ένα μειονέκτημα της υπόθεσης αυτής είναι ότι βασίστηκε σε λίγα υδρολογικά δεδομένα κοντά στις ακτές της Αφρικής.



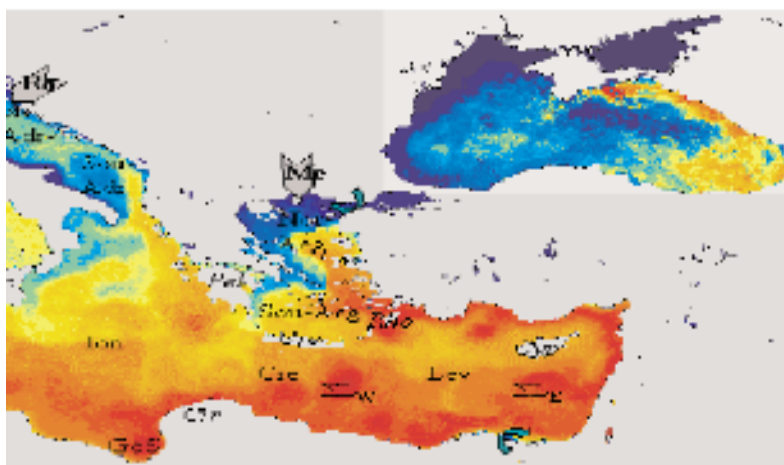
Εικόνα 8: Η επιφανειακή κυκλοφορία της Μεσογείου σύμφωνα με την ομάδα του POEM. AIS, Atlantic ionian Stream; AMC, Asia Minor Current; ASW, Adriatic Surface Water; CC, Cretan Cyclone; ISW, Ionian Surface Water; LSW, Levantine Surface Water; MAW, Modified Atlantic Water; MIJ, Mid-ionian Jet; MMJ, Mid - Mediterranean Jet; PA, Pelops anticyclone. (Robinson and Golnaraghi, 1994)

Στις αρχές του 21^{ου} αιώνα, από μετρήσεις που διεξάχθηκαν υπό την αιγίδα του προγράμματος Mediterranean Forecast System (MFC) επιβεβαιώθηκε η ύπαρξη μέσης κλίμακας στροβίλων στην περιοχή της Λεβαντίνης. Αυτή η ερευνητική εργασία, ανέδειξε ότι δεν υπάρχει κάποια ισχυρή ένδειξη για την ύπαρξη του Mid – Mediterranean Jet αλλά φαίνεται ότι η ροή διαχωρίζεται και ακολουθεί μία πορεία παράλληλη στην ακτή της Αφρικής (Manzella et al, 2001).



Εικόνα 9: Η επιφανειακή κυκλοφορία της Μεσογείου σύμφωνα με τις μετρήσεις του προγράμματος MFS (Manzella et al., 2001)

Πριν λίγα χρόνια, η κυκλοφορία στην Ανατολική Μεσόγειο μελετήθηκε με τη χρήση δορυφορικών εικόνων και *in situ* μετρήσεων (Hammad et al., 2005). Το καινούριο σχήμα της επιφανειακής κυκλοφορίας φανερώνει μια γενική κυκλωνική ροή σε όλη τη λεκάνη, η οποία μένει αυστηρά περιορισμένη κατά μήκος της ακτογραμμής. Η ανάλυση δορυφορικών εικόνων φανέρωσε ότι το ρεύμα αυτό είναι ασταθές. Ειδικά, στο νότιο μέρος, το επιφανειακό ρεύμα (Libyo-Egyptian Current, LEC) είναι ιδιαίτερα ασταθές και δημιουργεί αντικυκλωνικά συστήματα (Libyo-Egyptian Eddies, LEEs). Αυτοί οι μέσης κλίμακας αντικυκλώνες έχουν διαμέτρους 100-150km κινούνται ανατολικά κατά μήκος της ακτογραμμής με ταχύτητα 1 έως 3km/d, πριν επεκταθούν κάθετα και αρχίσουν να αποσπώνται από το ρεύμα δημιουργίας. Κατά την κίνησή τους τροποποιούν τη δομή του LEC και προκαλούν την εισροή επιφανειακού νερού στα ανοιχτά της θάλασσας. Άλλοι αντικυκλώνες όπως της Ιεράπετρας και ο Πέλοπας, που δημιουργούνται λόγω του ανέμου, κινούνται μακριά από την πηγή δημιουργία τους. Αντικυκλώνες όπως ο Mersa-Matruh και ο Shikmona περιγράφονται ως περιοχές συσσώρευσης ή συγχώνευσης δινών και όχι ως μόνιμοι ή εποχιακοί αντικυκλώνες.



Εικόνα 10: Η επιφανειακή κυκλοφορία της Μεσογείου σύμφωνα με τους Hamad et al., 2005

Είναι σημαντικό να σημειωθεί ότι τα τέσσερα αυτά κύρια σχήματα της επιφανειακής κυκλοφορίας συμφωνούν στην μεγάλη κλίμακας κυκλοφορία, αλλά διαφέρουν στις μέσης κλίμακας παραμέτρους. Αυτό μπορεί να οφείλεται στην έλλειψη μετρήσεων ειδικά στην περιοχή κοντά στις Αφρικανικές ακτές ή στο ότι η απόσταση των περιοχών δειγματοληψίας είναι μεγαλύτερη από την Rossby radius of deformation (Robinson et al., 1987).

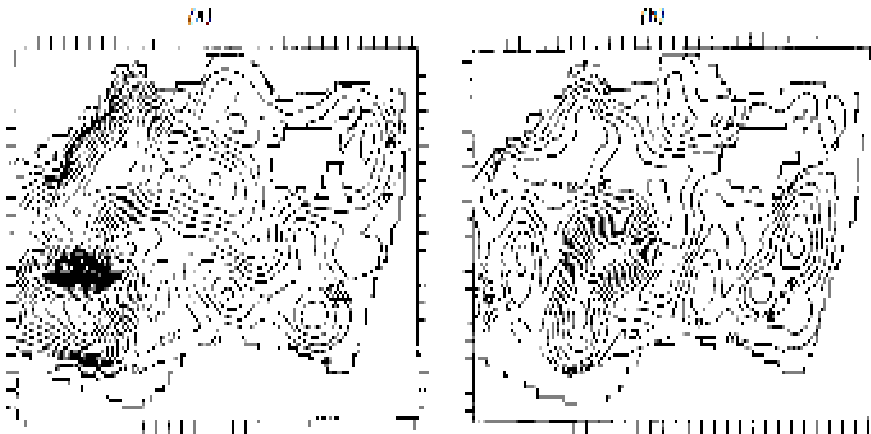
2.4. Η περιοχή του Mersa - Matruh

Η κυκλοφορία της Ανατολικής Μεσογείου περιλαμβάνει τρεις κλίμακες: την γενική κυκλοφορία σε όλη τη λεκάνη, την κυκλοφορία υπο-λεκάνης και την μέσης κλίμακας κυκλοφορία. Αυτές οι κλίμακες αλληλεπιδρούν μεταξύ τους δημιουργώντας κυκλώνες και αντικυκλώνες. Οι διάφορες ροές που συναντάμε διαφέρουν ως προς τον τρόπο δημιουργία τους, την ένταση τους, τον τόπο δημιουργίας τους, τον τρόπο αλληλεπίδρασης με τους άλλους κυκλώνες και τα ρεύματα και την εποχικότητα τους.

Η γενική κυκλοφορία στην περιοχή που μελετάμε αποτελείται από δύο κύριους στροβίλους μέσης κλίμακας: έναν στην περιοχή της λεκάνης της Ρόδου και έναν βόρεια της Αφρικανικής ηπείρου, την περιοχή του Mersa - Matruh. Η κυκλοφορία στην περιοχή του Mersa- Matruh είναι από τα μέρη του παγκόσμιου ωκεανού που είναι λιγότερο κατανοητή. Παρόλες τις προσπάθειες που έχουν γίνει όλα αυτά τα χρόνια, αποτελεί μια περιοχή όπου δεν υπάρχει ακόμα σαφής εικόνα της κυκλοφορίας. Σε αυτή την υπό-ενότητα θα παρουσιάσουμε τα διαφορετικά σχήματα της κυκλοφορίας στην περιοχή και τους λόγους δημιουργίας της.

Σύμφωνα με τον Brenner (1989), ο οποίος ανέλυσε υδρολογικά δεδομένα από το πρόγραμμα του POEM η περιοχή αυτή απαρτίζεται από μία αντικυκλωνική ροή που την ονόμασε “Egypt eddy”. Υποστήριξε ότι η αντικυκλωνική αυτή ροή δημιουργείται τους καλοκαιρινούς μήνες κοντά στις ακτές της Αφρικής. Η αιτία δημιουργίας του είναι ο μαιανδρισμός που παρουσιάζει το North African Current (NAC). Μετά τη δημιουργία του ακολουθεί μια βορειοανατολική πορεία, για 160 km περίπου, με ταχύτητα που φτάνει το 1km/d.

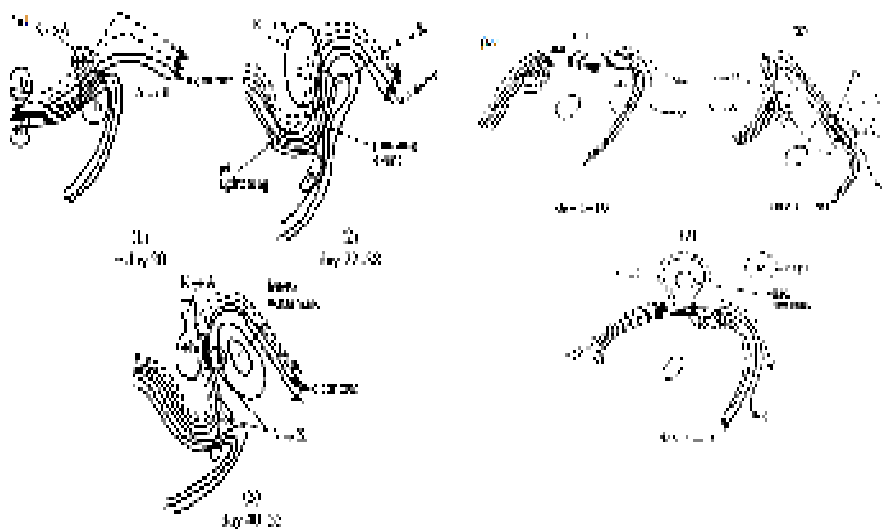
Το 1992 οι Robinson και Golnaraghi υποστήριξαν ότι το Mid-Mediterranean Jet χωρίζει την περιοχή της κεντρικής Λεβαντίνης σε δύο μέρη. Στη μία περιοχή βρίσκεται ο κυκλώνας της Ρόδου και στην άλλη ο αντικυκλώνας του Mersa – Matruh, που παρουσιάζει την πιο ισχυρή στροβιλώδη ροή στην περιοχή της Λεβαντίνης. Οι Robinson και Golnaraghi προσομοίωσαν την περιοχή με ένα quasi-geostrophic μοντέλο. Τα αποτελέσματά τους έδειξαν την ύπαρξη ισχυρών, μέσης κλίμακας μαιάνδρων. Οι προσομοιώσεις τους φανέρωσαν ότι στο πάνω μέρος του θερμοκλινοῦς, ο Mersa Matruh, παρουσιάζει ταχύτητες που κυμαίνονται στα 25 έως 30 cm/s και παρουσιάζει μεταβλητότητα στο σχήμα, στην ισχύ, στο μέγεθος, στο προσανατολισμό καθώς και στην περιοχή που βρίσκεται το κέντρο του. Υποστήριξαν ότι τον Οκτώβριο και Νοέμβριο του '85 (εικόνα 11a)ο “Mersa – Matruh” εμφανίζεται διευρυμένος οριζόντια ενώ τον Μάρτιο και Απρίλιο του '86 εμφανίζει πολλαπλά κέντρα και έχει μετατοπιστεί ανατολικά (εικόνα 11b). Ακόμα έδειξαν ότι η τοπογραφία της περιοχής παίζει πολύ σημαντικό ρόλο στη σταθερότητα του.



Εικόνα 11: Χωρική κατανομή της ρευματοσυνάρτησης για (a) τον χειμώνα και (b) το καλοκαίρι σύμφωνα με τον Robinson et al.(1993)

Το 1993 η Golnaraghi υποστήριξε ότι ο “Mersa Matruh gyre” είναι ο πιο μεγάλος αντικυκλώνας της περιοχής (διάμετρος μέχρι 350km) και ότι αλληλεπιδρά με το Mid – Mediterranean Jet. Η Golnaraghi μελέτησε την περιοχή της κεντρικής Λεβαντίνης, βασιζόμενη στα δεδομένα του προγράμματος POEM, και εστίασε κυρίως στα δυναμικά χαρακτηριστικά του αντικυκλώνα Mersa Matruh, του κυκλώνα της Ρόδου και του Mid-Mediterranean Jet και στον τρόπο που αυτά αλληλεπιδρούν. Κατέληξε στο συμπέρασμα ότι το Mid-Mediterranean Jet, τον χειμώνα, αλληλεπιδρά με τον κυκλώνα της Ρόδου με αποτέλεσμα να συμβαίνουν ισχυροί μαιανδρισμοί στο Mid-Mediterranean Jet (εικόνα 12a). Στη συνέχεια, το MMJ αλληλεπιδρά με τον Mersa-Matruh με αποτέλεσμα την αποδιαμόρφωση του τελευταίου και την παγίδευση μέρους του νερού του Mersa – Matruh στην περιοχή του Mid-Mediterranean Jet.

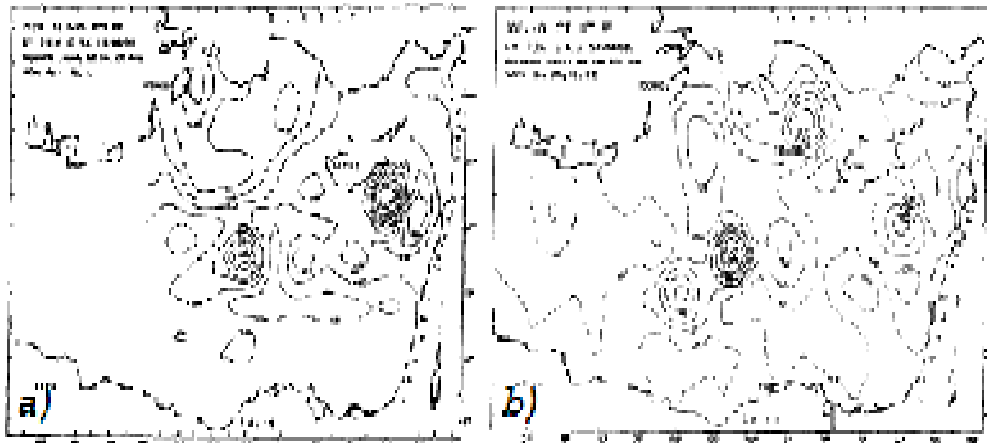
Κατά τη διάρκεια του Μαρτίου και Απριλίου του 1986 υπέδειξε ότι ο Mersa- Matruh έσπασε σε δύο μικρότερους αντικυκλώνες. Και σε αυτή την περίπτωση είχαμε μικρές διαταραχές στο σύνορο του Mid-Mediterranean Jet και του αντικυκλώνα. Η αλληλεπίδραση αυτών των δύο οδηγεί στην αποδιαμόρφωση της δομής Mersa-Matruh και τελικά στη διαχωρισμού του αρχικού αντικυκλώνα σε δύο μικρότερους (εικόνα 12b).



Εικόνα 12: Η δημιουργία μέσης κλίμακας στροβίλων για τον χειμώνα (a) και το καλοκαίρι (b). (πηγή: Golnaraghi, 1993)

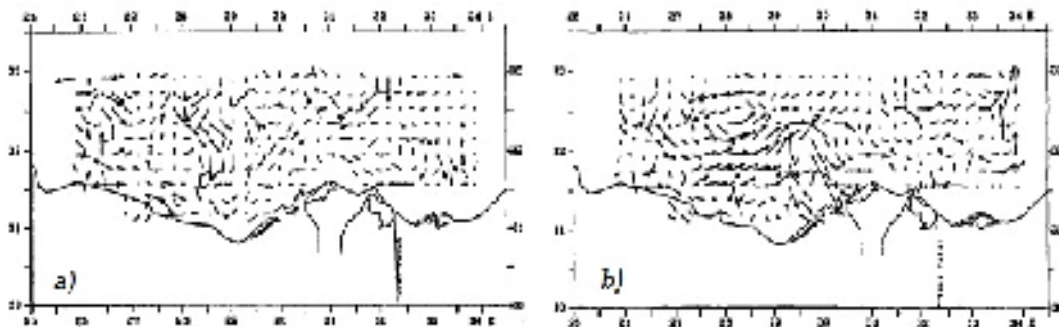
Σύμφωνα με τους Ozsoy et al., 1998, ο αντικυκλώνας του Mersa Matruh παρουσιάζει εποχικότητα στην κατά βάθος δομή του. Τους καλοκαιρινούς μήνες, καθώς κινούμαστε προς αυξανόμενα βάθη, ο αντικυκλώνας φαίνεται να αρχίζει να διαχωρίζεται σε δύο μικρότερους αντικυκλώνες στα 200db. Από τους δύο αυτούς αντικυκλώνες, φαίνεται ο βορειοανατολικός αντικυκλώνας να ενισχύεται σημαντικά στα 600db (εικόνα 13). Τους χειμερινούς μήνες συμβαίνει πάλι αυτός ο διαχωρισμός, κατά βάθος, αλλά στα 600db το σύστημα των δύο

αντικυκλώνων έχει αποδιοργανωθεί.



Εικόνα 13: Ο χάρτης γεωδυναμικής ανωμαλίας στα 600db για τον χειμώνα (a) και το καλοκαίρι (b). (πηγή: Ozsoy et al., 1998)

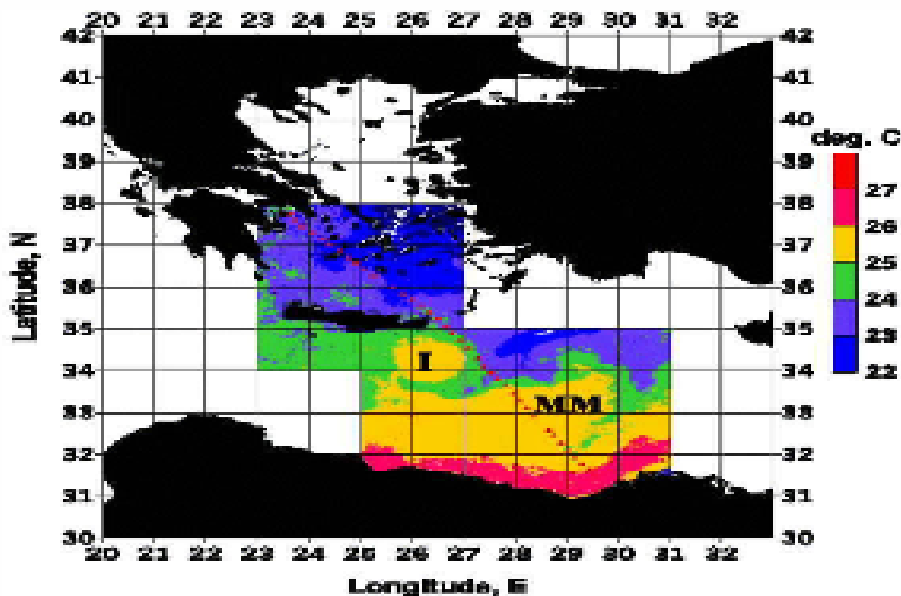
Το 1995 οι Said και Rajkovic μελέτησαν την περιοχή κοντά στην ακτή της Αιγύπτου (25° - 30° A και 30° - 34° B) χρησιμοποιώντας το μοντέλο POM. Κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι η επιφανειακή κυκλοφορία στην περιοχή αποτελείται από μια ανατολική ροή κοντά στην ακτή και μια αντικυκλωνική ροή στα δυτικά της περιοχής μελέτης τους (εικόνα 14). Σύμφωνα με τα αποτελέσματά τους, η αντικυκλωνική αυτή ροή παρουσιάζει μεγάλη εποχική μεταβλητότητα. Υπέδειξαν ότι στην περιοχή του Mersa - Matruh έχουμε έντονη αντικυκλωνική κυκλοφορία τον χειμώνα ενώ το καλοκαίρι, η ροή αυτή αντιστρέφεται και γίνεται κυκλωνική. Στο στρώμα μεταξύ των 50 και 100m η κυκλοστροφική ροή σπάει σε δύο κέντρα, ενώ κάτω από τα 100m η περιοχή του Mersa Matruh εμφανίζει τρία κέντρα στροβιλισμού τους χειμερινούς μήνες κυρίως. Ακόμα, υπέδειξαν ότι η γεωστροφική ταχύτητα στα άκρα του Mersa Matruh κυμαίνεται από 12,5 έως 29,1 cm/s το χειμώνα και από 6,5 έως 13,1 cm/s το καλοκαίρι.



Εικόνα 14: Η ταχύτητα του επιφανειακού ρεύματος για τον χειμώνα (a) και το καλοκαίρι (b). (πηγή: Said et al., 1995)

Οι Horton et al., (1994) και Ayoub (1997) υποστήριξαν ότι η καλύτερη περίοδος για να μελετήσεις τον “Mersa – Matruh” είναι κατά τη διάρκεια απουσίας του αντικυκλώνα της Ιεράπετρας ενώ σύμφωνα με τις αναλύσεις του ΡΟΕΜ οι δύο αντικυκλώνες συνυπάρχουν. Σύμφωνα με τις αριθμητικές προσομοιώσεις των Roussenon et al. (1995) ο αντικυκλώνας παρουσιάζει εποχιακή μεταβλητότητα. Η περίοδος δημιουργίας του είναι το καλοκαίρι. Κατά τη διάρκεια του φθινοπώρου ενισχύεται αρκετά και μετά τον Νοέμβριο διαχωρίζεται σε δύο μικρότερους αντικυκλώνες. Από την άλλη, οι Larnicol et al. (1995) υποστήριξαν ότι δεν υπάρχει συγκεκριμένη περίοδος επανεμφάνισης του αντικυκλώνα αλλά εμφανίζει μικρή χρονική μεταβλητότητα.

Το 2002 οι Zervakis et al. υποστήριξαν ότι ο “Mersa – Matruh” είναι ένας αντικυκλώνας που παρουσιάζει μεγάλη ευστάθεια. Μελετώντας μία συγκεκριμένη τομή της θάλασσας, σε συγκεκριμένο γεωγραφικό πλάτος που διασχίζει το κέντρο του “Mersa – Matruh” (εικόνα 15), κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι πρόκειται για έναν πολύ ισχυρό αντικυκλώνα (με ταχύτητες που φτάνουν τα 40 cm/s στην επιφάνεια της θάλασσας) που εκτείνεται πιο κάτω από τα 460m σε βάθος. Από τις μετρήσεις που πραγματοποίησαν μετά τον Μάρτιο του 2002, στην ίδια περιοχή της θάλασσας δεν βρήκαν ένδειξη ύπαρξης του αντικυκλώνα. Εξήγησαν ότι το γεγονός αυτό μπορεί να οφείλεται στο ότι είτε ο αντικυκλώνας είχε κινηθεί ανατολικά είτε είχε διαχωριστεί σε μικρότερης κλίμακας αντικυκλώνες. Επιπλέον, τα δεδομένα τους υπέδειξαν την παρουσία μιας ανατολικής ροής κοντά στην ακτή η οποία πιθανόν να αποτελεί μία επέκταση του ΝΑC. Τέλος, υποστήριξαν ότι ο “Mersa – Matruh” δεν προκύπτει από τον μαιανδρισμό του ΝΑC.



Εικόνα 15: Η περιοχή που έγιναν οι μετρήσεις περνούν από το κέντρο του Mersa – Matruh (πηγή Zervakis et al., 2002)

Το 2005 οι Gerin et al. μελετώντας δορυφορικές εικόνες αλλά χρησιμοποιώντας και in situ παρατηρήσεις υποστήριξαν ότι δεν υπάρχει το Mid - Mediterranean Jet (MMJ). Συγκεκριμένα, υποστήριξαν ότι το νερό Ατλαντικής προέλευσης ακολουθεί κυρίως την ακτογραμμή της Αφρικανικής ηπείρου. Το κυκλωνικό αυτό ρεύμα είναι ιδιαίτερα ασταθές και δημιουργεί στροβίλους. Η αλληλεπίδραση των στροβίλων αυτών με το Libyo-Egyptian Current (LEC) είναι η αιτία που μπορεί να δούμε νερό ατλαντικής προέλευσης στα ανοιχτά της θάλασσας. Οι στρόβιλοι αυτοί που δημιουργούνται λόγω αστάθειας μπορούν να κινηθούν ανατολικά ακολουθώντας τις μεγαλύτερες ισοβαθείς και να αλληλεπιδράσουν ή να συγχωνευτούν με άλλους. Οι μεγαλύτεροι από αυτούς δεν μπορούν να κινηθούν περαιτέρω ανατολικά, πιθανόν λόγω της μεγάλης τους κατακόρυφης έκτασης και του περιορισμού που αντιμετωπίζουν λόγω της ιδιαίτερης τοπογραφίας της περιοχής (μετά τις 30° Δ η λεκάνη γίνεται πιο αβαθής). Έτσι, οι αντικυκλώνες αυτοί φαίνονται να παγιδεύονται στην περιοχή του Ηροδότου (3000m βάθος), έτσι ώστε η περιοχή αυτή να παρουσιάζει μονίμως αντικυκλωνική συμπεριφορά. Υποστήριξαν λοιπόν, ότι ο αντικυκλώνας που ονομάζεται ως Mersa Matruh δεν είναι ένας μόνιμος αντικυκλώνας αλλά μια περιοχή συγχώνευσης ή παγίδευσης αντικυκλώνων που έχουν δημιουργηθεί σε άλλη περιοχή.

Κεφάλαιο 3^ο: Μεθοδολογία

3.1. Το αριθμητικό μοντέλο POM

3.1.1. Τα βασικά χαρακτηριστικά του μοντέλου

Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκε το Princeton Ocean Model (POM), ένα τρισδιάστατο υδροδυναμικό μοντέλο σχεδιασμένο για τη μελέτη παράκτιων περιοχών αλλά και περιοχών ανοιχτής θαλάσσης. Το μοντέλο έχει χρησιμοποιηθεί επιτυχώς στο παρελθόν σε μελέτες προσομοίωσης της θαλάσσιας κυκλοφορίας αλλά χρησιμοποιείται και για την πρόγνωση της θαλάσσιας κυκλοφορίας. Το πλεονέκτημα του μοντέλου είναι ότι μπορεί επιτυχώς να προσομοιώσει το στρώμα Ekman και στην επιφάνεια της θάλασσας και στο βυθό. Το μοντέλο είναι σχεδιασμένο έτσι ώστε να μπορεί να προσομοιώσει ρεαλιστικά φαινόμενα μέσης κλίμακας, που χαρακτηρίζονται από τάξη μεγέθους 1-100 km σε μήκος και παλιρροιακής έως ενός μήνα κλίμακα χρόνου αναλόγως τη διακριτοποίηση.

Οι διαγνωστικές μεταβλητές είναι οι τρεις συνιστώσες της ταχύτητας, η θερμοκρασία, η αλατότητα και δύο μεγέθη χαρακτηριστικά για την τύρβη, η τυρβώδης κινητική ενέργεια αλλά και η κλίμακα της τύρβης. Η ανύψωση της ελεύθερης επιφάνειας υπολογίζεται έτσι ώστε το μοντέλο να μπορεί να προσομοιώσει με ακρίβεια την παλίρροια. Τέλος, υπολογίζει τους συντελεστές τυρβώδους διάχυσης για την ορμή, την αλατότητα και τη θερμοκρασία.

Τα βασικά του χαρακτηριστικά είναι:

- Είναι ένα 3 – διαστάσεων μοντέλο που περιέχει ένα υπο-μοντέλο για τον υπολογισμό της τύρβης (2,5 τάξης κλείσιμο της τύρβης) έτσι ώστε να μπορεί να παρέχει ρεαλιστική προσομοίωση των διαδικασιών κατακόρυφης ανάμιξης.
- Είναι ένα μοντέλο που χρησιμοποιεί τις σ συντεταγμένες έτσι ώστε η κατακόρυφη διάσταση να έχει το μέγεθος της κολόνας του νερού. Τα σ - μοντέλα είναι απαραίτητα όταν έχουμε να προσομοιώσουμε την πραγματική κίνηση γεωφυσικών ρευστών όπου η επίδραση της τοπογραφίας παίζει σημαντικό ρόλο. Μαζί με το υπό-μοντέλο της τύρβης, το POM μπορεί να αποδώσει ρεαλιστικά την κυκλοφορία στα κατώτερα στρώματα της θάλασσας, γεγονός που είναι πολύ σημαντικό για μελέτες της κυκλοφορίας της θάλασσας κοντά στην ακτή και για μελέτες της επίδρασης της παλίρροιας.

- Οι προγνωστικές εξισώσεις έχουν επιλυθεί αριθμητικά χρησιμοποιώντας το Arakawa C πλέγμα. Το οριζόντιο πλέγμα είναι ένα καμπυλόγραμμο ορθογώνιο σύστημα συντεταγμένων όπου οι συνιστώσες της ταχύτητας βρίσκονται στις πλευρές του πλέγματος ενώ οι συνιστώσες της θερμοκρασίας, της αλατότητας, η ανύψωση της ελεύθερης επιφάνειας και οι συνιστώσες της τύρβης βρίσκονται στο κέντρο του ορθογωνίου πλέγματος.
- Οι εξισώσεις που περιγράφουν καλύτερα την προσομοίωση της παράκτιας περιοχής περιέχουν τη γρήγορη διάδοση των εξωτερικών βαρυντικών κυμάτων και την πιο αργή διάδοση των εσωτερικών βαρυντικών κυμάτων. Είναι λοιπόν απαραίτητο, κυρίως για λόγους οικονομίας υπολογιστικής ισχύος, να διαχωριστούν οι δισδιάστατες ολοκληρωμένες εξισώσεις κατά βάθος (βαροτροπική κυκλοφορία) από τις τρισδιάστατες εξισώσεις (βαροκλιτική κυκλοφορία). Η ολοκλήρωση των εξισώσεων για κάθε επίπεδο είναι δισδιάστατη και χρησιμοποιεί ένα μικρό βήμα χρόνου βασισμένο στο Courant-Friedrichs-Levy (CFL) κριτήριο. Η ολοκλήρωση των εξισώσεων στο κατακόρυφο επίπεδο είναι τρισδιάστατη και χρησιμοποιεί ένα μεγαλύτερο βήμα χρόνου, βασισμένο και αυτό στο CFL κριτήριο.

3.1.2. Βασικές εξισώσεις του μοντέλου

Οι κύριες εξισώσεις που προσομοιώνουν την κυκλοφορία περιγράφονται από τα πεδία της ταχύτητας, της θερμοκρασίας, της αλατότητας και της στάθμης της επιφάνειας. Δύο είναι οι κύριες προσεγγίσεις που έχουν γίνει για την επίλυση των εξισώσεων. Η πρώτη περιλαμβάνει την υδροστατική προσέγγιση, το βάρος του ρευστού εξισορροπεί πλήρως την πίεση και η δεύτερη την προσέγγιση Boussinesq, οι διαφορές πυκνότητας θεωρούνται αμελητέες εκτός αν είναι πολλαπλασιασμένοι με την επιτάχυνση της βαρύτητας.

Για τη μελέτη των εξισώσεων θα θεωρήσουμε ένα ορθογώνιο, καρτεσιανό σύστημα συντεταγμένων, με τον άξονα των x να αυξάνει προς ανατολή, των άξονα των y να αυξάνει προς βορρά και των άξονα των z να αυξάνει κατακόρυφα προς τα πάνω. Η ελεύθερη επιφάνεια έχει ύψος $z = \eta(x, y, t)$, όπου η είναι η ανύψωση της θάλασσας, ενώ ο βυθός της θάλασσας $z = -H(x, y, t)$, με H να είναι το βάθος της θάλασσας. Αν V είναι το διάνυσμα της οριζόντιας ταχύτητας με συνιστώσες u και v στον x και y άξονα αντίστοιχα τότε οι βασικές εξισώσεις του μοντέλου είναι:

3.1.2.a. Θερμοδυναμικές εξισώσεις

$$\nabla \vec{V} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

Εξίσωση συνέχειας:

Εξισώσεις ορμής:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \vec{V} \nabla U + W \frac{\partial U}{\partial z} - fV = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial U}{\partial z} \right) + F_x \quad (2)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \vec{V} \nabla V + W \frac{\partial V}{\partial z} - fU = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial V}{\partial z} \right) + F_y \quad (3)$$

$$\rho g = -\frac{\partial P}{\partial z} \quad (4)$$

όπου ρ_0 η πυκνότητα αναφοράς, ρ η πυκνότητα, P η πίεση του ρευστού, f η παράμετρος coriolis, g η επιτάχυνση της βαρύτητας k_M ο συντελεστής τυρβώδους διάχυσης για την ορμή στην κατακόρυφη διεύθυνση και w η κατακόρυφη συνιστώσα της ταχύτητας.

Η πίεση σε βάθος z υπολογίζεται από την ολοκλήρωση της εξίσωσης κίνησης στην κατακόρυφη διεύθυνση (4), από το ύψος z έως την ανύψωση της ελεύθερης επιφάνειας η , μέσω της σχέσης:

$$P(x, y, z, t) = P_{atm} + g \rho_0 \eta + g \int_z^0 \rho(x, y, z', t) dz' \quad (5)$$

Εξισώσεις διατήρησης θερμοκρασίας και αλατότητας:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} + \vec{V} \nabla \Theta + W \frac{\partial \Theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right) + F_\Theta \quad (6)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \vec{V} \nabla S + W \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial S}{\partial z} \right) + F_S \quad (7)$$

όπου Θ η θερμοκρασία, S η αλατότητα, K_H ο συντελεστής τυρβώδους διάχυσης για την θερμοκρασία και την αλατότητα στο κατακόρυφο επίπεδο.

Χρησιμοποιώντας τη θερμοκρασία και την αλατότητα, η πυκνότητα του νερού υπολογίζεται σύμφωνα με μία εξίσωση της μορφής:

$$\rho = \rho(\Theta, S) \quad (8)$$

Όλες οι κινήσεις που υπεισέρχονται λόγω των φαινομένων μικρής κλίμακας δεν επιλύονται άμεσα από το μοντέλο αλλά έχουν παραμετροποιηθεί σε όρους που αφορούν τις διαδικασίες οριζόντιας μίξης. Οι όροι F_x , F_y , F_θ και F_S στις εξισώσεις (2), (3), (6) και (7) αντιπροσωπεύουν αυτές τις συνιστώσες και σε αναλογία με τη μοριακή διάχυση γράφονται:

$$F_x = \frac{\partial}{\partial x} \left[2A_M \frac{\partial U}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[A_M \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right] \quad (9a)$$

$$F_y = \frac{\partial}{\partial y} \left[2A_M \frac{\partial V}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial x} \left[A_M \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right] \quad (9b)$$

$$F_{\theta,S} = \frac{\partial}{\partial x} A_H \frac{\partial (\theta, S)}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} A_H \frac{\partial (\theta, S)}{\partial y} \quad (10)$$

Ενώ οι όροι οριζόντιας διάχυσης χρησιμοποιούνται για την παραμετροποίηση των φαινομένων κλίμακας μικρότερης από την διακριτοποίηση του μοντέλου, οι συντελεστές οριζόντιας διάχυσης A_M και A_H απαιτούνται για τη μείωση του υπολογιστικού θορύβου.

3.1.2.b Κλείσιμο της τύρβης

Η κύρια εξίσωση περιλαμβάνει την παραμετροποίηση των τάσεων του Reynolds και τους όρους τυρβώδους διάχυσης ορμής, θερμότητας και αλατιού. Η παραμετροποίηση της τύρβης που χρησιμοποιείται στο μοντέλο βασίζεται στην υπόθεση των Mellor και Yamada (1974). Οι συντελεστές τυρβώδους διάχυσης K_M και K_H στο κατακόρυφο επίπεδο, που υπολογίζονται στο μοντέλο, είναι χαρακτηριστικές για τον υπολογισμό της τύρβης από την τυρβώδη κινητική ενέργεια q^2/l , όπου το l είναι η χαρακτηριστική κλίμακα της τύρβης. Η τυρβώδη κινητική ενέργεια είναι:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial q^2}{\partial t} + V \nabla q^2 + W \frac{\partial q^2}{\partial z} = \\ & = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_q \frac{\partial q^2}{\partial z} \right) + 2K_M \left[\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{2g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{2q^3}{K_1 \ell} + F_q \quad (11) \\ & \frac{\partial q^2 \ell}{\partial t} + V \nabla (q^2 \ell) + W \frac{\partial q^2 \ell}{\partial z} = \\ & - \frac{\partial}{\partial z} \left(K_q \frac{\partial q^2 \ell}{\partial z} \right) + \ell K_1 K_M \left[\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{\ell K_1 g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{q^3}{R_1} \bar{W} + F_\ell \quad (12) \end{aligned}$$

όπου η “wall proximity function” δίνεται από

$$F \equiv 1 + F_{1/2} \left(\frac{\ell}{z} \right)^{1/2} \quad (13)$$

όπου

$$(L)^{-1} \equiv (H - z)^{-1} + (H + z)^{-1} \quad (14)$$

Κοντά στις επιφάνειες οι όροι $1/\kappa$ (όπου $\kappa=0,4$ και είναι η σταθερά von Karman) και L είναι ίσοι με την απόσταση από την επιφάνεια έτσι ώστε $W=1+E_2$. Μακριά από τις επιφάνειες, όπου $1 \ll L$, θα είναι $W^2 \approx 1$. Οι E_1 και E_2 είναι εμπειρικές σταθερές και ίσες με 1,8 και 1,33 αντίστοιχα. Η κλίμακα του μήκους που παρέχεται από την (12) είναι χαρακτηριστική της τυρβώδους κίνησης σε οποιοδήποτε σημείο, σε οποιαδήποτε χρονική στιγμή. Οι όροι F_q και F_1 στις (11) και (12) είναι οι όροι οριζόντιας ανάμιξης και παραμετροποιούνται ανάλογα με τη θερμοκρασία και την αλατότητα.

Είναι δυνατόν οι συντελεστές ανάμιξης K_M , K_H και K_q να πάρουν τη μορφή:

$$K_M \equiv \ell q S_M \quad K_H \equiv \ell q S_H \quad K_q \equiv \ell q S_q \quad (15a - c)$$

Οι εξισώσεις ευστάθειας, S_M , S_H και S_q βασίζονται στην υπόθεση του Mellor για το κλείσιμο της τύρβης και είναι:

$$S_M [6A_1 A_2 G_M] + S_H [1 - 2A_2 B_2 G_H - 12A_1 A_2 G_H] = A_2 \quad (16a)$$

$$S_M [1 + 6A_1' G_M - 9A_1 A_2 G_H] - S_H [12A_1' G_H + 9A_1 A_2 G_H] - A_1 (1 - 3C_1) \quad (16b)$$

$$S_q = 0.20 \quad (16c)$$

όπου

$$G_M = \frac{f^2}{\sigma^2} \left[\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (17a)$$

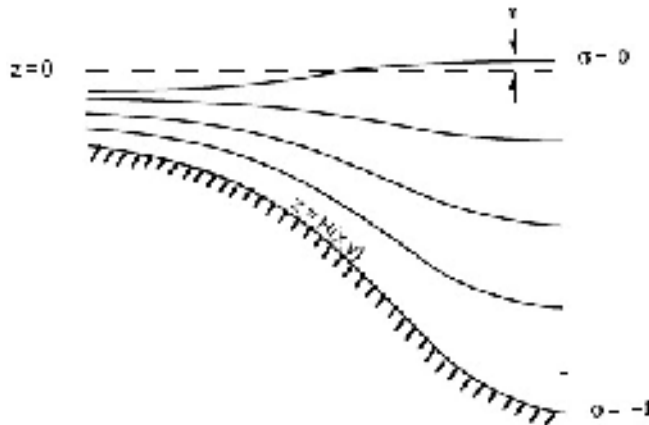
$$G_H = \frac{f^2}{\sigma^2} \frac{H}{f^2 \sigma} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (17b)$$

Οι εμπειρικές σταθερές είναι: $(A_1, A_2, B_1, B_2, C_1) = (0.92, 0.74, 16.6, 10.1, 0.08)$

Οι παραπάνω εξισώσεις έχουν επιλυθεί στο μοντέλο μας χρησιμοποιώντας τη σ - συνιστώσα στην κατακόρυφη διεύθυνση και όχι την z . Ο λόγος που γίνεται αυτό είναι γιατί έχει βρεθεί ότι το ορθογώνιο σύστημα συντεταγμένων x, y, z έχει πολλά μειονεκτήματα όταν έχουμε να αντιμετωπίσουμε περιοχές όπου υπάρχουν έντονες εναλλαγές στη βαθυμετρία. Έτσι, οι παραπάνω βασικές εξισώσεις που είναι σε καρτεσιανές συντεταγμένες (x, y, z, t) μετατρέπονται σε σ -συντεταγμένες (x^*, y^*, σ, t^*) βάσει των:

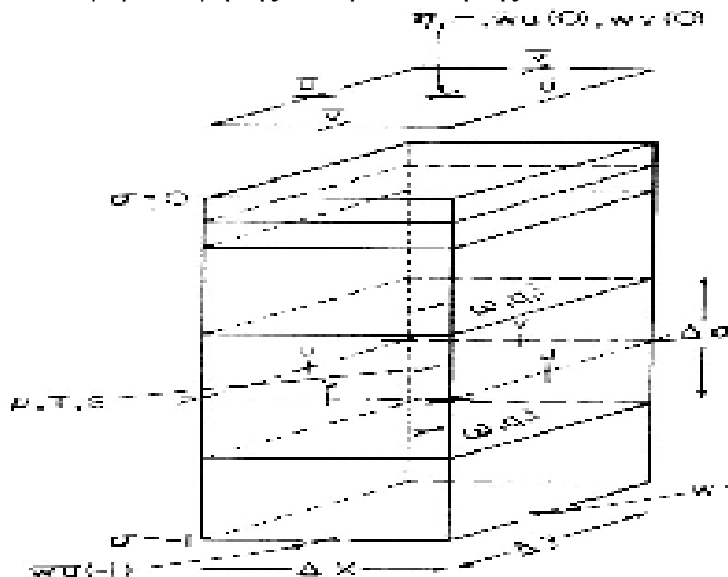
$$x^* = x \quad y^* = y \quad \sigma = \frac{z - H}{H + z} \quad t^* = t \quad (18)$$

όπου $H(x, y)$ είναι το βάθος της θάλασσας και $\eta(x, y, t)$ η ανύψωση της ελεύθερης επιφάνειας. Με τον τρόπο αυτό η τιμή του σ κυμαίνεται από $\sigma=0$ στο $z = \eta$ μέχρι $\sigma=-1$ στο $z=-H$ (εικόνα 16).



Εικόνα 16: Η κατανομή του σ επιπέδου

Οι βασικές εξισώσεις του μοντέλου αποτελούν ένα σύστημα μερικών διαφορικών εξισώσεων που δεν μπορούν να λυθούν με χρήση των γνωστών αναλυτικών εφαρμογών. Οι εξισώσεις αυτές απαιτούν την εφαρμογή αριθμητικών υπολογιστικών μεθόδων χρησιμοποιώντας τη μέθοδο πεπερασμένων διαφορών. Το τυπικό πλέγμα που χρησιμοποιείται για τη διάταξη των παραμέτρων στο χώρο είναι το επονομαζόμενο τύπου “Arakawa C” πλέγμα (εικόνα 17). Ο τύπος πλέγματος αυτός διατάσσει τις ταχύτητες στο μέσο των πλευρών του τετράγωνου πλέγματος και τις υπόλοιπες μεταβλητές στο κέντρο του τετραγώνου. Αυτός ο τύπος πλέγματος έχει αποδειχτεί από τους Batteen και Han (1981) ότι είναι το πιο αποτελεσματικό πλέγμα όσον αφορά την ωκεάνια κυκλοφορία υψηλής διακριτοποίησης.

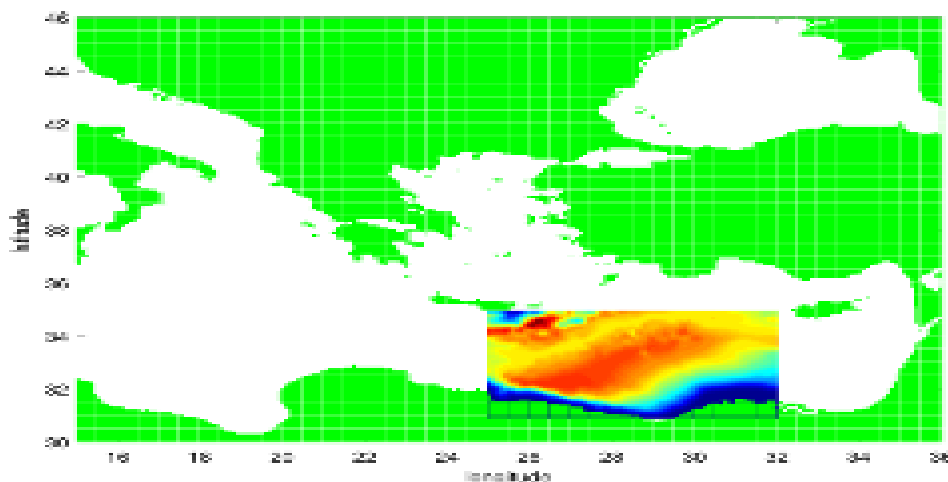


Εικόνα 17: Οι θέσεις των μεταβλητών στο αριθμητικό σχήμα του POM

3.2. Εφαρμογή του μοντέλου POM στην περιοχή μελέτης

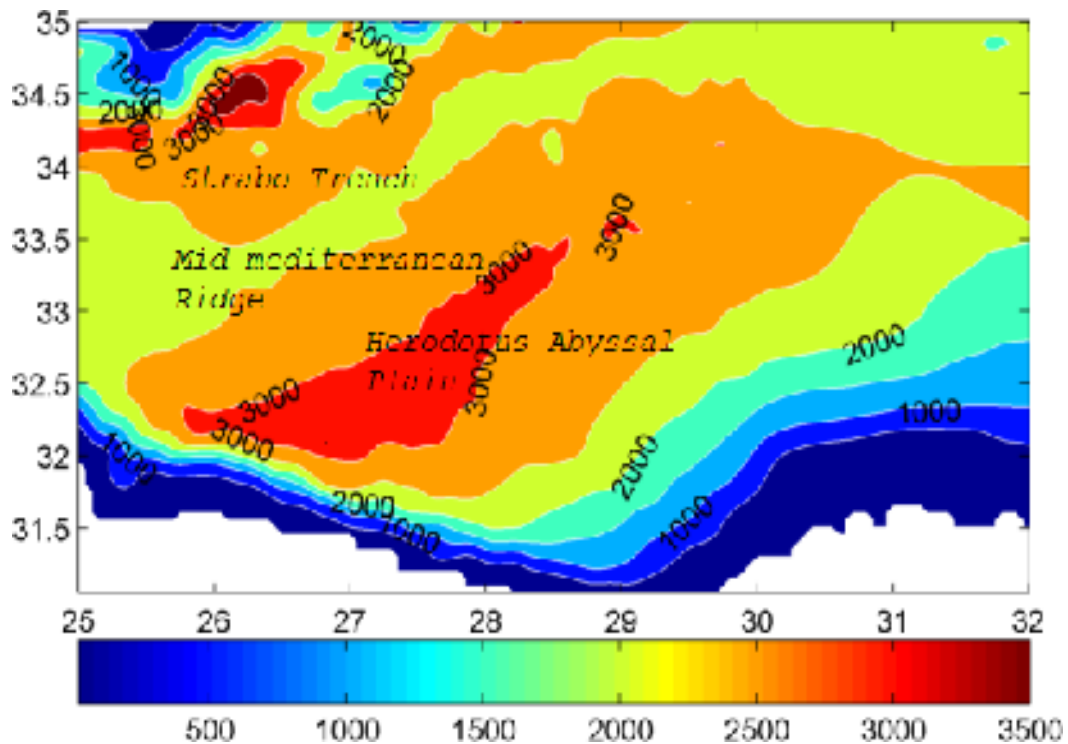
3.2.1. Βαθυμετρία

Το μοντέλο αυτό χρησιμοποιήθηκε από την παρούσα εργασία για την προσομοίωση της κυκλοφορίας σε περιοχή της κεντρικής Λεβαντίνης με γεωγραφικό πλάτος από 31° έως 35° και γεωγραφικό μήκος από 25° έως 32° (εικόνα 18). Η περιοχή μελέτης επικοινωνεί στα δυτικά με το Ιόνιο πέλαγος, βόρεια με το Αιγαίο και ανατολικά με τη Λεβαντίνη.



Εικόνα 18: Η περιοχή μελέτης

Η βαθυμετρία της περιοχής προέρχεται από τη βάση δεδομένων US Navy Digital Bathymetry Datat Base I' (DBDBI) με διακριτοποίηση 1/60° x 1/60°. Η εικόνα 19 δείχνει τη βαθυμετρία της περιοχής μελέτης. Η περιοχή αυτή χαρακτηρίζεται από ιδιαίτερα απότομη τοπογραφία. Η τοπογραφία του βυθού αυξάνει καθώς κινούμαστε από την ακτή της Αφρικής προς τον βορρά και παίρνει την μέγιστη τιμή (3000m) στη λεκάνη του Ηροδότου (Herodotous Abyssal Plain). Βόρεια της λεκάνης του Ηροδότου βρίσκεται το Mid – Mediterranean Ridge. Το Mid Mediterranean Ridge εκτείνεται μέχρι τα 2500m και έχει άξονα βορειοανατολικής κατεύθυνσης. Στο βορειοδυτικό μέρος της λεκάνης βρίσκεται το Strabo Trench (βάθος μέχρι 3000m) που χωρίζει το Mid – Mediterranean Ridge από την πολύπλοκη τοπογραφία που υπάρχει ανατολικά της Κρήτης.



Εικόνα 19: Η τοπογραφία του βυθού στην περιοχή μελέτης

Ένα γνωστό πρόβλημα που υπεισέρχεται στα μοντέλα που επιλύουν σε σ-επίπεδα είναι η εισαγωγή σφάλματος κατά τον υπολογισμό της οριζόντιας βαθμίδας πίεσης σε περιοχές όπου έχουμε απότομη τοπογραφία. Στο μοντέλο POM, το πρόβλημα αυτό αντιμετωπίζεται αφαιρώντας την μέση τιμή του προφίλ της πυκνότητας πριν υπολογιστεί η βαθμίδα της πυκνότητας, καθώς έχει υπολογιστεί ότι εφαρμόζοντας αυτή τη τεχνική απαλείφουμε το σφάλμα που υπεισέρχεται κατά τον υπολογισμό της οριζόντιας βαροβαθμίδας (Mellor et al. 1994). Επειδή στην περιοχή μελέτης υπάρχουν περιοχές όπου έχουμε ιδιαίτερα απότομη τοπογραφία εφαρμόσαμε δευτέρας τάξης Shapiro φίλτρο.

Η διακριτοποίηση της περιοχής μελέτης έγινε με ανάλυση $1/20^\circ \times 1/20^\circ$ το οποίο αντιστοιχεί περίπου σε $5 \times 5 \text{ km}$. Καθώς η εσωτερική ακτίνα αποδιαμόρφωσης Rossby είναι 10-14km στη λεκάνη της Λεβαντίνης, η επιλεγμένη ανάλυση στη μελέτη μας μπορεί να αποδώσει κυκλωνικές και αντικυκλωνικές ροές κλίμακας της τάξης της ακτίνα αποδιαμόρφωσης και έτσι μπορούν να μελετηθούν μέσης και μεγάλης κλίμακας φαινόμενα. Η κατακόρυφη δομή αποτελείται από 20 επίπεδα με λογαριθμική δομή στην επιφάνεια της θάλασσας και στο βυθό για την καλύτερη προσομοίωση της δομής του στρώματος Ekman.

3.2.2. Οριακές συνθήκες

3.2.2.a. Ανοιχτά όρια θάλασσας

Τα κλειστά όρια θαλάσσης, που βρίσκονται κοντά στην ακτή είναι εύκολο να καθοριστούν από το μοντέλο. Απλά θέτουν μηδενική την κάθετη ταχύτητα του ρευστού που βρίσκεται στο όριο της ακτής και την εφαπτομενική ταχύτητα που περιέχεται στους όρους της οριζόντιας τριβής. Για ένα μοντέλο $\sigma - \sigma$ συνιστώσας, αυτό δεν είναι τόσο σημαντικό αν σκεφτούμε ότι το ελάχιστο βάθος του νερού (εδώ είναι στα 10m) είναι τόσο ρηχό που η τριβή του βυθού υπερσχύει.

Τα ανοιχτά όρια θαλάσσης είναι πιο απαιτητικά και εισάγουν αβεβαιότητα στους υπολογισμούς του μοντέλου. Τα ανοιχτά όρια θαλάσσης μπορούν να εισάγουν σφάλμα καθώς θα πρέπει να γίνει καλή παραμετροποίηση του εξωτερικού περιβάλλοντος της περιοχής μελέτης μας. Υπάρχουν δύο τύποι συνθηκών για ανοιχτά όρια αυτοί που αφορούν την εισροή νερού και αυτοί που αφορούν την εκροή. Η εισροή του νερού υπολογίζεται από υδρολογικά δεδομένα ενώ η εκροή από τη σχέση:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} (\theta, S) + U_{\text{net}} \frac{\partial \eta}{\partial x} (\theta, S) = 0 \quad (19)$$

για τη θερμοκρασία και την αλατότητα, όπου η είναι η κάθετη συνιστώσα στο όριο. Η τυρβώδης κινητική ενέργεια υπολογίζεται με μεγάλη ακρίβεια στο όριο θεωρώντας τον όρο της μεταφοράς αμελητέο σε σχέση με τους άλλους όρους της εξίσωσης. Στην περιοχή μελέτη έχουμε ανοιχτά όρια ανατολικά, δυτικά και βόρεια.

Η αρχικοποίηση των δεδομένων καθώς και οι οριακές συνθήκες προέρχονται από τη βάση δεδομένων Mediterranean Ocean Data Base που δίνουν τα προφίλ της θερμοκρασίας και της αλατότητας. Η αρχική ταχύτητα της θάλασσας θεωρείται μηδενική και τελικά υπολογίζεται από τις αρχικές υδρολογικές συνθήκες θερμοκρασίας και αλατότητας και από τις οριακές συνθήκες.

3.2.2.b. Οριακές συνθήκες στη διεπιφάνεια θάλασσα – αέρα και στον βυθό

Οι οριακές συνθήκες στην επιφάνεια της θάλασσας, στο ύψος $z = \eta(x, y)$, είναι οι ροές ορμής, θερμότητας και αλατιού. Ο υπολογισμός τους γίνεται μέσω εμπειρικών σχέσεων.

Οι συνιστώσες της επιφανειακής ροής θερμότητας είναι μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία Q_s , η μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία Q_l , η αισθητή ροή θερμότητας Q_h και η λανθάνουσα θερμότητα Q_e . Η συνολική ροή θερμότητας είναι:

$$Q_t = Q_s + Q_l + Q_h + Q_e \quad (20)$$

Ένα μέρος της (24), $Q_l + Q_h + Q_e$, μαζί με ένα μέρος της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας χάνεται από την επιφάνεια της θάλασσας όπου η οριακή συνθήκη είναι:

$$\left(K_H \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right)_{z=\eta} = (1 - T_r) Q_s + Q_l + Q_h + Q_e \quad (21)$$

ενώ αυτό που μένει προστίθεται στην εξίσωση της θερμότητας, όπου

$$R = Q_s T_r e^{-\lambda z} \quad (22)$$

Ο συντελεστής διάδοσης Tr είναι 0,31 και ο συντελεστής λ είναι 0,042 και έχουν επιλεγεί σύμφωνα με τον Jerlov (1976) για να αντιστοιχούν σε έναν “καθαρό” τύπο νερού.

Το μηνιαίο ποσό εξάτμισης E έχει υπολογιστεί από την αισθητή ροή θερμότητας σύμφωνα με τη σχέση του May (1982):

$$E = \frac{Q_e}{L_v} \quad (23)$$

όπου L_v είναι η λανθάνουσα θερμότητα συμπύκνωσης. Το μηνιαίο ποσό βροχόπτωσης έχει αποκτηθεί από τα δεδομένα του Jaeger (1976) για τη Μεσόγειο θάλασσα με ανάλυση $5^\circ \times 2,5^\circ$.

Η αισθητή ροή θερμότητας σύμφωνα με το σχήμα των Rosati και Miyakoda είναι:

$$Q_h = \rho_A C_{pa} C_H |U_{10} - U_w| (T_{10} - T_w) \quad (24)$$

όπου ρ_A , C_{pa} και T_{10} είναι η πυκνότητα του αέρα, η ειδική θερμότητα και η θερμοκρασία του αέρα στα 10m από την επιφάνεια της θάλασσας αντίστοιχα και C_H και T_w είναι η ειδική θερμότητα και η θερμοκρασία του νερού.

Η μεγάλη μήκους κύματος ακτινοβολία υπολογίζεται από τη σχέση:

$$Q_l = 0,98\sigma(T_w + 273)^4 \left(0,39 - 0,05e_{10}^{1/2} \right) (1 - 0,8\pi) - |(T_w + 273)^4 - (T_{10} + 273)^4| \quad (25)$$

όπου το 0,98 είναι ο συντελεστής εκπομπής, το $\sigma = 5.7 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ είναι η

σταθερά του Stefan – Boltzman, ϵ_{10} είναι τάση των υδρατμών και n είναι ο συντελεστής νεφοκάλυψης.

Η μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία είναι:

$$Q_{\lambda} = SC (\alpha \delta^{0.7614} + 0.491 - \delta^{0.0914}) (1 - 0.71n) (1 - \beta) \quad (26)$$

όπου $SC=1370Wm^{-2}$ είναι η ηλιακή ροή, $\delta=0,85$ είναι ο συντελεστής εκπομπής της ατμόσφαιρας, β η λευκαύγεια και το α το ύψος του ήλιου.

Στα πειράματα που θα εξετάσουμε χρησιμοποιούμε δεδομένα ανέμου βασισμένα στην κλιματολογία της περιοχής. Τα δεδομένα αυτά έχουν προκύψει από το 6h European Centre for Medium -Range Weather Forecasts (ECMWF) $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, για τα έτη 1979-1993, από όπου έχουν προκύψει μέσες τιμές για κάθε μήνα (Korres et al., 2002).

Στον βυθό της θάλασσας και στις οριακές συνθήκες όπου υπάρχει ακτή, οι βαθμίδες της θερμοκρασίας και της αλατότητας είναι μηδενικές έτσι ώστε να μην υπάρχει μεταφορά και διάχυση των ροών θερμότητας και του αλατιού σε αυτά τα όρια.

Ο υπολογισμός της τάσης στον πυθμένα βασίζεται στον λογαριθμικό νόμο:

$$\vec{\tau}_b = \rho_0 c_D |\vec{v}_b| \vec{v}_b \quad (27)$$

και η τιμή του drag coefficient c_D δίνεται από τη σχέση:

$$c_D = \left[\frac{1}{K} \ln(H + z_b) / z_0 \right]^{-2} \quad (28)$$

όπου z_b και V_b είναι το σημείο του πλέγματος και η αντίστοιχη πιο κοντινή ταχύτητα στο σημείο του πλέγματος. Η παράμετρος z_0 εξαρτάται από την τραχύτητα του πυθμένα της θάλασσας.

3.3. Πειράματα

Κύριος στόχος της εργασίας αυτής είναι η μελέτη των μηχανισμών που εμπλέκονται στη δημιουργία της μόνιμης αντικυκλωνικής ροής ονομαζόμενης στη βιβλιογραφία ως αντικυκλώνας Mersa Matruh, στην περιοχή της κεντρικής Λεβαντίνης. Κατά τη διάρκεια της μελέτης αυτής θα δώσουμε έμφαση στην δομή και κυρίως στα δυναμικά χαρακτηριστικά της κεντρικής Λεβαντίνης. Θα εξετάσουμε πως αλλάζει η κυκλοφορία του νερού αλλάζοντας κάποιες παραμέτρους που αφορούν τον άνεμο, την τοπογραφία και τις οριακές συνθήκες με σκοπό να κατανοήσουμε τους λόγους δημιουργίας αυτής της μόνιμης αντικυκλωνικής κυκλοφορίας στην περιοχή αυτή.

Από τη θεωρία ξέρουμε ότι οι μηχανισμοί που επιτρέπουν την εμφάνιση στροβιλώδους ροής (αν και είναι ένα θέμα το οποίο ερευνάται ακόμα) στα γεωφυσικά ρευστά μπορεί να είναι:

α) η αστάθεια των ρευμάτων

β) ο άνεμος που δημιουργεί περιοχές σύγκλισης και απόκλισης στην επιφάνεια της θάλασσας

γ) η ροή πάνω από τοπογραφικούς σχηματισμούς

Για το σκοπό αυτό εκτελέσαμε μια σειρά πειραμάτων που είχαν ως στόχο να αναδείξουν τη συνεισφορά του κάθε όρου στη γενικότερη κυκλοφορία της περιοχής. Έτσι λοιπόν έγινε μια σειρά πειραμάτων που έδωσαν έμφαση στο πως ο άνεμος, η τοπογραφία και η γενικότερη θερμοαλατική κυκλοφορία επηρεάζουν τη δυναμική της περιοχής.

Πείραμα E1: Το πρώτο πείραμα που εκτελέσαμε αφορά την πραγματική προσομοίωση της κυκλοφορίας στην κεντρική Λεβαντίνη. Σκοπός του είναι να αναδειχτούν τα γενικά θερμοαλατικά χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης, η πιθανή εποχικότητα που εμφανίζει η κυκλοφορία και η μελέτη των δυναμικών χαρακτηριστικών της περιοχής (Πείραμα αναφοράς).

Πείραμα E2: Στο πείραμα αυτό κρατήσαμε την υπάρχουσα τοπογραφία της περιοχής και θεωρήσαμε ότι είναι κλειστά τα όρια της περιοχής μας (βόρεια, δυτικά και ανατολικά). Σκοπός του πειράματος αυτού είναι η ανάδειξη της επίδρασης που έχει η γενικότερη θερμοαλατική κυκλοφορία της Λεβαντίνης στην ανάπτυξη και στη δομή του αντικυκλώνα Mersa Matruh.

Πείραμα E5: Στην περίπτωση αυτή θέλαμε να μελετήσουμε την επίδραση της τοπογραφίας της περιοχής στη γενική κυκλοφορία και αν τελικά η ύπαρξη του μόνιμου αντικυκλώνα οφείλεται στην ύπαρξη της λεκάνης του Ηροδότου. Έτσι, στην περίπτωση αφαιρέσαμε τελείως την τοπογραφική διακύμανση της περιοχής και θέσαμε σε όλη τη λεκάνη σταθερό βάθος 3000m.

Πείραμα E6: Και στο πείραμα αυτό αφαιρέσαμε την πραγματική τοπογραφία της περιοχής. Αντί για την πραγματική τοπογραφία, υποθέσαμε ότι στην περιοχή αυτή υπάρχει μια συνεχής κλίση της τοπογραφίας με τιμές να κυμαίνονται από 0m στην ακτή έως 3000m στο βόρειο μέρος της περιοχής. Κύριος στόχος του πειράματος αυτού ήταν η ανάδειξη της επίδρασης που έχει η κλίση του βυθού κατά την κίνηση του ρευστού και να δούμε αν η δομή των στροβίλων επηρεάζεται από την κλίση του βυθού.

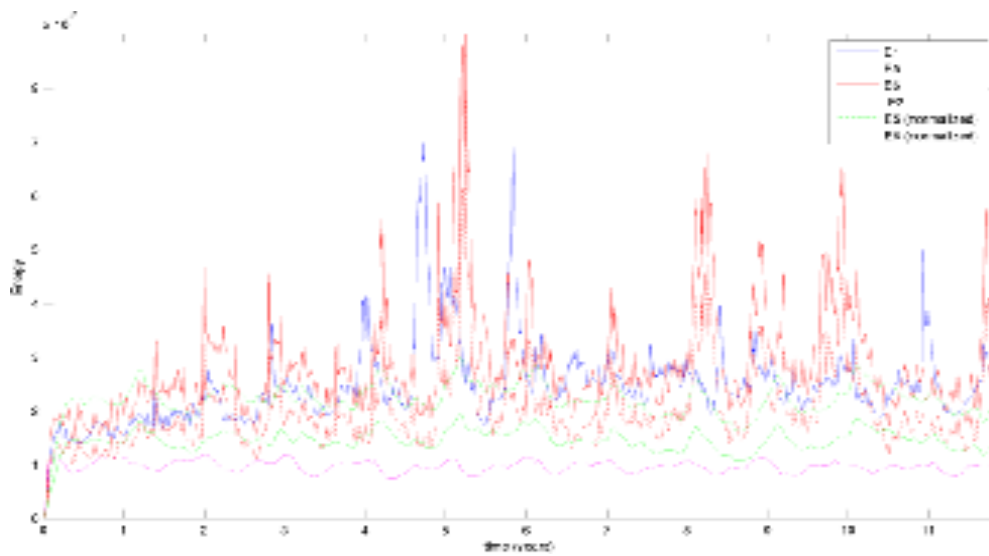
Πειράματα E3, E4, E7, E8: Στη συνέχεια εκτελέσαμε μια σειρά πειραμάτων θεωρώντας ότι δεν πνέει άνεμος. Στα πειράματα αυτά ισχύουν ότι αναφέρθηκε στα παραπάνω πειράματα για την τοπογραφία και τα όρια ενώ αφαιρέθηκε η επίδραση του ανέμου.

Η σειρά με την οποία θα παρουσιαστούν οι προσομοιώσεις της ροής του νερού στην εργασία είναι:

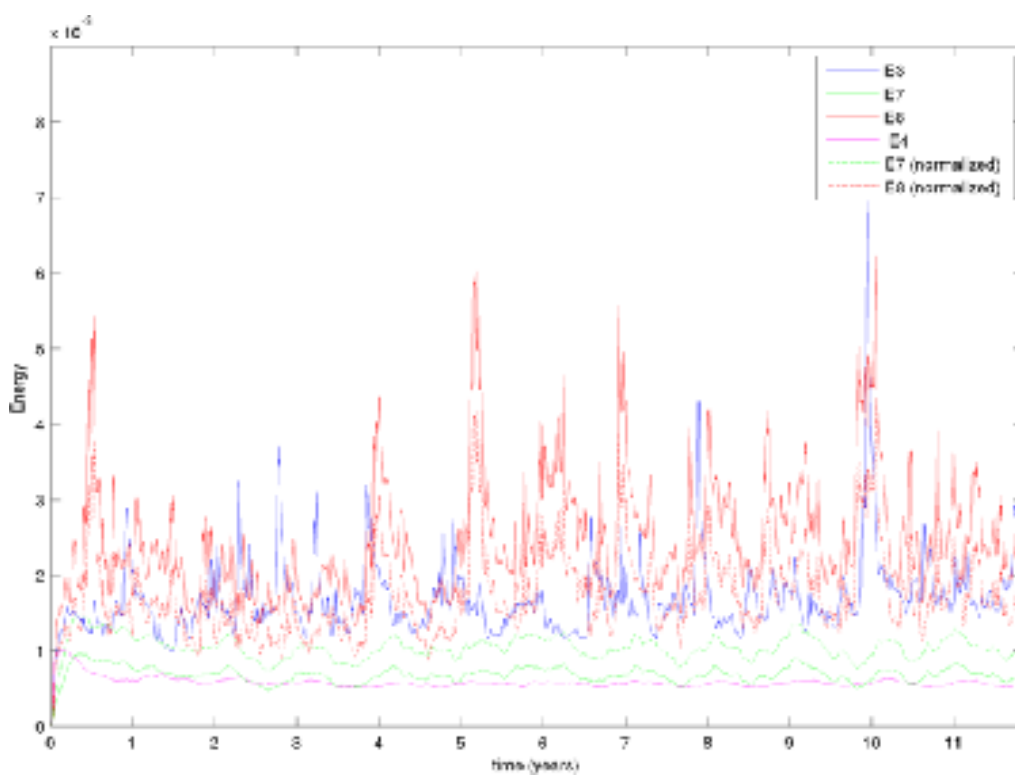
Πίνακας 1: Αρίθμηση πειραμάτων

Βασικά χαρακτηριστικά πειράματος	Αριθμός πειράματος
Πείραμα αναφοράς	E1
Κλειστά όρια	E2
Πείραμα αναφοράς – χωρίς άνεμο	E3
Κλειστά όρια – χωρίς άνεμο	E4
Σταθερό βάθος (3000m)	E5
Ομοιόμορφη κλίση στο βυθό (0 – 3000m)	E6
Σταθερό βάθος (3000m) – χωρίς άνεμο	E7
Ομοιόμορφη κλίση στο βυθό (0 – 3000m) – χωρίς άνεμο	E8

Όλη η σειρά των προσομοιώσεων της ωκεάνιας κυκλοφορίας πραγματοποιήθηκε για 12 χρόνια συνολικά μέχρι η κυκλοφορία να φτάσει σε μία σταθερή κατάσταση και να μην εξαρτάται από τις αρχικές συνθήκες του πειράματος. Τα διαγράμματα της κινητικής ενέργειας συναρτήσει του χρόνου παρουσιάζονται στις εικόνες 20 και 21 για τα πειράματα παρουσία ανέμου και απουσία ανέμου αντίστοιχα.



Εικόνα 20: Η χρονοσειρά της μέσης κινητικής ενέργειας για τα πειράματα παρουσία ανέμου



Εικόνα 21: Η χρονοσειρά της μέσης κινητικής ενέργειας για τα πειράματα απουσία ανέμου

Στα διαγράμματα (εικόνες 20 και 21) παρουσιάζονται με διακεκομμένες γραμμές οι κανονικοποιημένες χρονοσειρές κινητικής ενέργειας για τα πειράματα E5 και E6. Οι τιμές αυτές έχουν προκύψει από τις αντίστοιχες κινητικές ενέργειες των πειραμάτων E5 και E6, πολλαπλασιασμένες με τον όγκο του νερού που υπάρχει στα πειράματα προς τον όγκο του νερού στο πείραμα αναφοράς (E1), ώστε οι τιμές της κινητικής ενέργειας στα πειράματα να είναι συγκρίσιμες.

Οι μέσες τιμές της πυκνότητας της κινητικής ενέργειας στην περιοχή για τα πειράματα με άνεμο για τα 12 χρόνια προσομοίωσης παρουσιάζονται στον πίνακα 2:

Πίνακας 2: Μέση τιμή ολικής κινητικής ενέργειας της περιοχής για τα πειράματα με άνεμο

Πείραμα	Μέση τιμή κινητικής ενέργειας (J)	Κανονικοποιη μένη μέση τιμή κινητικής ενέργειας	Ποσοστό μείωσης	Ποσοστό μείωσης κανονικοποιη μένης τιμής
E1	0,0025	-	-	-
E5	0,0014	0,0022	-44%	-12%
E6	0,0029	0,0020	16%	-20%
E2	0,0009		-64%	-

Όπως προκύπτει από τον πίνακα 2 το μεγαλύτερο ποσοστό μείωσης της κινητικής ενέργειας είναι στην περίπτωση που έχουμε θεωρήσει ότι τα όρια της λεκάνης μας είναι κλειστά. Το γεγονός αυτό είναι αναμενόμενο καθώς στην περίπτωση αυτή θεωρούμε ότι δεν υπάρχει άλλη εξωτερική επίδραση που να συμβάλλει στην κινητική ενέργεια του συστήματος μας, εκτός από την τοπική επίδραση. Φαίνεται λοιπόν η γενική κυκλοφορία να παίζει πολύ σημαντικό ρόλο στην εξέλιξη του συστήματός μας. Οι μειώσεις στην μέση ταχύτητα του ρευστού λόγω της τοπογραφίας είναι μικρές αν εξετάσουμε τις κανονικοποιημένες τιμές. Η μεγάλη μείωση (44%) στην περίπτωση του πειράματος E5 οφείλεται στο ότι η λεκάνη κατακλύζεται από μεγάλη ποσότητα σχετικά “αδρανούς νερού”, στο βυθό της θάλασσας, ενώ η αύξηση της κινητικής ενέργειας (16%) στο E6 οφείλεται στην μείωση του όγκου των βαθιών νερών.

Στον πίνακα 3 παρουσιάζονται οι μέσες τιμές της κινητικής ενέργειας για τη σειρά των προσομοιώσεων απουσίας ανέμου:

Πίνακας 3: Μέση τιμή ολικής κινητικής ενέργειας της περιοχής για τα πειράματα χωρίς άνεμο

Πείραμα	Μέση τιμή κινητικής ενέργειας (J)	Κανονικοποιημένη μέση τιμή κινητικής ενέργειας	Ποσοστό μείωσης (σε σχέση με E1)	Ποσοστό μείωσης κανονικοποιημένης τιμής	Ποσοστό μείωσης (σε σχέση με E3)	Ποσοστό μείωσης κανονικοποιημένης τιμής
E3	0,0017	-	-32%	-	-	-
E7	0,00068	0,0010	-72,70%	-60%	-60%	-41%
E8	0,0025	0,0017	-	-32%	53%	-
E4	0,00058	-	-76,70%	-	-67%	-

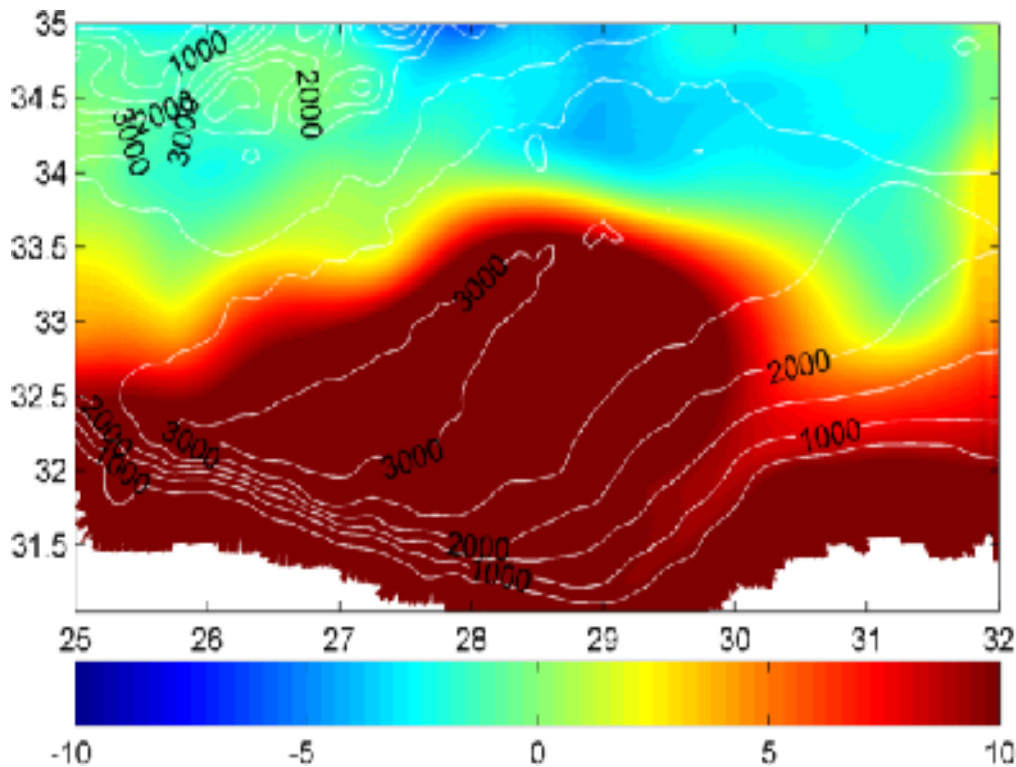
Στην περίπτωση αυτή βλέπουμε ότι η μείωση της μέσης κινητικής ενέργειας της περιοχής λόγω της επιτάχυνσης του ανέμου είναι περίπου στο 1/3 της ολικής (E1). Φαίνεται ακόμα ότι η απουσία του ανέμου και το κλείσιμο των ορίων (E4) να διαδραματίζουν ισχυρό ρόλο στην εξέλιξη της κινητικής ενέργειας της περιοχής και να είναι οι δύο πιο σημαντικοί παράγοντες στην εξέλιξη της κυκλοφορίας. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η περίπτωση του πειράματος E8 όπου έχουμε μείωση της μέσης κινητικής ενέργειας της περιοχής κατά 1/3, περίπου, σε σχέση με το πείραμα E1 ενώ η μέση κινητική ενέργεια είναι ίδια σε σχέση με το πείραμα E3.

Κεφάλαιο 4^ο: Αποτελέσματα προσομοιώσεων

4.1. Πείραμα αναφοράς

4.1.1. Η περιοχή του Mersa – Matruh

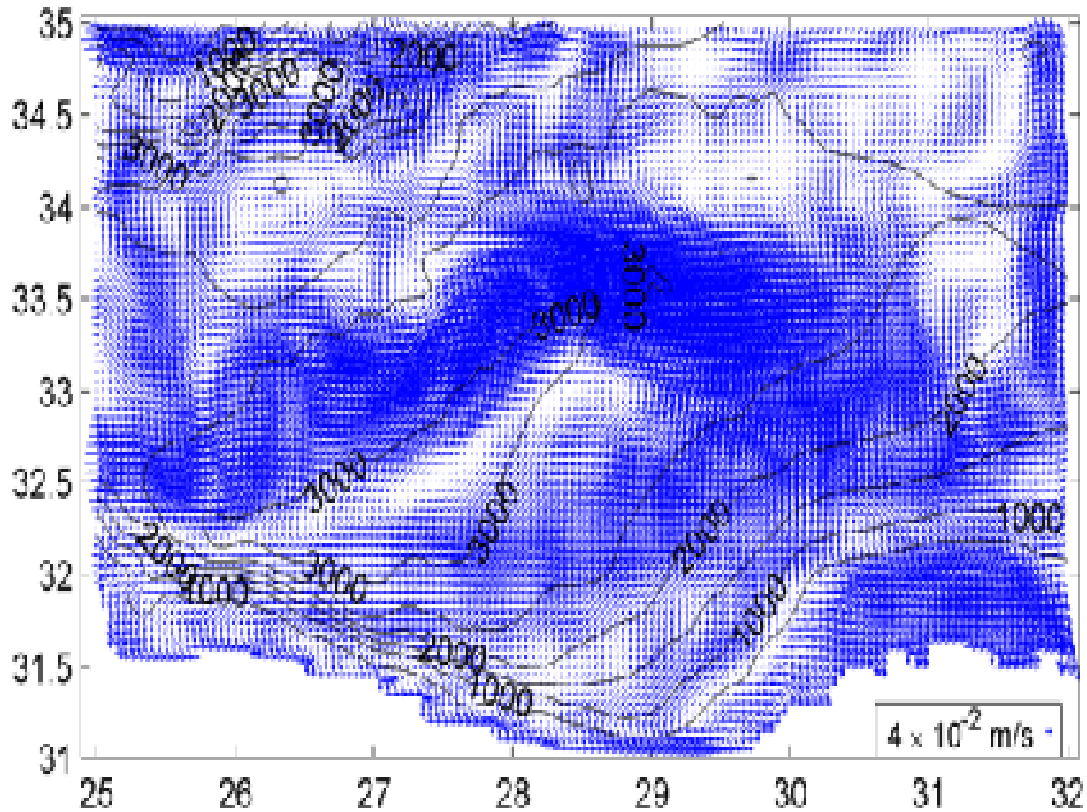
Ο αντικυκλώνας Mersa – Matruh βρίσκεται στη κεντρική Λεβαντίνη, βόρεια της ακτής της Αιγύπτου. Εντοπίζεται ανάμεσα στις 32° N έως τις 33,5° N και από τις 26° E έως τις 31° E (εικόνα 22). Χαρακτηρίζεται από θετικές τιμές ανύψωσης της επιφάνειας της θάλασσας με μέγιστη τιμή ανύψωσης στα 16cm περίπου. Η περιοχή θετικής ανύψωσης της επιφάνειας της θάλασσας καταλαμβάνει όλη την πεδιάδα του Ηροδότου, μέχρι το Mid – Mediterranean Ridge. Βόρεια του Mid – Mediterranean Ridge η απόκλιση της επιφάνειας της θάλασσας έχει αρνητική τιμή με ελάχιστο -7cm, λόγω εμφάνισης κυκλωνικής δομής της κυκλοφορίας σε κλίμακα λεκάνης.



Εικόνα 22: Ετήσια κατανομή της ανύψωσης της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας (πείραμα E1)

Η μέση κυκλοφορία της περιοχής (εικόνα 23) αποτελείται από ένα κύριο ρεύμα το οποίο εισέρχεται στη λεκάνη από το νοτιοδυτικό άκρο μέχρι τις 34° N, με τις μέγιστες ταχύτητες να σημειώνονται στις 32,5° N περίπου. Το ρεύμα αυτό είναι ιδιαίτερα ισχυρό με την ταχύτητα του να φτάνει μέχρι τα 0,4m/s. Το κεντρικό ρεύμα, αυτό, ακολουθεί μία βορειοανατολική πορεία σχηματίζοντας

μαιάνδρους. Κατά την κίνησή του, στο δυτικό μέρος της λεκάνης, μένει εντοπισμένο βόρεια της λεκάνης του Ηροδότου ενώ περιορίζεται βόρεια από την ισοβαθή των 2500m. Μετά τις 28,5° E, το κεντρικό ρεύμα αλλάζει κατεύθυνση ακολουθώντας νοτιοανατολική πορεία.

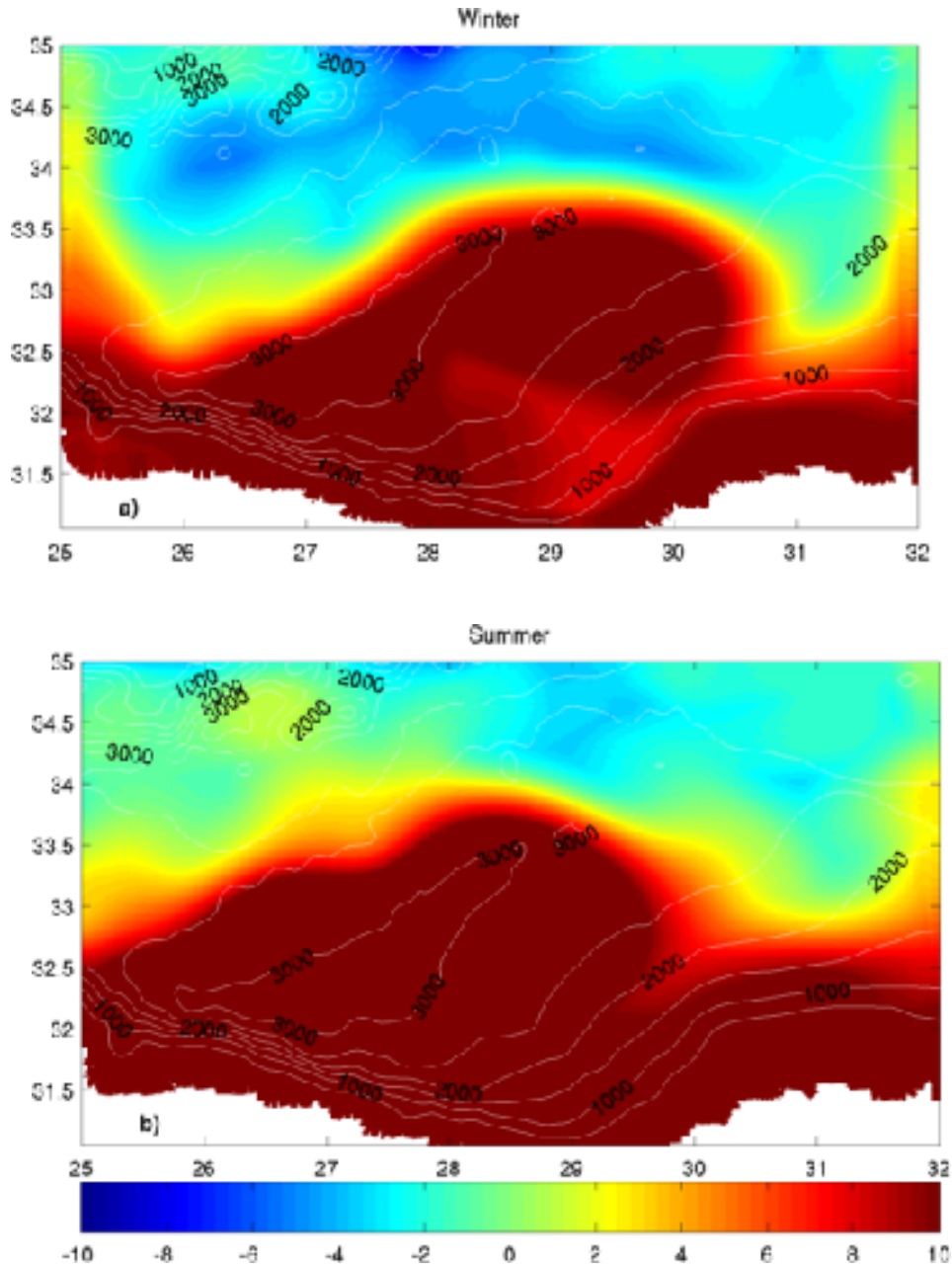


Εικόνα 23: Μέση ετήσια κυκλοφορία στην ελεύθερη επιφάνεια της θάλασσας (πείραμα E1) μαζί με τις ισοβαθείς

4.1.2. Μέση εποχιακή δομή στην επιφάνεια της θάλασσας

Στην εικόνα 24 παρουσιάζεται η μέση εποχική χωρική κατανομή της ανύψωσης της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας για τον δωδέκατο χρόνο κυκλοφορίας στη λεκάνη μαζί με τη βαθυμετρία της περιοχής. Η ανύψωση της επιφάνειας της θάλασσας δεν παρουσιάζει ιδιαίτερα μεγάλες διακυμάνσεις. Στις δύο εποχές επικρατεί περίπου η ίδια δομή. Στο νότιο άκρο της περιοχής, μέχρι τις 33,5° N περίπου, η ανύψωση της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας είναι θετική. Στο βόρειο μέρος της περιοχής, από το Mid – Mediterranean Ridge και μετά, σημειώνονται αρνητικές τιμές ανύψωσης.

Στον πίνακα 4 παρουσιάζονται η μέση τιμή, η ελάχιστη και η μέγιστη τιμή της ανύψωσης της επιφάνειας της θάλασσας για κάθε εποχή. Η τιμή της ανύψωσης της θάλασσας κυμαίνεται από -5cm έως 19cm, περίπου, κατά τη διάρκεια του χρόνου. Τον χειμώνα συναντάμε μικρότερες τιμές ανύψωσης σε σχέση με το καλοκαίρι, αλλά το εύρος της ανύψωσης, για όλη τη λεκάνη, παραμένει σταθερό.

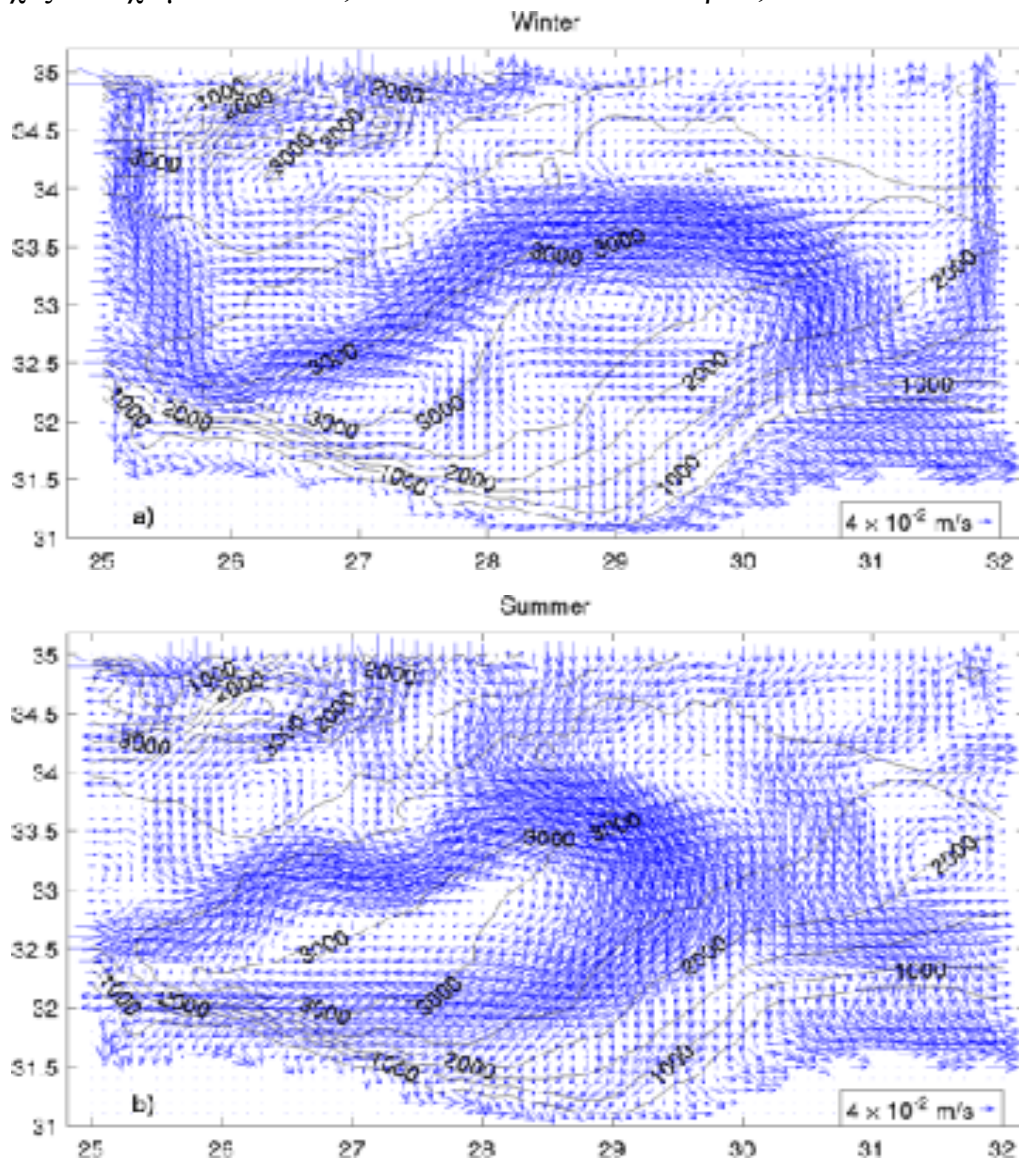


Εικόνα 24: Χωρική κατανομή της ανύψωσης της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας για α) χειμώνα και β) καλοκαίρι (πείραμα E1)

Πίνακας 4: Εποχικές τιμές ανύψωσης της επιφάνειας της θάλασσας για το E1

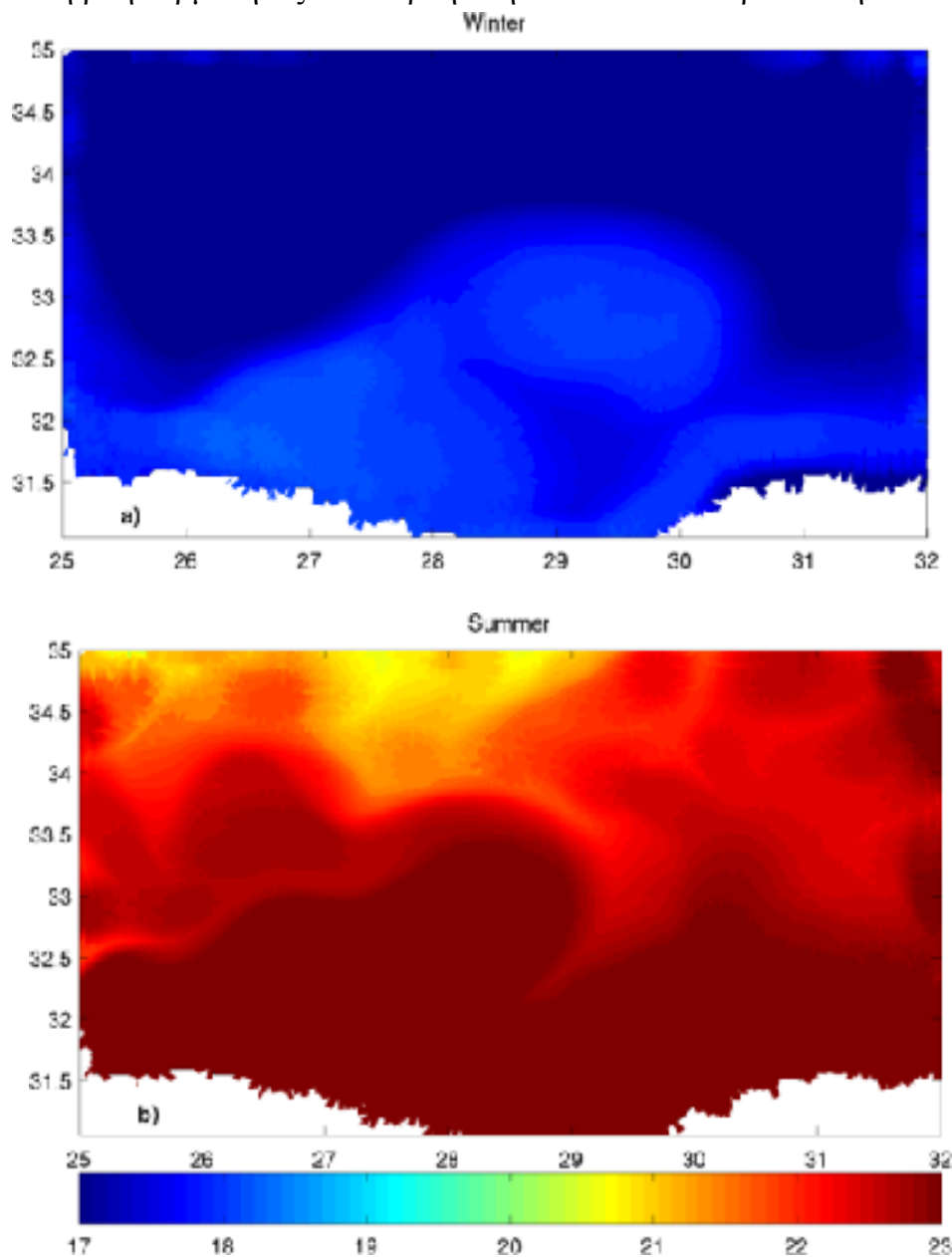
Εποχή	Ελάχιστη τιμή ανύψωσης (cm)	Μέγιστη τιμή ανύψωσης (cm)	Μέση τιμή ανύψωσης
Χειμώνας	-9,08	13,56	2,95
Καλοκαίρι	-4,67	18,58	5,29

Το πεδίο της μέσης εποχικής ταχύτητας στην επιφάνεια της θάλασσας (εικόνα 25) αποτελείται από ένα κύριο ρεύμα κυκλοφορίας που εισερχόμενο στη λεκάνη από το δυτικό όριο κάνει μαιανδρισμούς. Το ρεύμα από το δυτικό όριο φαίνεται να παρουσιάζει μικρή μεταβλητότητα ως προς την ένταση και τη διεύθυνση της ροής τις δύο εποχές. Το κύριο ρεύμα κυκλοφορίας εισέρχεται στη λεκάνη από το δυτικό όριο και ακολουθεί μία βορειοανατολική πορεία και τις δύο εποχές, βόρεια της πεδιάδας του Ηροδότου. Αφού φτάσει και ξεπεράσει το βορειότερο σημείο της πεδιάδας αρχίζει να κινείται νοτιοανατολικά και τις δύο εποχές. Η κύρια διαφορά εντοπίζεται στη δομή του ρεύματος τις δύο εποχές. Τους καλοκαιρινούς μήνες το ρεύμα εμφανίζει πιο έντονους μαιάνδρους. Η μέση ταχύτητα της κυκλοφορίας είναι περίπου ίδια και τις δύο εποχές: τον χειμώνα είναι 0,0768 m/s ενώ το καλοκαίρι 0,0847 m/s.

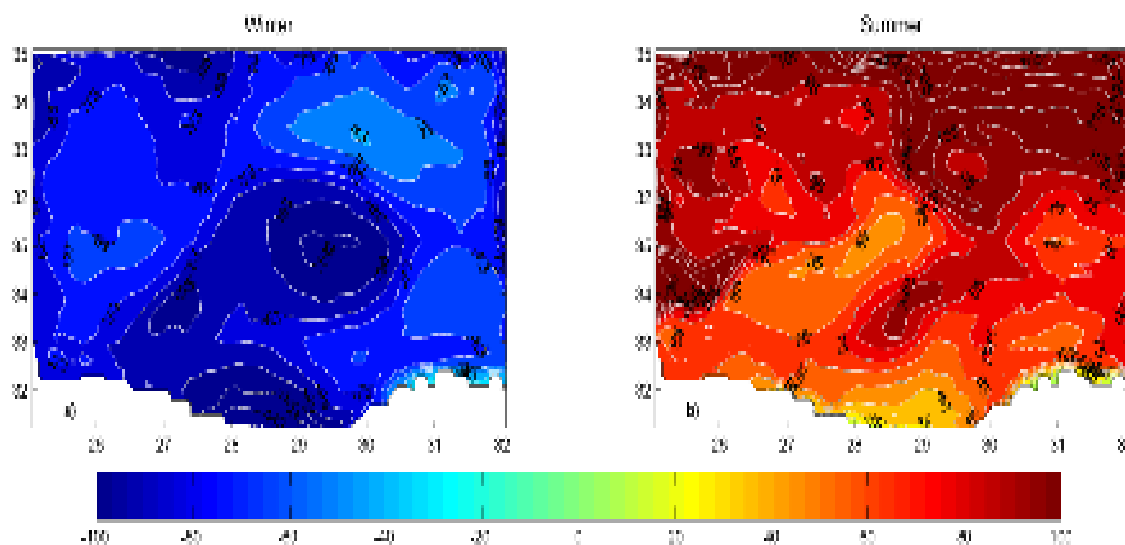


Εικόνα 25: Μέση εποχική κυκλοφορία στην ελεύθερη επιφάνεια της θάλασσας για α) χειμώνα και β) καλοκαίρι (πείραμα E1)

Η μέση επιφανειακή θερμοκρασία κυμαίνεται από 16 °C έως 25 °C (πίνακας 5). Η διαφορά θερμοκρασίας στο βόρειο και νότιο μέρος της λεκάνης είναι γύρω στον 1 °C και δημιουργείται ένα είδος ασθενούς μετώπου (εικόνα 26). Η μορφή αυτού του μετώπου συμπίπτει ακριβώς με την περιοχή που η ανύψωση της επιφάνειας της θάλασσας από θετική γίνεται αρνητική (εικόνα 24) και σχετίζεται με την αντικυκλωνική δομή της κυκλοφορίας στο νότιο τμήμα της λεκάνης. Τον χειμώνα η θερμοκρασία στην επιφάνεια κυμαίνεται σε χαμηλότερα επίπεδα σε σχέση με το καλοκαίρι. Η μέση εποχική τιμή διαφέρει κατά 5 °C τον χειμώνα και το καλοκαίρι (πίνακας 5) και σχετίζεται με την μέση ροή θερμότητας στην επιφάνεια της θάλασσας τις δύο εποχές (εικόνα 27). Τον χειμώνα η ροή θερμότητας είναι αρνητική ενώ το καλοκαίρι θετική.

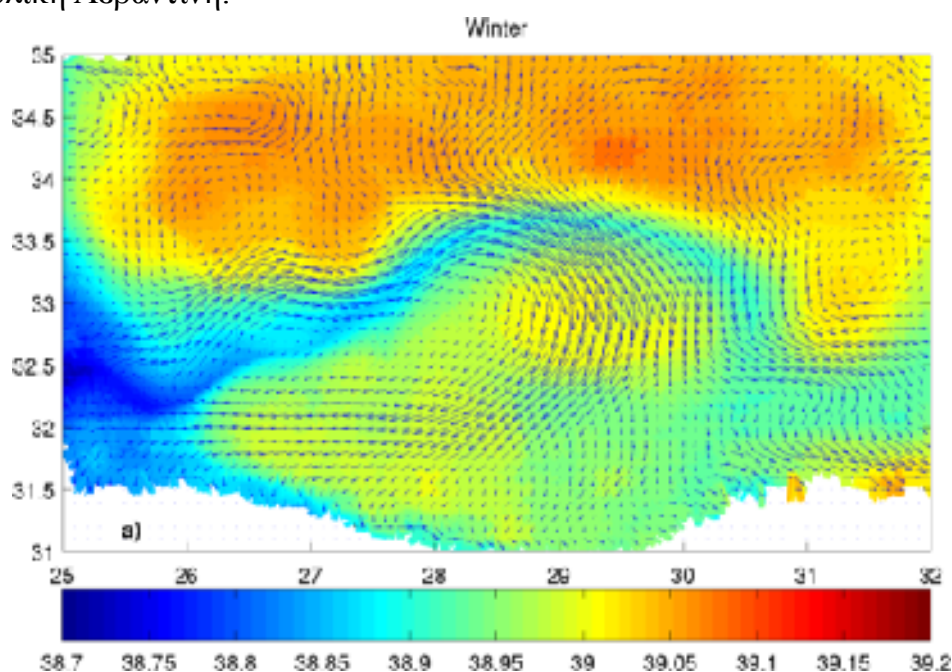


Εικόνα 26: Επιφανειακή κατανομή της θερμοκρασίας της θάλασσας για α) χειμώνα και β) καλοκαίρι

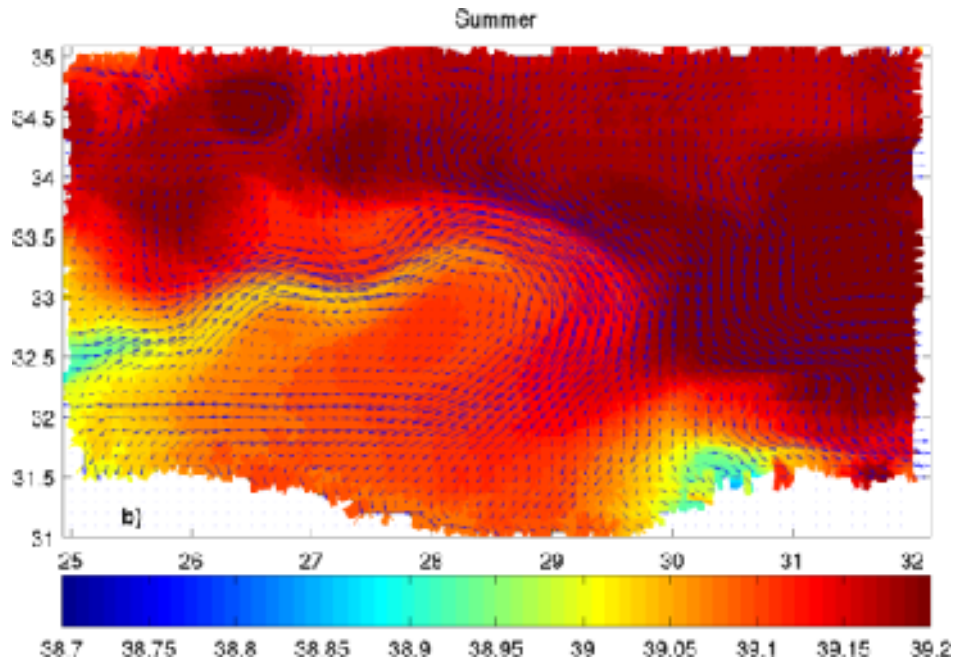


Εικόνα 27: Μέση εποχική κατανομή της ροής θερμότητας για α) χειμώνα και β) καλοκαίρι

Η χωρική κατανομή της αλατότητας (εικόνα 28) φανερώνει την επίδραση της γενικής επιφανειακής κυκλοφορίας στην περιοχή. Οι χαμηλότερες τιμές αλατότητας ($S < 38,85$) παρουσιάζονται στο νοτιοδυτικό άκρο της λεκάνης και συνδέονται με τη ροή νερού Ατλαντικής προέλευσης (MAW). Μεγαλύτερες τιμές αλατότητας συναντάμε στο βόρειο μέρος της λεκάνης και τις δύο εποχές και σχετίζονται με την ροή πυκνού νερού ($\sigma \sim 28,7 \text{kg/m}^3$) προερχόμενο από την ανατολική Λεβαντίνη.



Εικόνα 28: Επιφανειακή κατανομή της αλατότητας της θάλασσας για α) χειμώνα και β) καλοκαίρι (συνεχίζεται)

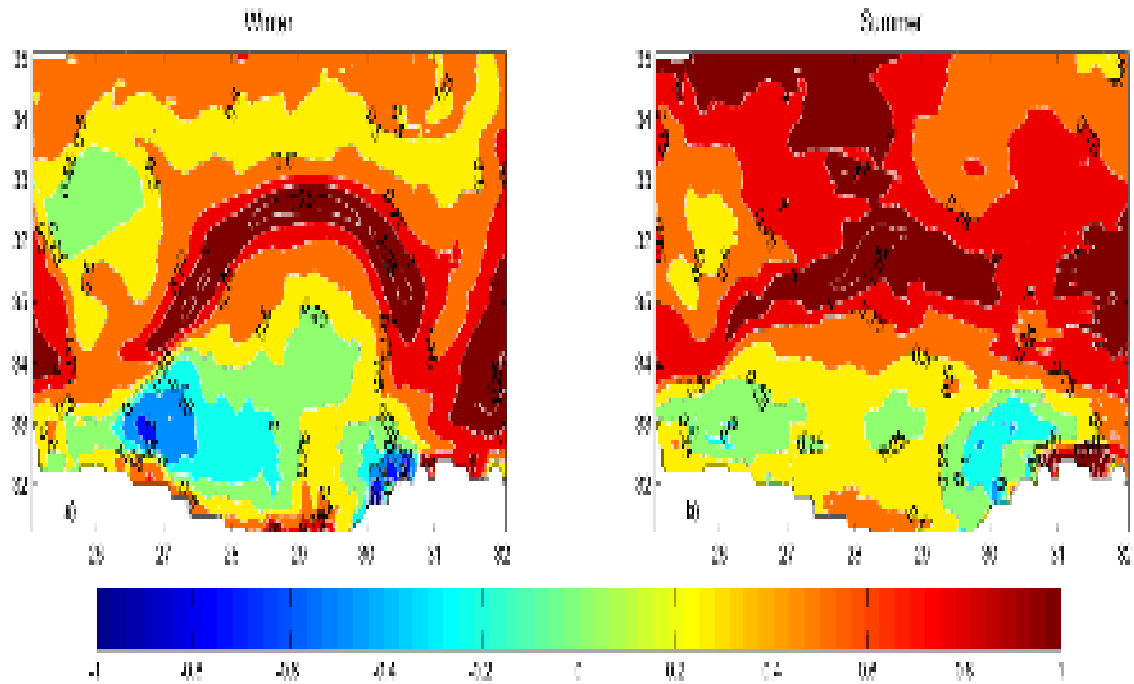


Εικόνα 28: Επιφανειακή κατανομή της αλατότητας της θάλασσας για α) χειμώνα και β) καλοκαίρι

Πίνακας 5: Εποχιακά θερμοαλατικά χαρακτηριστικά της επιφάνειας για το Ε1

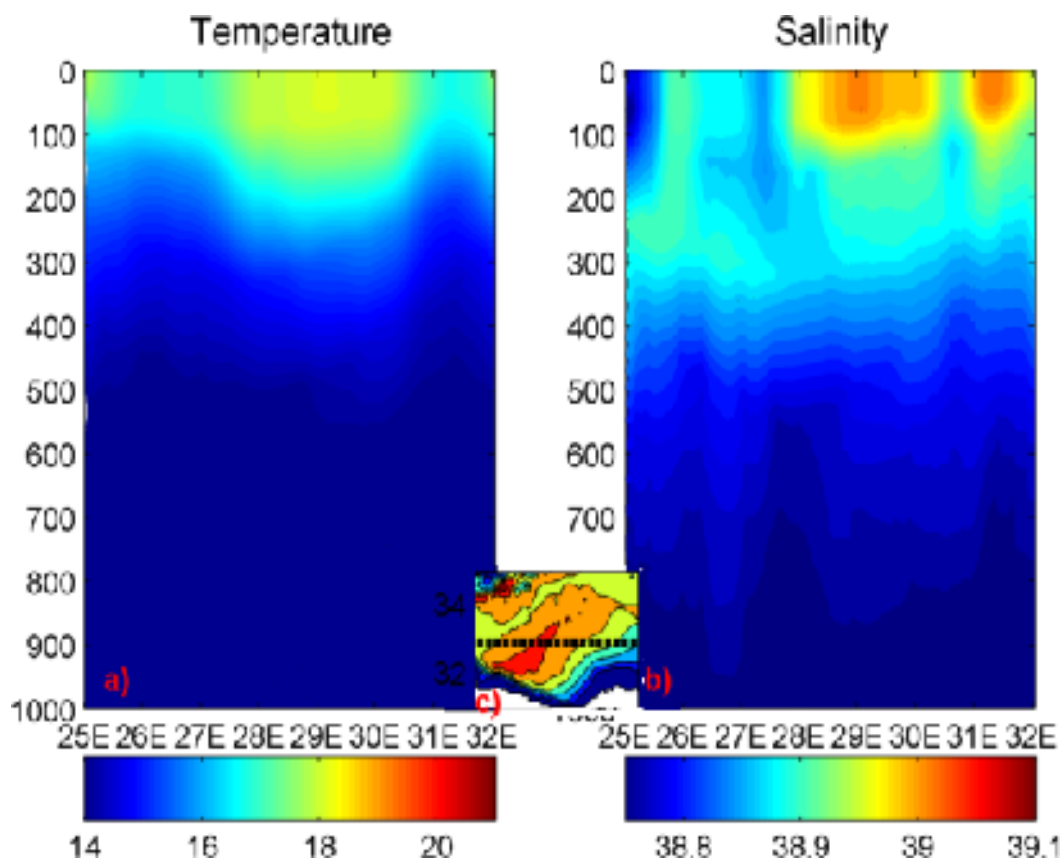
	χειμώνας			καλοκαίρι		
	Ελάχιστο	Μέγιστο	Μέση τιμή	Ελάχιστο	Μέγιστο	Μέση τιμή
Θερμοκρασία (°C)	16,05	18,29	17,23	16,60	24,60	22,71
Αλατότητα (psu)	38,71	39,08	38,62	38,83	39,26	38,76
Πυκνότητα (kg/m ³)	28,11	28,85	28,35	26,38	28,66	27,16

Η επιφανειακή κατανομή της αλατότητας στην περιοχή εμφανίζει εποχικότητα. Τους καλοκαιρινούς μήνες οι τιμές της αλατότητας είναι μεγαλύτερες σε σχέση με το καλοκαίρι. Η εποχικότητα αυτή συνδέεται με την εποχικότητα που εμφανίζει η ροή γλυκού νερού (εξάτμιση - βροχόπτωση) (εικόνα 29) και όχι στην μη εποχικότητα της κυκλοφορίας.



Εικόνα 29: Μέση εποχική κατανομή της εξάτμισης μείον της βροχόπτωσης ($E - P$) για
 α) χειμώνα και β) καλοκαίρι

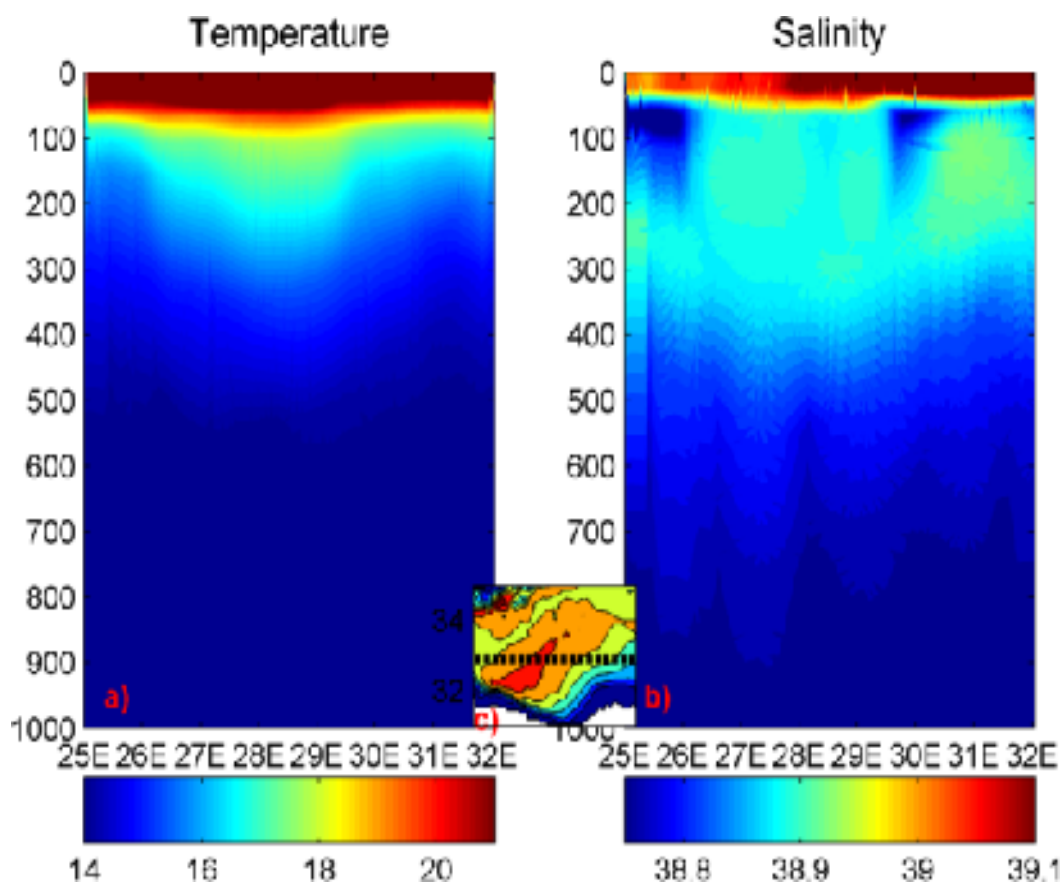
Στην εικόνα 30 παρουσιάζεται η κατακόρυφη δομή των πεδίων της θερμοκρασίας και της αλατότητας, από την επιφάνεια μέχρι τα 1000m για τον χειμώνα σε γεωγραφικό πλάτος 33° N. Αυτή η εικόνα φανερώνει τις διαφορετικές μάζες νερού που συναντάμε στην περιοχή. Υπάρχει έντονη στρωμάτωση κατά βάθος, το θερμοκλινές ανέρχεται στα 100m με 200 m περίπου ενώ η θερμοκρασία του νερού κυμαίνεται από 13°C έως 18°C . Η περιοχή από τις 28° E και ανατολικά απαρτίζεται από νερό ιδιαίτερα υψηλής αλατότητας ($S > 39$) και θερμοκρασίας περίπου 18°C (Levantine Surface Water). Στο δυτικό άκρο της λεκάνης συναντάμε νερό χαμηλής αλατότητας ($S < 38,8$ psu) που συνδέεται με το εισερχόμενο νερό, ατλαντικής προέλευσης, από το βόρειο άκρο. Στα ενδιάμεσα βάθη (200 με 600m) συναντάμε το Levantine Intermediate Water με τιμές αλατότητας γύρω 38,8 και θερμοκρασίας περίπου 16°C . Από τα 600m και κάτω έχουμε τα βαθιά νερά με μέση θερμοκρασία γύρω στους 14°C και πυκνότητας μεγαλύτερη από 1029 kg/m^3 .



Εικόνα 30: Η κατανομή της θερμοκρασίας (α) και της αλατότητας (β) της θάλασσας κατά βάθος στις 32,9°B (c) τον χειμώνα

Η κατακόρυφη δομή της θερμοκρασίας και της αλατότητας το καλοκαίρι είναι διαφορετική (εικόνα 31). Το στρώμα ανάμιξης έχει μειωθεί σημαντικά σε βάθος φτάνοντας τα 50 m περίπου. Η επιφάνεια της θάλασσας αποτελείται από ένα ζεστό και ομογενές στρώμα, γεγονός που οφείλεται στην εντατική θέρμανση των νερών εκείνη την εποχή. Οι μέσες τιμές της αλατότητας και της θερμοκρασίας για όλη την περιοχή κατά βάθος δεν παρουσιάζουν μεγάλη διαφορά (πίνακας 6) καθώς τα θερμοαλατικά χαρακτηριστικά της περιοχής παρουσιάζουν τις κύριες διαφορές τους μόνο κοντά στην επιφάνεια της θάλασσας.

Η μέση θερμοκρασία στην επιφάνεια της θάλασσας, τους καλοκαιρινούς μήνες, έχει ανέβει στους 23 °C ενώ στα βαθύτερα στρώματα παραμένει στους 14 με 15 °C. Στην επιφάνεια της θάλασσας, το Levantine Surface Water, με αλατότητα πάνω από 39 psu, έχει περιοριστεί σε έκταση σε σχέση με τον χειμώνα ενώ μέχρι τα 500 m εκτείνεται το LIW. Κάτω από την επιφάνεια συναντάμε δύο υποεπιφανειακά ελάχιστα που σχετίζονται με νερό ατλαντικής προέλευσης ($S < 38,8$ psu και $\sigma \sim 28,8$ kg/m³).



Εικόνα 31: Η κατανομή της θερμοκρασίας (α) και της αλατότητας (β) της θάλασσας κατά βάθος στις 32,9°B (c) το καλοκαίρι

Πίνακας 6: Εποχιακά θερμοαλατικά χαρακτηριστικά κατά βάθος για το E1

	χειμώνας			καλοκαίρι		
	Ελάχιστο	Μέγιστο	Μέση τιμή	Ελάχιστο	Μέγιστο	Μέση τιμή
Θερμοκρασία (°C)	13,53	18,07	14,64	13,53	19,83	14,68
Αλατότητα (psu)	38,71	39,02	38,81	38,61	39,25	38,81
Πυκνότητα (kg/m ³)	28,25	29,16	28,97	28,39	29,17	28,91

Μελετώντας την εποχιακή διακύμανση της κυκλοφορίας στη λεκάνη συμπεραίνουμε ότι οι βασικές συνιστώσες της ροής παρουσιάζουν μικρή μεταβλητότητα κατά τη διάρκεια του έτους. Είναι επομένως σκόπιμο να εξετάσουμε την κυκλοφορία εστιάζοντας στην μέση ετήσια κατάσταση του δωδέκατου χρόνου κυκλοφορίας της λεκάνης μας.

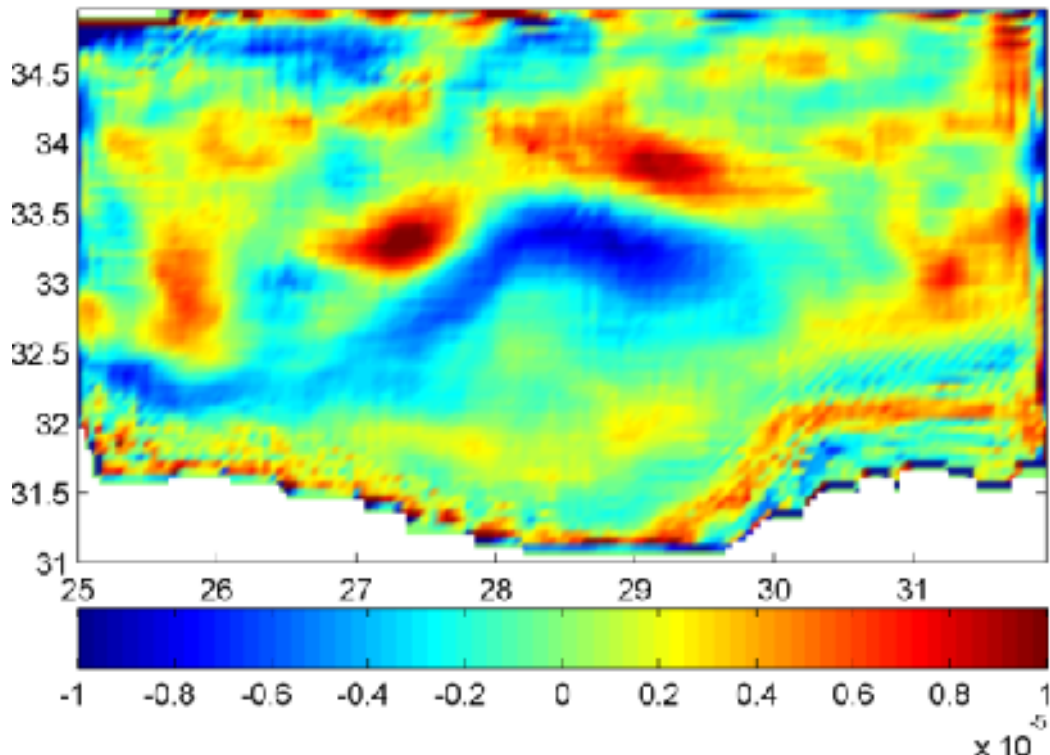
4.1.3. Μέση ετήσια δομή της κυκλοφορίας

Ο σχετικός στροβιλισμός του ρευστού δίνεται από τη σχέση:

$$\omega = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$$

όπου u και v είναι οι συνιστώσες της οριζόντιας ταχύτητας του ρεύματος. Το ω παίρνει θετικές τιμές για κυκλωνική ροή και αρνητικές για αντικυκλωνική ροή.

Στην κεντρική και νοτιοδυτική περιοχή της λεκάνης (εικόνα 32) είναι έντονη η παρουσία της αντικυκλωνικής κυκλοφορίας. Η αντικυκλωνική ροή ξεκινάει από τις 32° N και εκτείνεται μέχρι το μέσο της λεκάνης καταλαμβάνοντας την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης του Ηροδότου. Στο βόρειο όριο της αντικυκλωνικής ροής υπάρχουν κέντρα θετικού στροβιλισμού που συνδέονται με την κίνηση του κύριου ρεύματος που διασχίζει την περιοχή μελέτης.



Εικόνα 32: Μέση ετήσια κατανομή του σχετικού στροβιλισμού στην ελεύθερη επιφάνεια της θάλασσας (πείραμα E1)

Η παράμετρος Okubo – Weiss δίνεται από τη σχέση:

$$W = s_n^2 + s_s^2 - \omega^2$$

όπου s_n , s_s και ω είναι οι δύο συνιστώσες του strain που αφορούν την διάτμηση και το stretching αντίστοιχα και ο σχετικός στροβιλισμός της ροής που δίνονται από τις σχέσεις:

$$s_n = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}, \quad s_s = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}$$

Η παράμετρος Okubo – Weiss μας επιτρέπει να διαχωρίσουμε τη ροή σε τρεις δυναμικές περιοχές ανάλογα με την τιμή του W :

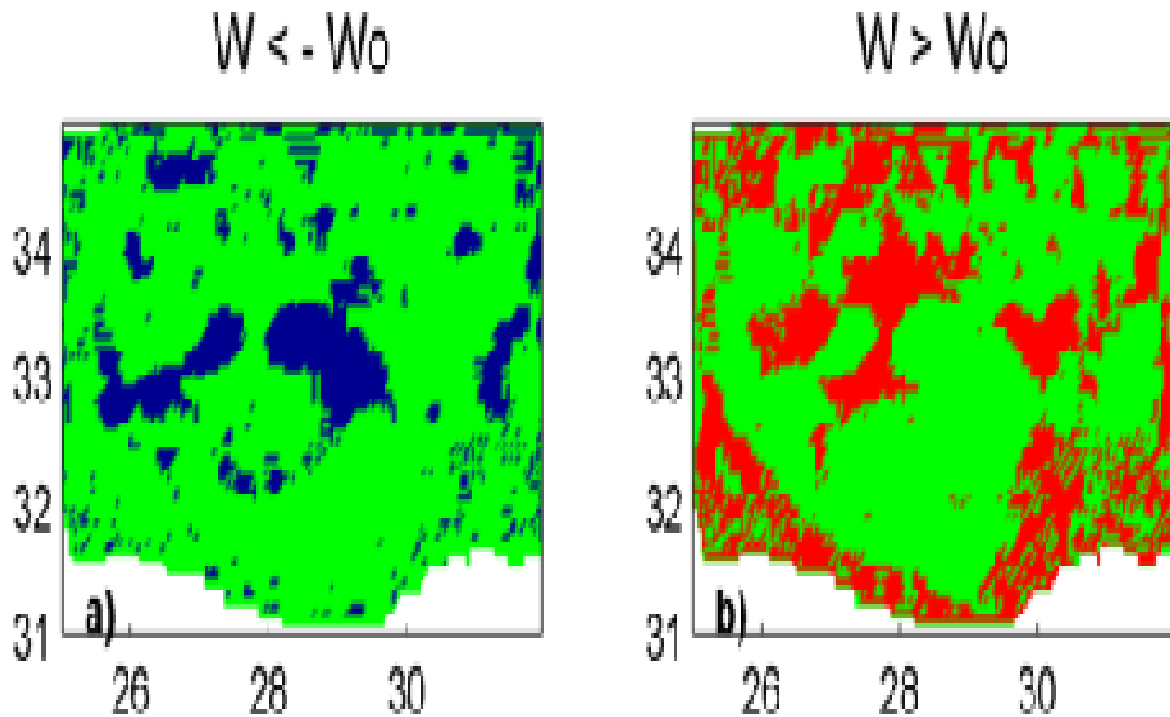
- αν $W < -W_0$ τότε στην περιοχή μελέτης θα επικρατεί ο στροβιλισμός
- αν $W > W_0$ τότε στην περιοχή θα επικρατεί το strain
- αν $-W_0 < W < W_0$ τότε στην περιοχή δεν επικρατεί τίποτα από τα δύο

όπου $W_0 = 0,2 \sigma_w$ με σ_w να είναι η τυπική απόκλιση της παραμέτρου OW . (Isern – Fontanet et. al, 2004)

Αυτός ο διαχωρισμός της περιοχής μελέτης, με βάση την παράμετρο W , έχει αποδειχθεί ότι αποτελεί ένα ισχυρό κριτήριο για την αναγνώριση των περιοχών που επικρατεί ο στροβιλισμός ή των περιοχών όπου επικρατούν τα ρεύματα (Isern – Fontanet et. al, 2005). Εφαρμόζοντας αυτό το κριτήριο η δομή ενός στροβίλου απαρτίζεται από μία περιοχή όπου επικρατεί η ενστροφή, στο εσωτερικό του στροβίλου, περικυκλωμένη από μία περιοχή που επικρατεί το strain.

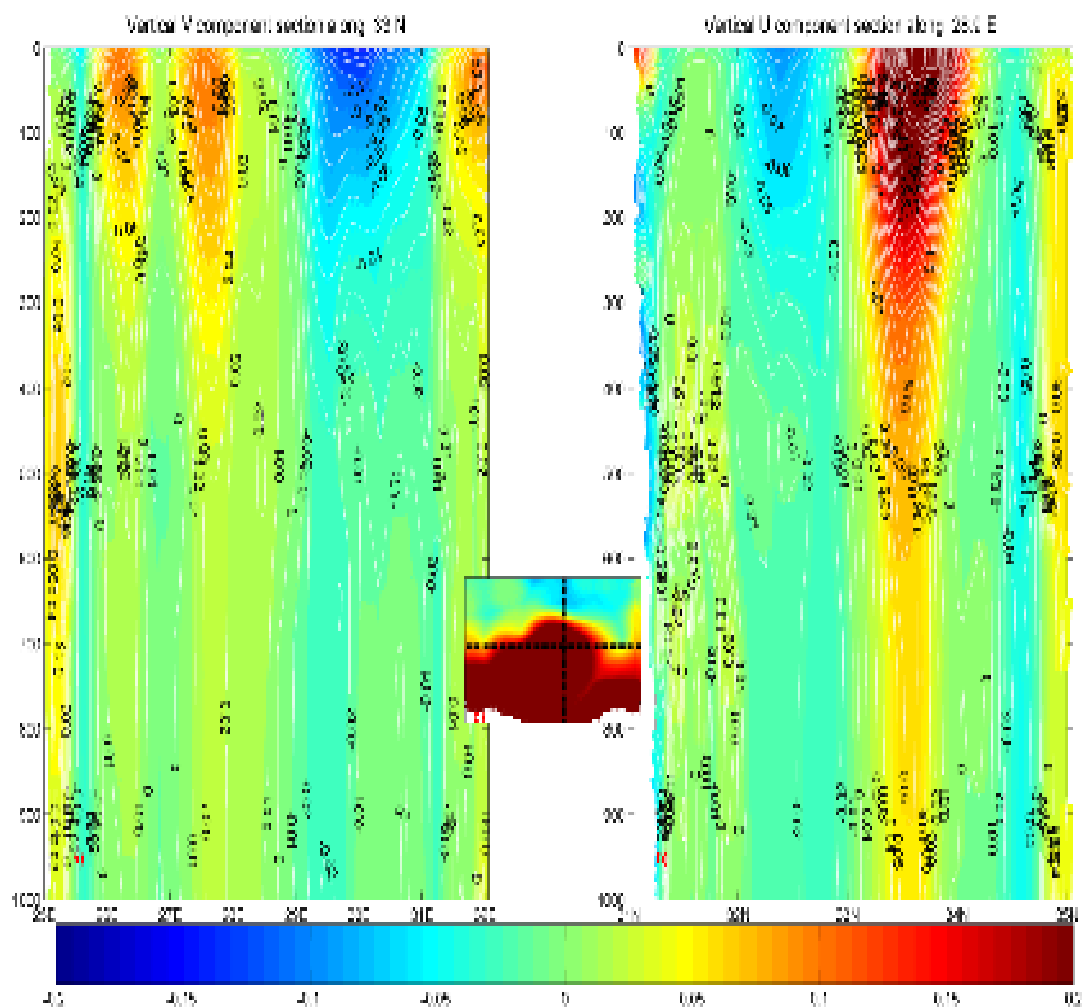
Στην εικόνα 33 παρουσιάζεται η μέση ετήσια επιφανειακή, χωρική κατανομή της παραμέτρου Okubo – Weiss για την περίπτωση όπου επικρατεί το strain (εικόνα 32b – κόκκινες περιοχές) και την περίπτωση όπου επικρατεί ο στροβιλισμός (εικόνα 32a – μπλε περιοχές). Το πεδίο αποτελείται από πολλαπλά κέντρα στροβιλισμού μεγαλύτερα ή μικρότερα της ακτίνας αποδιαμόρφωσης Rossby. Οι περιοχές με καθαρά στροβιλώδη ροή είναι εντοπισμένες στην κεντρική περιοχή της λεκάνης. Η περιοχή που συναντάμε τον Mersa - Matruh εκτείνεται από τις 28° έως τις 30° E.

Στην κεντρική περιοχή της λεκάνης είναι έντονη η παρουσία ενός ισχυρού ρεύματος βορειοανατολικής κατεύθυνσης (εικόνα 32b). Το ρεύμα αυτό εισέρχεται από το δυτικό όριο της περιοχής μελέτης και κατά την κίνησή του δημιουργεί μαιάνδρους. Κατά μήκος του ρεύματος αυτού συναντάμε τα κέντρα θετικού και αρνητικού στροβιλισμού.



Εικόνα 33: Μέση ετήσια κατανομή της παραμέτρου Okubo – Weiss στην ελεύθερη επιφάνεια της θάλασσας. Με μπλε είναι οι περιοχές όπου επικρατεί ο στροβιλισμός (a) και κόκκινο οι περιοχές όπου επικρατεί το strain (b) (πείραμα E1)

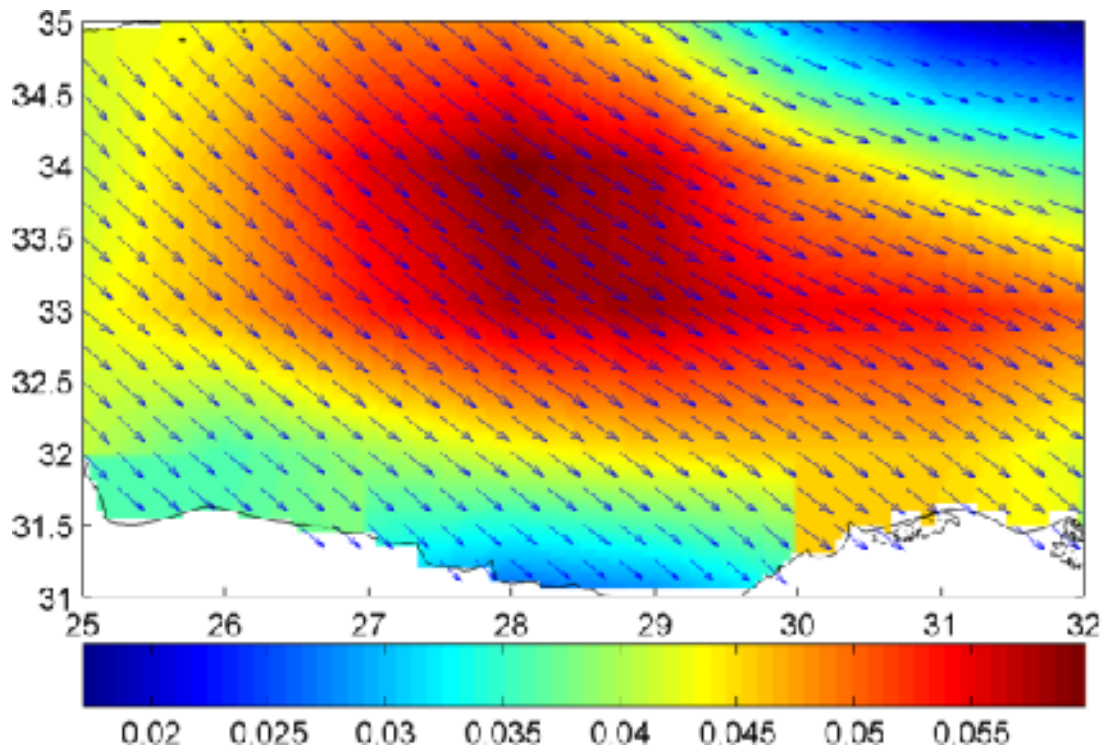
Το κέντρο του αντικυκλώνα Mersa – Matruh εντοπίζεται γύρω στις $33,1^\circ$ N και στις $28,9^\circ$ E. Η κατανομή της ταχύτητας κατά βάθος, από την επιφάνεια μέχρι τα 1000m, παρουσιάζεται στην εικόνα 34, για αυτές τις συντεταγμένες. Η κατά βάθος δομή της ταχύτητας στις $33,1^\circ$ N φανερώνει δύο μέγιστα κέντρα με κέντρο στις $27,5^\circ$ E και στις $30,5^\circ$ E, ενώ στην εικόνα 33 b εμφανίζεται ένα μέγιστο στις 34° N. Τα μέγιστα αυτά της ταχύτητας συνδέονται με τα ρεύματα που υπάρχουν περιφερειακά του αντικυκλώνα. Οι μεγαλύτερες ταχύτητες σημειώνονται μέχρι τα 500m, περίπου. Η κατανομή της ταχύτητας κατά βάθος αναδεικνύει τον έντονο βαροτροπικό χαρακτήρα της κυκλοφορίας.



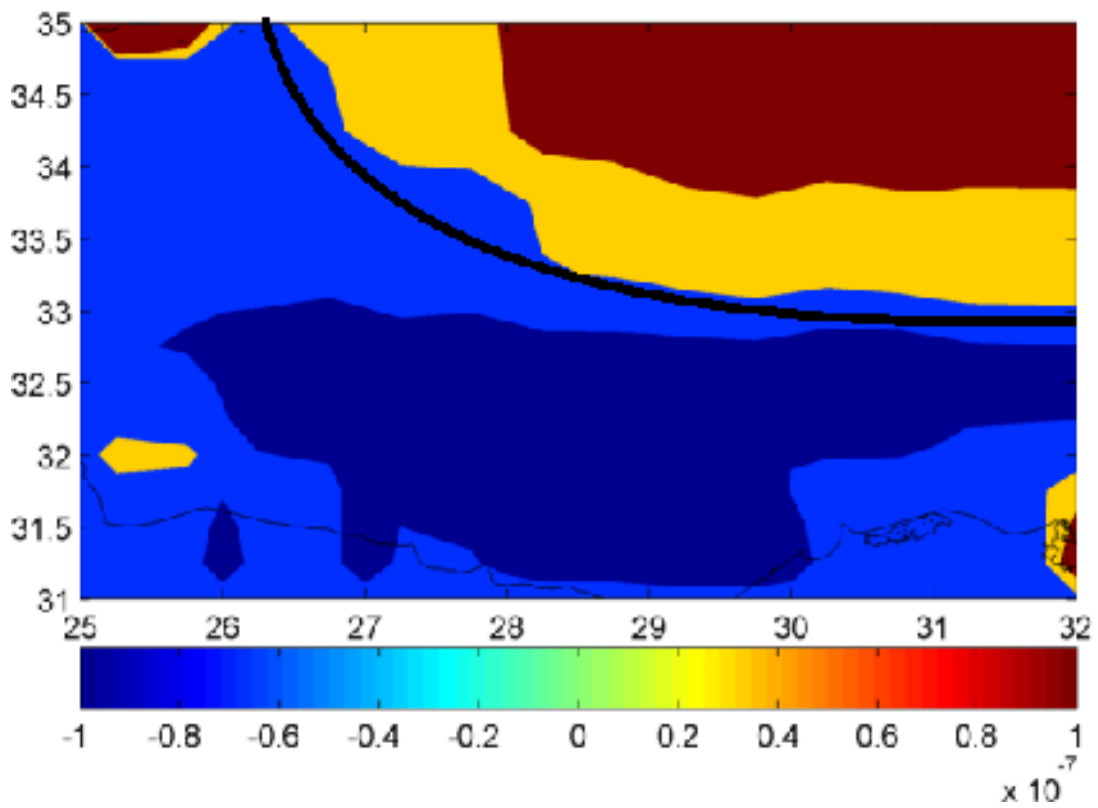
Εικόνα 34: Μέση ετήσια κατά βάθος κατανομή της ταχύτητας στις (α) 33,1° N και στις(β) 28,9°E. (c) Οι περιοχές για τις οποίες παρουσιάζεται η κατά βάθος δομή. (πείραμα E1)

4.1.3. Ανεμολογικό πεδίο

Στην περιοχή μελέτης επικρατούν σχετικά ήπιοι άνεμοι, με διεύθυνση δυτική έως βορειοδυτική. Εξετάζοντας την ταχύτητα του ανέμου μήνα προς μήνα, συναντάμε μικρές μηνιαίες διαφορές που αναφέρονται κυρίως στη διεύθυνση του ανέμου και λιγότερο στην ένταση του ανέμου. Η μέση ετήσια δομή απαρτίζεται από άνεμο βορειοδυτικής διεύθυνσης (εικόνα 35). Οι μεγαλύτερες ταχύτητες του ανέμου επικρατούν στο μέσο της περιοχής μελέτης. Το μέγιστο της έντασης του ανέμου παρατηρείται στα κεντρικά και βόρεια της περιοχής ενώ βορειοανατολικά και νοτιοδυτικά έχουμε τις ελάχιστες τιμές σχηματίζοντας έτσι ένα jet like pattern. Η δομή της διεύθυνσης του ανέμου είναι έτσι ώστε στη βορειοανατολική περιοχή να επικρατεί ο κυκλωνικός στροβιλισμός του ανέμου ενώ στα νοτιοδυτικά ο αντικυκλωνικός (εικόνα 36).



Εικόνα 35: Η μέση ετήσια ταχύτητα του ανέμου και οι ισοταχείς

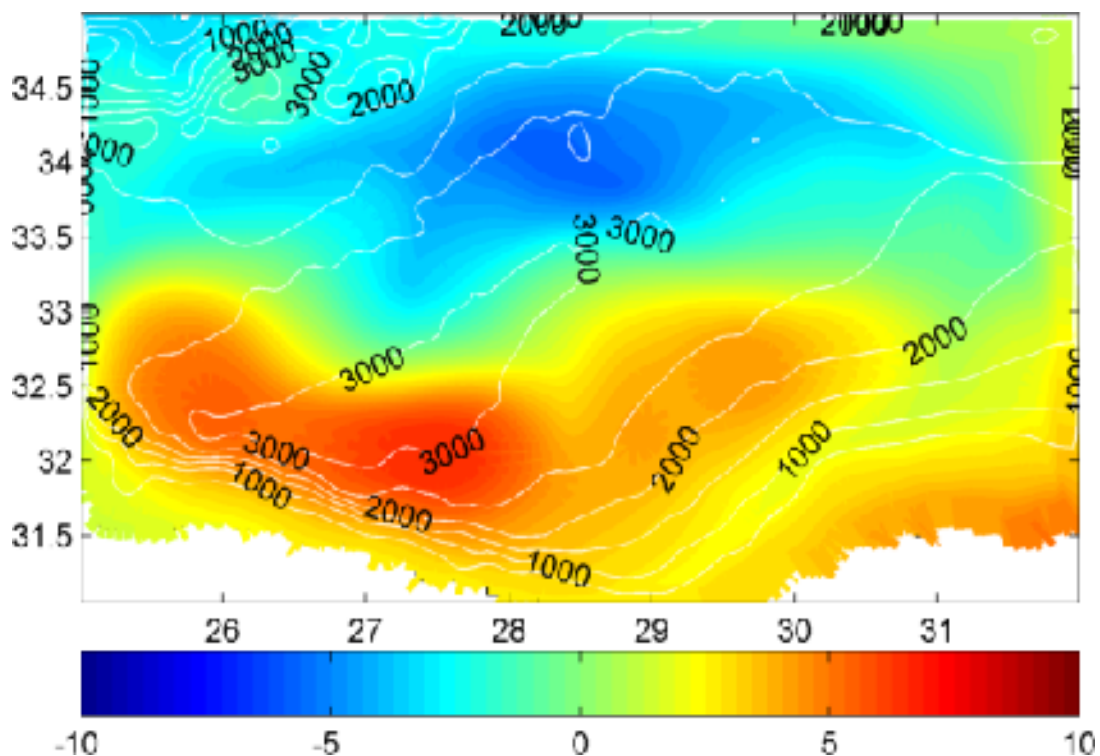


Εικόνα 36: Ο σχετικός στροβιλισμός του ανέμου και το jet like pattern

4.2. Πείραμα με κλειστά όρια (E2)

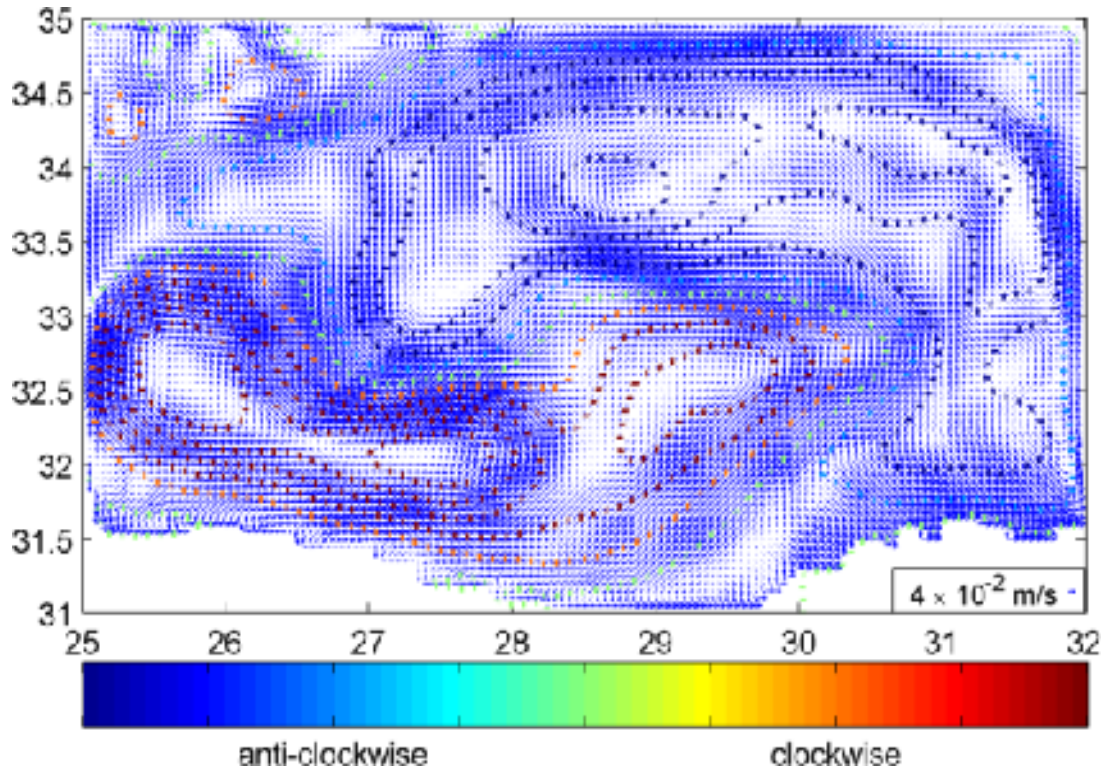
Σκοπός του πειράματος E2 είναι να αναδειχθεί η πιθανή αλλαγή της κυκλοφορίας στην περίπτωση όπου τα όρια περιμετρικά της λεκάνης είναι κλειστά. Στην περίπτωση αυτή η γενική κυκλοφορία της περιοχής δεν παίζει κάποιο ρόλο και το νερό παραμένει εγκλωβισμένο μέσα στη λεκάνη καθώς δεν υπάρχει εισροή και εκροή νερού από τη λεκάνη. Στο πείραμα αυτό, δεν υπάρχει κάποιος μηχανισμός στα όρια που θα αναγκάσει το νερό να εκτελέσει μία συγκεκριμένη κίνηση, να ακολουθήσει μία συγκεκριμένη διαδρομή κάτω από την επίδραση γενικής γεωστροφικής ισορροπίας. Οι μόνες εξωτερικές επιδράσεις που αναγκάζουν το νερό να κινηθεί είναι οι τοπικές αλληλεπιδράσεις με την ατμόσφαιρα.

Ύστερα από 12 χρόνια προσομοίωσης της θαλάσσιας κυκλοφορίας, στη νότια περιοχή της λεκάνης, μέχρι τις 33° N, έχουμε ανύψωση της επιφάνειας της θάλασσας ενώ στο βόρεια περιοχή αρνητική απόκλιση της επιφάνειας. Η ανύψωση της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας κυμαίνεται από +6,6 cm έως -6 cm. Οι μέγιστες τιμές ανύψωσης επιτυγχάνονται κοντά στην πλαγιά, στο νοτιοδυτικό άκρο της περιοχής, δεξιά και αριστερά της λεκάνης του Ηροδότου και όχι σε όλη τη λεκάνη του Ηροδότου όπως συνέβαινε στο E1 (εικόνα 22).



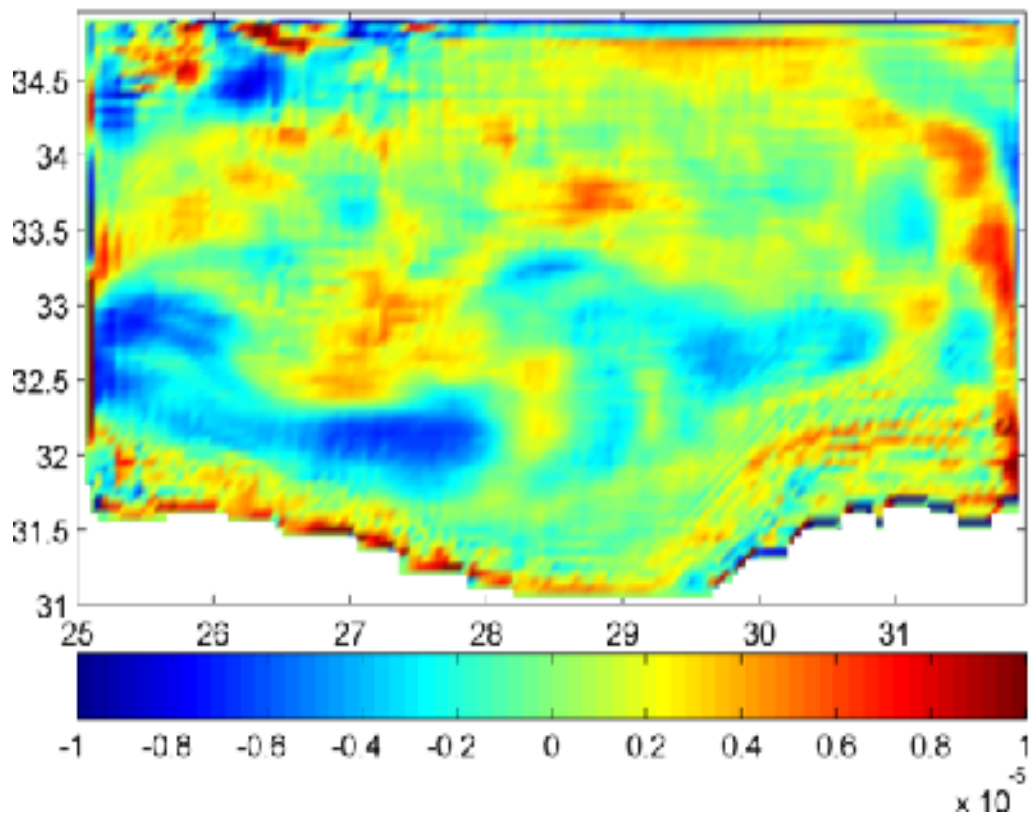
Εικόνα 37 : Μέση ετήσια κατανομή της ανύψωσης της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας (πείραμα E2)

Το πεδίο της μέσης κυκλοφορίας (εικόνα 38) αποτελείται από δύο κύρια κύτταρα κυκλοφορίας. Στη νοτιοδυτική και νότια κεντρική περιοχή επικρατεί η αντικυκλωνική κυκλοφορία ενώ στην υπόλοιπη περιοχή η κυκλωνική. Το κεντρικό ρεύμα της κυκλοφορίας, με κύριο άξονα εντοπισμένο γύρω στις 33° N, ακολουθεί μία ανατολική πορεία σχηματίζοντας έντονους μαϊάνδρους.



Εικόνα 38: Μέση ετήσια κυκλοφορία στην επιφάνεια της θάλασσας και η ρευματοσυνάρτηση (--) (πείραμα E2)

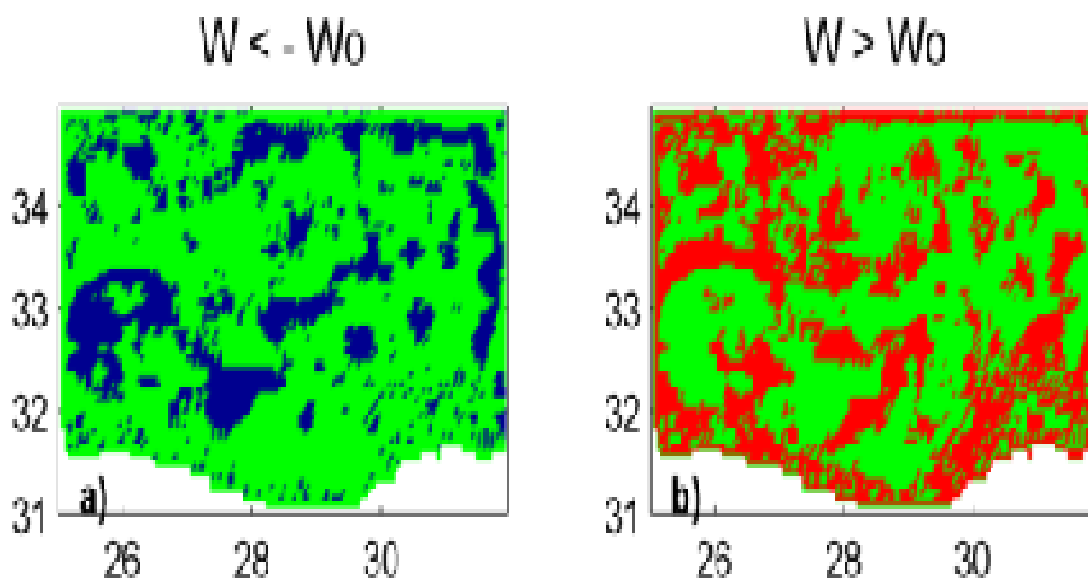
Στο νότιο μέρος της λεκάνης και στο βορειοδυτικό μέρος, μέχρι τις 27,5° E επικρατεί αρνητικός στροβιλισμός (εικόνα 39). Αντίθετα, στην υπόλοιπη περιοχή, βορειοανατολικά, επικρατεί ο θετικός στροβιλισμός. Η χωρική κατανομή του σχετικού στροβιλισμού, εδώ, μοιάζει πολύ με την κατανομή του σχετικού στροβιλισμού του ανέμου (εικόνα 36). Εμφανίζεται και σε αυτή την περίπτωση ένας κύριος άξονας μηδενικού στροβιλισμού που στην ουσία διαχωρίζει τις περιοχές που επικρατεί αρνητικός και θετικός στροβιλισμός, γεγονός που αποτελεί ένδειξη ότι ο άνεμος να παίζει καθοριστικό ρόλο στο που θα δεσπόζει ο αρνητικός στροβιλισμός και που ο θετικός. Οι περιοχές όπου έχουμε μέγιστα αρνητικού σχετικού στροβιλισμού συμπίπτουν με τις αντίστοιχες περιοχές του E1 (εικόνα 32).



Εικόνα 39: Μέση ετήσια κατανομή του σχετικού στροβιλισμού στην επιφάνεια της θάλασσας (πείραμα E2)

Η παράμετρος Okubo – Weiss για την επιφάνεια της θάλασσας (εικόνα 40) παρουσιάζει μία σειρά από στροβίλους οι οποίοι ακολουθούν την τοπογραφία. Σε αντίθεση με το E1 (εικόνα 33) δεν εμφανίζεται ένας κύριος αντικυκλώνας αλλά δύο μεγάλες περιοχές στροβιλισμού, κοντά στο δυτικό όριο, οι οποίοι δεν έχουν έντονο χαρακτήρα. Η πρώτη, στο νοτιοδυτικό άκρο έχει κέντρο περίπου στις $32,75^{\circ}$ N και 26° E και έκταση περίπου 200 km^2 . Η δεύτερη έχει και αυτή σχεδόν κυκλική μορφή με κέντρο στις $27,5^{\circ}$ E και $32,25^{\circ}$ N καταλαμβάνοντας σχεδόν 75 km^2 επιφάνειας. Βορειοανατολικά του αντικυκλώνα αυτού παρουσιάζονται μία σειρά από μικρότερους στροβίλους με επιφάνεια μικρότερη από 125 km^2 .

Το κλείσιμο των ορίων περιμετρικά της λεκάνης είχε ως αποτέλεσμα την ύπαρξη αντικυκλωνικότητας, όπως στο πείραμα E1, αλλά όχι τόσο έντονου χαρακτήρα. Δεν υπάρχει έντονος πυρήνας στροβιλισμού. Το πεδίο κυκλοφορίας αποτελείται από μία σειρά από αντικυκλώνες οι οποίοι ακολουθούν την τοπογραφία.

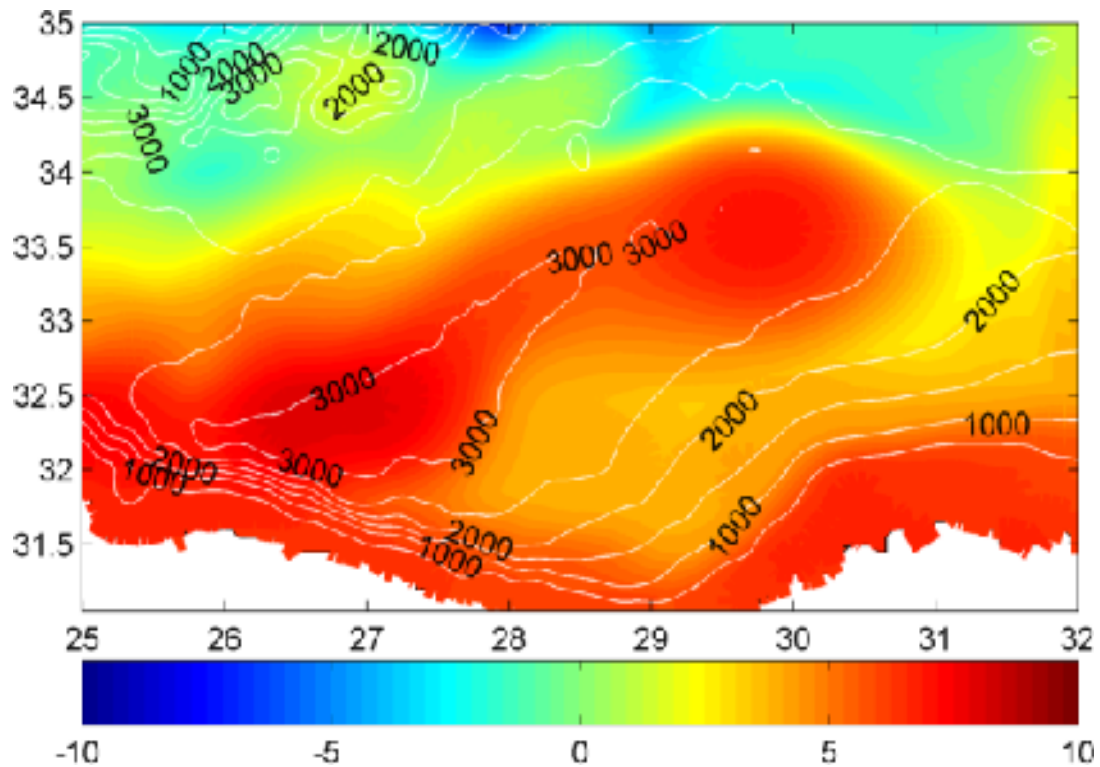


Εικόνα 40: Μέση ετήσια κατανομή της παραμέτρου Okubo – Weiss στην επιφάνεια της θάλασσας (πείραμα E2)

4.3. Πείραμα χωρίς άνεμο (E3)

Η παρούσα προσομοίωση της θαλάσσιας κυκλοφορίας αφορά την περίπτωση όπου δεν έχουμε την παρουσία του ανέμου. Το πείραμα αυτό προσομοιώνει την κυκλοφορία στη λεκάνη έχοντας τις κλιματολογικές ροές, για οριακές συνθήκες στα άκρα, και την υπάρχουσα τοπογραφία της περιοχής. Σκοπός του είναι να αναδείξει πως θα ήταν η κυκλοφορία απουσία ανέμου.

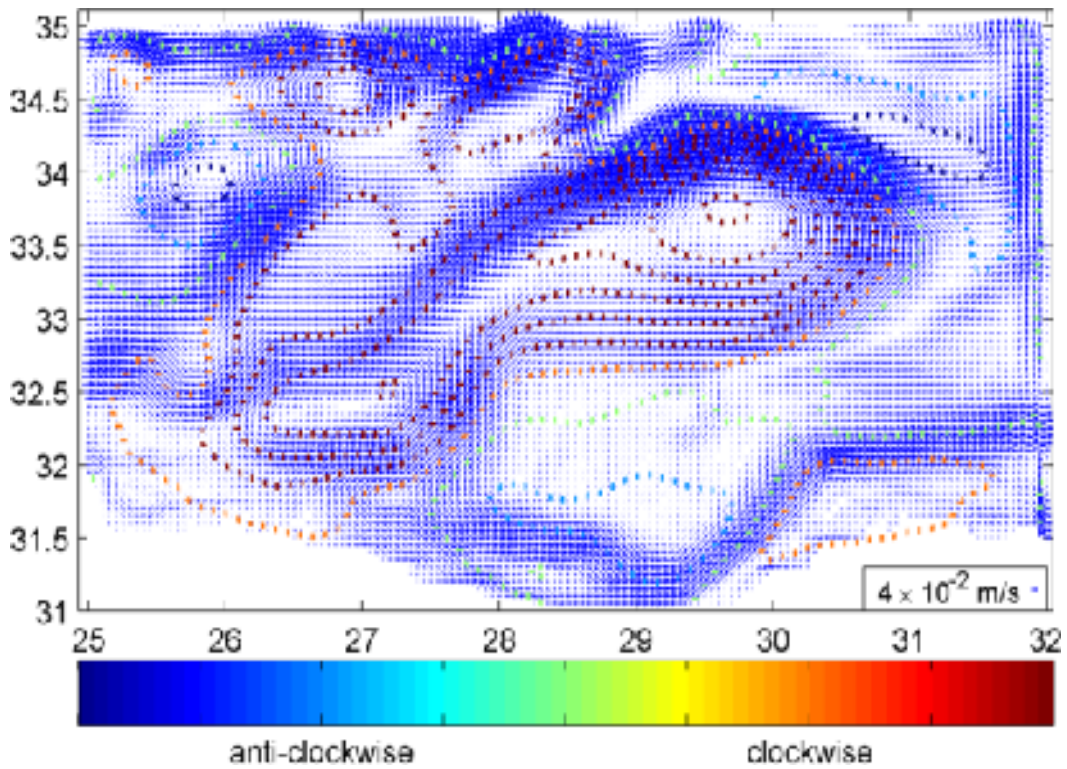
Ύστερα από 12 χρόνια προσομοίωσης, απουσίας ανέμου, σημειώνονται θετικές τιμές ανύψωσης στο νότιο κομμάτι της λεκάνης ενώ μηδενικές και αρνητικές στο βόρειο κομμάτι (εικόνα 41), όπως είδαμε και στις προηγούμενες προσομοιώσεις. Η έκταση της περιοχής που έχουμε θετική ανύψωση μπορεί να συγκριθεί με την έκταση που καταλαμβάνει η αντίστοιχη περιοχή στο πείραμα αναφοράς (εικόνα 22), αλλά στην περίπτωση του E3 η περιοχή είναι μεγαλύτερη σε έκταση. Η κύρια διαφορά εντοπίζεται στο βόρειο κομμάτι της περιοχής όπου έχουμε μία εκτεταμένη περιοχή με πολύ μικρές, σχεδόν μηδενικές, τιμές ανύψωσης ενώ η περιοχή όπου έχουμε αρνητική ανύψωση έχει περιοριστεί σημαντικά στο μέσο του βόρειου ορίου. Το μέγιστο της ανύψωσης της επιφάνειας της θάλασσας έχει μειωθεί σχεδόν στο μισό (8 cm) σε σύγκρισή με το πείραμα αναφοράς ενώ το ελάχιστο έχει μειωθεί ελαφρώς κατά 1 cm.



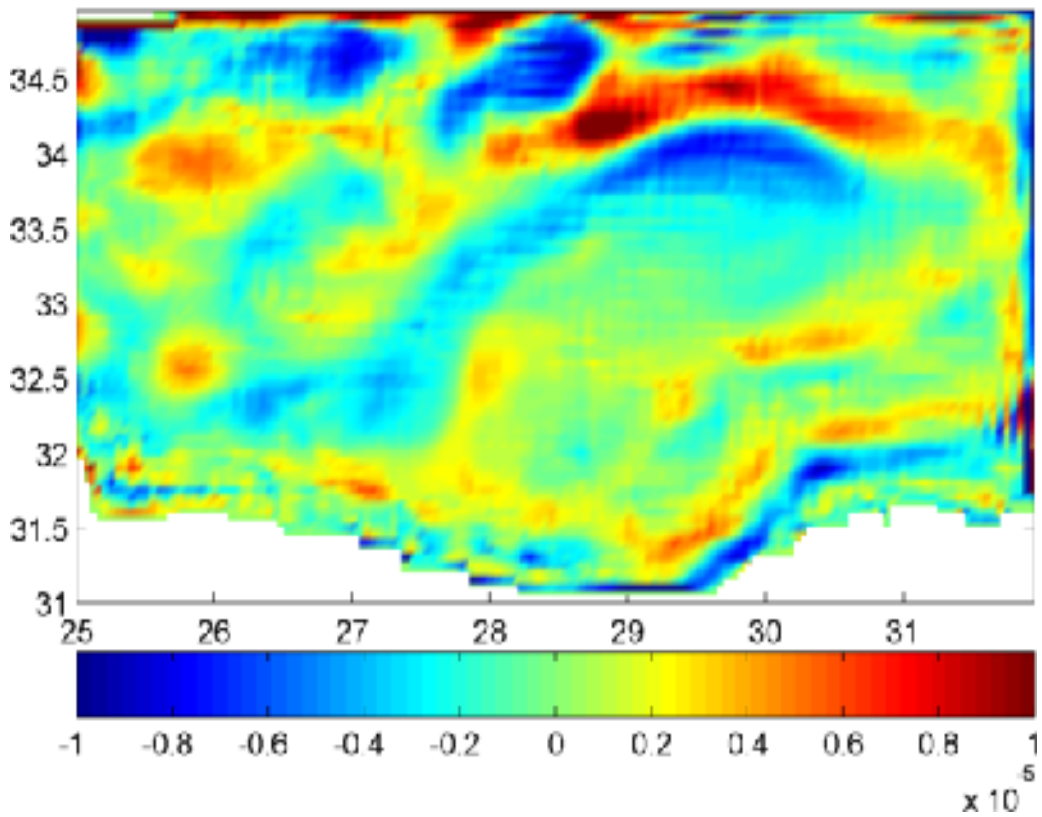
Εικόνα 41: Μέση ετήσια κατανομή της ανύψωσης της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας (πείραμα E3)

Η μέση κυκλοφορία της λεκάνης (εικόνα 42) απαρτίζεται από ένα κύριο ρεύμα το οποίο εισέρχεται στη λεκάνη από το δυτικό όριο με τις μέγιστες ταχύτητες να επιτυγχάνονται γύρω στις 33° N. Το ρεύμα αυτό ακολουθεί μία βόρεια, βορειοανατολική πορεία μένοντας περιορισμένο ανάμεσα στις ισοβαθείς των 2500m και 3000m όπως και στο E1 (εικόνα 22). Στο πείραμα E3, το κύριο αυτό ρεύμα κινείται πιο βόρεια στη λεκάνη, και έχει ξεπεράσει το βορειοανατολικό άκρο της πεδιάδας του Ηροδότου.

Το πεδίο του σχετικού στροβιλισμού (εικόνα 43) παρουσιάζει αρκετές ομοιότητες με το αντίστοιχο του E1 (εικόνα 33). Οι περιοχές όπου δεσπόζει ο αρνητικός και ο θετικός στροβιλισμός είναι ίδιας μορφής και εντοπισμένες στις ίδιες περίπου περιοχές. Η κύρια διαφορά στα δύο πεδία είναι ότι στο πείραμα E3 τα κέντρα κυκλωνικού και αντικυκλωνικού στροβιλισμού που εμφανίζονται είναι πιο εξασθενημένα, συναντάμε μικρότερες τιμές στροβιλισμού, και ότι η κεντρική περιοχή στροβιλισμού φαίνεται να είναι εξαπλωμένη περισσότερο προς τα βορειοανατολικά.

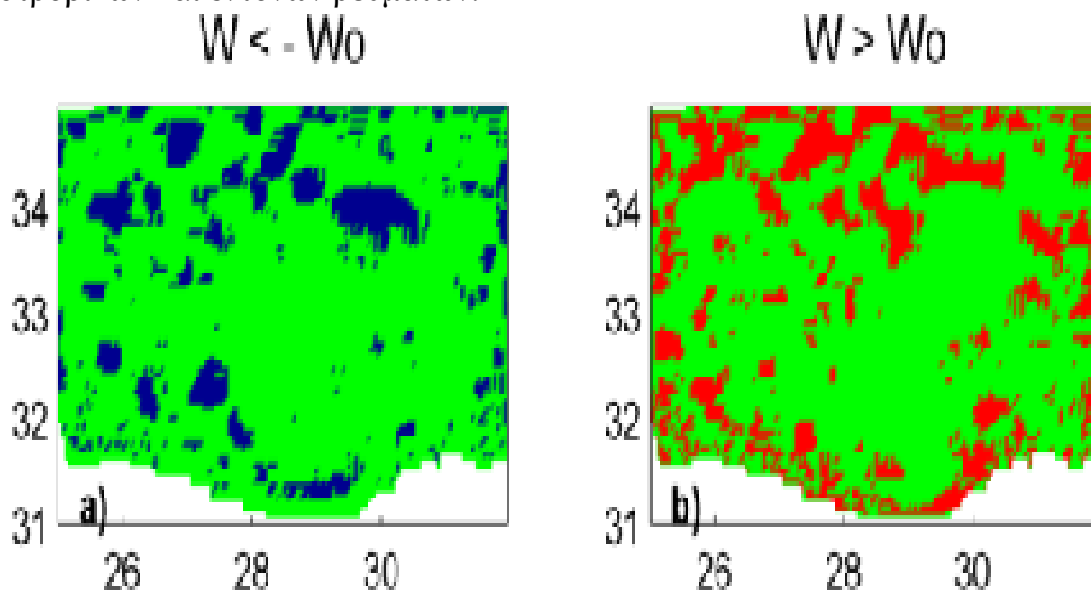


Εικόνα 42: Μέση ετήσια κυκλοφορία στην επιφάνεια της θάλασσας και η ρευματοσυνάρτηση (--) (πείραμα E3)



Εικόνα 43: Μέση ετήσια κατανομή του σχετικού στροβιλισμού στην επιφάνεια της θάλασσας (πείραμα E3)

Οι περιοχές (εικόνα 44) όπου επικρατεί ο στροβιλισμός είναι μικρότερες σε έκταση σε σχέση με το E1 (εικόνα 33). Οι κύριες διαφορές εντοπίζονται κυρίως στη νότια περιοχή. Στην περιοχή κοντά στην ακτή εντοπίζουμε μία σειρά από στροβίλους μέσης κλίμακας. Στη συνέχεια από τις 32,5° N έως τις 33,5° N, στο πεδίο δεν εμφανίζεται κάποια μεγάλης κλίμακας διαταραχή. Καθώς προχωράμε προς το βορρά έχουμε την εμφάνιση μεγαλύτερων στροβίλων και έντονων ρευμάτων.



Εικόνα 44: Μέση ετήσια κατανομή της παραμέτρου Okubo – Weiss στην επιφάνεια της θάλασσας (πείραμα E3)

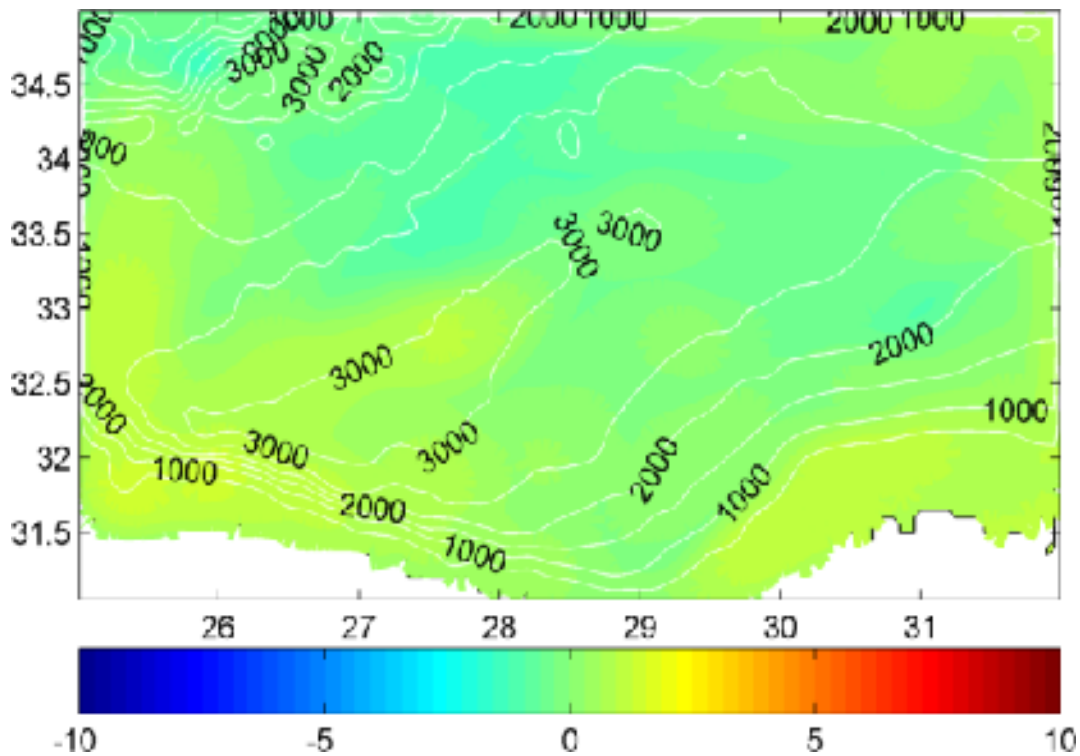
Γενικά, στο πείραμα αυτό, η γενική κυκλοφορία της περιοχής της Λεβαντίνης παραμένει ίδια σε δομή με το E1, αλλά τα φαινόμενα εδώ εμφανίζονται πιο εξασθενημένα. Όταν έχουμε απουσία του ανέμου, αρχίζει να παίζει ρόλο η τοπογραφία. Η τοπογραφία απελευθερώνει την αστάθεια των ρευμάτων.

4.4. Πείραμα με κλειστά όρια και χωρίς άνεμο (E4)

Η επόμενη ανάλυση των παραμέτρων που επηρεάζουν τη δομή του αντικυκλώνα αφορά την προσομοίωση της περιοχής μελέτης με μία κυκλοφορία στην οποία δεν επιδρά ούτε ο άνεμος ούτε η γενική κυκλοφορία. Στο πείραμα αυτό, θεωρούμε ότι στα όρια της περιοχής μελέτης υπάρχουν “τοιχοί” που δεν αφήνουν το νερό ούτε να εξέλθει, ούτε να εισέλθει. Επιπλέον, δεν υπάρχει ο άνεμος για να επιταχύνει το νερό και να του μεταφέρει ορμή, όπως στο E3.

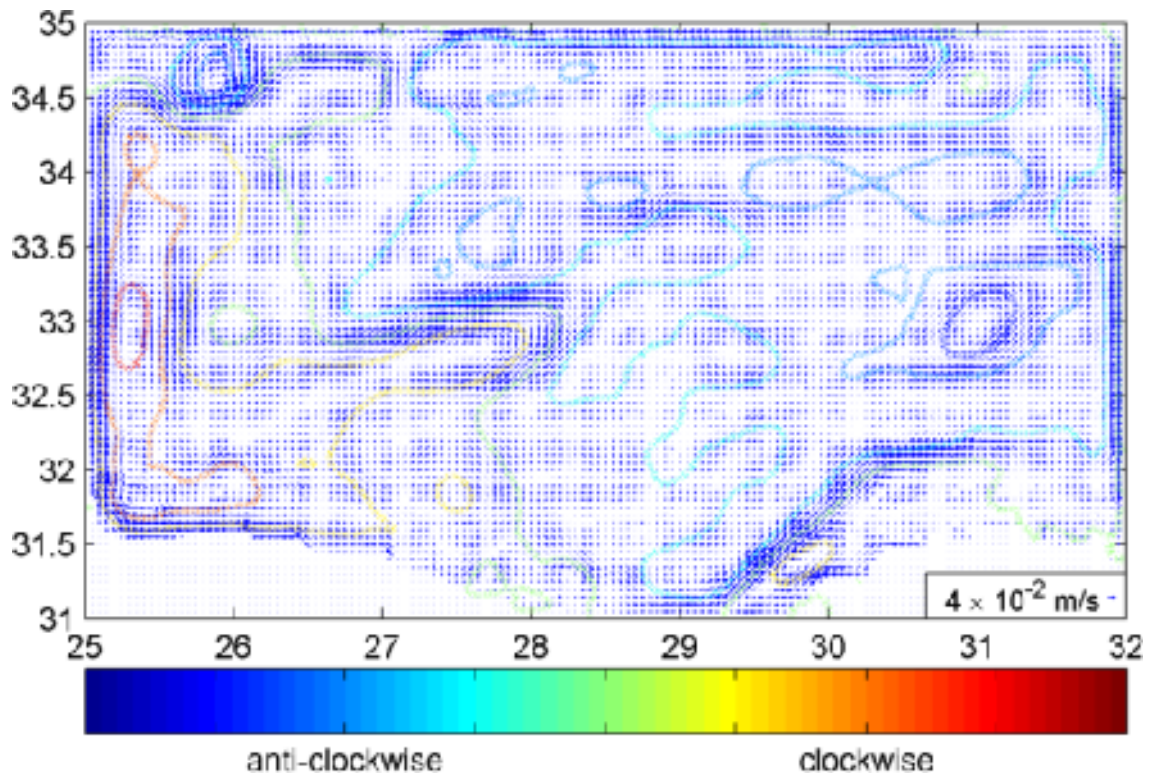
Η χωρική μεταβολή της μέσης ανύψωσης της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας μετά από δώδεκα χρόνια προσομοίωσης είναι πολύ μικρή (εικόνα 45). Οι τιμές της ανύψωσης της θάλασσας είναι πολύ μικρές, σχεδόν μηδενικές στο μεγαλύτερο μέρος της λεκάνης, καθώς δεν υπάρχει κάποιος εξωτερικός

μηχανισμός που να επιταχύνει την κυκλοφορία στη λεκάνη. Η μέση ετήσια ανύψωση κυμαίνεται από -1,66cm έως 1,47cm.



Εικόνα 45: Μέση ετήσια κατανομή της ανύψωσης της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας (πείραμα E4)

Η κυκλοφορία στη λεκάνη (εικόνα 46) αποτελείται από δύο κύρια κύτταρα αντίθετης κυκλοφορίας. Το ένα, που κινείται δεξιόστροφα, είναι περιορισμένο στα δυτικά μέρη της λεκάνης και εκτείνεται μέχρι τις 27° E. Το άλλο κινείται αριστερόστροφα και καταλαμβάνει το μέσο και ανατολικό μέρος της λεκάνης. Η κυκλοφορία φαίνεται ιδιαίτερα ασταθής. Τα δύο αυτά κύτταρα σχηματίζουν έντονους μαιάνδρους. Σημαντικό αποτελεί το γεγονός ότι και σε αυτήν την περίπτωση έχουμε βορειοανατολική κατεύθυνση του νερού στο κέντρο της λεκάνης, όπως στο E1 (εικόνα 23).

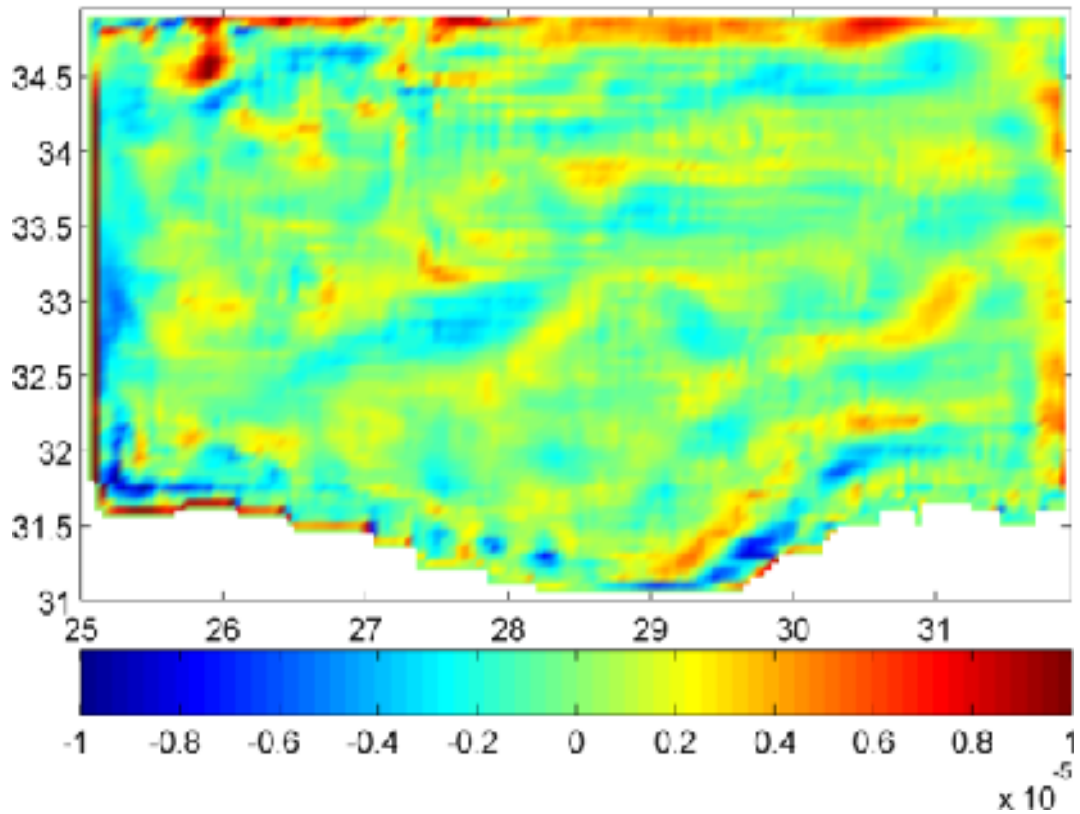


Εικόνα 46: Μέση ετήσια κυκλοφορία στην επιφάνεια της θάλασσας και η ρευματοσυνάρτηση (--) (πείραμα E4)

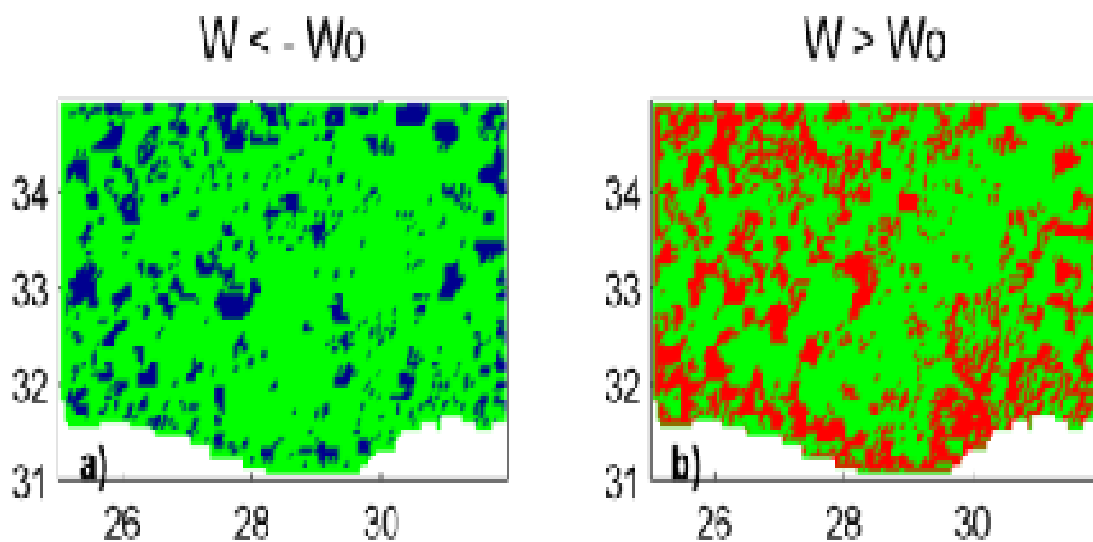
Το πεδίο του σχετικού στροβιλισμού (εικόνα 47) παρουσιάζει μία ιδιαίτερα ακαθόριστη μορφή. Υπάρχουν σε όλη την έκταση της λεκάνης μικρά κέντρα θετικού και αρνητικού στροβιλισμού. Η μέση τιμή του σχετικού στροβιλισμού είναι μία τάξη μεγέθους μικρότερη σε σχέση με τη μέση τιμή του σχετικού στροβιλισμού που συναντήσαμε στο E1, γεγονός που ενισχύει την άποψή ότι ο άνεμος προκαλεί την ενίσχυση των φαινομένων.

Σε όλη τη λεκάνη έχουν αναπτυχθεί πολλοί μικροί στρόβιλοι μέσης κλίμακας (εικόνα 48). Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η περιοχή στο νοτιοδυτικό μέρος της λεκάνης, όπου και εκεί παρατηρούμε ιδιαίτερα μεγάλο αριθμό στρόβιλων. Οι στρόβιλοι αυτοί βρίσκονται στην περιοχή όπου υπήρχε το κύριο ρεύμα κυκλοφορίας στο πείραμα αναφοράς, βόρεια της πεδιάδας του Ηροδότου

Γενικά στην προσομοίωση αυτή, η κυκλοφορία στη λεκάνη εμφανίζει μεγάλη αστάθεια. Επιπλέον, η τοπογραφία δεν φαίνεται από μόνη της να επηρεάζει ιδιαίτερα την ανάπτυξη και εκδήλωση ισχυρών κέντρων στροβιλισμού.



Εικόνα 47: Μέση ετήσια κατανομή του σχετικού στροβιλισμού στην επιφάνεια της θάλασσας (πείραμα E4)

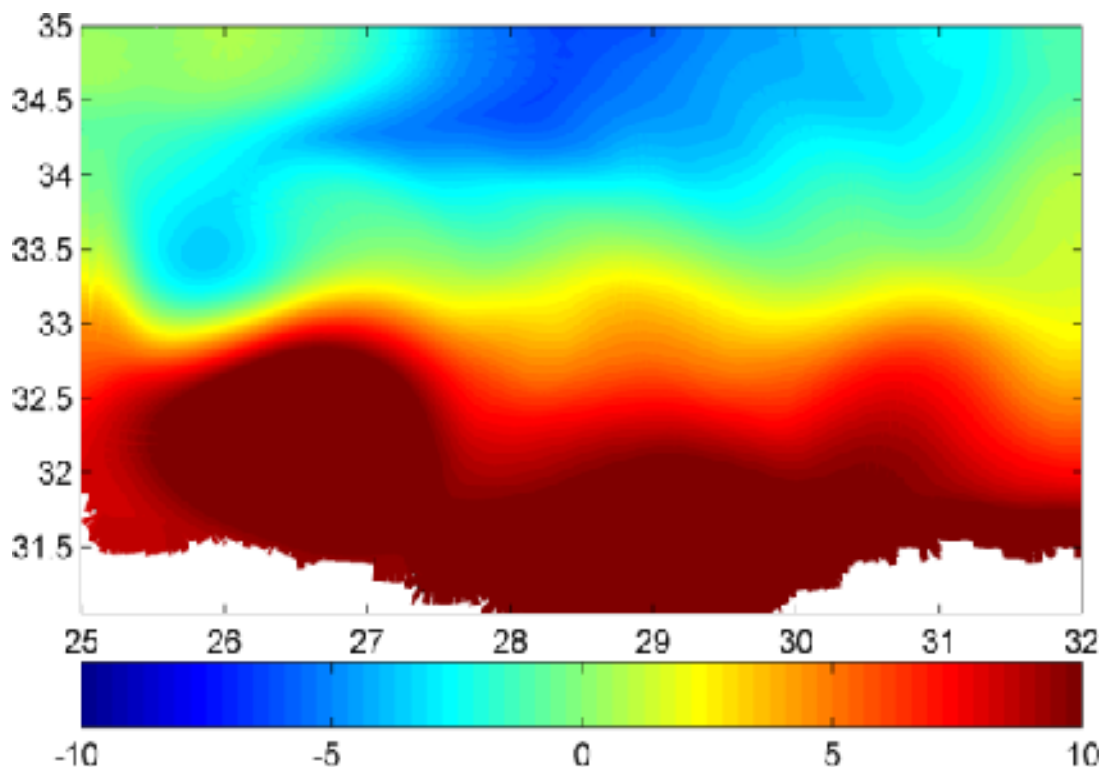


Εικόνα 48: Μέση ετήσια κατανομή της παραμέτρου Okubo – Weiss στην επιφάνεια της θάλασσας (πείραμα E4)

4.5. Πείραμα με σταθερή βαθυμετρία (3000m) (E5)

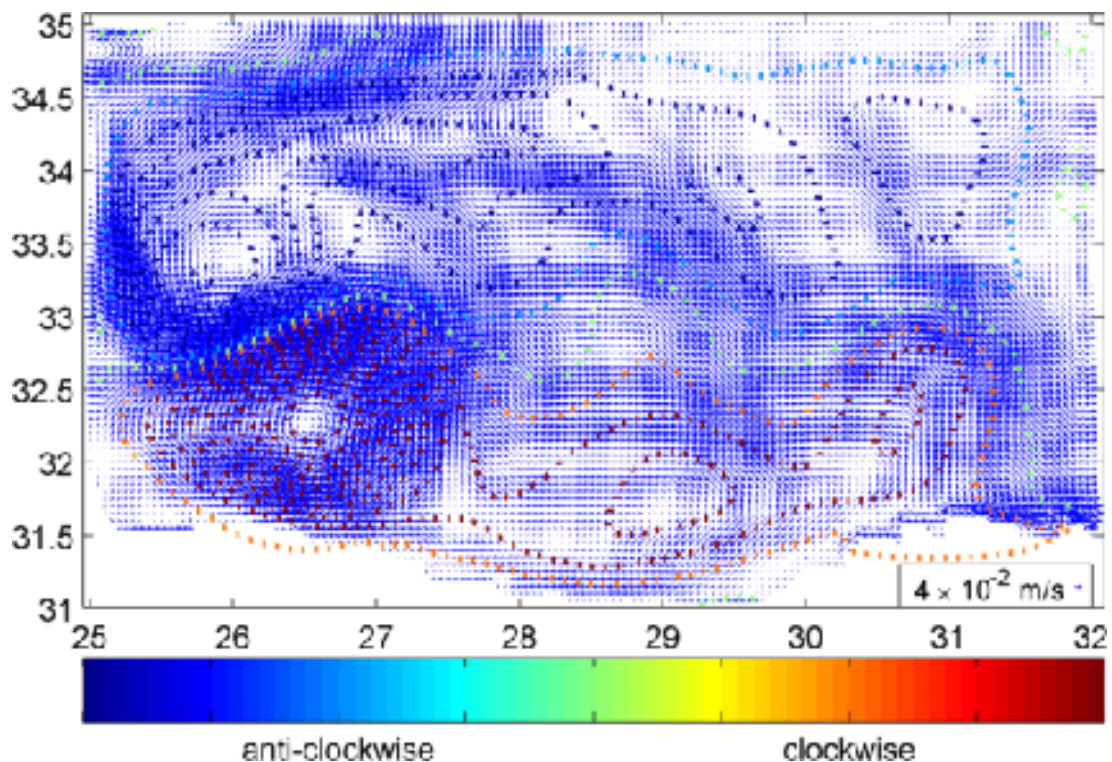
Στην επόμενη προσομοίωση της θαλάσσιας κυκλοφορίας αφαιρέσαμε την υπάρχουσα τοπογραφία και θέσαμε σταθερό βάθος 3000 m. Με τον τρόπο αυτό, επιδιώκουμε να αναδείξουμε αν η τοπογραφία ευθύνεται για τη βορειοανατολική διάδοση του κέντρου κυκλοφορίας της περιοχής.

Από την μέση ανύψωση της επιφάνειας της θάλασσας (εικόνα 49) παρατηρούμε ότι σχεδόν στη μισή περιοχή έχουμε θετική ανύψωση της ελεύθερης επιφάνειας ενώ στην υπόλοιπη αρνητική. Η ανύψωση της επιφάνειας της θάλασσας κυμαίνεται από -6,4cm έως 14,7cm με τις μέγιστες τιμές ανύψωσης να εντοπίζονται κατά μήκος της ακτής. Η δομή του πεδίου παρουσιάζει ιδιαίτερη ομοιότητα με το αντίστοιχο πεδίο στο E1 (εικόνα 22), όπου βλέπουμε και στις δύο περιπτώσεις την τάση του νερού να συσσωρεύεται στο νότιο άκρο της λεκάνης. Οι ισοϋψείς, στην εικόνα 49, παρουσιάζουν συμμετρία καθώς κινούμαστε από την ακτή προς τον βορρά με τα ύψη να μειώνονται σχεδόν γραμμικά. Η μόνη περιοχή που δεν είναι συμμετρική είναι ανάμεσα στο δυτικό όριο και στις 27,5° E. Εκεί παρατηρούμε οι ισοϋψείς να έχουν αναπτύξει ένα κυκλικό μέγιστο ενώ ακριβώς από πάνω να έχουμε ένα ελάχιστο.



Εικόνα 49: Μέση ετήσια κατανομή της ανύψωσης της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας (πείραμα E5)

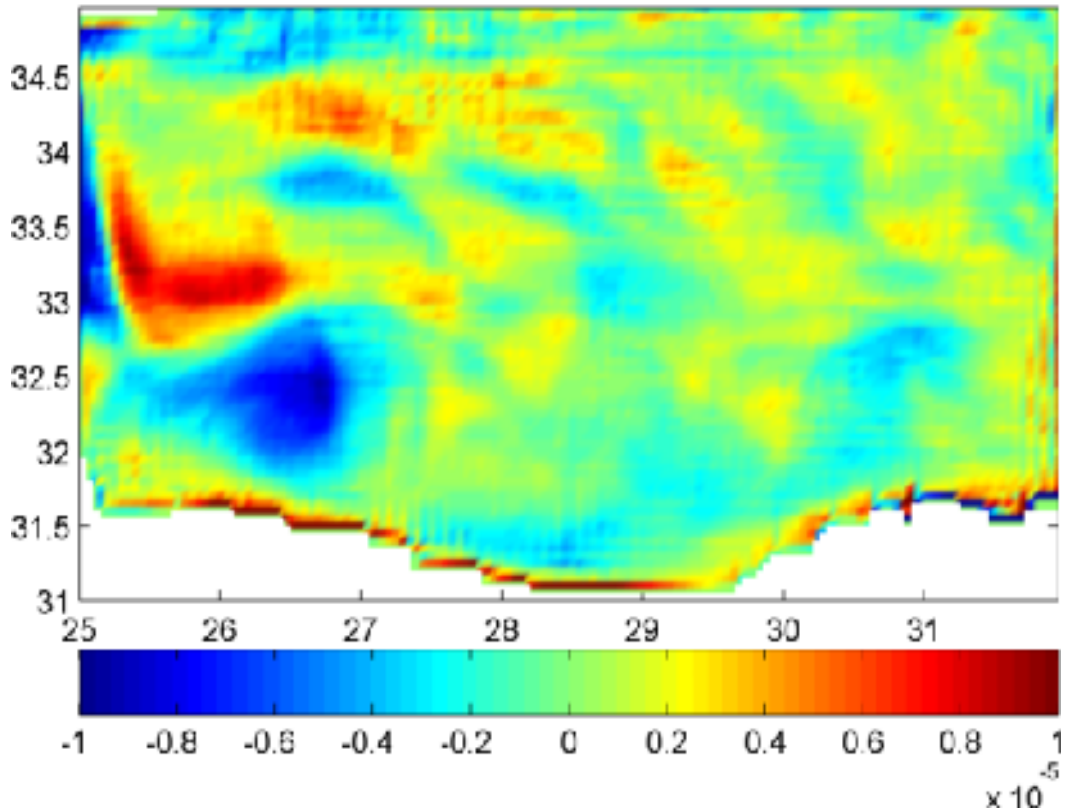
Στο πεδίο της μέσης κυκλοφορίας (εικόνα 50) έχουν αναπτυχθεί δύο κύτταρα κυκλοφορίας που χωρίζουν τη λεκάνη σε δύο υπό - περιοχές. Το πρώτο κύτταρο βρίσκεται στο νότιο κομμάτι της περιοχής μέχρι τις 33° N περίπου. Η περιοχή αυτή απαρτίζεται από αντικυκλωνική κυκλοφορία ενώ στο υπόλοιπο κομμάτι, στο βόρειο τομέα, η ροή απαρτίζεται από κυκλωνική κυκλοφορία. Το νερό εισέρχεται στη λεκάνη από τις 32,5° N έως τις 33,5° N στο δυτικό όριο. Η κίνηση του είναι ανατολική και όχι βορειοανατολικής κατεύθυνσης, όπως στην περίπτωση του πειράματος E1 (εικόνα 22). Η κατεύθυνση της κυκλοφορίας αυτής είναι πολύ σημαντική καθώς μας επιτρέπει να οδηγηθούμε στο συμπέρασμα ότι η βορειοανατολική διάδοση του ρεύματος οφείλεται στην ύπαρξη της τοπογραφίας και όχι σε κάποιο άλλο παράγοντα.



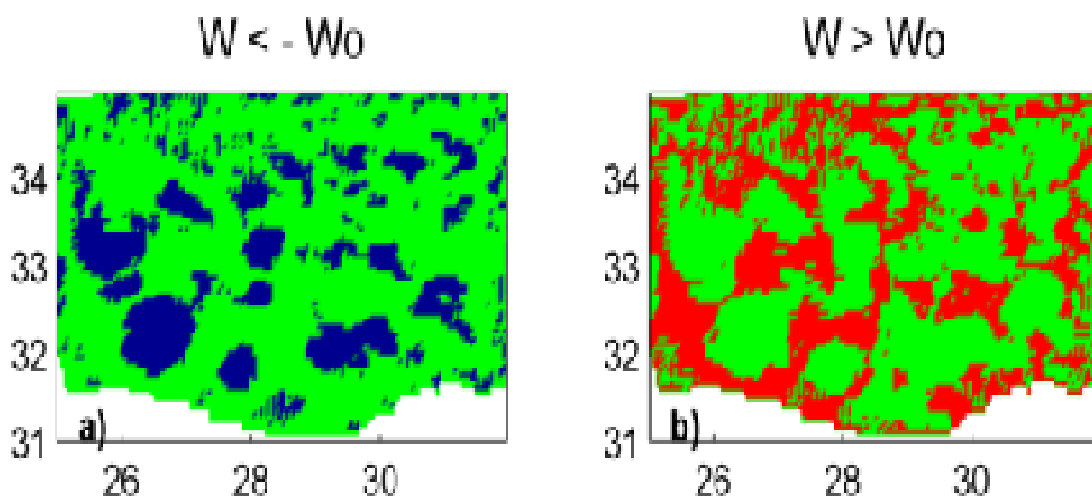
Εικόνα 50: Μέση ετήσια κυκλοφορία στην επιφάνεια της θάλασσας και η ρευματοσυνάρτηση (--) (πείραμα E5)

Η κυκλοφορία στη λεκάνη αποτελείται από διάφορους κυκλωνικούς και αντικυκλωνικούς σχηματισμούς (εικόνα 51). Το πιο ισχυρό κέντρο αντικυκλωνικού σχηματισμού εμφανίζεται κοντά στην ακτή της Αφρικής και εκτείνεται από το δυτικό όριο μέχρι τις 27° E. Ο αντικυκλώνας αυτός έχει κέντρο στις 26,5° E και 32,3° N και ακτίνα γύρω στα 50km (εικόνα 52). Κατά μήκος της ακτής έχουν αναπτυχθεί μικρότεροι αντικυκλωνικοί σχηματισμοί, εντοπισμένοι πάλι αρκετά κοντά στην ακτή δημιουργώντας μας την υποψία ότι η βαθυμετρία καθορίζει το που θα αναπτυχθεί και θα παραμείνει η στροβιλοειδής ροή. Οι σχηματισμοί αυτοί έχουν έκταση γύρω στις 2000km². Ακόμα, φαίνεται καθαρά η παρουσία ενός μεγάλου κυκλωνικού στροβιλισμού με κέντρο στις 33,2° N και 26° E και έκταση ίδιας τάξης μεγέθους με τον κύριο

αντικυκλώνα της περιοχής. Το δίπολο αυτό φαίνεται να επιβάλλεται από τη θερμοαλατική κυκλοφορία της περιοχής. Η ροή που έρχεται από τη δύση φαίνεται να είναι ασταθής, καθώς το δίπολο αυτό αναπτύσσει σειρά ταλαντώσεων αμέσως μόλις το νερό εισέλθει στην περιοχή μελέτης.



Εικόνα 51: Μέση ετήσια κατανομή του σχετικού στροβιλισμού στην επιφάνεια της θάλασσας (πείραμα E5)



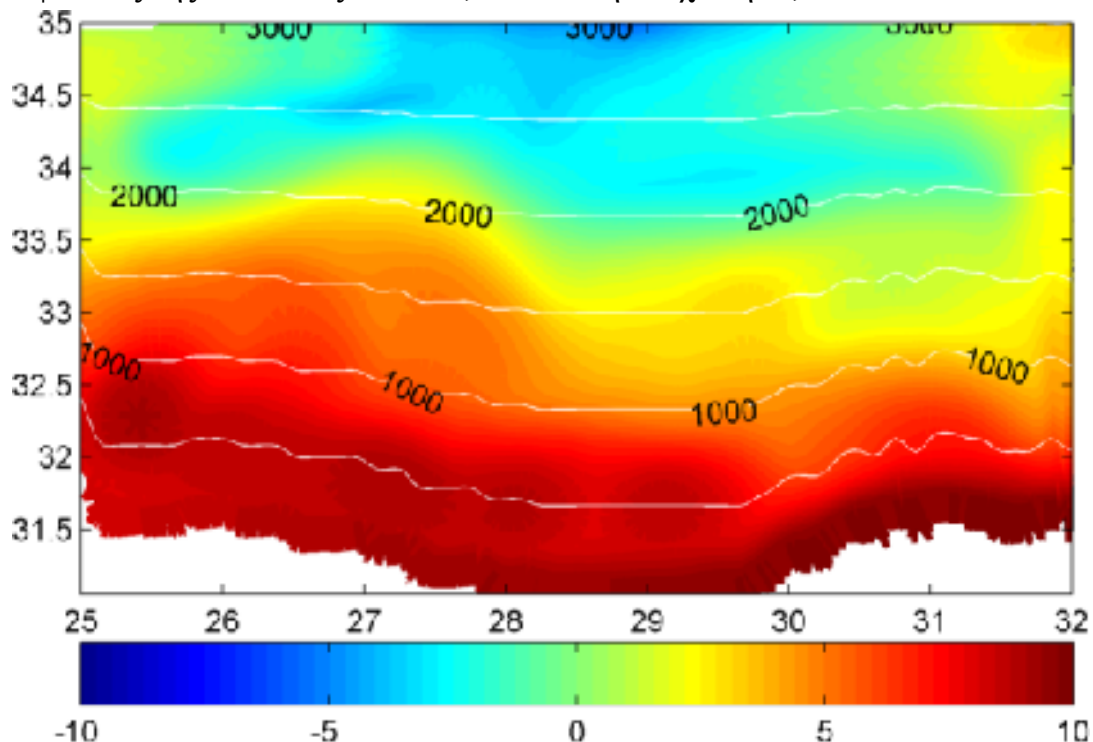
Εικόνα 52: Μέση ετήσια κατανομή της παραμέτρου Okubo – Weiss στην επιφάνεια της θάλασσας (πείραμα E5)

Γενικά στην προσομοίωση αυτή φαίνεται έντονα η αστάθεια του ρεύματος που έρχεται από το δυτικό όριο. Το ρεύμα κάνει μαιάνδρους κοντά στην ακτή αλλά δεν υπάρχει η τοπογραφία για να το απομακρύνει από την ακτή.

4.6. Πείραμα με ομοιόμορφη κλίση στο βυθό (E6)

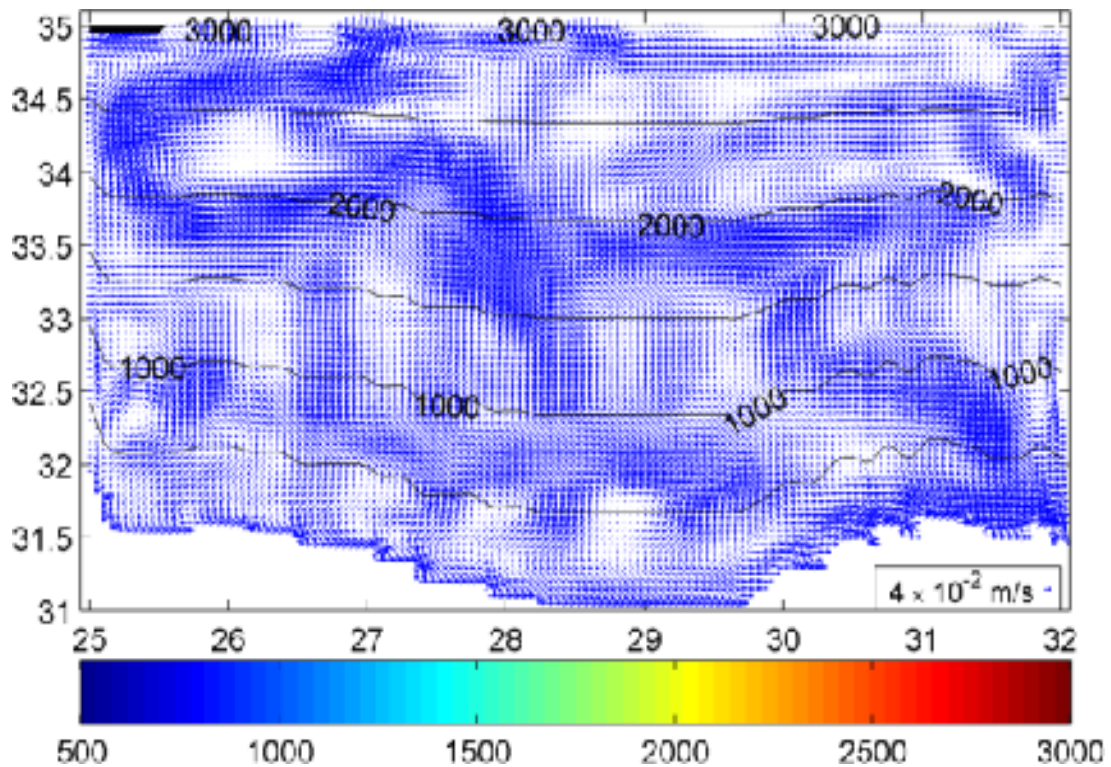
Σε συνέχεια της προηγούμενης προσομοίωσης, το επόμενο πείραμα έχει ως σκοπό την ανάδειξη της επίδρασης που έχει η τοπογραφία στη κυκλοφορία της περιοχής. Θέλουμε να αναδείξουμε πως οι ισοβαθείς επηρεάζουν την υπάρχουσα ροή και πως θα ήταν η κυκλοφορία στην περιοχή αν είχαμε μία διαφορετική βαθυμετρία. Για το σκοπό αυτό, δημιουργήσαμε μία καινούρια τοπογραφία η οποία αυξάνεται γραμμικά προς το βορρά, ξεκινώντας από 0m στην ακτή της Αιγύπτου και φτάνοντας στα 3000m βάθος στο βόρειο όριο (εικόνα 53). Αλλάζοντας την τοπογραφία της περιοχής θα μπορέσουμε να αναδείξουμε το ρόλο της βαθυμετρίας στην παγίδευση των σχηματισμών κυκλοφορίας.

Μετά από 12 χρόνια προσομοίωσης (εικόνα 53) εμφανίζονται θετικές τιμές ανύψωσης στο νότιο μέρος της λεκάνης με τις μέγιστες τιμές να παρουσιάζονται κατά μήκος της ακτής. Όσο προχωράμε προς βορρά η ανύψωση της επιφάνειας της θάλασσας μειώνεται ανομοιόμορφα στο δυτικό και ανατολικό κομμάτι της περιοχής. Στο δυτικό μέρος της περιοχής, μέχρι τις $28,5^\circ$ E, η ανύψωση της θάλασσας μειώνεται με μικρότερο ρυθμό σε σχέση με την ανατολική περιοχή. Η μέγιστη τιμή της ανύψωσης της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας είναι 10,5cm ενώ η ελάχιστη -6,1cm.



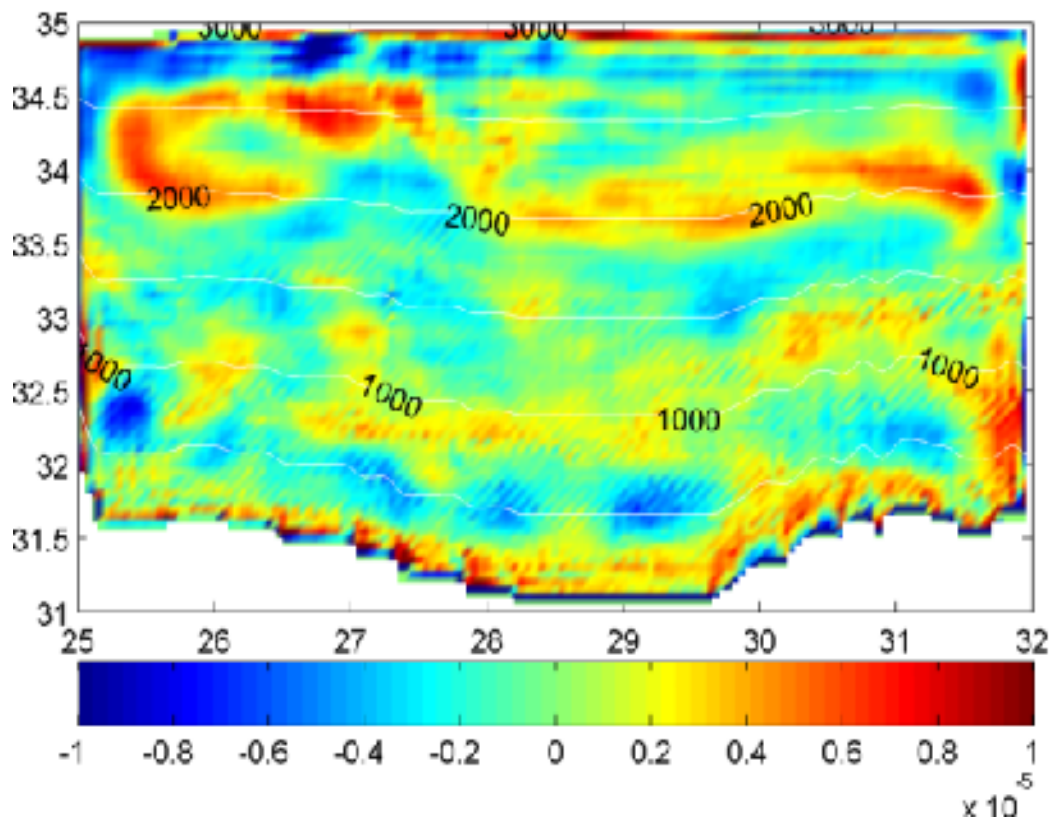
Εικόνα 53: Μέση ετήσια κατανομή της ανύψωσης της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας (πείραμα E6)

Μετά την αλλαγή της βαθυμετρίας, η κυκλοφορία στη λεκάνη είναι τελείως αναδιαμορφωμένη (εικόνα 54). Φαίνονται πάλι οι κύριες είσοδοι του νερού από το βόρειο και το δυτικό όριο αλλά η κυκλοφορία του νερού έχει αλλάξει τελείως σε σύγκριση με το E1 (εικόνα 23). Η ροή φαίνεται τελείως ασταθής σχηματίζοντας πολλούς μαϊανδρούς και πολλούς μικρούς στροβίλους. Τα περισσότερα ρεύματα που έχουν αναπτυχθεί έχουν την τάση αρχικά να κινούνται δυτικά, μένοντας παράλληλα για λίγο στις ισοβαθείς, και στη συνέχεια να κατευθύνονται νότια. Μάλιστα στα σημεία που αλλάζει κατεύθυνση η ροή δημιουργούνται μικροί στροβίλοι. Οι στροβίλοι που έχουν δημιουργηθεί ακριβώς μετά την ακτή βρίσκονται όλοι πάνω στην ίδια ισοβαθή.



Εικόνα 54: Μέση ετήσια κυκλοφορία στην επιφάνεια της θάλασσας και η βαθυμετρία (πείραμα E6)

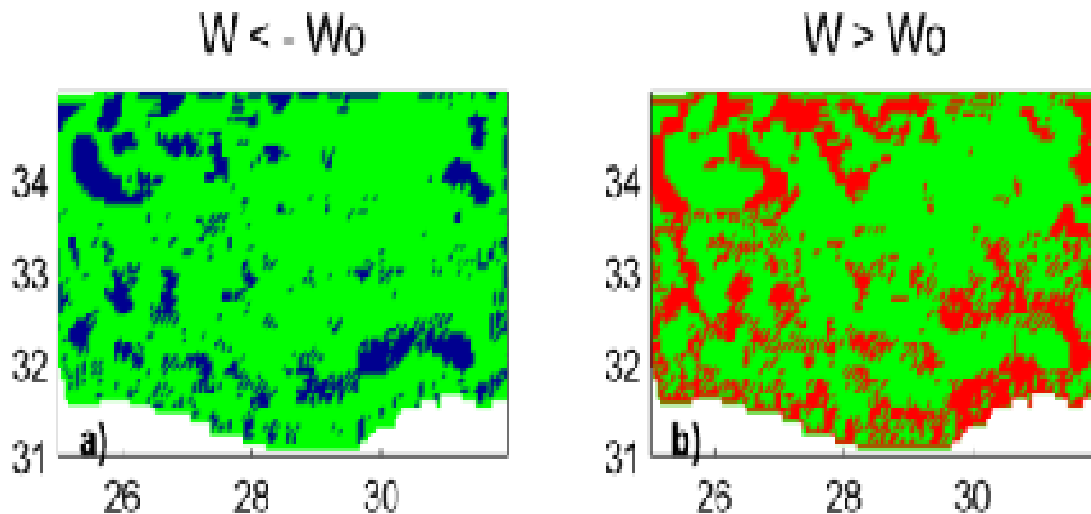
Στην εικόνα 55 παρουσιάζεται το πεδίο του μέσου σχετικού στροβιλισμού στην επιφάνεια της θάλασσας. Φεύγοντας από την ακτή και προχωρώντας βόρεια βλέπουμε ότι υπάρχει μία αλληλουχία κυκλωνικού και αντικυκλωνικού στροβιλισμού. Κατά μήκος της ακτής επικρατεί ο κυκλωνικός στροβιλισμός ενώ αμέσως μετά συναντάμε μία σειρά από αντικυκλώνες οι οποίοι έχουν το κέντρο τους, όλοι, πάνω στην ισοβαθή των 500m. Στην αμέσως επόμενη ισοβαθή επικρατεί ο κυκλωνικός στροβιλισμός ενώ κατά μήκος της ισοβαθούς των 1500m έχουν αναπτυχθεί πάλι μικροί αντικυκλωνικοί στροβιλισμοί. Η συμμετρία αυτή διαταράσσεται από τις 33,5° N και βόρεια.



Εικόνα 55: Μέση ετήσια κατανομή του σχετικού στροβιλισμού στην επιφάνεια της θάλασσας (πείραμα E6)

Οι στρόβιλοι αυτοί που έχουν αναπτυχθεί είναι μικρής κλίμακας (εικόνα 56). Η ύπαρξη τους, στις συγκεκριμένες περιοχές, φανερώνει την επίδραση που έχει ο άνεμος και η θερμοαλατική κυκλοφορία της περιοχής. Αλλάζοντας την μέση βαθυμετρία της περιοχής δεν υπάρχει μία προτιμητέα θέση για να παραμείνει ο αντικυκλώνας, όπως στο E1 (εικόνα 33).

Στην προσομοίωση αυτή, η θαλάσσια κυκλοφορία έχει αλλάξει τελείως τη δομή της. Δεν εμφανίζεται ένα κύριο ρεύμα κυκλοφορίας, όπως στο E1. Δεν εμφανίζονται ισχυρά κέντρα στροβιλισμού αλλά μεγάλος αριθμός από eddies σε όλη την έκταση της λεκάνης.

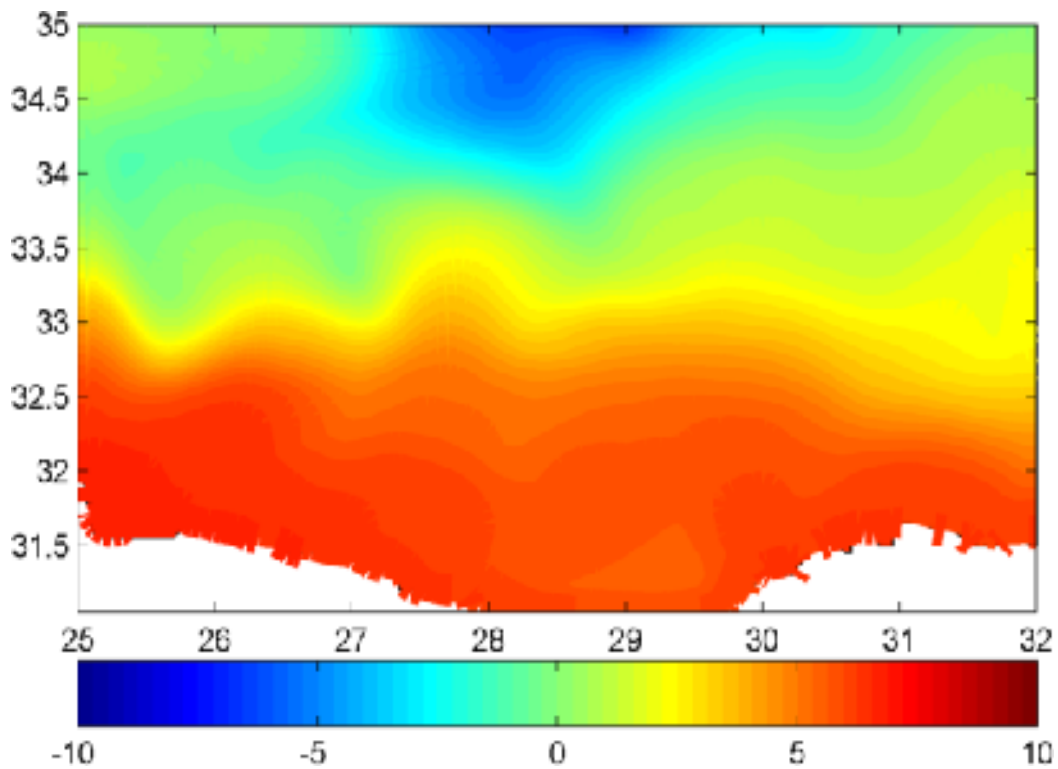


Εικόνα 56: Μέση ετήσια κατανομή της παραμέτρου Okubo – Weiss στην επιφάνεια της θάλασσας (πείραμα E6)

4.7. Πείραμα με σταθερή τοπογραφία (3000m) – χωρίς άνεμο (E7)

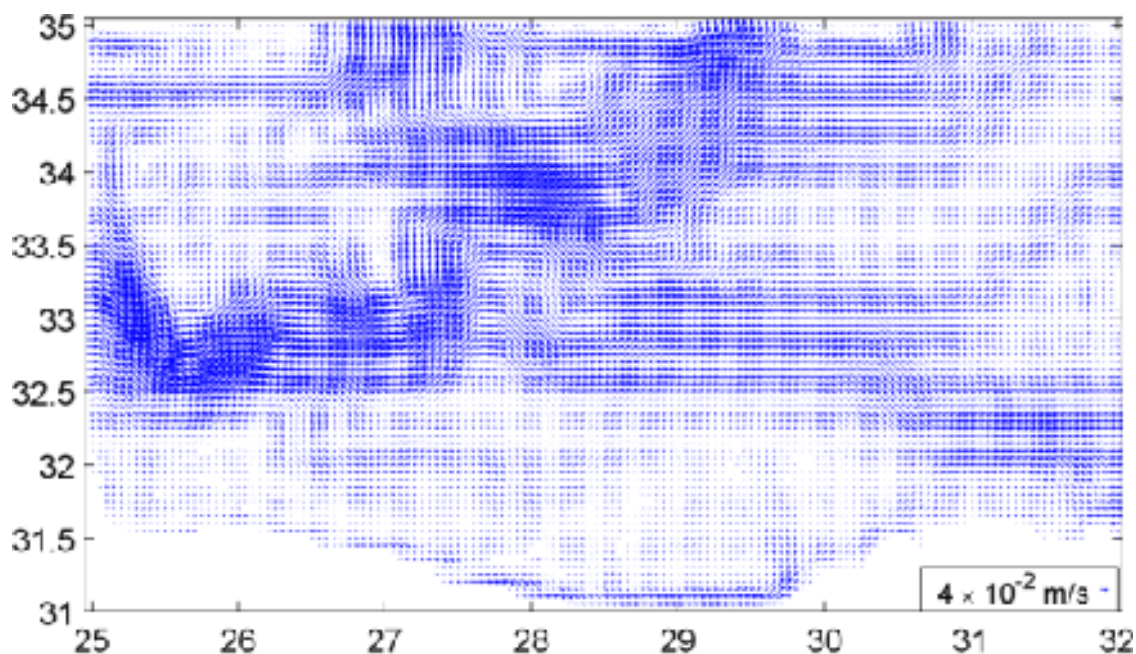
Το επόμενο πείραμα έχει ως σκοπό να απομονώσει την επίδραση της θερμοαλατικής κυκλοφορίας στην περιοχή. Για το σκοπό αυτό, προσομοιώσαμε την κυκλοφορία στη λεκάνη χωρίς άνεμο και χωρίς διακυμάνσεις στην τοπογραφία αλλά θέτοντας παντού το ίδιο βάθος αυτό των 3000m. Με τον τρόπο αυτό θα μπορέσουμε να συμπεράνουμε αν τα ρεύματα που έρχονται από τα όρια είναι ασταθή ή αν ευθύνεται ο άνεμος και η τοπογραφία για την παρουσία έντονης αντικυκλωνικότητας στην περιοχή μελέτης.

Στη νότια περιοχή της λεκάνης έχουμε θετική ανύψωση της επιφάνειας της θάλασσας (εικόνα 57) με το μέγιστο ύψος να ανέρχεται στα 7cm. Στο βόρειο μέρος της λεκάνης η ανύψωση έχει μηδενικές και αρνητικές τιμές με ελάχιστο στα -7cm. Η ελάχιστη τιμή είναι ίδια με αυτή του πειράματος αναφοράς (E1). Συγκρίνοντας την περιοχή που συναντάμε ελάχιστες τιμές σε αυτό το πείραμα με την αντίστοιχη περιοχή στο πείραμα αναφοράς (εικόνα 22), βλέπουμε ότι οι περιοχές είναι παρόμοιας μορφής με τη μοναδική διαφορά ότι στο πείραμα αναφοράς η περιοχή έχει επεκταθεί προς τα ανατολικά.



Εικόνα 57: Μέση ετήσια κατανομή της ανύψωσης της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας (πείραμα E7)

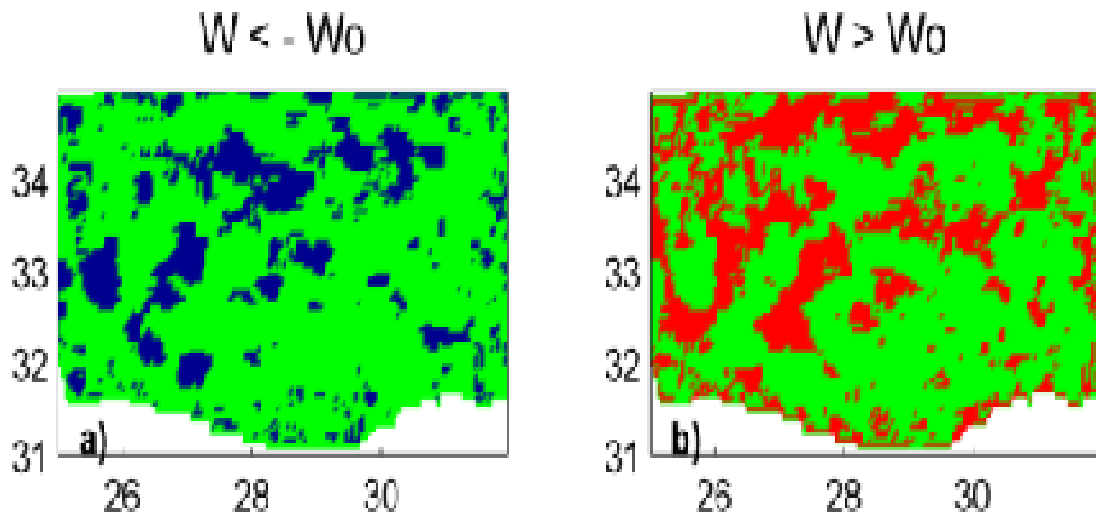
Η μέση, ετήσια επιφανειακή ροή, εικόνα 58, αποτελείται από ένα κύριο ρεύμα το οποίο εισέρχεται στη λεκάνη από το δυτικό όριο. Το ρεύμα αυτό, διασχίζει τη λεκάνη σχηματίζοντας ιδιαίτερα έντονους μαιάνδρους, με έναν κύριο άξονα στις 33° N περίπου, μέχρι να φτάσει στις 28,5° E, όπως στην περίπτωση του E1 (εικόνα 23). Το κεντρικό ρεύμα αυτό, ακολουθεί μία γενικά ανατολική κατεύθυνση. Είναι ασταθές αλλά η κατεύθυνσή του έχει αλλάξει συγκρινόμενη με την κατεύθυνση που είχε στο E1.



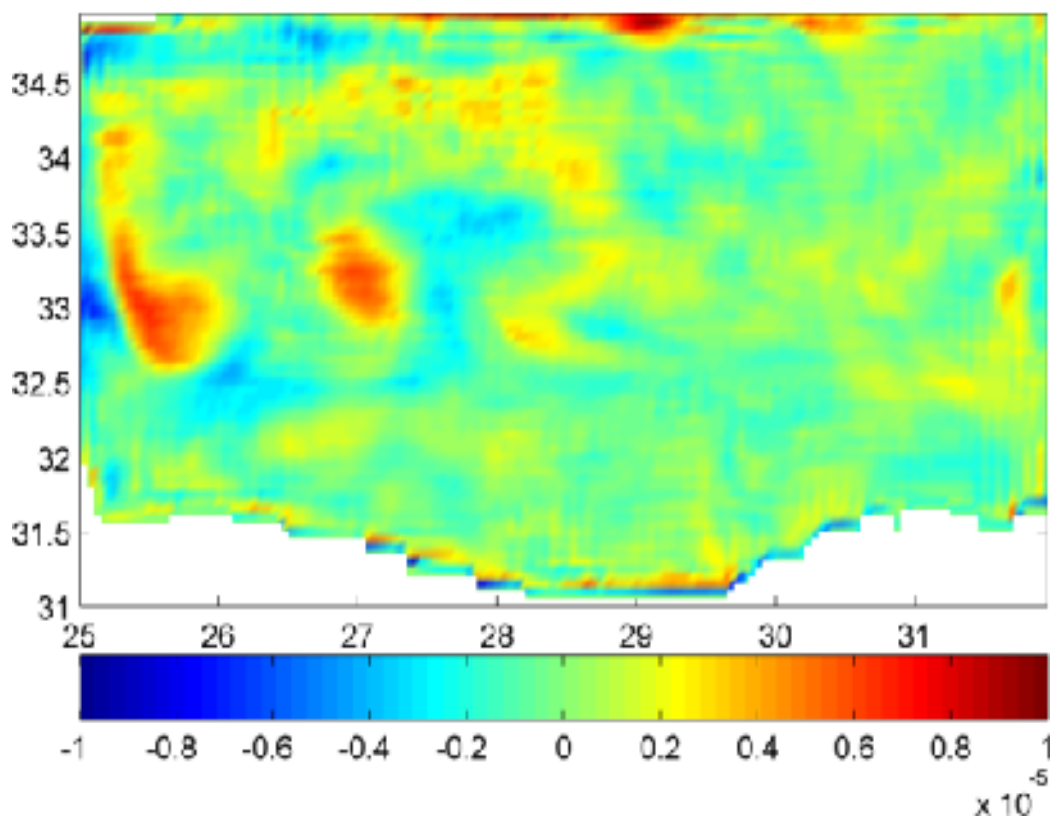
Εικόνα 58: Μέση ετήσια κυκλοφορία στην επιφάνεια της θάλασσας (πείραμα E7)

Στην προσομοίωση αυτή, έχουν αναπτυχθεί μία σειρά στροβίλων πάνω σε έναν άξονα βορειοανατολικής κατεύθυνσης (εικόνα 59). Οι στρόβιλοι αυτοί αποτελούνται από μία εναλλαγή θετικού – αρνητικού στροβιλισμού (εικόνα 60). Τα κέντρα θετικού και αρνητικού στροβιλισμού έχουν αναπτυχθεί γύρω στις 32,5° N, στα σημεία που είχαμε εντοπίσει τους μαϊάνδρους του ρεύματος που εισέρχεται από το δυτικό όριο.

Γενικά, στην προσομοίωση αυτή το κύριο ρεύμα κυκλοφορίας έχει αλλάξει κατεύθυνση καθώς δεν υπάρχει ούτε η τοπογραφία ούτε ο άνεμος για να το κατευθύνουν. Αν και έχουμε απουσία ανέμου οι στρόβιλοι εμφανίζονται ενισχυμένοι και αρκετοί σε αριθμό. Η ύπαρξη τους οφείλεται στην αστάθεια της θερμοαλατικής κυκλοφορίας της περιοχής.



Εικόνα 59: Μέση ετήσια κατανομή της παραμέτρου Okubo – Weiss στην επιφάνεια της θάλασσας (πείραμα E7)

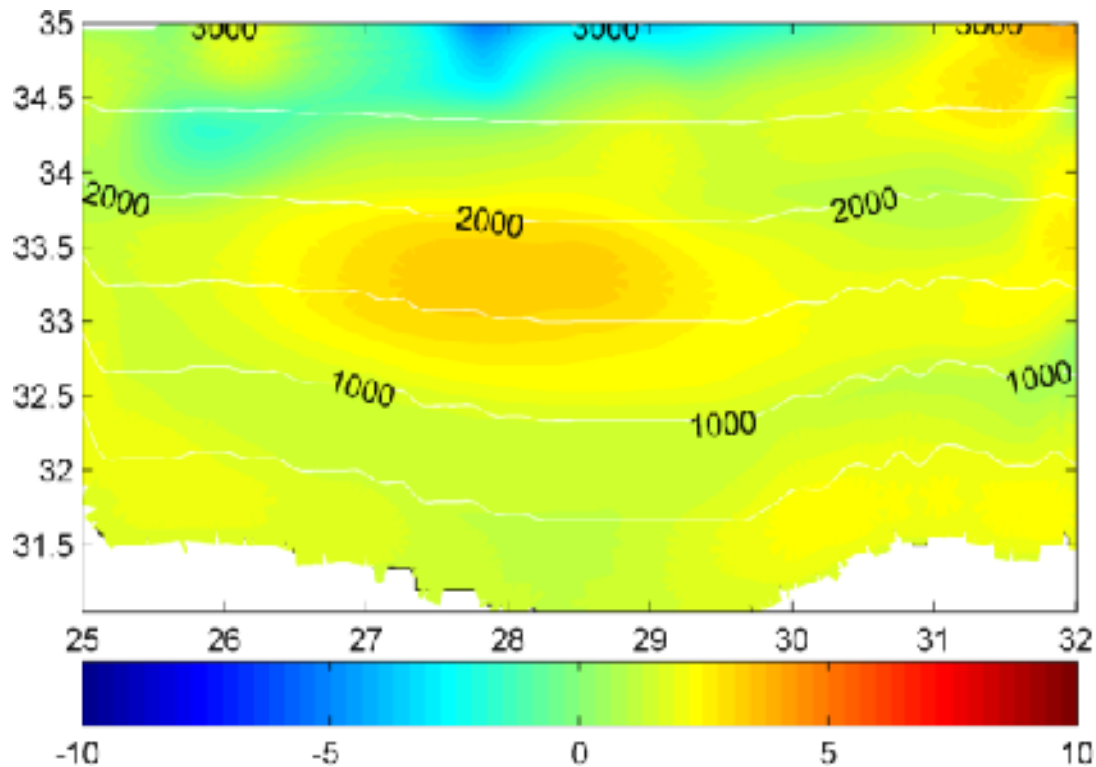


Εικόνα 60: Μέση ετήσια κατανομή του σχετικού στροβιλισμού στην επιφάνεια της θάλασσας (πείραμα E7)

4.8. Πείραμα με ομοιόμορφη κλίση στον βυθό – χωρίς άνεμο (E8)

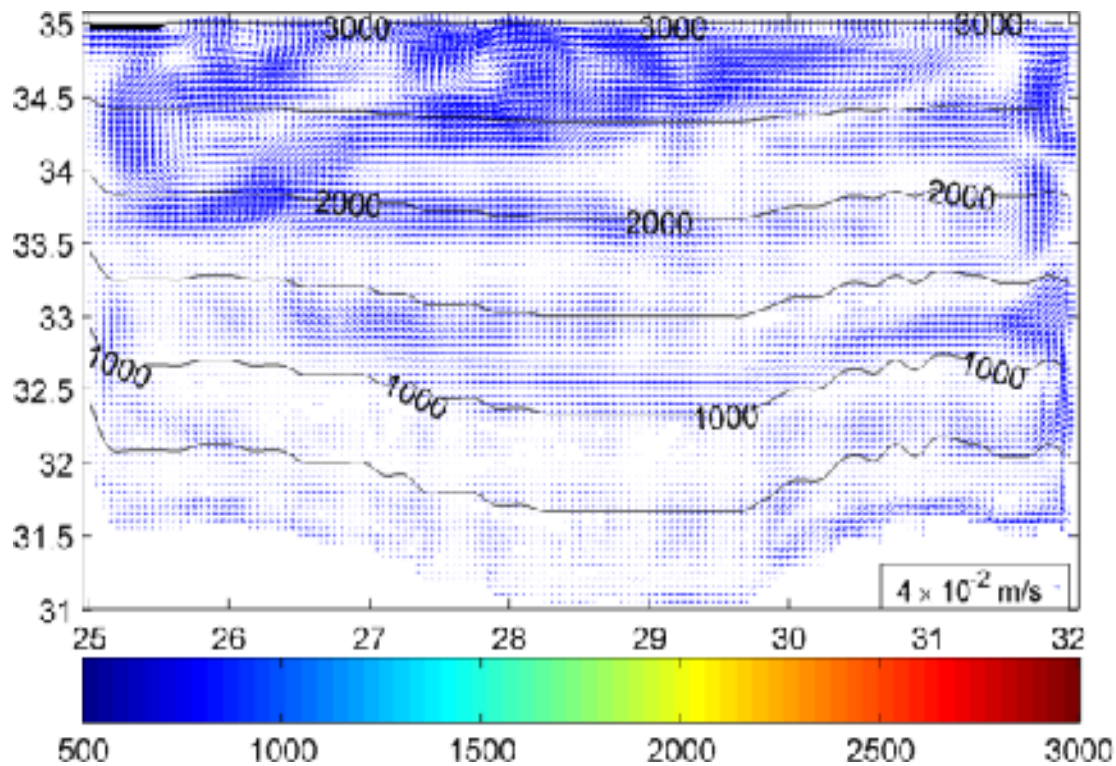
Το τελευταίο πείραμα έχει ως σκοπό να αναδείξει πως επηρεάζεται η κυκλοφορία που επιβάλλεται από τα κλιματολογικά δεδομένα από μία πιθανή αλλαγή της τοπογραφίας στη λεκάνη. Η προσομοίωση της περιοχής αφορά ένα μοντέλο απουσίας ανέμου. Επιπλέον, η βαθυμετρία της περιοχής αποτελείται από βάθη τα οποία αυξάνονται γραμμικά καθώς κινούμαστε από τις ακτές της Αφρικής με κατεύθυνση τον βορρά, όπου παίρνει το μέγιστο βάθος (3000m).

Η μέση ανύψωση της ελεύθερης επιφάνειας, εικόνα 61, δείχνει θετικές τιμές ανύψωσης κοντά στην ακτή και στο μέσο της περιοχής, όπου έχει σχηματιστεί ένα μέγιστο ελλειψοειδούς μορφής. Η μέγιστη ανύψωση της θάλασσας ανέρχεται στα 3,8cm ενώ η ελάχιστη τιμή, που συναντάται στο βόρειο όριο είναι -6,1cm. Η περιοχή που συναντάμε αρνητικές τιμές ανύψωσης έχει περιορισθεί σημαντικά συγκρινόμενη με το E1 (εικόνα 22).



Εικόνα 61: Μέση ετήσια κατανομή της ανύψωσης της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας (πείραμα E8)

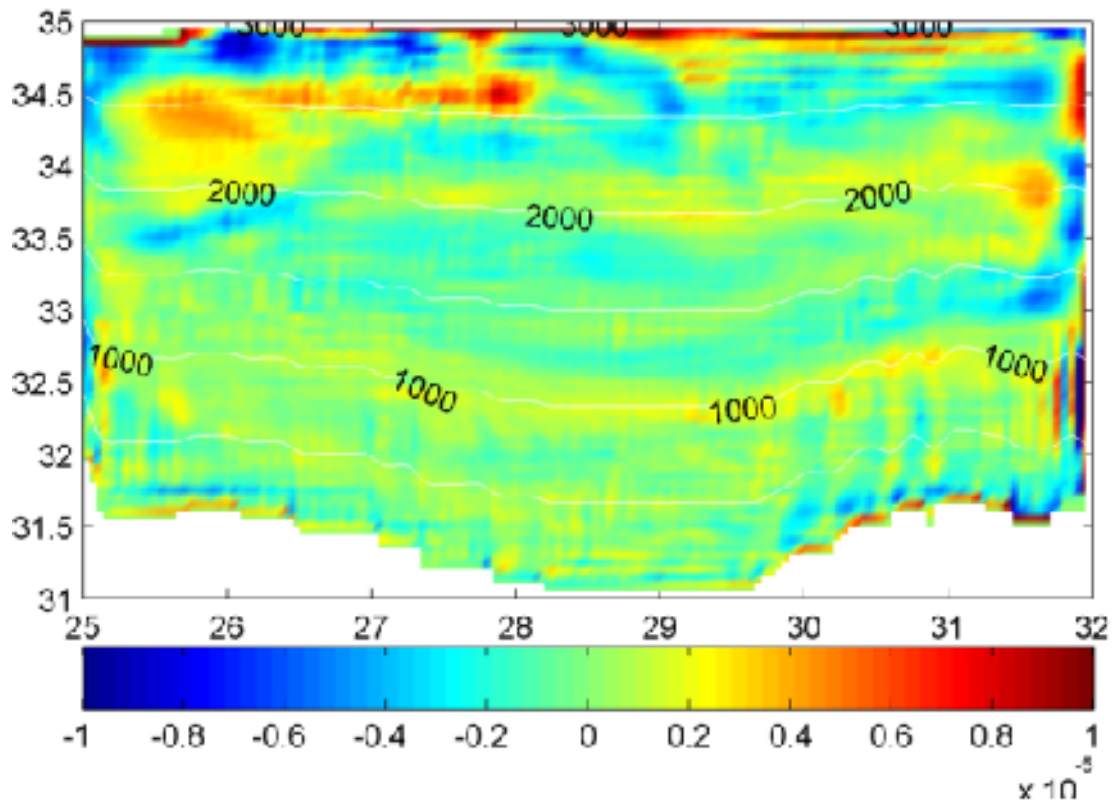
Το πεδίο της μέσης κυκλοφορίας (εικόνα 62) έχει αλλάξει σε σύγκριση με το πείραμα E1 (εικόνα 23). Η γενικότερη ροή του πεδίου μας βλέπουμε ότι έχει μία τάση να κινείται μένοντας συνεχώς παράλληλο στις ισοβαθείς. Γενικότερα, συναντάμε μεγαλύτερες ταχύτητες, σε μέτρο, μόνο κοντά στο βόρειο όριο ενώ στην υπόλοιπη περιοχή έχουμε μικρότερες ταχύτητες.



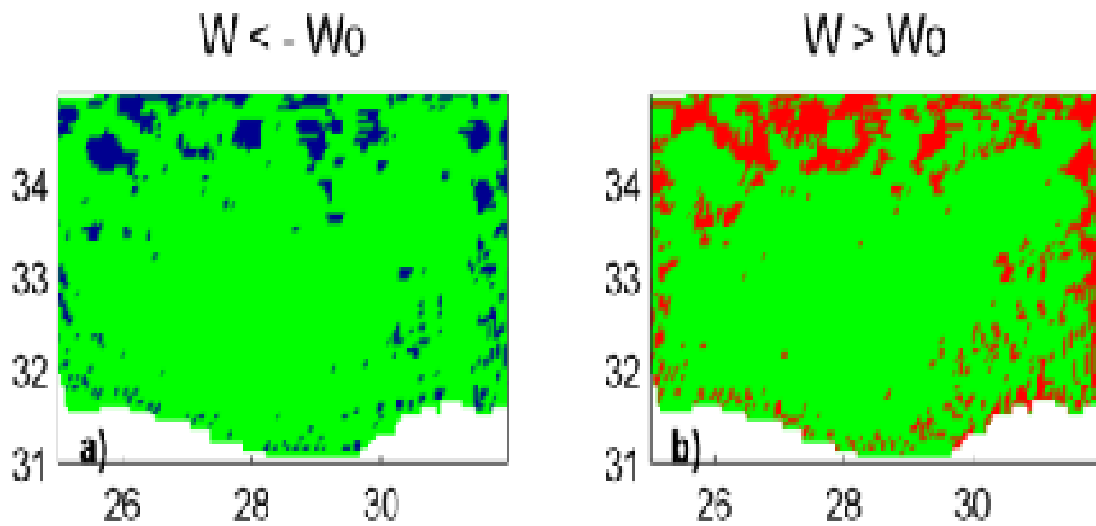
Εικόνα 62: Μέση ετήσια κυκλοφορία στην επιφάνεια της θάλασσας και η βαθυμετρία(πείραμα E8)

Το πεδίο του μέσου σχετικού στροβιλισμού, εικόνα 63, παρουσιάζει μια ομοιομορφία καθώς μετατοπιζόμαστε από την ακτή προς το βορρά με εξαίρεση την περιοχή από τα 2000m και μετά. Καθώς απομακρυνόμαστε από την ακτή, συναντάμε μία αλληλουχία θετικού και αρνητικού στροβιλισμού με άξονα που ακολουθεί τις ισοβαθείς. Η αστάθεια έχει μετατοπιστεί προς το βορρά και ειδικότερα στο άκρο του βορείου ορίου. Η περιοχή μελέτης αποτελείται από μία σειρά στροβίλων μέσης κλίμακας οι οποίοι είναι συσσωρευμένοι στο βόρειο όριο (εικόνα 64).

Γενικά, η εισαγωγή ομοιόμορφης κλίσης στον βυθό και η απουσία ανέμου έχουν ως αποτέλεσμα την μετατόπιση της αστάθειας προς βορρά. Επιπλέον, ο άνεμος επηρεάζει και την ισχύ των φαινομένων.



Εικόνα 63: Μέση ετήσια κατανομή του σχετικού στροβιλισμού στην επιφάνεια της θάλασσας (πείραμα E8)



Εικόνα 64: Μέση ετήσια κατανομή της παραμέτρου Okubo – Weiss στην επιφάνεια της θάλασσας (πείραμα E8)

Κεφάλαιο 5^ο: Συμπεράσματα – Σύγκριση προσομοιώσεων

Ο αντικυκλώνας Mersa – Matruh εντοπίζεται στην κεντρική Λεβαντίνη, βορειανατολικά της πεδιάδας του Ηροδότου, από τις 32,5° N έως τις 33,5° N και τις 28° E έως τις 30° E. Περιβάλλεται από ένα ισχυρό ρεύμα κυκλοφορίας που εισέρχεται από το δυτικό όριο με μέγιστη ταχύτητα στις 0,4 m/s. Ο αντικυκλώνας δεν εμφανίζει εποχικότητα στη δομή του. Η γενικότερη κυκλοφορία της περιοχής εμφανίζει έντονο βαροτροπικό χαρακτήρα.

Οι κύριες μηχανισμοί που επηρεάζουν τη δομή της κυκλοφορίας της περιοχής είναι ο στροβιλισμός του ανέμου, τα χαρακτηριστικά της γενικής κυκλοφορίας της Μεσογείου (το παράκτιο ρεύμα) και η μορφή της τοπογραφίας της λεκάνης. Οι μηχανισμοί αυτοί φαίνεται να παίζουν κυρίαρχο ρόλο στην δομή της κυκλοφορίας, στην ύπαρξη και δημιουργία eddies, στο μέτρο και στην κατεύθυνση της ταχύτητας της θάλασσας καθώς και στην ένταση και στην παγίδευση των στροβίλων.

Όλες οι προσομοιώσεις της θαλάσσιας κυκλοφορίας στην περιοχή της κεντρικής Λεβαντίνης ανέδειξαν την ύπαρξη μόνιμα θετικής ανύψωσης της ελεύθερης επιφάνειας στη θάλασσα, στην περιοχή του Mersa Matruh, και αρνητική απόκλιση στη βόρεια περιοχή. Στο πείραμα E7, που απομονώνει την επίδραση της θερμοαλατικής κυκλοφορίας, η περιοχή θετικής ανύψωσης έχει τα όρια της στις 33° N (εικόνα 57). Η περιοχή αυτή ενισχύεται ακόμα περισσότερο, σε μέτρο, προσθέτοντας τον άνεμο (πείραμα E5 – εικόνα 49) ενώ επεκτείνεται ακόμα περισσότερο προς βορρά με την εισαγωγή τοπογραφικών δεδομένων στις προσομοιώσεις (πείραμα E1 - εικόνα 22, πείραμα E6 – εικόνα 53).

Η κατεύθυνση της μέσης κυκλοφορίας στην περιοχή φαίνεται να επηρεάζεται από την τοπογραφία. Όταν η κλίση στο βυθό αυξάνεται γραμμικά προς βορρά (πείραμα E8), η κυκλοφορία έχει την τάση να προσανατολίζεται σχεδόν παράλληλα στις ισοβαθείς (εικόνα 62) ενώ στην περίπτωση του επίπεδου βυθού (πείραμα E7) η κυκλοφορία είναι ανατολική (εικόνα 58).

Η παρουσία του ανέμου αλλάζει ακόμα περισσότερο τη διάδοση και την ισχύ των ρευμάτων, ενισχύοντας τον αρνητικό στροβιλισμό της περιοχής του Mersa Matruh. Επιπλέον, η πραγματική τοπογραφία της περιοχής φαίνεται να παγιδεύει την αστάθεια της κυκλοφορίας πάνω από την πεδιάδα του Ηροδότου (πειράματα: E2, E3 – εικόνες 38 και 42 αντίστοιχα).

Η γενική κυκλοφορία της περιοχής και η ύπαρξη ισχυρού παράκτιου ρεύματος στην ακτή της βόρειας Αφρική αποτελεί υπόβαθρο για εμφάνιση αστάθειας στην περιοχή. Στο πείραμα E7, που απομονώνει την επίδραση της θερμοαλατικής κυκλοφορίας, δημιουργήθηκαν μια σειρά από eddies, μέσης ακτίνας 50 km περίπου, πάνω σε έναν άξονα βορειοανατολικής κατεύθυνσης (εικόνα 60). Με την προσθήκη του ανέμου (πείραμα E5) οι περιοχές όπου επικρατεί ο στροβιλισμός έχουν ενισχυθεί (εικόνα 52). Οι στρόβιλοι καταλαμβάνουν μεγαλύτερη έκταση και έχει εμφανιστεί μεγάλος αριθμός στροβίλων κοντά στην ακτή. Η περιοχή που παρέχεται αρνητικός στροβιλισμός από τον άνεμο συμπίπτει με την περιοχή μέγιστου αρνητικού στροβιλισμού της θάλασσας.

Συνοψίζοντας, η γενική κυκλοφορία και η εξέλιξη του ρεύματος αυτού στη λεκάνη επηρεάζεται κυρίως από:

- τον άνεμο, ο οποίος εισάγει αρνητικό στροβιλισμό στο δυτικό και νοτιοανατολικό μέρος της λεκάνης και υπό τις κατάλληλες συνθήκες, δημιουργεί μία σειρά από eddies αντικυκλωνικής δομής
- την γενική κυκλοφορία και τα παράκτια ρεύματα που αποτελούν υπόβαθρο για την εμφάνιση αστάθειας
- την τοπογραφία που παγιδεύει την κυκλοφορία καθορίζοντας την περιοχή συσσώρευσης στροβιλισμού

Βιβλιογραφία

- Alhammoud, B., Beranger, K., Mortier, L., crepon, M., Dekeyser, I., 2004: Surface circulation of the Levantine Basin: Comparison of model results with observations. *Progress in Oceanography*, 66, 299 – 320
- Blumberg, A., Mellor, G., 1987: A description of a three – dimensional coastal ocean model. In: *Three – dimensional Coastal Ocean Circulation Models*, (Ed) Heaps, N. S., Coastal Estuarine Science, 4, 1 – 16, Washington, DC.
- Brenner, S., 1989: Structure and evoluion of warm core eddies in the eastern Mediterranean Levantine basin. *Journal of Geophysical Research*, 94 (C9), 12593 – 12602
- Doglioli, A. M., Veneziani, M., blanke, B., Speich, S., Griffa, A., 2006: A Lagrangian analysis of the Indian – Atlantic interocean exchange in a regional model. *Geophysical Research Letters*, 33, L14611
- Engel, I., 1976: Currents in the eastern Mediterranean. *International Hydrography Review*, 44, 23 - 40
- Gerin, R., Poulain, P. M., Taupier – Letage, I., Millot, C., Ben Ismail, S., Sammari, C., 2009: Surface circulation in the eastern Mediterranean using drifters (2005 – 2007). *Ocean Science*, 5, 559 – 574
- Golnaraghi, M., 1993: Dynamical studies of the Mersa Matruh Gyre: intense meander and ring formation events. *Deep Sea Research II*, Vol. 40, No 6, 1247 – 1267
- Hamad, N., Millot, C., Taupier – Letage, I., 2005: A new hypothesis about the surface circulation in the eastern Mediterranean Sea. *Progress in Oceanography*, 66 (2005), 287 – 298
- Hamad, N., Millot, C., Taupier – Letage, I., 2006: The surface circulation in the eastern Mediterranean Sea. *Scientia Marina*, 70 (3), 457 – 503
- Hecht, A., Pinardi, N., Robinson, A., 1988: Currents, water masses eddies and jets in the Mediterranean Levntine Basin. *Journal of Physical Oceanography*, 18, 1320 – 1353
- Horton, C., Kerling, J., Athey, G., Schmitz, J., Clifford, M., 1994: Airborne expendable bathythermograph surveys of the Eastern Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research*, 99 (C5), 9891 – 9905
- Isern – Fontanet, J., Font, J., Garcia – Ladona, E., Emelianov, M., Millot, C., Taupier – Letage, I., 2004: Spatial structure of anticyclonic eddies in the Algerian basin (Mediterranean Sea) analyzed using the Okubo – Weiss parameter. *Deep – Sea Research II*, 51, 3009 – 3028
- Isern – Fontanet, J., Garcia – Ladona, font. ,J., 2005: Vortices of the Mediterranean Sea: An Altimetric Perspective. *American Meteorological Society*, 87 – 103

- Larnicol, G., Le Traon, P. Y., Ayoub, N., De Mey, P., 1995: Mean sea level and surface circulation variability of Mediterranean sea from 2 years of TOPEX / POSEIDON altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 100, 25163 – 25177
- Lascaratos, A., Nittis, K., 1988: A high – resolution three – dimensional numerical study of intermediate water formation in the Levantine Sea. *Journal of Geophysical Research*, 103, 18497 - 18511
- Malanotte – Rizzoli, P., Bergamasco, A., 1991: The wind and thermally driven circulation of the eastern Mediterranean Sea. Part II: the Baroclinic case. *Dynamics of Atmosphere and Oceans*, 15, 355 – 419
- Malanotte – Rizzoli, P., 2001: Currents systems in the Mediterranean Sea. In: RWOS 0375, Indira (editor), Academic Press, 605 – 612
- Manzella, G. M. R., Cardin, V., Cruzado, A., Fusco, G., Gacic, G., Galli, C., Gasparini, G. - P., Gervais, T., Kovacevic, V., Milot, C., Petit De la Villeon, L., Spaggiari, G., Tonani, M., Tziavos, C., Velasquez, Z., Walne, A., Zervakis, V., Zodiatis, G., 2001: EU – sponsored effort improves monitoring of circulation variability in the Mediterranean. *EOS Trans. AGU*, 82 (43), 497 - 504
- Marullo, S., Napolitano, E., Santoleri, R., Manca, B., Evans, R., 2003: The variability of Rhodes and Ierapetra gyres studied by remote sensing observation, hydrographic data and model simulation during LIWEX (October 1994 -April 1995). *Journal of geophysical research*, 108 (C9), 8119
- Marullo, S., Santoleri, R., Malanotte – Rizzoli, P., Bergamasco, A., 1997: The sea surface temperature field in the Eastern Mediterranean from advanced very high resolution radiometer (AVHRR) data. Part I: Seasonal variability. *Journal of Marine Systems*, 20 (1999), 63 – 81
- Mellor G. : Users guide for a three – dimensional, primitive equation, numerical ocean model. Program in Atmospheric and Oceanic Sciences, Princeton University, The revision: June 2004
- Millot, C., 1992: Are there major differences in between the largest Mediterranean Seas? A preliminary investigation. *Bull. Inst. Oceanogr. Monaco* 11, 3 -25
- Millot, C., 2005: Circulation in the Mediterranean Sea: evidences, debates and unanswered questions. *Scientia Marina*, 69 (Suppl. I): 5 -21
- Millot, C., Gerin, R., 2010: The Mid – Mediterranean Jet Artefact. *Geophysical Research Letters*, vol. 37, L12602
- Millot, C., Taupier – Letage, I., 2005: Circulation in the Mediterranean Sea. In: Saliot A. (ed) *the Mediterranean Sea, Handbook of Environmental Chemistry*, vol. 5, Part . Springer – Verlag. Berlin Heidelberg, 29 – 66

- Nakamura, M., Kagimoto, T., 2005: potential vorticity and eddy potential enstrophy in the North Atlantic Ocean simulated by a global eddy – resolving model. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 41 (2006), 28 – 59
- Nielsen, J. N., 1912: Hydrography of the Mediterranean and Adjacent Waters. Report of the Danish Oceanographic Expedition 1908 – 1910, 77 - 192
- Oren, O. H., 1970: Seasonal Changes in the Physical and Chemical Characteristics and the Production in the Low Trophic Level of the Mediterranean Waters off Israel. Sea Fisheries Research Station, Haifa, Israel, Special Publication, 238 pp.
- Ovchinnikov, I. M., 1966: Circulation in the Surface and Intermediate Layers of the Mediterranean, *Oceanology*, 6, 143 – 148
- Ozsoy, E., Hecht, A., Unluata, 1989: Circulation and Hydrography of the Levantine basin. Results of POEM coordinated experiments 1985 – 1986. *Progress in Oceanography*, 22, 125 – 170
- Ozsoy, E., Hecht, A., Unluata, U., Brenner, S., Oguz, T., Bishop, J., Latif, M.A., Rozenraub, Z., 1990: A review of the Levantine basin circulation and its variability during 1985 – 1988. *Dynamics of Atmosphere and Oceans*, 15 (1991), 421 - 456
- Pinardi, N., Masetti, E., 2000: Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modeling: a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158 (2000), 153 -173
- POEM group, 1992: General circulation of the Eastern Mediterranean sea. *Earth – Science Reviews*, 32 (1992), 285 – 309
- Pujol, M. J., Iarnicol, G., 2005: Mediterranean sea eddy kinetic energy variability from 11 years of altimetric data. *Journal of Marine Systems*, 58, 121 – 142
- Robinson, A. R., Golnaraghi, M., Leslie, W. G., Artegiani, A., Hecht, A., Miclelato, A., Sansone, E., Theocharis, A., Unluata, U., 1991: The eastern Mediterranean general circulation: features, structure and variability. *Dynamics of Atmosphere and Oceans*, 15, 215 – 240
- Robinson, A., Golnaraghi, M., 1993: Circulation and dynamics of the eastern Mediterranean Sea; quasi – synoptic data – driven simulations. *Deep Sea Research II*, Vol. 40, No 6, 1207 – 1246
- Robinson, A., Leslie, W., Theocharis, A., Lascaratos, A., 2001: Mediterranean Sea Circulation. In: *Ocean Currents/ Mediterranean Sea Circulation*, RWOS 0376, Indira (editor), Academic Press
- Roether, W., Schlitzer, R., 1991: Eastern Mediterranean deep water renewal on the basis of chlorofluoromethane and tritium data. *Dynamics of Atmosphere and Oceans*, 15, 333 – 354

- Roussenov, V., Stanev, E., Artale, V., Pinardi, N., 1995: A seasonal model of the Mediterranean Sea general circulation. *Journal of Geophysical Research*, 100 (C7), 13515 – 13538
- Said, M. A., Rajkovic, B., 1995: A study of water circulation along the Egyptian Mediterranean coast using a three dimensional numerical model. *Intern. J. Environmental Studies*, 50, 223 – 235
- Said, M., Gerges, M., Maiyza, I., Hussein, M., Radwan, A., 2011: Changes in Atlantic Water characteristics in the south – eastern Mediterranean Sea as a result of natural and anthropogenic activities. *Oceanologia*, 53 (1), 81 – 95
- Taupier – Letage, I. And the EGYPT / EGITTO group, 2007: New elements on the surface circulation in the eastern basin of th Mediterranean. *Rapp. Comm. Int. Mer Medit.*, 38: 204
- Taupier – Letage, I., 2008: On the use of Thermal Images for circulation Studies: Applications to the Eastern Mediterranean Basin. In: *Remote sensing of the European Seas*, edited by: Barale, V. and Gade, M., Springer Verlag, 153 – 164
- Taupier – Letage, I., Millot, C., Fuda, J., Gerin, R., Poulain, P. M., Pennel, R., Beranger, K., Emelianov, M., Font, J., Ben Ismail, S., Sammari, C., 2010: The surface circulation in the eastern basin of the Mediterranean and the impact of the mesoscale eddies. *Rapp. Comm. Int. Mer Medit.*, 39: 189
- Zavatarelli, M., Mellor, G., 1994: A numerical study of the Mediterranean Sea Circulation. *Journal of physical oceanography*, 25, 1384 – 1414
- Zervakis, V., Papadoniou, G., Tzivos, C., Iascatos, A., 2002: Seasonal variability and geostrophic circulation in the Mediterranean as revealed through a repeated XBT transect. *Annales Geophysicae* (2003), 21, 33 – 47