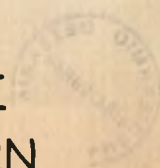




ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ
ΣΧΟΛΗ ΓΕΩΠΟΝΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ



ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΠΟΝΙΑΣ ΙΧΘΥΟΛΟΓΙΑΣ & ΥΔΑΤΙΝΟΥ
ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΑΣ

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Κυκλοφορία Υδάτινων Μαζών στο Κρητικό Πέλαγος

ΛΕΜΠΕΣΗΣ ΓΕΩΡΓΙΟΣ

ΒΟΛΟΣ 2007



**ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ
ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ & ΚΕΝΤΡΟ ΠΛΗΡΟΦΟΡΗΣΗΣ
ΕΙΔΙΚΗ ΣΥΛΛΟΓΗ «ΓΚΡΙΖΑ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ»**

Αριθ. Εισ.: 6787/1

Ημερ. Εισ.: 05-01-2009

Δωρεά: Συγγραφέα

Ταξιθετικός Κωδικός: ΠΤ - ΙΥΠ

2007

ΛΕΜ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΠΟΝΙΑΣ ΙΧΘΥΟΛΟΓΙΑΣ & ΥΔΑΤΙΝΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ	
Αρ. Πρωτοκ.	1013
Ημερομηνία:	18-7-07

Κυκλοφορία Υδάτινων Μαζών στο Κρητικό Πέλαγος

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

1. Α.Ι. Θεοδώρου, Καθηγητής, Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας (επιβλέπων).
2. Π. Παναγιωτάκη, Επίκουρος Καθηγήτρια, Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας.
3. Α. Ψιλοβίκος, Λέκτορας, Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας.

*Στην ιερή μνήμη των προγόνων μου
Νικολάου Ι. Κουλοχέρη και
Γεωργίου Ν. Λεμπέση*

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Οι θερμότερες ευχαριστίες μου απευθύνονται στον κύριο Αθανάσιο Ι. Θεοδώρου, Καθηγητή Ωκεανογραφίας του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας, που υπήρξε επί σειρά ετών πολύτιμος καθοδηγητής και μεταλαμπαδευτής πνεύματος και ήθους.

Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω τη κυρία Παναγιώτα Παναγιωτάκη, Επίκουρο Καθηγήτρια Υδατοκαλλιεργειών του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας, καθώς και τον κύριο Άρη Ψιλοβίκο, Λέκτορα Υδρολογίας του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας, για τη βοήθειά τους και τις πολύτιμες συμβουλές.

Ειδικές ευχαριστίες οφείλονται στη κυρία Μπέλλα Θεοδώρου για τη σημαντική βοήθεια που παρείχε σε πάμπολλες περιπτώσεις.

Ακόμη, θα ήθελα να ευχαριστήσω το συνάδελφο, κύριο Νικόλαο Ζαροκανέλλο, καθώς και τον κύριο Χάρη Παπαχαράλαμπο που στάθηκαν δίπλα μου σαν πραγματικοί φίλοι σε δύσκολες στιγμές.

Ευχαριστώ τους γονείς μου για την υπομονή τους.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω τους κυρίους Θέμη Καίσαρη και Πέτρο Μαυρογιαννίδη για τη ραδιοφωνική τους παρέα· χωρίς τη ψυχολογική και πνευματική τόνωση που παρείχαν κατά την εκπόνηση της παρούσας διατριβής, δεν γνωρίζω αν θα είχα επιβιώσει.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΜΕΡΟΣ Ι - ΕΙΣΑΓΩΓΗ	7
I.1. Γεωγραφική θέση - Μορφολογία	7
I.2. Κλιματικά χαρακτηριστικά	11
I.3. Εισαγωγή στην υδρολογία της περιοχής	15
I.4. Υδάτινες μάζες	17
I.5. Σύνοψη των όλων ερευνητικών πλόων από τους οποίους παρουσιάζονται αναλυτικά αποτελέσματα	21
ΜΕΡΟΣ ΙΙ - ΣΥΝΤΟΜΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΝΑΔΡΟΜΗ ΤΩΝ ΕΡΕΥΝΩΝ ΣΤΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΚΡΗΤΙΚΟΥ ΠΕΛΑΓΟΥΣ ΑΠΟ ΤΙΣ ΑΡΧΕΣ ΤΟΥ 20^{ΟΥ} ΑΙΩΝΑ ΕΩΣ ΤΟ 1986	24
ΜΕΡΟΣ ΙΙΙ - ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ ΥΔΑΤΙΝΩΝ ΜΑΖΩΝ ΣΤΟ ΚΡΗΤΙΚΟ ΠΕΛΑΓΟΣ ΚΑΤΑ ΤΗ ΠΕΡΙΟΔΟ 1986-1987 ΣΤΑ ΠΛΑΙΣΙΑ ΤΩΝ ΕΡΕΥΝΩΝ ΤΟΥ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΟΣ ΡΟΕΜ	28
III.1. ΡΟΕΜ-01-86, Μάρτιος 1986	28
III.2. ΡΟΕΜ-02-86, Μάρτιος/Απρίλιος 1986	30
III.3. ΡΟΕΜ-03-86, Νοέμβριος/Δεκέμβριος 1986	34
III.4. ΡΟΕΜ-04-87, Μάρτιος/Απρίλιος 1987	38
III.5. ΡΟΕΜ-05-87, Σεπτέμβριος/Οκτώβριος 1987	43
III.6. Επιπρόσθετα ευρήματα του διεθνούς προγράμματος ΡΟΕΜ	49
III.6.1. Αντικυκλώνας Ιεράπετρα	50
III.6.2. Υδάτινες μάζες Κρητικής προελεύσεως αποκαλύπτονται νοτίως της Κρήτης από τις έρευνες του πλόα Meteor 5/6 το καλοκαίρι του 1987	50
III.7. Σύνοψη των ευρημάτων του προγράμματος ΡΟΕΜ	54
ΜΕΡΟΣ ΙV - ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΑ ΤΟΥ ΚΡΗΤΙΚΟΥ ΠΕΛΑΓΟΥΣ ΤΗ ΠΕΡΙΟΔΟ 1987-1992 ΣΤΑ ΠΛΑΙΣΙΑ ΤΩΝ ΕΡΕΥΝΩΝ ΤΩΝ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΩΝ GOIN ΚΑΙ ΡΟΕΜ-BC	55
IV.1. Οι έρευνες του προγράμματος GOIN (1987-1990)	55
IV.2. Οι έρευνες του προγράμματος ΡΟΕΜ-BC (1991)	57
IV.3. Ταυτόχρονες έρευνες στη περιοχή του Κρητικού Πελάγους (1989-1992)	62
ΜΕΡΟΣ V - ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ ΥΔΑΤΙΝΩΝ ΜΑΖΩΝ ΣΤΟ ΚΡΗΤΙΚΟ ΠΕΛΑΓΟΣ ΚΑΤΑ ΤΗ ΠΕΡΙΟΔΟ 1994-1995 ΣΤΑ ΠΛΑΙΣΙΑ ΤΩΝ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΩΝ PELAGOS, CINCS ΚΑΙ ΡΟΕΜ-BC	64
V.1. Οι έρευνες του προγράμματος PELAGOS (1994-1995)	64
V.1.1. Σύνθεση της Κυκλοφορίας και της Υδρογραφίας του Κρητικού Πελάγους και των στενών του Κρητικού Τόξου κατά τη περίοδο από το Μάρτιο του 1994 έως τον Ιανουάριο του 1995	65
V.1.1.1. PELAGOS – I, Μάρτιος 1994	65
V.1.1.2. PELAGOS – II, Ιούνιος 1994	78

V.1.1.3. PELAGOS – III, Σεπτέμβριος 1994	87
V.1.1.4. PELAGOS – IVb, Ιανουάριος 1995	95
V.1.1.5. Συμπεράσματα	102
V.1.2. Ροές των υδάτινων μαζών διαμέσου των στενών του Κρητικού Τόξου κατά τη περίοδο από το Μάρτιο του 1994 έως τον Ιούλιο του 1995	105
V.1.2.1. Δεδομένα των ρευματογράφων και εκροή του Κρητικού Βαθιού Νερού - CDW	106
V.1.2.2 Δεδομένα ταχυτήτων ADCP	111
V.1.2.3. Συνολικές ροές	115
V.1.2.4. Συμπεράσματα	118
V.1.3. Χημικοί και βιολογικοί παράμετροι	119
V.2. Οι έρευνες στα πλαίσια του πειράματος CINCS	120
V.2.1. Κυκλοφορία υδάτινων μαζών	122
V.2.2. Υδάτινες μάζες	122
V.3. Η μεγάλη επιρροή της εκροής βαθιών πυκνών υδάτινων μαζών από το Κρητικό Πέλαγος προς τη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου αποκαλύπτεται στα πλαίσια του πλδσ ΜΕΤΕΟΡ (M31/1) τον Ιανουάριο του 1995 στα πλαίσια του προγράμματος ΡΟΕΜ-BC	128
ΜΕΡΟΣ VI - ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ ΥΔΑΤΙΝΩΝ ΜΑΖΩΝ ΣΤΟ ΚΡΗΤΙΚΟ ΠΕΛΑΓΟΣ ΚΑΤΑ ΤΗ ΠΕΡΙΟΔΟ 1997-1999 ΣΤΑ ΠΛΑΙΣΙΑ ΤΩΝ ΕΡΕΥΝΩΝ ΤΟΥ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΟΣ MATER	133
VI.1. Η υδρολογία των στενών των Αντικυθήρων και της Κάσσου τη περίοδο από τον Ιούνιο του 1997 έως το Μάιο του 1998	133
VI.1.1. Κυκλοφορία των υδάτινων μαζών	133
VI.1.2. Η υδρολογία και οι υδάτινες μάζες στα στενά	137
VI.1.3. Βαθιά ρεύματα και εκροή CDW	141
VI.2. Υδρολογία και κυκλοφορία των υδάτινων μαζών του Κρητικού Πελάγους κατά τη περίοδο 1998-1999	143
VI.2.1. Κυκλοφορία των υδάτινων μαζών	143
VI.2.2. Υδρολογικά χαρακτηριστικά	147
VI.2.3. Οι υδάτινες μάζες που προέρχονται από το Κρητικό Πέλαγος στην Ανατολική Μεσόγειο	150
ΜΕΡΟΣ VII - ΣΥΖΗΤΗΣΗ ΠΕΡΙ ΤΩΝ ΑΙΤΙΩΝ ΠΟΥ ΠΡΟΚΑΛΕΣΑΝ ΤΗΝ ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΟΥ ΚΡΗΤΙΚΟΥ ΠΕΛΑΓΟΥΣ ΤΗ ΠΕΡΙΟΔΟ 1987-1994 - ΚΑΤΑΚΛΕΙΔΑ	154
ΜΕΡΟΣ VIII - ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΗΣ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑΣ ΤΩΝ ΥΔΑΤΙΝΩΝ ΜΑΖΩΝ ΤΟΥ ΚΡΗΤΙΚΟΥ ΠΕΛΑΓΟΥΣ	159
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	161

ΜΕΡΟΣ Ι - ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Ι.1. Γεωγραφική θέση - Μορφολογία

Το Κρητικό Πέλαγος βρίσκεται βόρεια της νήσου Κρήτης, που μαζί με τις νήσους Κύθηρα, Αντικύθηρα, Κάσσο, Κάρπαθο και Ρόδο (Εικόνα Ι.1.3) αποτελούν το "Κρητικό Τόξο", τμήμα του "Ελληνικού Τόξου", που με τη σειρά του αποτελεί τμήμα του "Δειναροταυρικού Τόξου" (Εικόνα Ι.1.1), όπως καλούμε το ύψωμα του φλοιού της Γης που ξεκινά από την Κεντρική Ευρώπη και τις Δειναρικές Άλπεις, διασχίζει τον κεντρικό Ελλαδικό χώρο (οροσειρά της Πίνδου) και καταλήγει στα όρη του Ταύρου στην νοτιοανατολική Τουρκία.



Εικόνα Ι.1.1 Το Δειναροταυρικό Τόξο.

Πρόκειται για λεκάνη οπισθοτόξου (ή οπισθοτάφρος), η οποία βρίσκεται ακριβώς βόρεια του ορίου σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών της Ευρασίας και της Αφρικής (Εικόνα Ι.1.2) και το πέλαγος υπέρκειται ηπειρωτικού φλοιού που έχει υποστεί εφελκυσμό και όχι ωκεάνιου, γεγονός που εξηγεί τα μεγαλύτερα βάθη σε σχέση με το κεντρικό και βόρειο Αιγαίο Πέλαγος, τα οποία όμως είναι αρκετά μικρότερα σε σχέση με τα τυπικά ωκεάνια.

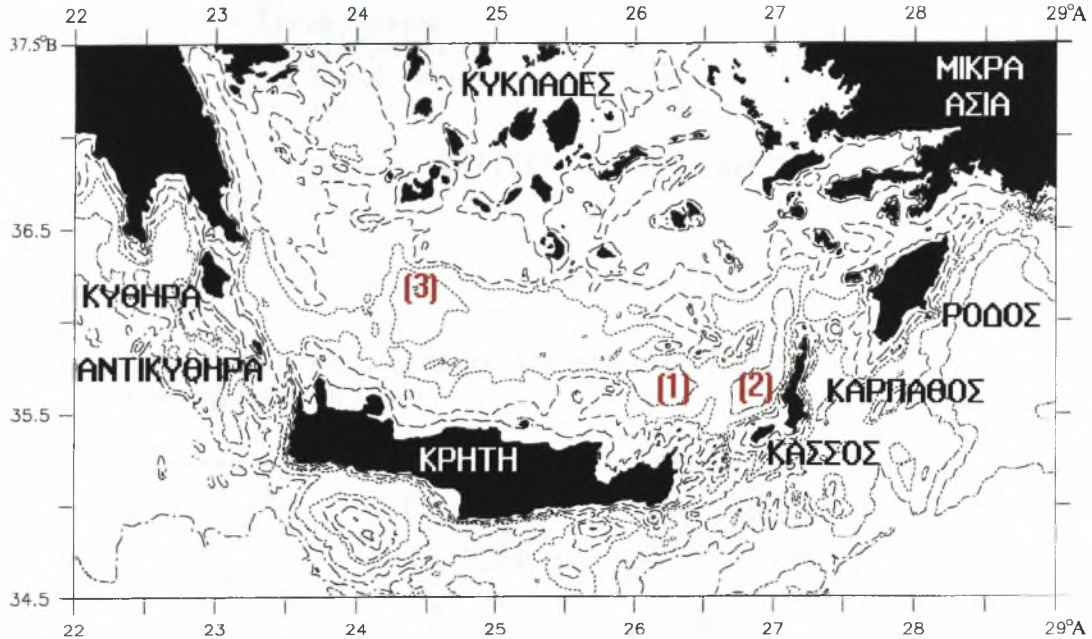
Το Κρητικό Πέλαγος βρίσκεται μεταξύ των μεσημβρινών $23^{\circ}00' \text{Α}$ και $27^{\circ}30' \text{Α}$ και των παραλλήλων $35^{\circ}00' \text{Β}$ και $37^{\circ}00' \text{Β}$ και αποτελεί την μεγαλύτερη σε βάθος και όγκο λεκάνη του Αιγαίου Πελάγους. Ο όγκος του εκτιμάται περίπου 45.000 km^3 (Gertman & Ρορον, 1989). Εκτείνεται νότια του υψιπέδου των Κυκλάδων Νήσων, που οριοθετείται από την ισοβαθή των 400m και βόρεια της υφαλοκρηπίδας της νήσου Κρήτης



Εικόνα Ι.1.2 Τα βασικά γεωλογικά χαρακτηριστικά του Ελλαδικού χώρου (α) και σχηματική αναπαράσταση τους σε μεσημβρινή τομή (β) [Παπανικολάου Δ., 1998, (τα σχήματα αντλήθηκαν από το διαδικτυακό τόπο: <http://www.oasp.gr/default.asp?l1=3&l2=1#F>)].

που οριοθετείται στα 5 ναυτικά μίλια βόρεια των βόρειων ακτών της. Πρόκειται για μία σύνθετη λεκάνη με μέσο βάθος 1000m στην οποία ξεχωρίζουν δύο περιοχές όπου το βάθος μεγιστοποιείται έως 2295m βόρεια του ανατολικού άκρου της νήσου Κρήτης (26,25°Α - 35,5°Β) και

έως 2561m ανατολικά της νήσου Κάρπαθος (27°Α - 35,75°Β). Αξιοσημείωτη είναι ακόμη μία περιοχή στο κεντρικό Κρητικό Πέλαγος (24,5°Α - 36°Β) όπου παρατηρούμε ένα ύψωμα του πυθμένα και ελάττωση των βαθών έως 569m (Εικόνα Ι.1.3).

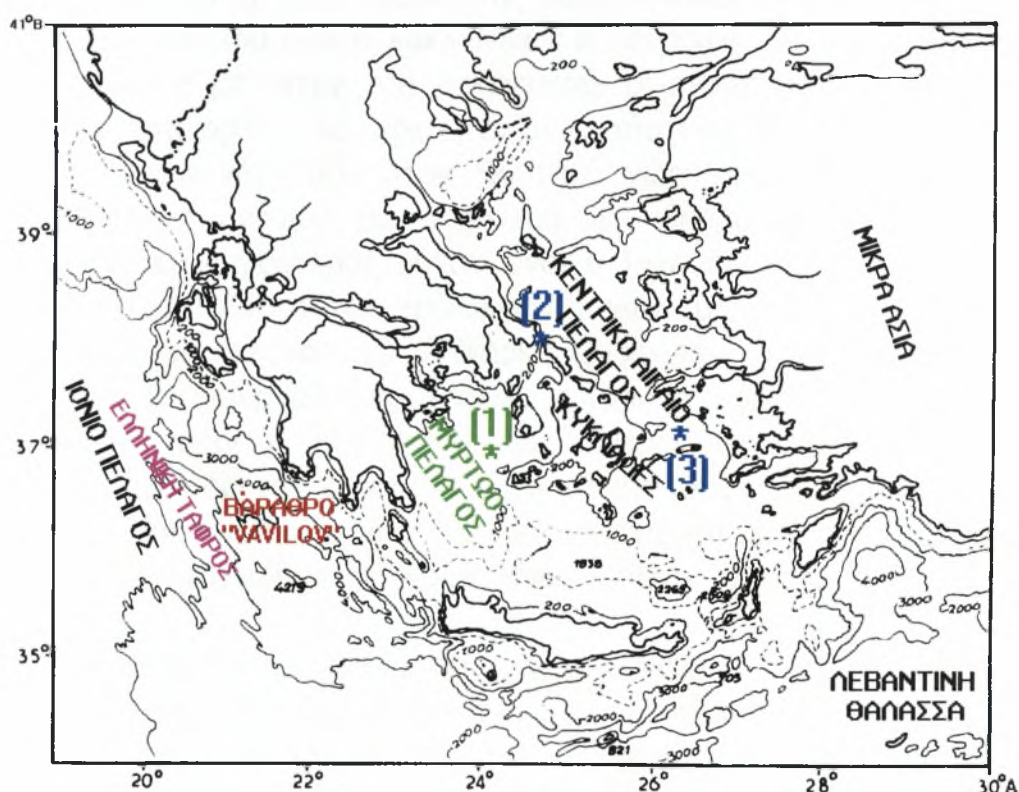


Εικόνα Ι.1.3 Βαθυμετρικός χάρτης του Κρητικού Πελάγους και των γειτονικών περιοχών. (1),(2): Μέγιστα βάθη 2295m και 2561m αντίστοιχα. (3): Ελάττωση του βάθους έως 569m. Οι ισοβαθείς είναι: — — των 200m, - - - - των 600m, ····· των 1000m, - · - · - των 2000 και — · — των 3000m.

Το Κρητικό Πέλαγος επικοινωνεί στα ανατολικά με την Λεβαντινή Θάλασσα (2000-3000m συνήθη βάθη) διαμέσου των στενών της Κάσσου (~65km πλάτος, ~1000m βάθος κατωφλίου), της Καρπάθου (~40km πλάτος, ~850m βάθος κατωφλίου) και της Ρόδου (~15km πλάτος, ~350m βάθος κατωφλίου) (Εικόνα Ι.1.4). Στα δυτικά επικοινωνεί με το Ιόνιο Πέλαγος [2000-4000m συνήθη βάθη, μέγιστο βάθος 5121m στο βάραθρο "Vavilon" (Εικόνα Ι.1.5) στην **Ελληνική τάφρο**] διαμέσου των στενών των Αντικυθήρων (~30km πλάτος, ~700m βάθος κατωφλίου), των Κυθήρων (~35km πλάτος, ~160m βάθος κατωφλίου) και της Ελαφονήσου (~10km πλάτος, ~180m βάθος κατωφλίου) (Εικόνα Ι.1.4). Στα βορειοδυτικά γειτνιάζει σε βάθη της τάξης των 600m με το λιγότερο βαθύ Μυρτώο Πέλαγος (μέγιστο βάθος 1145m) (Εικόνα Ι.1.5), ο ρόλος του οποίου όμως είναι σημαντικός διότι συνδέει το Κρητικό Πέλαγος με το κεντρικό Αιγαίο μέσω του διαύλου μεταξύ των νήσων Εύβοιας και Άνδρου (~11km πλάτος, ~200m βάθος κατωφλίου) (Εικόνα Ι.1.5) και άλλων



Εικόνα Ι.1.4 Οι δίαυλοι επικοινωνίας του Κρητικού Πελάγους με την Λεβαντινή Θάλασσα και το Ιόνιο Πέλαγος.



Εικόνα Ι.1.5 Επικοινωνία του Κρητικού Πελάγους με το Κεντρικό Αιγαίο Πέλαγος διαμέσου του Μυρτώου Πελάγους και του στενού της Άνδρου [* (2)], και διαμέσου των Κυκλάδων Νήσων και Μικράς Ασίας [* (3)].
* (1): μέγιστο βάθος Μυρτώου Πελάγους, 1145m.

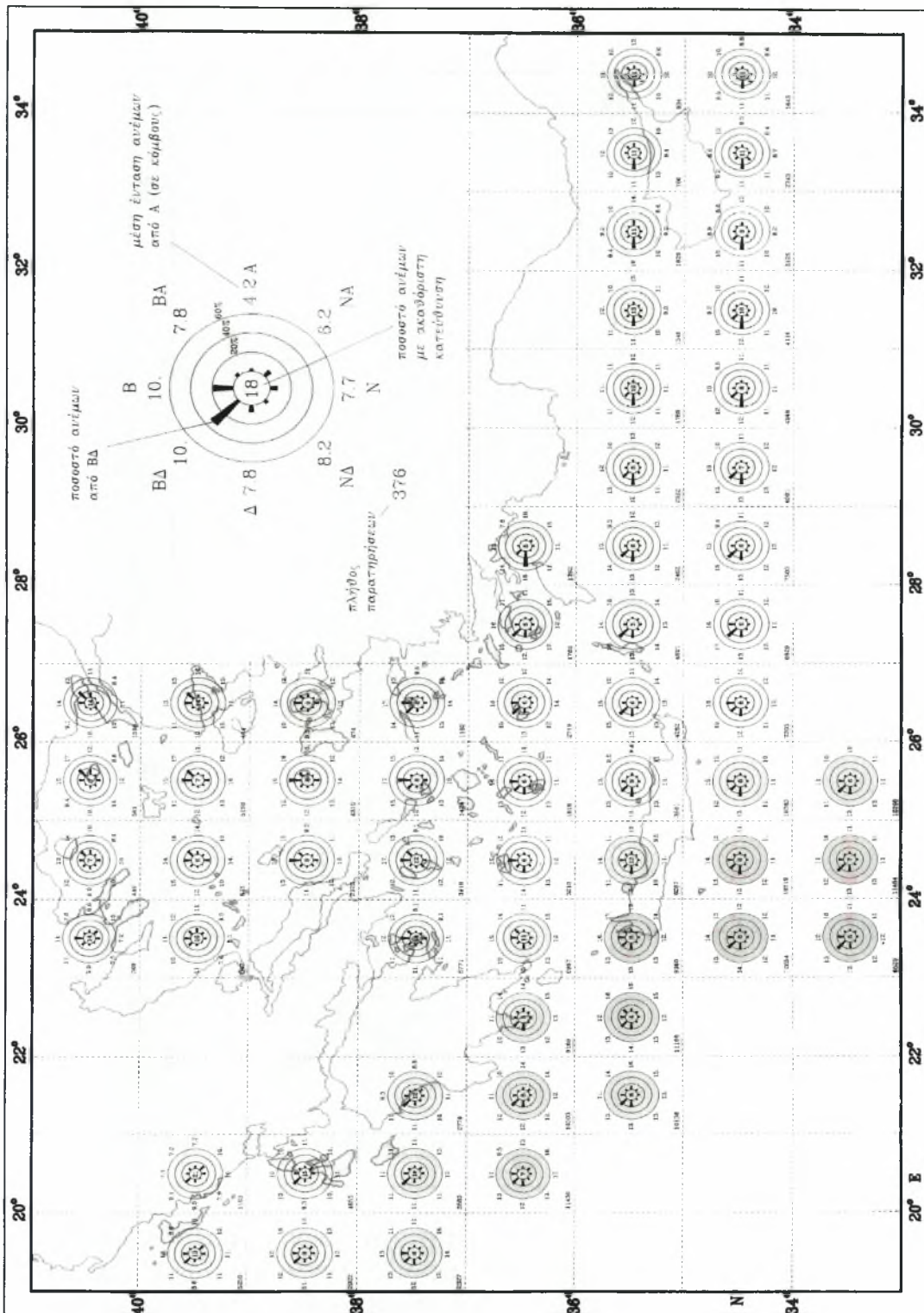
περασμάτων μέσα από το υψίπεδο των Κυκλάδων Νήσων. Τέλος, στα βορειοανατολικά το Κρητικό Πέλαγος συνδέεται με το κεντρικό Αιγαίο Πέλαγος με το πέρασμα ανάμεσα από τις Κυκλάδες και τις δυτικές ακτές της Μικράς Ασίας (Εικόνα Ι.1.5).

Ι.2. Κλιματικά χαρακτηριστικά

Κατά μέσο όρο ετησίως το Κρητικό Πέλαγος παρουσιάζει αρνητικό θερμικό ισοζύγιο (απώλειες 10-20W/m²) με επικρατούντες τους βόρειους-βορειοδυτικούς ανέμους, με εξαίρεση το φθινόπωρο, οπότε και επικρατούν μικρότερης έντασης νότιοι (Εικόνα Ι.2.1). Η μέση ετήσια ταχύτητα των ανέμων είναι 10-13 κόμβοι (Εικόνα Ι.2.2). Η διακύμανση των θερμοκρασιών του αέρα από χειμώνα σε καλοκαίρι είναι ιδιαίτερα μεγάλη. Η εξάτμιση υπερέχει των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων και των απορροών των ποταμών. Η υγρασία του αέρα είναι χαμηλή εξαιτίας των ξηρών βόρειων ανέμων που επικρατούν (Theocharis *et al.*, 1993).

Κατά το χειμώνα, οι εναλλαγές κυκλωνικής και αντικυκλωνικής δραστηριότητας είναι συχνές, με συνέπεια την εξαιρετική αστάθεια του καιρού, με απότομες μεταβολές της θερμοκρασίας και συχνές πτώσεις βροχής στα πλαίσια βίαιων κυκλωνικών καταιγίδων. Αυτό οφείλεται είτε στην διέλευση μετώπων του Ατλαντικού, οι αέριες μάζες των οποίων ψύχονται στα ορεινά και έρχονται σε κατάσταση υπερκορεσμού, είτε εξαιτίας της συνάντησης στον Ελληνικό χώρο ψυχρών βόρειων και βορειοδυτικών ανέμων με υγρότερα και θερμότερα ατμοσφαιρικά στρώματα. Ο ψυχρότερος μήνας είναι ο Ιανουάριος και ακολουθεί ο Φεβρουάριος. Το κρύο των χειμερινών μηνών όμως, διακόπτεται συχνά από περιόδους καλοκαιρίας με διαρκή ηλιοφάνεια, νηνεμία, σημαντική άνοδο της θερμοκρασίας και επομένως μείωση της σχετικής υγρασίας (Αλκυονίδες μέρες). Η ένταση των ανέμων είναι ισχυρότερη τη χειμερινή περίοδο του έτους και η επίπτωσή τους στην υδάτινη στήλη είναι σημαντική καθώς ευνοεί την έντονη ανάμιξη και την τροποποίηση των χαρακτηριστικών του νερού λόγω έντονης απώλειας θερμότητας και εξάτμισης.

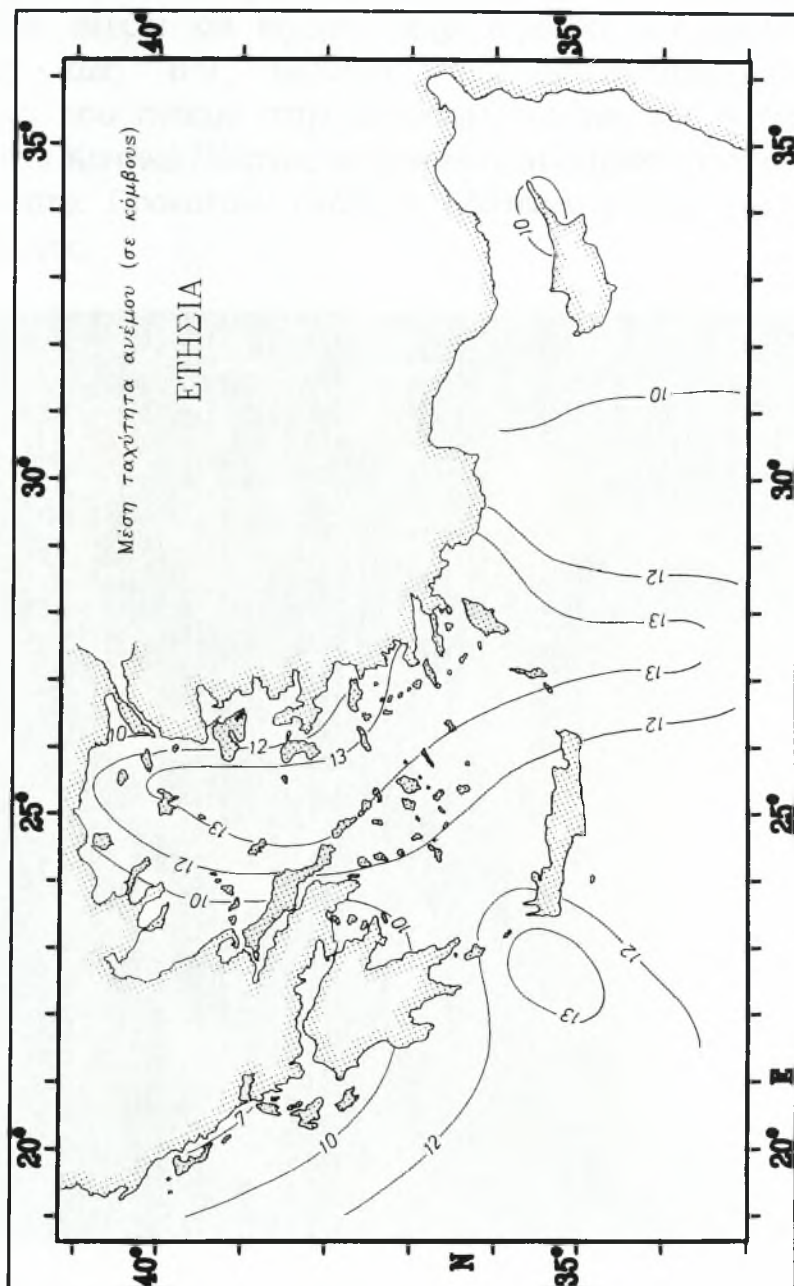
Την άνοιξη, τον μήνα Μάρτιο οι χειμερινές συνθήκες εξακολουθούν να υφίστανται. Τον μήνα Απρίλιο, η ατμοσφαιρική διαύγεια είναι εξαιρετική, λόγω της μικρής απόλυτης υγρασίας. Τον μήνα Μάιο έχουμε την μείωση των υφέσεων και την εμφάνιση βόρειων ανέμων (πρόδρομοι Ετησίων ή Μελτέμια) που, καθώς προέρχονται από τις ηπειρωτικές εκτάσεις της Ευρώπης είναι φτωχοί σε υδρατμούς και με τη διαδοχική θέρμανσή τους απομακρύνονται ακόμη περισσότερο από το σημείο κορεσμού τους, συντελώντας στην ανομβρία της θερινής περιόδου. Στην αρχή του μήνα δεν αποκλείεται η κάθοδος ψυχρών μαζών, εξαιτίας της ύπαρξης χαμηλών πιέσεων στην νοτιοανατολική Μεσόγειο και αντικυκλωνικών κέντρων στην βόρεια και βορειοδυτική Ευρώπη (Σιβηρικός Αντικυκλώνας). Ενίοτε, οι παραπάνω άνεμοι διακόπτονται



Εικόνα Ι.2.1 Ετήσια κατευθυντική κατανομή ταχυτήτων ανέμου του Αιγαίου Πελάγους, του ανατολικού Ιονίου Πελάγους και της βορειοδυτικής Λεβαντινής Θάλασσας (Αθανασούλης Γ.Α. & Σκαρσουλής Ε.Κ., 1992).

από νότιους και ανατολικούς που αναπτύσσονται στο Κρητικό Πέλαγος εξαιτίας της αργής μετακίνησης του κυκλωνικού Ατλαντικού συστήματος

προς την Ανατολική Μεσόγειο.



Εικόνα Ι.2.2 Μέση ετήσια ταχύτητα ανέμων (σε κόμβους) του Αιγαίου Πελάγους, του ανατολικού Ιονίου Πελάγους και της βορειοδυτικής Λεβαντινής Θάλασσας (Αθανασούλης Γ.Α. & Σκαρσουλής Ε.Κ., 1992).

Το καλοκαίρι οι καιρικές συνθήκες σταθεροποιούνται και οι λίγες βροχοπτώσεις οφείλονται στην ανύψωση των χαμηλότερων υγρών ατμοσφαιρικών μαζών. Η θερμοκρασία των θερινών μηνών, ιδίως από τα μέσα Ιουλίου έως τα μέσα Αυγούστου είναι πολύ υψηλή. Τούτη την περίοδο ενεργοποιούνται οι άνεμοι που καλούνται Ετήσιοι ή Μελτέμια

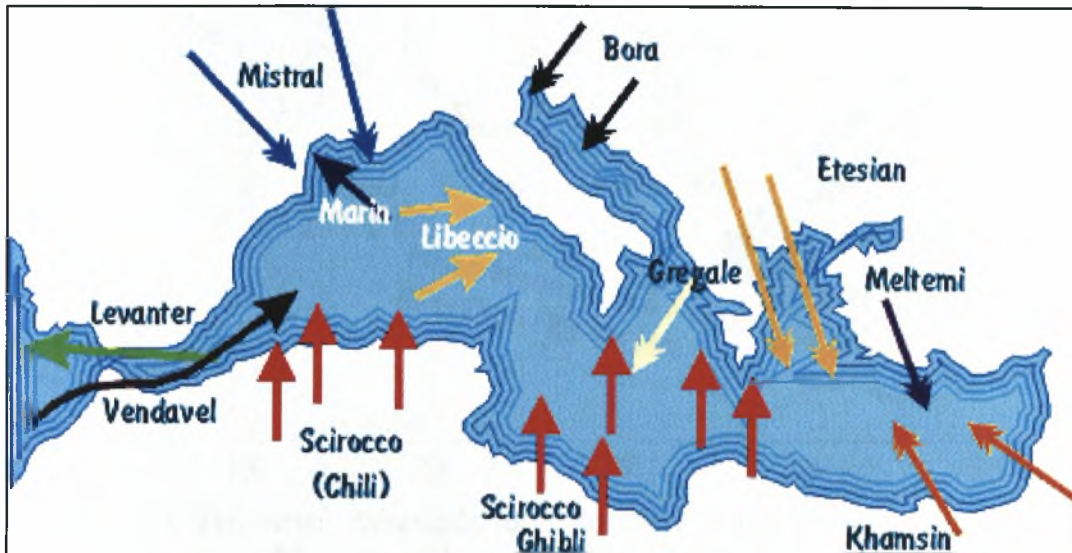
(Etesians) λόγω της ύπαρξης ενός βαρομετρικού χαμηλού στην Ανατολική Μεσόγειο και ενός υψηλού πάνω από τα Βαλκάνια (Εικόνα Ι.2.3). Είναι θερμοί και ισχυροί μέχρι σφοδροί και θυελλώδεις, με ταχύτητες έως 8-9 Beaufort, βορειοανατολικής-βορειοδυτικής διεύθυνσης, που πνέουν στην ανατολική λεκάνη της Μεσογείου και ιδιαίτερα στο Κρητικό Πέλαγος με μεγαλύτερη συχνότητα τον Ιούλιο και τον Αύγουστο. Προκαλούν ανάδυση υδάτινων μαζών στο ανατολικό Αιγαίο Πέλαγος.



Εικόνα Ι.2.3 Σχηματική αναπαράσταση του μηχανισμού λειτουργίας των Ετησίων (Μελτέμια) ανέμων (Etesians). (Η εικόνα αντλήθηκε από το διαδικτυακό τόπο: <http://en.wikipedia.org/wiki/Etesian>).

Το φθινόπωρο, παρά την σημαντική πτώση της θερμοκρασίας, ο καιρός είναι εξαιρετικά ήπιος στο Κρητικό Πέλαγος και τις πρώτες βροχές διαδέχονται μεγάλες περιόδους καλοκαιρίας. Τους πρώτους δύο μήνες του φθινοπώρου επικρατούν νότιοι άνεμοι, όπως ο Σιρόκος (Scirocco), που είναι θερμός και ξηρός, προέρχεται από την βόρεια Αφρική και έχει βόρεια-βορειοανατολική κατεύθυνση (Εικόνα Ι.2.4).

Προς τα τέλη του φθινοπώρου, οι καιρικές συνθήκες χειροτερεύουν και παρατηρούνται βίαιες καταιγίδες. Κατόπιν, επικρατούν πάλι οι βόρειοι άνεμοι και εισερχόμαστε στην χειμερινή περίοδο.

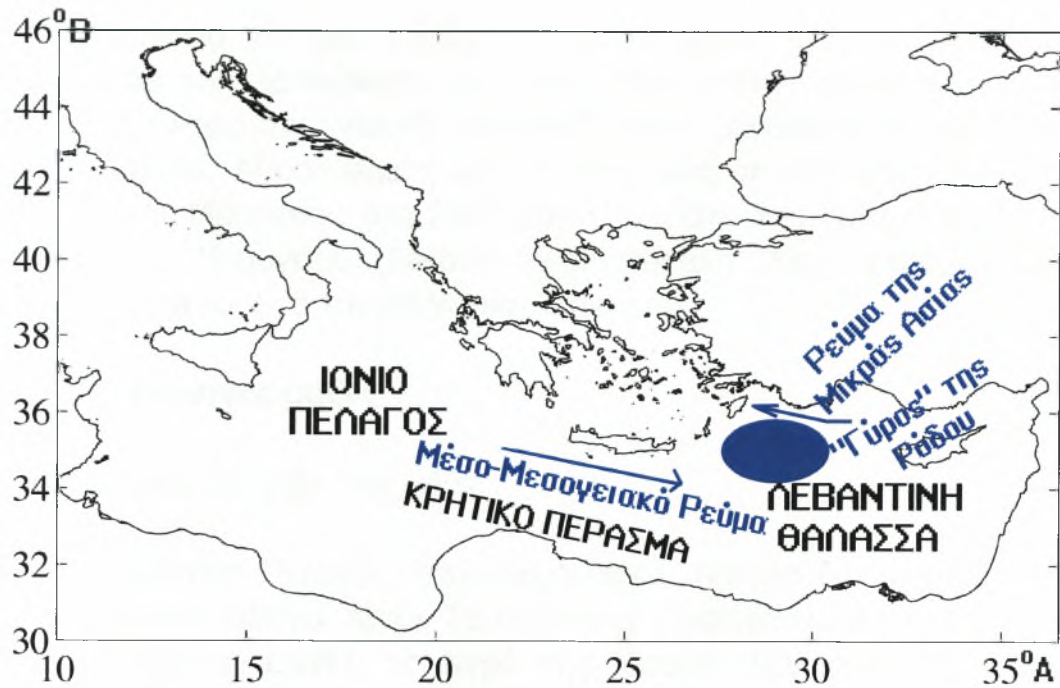


Εικόνα Ι.2.4 Σχηματική αναπαράσταση τοπικών εποχιακών ανέμων της Μεσογείου. (Η εικόνα αντλήθηκε από το διαδικτυακό τόπο:

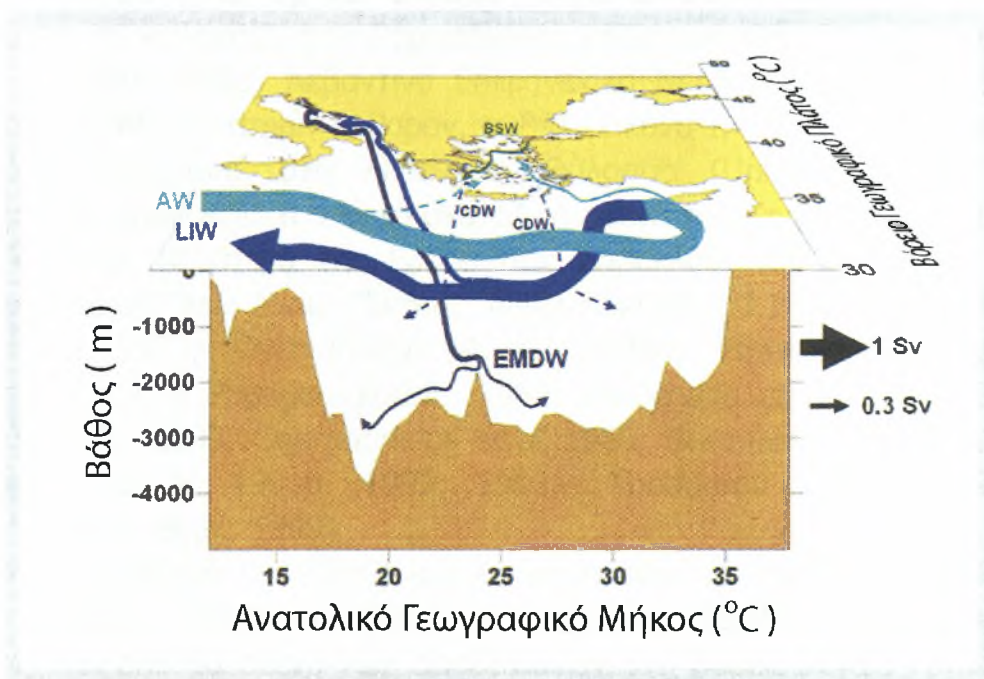
http://1vachtua.com/Medit-marinas/Mediterranean_Sailing/mediterranean_winds.shtm).

Ι.3. Εισαγωγή στην υδρολογία της περιοχής

Η υδρολογία και η κυκλοφορία της Μεσογείου είναι σε γενική κλίμακα γνωστή εδώ και περίπου τρεις δεκαετίες. Συγκεκριμένα, όλη η Μεσόγειος και ειδικότερα στο ανατολικό της τμήμα, αποτελείται από λεκάνες συγκέντρωσης υδάτινων μαζών (Hopkins, 1978). Χαμηλής αλατότητας επιφανειακά νερά που προέρχονται από τον Ατλαντικό ωκεανό (Modified Atlantic Water, MAW) εισέρχονται και διατρέχουν όλη τη λεκάνη της Μεσογείου φτάνοντας μέσω του στενού της Σικελίας μέχρι την Ανατολική Μεσόγειο (Manzella *et al.*, 1988). Έπειτα, εν μέρει κινούνται προς τα βόρεια και εν μέρει προς τα ανατολικά (Theodorou, 1990; Malanotte-Rizzoli *et al.*, 1997). Όταν φτάνουν την περιοχή του Κρητικού Περάσματος, νότια της Κρήτης, ενσωματώνονται στο Μέσο-Μεσογειακό Ρεύμα (Mid-Mediterranean Jet, MMJ) (Robinson *et al.*, 1991), το οποίο τα προωθεί ανατολικότερα, στο χώρο της Λεβαντινής Θάλασσας (The POEM Group, 1992) (Εικόνα 1.3.2). Εκεί, και συγκεκριμένα στο βορειοδυτικό τμήμα Λεβαντινής Λεκάνης (Εικόνα Ι.3.1), όπου εδρεύει ο "Γύρος" της Ρόδου, δημιουργείται λόγω έντονης εξάτμισης και ψύχρανσης κατά τη χειμερινή περίοδο ο κυρίως όγκος του



Εικόνα Ι.3.1 Σχηματική αναπαράσταση κάποιων σημαντικών στοιχείων της κυκλοφορίας των υδάτινων μαζών της Ανατολικής Μεσογείου.



Εικόνα Ι.3.2 Σχηματική αναπαράσταση της συνήθους γενικής κυκλοφορίας της Ανατολικής Μεσογείου. Το πάχος των βελών δηλώνει το μέγεθος της μεταφοράς σε Sverduprs ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{sec} \approx 31500 \text{ km}^3/\text{yr}$) (Zervakis *et al.*, 2005).

υδάτινου τύπου του Λεβαντινού Ενδιάμεσου Νερού (Levantine Intermediate Water, LIW), μεγάλης αλατότητας (Özturgut, 1976). Το νερό αυτό βυθίζεται στα 300m και ταξιδεύοντας προς τα δυτικά όλη

την Μεσόγειο (Εικόνα Ι.3.2), τελικά εξέρχεται από το στενό του Γιβραλτάρ και εξαπλώνεται σε βάθος 1500m στον Ατλαντικό Ωκεανό δημιουργώντας την γνωστή "γλώσσα" νερού μεγάλης αλατότητας που παρατηρείται. Αξιοσημείωτη είναι η παρουσία σε όλη την λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου στα βαθύτερα στρώματα του Βαθιού Νερού της Ανατολικής Μεσογείου (Eastern Mediterranean Deep Water, EMDW), που προέρχεται από την Αδριατική Θάλασσα.

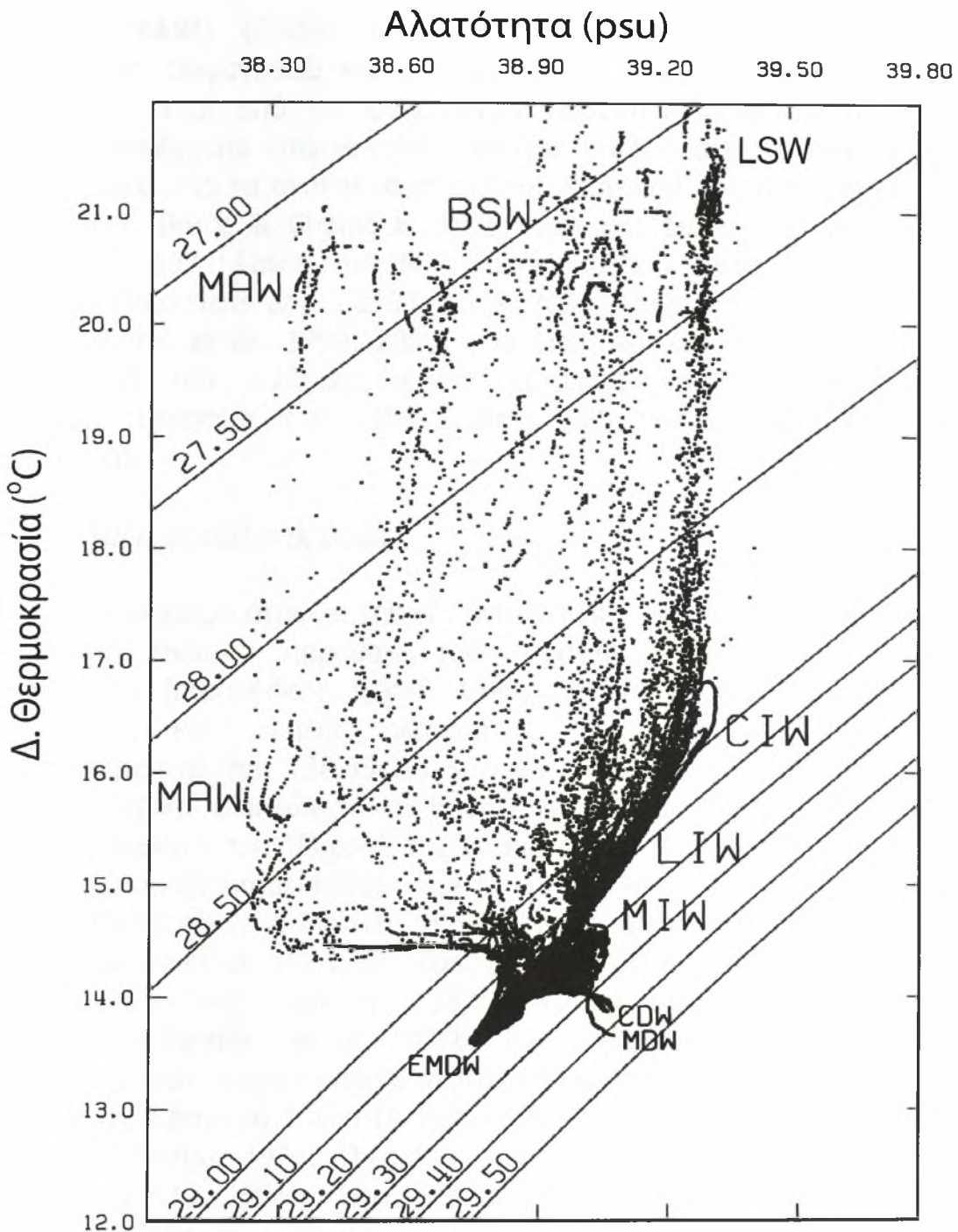
Ι.4. Υδάτινες μάζες

Επιφανειακές υδάτινες μάζες

Στο Κρητικό Πέλαγος, στο επιφανειακό στρώμα διακρίνονται τρεις διαφορετικοί υδάτινοι τύποι. Το Λεβαντινό Επιφανειακό Νερό (Levantine Surface Water, **LSW**), το Νερό της Μαύρης Θάλασσας (Black Sea Water, **BSW**) και το Τροποποιημένο Ατλαντικό Νερό (Modified Atlantic Water, **MAW**).

Το θερμό (>16°C) και αλμυρό (39,15-39,20psu με μέγιστο έως 39,5psu το καλοκαίρι στη βορειοδυτική Λεβαντινή Θάλασσα και γύρω από τη νήσο Ρόδο) Λεβαντινό Επιφανειακό Νερό (Levantine Surface Water, **LSW**) (Gertman & Popov, 1989) (Εικόνα Ι.4.1) είναι παράγωγο έντονης εξάτμισης στη Λεβαντινή Θάλασσα (Unluata, 1986) και εισέρχεται επιφανειακά από τα ανατολικά στενά του Κρητικού Τόξου και κυρίως από το στενό της Ρόδου σαν παρακλάδι του Ρεύματος της Μικράς Ασίας (Asia Minor Current, AMC) (Εικόνες Ι.3.1-2) (Accerboni & Grancini, 1972; Onchinnikov *et al.*, 1976b; Papageorgiou 1986; Lascaratos A. & Papageorgiou E., 1987; Theocharis *et al.*, 1986, 1987, 1993, 1999, 2002; Georgopoulos *et al.*, 1989; Gertman & Popov 1989; Zodiatis 1991a, 1991b, 1992, 1993a, Theodorou *et al.*, 1997a; Kontoyiannis *et al.*, 1999).

Το ψυχρότερο (~15,5°C) και λιγότερο αλμυρό (38,8-39psu) Νερό της Μαύρης Θάλασσας (Black Sea Water, **BSW**) (Εικόνα Ι.4.1) εισέρχεται από το στενό των Δαρδανελίων στο Βόρειο Αιγαίο (Unluata 1986; Theocharis & Georgopoulos 1993) και από εκεί στο Κρητικό Πέλαγος μέσω περασμάτων στις Κυκλάδες Νήσους και του Μυρτώου Πελάγους (Lacombe *et al.*, 1958, την θερινή περίοδο). Απαντάται συνήθως υποεπιφανειακά (25-100m) κυρίως στο δυτικό Κρητικό Πέλαγος και ενίοτε νότια έως τα δυτικά στενά του Κρητικού Τόξου (Onchinnikov *et al.*, 1976a,b; Zodiatis 1991a, 1991b, 1993a; Theocharis *et al.*, 1993, 1999, 2002; Gertman & Popov, 1989; Theodorou *et al.*, 1997a; Kontoyiannis *et al.*, 1999, 2005).



Εικόνα Ι.4.1 Ενδεικτικό συγκεντρωτικό διάγραμμα θ/S από πλόα (PELAGOS-II, Ιούνιος 1994) στο Κρητικό Πέλαγος και τη γειτονική περιοχή του Ιονίου Πελάγους (Theocharis *et al.*, 1999). MAW (Modified Atlantic Water), BSW (Black Sea Water), LSW (Levantine Surface Water), LIW (Levantine Intermediate Water), CIW (Cretan Intermediate Water), MIW (Mirtoan Intermediate Water), CDW (Cretan Deep Water), MDW (Mirtoan Deep Water), EMDW (Eastern Mediterranean Deep Water).

Το ελαφρώς ψυχρότερο (14,5-15,5°C) και χαμηλής αλατότητας (38,68-38,9psu) Τροποποιημένο Ατλαντικό Νερό (Modified Atlantic

Water, **MAW**) (Εικόνα I.4.1) αναγνωρίζεται από την ελάχιστη αλατότητα επιφανειακά και υποεπιφανειακά (<200m), καθώς συχνά υπερκαλύπτεται από το ελαφρύτερο Λεβαντινό Επιφανειακό Νερό (LSW). Εισέρχεται στο Κρητικό Πέλαγος κυρίως από τα δυτικά και σπανιότερα από τα ανατολικά στενά του Κρητικού Τόξου (Lacombe *et al.*, 1958; Bruce & Charnock, 1965; Özturgut 1976; Hopkins 1978; Roufogalis 1974; Lascaratos 1986; Zodiatis 1991a, 1991b, 1992, 1993a, 1993b; Theocharis *et al.*, 1993, 1999, 2002; Theodorou *et al.*, 1997a; Kontoyiannis *et al.*, 1999, 2005) από όπου και εξαπλώνεται προς το εσωτερικό του πελάγους, ενίοτε καταλαμβάνοντας αξιοσημείωτες εκτάσεις (Lacombe *et al.*, 1958; Zodiatis 1989, 1991a; Georgopoulos *et al.*, 2000).

Ενδιάμεσες υδάτινες μάζες

Στο ενδιάμεσο στρώμα της υδάτινης στήλης του Κρητικού Πελάγους καθολική είναι η παρουσία του Λεβαντινού Ενδιάμεσου Νερού (Levantine Intermediate Water, LIW) (Εικόνα I.4.1), θερμοκρασίας 14,7-17°C και υψηλής αλατότητας που είναι το ενδεικτικό χαρακτηριστικό του (38,85-39,15 psu). Υπόκειται του επιφανειακού στρώματος και εξαπλώνεται σε βάθη έως τα 600m. Η κύρια πηγή του είναι η περιοχή του "Γύρου" της Ρόδου (Lacombe & Tchernia, 1960; Wust 1961; Özturgut 1976; Hopkins 1978; Anati 1984; Onchinnikov 1984; Onchinnikov & Plakhin, 1984; Unluata 1986; Theocharis *et al.*, 1986; Gertman *et al.*, 1987; Zodiatis 1992). Τα χαρακτηριστικά του πυρήνα του είναι αλατότητα 38,95-39,30psu και θερμοκρασία 15-16,6°C (Onchinnikov *et al.*, 1976b). Εν μέρει εισρέει επιφανειακά και υποεπιφανειακά κυρίως από τα ανατολικά και σπανιότερα από τα δυτικά στενά του Κρητικού Τόξου (Accerboni & Grancini, 1972; Onchinnikov 1976b; Özturgut 1976, Theocharis *et al.*, 1986, 1987, 1993, 1999; Zodiatis 1991a, 1991b, 1992, 1993a, 1993b). Επίσης παράγεται στο Κρητικό Πέλαγος κατά την διάρκεια του χειμώνα λόγω έντονης εξατμίσσης και απώλειας θερμότητας (Bruce & Charnock, 1965; Burman & Oren, 1970; Lacombe & Tchernia, 1972; Özturgut 1976; Georgopoulos *et al.*, 1987, 1989; Theocharis *et al.*, 1988; Zodiatis 1991b), με τιμές αλατότητας 38,99-39,01psu (Georgopoulos *et al.*, 1987, 1989).

Ενίοτε οι κλιματικές συνθήκες οδηγούν στην δημιουργία ενός παραπλήσιου σε ιδιότητες αλλά λίγο πυκνότερου ενδιάμεσου τύπου νερού που δεν είναι δυνατό να ταυτιστεί με το LIW, και το οποίο καλείται Κρητικό Ενδιάμεσο Νερό (Cretan Intermediate Water, CIW)

(Theocharis *et al.*, 1999, 2002; Georgopoulos *et al.*, 2000) (Εικόνα I.4.1).

Βαθιές υδάτινες μάζες

Τα βαθύτερα στρώματα του Κρητικού Πελάγους χαρακτηρίζονται από την παρουσία του σχετικά θερμού (14,2°C) και αλμυρού (38,9-39,1 psu) Κρητικού Βαθιού Νερού (Cretan Deep Water, **CDW**) (Εικόνα I.4.1), που δημιουργείται κάτω από την επίδραση έντονων χειμερινών κλιματικών συνθηκών κυρίως στα μεγάλα βάθη του ανατολικού Κρητικού Πελάγους (Wust 1961; Miller 1963, 1974; Onchinnikov 1965; Onchinnikov & Plakhin, 1966; El-Gindy & El-Din, 1986; Gertman & Popov, 1989; Gertman *et al.*, 1990; Theocharis *et al.*, 1993, 1999, 2002; Theodorou *et al.*, 1997b). Είναι πυκνότερο από το Βαθύ Νερό της Ανατολικής Μεσογείου (Eastern Mediterranean Deep Water, EMDW), (Theocharis 1983; Zodiatis, 1991a, 1991b, 1992; Theocharis *et al.*, 1993, 1999) και το καλοκαίρι συνήθως είναι θερμότερο και με μεγαλύτερη αλατότητα σε σχέση με το χειμώνα (Lacombe *et al.*, 1958; Miller 1974; El-Gindy & El-Din, 1986).

Σημαντική είναι σε όλη την Ανατολική Μεσόγειο η παρουσία ανέκαθεν του Βαθιού Νερού της Ανατολικής Μεσογείου (Eastern Mediterranean Deep Water, **EMDW**), που παράγεται στο Ιόνιο Πέλαγος με την ανάμιξη τροποποιημένου LIW κυρίως με ψυχρά και πυκνά νερά αδριατικής προέλευσης (Adriatic Sea Water) (Roether & Schlitzer, 1991) που εκρέουν από το πορθμό του Οτράντο (Theodorou 1991a). Είναι ψυχρότερο (13,6°C), λιγότερο αλμυρό (38,7 psu) και ελαφρώς ελαφρύτερο από το Κρητικό Βαθύ Νερό (Εικόνα I.4.1) και καταλαμβάνει όλο το βαθύ στρώμα της Ανατολικής Μεσογείου (Wust 1961; Hopkins 1978; Schlitzer *et al.*, 1991). Δεδομένου ότι μόνο τρία από τα στενά του Κρητικού Τόξου (Αντικυθήρων, Κάσσου και Καρπάθου) έχουν λίγο μεγαλύτερο βάθος (700, 1000 και 850m αντίστοιχα) από το βάθος του κατώτερου ορίου (600m) του Λεβαντινού Ενδιάμεσου Νερού (LIW) είναι φανερό ότι οι ανταλλαγές των βαθιών υδάτινων μαζών του Κρητικού Πελάγους και των υπόλοιπων περιοχών της Ανατολικής Μεσογείου δεν μπορούν παρά να είναι περιορισμένες και σποραδικές. Έχει αναφερθεί ότι οι βαθιές υδάτινες μάζες του Κρητικού Πελάγους (CDW) εκρέουν και συνεισφέρουν στα βαθιά νερά της Ανατολικής Μεσογείου (EMDW), (Nielsen 1912; Pollak 1951; Lacombe *et al.*, 1958; Wust 1961; Miller 1963; Onchinnikov & Plakhin, 1966; Lacombe & Tchernia, 1972; Onchinnikov *et al.*, 1976a,b; El-Gindy & El-Din, 1986; Georgopoulos 1989; Gertman & Popov, 1989; Popov *et al.*, 1994; Roether *et al.*,

1996; Klein *et al.*, 1999; Malanotte *et al.*, 1999; Theocharis *et al.*, 1999; 2002; Kontoyiannis *et al.*, 1999, 2005), καθώς και το αντίστροφο. Δηλαδή ότι το Βαθύ Νερό της Ανατολικής Μεσογείου εισέρχεται πυθμενικά στο Κρητικό Πέλαγος (Pollak 1951; Lacombe *et al.*, 1958; Zodiatis 1993b). Η υδάτινη αυτή μάζα όμως, μέχρι τα έτη 1994-1995 είχε εξαφανιστεί από την περιοχή του Κρητικού Πελάγους καθώς εκτοπίστηκε από το Βαθύ Κρητικό Νερό, που παρουσίασε μία πρωτοφανή παραγωγή στα πλαίσια της αύξησης της πυκνότητας όλων των υδάτινων μαζών του Κρητικού Πελάγους, κυρίως λόγω έντονων κλιματικών γεγονότων (Theocharis *et al.*, 1999c) από το 1987 και για μία περίοδο 7-8 ετών.

Το ανώτερο στρώμα του Βαθιού Νερού της Ανατολικής Μεσογείου νερού μεταξύ 700 και 1600m που υπόκειται των ενδιάμεσων τύπων νερού και είναι σχετικά καλά ομογενοποιημένο, θεωρείται ένα μεταβατικό στρώμα και καλείται Μεταβατικό Νερό της Μεσογείου (Transition Mediterranean Water, **TMW**) (Pollak 1951; Theocharis *et al.*, 1993). Εντοπίστηκε από τους Zodiatis (1991b, 1992, 1993b); Theodorou *et al.*, (1997a); Theocharis *et al.*, (1999, 2002); Kontoyiannis *et al.*, (1999, 2005) να έχει εισέλθει στο χώρο του Κρητικού Πελάγους.

Υδάτινες μάζες του Μυρτώου πελάγους

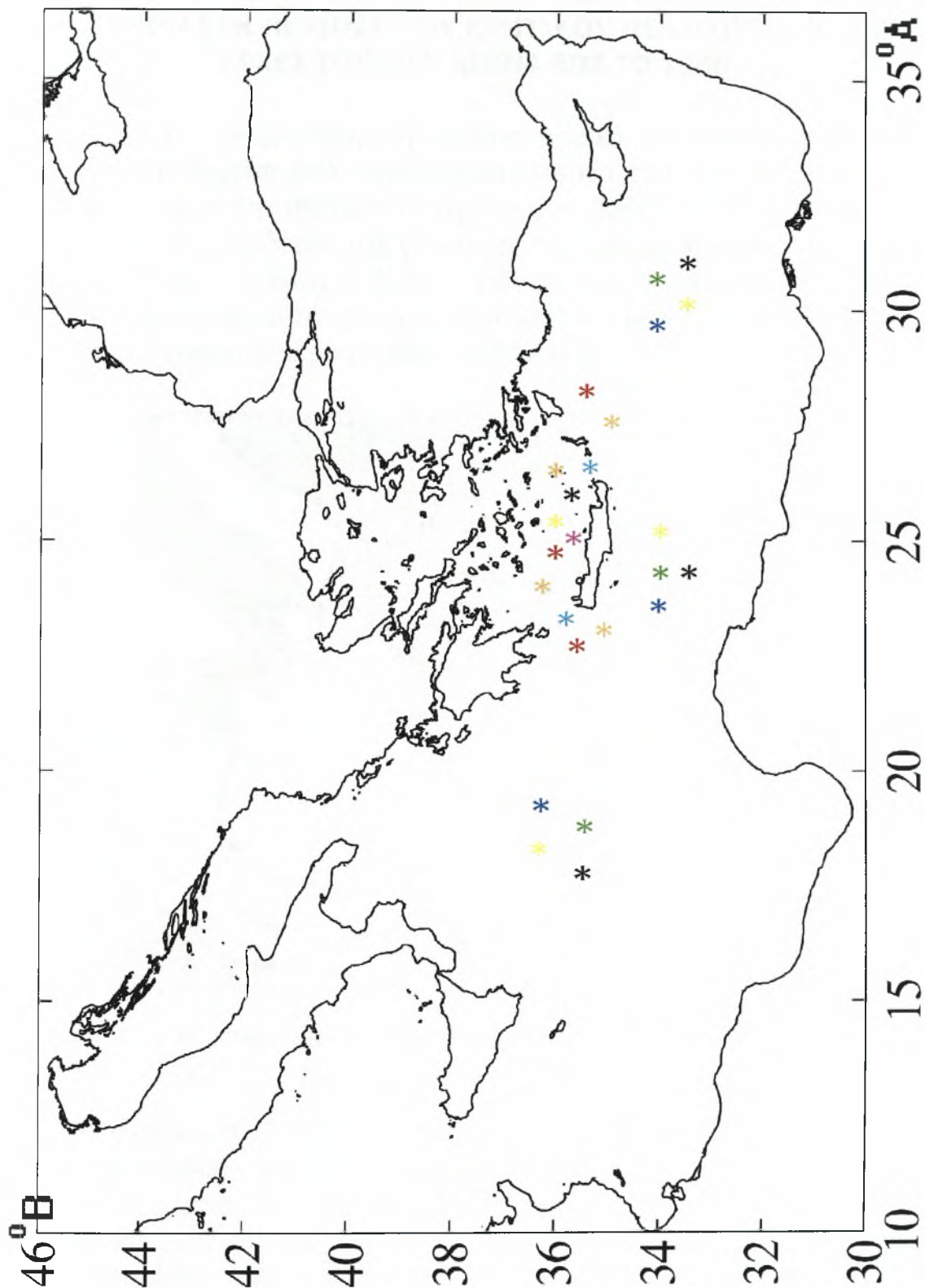
Αξιοσημείωτη είναι η παρουσία στο Μυρτώο Πέλαγος μίας ενδιάμεσης και μίας βαθιάς υδάτινης μάζας οι οποίες ενίοτε είναι πυκνότερες από τις αντίστοιχες του Κρητικού Πελάγους και καλούνται Μυρτώο Ενδιάμεσο Νερό (Mirtoan Intermediate Water, **MIW**), και Μυρτώο Βαθύ Νερό (Mirtoan Deep Water, **MDW**) (Εικόνα I.4.1) (Theocharis *et al.*, 1999). Ο ρόλος τους είναι επικουρικός στην δημιουργία του Βαθιού Κρητικού Νερού.

I.5. Σύνοψη όλων των ερευνητικών πλόνων από τους οποίους παρουσιάζονται αναλυτικά αποτελέσματα

Ακολουθεί συγκεντρωτικός πίνακας (Πίνακας I.5.1) όλων των ερευνητικών πλόνων που πραγματοποιήθηκαν στο Κρητικό Πέλαγος και τις γύρω περιοχές από τους οποίους θα παρουσιαστούν αναλυτικά αποτελέσματα και χάρτης (Εικόνα I.5.1) στον οποίο παρουσιάζονται σημειώνονται οι ευρύτερες περιοχές στις οποίες κάθε έρευνα έλαβε χώρα.

ΠΛΟΣ	ΠΕΡΙΟΔΟΣ	ΣΚΑΦΟΣ ΕΡΕΥΝΑΣ
ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΡΟΕΜ*		
ΡΟΕΜ-01-02-86	11/03/86-24/04/86	<i>ΑΙΓΑΙΟ</i>
ΡΟΕΜ-03-86	11/86-10/12/86	<i>ΑΙΓΑΙΟ</i>
ΡΟΕΜ-04-87	17/03/87-27/03/87	<i>ΑΙΓΑΙΟ</i>
ΡΟΕΜ-05-87	05/09/87-20/10/87	<i>ΑΙΓΑΙΟ</i>
METEOR 5/6*	8/87-9/87	<i>METEOR</i>
ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ GOIN*		
GAK29	09/09/87-19/10/87	<i>GAKKEL</i>
GAK38	24/08/90-07/10/90	<i>GAKKEL</i>
ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΡΟΕΜ-BC*		
ΡΟΕΜ-BC-1991	1991	<i>(διεθνής έρευνα)</i>
METEOR M31/1	01/95-02/95	<i>METEOR</i>
ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ PELAGOS*		
PELAGOS-I	01/03/94-15/04/94	<i>ΑΙΓΑΙΟ</i>
PELAGOS-II	31/05/94-19/06/94	<i>ΑΙΓΑΙΟ</i>
PELAGOS-III	01/09/94-23/09/94	<i>ΑΙΓΑΙΟ</i>
PELAGOS-Iva	04/12/94-15/12/94	<i>ΑΙΓΑΙΟ</i>
PELAGOS-IVb	23/01/95-02/02/95	<i>ΑΙΓΑΙΟ</i>
PELAGOS-V	10/07/95-17/07/95	<i>ΑΙΓΑΙΟ</i>
ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ CINCS*		
CINCS-I	05/94	<i>ΑΙΓΑΙΟ</i>
CINCS-II	11/94	<i>ΑΙΓΑΙΟ</i>
CINCS-III	02/95	<i>ΑΙΓΑΙΟ</i>
CINCS-IV	05/95	<i>ΑΙΓΑΙΟ</i>
CINCS-V	09/95	<i>ΑΙΓΑΙΟ</i>
ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ MATER		
(Πλόες στα στενά μόνο)*		
I	07/97	<i>ΑΙΓΑΙΟ</i>
II	01/98	<i>ΑΙΓΑΙΟ</i>
III	05/98	<i>ΑΙΓΑΙΟ</i>
(Πλόες ευρύτεροι)*		
I	10/98-11/98	<i>ΑΙΓΑΙΟ</i>
II (M44/4)	04/99-05/99	<i>METEOR</i>
III	06/99	<i>ΑΙΓΑΙΟ</i>

Πίνακας Ι.5.1 Όλοι οι ερευνητικοί πλόες από τους οποίους θα παρουσιαστούν αναλυτικά αποτελέσματα (οι έγχρωμοι αστερίσκοι αντιστοιχούν στην Εικόνα Ι.5.1 που ακολουθεί, στις ευρύτερες περιοχές που έγιναν έρευνες).



Εικόνα Ι.5.1. Ενδεικτικοί αστερίσκοι για τις ευρύτερες περιοχές που έλαβαν χώρα οι ερευνητικοί πλόες που περιγράφονται στον Πίνακα Ι.5.1.

ΜΕΡΟΣ ΙΙ - ΣΥΝΤΟΜΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΝΑΔΡΟΜΗ ΤΩΝ ΕΡΕΥΝΩΝ ΣΤΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΚΡΗΤΙΚΟΥ ΠΕΛΑΓΟΥΣ ΑΠΟ ΤΙΣ ΑΡΧΕΣ ΤΟΥ 20^{ΟΥ} ΑΙΩΝΑ ΕΩΣ ΤΟ 1986

Η πρώτη καταγεγραμμένη ωκεανογραφική πληροφορία για την περιοχή προέρχεται από την ιστορική έρευνα του Nielsen (1912), ο οποίος ανέφερε την πιθανότητα δημιουργίας βαθιού νερού βορείως της νήσου Κρήτης. Πρότεινε μία γενικότερη κυκλωνική κυκλοφορία για το Αιγαίο Πέλαγος (Εικόνα ΙΙ.1) και υπέθεσε πως επιφανειακά επικρατεί εισροή υδάτων σε αυτό στα νοτιοανατολικά και εκροή στα δυτικά, ενώ πυθμενικά επικρατεί εκροή βαθιών υδάτινων μαζών.



Εικόνα ΙΙ.1 Η επιφανειακή κυκλοφορία της Ανατολικής Μεσογείου κατά Nielsen (1912).

Οι Lacombe H., Tchernia P. και Benoist G. (1958) προτείνουν ότι το σύστημα εισόδου και εξόδου υδάτινων μαζών από τα δυτικά και τα ανατολικά στενά του Κρητικού Τόξου δημιουργεί έναν κυκλώνα στο δυτικό και έναν αντικυκλώνα στο ανατολικό Κρητικό Πέλαγος κατά την θερινή περίοδο. Ακόμη, εντόπισαν υδάτινες μάζες με προέλευση από τη Μαύρη Θάλασσα (BSW), να εισέρχονται στα βορειοδυτικά διαμέσου του στενού της Άνδρου. Επίσης, όπως ο Pollak (1951), παρατήρησαν βαθιά νερά της Ανατολικής Μεσογείου (EMDW) να εισέρχονται στο Κρητικό

Πέλαγος, σε μεγάλα βάθη από τα στενά της Κάσσου και των Αντικυθήρων.

Ο Wüst (1961) ανέφερε την δημιουργία βαθιού πυθμενικού νερού στην περιοχή, θεωρώντας όμως πως δεν πρόκειται για κάτι το ιδιαίτερα σημαντικό.

Ο Miller (1963) σημείωσε πως το Κρητικό Πέλαγος αποτελεί μία πηγή βαθιού νερού της ανατολικής Μεσογείου.

Μία πηγή ψυχρού και μεγάλης αλατότητας νερού στο ανατολικό Κρητικό Πέλαγος, ανάμεσα στα νησιά Κάρπαθος, Ρόδος και Κως, αναγνωρίστηκε από τους Bruce & Charnock (1965). Το νερό αυτό βυθιζόταν μέχρι τα 150-300m. Έδειξαν εισροή υδάτων στα δυτικά και εκροή στα ανατολικά του στενού της Καρπάθου.

Αυτά τα αποτελέσματα επιβεβαιώθηκαν από τα δεδομένα του Ισραηλινού χειμερινού πλόα C-04 στην Ανατολική Μεσόγειο και το Αιγαίο Πέλαγος, και επιπλέον αναγνωρίστηκαν δύο περιοχές δημιουργίας βαθιού νερού, μία στο ανατολικό Κρητικό Πέλαγος και μία βορειοδυτικά της νήσου Ρόδου από τους Burman & Oren, (1970). Επίσης, πρότειναν επιφανειακή εισροή υδάτινων μαζών στα ανατολικά στενά του Κρητικού Τόξου και εκροή στα πυθμενικά στρώματα.

Ο Onchinnikov (1965) επιβεβαίωσε την δημιουργία στην περιοχή βαθιού νερού.

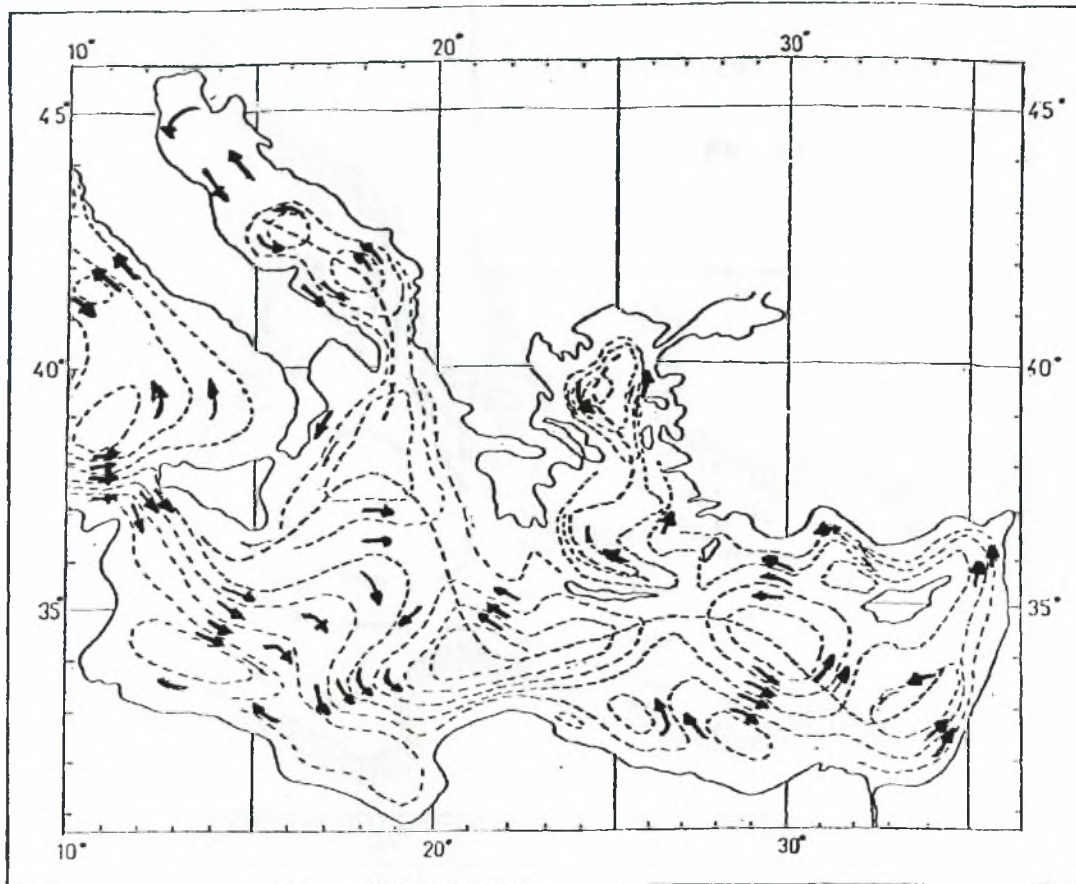
Οι Onchinnikov & Plakhin (1966) εντόπισαν να εκρέουν βαθιές υδάτινες μάζες του Κρητικού Πελάγους σε βάθος 700m στο στενό των Αντικυθήρων.

Οι Accerboni & Grancini (1972) εντόπισαν μία ισχυρή ροή υδάτων από την Λεβαντινή Θάλασσα προς το Κρητικό Πέλαγος στο στενό της Ρόδου και εκροή υδάτων από τα δυτικά στενά του Κρητικού Τόξου.

Οι Lacombe & Tchernia (1972) υπέδειξαν την δημιουργία ενδιάμεσου νερού στην περιοχή του ανατολικού Κρητικού Πελάγους.

Ο Roufogalis (1974) διαπίστωσε την ύπαρξη ενός διπλού συστήματος εισόδου νερών από τα δυτικά και τα ανατολικά στενά του Κρητικού Τόξου στα πλαίσια μίας γενικής κυκλωνικής κυκλοφορίας στις αρχές της θερινής περιόδου στην περιοχή.

Οι Onchinnikov *et al.* (1976a,b), παρουσίασαν την ίδια γενική κυκλωνική κυκλοφορία και για την φθινοπωρινή περίοδο, δίνοντας σημασία στο γεγονός της έκτασης από τα βορειοδυτικά έως και το στενό της Κάσσου νερών χαμηλής αλατότητας, προελεύσεως από την Μαύρη Θάλασσα (BSW) χάρη σε έντονο κυκλωνικό γύρο στα δυτικά. Επίσης, παρατήρησαν μία πολύ έντονη εισροή υδάτων στο στενό της Ρόδου, λιγότερη έντονη από τα στενά της Καρπάθου και τα ανατολικά του στενού της Κάσσου και εκροή Βαθιού Κρητικού Νερού (CDW) από

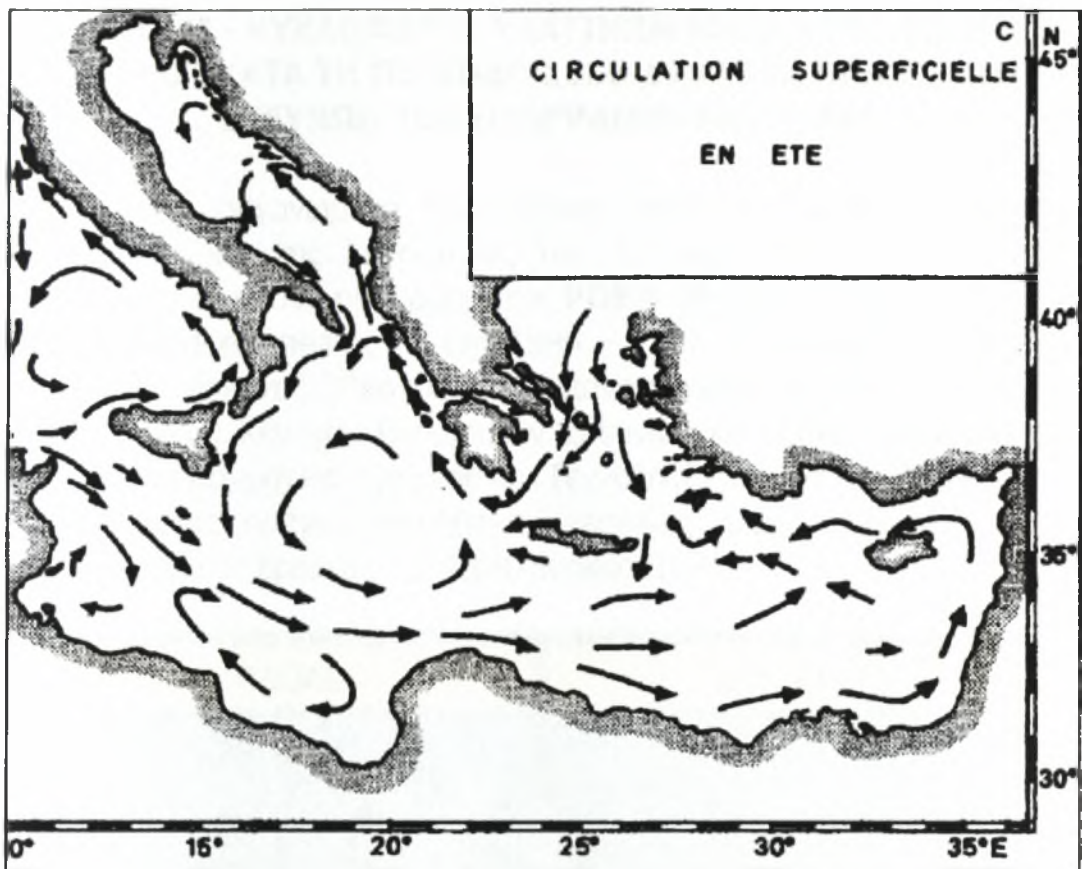


Εικόνα II.2 Η χειμερινή επιφανειακή κυκλοφορία της Ανατολικής Μεσογείου κατά Ονχίννικον (1966).

το στενό της Κάσσου που συνεισφέρει στην δημιουργία του Βαθιού Νερού της Ανατολικής Μεσογείου (EMDW). Τέλος, στα δυτικά στενά του Κρητικού Τόξου, εντόπισαν εισροή υδάτων στο στενό των Κυθήρων και το βορειοδυτικό τμήμα του στενού των Αντικυθήρων, ενώ έντονη εκροή λάμβανε χώρα στο νοτιοανατολικό τμήμα του στενού των Αντικυθήρων.

Ο Miller (1974) πρότεινε την συγκαταλογή των περιοχών του Κρητικού Πελάγους με μεγάλο βάθος στην παγκόσμια λίστα των θαλάσσιων περιοχών όπου λαμβάνει χώρα έντονη ανάμιξη και ομογενοποίηση της υδάτινης στήλης, βασισμένος στην ύπαρξη υψηλού ποσοστού διαλυμένου οξυγόνου σε μεγάλα βάθη σε σχέση με τις γειτονικές περιοχές.

Οι έρευνες του Özturgut (1976) υπέδειξαν για μία ακόμα φορά το νότιο Αιγαίο Πέλαγος σαν μία πηγή δημιουργίας ενδιάμεσου νερού παρόμοιο με το Λεβαντινό Ενδιάμεσο Νερό (LIW), υπογραμμίζοντας ότι στο κεντρικό Κρητικό Πέλαγος η ανάμιξη είχε φτάσει σε βάθος ακόμα και 200m. Τα χαρακτηριστικά αυτού του ενδιάμεσου νερού είναι θερμοκρασία $T \sim 15^{\circ}\text{C}$ και αλατότητα $S \sim 38,95$ psu. Υπέθεσε πως αυτή η διαδικασία σχετίζεται με την ύπαρξη ενός κυκλώνα στα επιφανειακά



Εικόνα II.3 Η θερινή επιφανειακή κυκλοφορία της Ανατολικής Μεσογείου κατά Lacombe & Tchernia (1972).

στρώματα. Παρατήρησε εισροή υδάτων διαμέσου των ανατολικών στενών του Κρητικού Τόξου, αλλά όχι εκροή.

Ο Hopkins (1978) προτείνει την ύπαρξη ενός κυκλώνα στα δυτικά και ενός αντικυκλώνα στα ανατολικά κατά την καλοκαιρινή περίοδο και επισημαίνει ανάδυση υδάτινων μαζών.

Οι Theocharis *et al.*, (1987) επανεπιβεβαίωσαν την ισχυρή εισροή υδάτων λεβαντινής προέλευσης ($T=16,04^{\circ}\text{C}$, $S=39,07\text{psu}$ και πυκνότητα στην επιφάνεια $\sigma_{\theta}=29$) στο στενό της Ρόδου.

Οι El-Gindy & El-Din (1986) εντόπισαν εκροή βαθιών νερών από τα ανατολικά στενά του Κρητικού Τόξου και υπολόγισαν το ποσοστό του Βαθιού Κρητικού Νερού (CDW) στο σύνολο του βαθιού νερού της ανατολικής Μεσογείου σε 10-40%.

Οι Malanotte-Rizzoli & Hecht (1988), παρουσίασαν μία σύνοψη όλων των γνώσεών μας για την Ανατολική Μεσόγειο.

ΜΕΡΟΣ ΙΙΙ - ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ ΥΔΑΤΙΝΩΝ ΜΑΖΩΝ ΣΤΟ ΚΡΗΤΙΚΟ ΠΕΛΑΓΟΣ ΚΑΤΑ ΤΗ ΠΕΡΙΟΔΟ 1986-1987 ΣΤΑ ΠΛΑΙΣΙΑ ΤΩΝ ΕΡΕΥΝΩΝ ΤΟΥ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΟΣ ΡΟΕΜ

Η πρώτη οργανωμένη προσπάθεια αποκωδικοποίησης των χαρακτηριστικών και της λειτουργίας του Κρητικού Πελάγους έγινε στα πλαίσια του διεθνούς προγράμματος **ΡΟΕΜ** (**Physical Oceanography of Eastern Mediterranean**), τα έτη 1986 – 1987. Οι έρευνες εντάχθηκαν στο δίκτυο έρευνας “Πρόγραμμα Ωκεανογραφίας Ανοικτής Θάλασσας” του Ελληνικού Κέντρου Θαλασσιών Ερευνών και υποστηρίχθηκαν από την Γενική Γραμματεία Έρευνας και Τεχνολογίας. Κατά την διάρκεια του προγράμματος πραγματοποιήθηκαν τέσσερις πλόες από το ωκεανογραφικό σκάφος έρευνας *ΑΙΓΑΙΟ* (Πίνακας ΙΙΙ.1).

ΠΛΟΑΣ	ΔΙΑΡΚΕΙΑ
ΡΟΕΜ-01*-02-86	11/03/86 - 24/04/86
ΡΟΕΜ-03-86	11/86 - 10/12/86
ΡΟΕΜ-04-87	17/03/87 - 27/03/87
ΡΟΕΜ-05-87	05/09/87 - 20/10/87

Πίνακας ΙΙΙ.1 Οι πλόες του προγράμματος ΡΟΕΜ στο Κρητικό Πέλαγος και η διάρκειά τους. *Ο πλόας ΡΟΕΜ-01-86 ουσιαστικά αποτελεί τμήμα του πλόα ΡΟΕΜ-02-86 αλλά αντιμετωπίστηκαν σαν δύο διαφορετικοί από τους συγγραφείς, γι’ αυτό και μελετώνται ξεχωριστά.

ΙΙΙ.1. ΡΟΕΜ-01-86, Μάρτιος 1986

Κατά την διάρκεια του πλόα ΡΟΕΜ-01-86 (19-21 Μαρτίου 1986) το ωκεανογραφικό σκάφος έρευνας *ΑΙΓΑΙΟ* επισκέφθηκε το κεντρικό και ανατολικό Κρητικό Πέλαγος και συλλέχθηκαν δεδομένα CTD, με ένα μετρητή SBE-9 (**S**ea **B**ird **E**lectronics, Bellevue, USA), έως το βάθος των 1000dbars σε δίκτυο 25 σταθμών.

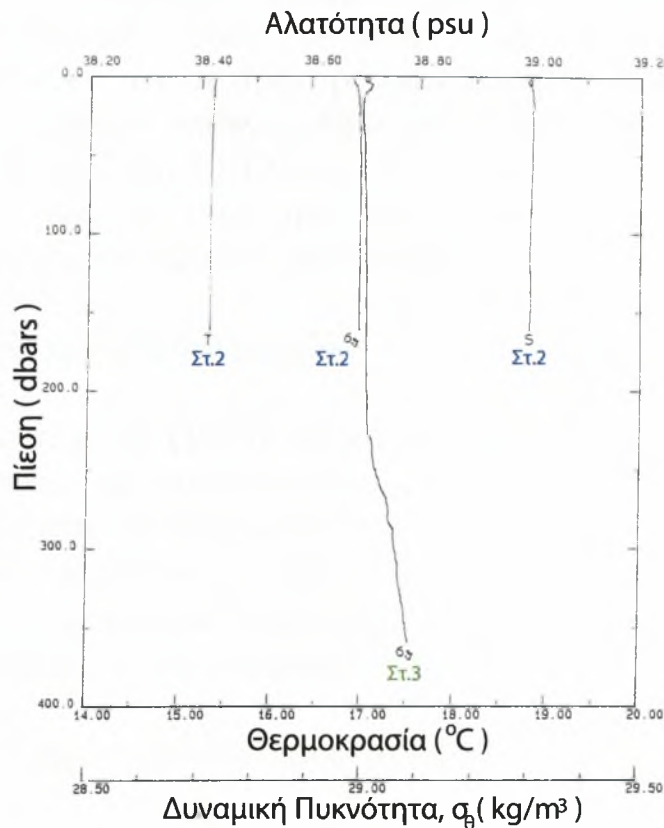
Υδάτινες μάζες

Στο βορειοανατολικό Κρητικό Πέλαγος, επιφανειακά παρατηρήθηκε μία υδάτινη μάζα Λεβαντινής προέλευσης ($T_{\max}=16,04^{\circ}\text{C}$,

$S_{\max}=39,07\text{psu}$, $\sigma_{\theta}<29,00$), ενώ στο κεντρικό και νότιο τμήμα του πελάγους, επιφανειακά παρατηρήθηκαν νερά ψυχρότερα ($T_{\min}=15,15^{\circ}\text{C}$) και πυκνότερα ($\sigma_{\theta}>29,00$) αλλά ελαφρώς λιγότερο αλμυρά ($38,97<S<39,02$).

Διαδικασίες ανάμιξης

Παρατηρήθηκε μία έντονη ανάμιξη και ομογενοποίηση της υδάτινης στήλης έως βάθη ακόμα και 250m, αποτέλεσμα των χειμερινών έντονων κλιματικών γεγονότων (Εικόνα III.1.1). Η πυκνότητα των επιφανειακών νερών ($\sigma_{\theta}=29,014$, με υψηλή αλατότητα $S\sim 39,00\text{psu}$), βόρεια του ανατολικού τμήματος της Κρήτης ήτανε μεγαλύτερη των υποκείμενων νερών (Εικόνα III.1.1 ΣΤ.3). Αυτό το φαινόμενο οφείλεται σε ένα



Εικόνα III.1.1 Προφίλ θερμοκρασίας και αλατότητας στον σταθμό 2 (ΣΤ.2) και δυναμικής πυκνότητας στους σταθμούς 2 και 3 (ΣΤ.2, ΣΤ.3), του Κρητικού Πελάγους το Μάρτιο του 1986 (ΡΟΕΜ-01) (Georgoroulos *et al.*, 1989).

σύντομο (4-5 μέρες), μετεωρολογικό γεγονός ισχυρών, ψυχρών και ξηρών βόρειων ανέμων (έως 20m/s) και χαμηλής θερμοκρασίας αέρα (χαμηλότερης του μέσου όρου που είχε παρατηρηθεί την τελευταία τριακονταετία), $8,2-13^{\circ}\text{C}$, (14-18 Μαρτίου). Το αναμεμιγμένο πυκνό

νερό βυθιζόταν κάθετα και εξαπλωνόταν πάνω σε ισόπυκνες επιφάνειες σε μεσαία βάθη (200-250m). Αυτή η διαδικασία οδηγεί στη δημιουργία ενδιάμεσου νερού με χαρακτηριστικά (15,25-15,30°C θερμοκρασία, 38,99-39,01psu αλατότητα) παρόμοια με αυτά του Λεβαντινού Ενδιάμεσου Νερού (Levantine Intermediate Water, LIW) και προτείνεται η αναγνώριση του Κρητικού Πελάγους σαν πηγή δημιουργίας ενδιάμεσου νερού κάτω από κατάλληλες κλιματικές συνθήκες (Georgoroulos *et al.*, 1989).

III.2. POEM-02-86, Μάρτιος/Απρίλιος 1986

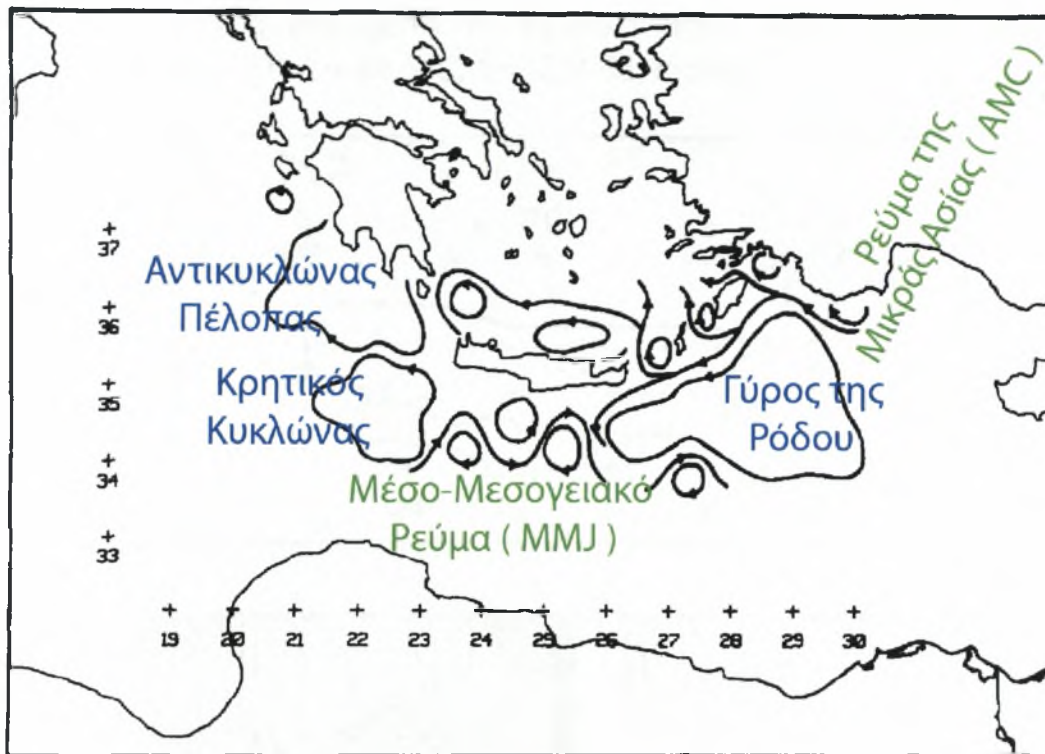
Στα πλαίσια του πλόα POEM-02-86 (Μάρτιος/Απρίλιος 1986), το ωκεανογραφικό σκάφος έρευνας *ΑΙΓΑΙΟ* επισκέφθηκε το Κρητικό Πέλαγος και συλλέχθηκαν δεδομένα με έναν SBE-9 (Sea Bird Electronics, Bellevue, USA) μετρητή CTD. Επιπρόσθετα, πέντε συστοιχίες, η κάθε μία με τρεις ρευματομετρητές Aanderra RCM 4S (Aanderra Inc., Bergen, Norway), ποντίστηκαν στα ανατολικά στενά του Κρητικού Τόξου σε βάθη 50,300 και 700m με καταγραφή κάθε 10 λεπτά για περίοδο μεγαλύτερη ενός μήνα. Μία στο στενό της Ρόδου και από δύο στα στενά της Κάσσου και της Καρπάθου.

Κυκλοφορία των υδάτινων μαζών

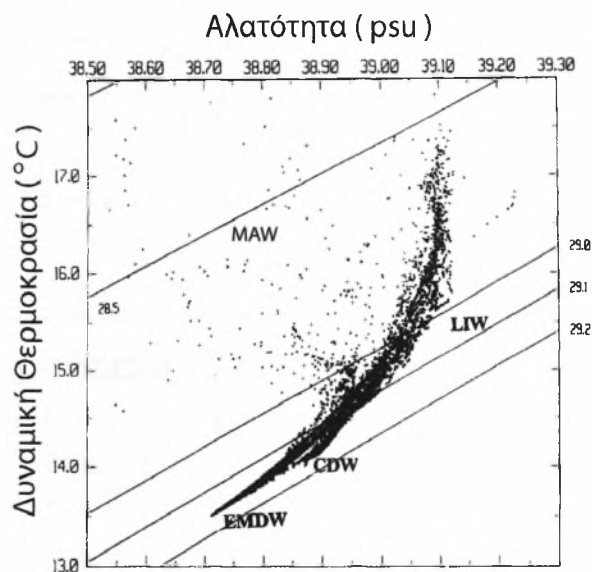
Οι Theocharis *et al.* (1993), αποκαλύπτουν ότι η γενικότερη κίνηση των επιφανειακών και υποεπιφανειακών υδάτινων μαζών στο Κρητικό Πέλαγος είναι από τα ανατολικά προς τα δυτικά στα πλαίσια μίας πολυκυκλωνικής κυκλοφορίας (Εικόνα III.2.1), της οποίας τα κέντρα των κυκλώνων βρίσκονται πάνω από τις περιοχές με τα μεγαλύτερα βάθη του πελάγους, με γεωστροφικές ταχύτητες της τάξης των 20cm/s.

Υδρολογικά χαρακτηριστικά και υδάτινες μάζες

Οι χαμηλές θερμοκρασίες των επιφανειακών νερών στο κεντρικό Κρητικό Πέλαγος ($T < 16^{\circ}\text{C}$ έως $14,8^{\circ}\text{C}$), συνοδεύονται από πολύ υψηλές αλατότητες (39-39,1psu), με αποτέλεσμα την μεγάλη πυκνότητα αυτών (Εικόνα III.2.3). Αξίζει να σημειώσουμε ότι τα νερά με παρόμοια χαρακτηριστικά με αυτά του Λεβαντινού Ενδιάμεσου Νερού (LIW) αλλά ελαφρώς ψυχρότερα ($T=14,3-16^{\circ}\text{C}$, $S=38,89-39,11\text{psu}$), εκτείνονται από την επιφάνεια έως και βάθη 750-1000dbars, καθιστώντας το Κρητικό Πέλαγος σαν μία μεγάλη δεξαμενή αλάτων και θερμότητας της Ανατολικής Μεσογείου.



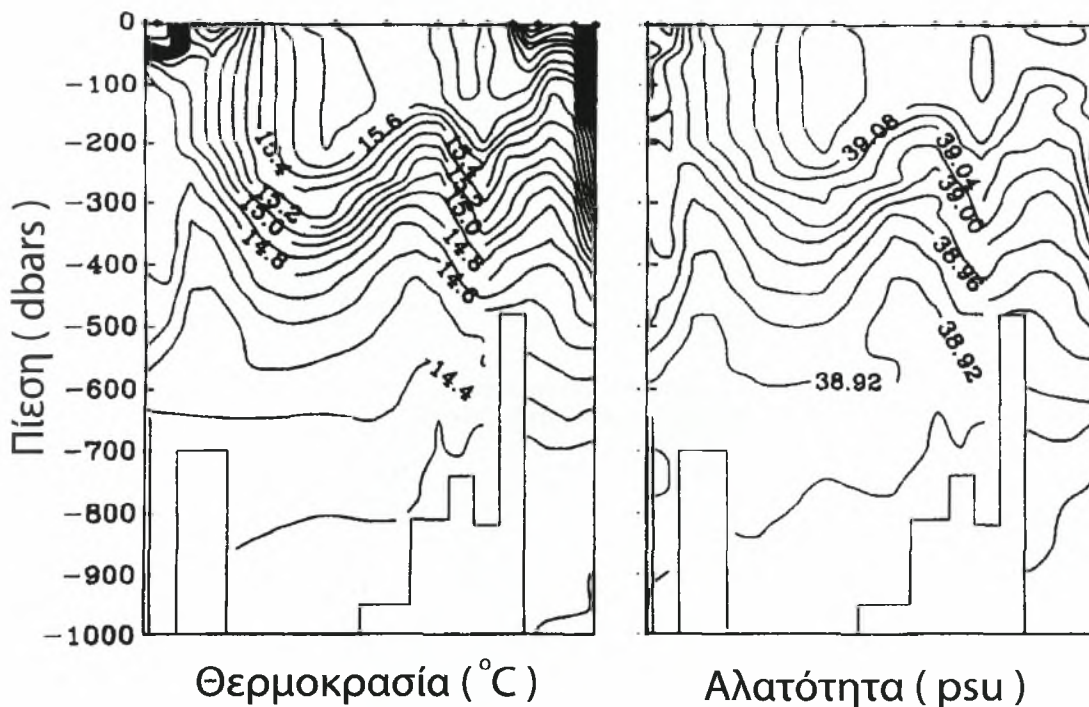
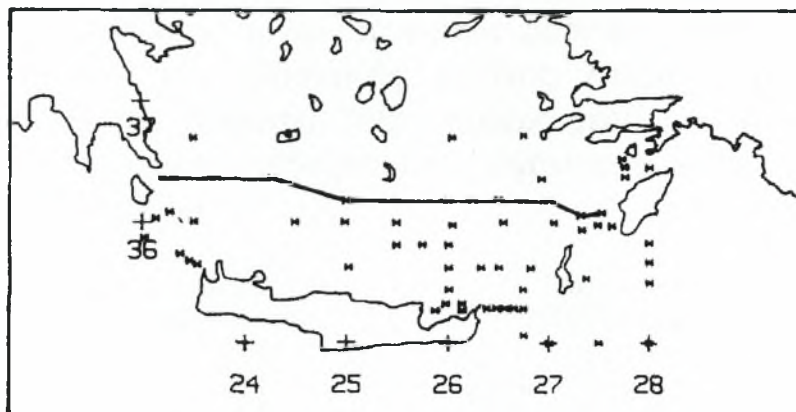
Εικόνα III.2.1 Σχηματική αναπαράσταση της κυκλοφορίας των υδάτινων μαζών του Κρητικού Πελάγους και των γύρω περιοχών, τους μήνες Μάρτιο/Απρίλιο του 1986 (POEM-02) (Theocharis *et al.*, 1993).



Εικόνα III.2.2 Συγκεντρωτικό διάγραμμα Θ/S του πλόα POEM-02-86 (Ιόνιο Πέλαγος, Κρητικό Πέλαγος, Κρητικό Πέρασμα, Λεβαντινή Θάλασσα) τους Μάρτιο/Απρίλιο του 1986. Το Βαθύ Νερό της Ανατολικής Μεσογείου (EMDW) δεν είναι παρών στο Κρητικό Πέλαγος (Theocharis *et al.*, 1993).

Επιπλέον, στο δυτικό Κρητικό Πέλαγος, παρατηρούνται νερά ελαφρώς λιγότερο αλμυρά με προέλευση από τη Μαύρη Θάλασσα (BSW).

Στα βαθύτερα στρώματα το Κρητικό Βαθύ Νερό (CDW) γίνεται εύκολα διακριτό ($T=14-14,5^{\circ}\text{C}$, $S=38,8-38,95\text{psu}$).

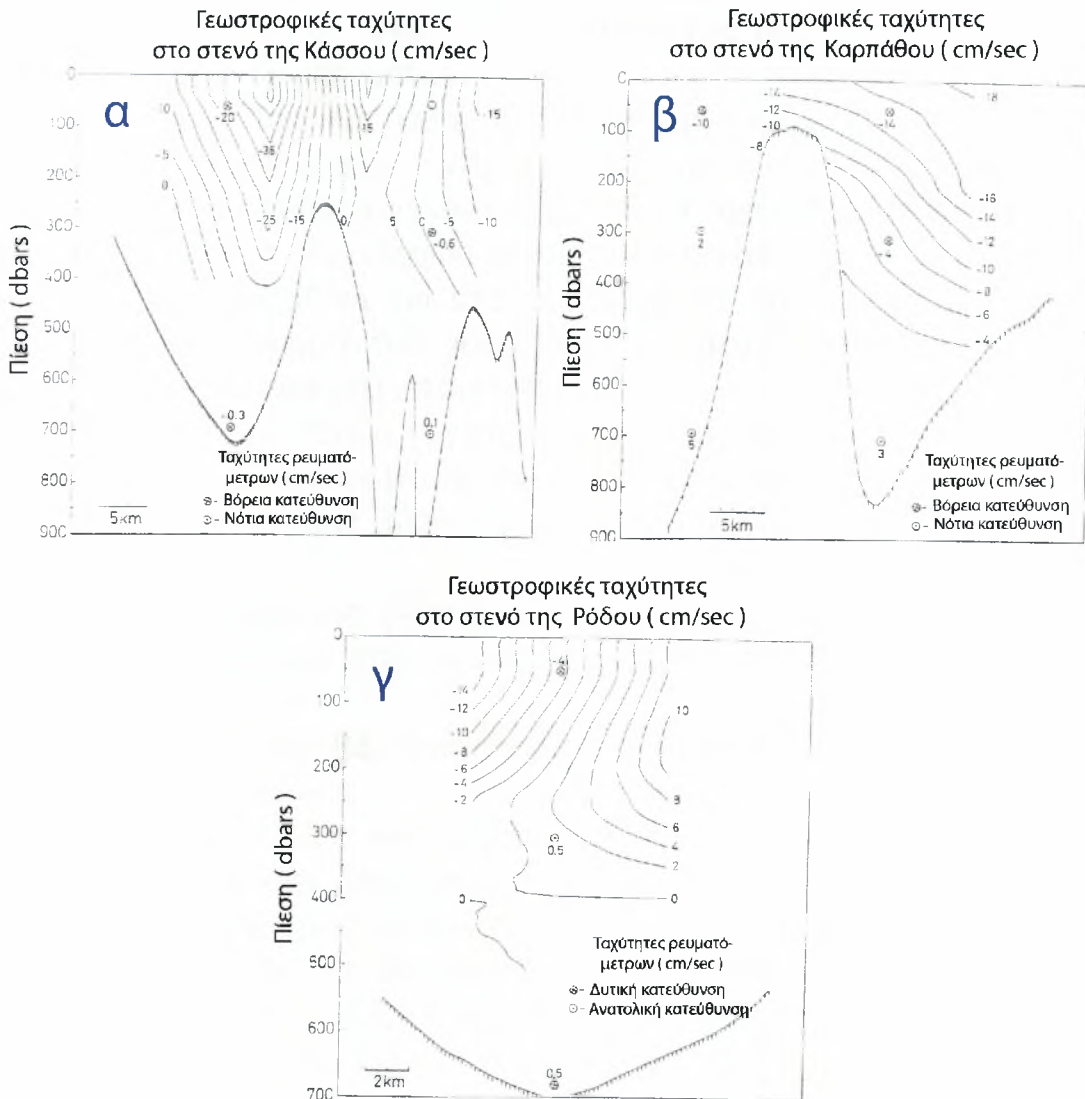


Εικόνα III.2.3 Κατακόρυφες κατανομές της Θερμοκρασίας και της Αλατότητας σε εγκάρσια τομή διεύθυνσης Δύσης-Ανατολής στο Κρητικό Πέλαγος το Μάρτιο του 1986 (ΡΟΕΜ-02) (Theocharis *et al.*, 1993).

Στο νοτιοανατολικό τμήμα του πελάγους, ένα θερμικό μέτωπο διαχωρίζει τα θερμότερα νερά Λεβαντινής προέλευσης από τα ψυχρότερα νερά του Κρητικού Πελάγους (Εικόνα III.2.3). Στα κέντρα των κυκλώνων εδρεύουν οι δομές οι οποίες δίνουν στο νερό τις χαρακτηριστικές θερμοκρασίες και αλατότητες. Επίσης, η ομογενοποίηση της υδάτινης στήλης από την επιφάνεια έως το βάθος των 150-250dbars φανερώνει έντονη ανάμιξη κατά την διάρκεια του χειμώνα.

Ανταλλαγές υδάτινων μαζών στα στενά του Κρητικού τόξου

Οι Theocharis *et al.* (1993) και Zodiatis G. (1992) διαπιστώνουν ότι είσοδος επιφανειακών και υποεπιφανειακών υδάτινων μαζών από την ευρύτερη περιοχή της Λεβαντινής λεκάνης λαμβάνει χώρα στα ανατολικά στενά του Κρητικού Τόξου κυρίως μέσω του στενού της Κάσσου (μέγιστη ταχύτητα 45m/sec) και λιγότερο από τα στενά της Ρόδου και της Καρπάθου.



Εικόνα III.2.4 Κατανομές των ταχυτήτων των γεωστροφικών ρευμάτων στα στενά της Κάσσου (α), της Καρπάθου (β) και της Ρόδου (γ) το Μάρτιο του 1986 (ΡΟΕΜ-02) [οι αρνητικές τιμές δείχνουν στα σχήματα (α),(β) βόρεια κατεύθυνση και στο σχήμα (γ) δυτική], και παρατηρούμενες ταχύτητες από τους ρευματομετρητές (Zodiatis 1992).

Στο στενό της Κάσσου, το ρεύμα ουσιαστικά αποτελεί την κύρια συνέχεια του Ρεύματος της Μικράς Ασίας (ΑΜC), το οποίο αφού εισέλθει

στο Κρητικό Πέλαγος, διακλαδίζεται σε ένα ρεύμα προς τα δυτικά που συνεισφέρει στην γενικότερη κυκλωνική κυκλοφορία και ένα προς τα βόρεια που μεταφέρει θερμά και αλμυρά νερά προς το χώρο του κεντρικού Αιγαίου (Εικόνα III.2.1). Συγκεκριμένα, στο στενό της Κάσσου η γεωστροφική κυκλοφορία δείχνει έντονη εισροή υδάτων στα ανατολικά (έως 45m/sec), ενώ στα δυτικά η εισροή ήταν λιγότερο έντονη (έως 15m/sec). Στο κέντρο του στενού παρατηρήθηκε μία μέτρια εκροή υδάτων (έως 20m/sec) (Εικόνα III.2.4α). Τα ρεύματα εξασθενούν όσο μεγαλώνει το βάθος. Οι μετρήσεις των ρευματομετρητών έρχονται σε καλή συμφωνία με τους υπολογισμούς των γεωστροφικών ρευμάτων.

Στο στενό της Καρπάθου παρατηρείται κυρίως εισροή υδάτων, περισσότερο έντονη στα ανατολικά (ταχύτητα έως 18m/sec) σε σχέση με τα δυτικά (10m/sec) (Εικόνα III.2.4β). Οι ταχύτητες μειώνονται όσο αυξάνει το βάθος. Μία ελαφρά εκροή παρατηρείται στα δυτικά σε βάθη μεγαλύτερα των 300m και στα ανατολικά σε βάθη μεγαλύτερα των 600m. Οι υπολογισμοί των γεωστροφικών ταχυτήτων είναι σύμφωνες με τις μετρήσεις των ρευματομετρητών.

Στο στενό της Ρόδου παρατηρείται μία μέτρια εισροή υδάτων στα νότια (έως 14m/sec) και μία μέτρια εκροή στα βόρεια (έως 10m/sec). Σε βάθη μεγαλύτερα των 300m τα ρεύματα είναι πολύ ασθενή (Εικόνα III.2.4γ).

Ακόμη, υπάρχει μία ένδειξη πως ο κυκλώνας στο δυτικό Κρητικό Πέλαγος, συνεισφέρει στην είσοδο νερών από το Ιόνιο Πέλαγος.

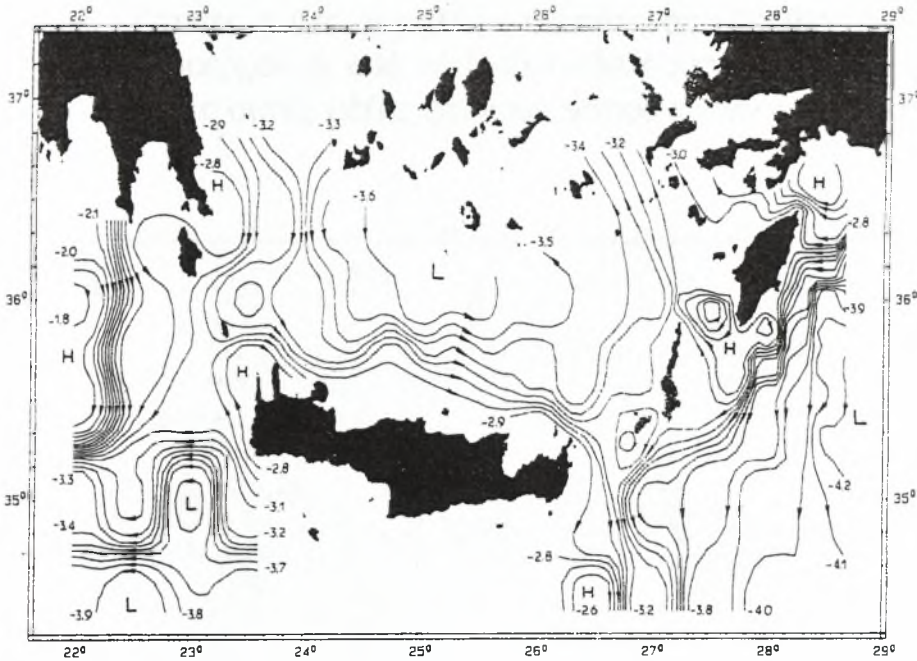
III.3. POEM-03-86, Νοέμβριος/Δεκέμβριος 1986

Ο Zodiatis (1993a) παρουσιάζει την φθινοπωρινή κυκλοφορία του Κρητικού Πελάγους, όπως αποκαλύφθηκε από τον πλόα POEM-03-86 (Νοέμβριος/Δεκέμβριος 1986). Το Κρητικό Πέλαγος επισκέφθηκε το ωκεανογραφικό σκάφος έρευνας *ΑΙΓΑΙΟ* και συλλέχθηκαν δεδομένα σε 96 σταθμούς (Εικόνα III.3.3) με τη βοήθεια ενός CTD μετρητή, SBE-9 (Sea Bird Electronics Inc.).

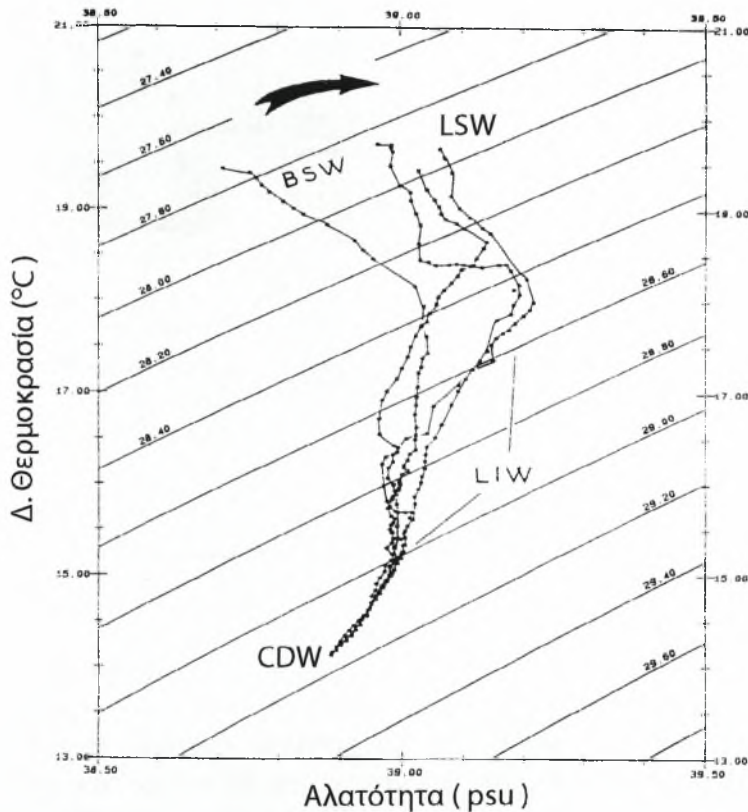
Κυκλοφορία των υδάτινων μαζών

Παρατηρήθηκε μία μεγάλων διαστάσεων κυκλωνική κυκλοφορία που προκαλεί ένα νοτιοανατολικό ρεύμα στο δυτικό και κεντρικό Κρητικό Πέλαγος και ένα βόρειο ρεύμα στο ανατολικό (Εικόνα III.3.1). Η γενικότερη κίνηση των επιφανειακών και υποεπιφανειακών υδάτινων μαζών είναι αντεστραμμένη σε σχέση με το χειμώνα και έχει

κατεύθυνση από τα δυτικά προς τα ανατολικά (Εικόνα III.3.1). Τα βασικά στοιχεία της κυκλοφορίας των υδάτινων μαζών διατηρούνται σε μεγαλύτερα βάθη, με μικρότερη όμως ένταση.



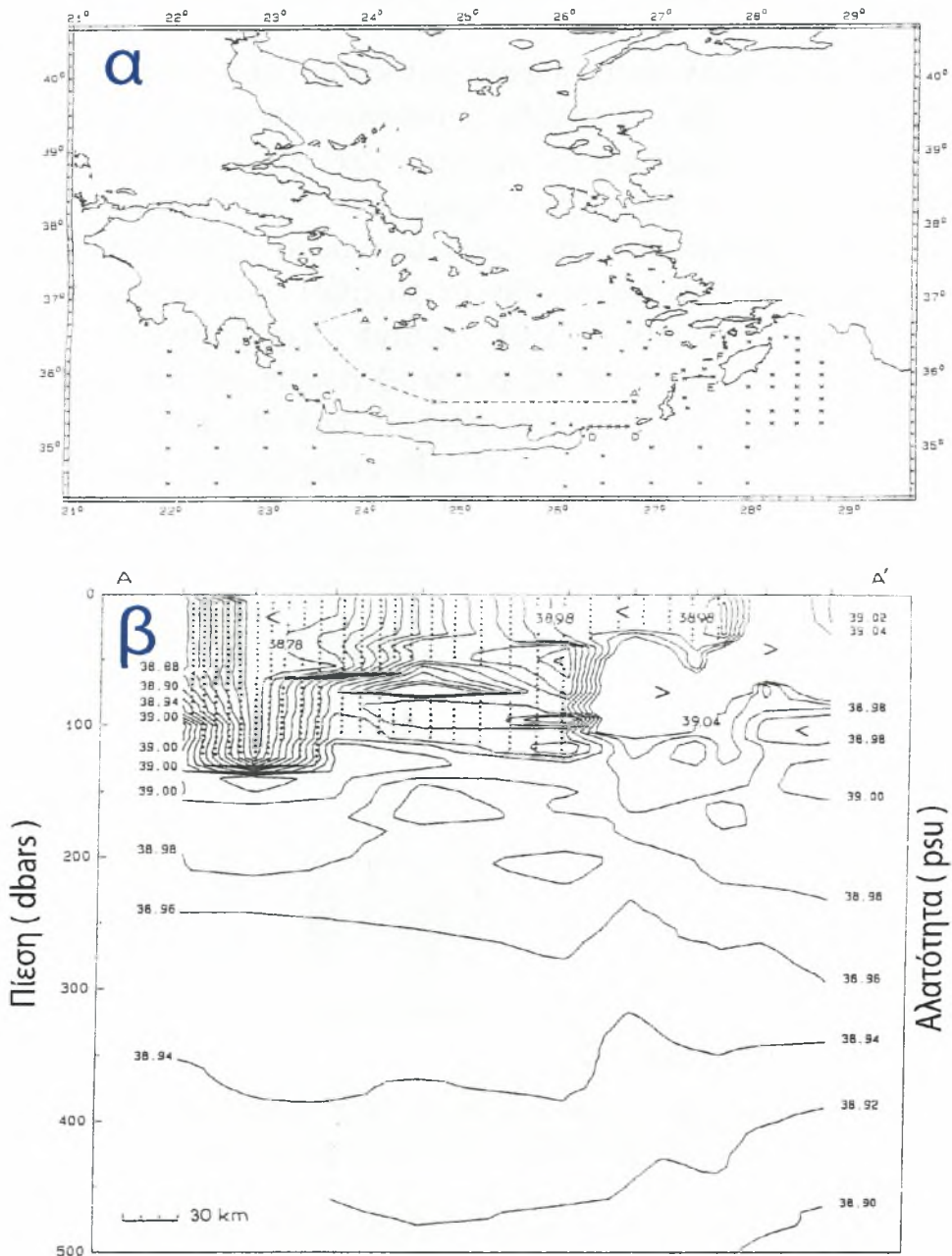
Εικόνα III.3.1 Δυναμική τοπογραφία (m^2/sec^2) στα 2m σε σχέση με τα 500m το φθινόπωρο του 1986 (POEM-03) (Zodiatis 1993a).



Εικόνα III.3.2 Ενδεικτικά διαγράμματα Θ/S για το φθινόπωρο του 1986 (POEM-03) (Zodiatis 1993a).

Υδάτινες μάζες

Στο δυτικό Κρητικό Πέλαγος εισέρχονται επιφανειακά και σε βάθος έως 100m υδάτινες μάζες χαμηλής αλατότητας (38,76psu) (Εικόνα III.3.3β) που προέρχονται από τη Μαύρη Θάλασσα (Black Sea Water, BSW). Οι υδάτινες αυτές μάζες φτάνουν νοτιοανατολικά έως το στενό της Κάσσου.



Εικόνα III.3.3 Η περιοχή μελέτης με την θέση των ωκεανογραφικών σταθμών (α) και κατακόρυφη κατανομή της Αλατότητας (psu) κατά μήκος της εγκάρσιας τομής AA' (β) το φθινόπωρο του 1986 (POEM-03). Η σκιασμένη περιοχή δείχνει τις υδάτινες μάζες που προέρχονται από τη Μαύρη Θάλασσα (BSW) (Zodiatis 1993a).

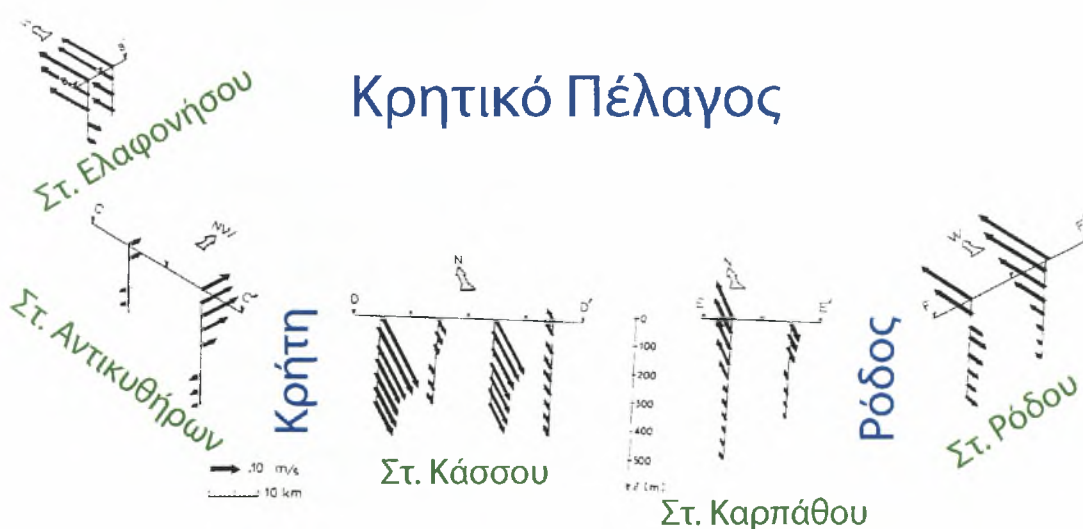
Επίσης, στο ανατολικό Κρητικό Πέλαγος, θερμά ($19,2-20,8^{\circ}\text{C}$) και αλμυρά ($39,26\text{psu}$) νερά λεβαντινής προέλευσης (LSW) φαίνεται να έχουν εισέλθει από τα ανατολικά στενά του Κρητικού Τόξου.

Τέλος, μικρές ποσότητες Τροποποιημένου Ατλαντικού Νερού (MAW) φαίνεται να έχουν εισέλθει στο ανατολικό Κρητικό Πέλαγος μέσω των ανατολικών στενών του Κρητικού Τόξου.

Ανταλλαγές υδάτινων μαζών στα στενά του Κρητικού Τόξου

Στα στενά της Κάσσου και της Ελαφονήσου λαμβάνει χώρα έξοδος επιφανειακών και υποεπιφανειακών υδάτινων μαζών, ενώ το αντίθετο συμβαίνει στα στενά της Ρόδου και των Αντικυθήρων.

Συγκεκριμένα, παρά το μικρό του πλάτος, το στενό της Ελαφονήσου παίζει σημαντικό ρόλο στην επικοινωνία του Κρητικού Πελάγους με το Ιόνιο Πέλαγος το φθινόπωρο σε σχέση με τις άλλες εποχές. Παρατηρήθηκε έντονη ($0,25-0,30\text{m/sec}$) εκροή νερών προέλευσης από τη Μαύρη Θάλασσα (BSW) επιφανειακά και μέχρι το βάθος των 125m (Εικόνα III.3.4). Μία μικρή εισροή παρατηρήθηκε μεταξύ 150 και 200m (Εικόνα III.3.4).



Εικόνα III.3.4 Ταχύτητες των γεωστροφικών ρευμάτων στα στενά του Κρητικού Τόξου το φθινόπωρο του 1986 (ΡΟΕΜ-03) (Zodiatis 1993a).

Στο στενό των Αντικυθήρων νερά προέλευσης από τη Μαύρη Θάλασσα (BSW) επανεισέρχονται στο Κρητικό Πέλαγος, αφού έχουν εξέλθει από το στενό των Κυθήρων εξαιτίας ενός μικρής κλίμακας κυκλώνα που δραστηριοποιείται στην περιοχή (Εικόνα III.3.1), στα βορειοδυτικά από την επιφάνεια έως και το βάθος των 50m , ενώ

υδάτινες μάζες Λεβαντινής προέλευσης εισέρχονται στα νοτιοανατολικά από την επιφάνεια έως και το βάθος των 200m, με ταχύτητες της τάξης των 0,1m/sec (Εικόνα III.3.4). Σε βάθη μεγαλύτερα των 250m παρατηρήθηκε μία ελαφρά εκροή υδάτων (Εικόνα III.3.4).

Στο στενό της Κάσσου επικρατεί ισχυρή (0,3m/sec) εκροή υδάτων από την επιφάνεια έως και το βάθος των 300m, ενώ μία μικρή εισροή παρατηρείται στο ανατολικό άκρο του στενού (Εικόνα III.3.4).

Στο στενό της Καρπάθου μία μέτρια εισροή υδάτων υφίσταται στα δυτικά (0,16m/sec), ενώ μία ασθενής εκροή λαμβάνει χώρα στα ανατολικά (0,06m/sec), αποτέλεσμα ενός μικρής κλίμακας αντικυκλώνα που εδρεύει στην περιοχή (Εικόνα III.3.4).

Στο στενό της Ρόδου, υδάτινες μάζες Λεβαντινής προέλευσης εισέρχονται κυρίως επιφανειακά με υψηλές ταχύτητες (0,30m/sec), (Εικόνα III.3.4).

III.4. POEM-04-87, Μάρτιος/Απρίλιος 1987

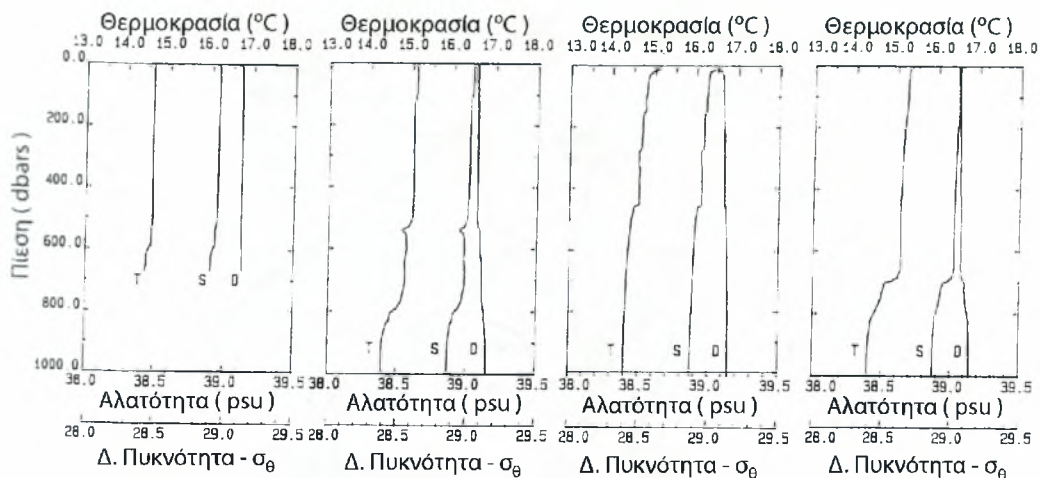
Κατά τη διάρκεια του πλόα POEM-04-87 (Μάρτιος/Απρίλιος), το ωκεανογραφικό σκάφος έρευνας *ΑΙΓΑΙΟ* επισκέφθηκε το Κρητικό Πέλαγος και συλλέχθηκαν δεδομένα από ένα δίκτυο 60 σταθμών, με ένα SBE-9 (Sea Bird Electronics) μετρητή CTD.

Κλιματικά χαρακτηριστικά και διαδικασίες ανάμιξης

Από τις αρχές έως τα μέσα του Μάρτη του 1987 (3-16 Μαρτίου), το Κρητικό Πέλαγος βρέθηκε υπό την επήρεια ψυχρών και ξηρών (μέση σχετική υγρασία 64%) αέριων μαζών του Πολικού Μετώπου που διεισδυσαν στην Ανατολική Μεσόγειο. Η θερμοκρασία του αέρα (1-6°C στη βόρεια Κρήτη) ήταν η χαμηλότερη που είχε παρατηρηθεί την τελευταία δεκαετία και οι άνεμοι βόρειοι πολύ ισχυροί (>20m/sec). Η μέση μηνιαία θερμοκρασία του αέρα για τον Μάρτιο ήταν 9-10°C, δηλαδή 2-3°C χαμηλότερη από αυτή του χειμώνα του 1986. Κάτω από αυτές τις καιρικές συνθήκες είναι προφανές ότι η ψύχρανση των επιφανειακών υδάτινων μαζών και η εξάτμιση ήταν εντονότερες και επήλθε ομογενοποίηση της υδάτινης στήλης έως 400-700m βάθος (Εικόνα III.4.1).

Υδάτινες μάζες

Στο ανατολικό Κρητικό Πέλαγος, παρά τις έντονες διαδικασίες ανάμιξης, ξεχωρίζουν σχετικά θερμότερα ($T=15,0-15,87^{\circ}\text{C}$),



Εικόνα III.4.1 Κατακόρυφα προφίλ των υδρολογικών χαρακτηριστικών πέντε σταθμών του Κρητικού Πελάγους το Μάρτιο του 1987 (POEM-04) (Zodiatis 1991b).

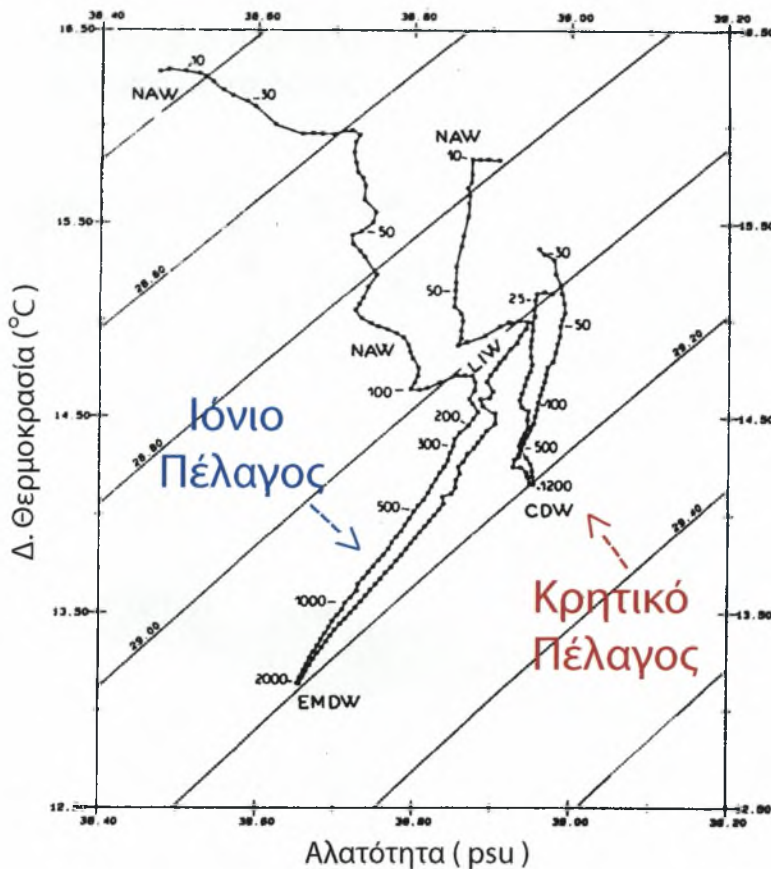
αλμυρότερα ($S=39,02-39,25$ psu) και ελαφρύτερα ($\sigma_{\theta}=29,87-29,03$) νερά που φαίνεται ότι επηρεάζονται από υδάτινες μάζες Λεβαντινής προέλευσης, οι οποίες εισέρχονται από το στενό της Ρόδου και το ανατολικό τμήμα του στενού της Κάσσου και εξαπλώνονται προς τα βόρεια και τα δυτικά.

Ψυχρότερα ($14,4^{\circ}\text{C}$), λιγότερο αλμυρά ($S<38,98$) και πυκνότερα ($\sigma_{\theta}=29,05-29,20$) επιφανειακά νερά που προέρχονται από τη Μαύρη Θάλασσα (BSW) μέσω του βορειοανατολικού Αιγαίου, παρατηρήθηκαν στο βορειοδυτικό Κρητικό Πέλαγος.

Λόγω της έντονης ανάμιξης υδάτινες μάζες με Ατλαντική προέλευση (MAW), έχουν σχεδόν εξαφανιστεί με εξαίρεση τις περιοχές βορειοανατολικά του στενού των Αντικυθήρων ($T=14,66^{\circ}\text{C}$, $S<38,93$ psu με $S_{\min}=38,77$ psu) και βορειοδυτικά του στενού της Κάσσου ($S=38,89-38,95$ psu), από τα οποία στενά φαίνεται ότι εισέρχονται.

Το Λεβαντινό Ενδιάμεσο Νερό (LIW) απαντάται σαν ένα υποεπιφανειακό στρώμα μέγιστης αλατότητας ($39,01-39,04$ psu), μόνο βόρεια από τα στενά της Κάσσου και των Αντικυθήρων. Στην υπόλοιπη περιοχή οι υποεπιφανειακές μάζες κάτω από την επίδραση των έντονων μετεωρολογικών φαινομένων είναι πολύ καλά ομογενοποιημένες μέχρι ακόμα και τα 700m βάθος, δημιουργώντας νερά παρόμοια με το Λεβαντινό Ενδιάμεσο νερό (LIW), όπως αναφέρεται και από Georgoroulos *et al.* (1989), αλλά ψυχρότερα.

Η εντονότατη ανάμιξη επιβεβαιώνει υποθέσεις προηγούμενων ερευνητών ότι επηρεάζονται από αυτή και τα Βαθιά Νερά του Κρητικού Πελάγους (CDW). Πάντως, παρόλο που η σχετικά χαμηλή αλατότητα

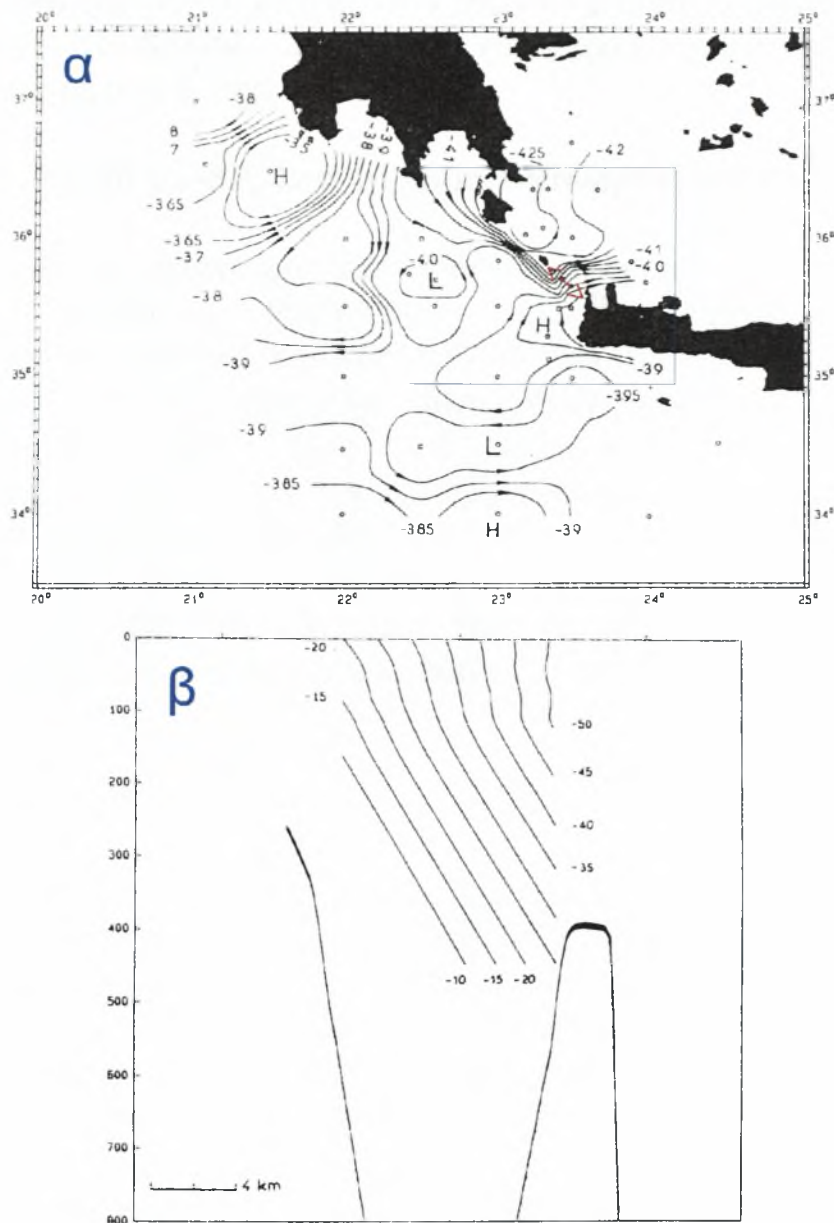


Εικόνα ΙΙΙ.4.2 Ενδεικτικό διάγραμμα θ - S για δύο σταθμούς του νοτίου Ιονίου Πελάγους και δύο του Κρητικού, τον Απρίλιο του 1987 (ΡΟΕΜ-04) (Zodiatis 1993b).

των τελευταίων θέτει ενδείξεις για προέλευση τους από τον ευρύτερο χώρο της Ανατολικής Μεσογείου διαμέσου των μεγαλύτερων βαθών του στενού της Κάσσου, η διάκρισή τους από τα Βαθιά Νερά της Ανατολικής Μεσογείου (EMDW) είναι σαφέστατη, καθώς είναι θερμότερα και με σημαντικά μεγαλύτερη αλατότητα που τα καθιστά ελαφρώς πυκνότερα (Εικόνα ΙΙΙ.4.2).

Κυκλοφορία των υδάτινων μαζών

Η κυκλοφορία των υδάτινων μαζών του Κρητικού Πελάγους την εν λόγω περίοδο παρουσιάζεται αρκετά περίπλοκη και αποτελείται από ποικίλους κυκλώνες και αντικυκλώνες με την συνισταμένη κίνηση των υδάτινων μαζών επιφανειακά και υποεπιφανειακά να επανακτά κατεύθυνση από τα ανατολικά προς τα βορειοδυτικά (Zodiatis 1991b), όπως το χειμώνα του 1986 (Theocharis *et al.*, 1993) (Εικόνα ΙΙΙ.4.3). Οι γεωστροφικές ταχύτητες επιφανειακά είναι της τάξης των 10-15m/sec. Αξιοσημείωτο είναι στο βορειοανατολικό Κρητικό Πέλαγος ένα βόρειο ρεύμα που μεταφέρει υδάτινες μάζες προς το χώρο του κεντρικού



Εικόνα III.4.4 Δυναμική τοπογραφία (m^2/sec^2) του επιφανειακού στρώματος του νοτίου Ιονίου Πελάγους και των δυτικών στενών του Κρητικού Τόξου (α) σε σχέση με τα 500m, και κατακόρυφη κατανομή των ταχυτήτων των γεωστροφικών ρευμάτων στο στενό των Αντικυθήρων (\leftrightarrow) τον Απρίλιο του 1987 (β) (ΡΟΕΜ-04). Οι αρνητικές τιμές σημαίνουν κατεύθυνση προς τα βορειοανατολικά και οι θετικές κατεύθυνση προς τα νοτιοδυτικά (Zodiatis 1993b).

νερών του Κρητικού Πελάγους εντοπίστηκε σε βάθη μεγαλύτερα των 500m στο βορειοδυτικό τμήμα του στενού (Εικόνα III.4.4β).

Η λειτουργία του στενού της Ελαφονήσου, αυτήν την περίοδο ήταν ήκιστης σημασίας. Μία ελαφρά εισροή (10m/sec) τροποποιημένων υδάτων ατλαντικής προέλευσης (MAW) ($S=38,84-38,88$) παρατηρείται

επιφανειακά έως και το βάθος των 25m, ενώ βαθύτερα υδάτινες μάζες εισέρχονται στο Κρητικό Πέλαγος στα νότια του στενού και εξέρχονται στα βόρεια με μικρές ταχύτητες.

III.5. ΡΟΕΜ-05-87, Σεπτέμβριος/Οκτώβριος 1987

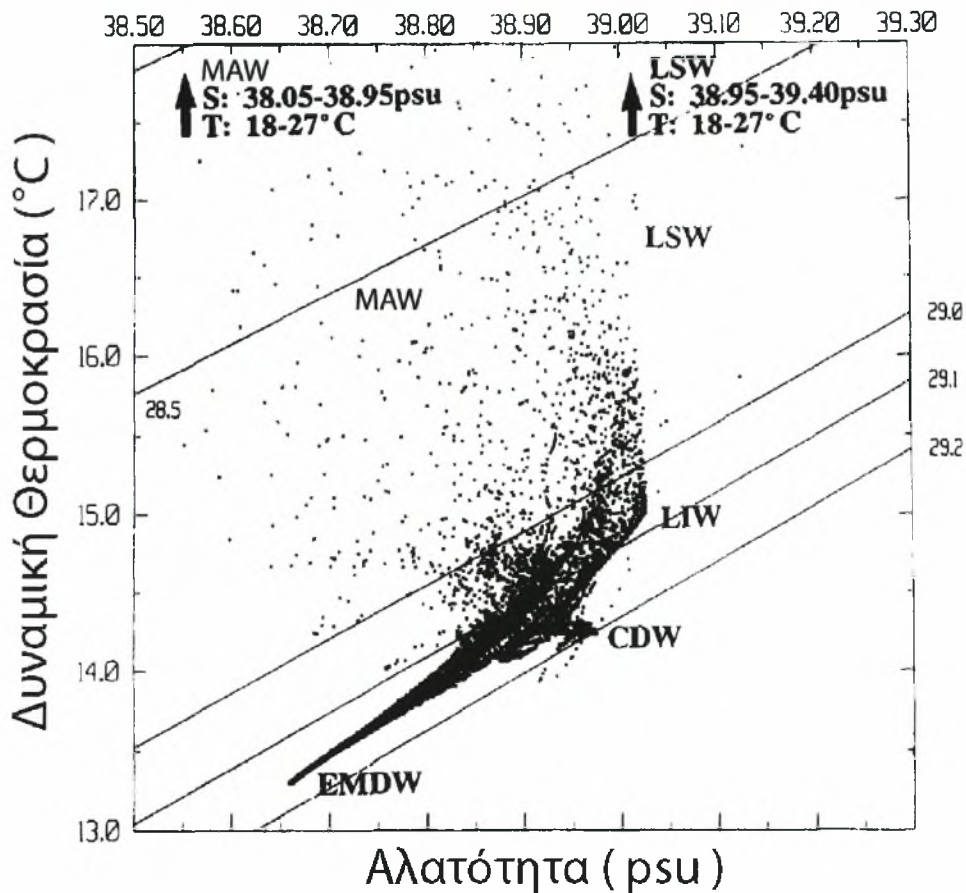
Ο τελευταίος ωκεανογραφικός πλόας που αφορούσε την περιοχή του Κρητικού Πελάγους, ΡΟΕΜ-05-87, πραγματοποιήθηκε από το ωκεανογραφικό σκάφος έρευνας *ΑΙΓΑΙΟ* τους μήνες Σεπτέμβριο και Οκτώβριο του 1987. Δεδομένα συλλέχθηκαν χρησιμοποιώντας έναν ανιχνευτή CTD, SBE-9 (Sea Bird Electronics). Επιπρόσθετα, έξι συστοιχίες, η κάθε μία με τρεις ρευτομετρητές Aanderra RCM 4S (Aanderra Inc., Bergen, Norway), ποντίστηκαν στα στενά του Κρητικού Τόξου σε βάθη 50,300 και 700m με καταγραφή κάθε 10 λεπτά για περίοδο μεγαλύτερη του ενός μηνός. Μία στο στενό των Αντικυθήρων, μία στο στενό της Ρόδου και από δύο στα στενά της Κάσσου και της Καρπάθου.

Υδάτινες μάζες

Ο Zodiatis (1991a) μας πληροφορεί για τα χαρακτηριστικά των υδάτινων μαζών του Κρητικού Πελάγους (Εικόνα III.5.1) αυτή την εποχή και συγκεκριμένα πως θερμά ($T=22-23,9^{\circ}\text{C}$), αλμυρά ($S=39-39,27\text{psu}$) και χαμηλής πυκνότητας επιφανειακά νερά καταλαμβάνουν το ανατολικό, το νότιο και σε μερικές περιοχές (στενό των Κυθήρων), το δυτικό Κρητικό Πέλαγος. Αυτό το λεπτό επιφανειακό στρώμα (έως 40m βάθος) δημιουργείται λόγω της έντονης θέρμανσης και εξάτμισης της καλοκαιρινής περιόδου. Στην δημιουργία του επικουρούν επιφανειακές υδάτινες μάζες που προέρχονται από τη Λεβαντινή Θάλασσα (LSW), με υψηλή θερμοκρασία και αλατότητα, που εισέρχονται από τα ανατολικά στενά του Κρητικού Τόξου. Η αλατότητα στα στενά της Ρόδου και της Καρπάθου κυμαίνεται από 39,22 έως 39,27psu, ενώ η θερμοκρασία στο στενό της Ρόδου έφτανε έως και $24,08^{\circ}\text{C}$.

Λιγότερο αλμυρά ($S=38,67-38,90\text{psu}$) και ψυχρότερα ($T=20,66-21,94^{\circ}\text{C}$) επιφανειακά νερά απαντώνται στο βορειοδυτικό Κρητικό Πέλαγος (Μυρτώο Πέλαγος), που προέρχονται από το βορειοδυτικό Αιγαίο (καταγωγής από τη Μαύρη Θάλασσα, BSW) και εισέρχονται διαμέσου του περάσματος της Άνδρου. Οι υδάτινες μάζες αυτές τροποποιημένες ($S=38,83-38,90\text{psu}$, $T=23,76-24,26^{\circ}\text{C}$), ανιχνεύθηκαν νότια έως το στενό των Αντικυθήρων.

Η υποεπιφανειακή υδάτινη μάζα ελαχίστης αλατότητας ($S=38,64-38,90\text{psu}$), που αντιστοιχεί στο Τροποποιημένο Ατλαντικό Νερό (MAW), εμφανίζεται σε όλη την περιοχή σε βάθη 30-110m. Τα νερά αυτά εισέρχονται στα δυτικά από το στενό των Αντικυθήρων και στα ανατολικά από το στενό της Ρόδου, ενώ εξέρχονται από το στενό της Κάσσου.



Εικόνα III.5.1 Διάγραμμα Θ/S των συνολικών δεδομένων του πλόα POEM-05-87 (Ιόνιο Πέλαγος, Κρητικό Πέλαγος, Κρητικό Πέρασμα, Λεβαντινή Θάλασσα). Το Βαθύ Νερό της Ανατολικής Μεσογείου (EMDW), δεν είναι παρών στο Κρητικό Πέλαγος (Theocharis *et al.*, 1993).

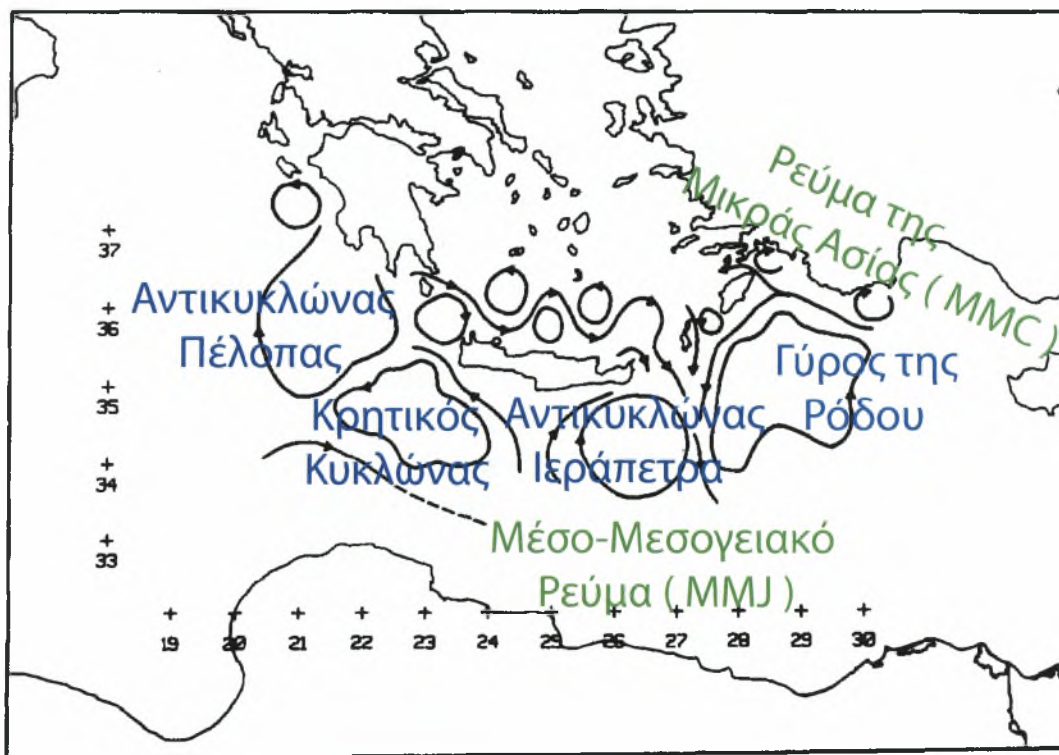
Κάτω από το υποεπιφανειακό στρώμα του Τροποποιημένου Ατλαντικού Νερού (MAW), στο ενδιάμεσο στρώμα της υδάτινης στήλης, κυρίαρχη είναι η παρουσία του Λεβαντινού Ενδιάμεσου Νερού (LIW). Η υψηλότερη αλατότητα ($S=39,02\text{psu}$), εντοπίστηκε γύρω από τα ανατολικά στενά του Κρητικού Τόξου, σε βάθη 100-500m.

Στο βαθύτερο στρώμα της υδάτινης στήλης, καθολική είναι η κυριαρχία του Κρητικού Βαθιού Νερού (CDW), με σχετικά υψηλή θερμοκρασία (έως $14,56^{\circ}\text{C}$), υψηλή αλατότητα ($S=38,89-38,97\text{psu}$) και

υψηλή πυκνότητα (σ_θ έως 29,20) κοντά στον πυθμένα στα σημεία με τα μεγαλύτερα βάθη του ανατολικού Κρητικού Πελάγους.

Κυκλοφορία των υδάτινων μαζών

Η κυκλοφορία των υδάτινων μαζών ήταν αρκετά σύνθετη και αποτελείτο από δύο κυκλωνικές και τρεις αντικυκλωνικές κυκλοφορίες (Zodiatis 1991a). Η συνολική κίνηση των υδάτινων μαζών είναι αντίθετη σε σχέση με τους χειμώνες 1986,1987, παρόμοια όμως με το φθινόπωρο του 1986 και έχει φορά από τα βορειοδυτικά προς τα ανατολικά (Zodiatis 1991a; Theocharis *et al.*, 1993) (Εικόνα ΙΙΙ.5.2). Οι



Εικόνα ΙΙΙ.5.2 Σχηματική αναπαράσταση της κυκλοφορίας των υδάτινων μαζών του Κρητικού Πελάγους και των γύρω περιοχών τους μήνες Σεπτέμβριο/Οκτώβριο του 1987 (ΡΟΕΜ-05) (Theocharis *et al.*, 1993).

δύο κυκλώνες βρίσκονται στα αριστερά όπως κινούμαστε μαζί με το συνολικό ρεύμα, ενώ οι αντικυκλώνες στα δεξιά. Οι γεωστροφικές ταχύτητες στο ανατολικό και κεντρικό Κρητικό Πέλαγος κυμαίνονται μεταξύ 14-18cm/sec ενώ στο νοτιοδυτικό είναι πιο ισχυρές (έως 25cm/sec). Αξιοσημείωτη είναι η στροφή προς βορρά που πραγματοποιούν οι υδάτινες μάζες που φαίνεται να εισέρχονται στο Κρητικό Πέλαγος από τα στενό της Ρόδου, μόλις εισέλθουν στην

περιοχή. Η γεωστροφική κυκλοφορία παραμένει ποιοτικά η ίδια σε μεγαλύτερα βάθη, εξασθενώντας όμως, έως το κατώτατο στρώμα του θερμοκλινούς, όπου πλέον καθίσταται πολύ αδύναμη. Σημαντικό είναι το γεγονός ότι οι κυκλώνες και οι αντικυκλώνες είναι αυτοί που δημιουργούν το συνισταμένο ρεύμα προς ανατολάς και όχι το αντίθετο.

Ανταλλαγές υδάτινων μαζών στα στενά του Κρητικού Τόξου

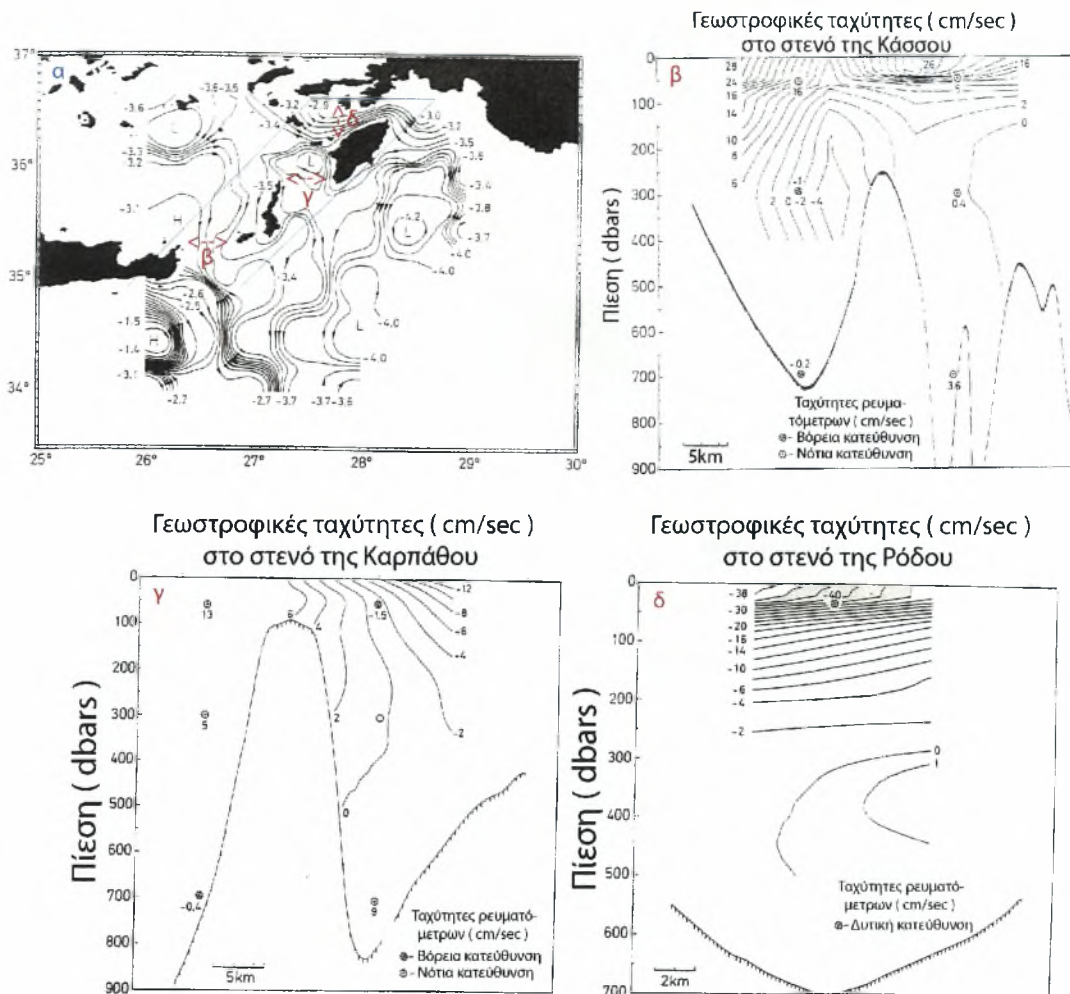
Είσοδος υδάτινων μαζών λαμβάνει χώρα διαμέσου του στενού των Κυθήρων στα δυτικά (Zodiatis 1991a, 1993b) και του στενού της Ρόδου στα ανατολικά (Zodiatis 1991a, 1992). Η κυρίως έξοδος υδάτινων μαζών συντελείται διαμέσου του στενού της Κάσσου (Zodiatis 1992), επιφανειακά στο στενό των Αντικυθήρων (Zodiatis 1991a) και σε μεγάλα βάθη στο στενό της Καρπάθου (Zodiatis 1992) (Εικόνες III.5.3 και III.5.4).

Συγκεκριμένα, στα ανατολικά, στο στενό της Κάσσου, επιφανειακά νερά και νερά Ατλαντικής προέλευσης (MAW) ρέουν προς τα νότια με μέγιστη γεωστροφική ταχύτητα έως 28cm/sec. Οι μετρήσεις των ρευματογράφων έρχονται σε καλή συμφωνία με τις γεωστροφικές ταχύτητες. Στα δυτικά και τα ανατολικά του στενού, Λεβαντινό Ενδιάμεσο Νερό (LIW) εκρέει προς τη Λεβαντινή Θάλασσα με αρκετά μικρές ταχύτητες, ενώ το αντίθετο συμβαίνει στο κεντρικό τμήμα του στενού, λίγο πιο έντονα. Σε μεγάλα βάθη ($\geq 700\text{m}$), στο ανατολικό τμήμα του στενού παρατηρείται μία ισχνή εισροή του Μεσογειακού Μεταβατικού Νερού (TMW).

Στο στενό της Καρπάθου, έντονη εισροή υδάτων (15cm/sec), παρατηρείται στα ανατολικά του στενού, ενώ μία λιγότερο έντονη εκροή (8cm/sec), στα δυτικά. Αυτή η συμπεριφορά των υδάτινων μαζών στο στενό της Καρπάθου δικαιολογείται από την παρουσία στην περιοχή του στενού ενός μικρής κλίμακας κυκλώνα που δημιουργείται από ένα παρακλάδι του Ρεύματος της Μικράς Ασίας (AMC), που εισέρχεται στο Κρητικό Πέλαγος στα ανατολικά και εξέρχεται από τα δυτικά (Εικόνα III.5.2). Βαθύτερα (700-800m), φαίνεται να εκρέουν από το στενό (10cm/sec) νερά με χαρακτηριστικά του Μεσογειακού Μεταβατικού Νερού (TMW).

Κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου, ο κύριος όγκος υδάτων του Ρεύματος της Μικράς Ασίας (AMC) εισέρχεται στο Κρητικό Πέλαγος διαμέσου του στενού της Ρόδου. Επιφανειακά νερά υψηλής θερμοκρασίας και αλατότητας Λεβαντινής προέλευσης καθώς επίσης και υποεπιφανειακές υδάτινες μάζες Ατλαντικής προέλευσης (MAW), εισέρχονται με πολύ υψηλές ταχύτητες (έως και 40cm/sec) διαμέσου

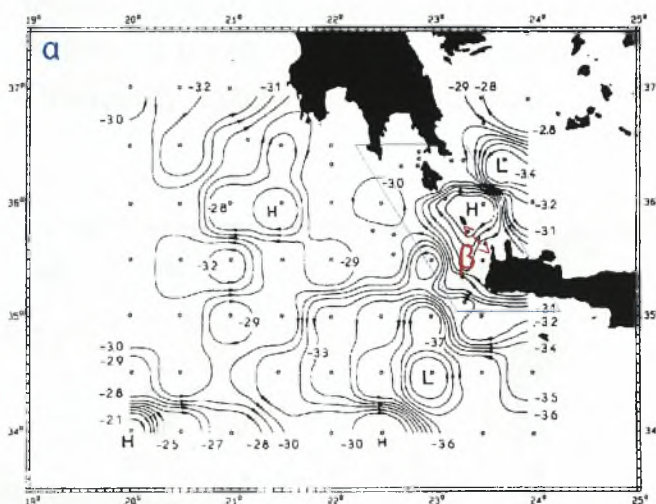
του στενού στο Κρητικό Πέλαγος. Βαθύτερα, το Λεβαντινό Ενδιάμεσο Νερό (LIW), εισέρχεται και αυτό στο Κρητικό Πέλαγος, αλλά με χαμηλότερες ταχύτητες (11cm/sec).



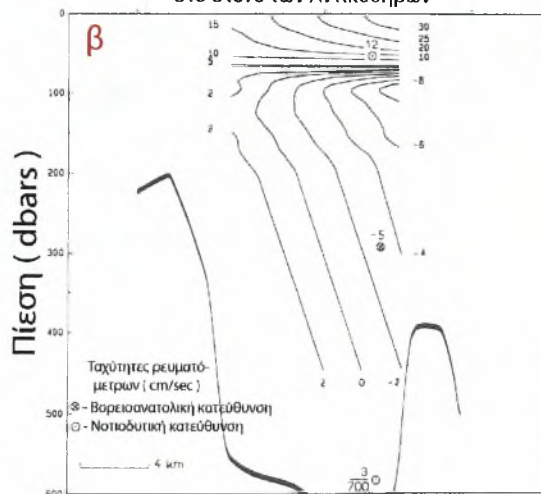
Εικόνα III.5.3 Δυναμική τοπογραφία (m^2/sec^2), του επιφανειακού στρώματος της Λεβαντινής Θάλασσας και των ανατολικών στενών του Κρητικού Τόξου σε σχέση με τα 500m (α), κατακόρυφες κατανομές των ταχυτήτων των γεωστροφικών ρευμάτων στα στενά της Κάσσου (β), της Καρπάθου (γ) και της Ρόδου (δ), (οι αρνητικές τιμές δηλώνουν βόρεια κατεύθυνση στα σχήματα β,γ και δυτική στο δ), και παρατηρούμενες ταχύτητες από τα ρευματομέτρα, το καλοκαίρι του 1987 (POEM-05) (Zodiatis 1992).

Στα δυτικά στενά του Κρητικού Τόξου και συγκεκριμένα στο στενό των Αντικυθήρων, παρατηρείται μία έντονη εκροή (30cm/sec) υδάτων προέλευσης από τη Μαύρη Θάλασσα (BSW) και υδάτων Ατλαντικής προέλευσης (MAW), που ενεργοποιείται από έναν αντικυκλώνα μικρής κλίμακας που φαίνεται να περικυκλώνει την νήσο Αντικύθηρα. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα ένα μεγάλο τμήμα των υδάτινων μαζών που εκρέουν να επανατροφοδοτείται στο Κρητικό Πέλαγος διαμέσου του στενού των

Κυθήρων (Εικόνα III.5.4). Σε βάθη μεγαλύτερα των 80m, το Λεβαντινό Ενδιάμεσο Νερό (LIW) φαίνεται να εκρέει με χαμηλότερες ταχύτητες (8cm/sec στα 100m). Η συνολική υπολογιζόμενη μεταφορά υδάτων στο στενό για αυτήν τη περίοδο είναι της τάξης των 0,3Sv, πολύ μικρότερη σε σχέση με τον χειμώνα (1,7Sv). Ακόμα βαθύτερα, στα 700m βάθος, μία μικρή (3cm/sec) εκροή του Κρητικού Βαθιού Νερού (CDW) εντοπίστηκε στο κέντρο του στενού, ενώ στα νοτιοανατολικά το ανώτερο στρώμα του Βαθιού Νερού της Ανατολικής Μεσογείου (EMDW) φαίνεται να εισέρχεται στο Κρητικό Πέλαγος.



Γεωστροφικές ταχύτητες (cm/sec)
στο στενό των Αντικυθήρων

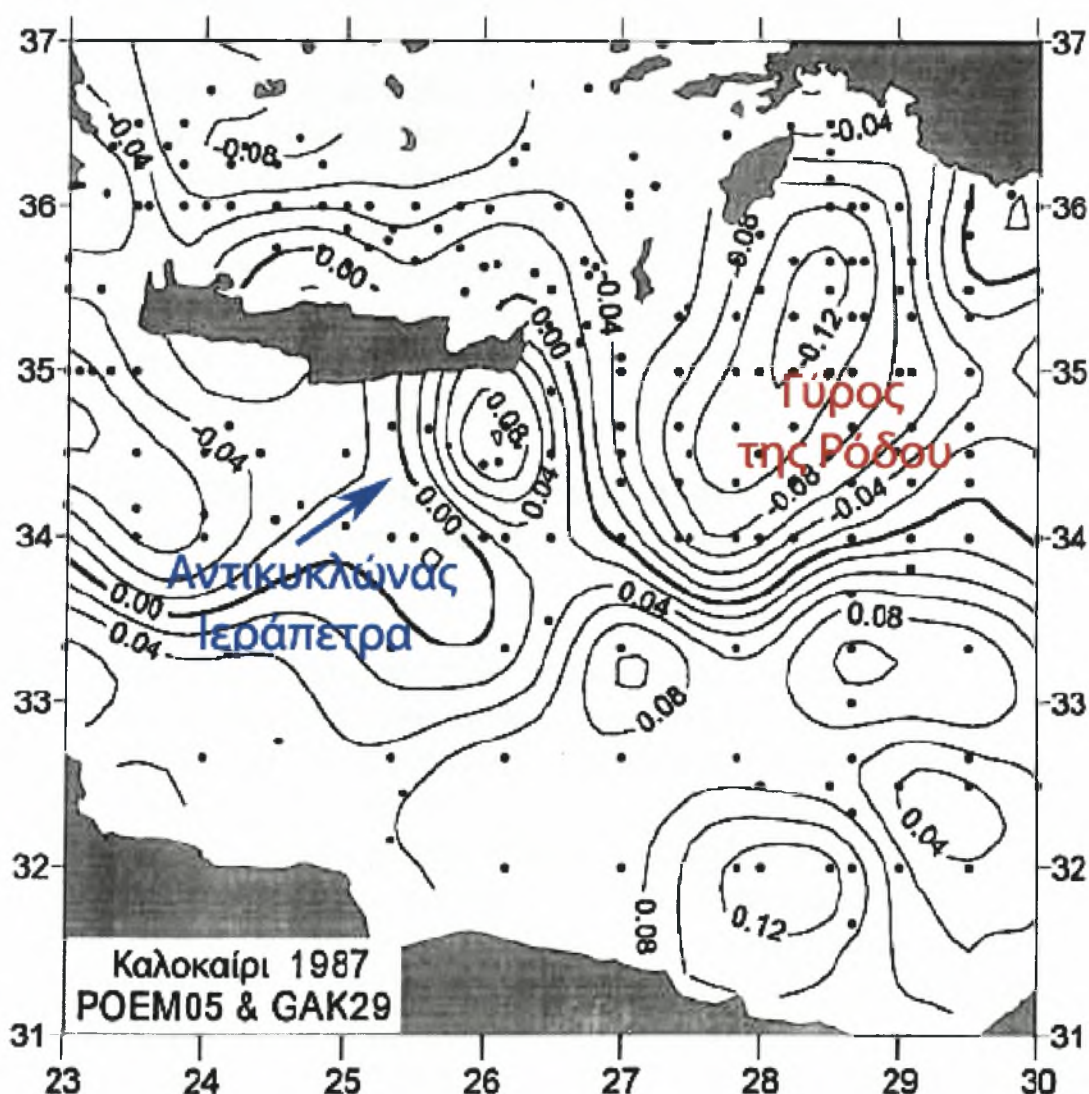


Εικόνα III.5.4 Δυναμική τοπογραφία (m^2/sec^2), του επιφανειακού στρώματος του νοτίου Ιονίου Πελάγους και των δυτικών στενών του Κρητικού Τόξου σε σχέση με τα 500m (α), κατακόρυφες κατανομές των ταχυτήτων των γεωστροφικών ρευμάτων στο στενό των Αντικυθήρων (β), (οι αρνητικές τιμές δηλώνουν βορειοανατολική κατεύθυνση), και παρατηρούμενες ταχύτητες από τα ρευματομέτρα τους Σεπτέμβριο/Οκτώβριο του 1987 (POEM-05) (Zodiatis 1993b).

Το στενό της Ελαφονήσου σε αυτήν την περίοδο δεν φαίνεται να διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στην ανταλλαγή υδάτινων μαζών μεταξύ του Κρητικού Πελάγους και του νότιου Ιονίου Πελάγους. Επιφανειακά και μέχρι βάθους μόλις 25m παρατηρήθηκε μία εκροή (20cm/sec) υδάτινων μαζών.

III.6. Επιπρόσθετα ευρήματα του διεθνούς προγράμματος ΡΟΕΜ

Σε αυτό το σημείο αξίζει να αναφέρουμε δύο ευρήματα του διεθνούς προγράμματος ΡΟΕΜ, τα οποία αν και δεν τοποθετούνται στην περιοχή του Κρητικού Πελάγους, έχουν άμεση συνάφεια και έχουν μεγάλη



Εικόνα III.6.1.1 Δυναμική τοπογραφία του Κρητικού Πελάγους και της δυτικής Λεβαντινής Θάλασσας στα 50m σε σχέση με τα 800m το καλοκαίρι του 1987 (Hecht A. & Gertman I., 2001).

επιρροή στην υδάτινη δομή και κυκλοφορία ολόκληρης της Ανατολικής Μεσογείου. Πρόκειται για την ανακάλυψη του Αντικυκλώνα Ιεράπετρα που εμφανίζεται το καλοκαίρι του 1987 και την ανίχνευση υδάτινων μαζών που προέρχονται από το Κρητικό Πέλαγος νοτίως της Κρήτης την ίδια περίοδο.

III.6.1 Αντικυκλώνας Ιεράπετρα

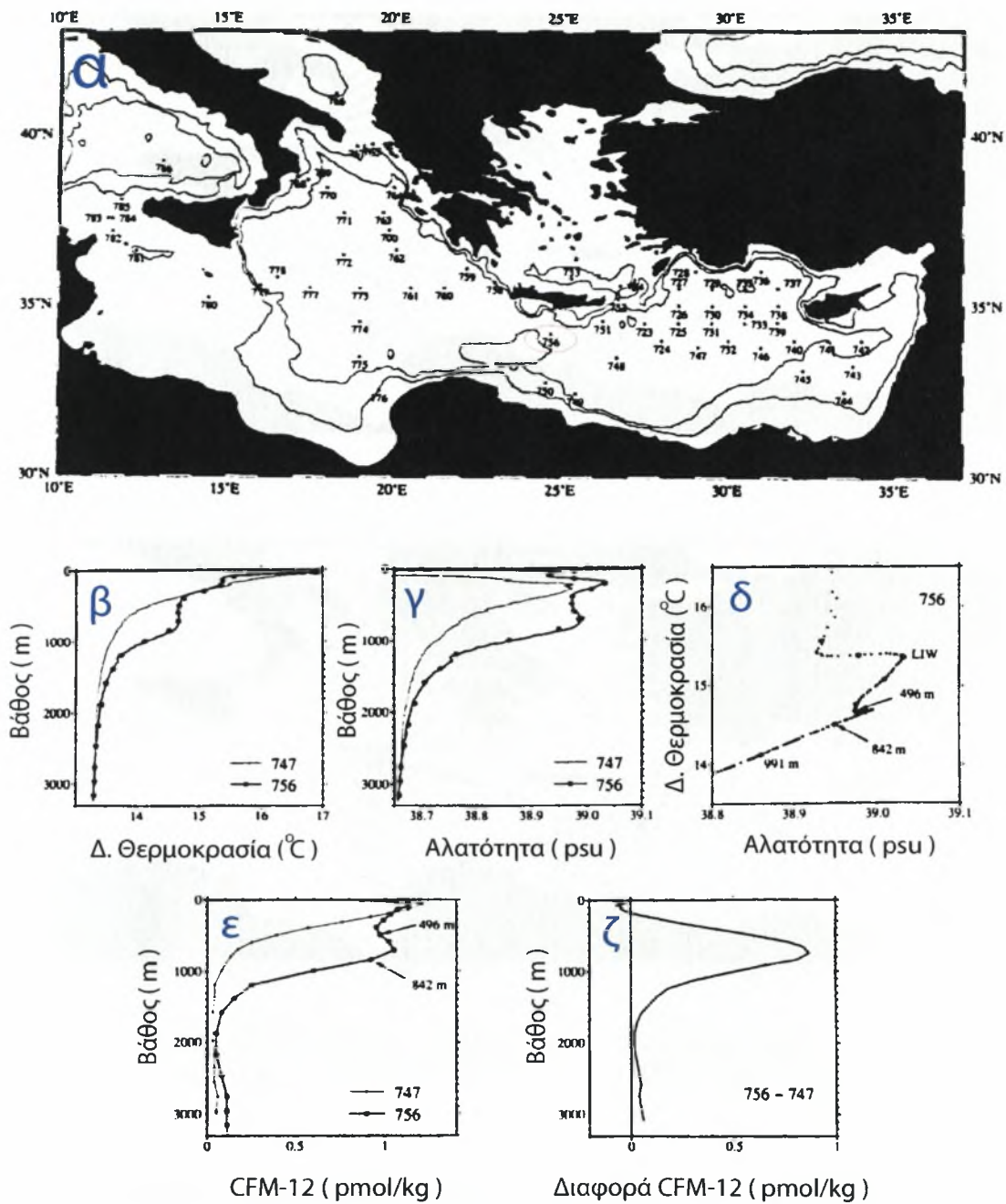
Το καλοκαίρι του 1987, παρατηρήθηκε η εμφάνιση του Αντικυκλώνα Ιεράπετρα (Nittis *et al.*, 1990) (Εικόνα III.6.1.1), που έρχεται σε σύμπτωση με τα ευρήματα άλλων επιστημόνων (Price 1990; Ρορον 1991; Zodiatis 1992; Ρορον *et al.*, 1994), ο οποίος δεν ήταν παρών τον προηγούμενο χειμώνα (Hecht A. & Gertman I., 2001). Η περιοχή στην οποία αναπτύσσεται, στο Κρητικό Πέρασμα, δεν είχε ποτέ μελετηθεί σχολαστικά μέχρι το 1986, γι' αυτό δεν μπορούμε να είμαστε σίγουροι για το γεγονός ότι εμφανίζεται πραγματικά για πρώτη φορά. Υπάρχουν κάποιες ενδείξεις (Onchinnikov *et al.*, 1976a) για την παρουσία του στο παρελθόν, αλλά δεν αποτελούν ακλόνητα στοιχεία. Το πιθανότερο είναι πως υπήρξε και στο παρελθόν αλλά με πολύ μικρότερο μέγεθος, τόσο ώστε να μην μπορεί να γίνει αντιληπτός.

Φαίνεται πως η λειτουργία του αντικυκλώνα Ιεράπετρα σχετίζεται με την εκροή επιφανειακών και ενδιάμεσων υδάτινων μαζών από το στενό της Κάσσου (Zodiatis 1992; Theocharis *et al.*, 1993).

III.6.2 Υδάτινες μάζες Κρητικής προέλευσης αποκαλύπτονται νοτίως της Κρήτης από τις έρευνες του πλόα Meteor 5/6 το καλοκαίρι του 1987

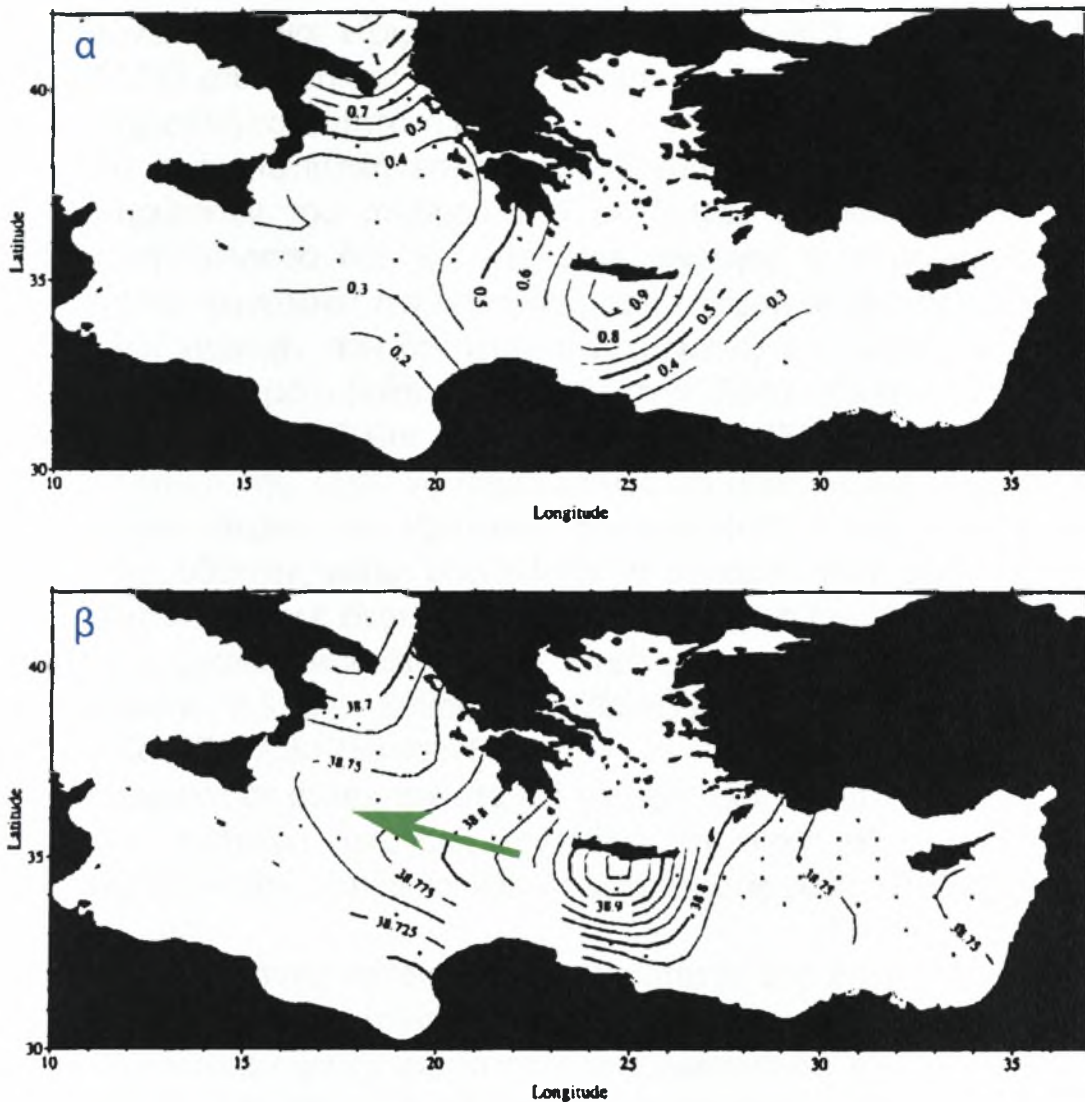
Η έξοδος των υδάτινων μαζών του Κρητικού Πελάγους από τα στενά κυρίως της Κάσσου και των Αντικυθήρων που έχει δειχθεί από Zodiatis (1992, 1993a, 1993b); Theocharis *et al.* (1993), φαίνεται καταπληκτικά από τα ευρήματα του πλόα Meteor 5/6 (Αύγουστος/Σεπτέμβριος 1987), στα πλαίσια του προγράμματος POEM από Schlitzer *et al.* (1991). Με το ωκεανογραφικό σκάφος έρευνας *Meteor* έγιναν μετρήσεις εν πλω (Εικόνα III.6.2.1a) οξυγόνου, θρεπτικών συστατικών και χλωροφθορομεθανίου CFM-11 και CFM-12. Τα CFM-11 και CFM-12 στα δείγματα ύδατος συλλέχθηκαν με μία ροζέτα 24x10lt. Niskin.

Συγκεκριμένα, στον σταθμό 756 νοτίως της Κρήτης (Εικόνες III.6.2.1 και III.6.2.2), απαντώνται μη συνήθεις υψηλές τιμές θερμοκρασίας, αλατότητας, οξυγόνου και CFM-12 σε ένα εύρος βάθους από τα 400 έως τα 1500m. Όλες αυτοί οι παράμετροι δείχνουν ένα καθαρό μέγιστο της



Εικόνα III.6.2.1 Οι σταθμοί δειγματοληψίας του πλόα Meteor-5 τους Αύγουστο/Σεπτέμβριο του 1987 (α), (οι ισοβαθείς είναι των 1000 και 2000m). Προφίλ Δ. Θερμοκρασίας (β), Αλατότητας (γ) Διάγραμμα θ -S (δ), προφίλ των συγκεντρώσεων του CFM-12 (ε) για το σταθμό 756 νοτίως της Κρήτης, και διαφορές των συγκεντρώσεων CFM-12 των σταθμών 756 και 747 (ζ). Ο σταθμός 747 χρησιμοποιείται για σύγκριση (Schlitzer *et al.*, 1991).

συγκέντρωσής τους στα 700m βάθος, αρκετά κάτω από το στρώμα του Λεβαντινού Ενδιάμεσου Νερού (LIW), που χαρακτηρίζεται από ένα μέγιστο αλατότητας περίπου στα 200m βάθος. Οι συγκεντρώσεις του CFM-12 σε βάθος ήταν μεγαλύτερες από αυτές της επιφανείας. Ο υψηλός βαθμός κορεσμού του νερού σε CFM-12 (84% σε σχέση με τις



Εικόνα III.6.2.2 Οριζόντιες κατανομές των συγκεντρώσεων του CFM-12 (pmol/kg) (α) και της αλατότητας (psu) (β), στο βάθος των 700m (Schlitzer *et al.*, 1991).

ατμοσφαιρικές συνθήκες του 1987), υποδεικνύει ότι το νερό στα 700m βάθος είναι «φρέσκο». Η σύγκριση των κατακόρυφων προφίλ του CFM-12 του σταθμού 756 με τον σταθμό 747 δείχνει ότι υπάρχουν παρόμοιες συγκεντρώσεις στο επιφανειακό στρώμα, επίσης κάτω από το εκάστοτε σημείο μέγιστης συγκέντρωσης του CFM-12 και σε βάθη μεγαλύτερα των 1800m, αλλά μεγάλες διαφορές στο στρώμα μεταξύ 400 και 1500m.

Το βάθος στο οποίο απαντάται το μέγιστο του CFM-12 στο σταθμό 756 αντιστοιχεί στο διάγραμμα θ -S σε έναν σχηματισμό σαν βελόνα προς μεγαλύτερες θερμοκρασίες και αλατότητες μεταξύ του στρώματος του Λεβαντινού Ενδιάμεσου Νερού (LIW) και του βαθύτερου ψυχρού στρώματος. Η χαρακτηριστική αυτή δομή της υδάτινης μάζας

φανερώνει ότι είναι εξαιρετικά ομογενής ($\theta=14,66^{\circ}\text{C}$, $S=38,985\text{psu}$, $\sigma_{\theta}=29,127$) καθώς επίσης και το ότι ο πυρήνας της έχει διατηρήσει την χαρακτηριστική ταυτότητά του.

Μετά από στατιστική επεξεργασία βρέθηκε ότι η συγγένεια των χαρακτηριστικών του σταθμού 756 με άλλους σταθμούς τόσο στη Λεβαντινή Θάλασσα όσο και στο Ιόνιο Πέλαγος είναι μη αποδεκτά υψηλή (που φανερώνει την έστω και μικρή επιρροή αυτής της υδάτινης μάζας έως περιοχές που δεν ήταν αναμενόμενο) και επίσης ότι η πιο σχετική υδάτινη μάζα βρίσκεται σε μικρότερα βάθη στο εσωτερικό του Κρητικού Πελάγους (300m βάθος στον σταθμό 753), που μας δείχνει την καταγωγή της. Αξίζει να σημειώσουμε ότι οποιαδήποτε συμμετοχή των Βαθιών Νερών του Κρητικού Πελάγους (CDW) στο σχηματισμό αυτής της υδάτινης μάζας αποκλείεται. Η δυναμική τους θερμοκρασία και η αλατότητά τους είναι εξαιρετικά χαμηλές για να συνέβαινε αυτό.

Ακόμη, μικρές ανωμαλίες στην συγκέντρωση του CFM-12 και στα διαγράμματα θ - S στο βάθος των 700m βρέθηκαν και σε άλλους σταθμούς (751, 758, 759 και 760).

Η ανωμαλία σε αυτόν τον σταθμό που φαίνεται ότι κατάγεται από το χώρο του Κρητικού Πελάγους φανερώνει την εκροή υδάτινων μαζών του τελευταίου στα δυτικά και νότια της Κρήτης σε βάθη μεταξύ 500 και 1200m.

Από την οριζόντια κατανομή της αλατότητας στο βάθος των 700m φαίνεται ένα μέγιστο νοτίως της Κρήτης. Ακόμα πιο σημαντικό στοιχείο είναι μία γλώσσα υψηλής αλατότητας που φαίνεται ότι κατάγεται κοντά στα στενά στο εσωτερικό του Κρητικού Πελάγους και εκτείνεται προς τα δυτικά (Εικόνα III.6.2.2β), μακριά μέσα στη λεκάνη του Ιονίου Πελάγους.

Από τα παραπάνω συνάγουμε στο συμπέρασμα ότι σχετικά ρηχές υδάτινες μάζες από το Κρητικό Πέλαγος (300m βάθος), εισέρχονται στην δυτική Λεβαντινή Θάλασσα και το ανατολικό Ιόνιο Πέλαγος διαμέσου των στενών των Αντικυθήρων και/ή της Κάσσου πιθανότατα όχι συνεχόμενα αλλά με μορφή παλμών. Το εξερχόμενο νερό βυθίζεται στα 700m και τουλάχιστο σποραδικά δημιουργεί θύλακες με διαφορετικά χαρακτηριστικά από τα περιβάλλοντα ύδατα. Προτείνεται η ονομασία αυτής της υδάτινης μάζας ως Κρητικό Ενδιάμεσο Νερό (Cretan Intermediate Water, CIW).

Αξιοσημείωτο είναι πάντως το γεγονός πως τη περίοδο (Αύγουστος/Σεπτέμβριος 1987) που αποκαλύφθηκαν αυτές οι υδάτινες μάζες Κρητικής προέλευσης στο χώρο του Κρητικού Περάσματος, ξεκινούσε ο πλόας ΡΟΕΜ-05-87 (Σεπτέμβριος/Οκτώβριος 1987) που έδειξε πως η

εκροή αυτών των υδάτινων μαζών μπορεί για σύντομο χρονικό διάστημα να είχε παυτεί, αλλά ήταν πάλι ενεργή.

III.7. Σύνοψη των ευρημάτων του προγράμματος ΡΟΕΜ

Συνοψίζοντας τα αποτελέσματα των ερευνών του προγράμματος ΡΟΕΜ, που μας έδωσε μία καλή εικόνα της λειτουργίας του Κρητικού Πελάγους από άποψη φυσικής ωκεανογραφίας, πρέπει να αναφέρουμε τα σημαντικότερα στοιχεία τα οποία αποκαλύφθηκαν. Πρώτο είναι η περίπλοκη αλληλεπίδραση πολλών υδάτινων μαζών που συναντώνται στο Κρητικό Πέλαγος (BSW, MAW, LSW, LIW, CDW, EMDW). Ακόμη, η απόδειξη της βαθιάς και έντονης ανάμιξης και ομογενοποίησης της υδάτινης στήλης κατά τους χειμερινούς μήνες που οδηγεί σε δημιουργία ενδιάμεσου νερού με παρόμοια χαρακτηριστικά με αυτά του Λεβαντινού Ενδιάμεσου Νερού (LIW) αλλά ελαφρά ψυχρότερο και βαθύ νερό (CDW) θερμότερο, με μεγαλύτερη αλατότητα όμως και πυκνότερο από το Βαθύ Νερό της Ανατολικής Μεσογείου (EMDW). Επίσης, η αναστροφή της γενικότερης κίνησης των επιφανειακών και υποεπιφανειακών υδάτινων μαζών κατά τις περιόδους του χειμώνα και του θέρους. Τέλος η πολυπλοκότητα την οποία παρουσιάζουν στη λειτουργία τους τα στενά του Κρητικού Τόξου, η οποία φαίνεται ότι επηρεάζεται όχι από την κυκλοφορία του Κρητικού Πελάγους αλλά από την γενικότερη κυκλοφορία της Ανατολικής Μεσογείου και από την ένταση και την εκάστοτε μετακίνηση μόνιμων δομών όπως ο Γύρος της Ρόδου, ο Αντικυκλώνας Πέλοπας, ο Κρητικός Κυκλώνας και ημι-μόνιμων δομών όπως ο νεοεμφανιζόμενος Αντικυκλώνας Ιεράπετρα. Προχωρώντας ένα τολμηρό βήμα παραπέρα, καθώς φαίνεται πως η λειτουργία των στενών του Κρητικού Τόξου είναι καθοριστικός παράγοντας για την κυκλοφορία των υδάτινων μαζών στο Κρητικό Πέλαγος, μπορούμε να πούμε ότι κατ' επέκταση η κυκλοφορία του τελευταίου εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό και ακολουθεί την λειτουργία της Ανατολικής Μεσογείου για τα συγκεκριμένα έτη. Οι κλιματικές συνθήκες του νοτίου Αιγαίου δηλαδή, καθορίζουν την σύσταση των υδάτινων μαζών του Κρητικού Πελάγους, αλλά όχι σε μεγάλο βαθμό την κίνησή τους.

Για μία γενικότερη εικόνα των αποτελεσμάτων του διεθνούς προγράμματος ΡΟΕΜ, ο αναγνώστης παραπέμπεται στη σύνοψη: The ΡΟΕΜ Group (1992), ενώ για περισσότερες λεπτομέρειες των αποτελεσμάτων του προγράμματος ΡΟΕΜ στο Κρητικό Πέλαγος στις πτυχιακές διατριβές σύνοψης των: Τσιλίκας (1995) και Ζαχίλας (1996).

IV. ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΑ ΤΟΥ ΚΡΗΤΙΚΟΥ ΠΕΛΑΓΟΥΣ ΤΗ ΠΕΡΙΟΔΟ 1987-1992 ΣΤΑ ΠΛΑΙΣΙΑ ΤΩΝ ΕΡΕΥΝΩΝ ΤΩΝ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΩΝ GOIN ΚΑΙ ΡΟΕΜ-BC

IV.1. Οι έρευνες του προγράμματος GOIN (1987-1990)

Ταυτόχρονα με το διεθνές πρόγραμμα ΡΟΕΜ, στην Ανατολική Μεσόγειο βρισκόταν σε εξέλιξη και μία ακόμη μεγάλη ερευνητική προσπάθεια που χρηματοδοτείτο από την πρώην Ε.Σ.Σ.Δ., το πρόγραμμα GOIN. Από το 1987 έως το 1990, τα Ινστιτούτα Ωκεανογραφίας της Μόσχας, της Οδησού και της Σεβαστούπολης, πραγματοποίησαν οχτώ ωκεανογραφικούς πλόες στην Ανατολική Μεσόγειο (Πίνακας IV.1.1).

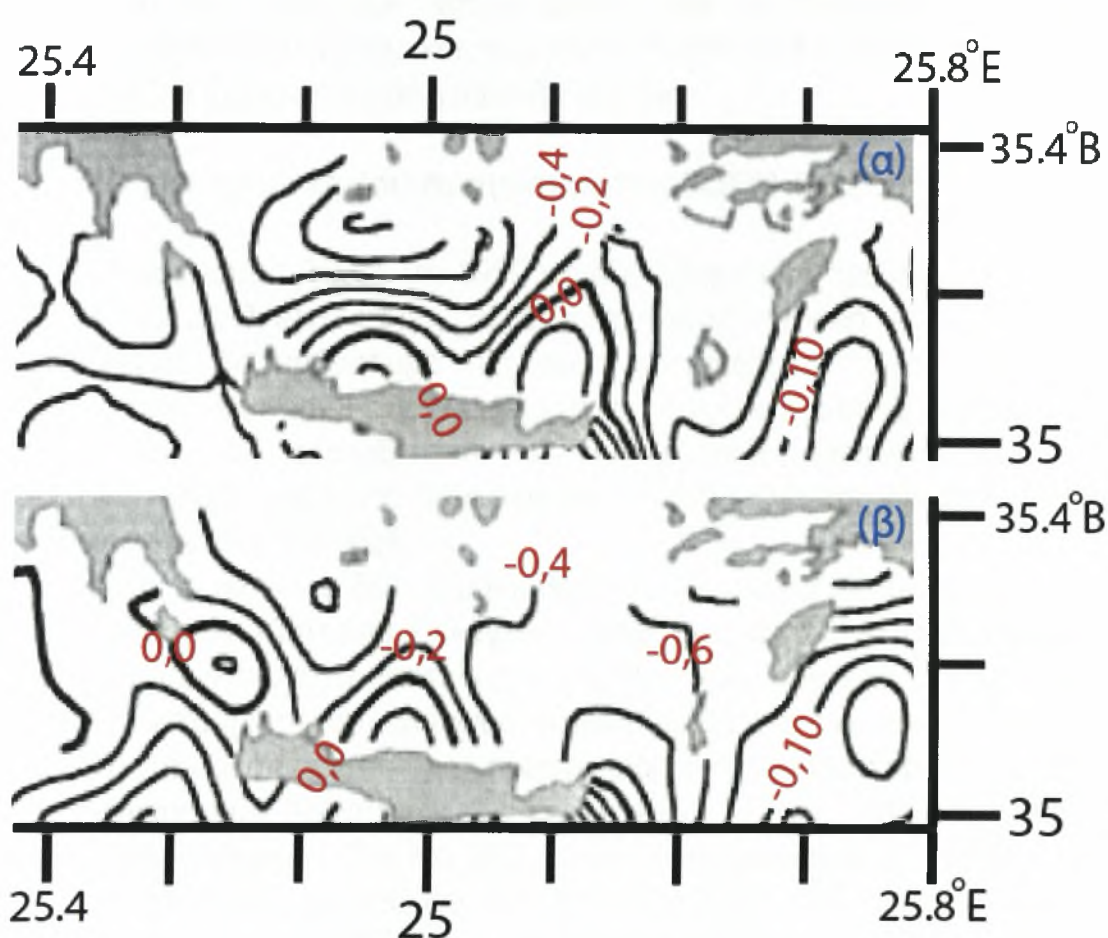
ΠΛΟΑΣ	ΔΙΑΡΚΕΙΑ
GAK28	07/03/87-19/04/87
GAK29	09/09/87-19/10/87
GAK31	22/02/88-25/04/88
GAK33	26/02/89-03/04/89
PAR02	21/09/89-16/10/89
GAK36	24/01/90-02/04/90
PAR04	02/04/90-07/04/90
GAK38	24/08/90-07/10/90
PAR06	08/10/90-27/10/90

Πίνακας IV.1.1 Οι πλόες του προγράμματος GOIN και η περίοδοι που έλαβαν χώρα

Οι κωδικοί "GAK" και "PAR" συμβολίζουν τα αρχικά των ονομάτων των πλοίων που χρησιμοποιήθηκαν για την πραγματοποίηση των ερευνών, *Gakkel* και *Parshin* αντίστοιχα. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με την βοήθεια ενός ρωσικού τύπου CTD, το "Zond Bathometer". Στο Κρητικό Πέλαγος, μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν κυρίως από τρεις από τους παραπάνω πλόες, τους GAK29, GAK38 και PAR06. Καθώς οι έρευνες δεν είχαν καμία απολύτως συνεργασία και συγχρονισμό με αυτές του προγράμματος ΡΟΕΜ, έχει εξαιρετικό ενδιαφέρον να δούμε τα ευρήματά τους και την ταύτιση η όχι των αποτελεσμάτων των δύο πειραμάτων.

Οι Gertman I. & Popov Y. (1989); Gertman *et al.* (1990) και Popov (1991) στα πλαίσια του προγράμματος GOIN διαπιστώνουν μία

γενικότερη κυκλωνική κυκλοφορία στην περιοχή κατά την χειμερινή περίοδο. Επίσης, επιστήνουν την προσοχή στα πυκνά νερά ($S > 38.85$), με προέλευση από την Μαύρη Θάλασσα (BSW) που εξαπλώνονται από τον χώρο του κεντρικού Αιγαίου προς τα νότια και φαίνεται πως έχουν επικουρικό ρόλο στην δημιουργία του Κρητικού Ενδιάμεσου και Βαθιού Νερού. Ακόμη, παρατήρησαν μία επιφανειακή ομογενή υδάτινη μάζα με θερμοκρασία $15,8-16,1^{\circ}\text{C}$ και υψηλής αλατότητας $39,03-39,08\text{psu}$, Λεβαντινής προέλευσης να εισέρχεται στο Κρητικό Πέλαγος διαμέσου των ανατολικών στενών του Κρητικού Τόξου και κυρίως του στενού της Ρόδου και να εξαπλώνεται προς τα δυτικά λόγω της γενικότερης κυκλωνικής κυκλοφορίας. Επανεπιβεβαίωσαν την δημιουργία βαθιών νερών ($T=14,05-14,3^{\circ}\text{C}$, $S=38,88-39,03\text{psu}$), κυρίως στο ανατολικό Κρητικό Πέλαγος κατά την διάρκεια έντονων χειμερινών μετεωρολογικών συνθηκών και πρότειναν ότι αυτό συμβαίνει στην ανοιχτή θάλασσα στο κέντρο κυκλώνων. Τέλος, παρατήρησαν την έξοδο σε μεγάλα βάθη από τα στενά της Κάσσου και των Αντικυθήρων



Εικόνα IV.1.1 Δυναμική τοπογραφία (τιμές σε m^2/sec^2) στα 50dbar σε σχέση με τα 800dbar, σύμφωνη με τα δεδομένα από τους πλόες GAK29 (α) και POEM-05-87 (β) (Hecht A. & Gertman I., 2001).

νερών με παρόμοια χαρακτηριστικά με αυτά των βαθιών νερών της Ανατολικής Μεσογείου. Οι Poron *et al.* (1994) επιβεβαιώνουν αυτήν την εκροή και επισημαίνουν ότι είναι δεν είναι μικρής σημασίας αλλά ιδιαίτερα έντονη, την συνδέουν μάλιστα με την μεγέθυνση και εντατικοποίηση του αντικυκλώνα Ιεράπετρα, τα καλοκαίρια του 1989 και του 1990. Φαίνεται συνεπώς πως αυτή η εκροή βαθιών υδάτινων μαζών από το στενό της Κάσσου δεν είναι πλέον κάτι σποραδικό, αλλά μία σταθεροποιημένη λειτουργία.

Σε γενική κλίμακα, τα ευρήματα του προγράμματος GOIN, μπορούμε να πούμε ότι είναι σε σύμπνοια με τα ευρήματα του προγράμματος POEM και αυτό υποστηρίζεται και από τους Hecht A. & Gertman I. (2001), που χρησιμοποίησαν τα δεδομένα και των δύο πειραμάτων για να εξάγουν μία ενοποιημένη βάση δεδομένων, και με βάση αυτή, μία αντικειμενικότερη και πληρέστερη εικόνα της κυκλοφορίας της Ανατολικής Μεσογείου. Αυτό μπορεί να γίνει και σχηματικά κατανοητό παρατηρώντας τις ομοιότητες των κατανομών των δυναμικών υψών του Κρητικού Πελάγους που καταρτίζονται από τα δεδομένα του πλόα GAK29 (Εικόνα IV.1.1α), και του πλόα POEM-05-87 (Εικόνα IV.1.1β), που έλαβαν χώρα με μικρή χρονική διαφορά.

IV.2. Οι έρευνες του προγράμματος POEM-BC (1991)

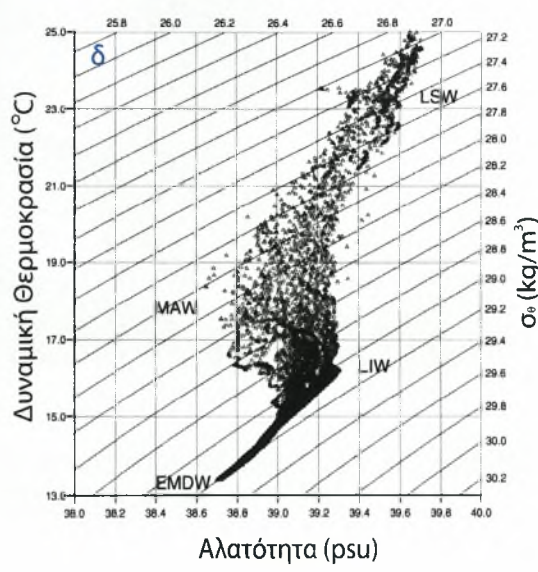
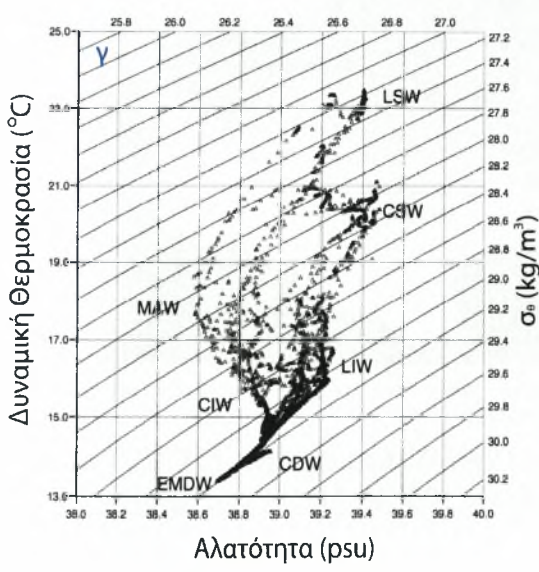
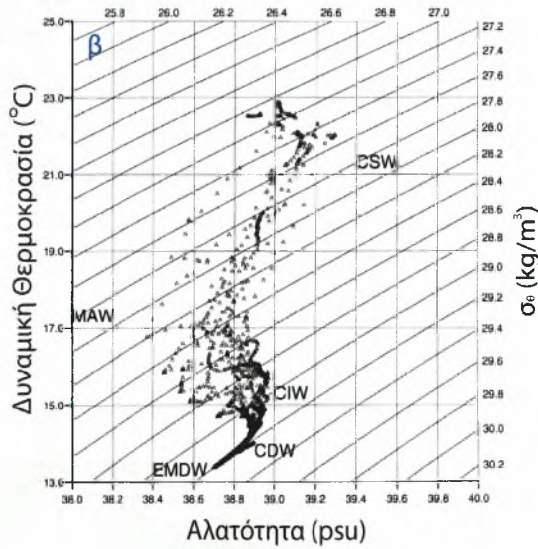
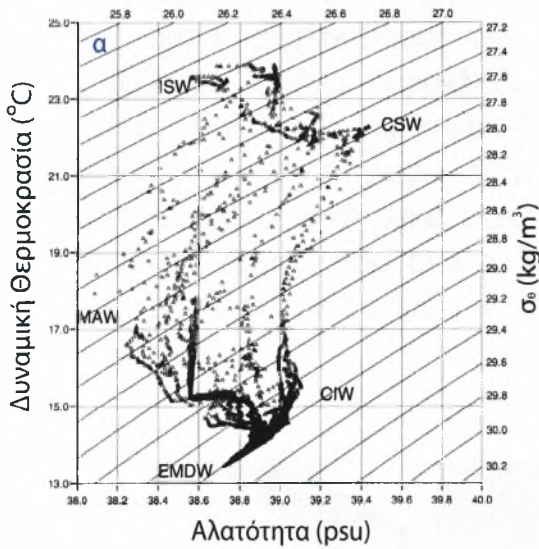
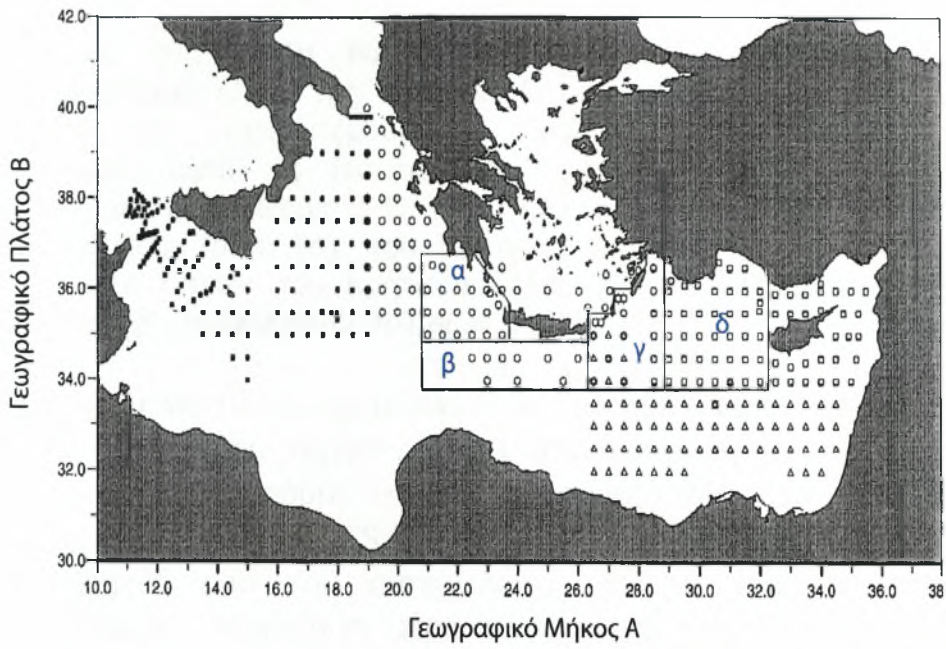
Το πρόγραμμα POEM, το 1990 μετεξελίχθηκε στο πρόγραμμα POEM-BC (**Physical Oceanography of Eastern Mediterranean – Biology and Chemistry**). Το πρόγραμμα είχε σαν προτεραιότητα την έρευνα των βιολογικών και χημικών παραμέτρων της Ανατολικής Μεσογείου, μολαταύτα, μία επανεξέταση και της φυσικής ωκεανογραφίας της περιοχής έλαβε χώρα για σύγκριση με τα δεδομένα της πρώτης φάσης του προγράμματος POEM.

Αν και η έρευνα δεν περιλάμβανε παρά ελάχιστες μετρήσεις στο εσωτερικό του Κρητικού Πελάγους, είναι απαραίτητο να αναφερθούμε σε ένα σημαντικότατο αποτέλεσμα των ερευνών που έχει άμεση σχέση με την λειτουργία του Κρητικού Πελάγους. Οι Malanotte-Rizzoli *et al.* (1999), παρουσιάζοντας για πρώτη φορά την σύνθεση όλων των ωκεανογραφικών δεδομένων των ερευνητικών πλόων Ελλάδας, Ισραήλ, Ιταλίας και Τουρκίας (Εικόνα IV.2.1) του προγράμματος POEM-BC, που έλαβαν το 1991, εντοπίζουν ένα πολύ μεγάλο όγκο πυκνών και με μεγάλη αλατότητα ενδιάμεσων και βαθιών υδάτινων μαζών που έχουν εξέλθει από το Κρητικό Πέλαγος, από τα ανατολικά στενά του Κρητικού Τόξου προς το Ιόνιο Πέλαγος και τα δυτικά στενά προς την Λεβαντινή Θάλασσα, δημιουργώντας το έναυσμα για μεγάλες υδρολογικές και

κλιματικές αλλαγές στον χώρο της Ανατολικής Μεσογείου, αυτό που αργότερα ονομάστηκε "Υδρολογική Μετάβαση της Ανατολικής Μεσογείου" (Eastern Mediterranean Transient, **EMT**). Τις προηγούμενες δεκαετίες και μέχρι και το 1987, ο κινητήριος μοχλός της βαθιάς θερμοαλατικής κυκλοφορίας στην Ανατολική Μεσόγειο ήταν η νότια Αδριατική Θάλασσα, όπου βαθιά ανάμιξη δημιουργούσε το Αδριατικό Βαθύ Νερό (Adriatic Deep Water, ADW), το οποίο εξερχόμενο από τον πορθμό του Οτράντο, μετατρέπονταν στο Βαθύ Νερό της Ανατολικής Μεσογείου (Eastern Mediterranean Deep Water, EMDW) και εξαπλωνόταν πυθμενικά σε όλη τη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου. Γενική ανάδυση σε διάφορες περιοχές του νερού αυτού σε μεσαία βάθη (<1000m), εξασφαλίζει οδούς επιστροφής στη νότια Αδριατική Θάλασσα, κλείνοντας την κυκλοφορία (Theodorou 1991a; Roether & Schlitzer, 1991).

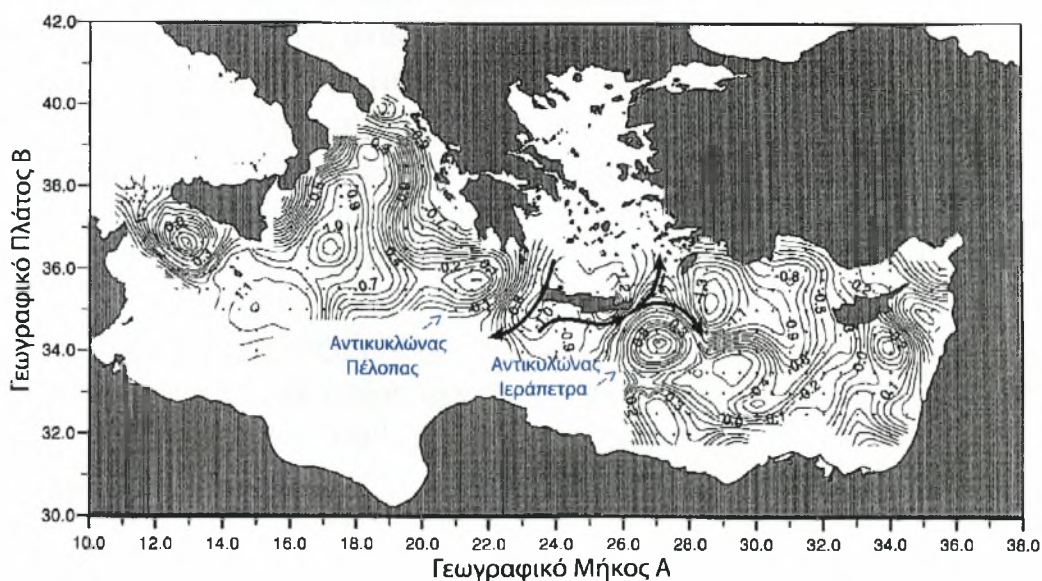
Η κατάσταση το 1991, φαίνεται να οδεύει προς μία εντελώς διαφορετική κατάσταση. Την θέση του κινητήριου μοχλού της βαθιάς θερμοαλατικής κυκλοφορίας έχει αναλάβει το Κρητικό Πέλαγος, από το οποίο εξέρχονται πυκνότερες υδάτινες μάζες, το Κρητικό Επιφανειακό Νερό (Cretan Surface Water, CSW), το Κρητικό Ενδιάμεσο νερό (Cretan Intermediate Water, CIW) και το Κρητικό Βαθύ Νερό (CDW), που εκτοπίζονται προς τα δυτικά στο Ιόνιο Πέλαγος και προς τα ανατολικά στη Λεβαντινή Θάλασσα, τις άλλες επιφανειακές [LSW, MAW και το Επιφανειακό Νερό του Ιονίου Πελάγους (Ionian Surface Water, ISW)] και ενδιάμεσες υδάτινες μάζες (LIW) καθώς επίσης και το λιγότερο πυκνό Βαθύ Νερό της Ανατολικής Μεσογείου (EMDW), αδριατικής προέλευσης, που κατείχε παραδοσιακά το βαθύ πυθμενικό στρώμα. Συγκεκριμένα, σε αντίθεση με παλαιότερα, το 1991 οι υδάτινες μάζες στο Ιόνιο Πέλαγος με πυκνότητα από 29,00 έως και 29,18kg/m³ προέρχονται από το Κρητικό Πέλαγος καθώς εξαπλώνονται εξερχόμενες από τα ανατολικά στενά του Κρητικού Τόξου.

Στην Εικόνα IV.2.1α,β,γ φαίνεται καθαρά ο όγκος των νερών Κρητικής προέλευσης, τόσο επιφανειακά το Επιφανειακό Κρητικό Νερό (Cretan Surface Water, CSW), όσο και στο ενδιάμεσο στρώμα το Κρητικό Ενδιάμεσο Νερό (CIW), που έχουν εξέλθει από τα ανατολικά και τα δυτικά στενά του Κρητικού Τόξου. Αξιοσημείωτη είναι η ταυτόχρονη παρουσία, όπως φαίνεται στην Εικόνα IV.2.1γ, έξω από τα ανατολικά στενά του Κρητικού Τόξου, επιφανειακών και ενδιάμεσων υδάτινων μαζών τόσο Κρητικής όσο και Λεβαντινής προέλευσης. Στο βαθύ στρώμα, σημαντική είναι ακόμη η παρουσία του Βαθιού Νερού της Ανατολικής Μεσογείου, όπως φαίνεται όμως από την Εικόνα IV.2.1β,γ,



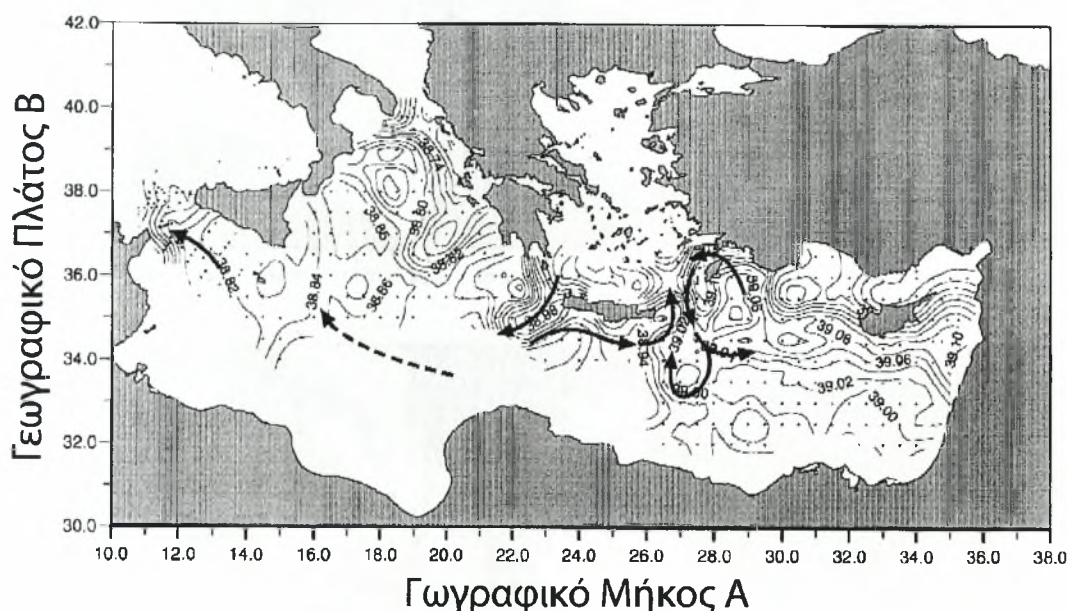
↑ Εικόνα IV.2.1. Το δίκτυο των σταθμών που επισκέφθηκαν τα ωκεανογραφικά πλοία της Ελλάδας (λευκοί κύκλοι), του Ισραήλ (λευκά τρίγωνα), της Ιταλίας (μαύρα τετράγωνα) και της Τουρκίας (ανοιχτά τετράγωνα) κατά τη διάρκεια του προγράμματος POEM-BC-091 και συγκεντρωτικά διαγράμματα Θ/S των περιοχών δυτικά των Δυτικών Στενών του Κρητικού Τόξου (α), του Κρητικού Περάσματος (β), ανατολικά των Ανατολικών Στενών του Κρητικού Τόξου (γ) και της Βόρειας Λεβαντινής θάλασσας (δ) (Malanotte-Rizzoli *et al.*, 1999).

σημαντική είναι πλέον και η παρουσία του πυκνότερου Κρητικού Βαθιού Νερού (CDW) που εκρέει από τα στενά του Κρητικού Τόξου. Στην Εικόνα IV.2.2 μπορούμε να δούμε καθαρά την εκροή του Κρητικού Επιφανειακού Νερού (CSW), στην οποία επικουρεί και η ισχυρή γεωστροφική ροή του αντικυκλώνα Πέλοπα, από το στενό των Αντικυθήρων, το οποίο εν μέρει εξαπλώνεται στο νότιο Ιόνιο Πέλαγος και εν μέρει ρέει προς τα ανατολικά νοτίως της Κρήτης. Το τελευταίο ρεύμα, αφού ακολουθήσει την ροή του αντικυκλώνα Ιεράπετρα, διακλαδίζεται. Το ένα παρακλάδι του στρέφεται βορειοανατολικά και εισέρχεται πάλι στο Κρητικό Πέλαγος, ενώ το άλλο, στρέφεται νοτιοανατολικά και εισχωρεί στην Λεβαντινή Θάλασσα. Αξιοσημείωτο είναι ότι αυτό το ανατολικό ρεύμα νοτίως της Κρήτης μπλοκάρει τον παραδοσιακό δρόμο που ακολουθούσαν οι υδάτινες μάζες Λεβαντινής προέλευσης προς τα δυτικά, οι οποίες φαίνονται τώρα εγκλωβισμένες στα ανατολικά.



Εικόνα IV.2.2 Δυναμικά ύψη (m^2/s^2) της επιφάνειας σε σχέση με τα 250dbar της σύνθεσης του POEM-BC-091 (Malanotte-Rizzoli *et al.*, 1999).

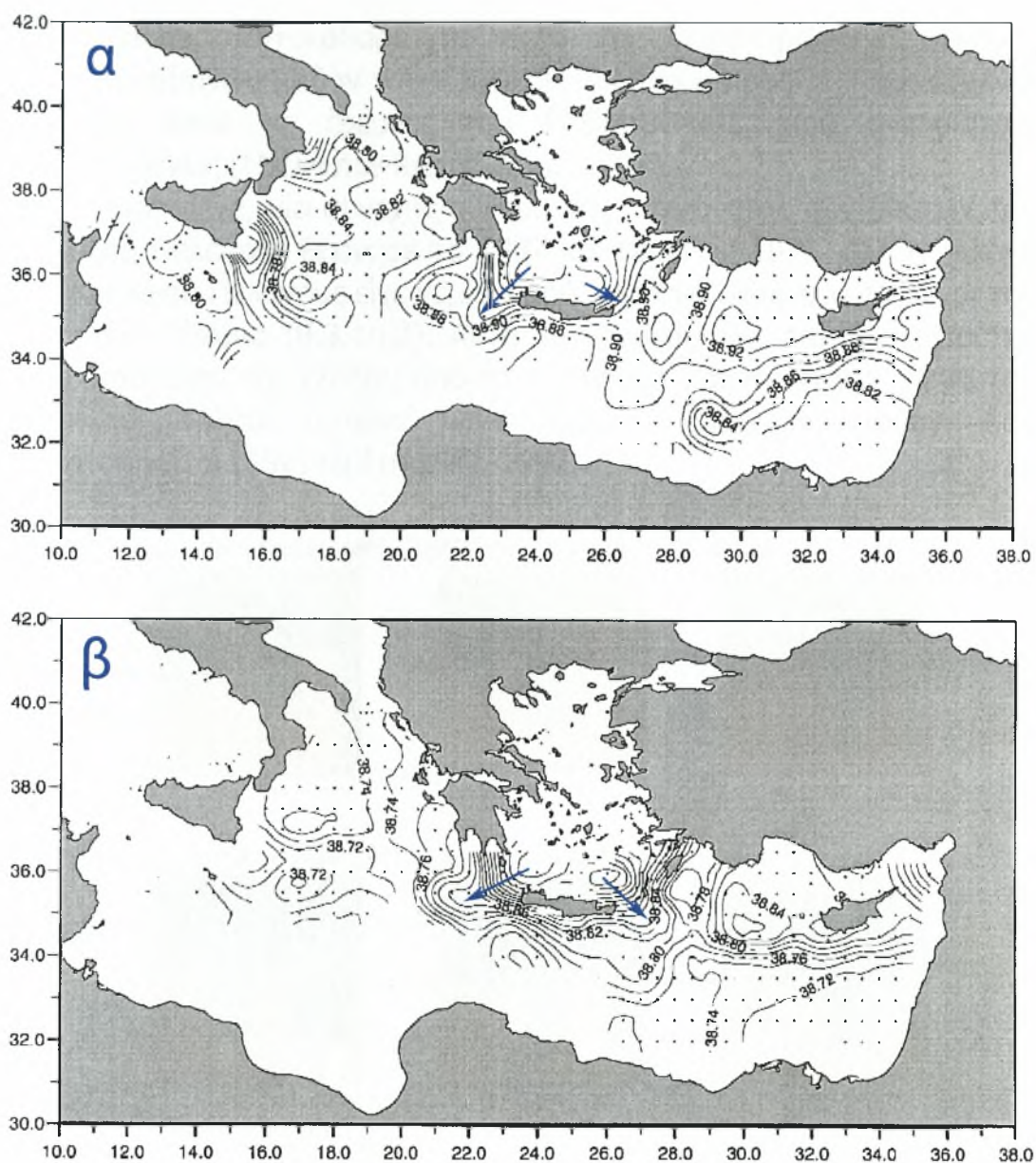
Σχεδόν η ίδια συμπεριφορά παρατηρείται και από το Κρητικό Ενδιάμεσο Νερό (CIW) όπως φαίνεται από την Εικόνα IV.2.3, με την διαφορά ότι δεν μπορεί να εισχωρήσει βαθιά στην Λεβαντινή Θάλασσα λόγω παρουσίας εκεί του Λεβαντινού Ενδιάμεσου Νερού (LIW), με το οποίο αναμιγνύεται.



Εικόνα IV.2.3 Διασπορά της αλατότητας (psu), πάνω στην ισόπυκνη επιφάνεια $\sigma_\theta=29,05\text{kg/m}^3$, της σύνθεσης του POEM-BC-091 (Malanotte-Rizzoli *et al.*, 1999).

Από τη διασπορά της αλατότητας πάνω στην ισόπυκνη επιφάνεια με $\sigma_\theta=29,15\text{kg/m}^3$, επίσης φαίνεται η εκροή των βαθύτερων στρωμάτων του Κρητικού Ενδιάμεσου Νερού (CIW) κυρίως από τα δυτικά στενά του Κρητικού Τόξου (Εικόνα IV.2.4α), ενώ ακόμα πιο βαθιά, πάνω στην ισόπυκνη επιφάνεια με $\sigma_\theta=29,18\text{kg/m}^3$, φαίνεται καθαρά η εκροή των ανώτερων στρωμάτων του Βαθιού Κρητικού Νερού (CDW) και από τα δυτικά και από τα ανατολικά στενά του Κρητικού Τόξου (Εικόνα IV.2.4β).

Το πρόγραμμα POEM-BC δεν τερματίστηκε το 1991, αλλά ακολούθησε ένας τελευταίος μεγάλος πλόας (Meteor 31/1) στα πλαίσια του προγράμματος το 1995. Στα αποτελέσματα αυτού θα αναφερθούμε αναλυτικά στη συνέχεια.



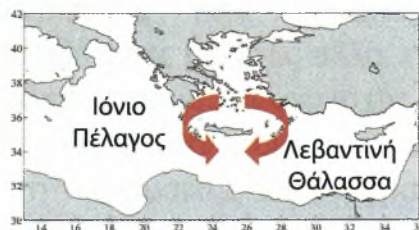
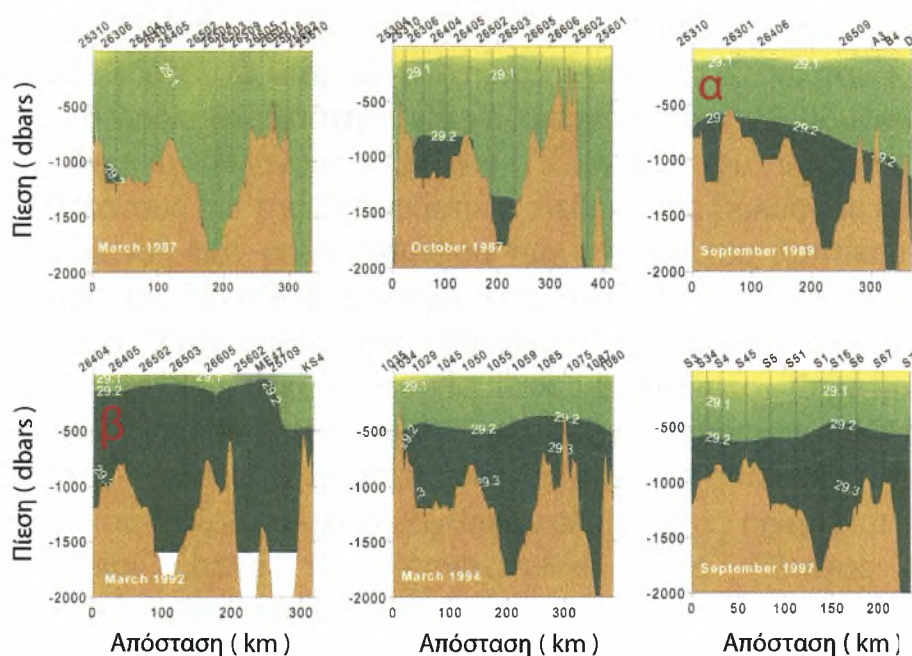
Εικόνα IV.2.4 Διασπορά της Αλατότητας (psu), πάνω στις ισόπυκνες επιφάνειες $\sigma_{\theta}=29,15\text{kg/m}^3$ (α) και $\sigma_{\theta}=29,18\text{kg/m}^3$ (β) της σύνθεσης του POEM-BC-091 (Malanotte-Rizzoli *et al.*, 1999).

IV.3. Ταυτόχρονες έρευνες στην περιοχή του Κρητικού Πελάγους (1989-1992)

Εντατικές έρευνες στο εσωτερικό του Κρητικού Πελάγους δεν επαναλήφθηκαν μετά τον Οκτώβριο του 1987, παρά μόλις τον Μάρτιο του 1994 (έναρξη του προγράμματος PELAGOS που θα αναλύσουμε ενδελεχώς παρακάτω). Μολαταύτα, δύο περιορισμένης έκτασης ωκεανογραφικοί πλόες διεξήχθησαν για λογαριασμό του Ελληνικού Κέντρου Θαλασσιών Ερευνών (ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε.) το Σεπτέμβριο του 1989 και το Μάρτιο του 1992. Από την ανάλυση των δεδομένων αυτών ερευνών

εμφανίζονται πεντακάθαρα τα αίτια της παρατηρούμενης εκροής πυκνών υδάτινων μαζών του Κρητικού Πελάγους προς τις παρακείμενες περιοχές κατά τις έρευνες του POEM-BC-091, που αναλύθηκαν προηγουμένως (Malanotte-Rizzoli *et al.*, 1999).

Συγκεκριμένα, μία συνεχής αύξηση της πυκνότητας των υδάτων του Κρητικού Πελάγους ξεκίνησε το 1987 και μέχρι το 1992, όλη η λεκάνη του Κρητικού Πελάγους είχε γεμίσει από "φρέσκο" πυκνό νερό μέχρι την επιφάνεια (Εικόνα IV.3.1α,β). Αυτό το γεγονός είχε σαν συνέπεια την εντατικοποίηση της εξόδου από τα ανατολικά και τα δυτικά στενά του Κρητικού Τόξου αυτών των πυκνών υδάτινων μαζών που μεγιστοποιείται (3Sv) τα έτη 1991-1992.



Εικόνα IV.3.1 Κατακόρυφες κατανομές σε διεύθυνση Δύσης-Ανατολής της Δυναμικής Πυκνότητας (σ_θ) (kg/m^3), στο Κρητικό Πέλαγος από το 1987 έως το 1997 (με σκούρο πράσινο δείχνονται οι υδάτινες μάζες με $\sigma_\theta > 29,2 \text{ kg}/\text{m}^3$) (Lascaratos *et al.*, 2005, τροποποιημένη από Theocharis *et al.*, 1999c).

ΜΕΡΟΣ V - ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ ΥΔΑΤΙΝΩΝ ΜΑΖΩΝ ΣΤΟ ΚΡΗΤΙΚΟ ΠΕΛΑΓΟΣ ΚΑΤΑ ΤΗ ΠΕΡΙΟΔΟ 1994-1995 ΣΤΑ ΠΛΑΙΣΙΑ ΤΩΝ ΕΡΕΥΝΩΝ ΤΩΝ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΩΝ PELAGOS, CINCS ΚΑΙ POEM-BC

V.1. Οι έρευνες του προγράμματος PELAGOS (1994-1995)

Η σημαντικότητα της λειτουργίας του Κρητικού Πελάγους, που δεν περιορίζεται τοπικά αλλά επηρεάζει τη γενική κυκλοφορία της Ανατολικής Μεσογείου όπως φάνηκε καθαρά από τις έρευνες του προγράμματος POEM-BC-091, στάθηκε η αφορμή για την έναρξη μίας μεγάλης κλίμακας χωρικά και χρονικά ενδεδειγμένης έρευνας του πελάγους. Πρόκειται για το Πρόγραμμα Έρευνας και Ανάπτυξης PELAGOS (Υδροδυναμικές και Βιοχημικές Ροές στα Στενά του Κρητικού Τόξου), το οποίο σχεδιάστηκε για να ερευνήσει την υδροδυναμική του Νότιου Αιγαίου Πελάγους (Κρητικό Πέλαγος), του νοτιοανατολικού Ιονίου Πελάγους και της Βορειοδυτικής Λεβαντινής Θάλασσας καθώς και τη διαλεύκανση των ροών διαμέσου των στενών του Κρητικού Τόξου. Το πρόγραμμα PELAGOS ξεκίνησε στα πλαίσια του δικτύου ερευνών "Πρόγραμμα Στοχευμένο στη Μεσόγειο" (Mediterranean Targeted Project - **MTP**), του Προγράμματος Θαλάσσιας Επιστήμης και Τεχνολογίας (Marine Science and Technology Programme - **MAST**) της Ευρωπαϊκής Ένωσης. Η περιοχή έρευνας αρχικά περιλάμβανε τα στενά του Κρητικού Τόξου, αλλά εξελίχθηκε καλύπτοντας πρώτα το Κρητικό Πέλαγος και έπειτα το νοτιοανατολικό Ιόνιο Πέλαγος και τη βορειοδυτική Λεβαντινή Θάλασσα.

Η σημαντικότητα αυτού του προγράμματος έγκειται στο γεγονός ότι η έρευνα δεν περιορίστηκε στις παραμέτρους της φυσικής ωκεανογραφίας όπως παλαιότερες μελέτες αλλά κάλυψε πλήρως και τις βιολογικές και χημικές παραμέτρους της περιοχής, οι περισσότερες από τις οποίες ερευνήθηκαν για πρώτη φορά. Στη παρούσα εργασία θα περιοριστούμε στη μελέτη της φυσικής ωκεανογραφίας της περιοχής.

Το συμβόλαιο του προγράμματος διήρκησε από το 1993 έως το 1996 και οι έρευνες πεδίου του προγράμματος PELAGOS πραγματοποιήθηκαν από το Μάρτιο του 1994 έως τον Ιούλιο του 1995.

Για τη συλλογή των ποικίλων δεδομένων πραγματοποιήθηκαν πέντε μεγάλοι ωκεανογραφικοί πλόες με το ωκεανογραφικό σκάφος έρευνας *ΑΙΓΑΙΟ* (Πίνακας V.1.1).

Επίσης, πραγματοποιήθηκαν τέσσερις εποχιακοί πλόες για τη μελέτη συγκεκριμένων παραμέτρων σε τομή του Κρητικού Πελάγους διεύθυνσης ανατολής-δύσης καθώς και πολλοί μικρότερης διάρκειας

πλόες που κυρίως είχαν να κάνουν με συλλογή βιολογικών και γεωχημικών δεδομένων, μετρήσεις ADCP καθώς και με την πόντιση ρευματογράφων, την άντληση των πληροφοριών τους και την επαναπόντισή τους.

ΠΛΟΑΣ	ΔΙΑΡΚΕΙΑ
PELAGOS-I	01/03/94 – 15/04/94
PELAGOS-II	31/05/94 – 19/06/94
PELAGOS-III	01/09/94 – 23/09/94
PELAGOS-IVa	04/12/94 – 15/12/94
PELAGOS-IVb	23/01/95 – 02/02/95
PELAGOS-V	10/07/95 – 17/07/95

Πίνακας V.1.1 Οι πλόες του προγράμματος PELAGOS και οι αντίστοιχες περιόδοι που έλαβαν χώρα.

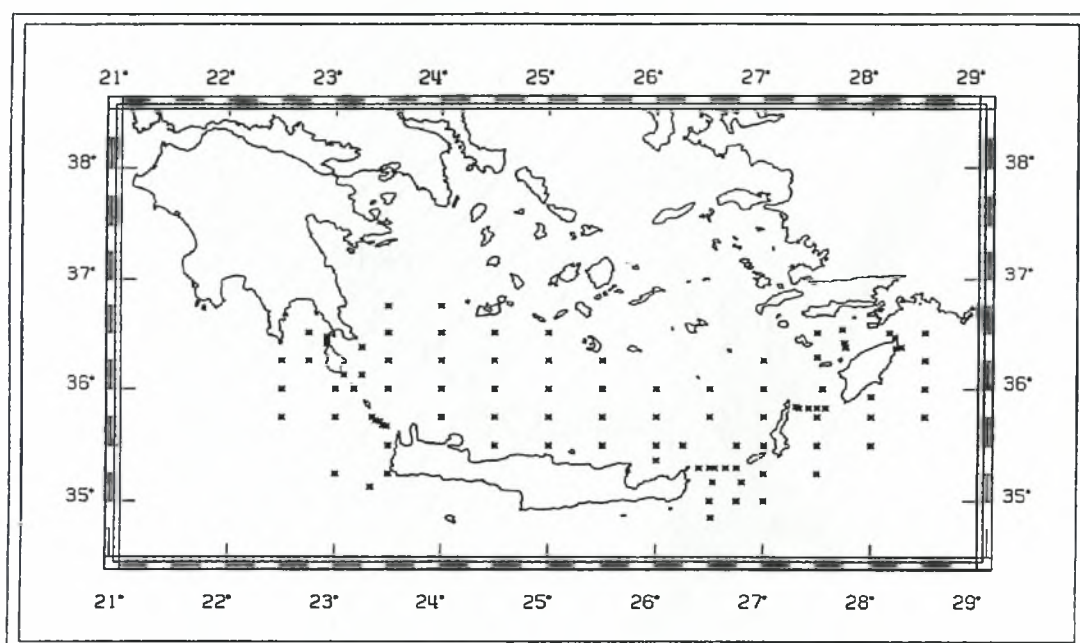
V.1.1. Σύνθεση της Κυκλοφορίας και της Υδρογραφίας του Κρητικού Πελάγους και των στενών του Κρητικού Τόξου κατά τη περίοδο από το Μάρτιο του 1994 έως τον Ιανουάριο του 1995

Οι Theocharis *et al.* (1999) μας παρουσιάζουν μία σύνθεση της κυκλοφορίας των υδάτινων μαζών και της υδρογραφίας του Κρητικού Πελάγους και των στενών του Κρητικού Τόξου για την περίοδο από το Μάρτιο του 1994 έως το Γενάρη του 1995 [Για τον πλόα PELAGOS-I, επιπρόσθετα στοιχεία αντλήθηκαν από Theodorou (1997a,b)]. Στα πλαίσια του προγράμματος PELAGOS, δεδομένα CTD συλλέχθηκαν από το ωκεανογραφικό σκάφος έρευνας *ΑΙΓΑΙΟ* κατά τη διάρκεια τεσσάρων εποχιακών πλόων (PELAGOS-I, Μάρτιος 1994; PELAGOS-II, Ιούνιος 1994; PELAGOS-III, Σεπτέμβριος 1994; PELAGOS-IVb, Ιανουάριος 1995). Τα δεδομένα συλλέχθηκαν με ένα SBE-9 (Sea Bird Electronics) μετρητή CTD.

V.1.1.1. PELAGOS-I, Μάρτιος 1994

Κατά τη διάρκεια του πλόα PELAGOS-I, συλλέχθηκαν δεδομένα CTD από ένα δίκτυο 93 σταθμών στο Κρητικό Πέλαγος και στις γειτονικές περιοχές (Εικόνα V.1.1.1.1). Τα βασικά στοιχεία της κυκλοφορίας των υδάτινων μαζών που παρατηρήθηκαν το χειμώνα του 1994, διαφέρουν

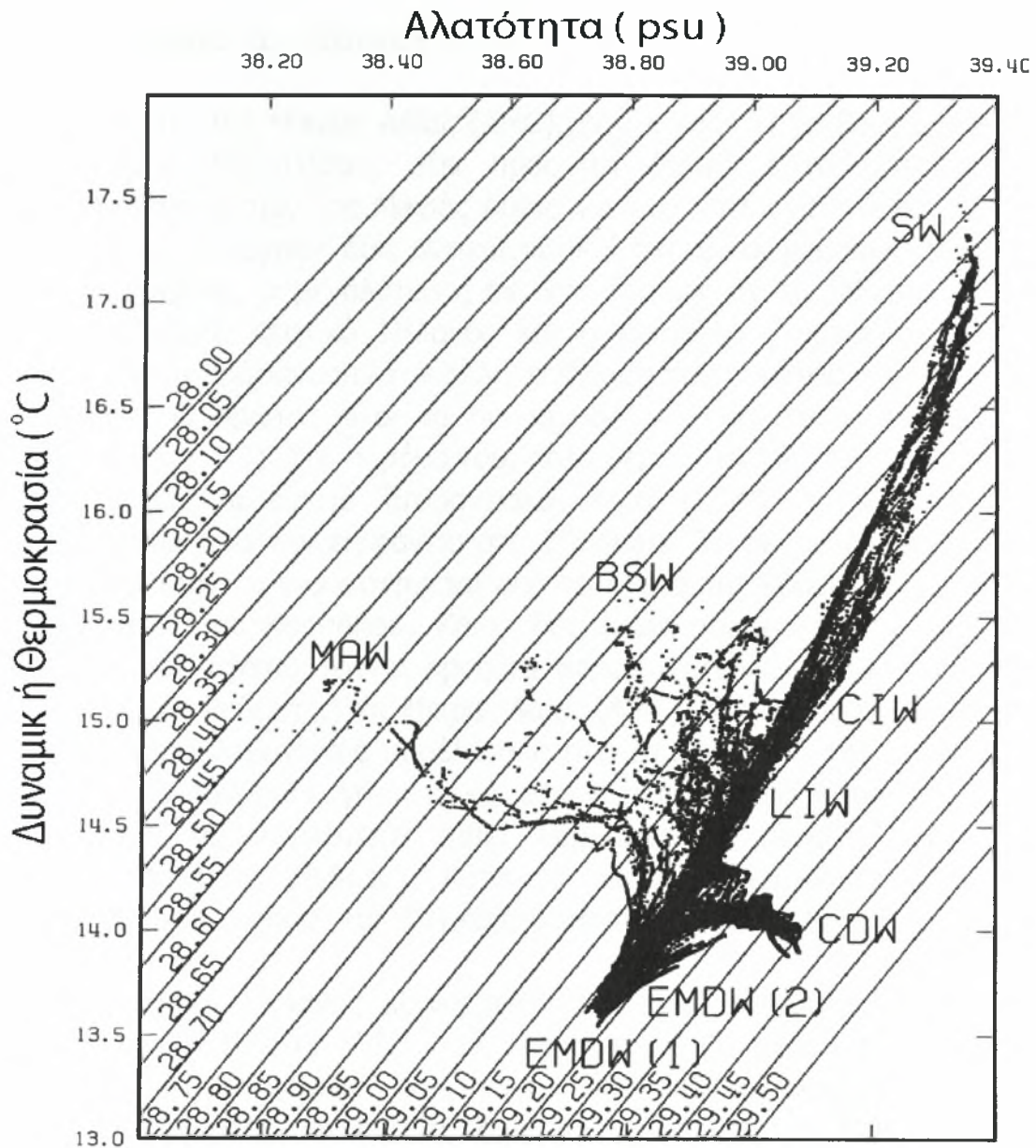
τα μάλα από εκείνα που παρατηρήθηκαν τους χειμώνες του 1986-1987. Συγκεκριμένα, παρατηρείται μία γενικότερη κίνηση υδάτινων μαζών από τα βορειοδυτικά (Μυρτώο Πέλαγος) και τα νοτιοδυτικά (εισροή από το στενό των Αντικυθήρων) προς τα ανατολικά πάνω στις περιφέρειες μίας αντικυκλωνικής αρχικά και έπειτα μίας κυκλωνικής κυκλοφορίας, που εν τέλει εκρέουν από το στενό της Κάσσου, κυκλοφορία που είναι αντίθετη από αυτή που παρατηρήθηκε τους χειμώνες του 1986-1987. Η ανάλυση των υδάτινων μαζών επίσης, φανερώνει ένα καινούργιο και πιο σύνθετο υδρολογικό καθεστώς στη περιοχή.



Εικόνα V.1.1.1.1 Οι σταθμοί δειγματοληψίας του πλόα PELAGOS-I (Μάρτιος 1994) (Theocharis *et al.*, 1999).

Υδάτινες μάζες

Τροποποιημένα Νερά του Ατλαντικού (MAW), Ενδιάμεσα Νερά Κρητικής (Cretan Intermediate Water - CIW) και Λεβαντινής (LIW) προέλευσης, νερά προέλευσης από το Βόρειο Αιγαίο, καταγωγής από τη Μαύρη Θάλασσα (BSW), επιφανειακά πολύ θερμά και αλμυρά νερά Λεβαντινής προέλευσης (SW) και το Βαθύ Κρητικό Νερό (CDW) ξεχωρίζουν καθαρά στο διάγραμμα Θ-S (Εικόνα V.1.1.1.2). Δύο ακόμα περιοχές του διαγράμματος Θ-S δείχνουν μία ενδιάμεση και μία βαθιά υδάτινη μάζα που καταλαμβάνουν σημαντικό τμήμα της υδάτινης στήλης στο βορειοδυτικό Κρητικό Πέλαγος (Μυρτώο Πέλαγος). Επιπλέον, μπορούμε να ξεχωρίσουμε δύο τύπους Βαθιών Νερών της Ανατολικής Μεσογείου: το κλασικό EMDW(1) Αδριατικής προέλευσης και



Εικόνα V.1.1.1.2 Διάγραμμα θ -S για όλους τους σταθμούς του πλόα PELAGOS-II, τον Μάρτιο του 1994 (Theocharis *et al.*, 1999). MAW (Modified Atlantic Water), BSW (Black Sea Water), SW (Surface Waters), LIW (Levantine Intermediate Water), CIW (Cretan Intermediate Water), CDW (Cretan Deep Water), EMDW-1 (E. Mediterranean Deep Water Αδριατικής προέλευσης), EMDW-2 (E. Mediterranean Deep Water Κρητικής προέλευσης).

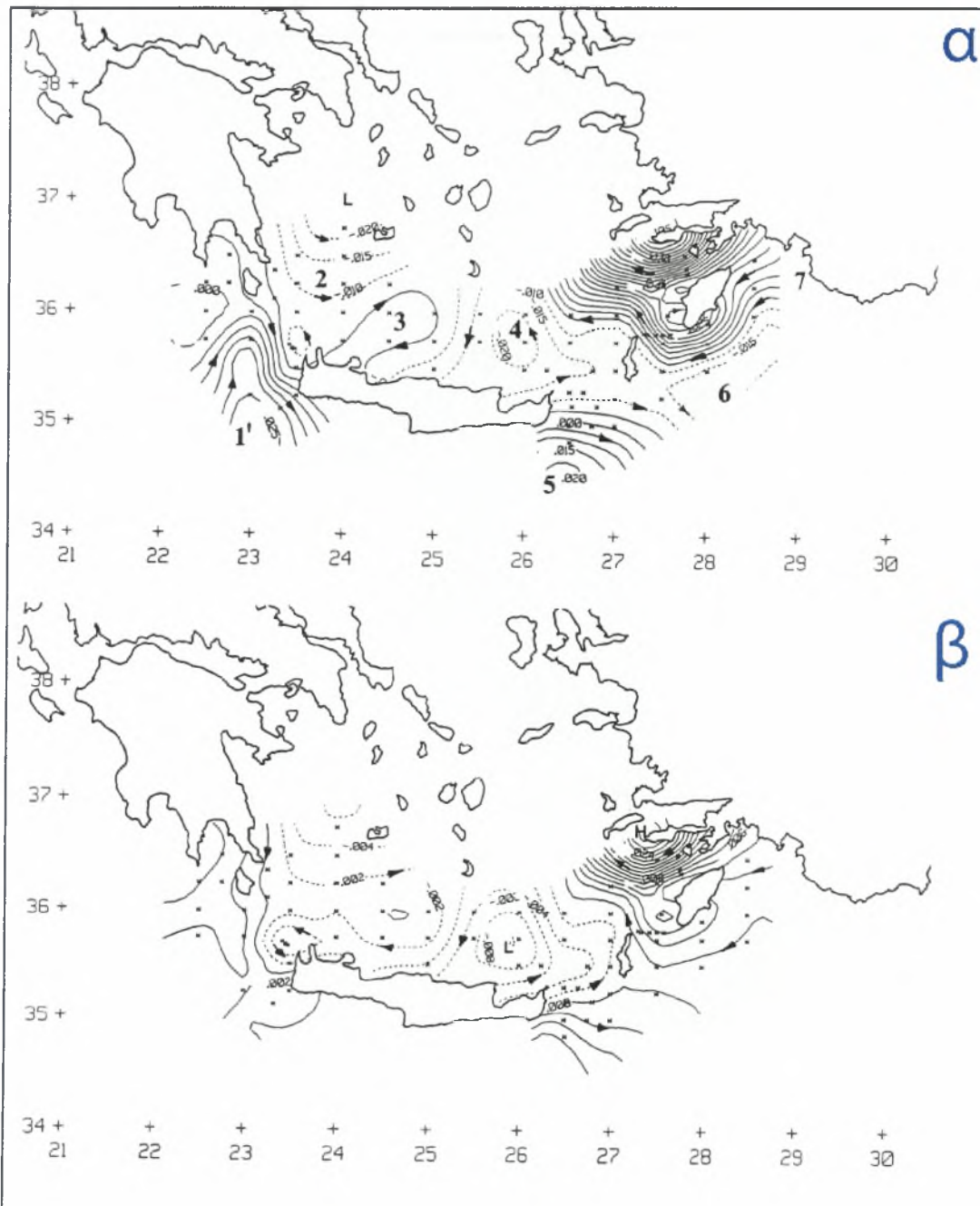
το θερμότερο, μεγαλύτερης αλατότητας και πυκνότερο EMDW(2) Κρητικής προέλευσης (δεν βρίσκονται εντός του Κρητικού Πελάγους αλλά στις γειτονικές περιοχές). Τέλος, η ανάλυση αποκαλύπτει ένα καλοσηματισμένο στρώμα του Μεταβατικού Μεσογειακού Νερού (TMW) που υπόκειται των αλμυρών ενδιάμεσου τύπου νερών στο Κρητικό Πέλαγος.

Κυκλοφορία των υδάτινων μαζών

Το Ρεύμα της Μικράς Ασίας (AMC), που οριοθετεί το βόρειο τμήμα του Γύρου της Ρόδου, ρέει προς τα δυτικά κατά μήκος των νοτιοδυτικών ακτών της Μικράς Ασίας και των νοτιοανατολικών ακτών της Ρόδου. Υπάρχουν δύο αντικυκλωνικοί στρόβιλοι μεσαίας κλίμακας θερμού πυρήνα, ο μεγαλύτερος ανοιχτά των ακτών της Μικράς Ασίας στο ανατολικό Κρητικό Πέλαγος και ο μικρότερος νοτιοδυτικά της Ρόδου, που υποδεικνύουν την αλληλεπίδραση του δυνατού ρεύματος με τις ακτές. Ο πρώτος είναι το πιο ισχυρό στοιχείο στα μεσαία βάθη (Εικόνα V.1.1.1.3). Στο πυρήνα του, πολύ θερμό ($\theta > 16,5^{\circ}\text{C}$) και αλμυρό ($S > 39,3\text{psu}$) Λεβαντινό Επιφανειακό Νερό (LSW) παγιδεύεται και μεταφέρεται από την επιφάνεια στα 300dbars. Το ρεύμα διακλαδίζεται σε δύο σκέλη. Το ένα εισέρχεται από το στενό της Ρόδου και το άλλο από το στενό της Καρπάθου. Και τα δύο σκέλη εισέρχονται στο Κρητικό Πέλαγος και κατευθύνονται προς το βορειοανατολικό τμήμα του σαν συνέχεια του Ρεύματος της Μικράς Ασίας (AMC). Μεταφέρουν θερμά και αλμυρά νερά Λεβαντινής προέλευσης στο στρώμα από την επιφάνεια έως τα 300-400dbars, γι' αυτό και στο νοτιοανατολικό Αιγαίο Πέλαγος συναντάμε τις υψηλότερες τιμές θερμοκρασίας (έως $17,5^{\circ}\text{C}$) και αλατότητας (έως $39,5\text{psu}$). Αυτά τα ύδατα διαχωρίζονται από τα υπόλοιπα του νοτίου και δυτικού πελάγους με ένα έντονο θερμικό μέτωπο.

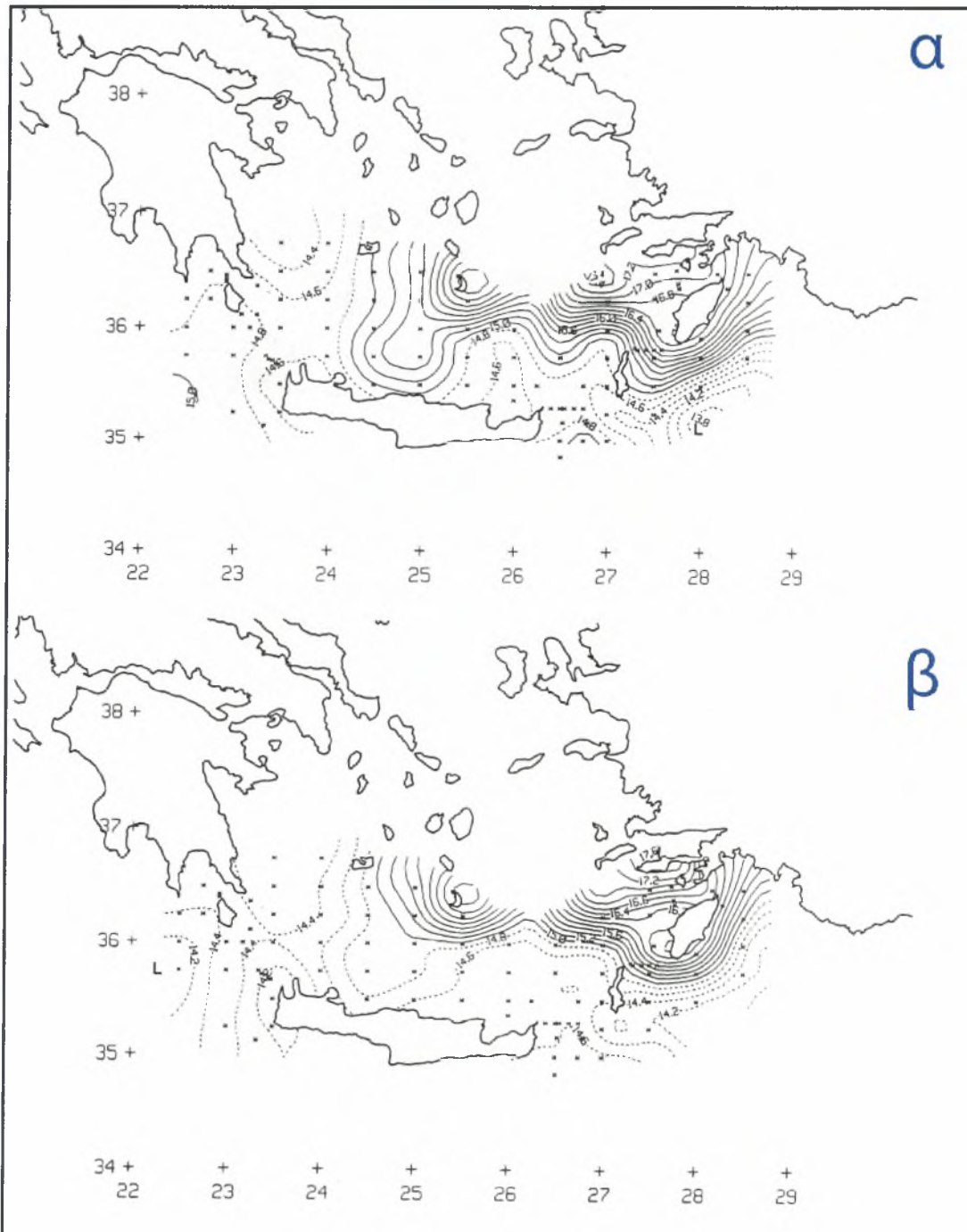
Το Κρητικό Πέλαγος κυριαρχείται από μία σειρά κυκλώνων και αντικυκλώνων (Εικόνα V.1.1.1.3). Στο Μυρτώο Πέλαγος και το δυτικό Κρητικό Πέλαγος εδρεύει μία μεγάλη κυκλωνική κυκλοφορία, η οποία έχει και ένα δευτερεύον κέντρο στο χώρο του στενού των Αντικυθήρων. Στο κεντρικό Κρητικό Πέλαγος είναι εγκατεστημένοι ένας κυκλώνας και ένας αντικυκλώνας. Αυτά τα δύο στοιχεία παίζουν σημαντικότατο ρόλο στη κυκλοφορία των υδάτινων μαζών του ανώτερου στρώματος που εισέρχονται από τα δύο παρακλάδια της συνέχειας του Ρεύματος της Μικράς Ασίας (AMC) (Εικόνες V.1.1.1.4 και V.1.1.1.5). Αυτές οι υδάτινες μάζες φαίνεται πως ρέουν κατά μήκος των περιφερειών αυτών των δομών και φτάνουν στο κεντρικό και νότιο Κρητικό Πέλαγος. Νοτιοανατολικά της Κρήτης, κοντά στο στενό της Κάσσου, η αντικυκλωνική ροή που φαίνεται μπορεί να θεωρηθεί σαν το βόρειο τμήμα του Αντικυκλώνα Ιεράπετρα. Στο στενό της Κάσσου συνενώνονται οι ροές του Αντικυκλώνα Ιεράπετρα και του κυκλώνα του ανατολικού Κρητικού Πελάγους. Στο ανατολικό Ιόνιο Πέλαγος, ένας αντικυκλωνικός γύρος κυριαρχεί στη περιοχή δυτικά της Κρήτης, ακριβώς ανοιχτά των τριών δυτικών στενών. Πιθανότατα πρόκειται για

τμήμα ή για ένα κέντρο της αντικυκλωνικής κυκλοφορίας Πέλοπας (που ενίοτε παρουσιάζεται με παραπάνω από ένα κέντρα). Πάντως η κατακόρυφη δομή του και η θέση του διαφέρουν από την προηγούμενη εικόνα που εμφάνιζε στα 1986-1987 (Theocharis *et al.*, 1993). Συγκεκριμένα, το κέντρο του έχει μεταφερθεί προς τα νοτιοανατολικά,



Εικόνα V.1.1.1.3 Δυναμική τοπογραφία (dyn.m) το Μάρτιο του 1994 (PELAGOS-I) των 50 (α) και 300dbar (β) σε σχέση με τα 500dbar. Οι περιοχές με σφάλμα μεγαλύτερο του 60% έχουν απαλειφθεί. (1) Γύρος Πέλοπας, (2) Μυρτωτικός/Δυτικός Κρητικός Κυκλώνας, (3) Κρητικός Αντικυκλώνας, (4) Ανατολικός Κρητικός Κυκλώνας, (5) Αντικυκλώνας Ιεράπετρα, (6) Γύρος της Ρόδου, (7) Ρεύμα της Μικράς Ασίας (AMC) (Theocharis *et al.*, 1999).

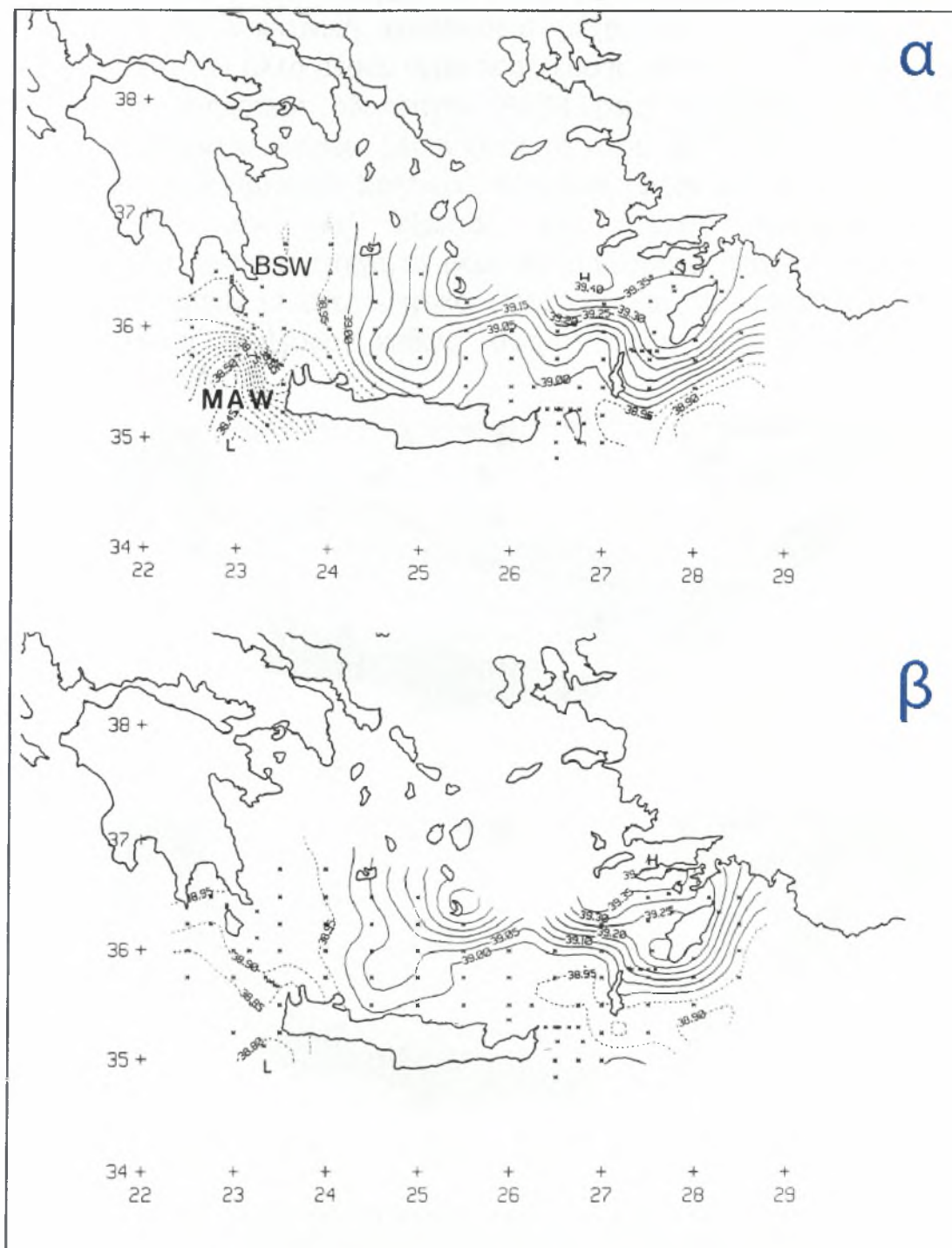
έχει εξαπλωθεί σε επιφάνεια και καλύπτει και τη περιοχή στην οποία δραστηριοποιείτο παλαιότερα ο Κρητικός Κυκλώνας. Επίσης, αυτός ο αντικυκλώνας περιορίζεται στα ανώτερα στρώματα. Αυτός ο αντικυκλώνας καθώς και ο μικρός κυκλώνας στο στενό των Αντικυθήρων καθορίζουν την κίνηση των υδάτινων μαζών διαμέσου των δυτικών στενών του Κρητικού Τόξου. Πάντως, γενικά η ροή στη



Εικόνα V.1.1.1.4 Οριζόντια κατανομή της Δυναμικής Θερμοκρασίας (°C) το Μάρτιο του 1994 (PELAGOS-I) στα 50 (α) και 150dbar (β). Οι περιοχές με σφάλμα μεγαλύτερο του 60% έχουν απαλειφθεί (Theocharis *et al.*, 1999).

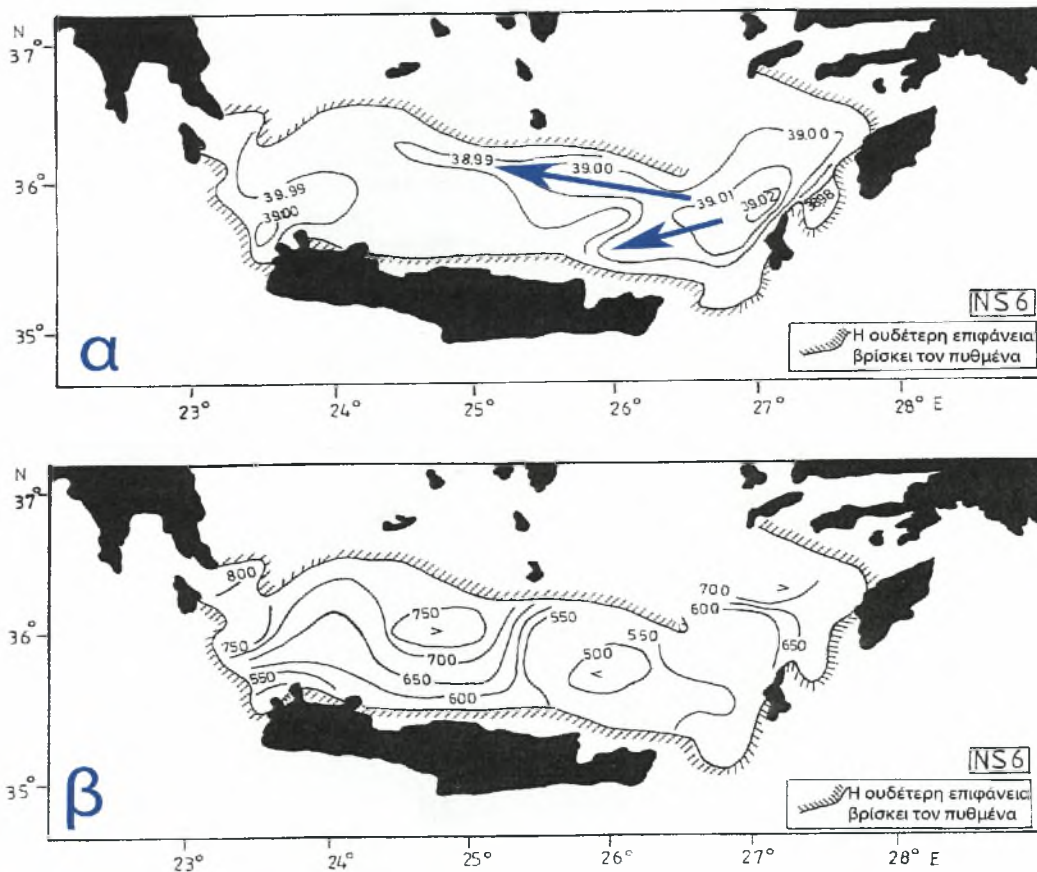
περιοχή φαίνεται να ακολουθεί τη μορφολογία του πυθμένα, δηλαδή τις ισοβαθείς.

Στο νοτιοανατολικό Ιόνιο Πέλαγος, το Τροποποιημένο Ατλαντικό Νερό (MAW) βρίσκεται στο ανώτερο στρώμα και ξεχωρίζει από την ελάχιστη αλατότητα του επιφανειακά (0-50dbars). Ο πυρήνας του



Εικόνα V.1.1.1.5 Οριζόντια κατανομή της Αλατότητας (psu) το Μάρτιο του 1994 (PELAGOS-I) στα 50 (α) και 150dbar (β). Οι περιοχές με σφάλμα μεγαλύτερο του 60% έχουν απαλειφθεί (Theocharis *et al.*, 1999).

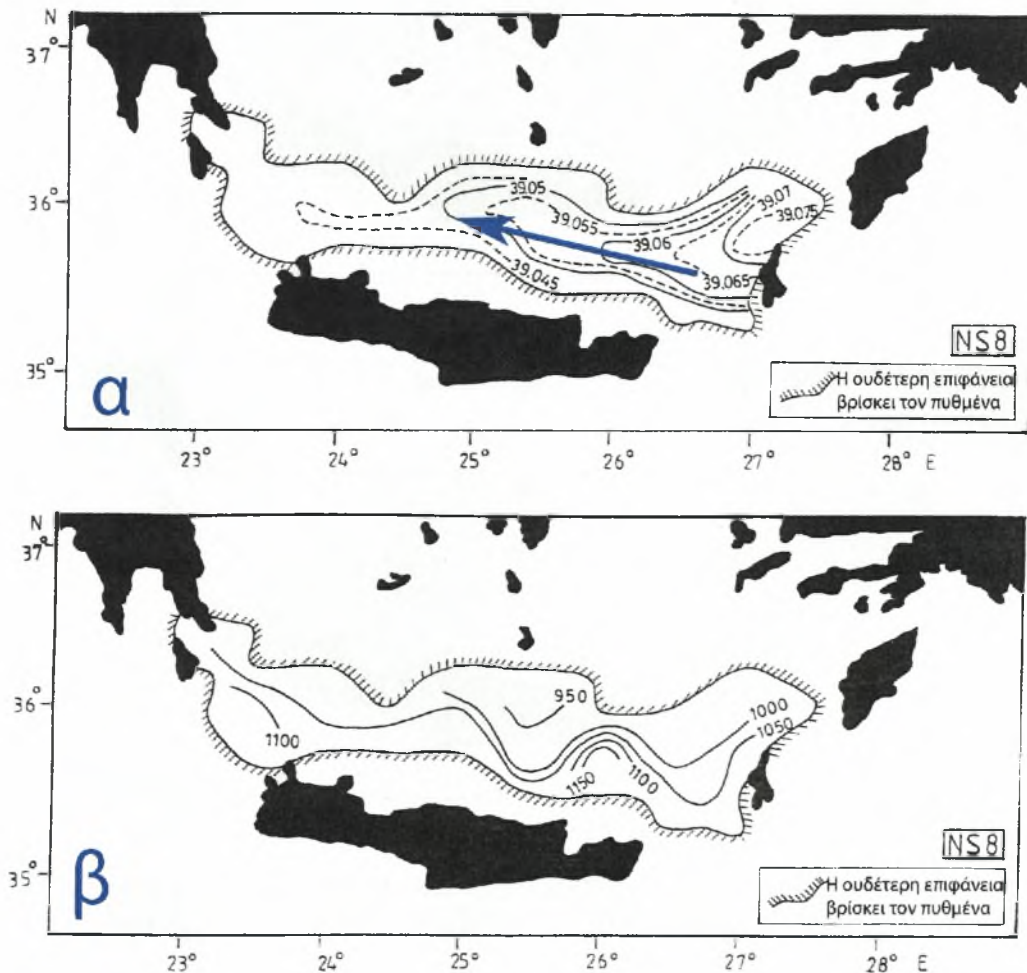
($S \sim 38,3 \text{psu}$) απαντάται δυτικά της Κρήτης, κοντά στο κέντρο του μεγάλου αντικυκλώνα που αναφερθήκαμε (Εικόνα V.1.1.5). Εισέρχεται στο Κρητικό Πέλαγος διαμέσου του νοτιοανατολικού τμήματος του στενού των Αντικυθήρων, του στενού της Ελαφονήσου καθώς επίσης, μία ελαφρά εισροή φαίνεται πιθανή και από το στενό των Κυθήρων. Στο νοτιοδυτικό Κρητικό Πέλαγος, το MAW με αλατότητα $38,6-38,7 \text{psu}$, ακολουθεί τη κυκλωνική κυκλοφορία μέχρι του μεσημβρινού των $25,5^\circ \text{A}$. Από την άλλη μεριά, νερά προέλευσης από τη Μαύρη Θάλασσα (BSW) με υψηλότερη αλατότητα ($S \sim 38,9 \text{psu}$) προερχόμενα από το χώρο του Βόρειου Αιγαίου, ρέουν προς τα νότια κατά μήκος των ορίων του Μυρτωικού/Δυτικού Κρητικού Κυκλώνα, φτάνουν το στενό των Αντικυθήρων και εκεί εξαιτίας του μικρού κυκλώνα που δραστηριοποιείται στο στενό, εν μέρει κατευθύνονται προς τα ανατολικά και επανεισέρχονται στο Κρητικό Πέλαγος. Τα χαρακτηριστικά τους εξαφανίζονται γρήγορα καθώς αναμιγνύονται με τα υπόλοιπα αλμυρότερα ύδατα.



Εικόνα V.1.1.1.6 Οριζόντια κατανομή της (α) Αλατότητας (psu) και (β) της πίεσης πάνω στην ουδέτερη επιφάνεια NS6 που προκύπτει από συγκεκριμένη υδάτινη μάζα με χαρακτηριστικά $T=14,159^\circ \text{C}$, $S=38,961 \text{psu}$ σε πίεση 1185dbar στο σταθμό 98, το Μάρτιο του 1994 (PELAGOS-I) (Theodorou *et al.*, 1997b).

Στο στενό των Αντικυθήρων, στα ενδιάμεσα στρώματα εισέρχεται το TMW, ενώ βαθύτερα από τα 500dbar φαίνεται να εξέρχεται το CDW. Το Λεβαντινό Ενδιάμεσο Νερό (LIW) περιορίζεται κάτω από το Επιφανειακό Λεβαντινό Νερό (LSW) σε ένα σχετικά λεπτό στρώμα (100-200dbars) το οποίο βρίσκεται σε μεγαλύτερα βάθη στις περιοχές αντικυκλωνικής κυκλοφορίας. Παρουσιάζει μία ελαφρά εκροή υποεπιφανειακά από το στενό της Ελαφονήσου.

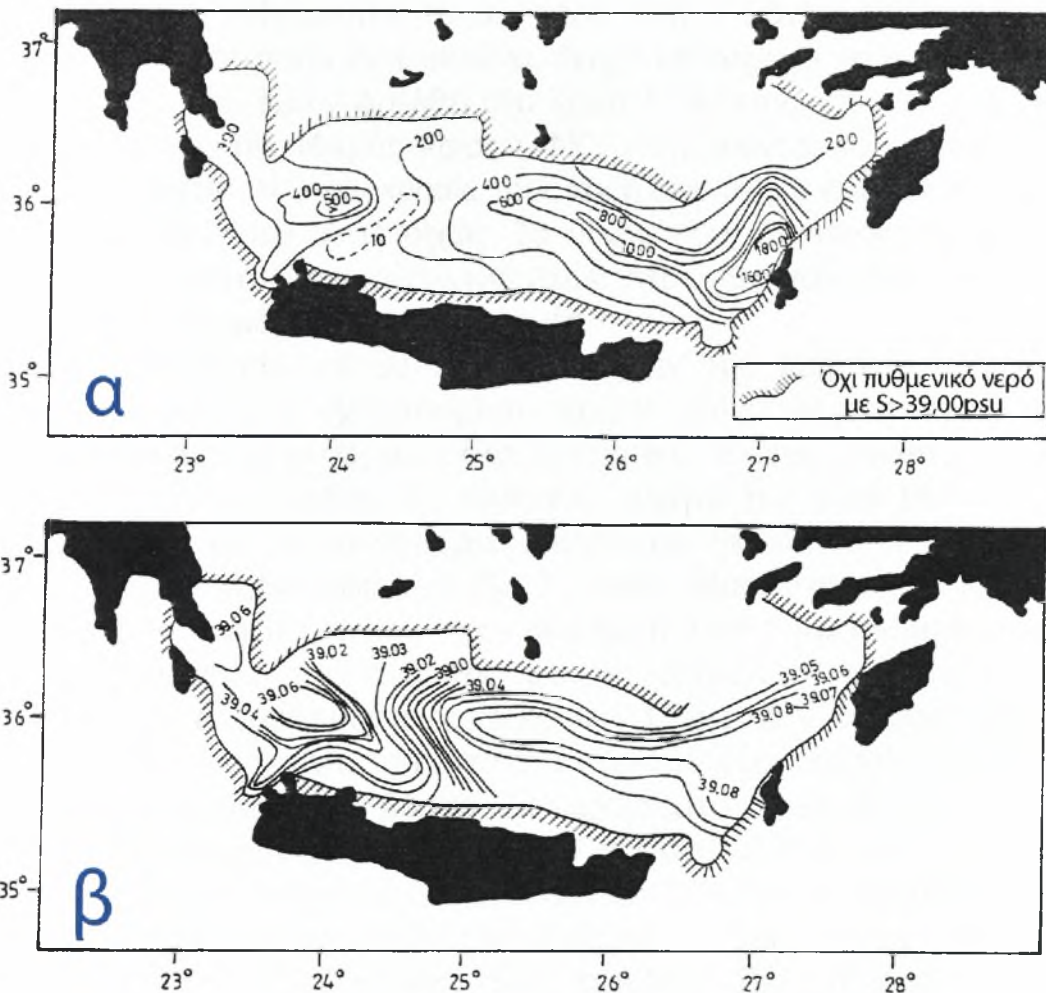
Ένα ακόμα σημαντικό στοιχείο που αφορά την κίνηση των βαθιών υδάτινων μαζών του Κρητικού Πελάγους αποκαλύπτεται από τους Theodorou *et al.* (1997b). Πρόκειται για την εξάπλωση προς τα δυτικά του Κρητικού Βαθιού Νερού (CDW), όπως φαίνεται από τη διασπορά της αλατότητας (Εικόνες V.1.1.1.6 και V.1.1.1.7) πάνω σε κατάλληλα επιλεγμένες ουδέτερες επιφάνειες [για μία λεπτομερή παρουσίαση της



Εικόνα V.1.1.1.7 Οριζόντια κατανομή της (α) Αλατότητας (psu) και (β) της πίεσης πάνω στην ουδέτερη επιφάνεια NS8 που προκύπτει από συγκεκριμένη υδάτινη μάζα με χαρακτηριστικά $T=14,144^{\circ}\text{C}$, $S=39,056\text{psu}$ σε πίεση 980dbar στο σταθμό 60, το Μάρτιο του 1994 (PELAGOS-I) (Theodorou *et al.*, 1997b).

μεθόδου "Ανάλυση Ουδέτερων Επιφανειών" ο αναγνώστης παραπέμπεται σε Theodorou (1991b)]. Το CDW φαίνεται να ακολουθεί στενά τις ισοβαθείς του πυθμένα στη πορεία του προς τα δυτικά, ορμώμενο από τις περιοχές με τα μεγαλύτερα βάθη στο ανατολικό Κρητικό Πέλαγος, όπου παρουσιάζει και το μεγαλύτερο πάχος, περίπου 1800m πάνω από το πυθμένα (Εικόνα V.1.1.1.8).

Η κυκλοφορία των ανώτερων και των ενδιάμεσων υδάτινων μαζών που αποκαλύπτεται με τη χρήση των ουδέτερων επιφανειών έρχεται σε καλή συμφωνία με τη γεωστροφική κυκλοφορία που ήδη παρουσιάστηκε.



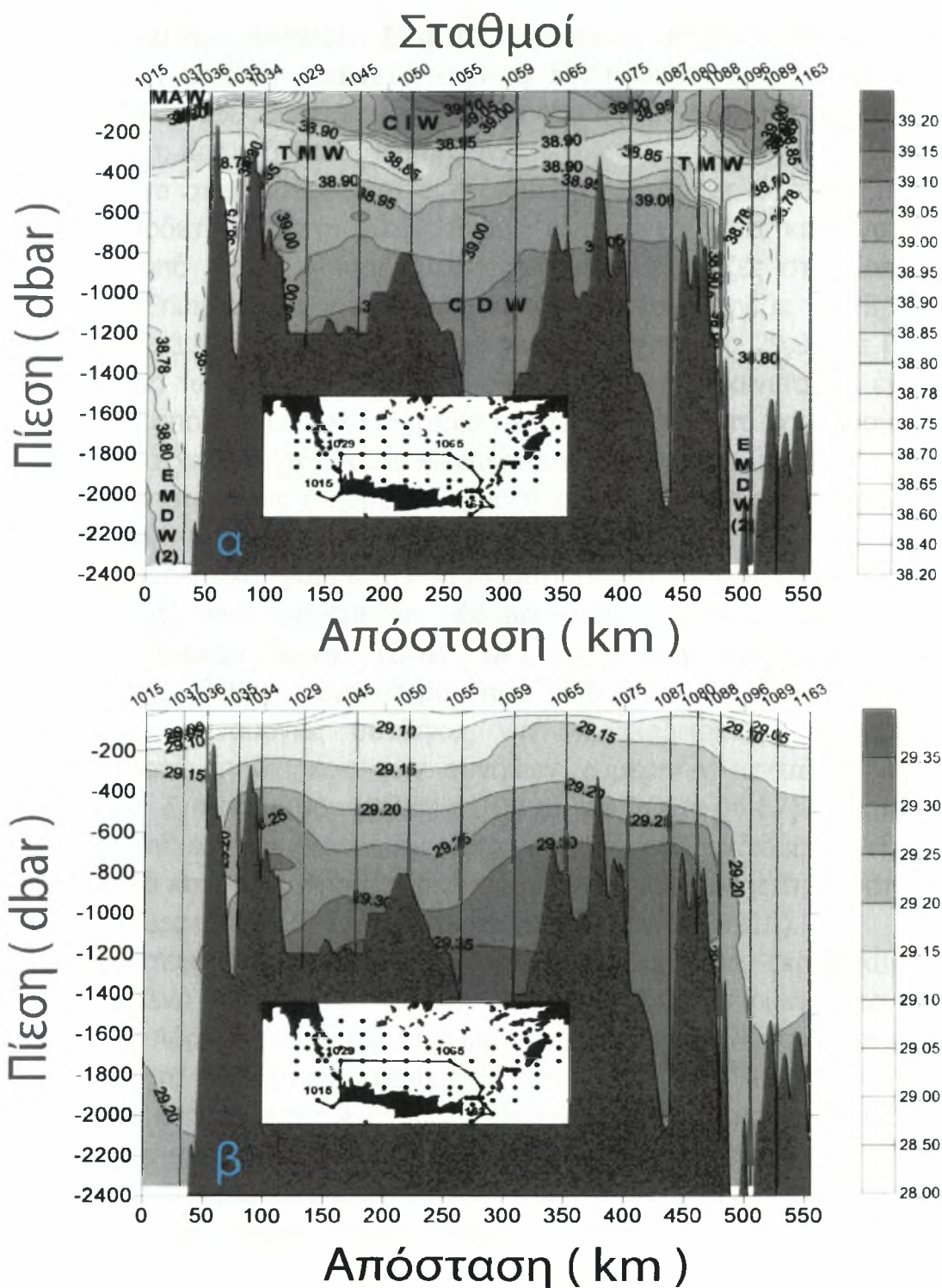
Εικόνα V.1.1.1.8 (α) Πάχος (m) και (β) μέγιστη Αλατότητα (psu) του στρώματος του CDW το Μάρτιο του 1994 (PELAGOS-I) (Theodorou *et al.*, 1997b).

Υδρολογικά χαρακτηριστικά

Η καλή στρωματοποίηση και διάκριση των τριών ή και τεσσάρων στρωμάτων, του επιφανειακού (MAW, BSW), του αλμυρού ενδιάμεσου

(CIW, LIW), του μεταβατικού TMW και του βαθιού CDW αποτελεί τη νέα χαρακτηριστική υδρολογική δομή του Κρητικού Πελάγους (Εικόνα V.1.1.1.9). Η κατακόρυφη κατανομή των υδρολογικών παραμέτρων επηρεάζει τη δυναμική τους, την επίδρασή τους στη μεταφορά των υδάτινων μαζών και τη συμμετοχή τους σε συγκεκριμένες διαδικασίες. Τρεις βασικές δομές αντιστοιχούν στους δύο κυκλώνες και τον ένα αντικυκλώνα του Κρητικού Πελάγους. Φαίνεται πως στον Ανατολικό Κυκλώνα, υδάτινες μάζες από μεσαία βάθη (200-250dbar) μεταφέρονται στην επιφάνεια επιβεβαιώνοντας διαδικασίες ανάδυσης. Συγκεκριμένα ομογενοποίηση της αλατότητας (38,94-3,96psu) παρατηρείται σε βάθος έως 200-250dbar στο κέντρο του κυκλώνα, απόδειξη ότι έχει πρόσφατα δημιουργηθεί ενδιάμεσου τύπου νερό στη λεκάνη. Αντίθετα, στο πυρήνα του κεντρικού αντικυκλώνα, θερμά και αλμυρά νερά Λεβαντινής προέλευσης που έχουν εισέλθει στο Κρητικό Πέλαγος από τους κλάδους του Ρεύματος της Μικράς Ασίας (AMC) παγιδεύονται και κατέρχονται έως τα 220dbar. Η θερμοκρασία τους και η αλατότητα είναι 14,8-16,0°C και 39,02-39,24psu αντιστοίχως. Τα ύδατα που βρίσκονται εντός των υπόλοιπων ανατολικών αντικυκλωνικών περιοχών γειτονικά του AMC παρουσιάζουν ακόμα υψηλότερες τιμές.

Των ενδιάμεσου τύπου υδάτινων μαζών του Κρητικού Πελάγους υπόκειται ένα καλά σχηματισμένο στρώμα ελάχιστης αλατότητας και θερμοκρασίας που υπάρχει σε όλο το Κρητικό Πέλαγος, με κατακόρυφη έκταση περίπου 200dbar. Οι τιμές του πυρήνα του είναι 14,0-14,1°C θερμοκρασία και 38,84-38,86psu αλατότητα. Εκτείνεται κυρίως πάνω στην ισόπυκνη επιφάνεια των 29,17. Καθώς εξαπλώνεται στο Κρητικό Πέλαγος, τόσο η θερμοκρασία του όσο και η αλατότητά του αυξάνονται σαν αποτέλεσμα της ανάμιξης με τις υπόλοιπες θερμότερες και περισσότερο αλμυρές υδάτινες μάζες. Από 13,8-13,9°C θερμοκρασία και 38,78-38,82psu αλατότητα κοντά στα στενά σε θερμοκρασία 14,1°C και αλατότητα 38,86psu στα βόρεια. Τα χαρακτηριστικά αυτής της υδάτινης μάζας αντιστοιχούν με το μεταβατικό στρώμα υδάτων που βρίσκεται ανάμεσα από το Λεβαντινό Ενδιάμεσο Νερό (LIW) και το Βαθύ Νερό της Ανατολικής Μεσογείου αδριατικής προέλευσης (EMDW-1) σε βάθη από 300dbar έως 1300-1800dbar, τόσο στο Ιόνιο Πέλαγος όσο και στη Λεβαντινή Θάλασσα. Το λεγόμενο Μεταβατικό Μεσογειακό Νερό (TMW) που εισέρχεται στο Κρητικό Πέλαγος διαμέσου των στενών των Αντικυθήρων, της Κάσσου και του δυτικού τμήματος του στενού της Καρπάθου, αποτελεί ένα καινούργιο στοιχείο της υδρολογίας του Κρητικού Πελάγους. Μετά την είσοδό του, εξαπλώνεται σε δύο αντίθετες κατευθύνσεις, και προς τα ανατολικά και προς τα δυτικά,



Εικόνα V.1.1.1.9 Κατακόρυφες κατανομές (α) Αλατότητας (psu) και (β) Δυναμικής Πυκνότητας κατά μήκος τομής (ένθετος μικρός χάρτης), το Μάρτιο του 1994 (PELAGOS-I) (Theocharis *et al.*, 1999).

φτάνοντας τη κεντρική αντικυκλωνική περιοχή όπου κατέρχεται στα 500-600dbar.

Κάτω από το στρώμα του TMW η θερμοκρασία και η αλατότητα αυξάνονται πάλι έως 14,25°C και 39,1psu αντίστοιχα σε βάθη

μεγαλύτερα των 1000dbar. Αυτό το παχύ και με μεγάλη πυκνότητα (σ_θ έως 29,36) στρώμα εκτείνεται από τα 500-600dbar έως το πυθμένα (έως περίπου 2500dbar) και αντιστοιχεί στο καινούργιο, πυκνότερο από παλαιότερα, Κρητικό Βαθύ Νερό (CDW).

Αξίζει να σημειώσουμε ότι οι ενδιάμεσες και βαθιές υδάτινες μάζες του βορειοδυτικού Κρητικού Πελάγους, είναι ψυχρότερες και λιγότερο αλμυρές από τις υπόλοιπες αντίστοιχες υδάτινες μάζες στο Κρητικό Πέλαγος. Επιπρόσθετα, η δυναμική πυκνότητά τους αγγίζει τα 29,2 σε βάθη μόλις 110-580dbar ενώ αυτή του CDW αγγίζει τα 29,35 σε βάθη μεγαλύτερα των 900dbar. Και οι δύο υδάτινες μάζες φαίνεται να έχουν καταγωγή από το γειτονικό Μυρτώο Πέλαγος. Έτσι, αυτά τα καινούργια υδρολογικά χαρακτηριστικά επιβεβαιώνουν το γεγονός ότι το Κρητικό Πέλαγος αποτελεί μία δεξαμενή θερμότητας και αλάτων της Ανατολικής Μεσογείου Θάλασσας.

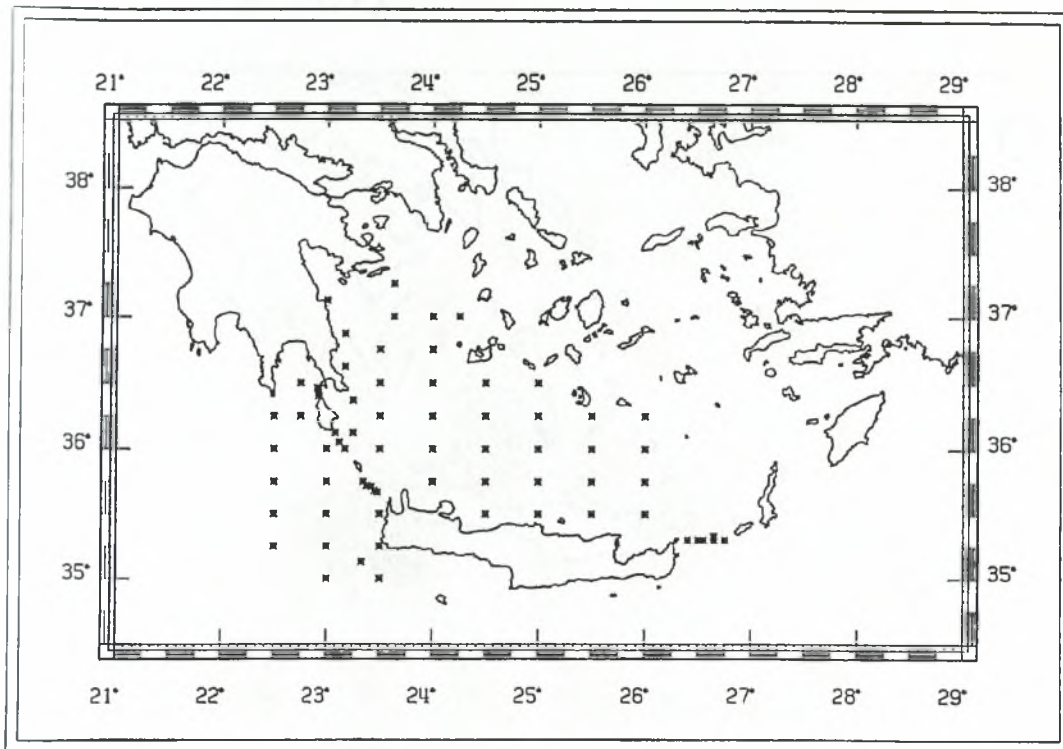
Η θερμοαλατικές βαθμίδες που αναπτύσσονται μεταξύ του TMW και των υπερκείμενων ενδιάμεσων υδάτων καθώς και των υποκείμενων Κρητικών Βαθιών Νερών (CDW) δεν επιτρέπουν την κατακόρυφη ανάμιξη σε βάθος μεγαλύτερο των 250dbar. Αυτό το γεγονός δημιουργεί καινούργιες συνθήκες για τις διαδικασίες δημιουργίας υδάτων κατά τη διάρκεια των συνήθων χειμερινών μετεωρολογικών συνθηκών. Στο παρελθόν (POEM-01-02-86 και POEM-04-87) η απουσία ισχυρών βαθμίδων επέτρεπε όχι μόνο τη δημιουργία ενδιάμεσου τύπου νερού αλλά και βαθιά ανάμιξη, ακόμα και αναστροφή όλης της υδάτινης στήλης. (Lascaratos 1992; Theocharis 1992; Zodiatis 1991b).

Το ανώτερο στρώμα του CDW ($\sigma_\theta \sim 29,20-29,25$) που εκρέει κυρίως από τα στενά της Κάσσου και των Αντικυθήρων είναι πυκνότερο του EMDW(1), Αδριατικής προέλευσης και συνεπώς καταβυθίζεται άμεσα και πληρώνει τα βαθύτερα στρώματα κάτω από τα 1300dbar των γειτονικών περιοχών της Ανατολικής Μεσογείου, ακόμα και της περιοχής που δραστηριοποιείται ο Γύρος της Ρόδου. Αυτό είναι ουσιαστικά το σημαντικό στοιχείο της συμμετοχής του Κρητικού Πελάγους στο νέο καθεστώς της βαθιάς θερμοαλατικής κυκλοφορίας της Ανατολικής Μεσογείου.

V.1.1.2 PELAGOS-II, Ιούνιος 1994

Ο πλόας PELAGOS-II πραγματοποιήθηκε στις αρχές του θέρους, τον Ιούνιο του 1994. Δεδομένα CTD συλλέχθηκαν από εξήντα επτά σταθμούς. Η περιοχή μελέτης περιελάμβανε το δυτικό και κεντρικό Κρητικό Πέλαγος, το Μυρτώο Πέλαγος, τη γειτνιαζουσα περιοχή του

Ιονίου Πελάγους, τα δυτικά στενά του Κρητικού Τόξου και το στενό της Κάσσου (Εικόνα V.1.1.2.1).

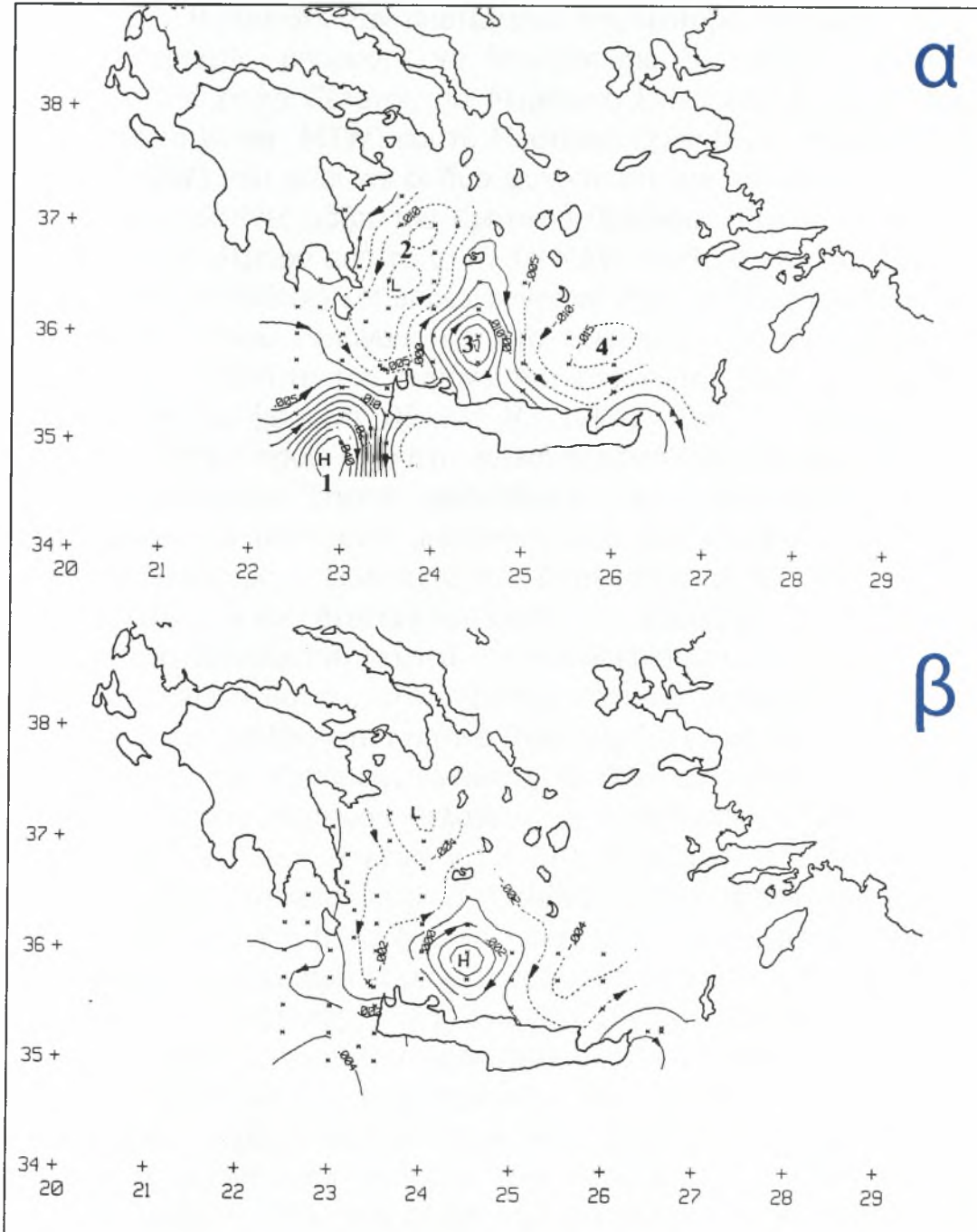


Εικόνα V.1.1.2.1 Οι σταθμοί δειγματοληψίας του πλόα PELAGOS-II (Ιούνιος 1994) (Theocharis *et al.*, 1999).

Κυκλοφορία των υδάτινων μαζών

Η δυναμική τοπογραφία δείχνει ότι τα περισσότερα στοιχεία της χειμερινής κυκλοφορίας έχουν διατηρηθεί τόσο στο Κρητικό Πέλαγος όσο και στο Ιόνιο, με μεταβολές βέβαια στη μορφή, τη θέση και την έντασή τους (Εικόνα V.1.1.2.2). Επιπλέον, παρατηρούνται κάποια καινούργια στοιχεία στη κυκλοφορία. Συγκεκριμένα, ο Μυρτωικός/Δυτικός πολυκεντρικός Κυκλώνας είναι ιδιαίτερα καλοσχηματισμένος, φτάνει μέχρι το στενό των Αντικυθήρων και έχει μία καθαρή διεύθυνση βορρά-νότου. Το ρεύμα στη περιφέρειά του είναι εντατικοποιημένο και διακλαδίζεται στο στενό της Ελαφονήσσου όπου τώρα επικρατεί εκροή υδάτων. Οι στρόβιλοι του κεντρικού Κρητικού Πελάγους είναι παρόντες αλλά είναι εντατικοποιημένοι μόνο στο επιφανειακό και υποεπιφανειακό στρώμα. Στη πλευρά του Ιονίου Πελάγους, η επίμονη αντικυκλωνική κυκλοφορία παρουσιάζεται έντονη επιφανειακά και υποεπιφανειακά. Στα ενδιάμεσα βάθη ο κεντρικός Κρητικός Αντικυκλώνας είναι η πιο ισχυρή δομή της περιοχής. Η ανάπτυξη και εντατικοποίηση του επιφανειακού

ρεύματος από τα δυτικά προς τα ανατολικά είναι το καινούργιο στοιχείο στη περιοχή μελέτης. Το παρών καθεστώς στο Κρητικό Πέλαγος έχει κάποιες ομοιότητες με αυτό του καλοκαιριού του 1987 (POEM-05-87) (Theocharis *et al.*, 1993).



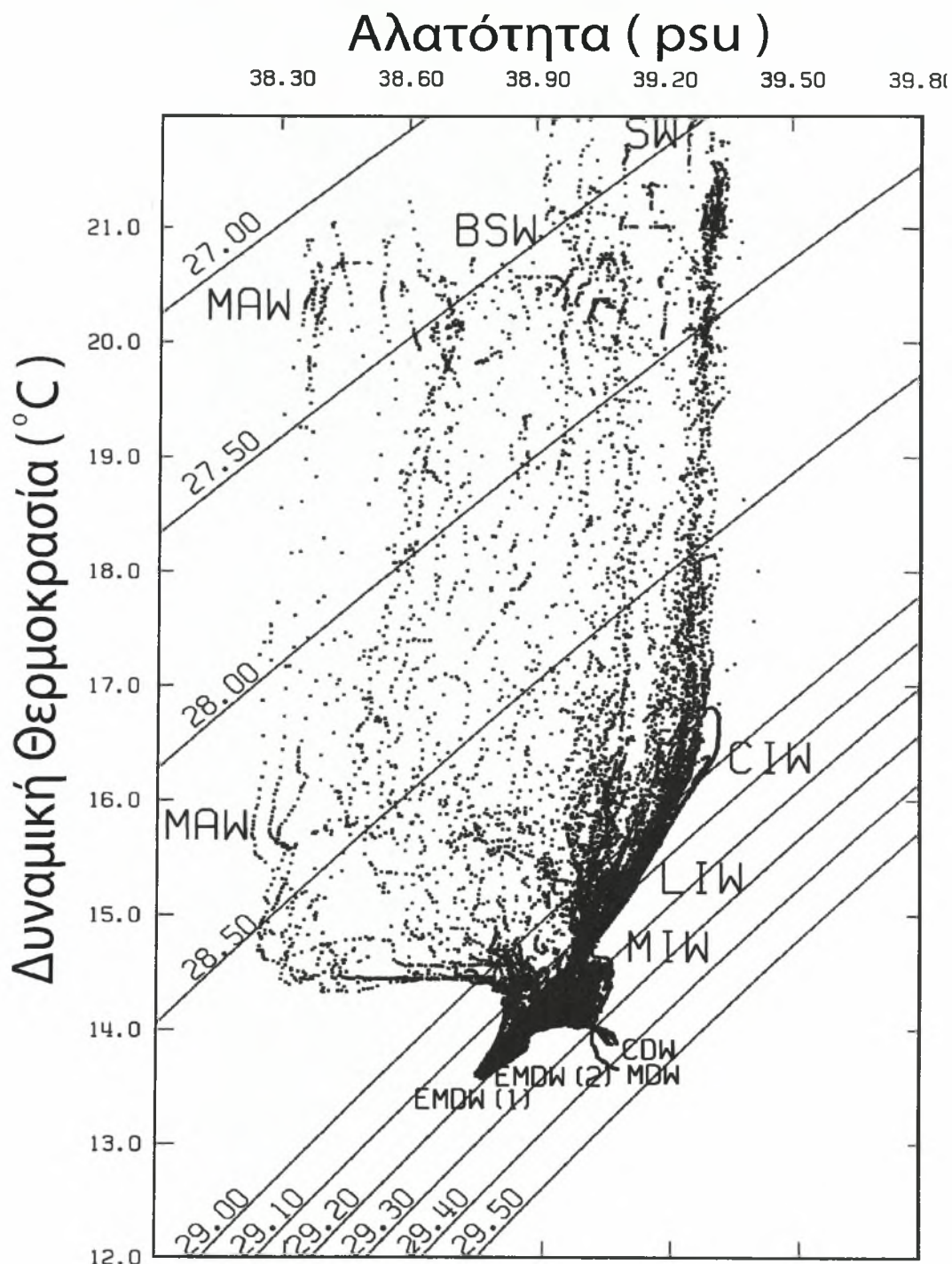
Εικόνα V.1.1.2.2 Δυναμική τοπογραφία (dyn.m) τον Ιούνιο του 1994 (PELAGOS-II) των 50 (α) και 300dbar (β) σε σχέση με τα 500dbar. Οι περιοχές με σφάλμα μεγαλύτερο του 60% έχουν απαλειφθεί. (1) Γύρος Πέλοπας, (2) Μυρτωικός/Δυτικός Κρητικός Κυκλώνας, (3) Κρητικός Αντικυκλώνας, (4) Ανατολικός Κρητικός Κυκλώνας (Theocharis *et al.*, 1999).

Υδρολογικά χαρακτηριστικά

Οι χαρακτηριστικές υδάτινες μάζες φαίνονται καθαρά στο διάγραμμα Θ-S (Εικόνα V.1.1.2.3). Συγκρίνοντας το διάγραμμα με αυτό του χειμώνα φαίνεται πως οι επιφανειακές και υποεπιφανειακές υδάτινες μάζες έχουν θερμανθεί. Σαν αποτέλεσμα της λεπτομερούς κάλυψης της δυτικής περιοχής, μπορούμε να ξεχωρίσουμε δύο τύπους υδάτινων μαζών στο Μυρτώο Πέλαγος, το Μυρτωικό Ενδιάμεσο Νερό (Mirtoan Intermediate Water, **MIW**) και το Μυρτωικό Βαθύ Νερό (Mirtoan Deep Water, **MDW**) που είναι και οι δύο ψυχρότερες και πυκνότερες από τις αντίστοιχες υδάτινες μάζες του Κρητικού Πελάγους. Επιπλέον, το MIW είναι λιγότερο αλμυρό από το CIW. Το MAW σταθερά καταλαμβάνει το επιφανειακό (0-50dbar) και υποεπιφανειακό στρώμα (έως 150dbar) στη πλευρά του Ιονίου Πελάγους και στο εσωτερικό της αντικυκλωνικής περιοχής η αλατότητα του πυρήνα του φτάνει την ίδια τιμή, περίπου 38,3psu, με το χειμώνα (Εικόνα V.1.1.2.4). Κατά τη διάρκεια της μελέτης, το MAW προωθείτο στο δυτικό Κρητικό Πέλαγος διαμέσου των Κυθηριανών στενών. Έπειτα, ακολουθώντας την γενική κυκλοφορία, το MAW μπορεί να ανιχνευτεί υποεπιφανειακά στο κέντρο του δυτικού Κρητικού Πελάγους, ενώ ανοιχτά των δυτικών ακτών της Κρήτης όπου μεταφέρεται από ένα δευτερεύον κλάδο του ρεύματος εμφανίζεται σε περισσότερο αλλοιωμένη μορφή. Το MAW επίσης εκτείνεται μέχρι το στενό της Ελαφονήσου, αλλά εξαιτίας της εκεί αντικυκλωνικής ροής εμποδίζεται να εισέλθει στο Κρητικό Πέλαγος. Είναι πιθανό να εισέρχεται από το στενό των Κυθήρων. Αντίθετα, το BSW είναι περιορισμένο στο βορρά, εντός του Μυρτώου Πελάγους, με επιφανειακή αλατότητα στο πυρήνα του 38,75psu (Εικόνα V.1.1.2.4). Κινούμενο στα δυτικά όρια του Μυρτωικού/Δυτικού Κρητικού Κυκλώνα, το BSW φτάνει την περιοχή των δυτικών στενών με αυξημένη αλατότητα (έως περίπου 39,0psu) λόγω ανάμιξης με αλμυρότερες υδάτινες μάζες Λεβαντινής προέλευσης.

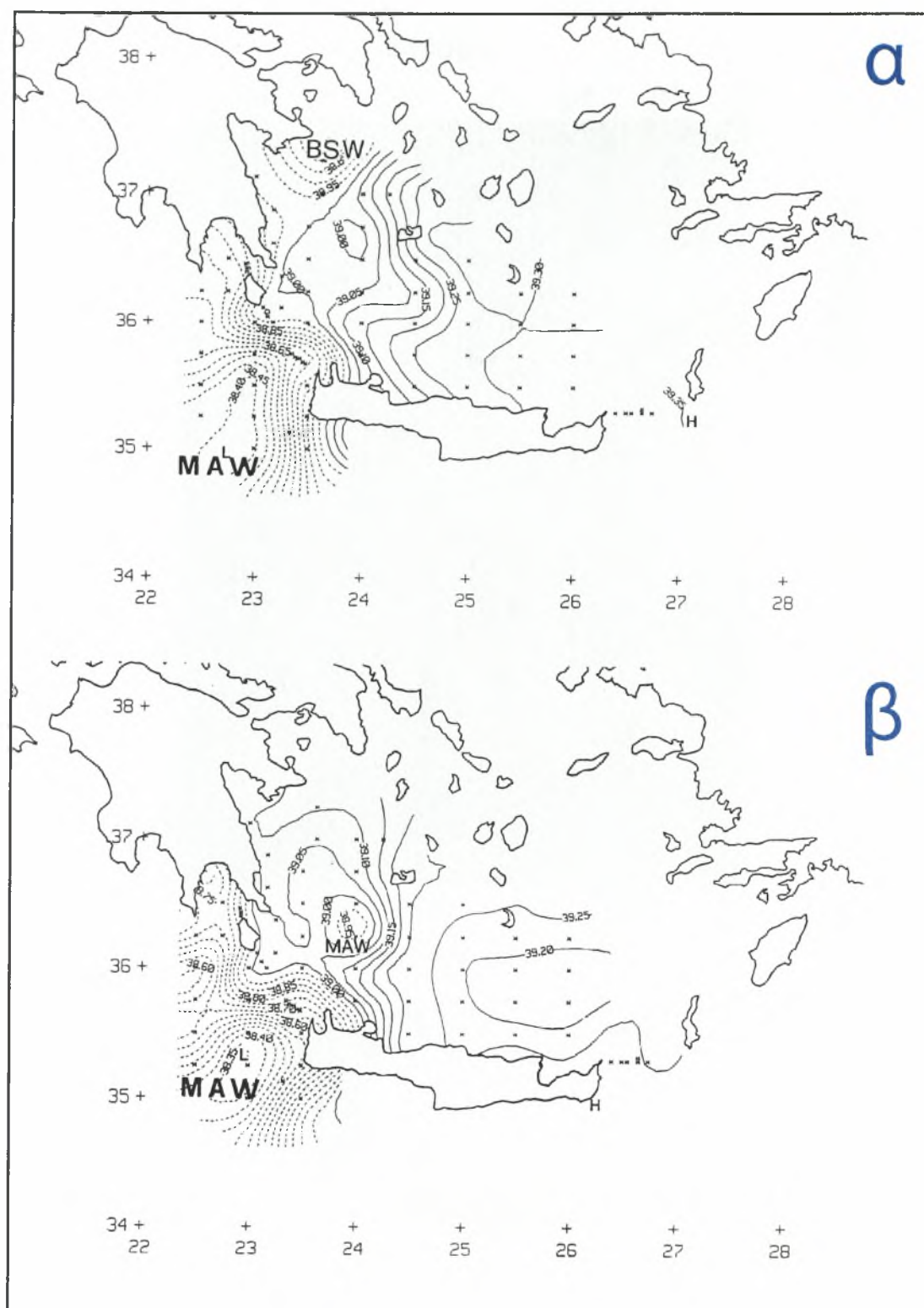
Η δομή της υδάτινης στήλης έχει εξελιχθεί και χαρακτηριστικά της αρχής της θερινής περιόδου εμφανίζονται στο ανώτερο στρώμα. Το εποχιακό θερμοκλινές καταλαμβάνει τα ανώτερα 50dbar του επιφανειακού στρώματος και σημαντικές βαθμίδες θερμοκρασίας και αλατότητας απαντώνται ανάμεσα στα στρώματα των διαφορετικών υδάτινων μαζών. Αξίζει να σημειώσουμε ότι γενικά η κατακόρυφη δομή της υδάτινης στήλης δεν δείχνει εποχιακή μεταβλητότητα. Οι επιφανειακές και υποεπιφανειακές υδάτινες μάζες Λεβαντινής προέλευσης έχουν μία σημαντική επιρροή στο ανατολικό και κεντρικό Κρητικό Πέλαγος. Χαμηλότερα από τις υποεπιφανειακές υδάτινες μάζες, απαντάται το ιδιαίτερα αλμυρό ($S > 39,10\text{psu}$) Κρητικό Ενδιάμεσο Νερό





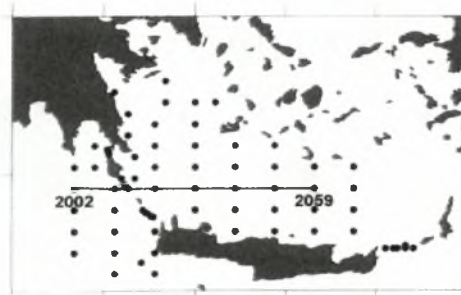
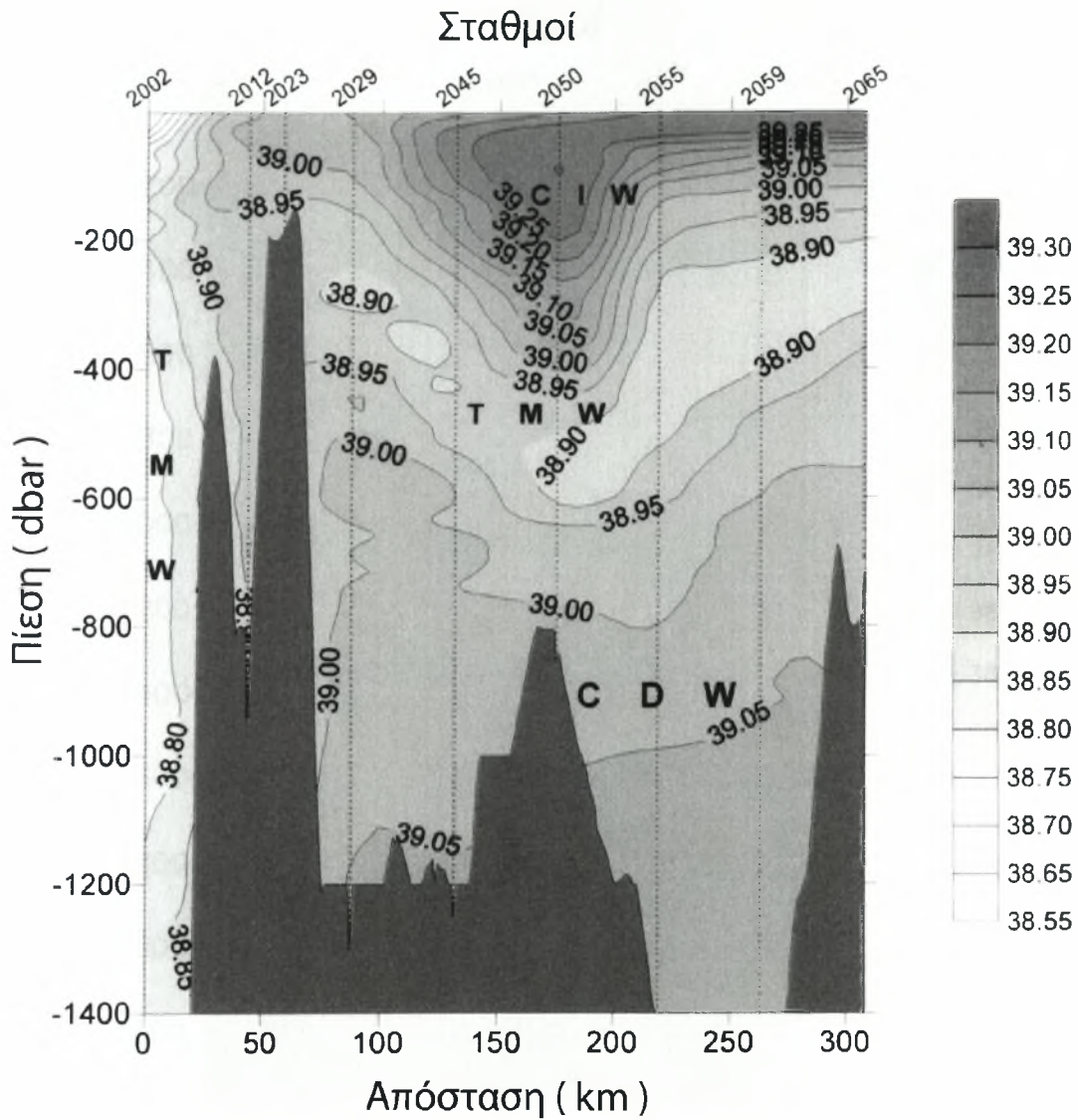
Εικόνα V.1.1.2.3 Διάγραμμα Θ-S για όλους τους σταθμούς του πλόα PELAGOS-II, τον Ιούνιο του 1994 (Theocharis *et al.*, 1999). MAW (Modified Atlantic Water), BSW (Black Sea Water), SW (Surface Waters), LIW (Levantine Intermediate Water), CIW (Cretan Intermediate Water), MIW (Mirtoan Intermediate Water), CDW (Cretan Deep Water), MDW (Mirtoan Deep Water), EMDW-1 (E. Mediterranean Deep Water Αδριατικής προέλευσης), EMDW-2 (E. Mediterranean Deep Water Κρητικής προέλευσης).

(CIW) σε θύλακες. Συγκεκριμένα, εντός του έντονου αντικυκλωνικού πεδίου του Κρητικού Πελάγους, το CIW παρουσιάζει μέγιστη αλατότητα



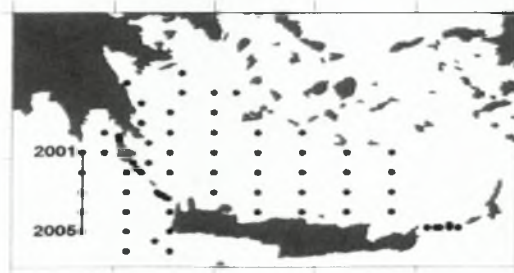
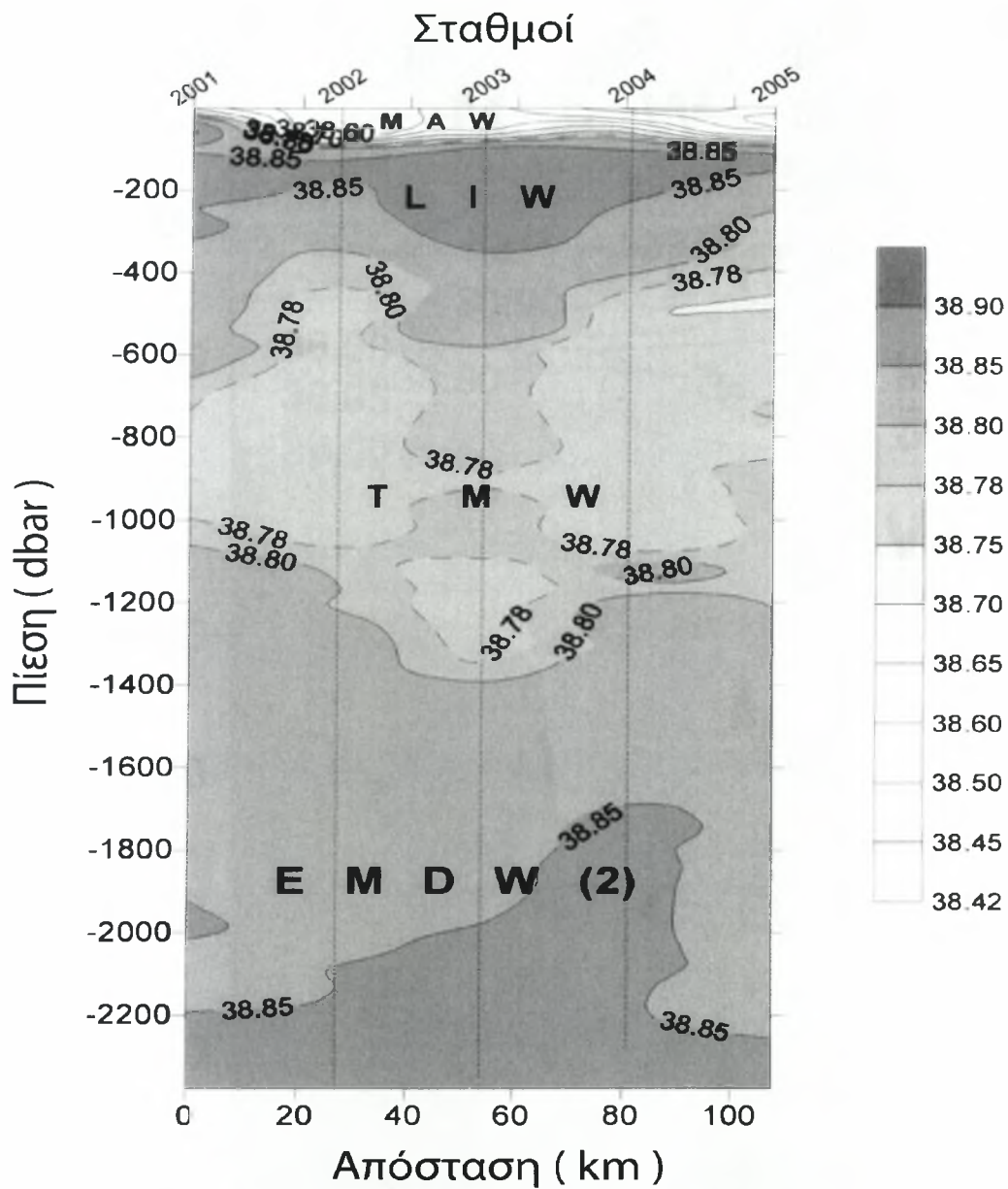
Εικόνα V.1.1.2.4 Οριζόντια κατανομή της Αλατότητας (psu) τον Ιούνιο του 1994 (PELAGOS-II) στα 10 (α) και 50dbar (β). Οι περιοχές με σφάλμα μεγαλύτερο του 60% έχουν απαλειφθεί (Theocharis *et al.*, 1999).

έως 39,30psu, που είναι περίπου 0,15psu περισσότερο από τον χειμώνα (Εικόνα V.1.1.2.5). Το CIW εκρέει από το στενό της Ελαφονήσου προς



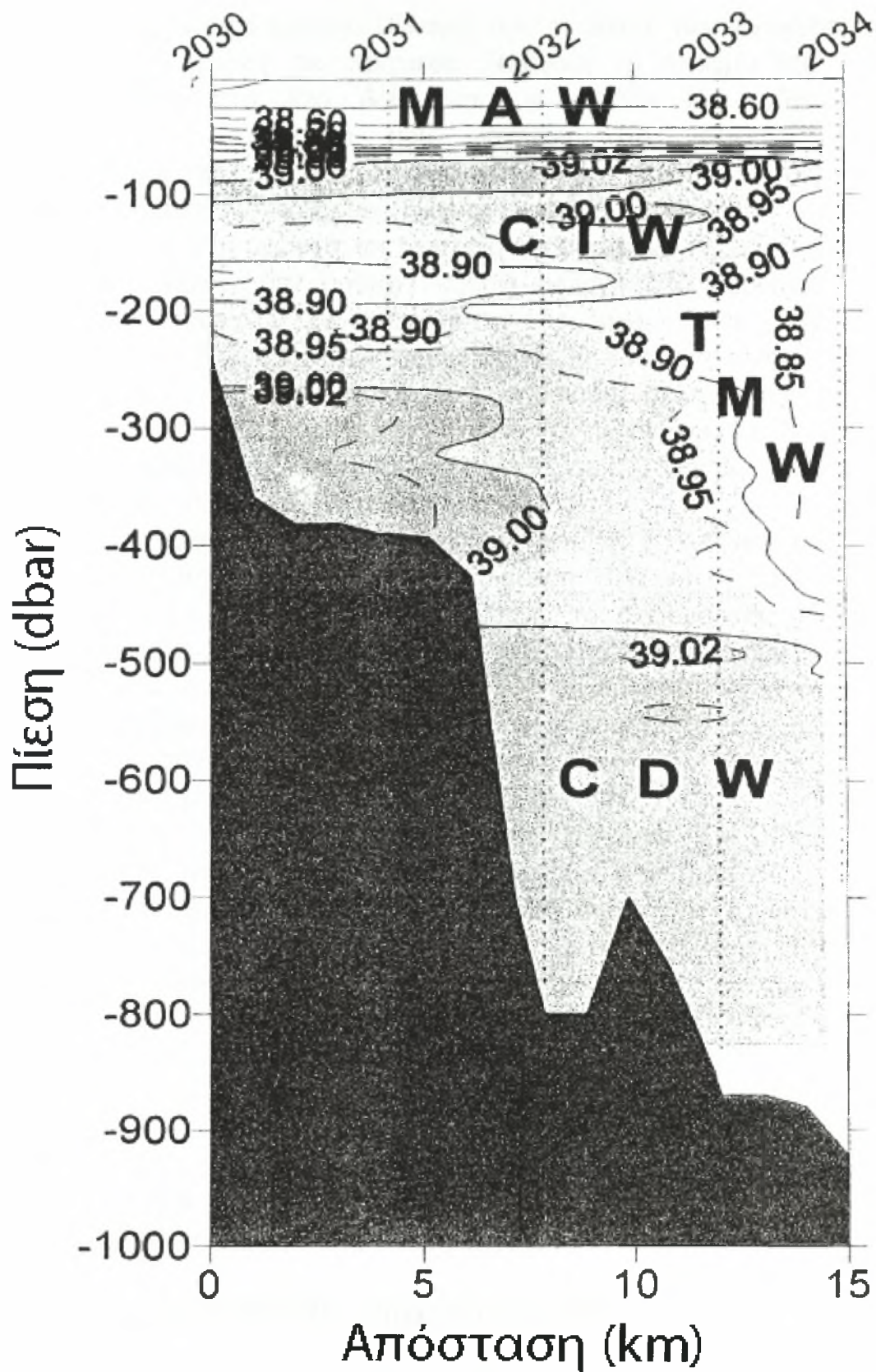
Εικόνα V.1.1.2.5 Κατακόρυφη κατανομή της Αλατότητας (psu) κατά μήκος εγκάρσιας τομής (ένθετος χάρτης) επί του παραλλήλου των 36°B στο ανατολικό Ιόνιο και στο Κρητικό Πέλαγος τον Ιούνιο του 1994 (PELAGOS-II) (Theocharis *et al.*, 1999).

το Ιόνιο Πέλαγος και από το στενό της Κάσσου προς τη Λεβαντινή Θάλασσα. Πάντως, εν μέρει πιθανότατα επανεισέρχεται από το στενό



Εικόνα V.1.1.2.6 Κατακόρυφη κατανομή της Αλατότητας (psu) κατά μήκος εγκάρσιας τομής στο μεσημβρινό των 22,5°Α (ένθετος χάρτης), στο ανατολικό Ιόνιο Πέλαγος τον Ιούνιο του 1994 (PELAGOS-II) (Theocharis *et al.*, 1999).

των Κυθέρων, όπως φαίνεται από την κατακόρυφη υδρολογική δομή και τη γεωστροφική κυκλοφορία των στενών. Από τη άλλη μεριά, το



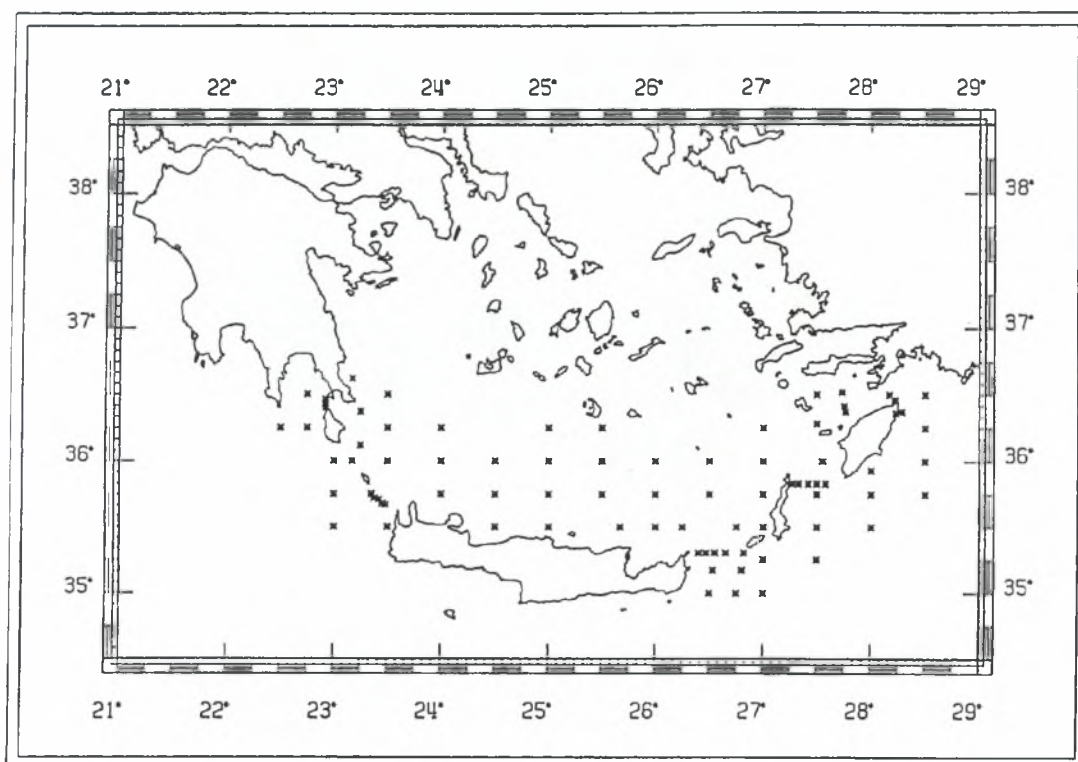
Εικόνα V.1.1.2.7 Κατακόρυφη κατανομή της Αλατότητας (psu) κατά μήκος εγκάρσιας τομής στο στενό των Αντικυθήρων τον Ιούνιο του 1994 (PELAGOS-II) (Astraldi *et al.*, 1999).

LIW εισέρχεται στο Κρητικό Πέλαγος από το στενό των Αντικυθήρων. Επίσης, στη λεκάνη του Κρητικού Πελάγους το στρώμα του TMW παρουσιάζεται στα ίδια βάρη και με σχεδόν ίδια υδρολογικά χαρακτηριστικά με αυτά που φάνηκαν στο χειμερινό πλόα. Υπολογίζουμε πως υπάρχει μία σχετικά αδύναμη εισροή του, διαμέσου του στενού των Αντικυθήρων (Εικόνα V.1.1.2.7), με βάση τη οριζόντια κατανομή του στη περιοχή και τα στενά και σύμφωνα τις γεωστροφικές ταχύτητες. Τέλος, δεν υπάρχει κάποια αλλαγή στο καθεστώς των βαθύτερων στρωμάτων σε σχέση με την υδροδυναμική του CDW. Είναι σημαντικό να δείξουμε τη κατακόρυφη δομή του ανατολικού Ιονίου (Εικόνα V1.1.2.6), όπου φαίνεται η σημαντική αλλαγή της βαθιάς θερμοαλατικής κυκλοφορίας της Ανατολικής Μεσογείου. Το EMDW(2) Κρητικής προέλευσης κείται κάτω από τα 1100dbar, προφανώς εκτοπίζοντας το παλιό TMW προς τα πάνω.

Τα νέα ευρήματα σε αυτή την έρευνα είναι οι δύο πυκνές υδάτινες μάζες του Μυρτώου Πελάγους, η ενδιάμεση MIW και η βαθιά MDW (Εικόνα V.1.1.2.3). Το MIW καταλαμβάνει το στρώμα της υδάτινης στήλης μεταξύ 270 και 625dbar, και χαρακτηρίζεται από χαμηλότερη θερμοκρασία (~14,6°C) από αυτή των LIW και CIW και αλατότητα από 39,02-39,06psu. Έτσι, η πυκνότητά του, που κυμαίνεται μεταξύ 29,18-29,27, είναι συγκρίσιμη με αυτή των βαθιών νερών. Το MIW ρέει προς τα νότια κατά μήκος των ακτών της Πελοποννήσου, η επιρροή του είναι αισθητή έως το βορειοδυτικό Κρητικό Πέλαγος και πιθανότατα συνεπικουρεί στη δημιουργία του Κρητικού Βαθιού Νερού (CDW). Επιπλέον, το πυκνότερο νερό με δυναμική πυκνότητα να φτάνει τα 29,42 απαντάται στα βαθιά πυθμενικά στρώματα του Μυρτώου Πελάγους. Παρουσιάζει τη χαμηλότερη θερμοκρασία στο νότιο Αιγαίο, περίπου 13,66°C και αλατότητα 39,06-39,08psu. Η παρουσία αυτών των πυκνών νερών στη Μυρτωική λεκάνη υποδεικνύει είτε μηχανισμούς δημιουργίας τους το χειμώνα στη γειτονική περιοχή των Κυκλάδων νήσων είτε/και μία δραστηριότητα εντός της ίδιας της λεκάνης. Αυτές οι υδάτινες μάζες μπορούν να χαρακτηριστούν σαν η πηγή των πυκνών ενδιάμεσων και βαθιών υδάτινων μαζών του βορειοδυτικού Κρητικού Πελάγους που επισημάνθηκαν στο προηγούμενο πλόα.

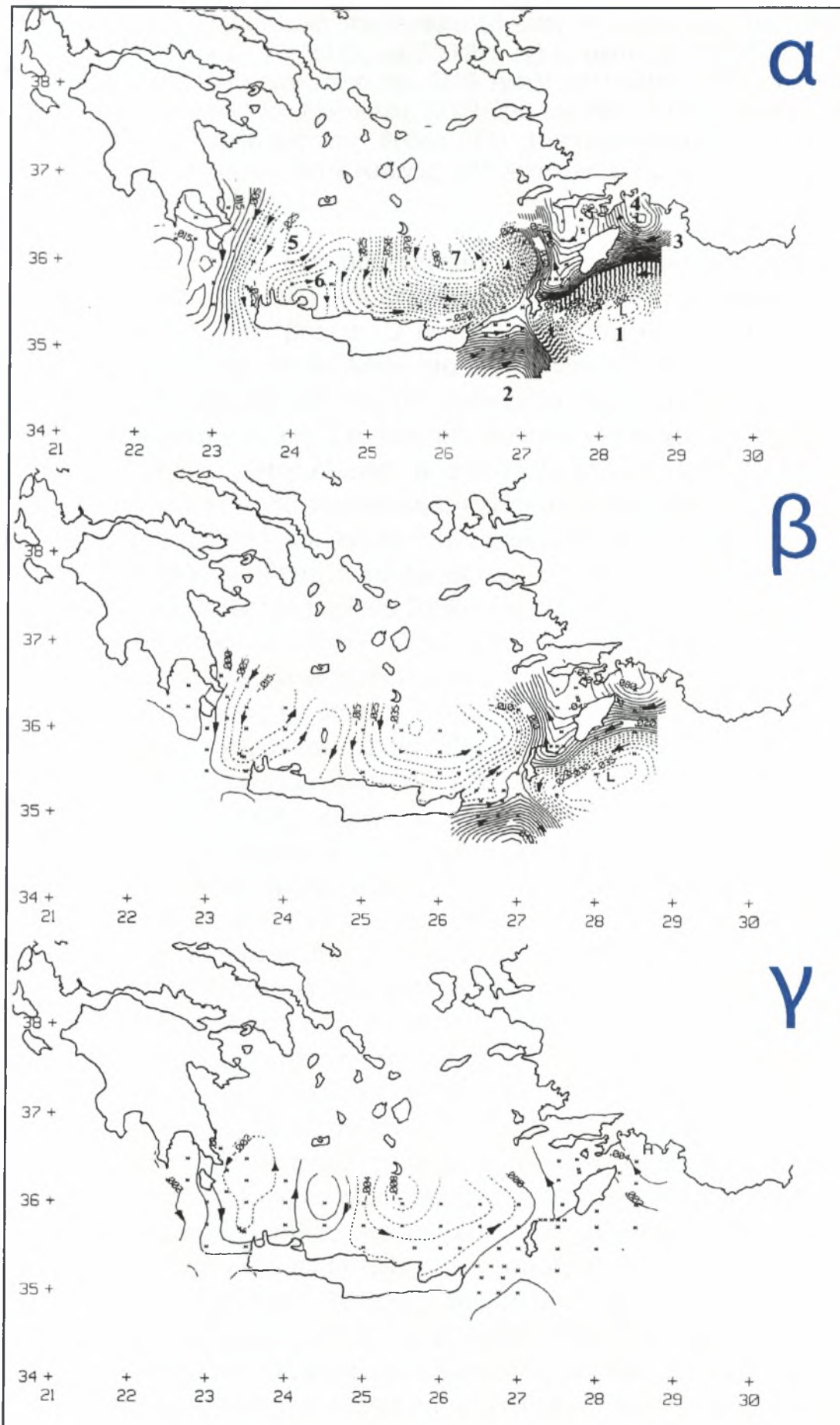
V.1.1.3. PELAGOS III, Σεπτέμβριος 1994

Κατά τη διάρκεια του επόμενου πλόα, στα τέλη του θέρους, ένα δίκτυο 86 σταθμών καλύφθηκε, στους οποίους συλλέχθηκαν δεδομένα CTD το Σεπτέμβριο του 1994 (Εικόνα V.1.1.3.1). Οι χάρτες της γεωστροφικής κυκλοφορίας δείχνουν περίπου τα ίδια κύρια στοιχεία με



Εικόνα V.1.1.3.1 Οι σταθμοί δειγματοληψίας του πλόα PELAGOS-III (Σεπτέμβριος 1994) (Theocharis *et al.*, 1999).

τους προηγούμενους πλόες. Βέβαια, η εντατικοποίηση κάποιων ρευμάτων και η χρονική και χωρική διακύμανση των κύριων στοιχείων καθώς και αλλαγές στη κυκλοφορία του ανώτερου στρώματος είναι τα βασικά χαρακτηριστικά που διαφαίνονται από τη ανάλυση των δεδομένων για το τέλος του θέρους σε σχέση με τα προηγούμενα αποτελέσματα. Το βορειοδυτικό τμήμα του μόνιμου Γύρου της Ρόδου, ως συνήθως, καταλαμβάνει τη βαθιά λεκάνη της Ρόδου στη Βορειοδυτική Λεβαντινή Θάλασσα. Το βόρειο τμήμα του Αντικυκλώνα Ιεράπετρα εμφανίζεται νοτίως του στενού της Κάσσου κατά μήκος του οποίου μία έντονη επιφανειακή εκροή έχει επανεμφανιστεί. Πάντως, υποεπιφανειακά στο ανατολικό τμήμα του στενού λαμβάνει χώρα είσοδος υδάτινων μαζών (V.1.1.3.4). Το εντατικοποιημένο Ρεύμα της Μικράς Ασίας (AMC) ρέει περιμετρικά του Γύρου της Ρόδου. Οι κλάδοι του στα στενά της Ρόδου και της Καρπάθου, όμοιοι με τη χειμερινή περίοδο, επιβεβαιώνουν τη σταθερότητα της ισχυρής σύζευξης στο ανώτερο στρώμα των λεκανών του Αιγαίου και της Λεβαντινής Θάλασσας. Αυτή πάντα συνεπάγεται αύξηση των αλατικών αποθεμάτων του Αιγαίου λόγω της εισροής των αλμυρών νερών Λεβαντινής προέλευσης. Δύο στρόβιλοι μεσαίας κλίμακας αναπτύσσονται στη περιοχή. Ο πρώτος βρίσκεται στο βορειοανατολικό άκρο της Ρόδου, στην είσοδο του στενού και φέρει τη ονομασία Αντικυκλωνικός

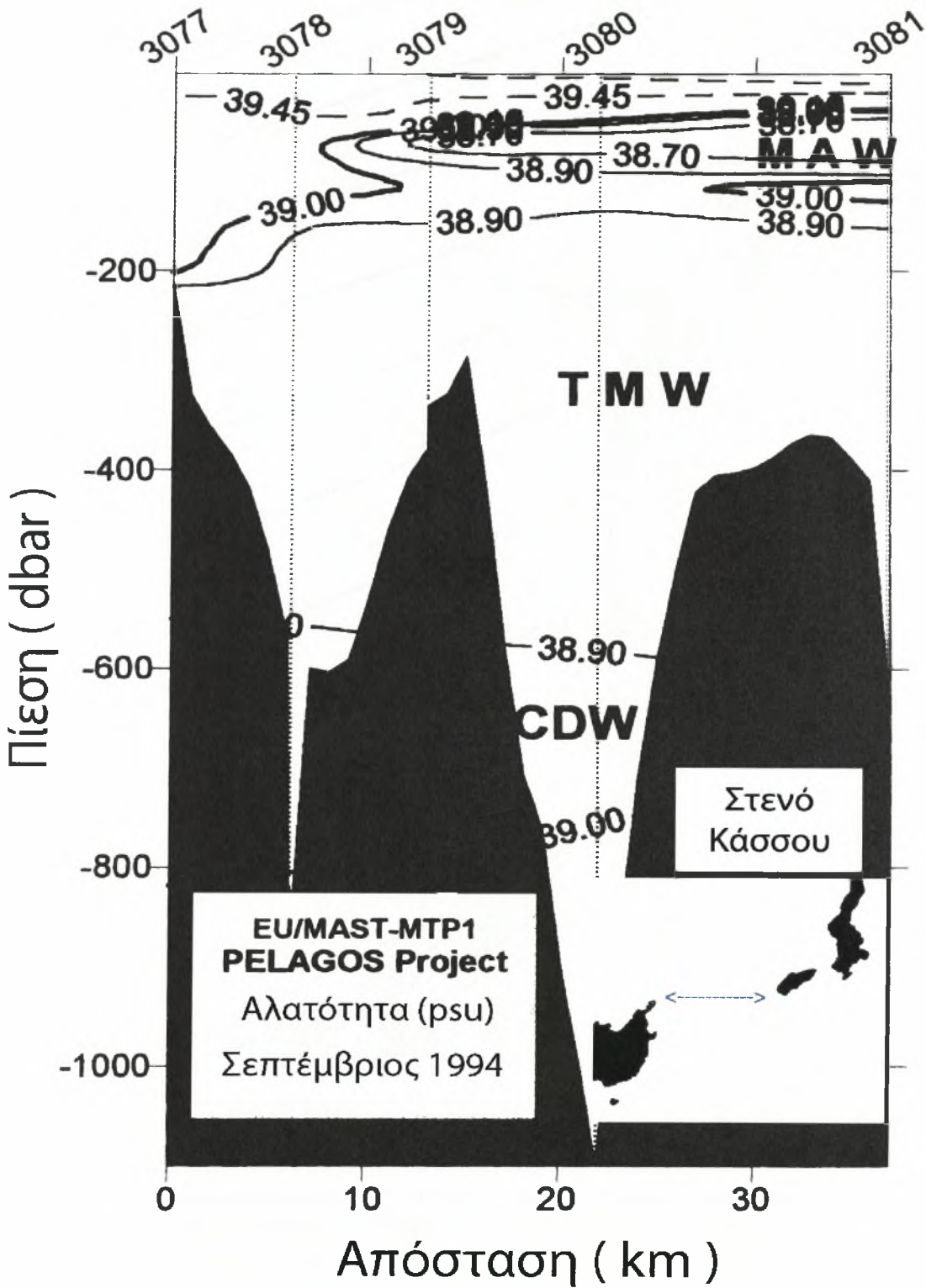


↑ Εικόνα V.1.1.3.2 Δυναμική τοπογραφία (dyn.m) το Σεπτέμβριο του 1994 (PELAGOS-III) των 10 (α), 50 (β) και 300dbar (γ) σε σχέση με τα 500dbar. Οι περιοχές με σφάλμα μεγαλύτερο του 60% έχουν απαλειφθεί. (1) Γύρος της Ρόδου, (2) Αντικυκλώνας Ιεράπετρα, (3) Ρεύμα της Μικράς Ασίας (AMC), (4) Αντικυκλωνικός στρόβιλος της Ρόδου, (5) Μυρτωικός/Δυτικός Κρητικός Κυκλώνας, (6) Κρητικός Αντικυκλώνας, (7) Ανατολικός Κρητικός Κυκλώνας (Theocharis *et al.*, 1999).

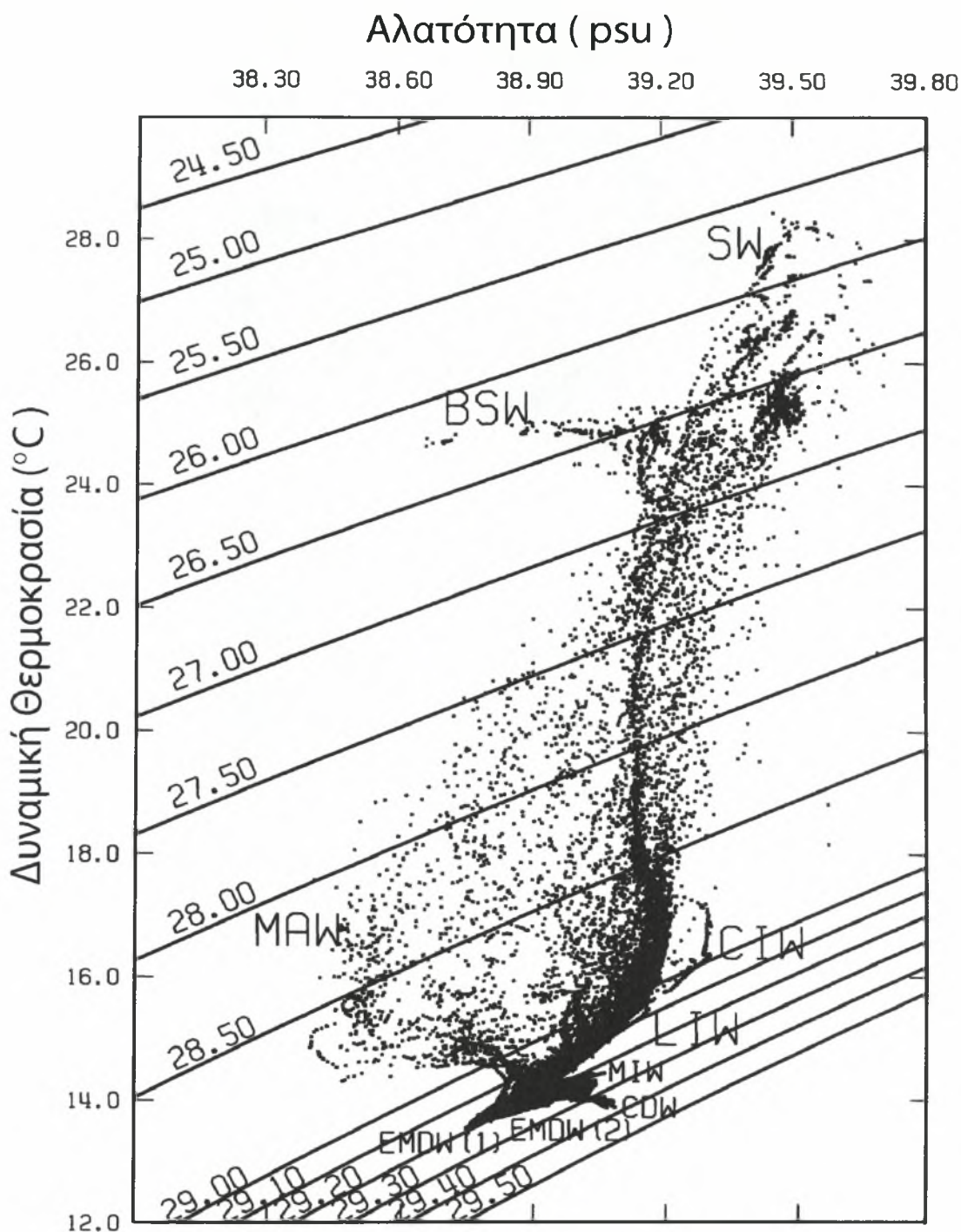
στρόβιλος της Ρόδου. Έχει παρατηρηθεί και σε προηγούμενες έρευνες (Theocharis *et al.*, 1993) και δημιουργεί ένα καθεστώς εισροής στα νότια και εκροής στα βόρεια. Ο δεύτερος στρόβιλος που βρίσκεται κοντά στις ακτές της Μικράς Ασίας έχει διατηρηθεί στο ανώτερο στρώμα αλλά έχει χάσει την έντασή του στα ενδιάμεσα στρώματα σε σχέση με τον προηγούμενο χειμώνα. Στο Κρητικό Πέλαγος κυριαρχούν δύο κύριες δομές, ο Κεντρικός Αντικυκλώνας και ο Ανατολικός Κυκλώνας. Ο πρώτος έχει μετακινηθεί προς τα νοτιοδυτικά, εγγύτερα στις ακτές της Κρήτης, με μικρότερη έκταση και αποδυναμωμένος στα υποεπιφανειακά και ενδιάμεσα βάθη. Αντίθετα, ο κυκλώνας έχει αυξηθεί στο μέγεθος ενός Γύρου, έχοντας διάμετρο περίπου 200km και επεκτείνεται στα ανατολικά μέχρι τη Κάρπαθο. Συνέπεια αυτού είναι ο κλάδος του AMC στη Κάρπαθο να έχει αλλάξει κατεύθυνση και ενώ έρεε προς τα δυτικά τώρα να κατευθύνεται προς τα βόρεια. Μία ακόμα σημαντική αλλαγή είναι η ανάπτυξη ενός ισχυρού ρεύματος από βορρά προς νότο στο δυτικό Κρητικό Πέλαγος, που εμποδίζει την επέκταση προς τα ανατολικά του Μυρτωικού/Δυτικού Κρητικού Κυκλώνα και επηρεάζει τη ροή διαμέσου των στενών των Κυθήρων και Αντικυθήρων. Έτσι, η επιφανειακή εκροή στο στενό της Ελαφονήσσου παραμένει, ενώ μία ισχυρή εκροή λαμβάνει χώρα στο ανώτερο στρώμα του στενού των Κυθήρων και του βορειοδυτικού τμήματος του στενού των Αντικυθήρων. Από τη άλλη μεριά, η εισροή διαμέσου του νοτιοανατολικού τμήματος του στενού των Αντικυθήρων παραμένει. Υποεπιφανειακά και σε μεσαία βάθη, ο Μυρτωικός/Δυτικός Κρητικός Κυκλώνας επανακτά το μέγεθός του. Επιπλέον, το νότιο ρεύμα που εξέρχεται από το Κρητικό Πέλαγος εκτοπίζει τον αντικυκλώνα στο Ιόνιο Πέλαγος προς τα δυτικά.

Η εποχιακή εξέλιξη φαίνεται καθαρά στο διάγραμμα Θ-S (Εικόνα V.1.1.3.4), όπου ξεχωρίζουν οι χαρακτηριστικοί υδάτινοι τύποι. Η θερινή δομή της υδάτινης στήλης περιλαμβάνει, ως είθισται, ένα εποχιακό θερμοκλινές που έχει αναπτυχθεί στο ανώτερο (60dbar) στρώμα. Χαμηλή αλατότητα (38,6-39,0psu) και σχετικά υψηλή θερμοκρασία (24,7-25,2°C) υποδεικνύουν το επιφανειακό BSW που βρίσκεται στο βορειοδυτικό Κρητικό Πέλαγος και φαίνεται να μεταφέρεται εκεί από το Μυρτώο Πέλαγος προς τα Κυθηριανά στενά μέσω του έντονου νοτίου

ρεύματος (Εικόνα V.1.1.3.5). Το MAW καταλαμβάνει υποεπιφανειακά στρώματα από τα 30-110dbar στις γειτονικές περιοχές του Ιονίου και

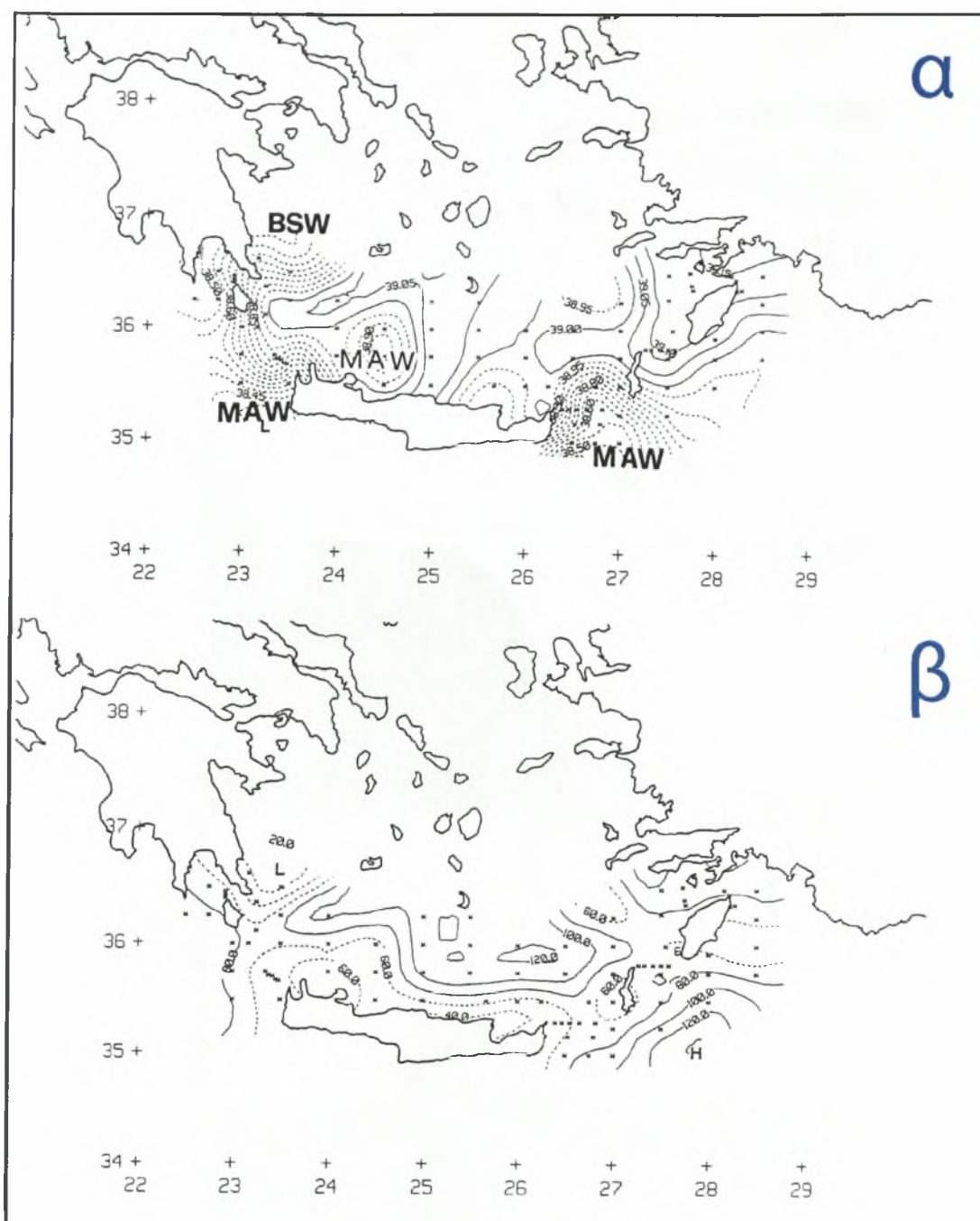


Εικόνα V.1.1.3.3 Κατακόρυφη κατανομή της Αλατότητας (psu) κατά μήκος εγκάρσιας τομής (ένθετος χάρτης), στο στενό της Κάσσου το Σεπτέμβριο του 1994 (PELAGOS-III) (Baloroulos *et al.*, 1999).



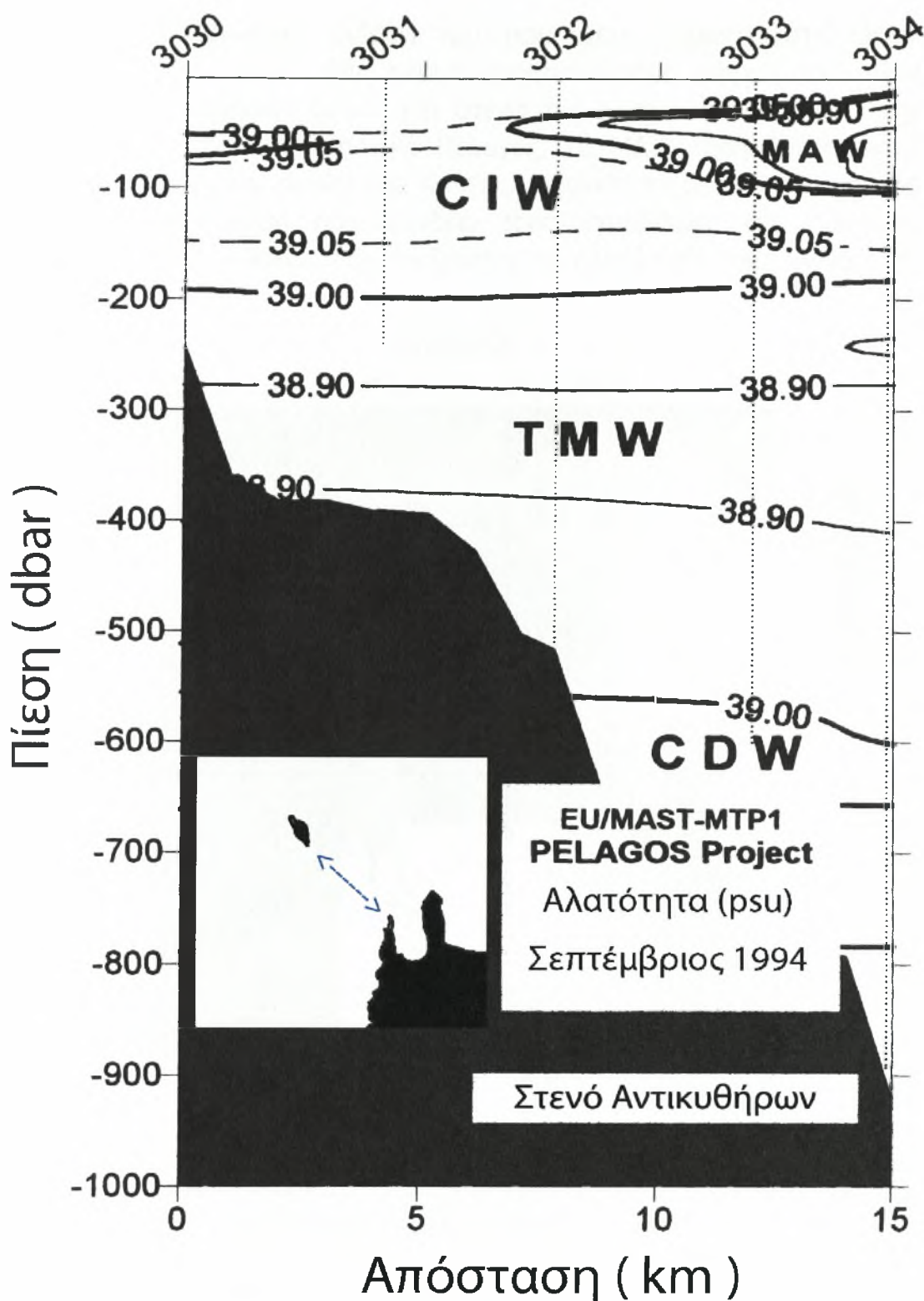
Εικόνα V.1.1.3.4 Διάγραμμα Θ-S για όλους τους σταθμούς του πλόα PELAGOS-III το Σεπτέμβριο του 1994 (Theocharis *et al.*, 1999). MAW (Modified Atlantic Water), BSW (Black Sea Water), SW (Surface Waters), LIW (Levantine Intermediate Water), CIW (Cretan Intermediate Water), MIW (Mirtoan Intermediate Water), CDW (Cretan Deep Water), EMDW-1 (Eastern Mediterranean Deep Water Αδριατικής προέλευσης), EMDW-2 (Eastern Mediterranean Deep Water Κρητικής προέλευσης).

της Λεβαντινής Θάλασσας, ειδικά κοντά στις δυτικές και ανατολικές ακτές της Κρήτης. Χαρακτηρίζεται από χαμηλές αλατότητες και



Εικόνα V.1.1.3.5 Οριζόντια κατανομή του ελαχίστου της αλατότητας (α) και του βάθους στο οποίο απαντάται (β) για το Σεπτέμβριο του 1994 (PELAGOS-III). Περιοχές με σφάλμα μεγαλύτερο του 60% έχουν απαλειφθεί (Theocharis *et al.*, 1999).

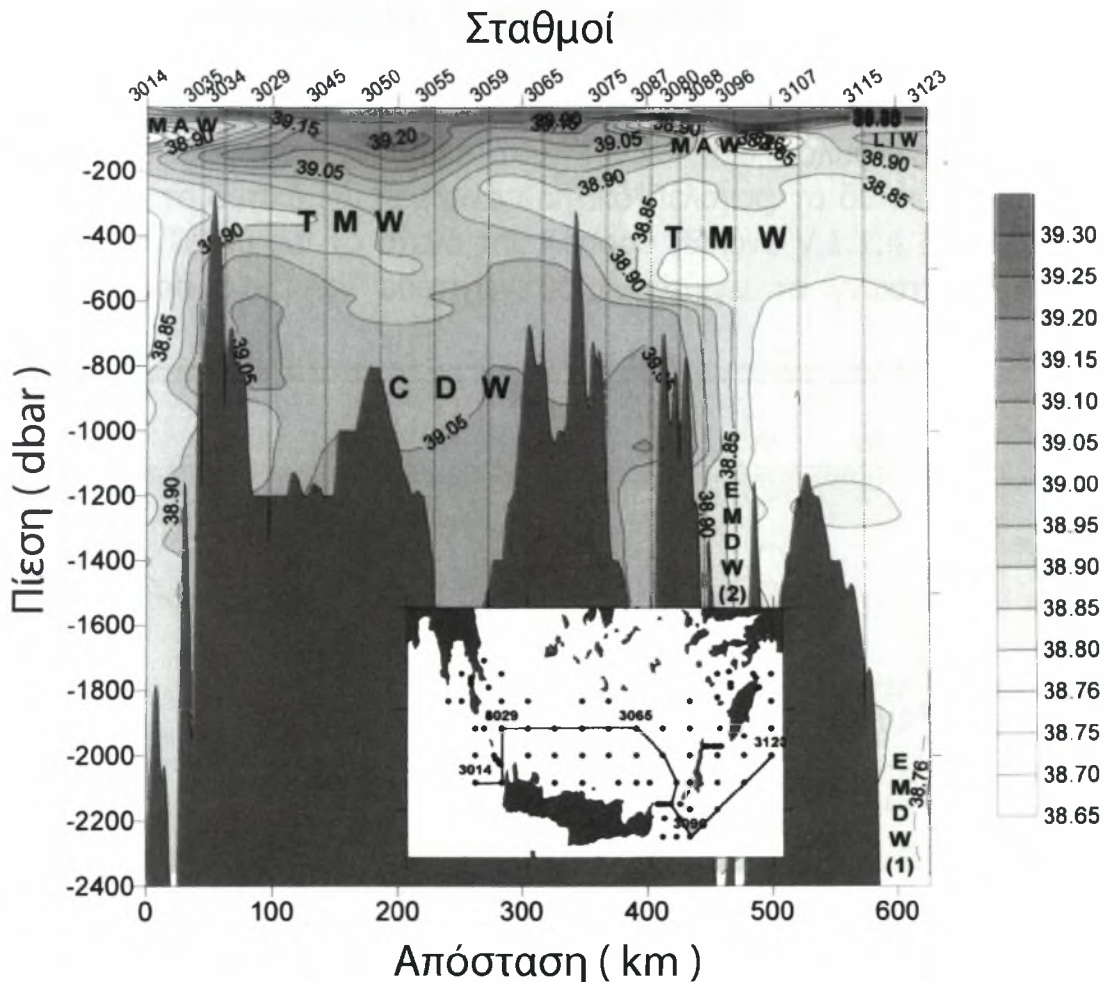
θερμοκρασίες (38,3-38,7psu, 14,3-20,0°C). Η παρουσία του είναι πιο έντονη το 1994 σε σχέση με το 1987 (Theocharis *et al.*, 1993). Εισέρχεται στο Κρητικό Πέλαγος διαμέσου του νοτιοανατολικού τμήματος του στενού των Αντικυθήρων (V.1.1.3.6), όπως έχει παρατηρηθεί και παλαιότερα, και με ένταση από το στενό της Κάσσου. Η παρουσία του MAW σε στρώματα κατά μήκος του βόρειου τμήματος



Εικόνα V.1.1.3.6 Κατακόρυφη κατανομή της Αλατότητας (psu) κατά μήκος εγκάρσιας τομής (ένθετος χάρτης), στο στενό των Αντικυθήρων το Σεπτέμβριο του 1994 (PELAGOS-III) (Baloroulos *et al.*, 1999).

του Αντικυκλώνα Ιεράπετρα δείχνει μία προς ανατολάς εξάπλωση του MAW κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού μέσω του Μεσο-Μεσογειακού

Ρεύματος (MMJ) και/ή κλάδων του, που έχουν χαρακτηριστεί ως οι μεταφορείς του MAW. Μία ακόμη υποεπιφανειακή εισροή του MAW φαίνεται να λαμβάνει χώρα στο στενό της Ελαφονήσου. Μετά την είσοδό του στο νότιο Κρητικό Πέλαγος, το MAW εξαπλώνεται κατά μήκος των βόρειων ακτών της Κρήτης, πιθανότατα μεταφερόμενο από το ανατολικό ρεύμα που συνδέει τους στροβίλους του Κρητικού Πελάγους. Στη πορεία του, αυξάνεται η αλατότητά του, λόγω της



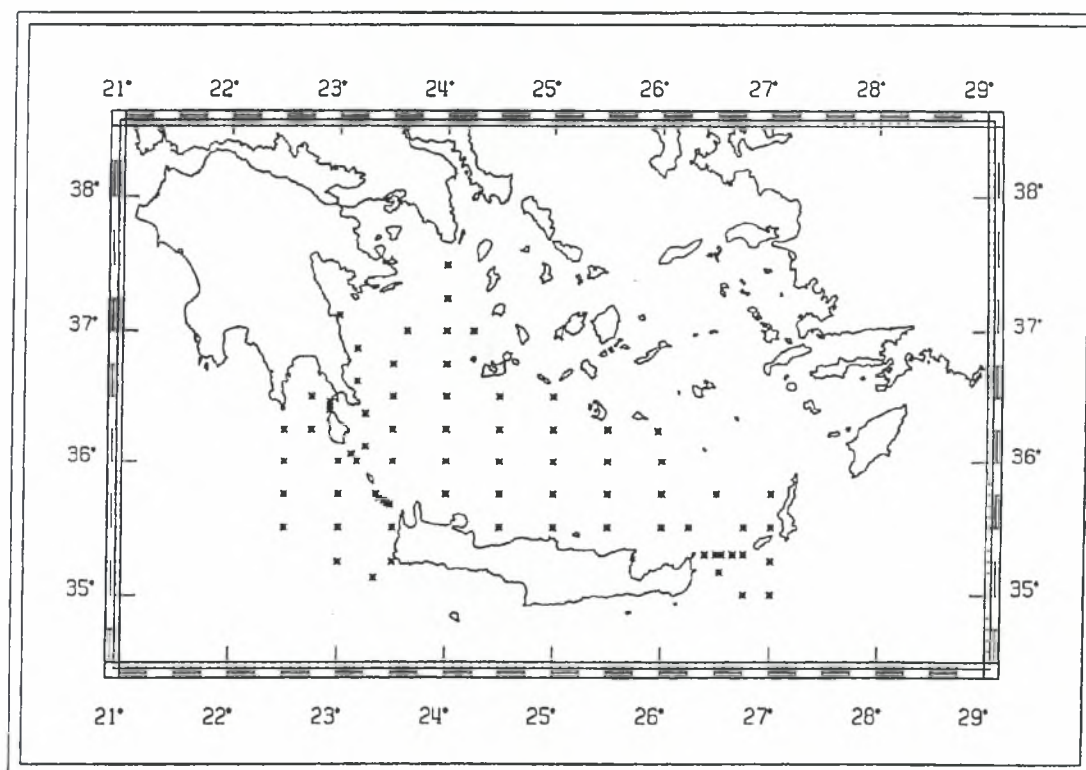
Εικόνα V.1.1.3.7 Κατακόρυφη κατανομή της Αλατότητας (psu) στο ανατολικό Ιόνιο και Κρητικό Πέλαγος και στη βορειοδυτική Λεβαντινή Θάλασσα (ένθετος χάρτης) το Σεπτέμβριο (PELAGOS-III) του 1994 (Theocharis *et al.*, 1999).

ανάμιξης με περισσότερο αλμυρά νερά. Μία μεγάλη ποσότητα MAW είναι παγιδευμένη εντός του Κρητικού Αντικυκλώνα. Συγκρίνοντας τις ποσότητες του MAW νωρίς και αργά στη θερινή περίοδο, παρατηρούμε πως στη τελευταία έχουν μία πιο διακριτή παρουσία (χαμηλότερη αλατότητα κατά $\sim 0,1$ psu) και έχουν μετακινηθεί προς τα νοτιοανατολικά σε σχέση με τη πρώτη. Οι μεταβολές στη συμπεριφορά του MAW μπορούν να θεωρηθούν αποτέλεσμα της παρατηρούμενης

χωρικής μεταβολής της κυκλοφορίας. Επιπλέον, επιφανειακά αλμυρά νερά εκρέουν από όλα τα δυτικά στενά ενώ εισέρχονται μόνο από το νοτιοανατολικό τμήμα του στενού των Αντικυθήρων. Πέραν των εποχιακών μεταβολών στο ανώτερο στρώμα, η κατακόρυφη υδρολογική δομή παραμένει σταθερή, σχεδόν ανεπηρέαστη, με καλή στρωμάτωση των τριών βασικών υδάτινων μαζών, του CIW, του TMW και του CDW (Εικόνα V.1.1.3.7).

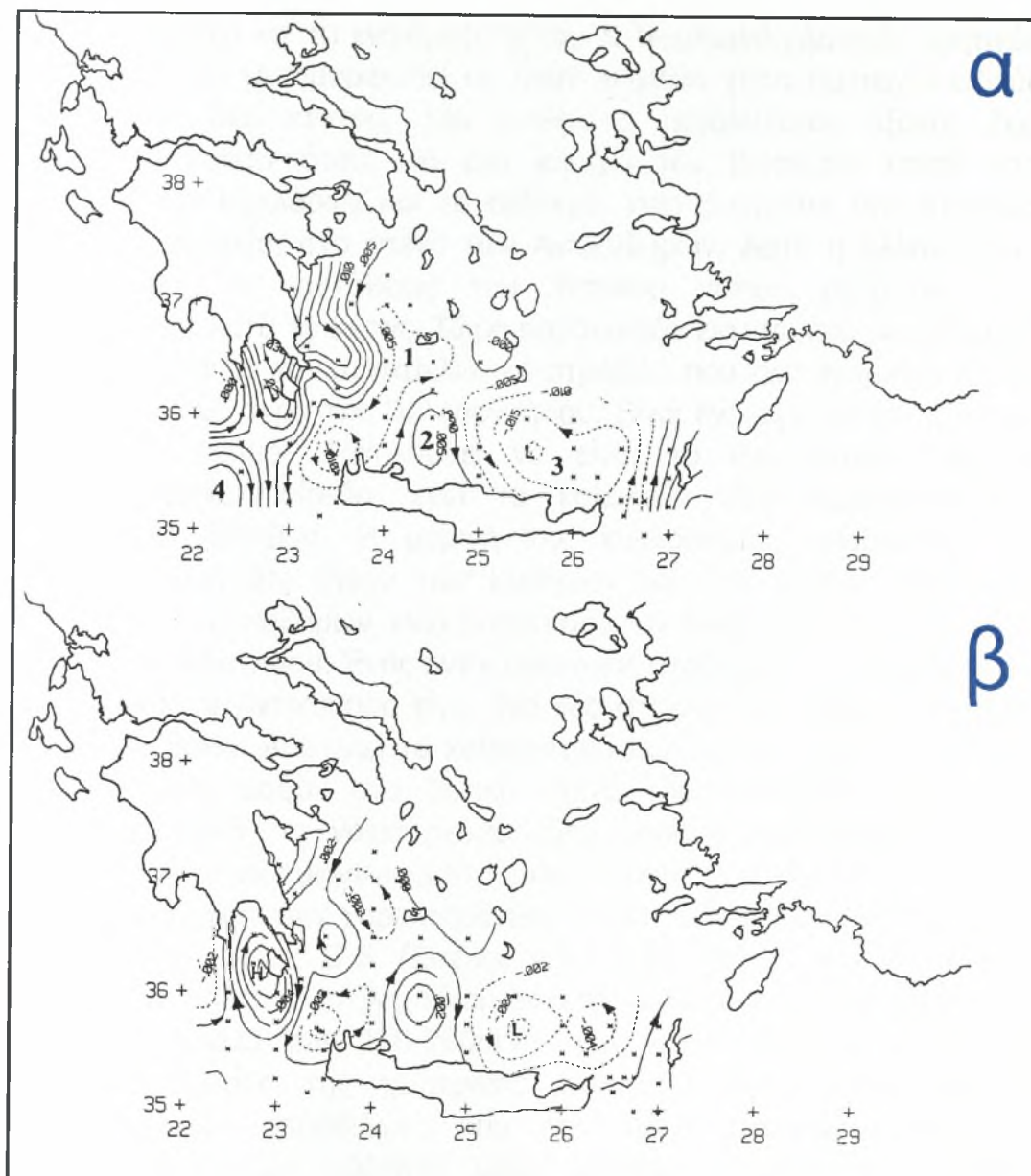
V.1.1.4 PELAGOS-IVb, Ιανουάριος 1995

Ένα δίκτυο 74 σταθμών δειγματοληψίας περιλάμβανε ο πλόας PELAGOS-IVb τον Ιανουάριο του 1995 που κάλυψε το Μυρτώο Πέλαγος, το δυτικό και Κεντρικό Κρητικό Πέλαγος, τα δυτικά στενά του Κρητικού Τόξου και το στενό της Κάσσου (Εικόνα V.1.1.4.1). Η εικόνα της κυκλοφορίας των υδάτινων μαζών δείχνει τα γνωστά κυρίαρχα



Εικόνα V.1.1.4.1 Οι σταθμοί δειγματοληψίας του πλόα PELAGOS-IVb τους Ιανουάριο και Φεβρουάριο του 1995 (Theocharis *et al.*, 1999).

χαρακτηριστικά καθώς και καινούργια στοιχεία που έχουν αναπτυχθεί στα δυτικά της περιοχής έρευνας (Εικόνα V.1.1.4.2). Συγκρίνοντας αυτό το καθεστώς με αυτά που έχουν παρατηρηθεί προηγούμενα, παρατηρούμε μία σημαντική μεταβλητότητα. Στο κεντρικό Κρητικό



Εικόνα V.1.1.4.2 Δυναμική τοπογραφία (dyn.m) τους Ιανουάριο/Φεβρουάριο του 1995 (PELAGOS-IV) των 50 (α) και 300dbar (β) σε σχέση με τα 500dbar. Οι περιοχές με σφάλμα μεγαλύτερο του 60% έχουν απαλειφθεί. (1) Μυρτωικός/Δυτικός Κρητικός Κυκλώνας, (2) Κρητικός Αντικυκλώνας, (3) Ανατολικός Κρητικός Κυκλώνας, (4) Γύρος Πέλοπας (Theocharis *et al.*, 1999).

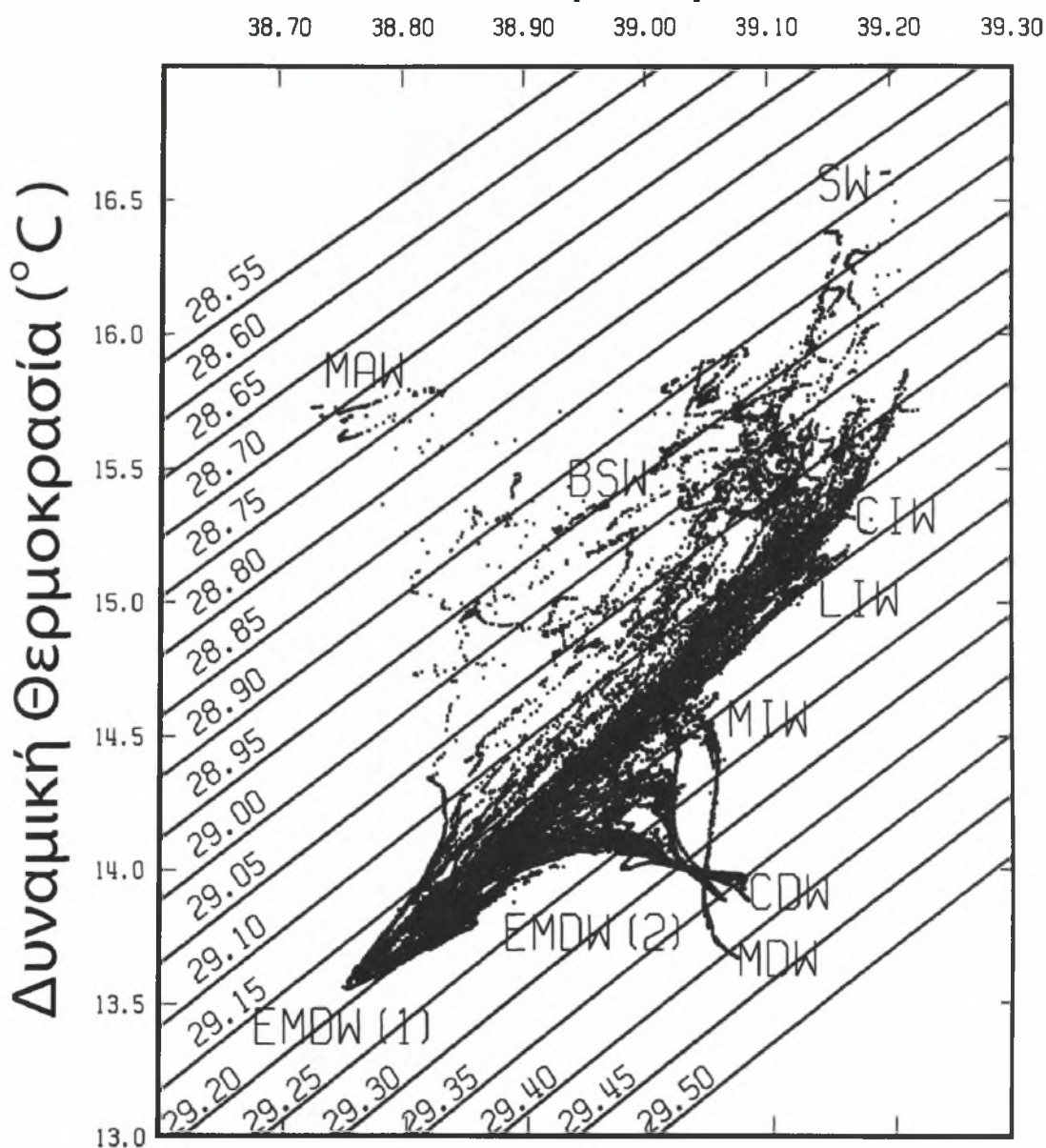
Πέλαγος κυριαρχούν, ως συνήθως, ο αντικυκλωνικός και ο κυκλωνικός στρόβιλος σε σειρά. Τα ρεύματα που ρέουν στη περιφέρειά τους και τους συνδέουν είναι λιγότερο έντονα από ότι το καλοκαίρι. Οι διαστάσεις του Ανατολικού Κυκλώνα έχουν μειωθεί κατά περίπου 50km εξαιτίας της παρείσφρησης ενός βόρειου ρεύματος από το στενό της Κάσσου (Εικόνα V.1.1.4.2). Το κέντρο του κεντρικού Αντικυκλώνα έχει μετακινηθεί προς τα βορειοανατολικά ξανά και έχει εντατικοποιηθεί στα

υποεπιφανειακά και τα ενδιάμεσα βάθη. Ο Μυρτωικός/Δυτικός Κρητικός Κυκλώνας έχει μεταμορφωθεί σε έναν επιμήκη γύρο ημισεληνοειδούς μορφής με δύο κέντρα, του οποίου ο μεγαλύτερος άξονας έχει διεύθυνση βορρά-νότου. Το ένα κέντρο του βρίσκεται κοντά στο υψίπεδο των Κυκλάδων και το δεύτερο, που θεωρείται ένα εποχιακό χειμερινό στοιχείο, στο στενό των Αντικυθήρων. Αυτή η αλλαγή είναι αποτέλεσμα της αστάθειας του έντονου νοτίου ρεύματος που αναπτύχθηκε κατά το θέρος. Τώρα παρουσιάζει εκτεταμένο μαιανδρισμό που σχετίζεται με τον αντικυκλωνικό στρόβιλο που έχει σχηματιστεί στο νοτιοανατολικό άκρο της Πελοποννήσου. Είναι ενδιαφέρον ότι αυτό το μαιανδρικό ρεύμα εξακολουθεί να είναι το ίδιο έντονο και σε υποεπιφανειακό επίπεδο, ενώ το καλοκαίρι είχε περιοριστεί στο επιφανειακό στρώμα. Η μορφή της κυκλοφορίας υποδεικνύει ότι υπάρχει εκροή στο στενό των Κυθήρων και στο βόρειο τμήμα του στενού των Αντικυθήρων, ενώ εισροή υδάτων λαμβάνει χώρα στο νότιο τμήμα του τελευταίου. Ένας αντικυκλωνικός στρόβιλος που περιβάλλει τα Κύθηρα και τα Αντικύθηρα είναι ένα νέο στοιχείο που έχει αναπτυχθεί σε μεσαία βάθη. Αποτελεί το καθοριστικό παράγοντα της κυκλοφορίας των υδάτινων μαζών στα δυτικά στενά του Κρητικού Τόξου. Στα ενδιάμεσα βάθη, το νότιο ρεύμα είναι αποδυναμωποιημένο, ενώ οι αντικυκλωνικοί και κυκλωνικοί στρόβιλοι παραμένουν ισχυροί.

Η αναγνώριση των χαρακτηριστικών υδάτινων μαζών χρησιμοποιώντας το διάγραμμα Θ-S (Εικόνα V.1.1.4.3), δείχνει ότι σε γενικές γραμμές η υδάτινη στήλη είναι αρκετά καλά ομογενοποιημένη στο ανώτερο στρώμα των 150-200dbar, έως και 300dbar στο Μυρτώο Πέλαγος, εξαιτίας της χειμερινής ανάμιξης, ειδικά εντός πεδίων αντικυκλωνικών στροβίλων. Από την άλλη πλευρά, εντός των κυκλωνικών δομών, υδάτινες μάζες αναδύονται από τα βαθύτερα στρώματα φτάνοντας την επιφάνεια ενισχύοντας την εξάτμιση και τη δημιουργία ενδιάμεσου τύπου υδάτινων μαζών. Οι παραπάνω παρατηρήσεις επιβεβαιώνουν ότι η συμπεριφορά του Κρητικού Πελάγους κατά τη χειμερινή περίοδο έχει αλλάξει.

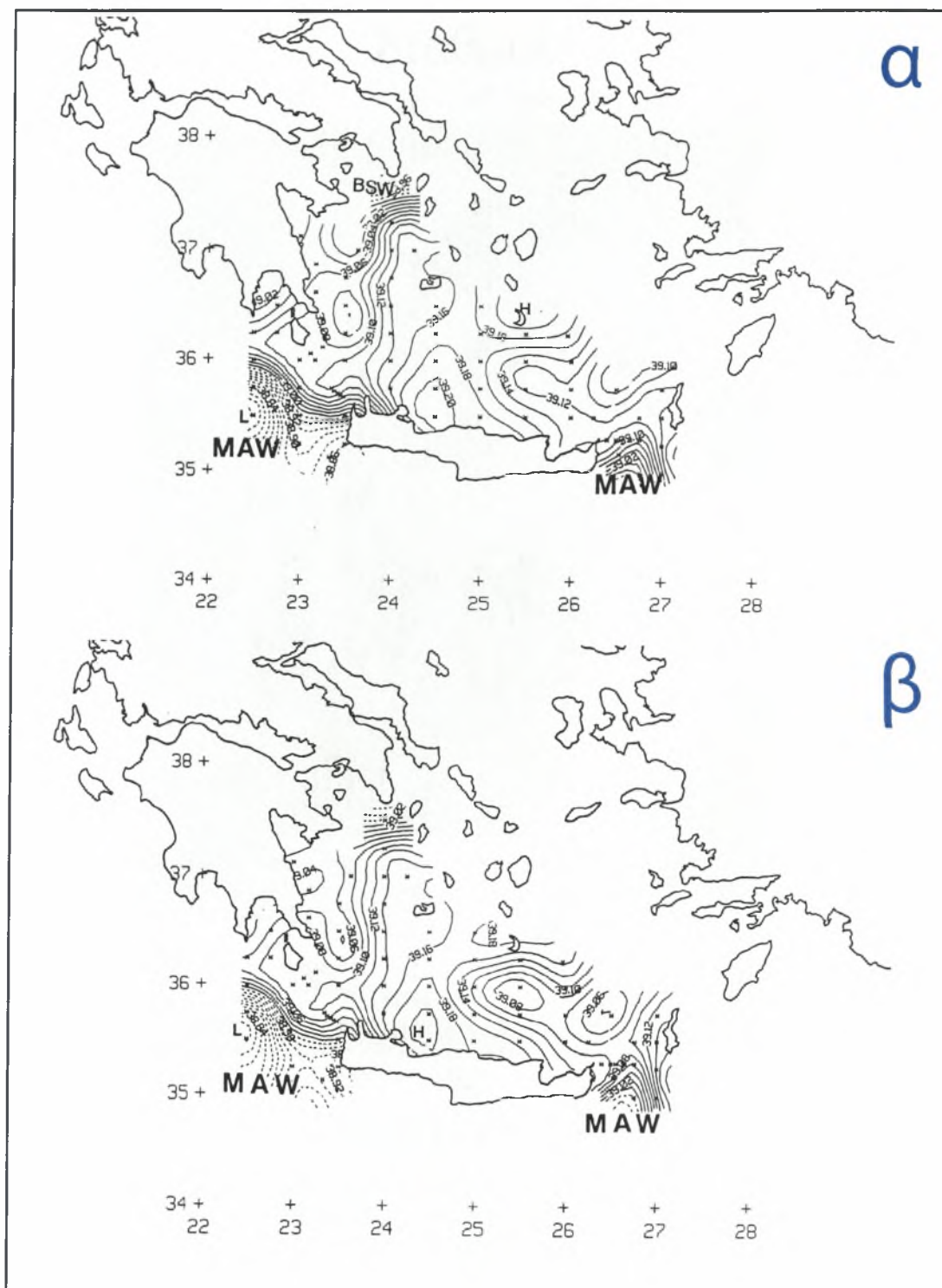
Το Τροποποιημένο Ατλαντικό Νερό (MAW) βρίσκεται επιφανειακά και υποεπιφανειακά κυρίως στη πλευρά του Ιονίου, δυτικά της Κρήτης. Ο πυρήνας του έχει αλατότητα περίπου 38,7psu και ήταν η υψηλότερη που παρατηρήθηκε κατά τη διάρκεια του έτους που διήρκησαν όλες οι έρευνες. Βρέθηκε επίσης, σε πιο αραιωμένη μορφή, νοτίως του στενού της Κάσσου (Εικόνα V.1.1.4.4). Πάντως, όταν φτάνει στα στενά οι τιμές της αλατότητάς του έχουν ανέβει σε ~39psu σαν αποτέλεσμα της ανάμιξης και παρόλο που οι συνθήκες της κυκλοφορίας θα επέτρεπαν την είσοδό του, μπορούμε να διακρίνουμε μόνο μια ελαφρά επιρροή του

Αλατότητα (psu)



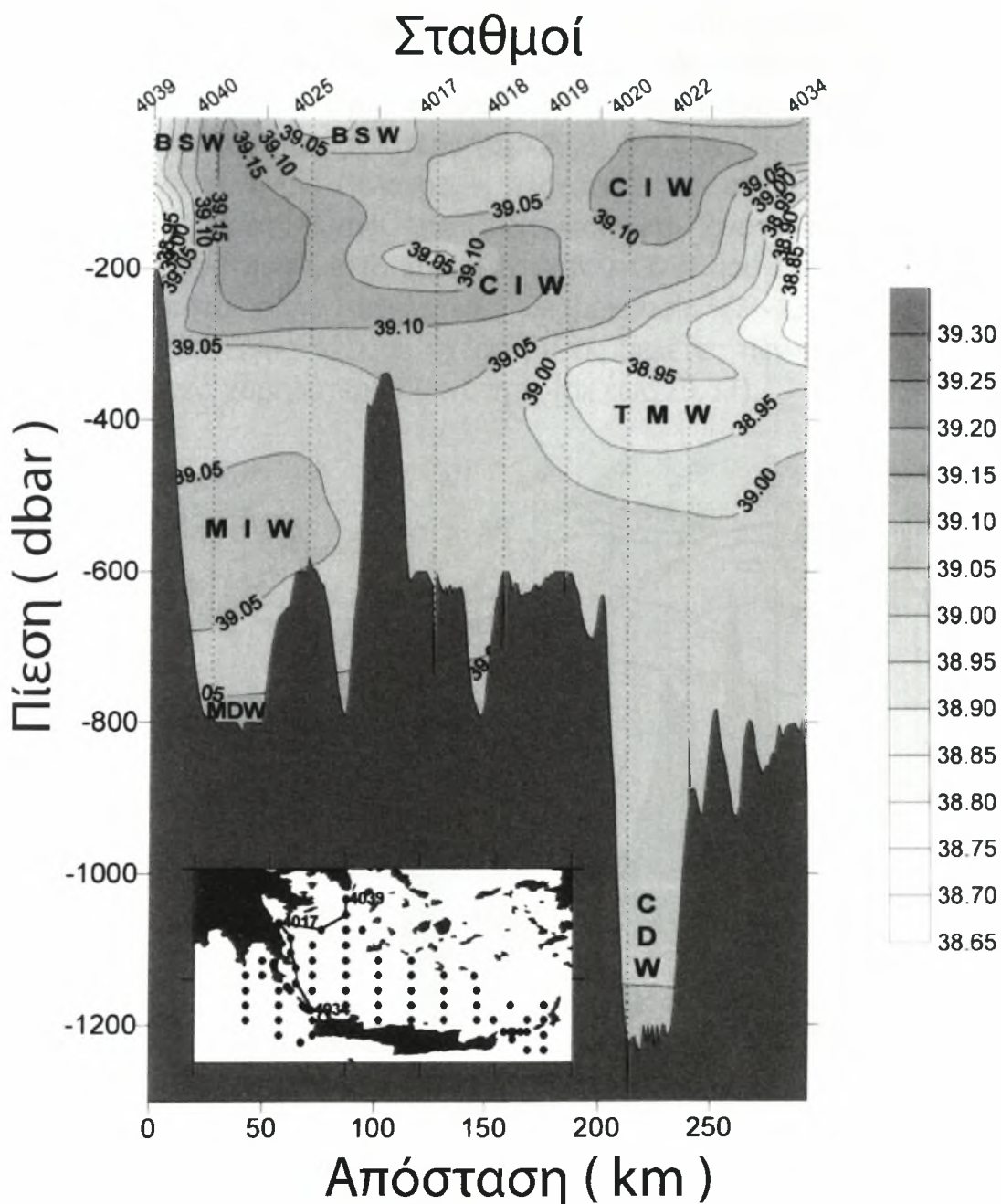
Εικόνα V.1.1.4.3 Διάγραμμα Θ-S για όλους τους σταθμούς του πλόα PELAGOS-IV τους Ιανουάριο/Φεβρουάριο του 1995 (Theocharis *et al.*, 1999). MAW (Modified Atlantic Water), BSW (Black Sea Water), SW (Surface Waters), LIW (Levantine Intermediate Water), CIW (Cretan Intermediate Water), MIW (Mirtoan Intermediate Water), CDW (Cretan Deep Water), MDW (Mirtoan Deep Water), EMDW-1 (Eastern Mediterranean Deep Water Αδριατικής προέλευσης), EMDW-2 (Eastern Mediterranean Deep Water Κρητικής προέλευσης).

στη περιοχή γύρω από τα στενά. Έτσι, αραιωμένο MAW εντοπίζεται μόνο στο βορειοδυτικό άκρο της Κρήτης. Από την άλλη πλευρά, MAW εισέρχεται στο ανατολικό Κρητικό Πέλαγος διαμέσου του στενού της Κάσσου. Το BSW δείχνει ένα σχετικά αδύναμο ελάχιστο αλατότητας



Εικόνα V.1.1.4.4 Οριζόντια κατανομή της Αλατότητας (psu) τους Ιανουάριο/Φεβρουάριο (PELAGOS-IV) του 1995 στα 10 (α) και 50dbar (β). Οι περιοχές με σφάλμα μεγαλύτερο του 60% έχουν απαλειφθεί (Theocharis *et al.*, 1999).

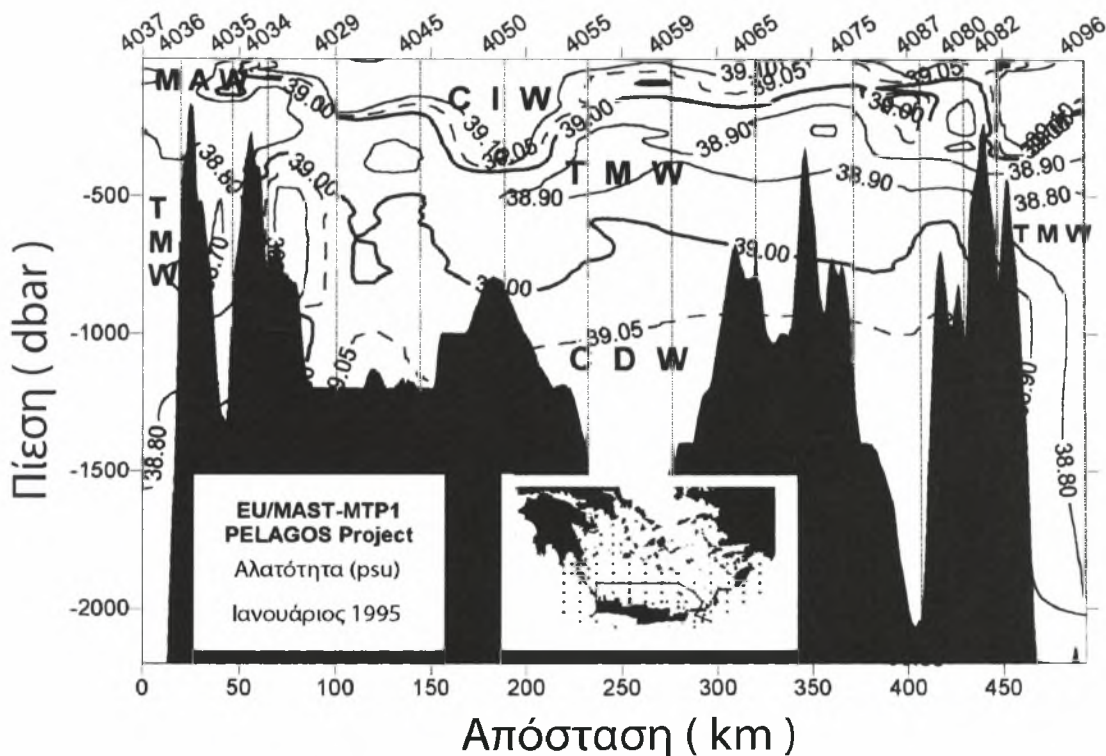
(~38,93psu) στο βόρειο Μυρτώ Πέλαγος, όπου καταλαμβάνει το ανώτερο στρώμα των 30dbar και μπορεί εύκολα να ανιχνευθεί κατά μήκος του νοτίου ρεύματος στο Μυρτώ Πέλαγος (Εικόνα V.1.1.4.4). Επίσης, μπορούμε να παρατηρήσουμε μία παρείσφρηση λίγο βαθύτερα



Εικόνα V.1.1.4.5 Κατακόρυφη κατανομή της Αλατότητας (psu) στο δυτικό Μυρτώο και Κρητικό Πέλαγος και τα δυτικά στενά του Κρητικού Τόξου τους Ιανουάριο/Φεβρουάριο του 1995 (PELAGOS-IV) (Theocharis *et al.*, 1999).

υδάτινων μαζών με ακόμα μικρότερη αλατότητα ($\sim 38,85$ psu) μεταξύ των 100 και 190dbar, που πιθανότατα κατάγονται από το χώρο του βορείου Αιγαίου. Η μεγαλύτερη επιρροή τους είναι περιορισμένη στα δυτικά, κοντά στις ακτές της Πελοποννήσου (Εικόνα V.1.1.4.5). Αραιωμένο TMW φτάνει σχεδόν τη κεντρική περιοχή του Μυρτώου πελάγους όπου συναντά τις υδάτινες μάζες CIW και MIW. Το τελευταίο, καθώς είναι πυκνότερο από το TMW, ρέοντας προς τα νότια βυθίζεται

σε μεγαλύτερα βάθη, ενισχύοντας τη πρότασή μας ότι συμμετέχει στη δημιουργία του CDW. Το βαθύτερο στρώμα της υδάτινης στήλης στο κεντρικό Μυρτώο Πέλαγος καταλαμβάνεται, όπως έχει αναφερθεί, από το MDW που είναι το πυκνότερο ($\sigma_\theta > 29,4$) και ψυχρότερο ($\theta \sim 13,65^\circ\text{C}$) νερό στο νότιο Αιγαίο Πέλαγος. Η αλατότητά του αγγίζει τα 39,07psu. Στα βαθύτερα στρώματα του κεντρικού και ανατολικού Κρητικού Πελάγους παρατηρούμε το κύριο όγκο του CDW που έχει περίπου την ίδια αλατότητα αλλά υψηλότερη θερμοκρασία ($\theta \sim 13,9^\circ\text{C}$) (Εικόνα V.1.1.4.6). Συνεπώς, έχει σε σχέση με τις μελέτες των προηγούμενων πλόνων σχετικά χαμηλότερη πυκνότητα (σ_θ έως 29,37).



Εικόνα V.1.1.4.6 Κατακόρυφη κατανομή της Αλατότητας (psu) κατά μήκος εγκάρσιας τομής (ένθετος χάρτης), τον Ιανουάριο (PELAGOS-IV) του 1995 (Baloroulos *et al.*, 1999).

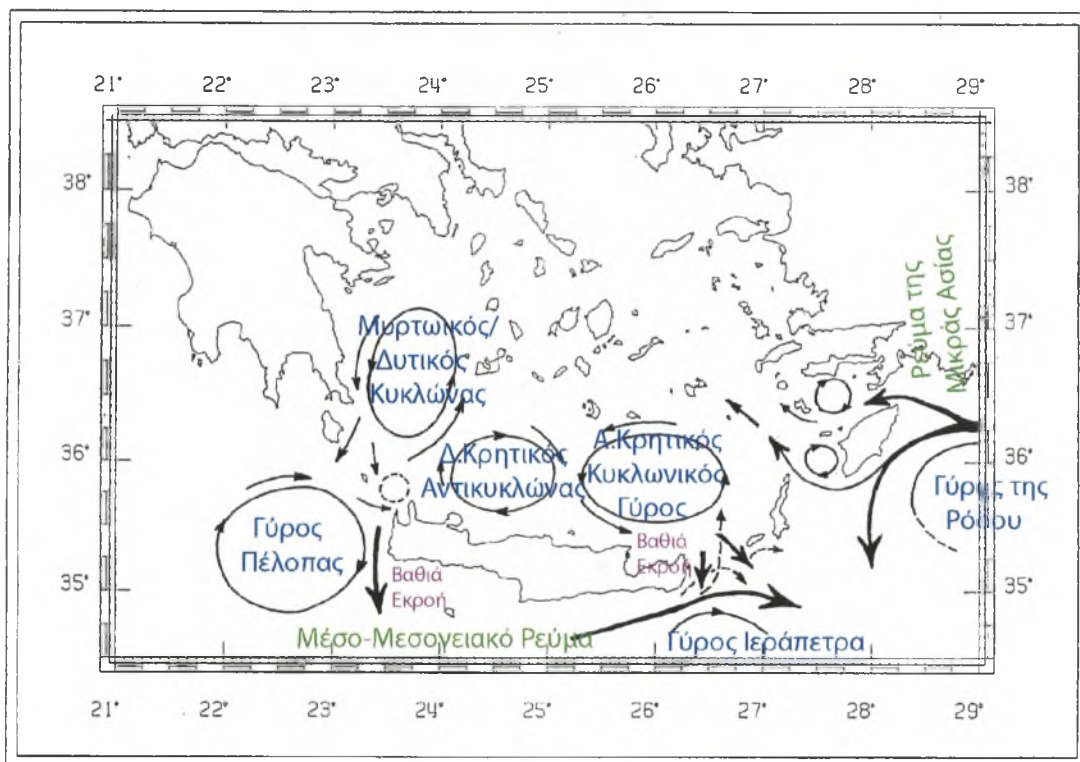
Οι ανταλλαγές των υδάτινων μαζών στα στενά έχουν τροποποιηθεί και στις δύο πλευρές εξαιτίας του νέου καθεστώτος. Κατά μήκος όλου του στενού της Ελαφονήσου από την επιφάνεια έως το πυθμένα κυριαρχούν αλμυρά νερά. Μόνο στην επιφάνεια στο βόρειο τμήμα του υπάρχει μία μικρή επιρροή του BSW. Στο ανώτερο στρώμα των 125dbar η ροή στο στενό της Ελαφονήσου επηρεάζεται από το νότιο ρεύμα στο δυτικό Μυρτώο και Κρητικό Πέλαγος. Έτσι, παρατηρούμε μία ελαφρά εκροή αλμυρών υδάτων στα ανώτερα 150dbar στο νότιο τμήμα του στενού, η οποία αντιστρέφεται κάτω από τα 150dbar και έως το

πυθμένα. Αυτό είναι αποτέλεσμα της ανάπτυξης, στη περιοχή δυτικά των στενών, ενός βαθιού αντικυκλώνα που καθορίζει την εισροή και εκροή των υδάτων διαμέσου των στενών της Ελαφονήσου και των Κυθήρων αντίστοιχα (Εικόνα V.1.1.4.2). Η ροή στο στενό των Αντικυθήρων καθορίζεται από το κυκλωνικό στρόβιλο. Τα αλμυρά νερά που καταλαμβάνουν το στρώμα των ανώτερων 200dbar στο βορειοδυτικό τμήμα του στενού ρέουν προς το Ιόνιο, ενώ στο νοτιοανατολικό τμήμα του στενού λαμβάνει χώρα εισροή αλμυρών υδάτων στα 0-40dbar, αραιωμένου MAW στα 40-50dbar και TMW στα 80-300dbar. Κάποια ποσότητα MAW ρέει ξανά προς το Ιόνιο από το κεντρικό και βόρειο τμήμα του στενού. Στο ανώτερο στρώμα των 80-90dbar του ανατολικού τμήματος του στενού της Κάσσου υφίσταται μία ελαφρά εισροή αραιωμένου MAW και αλμυρών νερών, ενώ μεταξύ 150-250dbar υπάρχει μία πολύ ελαφρά, σχεδόν μη αντιληπτή, εκροή TMW προς τη Λεβαντινή Θάλασσα. Αυτό είναι αποτέλεσμα της μεταβλητότητας της κυκλοφορίας. Το εισερχόμενο ρεύμα ελαττώνεται σημαντικά με το βάθος και η ροή στο στενό επηρεάζεται από τον Ανατολικό Κρητικό κυκλώνα, που εκτείνεται σε αυτά τα βάθη προς το στενό. Βαθύτερα από τα 250dbar, υπάρχει μία ελαφρά εκροή TMW.

V.1.1.5. Συμπεράσματα

Τέσσερις εποχιακοί πλόες πραγματοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια ενός έτους (Μάρτιος 1994 έως Φεβρουάριος 1995) στο Κρητικό Πέλαγος και τις γειτονικές περιοχές του ανατολικού Ιονίου Πελάγους και της βορειοδυτικής Λεβαντινής Θάλασσας. Η σύνθεση των τεσσάρων βάσεων δεδομένων επιβεβαιώνει προηγούμενα συμπεράσματα αλλά παρουσιάζει και καινούργια στοιχεία. Μία κυκλοφορία με στοιχεία ποικίλων μεγεθών επικρατεί στη κεντρική περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου (Εικόνα V.1.1.5.1). Οι ροές περιορίζονται εντός των ορίων των λεκανών και αυτό έχει σαν αποτέλεσμα τη δημιουργία τοπικής και μεσαίας κλίμακας δυναμικών δομών με διαστάσεις από 15-20km έως 100-250km. Στο Κρητικό Πέλαγος υπάρχουν δύο κυκλωνικοί γύροι, δύο αντικυκλωνικοί στρόβιλοι και άλλες δομές μικρότερης κλίμακας, που συνδέονται με ρεύματα μεταβλητά στο χώρο και στο χρόνο. Οι ροές στο γειτονικό Ιόνιο Πέλαγος κυριαρχούνται από μία αντικυκλωνική ροή (πιθανότατα τμήμα του Γύρου Πέλοπα), ενώ εκείνες στη βορειοδυτική Λεβαντινή Θάλασσα ελέγχονται από το κυκλωνικό Γύρο της Ρόδου και τον Αντικυκλώνα Ιεράπετρα. Μερικά από τα στοιχεία στη περιοχή έρευνας φαίνεται να είναι μόνιμα ενώ άλλα μεταβατικά ή επαναλαμβανόμενα. Αυτά τα συμπεράσματα είναι σε μερική μόνο συμφωνία με τα

παλιότερα, καθώς η κυκλοφορία έδειξε σημαντικές αλλαγές και διαφορετικές κλίμακες μεταβλητότητας συγκρινόμενη με αυτή που παρατηρήθηκε στα 1986-1987. Η παρούσα κατάσταση χαρακτηρίζεται από χρονική και χωρική μεταβλητότητα, όχι απαραίτητα εποχιακή, που μεταβάλλει τις ροές διαμέσου των στενών του Κρητικού Τόξου. Αυτή η περίπλοκη κυκλοφορία καθορίζει την εξάπλωση και τη μεταφορά των υδάτινων μαζών, που επίσης διαφέρει σημαντικά από παλαιότερα. Έτσι, η υδρολογική δομή έχει γίνει πιο περίπλοκη και μεταβλητή. Η δυναμική και υδρολογική κατάσταση των στενών του Κρητικού Τόξου είναι εξαιρετικά μεταβλητές αλλά δεν δείχνουν εποχικότητα. Η τοπογραφία είναι σημαντική για τις ροές διαμέσου των στενών.



Εικόνα V.1.1.5.1 Σχηματική αναπαράσταση των κύριων στοιχείων της κυκλοφορίας του ανώτερου στρώματος και της εκροής βαθιών υδάτινων μαζών από τη σύνθεση των πλόνων του προγράμματος PELAGOS (Theocharis *et al.*, 1999).

Συγκεκριμένα, οι διαδρομές και η δυναμική των υδάτινων μαζών στη περιοχή μελέτης, έχουν ως εξής: Το MAW έρχεται από το δυτικό Ιόνιο και μεταφέρεται επιφανειακά και υποεπιφανειακά από το MMJ και τους κλάδους του. Εισέρχεται στο Κρητικό Πέλαγος κυρίως από το στενό των Αντικυθήρων και ενίοτε από το στενό της Κάσσου. Το BSW εισρέει επιφανειακά από το βόρειο και δυτικό Αιγαίο πέλαγος στο Μυρτώο πέλαγος. Ενίοτε η επιρροή του φτάνει νότια έως τα Κυθηριανά στενά.

Το AMC μεταφέρει επιφανειακά αλμυρά νερά Λεβαντινής προέλευσης στο νότιο Αιγαίο, τα οποία εκτείνονται σε μεγάλες περιοχές του Κρητικού Πελάγους. Αυτή η εισροή οδηγεί στη δημιουργία υψηλής αλατότητας ενδιάμεσου τύπου νερού (CIW) εντός του Κρητικού Πελάγους. Η μεταβλητότητα στην αλατότητα του CIW μπορεί να θεωρηθεί ότι οφείλεται στο μέγεθος συμμετοχής του MAW στη διαδικασία δημιουργίας. Πάντως, εντοπίστηκαν και λιγότερο αλμυρά ενδιάμεσα νερά να δημιουργούνται στη Κρητική λεκάνη καθώς επίσης και ενδιάμεσα νερά με χαρακτηριστικά βαθύτερων μαζών που πιθανότατα κατάγονται από το Μυρτώο Πέλαγος. Έτσι, οι ενδιάμεσες υδάτινες μάζες απεικονίζονται σε διαφορετικές περιοχές του Θ-S διαγράμματος. Συνεπώς, εύκολα ξεχωρίζουμε το LIW που εισέρχεται στο Αιγαίο διαμέσου των στενών τόσο από τη Λεβαντινή Θάλασσα, όσο και από το Ιόνιο πέλαγος, καθώς επίσης και το πιο αλμυρό CIW και το ψυχρότερο και πυκνότερο MIW. Αξίζει να αναφέρουμε ότι το τελευταίο ρέει προς τα νότια και καθώς είναι αρκετά πυκνό, βυθίζεται στα βαθύτερα σημεία του δυτικού Κρητικού Πελάγους, πιθανότατα συμμετέχοντας στη δημιουργία του νέου, πολύ πυκνού, Κρητικού Βαθιού Νερού (CDW). Επιπλέον, ένα καλά καθορισμένο ενδιάμεσο στρώμα του TMW ελάχιστης θερμοκρασίας και αλατότητας στο νότιο Αιγαίο είναι ένα καινούργιο και σημαντικό δομικό στοιχείο. Η εμφάνισή του μπορεί να είναι σχετική με την εκροή του CDW προς τα βαθύτερα και πυθμενικά στρώματα της ανατολικής Μεσογείου. Το TMW εισέρχεται στο Αιγαίο από τα στενά του Κρητικού Τόξου, ακολουθεί δύο αντίθετες διαδρομές και γεμίζει όλη τη λεκάνη. Πρόσφατα, το CDW έχει πραγματοποιήσει μία σημαντική συμμετοχή στη δημιουργία του νέου θερμότερου, αλμυρότερου και πυκνότερου Βαθιού Νερού της Ανατολικής Μεσογείου, που έχει εκτοπίσει το EMDW Αδριατικής προέλευσης, όχι μόνο στις γειτονικές περιοχές έξω από το Αιγαίο Πέλαγος, αλλά και μακρύτερα στο Ιόνιο Πέλαγος και τη Λεβαντινή Θάλασσα. Συνεπώς, το Κρητικό Πέλαγος αποτελεί τη μοναδική πηγή του καινούργιου τύπου του EMDW. Τέλος, αναγνωρίστηκε η πυκνότερη υδάτινη μάζα του νοτίου Αιγαίου, το Μυρτωικό Βαθύ Νερό (MDW), που είναι σχεδόν εντελώς απομονωμένο στα βαθύτερα και πυθμενικά στρώματα του Μυρτώου Πελάγους. Τόσο το MIW όσο και το MDW πιθανότατα έχουν προέλευση στο γειτονικό υψίπεδο των Κυκλάδων. Η νέα κατακόρυφη υδρολογική δομή του Κρητικού Πελάγους χαρακτηρίζεται από τη καλή στρωματοποίηση τριών ή τεσσάρων βασικών υδάτινων μαζών που αναπτύσσουν σημαντικές θερμοαλατικές βαθμίδες μεταξύ τους. Αυτή η νέα δομή περιορίζει το βάθος μέχρι το οποίο λαμβάνει χώρα ανάμιξη σε μικρότερο των 250dbar. Στο

παρελθόν, είχε θεωρηθεί πως η ομογενοποίηση ολόκληρης της υδάτινης στήλης ήταν δυνατή. Αυτό επίσης υποδεικνύει, ότι το νέο CDW έχει προέλευση από τις γύρω περιοχές, όπως το υψίπεδο των Κυκλάδων και/ή τη Μυρτωική λεκάνη. Η επιμονή των βασικών στοιχείων της κυκλοφορίας και της κατακόρυφης υδρολογικής δομής κατά τη διάρκεια των ερευνών δείχνει ότι ένα αρκετά σταθερό καθεστώς έχει επικρατήσει. Πάντως, στα πλαίσια των δραστικών αλλαγών που συνέβησαν τα τελευταία επτά χρόνια στη βαθιά θερμοαλατική κυκλοφορία της Ανατολικής Μεσογείου, θα θεωρήσουμε τη παρούσα κατάσταση μεταβατική.

V.1.2 Ροές των υδάτινων μαζών διαμέσου των στενών του Κρητικού Τόξου κατά τη περίοδο από το Μάρτιο του 1994 έως τον Ιούλιο του 1995

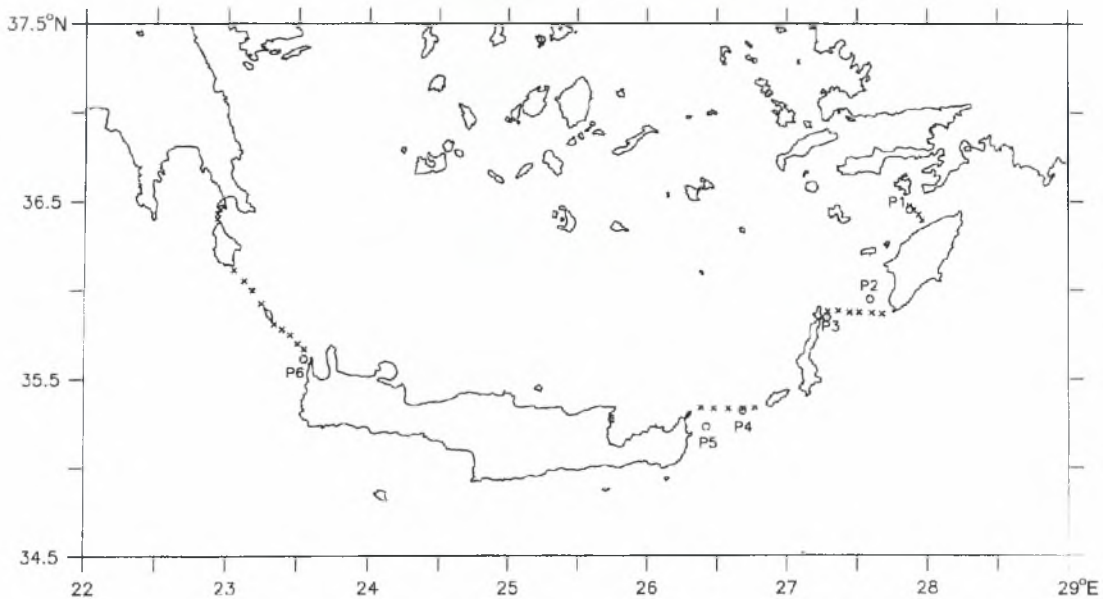
Οι Kontoyiannis *et al.* (1999) μας παρουσιάζουν τη σύνθεση των αποτελεσμάτων πέντε ερευνητικών πλόων που λάβανε χώρα στο Κρητικό Πέλαγος και τα στενά του Κρητικού Τόξου στα πλαίσια του προγράμματος PELAGOS, από το Μάρτιο του 1994 έως και τον Ιούλιο του 1995 (Πίνακας V.1.2.1). Δυστυχώς, το σύστημα ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) δεν ήταν διαθέσιμο έως το τέλος του θέρους

ΠΛΟΑΣ	ΔΙΑΡΚΕΙΑ	ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ
PELAGOS-I	01/03/94 – 15/04/94	CTD
PELAGOS-II	31/05/94 – 19/06/94	CTD, CM
PELAGOS-III	01/09/94 – 23/09/94	ADCP, CTD, CM
PELAGOS-IVa	04/12/94 – 15/12/94	ADCP, CM, CTD
PELAGOS-IVb	23/01/95 – 02/02/95	CTD, CM
PELAGOS-V	10/07/95 – 17/07/95	ADCP

Πίνακας V.1.2.1 Οι πλόες που πραγματοποιήθηκαν, η διάρκειά τους και τα είδη δεδομένων που συλλέχθηκαν για τον υπολογισμό των ανταλλαγών υδάτινων μαζών στα στενά του Κρητικού Τόξου (Kontoyiannis *et al.*, 1999).

του 1994, έτσι δεν υπήρξαν τέτοιου είδους μετρήσεις για τους δύο πρώτους πλόες. Έξι συστοιχίες ρευματογράφων (P1,P2... P6), με 15 ρευτομετρητές (Current Meter) συνολικά ποντίστηκαν για μία περίοδο από τον Απρίλιο του 1994 έως το Μάρτιο του 1995, που μέτρησαν τις παραμέτρους U και V (παράλληλη και μεσημβρινή συνιστώσα της οριζόντιας ταχύτητας), θερμοκρασία και αλατότητα στο επιφανειακό

στρώμα (50m), το ενδιάμεσο (250m) και το βαθύ στρώμα (50m πάνω από το πυθμένα). Οι ρευματογράφοι ήταν τοποθετημένοι στα στενά στη πλευρά του κατωφλίου προς την Ιόνια και τη Λεβαντινή Λεκάνη, με πρωταρχικό στόχο τον εντοπισμό και τη μέτρηση της βαθιάς εκροής του Κρητικού Βαθιού Νερού (CDW). Οι ρευματογράφοι ελέχθησαν νωρίς το Σεπτέμβριο του 1994. Η Εικόνα V.1.2.1 δείχνει τις τοποθεσίες των συστοιχιών ρευματογράφων και της συλλογής δεδομένων με ADCP.

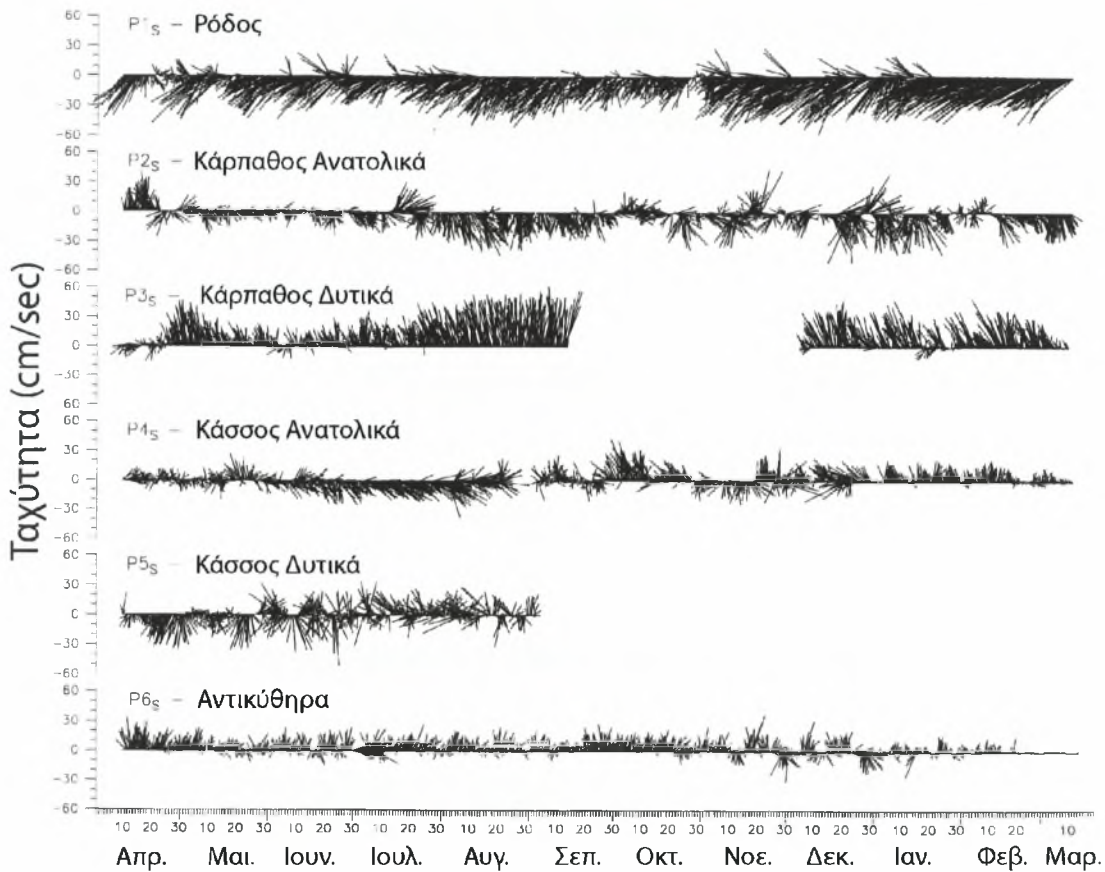


Εικόνα V.1.2.1 Η περιοχή έρευνας, οι τοποθεσίες πόντισης των ρευματογράφων (P1, P2... P6) και οι σταθμοί δειγματοληψίας CTD και ADCP (x) στα στενά του Κρητικού Τόξου (Kontoyiannis *et al.*, 1999).

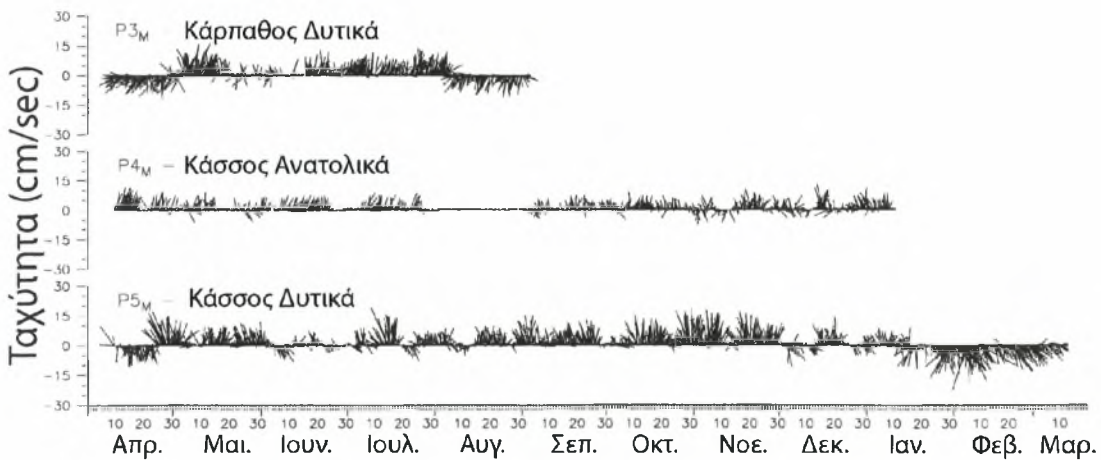
V.1.2.1. Δεδομένα των ρευματογράφων και εκροή του Κρητικού Βαθιού Νερού - CDW

Οι Εικόνες V.1.2.1.1,2 και 3 παρουσιάζουν τις ταχύτητες, με περίοδο ημίωρου, των ρευμάτων που καταγράφηκαν στις έξι τοποθεσίες των ρευματογράφων. Οι χρονοσειρές των ρευμάτων δείχνουν τα εξής χαρακτηριστικά: (i) ισχυρές επιφανειακές εισροές με ταχύτητες έως 75cm/s στο στενό της Ρόδου, προφανώς συσχετισμένες με το Ρεύμα της Μικράς Ασίας (AMC); (ii) ισχυρή και συνεχόμενη πυθμενική εκροή, με ταχύτητες περίπου 20-25cm/s διαμέσου των στενών της Κάσσου και των Αντικυθήρων; (iii) ενδιάμεση ροή αδύναμη σε σχέση με την επιφανειακή (στο στενό της Κάσσου αδύναμη και σε σχέση με τη πυθμενική ροή); και (iv) εκτός από τη συνεχόμενη εισροή στο στενό της Ρόδου και στο δυτικό τμήμα του στενού της Καρπάθου και την επίμονη βαθιά εκροή στα στενά της Κάσσου και των Αντικυθήρων, όλες οι

υπόλοιπες καταγραφές χαρακτηρίζονται από συχνές αντιστροφές των ροών σε χρονικές κλίμακες από μερικές ημέρες έως περίπου ένα μήνα.

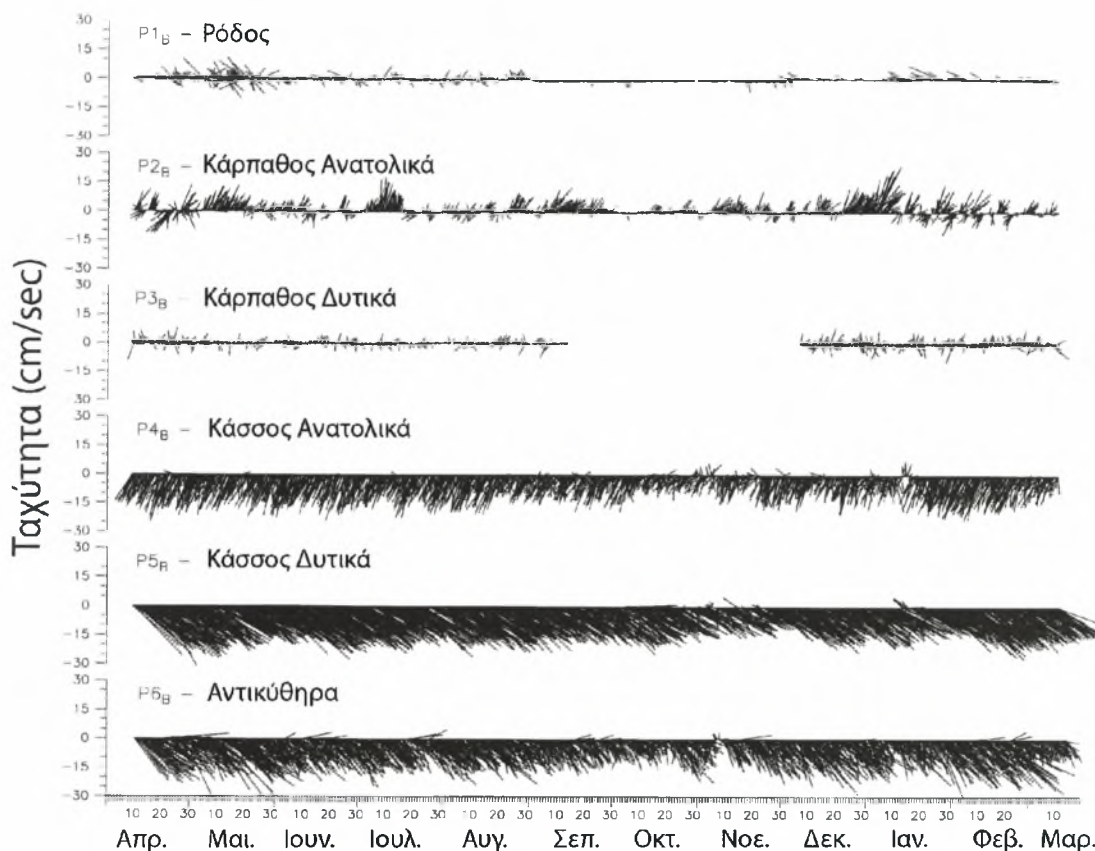


Εικόνα V.1.2.1.1 Διαγράμματα των ταχυτήτων των επιφανειακών (50m) ρευμάτων με χρονική περίοδο ημιώρου στους έξι σταθμούς των ρευματογράφων στα στενά του Κρητικού Τόξου. Το *S* υποδηλώνει την επιφάνεια (Surface) (Kontogiannis *et al.*, 1999).



Εικόνα V.1.2.1.2 Παρομοίως με την Εικόνα V.1.2.1.1, αλλά για τα ρεύματα σε ενδιάμεσα βάθη (250m). Το *M* υποδηλώνει το ενδιάμεσο (Medium) βάθος (Kontogiannis *et al.*, 1999).

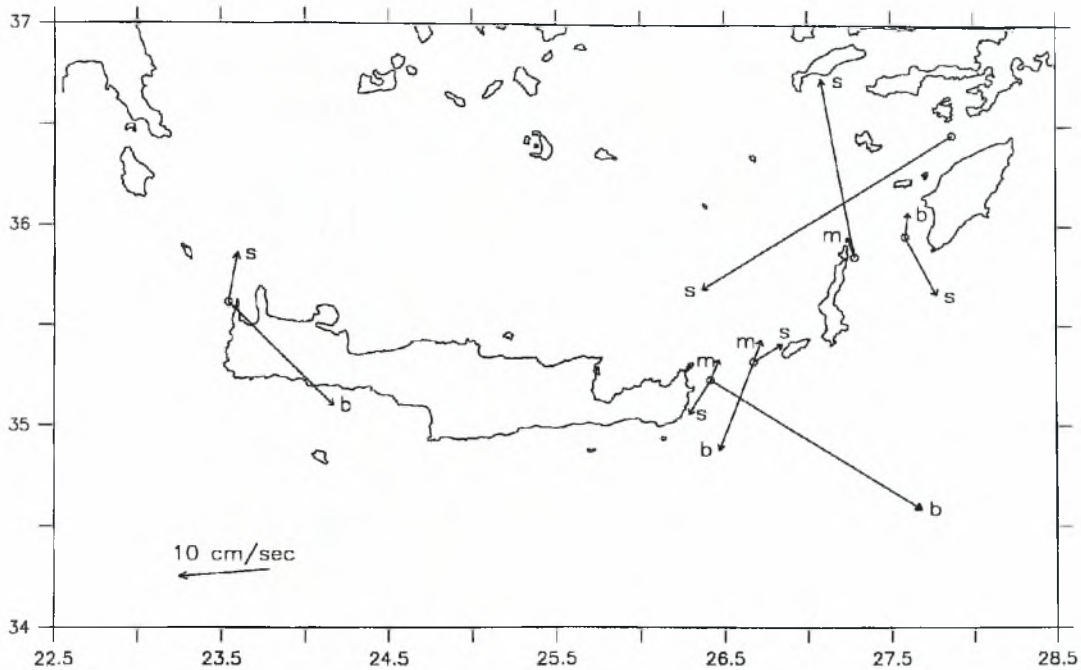
Τα διανύσματα που δείχνουν το μέσο όρο των ταχυτήτων των ρευμάτων φαίνονται στην Εικόνα V.1.2.1.4. Οι επιφανειακοί ρευματογράφοι δείχνουν μία ισχυρή εισροή στο στενό της Ρόδου και στο δυτικό τμήμα του στενού της Καρπάθου. Η επιφανειακή εκροή στο δυτικό τμήμα του στενού της Καρπάθου (P2) και η εισροή στο ανατολικό τμήμα του στενού των Αντικυθήρων (P6) σχετίζονται με την



Εικόνα V.1.2.1.3 Παρομοίως με την Εικόνα V.1.2.1.1, αλλά για τα πυθμενικά ρεύματα (50m πάνω από το πυθμένα). Το B υποδηλώνει το πυθμένα (Bottom) (Kontoyiannis *et al.*, 1999).

επανακυκλοφορία των επιφανειακών υδάτων εντός αυτών των στενών. Όπως φαίνεται στις κατανομές της δυναμικής τοπογραφίας (Εικόνα V.1.1.5.1) ένας βαθύς αντικυκλωνικός μαιανδρισμός του Ρεύματος της Μικράς Ασίας επανακυκλοφορεί επιφανειακά ύδατα στο στενό της Καρπάθου, κατά τη διάρκεια σχεδόν όλης της περιόδου μετρήσεων. Παρομοίως, στο στενό των Αντικυθήρων, ο Μυρτωικός/Δυτικός Κρητικός Κυκλώνας εξαγει υδάτινες μάζες στο δυτικό τμήμα του στενού αλλά τις επαναφέρει στο Κρητικό Πέλαγος διαμέσου μίας στενής ζώνης κοντά στο δυτικό άκρο της Κρήτης. Στα βαθύτερα κανάλια των στενών των Αντικυθήρων και της Κάσσου λαμβάνουν χώρα πυθμενικές εκροές των οποίων οι μέσες ταχύτητες είναι 11, 27 και 16cm/s στους σταθμούς

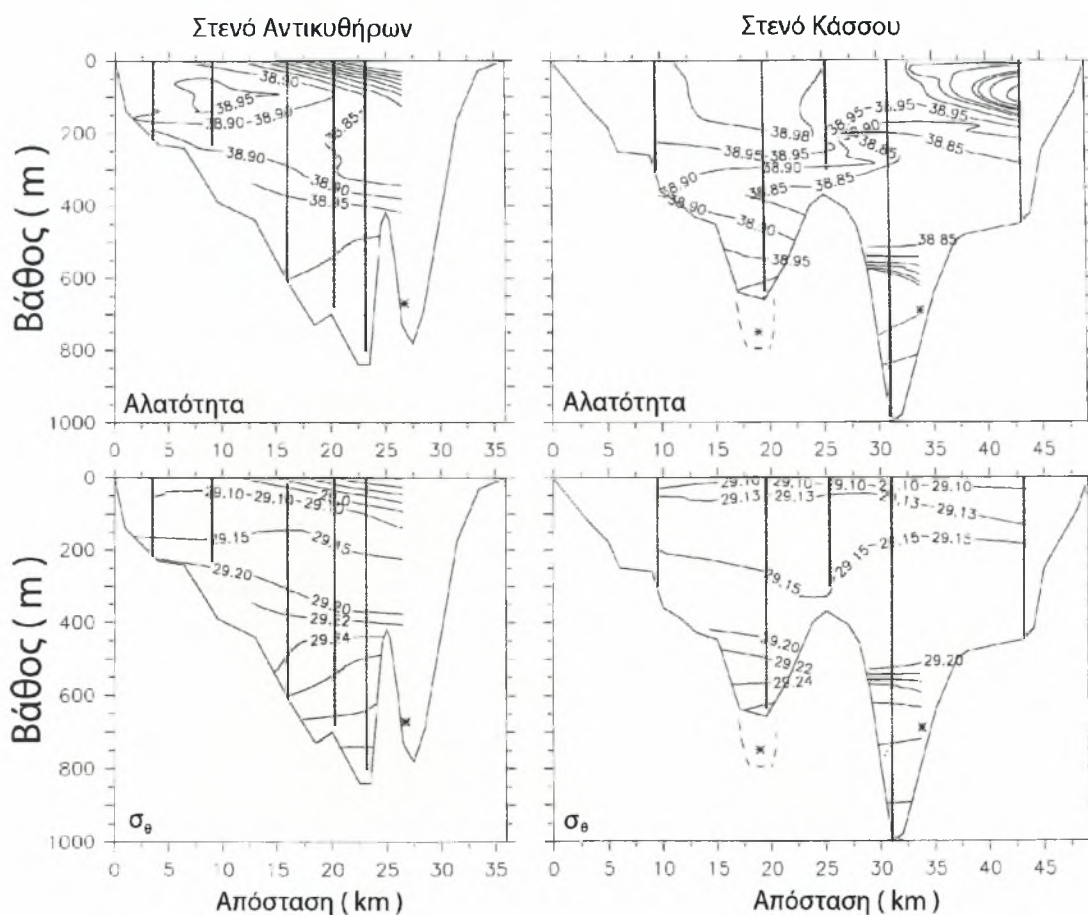
P4, P5 και P6 αντίστοιχα. Η συστοιχία στο σταθμό P4 δεν κατέγραψε τη πυθμενική εκροή στο ανατολικό τμήμα του στενού επειδή κατά τη πρώτη τοποθέτησή της (Απρίλιος 1994), λόγω σφάλματος, η άγκυρα της συστοιχίας βρήκε το πυθμένα στα 720m, ενώ ο πυθμένας του καναλιού στη περιοχή φτάνει περίπου στα 1000m (Εικόνα V.1.2.1.5). Έτσι, όταν η συστοιχία στο σταθμό P4 επαναποντίστηκε μετά τον έλεγχο της, επίτηδες τοποθετήθηκε στην ίδια τοποθεσία, ώστε να υπάρχει συνέχεια στις χρονοσειρές.



Εικόνα V.1.2.1.4 Ανύσματα μέσω ταχυτήτων των ρευμάτων που δείχνονται στις Εικόνες V.1.2.1.1,2,3. Το *s* υποδηλώνει τα επιφανειακά (50m) ρεύματα, το *m* τα ρεύματα σε μεσαία (250m) βάθη και το *b* τα πυθμενικά (50m πάνω από το πυθμένα) (Kontoyiannis *et al.*, 1999).

Υποθέτοντας ότι υπάρχει μία γραμμική αύξηση των ταχυτήτων εκροής του CDW με το βάθος, από μηδενικές τιμές κοντά στο βάθος των 500m περίπου που βρίσκεται η ισόπυκνη επιφάνεια των 29,2 η οποία θεωρείται το ανώτερο όριο του CDW, οι μέσες ταχύτητες κοντά στο πυθμένα του βαθιού καναλιού στο ανατολικό τμήμα του στενού της Κάσσου φτάνουν τα 30cm/s. Η μέση διεύθυνση των πυθμενικών ρευμάτων είναι σχεδόν παράλληλη στις τοπικές ισοβαθείς, με εξαίρεση τους σταθμούς P4 και P6. Εκεί οι συστοιχίες είχαν τοποθετηθεί σε σημεία με μεγάλη κατακόρυφη κλίση και οι μέσες πυθμενικές ταχύτητες είχαν μία σημαντική κατακόρυφη συνιστώσα. Η ενδιάμεση ροή διαμέσου του στενού της Κάσσου και του ανατολικού τμήματος του στενού της Καρπάθου είναι αδύναμη, με μέσες τιμές κοντά στα 3cm/s,

αλλά καθαρά με κατεύθυνση προς το Κρητικό Πέλαγος. Τα ενδιάμεσα βάθους ρευματομέτρα είχαν τοποθετηθεί εντός του σχετικά ψυχρότερου και λιγότερου αλμυρού Μεσογειακού Μεταβατικού Νερού (TMW) που φαίνεται στην Εικόνα V.1.2.1.5 σαν η υδάτινη μάζα με τη μικρότερη αλατότητα, με τιμές περίπου 38,85psu. Το TMW εισρέει στο Κρητικό Πέλαγος κυρίως μέσω των ανατολικών τμημάτων των στενών των Αντικυθήρων, της Κάσσου και της Καρπάθου. Συνεπώς, τα μέσα διανύσματα των ρευμάτων στα ενδιάμεσα βάθη στους σταθμούς P3, P4, και P5 δείχνουν την εισροή του TMW στο Κρητικό Πέλαγος.



Εικόνα V.1.2.1.5 Κατακόρυφες κατανομές Αλατότητας (psu) και Δυναμικής Πυκνότητας κατά μήκος εγκάρσιων τομών στα στενά των Αντικυθήρων και της Κάσσου το Μάρτιο του 1994 (PELAGOS-I). Σε κάθε τομή η Δύση είναι στα αριστερά και η Ανατολή στα δεξιά. Οι αστερίσκοι (*) δείχνουν τις τοποθεσίες των πυθμενικών ρευματογράφων. Η διακεκομμένη γραμμή στο στενό της Κάσσου δηλώνει τη πυθμενική τοπογραφία στο σημείο πόντισης του ρευματογράφου P4, που είναι περίπου 3 μίλια (~5km) νοτίως της τοποθέτησης του CTD (Kontoyiannis *et al.*, 1999).

Οι καταγραφές των πυθμενικών ρευματογράφων επιτρέπουν έναν ποσοτικό υπολογισμό της εκροής του CDW που θεωρείται πως έχει

δυναμική πυκνότητα μεγαλύτερη του 29,2. Οι υδρογραφικές μελέτες που πραγματοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια των τεσσάρων πρώτων πλώων PELAGOS έδειξαν ότι το CDW καταλαμβάνει κατά μέσο όρο βάθη >550m στο στενό της Κάσσου και >420m στο στενό των Αντικυθήρων (Εικόνα V.1.2.1.5). Για τη σχέση της ταχύτητας με το βάθος εντός του στρώματος CDW, έχει υποθεθεί πως μειώνεται γραμμικά από τις τιμές του πυθμένα έως τις σχεδόν μηδενικές τιμές στη διεπιφάνεια μεταξύ CDW και TMW. Το TMW εισέρχεται σε βάθη ρηχότερα της ισόπυκνης επιφάνειας των 29,2. Για να εξεταστεί εάν υπάρχει εποχικότητα στις τιμές της βαθιάς εκροής, υπολογίστηκαν εποχιακοί μέσοι όροι των ταχυτήτων εκροής του CDW (Πίνακας V.1.2.1.1). Φαίνεται ευδιάκριτα μία εποχικότητα στη εκροή του CDW. Οι τιμές των εκροών κυμαίνονται από 0,35-0,83Sv, με ένα ετήσιο μέσο όρο 0,6Sv. Η μικρότερες τιμές παρατηρούνται το φθινόπωρο και οι μεγαλύτερες την άνοιξη, πιθανόν ακολουθώντας χρονικά τη διαδικασία δημιουργίας του νέου CDW στα τέλη του χειμώνα και στις αρχές της άνοιξης. Κατά τη διάρκεια όλου του έτους, η εκροή CDW από το στενό της Κάσσου υπερέιχε αυτής μέσω του στενού των Αντικυθήρων κατά περίπου 20%.

	Περίοδος			
	Απρίλιος- Ιούνιος	Ιούλιος- Σεπτέμβριος	Οκτώβριος- Δεκέμβριος	Ιανουάριος- Μάρτιος
Αντικύθηρα	0,38	0,34	0,19	0,26
Κάσσοι	0,45	0,40	0,16	0,24
Σύνολο	0,83	0,74	0,35	0,50
Μέση ετήσια εκροή: 0,6Sv				

Πίνακας V.1.2.1.1 Εκροές του Βαθιού Κρητικού Νερού (CDW) σε Sv ($10^6\text{m}^3/\text{sec}$) (Kontoyiannis *et al.*, 1999).

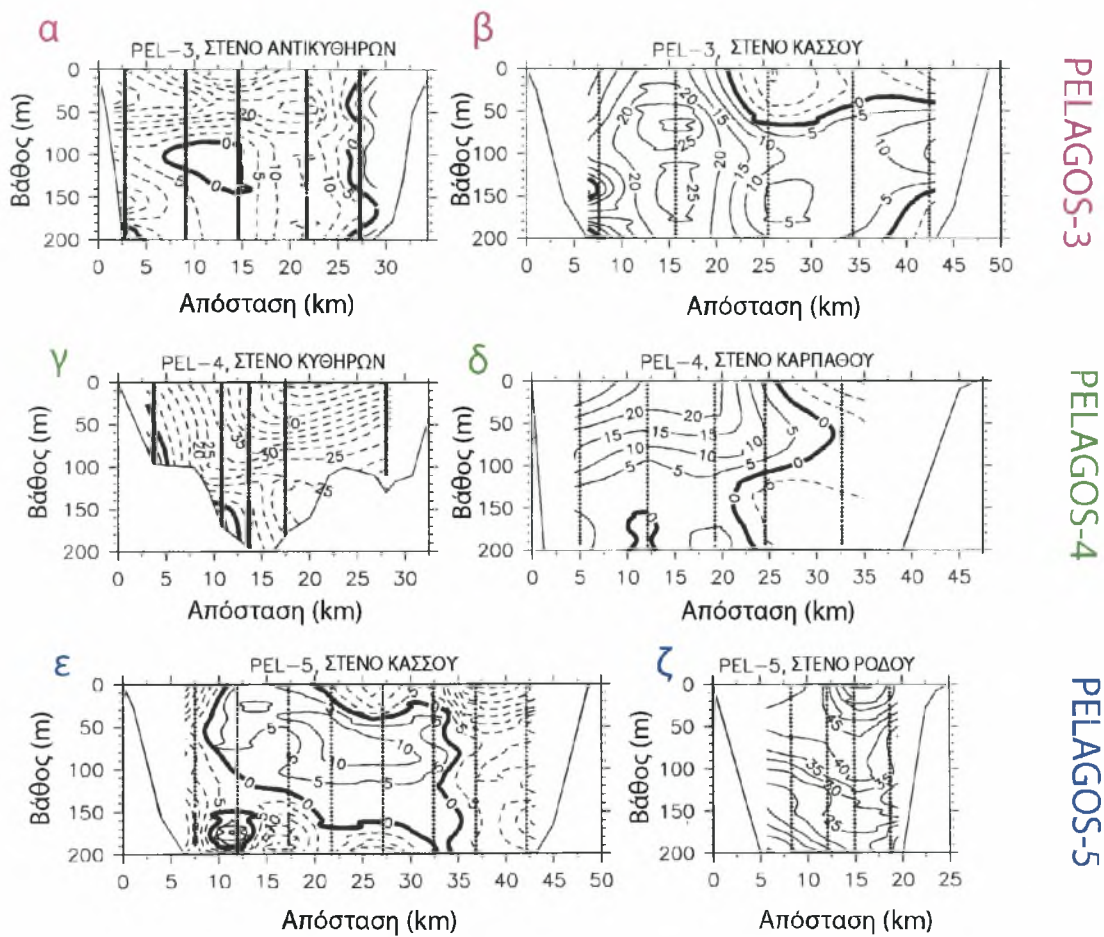
V.1.2.2. Δεδομένα ταχυτήτων ADCP

Οι μετρήσεις των ρευματογράφων υπέδειξαν πως ότι οι ισχυρότερες και περισσότερο μεταβλητές ροές παρατηρούνταν στο ανώτερο στρώμα των 200m της υδάτινης στήλης. Οι παρατηρήσεις των επιφανειακών (50m) ρευματογράφων έδειξαν μία επίμονη ισχυρή εισροή στο στενό της Ρόδου και το δυτικό τμήμα του στενού της Καρπάθου, μία εισροή

κατά μέσο όρο στο ανατολικό τμήμα του στενού των Αντικυθήρων, κοντά στη Κρήτη, ενώ μεταβλητή ροή στο στενό της Κάσσου.

Οι κατακόρυφες κατανομές των ταχυτήτων σε εγκάρσιες τομές που αποκτήθηκαν με ADCP κατά τους τρεις τελευταίους πλόες επιβεβαιώνουν αυτές τις ροές και αποκαλύπτουν τη κλίμακα, τη δομή και τη πολυπλοκότητά τους στα ανώτερα 200m. Κατά τη διάρκεια και των τριών πλόων, οι ροές στις εγκάρσιες τομές ADCP έδειξαν μικρή χρονική μεταβλητότητα στα στενά. Η ροή παρέμενε χαρακτηριστικά σταθερή σε κάθε στενό, εκτός από το στενό της Κάσσου, όπου αντιστράφηκε από κατά μέσο όρο εισροή (PELAGOS-3) σε κατά μέσο όρο εκροή (PELAGOS-5).

Η τυπική δομή της ροής για τα ανώτερα 200m δείχνεται για τα σημαντικότερα στενά στην Εικόνα V.1.2.2.1 Φαίνονται επίσης, οι υπερβολικές ροές κατά τη διάρκεια των PELAGOS-3 και 5 στο στενό της Κάσσου. Οι ροές στα ανώτερα 200m των στενών των Κυθήρων και των Αντικυθήρων επηρεάζονταν σημαντικά από τη παρουσία του Μυρτωικού/Δυτικού Κρητικού Κυκλώνα (Εικόνα V.1.1.5.1). Αυτός ο κυκλώνας μετέφερε υδάτινες μάζες εκτός του Κρητικού Πελάγους διαμέσου των στενών Κυθήρων και των Αντικυθήρων, ένα μέρος των οποίων επανεισερχόταν στο Κρητικό Πέλαγος, διαμέσου μίας στενής ζώνης κοντά στη Κρήτη, στο νοτιοανατολικό τμήμα του στενού των Αντικυθήρων (Εικόνα V.1.2.2.1). Ελαφρά μεταβλητότητα στις ροές διαμέσου των στενών των Κυθήρων και των Αντικυθήρων οφείλεται κυρίως στο μαιανδρισμό του εξερχόμενου κλάδου του Μυρτωικού/Δυτικού Κρητικού Κυκλώνα, γύρω από τα Αντικύθηρα. Το Σεπτέμβριο του 1994 (PELAGOS-3), ο πυρήνας της εκροής ήταν πολύ κοντά στα Αντικύθηρα, ενώ το Δεκέμβριο του 1994 (PELAGOS-4), ήταν στο μέσο του στενού των Κυθήρων (Εικόνα V.1.2.2.1). Μία τυπική δομή γεωστροφικής ροής, που μειώνεται σταδιακά από το πυρήνα προς τα μεγαλύτερα βάθη και προς τα δεξιά κατά τη κατεύθυνση ροής, παρουσιάζεται στην εκροή διαμέσου του στενού των Κυθήρων, το Δεκέμβριο του 1994 (PELAGOS-4) (Εικόνα V.1.2.2.1). Οι ταχύτητες του πυρήνα κυμαίνονται από 30cm/s στα 100m βάθος έως τα 70cm/s στην επιφάνεια. Στα 200m μειώνονταν σε τιμές περίπου 10cm/s και μικρότερες. Κατά τη διάρκεια του Σεπτεμβρίου του 1994 (PELAGOS-4), η εκροή μέσω του στενού των Αντικυθήρων παρουσίασε ένα υποεπιφανειακό μέγιστο στα 40m βάθος, με ταχύτητες από 20cm/s έως 40cm/s κοντά στα Αντικύθηρα. Πιθανά φαινόμενα τριβών γύρω από τη νήσο των Αντικυθήρων επηρέαζαν τη δομή της ροής, διαφοροποιώντας τη από τη τυπική γεωστροφική μορφή της.



PELAGOS-3

PELAGOS-4

PELAGOS-5

Εικόνα V.1.2.2.1 Πεδία ρών για τα ανώτερα 200m στις εγκάρσιες τομές των ADCP στα στενά του Κρητικού Τόξου, κατά τη διάρκεια των PELAGOS-3,4a και 5. Όλες οι τομές έχουν τη Δύση στα αριστερά και την Ανατολή στα δεξιά, εκτός από το στενό της Ρόδου. Οι αρνητικές τιμές είναι διακεκομμένες. Θετικές/Αρνητικές τιμές υποδεικνύουν Εισροή/Εκροή αντιστοίχως (Kontoyiannis *et al.*, 1999).

Η περισσότερη εισροή στο Αιγαίο Πέλαγος πραγματοποιείται από το Ρεύμα της Μικράς Ασίας (AMC) που ρέει στα ανώτερα στρώματα των στενών της Ρόδου και της Καρπάθου. Στην Εικόνα V.1.2.2.1 φαίνεται η χαρακτηριστική δομή της ροής στη τομή των ADCP, στα στενά της Ρόδου και της Καρπάθου. Ταχύτητες εισροής >20cm/s παρατηρήθηκαν στα ανώτερα 200m της υδάτινης στήλης στο στενό της Ρόδου. Ο πυρήνας του ρεύματος, που βρίσκεται περίπου στο μέσο της τομής στα ανώτερα 50m, παρουσίασε ταχύτητες από 45cm/s έως 65cm/s. Το AMC όπως έχει δείχθει από τους χάρτες δυναμικής τοπογραφίας προηγούμενων ερευνών (The POEM Group Paper), καταλαμβάνει περίπου τα ανώτερα 300m. Τα προφίλ των ADCP εντός του AMC στο στενό της Ρόδου, δείχνουν σχεδόν γραμμική μείωση της ταχύτητας του ρεύματος με το βάθος, σε βάθη >120m. Η γραμμική μείωση των

ταχυτήτων του AMC, σε βάθη μεγαλύτερα των 200m, επιβεβαιώνει ότι οι ταχύτητες του ρεύματος αγγίζουν περίπου μηδενικές τιμές στα 300-350m περίπου. Ένας βαθύς μαιανδρισμός του AMC στο στενό της Καρπάθου δημιούργησε μία ελαφρά εκροή στο ανατολικό τμήμα του στενού κοντά στη Ρόδο. Η ισχυρότερη εισροή μέσω του στενού της Καρπάθου το Δεκέμβριο του 1994 (PELAGOS-4), παρατηρήθηκε στα ανώτερα 100m στο δυτικό τμήμα του στενού, κοντά στη Κάρπαθο, με ταχύτητες επιφανείας έως 40cm/s.

Τρία σημαντικά δυναμικά στοιχεία της κυκλοφορίας, ο Ανατολικός Κρητικός Κυκλώνας, ο Αντικυκλώνας Ιεράπετρα και ο Γύρος της Ρόδου (Εικόνα V.1.1.5.1), γειτνιάζουν και αλληλεπιδρούν το ένα με το άλλο στη περιοχή του στενού της Κάσσου. Έδειξαν μικρή εποχική μεταβλητότητα και δημιούργησαν ένα περίπλοκο και μεταβαλλόμενο πεδίο ροών στο στενό της Κάσσου. Ένα παράδειγμα αυτής της μεταβλητότητας, για τις ταχύτητες στα ανώτερα 200m των τομών των ADCP, δείχνεται στην Εικόνα V.1.2.2.1. Το Σεπτέμβριο του 1994 (PELAGOS-3), μία αδύναμη εκροή με ταχύτητες πυρήνα ~10cm/s καταλάμβανε τα ανώτερα 50m στο μεσαίο και ανατολικό τμήμα του στενού. Συνολικά, επικρατούσε εισροή σαν αποτέλεσμα ενός εισερχόμενου ρεύματος με υποεπιφανειακό πυρήνα στο δυτικό τμήμα του στενού. Αυτό επεκτεινόταν προς τα ανατολικά, κάτω από την ισχνή επιφανειακή εκροή. Η συνδυασμένη λειτουργία του Ανατολικού Κρητικού Κυκλώνα και του Αντικυκλώνα Ιεράπετρα, στο δυτικό τμήμα του στενού, μετέφερε υδάτινες μάζες στο Κρητικό Πέλαγος. Επιπλέον, ο συνδυασμός της δυτικής επέκτασης του Γύρου της Ρόδου με τον Αντικυκλώνα Ιεράπετρα και τον Ανατολικό Κρητικό Κυκλώνα επανακυκλοφορούσε και εξήγαγε μέρος των εισρεόντων υδάτων πίσω στη Λεβαντινή Θάλασσα στο ανατολικό τμήμα του στενού της Κάσσου. Ένα ακόμα πιο περίπλοκο καθεστώς κυκλοφορίας επικρατούσε στο στενό της Κάσσου τον Ιούνιο του 1995, κατά τη διάρκεια του PELAGOS-5 (Εικόνα V.1.2.2.1). Δυστυχώς, δεν πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις CTD κατά τη διάρκεια αυτού του πλόα, συνεπώς δεν είναι δυνατό να συνδεθούν οι ταχύτητες της τομής του ADCP στο στενό της Κάσσου εκείνη τη περίοδο με τα στοιχεία της τοπικής κυκλοφορίας. Πάντως, φαίνεται πως η επιφανειακή εκροή που κάλυπτε το μεσαίο και το ανατολικό τμήμα του στενού το Σεπτέμβριο του 1994 (PELAGOS-5), έχει εξαπλωθεί τώρα σε όλο το ανώτερο στρώμα των 200m στο ανατολικό τμήμα του στενού, κοντά στη Κάσσο. Υδάτινες μάζες επίσης, εξέρχονταν στο δυτικό τμήμα του στενού κοντά στη Κρήτη στα ανώτερα 200m. Έως το τελευταίο πλόα, το υποεπιφανειακό εισερχόμενο ρεύμα που είχε παρατηρηθεί κατά τη διάρκεια του

PELAGOS-3, είχε αποδυναμωθεί και περιοριστεί στο μέσο του στενού. Μία πιθανή εξήγηση αυτού είναι ότι τον Ιούνιο του 1995 (PELAGOS-5), ο Ανατολικός Κρητικός Κυκλώνας είχε επεκταθεί περισσότερο στο στενό της Κάσσου. Ο Κυκλώνας επανακυκλοφορούσε τις υδάτινες μάζες διαμέσου του δυτικού και μεσαίου τμήματος του στενού, με εκροή στα δυτικά και εισροή στο μέσο, ενώ την ίδια στιγμή, η συνδυασμένη δράση του Αντικυκλώνα Ιεράπετρα και του Γύρου της Ρόδου εξακολουθούσε να εξάγει υδάτινες μάζες από το ανατολικό τμήμα του στενού.

Ένα κοινό χαρακτηριστικό που παρατηρήθηκε σε όλες τις εγκάρσιες τομές ADCP είναι η μικρή πλευρική κλίμακα (lateral scale) των ρευμάτων που οφείλεται στη μικρή (~10km) Ακτίνα Rossby και το πλάτος των στενών. Επίσης, φάνηκε η έντονη μείωση των ταχυτήτων με το βάθος, κυρίως κάτω από τα 100m και η αλλοίωση της τυπικής δομής της γεωστροφικής ροής κοντά στις ακτές που οφείλεται πιθανότατα σε διάθλαση της ροής και φαινόμενα τριβών. Τέλος, φαίνεται πως τα στοιχεία της τοπικής κυκλοφορίας επέβαλαν τη ροή στο ανώτερο στρώμα (0-300m) της υδάτινης στήλης διαμέσου των στενών του Κρητικού Τόξου.

V.1.2.3 Συνολικές ροές

Οι εισερχόμενες, εξερχόμενες και συνολικές ροές μέσω των στενών του Κρητικού Τόξου που υπολογίστηκαν για το Σεπτέμβριο του 1994 (PELAGOS-3), το Δεκέμβριο του 1994 (PELAGOS-4) και τον Ιούνιο του 1995 (PELAGOS-5) φαίνονται στο Πίνακα V.1.2.3.1. Οι πιο ολοκληρωμένοι υπολογισμοί πραγματοποιήθηκαν για το Σεπτέμβριο του 1994 (PELAGOS-3) και το Δεκέμβριο του 1994 (PELAGOS-4) οπότε και ήταν διαθέσιμες μετρήσεις ADCP, CTD και ρευματογράφων (CM). Οι υπολογισμοί για τις ροές τους Μάρτιο του 1994 (PELAGOS-1) και Ιούνιο του 1994 (PELAGOS-2) βασίστηκαν στα γεωστροφικά ρεύματα (από τις μετρήσεις των CTD) και περιλαμβάνουν υποκειμενικές υποθέσεις κυρίως όσον αφορά το επίπεδο των μηδενικών ταχυτήτων.

Συνοψίζοντας τους υπολογισμούς των ροών που παρουσιάζονται στον Πίνακα V.1.2.3.1., φαίνεται πως οι συνολικές εισροές και εκροές διαμέσου του συνόλου των στενών του Κρητικού Τόξου κυμαίνονται περίπου μεταξύ 2-3,5Sv. Στα στενά της Ρόδου και της Καρπάθου, η εισροή του AMC είχε μία παροχή της τάξης των 1,9Sv, που ήταν ελαφρά μεταβαλλόμενη. Αντιπροσωπεύει το 60-80% της συνολικής εισροής από τα στενά του Κρητικού Τόξου. Περίπου 10-25% της εκροής παρατηρήθηκε στο βαθύ στρώμα, εξαγοντας CDW. Περίπου 40-75%

Πίνακας V.1.2.3.1 Συνολικές παροχές (σε Sv) μέσω των στενών του Κρητικού Τόξου. Οι τιμές σε παρένθεση αναφέρονται στο Κρητικό Βαθύ Νερό (CDW) μόνο. Όλες οι υπόλοιπες τιμές αναφέρονται σε συνολικές μεταφορές μέσω όλης της τομής κάθε στενού. Οι πιο ολοκληρωμένοι υπολογισμοί (PELAGOS-3,4 και 5) παρατίθενται αρχικά και ακολουθούν αυτοί των PELAGOS-1,2 περιλαμβάνουν υποκειμενικές υποθέσεις (Kontogiannis *et al.*, 1999).

ΣΤΕΝΟ	ΕΙΣΡΟΗ	ΕΚΡΟΗ	ΣΥΝΟΛΟ	ΔΕΔΟΜΕΝΑ	ΣΧΟΛΙΑ
PELAGOS-3, ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ 1994					
Ελαφνήσσου (0- πυθμένα)	0,07	0,05	0,02	ADCP	Εκροή σε <60m/ Εισροή σε >60m
Κυθήρων (0-πυθμένα)	0,01	0,51	0,50	ADCP	Εκροή σε όλη τη τομή
Αντικυθήρων (0-πυθμένα), CDW (d>400m)	0,27	0,81 (0,27)	0,54	ADCP, CTD, CM	Εισροή στα νότια (ανώτερα 400m), στο υπόλοιπο εκροή
Κάσσου (0-πυθμένα), CDW (d>550m)	1,40	0,55 (0,28)	0,85	ADCP, CTD, CM	Εισροή σε όλη τη τομή (εκτός από CDW)
Καρπάθου (0-πυθμένα)	0,76	0,19	0,57	CTD, CM	Εισροή στα δυτικά κοντά στη Κάρπαθο/ Εκροή στα ανατολικά κοντά στη Ρόδο
Ρόδου (0-πυθμένα)	1,32	0,23	1,10	CTD, CM	40% κάλυψη της τομής με δεδομένα
ΣΥΝΟΛΟ	3,83	2,34	1,49	Εισροή	Σχετικό με έντονη εισροή στο στενό της Κάσσου (στα στενά Καρπάθου-Ρόδου πάντα υπάρχει εισροή)
PELAGOS-4, ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ 1994					
Ελαφνήσσου (0- πυθμένα)	0,09	0,10	0,01	Εκροή	CTD
Κυθήρων (0-πυθμένα)	0,01	1,03	1,02	Εκροή	ADCP
Αντικυθήρων (0-πυθμένα), CDW (d>400m)	0,36	1,68 (0,23)	1,32	Εκροή	ADCP, CTD, CM
Κάσσου (0-πυθμένα), CDW (d>550m)	0,72	0,44 (0,20)	0,28	Εισροή	ADCP, CM, CTD
Καρπάθου (0-πυθμένα)	0,54	0,15	0,39	Εισροή	ADCP, CTD, CM
Ρόδου (0-πυθμένα)	1,36	0,11	1,25	Εισροή	ADCP, CM
ΣΥΝΟΛΟ	3,08	3,51	0,43	Εκροή	

(συνέχεια στην επόμενη σελίδα)

ΣΤΕΝΟ	ΕΙΣΡΟΗ	ΕΚΡΟΗ	ΣΥΝΟΛΟ	ΔΕΔΟΜΕΝΑ	ΣΧΟΛΙΑ
PELAGOS-5, ΙΟΥΝΙΟΣ 1995					
Ελαφρονήσσου (0-πυθμένα)	0,02	0,02	0,00	ADCP	Εισροή σε <60m/ Εκροή σε >60m
Κυθήρων (0-πυθμένα)	0,12	0,23	0,11 Εκροή	ADCP	Εισροή κοντά στα Αντικύθηρα/ Εκροή στην υπόλοιπη τομή
Αντικυθήρων (0-πυθμένα), CDW (d>400m)	0,03	0,73 (0,36) ¹	0,70 Εκροή	ADCP, CM ¹	Εισροή σε μικρό τμήμα στα ανώτερα 150m κοντά στα Αντικύθηρα και στα ανώτερα 20m κοντά στη Κρήτη, στο υπόλοιπο εκροή.
Κάσσου (0-πυθμένα), CDW (d>550m)	0,19	1,07 (0,43) ¹	0,88 Εκροή	ADCP, CM ¹	Εισροή σε μικρό τμήμα στο μέσο στα ανώτερα 200m, εκροή στο υπόλοιπο. Σημείωση: όχι διαθέσιμα δεδομένα για d>200m (υποθέσεις)
Καρπάθου (0-πυθμένα)	0,36	0,31	0,05 Εισροή	ADCP	Εισροή στα ανώτερα 170m/ Εκροή σε d>170m έως 200m. Σημείωση: όχι διαθέσιμα δεδομένα για d>200m
Ρόδου (0-πυθμένα)	1,35	0,00	1,35 Εισροή	ADCP	Ενεργά τα ανώτερα 350m. Γραμμικός υπολογισμός για d>200m. Μηδενικές τιμές στα 350m
ΣΥΝΟΛΟ	2,07	2,36	0,29 Εκροή		Σχετικό με έντονη εκροή στο στενό της Κάσσου
PELAGOS-1, ΜΑΡΤΙΟΣ 1994					
Αντικυθήρων (0-πυθμένα), CDW (d>400m)	0,29	1,11 (0,38)	0,82 Εκροή	CTD	Κάλυψη του 50% της τομής, υποθετικά για το υπόλοιπο
Κάσσου (0-πυθμένα), CDW (d>550m)	0,15	1,25 (0,45) ²	1,10 Εκροή	CTD	Εκροή από το μέσο της τομής έως τη Κάσσο, ασθενής εισροή από το μέσο έως τη Κρήτη.
Καρπάθου (0-πυθμένα)	2,20	0,12	2,10 Εισροή	CTD	Εισροή σχεδόν σε όλη τη τομή
Ρόδου (0-πυθμένα)	1,30-2,5	<0,20	1,10-2,30 Εισροή	CTD	40% κάλυψη της τομής με δεδομένα, μόνο δύο γεωστρωφικά προφίλ.
PELAGOS-2, ΙΟΥΝΙΟΣ 1994					
Αντικυθήρων (0-πυθμένα), CDW (d>400m)	0,23	0,98	0,75 Εκροή	CTD, CM	Κάλυψη του 50% της τομής. Εισροή κοντά στη Κρήτη.
Κάσσου (0-πυθμένα), CDW (d>550m)	0,07	0,94 (0,42)	0,87 Εκροή	CTD, CM	Εκροή από το μέσο της τομής έως τη Κάσσο. Πολύ μικρή εισροή κοντά στη Κρήτη.

¹ με χρήση των βαθιών μετρήσεων των ρευματογράφων του Ιουνίου του 1994² με χρήση των βαθιών μετρήσεων των ρευματογράφων κατά τη πόντση του ωρής τον Απρίλιο

της συνολικής εκροής καθοδηγείτο από τον Μυρτωικό/Δυτικό Κρητικό Κυκλώνα, μέσω των στενών των Κυθήρων και των Αντικυθήρων, στα ανώτερα 400m, πάνω από την εκροή του CDW.

Εντός των στενών, μια ισχυρή εντατικοποίηση των ρυθμών των ροών παρατηρήθηκε στα ανώτερα 400m από το Σεπτέμβριο έως το Δεκέμβριο του 1994, που διπλασίασε σχεδόν την εκροή. Στα ανώτερα 500m, η ροή στο στενό της Κάσσου ήταν έντονα μεταβλητή, σαν αποτέλεσμα της περίπλοκης αλληλεπίδρασης του Ανατολικού/Κρητικού Κυκλώνα, του Αντικυκλώνα Ιεράπετρα και της δυτικής επέκτασης του Γύρου της Ρόδου. Το Σεπτέμβριο του 1994 (PELAGOS-3), όπου λάμβανε χώρα ισχυρή συνολική εισροή, η εισροή στο στενό της Κάσσου αντιπροσώπευε το 45% της συνολικής εισροής για όλα τα στενά. Τον Ιούνιο του 1995 (PELAGOS-5), όπου επικρατούσε συνολικά εκροή από το στενό της Κάσσου, η εκροή στα ανώτερα 500m αντιπροσώπευε το 30% της συνολικής εκροής από όλα τα στενά. Η συνολική μεταφορά υδάτινων μαζών μπορεί να είναι υψηλή έως 1,5 Sv εισροή, όπως το Σεπτέμβριο του 1994, όταν η εισροή στο στενό της Κάσσου ήταν ισχυρή. Μπορεί όμως να είναι και χαμηλότερη, έως 0,5 Sv εκροή, είτε εξαιτίας της συνολικής εκροής στο στενό της Κάσσου, όπως παρατηρήθηκε τον Ιούνιο του 1995 (PELAGOS-5), είτε σαν αποτέλεσμα ισχυρής εκροής στα στενά των Κυθήρων και των Αντικυθήρων, όπως παρατηρήθηκε το Δεκέμβριο του 1994 (PELAGOS-4).

V.1.2.4. Συμπεράσματα

Συνοψίζοντας, είναι φανερό πως οι ροές διαμέσου των στενών του Κρητικού Τόξου δεν χαρακτηρίζονται από την συνήθη λειτουργία της εισροής επιφανειακά και της εκροής πυθμενικά.

Υπάρχει μία επίμονη εκροή Κρητικού Βαθιού Νερού (CDW) ($\sigma_\theta > 29,2$), που έχει συνολικό ετήσιο μέσο όρο $\sim 0,6\text{Sv}$ μέσω των στενών των Αντικυθήρων και της Κάσσου σε βάθη μεγαλύτερα των 400 και 550m αντίστοιχα. Οι υψηλότερες εκροές CDW ($\sim 0,8\text{Sv}$) παρατηρήθηκαν τους Απρίλιο-Ιούνιο, ενώ οι μικρότερες ($\sim 0,3\text{Sv}$) τους Οκτώβριο-Δεκέμβριο.

Τα ανώτερα 400-500m της υδάτινης στήλης στα στενά του Κρητικού Τόξου μπορούν να χωριστούν σε τρεις δυναμικά διαφορετικές ομάδες.

1. Το καθεστώς στα στενά της Ρόδου και της Καρπάθου, που επηρεάζονται από το Ρεύμα της Μικράς Ασίας (AMC), όπου υπάρχει μία ελαφρώς μεταβαλλόμενη εισροή $\sim 2,1\text{Sv}$ το φθινόπωρο (Σεπτέμβριος 1994) και $1,7\text{Sv}$ το καλοκαίρι (Ιούνιος 1995).

2. Το καθεστώς στα στενά των Αντικυθήρων και των Κυθήρων, που επηρεάζονται από το Μυρτωικό/Δυτικό Κρητικό Κυκλώνα που δημιουργεί συνολικά εκροή στα ανώτερα 400m. Οι ροές μεταβάλλονται εποχιακά και είναι ισχυρότερες (2,5Sv) νωρίς το χειμώνα (Δεκέμβριος 1994) και ισχνότερες (~0,8Sv) το καλοκαίρι και νωρίς το φθινόπωρο (Ιούνιος 1995, Σεπτέμβριος 1994).
3. Το καθεστώς στο στενό της Κάσσου που είναι περίπλοκο και έχει μεγάλη μεταβλητότητα στις ροές και τη δομή τους το οποίο επηρεάζεται από τις αλληλεπιδράσεις του Ανατολικού Κρητικού Κυκλώνα, του Αντικυκλώνα Ιεράπετρα και της δυτικής επέκτασης του Γύρου της Ρόδου. Συνολικά εισροή ~0,7Sv παρατηρήθηκε το φθινόπωρο και νωρίς το χειμώνα του 1994 (Σεπτέμβριος 1994 και Δεκέμβριος 1994), ενώ συνολικά εκροή 0,5Sv παρατηρήθηκε νωρίς την άνοιξη και το καλοκαίρι (Μάρτιος 1994, Ιούνιος 1994 και Ιούνιος 1995).

Κατά το σχεδιασμό των πέντε εποχιακών πλόνων του προγράμματος PELAGOS, είχε υποθεθεί πως οι ροές και η δομή τους σε κάθε πλόα θα αντιστοιχούσαν σε μια κυκλοφορία χαρακτηριστική για κάθε εποχή. Παρολαυτά, τα δεδομένα που αποκτήθηκαν είναι φτωχά για να θεωρηθούν με στατιστική βεβαιότητα πως οι μεταβολές από πλόα σε πλόα αποτελούν τις εποχικές μεταβολές. Πάντως, οι μεταβολές των πυθμενικών εκροών του CDW φαίνεται να ακολουθούν εποχιακή μεταβλητότητα, καθώς είναι συσχετισμένες με τη δημιουργία και την εξάπλωση του CDW, διαδικασίες με έντονη εποχικότητα. Υπερετήσια μεταβλητότητα (δηλαδή με περίοδο κάποιων ετών) πάντως, φαίνεται ότι διέπει την εκροή του CDW τουλάχιστο για τη περίοδο 1987-1995.

V.1.3. Χημικοί και βιολογικοί παράμετροι

Αν και δεν αποτελούν στόχο της παρούσας εργασίας, αξίζει να αναφέρουμε ότι οι βιολογικές και βιοχημικές έρευνες του Κρητικού Πελάγους στα πλαίσια του προγράμματος PELAGOS επιβεβαιώνουν ότι πρόκειται για μία από τις πιο ολιγοτροφικές θάλασσες παγκοσμίως. Πάντως, η εισροή και η εξάπλωση σε όλο το Κρητικό Πέλαγος του Μεσογειακού Μεταβατικού Νερού (TMW), που είναι φτωχό σε οξυγόνο αλλά σχετικά πλούσιο σε θρεπτικά συστατικά αναμένεται να επηρεάσει το εξαιρετικά ολιγοτροφικό χαρακτήρα του πελάγους (Baloroulos *et al.*, 1999; Souvermezoglou *et al.*, 1999).

V.2. Οι έρευνες στα πλαίσια του πειράματος CINCS

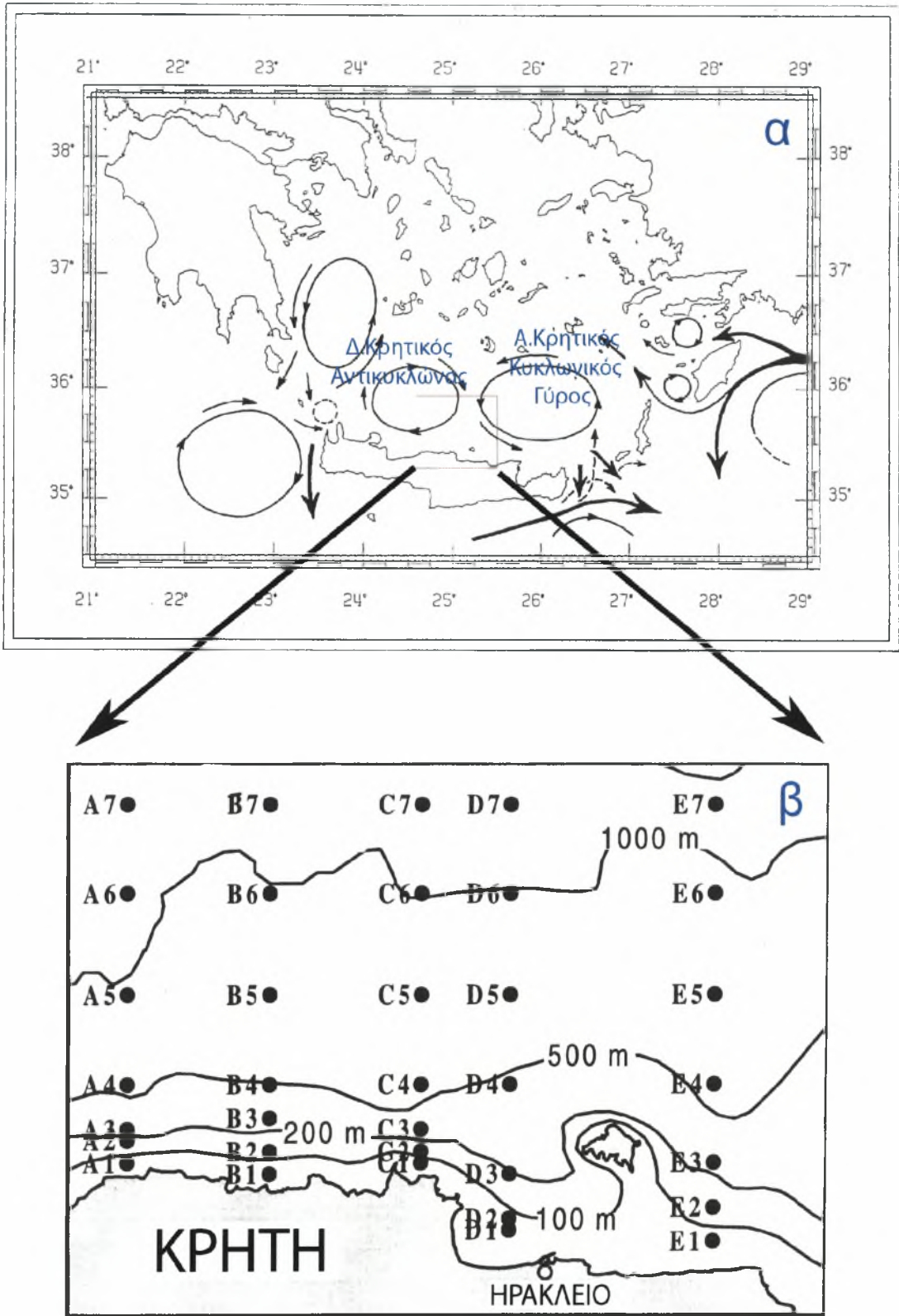
Σχεδόν ταυτόχρονα με το πρόγραμμα PELAGOS, στο χώρο του Κρητικού Πελάγους λάμβανε χώρα και το πείραμα **CINCS** (Pelagic-Benthic Coupling **IN** the Oligotrophic Cretan **S**ea).

Η έρευνα περιορίζεται σε μία περιοχή 42x55km στα νότια του κεντρικού Κρητικού Πελάγους (Εικόνα V.2.1a). Ένα δίκτυο 35 σταθμών παρείχε κάλυψη από πολύ κοντά στην ακτή έως ανοιχτά στο Κρητικό Πέλαγος. Οι σταθμοί ήταν τοποθετημένοι σε επτά ζώνες (Εικόνα V.2.1β) ξεκινώντας από τη στενή υφαλοκρηπίδα της Κρήτης, επεκτεινονταν στην απότομη (3-4°) ηπειρωτική κατωφέρεια και έφταναν στη βαθιά λεκάνη (βάθη έως 1900m). Το δίκτυο επισκέφθηκε το σκάφος έρευνας *ΑΙΓΑΙΟ* πέντε φορές, από το Μάιο του 1994 έως το Σεπτέμβριο του 1995 (Πίνακας V.2.1), με στόχο να αναλυθεί η εποχιακή μεταβλητότητα. Κατά τη διάρκεια κάθε πλόα, δεδομένα CTD αποκτήθηκαν σε κάθε σταθμό με έναν μετρητή SBE-9. Επίσης, μία συστοιχία με δύο ρευματογράφους Aanderaa RCM-7 ποντίστηκε κοντά στο σταθμό D7. Ο πρώτος ρευματογράφος ήταν τοποθετημένος σε βάθος 260m και ο δεύτερος 5m πάνω από το πυθμένα. Οι ρευματογράφοι κατέγραψαν δεδομένα για δύο περιόδους, από 14 Νοεμβρίου του 1994 έως 15 Απριλίου 1995 (χειμερινή περίοδος) και από 27 Μαΐου 1995 έως 16 Νοεμβρίου 1995 (θερινή περίοδος).

ΠΛΟΑΣ	ΠΕΡΙΟΔΟΣ
CINCS-I	ΜΑΙΟΣ 1994
CINCS-II	ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ 1994
CINCS-III	ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ 1995
CINCS-IV	ΜΑΙΟΣ 1995
CINCS-V	ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ 1995

Πίνακας V.2.1 Οι πλόες του πειράματος CINCS και οι περίοδοι που έλαβαν χώρα.

Στη παρούσα εργασία, καθώς τα υδρολογικά χαρακτηριστικά και η κυκλοφορία των υδάτινων μαζών του Κρητικού Πελάγους στα 1994-1995 αναλύθηκαν εκτενώς προηγούμενα (Μέρος V.1), θα αναφερθούμε κυρίως στα καινούργια στοιχεία που αποκαλύπτονται από τους Georgoroulos *et al.* (2000), στα πλαίσια του πειράματος CINCS, του οποίου τα γενικότερα αποτελέσματα έρχονται σε σύμπνοια με αυτά του προγράμματος PELAGOS.



Εικόνα V.2.1 Η ευρύτερη περιοχή του Κρητικού Πελάγους με τα κύρια στοιχεία της κυκλοφορίας για τα έτη 1994-1995 (α), και σε μεγέθυνση η περιοχή έρευνας με τους σταθμούς δειγματοληψίας (β) (Georgoroulos *et al.*, 2000).

V.2.1 Κυκλοφορία των υδάτινων μαζών

Η περιοχή έρευνας βρίσκεται μεταξύ του Δυτικού Κρητικού Αντικυκλώνα και του Ανατολικού Κρητικού Κυκλώνα (Εικόνα V.2.1). Αυτό, έχει σαν αποτέλεσμα, κυρίως στο βόρειο τμήμα της περιοχής να επικρατεί μία πολύ σταθερή ροή προς τα νοτιοανατολικά ή τα νότιο-νοτιοανατολικά. Οι μέσες ταχύτητες του ρεύματος ήταν υψηλότερες τη θερινή περίοδο από τη χειμερινή κατά τη διάρκεια και των δύο περιόδων μετρήσεων, γεγονός που είναι σύμφωνο με τη γεωστροφική ανάλυση του προγράμματος PELAGOS.

V.2.2 Υδάτινες μάζες

Οι υδάτινες μάζες που είναι παρούσες στο Κρητικό Πέλαγος φαίνονται στα διαγράμματα θ/S στην Εικόνα V.2.2.1 που είναι συγκεντρωτικά για κάθε εποχή όλων των δεδομένων των σταθμών της ζώνης 5, πάνω από την ηπειρωτική κατωφέρεια της Κρήτης, με βάθη 800-900m.

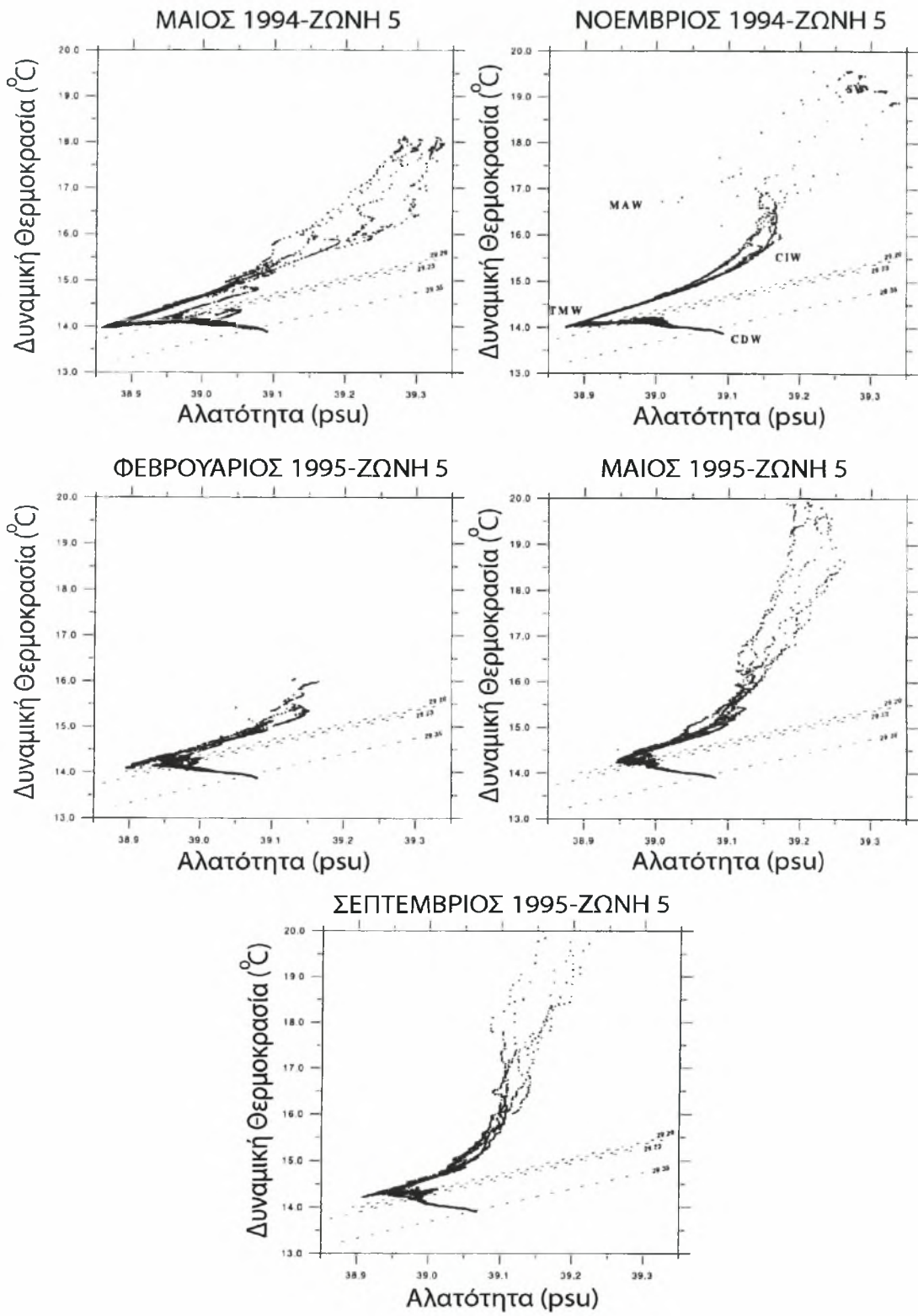
Επιφανειακό στρώμα

Στο επιφανειακό στρώμα, Επιφανειακό Νερό (Surface Water-SW), με υψηλή αλατότητα και θερμοκρασία που είναι αποτέλεσμα των υψηλών ρυθμών θέρμανσης και εξατμίσσης είναι η κυρίαρχη υδάτινη μάζα κατά τη διάρκεια όλων των ερευνών σε όλη τη περιοχή.

Τροποποιημένο Ατλαντικό Νερό (MAW) παρατηρήθηκε επιφανειακά και κυρίως υποεπιφανειακά (~75m), κυρίως στα δυτικά της περιοχής μελέτης, το οποίου η παρουσία λόγω ανάμιξης εξασθενεί, έως που εξαφανίζεται όσο κινούμαστε προς τα ανατολικά καθώς. Επίσης, τη χειμερινή περίοδο λόγω έντονης ανάμιξης της υδάτινης στήλης η παρουσία του είναι δυσδιάκριτη έως μηδενική.

Αξιοσημείωτη είναι η εμφάνιση τις περιόδους της άνοιξης "φρέσκων" υδάτων χαμηλής θερμοκρασίας 15-17°C και αλατότητας κατά μήκος των ακτών της Κρήτης σε πολύ λεπτά (<10m) στρώματα, που προφανώς αποτελούν επιφανειακές και υποεπιφανειακές απορροές των κατακρημνισμάτων της χειμερινής περιόδου στα όρη της Κρήτης. Η παρουσία του είναι καθαρά εποχική και το καλοκαίρι, που οι απορροές σταματούν, τα ίχνη τους εξαφανίζονται.

Ίσως το πιο σημαντικό αποτέλεσμα της ανάλυσης των δεδομένων προκύπτει από τη σύγκριση των υδρογραφικών συνθηκών της άνοιξης του 1994 με την άνοιξη/καλοκαίρι του 1995 (Εικόνα V.2.2.1). Το 1995,



Εικόνα V.2.2.1 Συνθετικά διαγράμματα θ/S για όλους τους σταθμούς κατά μήκος της ζώνης 5 τους Μάιο, Νοέμβριο 1994 και Φεβρουάριο, Μάιο, Σεπτέμβριο του 1995 (Georgoroulos *et al.*, 2000).

το επιφανειακό στρώμα είναι σημαντικά θερμότερο, λιγότερο αλμυρό και συνεπώς ελαφρύτερο από το 1994. Η θερμοκρασία είχε αυξηθεί από

18°C σε τουλάχιστο 20°C, ενώ η αλατότητα είχε μειωθεί από 39,32psu σε 39,20psu. Μπορεί να υποθεθεί ότι το επιφανειακό στρώμα περιλαμβάνει μικρή ποσότητα υδάτων που είναι σε άμεση επαφή με την ατμόσφαιρα, συνεπώς τέτοιες αλλαγές είναι εντός των ορίων που αναμένονται από χρονιά σε χρονιά και δεν είναι σημαντικές για το θερμοαλατικό ισοζύγιο της υδάτινης στήλης. Όμως, όπως θα δούμε αμέσως μετά, παρόμοια μείωση της αλατότητας παρατηρείται και στο ενδιάμεσο στρώμα για το Κρητικό Ενδιάμεσο Νερό (CIW) για την ίδια περίοδο, που υποδηλώνει ότι οι μεταβολές δεν είναι τοπικές και περιορισμένες στα πλαίσια μίας ετήσιας διακύμανσης, αλλά μεγαλύτερης κλίμακας.

Ενδιάμεσο στρώμα

Στο ενδιάμεσο στρώμα, κυρίαρχη είναι η παρουσία πανταχού και πάντα του Κρητικού Ενδιάμεσου Νερού (CIW), παρόμοιου αλλά θερμότερου, με μεγαλύτερη αλατότητα και πυκνότερου του Λεβαντινού Ενδιάμεσου Νερού (LIW) όπως έχει και πρωτύτερα αναφερθεί. Βρίσκεται σε βάθη μεταξύ 50-100m με τιμές αλατότητας >39,1psu. Παρουσιάστηκε με εξαιρετικά υψηλή αλατότητα το 1994 ($S > 39,3$ psu) αλλά βαθμιαία αυτή μειώθηκε σημαντικά (όπως και των επιφανειακών υδάτων που αναφέραμε προηγουμένως) σε <39,1psu μέχρι το Σεπτέμβριο του 1995 (Εικόνα V.2.2.1).

Το Μεσογειακό Μεταβατικό Νερό (MTW)

Βαθύτερα του ενδιάμεσου στρώματος που καταλαμβάνει το Κρητικό Ενδιάμεσο Νερό (CIW), υπάρχει το στρώμα του ψυχρού, μικρής αλατότητας και ελαχίστου διαλυμένου οξυγόνου Μεσογειακού Μεταβατικού Νερού (MTW). Ο πυρήνας του κατά τις έρευνες του πειράματος CINCS βρισκόταν σε βάθη 300-400dbar και χαρακτηριζόταν από θερμοκρασία 14°C και αλατότητα 38,85psu. Το πάχος στρώματος του MTW αυξήθηκε από 350m το Μάιο του 1994 σε περίπου 450m το 1995 και η αλατότητα του πυρήνα του αυξήθηκε κατά τη διάρκεια του πειράματος από 38,86psu σε 38,91psu, γεγονός που μάλλον συνδέεται με τη μείωση της αλατότητας του υπερκείμενου CIW (μέσω διαδικασιών ανάμιξης και ανακατανομής της ποσότητας του άλατος). Επίσης, φαίνεται προς το στρώμα του MTW μετακινήθηκε βαθύτερα κατά 200m όπως δείχνει η αύξηση του βάθους της ισόπυκνης επιφάνειας $\sigma_{\theta} = 29,26$ (το όριο μεταξύ MTW και του υποκείμενου CDW) από τα 600 στα 800m στη διάρκεια των ερευνών.

Βαθύ στρώμα

Το βαθύ στρώμα καταλαμβάνεται από το Κρητικό Βαθύ Νερό (CDW) από τα 800dbar έως το πυθμένα. Χαρακτηρίζεται από αλατότητες της τάξης των 39,01psu και δυναμικές θερμοκρασίες $\theta \sim 14^{\circ}\text{C}$, με δυναμική πυκνότητα που ξεπερνά τα $\sigma_{\theta} = 29,35$ στους βαθύτερους σταθμούς. Φαίνεται ότι είναι το μοναδικό στρώμα που δεν επηρεάζεται από τη κυκλοφορία του ανώτερου και ενδιάμεσου στρώματος. Πάντως, η αύξηση του βάθους της ισόπυκνης επιφάνειας $\sigma_{\theta} = 29,26$ από ένα μέσο βάθος 560dbar το Μάιο του 1994 σε 720dbar μετά από ένα έτος, υποδεικνύει ότι ο συνολικός όγκος του CDW έχει μειωθεί σημαντικά μέσα στη χρονιά.

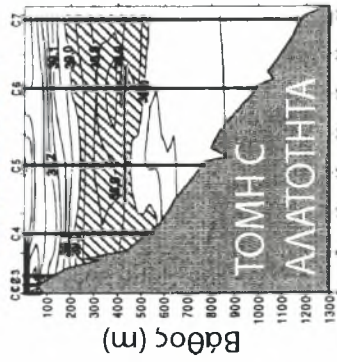
Αποκάλυψη μίας νέας υδάτινης μάζας

Το σημαντικότερο εύρημα στα πλαίσια του πειράματος CINCS είναι η αποκάλυψη, με προσεκτική εξέταση των διαγραμμάτων θ/S στην Εικόνα V.2.2.1, θυλάκων θερμότερων και με μεγαλύτερη αλατότητα υδάτων μεταξύ του TMW και του CDW, που έχουν πυκνότητα $\sigma_{\theta} = 29,18-29,22$. Οι κατακόρυφες κατανομές της δυναμικής θερμοκρασίας και της αλατότητας κατά μήκος της εγκάρσιας τομής C δείχνουν την παρουσία αυτών των θυλάκων μεταξύ 500 και 700dbar πάνω από την ηπειρωτική κατωφέρεια, όπου το βάθος είναι περίπου 800m (Εικόνα V.2.2.2). Στους βαθύτερους σταθμούς που βρίσκονται στα ανοιχτά (ζώνη 7) τα ίχνη αυτών των υδάτων χάνονται. Η παρουσία τους στους σταθμούς κοντά στις ακτές, καθώς επίσης και η απουσία τους τόσο στη παρούσα όσο και σε παλιότερες μελέτες από τα ανοιχτά του Κρητικού Πελάγους, υποδεικνύουν ότι παραμένουν κοντά στην ηπειρωτική κατωφέρεια και δεν εξαπλώνονται προς βορρά στο εσωτερικό του Κρητικού Πελάγους. Θα ονομάσουμε και θα αναφερόμαστε σε αυτές τις υδάτινες μάζες από εδώ και στο εξής ως Κρητικό Ενδιάμεσο Νερό-2 (CIW-2).

Αξίζει να σημειώσουμε την εποχικότητα της εμφάνισης αυτής της υδάτινης μάζας. Η παρουσία της είναι ισχυρότερη το Μάιο, ενώ τις άλλες εποχές η παρουσία της βαθμιαία αποδυναμώνεται και γίνεται πιο σποραδική γεωγραφικά. Η υδάτινη μάζα αυτή είναι καλά οξυγονωμένη, σε αντίθεση με το υπερκείμενο TMW, γεγονός που υποδεικνύει ότι έχει έρθει πρόσφατα σε επαφή με την επιφάνεια.

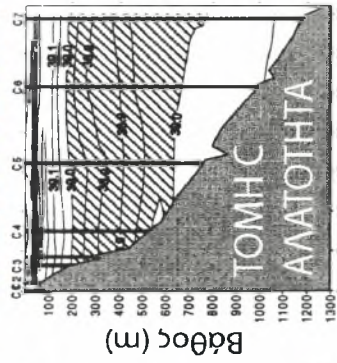
Κρίνοντας από τα διαγράμματα θ/S , αυτή η υδάτινη μάζα μπορεί να είναι αποτέλεσμα μίξης του CIW με το CDW σε περιοχές όπου η απουσία του TMW θα επέτρεπε αυτή τη διαδικασία. Η πανταχού παρουσία όμως του TMW στο Κρητικό Πέλαγος θέτει φραγμό σε αυτή

ΜΑΙΟΣ 1994



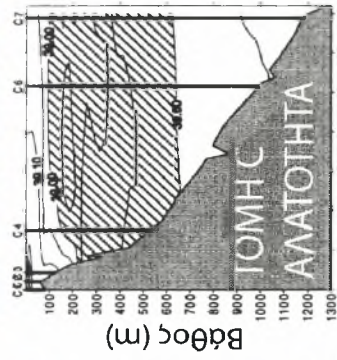
Απόσταση (->B) από C1 (km)

ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ 1994



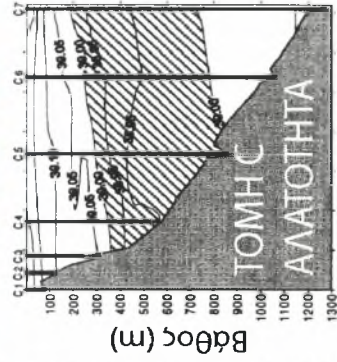
Απόσταση (->B) από C1 (km)

ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ 1995



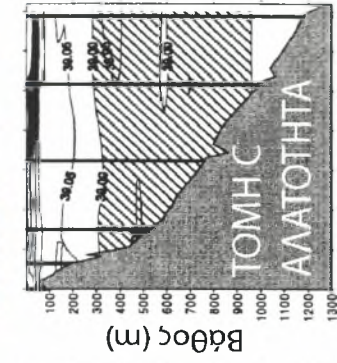
Απόσταση (->B) από C1 (km)

ΜΑΙΟΣ 1995



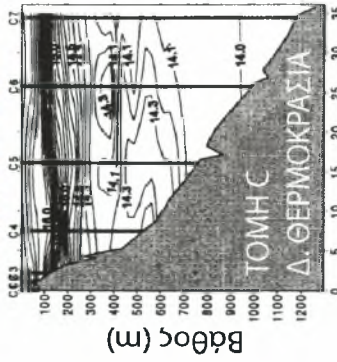
Απόσταση (->B) από C1 (km)

ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ 1995



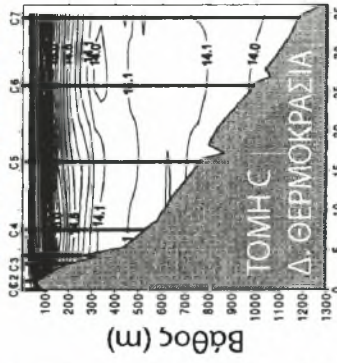
Απόσταση (->B) από C1 (km)

ΜΑΙΟΣ 1994



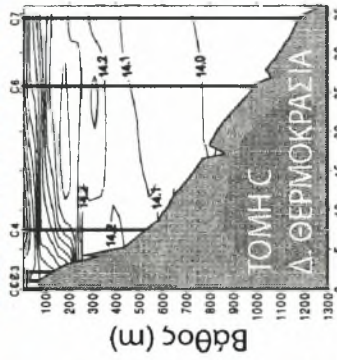
Απόσταση (->B) από C1 (km)

ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ 1994



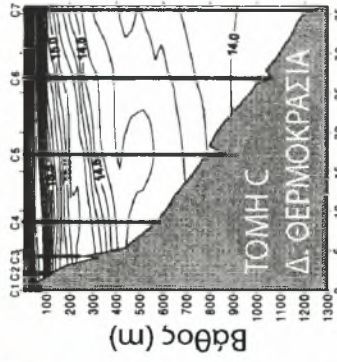
Απόσταση (->B) από C1 (km)

ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ 1995



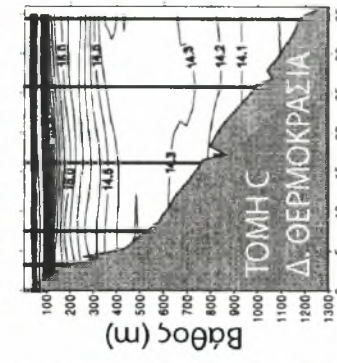
Απόσταση (->B) από C1 (km)

ΜΑΙΟΣ 1995



Απόσταση (->B) από C1 (km)

ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ 1995

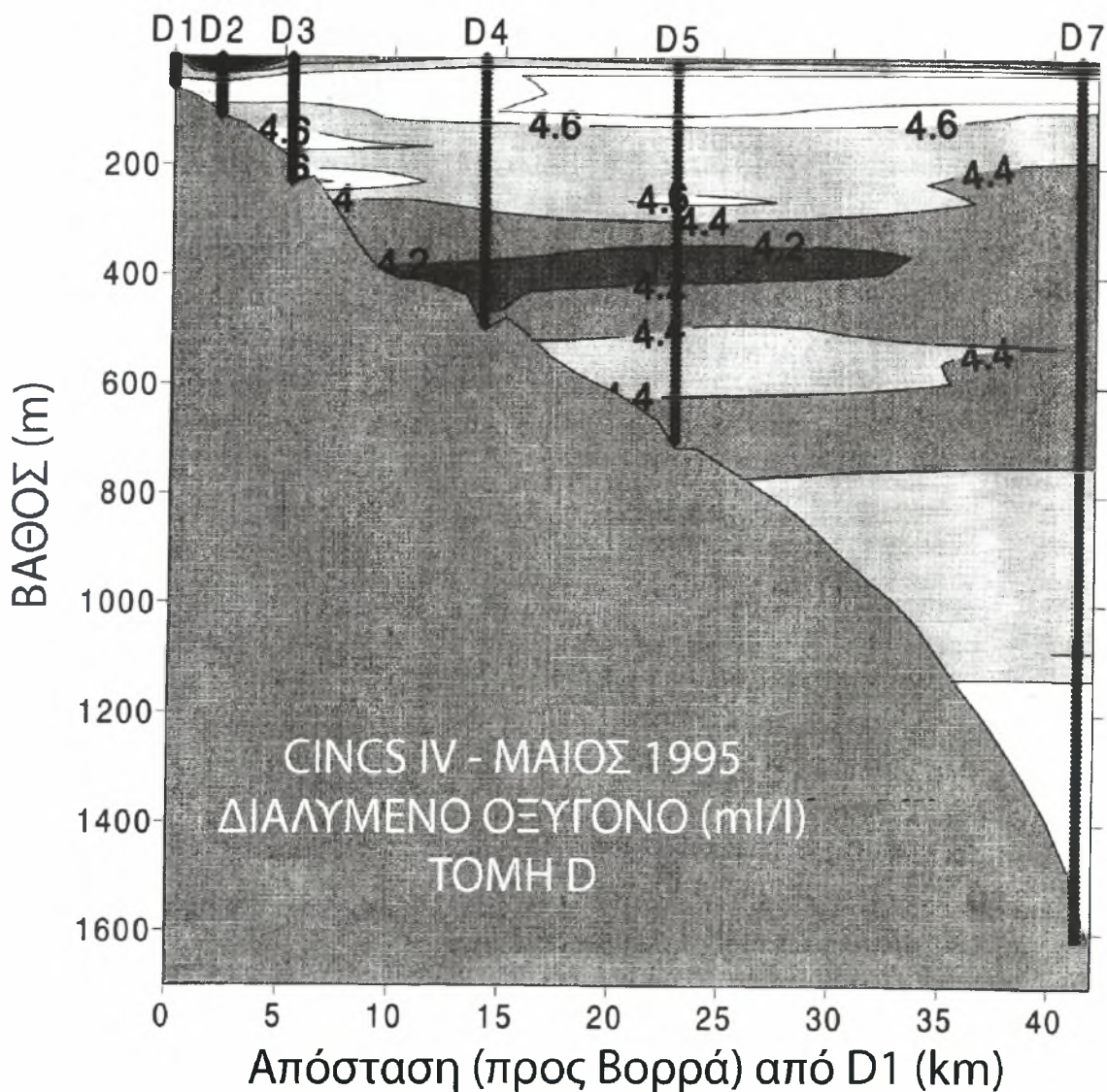


Απόσταση (->B) από C1 (km)

Εικόνα V.2.2.2 Κατακόρυφες κατανομές κατά μήκος της εγκάρσιας τομής C για όλους τους πλόες του πειράματος CINCS της Αλατότητας (psu) (άνω σειρά) (Αλατότητα <39,00 είναι σκιασμένες και δείχνουν το στρώμα του ΤΜΩ), και της Δυναμικής Θερμοκρασίας (°C) (κάτω σειρά) (Georgoroulos *et al.*, 2000).

την υπόθεση. Πάντως, η ζωνική παρουσία τους κοντά στη Κρήτη δείχνει πως η πηγή αυτών των υδάτων πιθανότατα είναι κοντά στις ακτές της Κρήτης.

Αυτές οι υδάτινες μάζες φαίνεται πως μπορούν να αποτελέσουν φορείς μεταφοράς θερμότητας, αλατότητας και οξυγόνου στα βαθύτερα και πυθμενικά στρώματα του Κρητικού Πελάγους. Παρά το μικρό όγκο τους, παρατηρούμε ότι μπορούν να παρέχουν ένα σημαντικό μηχανισμό διεύθυνσης μέσα από το φράγμα του TMW και συνεπώς ανανέωσης των βαθύτερων υδάτων σε περιοχές ανοιχτά στο πέλαγος (Εικόνα V.2.2.3).



Εικόνα V.2.2.3 Κατακόρυφη κατανομή κατά μήκος της εγκάρσια τομής D της συγκέντρωσης του διαλυμένου οξυγόνου (ml/l) το Μάιο του 1995 (Georgoroulos *et al.*, 2000).

Οποιοδήποτε υποθετικό σενάριο για τη δημιουργία του CIW-2 στην Κρητική υφαλοκρηπίδα (και πιθανότατα την υφαλοκρηπίδα των γύρω

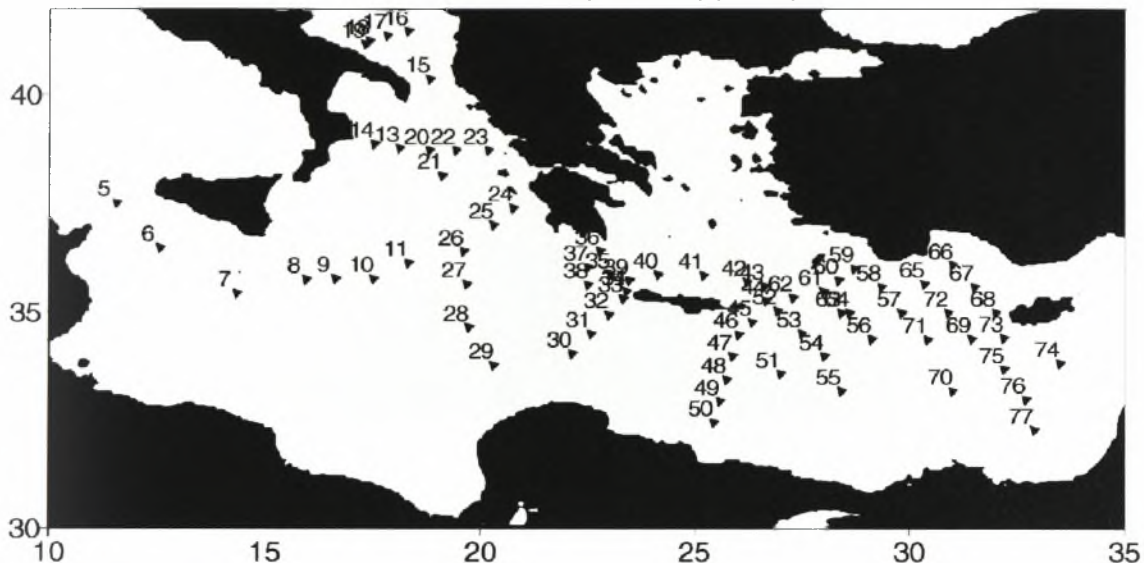
μικρών νησίδων) πρέπει να λάβει υπόψη του το γεγονός ότι κατά τη χειμερινή περίοδο, το αναμεμιγμένο στρώμα μπορεί να φτάνει σε σημαντικό βάθος στο Κρητικό Πέλαγος. Ένα ψυχρό και ξηρό χειμερινό ατμοσφαιρικό μέτωπο θα απορροφούσε ένα συγκεκριμένο ποσό θερμότητας και νερού σε μορφή υδρατμών από το παχύ ομογενοποιημένο επιφανειακό στρώμα, μειώνοντας τη θερμοκρασία του και αυξάνοντας την αλατότητά του. Εάν αυτή η διεργασία που αφορά την αλληλεπίδραση αέρα-θάλασσας λάμβανε χώρα σε μία περιοχή με βάθος μικρότερο του μικτού στρώματος που υφίσταται μεσοπέλαγα, ισοδύναμες ποσότητες θερμότητας και νερού σε μορφή υδρατμών θα απάγονταν από μικρότερη ποσότητα νερού, κάνοντάς τη ψυχρότερη και με υψηλότερη αλατότητα και συνεπώς πυκνότερη σε σχέση με τα μεσοπέλαγα ύδατα. Οι υδάτινες μάζες που θα προέκυπταν από μια τέτοια διεργασία θα ήταν μικρές σε ποσότητα και θα είχαν μία ποικιλία πυκνοτήτων. Αυτό μπορεί να εξηγήσει τόσο την υψηλή διασπορά του CIW-2 στα διαγράμματα θ/S , όσο και το γεγονός ότι τα ίχνη αυτού του νερού χάνονται στους σταθμούς ανοιχτά στο πέλαγος. Έτσι, ένα πολύ ψυχρό μέτωπο που περνά πάνω από ένα παχύ, καλά αναμεμιγμένο στρώμα το χειμώνα στο Κρητικό Πέλαγος δύναται να δημιουργήσει CIW μεσοπέλαγα, αλλά CIW-2 πάνω από την υφαλοκρηπίδα. Αυτό μπορεί ακολουθώντας τη πυθμενική τοπογραφία να βυθιστεί κάτω από το CIW, ακόμα και κάτω από το TMW, όπως οι παρατηρήσεις μας επιβεβαιώνουν.

V.3. Η μεγάλη επιρροή της εκροής βαθιών πυκνών υδάτινων μαζών από το Κρητικό Πέλαγος προς τη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου αποκαλύπτεται από τις έρευνες του πλόα METEOR (M31/1) τον Ιανουάριο του 1995 στα πλαίσια του προγράμματος POEM-BC

Ταυτόχρονα με τις έρευνες του προγράμματος PELAGOS, στις αρχές του 1995 λάμβανε χώρα στη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου μία μεγάλης κλίμακας ωκεανογραφική έρευνα, που αποκαλύπτει καθαρά τις μεγάλες αλλαγές που έχει επιφέρει η εκροή των βαθιών και πυκνών νερών του Κρητικού Πελάγους (CDW) από το 1988 έως το 1995 (που έχουμε αναλύσει προηγουμένως) στα βαθιά νερά της Ανατολικής Μεσογείου. Πρόκειται για τον πλόα METEOR (M31/1) που πραγματοποιήθηκε από το ωκεανογραφικό σκάφος ερευνών *F/S Meteor* τους Ιανουάριο και Φεβρουάριο του 1995 (Εικόνα V.3.1), στα πλαίσια του προγράμματος POEM-BC. Δεδομένα CTD συλλέχθηκαν καθώς και δείγματα ύδατος για μέτρηση διαλυμένου οξυγόνου, θρεπτικών

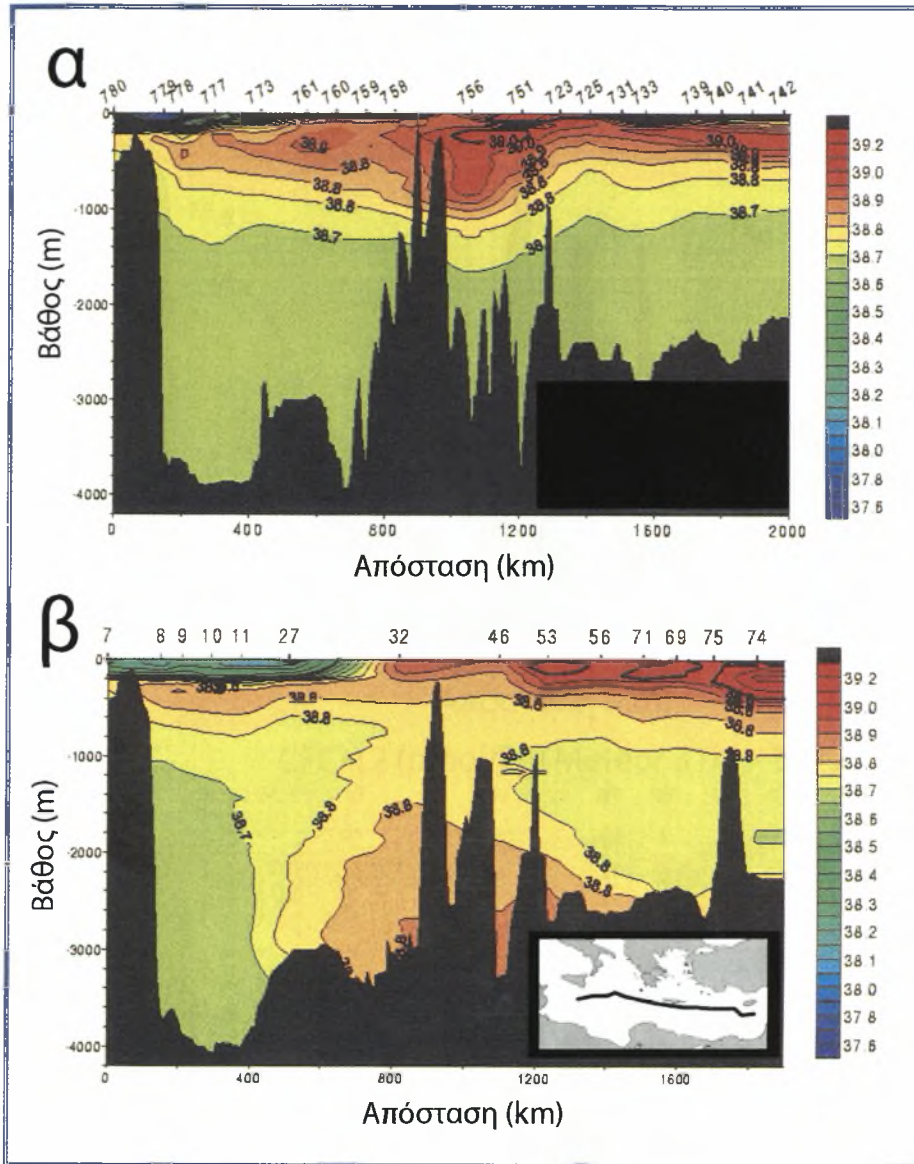
συστατικών, χλωροφθορ-ανθράκων και άλλων ιχνοστοιχείων με μία ροζέτα εφαρμοσμένη στο μετρητή CTD.

Meteor (M31/1) Ιανουάριος-Φεβρουάριος 1995

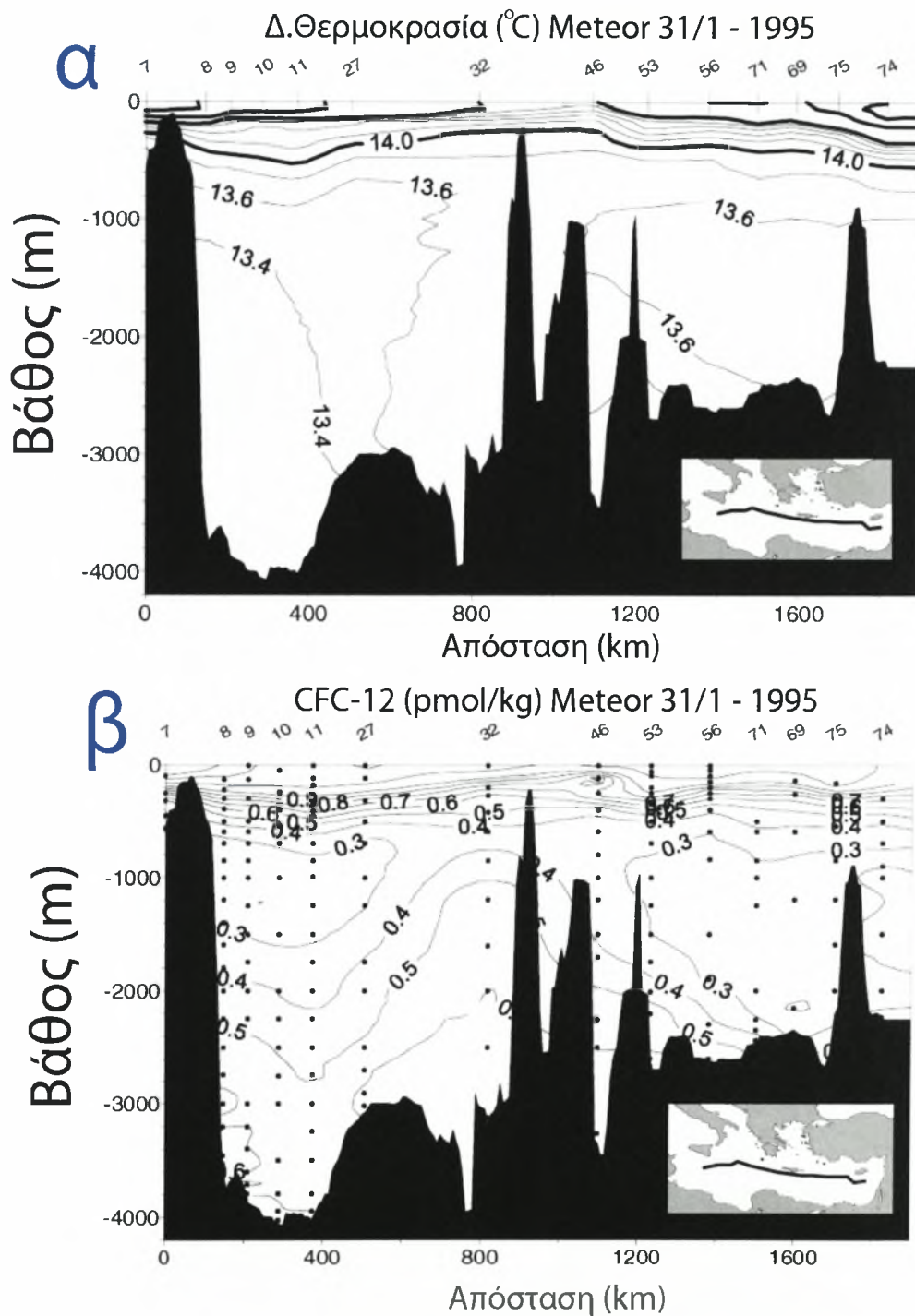


Εικόνα V.3.1 Η περιοχή έρευνας και οι σταθμοί δειγματοληψίας του πλοία METEOR (M31/1) τους Ιανουάριο και Φεβρουάριο του 1995 (Klein *et al.*, 1999).

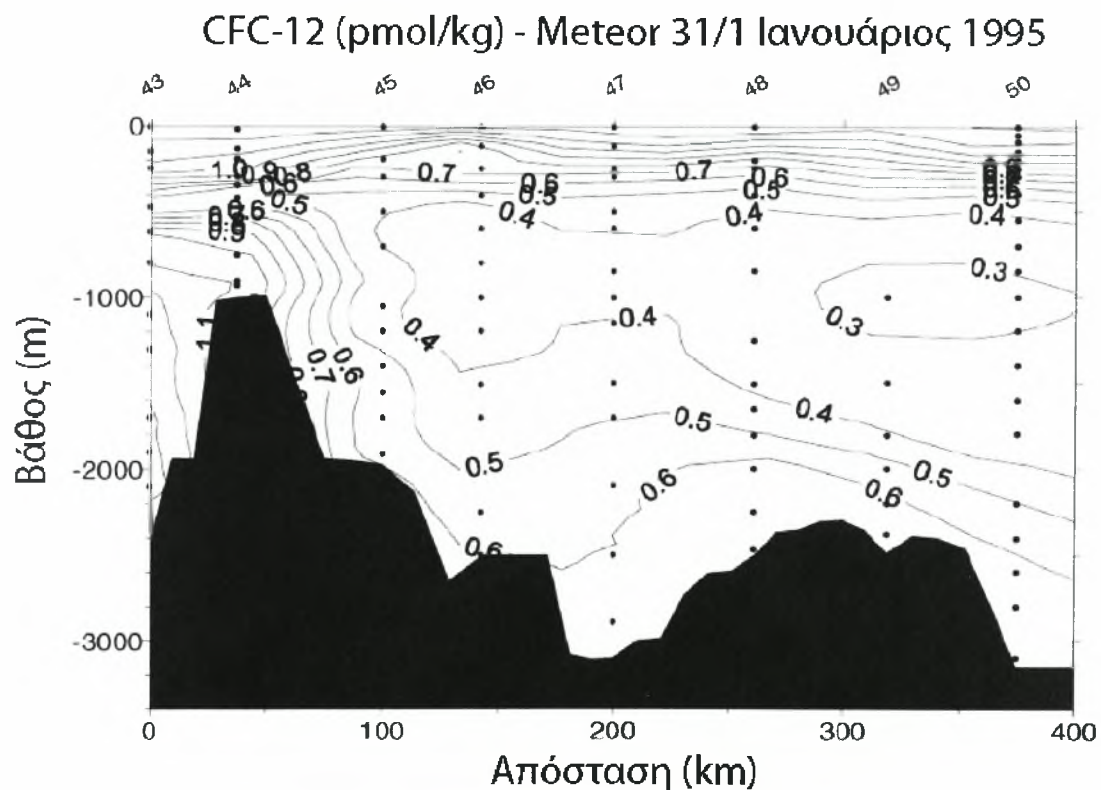
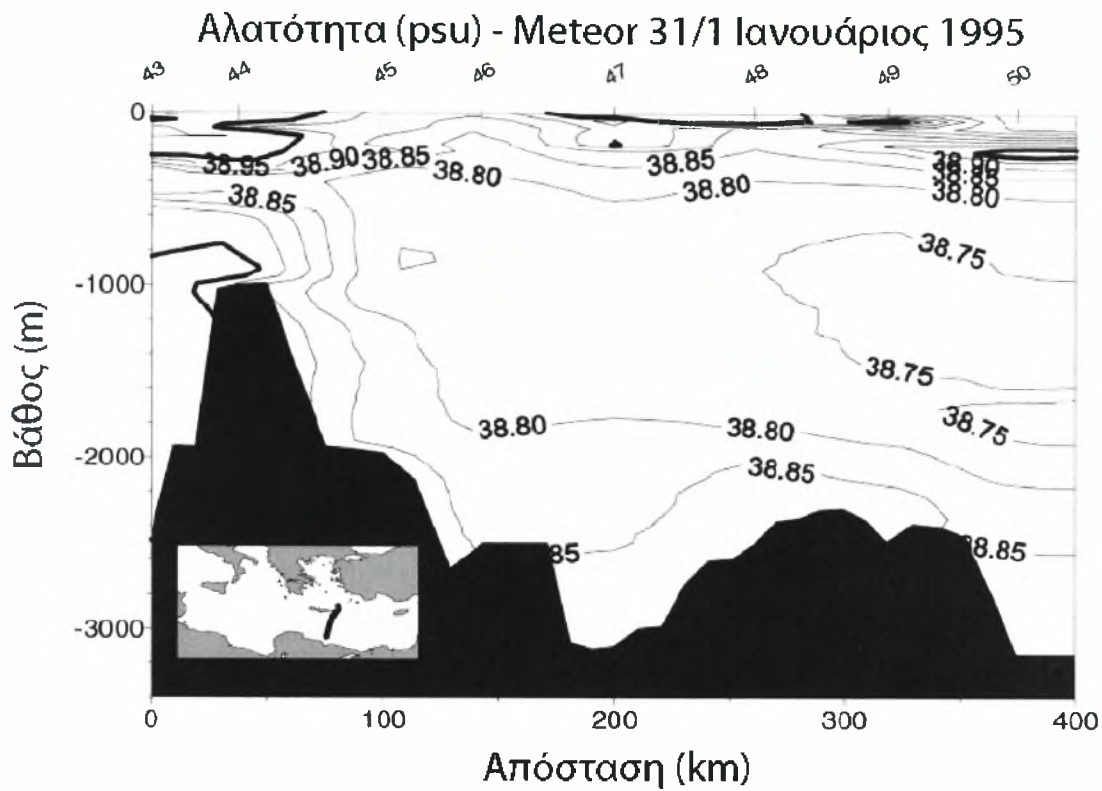
Στην Εικόνα V.3.2 φαίνεται καθαρά ο όγκος των αλμυρότερων και πυκνότερων βαθιών υδάτων που προέρχονται από το Κρητικό Πέλαγος και έχουν αντικαταστήσει το 1995 τα βαθιά και πυθμενικά ύδατα της Ανατολικής Μεσογείου, κυρίως στο χώρο του Κρητικού Περάσματος και γύρω από αυτό, σε σχέση με το 1987. Οι Roether *et al.* (1996) υπολογίζουν τον όγκο των αυτών των υδάτων που προήλθαν από το Κρητικό Πέλαγος από το 1988 έως και το 1994 (7 έτη) σε $2,3 \cdot 10^{14} \text{m}^3$, που αντιστοιχεί στο 20% του συνόλου των βαθιών και πυθμενικών της Ανατολικής Μεσογείου και υπολογίζουν ένα μέσο όρο $10^6 \text{m}^3/\text{s}$ ($=1,0 \text{ Sv}$) ρυθμού εκροής υδάτων από το Κρητικό Πέλαγος. Η ίδια εικόνα παρουσιάζεται και από τις κατακόρυφες κατανομές της Δ. Θερμοκρασίας και της συγκέντρωσης CFC-12 που παρουσιάζονται από τους Klein *et al.*, 1999 στη Εικόνα V.3.3 Στην Εικόνα V.3.4 φαίνονται καθαρά οι πυκνές, με αυξημένη αλατότητα και πλούσιες σε CFC-12 βαθιές υδάτινες μάζες που εκρέουν από το στενό της Κάσσου προς το χώρο της Λεβαντινής λεκάνης.



Εικόνα V.3.2 Κατακόρυφες κατανομές της Αλατότητας (psu) κατά μήκος παραπλήσιων εγκάρσιων τομών διεύθυνσης Δύσης-Ανατολής (ένθετος χάρτης) στην Ανατολική Μεσόγειο το 1987 (α) και το 1995 (β) (Lascaratos *et al.*, 2005 τροποποιημένη από Roether *et al.*, 1996).



Εικόνα V.3.3 Κατακόρυφες κατανομές της Δ. Θερμοκρασίας (°C) και της συγκέντρωσης CFC-12 (pmol/kg) κατά μήκος εγκάρσιας τομής διεύθυνσης Δύσης-Ανατολής (ένθετος χάρτης) στην Ανατολική Μεσόγειο το 1995 (Klein *et al.*, 1999).



Εικόνα V.3.4 Κατακόρυφες κατανομές Αλατότητας (άνω) και της συγκέντρωσης CFC-12, κατά μήκος σχεδόν μεσημβρινής τομής (ένθετος χάρτης) που ακολουθεί την εκροή των πικνών υδάτων από το Κρητικό Πέλαγος μέσω του στενού της Κάσσου προς τη Λεβαντινή λεκάνη (Klein *et al.*, 1999).

ΜΕΡΟΣ VI - ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ ΥΔΑΤΙΝΩΝ ΜΑΖΩΝ ΣΤΟ ΚΡΗΤΙΚΟ ΠΕΛΑΓΟΣ ΚΑΤΑ ΤΗ ΠΕΡΙΟΔΟ 1997-1999 ΣΤΑ ΠΛΑΙΣΙΑ ΤΩΝ ΕΡΕΥΝΩΝ ΤΟΥ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΟΣ MATER

Το 1996, το πρόγραμμα **Mediterranean Targeted Project - MTP-I** (ΡΟΕΜ και ΡΟΕΜ-BC) μετεξελίχθηκε στο πρόγραμμα MTP-II – **MATER** (**M**ass **T**ransfer and **E**cosystem **R**esponse). Στα πλαίσια αυτού του προγράμματος πραγματοποιήθηκαν ποικίλες έρευνες, από τις οποίες θα σταθούμε στην επανεπίσκεψη και των στενών των Αντικυθήρων και της Κάσσου τη περίοδο 1997-1998 (Kontoyiannis *et al.*, 2005) και μία γενικότερη ωκεανογραφική έρευνα της Ανατολικής Μεσογείου τα έτη 1998-1999 (Theocharis *et al.*, 2002).

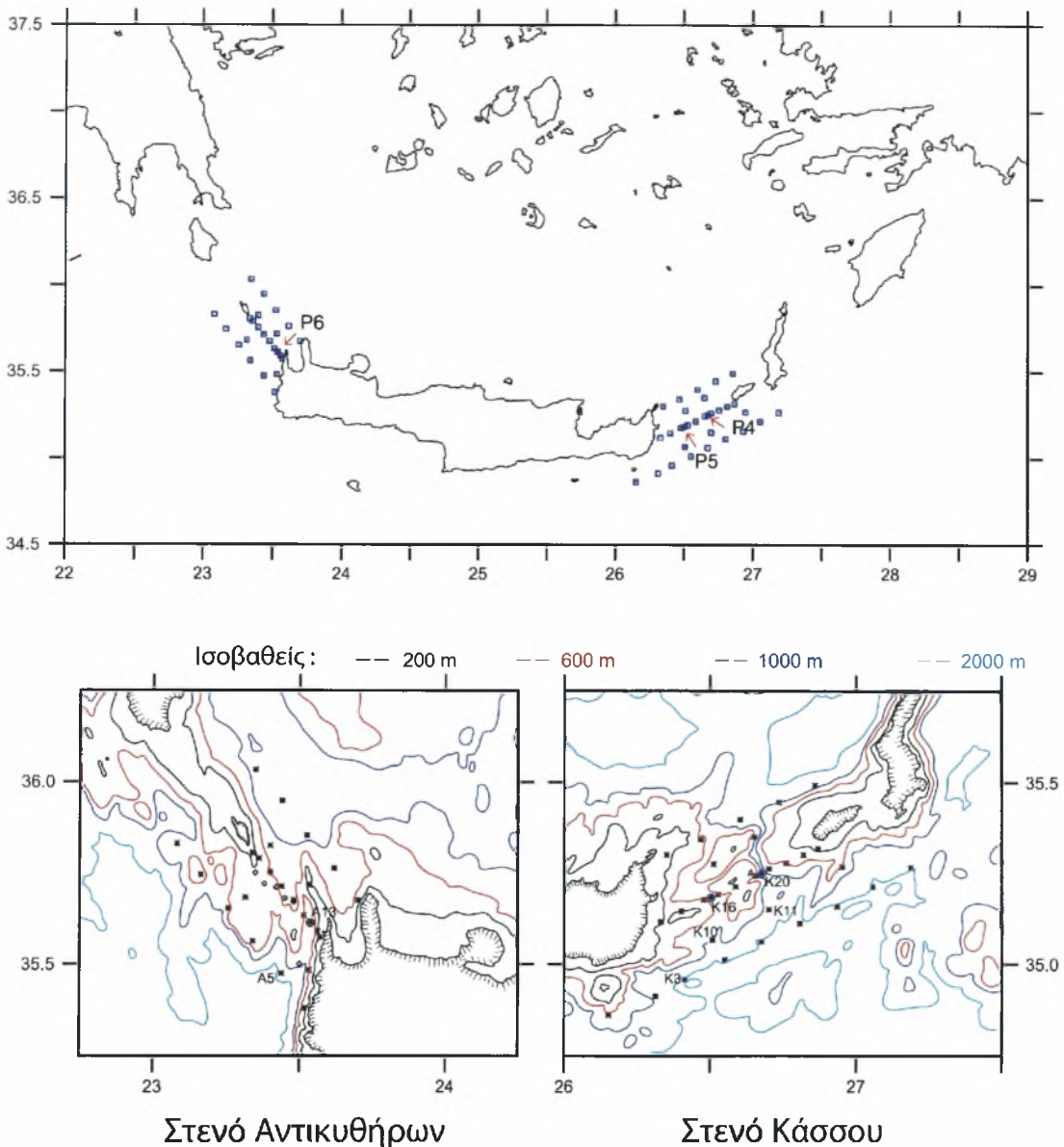
VI.1. Η υδρολογία των στενών των Αντικυθήρων και της Κάσσου τη περίοδο από τον Ιούνιο του 1997 έως το Μάιο του 1998

Στα πλαίσια του προγράμματος MATER, η υδρολογία των στενών των Αντικυθήρων ερευνήθηκε με τρεις πλόες από το ωκεανογραφικό σκάφος έρευνας *ΑΙΓΑΙΟ*, τον Ιούνιο του 1997 και τους Ιανουάριο και Μάιο του 1998. Δεδομένα CTD συλλέχθηκαν σε σταθμούς κατά μήκος τριών ζωνών, μίας βόρειας, μίας κεντρικής και μίας νότιας και στα δύο στενά και σε επιπλέον σταθμούς ανάμεσα στις τρεις αυτές ζώνες (Εικόνα VI.1.1). Επιπλέον, για περίοδο ενός έτους, από τον Ιούνιο του 1998 έως τον Ιούνιο του 1999, τρεις συστοιχίες ρευματογράφων, δύο στο στενό της Κάσσου και μία στο στενό των Αντικυθήρων, είχαν ποντιστεί και κατέγραφαν τις ροές στο επιφανειακό (50m) στρώμα, στο ενδιάμεσο (300m) και στο βαθύ στρώμα (50m πάνω από το πυθμένα), στα τρία “κανάλια” από τα οποία εκρέει το Κρητικό Βαθύ Νερό (CDW).

VI.1.1. Κυκλοφορία των υδάτινων μαζών

Στις Εικόνες VI.1.1.1 και VI.1.1.2 φαίνεται η δυναμική τοπογραφία στα στενά των Αντικυθήρων και της Κάσσου αντίστοιχα, για τους πλόες του Ιουνίου του 1997 και των Ιανουαρίου και Μαΐου του 1998. Φαίνονται τα δυναμικά ύψη στα 20m σε σχέση με τα 200m και στα 200m σε σχέση με τα 500m.

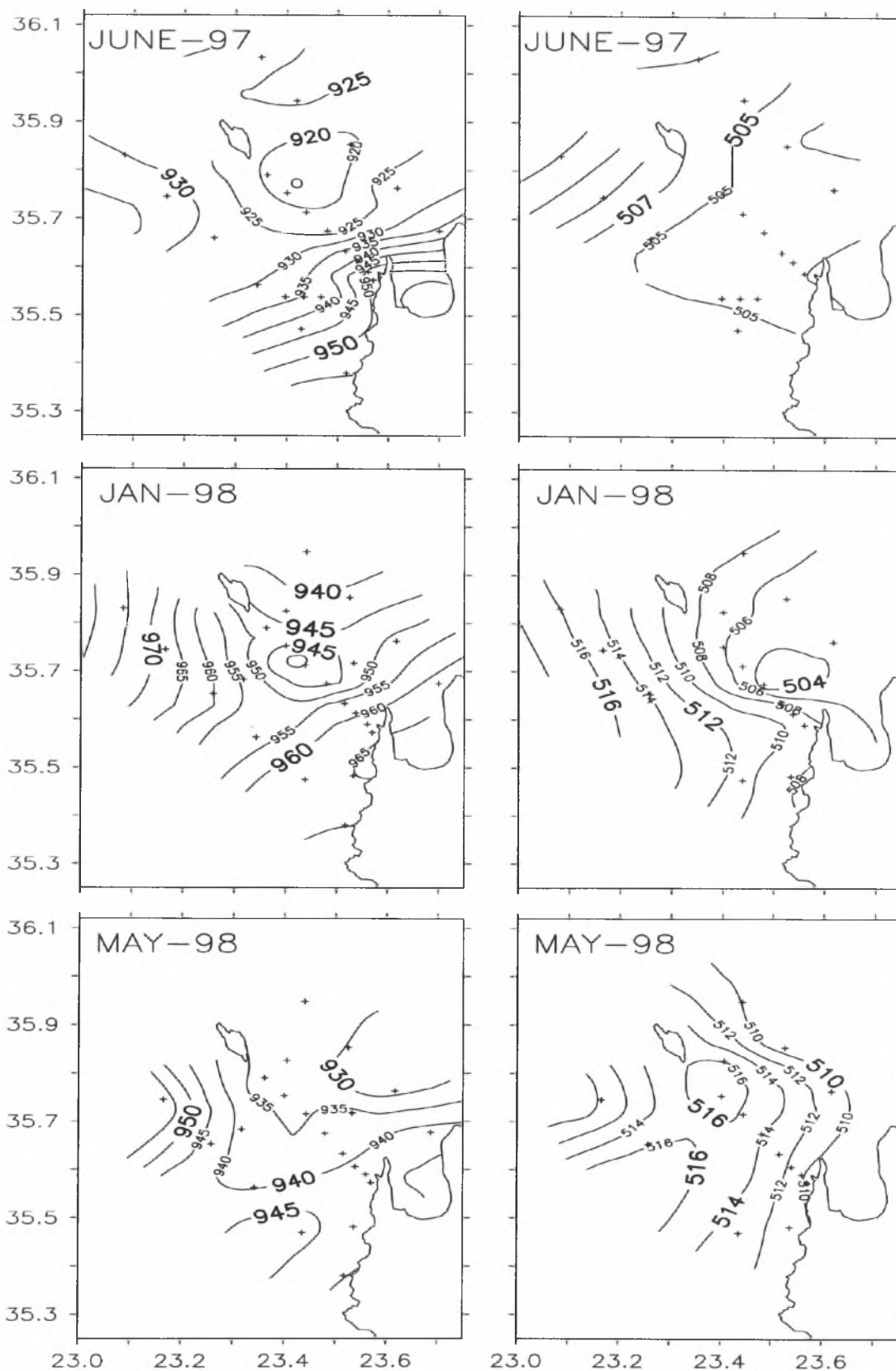
Μία κυκλωνική δομή καθοδηγεί τη κυκλοφορία των υδάτινων μαζών στα ανώτερα 200m στο στενό των Αντικυθήρων. Αυτό το στοιχείο πιθανότατα έχει σχέση με τον Μυρτωτικό/Δυτικό Κρητικό Κυκλώνα που παρατηρήθηκε και από τις έρευνες του προγράμματος PELAGOS στα



Εικόνα VI.1.1 Η περιοχή έρευνας (πάνω) και βυθομετρικοί χάρτες των στενών των Αντικυθήρων (κάτω αριστερά) και της Κάσσου (κάτω δεξιά) (Kontoyiannis *et al.*, 2005).

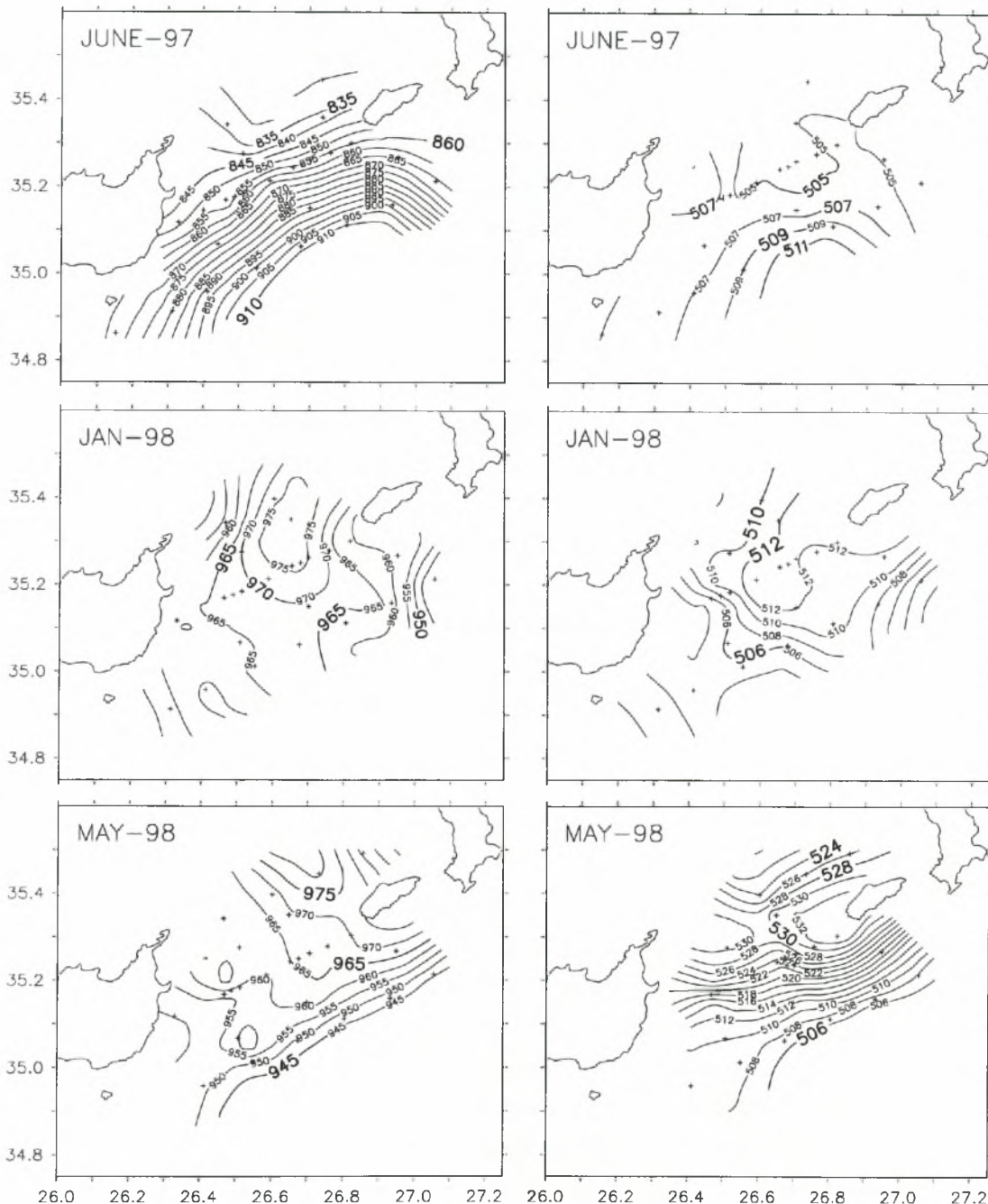
1994-1995 να φτάνει νότια έως και τη περιοχή των Κυθηριανών στενών. Το κέντρο της κυκλωνικής κυκλοφορίας έχει μεγαλύτερη σε βάθος έκταση και δείχνει εντατικοποίηση το χειμώνα (Ιανουάριος 1998), ενώ το Μάιο του 1998 έχει αποδυναμωθεί και βαθύτερα από τα 200m η κυκλοφορία έχει αντιστραφεί και είναι αντικυκλωνική. Φαίνεται ότι η κυκλοφορία το Μάιο του 1998 σε βάθη μεγαλύτερα των 200m καθορίζεται από τον Αντικυκλώνα Πέλοπα του νότιου Ιονίου Πελάγους. Τον Ιανουάριο του 1998 παρατηρούμε το κυκλωνικό κέντρο να μετακινείται προς τα ανατολικά καθώς αυξάνει το βάθος.

Μία διαδοχή στη δομή της κυκλοφορίας παρατηρείται στο στενό της Κάσσου κατά τη διάρκεια των τριών πλόων του προγράμματος MATER.



Εικόνα VI.1.1.1 Δυναμική τοπογραφία (dyn. mm) στο στενό των Αντικυθήρων στα 20m σε σχέση με τα 200m (αριστερή στήλη) και στα 200m σε σχέση με τα 500m (δεξιά στήλη) τον Ιούνιο του 1997 (πάνω σειρά), τον Ιανουάριο του 1998 (κεντρική σειρά) και το Μάιο του 1998 (κάτω σειρά) (Kontoyiannis *et al.*, 2005).

Τον Ιούνιο του 1997, στα νότια του στενού παρατηρούμε την περιφέρεια ενός συστήματος υψηλής πίεσης, του Αντικυκλώνα Ιεράπετρα, που χαρακτηρίζεται από θερμές υδάτινες μάζες σε σχέση με αυτές του Κρητικού Πελάγους στα ίδια βάθη, ενώ βόρεια του στενού υπάρχει μία κυκλωνική ροή όπως τα 1994-1995 που οφείλεται στον



Εικόνα VI.1.1.2 Δυναμική τοπογραφία (dyn. mm) στο στενό της Κάσσου στα 20m σε σχέση με τα 200m (αριστερή στήλη) και στα 200m σε σχέση με τα 500m (δεξιά στήλη) τον Ιούνιο του 1997 (πάνω σειρά), τον Ιανουάριο του 1998 (κεντρική σειρά) και το Μάιο του 1998 (κάτω σειρά) (Kontoyiannis *et al.*, 2005).

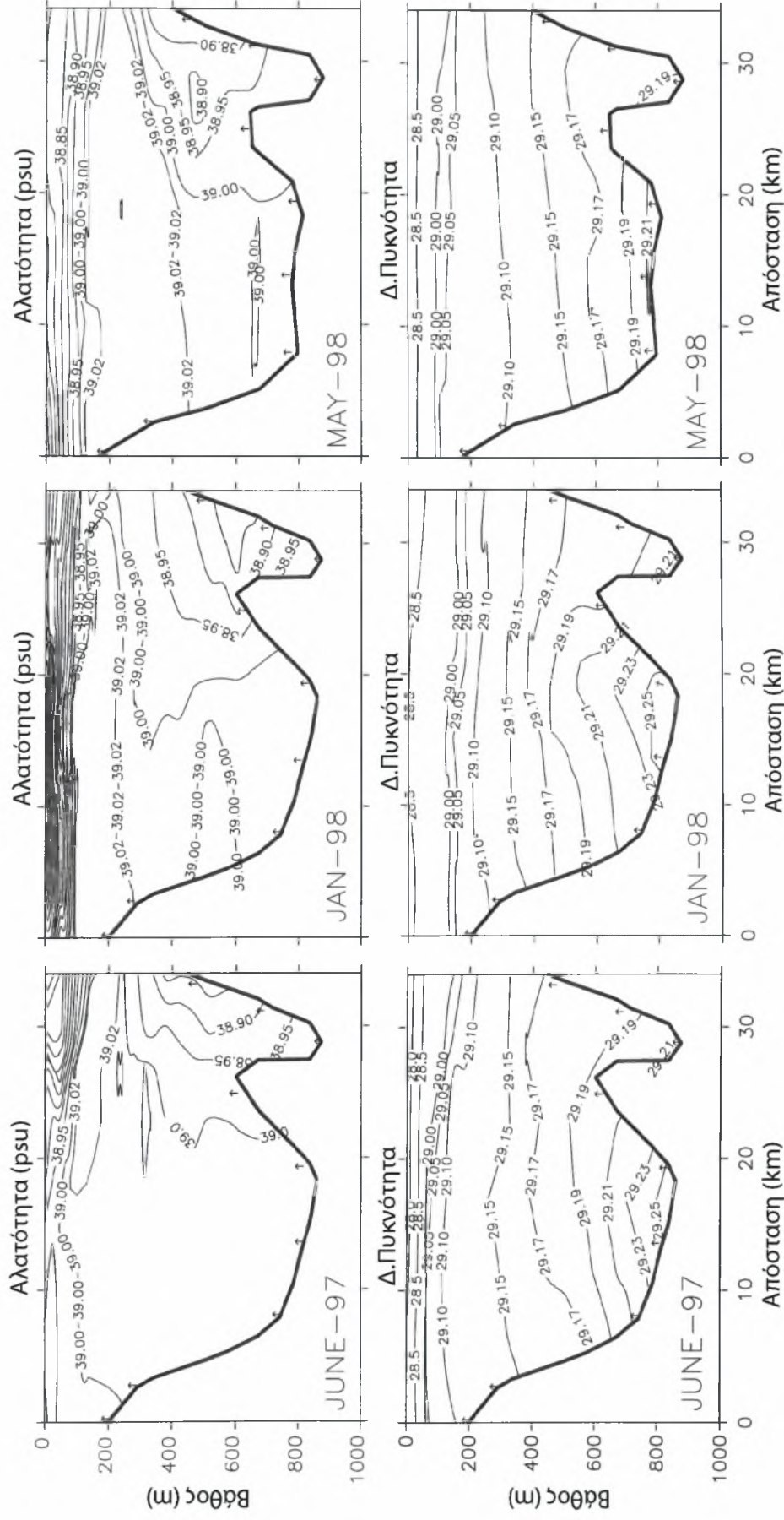
Ανατολικό Κρητικό Κυκλώνα. Το Μάιο του 1998 η κυκλοφορία έχει αντιστραφεί. Ο Γύρος της Ιεράπετρας έχει εξαφανιστεί και στα νότια του στενού η ροή είναι πλέον από τα βορειοανατολικά προς νοτιοδυτικά. Αυτή η δομή της κυκλοφορίας έχει παρατηρηθεί και παλαιότερα και οφείλεται στην επέκταση προς τα δυτικά του κυκλωνικού Γύρου της Ρόδου που χαρακτηρίζεται από σχετικά χαμηλότερες θερμοκρασίες πυρήνα. Στα ανώτερα 200m, κλάδοι της περιφέρειας του Γύρου της Ρόδου αποσπώνται από τη κύρια κυκλοφορία και εισέρχονται στο Κρητικό Πέλαγος. Μία υδάτινη μάζα προέλευσης από το Κρητικό Πέλαγος που χαρακτηρίζεται από υψηλές θερμοκρασίες σε σχέση με το Γύρο της Ρόδου δημιουργεί μία αντικυκλωνική κυκλοφορία στο βόρειο και κεντρικό τμήμα του στενού. Τον Ιούνιο του 1997, αυτή η υδάτινη μάζα προέλευσης από το Κρητικό Πέλαγος και ο αντίστοιχος πυρήνας υψηλής πίεσης έχουν μετακινηθεί στο κέντρο του στενού στο στρώμα από τα 200 έως τα 500m. Τέλος, η κυκλοφορία τον Ιανουάριο του 1998 είναι ποιοτικά παρόμοια με αυτή του Μαΐου του 1998 εκτός από το γεγονός ότι ο αντικυκλωνικός στρόβιλος στη περιοχή του στενού έχει μεγαλύτερη έκταση σε σχέση με το Μάιο του 1998 και ότι η ροή που οφείλεται στο Γύρο της Ρόδου νοτίως του στενού δεν έχει αναπτυχθεί ακόμα πλήρως.

VI.1.2. Η υδρολογία και οι υδάτινες μάζες στα στενά

Η εξέλιξη της διασποράς των υδάτινων μαζών στη κεντρική ζώνη στα στενά των Αντικυθήρων και της Κάσσου κατά τη διάρκεια των ερευνών των τριών πλόων του προγράμματος MATER φαίνονται στις Εικόνες VI.1.2.1 και VI.1.2.2 αντιστοίχως.

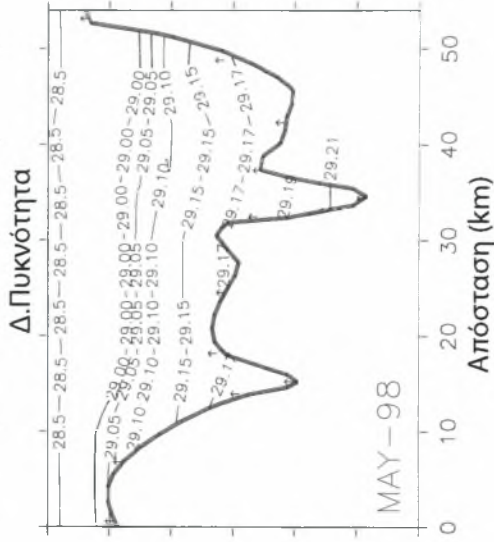
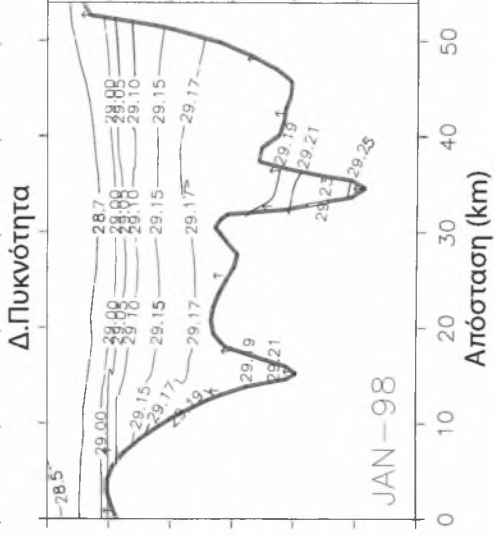
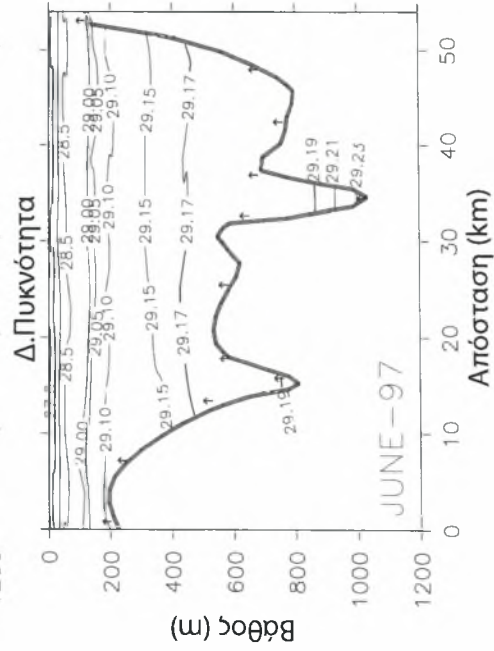
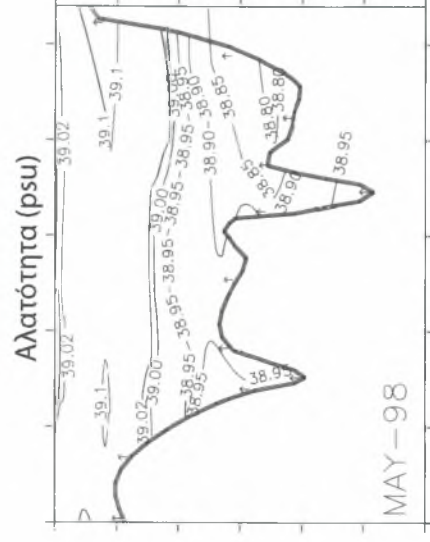
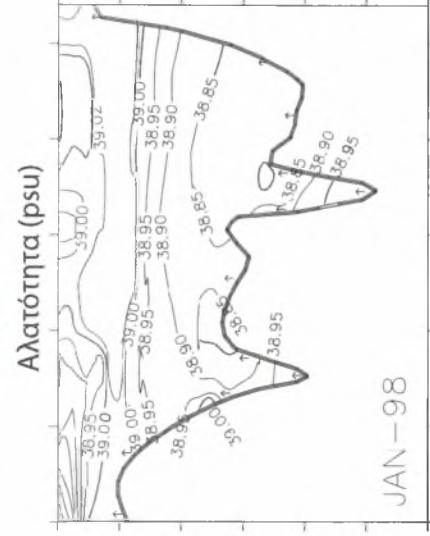
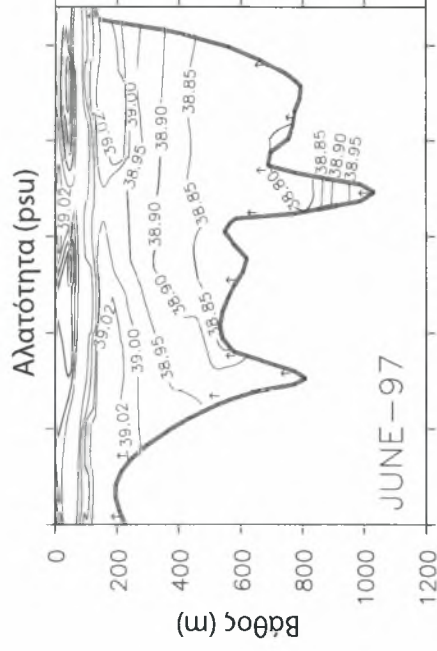
Η χαμηλής αλατότητας υδάτινη μάζα ($S < 38,6$ psu) στα ανώτερα 50m στο στενό των Αντικυθήρων τον Ιούνιο του 1997 και τον Ιανουάριο του 1998 είναι Τροποποιημένο Ατλαντικό Νερό (MAW). Τον Ιανουάριο του 1998 καταλαμβάνει όλο το μήκος του στενού ενώ τον Ιούνιο του 1997 εισέρχεται στο Κρητικό Πέλαγος από το νοτιοανατολικό τμήμα του στενού, κοντά στη Κρήτη. Οι χαμηλές αλατότητες ($S \sim 38,7$) που παρατηρούνται στα ανώτερα 50m κοντά στα Αντικύθηρα το Μάιο του 1998 οφείλονται υδάτινες μάζες προέλευσης από τη Μαύρη Θάλασσα (BSW) που εξέρχονται από το Κρητικό Πέλαγος. Οι υδάτινες μάζες με υψηλή αλατότητα ($S \sim 39,02$) σε βάθος ~ 200 m είναι Κρητικό Ενδιάμεσο Νερό (CIW). Ο πυρήνας που εμφανίζεται στα ~ 500 m πάνω από τη Κρητική ηπειρωτική κατωφέρεια στη νοτιοανατολική άκρη του στενού είναι Μεταβατικό Μεσογειακό Νερό (TMW). Τα φυσικά χαρακτηριστικά

Στενό Αντικυθήρων



Εικόνα VI.1.2.1 Κατακόρυφες κατανομές της Αλατότητας (psu) (άνω σειρά) και της δυναμικής πυκνότητας (σ_θ) (κάτω σειρά) κατά μήκος της κεντρικής εγκάρσιας τομής στο στενό των Αντικυθήρων τον Ιούνιο του 1997 (αριστερά), τον Ιανουάριο του 1998 (κέντρο) και το Μάιο του 1998 (δεξιά). Σε κάθε τομή τα Αντικύθηρα είναι στα αριστερά και η Κρήτη στα δεξιά. Τα βέλη που δείχνουν προς τα πάνω υποδεικνύουν το μέγιστο βάθος που πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις STD (Kontoyiannis *et al.*, 2005).

Στενό Κάσσου



Εικόνα VI.1.2.2 Κατακόρυφες κατανομές της Αλατότητας (psu) (άνω σειρά) και της δυναμικής πυκνότητας (σ_θ) (κάτω σειρά) κατά μήκος της κεντρικής εγκάρσιας τομής στο στενό της Κάσσου τον Ιούνιο του 1997 (αριστερά), τον Ιανουάριο του 1998 (κέντρο) και το Μάιο του 1998 (δεξιά). Σε κάθε τομή η Κρήτη είναι στα αριστερά και η Κάσσο στα δεξιά. Τα βέλη που δείχνουν προς τα πάνω υποδεικνύουν το μέγιστο βάθος που πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις CTD (Kontoyiannis *et al.*, 2005).

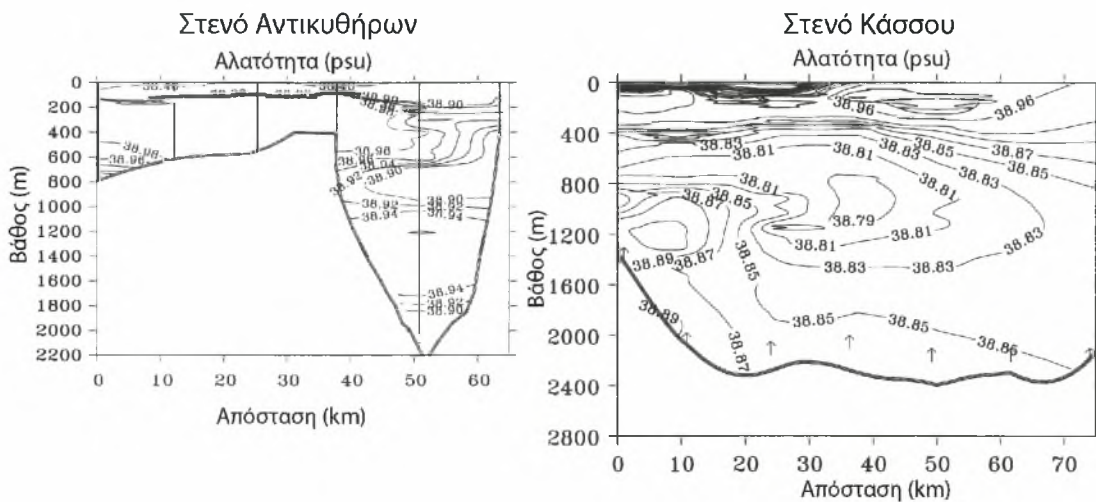
του πυρήνα του TMW για τη περίοδο 1997-1998 στο στενό των Αντικυθήρων είναι $\theta \sim 14,0^\circ\text{C}$, $S \sim 38,85\text{psu}$ και $\sigma_\theta \sim 29,17$. Είναι ελαφρώς βαρύτερο σε σχέση με τη περίοδο 1994-1995 που εμφανιζόταν στα στενά του Κρητικού Τόξου με $\sigma_\theta \sim 29,15-29,16$ σε βάθη 300-400m (Theocharis *et al.*, 1999).

Το CDW με $\sigma_\theta > 29,2$ καταλαμβάνει το βαθύτερο τμήμα του στενού των Αντικυθήρων (Εικόνα VI.1.2.1). Ο όγκος του είναι σημαντικά μειωμένος σε σχέση με την περίοδο 1994-1995 όταν και έφτανε πολύ ψηλότερα στην υδάτινη στήλη, έως και τα $\sim 400\text{m}$ βάθος. Κατά τη διάρκεια των τριών πλόων, το πιο πυκνό CDW παρατηρήθηκε να εκρέει από το στενό των Αντικυθήρων τον Ιανουάριο του 1998 με $\sigma_\theta \sim 29,22$ σε βάθος $\sim 840\text{m}$, ενώ καθόλου CDW με $\sigma_\theta > 29,20$ δεν φαίνεται να εκρέει το Μάιο του 1998. Μία γενικότερη μείωση επίσης παρατηρείται στη διάρκεια των ερευνών στον όγκο του TMW που εισρέει στο Κρητικό Πέλαγος μέσω του στενού των Αντικυθήρων.

Μία ποιοτικά παρόμοια κατάσταση υφίσταται στο στενό της Κάσσου. MAW ($S < 38,6\text{psu}$) παρατηρείται στα ανώτερα 50m τον Ιούνιο του 1997 και τον Ιανουάριο του 1998. Ο πυρήνας του CIW ($S \sim 39,02\text{psu}$) εμφανίζεται στα 200m βάθος. Ένας πυρήνας εισερχόμενου TMW εμφανίζεται στο βορειοανατολικό τμήμα του στενού, κοντά στη Κάσσο, σε βάθος $\sim 700\text{m}$ με χαρακτηριστικά $\theta \sim 13,7^\circ\text{C}$, $S \sim 38,80\text{psu}$, $\sigma_\theta \sim 29,18$. Εξερχόμενες μάζες CDW ($\sigma_\theta > 29,22$) παρατηρούνται και στα δύο βαθιά κανάλια του στενού. Τον Ιανουάριο του 1998, οι πυκνότητες που παρατηρούνται είναι της τάξης των $\sigma_\theta \sim 29,22$ στο πυθμένα του δυτικού καναλιού ($\sim 840\text{m}$ βάθος) και $\sigma_\theta \sim 29,26$ στο πυθμένα του ανατολικού καναλιού ($\sim 1100\text{m}$ βάθος). Μία εποχιακή αύξηση στον όγκο του CDW που εκρέει σε συνδυασμό με εντατικοποίηση της δυναμικής της βαθμίδας της πυκνότητας και των ταχυτήτων εκροής λαμβάνει χώρα στα βαθιά κανάλια τον Ιανουάριο του 1998. Πιθανότατα συνδέεται με παραγωγή CDW το χειμώνα 1997-1998. Πάντως, η συνολική τάση από τον Ιούνιο του 1997 έως το Μάιο του 1998 είναι μειωτική για τον συνολικό όγκο CDW που εκρέει από το στενό της Κάσσου καθώς επίσης και τα ίχνη του TMW αδυναμοποιούνται.

Στις νότιες ζώνες μετρήσεων CTD στα στενά των Αντικυθήρων και της Κάσσου το Γενάρη του 1998, παρατηρούμε τις "φλέβες" του CDW που εκρέουν από τα βαθιά στενά κανάλια των δύο στενών στη πορεία τους προς τα βαθύτερα στρώματα της λεκάνης της Ανατολικής Μεσογείου (VI.1.2.3). Η φλέβα του CDW στο στενό των Αντικυθήρων αμέσως μετά την έξοδό της από το στενό κανάλι, απαντάται στο σταθμό A5 σαν μία σχετικά αλμυρότερη υδάτινη μάζα με τιμές αλατότητας στο πυρήνα της $S \sim 28,96\text{psu}$. Ο πυρήνας της βρίσκεται στα $\sim 1200\text{m}$, αλλά

όλη η φλέβα φαίνεται ότι "σφηνώνεται" στο στρώμα του TMW ανάμεσα στα ~1000 και τα 1700m. Προχωρώντας βαθύτερα, τείνει να κινηθεί προς τα δυτικά.



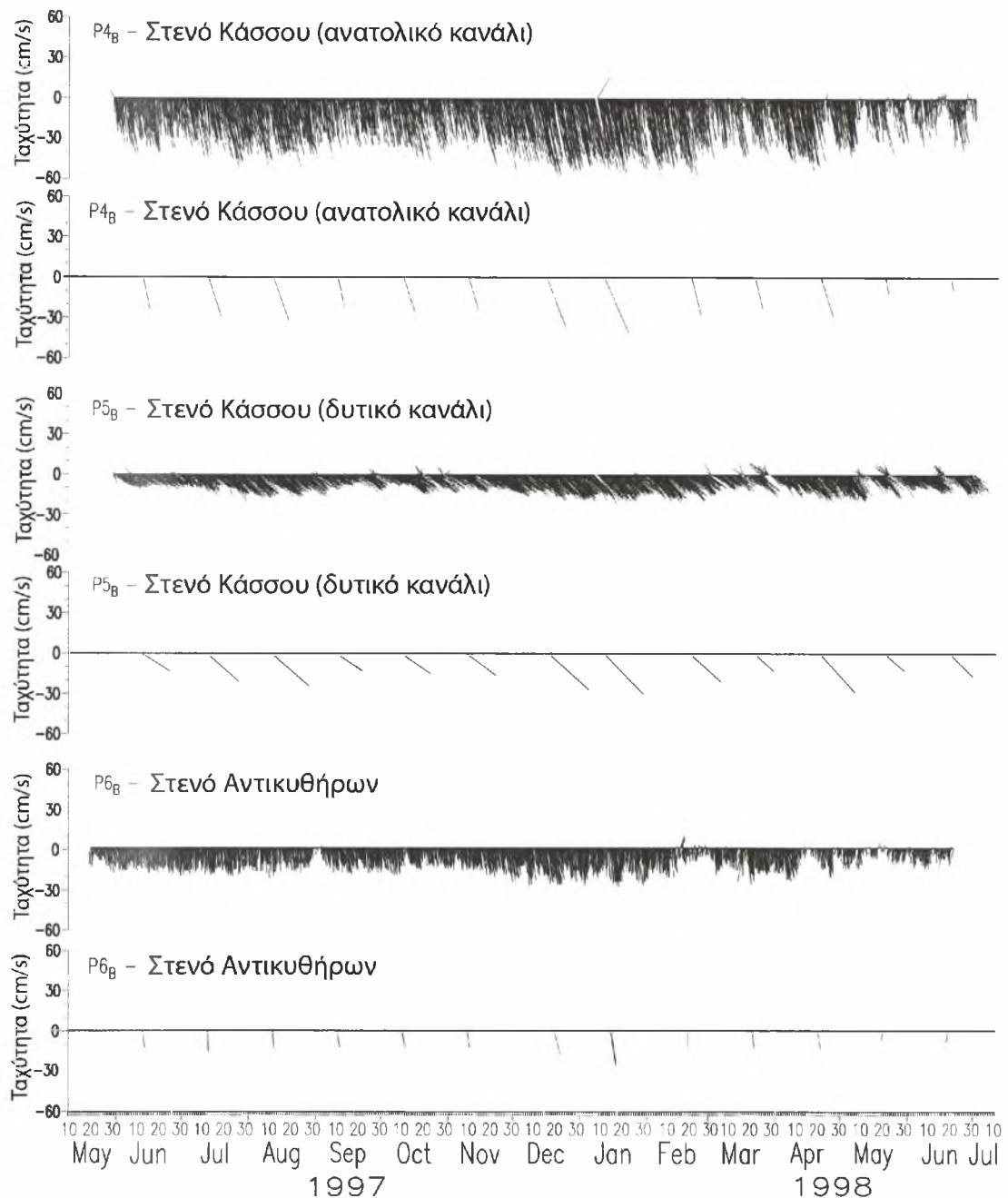
Εικόνα VI.1.2.3 Κατακόρυφες κατανομές της Αλατότητας (psu) κατά μήκος των νοτίων εγκάρσιων τομών στο στενό των Αντικυθήρων (αριστερά) και στο στενό της Κάσσου (δεξιά) τον Ιανουάριο του 1998 (Kontoyiannis *et al.*, 2005).

Η προς τα δυτικά κίνηση των εξερχομένων φλεβών του CDW φαίνεται καθαρότερα στις βαθιές εκροές στα δύο βαθιά κανάλια του στενού της Κάσσου. Μετά την έξοδό τους από τα κανάλια, οι πυθμενικές εκροές κάνουν στροφή προς τα δυτικά, κατά μήκος τροχιών σχεδόν παράλληλων στις ισοβαθείς και χάνουν θερμότητα και αλατότητα καθώς προχωρούν βαθύτερα.

VI.1.3. Βαθιά ρεύματα και εκροή CDW

Τα διαγράμματα με περίοδο ημῆρου των πυθμενικών ρευμάτων στα κανάλια που εκρέει το CDW φαίνονται στην Εικόνα VI.1.3.1, καθώς και οι μηνιαίες μέσες τιμές τους. Μία σταθερή εκροή παρατηρείται και στα τρία κανάλια. Οι μέσες τιμές των ταχυτήτων είναι ~23cm/s στο ανατολικό κανάλι του στενού της Κάσσου, ~17cm/s στο δυτικό κανάλι του στενού της Κάσσου και ~17cm/s στο κανάλι του στενού των Αντικυθήρων. Μία εποχικότητα, που παρατηρείται και στα διαγράμματα των ρών και στους μηνιαίους μέσους όρους, δείχνει εντατικοποίηση των ταχυτήτων εκροής και στα τρία κανάλια το χειμώνα (Δεκέμβριος 1997, Ιανουάριος και Φεβρουάριος 1998) και ελάχιστες ταχύτητες το φθινόπωρο (Σεπτέμβριος, Οκτώβριος και Νοέμβριος 1997). Η εντατικοποίηση το χειμώνα υποδεικνύει πιθανό σχηματισμό CDW και έχει σχέση με την αύξηση της πυθμενικής πυκνότητας στα σημεία

πόντισης κατά τον πλόα τον Ιανουάριο του 1998 που συζητήθηκε προηγούμενα.



Εικόνα VI.1.3.1 Διαγράμματα των ταχυτήτων, με περίοδο ημώρου, των πυθμενικών ρευμάτων (50m άνω του πυθμένα) και οι αντίστοιχοι μηνιαίοι μέσοι όροι τους (Kontoyiannis *et al.*, 2005).

Χρησιμοποιώντας τα δεδομένα των ρευματογράφων και των CTD στους σταθμούς κοντά στις τοποθεσίες πόντισης των ρευματογράφων, μπορούμε να υπολογίσουμε περίπου τις μέσες εκροές του CDW που έχει πυκνότητα $\sigma_\theta > 29,2$. Για τη σχέση της ταχύτητας με το βάθος, θεωρούμε πως η ταχύτητα μειώνεται γραμμικά από το πυθμένα έως

μηδενισμού στο σημείο της υδάτινης στήλης όπου $\sigma_{\theta} \sim 29,2$, που θεωρείται το όριο μεταξύ CDW και του υπερκείμενου TMW. Ένας μέσος υπολογισμός της εκροής του CDW μέσω και των δύο στενών για όλη τη περίοδο 1997-1998 είναι $\sim 0,15Sv$, με σχεδόν $\sim 35\%$ αυτής να είναι από το στενό των Αντικυθήρων. Η τιμή αυτή είναι σημαντικά μικρότερη σε σχέση με το συνολικό μέσο όρο των $0,6Sv$ της περιόδου 1994-1995. Μάλιστα, η συνολική εκροή CDW για την άνοιξη και νωρίς το καλοκαίρι και για τα δυο στενά είναι ακόμα μικρότερη, $0,05Sv$.

Από όλες τις παρατηρήσεις των πυθμενικών υδρολογικών χαρακτηριστικών και των ταχυτήτων των ρευμάτων στα βαθιά κανάλια φαίνεται μία μείωση της τάξης του 30% της εκροής CDW σε σχέση με τη περίοδο 1994-1995.

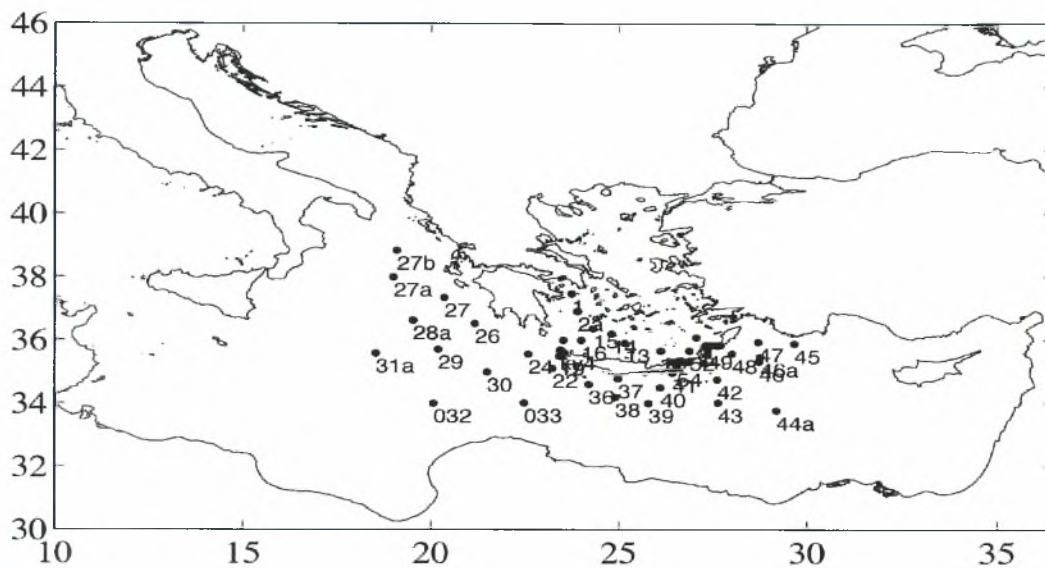
VI.2. Υδρολογία και κυκλοφορία των υδάτινων μαζών του Κρητικού Πελάγους τη περίοδο 1998-1999

Στα πλαίσια του προγράμματος MATER, πραγματοποιήθηκαν στα 1998 και 1999 τρεις ωκεανογραφικοί πλόες στη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου, για μία επανεξέταση της υδρολογικής κατάστασής της. Συγκεκριμένα, τους Οκτώβριο και Νοέμβριο του 1998, το ωκεανογραφικό σκάφος έρευνας *AIGAIO* επισκέφθηκε ένα δίκτυο σταθμών στο Κρητικό Πέλαγος, τα στενά του Κρητικού Τόξου, τη δυτική Λεβαντινή Θάλασσα, το Κρητικό Πέρασμα και το ανατολικό, κεντρικό και βόρειο Ιόνιο Πέλαγος (Εικόνα VI.2.1). Τους Απρίλιο και Μάιο του 1999 το ωκεανογραφικό σκάφος έρευνας *METEOR* στα πλαίσια του πλόα M44, επισκέφθηκε ένα δίκτυο σταθμών, ζωνικά κατά μήκος ανατολής-δύσης, από τη Σικελία έως τη Κύπρο. Τέλος, τον Ιούνιο του 1999, το ωκεανογραφικό σκάφος έρευνας *AIGAIO*, πραγματοποίησε ένα παρόμοιο πλόα με αυτόν του *METEOR*, αλλά με αραιότερο δίκτυο σταθμών δειγματοληψίας. Σε όλους τους πλόες, CTD δεδομένα συλλέχθηκαν σε όλο το βάθος της υδάτινης στήλης με έναν SBE-9 Plus μετρητή. Σε συνδυασμό με το CTD, μία ροζέτα Niskin 24ρων φιαλών χρησιμοποιήθηκε για συλλογή υδάτινων δειγμάτων.

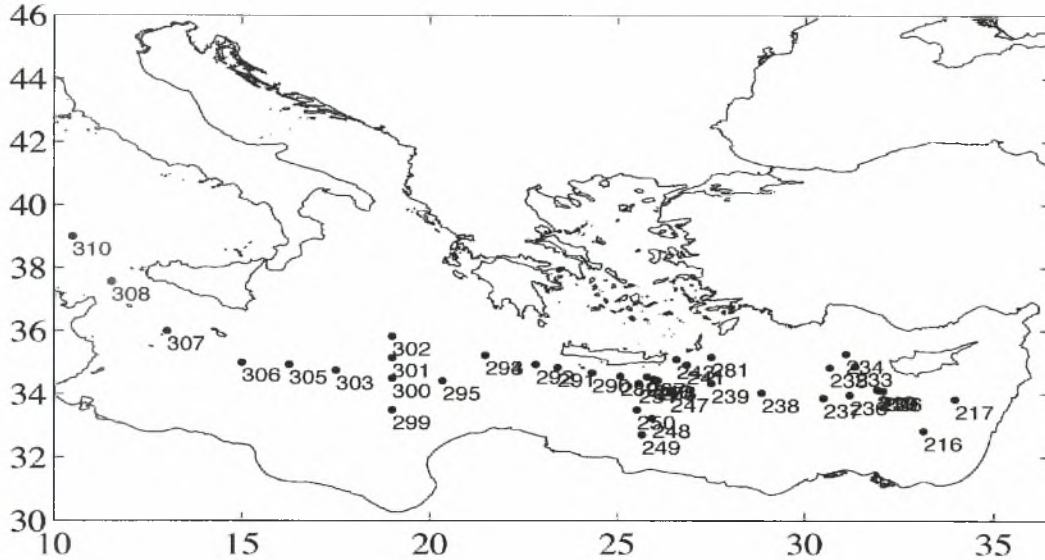
VI.2.1. Κυκλοφορία των υδάτινων μαζών

Το 1998, δεν υπάρχουν κλάδοι του AMC που εισέρχονται στο Κρητικό Πέλαγος μέσω των στενών της Κάσσου και της Καρπάθου όπως τις περιόδους 1986-1987 και 1994-1995. Μόνο ένας κλάδος του AMC που μεταφέρει θερμά και αλμυρά νερά από τη Λεβαντινή Θάλασσα φαίνεται να εισέρχεται στο Κρητικό Πέλαγος από το στενό της Ρόδου

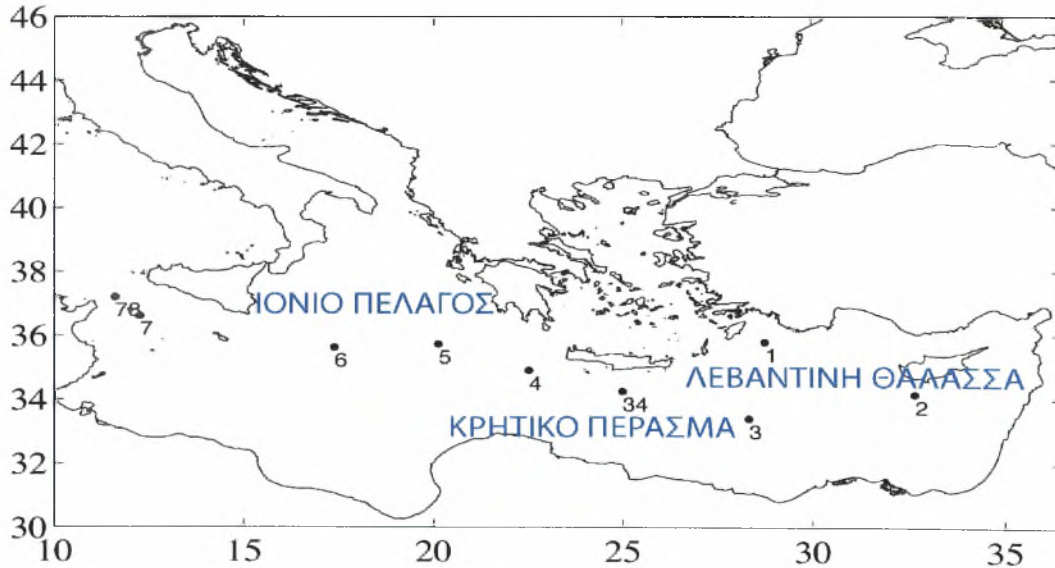
α



β



γ

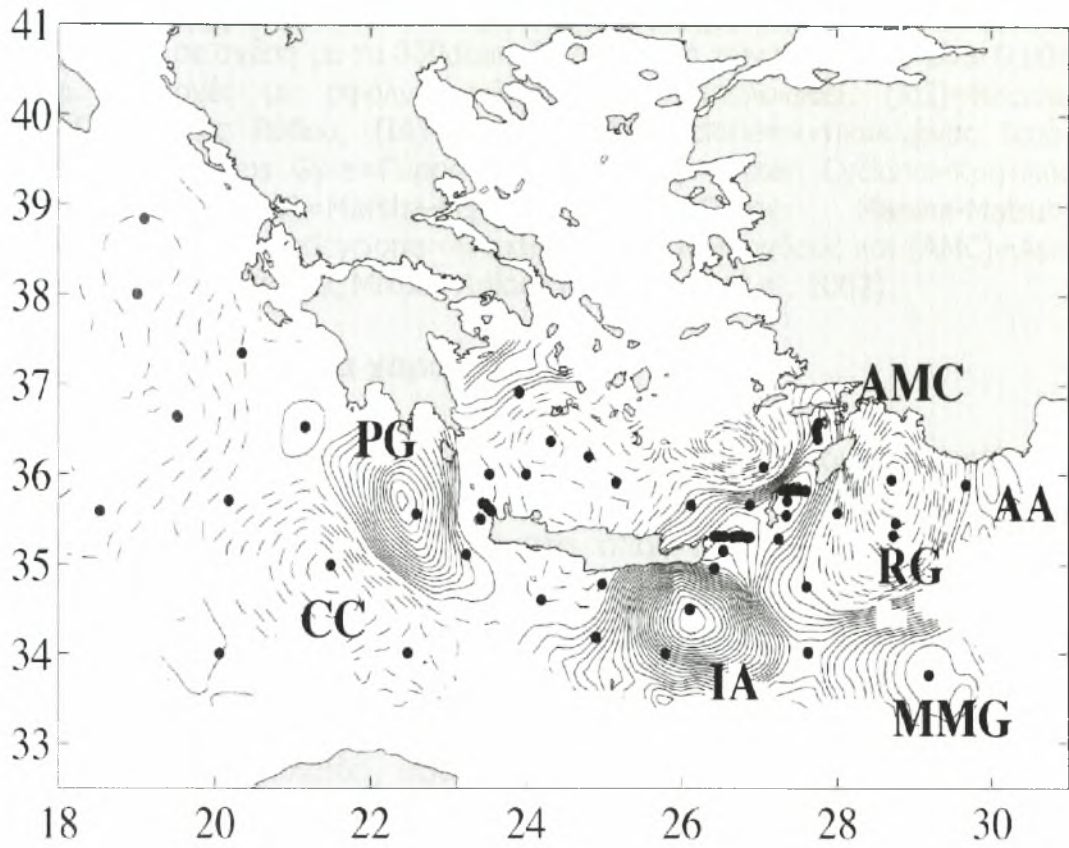


↑ Εικόνα VI.2.1 Θέσεις των σταθμών δειγματοληψίας για τους πλόες: (α) Οκτώβριο/Νοέμβριο 1998 (ΑΙΓΑΙΟ), (β) Απρίλιο/Μάιο 1999 (ΜΕΤΕΟΡ) και (γ) Ιούνιο 1999 (ΑΙΓΑΙΟ) (Theocharis *et al.*, 2002).

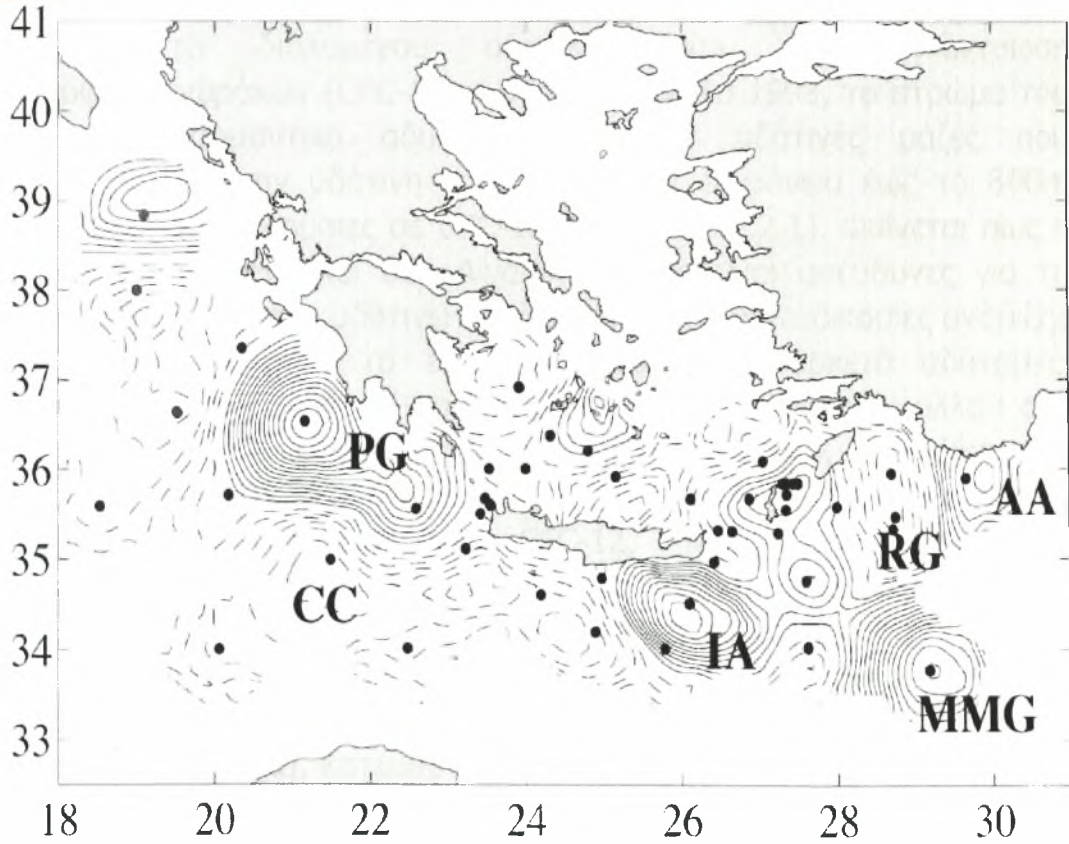
από δορυφορικές φωτογραφίες επιφανειακών θερμοκρασιών. Αυτό συνεπάγεται πως ένας από τους μηχανισμούς που επικουρούν στη δημιουργία βαθιών πυκνών νερών στο Κρητικό Πέλαγος δεν είναι πλέον παρών. Ένας μικρός αντικυκλωνικός στρόβιλος εδρεύει στο στενό της Καρνάθου. Στα ενδιάμεσα στρώματα αναπτύσσει μία νοτιοανατολική προέκταση με ένα δεύτερο κέντρο να σχηματίζεται κοντά στη δυτική πλευρά του Γύρου της Ρόδου, ο οποίος είναι περιορισμένος σε αυτά τα βάθη. Ο Αντικυκλώνας Ιεράπετρα, στα νοτιοανατολικά της Κρήτης, ευθύνεται για μία σημαντική εισροή στα βορειοανατολικά προς το Κρητικό Πέλαγος μέσω του στενού της Κάσσου. Αυτόχρονα, σημαντικά ποσά ΜΑW, που κυκλοφορούν στη περιφέρεια του αντικυκλώνα, εισέρχονται στο Κρητικό Πέλαγος μέσω του στενού της Κάσσου.

Στο Κρητικό Πέλαγος, μία σειρά κυκλωνικών και αντικυκλωνικών στροβίλων απαντάται (Εικόνα VI.2.1.1). Ο Μυρτωικός/Δυτικός Κρητικός Κυκλώνας έχει το κέντρο του στο βορειοδυτικό Κρητικό Πέλαγος και εκτείνεται έως και το κεντρικό Κρητικό Πέλαγος. Αυτός ο στρόβιλος, μαζί με ένα μικρότερο αντικυκλώνα στο βόρειο Μυρτώο Πέλαγος, δημιουργούν μία τοπική επανακυκλοφορία των λιγότερο αλμυρών νερών που κατάγονται από τη Μαύρη Θάλασσα (BSW) και προέρχονται από το Βόρειο Αιγαίο. Το BSW, με ισχυρό ίχνος, κυκλοφορεί γύρω από τους στροβίλους στα ανώτερα 50dbar. Συνεπώς, εξαπλώνεται προς τα νότια και εκρέει από το βορειοδυτικό τμήμα του στενού των Αντικυθήρων. Εν μέρει, κατευθύνεται προς τα ανατολικά, κατά μήκος των βόρειων ακτών της Κρήτης. Ακόμα, το ΜΑW που εισέρχεται στο Κρητικό Πέλαγος από το στενό των Αντικυθήρων, επίσης κυκλοφορεί γύρω από το Δυτικό Κρητικό Κυκλώνα, σε ελαφρώς μεγαλύτερα βάθη (50-100dbar). Μία μεγάλη περιοχή κυκλωνικής ροής καταλαμβάνει το κεντρικό και ανατολικό Κρητικό Πέλαγος. Ο αντικυκλωνικός στρόβιλος που είχε αναπτυχθεί στα 1994-1995, είναι τώρα περιορισμένος στις βορειοανατολικές ακτές της Κρήτης, όπως φαίνεται από δορυφορικές φωτογραφίες επιφανειακών θερμοκρασιών. Κάτω από το θερμοκλινές, το κέντρο του Δυτικού Κυκλώνα μετατοπίζεται προς τη Μυρτωική Λεκάνη.

α



β

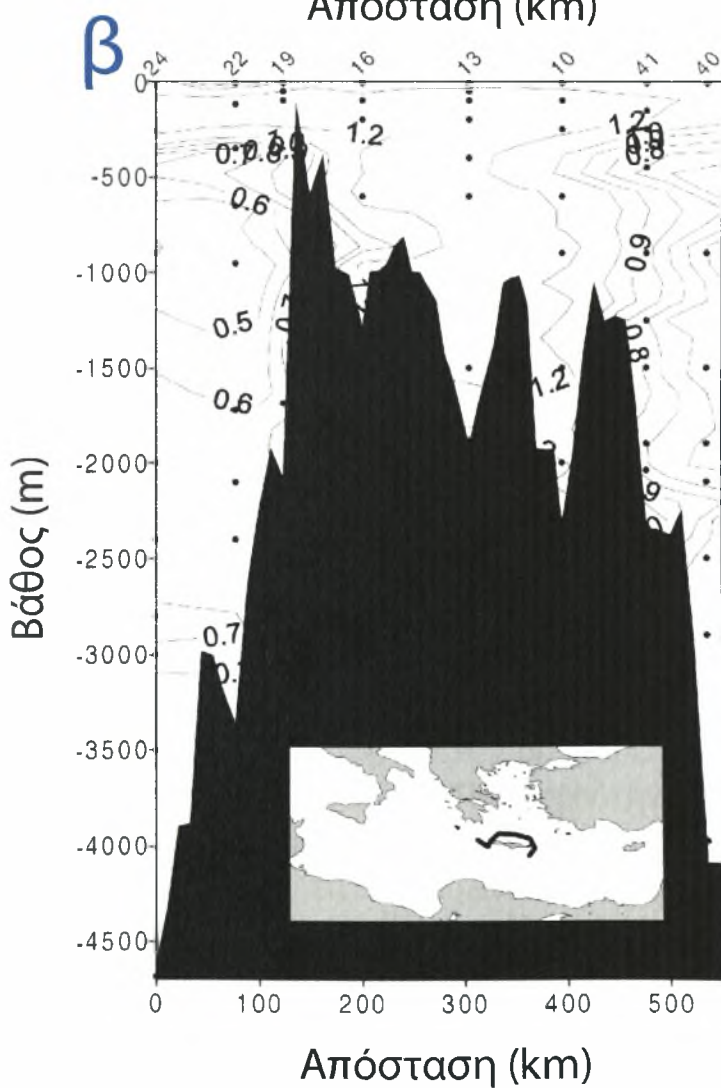
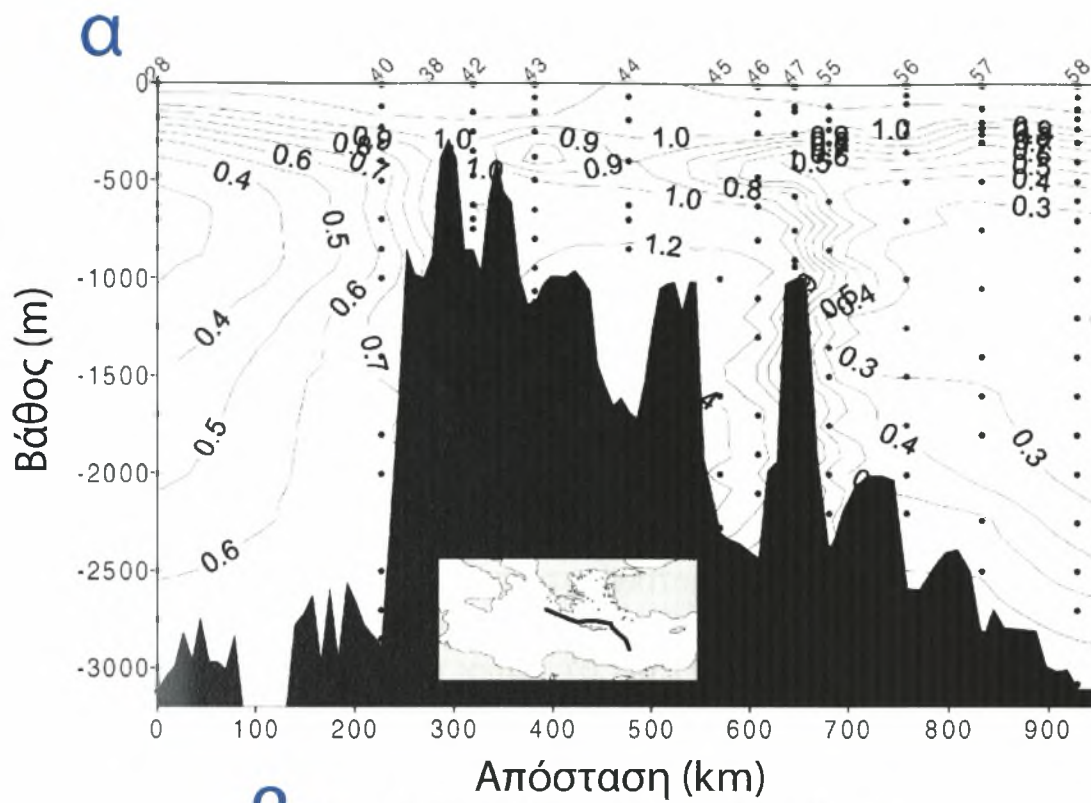


↑ Εικόνα VI.2.1.1 Δυναμική τοπογραφία (dyn.m) κατά τη διάρκεια των Οκτώβριο/Νοέμβριο του 1998 στα (α) 10dbar σε σχέση με τα 250dbar και (β) στα 200dbar σε σχέση με τα 800dbar. Το διάστημα των καμπύλων είναι 0,005 dyn.m. Περιοχές με σφάλμα >60% έχουν απαλοιφθεί. (RG)=Rhodes Gyre=Γύρος της Ρόδου, (IA)=Ierapetra Anticyclone=Αντικυκλώνας Ιεράπετρα, (PG)=Pelops Gyre=Γύρος Πέλοπας, (CC)=Cretan Cyclone=Κρητικός Κυκλώνας, (MMG)=Marsha-Matruh Gyre=Γύρος Marsha-Matruh, (AA)=Anaximander Anticyclone=Αντικυκλώνας Αναξιμανδρος και (AMC)=Asia Minor Current=Ρεύμα της Μικράς Ασίας (Theocharis *et al.*, 2002).

VI.2.2. Υδρολογικά χαρακτηριστικά

Οι πιο προφανείς αλλαγές στα υδρολογικά χαρακτηριστικά του Κρητικού Πελάγους το 1998, σε σχέση με τη περίοδο 1994-1995, εμφανίζονται στα ενδιάμεσα στρώματα, όπου το στρώμα του TMW έχει κατά πολύ εξασθενήσει. Το 1995, το TMW εισήρχετο στο Κρητικό Πέλαγος τόσο από τα δυτικά όσο και από τα ανατολικά, μέσω των στενών των Αντικυθήρων, της Κάσσου και της Καρπάθου και εξαπλωνόταν στο εσωτερικό του Κρητικού Πελάγους. Καθώς αντιπροσώπευε παλαιές υδάτινες μάζες ενδιάμεσων βαθών της γειτονικής Λεβαντινής Θάλασσας και του Ιονίου Πελάγους, που είχαν εξυψωθεί σε μικρότερα βάθη, τέτοια ώστε να εισέρχονται στο Κρητικό Πέλαγος, το στρώμα του TMW (300-500m) χαρακτηριζότο από ένα ελάχιστο στην αλατότητα ($S < 38,95$ psu), τη θερμοκρασία ($\theta < 14,1^\circ\text{C}$), το ποσοστό διαλυμένου οξυγόνου και τη συγκέντρωση χλωροφθορανθράκων ($\text{CFC-12} < 1,00$ pmol/kg). Το 1998, το στρώμα του TMW έχει σημαντικά αδυναμοποιηθεί. Οι υδάτινες μάζες που καταλαμβάνουν την υδάτινη στήλη από την επιφάνεια έως τα 800m βάθος είναι πάλι πλούσιες σε CFC-12 (Εικόνα VI.2.2.1). Φαίνεται πως η διαδικασίες ανάμιξης και στο Αιγαίο Πέλαγος είναι υπεύθυνες για τη μετατροπή αυτών των υδάτινων μαζών. Πάντως, οι διαδικασίες ανάμιξης στο Κρητικό Πέλαγος τα έτη 1995-1998 ήταν αρκετά αδύναμες, συνεπώς αυτές οι υδάτινες μάζες πρέπει να σχηματίστηκαν αλλού στο Αιγαίο Πέλαγος και αποκτώντας κατάλληλη πυκνότητα, να βυθίστηκαν σε μεγαλύτερα βάθη στο Κρητικό Πέλαγος.

Υψηλότερες συγκεντρώσεις CFC-12, τώρα απαντώνται στο υποεπιφανειακό στρώμα μεταξύ 50 και 200m, στο στρώμα του νεοσχηματισμένου CIW. Το ρηχό στρώμα μέγιστου CFC-12, θερμοκρασίας και αλατότητας εκτείνεται στο Ιόνιο Πέλαγος μέσω του στενού των Αντικυθήρων. Έπειτα, ακολουθώντας τη ροή του Αντικυκλώνα Πέλοπα, κατευθύνεται προς τα βόρεια, προς την Αδριατική Θάλασσα.



↑ Εικόνα VI.2.2.1 Κατακόρυφες κατανομές των συγκεντρώσεων CFC-12 κατά μήκος εγκάρσιων τομών διεύθυνσης Δύσης-Ανατολής τους (α) Ιανουάριο του 1995 και (β) Οκτώβριο/Νοέμβριο του 1998 (Theocharis *et al.*, 2002).

Το καλά αναμεμιγμένο και ομογενοποιημένο CDW καταλαμβάνει τα στρώματα από τα 1200dbar έως το πυθμένα. Η αλατότητα στα βαθύτερα στρώματα έχει μειωθεί λίγο σε σχέση με το 1995 και η θερμοκρασία είναι σχεδόν παρόμοια, με αποτέλεσμα μία ελαφρά μείωση της πυκνότητας. Το βαθύ στρώμα το 1998 ακόμη παρουσιάζει υψηλές τιμές CFC-12, αλλά όχι αυξημένες σε σχέση με αυτές του 1995. Οι συγκεντρώσεις CFC κάτω από τα 1500m παραμένουν ακριβώς ίδιες από το 1995 έως το 1998, γεγονός που δείχνει πως δεν έχουν προστεθεί νέες υδάτινες μάζες στα βαθύτερα στρώματα.

Προφίλ της υδάτινης στήλης από το δυτικό Κρητικό Πέλαγος πάντως, δείχνουν αυξημένες θερμοκρασίες (0,1-0,2°C) και αλατότητες (0,01-0,02psu) στα βαθύτερα στρώματα, με αποτέλεσμα μικρότερες πυκνότητες (0,02-0,06). Το φαινόμενο αυτό φαίνεται πως μεταδίδεται από τα δυτικά προς τα ανατολικά, γεγονός που είναι αναμενόμενο καθώς το δυτικό Κρητικό Πέλαγος προσλαμβάνει πρώτο τα νεοσχηματισθέντα ύδατα από τις γύρω περιοχές και συνεπώς "νιώθει" πρώτο τις αλλαγές στα χαρακτηριστικά τους. Έτσι, η αλλαγή στα βαθύτερα στρώματα του δυτικού Κρητικού Πελάγους υποδεικνύει πως κάποια θερμότερα, λιγότερο αλμυρά και συνεπώς λιγότερο πυκνά ύδατα σχηματίστηκαν τη περίοδο 1995-1998 και προστέθηκαν στα βαθιά στρώματα.

Το τμήμα της υδάτινης στήλης μεταξύ TMW και CDW παρουσιάζει αλλαγές που οφείλονται στην ανάμιξη των δύο υδάτινων μαζών μέσω διαδικασιών διάχυσης. Φαίνεται πως η αλατότητα μειώθηκε και η θερμοκρασία αυξήθηκε κάτω από τα 800dbar με αποτέλεσμα χαμηλότερη πυκνότητα σε αυτά τα βάθη, σε σχέση με το 1995. Για τα ίδια βάθη (800-1500m) οι συγκεντρώσεις CFC-12 φαίνονται αυξημένες. Ενώ θα ήταν δυνατό να εξηγηθούν οι χαμηλότερες αλατότητες και οι αυξημένες θερμοκρασίες μεταξύ των 800 και 1500m καθαρά λόγω ανάμιξης με το TMW, η αύξηση του CFC-12 απαιτεί επιπρόσθετα να έχει υπάρξει μετατροπή του στρώματος του TMW πριν την ανάμιξη. Το TMW που παρατηρήθηκε το 1995 είχε πολύ χαμηλές συγκεντρώσεις CFC-12 και η ανάμιξη με αυτό θα είχε χαμηλώσει τις συγκεντρώσεις στα βαθύτερα στρώματα, σε αντίθεση με την αύξηση που παρατηρείται έως τα 1500m βάθος το 1998. Φαίνεται συνεπώς πως η ανάμιξη ξεκίνησε αφού πραγματοποιήθηκε μία ανανέωση του στρώματος του TMW.

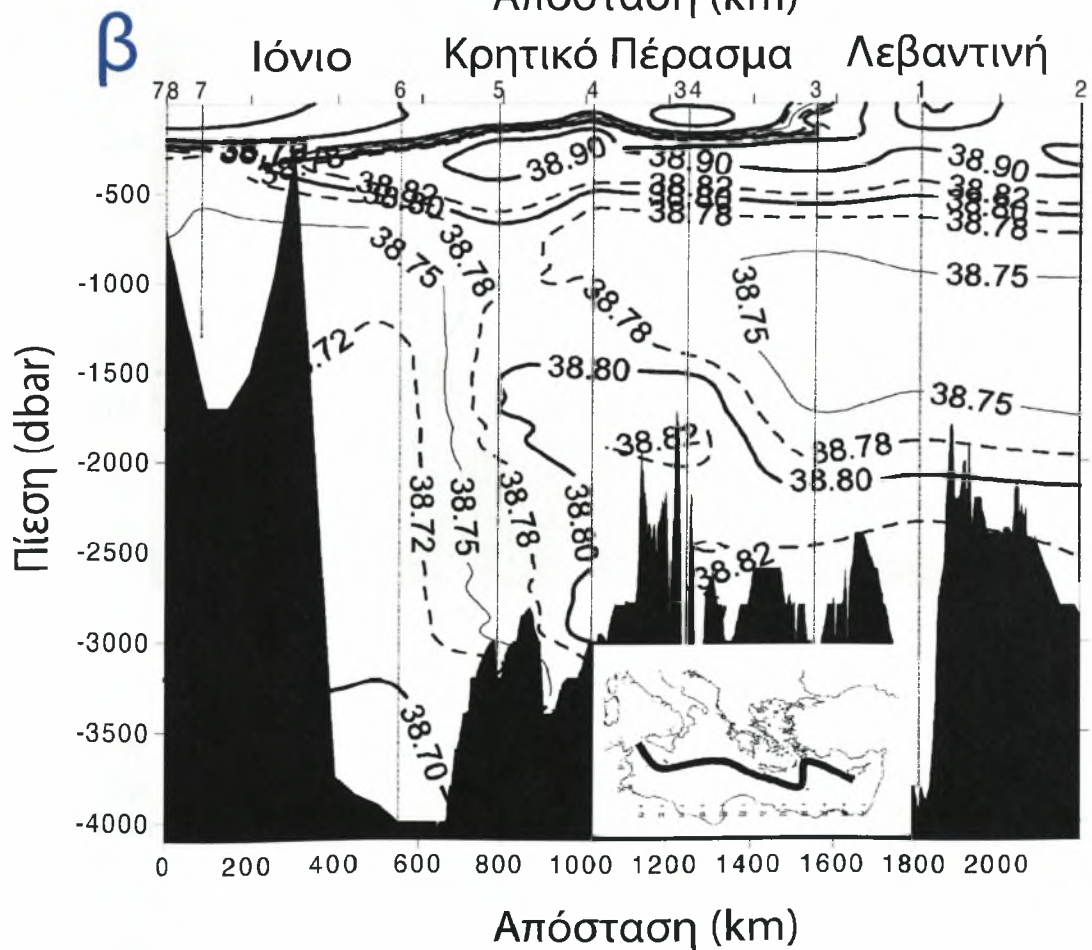
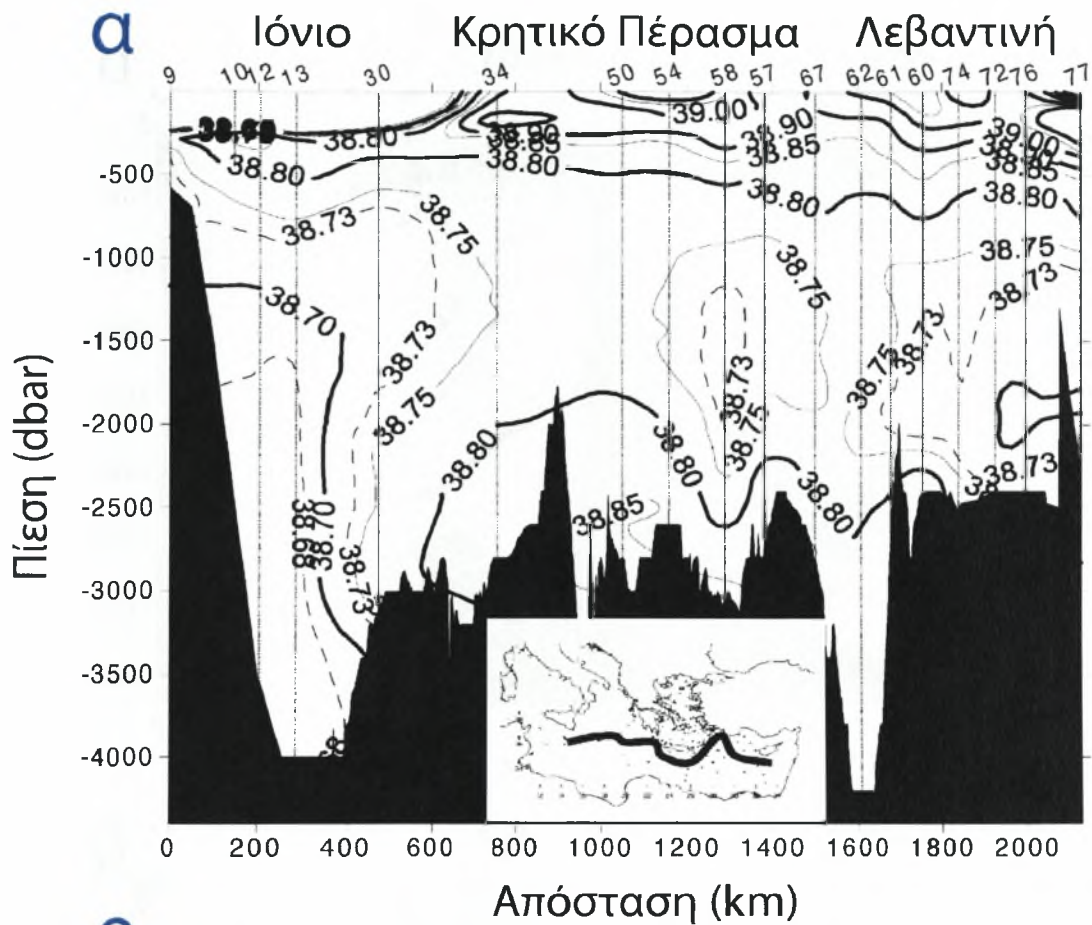
VI.2.3. Οι υδάτινες μάζες που προέρχονται από το Κρητικό Πέλαγος στην Ανατολική Μεσόγειο

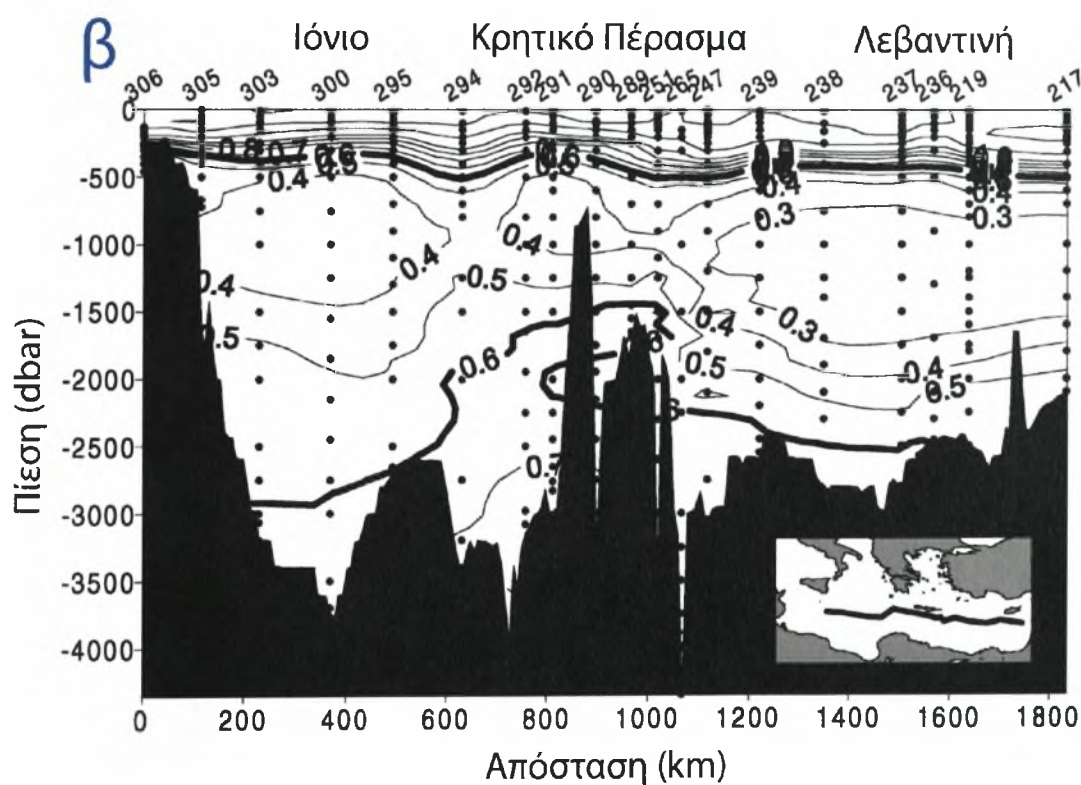
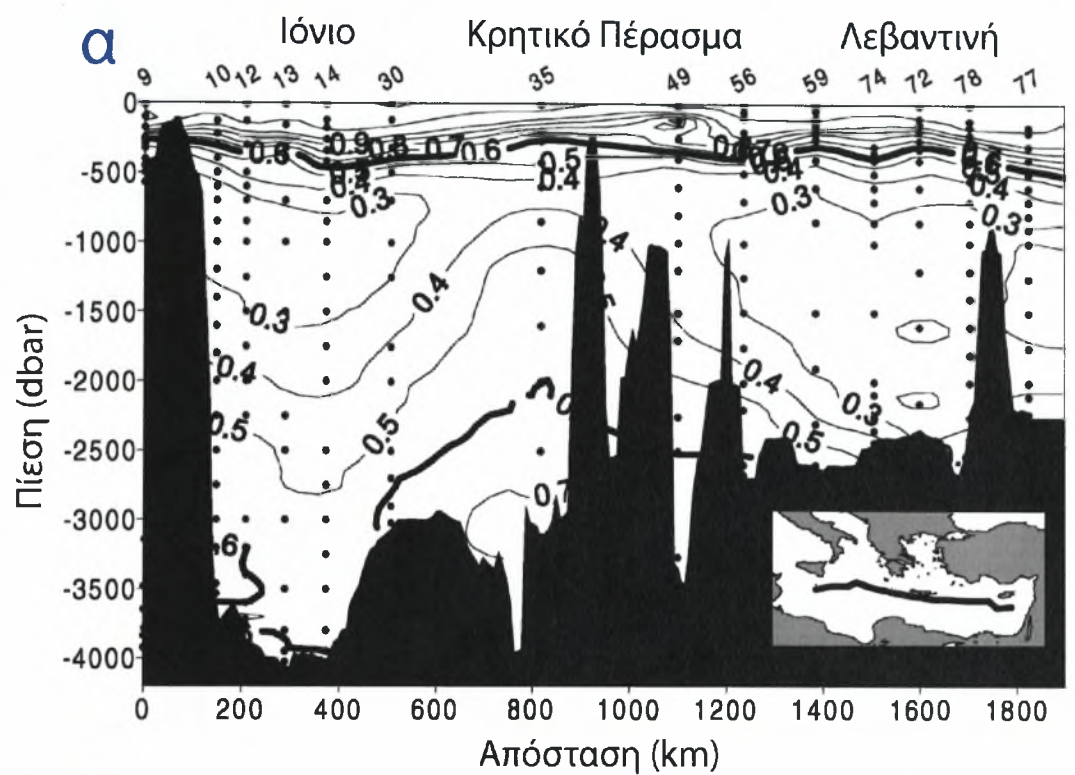
Το 1999, η εξάπλωση των βαθιών υδάτινων μαζών που προέρχονται από το Κρητικό Πέλαγος στις γειτονικές περιοχές έχει προχωρήσει σε μεγαλύτερες αποστάσεις. Η παρούσα δομή δείχνει μία αλλαγή στη προσφορά του Κρητικού Πελάγους στις υδάτινες μάζες της ανατολικής Μεσογείου, με αποτέλεσμα την εμφάνιση δύο πυρήνων πυκνών νερών. Το παλαιότερο, στα πυθμενικά στρώματα (2500m έως το πυθμένα) και ένα δεύτερο καινούργιο που εντοπίζεται στο στρώμα 1500-2000m, κατά μήκος του Κρητικού Τόξου έξω από το Αιγαίο και στο ανατολικό Ιόνιο Πέλαγος (Εικόνα V.2.3.1). Συγκεκριμένα, το πιο έντονο ίχνος αυτής της αλλαγής βρίσκεται στο Κρητικό Πέρασμα, νοτίως της Κρήτης, όπου για παράδειγμα η κατακόρυφη κατανομή των συγκεντρώσεων του CFC-12 παρουσιάζει αυξομειώσεις λόγω της στρωμάτωσης, που φαίνεται καθαρά από τη καμπύλη των 0,6 $\mu\text{mol/kg}$ στην Εικόνα IV.2.3.2.

Φαίνεται πως η καινούργια, ρηχότερη εκροή του Κρητικού Πελάγους πηγάζει στα ανατολικά στενά του Κρητικού Τόξου και εξαπλώνεται προς τα δυτικά προς το Ιόνιο Πέλαγος, όπως μπορεί να φανεί από τη γλώσσα θερμού και αλμυρού νερού στα 1500-2500m βάθος που πηγάζει στο στενό της Κάσσου (IV.2.3.3). Συνεπώς, η νέα εκροή του Κρητικού Πελάγους, τώρα εγκαθίσταται σε μικρότερα βάθη, μεταξύ 1500-2500m. Σύγκριση των υδρολογικών παραμέτρων μεταξύ του Νοεμβρίου του 1998 και του Ιουνίου του 1999 δείχνουν μία εξασθένιση αυτού του δευτερεύοντος ίχνους Κρητικής προέλευσης.

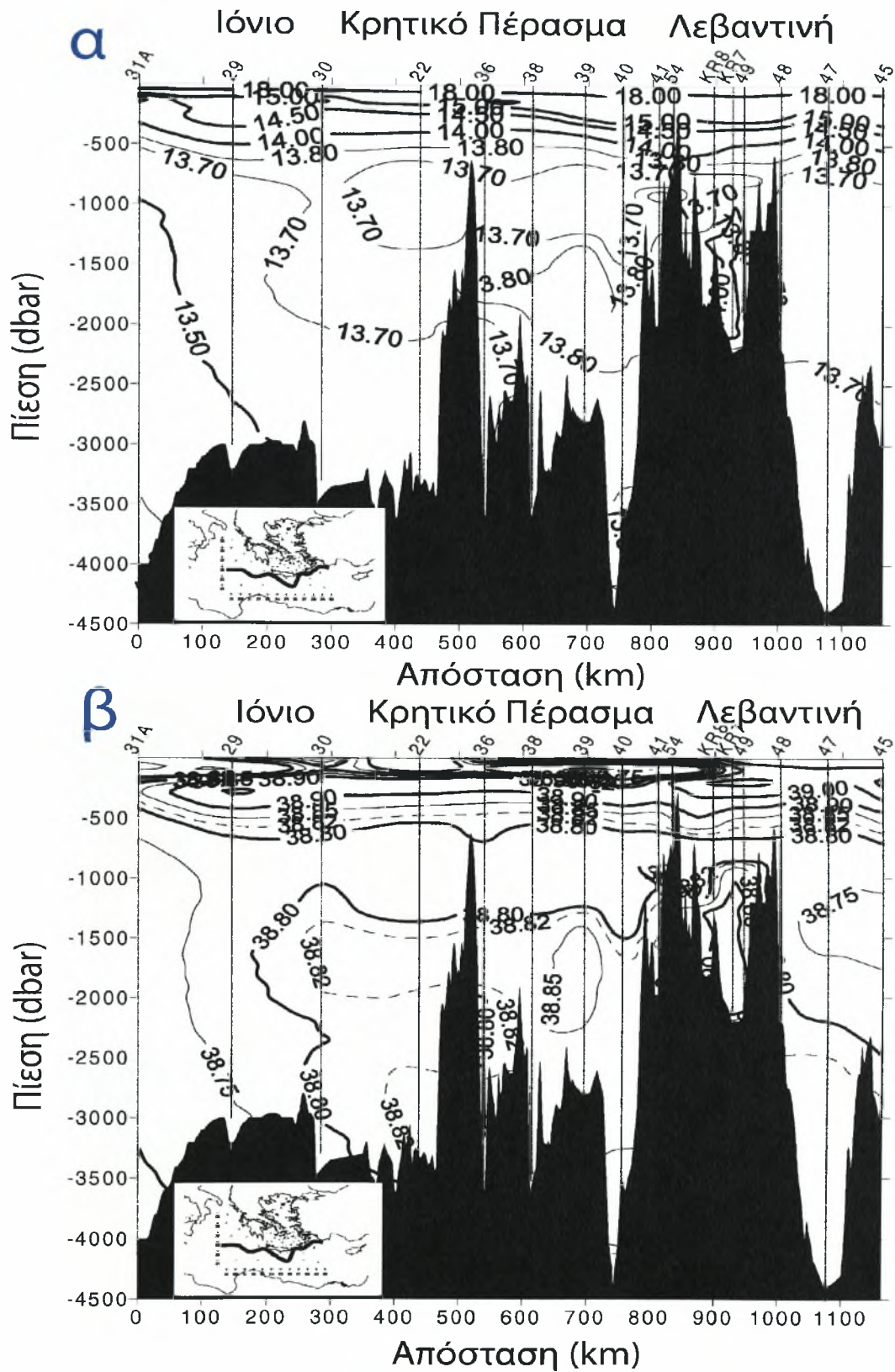
Πάντως, μέχρι το 1998, υπήρχαν ακόμα ενδείξεις εκροής πολύ πυκνού ($\sigma_{\theta} \sim 29,3$) νερού από το στενό της Κάσσου που μπορεί να προστεθεί στα πυθμενικά στρώματα της ανατολικής Μεσογείου. Αντίθετα, στο στενό των Αντικυθήρων, η πυκνότητα των εξερχομένων βαθιών υδάτων έχει μειωθεί σημαντικά σε σχέση με το 1995.

Εικόνα VI.2.3.1 Κατακόρυφες κατανομές της Αλατότητας (psu) κατά μήκος εγκάρσιων τομών διεύθυνσης Δύσης-Ανατολής τους (α) Ιανουάριο του 1995 και (β) Ιούνιο του 1999 (Theocharis *et al.*, 2002). →





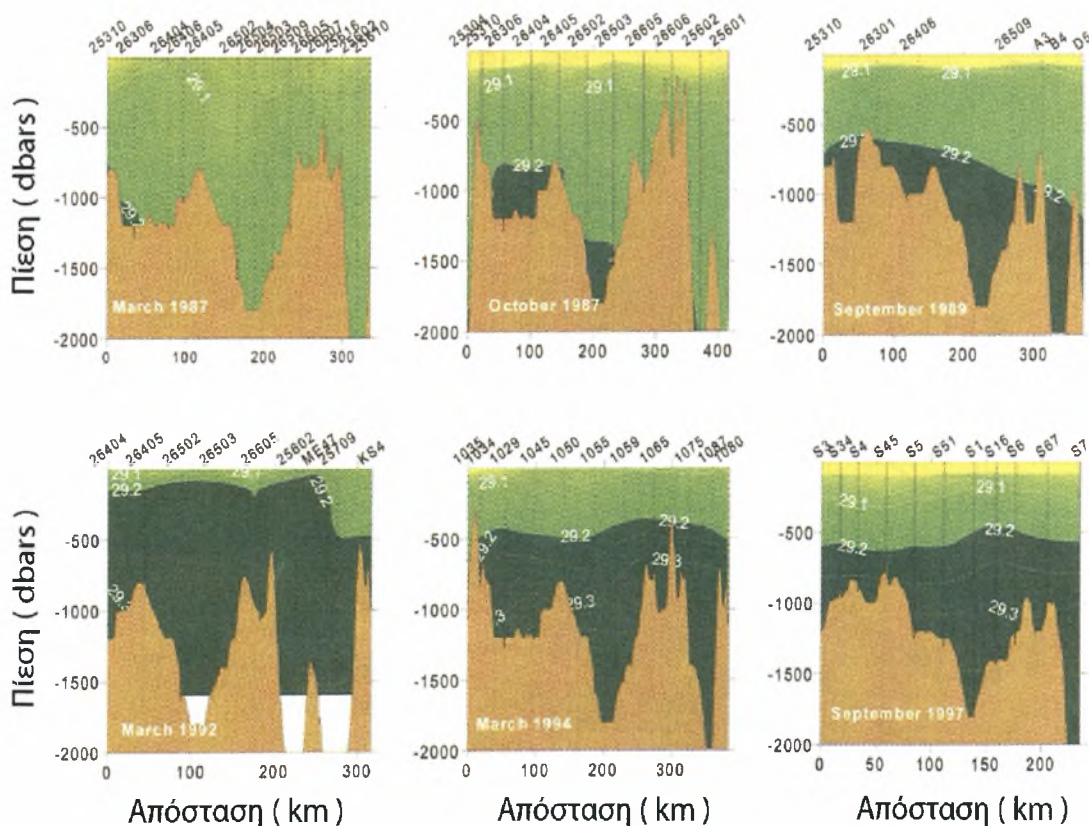
Εικόνα VI.2.3.2 Κατακόρυφες κατανομές των συγκεντρώσεων CFC-12 κατά μήκος εγκάρσιων τομών διεύθυνσης Δύσης-Ανατολής τους (α) Ιανουάριο του 1995 και (β) Απρίλιο/Μάιο του 1999 (Theocharis *et al.*, 2002).



Εικόνα VI.2.3.3 Κατακόρυφες κατανομές (α) της Δ. Θερμοκρασίας (°C) και (β) της Αλατότητας (psu) κατά μήκος εγκάρσιων τομών διεύθυνσης Δύσης-Ανατολής τους Οκτώβριο/Νοέμβριο του 1998 (Theocharis *et al.*, 2002).

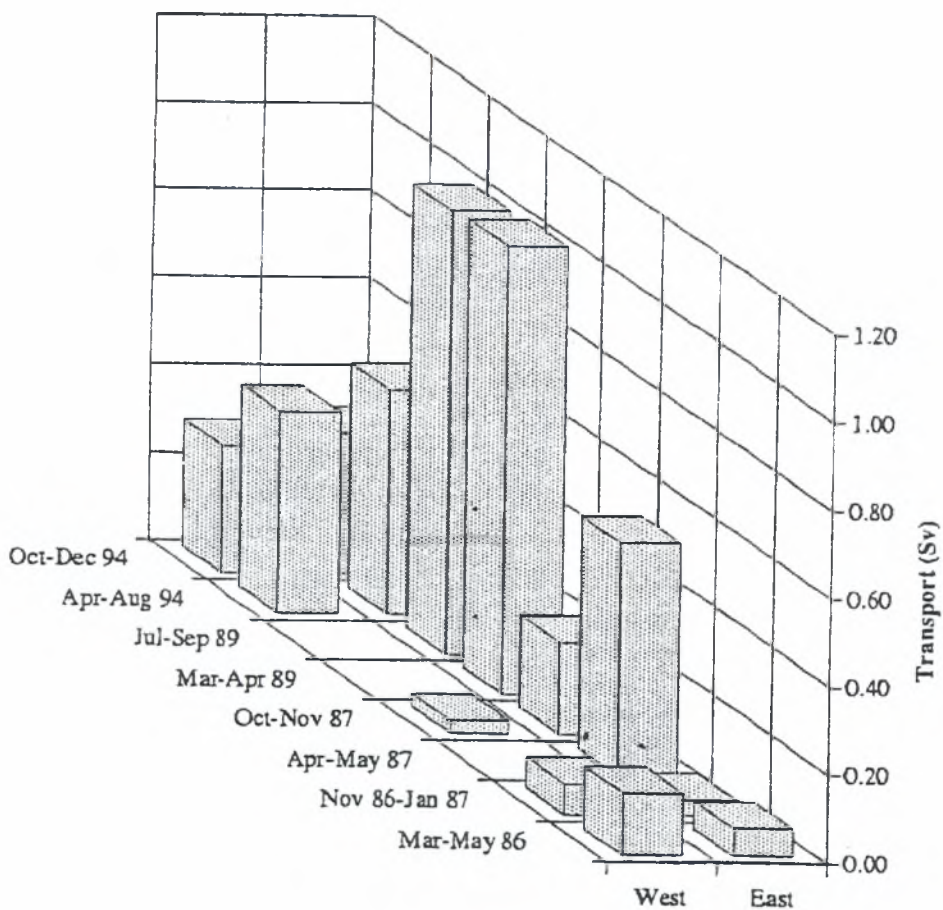
ΜΕΡΟΣ VII - ΣΥΖΗΤΗΣΗ ΠΕΡΙ ΤΩΝ ΑΙΤΙΩΝ ΠΟΥ ΠΡΟΚΑΛΕΣΑΝ ΤΗΝ ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΟΥ ΚΡΗΤΙΚΟΥ ΠΕΛΑΓΟΥΣ ΤΗ ΠΕΡΙΟΔΟ 1987-1994 - ΚΑΤΑΚΛΕΙΔΑ

Σύμφωνα με τους Theocharis *et al.* (1999c), όπως φαίνεται και στη Εικόνα VII.1, από το 1987 ξεκίνησε μία απότομη αύξηση της πυκνότητας των υδάτινων μαζών του Κρητικού Πελάγους που είχε σαν αποτέλεσμα η ισόπυκνη επιφάνεια των $\sigma_\theta=29,2$, που θεωρείται το ανώτερο όριο της υδάτινης μάζας του Κρητικού Βαθιού Νερού (CDW) να φτάσει σχεδόν μέχρι την επιφάνεια το 1992. Ολόκληρη η λεκάνη του Κρητικού Πελάγους είχε πληρωθεί από "φρέσκα", εξαιρετικά πυκνά ύδατα. Μέχρι το 1994, παρόλο που η ισόπυκνη επιφάνεια των 29,2 είχε υποχωρήσει στα 500m βάθος, οι υδάτινες μάζες βαθύτερα συνέχισαν να αυξάνουν τη πυκνότητά τους αγγίζοντας την εξαιρετικά υψηλή τιμή των $\sigma_\theta=29,4$ τοπικά. Από το 1994 έως το 1997 η κατάσταση παρέμεινε στάσιμη και μετά το 1997 φαίνεται μία εξασθένηση του επεισοδίου.



Εικόνα VII.1 Κατακόρυφες κατανομές της Δ. Πυκνότητας σε παραπλήσιες εγκάρσιες τομές διεύθυνσης Δύσης-Ανατολής στο Κρητικό Πέλαγος που δείχνουν την εξέλιξη της ισόπυκνης επιφάνειας των $29,2 \text{ kg/m}^3$ για μία δεκαετία. Με σκούρο πράσινο έχουν χρωματιστεί οι περιοχές με τιμές μεγαλύτερες των $29,2 \text{ kg/m}^3$ (Theocharis *et al.*, 1999c).

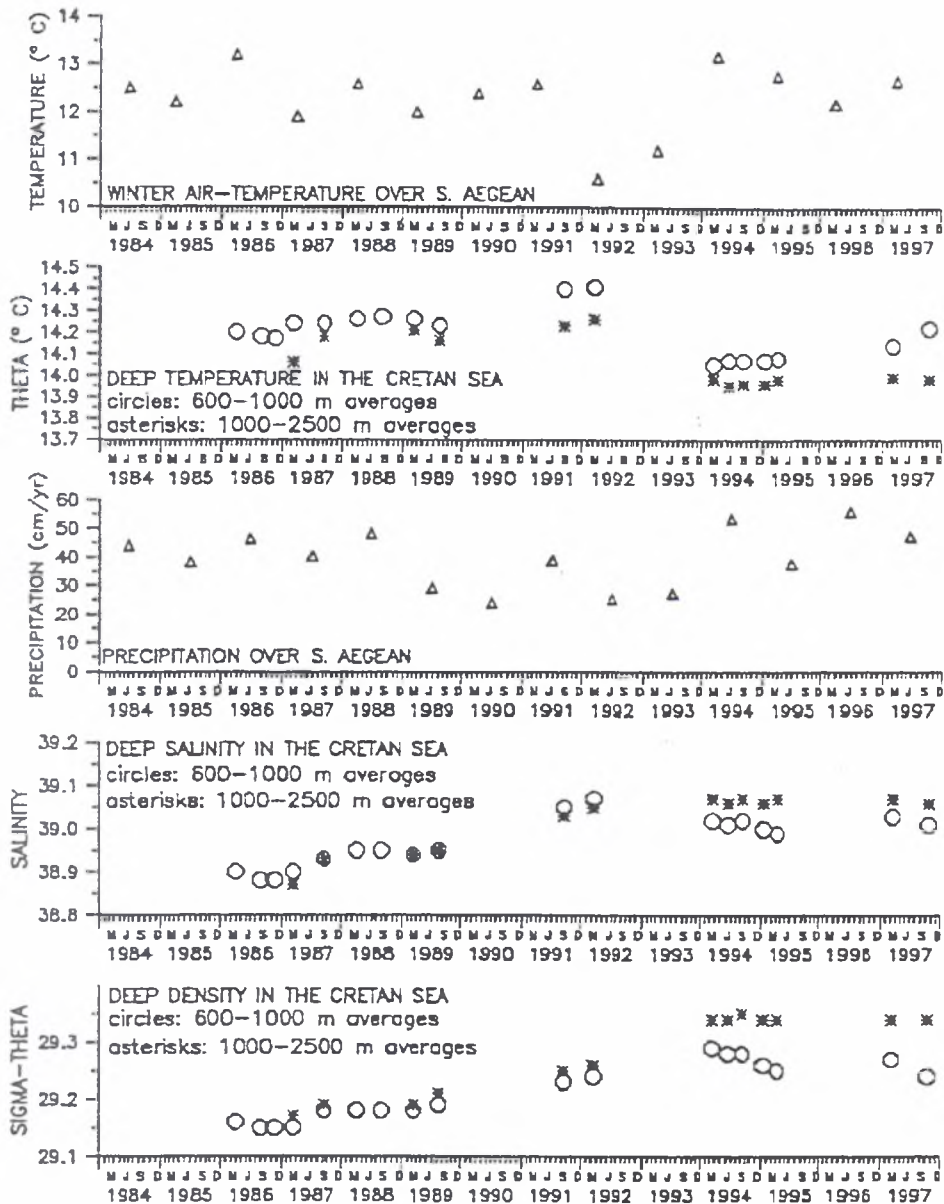
Αυτή η συμπεριφορά του Κρητικού Πελάγους είχε σαν αποτέλεσμα την έξοδο των πυκνών Κρητικών υδάτινων μαζών και κυρίως του Κρητικού Βαθιού Νερού (CDW) που έχει αναλυθεί εκτενώς νωρίτερα σε μεγάλες ποσότητες προς το χώρο της Ανατολικής Μεσογείου δημιουργώντας μία μεγάλη μεταβολή, την Υδρολογική Μετάβαση της Ανατολικής Μεσογείου (Eastern Mediterranean Transient – EMT). Στην Εικόνα VII.2 συνοψίζονται οι μέσες τιμές των εκροών στα βαθιά πυθμενικά στρώματα μέσω των ανατολικών και των δυτικών στενών του Κρητικού Τόξου για διάφορες περιόδους μετρήσεων. Η μεγαλύτερη καταγεγραμμένη εκροή CDW εμφανίζεται το 1989, όπου στα ανατολικά στενά του Κρητικού Τόξου μόνο παρουσιάζονται ρυθμοί εκροής της τάξης του 1Sv. Ακόμα μεγαλύτερη εκροή πάντως πρέπει να έλαβε χώρα μεταξύ 1991 και 1992, οπότε και η ισόπυκνη επιφάνεια των 29,2 από τα 400m βάθος ανυψώθηκε απότομα έως την επιφάνεια. Αυτό υποδεικνύει πως αυτή τη περίοδο έλαβε χώρα δημιουργία πυκνών υδάτινων μαζών



Εικόνα VII.2 Συνολικές βαθιές εκροές μέσω των ανατολικών και δυτικών του Κρητικού Τόξου. Οι τιμές αντιπροσωπεύουν τις μέσες τιμές για τις περιόδους μετρήσεων. Βασίζονται σε μετρήσεις πυθμενικών ρευματογράφων (Theocharis *et al.*, 1999c).

με το μεγαλύτερο ρυθμό και συνεπώς η εκροή πρέπει να μεγιστοποιήθηκε, καθώς αντίστοιχα μεγιστοποιήθηκε και η βαθμίδα της διαφοράς της πυκνότητας ανάμεσα στις εσωτερικές και εξωτερικές υδάτινες μάζες στα στενά του Κρητικού Τόξου (υπολογίζεται προσεγγιστικά σε περίπου 3Sv). Οι παρατηρήσεις των ρευματογράφων έρχονται γενικά σε καλή συμφωνία με τον υπολογισμό των Roether *et al.* (1996) του μέσου όρου του 1Sv εκροής CDW προς το χώρο της Ανατολικής Μεσογείου για την επταετία 1988 έως και το 1994.

Ποιοι είναι όμως οι μηχανισμοί που ευθύνονται για αυτή τη μεγάλη υδρολογική μεταβολή του Κρητικού Πελάγους; Οι χρονοσειρές που φαίνονται στην Εικόνα VII.3 των χαρακτηριστικών των υδάτινων μαζών και των μετεωρολογικών συνθηκών δείχνουν δύο ευδιάκριτες περιόδους και υποδεικνύουν πως δύο διαφορετικοί παράγοντες έχουν δράσει. Η πρώτη περίοδος (1987-92) καθοδηγείται κυρίως από την αύξηση της αλατότητας. Η αλατότητα στο Κρητικό Πέλαγος αυξήθηκε αρχικά κατά 0,05psu (1987-88) και έπειτα περισσότερο από 0,1psu (1989-92) εξαιτίας μίας επίμονης περιόδου μειωμένων βροχοπτώσεων (Tselapidaki *et al.*, 1992). Η περίοδος 1989-90 μάλιστα ήταν η πιο ξηρή περίοδος που παρατηρήθηκε για όλο τον αιώνα. Η δεύτερη περίοδος (1992-94) χαρακτηρίζεται τόσο από χαμηλά επίπεδα βροχοπτώσεων όσο και από αξιοσημείωτη ψύχρανση (0,35°C) των βαθιών υδάτων, που σχετίζεται άμεσα με τους ιδιαίτερα ψυχρούς χειμώνες του 1992 και του 1993 (μέση χειμερινή θερμοκρασία αέρα 2°C χαμηλότερη του μέσου όρου των χειμερινών τιμών). Συνεπώς, προτείνεται πως το επεισόδιο ενεργοποιήθηκε από την αύξηση της αλατότητας λόγω μειωμένων κατακρημνισμάτων πάνω από το Αιγαίο Πέλαγος. Η αύξηση στη δημιουργία πυκνών υδάτινων μαζών και την εκροή τους πυθμενικά προκάλεσε μία εντατικοποίηση της εισροής υδάτων στο επιφανειακό και το ενδιάμεσο στρώμα. Επιπλέον, αυτά τα ύδατα Λεβαντινής προέλευσης που εισέρχονταν στο στρώμα από την επιφάνεια έως τα 200m είχαν μία αυξημένη αλατότητα (0,2-0,3psu αύξηση από το 1987 έως το 1992) που δείχνει πως η παρατεταμένη ξηρή περίοδος δεν επηρέασε μόνο το Αιγαίο αλλά και τις γύρω περιοχές. Η συνολική μεταφορά άλατος στο Αιγαίο Πέλαγος στα επιφανειακά στρώματα από τα ανατολικά στενά υπολογίζεται να έχει αυξηθεί από μία έως τέσσερις φορές μέσα στη περίοδο 1987-94. Αυτή ήταν μία δευτερεύουσα πηγή άλατος που έδρασε σαν μηχανισμός θετικής ανάδρασης στη δημιουργία βαθιών πυκνών νερών, καθώς τα εισερχόμενα ύδατα είχαν μεγαλύτερη αλατότητα από τα αντίστοιχα του Κρητικού Πελάγους. Σε αυτή τη λειτουργία συμφωνούν οι Gertman *et al.* (2006).



Εικόνα VII.3 Χρονοσειρές (α) Μέσων θερμοκρασιών αέρα (χειμερινοί μέσοι από 9 μετεωρολογικούς σταθμούς στο κεντρικό και νότιο Αιγαίο πέλαγος), (β) Μέσων Δ. θερμοκρασιών δύο υδάτινων στρωμάτων του Κρητικού Πελάγους, (γ) Μέσων κατακρημνισμάτων από τους ίδιους 9 σταθμούς του VII.3α, (δ) Μέσης αλατότητας στα δύο στρώματα όπως στο VII.3β και (ε) Μέσων σ_θ στα ίδια στρώματα (Theocharis *et al.*, 1999c).

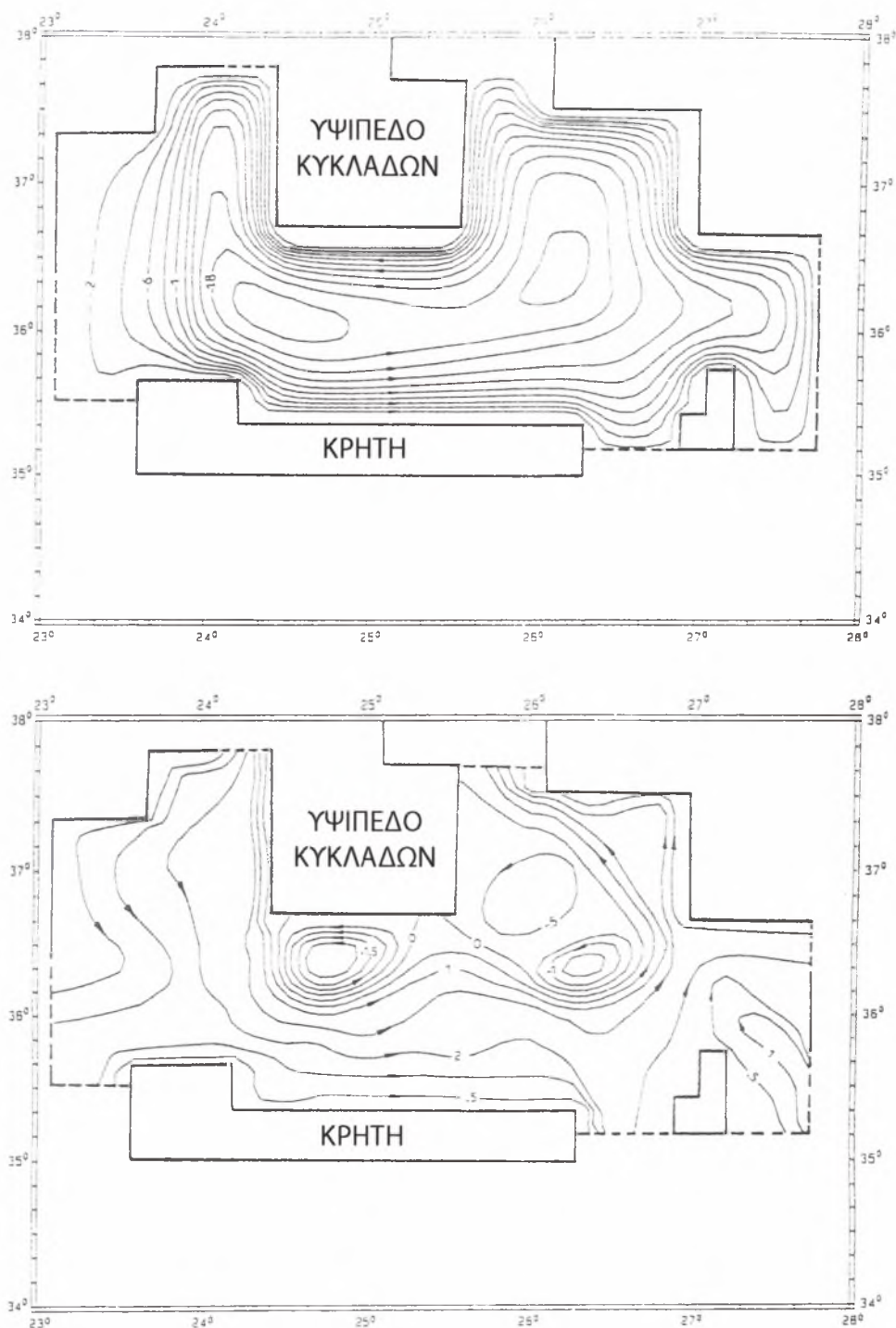
Οι Zervakis *et al.* (2000) συμπληρώνουν πως τα ύδατα που κατάγονται από τον Εύξεινο Πόντο (BSW) μπορούν να δράσουν σαν μονωτής των βαθύτερων στρωμάτων από την ατμόσφαιρα, καθώς μπορούν απορροφήσουν ένα μεγάλο τμήμα των ανταλλαγών θερμότητας και αλατότητας. Βέβαια, επουδενί δεν είναι απροσπέλαστα. Προτείνουν πως ελαττωμένη εκροή BSW στο Αιγαίο Πέλαγος βοηθάει στη δημιουργία πυκνών πυθμενικών υδάτινων μαζών. Η πρότασή τους

αυτή έρχεται σε εξαιρετική συμφωνία με τα αποτελέσματα των Gertman *et al.* (2006) που επισημαίνουν πως η μεταβολή στη λειτουργία του Κρητικού Πελάγους οφείλεται και στη μετατόπιση το χειμώνα του 1990 του μετώπου μεταξύ των BSW και των LSW κατά πολύ βορειότερα σε σχέση με το 1988. Τέλος, οι Zervakis *et al.* (2004) συνδέουν τις μεταβολές στο Κρητικό Πέλαγος με τις γενικότερες μετεωρολογικές συνθήκες της Ανατολικής Μεσογείου και πιθανότατα της κεντρικής/ανατολικής Ευρώπης. Η διακύμανση του Βόρειου Ατλαντικού Ωκεανού ή αλλιώς Βόρεια Διακύμανση (North Atlantic Oscillation – NAO) φαίνεται να έχει γενεσιουργό ρόλο σε αυτό το επεισόδιο.

Το ερώτημα που παραμένει να απαντηθεί τα επόμενα χρόνια είναι εάν το Κρητικό Πέλαγος θα επιστρέψει στη λειτουργία που παρουσίαζε στα 1986-87, πριν ξεκινήσει αυτή η απότομη υδρολογική μεταβολή, ή εάν έχει αποκτήσει τη δυναμική να σταθεροποιηθεί σε μία νέα κατάσταση. Επίσης, η παρακολούθηση της εξέλιξης της Υδρολογικής Μετάβασης της Ανατολικής Μεσογείου (EMT) είναι απαραίτητη με νέες έρευνες, καθώς και των επιπτώσεων που ενδέχεται να έχει στην υδρολογία της λεκάνης της Δυτικής Μεσογείου και κατ' επέκταση στη κυκλοφορία των υδάτινων μαζών του Βόρειου Ατλαντικού Ωκεανού. Παρακολουθήσαμε πως μέσα σε λίγα χρόνια διαταράχθηκε εντελώς απροσδόκητα από μικρό Κρητικό Πέλαγος, μία σταθεροποιημένη κατάσταση πολλών δεκαετιών σε ολόκληρη τη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου. Από αυτό το γεγονός πρέπει να αναθεωρήσουμε ίσως την πεποίθησή μας πως οι κυκλοφορίες των παγκόσμιων ωκεανών λόγω μεγάλης αδράνειας δεν δύναται να μεταβληθούν. Ίσως να μην είναι τόσο πολύ δύσκολο τελικά. Χρειάζεται να μην καθησυχάζομαστε και να μη μας συνεπάρνει η αλαζονεία που δυστυχώς χαρακτηρίζει σε αυτές τις "μοντέρνες" εποχές το ανθρώπινο είδος. Η φύση μας έχει πολλάκις εκπλήξει και θα συνεχίσει να το πράττει.

ΜΕΡΟΣ VIII - ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΗΣ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑΣ ΤΩΝ ΥΔΑΤΙΝΩΝ ΜΑΖΩΝ ΤΟΥ ΚΡΗΤΙΚΟΥ ΠΕΛΑΓΟΥΣ

Ο Zodiatis (1993a) παρουσιάζει ένα μαθηματικό μοντέλο προσομοίωσης του Κρητικού Πελάγους. Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για αυτή τη προσομοίωση αποτελούνται από τους μηνιαίους μέσους όρους της ατμοσφαιρικής πίεσης (Οκτώβριο και Νοέμβριο του 1986) από εννέα μετεωρολογικούς σταθμούς γύρω από το Κρητικό Πέλαγος (Ελληνική Μετεωρολογική Υπηρεσία – Ε.Μ.Υ.) και τα δεδομένα πυκνότητας της υδάτινης στήλης που αποκτήθηκαν κατά το πλόα ΡΟΕΜ-03-86 (Νοέμβριο/Δεκέμβριο 1986). Τα αποτελέσματα της προσομοίωσης (Εικόνα VIII.1) έρχονται σε καλή συμφωνία με τη παρατηρούμενη κυκλοφορία.



Εικόνα VIII.1 Συνολικές μεταφορές υδάτινων μαζών (Sv) της ανεμογενούς κυκλοφορίας του Κρητικού Πελάγους (άνω), για ομογενή υδάτινη στήλη, σταθερό βάθος και βορειοδυτικό (7-12cm/s) άνεμο και (κάτω), για βαροκλινικές συνθήκες, με υπολογισμό της βυθομετρίας και μεταβλητό, από βορειοδυτικό έως βορειοανατολικό, άνεμο (7-12cm/s) (Zodiatis 1993a).

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Accerboni E. & Grancini G., 1972. Mesures hydrologiques en Mediterranee orientale (September 1968). *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 14, 3-16.
- Αθανασούλης Γ.Α. & Σκαρσουλής Ε.Κ., 1992. ΑΤΛΑΣ ΑΝΕΜΟΥ ΚΑΙ ΚΥΜΑΤΟΣ ΒΟΡΕΙΟΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ ΘΑΛΑΣΣΗΣ, ISBN 960-254-030-3, ΕΝΘΥ. ΕΜΠ/ΚΔ-11/92, ΓΕΝ/ΩΚ – 20/92, Εργαστήριο Ναυτικής και Θαλάσσιας Υδροδυναμικής ΕΜΠ, Ιούνιος 1992.
- Anati D.A., 1984. A dome of cold water in the Levantine Basin, *Deep Sea Res.*, 31, 1251-1257.
- Astraldi M., Balopoulos S., Candela J., Font J., Gacic M., Gasparini G.P., Manca B., Theocharis A., Tintoré J., 1999. The role of straits and channels in understanding the characteristics of Mediterranean circulation. *Progress in Oceanography*, 44, 65-108.
- Balopoulos E., Theocharis A., Kontoyiannis H., Varnavas S., Voutsinou-Taliadouri F., Iona A., Souvermezoglou A., Ignadiades L., Gotsis-Scretas O., Pavlidou A., 1999. Major advances in the oceanography of the southern Aegean Sea-Cretan Straits system (eastern Mediterranean). *Progress in Oceanography*, 44, 109-130.
- Bruce J.G.Jr. & Charnock H., 1965. Studies of winter sinking of cold water in the Aegean Sea. *Rapp. Comm. Int. Mer. Médit.*, 18, 773-778.
- Burman I. & Oren O.H., 1970. Water outflow close to bottom from the Aegean. *Cah. Océanogr.*, 22, 775-780.
- El-Gindy A.A.H. & El-Din S.H.S., 1986. Water masses and circulation patterns in the deep layer of the Eastern Mediterranean. *Oceanologica Acta*, 9, 3, 239-248.
- Georgopoulos D., Theocharis A. & Zodiatis G., 1987. Intermediate water formation in the Cretan Sea (S. Aegean Sea). *IAPSO General Assembly*, Book of abstracts, Vancouver.
- Georgopoulos D., Theocharis A., & Zodiatis G., 1989. Intermediate water formation in the Cretan Sea (S. Aegean Sea). *Oceanologica Acta*, 12, 353-359.
- Georgopoulos D., Chronis G., Zervakis V., Lykousis S., Poulos S., Iona A., 2000. Hydrology and circulation in the Southern Cretan Sea during the CINCS experiment (May 1994-September 1995). *Progress in Oceanography*, 46, 89-112.
- Gertman I.E., Popov I.Y. & Trigub B.G., 1987. Evidence on deep water convection in Levantine. *VINITI*, B87, 6581, Sevastopol (in Russian).

- Gertman I.E. & Popov Y.I., 1989. Analysis and genesis of the Aegean Sea water masses in a dense grid of stations – winter 1988. *VINITI*, B89, 1201, Sevastopol (in Russian).
- Gertman I.E., Ovchinnikov I.M. & Popov I.Y., 1990. Deep water formation in the Aegean Sea. *Rapp. Comm. Int. Mer. Medit.*, 32, 164.
- Gertman I., Pinardi N., Popov Y. & Hecht A., 2006. Aegean Sea Water Masses during the Early Stages of the Eastern Mediterranean Climatic Transient (1988-90). *Journal of Physical Oceanography*, 36 (9), 1841-1859.
- Hecht A. & Gertman I., 2001. Physical features of the eastern Mediterranean resulting from the integration of POEM data with Russian Mediterranean Cruises. *Deep-Sea Research I*, 48, 1847-1876.
- Hopkins T.S., 1978. Physical processes in the Mediterranean basins. εντός: *Estuarine Transport Processes*, B. Kjerfve, editor, University of South Carolina Press, 269-310.
- Klein B., Roether W., Manca B.B., Bregant D., Beitzel V., Kovacevic V., Luchetta A., 1999. The large deep water transient in the Eastern Mediterranean. *Deep-Sea Research*, 46, 371-414.
- Kontoyiannis H., Theocharis A., Balopoulos E., Kioroglou S., Papadopoulos V., Collins M., Velegrakis A., Iona A., 1999. Water fluxes through the Cretan Arc Straits, Eastern Mediterranean Sea; March 1994 to June 1995. *Progress in Oceanography*, 44 (4), 511-529.
- Kontoyiannis H., Balopoulos E., Gotsis-Skretas O., Pavlidou A., Assimakopoulou G., Papageorgiou E., 2005. The hydrology and biochemistry of the Cretan Straits (Antikithira and Kassos straits) revisited in the period June 1997-May 1998. *Journal of Marine Systems*, 53, 37-57.
- Lacombe H., Tchernia P. & Benoist G., 1958. Contribution a l'étude hydrologique de la mer Egée en periode d'este. *Bulletin d'Information Comité Central d'Océanographie d'Etude des Côtes*, 8, 454-468.
- Lacombe H. & Tchernia P., 1960. Quelques traits généraux de l'hydrologie méditerranéenne. *Cah. Oceanogr.*, 12, 527-547.
- Lacombe H. & Tchernia P., 1972. Caractères hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée. D.J. Stanley, editor, εντός: *The Mediterranean Sea*, Dowden, Hutchinson and Ross, 25-36.

- Lascaratatos A., 1986. Report of the multi-disciplinary cruise 2/8 in the Aegean Sea. (Report on physical oceanography), *UNEP Publication*, 8, Athens.
- Lascaratatos A. & Papageorgiou E., 1987. Flow in the straits of Karpathos (S.E. Aegean) during early spring '86. *Terra Cognita, EGS XII General Assembly, Strasbourg, France, Vol 7, No. 2-3*, 544.
- Lascaratatos A., 1992. Hydrology of the Aegean Sea. *Εντός: H. Charnock, Winds and currents of the Mediterranean Basin. Reports in Meteorology and Oceanography, Harvard University no. 40*, 1.
- Lascaratatos A., Sofianos S., Theocharis A. & Tsimplis M., 2005. III.3. Long term water masses: time scales, *εντός: Chapter III: Hydrology and circulation, εντός: State of the Hellenic Marine Environment, Papathanassiou E. & Zenetos A. (editors), Hellenic Center For Marine Research (H.C.M.R.), Institute of Oceanography, Athens, 2005*, 111-120.
- Malanotte-Rizzoli P. & Hecht A., 1988. Large-scale properties of the Eastern Mediterranean: a review. *Oceanologica Acta*, 11, 323-335.
- Malanotte-Rizzoli P., Manca B., Ribera D'Alcala M., Theocharis A., Bergamasco A., Bregant D., Boudillon G., Civitarese G., Georgopoulos G., Korres G., Michelato A., Sansone E., Scarazzato P. & Souvermezoglou E., 1997. A synthesis of the Ionian Sea hydrography, circulation and water mass pathways during POEM Phase –I. *Progress in Oceanography*, 39, 153-204.
- Malanotte-Rizzoli P., Manca B.B., Ribera d'Alcala M., Theocharis A., Brenner S., Budillon G., Ozsoy E., 1999. The Eastern Mediterranean in the 80s and in the 90s: the big transition in the intermediate and deep circulation. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 29, (2-4), 365-395.
- Manzella G.M.R., Gasparini G.P. & Astraldi M., 1988. Water exchange between the eastern and western Mediterranean through the Strait of Sicily. *Deep Sea Research*, 35, 1021-1035.
- Miller A.R., 1963. Physical oceanography of the Mediterranean Sea. A discourse. *Rapp. Comm. Int. Médit.*, 17, 857-871.
- Miller A.R., 1974. Deep convection in the Aegean Sea. *Εντός: Processus de formation des eaux océaniques profondes. Colloques Internationaux du CNRS*, 215, 1-9.
- Nielsen J.N., 1912. Hydrography of the Mediterranean and adjacent waters. J. Schmidt, editor, *εντός: Report on the Danish Oceanographic expeditions 1908-1910 to the Mediterranean and adjacent seas. Copenhagen, A. F. Host and son, vol.1*, 77-191.

- Nittis K., Theocharis A., Lascaratos A., 1990. Objective analysis of POEM Greek data: general circulation features and water masses in the Eastern Mediterranean (March/April 1986, September/October 1987). *Rapport Comm. Int. Mer Mediterranean* 32, 161.
- Ovchinnikov I.M., 1965. The sixth Mediterranean expedition on the R/V "Academic S.Vavilov", *Oceanology*, 4, 143-148.
- Ovchinnikov I.M. & Plakhin E.A., 1966. Formation of deep water masses in the Mediterranean Sea. *Oceanology*, 5, 40-47.
- Ovchinnikov I.M., 1966. Circulation in the surface and intermediate layers of the Mediterranean. *Oceanology*, 6, 48-59.
- Ovchinnikov I.M., Plakhin E.A., Moskalenko L.V., Neglyad K.V., Osadchiy A.S., Fedoseyev A.F., Krivosheya V.G. & Voytova K.V., 1976a. Hydrology of the Mediterranean Sea. *Hydrometeoizdat*, Leningrad, 376pp (in Russian).
- Ovchinnikov I.M., Plakhin E.A., Moskalenko L.V., Neglyad K.V., Osadchiy A.S., Fedoseyev A.F., Krivosheya V.G. & Voytova K.V., 1976b. Hydrology of the Mediterranean Sea. *Gidrometeoizdat*, Leningrad, 163-219 (in Russian).
- Ovchinnikov I.M., 1984. The formation of intermediate water in the Mediterranean Sea. *Oceanology*, 24, 168-173.
- Ovchinnikov I.M. & Plakhin Y.A., 1984. Formation of the Intermediate waters of the Mediterranean Sea in the Rhodes cyclonic gyre. *Oceanology*, 24, 3, 317-319.
- Özturgut E., 1976. The source and spreading of the Levantine Intermediate Water in the eastern Mediterranean. *Saclant ASW Research Center Memorandum SM-92*, La Spezia, Italy 45pp.
- Papageorgiou E., 1986. Residual flows at Kassos Straits. *Proceedings of a UNESCO/IOC workshop on Physical Oceanography of the Eastern Mediterranean*. A.R. Robinson and P. Malanotte-Rizzoli, editors. POEM scientific report 1, Part 2: Climatology of Eastern Mediterranean. Cambridge, MA.
- Pollak M.J., 1951. The sources of the deep water of the Eastern Mediterranean Sea. *J. Mar. Res.*, 10, 128-152.
- Popov Yu. I., 1991. Effects of the structure of the South Aegean water mass on structure and dynamics in the Eastern Mediterranean Sea (the 38th cruise of R/V Yakov Gakkel in the Eastern Mediterranean, August 20-November 6, 1990). *Oceanology* 31, 794-796.
- Popov Yu. I., Ovchinnikov I.M., Gertman I.F., 1994. Vliyanie kritskith vod na gidrologicheskuiu strukturu i dinamiku vostochnogo sredizemnomoria. Ukrainskiinauchnyi chentr ckologii moria. *VINITI Paper No 340-B94*, 80 pp. (in Russian).

- Price J.A., Burnett W., Pickett R.L., La Violette P.E., 1990. Satellite infrared (thermal) imagery and drifter buoy trajectories in the eastern Mediterranean. *35th CIESM Congress Proceedings*, p.183.
- Robinson A. R., Golnaraghi M., Leslie W.G., Artegiani A., Hecht A., Lazzoni E., Michelato A., Sansone E., Theocharis A. & Unluata U., 1991. The eastern Mediterranean general circulation: features, structure and variability. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 15, 215-240.
- Roether W. & Schlitzer R., 1991. Eastern Mediterranean deep water renewal on the basis of chlorofluoromethane and oxygen in the eastern Mediterranean. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 15, 333-354.
- Roether W., Manca B.B., Klein B., Bregant D., Georgopoulos D., Beitzel V., Kovacevic V., Luchetta A., 1996. Recent changes in the Eastern Mediterranean deep waters. *Science* 271, 333-335.
- Roufogalis V., 1974. Oceanographic observations in the South Aegean Sea, *Oceanogr. Study*, 4, H.H.S. cruise from 14/6 to 11/7/1967, Hellenic Hydrography Service Publ., Athens (in Greek).
- Schlitzer R., Roether W., Oster H., Junghans H.-G., Hausmann M., Michelato A., 1991. Chlorofluoromethane and oxygen in the eastern Mediterranean. *Deep Sea Research*, 38 (12), 1531-1551.
- Souvermezoglou E., Krassakopoulou E., Pavlidou A., 1999. Temporal variability in oxygen and nutrient concentrations in the southern Aegean Sea and the straits of the Cretan Arc. *Progress in Oceanography*, 44 (4), 573-600.
- The POEM Group (1992). General Circulation of the Eastern Mediterranean. *Earth Science Reviews*, 32, 285-309.
- Theocharis A., 1983. Deep water formation and circulation in the Aegean Sea. *Paper presented at NATO-ASI on the Atmospheric and Oceanic Circulation in the Mediterranean*, La Spezia.
- Theocharis A., Georgopoulos D., Zodiatis G. & Christianidis S., 1986. Distribution of the LIW in the NW Levantine and SE Aegean. *First POEM Workshop*, Part 2, Erdemli.
- Theocharis A., Georgopoulos D. & Zodiatis G., 1987. Hydrological characteristics and dynamical structure of Rhodos strait (Dec. 1985-Nov. 1986). *B'Panhellenic Symposium Oceanography & Fisheries*, Athens, 268-281 (in Greek).
- Theocharis A., Georgopoulos D. & Zodiatis G., 1988. Late winter hydrological characteristics and circulation of the Cretan Sea (S. Aegean). *EGS XIII General Assembly*, Bologna, Italy, March 1988. *Annales Geophysicae, Special Issue* 70.

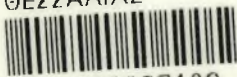
- Theocharis A., 1992. Deep water formation and circulation in the Aegean Sea. Εντός: Winds and currents of the Mediterranean basin. Proceedings of the Workshop held at Santa Teresa, La Spezia, Italy. NATO Advanced Science Institute (ASI): Atmospheric and Oceanic Circulation in the Mediterranean Basin, 7-14 September (1983, H. Charnock), Harvard University Report in Meteorology and Oceanography 41, 1, 335-359.
- Theocharis A., Georgopoulos D., Lascaratos A., & Nittis K., 1993. Water masses and circulation in the central region of the Eastern Mediterranean: Eastern Ionian, South Aegean and Northwest Levantine, 1986-1987. *Deep-Sea Research*, Part II 40 (6), 1121-1142.
- Theocharis A. & Georgopoulos D., 1993. Dense water formation over the Samothraki and Limnos Plateaux in the North Aegean Sea (Eastern Mediterranean Sea). *Continental Shelf Research*, 13, 919-939.
- Theocharis A., Balopoulos E., Kioroglou S., Kontoyiannis H., Iona A., 1999. A synthesis of the circulation and hydrography of the South Aegean Sea and the Straits of the Cretan Arc (March 1994-January 1995). *Progress in Oceanography*, 44, 469-509.
- Theocharis A. & Kontoyiannis H., 1999b. *Interannual variability of the circulation and hydrography in the eastern Mediterranean (1986-1995). The eastern Mediterranean as a Laboratory Basin for the Assessment of Contrasting Ecosystems*. P. Malanotte-Rizzoli & V.N. Eremeev (editors). Kluwer Academic Publishers, 453-464.
- Theocharis A., Nittis K., Kontoyiannis H., Papageorgiou E. & Balopoulos E., 1999c. Climatic changes in the Aegean Sea influence the Eastern Mediterranean thermohaline circulation (1986-1997). *Geophysical Research Letters*, 26, (11), 1617-1620.
- Theocharis A., Klein B., Nittis K., Roether W., 2002. Evolution and status of the Eastern Mediterranean Transient (1997-1999). *Journal of Marine Systems*, 33-34, 91-116.
- Theodorou A.J., 1990. The extent of the Atlantic water influence in the northeastern Ionian Sea (late winter/early spring 1986). *Boll. Oceanol. Teor. Appl.*, 8, 237-250.
- Theodorou A.J., 1991a. The circulation of Levantine Intermediate Water in the northeastern Ionian Sea (late winter/early spring 1986). *J. Mar. Syst.*, 1, 359-372.
- Theodorou A.J., 1991b. Some considerations on neutral surface analysis. *Oceanologica Acta*, 14, (3), 205-222.

- Theodorou A.J., Theocharis A. & Balopoulos E., 1997a. Hydrological Structure of the Cretan Sea and adjacent regions in Late Winter 1994. *Bolletino di Oceanologica teorica ed applicata*, 38, 103-118.
- Theodorou A.J., Theocharis A. & Balopoulos E., 1997b. Circulation in the Cretan Sea and adjacent regions in late winter 1994. *Oceanologica Acta*, 20 (4), 585-596.
- Tselepidaki I., Zarifis B. & Asimakopoulos D.N., 1992. Low precipitation over Greece during 1989-1990. *Theor. Appl. Climatology*, 46, 115-121.
- Τσιλίκας Π., 1995. Κυκλοφορία υδάτινων μαζών στο Κρητικό Πέλαγος, *Πτυχιακή εργασία*, Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας, Γκρίζα Βιβλιοθήκη, Υποκατάλογος παραρτήματος Σχολής Γεωπονικών Επιστημών, ταξινομικός DEWEY: 551.462 8, 21 εκδ., Θέση: Γεωπονία, GL [ΠΤ], Ταξ. αρ.: ΓΦΖΠ/1995 ΤΣΙ (στα ελληνικά).
- Unluata U., 1986. A review of the physical oceanography of the Levantine and the Aegean basins of the Eastern Mediterranean in relation to monitoring and control of pollution, Institute of Marine Sciences, METU, *Technical report*, Erdemli.
- Wüst G., 1961. On the vertical circulation of the Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res.*, 66, 3261-3271.
- Ζαχίλας Α., 1996. Κυκλοφορία και ανταλλαγές υδάτινων μαζών στα στενά του Κρητικού Τόξου. *Πτυχιακή εργασία*, Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας, Γκρίζα Βιβλιοθήκη, Υποκατάλογος παραρτήματος Σχολής Γεωπονικών Επιστημών, ταξινομικός DEWEY: 551.462 8, 21 εκδ., Θέση: ΓΕΩΠΟΝΙΑ, GL [ΠΤ], Ταξ. αρ.: ΓΦΖΠ/1996 ΖΑΧ, 120 σελίδες (στα ελληνικά).
- Zervakis V., Georgopoulos D., Drakopoulos P.G., 2000. The role of the North Aegean in triggering the recent Eastern Mediterranean climatic changes. *Journal of Geophysical Research C: Oceans*, 105 (C11), 26103-26116.
- Zervakis V., Georgopoulos D., Karageorgis A.P., Theocharis A., 2004. On the response of the Aegean Sea to climatic variability: a review. *International Journal of Climatology*, 24 (14), 1845-1858.
- Zervakis V., Theocharis A. & Georgopoulos D., 2005. III.2. Circulation and hydrography of the open seas, εντός: Chapter III: Hydrology and circulation, εντός: *State of the Hellenic Marine Environment*, Papathanassiou E. & Zenetos A. (editors), Hellenic Center For Marine Research (H.C.M.R.), Institute of Oceanography, Athens, 2005, 104-110.
- Zodiatis G., 1989. Meandering distribution of the hydrodynamical parameters in the Cretan Sea – summer 1987. Abstract *Ann.*

- Geophysicae*, Special issue XIV General Assembly E.G.S., Barcelona, p.128.
- Zodiatis G., 1991a. The hydrological conditions and the circulation in the Cretan Sea during late Summer 1987. *Annales Geophysicae – Atmospheres Hydrospheres and Space Sciences*, 9 (4), 233-238.
- Zodiatis G., 1991b. Water masses and deep convection in the Cretan Sea during late winter 1987. *Annales Geophysicae – Atmospheres Hydrospheres and Space Sciences*, 9 (6), 367-376.
- Zodiatis G., 1992. On the seasonal variability of the water masses circulation in the NW Levantine basin – Cretan Sea and flows through the Eastern Cretan Arc straits. *Annales Geophysicae – Atmospheres Hydrospheres and Space Sciences*, 10 (1-2), 12-24.
- Zodiatis G., 1993a. Circulation of the Cretan Sea Water Masses (Eastern Mediterranean Sea). *Oceanologica Acta*, 16 (2), 107-114.
- Zodiatis G., 1993b. Water mass circulation between the SE Ionian – W Cretan Basins through the Western Cretan Arc Straits, *Bolletino di Oceanologia Teorica ed Applicata*, 6 (1), 61-75.



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ
ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ



004000097429