



ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΔΗΜΟΚΡΑΤΙΑ

Εθνικόν και Καποδιστριακόν
Πανεπιστήμιον Αθηνών

— ΙΔΡΥΘΕΝ ΤΟ 1837 —

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**ΠΑΛΑΙΟΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΣΕ ΟΛΟΚΑΙΝΙΚΑ ΙΖΗΜΑΤΑ
ΤΟΥ ΝΟΤΙΟΔΥΤΙΚΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ ΠΕΛΑΓΟΥΣ**

Μαρία-Σοφία Καπίρη

A.M. : 1114201500038

Επίβλεψη:

Μαρία Τριανταφύλλου, Καθηγήτρια, Τομέας Ιστορικής Γεωλογίας και
Παλαιοντολογίας, ΕΚΠΑ

Παρασκευή Νομικού, Αναπληρώτρια Καθηγήτρια, Τομέας Γεωγραφίας και
Κλιματολογίας, ΕΚΠΑ

Αθήνα

-2021-

Ευχαριστίες

Καταρχάς θα ήθελα να ευχαριστήσω την Καθηγήτρια Μαρία Τριανταφύλλου και την Αναπληρώτρια Καθηγήτρια Παρασκευή Νομικού που μου παρείχαν το υλικό του πυρήνα POS513-8-2 και μου εμπιστεύθηκαν τη συγκεκριμένη διπλωματική εργασία. Θα ήθελα, επίσης, να εκφράσω την ευγνωμοσύνη μου για την καθοδήγηση και την επιστημονική συμβολή τους καθ' όλη τη διάρκεια εκπόνησης της διπλωματικής εργασίας.

Ένα μεγάλο ευχαριστώ αξίζει στους γονείς μου, Νίκο και Αναστασία που είναι δίπλα μου και με στηρίζουν σε κάθε προσπάθεια και στην οικογένειά μου, που με βοήθησε σε αυτό το ταξίδι, ο καθένας με το δικό του ξεχωριστό τρόπο.

Ακόμα, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τους φίλους μου, που βρίσκονταν μαζί μου σε αυτό το πρώτο ακαδημαϊκό βήμα. Ιδιαίτερο ευχαριστώ αξίζει στην Παναγιώτα-Ελπίδα και στην Φωτεινή για την υποστήριξη, την εμπύχωση, τη συμπαράσταση με όλους τους δυνατούς τρόπους, την αμέριστη και αδιάκοπη βοήθεια και αφοσίωση που μου προσφέρουν και σαφώς για την ατελείωτη υπομονή τους όλα αυτά τα χρόνια.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κύριο Γιάννη, ο οποίος στάθηκε δίπλα μου την κατάλληλη στιγμή και μου έδειξε την κατεύθυνση της γεωλογίας και τώρα μπορώ να είμαι ευγνώμων για όλες αυτές τις γνώσεις και τις εμπειρίες που αποκόμισα, αλλά κυρίως μπορώ να είμαι ευτυχισμένη για τους ανθρώπους που γνώρισα και αποτελούν πλέον σημαντικό κομμάτι της ζωής μου.

Περίληψη

Η παρούσα διπλωματική εργασία πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια του προπτυχιακού προγράμματος σπουδών του τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών. Σκοπός της συγκεκριμένης εργασίας είναι η παλαιοπεριβαλλοντική μελέτη της ευρύτερης περιοχής ΝΔ της Μήλου, μέσω της μικροπαλαιοντολογικής ανάλυσης των τρηματοφόρων του πυρήνα βαρύτητας POS513-8-2.

Η εργασία περιλαμβάνει την αποτύπωση του συνολικού περιβάλλοντος και των συνθηκών που επιδρούν στην ευρύτερη περιοχή μελέτης. Αυτό πραγματοποιείται μέσω βιβλιογραφικών αναφορών, αλλά και εργαστηριακή και μικροσκοπική ανάλυση θαλασσιών ιζημάτων, ερμηνεία των αποτελεσμάτων και συσχέτισμό όλων των προαναφερόμενων στοιχείων. Στα πλαίσια καταγραφής των παραπάνω παραμέτρων αναλύεται το γεωλογικό καθεστώς της λεκάνης της Κρήτης, καθώς και της ευρύτερης περιοχής όπου προέρχεται ο πυρήνας βαρύτητας POS513-8-2 και προσδιορίζονται οι ωκεανογραφικές και κλιματικές συνθήκες που διατρέχουν την περιοχή ενδιαφέροντος.

Η μικροσκοπική ανάλυση περιλαμβάνει τα δείγματα ιζήματος POS513-8-2, 38-39, POS513-8-2, 40-41, POS513-8-2, 49-50, POS513-8-2, 64-65 και POS513-8-2, 76-77 του πυρήνα βαρύτητας POS513-8-2, που αφορούν την ευρύτερη ζώνη βάθους, όπου εντοπίζεται ο σαπροπηλικός ορίζοντας S1. Αρχικά, τα δείγματα επεξεργάστηκαν με χημικές μεθόδους και μελετήθηκαν μικροσκοπικά, προκειμένου να καταμετρηθούν τα θερμά πλαγκτονικά είδη *Orbulina univesra* και η ροζ μορφή του *Globigerinoides ruber* και να προσδιοριστούν τα γένη της βενθονικής πανίδας. Τα αποτελέσματα αναλύθηκαν με στατιστικές μεθόδους και προβλήθηκαν σε κατάλληλα διαγράμματα, προκειμένου να εξαχθούν συμπεράσματα σχετικά με τις συνθήκες που επικρατούσαν στην περιοχή μελέτης, κατά τη διάρκεια απόθεσης του σαπροπηλικού ορίζοντα S1.

Η μελέτη της περιοχής ανάκτησης του πυρήνα POS513-8-2 έδειξε τη συνεχή απόθεση του σαπροπηλού S1 στο ΝΔ Αιγαίο και την επιρροή της μετατόπισης του Αφρικανικού μωσώνα στην απόθεση και διατήρησή του στο Ολόκαινο. Επιπλέον, τα αποτελέσματα της αναγνώρισης των βενθονικών τρηματοφόρων στα δείγματα μελέτης, υποδηλώνουν δυσοξικές συνθήκες στον πυθμένα της περιοχής κατά τη διάρκεια απόθεσης των εκάστοτε ιζημάτων. Τα θερμά είδη των πλαγκτονικών τρηματοφόρων επιβεβαιώνουν την επίδραση του LIW στην περιοχή, ενώ δεν είναι εφικτές οι μεταβολές στις επικρατούσες συνθήκες, λόγω βαθιών υδάτων.

Τέλος, κατασκευάστηκαν οι βαθυμετρικοί χάρτες του Αιγαίου Πελάγους και της ευρύτερης περιοχής μελέτης, προκειμένου να προσδιοριστούν με μεγαλύτερη ακρίβεια οι υδάτινες μάζες που επηρέασαν την πλαγκτονική και βενθονική πανίδα του σαπροπηλού S1 στον POS513-8-2. Οι χάρτες δημιουργήθηκαν με χρήση γεωγραφικών συστημάτων πληροφοριών (GIS), βάσει των δεδομένων της ιστοσελίδας GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans), ο οποίος παρέχει ελεύθερα βαθυμετρικά δεδομένα, διαδικτυακά.

Λέξεις Κλειδιά :

Παλαιοπεριβάλλον, Μεσόγειος Θάλασσα, Αιγαίο Πέλαγος, Σαπροπηλός, Τρηματοφόρα

Abstract

The present thesis was held during the undergraduate program of the Geology and Geoenvironment department, of the National and Kapodistrian University of Athens. The objective of this thesis is the paleoenvironmental study of the surrounding area in the southwest of Milos Island in Greece, through the micropaleontological analysis of the foraminifera of the gravity core POS513-8-2.

The thesis contains the representation of the overall environment and the conditions that affect the study area. This is made through the study of bibliographical references, the laboratory and microscopic analysis of marine sediments, the interpretation of results and finally, the correlation of all of them. In the context of the recording of the above parameters, the geological status of the basin of Crete and of the surrounding area, from where the gravity core POS513-8-2 was received, are being analyzed. Furthermore, the oceanographic and climatological conditions that occur in the study area, are being identified.

The microscopic analysis includes sediment samples from the gravity core that constitute part of the wider zone in which the sapropel layer S1 is located. These samples are all included inside the gravity core POS513-8-2 and they are the following POS513-8-2, 38-39, POS513-8-2, 40-41, POS513-8-2, 49-50, POS513-8-2, 64-65, POS513-8-2, 76-77. Initially, the samples were processed by chemical methods and studied microscopically, in order to estimate the amount of warm-water planktonic foraminifera of *Orbulina universa*, as well as the pink form of the *Globirerinoides ruber*. Moreover, the benthic foraminifera was also determined. The results were statistically analyzed and displayed in diagrams, in order to determine the conditions that were prevailed in the study area, during the time of the deposition of the sapropel layer S1.

The study of the area from which the gravity core POS513-8-2 was retrieved, revealed the continuous deposition of the sapropel S1 in the SW Aegean and the influence of the displacement of the African monsoon on its deposition and preservation during Holocene. Furthermore, the results of the identification of the benthic foraminifera in the samples, indicate dysoxic conditions at the bottom of the study area during each sedimentary deposition. The warm-water planktonic foraminifera confirm the impact of the LIW on the area, while alterations of the prevailing conditions are not feasible, due to deep water.

Finally, bathymetric maps of the Aegean Sea and the study area were created, in order to determine, more precisely, the water masses that affected the planktonic and benthic foraminifera of the sapropel layer S1 in the gravity core POS513-8-2. The maps were created using geographic information systems (GIS), based on the digital data of the webpage GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans), that provides online depth data.

Keywords :

Paleoenvironment, Mediterranean Sea, Aegean Sea, Sapropel, Foraminifera

Περιεχόμενα

1. Εισαγωγή.....	1
2. Παλαιωκεανογραφία και Σαπροπηλικοί Ορίζοντες.....	3
2.1. Σαπροπηλοί.....	3
2.2. Σαπροπηλός S1.....	5
3. Παγετώδεις και Μεσοπαγετώδεις Περίοδοι.....	6
4. Παλαιοκλιματολογία και Κλιματολογία.....	7
4.1. Παλαιοκλιματολογία.....	7
4.2. Σύγχρονο Κλίμα Μεσογείου.....	7
4.3. Σύγχρονο Κλίμα Ελλάδας.....	7
4.4. Σύγχρονο Κλίμα Αιγαίου.....	8
5. Κυκλοφορία Υδάτων και Παραγωγικότητα.....	9
5.1. Ρεύματα και Αλατότητα.....	9
5.2. Κυκλοφορία και Παραγωγικότητα Μεσογείου.....	9
5.3. Κυκλοφορία και Παραγωγικότητα Αιγαίου.....	12
6. Γεωλογικό καθεστώς ευρύτερης περιοχής μελέτης.....	16
6.1. Γεωλογία Μεσογείου.....	16
6.2. Γεωλογία Ελλάδας.....	18
6.2.1. Εξωτερικές και Εσωτερικές Ελληνίδες.....	19
6.2.2. Εξωτερική, Ενδιάμεση και Εσωτερική Τεκτονομεταμορφική Ζώνη.....	19
6.2.3. Ζώνη υποβύθισης και Ελληνικό Ορογενετικό Τόξο.....	19
6.3. Ενδιάμεση Τεκτονομεταμορφική Ζώνη.....	23
6.4. Γεωλογία της νήσου Μήλου.....	24
7. Μικροπαλαιοντολογία Τρηματοφόρων.....	25
7.1. Βενθονικά Τρηματοφόρα.....	28
7.2. Πλαγκτονικά Τρηματοφόρα.....	31
8. Εφαρμοσμένη Ωκεανογραφία.....	34
8.1. Βαθυμετρία Αιγαίου.....	35
8.2. Βαθυμετρία Περιοχής Μελέτης.....	37

9. Εργαστηριακή Ανάλυση	39
9.1. Στοιχεία Πυρήνα Βαρύτητας POS513-8-2.....	39
9.2. Προετοιμασία δειγμάτων.....	40
9.3. Μικροσκοπική ανάλυση και αποτελέσματα	41
9.4. Επεξεργασία αποτελεσμάτων μικροσκοπικής ανάλυσης.....	42
9.4.1. Ανάλυση Πλαγκτονικών Τρηματοφόρων.....	42
9.4.2. Ανάλυση Βενθονικών Τρηματοφόρων.....	47
9.5. Αναγνώριση απολιθωμάτων αναλυόμενων δειγμάτων.....	51
9.5.1. Απολιθώματα Πλαγκτονικών Τρηματοφόρων.....	51
9.5.2. Απολιθώματα Βενθονικών Τρηματοφόρων.....	54
10. Συζήτηση-Συμπεράσματα και Μελλοντική Έρευνα.....	64
10.1. Συζήτηση-Συμπεράσματα.....	64
10.2. Μελλοντική Έρευνα.....	67
11. Βιβλιογραφικές Αναφορές.....	68

1. Εισαγωγή

Η Μεσόγειος Θάλασσα αποτελεί ένα ιδανικό φυσικό εργαστήριο για παλαιοωκεανογραφική μελέτη του περιβάλλοντος και των κλιματικών αλλαγών που έλαβαν χώρα στην περιοχή, κυρίως κατά τη διάρκεια της τελευταίας παγετώδους περιόδου έως και την ολοκαινική περίοδο. Η εντόπιση των σαπροπηλικών οριζόντων, ιδιαίτερα στην Ανατολική Μεσόγειο, συγκέντρωσε το ενδιαφέρον και αποτέλεσε το έναυσμα για διάφορες έρευνες, οι οποίες προσπάθησαν να αναπλάσουν την ωκεανογραφική και κλιματική εξέλιξη της Μεσογείου και των παρακείμενων θαλασσών της, όπως το Αιγαίο Πέλαγος.

Το θαλάσσιο περιβάλλον συγκροτεί ένα πολυσύνθετο οικοσύστημα. Εκτός από μέσο μεταφοράς, σχηματισμού και απόθεσης διαφόρων υλικών και ιζημάτων, αποτελεί και περιβάλλον ζωής θαλάσσιων οργανισμών. Μετά το θάνατό τους, κελύφη και σκελετικά στοιχεία των θαλάσσιων οργανισμών βυθίζονται στον πυθμένα των θαλασσών και συμμετέχουν στη διαδικασία της ιζηματογένεσης. Οι θαλάσσιοι αυτοί οργανισμοί αποτελούν σημαντικούς παλαιοωκεανογραφικούς δείκτες και διαδραματίζουν κυρίαρχο ρόλο στην εξέλιξη και ανάπτυξη των παρελθοντικών συνθηκών μιας περιοχής. Οι μεταβολές στη θερμοκρασία των υδάτων, στα θρεπτικά συστατικά, στην αλατότητα, μπορούν να επηρεάσουν σε μεγάλο βαθμό την εμφάνιση των ειδών. Η συσχέτιση, λοιπόν, των παραπάνω παραμέτρων μπορεί να αποδώσει συγκεκριμένα χαρακτηριστικά σε ένα ορισμένο περιβάλλον.

Στα πλαίσια της παρούσας διπλωματικής εργασίας πραγματοποιείται παλαιοπεριβαλλοντική ανάλυση της ευρύτερης περιοχής ΝΔ της Μήλου, μέσω βιβλιογραφικών αναφορών και μικροπαλιοντολογικών δεδομένων. Τα πρωτογενή μικροπαλιοντολογικά δεδομένα αντλήθηκαν από τον πυρήνα βαρύτητας POS13-8-2 και αφορούν την ευρύτερη ζώνη βάθους του σαπροπηλικού ορίζοντα ολοκαινικής ηλικίας, S1. Παράλληλα, κατασκευάστηκαν οι βαθυμετρικοί χάρτες του Αιγαίου Πελάγους και της ευρύτερης περιοχής μελέτης.

Η δομή της εργασίας βασίζεται στην καταγραφή και ανάλυση των συνολικών παραμέτρων που επιδρούν στην περιοχή μελέτης. Η συνεισφορά της παλαιοωκεανογραφίας στη σύγχρονη επιστημονική εποχή, η έννοια των σαπροπηλικών οριζόντων, καθώς και οι διαδικασίες που συνέβαλαν στη δημιουργία των τελευταίων, αναλύονται στο δεύτερο και τρίτο κεφάλαιο. Το τέταρτο κεφάλαιο αφορά την ερμηνεία του κλάδου της παλαιοκλιματολογίας και το σύγχρονο κλιματικό καθεστώς στην ευρύτερη περιοχή μελέτης, ενώ το πέμπτο κεφάλαιο περιλαμβάνει την επικρατούσα θαλάσσια κυκλοφορία, αλλά και την παραγωγικότητα στην περιοχή της Μεσογείου και του Αιγαίου Πελάγους. Στο έκτο κεφάλαιο παρατίθεται μία σύντομη βιβλιογραφική μελέτη των γεωλογικών συνθηκών των προαναφερόμενων περιοχών και ιδιαίτερα του ελλαδικού χώρου και στο έβδομο κεφάλαιο αποτυπώνονται τα βασικά χαρακτηριστικά των σημαντικών παλαιοωκεανογραφικών δεικτών, των τρηματοφόρων. Στο όγδοο και ένατο κεφάλαιο πραγματοποιείται η κατασκευή των βαθυμετρικών χαρτών της περιοχής του Αιγαίου και της περιοχής περιμετρικά του πυρήνα βαρύτητας POS513-8-2. Ταυτόχρονα, αναλύεται μικροσκοπικά ο πυρήνας POS513-8-2 και καταγράφονται και αναγνωρίζονται τα πλαγκτονικά και βενθονικά τρηματοφόρα των δειγμάτων, που αφορούν την ευρύτερη ζώνη βάθους του σαπροπηλικού ορίζοντα S1. Ολοκληρώνοντας, ακολουθεί το δέκατο κεφάλαιο, όπου λαμβάνει χώρα η σύνθεση των προαναφερόμενων στοιχείων, προκειμένου να επέλθει η ανασύσταση των

παλαιοπεριβαλλοντικών συνθηκών που επικρατούσαν κατά τα χρόνια απόθεσης του σαπροπηλού S1.

2. Παλαιωκεανογραφία

Η παλαιωκεανογραφία αποτελεί έναν κλάδο, ο οποίος σχετίζεται με τον προσδιορισμό των γεωλογικών, χημικών, φυσικών και βιολογικών συνθηκών που επικρατούσαν στο παρελθόν. Για την αναπαράσταση των ωκεανογραφικών και περιβαλλοντικών συνθηκών της εκάστοτε περιοχής χρησιμοποιούνται θαλάσσια ιζήματα. Η μελέτη, λοιπόν, βιογεωχημικών δεικτών, όπως αποτελούν τα κελύφη των θαλάσσιων μικροοργανισμών, οι γυρεόκοκκοι, οι οργανικές και ανόργανες ενώσεις, καθώς και οι αναλογίες των ισοτόπων οξυγόνου, άνθρακα και αζώτου παρέχουν στοιχεία σχετικά με την ανασύσταση των παρελθοντικών συνθηκών των ωκεανών, όπως για παράδειγμα της κυκλοφορίας, της αλατότητας και παραγωγικότητας.

Η μικροπαλαιοντολογία αποτελεί έναν από τους πρώτους τομείς που συνέβαλαν στη μελέτη της παλαιωκεανογραφίας με τη μελέτη πυρήνων βαρύτητας. Πιο συγκεκριμένα, μελέτες θαλάσσιων μικροοργανισμών, όπως τα τρηματοφόρα, υποδεικνύουν πληροφορίες που αφορούν τις κλιματικές αλλαγές, καθώς και μεταβολές της ωκεάνιας παραγωγικότητας. Επιπλέον, οι έρευνες σχετικά με τις αναλογίες των ισοτόπων οξυγόνου, άνθρακα και αζώτου αντικατοπτρίζουν, σε μία περιοχή, τις διακυμάνσεις των βροχοπτώσεων και των εισροών γλυκών υδάτων. Ακόμα, προκειμένου να μελετηθούν περαιτέρω τα περιβάλλοντα των προαναφερόμενων θαλάσσιων μικροοργανισμών χρησιμοποιούνται γεωχημικοί δείκτες. Επιπρόσθετα, η ανάπτυξη της μεθόδου της χρονολόγησης στη σύγχρονη εποχή αποτελεί αρκετά σημαντικό κομμάτι της στρωματογραφίας, καθώς επιτρέπει τον εντοπισμό ανεστραμμένων στρωμάτων και συνεπώς τον προσδιορισμό της αρχικής στρωματογραφικής δομής. Παράλληλα, συμβάλλει στην κατανόηση των διεργασιών που επίδρασαν στους απολιθωμένους θαλάσσιους μικροοργανισμούς, και με αυτόν τον τρόπο μπορούν να καθοριστούν με μεγάλη ακρίβεια γεωλογικά γεγονότα, όπως παγετώδεις και μεσοπαγετώδεις περίοδοι. Ακόμα, συμμετέχει ενεργά στον προσδιορισμό των ειδών που έζησαν στην εκάστοτε περίοδο και επομένως παρέχεται η δυνατότητα συσχέτισμού των ειδών αυτών με το περιβάλλον και με τις συνθήκες διαβίωσής τους.

Τέλος, χρησιμοποιούνται και γεωφυσικοί δείκτες, όπως για παράδειγμα οι μαγνητικές ιδιότητες των ιζημάτων, με σκοπό τη διερεύνηση των στρωμάτων των ωκεάνιων πυθμένων και επακολούθως τον προσδιορισμό των παρελθοντικών συνθηκών.

2.1. Σαπροπηλοί

Οι σαπροπηλοί είναι διακριτά σκουρόχρωμα στρώματα, πάχους μεγαλύτερο από 1cm, αποτελούν πελαγικά ιζήματα ανοιχτής θάλασσας και είναι πλούσια σε οργανικό υλικό με ποσοστό οργανικού άνθρακα μεγαλύτερο από 2% κ.β. (Kidd & Ryan, 1978). Οι σαπροπηλοί άρχισαν να σχηματίζονται στη Μεσόγειο στο Ανώτερο Μειόκαινο. Επιπλέον, η απόθεση των σαπροπηλών συνοδεύεται από συνθήκες ανοξίας ή δυσοξίας (Cramp & O'Sullivan, 1999) και οι επανεμφάνισεις των στρωμάτων αυτών σχετίζονται με τους κύκλους Milankovitch, οι οποίοι θα αναλυθούν στη συνέχεια, που ευνοούνται από την παραγωγικότητα και στασιμότητα των υδάτων. Οι σαπροπηλοί, λοιπόν, αντικατοπτρίζουν παλαιωκεανογραφικές συνθήκες, οι οποίες χαρακτηρίζονται από συνθήκες ανεπαρκούς οξυγόνωσης του πυθμένα. Ανοξικά περιβάλλοντα δημιουργούνται σε περιοχές όπου υπάρχει στρωματοποίηση των υδάτων. Το τελευταίο προκύπτει μέσω της δημιουργίας θερμοκλινούς, πυκνοκλινούς, αλοκλινούς, ή από συνδυασμό των μηχανισμών αυτών.

Οι σαπροπηλοί της Ανατολικής Μεσογείου παίζουν καθοριστικό ρόλο σε μελέτες που αφορούν κλιματικές διακυμάνσεις. Το γεγονός αυτό οφείλεται στη γεωγραφική θέση της Μεσογείου, στο ότι δεν επηρεάζεται σε μεγάλο βαθμό από την ωκεάνια κυκλοφορία του Ατλαντικού και στο ότι διαθέτει υψηλό ρυθμό ιζηματογένεσης. Ακόμα, η αυξημένη πρωτογενής παραγωγικότητα της ευφωτικής ζώνης και οι ανοξικές συνθήκες του παρόντος περιβάλλοντος οδήγησαν στην απόθεση των σαπροπηλικών στρωμάτων. Τέλος, άλλη μία παράμετρος που συνέβαλε στη δημιουργία του προαναφερόμενου φαινομένου είναι οι επαναλαμβανόμενες φάσεις στασιμότητας των βαθιών υδάτων. Τα σαπροπηλικά στρώματα στην Ανατολική Μεσόγειο έχουν συνδεθεί με την περιοδική κορύφωση του Αφρικανικού θερινού μουσώνα στη Μεσόγειο. Το συγκεκριμένο φαινόμενο προκαλείται από την τροχιακά ελεγχόμενη ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας στο βόρειο ημισφαίριο (Triantaphyllou et al., 2009).

Οι επικρατέστερες θεωρίες που αφορούν τον σχηματισμό των σαπροπηλών είναι δύο. Η πρώτη υποστηρίζει την ανοξία των υδάτων του πυθμένα της Μεσογείου, που συνέβαλε στη διατήρηση της οργανικής ύλης. Η ανοξία των υδάτων αυτών είναι αποτέλεσμα ενός επιφανειακού στρώματος χαμηλής αλατότητας (Thunell et al., 1984). Το επιφανειακό αυτό στρώμα δημιουργεί μια στρωμάτωση στην υδάτινη στήλη, που εμποδίζει την ανακύκλωση και ανανέωση των βαθιών υδάτων. Η προέλευση του στρώματος χαμηλής αλατότητας μπορεί να είναι απόρροια αυξημένων κατακρημνίσεων, αλλά και ποτάμιων εισροών. Οι αυξημένες βροχοπτώσεις της Ανατολικής Μεσογείου προέρχονται από τα χαμηλά βαρομετρικά ή είναι αποτέλεσμα της ανόδου του μουσωνικού συστήματος στη συγκεκριμένη περιοχή. Οι σαπροπηλοί έχουν παρουσιάσει υψηλή συσχέτιση με την ηλιακή ακτινοβολία, από την οποία εξαρτάται και ο δείκτης των μουσώνων, που πιστεύεται ότι καθορίζει τους μουσωνικούς κύκλους του Ινδικού Ωκεανού. Για το λόγο αυτό θεωρείται πως η υψηλή ένταση των μουσώνων προμηθεύει επιφανειακό νερό στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου, μέσω των εκροών του ποταμού Νείλου (Rossignol-Strick, 1985). Η απόθεση αρκετών σαπροπηλών έλαβε χώρα κατά τη μετάβαση από μία παγετώδη σε μία μεσοπαγετώδη περίοδο, δηλαδή κατά τη διάρκεια θερμών περιόδων. Συνεπώς, η τήξη των παγετώνων θα μπορούσε να αποτελεί μία πιθανή ερμηνεία για τη δημιουργία του επιφανειακού στρώματος χαμηλής αλατότητας, καθώς η τήξη των καλυμμάτων πάγου στην ηπειρωτική περιοχή που απαντάται βόρεια της Μεσογείου, θα ήταν ικανή να προκαλέσει την εισροή γλυκών υδάτων σε αυτήν. Βάσει της παρούσας υπόθεσης, η Μαύρη Θάλασσα θεωρείται πως κατείχε το ρόλο της κύριας τροφοδοσίας γλυκού ύδατος στη Μεσόγειο, που επακολούθως τροφοδότησε και με χαμηλής αλατότητας ύδατα την περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου. Στη συνέχεια, μικροπαλαιοντολογικές μελέτες και μελέτες ισοτόπων O_2 απέδειξαν την απόθεση σαπροπηλικών οριζόντων και κατά τη διάρκεια ψυχρών περιόδων.

Η δεύτερη υπόθεση για τον σχηματισμό των σαπροπηλών σχετίζεται με την αυξημένη παραγωγικότητα των υδάτων. Η υψηλή παραγωγικότητα συνεπάγεται και αυξημένες ανάγκες οξυγόνου. Εάν το οξυγόνο των υδάτων δεν επαρκεί, θα επακολουθήσει αύξηση του οργανικού υλικού, το οποίο θα κατακάθεται στον πυθμένα. Βάσει της παραπάνω θεωρίας, η Ανατολική Μεσόγειος θα διέθετε εισροή ενδιάμεσων και βαθιών υδάτων, πλούσιων σε θρεπτικά συστατικά και θα υπήρχε εκροή ολιγοτροφικών επιφανειακών υδάτων. Η συγκεκριμένη κυκλοφορία θα μετέτρεπε την Ανατολική Μεσόγειο σε μία λεκάνη πλούσια σε θρεπτικά στοιχεία.

Άλλος ένας τρόπος αύξησης της παραγωγικότητας στη λεκάνη είναι η είσοδος θρεπτικών συστατικών, λόγω αυξημένων ποτάμιων απορροών. Η κατάσταση αυτή επικρατεί και τη σημερινή εποχή. Μία άλλη θεωρία σχετική με το σχηματισμό του σαπροπηλού, όμως μικρότερης σημασίας, είναι ο αυξημένος ρυθμός ιζηματογένεσης. Με αυτόν τον τρόπο, τα

ιζήματα ενταφιάζονται πιο γρήγορα και απομακρύνονται από τη ζώνη βιοαναμόχλευσης και αποσύνθεσης του οργανικού υλικού. Ακόμα μία θεωρία σχηματισμού των σαπροπηλών με μικρότερη απήχηση αποτελεί η διάλυση των Μεσσήνιων εβαποριτικών αλατούχων αποθέσεων. Ο μηχανισμός αυτός είναι ικανός να προκαλέσει τη διατήρηση του οργανικού υλικού, είτε με το να προκαλεί ανοξικές συνθήκες στα ύδατα του πυθμένα, είτε με το να προκαλεί αλλαγές στις διαγενετικές διεργασίες.

2.2. Σαπροπηλός S1

Ο νεότερος σαπροπηλός S1, ηλικίας 9.800 έως 5.700 χρόνια (Lange et al., 2013) παρουσιάζεται αρκετά ανεπτυγμένος στην Ανατολική Μεσόγειο και την Αδριατική και λιγότερο στη Δυτική Μεσόγειο. Το παραπάνω γεγονός παρουσιάζεται αρκετά απλοποιημένο, καθώς το στρώμα που χαρακτηρίζεται ως S1 αποτελεί μία πολυπλοκότερη έννοια. Ο σαπροπηλός παρατηρείται δύσκολα σε ορισμένες περιοχές, καθώς μπορεί να έχει υποστεί οξειδωση, λέπτυνση ή και να έχει μεταφερθεί από την αρχική του θέση (Ariztegui et al., 2000). Ο S1 διαθέτει χαμηλότερο ποσοστό οργανικού άνθρακα σε σχέση με τους υπόλοιπους σαπροπηλούς και αυτό υπολογίζεται περίπου στο 2% (Cita et al., 1982).

Όσον αφορά τον σχηματισμό του S1 στην Ανατολική Μεσόγειο, το μοντέλο που έχει προταθεί αναφέρεται κυρίως στη δημιουργία ενός επιφανειακού στρώματος χαμηλής αλατότητας, το οποίο επέφερε τη στρωματοποίηση της υδάτινης στήλης. Το γεγονός αυτό έχει ως αποτέλεσμα τη στασιμότητα των υδάτινων μαζών και την επακόλουθη ανάπτυξη ανοξικών συνθηκών. Με την έναρξη του Ολοκαίνου, στα 11.000 με 11.500 χρόνια πριν από τη σημερινή εποχή, ενισχύθηκε η ένταση της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας στον εποχικό κύκλο του βορείου ημισφαιρίου, προκαλώντας μετατόπιση των μουσώνων προς βορειότερες περιοχές. Ως αποτέλεσμα αυτού ήταν η περιοδική κορύφωση του Αφρικανικού θερινού μουσώνα στη Μεσόγειο (Triantaphyllou et al., 2009), με αύξηση των κατακρημνισμάτων πάνω από την Ισημερινή Αφρική και πιθανή αύξηση της εκροής του ποταμού Νείλου. Ακόμα, με την αύξηση των βροχοπτώσεων και την τήξη των πάγων, λόγω υψηλότερων θερμοκρασιών, υπήρχε εισροή γλυκού ύδατος από διάφορα ποτάμια των βόρειων ηπειρωτικών περιοχών, όπως και εισροές από τη Μαύρη Θάλασσα. Το αυξημένο απόθεμα γλυκού ύδατος στη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου επέφερε μεταβολές στη θαλάσσια κυκλοφορία, με αποτέλεσμα την έντονη στασιμότητα των βαθιών υδάτων, η οποία σε συνδυασμό με την αυξημένη παραγωγικότητα στην ευφωτική ζώνη (Rohling, 1994) και εναπόθεση οργανικού υλικού στους πυθμένες, συνέβαλε στην απόθεση και διατήρηση του πλέον πρόσφατου σαπροπηλού S1 (Γεραγά et al., 1997).

3. Παγετώδεις και Μεσοπαγετώδεις Περίοδοι

Η γεωλογική ιστορία της Γης αντανακλά σημαντικές διακυμάνσεις στις κλιματικές συνθήκες. Τα τελευταία εκατομμύρια χρόνια η Γη υπόκειται σε έναν επαναλαμβανόμενο κύκλο ψυχρών παγετωδών περιόδων, όπου το βόρειο ημισφαίριο ήταν καλυμμένο με πάγους και η στάθμη της θάλασσας βρισκόταν χαμηλότερα σε σύγκριση με τη σημερινή. Τις ψυχρές αυτές περιόδους τις διαδέχονται μικρότερες θερμές μεσοπαγετώδεις περίοδοι, κατά τις οποίες παρατηρείται το υψηλότερο σημείο θαλάσσιας στάθμης.

Οι κλιματικές συνθήκες που επικρατούν στη Γη είναι αλληλένδετες με διάφορους εξωτερικούς παράγοντες, όπως είναι η θέση της Γης σε σχέση με τον Ήλιο, αλλά εξαρτώνται και από εσωτερικούς μηχανισμούς. Οι κινήσεις των παγετώνων και των ρευμάτων, η ηφαιστειακή δραστηριότητα, αλλά και οι ανθρωπογενείς επιδράσεις συγκαταλέγονται στους εσωτερικούς παράγοντες. Σχετικά με τους εξωτερικούς παράγοντες, οι εναλλαγές παγετωδών και μεσοπαγετωδών περιόδων εξηγούνται βάσει των τροχιακών διακυμάνσεων της Γης σε σχέση με τον Ήλιο, δηλαδή τους κύκλους Milankovitch, οι οποίοι είναι και υπεύθυνοι για τη δημιουργία των σαπροπηλικών οριζόντων. Η θεωρία αυτή υποστηρίζει πως η ποσότητα της ηλιακής ακτινοβολίας που δέχεται η Γη μπορεί να μεταβληθεί ελαφρώς, λόγω μικρών ανωμαλιών στην περιστροφή και την τροχιά της και να επέλθουν κλιματικές μεταβολές. Η πρώτη παράμετρος που είναι ικανή να επηρεάσει την κλιματική κατάσταση της Γης είναι η τροχιακή εκκεντρότητα, η οποία αναφέρεται στο βαθμό κατά τον οποίο η τροχιά αποκλίνει από τον τέλειο κύκλο. Έπειτα από έρευνες εντοπίστηκε ένας κύκλος 100.000 χρόνων μεταξύ των περιπτώσεων μέγιστης εκκεντρότητας. Τη δεύτερη παράμετρο αποτελεί η γωνία μεταξύ του άξονα της Γης και της γραμμής που είναι κάθετη στο επίπεδο της ελλειπτικής τροχιάς. Το χαρακτηριστικό της παρούσας γωνίας είναι πως αλλάζει κατά 1,5° από τη συνηθισμένη τιμή των 23.5° κατά τη διάρκεια ενός κύκλου 41.000 χρόνων. Η τρίτη παράμετρος είναι ο κύκλος μετάπτωσης των ισημερινών, που προκαλεί την αργή μετακίνηση της θέσης των ισημερινών και των ηλιοστασίων γύρω από την ελλειπτική τροχιά της Γης. Ο κύκλος του παρόντος φαινομένου καταγράφεται στα 23.000 χρόνια.

Η τελευταία παγετώδης περίοδος καλείται Βούρμια, έλαβε χώρα πριν από 75.000 χρόνια και κορυφώθηκε πριν από 18.000 χρόνια. Κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου ηπειρωτικές περιοχές καλύπτονταν από παγετώνες και η ξηρά κάτω από αυτούς υπέστη καθίζηση, λόγω του προστιθέμενου βάρους. Στο τελείωμα της παραπάνω περιόδου, με την τήξη των πάγων, η ξηρά αναδύεται εκ νέου, όπως συμβαίνει και στη σύγχρονη εποχή. Η μεταφορά γλυκού ύδατος από μεγάλα χερσαία παγετώδη καλύμματα στον ωκεανό ήταν αυτό που επηρέασε την θαλάσσια στάθμη κατά τη διάρκεια των μεσοπαγετωδών περιόδων.

Διάφορες έρευνες, όπως για παράδειγμα μικροπαλαιοντολογικές με τη χρήση των τρηματοφόρων, υποδεικνύουν μία θερμή περίοδο κατά την έναρξη του Ολοκαίνου που χαρακτηρίζεται από αύξηση της θερμοκρασίας. Το διάστημα αυτό ονομάστηκε Κλιματικό Βέλτιστο Ολοκαίνου και βρίσκεται τις τελευταίες δεκαετίες στο επιστημονικό επίκεντρο. Η θέρμανση και η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης κατά το Ολόκαινο διακόπτεται κατά διαστήματα από διάφορα κλιματικά γεγονότα. Αυτός είναι ο κύριος λόγος των ασυνεχειών που έχουν καταγραφεί στη σχετική θαλάσσια στάθμη και σε άλλες ερευνητικές παραμέτρους, ενώ άλλοι παράγοντες που μπορεί να ευθύνονται για τις συγκεκριμένες μεταβολές αποτελούν η υποβύθιση ή ανύψωση εξαιτίας των τεκτονικών διεργασιών, η εναπόθεση και λιθοποίηση των ιζημάτων.

4. Παλαιοκλιματολογία - Κλιματολογία

4.1. Παλαιοκλιματολογία

Η Παλαιοκλιματολογία αποτελεί έναν κλάδο των Γεωεπιστημών, ο οποίος επιχειρεί την αναπαράσταση της κλιματικής εικόνας διαφόρων εποχών κατά τη μακραίωση ιστορία της Γης. Η παλαιοκλιματολογία ως κλάδος διαθέτει πρακτικές εφαρμογές στο σύγχρονο επιστημονικό κόσμο, οι οποίες έχουν σχέση και με μελλοντικό σχεδιασμό. Παρέχοντας στοιχεία για το περιβάλλον μέσα στο οποίο εξελίχθηκαν τα βιολογικά είδη και οι γεωλογικοί σχηματισμοί, εξάγονται συμπεράσματα από τα οποία εξαρτώνται προβλέψεις για το μελλοντικό κλίμα. Συνεπώς, για να γίνει αυτό χρειάζονται καλά εμπεδωμένα στοιχεία για το παρελθόν.

Ένα σημαντικό εργαλείο για τη μελέτη των κλιματικών συνθηκών του παρελθόντος είναι οι παλαιοκλιματικοί δείκτες. Οι παλαιοκλιματικοί δείκτες χωρίζονται σε διάφορες κατηγορίες. Ανάλογα με την έρευνα που πρέπει να διεξαχθεί χρησιμοποιούνται οι δείκτες είτε με κλιματικά, είτε με γεωλογικά κριτήρια. Εκτός από τις παλαιοκλιματολογικές μεθόδους, που η μελέτη των στοιχείων βασίζεται σε ενδείξεις, αναπτύσσονται και μέθοδοι που τα παλαιοκλιματολογικά συμπεράσματα εξάγονται πειραματικά, όπως είναι για παράδειγμα οι μέθοδοι μέτρησης παλαιοθερμοκρασιών με τα ισότοπα του οξυγόνου. Η μέθοδος αυτή χρησιμοποιεί κυρίως τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα, τα οποία μετά το τέλος της ζωής τους, βυθίζονται στον θαλάσσιο πυθμένα και σχηματίζουν διάφορα στρώματα. Συνεπώς, ανασύροντας μικρές στήλες αποθέσεων από το βυθό, αναλύονται στρωματογραφικά οι ισοτοπικές αναλογίες του οξυγόνου από τα κελύφη των οργανισμών και στη συνέχεια προσδιορίζονται οι διακυμάνσεις της θερμοκρασίας των αντίστοιχων περιόδων κατά τις οποίες έζησαν οι οργανισμοί.

4.2. Σύγχρονο Κλίμα Μεσογείου

Το κλίμα της Μεσογείου αποτελεί μεταβατικό κλίμα ανάμεσα στην εύκρατη και την τροπική ζώνη. Το κύριο χαρακτηριστικό του Μεσογειακού τύπου κλίματος είναι το ξηρό και θερμό θέρος και ο ήπιος, βροχερός χειμώνας (Μαχαίρας & Μπαλαφούτης, 1997). Ακόμα, ο συγκεκριμένος τύπος κλίματος χαρακτηρίζεται από μια μεγάλη ποικιλία τοπικών και περιστασιακών κλιματικών φαινομένων που προκύπτουν από την επικοινωνία της χέρσου με την επιφάνεια της θάλασσας. Η Μεσόγειος Θάλασσα, που βρίσκεται στα νότια όρια της Ευρώπης και τα εύκρατα γεωγραφικά πλάτη, επηρεάζεται από τη δυτική κυκλοφορία, κυρίως κατά τη διάρκεια της ψυχρής περιόδου του έτους. Τα ανατολικά τμήματα της περιοχής αντιπροσωπεύουν το τυπικό παράδειγμα του υποτροπικού καθεστώτος καλοκαιρινού και ξηρού καιρού, ενώ οι περιοχές στα βόρεια και δυτικά μπορούν να χαρακτηριστούν ως μεταβατικές ζώνες μεταξύ μεσογειακών και ηπειρωτικών κλιματικών συστημάτων (Lolis et al., 2002).

4.3. Σύγχρονο Κλίμα Ελλάδας

Η Ελλάδα κατατάσσεται στο Μεσογειακό τύπο κλίματος. Η βροχόπτωση στον ελλαδικό χώρο παρουσιάζει μεγάλες διακυμάνσεις. Σε ορισμένες ορεινές περιοχές η βροχόπτωση μπορεί να ξεπεράσει τα 2.000mm, ενώ στις υπήνεμες περιοχές και στις

Κυκλάδες μπορεί να είναι μικρότερη από 350mm ετησίως. Σχετικά με τη βροχόπτωση της θερινής περιόδου, οι τιμές που καταγράφονται είναι αρκετά χαμηλές, ιδιαίτερα στις νότιες περιοχές. Στις ηπειρωτικές και βόρειες περιοχές, οι θερινές βροχοπτώσεις είναι περισσότερες και οφείλονται στις καταιγίδες που αναπτύσσονται κατά τη διάρκεια αστάθειας της ατμόσφαιρας (Μαχαίρας & Μπαλαφούτης, 1997).

4.4. Σύγχρονο Κλίμα Αιγαίου

Έχουν προταθεί πολλές υποδιαιρέσεις του Μεσογειακού κλίματος. Η ορθότερη φαίνεται να είναι η κατάταξη του de Martonne. Στο Αιγαίο επικρατούν οι Ετήσιοι άνεμοι. Οι άνεμοι αυτοί πνέουν κυρίως κατά μήκος του Αιγαίου Πελάγους, κατά τη διάρκεια της θερινής περιόδου και διαμορφώνουν έναν χαρακτηριστικό τύπο Μεσογειακού κλίματος. Αυτός ο τύπος χαρακτηρίζεται από ήπιους χειμώνες, δροσερά καλοκαίρια, χαμηλές έως μέτριες βροχοπτώσεις, μεγάλης διάρκειας θερινή ξηρασία και μεγάλης συχνότητας ισχυρούς ανέμους (Μαχαίρας & Μπαλαφούτης, 1997).

5. Κυκλοφορία Υδάτων και Παραγωγικότητα

5.1. Ρεύματα και Αλατότητα

Με την έννοια θαλάσσιο ρεύμα μπορεί να ορισθεί η συνεχής προσανατολισμένη κίνηση υδάτινης μάζας. Ανάλογα το χώρο όπου πραγματοποιείται η κίνηση αυτή, τα ρεύματα διακρίνονται σε επιφανειακά, ενδιάμεσα και σε ρεύματα βάρους (Μαχαίρας & Μπαλαφούτης, 1997). Η δημιουργία των θαλάσσιων ρευμάτων οφείλεται σε διάφορους παράγοντες μεταξύ των οποίων πρωτεύουσα θέση κατέχουν ο άνεμος, η παλίρροια, οι διαφορές της υδροστατικής πίεσης, η περιστροφή της Γης και οι διαφορές θερμοκρασίας ή και αλατότητας, δηλαδή της πυκνότητας. Η ωκεάνια κυκλοφορία διαιρείται σε δύο τμήματα, την επιφανειακή και τη θερμόαλη κυκλοφορία. Η γενεσιουργός αιτία για τη δημιουργία των επιφανειακών ρευμάτων είναι οι ατμοσφαιρικές συνθήκες, ενώ η θερμόαλη κυκλοφορία δημιουργείται από μεταβολή της πυκνότητας που προκαλείται από διαφορές θερμοκρασίας και αλατότητας και διαθέτει σημαντική κατακόρυφη συνιστώσα. Η επιφανειακή κυκλοφορία υποδιαιρείται σε δύο ακόμα κατηγορίες ρευμάτων, οι οποίες είναι τα ανεμογενή ρεύματα και τα ρεύματα οριζόντιων διαφορών πίεσης. Οι δύο αυτές κατηγορίες είναι άρρηκτα συνυφασμένες, καθώς η συρροή θαλάσσιων μαζών από τον άνεμο δημιουργεί συσσωρεύσεις όγκων σε μία ορισμένη περιοχή. Το γεγονός αυτό προκαλεί τη μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης και κατά συνέπεια δημιουργούνται οριζόντιες διαφορές πίεσης στο εσωτερικό.

Η κατανομή της αλατότητας στις θάλασσες εξαρτάται σχεδόν αποκλειστικά από την κατανομή των βροχοπτώσεων και των εξατμίσεων. Περιοχές με αυξημένες τιμές βροχοπτώσεων και μικρές τιμές εξάτμισης, χαρακτηρίζονται από χαμηλή επιφανειακή αλατότητα, ενώ περιοχές με χαμηλό δείκτη βροχοπτώσεων, δηλαδή περιοχές γεωγραφικού πλάτους 20° και 40°, διακρίνονται από υψηλή επιφανειακή αλατότητα, λόγω της μεγάλης εξάτμισης. Επιπλέον, χαμηλές τιμές αλατότητας επικρατούν σε παράκτιες περιοχές, όπου υπάρχουν εκβολές μεγάλων ποταμών. Η κατακόρυφη κατανομή της αλατότητας εξαρτάται από την πυκνότητα του νερού, η οποία θεωρείται υπεύθυνη για την κατακόρυφη κίνηση των θαλάσσιων μαζών. Με την αύξηση της αλατότητας κατά 1‰ προκαλείται αύξηση της πυκνότητας, όμοιας με αυτή που θα προκαλούσε η αύξηση της θερμοκρασίας κατά 4°C. Επίσης, οι παράμετροι της θερμοκρασίας και της αλατότητας έχουν αντίστροφη σχέση με την έννοια του βάρους, καθώς η θερμοκρασία ελαττώνεται, ενώ η αλατότητα αυξάνεται συναρτήσει του βάρους. Σε τροπικές-υποτροπικές περιοχές το μέγιστο αλατότητας κυμαίνεται σε βάθος 50m έως 150m και συμπίπτει πάντα με το ανώτερο μέρος του θερμοκλινούς (Λεοντάρης, 1995).

5.2. Κυκλοφορία και Παραγωγικότητα Μεσογείου

Η Μεσόγειος αποτελεί μία ημίκλειστη παρακείμενη θάλασσα του Ατλαντικού Ωκεανού. Το γεωγραφικό πλάτος της είναι από 30° Β έως 46° Β και το γεωγραφικό μήκος της από 6° Δ έως 36° Α. Βρίσκεται μεταξύ της Ευρώπης, της Ασίας και της Αφρικής και καλύπτει έκταση περίπου 3.000.000km². Η Μεσόγειος Θάλασσα διαθέτει ακτογραμμή μήκους 46.000km, χαρακτηριζόμενη από στενή ηπειρωτική υφαλοκρηπίδα. Η παράκτια ζώνη της Μεσογείου, δηλαδή οι περιοχές βάρους, μικρότερο από 200m, καλύπτει περίπου 579.000km² ή το 20% της συνολικής της επιφάνειας (Συλαίος, 2020).

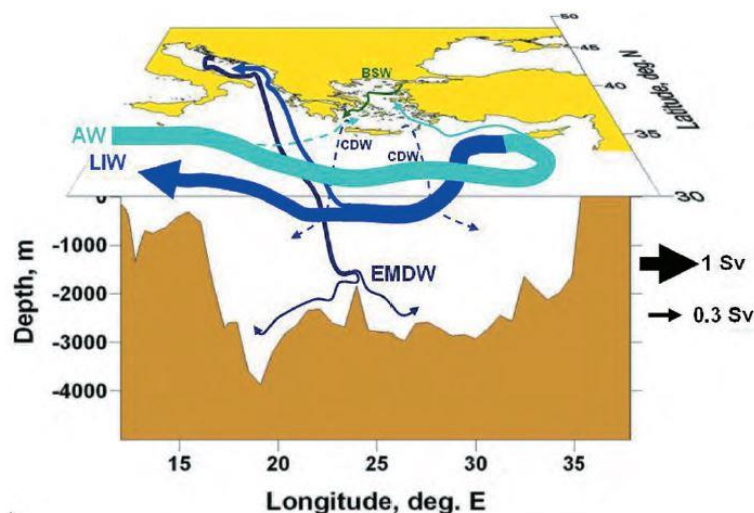
Η Μεσόγειος χαρακτηρίζεται από περιορισμένη επικοινωνία με τον Ατλαντικό Ωκεανό, η οποία πραγματοποιείται μέσω του Στενού του Γιβραλτάρ, νότια της Ιβηρικής χερσονήσου. Ακόμα, μέσω του τεχνητού καναλιού του Σουέζ, η Μεσόγειος επικοινωνεί με την Ερυθρά Θάλασσα και μέσω του Βοσπόρου υπάρχει επικοινωνία με τη Μαύρη Θάλασσα. Το κύριο χαρακτηριστικό της Μεσογείου είναι η έντονη εξάτμιση σε σχέση με το ποσοστό της βροχόπτωσης. Για τον λόγο αυτόν, επικρατούν υψηλές θερμοκρασίες και υψηλές τιμές αλατότητας των υδάτων, ιδιαίτερα στην Ανατολική Μεσόγειο. Η Μεσόγειος Θάλασσα χαρακτηρίζεται ως θερμή και υψηλής αλατότητας θάλασσα, με μέση θερμοκρασία υδάτων 13°C και μέση αλατότητα 37ppt. Το έλλειμμα νερού, λόγω της υψηλότερης εξάτμισης σε σχέση με τη βροχόπτωση και την επιφανειακή απορροή αντισταθμίζεται, μέσω της εισροής υδάτων από τον Ατλαντικό Ωκεανό (1.800 km³) και την εκροή νερού από τη Μαύρη Θάλασσα, μέσω των Στενών των Δαρδανελλίων (300 km³) (Συλαίος, 2020).

Η Μεσόγειος, όπως προαναφέρθηκε, αποτελεί μία ημίκλειστη θάλασσα, η οποία επικοινωνεί με τον Ατλαντικό Ωκεανό μέσω των ρηχών στενών του Γιβραλτάρ. Το χαμηλής αλατότητας Ατλαντικό Νερό AW (Atlantic Water) εισχωρεί στα επιφανειακά, μικρής πυκνότητας υδάτινα στρώματα της Μεσογείου και μετασχηματίζεται σε υψηλής αλατότητας και πυκνότητας Μεσογειακό νερό, το οποίο εκρέει από τα χαμηλότερα υδάτινα στρώματα του στενού του Γιβραλτάρ. Τα βασικά χαρακτηριστικά του AW εξασθενούν όσο κατευθύνεται προς την Ανατολική Μεσόγειο, λόγω της ανάμιξης των υδάτων και της εξάτμισης. Η δημιουργία των ενδιάμεσων και βαθιών υδάτων συμβαίνει σε αποκλειστικές περιοχές εντός της λεκάνης της Μεσογείου. Το επιφανειακό AW μετασχηματίζεται στο ενδιάμεσο νερό της Λεβαντίνης LIW (Levantine Intermediate Water), το οποίο αποτελεί τη βασική εκροή υδάτων από τη Μεσόγειο (Εικόνα 1.). Μέσω της ροής του AW, εισέρχεται στη Μεσόγειο ποσότητα ύδατος που ισούται με 20.000km³ έως 40.000km³ ετησίως, ενώ το LIW εκρέει ετησίως ποσότητα ύδατος, της τάξης των 18.000km³ έως 38.000km³ (Zanetos & Parathanassiou, 2005). Το AW, προαναφέρθηκε πως χαρακτηρίζεται από χαμηλές τιμές αλατότητας. Το ελάχιστο αλατότητας στην υδάτινη στήλη υπολογίζεται στα 50m το καλοκαίρι και κοντά στην επιφάνεια το χειμώνα. Στο Γιβραλτάρ η τιμή της αλατότητας του AW υπολογίζεται στα 36.8ppt, στο στενό της Σικελίας ανέρχεται στα 37.5ppt, ενώ στα Στενά της Κρήτης φτάνει στα 38.6ppt (Theocharis et al., 1993). Ακόμα, το βάθος του ρεύματος από 20m, κατέρχεται στην υδάτινη στήλη και καταλήγει στα 100m. Επιπλέον, η αλατότητα του AW που έχει εισχωρήσει στο Αιγαίο από τα στενά της Κρήτης υπολογίζεται στα 38.6ppt. Όπως έχει αναφερθεί, από τα στενά της Σικελίας και των Δαρδανελλίων εισάγονται χαμηλής πυκνότητας επιφανειακά ύδατα, ενώ υπάρχει εκροή πυκνών υδάτων, ως υποεπιφανειακό στρώμα. Τα ύδατα μικρής πυκνότητας αποκτούν μεγαλύτερη πυκνότητα και κατέρχονται σε βαθύτερα στρώματα. Ο μηχανισμός βύθισης απαιτεί το χαμηλής πυκνότητας στρώμα ύδατος να γίνει ψυχρότερο, χάνοντας θερμοκρασία μέσω της ατμόσφαιρας ή να αποκτήσει μεγαλύτερες τιμές αλατότητας, χάνοντας γλυκό νερό από τη διαδικασία της εξάτμισης. Με αυτόν τον τρόπο, τα πυκνότερα ύδατα κινούνται καθοδικά και δημιουργείται η θερμόαλη κυκλοφορία.

Η Μεσόγειος θάλασσα δεν διαθέτει τα χαρακτηριστικά ενός ωκεανού, αλλά δημιουργεί τη δική της κυκλοφορία. Τα βαθιά νερά της Μεσογείου σχηματίζονται στο Αιγαίο και στην Αδριατική. Το EMDW (Eastern Mediterranean Deep Water) σχηματίζεται στην Αδριατική, μέσω της ανάμιξης των ενδιάμεσων υδάτων με τα βαθιά ψυχρά και πυκνά ύδατα της Αδριατικής. Το EMDW έχει μέση θερμοκρασία 13.3°C και μέση αλατότητα 38.7ppt. Στη συνέχεια, μέσω των στενών του Οτράντο, βυθίζεται και κινείται προς την Ιόνια λεκάνη (Robinson et al., 1992). Μεγάλη ποσότητα επιφανειακών υδάτων που εισέρχονται από το Ιόνιο Πέλαγος και τα στενά της Σικελίας, δεν καταφέρνουν να μετατραπούν σε πυκνά ύδατα κατά τη διάρκεια του ταξιδιού τους προς τα ανατολικά, καθώς η διαδικασία της εξάτμισης

αφαιρεί έναν όγκο ύδατος και αυξάνει την αλατότητα από 38.5rprt που υπολογίζεται στα στενά της Σικελίας, σε 39.1rprt στα ΝΔ της Ασίας. Στην παραπάνω περιοχή επικρατεί υψηλή εξάτμιση, απώλεια θερμότητας και κυκλωνική κυκλοφορία υδάτων, λόγω των ανέμων. Οι συνθήκες αυτές είναι ευνοϊκές για τη δημιουργία υδάτων υψηλών θερμοκρασιών και αυξημένης αλατότητας. Το στρώμα αυτό κατέρχεται σε ενδιάμεσα βάθη έως 600m και αποτελεί το LIW. Το θερμό (15°C) και υψηλής αλατότητας (39rprt) LIW (Millot, 2013) θεωρείται το πιο σημαντικό ρεύμα στην κυκλοφορία της Μεσογείου, καθώς επηρεάζει τις περιοχές σχηματισμού πυκνών υδάτων. Ακόμα, παράγεται στη λεκάνη του Λεβαντίνου και πιο συγκεκριμένα ΝΑ της Ρόδου, κυρίως τον Μάρτιο (Robinson et al., 1992), υπό την επίδραση ξηρών και ψυχρών ηπειρωτικών μαζών αέρα.

Στην παρούσα περιοχή επικρατεί κυκλωνική κυκλοφορία, με την χαρακτηριστική περιδίνηση της Ρόδου. Η κυκλωνική αυτή κίνηση διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στη δημιουργία και εξάπλωση του LIW, το οποίο εμφανίζεται ως ένα υπόστρωμα μεγάλου πάχους. Το βάθος του προηγούμενου στρώματος κυμαίνεται από 50m κατά τη διάρκεια κυκλωνικών κινήσεων, έως 600m κατά τη διάρκεια αντικυκλωνικών κινήσεων και καλύπτει το ψυχρό και μικρότερης αλατότητας EMDW. Ακόμα, το LIW χαρακτηρίζεται από ένα εύρος θερμοκρασιών 14.70°C έως 16.95°C, από ένα εύρος τιμών αλατότητας 38.85 έως 39.15rprt (Georgoroulos et al., 1989) και από ένα εύρος πυκνοτήτων 28.95kg/m³ έως 29.10kg/m³, ανάλογα με την περιοχή όπου εντοπίζεται (Millot, 2013). Επιπλέον, όσο το LIW κινείται δυτικά της Μεσογείου, παρατηρείται ομοιογένεια και απώλεια θερμότητας, λόγω διαδικασιών ανάμιξης υδάτων. Στην Ανατολική Μεσόγειο παρατηρείται ένα ακόμα θερμό (14.70°C – 16.95°C) και υψηλής αλατότητας (38.85rprt – 39.15rprt) παχύ υδάτινο στρώμα που ονομάζεται LSW (Levantine Surface Water) (Millot, 2013), το οποίο εισέρχεται στο Αιγαίο Πέλαγος από τα δυτικά στενά της Κρήτης. Στην Ανατολική Μεσόγειο, στη λεκάνη του Λεβαντίνου, εκτός από την περιδίνηση της Ρόδου παρατηρείται και ο αντικυκλώνας της Ιεράπετρας, ο οποίος βρίσκεται ΝΑ της Κρήτης και διαθέτει σημαντική χωρική μεταβλητότητα στην περιοχή. Τέλος, σημαντικές περιδιμήσεις απαντώνται και στη ΝΔ πλευρά της Ανατολικής Μεσογείου, με τις χαρακτηριστικότερες να είναι ο αντικυκλώνας της Πελοποννήσου στη ΝΔ Πελοπόννησο και ο Κρητικός κυκλώνας, ΝΔ της Κρήτης (Zanetos & Parathanassiou, 2005).



Εικόνα 1. : Θερμόαλη κυκλοφορία Ανατολικής Μεσογείου (Zanetos & Parathanassiou, 2005).

Το υδάτινο περιβάλλον της Ανατολικής Μεσογείου ελέγχεται από το τοπικό κλίμα, την εισροή υδάτων από τους κύριους ποταμούς που διαπερνούν τη νοτιοανατολική Ευρώπη και τον Νείλο ποταμό, καθώς και από τις εποχικές διακυμάνσεις των επιφανειακών υδάτων που εισρέουν στο Αιγαίο Πέλαγος από τη Μαύρη Θάλασσα. Η χαμηλή περιεκτικότητα σε θρεπτικά στοιχεία προσδίδει oligοτροφικό χαρακτήρα (Tselipides et al., 2000) στην Ανατολική Μεσόγειο. Το γεγονός αυτό οφείλεται κυρίως στο φαινόμενο εισροής φτωχού σε θρεπτικά συστατικά, επιφανειακού ύδατος του Ατλαντικού και αντίστοιχης εκροής σχετικά εμπλουτισμένου ενδιάμεσου ύδατος. Στα oligοτροφικά περιβάλλοντα με καλά οξυγονωμένα ύδατα της Ανατολικής Μεσογείου, το βάθος διαβίωσης των τρηματοφόρων περιορίζεται από τη διαθεσιμότητα τροφής και οι συναθροίσεις παρουσιάζουν μικρές τιμές συγκεντρώσεων και χαμηλή ποικιλότητα ειδών, με επικράτηση των επιπανιδικών μορφών (Τριανταφύλλου & Δήμιζα, 2012).

5.3. Κυκλοφορία και Παραγωγικότητα Αιγαίου

Το Αιγαίο Πέλαγος βρίσκεται στη μεταβατική κλιματική ζώνη μεταξύ εύκρατων και ημίξηρων κλιματικών συνθηκών. Διαθέτει μικρό μέγεθος, έκτασης 240.000km², αλλά χαρακτηρίζεται από πολύπλοκη βαθυμετρία (Triantaphyllou, Gogou, et al., 2016). Περιστοιχίζεται από την Ελλάδα και την Τουρκία, επικοινωνεί με Μαύρη Θάλασσα, μέσω του στενού των Δαρδανελίων και με την ανοιχτή Μεσόγειο και τη λεκάνη του Λεβαντίνου, μέσω των Κρητικών στενών. Η λεκάνη του Βόρειου Αιγαίου εκτείνεται ανάμεσα στις ηπειρωτικές περιοχές της Θεσσαλίας, της Μακεδονίας της Θράκης, των νησιών των Σποράδων και της Λήμνου. Το κεντρικό Αιγαίο διαμορφώνεται από τα νησιά των Κυκλάδων, της Ικαρίας και της Σάμου και τα νησιά αυτά αποτελούνται από μεταμορφωμένα πετρώματα μειοκαινικής και πλειοκαινικής ηλικίας (Papanikolaou et al., 2002). Το νότιο τμήμα της λεκάνης του Αιγαίου διαθέτει τοξοειδή μορφή και είναι γνωστό ως λεκάνη της Κρήτης, η οποία οριοθετείται βόρεια από το νότιο τμήμα του οροπεδίου των Κυκλάδων και νότια από το νησί της Κρήτης. Η λεκάνη της Κρήτης αποτελεί την οπισθόταφρο του ελληνικού ορογενετικού τόξου, η οποία αναπτύχθηκε στα τέλη του Μειοκαινίου και συνορεύει με το ηφαιστειακό τόξο του Αιγαίου, το οποίο βρίσκεται κατά μήκος της νότιας πλευράς του οροπεδίου των Κυκλάδων. Στη λεκάνη του Βόρειου Αιγαίου παρατηρούνται μεγάλες τιμές ιζηματογένεσης, με απότομη μείωση νοτιότερα. Το γεγονός αυτό οφείλεται στο ότι τα μεγάλα ποτάμια των Βαλκανίων μεταφέρουν το κλαστικό υλικό της διάβρωσης μέσα στη λεκάνη του Βόρειου Αιγαίου, όπου εγκλωβίζεται, μη δυνάμενο να περάσει νοτιότερα, λόγω του μεγάλου νότιου περιθωριακού ρήγματος της λεκάνης που ανυψώνει την πλατφόρμα Λήμνου-Σποράδων (Παπανικολάου, 2015).

Η θερμόαλη κυκλοφορία του Αιγαίου αποδεικνύεται αρκετά περίπλοκη. Το Αιγαίο χαρακτηρίζεται από υψηλές πυκνότητες υδάτων στις βαθιές λεκάνες, με τα πιο πυκνά ύδατα να απαντώνται στις βαθιές λεκάνες του Βόρειου Αιγαίου. Το Βόρειο Αιγαίο εξάγει ύδατα χαμηλής πυκνότητας προς το Νότιο, λόγω της κυκλοφορίας της Μαύρης Θάλασσας. Όσον αφορά τη Μαύρη Θάλασσα, καταγράφεται εισροή επιφανειακών υδάτων (1.250km³ ετησίως) στο Αιγαίο και συνεπώς στη Μεσόγειο, ενώ από το BSW παρουσιάζεται βαθύτερη εκροή (950km³ ετησίως). Το BSW αποτελεί ψυχρότερο ρεύμα 9°C έως 22°C και χαρακτηρίζεται από χαμηλή αλατότητα 24ppt έως 28ppt. Το ρεύμα αυτό διατρέχει την ανατολική ακτή της Ελλάδας και προσεγγίζει και το ΝΔ Αιγαίο (Triantaphyllou et al., 2009). Το χειμώνα καταγράφεται υψηλότερη αλατότητα αυτού, λόγω ανάμιξής του με το

υποκείμενο στρώμα του Λεβαντίνου (LIW). Ακόμα, το BSW χαρακτηρίζεται από 24ppt έως 26ppt τη θερμή περίοδο και 30ppt έως 35ppt την ψυχρή περίοδο (Theocharis et al., 1993).

Τα ύδατα της Μαύρης Θάλασσας εισέρχονται στο Αιγαίο από τη λεκάνη ανατολικά της Λήμνου και σχηματίζουν ένα λεπτό επιφανειακό στρώμα πάχους 20m έως 40m, το οποίο εκτείνεται σε όλο το Βόρειο Αιγαίο, ακολουθώντας κυκλωνική ροή προς τα Δ-ΝΔ. Το επιφανειακό αυτό στρώμα διαχωρίζει το ενδιάμεσο νερό από την ατμόσφαιρα. Επίσης, παρατηρείται απώλεια θερμοκρασίας πριν από το σχηματισμό πυκνότητας, παρόμοιας τιμής με την πυκνότητα του υποκείμενου στρώματος και συνεπώς δεν σχηματίζονται περαιτέρω πυκνά ύδατα. Τα ύδατα που τροφοδοτούν τις βαθιές λεκάνες του Βόρειου Αιγαίου, χαρακτηρίζονται από πυκνότητες, τουλάχιστον $0.20\text{km}/\text{m}^3$, υψηλότερες από την υδάτινη μάζα που γεμίζει τη βαθιά θάλασσα της Κρήτης (Zanetos & Parathanassiou, 2005), CDW. Το CDW έχει μέση πυκνότητα $29.2\text{km}/\text{m}^3$ και οι εκροές του προς την Ανατολική Μεσόγειο είναι υψηλότερες τον Απρίλιο έως τον Ιούνιο και χαμηλότερες τον Οκτώβριο έως τον Δεκέμβριο (Kontoyiannis et al., 1999).

Η κύρια προέλευση του CDW θεωρείται ότι είναι το πλατό των Κυκλάδων, με πιθανή συνεισφορά από τα βαθιά ύδατα του Βόρειου Αιγαίου κατά τη διάρκεια σχηματισμού τους. Ο μηχανισμός σχηματισμού του CDW είναι παρόμοιος με το σχηματισμό θερμόαλης κυκλοφορίας. Αρχικά παρατηρείται αύξηση της αλατότητας των επιφανειακών υδάτων, λόγω της διαδικασίας της εξάτμισης. Καταγράφεται, λοιπόν, ένα σημείο, του οποίου η πυκνότητα υπερβαίνει την πυκνότητα των υποκείμενων υδάτων, αν και η θερμοκρασία του παραμένει σχετικά υψηλή. Τα βαθύτερα ύδατα γίνονται προοδευτικά πυκνότερα, ενώ η θερμοκρασία των επιφανειακών υδάτων ελαττώνεται, με συνέπεια αυτά να βυθίζονται. Τα στοιχεία για τη διαδικασία αυτή παρέχονται από τη μείωση της θερμοκρασίας του CDW που καταγράφηκε μεταξύ 1991 και 1995 (Tsimplis et al., 1999).

Στο Νότιο Αιγαίο υπάρχει έντονη εισροή υδάτων από το Βόρειο Αιγαίο και συνεπώς η αναλογία των υδάτων μεταβάλλεται σποραδικά. Η εκροή από το Αιγαίο, ανεξάρτητα αν είναι επιφανειακή ή βαθιά, υψηλής ή χαμηλής πυκνότητας υδάτων, εξισορροπείται μέσω της εισροής του LIW και του μίγματος με το EMDW. Με τον τρόπο αυτόν, δημιουργείται το TMW (Transitional Mediterranean Water), που εισέρχεται στο Αιγαίο από τα ανατολικά στενά της Κρήτης, απαντάται κυρίως στο Νότιο Αιγαίο στα ενδιάμεσα βάθη, 400m έως 900m, και διαθέτει χαμηλή αλατότητα. Το TMW καταλαμβάνει ενδιάμεσα βάθη, καθώς και το ανώτερο στρώμα των βαθιών υδάτων, ενώ μπορεί να πλησιάσει τα επιφανειακά ύδατα της Κρητικής λεκάνης κατά τη διάρκεια του χειμώνα (Georgoroulos et al., 2000).

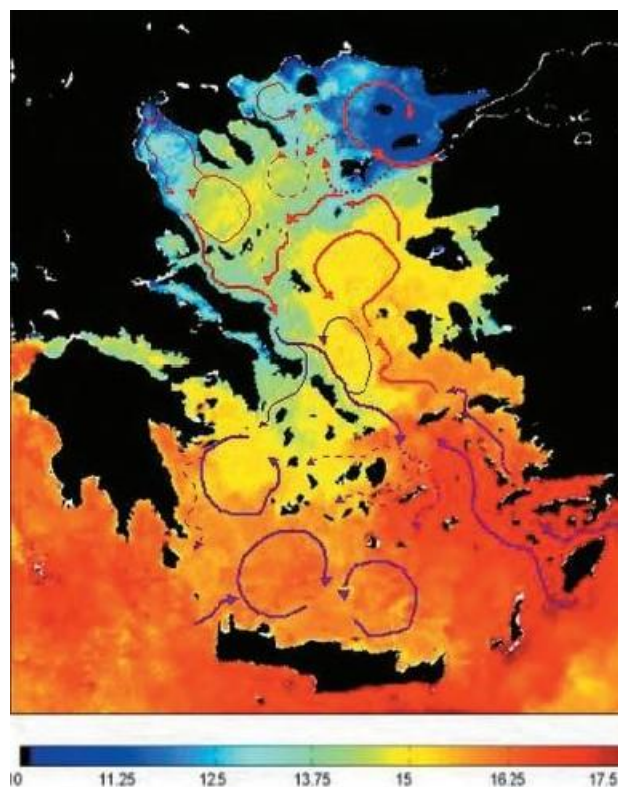
Το LIW στην Κρητική λεκάνη, περιστασιακά χαρακτηρίζεται από υψηλότερες τιμές οξυγόνου και αλατότητας σε σχέση με το αντίστοιχό του, εκτός των στενών της Κρήτης και καλείται CIW. Το CIW διαθέτει παραπλήσιες ιδιότητες με το LIW. Η μέγιστη αλατότητα υπολογίζεται στα 39.2ppt και πληρώνει τα ενδιάμεσα υδάτινα στρώματα 70m έως 400m του Αιγαίου, διαχωρίζοντας το επιφανειακό BSW από τα τοπικά βαθιά νερά του Βόρειου Αιγαίου. Στο Νότιο Αιγαίο, το στρώμα CIW καλύπτει το TMW που εισέρχεται από τα στενά της Κρήτης και το CDW. Επιπρόσθετα, το EMDW διαθέτει ελαφρώς χαμηλότερη πυκνότητα από το CIW/LIW και καταλαμβάνει το βαθύ στρώμα της Ανατολικής Μεσογείου. Επίσης, τα επιφανειακά στρώματα του Κρητικού Πελάγους καταλαμβάνονται από το θερμό και υψηλής αλατότητας στρώμα CSW (Zanetos & Parathanassiou, 2005).

Η κυκλοφορία του Αιγαίου είναι κατά κύριο λόγο κυκλωνική (Triantaphyllou, Gogou, et al., 2016) (Εικόνα 2.), με θερμά αλατούχα ύδατα, προερχόμενα από τη λεκάνη του

Λεβαντίνου, τα οποία εισχωρούν στο Αιγαίο από τα ανατολικά στενά της Κρήτης. Ακόμα, στη λεκάνη της Χίου υπάρχουν δύο κυκλώνες που συμβάλλουν στη γενική κυκλωνική κυκλοφορία.

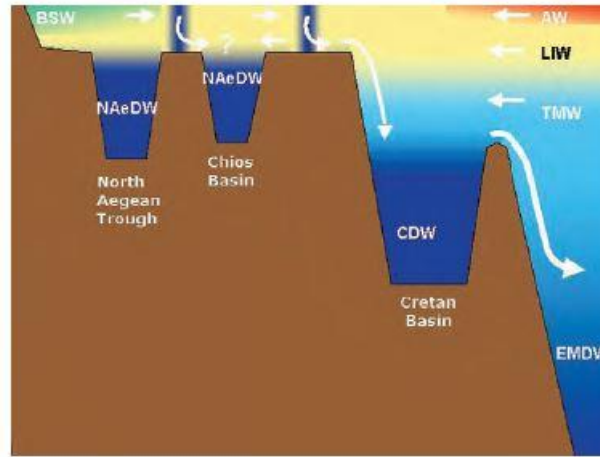
Συγκεκριμένα για το LIW στο χώρο του Αιγαίου, ταξιδεύει βόρεια από την ανατολική πλευρά του Αιγαίου σε βάθος 400m και βρίσκεται εκατέρωθεν των BSW και LSW. Το LSW, όπως έχει αναφερθεί, αποτελεί ένα επιφανειακό, θερμό και αυξημένης αλατότητας υδάτινο στρώμα, το οποίο εισέρχεται στο Κρητικό Πέλαγος μέσω των ανατολικών Κρητικών στενών (Velaoras et al., 2014). Ακόμα, το LSW μεταφέρεται μέσω του ρεύματος της Μικράς Ασίας (AMC), το οποίο διατρέχει και μικρές ακτές κατά μήκος της περιφέρειας του Γύρου της Ρόδου (Kontoyiannis et al., 1999). Στη συνέχεια, το LSW διαχωρίζεται στον δυτικό κλάδο, που τροφοδοτεί το Κρητικό Πέλαγος, και στον ανατολικό κλάδο που κινείται βόρεια και τροφοδοτεί το Κεντρικό Αιγαίο (Theocharis et al., 1993)

Σχετικά με την Κρητική λεκάνη, τροφοδοτείται με χαμηλής αλατότητας ύδατα από το Βόρειο Αιγαίο και με υψηλής αλατότητας ύδατα από τη λεκάνη του Λεβαντίνου. Ανατολικά και βόρεια της Κρήτης υπολογίστηκε θερμοκρασία 16.04°C, αλατότητα 39.07ppt και μέση πυκνότητα, μικρότερη από 29km/m³. Στις νοτιότερες και κεντρικές περιοχές της Κρητικής λεκάνης, καταγράφηκε θερμοκρασία 15.15°C, καθώς και πυκνότερα και χαμηλότερης αλατότητας ύδατα σε σχέση με τη βόρεια πλευρά (Georgoroulos et al., 1989). Επίσης, η γενικότερη κυκλοφορία στο Κρητικό πέλαγος κυριαρχείται από τον αντικυκλώνα πάνω από την κεντρική και δυτική περιοχή βόρεια της Κρήτη και από τον κυκλώνα στην κεντρική και ανατολική περιοχή βόρεια της Κρήτης.

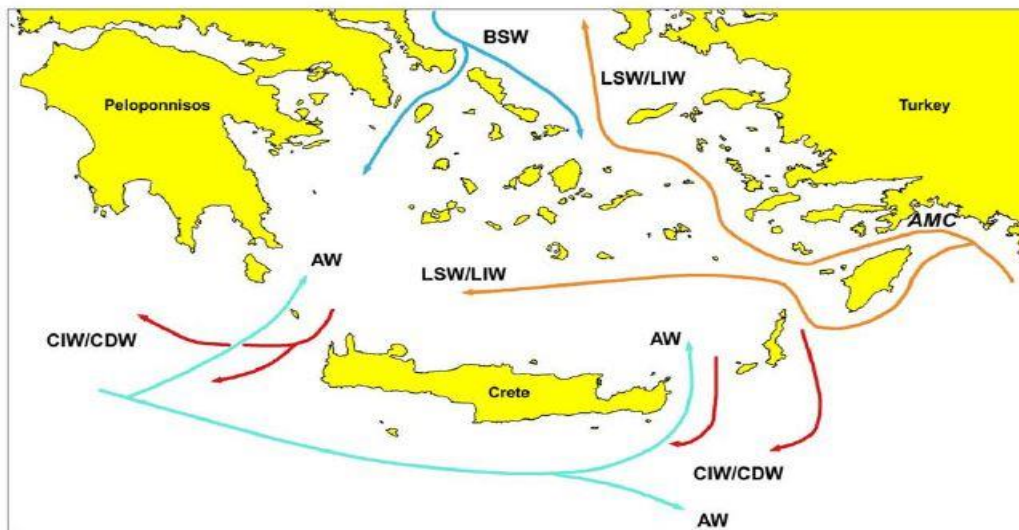


Εικόνα 2. : Επιφανειακή Κυκλοφορία Αιγαίου αποτυπωμένη πάνω σε δορυφορική εικόνα αναπαράστασης των SST τον Φεβρουάριου του 2000 (Klaoudatos et al., 2010).

Τέλος, όσον αφορά το AW, μπορεί να εντοπιστεί ΝΔ και ΝΑ στο Αιγαίο, καθώς εισέρχεται από τα δυτικά στενά της Κρήτης. Το AW αναγνωρίζεται από την ελάχιστη επιφανειακή και υποεπιφανειακή αλατότητα και από το μικρότερο βάθος των 200m. Επίσης, υπερκαλύπτεται συχνά από το LSW. Τα ρεύματα του Αιγαίου που προαναφέρθηκαν αποτυπώνονται συνοπτικά στις Εικόνες 3. και 4.



Εικόνα 3. : Θερμόαλη Κυκλοφορία Αιγαίου κατά τη διάρκεια ήπιων κλιματικών συνθηκών (Zanetos & Parathanassiou, 2005).



Εικόνα 4. : Σχηματική αναπαράσταση των κυριότερων υδάτινων μαζών στην περιοχή του Κεντρικού και Νότιου Αιγαίου (Velaoras et al., 2014).

Όσον αφορά την παραγωγικότητα, το Αιγαίο Πέλαγος αποτελεί ένα αρκετά oligοτροφικό περιβάλλον, με περιορισμένη ανάπτυξη φυτοπλαγκτού και ζωοπλαγκτού (Michelakaki & Kitsiou, 2005). Στο Βόρειο Αιγαίο υπάρχει αυξημένη συγκέντρωση θρεπτικών συστατικών σε σχέση με το Νότιο Αιγαίο, λόγω των υδάτων της Μαύρης Θάλασσας, που εισέρχονται στο Αιγαίο από τα στενά των Δαρδανελίων. Τα παραπάνω χαρακτηριστικά σχετίζονται με την τοπογραφία της περιοχής, δηλαδή την εκτεταμένη υφαλοκρηπίδα, καθώς και με την εισροή υδάτων από ποτάμια της Ελλάδας και της Τουρκίας. Τέλος, η αυξημένη συγκέντρωση θρεπτικών συστατικών σχετίζεται και με την έντονη υδρολογική πολυπλοκότητα που επικρατεί στην περιοχή του Βόρειου Αιγαίου.

6. Γεωλογικό καθεστώς ευρύτερης περιοχής μελέτης

6.1. Γεωλογία Μεσογείου

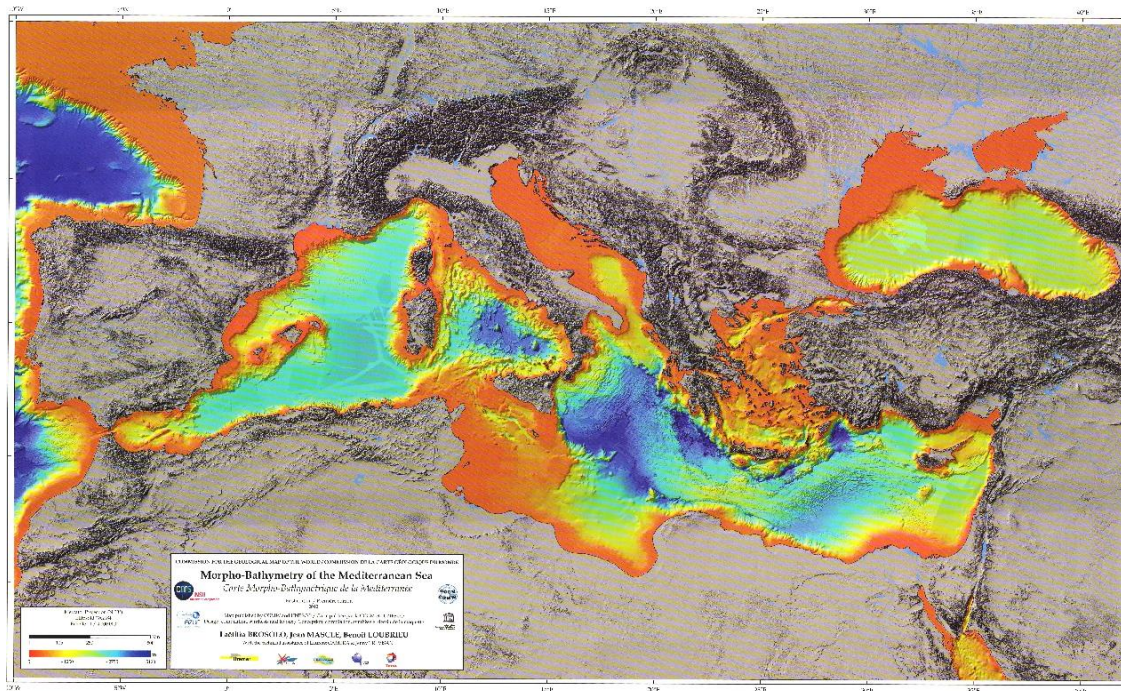
Η Μεσόγειος αποτελεί το μοναδικό υπόλειμμα του παλαιότερου ωκεανού της Τηθύος. Τη σημερινή εποχή, η διαδικασία της υποβύθισης της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική είναι ενεργή και το γεγονός αυτό οδηγεί στη συρρίκνωση της Μεσογείου Θάλασσας.

Η φυσικογεωγραφική διαίρεση της Μεσογείου σε σχέση με το αλπικό σύστημα της Τηθύος αποδεικνύει μία σύνθετη δομή, με αρκετά διαφοροποιημένη εξέλιξη (Παπανικολάου, 2015). Η Μεσόγειος διακρίνεται σε δύο επιμέρους μεγάλες λεκάνες, δυτικά και ανατολικά, οι οποίες διαχωρίζονται με μία νοητή γραμμή στο στενό της Σικελίας. Στην ανατολική Μεσόγειο απαντώνται με τη σειρά τους δύο λεκάνες, η Λεκάνη του Ηροδότου (δυτικά) και η Λεκάνη του Λεβαντίνου (ανατολικά). Οι δύο αυτές λεκάνες χωρίζονται από το υποθαλάσσιο όρος του Ερατοσθένη και οριοθετούνται βόρεια από το τόξο της Κύπρου και το ανατολικό τμήμα της Μεσογειακής Ράχης, νότια από την πλατφόρμα της Σαχάρας και ανατολικά από το ρήγμα μετασχηματισμού της Νεκράς Θάλασσας. Επιπρόσθετα, η λεκάνη του Ηροδότου αποτελείται από ωκεάνιο φλοιό, σε αντίθεση με τη λεκάνη του Λεβαντίνου, που αποτελείται από λεπτυσμένο ηπειρωτικό φλοιό. Ακόμα, το υποθαλάσσιο όρος του Ερατοσθένη αντικατοπτρίζει ένα ηπειρωτικό τέμαχος, το οποίο αποσπάστηκε από το περιθώριο του Λεβαντίνου κατά τον σχηματισμό της λεκάνης του Λεβαντίνου (Σκούρτσος & Σούκης, 2017).

Στο δυτικό κομμάτι της ανατολικής Μεσογείου απαντάται η Ιόνια λεκάνη, η οποία χαρακτηρίζεται από πελαγική ιζηματογένεση. Το πάχος του φλοιού είναι 7km έως 9km, δηλαδή συγκρίσιμο του πάχους ωκεάνιου φλοιού στους μεγάλους ωκεανούς. Επιπλέον, ο ωκεάνιος φλοιός της Ιόνιας λεκάνης είναι τριαδικής ηλικίας και διαθέτει ένα ιζηματογενές επικάλυμμα πάχους 5km έως 8km, από το Τριαδικό έως σήμερα. Όσον αφορά την παραμόρφωση, τα περιθώρια της λεκάνης έχουν υποστεί παραμόρφωση Τριαδικής-Ιουρασικής ηλικίας από ρήγματα διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ έως ΒΒΔ-ΝΝΑ. Επίσης, υπάρχουν στοιχεία που υποδεικνύουν ρηξιγενή, διεφελκυστική παραμόρφωση ηλικίας Νεογενούς-Τεταρτογενούς (Παπανικολάου, 2015).

Η Ιόνια λεκάνη αποτελεί πιθανότατα ένα υπόλειμμα του Μεσοζωικού ωκεανού της Τηθύος και οριοθετείται από δύο παθητικά ηπειρωτικά περιθώρια. Το ΒΑ περιθώριο της Ιόνιας λεκάνης είναι το νότιο περιθώριο της Απουλίας και το ΝΑ περιθώριο αποτελεί ο κρημνός της Μάλτας και της Σικελίας. Η μετάβαση από τον ηπειρωτικό φλοιό στον ωκεάνιο είναι πιο απότομη στο ΒΑ περιθώριο, σε σχέση με το ΝΔ. Τέλος, η λεκάνη αυτή διαθέτει τα μεγαλύτερα βάθη σε όλη την έκταση της Μεσογείου (Σκούρτσος & Σούκης, 2017)

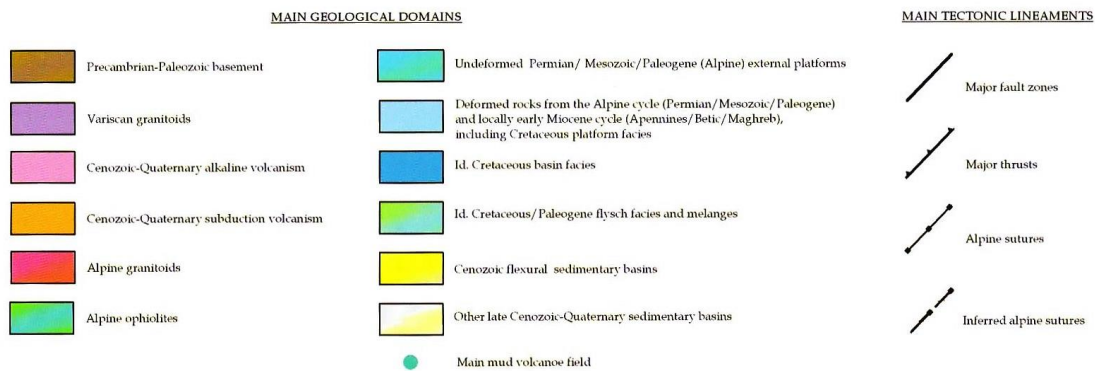
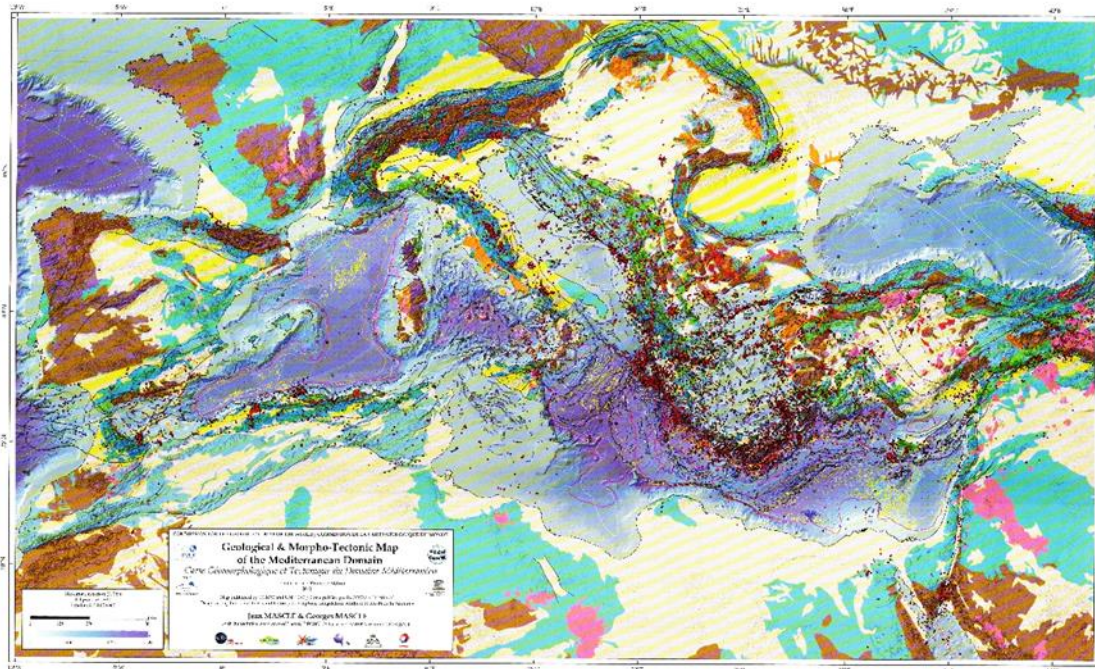
Στο δυτικό κομμάτι της Μεσογείου απαντώνται δύο ακόμα υπολεκάνες, η λεκάνη των Βαλεαρίδων (δυτικά) και η Τυρρηνική Θάλασσα (ανατολικά). Η Τυρρηνική Θάλασσα διαθέτει τα μεγαλύτερα βάθη στη δυτική Μεσόγειο, ενώ στη λεκάνη των Βαλεαρίδων τα βάθη περιορίζονται έως τα 2.750m (Εικόνα 5.) (Brosolo et al., 2012).



Εικόνα 5. : Μορφο-βαθυμετρικός χάρτης Μεσογείου (Brosolo et al., 2012).

Οι δύο λεκάνες της δυτικής Μεσογείου, Βαlearίδες και Τυρρηνικό, βρίσκονται εντός του αλπικού συστήματος, δηλαδή μεταξύ των δύο μετώπων των δύο κλάδων. Αντίθετα, οι ανατολικές λεκάνες, του Ιονίου και των Ηροδότου και Λεβαντίνου, απαντούν στη νότια πλευρά του νότιου μετώπου του αλπικού συστήματος, πάνω στην Αφρικανική πλάκα. Συνεπώς, οι δυτικές λεκάνες έχουν διαμορφωθεί, αφού έχει επέλθει η σύγκρουση μεταξύ Ευρώπης και Αφρικής στο Ολιγόκαινο-Μειόκαινο. Οι προαναφερόμενες λεκάνες, επίσης, βρίσκονται εντός του αλπικού ορογενούς και η ηλικία τους είναι μειοκαινική-τεταρτογενής. Οι ανατολικές λεκάνες έχουν τεκτονικά ενεργό το βόρειο όριό τους, το οποίο εκφράζει την τεκτονική επαφή της Ευρωπαϊκής πλάκας με την Αφρικανική (Εικόνα 6.). Επιπλέον, το όριο αυτό έρχεται σε άμεση επαφή με το νότιο μέτωπο των τριών αλπικών τόξων, Καλαβρίας, Ελληνικό και Κύπρου. Το νότιο όριο των ανατολικών λεκανών της Μεσογείου αποτελεί το παθητικό περιθώριο της Αφρικανικής πλάκας, από την εποχή διάνοιξης της λεκάνης της Ανατολικής Μεσογείου κατά το Τριαδικό-Ιουρασικό (Παπανικολάου, 2015). Ακόμα, οι βαθιές λεκάνες της Μεσογείου αρχίζουν από βάθος περίπου 3.000m (Εικόνα 5.) (Brosolo et al., 2012) και περιέχουν αρκετά μεγάλα πάχη ιζημάτων, συμπεριλαμβανομένων και των εβαποριτών, από την κρίση αλμυρότητας του Μειοκαίνου.

Τέλος, στην βορειοανατολική περιοχή της Μεσογείου απαντάται η απομονωμένη λεκάνη της Μαύρης Θάλασσας, η οποία αποτελεί μια ανενεργή λεκάνη από το τέλος του Κρητιδικού. Η λεκάνη αυτή αποτελεί υπόλειμμα τεκτονικών διεργασιών και απαρτίζεται από ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης (Παπανικολάου, 2015).



Εικόνα 6. : Γεωλογικός και Μορφοτεκτονικός χάρτης Μεσογείου (Mascle & Mascle, 2012).

6.2. Γεωλογία Ελλάδας

Η Ελλάδα αποτελεί τμήμα της Νέο-Ευρώπης και ανήκει στον αλπικό ορογενετικό κύκλο. Ο αλπικός ορογενετικός κύκλος σε ορισμένες περιοχές έχει ολοκληρωθεί με τον σχηματισμό συγκρουσιακής οροσειράς, όπως για παράδειγμα οι Άλπεις και ο Καύκασος, ενώ στον ελληνικό χώρο συνεχίζεται η σταδιακή προσαύξηση στα ορογενετικά τόξα της ανατολικής Μεσογείου. Πιο συγκεκριμένα, η Ελλάδα αποτελεί τμήμα του αλπικού συστήματος της Τηθύος και βρίσκεται στη μία από τις δύο ορεινές αλυσίδες του αλπικού συστήματος. Η αλυσίδα αυτή είναι αποτέλεσμα της σύγκρουσης του ηπειρωτικού φλοιού της Ευρασίας προς βορρά και των τεμάχων της Αφρικής, της Αραβίας και της Ινδίας προς νότο, δηλαδή τεμαχών που αποτελούσαν τμήμα της Γκοντβάνα. Ακόμα, το ορογενετικό σύστημα της Τηθύος περιλαμβάνει ευθύγραμμα και καμπυλόγραμμα τμήματα, τα οποία αποτελούν με τη σειρά τους επιμέρους ορογενετικά τόξα. Ο ελληνικός χώρος ανήκει στην κατηγορία των καμπυλόγραμμων τόξων και απαρτίζει το ελληνικό ορογενετικό τόξο του ορογενετικού τμήματος τη Τηθύος. Επιπλέον, το εν λόγω ορογενετικό σύστημα διακρίνεται σε δύο

κλάδους, οι οποίοι είναι παράλληλοι στην αλπική ζώνη. Οι κλάδοι αυτοί περιλαμβάνουν επιμέρους οροσειρές του παρόντος ορογενετικού συστήματος και εκτείνονται έως τα Ιμαλάια. Ακόμα, έχουν διαφορετική τεκτονική ασυμμετρία, δηλαδή αντίθετη φορά κατάκλισης, που αυτό γίνεται αντιληπτό από τις πτυχωσεις και επωθήσεις των τεκτονικών καλυμμάτων. Στον βόρειο κλάδο απαντώνται από τα δυτικά προς τα ανατολικά, οι Βετίδες, τα Πυρηναία, οι βόρειες Άλπεις, τα Καρπάθια, οι Βαλκανίδες, οι Ποντίδες και ο Καύκασος. Αντίστοιχα, στον νότιο κλάδο περιλαμβάνονται, από τα δυτικά προς τα ανατολικά, το Ριφ, ο Άτλας, τα Απέννινα, οι νότιες Άλπεις, οι Δειναρίδες, οι Ελληνίδες, οι Ταυρίδες και οι Ιρανίδες (Παπανικολάου, 2015).

6.2.1. Εξωτερικές και Εσωτερικές Ελληνίδες

Οι γεωλογικοί σχηματισμοί στον ελλαδικό χώρο διακρίνονται σε γεωτεκτονικές ενότητες. Οι ενότητες αυτές ονομάζονται Ελληνίδες και διαφοροποιούνται σε εξωτερικές και εσωτερικές. Οι εξωτερικές Ελληνίδες χαρακτηρίζονται από συνεχή ιζηματογένεση κατά τη διάρκεια του Μεσοζωικού και μεγάλο τμήμα του Καινοζωικού. Επιπλέον, έχουν τεκτονιστεί μία μόνο φορά, στην κύρια αλπική ορογένεση, η οποία κορυφώθηκε στο Ανώτερο Ηώκαινο-Μέσο Μειόκαινο.

Οι εσωτερικές Ελληνίδες εμφανίζουν συνεχή ιζηματογένεση έως το Μέσο Ιουρασικό-Κατώτερο Κρητιδικό και έχουν τεκτονιστεί δύο φορές. Η πρώτη φάση έλαβε χώρα κατά την πρώιμη αλπική ορογένεση στο Ανώτερο Ιουρασικό-Κατώτερο Κρητιδικό, ενώ η δεύτερη φάση έλαβε χώρα κατά την κύρια αλπική ορογένεση, στο Ανώτερο Ηώκαινο-Μέσο Μειόκαινο. Ακόμα, οι εσωτερικές Ελληνίδες χαρακτηρίζονται από την παρουσία οφιολίθων και πιο συγκεκριμένα από τους οφιολίθους του Αξιού, ηλικίας Μέσου Τριαδικού-Μέσου Ιουρασικού και τέλος, καλύπτονται ασύμφωνα από σχηματισμούς του Μέσου-Ανώτερου Κρητιδικού και από φλύσχη του Παλαιόκαινου-Ηώκαινου (Σκούρτσος & Σούκης, 2017).

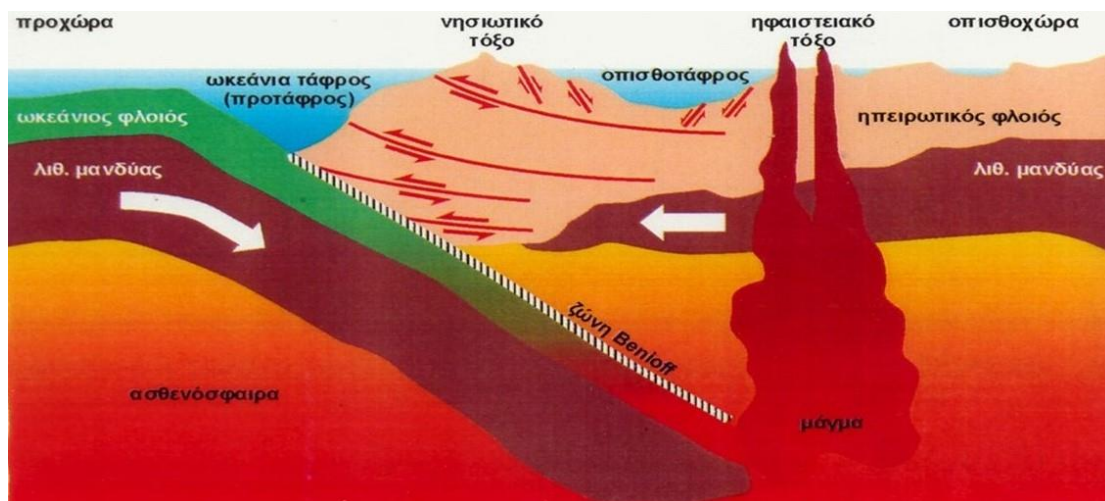
6.2.2. Εξωτερική, Ενδιάμεση και Εσωτερική Τεκτονομεταμορφική Ζώνη

Οι γεωτεκτονικές ενότητες των Ελληνίδων διακρίνονται, επίσης, σε μεταμορφωμένες και μη μεταμορφωμένες ενότητες. Οι μεταμορφωμένες ενότητες με τη σειρά τους χωρίζονται στην Εξωτερική, την Ενδιάμεση και την Εσωτερική τεκτονομεταμορφική ζώνη. Η Εξωτερική τεκτονομεταμορφική ζώνη εμφανίζεται στην Πελοπόννησο, την Κρήτη και τη Ρόδο, η Ενδιάμεση παρατηρείται στην Αττικοκυκλαδική περιοχή, στην Ανατολική Θεσσαλία και τη Δυτική Μακεδονία, ενώ η Εσωτερική απαντάται στην Κεντρική – Ανατολική Μακεδονία, τη Θράκη και τα νησιά του Βορείου Αιγαίου.

6.2.3. Ζώνη υποβύθισης και Ελληνικό Ορογενετικό Τόξο

Η διαμόρφωση της Ελλάδας οφείλεται σε ένα ιδιαίτερο γεωλογικό γεγονός, το οποίο οφείλεται στη θέση του ελλαδικού χώρου. Το ενεργό νότιο ηπειρωτικό περιθώριο της Ευρωπαϊκής πλάκας προελαύνει προς νότο και κάτω από αυτό υποβυθίζονται τα ακραία και αρχαιότερα υπολείμματα της ωκεάνιας λιθόσφαιρας που είναι τμήμα της Αφρικανικής πλάκας, δηλαδή του ωκεανού της Τηθύος, όπου η προαναφερόμενη πλάκα κινείται προς βορρά.

Κατά τη σύγκλιση των πλακών, υποβυθίζεται ωκεάνια λιθόσφαιρα, είτε κάτω από μία άλλη ωκεάνια, είτε κάτω από ηπειρωτική λιθόσφαιρα. Στη ζώνη σύγκλισης διαμορφώνεται μία σχεδόν σταθερή γεωμετρία επιμέρους τρημάτων, τα οποία συνθέτουν το ορογενετικό τόξο. Η παραπάνω δομή στον ελλαδικό χώρο ονομάζεται ελληνικό τόξο (Εικόνα 7.), λόγω του καμπυλόγραμμου σχήματός του και συνεχίζεται δυτικά με το αντίστοιχο τόξο της Καλαβρίας και ανατολικά με το τόξο της Κύπρου. Η γεωμετρία του ελληνικού τόξου είναι διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ στα Ιόνια νησιά και τη δυτική Ελλάδα και Πελοπόννησο, κάμπτεται σε Α-Δ από τα Κύθηρα στην Κρήτη και κατόπιν αποκτά διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ στην Κάσο, Κάρπαθο και Ρόδο, μέχρι τα ΝΔ μικρασιατικά παράλια.



Εικόνα 7. : Σχηματική απεικόνιση του ελληνικού τόξου (Παπανικολάου & Σίδερης, 2014).

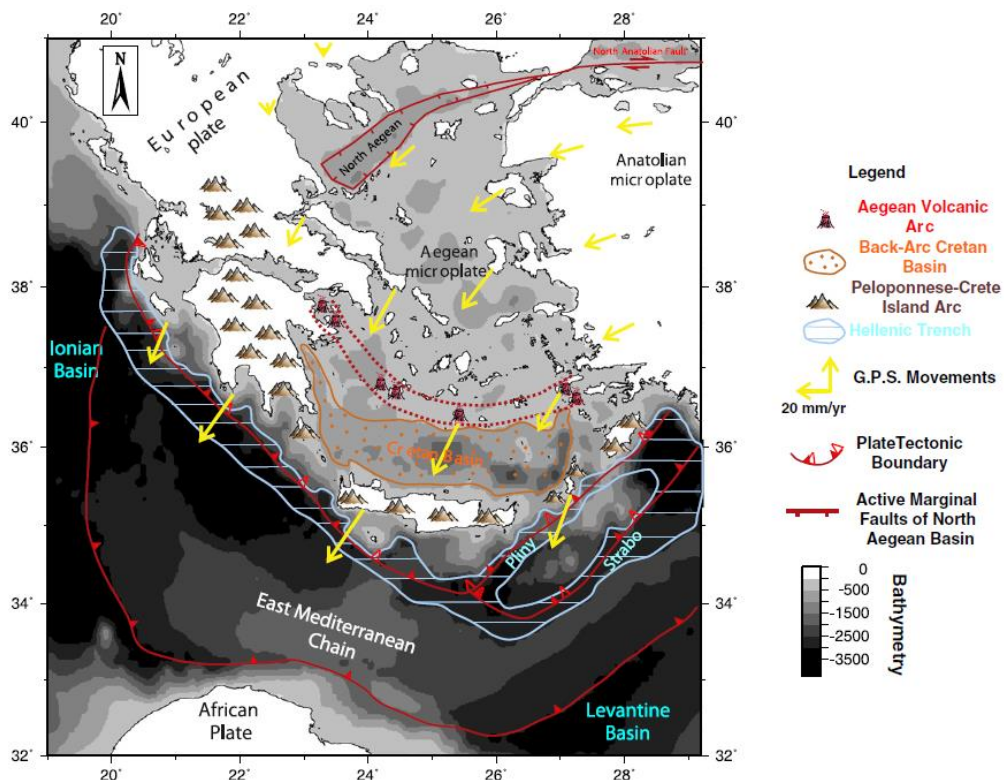
Στο ελληνικό τόξο και κατ'επέκταση στον χώρο του Αιγαίου, ασκείται έντονη πίεση από το ηπειρωτικό τέμαχος της Ανατολίας, το οποίο κινείται προς την ελληνική πλευρά κατά μήκος του μεγάλου οριζοντιολισθητικού ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας. Το ελληνικό ορογενετικό τόξο κατέχει εξέχουσα θέση στο παγκόσμιο επιστημονικό ενδιαφέρον και αυτό έγκειται στο γεγονός ότι στο κεντρικό τμήμα του, δηλαδή στον άξονα Κρήτης-Κυρηναϊκής (Λιβύη), οι μεταλλικές αλλόχθονες δομές της προελαύνουσας Ευρωπαϊκής πλάκας έχουν έρθει σε επαφή με το παθητικό περιθώριο της Αφρικανικής πλάκας. Στον συγκεκριμένο χώρο έχει ολοκληρωθεί το στάδιο ολικής συμπίεσης του ωκεανού της Τηθύος και η περιοχή βρίσκεται στο στάδιο της τελικής σύγκρουσης Ευρώπης και Αφρικής, με πλήρη εξαφάνιση της Τηθύος (Παπανικολάου, 2015). Το προαναφερόμενο γεγονός γίνεται αντιληπτό και από την παρατήρηση της Μεσογειακής Ράχης.

Η Μεσογειακή Ράχη αποτελεί ένα σύγχρονο πρίσμα προσαύξησης και διαιρείται σε τρία τεκτονικά πεδία, το εξωτερικό και νοτιότερο, το κεντρικό και το εσωτερικό και βορειότερο τεκτονικό πεδίο. Το εξωτερικό τεκτονικό πεδίο περιλαμβάνει πτυχές και εφίππευσεις που επηρεάζουν μόνο τα ιζήματα πάνω από τους μεσσηνίους εβαπορίτες, οι οποίοι συνιστούν τον οριζοντα αποκόλλησης, ενώ στην επαφή της Μεσογειακής Ράχης και του περιθωρίου της Λιβύης απουσιάζουν οι εβαπορίτες του Μεσσηνίου, γεγονός που μαρτυρά την εξελισσόμενη προέλαση της Ευρωπαϊκής πλάκας πάνω στην Αφρικανική. Το κεντρικό τεκτονικό πεδίο διαθέτει σχετικά επίπεδη μορφολογία, πιο αραιές πτυχώσεις και εφίππευσεις και χαρακτηρίζεται από ένα άλμα από βαθύτερα στρώματα του επιπέδου

αποκόλλησης σε αργίλους Άπτιας ηλικίας. Το εσωτερικό τεκτονικό πεδίο συγκροτείται από έντονο ανάγλυφο. Είναι το υψηλότερο τμήμα της Μεσογειακής Ράχης και έχει αντίρροπες επιπτώσεις και παραμόρφωση, λόγω ρηγμάτων οριζόντιας ολίσθησης. Τα ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης ριζώνονται στην επαφή της Μεσογειακής Ράχης με το οπισθο-όριο, το οποίο αντιπροσωπεύει μία αντίρροπη επώθηση. Οι διαφοροποιήσεις της παραμόρφωσης στα τρία τεκτονικά πεδία εξηγούνται λόγω της επαφής του Αφρικανικού περιθωρίου με το οπισθο-όριο της πλάκας της Ανατολίας (Αιγαίου-Ευρασίας). Η άκρη του Αφρικανικού περιθωρίου παραμορφώνεται και επωθείται προς τα βόρεια, πάνω στο βορειότερο απαραμόρφωτο οπισθο-όριο (Σκούρτσος & Σούκης, 2017).

Σχετικά με τα επιμέρους τμήματα ενός ορογενετικού τόξου που αναφέρθηκαν παραπάνω, κάθε τμήμα διαθέτει τη δική του μορφή και λειτουργία, οι οποίες εντάσσονται στα πλαίσια της συνολικής λειτουργίας του ορογενετικού τόξου στο χώρο και το χρόνο. Η διαμόρφωση αυτής της συγκεκριμένης γεωμετρίας αρχίζει με τη σύγκλιση και καταστρέφεται με την τελική σύγκρουση. Τα βασικά τμήματα ενός ορογενετικού τόξου, από τα πιο εξωτερικά προς τα εσωτερικότερα, είναι η πρόταφρος, το νησιωτικό τόξο, η οπισθόταφρος και το ηφαιστειακό τόξο.

Συγκεκριμένα για το ελληνικό ορογενετικό τόξο, η αλληλουχία των επιμέρους δομών, από Νότο (Μεσόγειος) προς Βορρά (Αιγαίο) παρουσιάζονται και αναλύονται παρακάτω.



Εικόνα 8. : Απλοποιημένος χάρτης των επιμέρους τμημάτων του σημερινού ελληνικού τόξου (Nomikou et al., 2013).

Η υποθαλάσσια οροσειρά της Ανατολικής Μεσογείου (East Mediterranean Chain) (Εικόνα 8.) έχει ύψος περίπου 2.000m πάνω από το μέσο επίπεδο του πυθμένα, ολισθαίνει πάνω σε αφρικανικό υπόβαθρο και αποτελεί δομή επιφανειακής συμπίεσης των αρχικά αδιατάρακτων ιζημάτων τριαδικής και νεότερης ηλικίας, που είχαν αποθεθεί στον ωκεάνιο φλοιό της Τηθύος, δηλαδή στην Αφρικανική πλάκα. Όσο η διαδικασία της ορογένεσης

μεταβαίνει προς το βορρά, το πακέτο των ιζημάτων ωθείται προς νότο και αποκολλάται από το υπόβαθρό του, σχηματίζοντας αλληπάλλληλα λέπη. Οι δομές αυτές των ενεργών τόξων χαρακτηρίζονται ως πρίσματα προσαύξησης της προωθούμενης πλάκας (Παπανικολάου & Σίδερης, 2014).

Η ελληνική τάφρος (Hellenic trench) (Εικόνα 8.) αντιστοιχεί στην επιμήκη, στενή και βαθιά υποθαλάσσια λεκάνη της προτάφρου. Νοτιοανατολικά της Κρήτης, λόγω της κινηματικής του τόξου, εξελίσσεται σε σύστημα παράλληλων τάφρων (Παπανικολάου & Σίδερης, 2014). Το σύστημα αυτό αποτελείται από τρεις σχετικά γραμμικές τάφρους σε διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ. Κινηματικά χαρακτηρίζονται από ρήγματα αριστερόστροφης οριζόντιας ολίσθησης. Η βύθισή τους ξεκίνησε στο Ανώτερο Μειόκαινο και διακρίνονται μεταξύ τους από υψηλές υποθαλάσσιες οροσειρές. Από ΒΔ προς τα ΝΑ εμφανίζονται η τάφρος του Πτολεμαίου, η τάφρος του Πλινίου και η τάφρος του Στράβωνα (Σκούρτσος & Σούκης, 2017). Η δομή αυτή αναπτύσσεται στο όριο της Αφρικάνικης με την Ευρωπαϊκή πλάκα.

Το ελληνικό νησιωτικό τόξο (Peloponnese-Crete Island Arc) (Εικόνα 8.) αποτελεί το καθαυτό ορογενετικό τμήμα, δηλαδή το χώρο, όπου πραγματοποιείται η συμπίεση και η ανοδική κίνηση των πετρωμάτων, που παράγεται η ορογένεση. Λόγω της προώθησης του νησιωτικού τόξου, τα επιφανειακά ιζήματα της υποβυθιζόμενης πλάκας αποκολλώνται και ωθούνται προς τα έξω, σχηματίζοντας συμπιεστική δομή, που χαρακτηρίζεται ως πρίσμα προσαύξησης (accretionary prism) της προελαύνουσας πλάκας (Παπανικολάου & Σίδερης, 2014).

Η Οπισθοταφρική λεκάνη του Κρητικού πελάγους (Back-Arc Cretan Basin) (Εικόνα 8.) αναπτύσσεται στο Κρητικό Πέλαγος μέχρι τον Αργολικό Κόλπο. Αυτή είναι σαφώς αβαθέστερη της προτάφρου με βάθη < 2.000m. Η οπισθόταφρος συγκροτεί μία αβαθέστερη σε σχέση με την πρόταφρο θαλάσσια λεκάνη πίσω από το νησιωτικό τόξο. Οι οπισθοταφρικές λεκάνες αποτελούν δομές εφελκυστικού τύπου και σχετίζονται με τη μικρότερη ταχύτητα σύγκλισης των πλακών σε σχέση με την ταχύτητα υποβύθισης (Παπανικολάου & Σίδερης, 2014).

Πιο αναλυτικά, η λεκάνη της Κρήτης είναι μία επιμήκης τάφρος, διεύθυνσης Α-Δ και αποτελεί την οπισθόταφρο του ελληνικού τόξου και η δημιουργία της συνδέεται με την οπισθοκύλιση της υποβυθιζόμενης Αφρικανικής πλάκας κάτω από το Ελληνικό Τόξο. Στα βόρεια οριοθετείται από το υποθαλάσσιο οροπέδιο των Κυκλάδων, που είναι ένα σχετικά ρηχό συγκρότημα νησιών, δηλαδή βάθους μικρότερο από 500m. Στα νότια οριοθετείται από το νησί της Κρήτης. Στα δυτικά συνδέεται με τα βυθίσματα του Μυρτώου Πελάγους και του Αργολικού Κόλπου, ενώ στα ανατολικά με το Καρπάθιο Πέλαγος.

Το βάθος της λεκάνης της Κρήτης είναι κατά κανόνα μεγαλύτερο από 1000m, ενώ πιο ανατολικά υπάρχουν και βαθύτερες υπολεκάνες που φτάνουν σε βάθη μεγαλύτερα των 2000m. Η κύρια φάση διάνοιξης της λεκάνης έλαβε χώρα στο Μειόκαινο-Πλειόκαινο (23Ma έως 3Ma), ενώ στο Ανώτερο Πλειστόκαινο η έκταση ήταν περιορισμένη.

Επιπλέον, η λεκάνη της Κρήτης είναι τεκτονικά ενεργή, όπως αποδεικνύεται από πρόσφατη σεισμική και ηφαιστειακή δραστηριότητα στην περιοχή. Επιπλέον, μέσα στη λεκάνη διακρίνονται μικρότερες υπολεκάνες με ρομβοεδρική γεωμετρία. Τέλος, όσον αφορά τις αποθέσεις της λεκάνης, είναι κυρίως θαλάσσιες, με εμφανίσεις γύψων του Μεσσηνίου και κοντά στα ηφαιστειακά κέντρα, διακρίνονται πυροκλαστικές ακολουθίες, οι οποίες έχουν βρεθεί μέσω σεισμικών διασκοπίσεων (Σκούρτσος & Σούκης, 2017).

Το ηφαιστειακό τόξο του Νότιου Αιγαίου (Aegean Volcanic Arc) (Εικόνα 8.) απαρτίζεται από μια σειρά υποθαλάσσιων, χερσαίων και νησιωτικών ηφαιστειών, από το Σαρωνικό Κόλπο μέχρι τον υποθαλάσσιο χώρο Κω-Νισύρου. (Παπανικολάου & Σίδερης, 2014). Η δομή σχηματίζεται από το ανοδικά κινούμενο μάγμα, το οποίο προέρχεται κυρίως από το λιώσιμο των πετρωμάτων της υποβυθιζόμενης πλάκας, όταν προσεγγίσει βάθη μεγαλύτερα των 100km.

Η θέση εκδήλωσης των ηφαιστειών είναι συνάρτηση της γωνίας και της ταχύτητας υποβύθισης, αλλά τις περισσότερες φορές το τόξο των ηφαιστειών εκδηλώνεται πάνω στο νησιωτικό τόξο. Η περίπτωση του Ελληνικού Τόξου αποτελεί εξαίρεση στον κανόνα, καθώς η θέση εκδήλωσης των ηφαιστειών παρατηρείται πίσω από το νησιωτικό τόξο, και πιο συγκεκριμένα εμφανίζονται στα εσωτερικά πρηνή της οπισθοτάφρου, περίπου 200km πίσω από το όριο σύγκλισης (Παπανικολάου & Σίδερης, 2014).

Ολοκληρώνοντας, το ηφαιστειακό τόξο του Αιγαίου, όπως έχει αναφερθεί, αποτελεί την ενεργή ηφαιστειακή δομή του ελλαδικού χώρου και λειτουργεί στη σημερινή του θέση, δηλαδή στο Νότιο Αιγαίο, τα τελευταία 2 εκατ. χρόνια. Αξίζει όμως να αναφερθεί πως από την δημιουργία του ορογενετικού τόξου στις Ελληνίδες μέχρι σήμερα υπήρξε μία σταδιακή μετανάστευσή του από την οπισθοχώρα των Βαλκανίδων στην περιοχή βόρεια της Ροδόπης, μέχρι τη σημερινή του προχώρα νότια της σημερινής Ελληνικής τάφρου.

6.3. Ενδιάμεση Τεκτονομεταμορφική Ζώνη

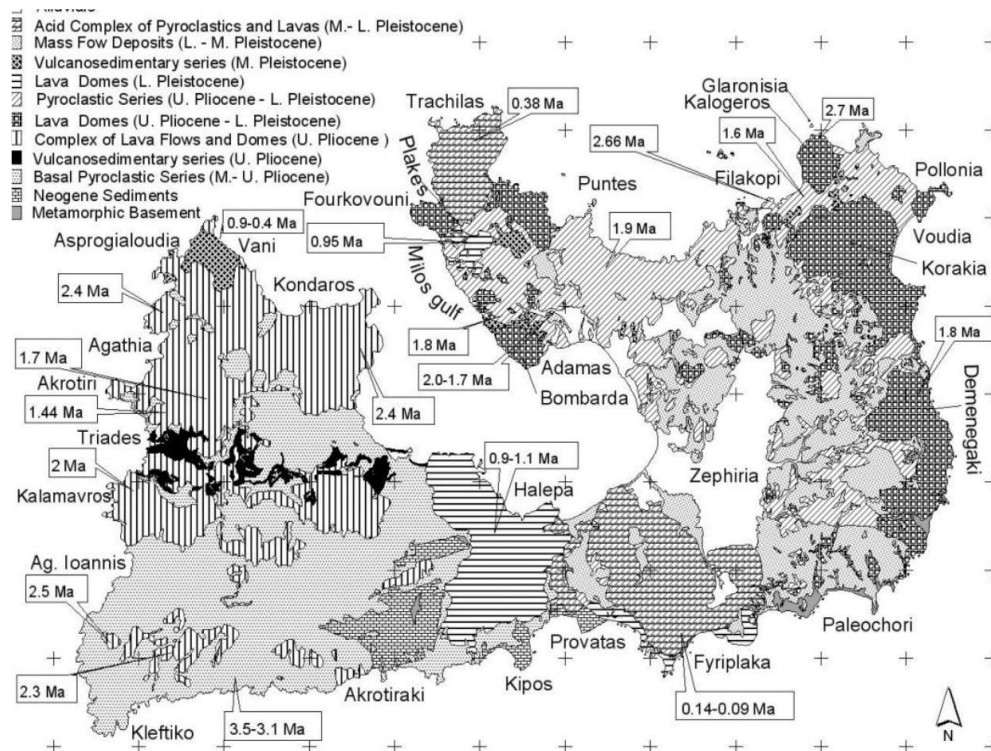
Η Ενδιάμεση Τεκτονομεταμορφική Ζώνη περιλαμβάνει πολλά μεταμορφικά συμπλέγματα που έχουν προκύψει λόγω συν- και μετα-ορογενετικής εκταφής. Ακόμα, στα νησιά Μύκονο, Ικαρία, Πάρο, Νάξο, Ίο, Σίκινο και Σέριφο υπάρχουν εμφανίσεις προαλπικού υποβάθρου, δηλαδή Βαρίσκιες. Οι εμφανίσεις αυτές έχουν υποστεί δύο μεταμορφώσεις. Η πρώτη μεταμόρφωση έλαβε χώρα στο Ηώκαινο (50Ma έως 45Ma) σε συνθήκες HP/LT, ενώ η δεύτερη στο Ολιγόκαινο-Μειόκαινο (25Ma έως 17Ma) σε συνθήκες LP/HT (Σκούρτσος & Σούκης, 2017).

Η τεκτονοστρωματογραφική διάρθρωση της Ενδιάμεσης Τεκτονομεταμορφικής Ζώνης εμφανίζεται με διαφορετική μορφή στην Αττικοκυκλαδική και στη Θεσσαλία-Δυτική Μακεδονία. Πιο αναλυτικά για την Αττικοκυκλαδική, στην υποκείμενη πλάκα της Απουλίας εμφανίζεται το προαλπικό υπόβαθρο των Κυκλάδων και υπερκείμενη αυτής είναι η Κυανοσχιστολιθική ενότητα Κυκλάδων. Στην ανώτερη πλάκα απαντάται η Πελαγονική ενότητα και οι Ανώτερες ενότητες των Κυκλάδων και υπερκείμενες αυτών εντοπίζονται συνεφελκυστικές αποθέσεις.

Η ενότητα Κυανοσχιστολιθικών Κυκλάδων εμφανίζεται στην Αττικοκυκλαδική, Θεσσαλία και Δυτική Μακεδονία. Είναι μεταμορφωμένη ενότητα κυανοσχιστολιθικής φάσης (HP/LT) και Ηωκαινικής ηλικίας. Επίσης, υπέρκειται στο προαλπικό υπόβαθρο και στην ελαφρά μεταμορφωμένη νηρητική ενότητα Ολύμπου-Αλμυροπόταμου-Κερκετέα, ενώ υπόκειται των ενοτήτων της Πελαγονικής. Επιπροσθέτως, στις Βόρειες Κυκλάδες, στη Θεσσαλία και στις Δυτικές Κυκλάδες εμφανίζονται πελαγικές έως βαθυπελαγικές φάσεις ιζηματογένεσης, σε αντίθεση με τις Νότιες Κυκλάδες, την Αττική, την Εύβοια, την Ικαρία και την Σάμο, όπου επικρατούν νηρητικές φάσεις ιζηματογένεσης και μεταβωξίτες, οι οποίοι υποδεικνύουν επεισόδια ανάδυσης (Σκούρτσος & Σούκης, 2017).

6.4. Γεωλογία της νήσου Μήλου

Το νησί της Μήλου ανήκει στο ενεργό ηφαιστειακό τόξο του Νοτίου Αιγαίου. Η έντονη και πρόσφατη ηφαιστειακή, τεκτονική, καθώς και υδροθερμική δραστηριότητα έχει διαμορφώσει την μορφή του νησιού. Καταλαμβάνει έκταση 150 km² και περιστοιχίζει μία λιμνοθάλασσα που σχηματίζεται από τη βυθισμένη καλδέρα. Ακόμα, τα πετρώματα που διαθέτει είναι κυρίως ηφαιστειακής προέλευσης. Απαρτίζεται από πυροκλαστικές αποθέσεις και ρεύματα, ανδειστικές, δακτιτικές και ρουδακτιτικές λάβες, ιγνιμβρίτες, εξαλλοιωμένες υδροθερμικά λάβες, αλλά και τόφφους (Hein et al., 2000). Το υπόβαθρο του νησιού ανήκει στην Κυανοσχιστολιθική ενότητα.



Εικόνα 9. : Γεωλογικός Χάρτης της νήσου Μήλου (Ραβανασίλιου et al., 2016).

Το υπόβαθρο εμφανίζεται στο Α και ΝΑ τμήμα του νησιού, στην περιοχή Θειουρχία και νοτιότερα αυτής, στις Πυρωμένες και πίσω από τους όρμους Παλαιοχωρίου και Αγίας Κυριακής (ΙΓΜΕ, 1977).

7. Μικροπαλαιοντολογία Τρηματοφόρων

Τα τρηματοφόρα αποτελούν τη συνομοταξία Foraminifera. Είναι μονοκύτταροι οργανισμοί, διαθέτουν δίκτυο ψευδοποδίων και χαρακτηρίζονται από ετεροφασικό κύκλο ζωής, δηλαδή από ετεροφασική εναλλαγή αγενούς και εγγενούς αναπαραγωγής. Τα περισσότερα είδη διαθέτουν κέλυφος που συνήθως συνίσταται από ανθρακικό ασβέστιο και καλύπτει το πρωτόπλασμα του οργανισμού. Ακόμα, τα τρηματοφόρα είναι κυρίως θαλάσσιοι οργανισμοί, όμως μερικά είδη προσαρμόζονται και σε υφάλμυρα περιβάλλοντα (Τριανταφύλλου & Δήμιζα, 2012).

Σχετικά με τις τροφικές συνήθειες, τα τρηματοφόρα είναι ετερότροφοι, μικροπαμφάγοι οργανισμοί, ενώ ορισμένα είδη διαθέτουν ενδοσυμβιωτικούς αυτότροφους οργανισμούς. Οι προαναφερόμενοι οργανισμοί τρέφονται μέσω της διαδικασίας της φωτοσύνθεσης και τα τρηματοφόρα χρησιμοποιούν το μεγαλύτερο μέρος των προϊόντων της φωτοσύνθεσης για την τροφή τους (Hallock, 2000; Lee, 2006).

Ακόμα ένα σημαντικό χαρακτηριστικό των τρηματοφόρων είναι το γεγονός ότι αποτελούν καθοριστικό παράγοντα στους βιογεωχημικούς κύκλους του άνθρακα και του ασβεστίου των ωκεάνιων συστημάτων, καθώς αποτελούν μία από τις κύριες ομάδες της βιογενούς ανθρακικής ιζηματογένεσης. Η συνεισφορά των τρηματοφόρων στην απόθεση ανθρακικού ασβεστίου υπολογίζεται στα 1.4 δισεκατομμύρια τόνους τον χρόνο, δηλαδή 25% της συνολικής παραγωγής πελαγικών ανθρακικών ιζημάτων (Langer, 2008).

Σύμφωνα με τον τρόπο διαβίωσής τους διακρίνονται δύο κατηγορίες, τα πλαγκτονικά και βενθονικά τρηματοφόρα. Τα βενθονικά τρηματοφόρα διαβιούν στους πυθμένες των θαλασσών προσκολλημένα ή ελεύθερα κινούμενα, ενώ τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα επιπλέουν ελεύθερα στα νερά των θαλασσών.

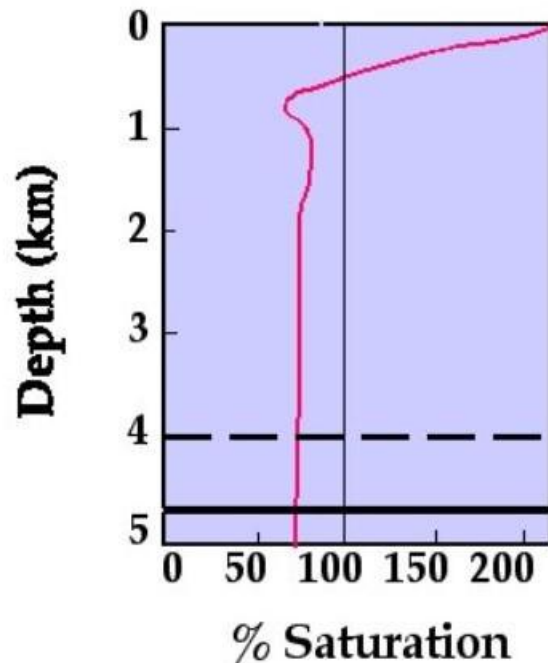
Το κέλυφος των τρηματοφόρων αποτελεί ένα από τα σημαντικότερα χαρακτηριστικά της μορφολογίας τους. Το κέλυφος μπορεί να δημιουργηθεί είτε με έκκριση από τον ίδιο τον οργανισμό, είτε να κατασκευαστεί από εξωγενή υλικά και αποτελείται από έναν ή περισσότερους θαλάμους, οι οποίοι συνδέονται μεταξύ τους με ένα ή περισσότερα ανοίγματα. Επιπλέον, η σύσταση του κελύφους μπορεί να είναι οργανική, πυριτική, αραγωνιτική, συμφурματοπαγής ή ασβεστολιθική, αλλά παρουσιάζει επίσης υψηλή ποικιλία στη δομή του τοιχώματος και στη συναρμογή των θαλάμων. Η εξωτερική επιφάνεια του κελύφους μπορεί να είναι λεία ή να διαθέτει διάφορες μικροδομές όπως άκανθες, τρόπιδα, γραμμώσεις, ραβδώσεις, κόκκους. Οι δομές του εκάστοτε κελύφους συνεισφέρουν στην άμυνα ενάντια στις επιθέσεις άλλων οργανισμών, στην πλευστότητα των πλαγκτονικών, αλλά και στην προσκόλληση των βενθονικών τρηματοφόρων στον πυθμένα της θάλασσας. Όσον αφορά τους θαλάμους, αυτοί συνδέονται με το ενδομεσοθαλαμικό άνοιγμα και το τελικό άνοιγμα, το οποίο απαντάται στον τελικό θάλαμο που εξέρχονται τα ψευδοπόδια στο περιβάλλον, ονομάζεται στοματικό άνοιγμα. Τέλος, τα τρηματοφόρα χρησιμοποιούν τα ψευδοπόδια προκειμένου να επικοινωνούν με το περιβάλλον, δηλαδή χρησιμοποιούνται για διαδικασίες όπως την προσκόλληση του οργανισμού, την πρόσληψη τροφής, τη μετακίνηση, αλλά και την κατασκευή του κελύφους (Τριανταφύλλου & Δήμιζα, 2012).

Το περιβάλλον όπου διαβιούν τα τρηματοφόρα εξαρτάται από φυσικούς, χημικούς και βιολογικούς παράγοντες. Οι σπουδαιότεροι φυσικοί παράγοντες που συμβάλλουν στη διασπορά των τρηματοφόρων, κυρίως των βενθονικών, είναι το βάθος και η θερμοκρασία. Το ιδανικό εύρος θερμοκρασιών για την ανάπτυξη των τρηματοφόρων είναι από 0°C έως 50°C και για τον λόγο αυτόν, τα τρηματοφόρα διακρίνονται σε πανίδες ψυχρών υδάτων, οι οποίες διαβιούν σε βυθούς ωκεανών ή υψηλά γεωγραφικά πλάτη και σε πανίδες θερμών υδάτων, οι οποίες εμφανίζονται σε θερμότερα, τροπικά, χαμηλά γεωγραφικά πλάτη. Η υδροστατική πίεση αποτελεί επίσης έναν φυσικό παράγοντα που επιδρά στη διασπορά των τρηματοφόρων και στο περιβάλλον στο οποίο ζουν. Ο παράγοντας αυτός είναι λιγότερο γνωστός, καθώς τα τρηματοφόρα που ερευνώνται προέρχονται από ένα περιορισμένο εύρος βάθους. Επιπλέον, το φως και η θολότητα του νερού επηρεάζουν τη διαδικασία της φωτοσύνθεσης και συνεπώς καθιστούν δύο αρκετά σημαντικούς παράγοντες στο οικοσύστημα των τρηματοφόρων. Η διαδικασία της φωτοσύνθεσης είναι σημαντική για τα είδη που ζουν με συμβιωτικούς οργανισμούς, καθώς οι τελευταίοι λαμβάνουν τροφή μέσω της φωτοσύνθεσης. Στους φυσικούς παράγοντες υπάγονται ακόμα και τα συστήματα θαλάσσιων ρευμάτων, τα οποία επηρεάζουν τη διασπορά των ιζημάτων και έμμεσα των τρηματοφόρων.

Οι χημικοί παράγοντες αποτελούν, επίσης, μία σημαντική κατηγορία παραμέτρων που επιδρά στα οικοσυστήματα των τρηματοφόρων. Η αλμυρότητα διαδραματίζει καθοριστικό ρόλο στην ανάπτυξη των τρηματοφόρων και οι τιμές αλμυρότητας που ευνοούν τη διαβίωση ενός τρηματοφόρου είναι 35‰ έως 45‰. Η αλκαλικότητα συγκαταλέγεται επίσης στους χημικούς παράγοντες και εκφράζεται με την ικανότητα του θαλάσσιου νερού να διαλύει το ανθρακικό ασβέστιο. Η διάλυση του ανθρακικού ασβεστίου είναι μεγαλύτερη στα ψυχρά, σε σχέση με τα θερμά ύδατα. Το γεγονός αυτό ευνοεί την ανάπτυξη τρηματοφόρων στα χαμηλά γεωγραφικά πλάτη. Η ελάττωση της θερμοκρασίας και η αύξηση της πίεσης επηρεάζουν τη διάλυση του ανθρακικού ασβεστίου και ως εκ τούτου παρατηρείται μεταβολή αυτού με το βάθος.

Επιπλέον, κάτω από την ευφωτική ζώνη, όπου δεν λειτουργεί η διαδικασία της φωτοσύνθεσης, η συγκέντρωση του διοξειδίου του άνθρακα αυξάνεται, ενώ συνεχίζει να λαμβάνει χώρα το φαινόμενο της αναπνοής από τα βακτήρια και τα ζώα. Το γεγονός αυτό έχει ως συνέπεια την ελάττωση του pH και επακόλουθα τη μείωση στα επίπεδα κορεσμού του ανθρακικού ασβεστίου. Το φυσικό όριο βάθους στην υδάτινη στήλη, στο οποίο η διάλυση του ανθρακικού ασβεστίου είναι ίση με το ποσοστό απόθεσης, ονομάζεται βάθος εξισορρόπησης ανθρακικού ασβεστίου (Carbonate Compensation Depth ή CCD) (Τριανταφύλλου & Δήμιζα, 2012) (Εικόνα 10.). Αυτό το όριο θεσπίστηκε, καθώς πάνω από το βάθος εξισορρόπησης του ανθρακικού ασβεστίου διατηρείται ανθρακικό ασβέστιο και τα κελύφη των τρηματοφόρων διατηρούνται αμιγή, ενώ κάτω από το βάθος εξισορρόπησης του ανθρακικού ασβεστίου διαλύεται το ανθρακικό ασβέστιο, με συνέπεια να διαλύονται και τα κελύφη των τρηματοφόρων.

Το βάθος εξισορρόπησης του ανθρακικού ασβεστίου δεν είναι εύκολο να προσδιοριστεί και για τον λόγο αυτό χρησιμοποιείται ευρέως η έννοια του λυσοκλινούς (lysocline) που αναφέρεται στο επίπεδο της μέγιστης μεταβολής του ρυθμού διάλυσης του ανθρακικού ασβεστίου (Berger, 1968). Το σύγχρονο επίπεδο του λυσοκλινούς καταγράφεται σε βάθος λίγο κάτω από τα 3.000m. Κάτω από το συγκεκριμένο βάθος παρατηρείται μία σημαντική μείωση στον αριθμό των ασβεστολιθικών κελύφων, ενώ κάτω από το βάθος των 4.200-5.000m (CCD) τα ασβεστολιθικά κελύφη διαλύονται ολοσχερώς.



Εικόνα 10. : Διάγραμμα συνθηκών κορεσμού στον Ισημερινό, στην περιοχή του Ειρηνικού Ωκεανού (SEPM, 2013).

Όσον αφορά τους βιολογικούς παράγοντες, πραγματοποιούνται έρευνες προκειμένου να κατανοηθούν οι σχέσεις των τρηματοφόρων, τόσο μεταξύ τους όσο και με άλλους οργανισμούς στο θαλάσσιο περιβάλλον, μερικοί από τους οποίους χρησιμεύουν και ως τροφή (Γεωργιάδου-Δικαιούλια, Ε. Δερμιτζάκη, 1993).

Η πρώτη τους εμφάνιση στο αρχείο των απολιθωμάτων πραγματοποιήθηκε στο Κάμβριο και αποτελούν σημαντικούς παλαιοπεριβαλλοντικούς, παλαιοωκεανογραφικούς, παλαιοκλιματολογικούς και βιοστρωματογραφικούς δείκτες (Τριανταφύλλου & Δήμιζα, 2012). Η έρευνα σχετικά με τα τρηματοφόρα επικουρεί σε διάφορες μελέτες. Οι μελέτες αυτές σχετίζονται με τον προσδιορισμό του παλαιοβάθους, ο οποίος βασίζεται στα βενθονικά τρηματοφόρα και με εκτίμηση της παλαιοθερμοκρασίας. Οι μελέτες παλαιοθερμοκρασίας πραγματοποιούνται με τη μέθοδο των δύο σταθερών ισοτόπων οξυγόνου (O^{16} και O^{18}) που απαντώνται στο ασβεστιτικό κελύφος των τρηματοφόρων. Στο κελύφος πολλών τρηματοφόρων περιέχονται και τα δύο ισότοπα του οξυγόνου στην ίδια αναλογία που υπάρχουν στο θαλασσινό νερό. Συνεπώς, με τη μέτρηση της αναλογίας του βαρέος προς το ελαφρύ ισότοπο συσχετίζεται η αναλογία των ισοτόπων στο θαλάσσιο νερό προς την παλαιοθερμοκρασία του μέσω εμπειρικής εξίσωσης. (Γεωργιάδου-Δικαιούλια, Ε. Δερμιτζάκη, 1993).

Τέλος, τα τρηματοφόρα διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο και στο κομμάτι της παλαιογεωγραφίας. Εφόσον τα τρηματοφόρα χαρακτηρίζουν ένα ιδιαίτερο περιβάλλον, αναλύοντας τη διασπορά τους στο γεωλογικό χρόνο, αναλύεται και η διασπορά του περιβάλλοντος αυτού στον γεωλογικό χρόνο.

7.1. Βενθονικά Τρηματοφόρα

Τα βενθονικά τρηματοφόρα αποτελούν σημαντικό στοιχείο του θαλάσσιου ζωοβένθους και διαβιούν στους πυθμένες των θαλασσών, προσκολλημένα ή ελεύθερα. Τα περισσότερα έχουν επιλέξει επιπανιδικό τρόπο ζωής και ζουν στην επιφάνεια του πυθμένα, αλλά υπάρχει σημαντικός αριθμός γενών, τα οποία προτιμούν τον ενδοπανιδικό τρόπο ζωής. Τα τελευταία, διαβιούν μέσα στο ιζημα και σε αρκετές περιπτώσεις σε βάθος κάτω από τα ανώτερα 10cm του ιζήματος. Συγκεκριμένα για τα επιπανιδικά είδη, ζουν ελεύθερα, προσκολλώνται μόνιμα ή περιοδικά στο υπόστρωμα, το οποίο είτε είναι το επιφανειακό ιζημα του πυθμένα, είτε ζωικό ή φυτικό υπόστρωμα (Τριανταφύλλου & Δήμιζα, 2012).

Τα βενθονικά τρηματοφόρα, είναι παμφάγοι οργανισμοί και τρέφονται συνήθως με φυτο-ζωολαγτόν, βακτήρια, μικρά ασπόνδυλα και οργανικά μόρια. Πιο συγκεκριμένα, η επιπανίδα που ζει κυρίως στην ευφωτική ζώνη τρέφεται ως επί το πλείστον με διάτομα και άλλους αντιπροσώπους του φυτο-ζωοπλαγκτού, ενώ η ενδοπανίδα που συνήθως ζει κάτω από την ευφωτική ζώνη τρέφεται με οργανικά μόρια και βακτήρια. Επιπλέον, τα περισσότερα μεγάλου μεγέθους βενθονικά τρηματοφόρα φιλοξενούν στο κέλυφός τους ενδοσυμβιωτικούς αυτότροφους οργανισμούς, όπως φύκη, διάτομα και δινομαστιγωτά. Ένα τρηματοφόρο έχει την ικανότητα να προστατεύει τους ενδοσυμβιωτικούς αυτότροφους οργανισμούς και σε αντάλλαγμα αυτοί του προσφέρουν το μεγαλύτερο μέρος των προϊόντων της φωτοσύνθεσης, τα οποία το τρηματοφόρο χρησιμοποιεί για την τροφή και την ασβεστοποίηση του κελύφους του (Τριανταφύλλου & Δήμιζα, 2012).

Η μορφολογία και η αρχιτεκτονική του κελύφους των βενθονικών τρηματοφόρων αντανακλά, επίσης, το περιβάλλον διαβίωσής τους. Για παράδειγμα, σε χαμηλής ενέργειας, ιλυώδη υποστρώματα οι συγκεντρώσεις των βενθονικών τρηματοφόρων χαρακτηρίζονται από ελεύθερες μορφές με λεπτά ευθυτενή κελύφη. Αντίθετα, σε περιβάλλοντα υψηλής ενέργειας με χονδρόκοκκα ιζήματα, οι συναθροίσεις των τρηματοφόρων που διαβιούν χαρακτηρίζονται από προσκολλημένες ή ελεύθερες μορφές με παχύ κέλυφος σε σχήματα όπως ατρακτοειδές, κωνικό ή αμφίκυρτο. Οι προσκολλημένες μορφές προτιμούν σκληρά υποστρώματα και διακρίνονται από επίπεδη ή κοίλη κοιλιακή επιφάνεια (Τριανταφύλλου & Δήμιζα, 2012).

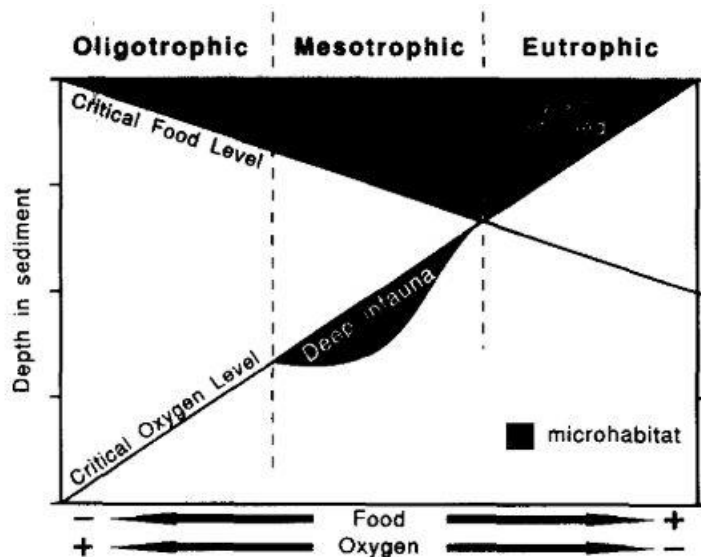
Επιπλέον, τα βενθονικά τρηματοφόρα παρουσιάζουν παγκόσμια γεωγραφική κατανομή. Απαντώνται σε πολικές περιοχές, σε τροπικούς κοραλλιογενείς υφάλους, σε νηριτικές, αλλά και σε αβυssiικές περιοχές (Τριανταφύλλου & Δήμιζα, 2012). Η κατανομή και η διασπορά τους εξαρτάται από συγκεκριμένες περιβαλλοντικές και ιζηματολογικές συνθήκες, όπως η διαθεσιμότητα σε τροφή, τα επίπεδα του φωτός, ο τύπος του υποστρώματος, η αλατότητα, η συγκέντρωση διαλυμένου οξυγόνου, η θερμοκρασία, η ποιότητα των υδάτων και η διαθεσιμότητα των ανθρακικών. Το βάθος, στο οποίο διαβιούν οι οργανισμοί, καθορίζεται από διάφορους παράγοντες. Οι παράγοντες αυτοί μπορεί να είναι φυσικοί, όπως η θερμοκρασία, η ποσότητα φωτός, η θολότητα νερού, χημικοί, όπως η αλμυρότητα και η αλκαλικότητα, αλλά και βιολογικοί, όπως η διατροφή και η συμβίωση (Γεωργιάδου-Δικαιούλια, Ε. Δερμιτζάκη, 1993).

Στα πελαγικά βενθονικά οικοσυστήματα, η σύνθεση, η κατανομή και η ποικιλομορφία των βενθονικών τρηματοφόρων μπορούν να απεικονίσουν τη διαθεσιμότητα τροφής και οξυγόνου στο κατώτερο τμήμα της υδάτινης στήλης και στο ανώτερο τμήμα του ιζήματος του πυθμένα (De Rijk et al., 2000; Jorissen et al., 1995; Van Der Zwaan et al., 1999). Η ροή της οργανικής ύλης από τα παραγωγικά επιφανειακά ύδατα στον ωκεάνιο πυθμένα

αποτελεί την κύρια πηγή τροφής των βενθονικών τρηματοφόρων. Στον πυθμένα, η διάσπαση της οργανικής ύλης ακολουθεί δύο ανεξάρτητους κύκλους που αφορούν σε διαφορετικούς τύπους παροχής οργανικού υλικού. Η διάσπαση με αερόβιες διαδικασίες που λαμβάνει χώρα στην επαφή ύδατος - ιζήματος, αφορά σε ευδιάλυτο οργανικό υλικό θαλάσσιας προέλευσης, ενώ η διάσπαση σε αναερόβιες συνθήκες, πραγματοποιείται μέσα στο ίζημα του πυθμένα και αφορά δυσδιάλυτο οργανικό υλικό χερσαίας προέλευσης (Τριανταφύλλου & Δήμιζα, 2012). Τα περισσότερα επιπανιδικά και ρηχής ενδοπανίδας είδη βενθονικών τρηματοφόρων συμμετέχουν στις αερόβιες διαδικασίες, ενώ η βαθιά ενδοπανίδα στις αναερόβιες (Fontanier et al., 2005; Goldstein & Corliss, 1994; Suhr et al., 2003).

Όσον αφορά το οξυγόνο, τα περισσότερα τρηματοφόρα διαβιούν σε θαλάσσια ύδατα με κανονικά επίπεδα οξυγόνου, όμως υπάρχουν και είδη της βαθιάς ενδοπανίδας, όπως τα *Globobulimina* spp. και *Chilostomella* spp., τα οποία επιδεικνύουν προτίμηση σε περιβάλλοντα χαμηλού οξυγόνου. Οι σαπροπηλικοί ορίζοντες της Ανατολικής Μεσογείου αποτελούν χαρακτηριστικό παράδειγμα διακυμάνσεων του οξυγόνου των βαθιών υδάτων κατά τη διάρκεια του γεωλογικού χρόνου και η μελέτη αυτών πραγματοποιείται κυρίως με τη χρήση των βενθονικών τρηματοφόρων (Schmiedl et al., 2003).

Το βάθος διαβίωσης των συναθροίσεων των βενθονικών τρηματοφόρων στο ίζημα του πυθμένα, ελέγχεται από τον συνδυασμό του οξυγόνου και της διαθεσιμότητας τροφής και αποτυπώνεται στο μοντέλο TROX (Trophic Oxygen) (Εικόνα 11.) (Jorissen et al., 1995). Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό, στα ολιγοτροφικά περιβάλλοντα με καλά οξυγονωμένα ύδατα, το βάθος διαβίωσης των τρηματοφόρων περιορίζεται από τη διαθεσιμότητα τροφής και οι συναθροίσεις παρουσιάζουν μικρές τιμές συγκεντρώσεων και χαμηλή ποικιλότητα ειδών με επικράτηση των επιπανιδικών μορφών. Στα μεσοτροφικά περιβάλλοντα, το βάθος διαβίωσης είναι μέγιστο και οι συναθροίσεις χαρακτηρίζονται από υψηλές τιμές συγκεντρώσεων και ποικιλομορφίας ειδών με επιπανιδικές μορφές, όπως και από αντιπροσώπους της ρηχής και βαθιάς ενδοπανίδας. Τέλος, στα ευτροφικά περιβάλλοντα περιοριστικό παράγοντα για το βάθος διαβίωσης των τρηματοφόρων αποτελεί το οξυγόνο, ενώ η πανίδα χαρακτηρίζεται από αυξημένες τιμές συγκεντρώσεων και χαμηλή ποικιλότητα ειδών, με τυπικά είδη δυσσοξικών συνθηκών της βαθιάς ενδοπανίδας. Αξίζει να σημειωθεί ότι ρυθμιστικό παράγοντα της κατανομής των τρηματοφόρων στα ωκεάνια περιβάλλοντα αποτελεί η διαθεσιμότητα των ανθρακικών (Mackensen et al., 1990). Κάτω από το επίπεδο του λυσοκλινούς, παρατηρείται μείωση στον αριθμό των ασβεστολιθικών κελυφών, ενώ κάτω από το βάθος εξισορρόπησης του ανθρακικού ασβεστίου (CCD) τα ασβεστολιθικά κελύφη διαλύονται ολοσχερώς, ενώ παρατηρείται επικράτηση βενθονικών τρηματοφόρων με συμφυρματοπαγή κελύφη.



Εικόνα 11. : Το μοντέλο TROX, το οποίο ερμηνεύει το βάθος διαβίωσης των συναθροίσεων των βενθονικών τρηματοφόρων στο ίζημα του πυθμένα (μαύρη περιοχή) με βάση τον συνδυασμό του οξυγόνου και της διαθεσιμότητας της τροφής (Jorissen et al., 1995).

Τα γεγονότα πως τα βενθονικά τρηματοφόρα χαρακτηρίζονται από υψηλή αφθονία και ποικιλία, ενώ παράλληλα επιδεικνύουν ευαισθησία στις περιβαλλοντικές μεταβολές και διαταραχές, τα καθιστά σημαντικούς δείκτες για τις βιοστρωματογραφικές, παλαιοωκεανογραφικές, παλαιοκλιματολογικές και παλαιοπεριβαλλοντικές μελέτες.

Τα βενθονικά τρηματοφόρα αποτελούν σημαντικό εργαλείο στην παλαιοωκεανογραφία και παλαιοκλιματολογία, καθώς συμβάλλουν στον προσδιορισμό της κυκλοφορίας των παλαιότερων ωκεάνιων ρευμάτων. Τα βαθυμετρικά αποτελέσματα που εξάγονται, βασίζονται στη χρήση στατιστικών μεθόδων που συγκρίνουν τις σχετικές αφθονίες των ειδών που συμμετέχουν στις απολιθωμένες συναθροίσεις με τις σύγχρονες κατανομές (Hayward et al., 2004). Επιπροσθέτως, στοιχεία για τις συνθήκες οξυγόνωσης και παραγωγικότητας των βαθιών υδάτων και του πυθμένα, βασίζονται στην ανάλυση των συγκεντρώσεων, τον υπολογισμό της αφθονίας τυπικών ειδών, αλλά και διαφόρων δεικτών, όπως ο δείκτης ειδών χαμηλού οξυγόνου (Kuhnt et al., 2007; Schmiedl et al., 2010). Επίσης, οι ισοτοπικές αναλογίες σταθερών ισότοπων, παραδείγματος χάριν $\delta^{18}\text{O}$ και $\delta^{12}\text{C}$ και ιχνοστοιχείων, όπως Mg/Ca, Cd/Ca και F/Ca, που καταγράφονται στα κελύφη των επιπανιδικών και ενδοπανιδικών ειδών, χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό παλαιοθερμοκρασίας, αλλά και παραγωγικότητας (Rosenthal et al., 1997).

Συν τοις άλλοις, τα βενθονικά τρηματοφόρα αποτελούν δείκτες για την παλαιοπεριβαλλοντική ανασύσταση, αλλά και την εξέλιξη του παλαιοπεριβάλλοντος. Αυτό υλοποιείται με την ανάλυση της αφθονίας και της ποικιλομορφίας των συναθροίσεων και των τυπικών ειδών (Carboni et al., 2010; Di Bella et al., 2008). Με την εφαρμογή στατιστικών μεθόδων που συγκρίνουν τις σχετικές αφθονίες των ειδών που συμμετέχουν στις απολιθωμένες συναθροίσεις με τις σύγχρονες κατανομές, τα βενθονικά τρηματοφόρα παρέχουν ακριβή στοιχεία για τις μεταβολές περιβαλλοντικών παραμέτρων, όπως του επιπέδου της στάθμης της θάλασσας (Hayward et al., 2010; Milker et al., 2011) και της αλατότητας (Leorri & Cearreta, 2009). Παράλληλα, τα βενθονικά τρηματοφόρα θεωρούνται από τους πλέον αξιόπιστους δείκτες για τον προσδιορισμό της ποικιλομορφίας των υδάτων.

Τέλος, στη σύγχρονη έρευνα των βενθονικών τρηματοφόρων υπάγονται και οι μελέτες μοριακής φυλογένεσης (Pawlowski et al., 2007; Schweizer et al., 2008), οι οποίες έχουν ως στόχο τη διερεύνηση των φυλογενετικών σχέσεων της ομάδας, όπως και την κατανόηση των σχέσεων μεταξύ των διαφόρων ταξινομικών ομάδων. Η μελέτη και ανάλυση της υψηλής γενετικής διακύμανσης που παρουσιάζουν πολλά βενθονικά τρηματοφόρα, αναμένεται να συμβάλλει στη βελτίωση της ισχύουσας συστηματικής ταξινόμησης (Τριανταφύλλου & Δήμιζα, 2012).

7.2. Πλαγκτονικά Τρηματοφόρα

Τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα αποτελούν την τάξη Globigerinida και παρά το γεγονός πως είναι λιγότερα σε αριθμό γενών από τα βενθονικά τρηματοφόρα, είναι περισσότερα σε αριθμό ατόμων. Ακόμα, τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα διαθέτουν υψηλούς ρυθμούς αναπαραγωγής, με διάρκεια κύκλου ζωής περίπου ενός μήνα, ενώ επιπλέον θεωρούνται μία από τις κύριες ομάδες παραγωγής ανθρακικών ιζημάτων και συνεισφέρουν με βιογενές ανθρακικό ασβέστιο σε ποσοστό μεγαλύτερο από 80% στη σύγχρονη ιζηματογένεση των βαθιών θαλάσσιων περιοχών.

Τα περισσότερα γένη πλαγκτονικών τρηματοφόρων διαθέτουν κελύφος με διάμετρο ή μέγιστο μήκος μικρότερο από 1mm. Η σύσταση του κελύφους σε όλα τα σύγχρονα, αλλά και τα περισσότερα από τα εξαφανισμένα γένη είναι ασβεστολιθική, ενώ ορισμένοι αντιπρόσωποι του Ιουρασικού με Κατώτερου Κρητιδικού χαρακτηρίζονται από αραγωνιτική σύσταση κελύφους (Simmons et al., 1997). Το τοίχωμα του κελύφους των πλαγκτονικών τρηματοφόρων, χαρακτηρίζεται από πολυάριθμους πόρους, ενώ η διάταξη και το μέγεθος των πόρων αποτελούν σημαντικά στοιχεία για την ταξινόμηση. Ακόμα, τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα παρουσιάζουν μεγάλη ποικιλομορφία ως προς τον αριθμό, το μέγεθος και τη θέση του στοματικού ανοίγματος. Αρκετά είδη, φέρουν και δευτερεύοντα ή συμπληρωματικά στοματικά ανοίγματα εκτός από το κύριο στοματικό άνοιγμα και χαρακτηρίζονται από πολυθάλαμα κελύφη (Τριανταφύλλου & Δήμιζα, 2012).

Τα μορφολογικά χαρακτηριστικά του κελύφους των πλαγκτονικών τρηματοφόρων διαθέτουν καίρια θέση στον έλεγχο της πλευστότητας του οργανισμού. Η επίπλευση γίνεται είτε με μείωση του ειδικού βάρους, είτε με πρόσθετη αντίσταση που προσφέρεται στο νερό από τον οργανισμό. Η μείωση του ειδικού βάρους μπορεί να επιτευχθεί με οικονομία στη χρήση του σκελετικού υλικού, και ο μηχανισμός αυτός επιτυγχάνεται μέσω λεπτού τοιχώματος με υψηλό πορώδες. Με αυτό τον τρόπο μειώνεται η πυκνότητα του κελύφους. Ακόμα, η μείωση του ειδικού βάρους μπορεί να επέλθει με πρόσληψη σχετικά μεγάλης ποσότητας θαλασσινού νερού. Το απόλυτο πλεόνασμα βάρους παραμένει το ίδιο, όμως η σχετική διαφορά μειώνεται με αύξηση του όγκου του οργανισμού. Επιπλέον, η αυξημένη τριβή με το νερό και η αντίσταση στη βύθιση λόγω επιφάνειας, μπορούν να συμβούν με αύξηση του μεγέθους του οριζόντιου επιπέδου ενός σώματος που βυθίζεται. Η αντίσταση της τριβής αυξάνεται με την ανάπτυξη ακανθών μεγάλου μήκους, ενώ το σφαιρικό σχήμα των θαλάμων του κελύφους αυξάνει την αντίσταση στη βύθιση (Γεωργιάδου-Δικαιούλια, Ε. Δερμιτζάκη, 1993).

Τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα διαθέτουν κοσμοπολίτικη εξάπλωση, καθώς η παθητική τους επίπλευση τα αναγκάζει να μεταφέρονται από θαλάσσια θερμά ρεύματα σε μεγάλες αποστάσεις. Στον ανοιχτό ωκεανό οι σημαντικότεροι παράγοντες που επηρεάζουν την ανάπτυξη και εξάπλωσή τους είναι η παροχή τροφής, η θερμοκρασία, το βάθος, το φως, η αλμυρότητα και η ποσότητα των αιωρούμενων ιζημάτων. Επιπρόσθετα, τα περισσότερα είδη των σύγχρονων πλαγκτονικών τρηματοφόρων διαβιούν σε ύδατα κανονικής αλατότητας, ενώ ελάχιστες εξαιρέσεις πλαγκτονικών ειδών κατοικούν σε θαλάσσια περιβάλλοντα χαμηλής αλατότητας.

Τα γένη των πλαγκτονικών τρηματοφόρων που προτιμούν ολιγοτροφικές περιοχές τρέφονται συλλαμβάνοντας και καταναλώνοντας άλλους οργανισμούς, όπως κωπήποδα και δινομαστιγωτά, ενώ τα είδη που ζουν κάτω από την ευφωτική ζώνη χρησιμοποιούν για τη σίτισή τους αιωρούμενα οργανικά συστατικά. Όπως προαναφέρθηκε και στα βενθονικά τρηματοφόρα, ένας μεγάλος αριθμός από είδη που διαβιούν στην επιτελαγική ζώνη φιλοξενούν στο κέλυφός τους ενδοσυμβιωτικούς αυτότροφους οργανισμούς. Η συμβιωτική σχέση ευνοεί και τους δύο οργανισμούς, εφόσον τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα παρέχουν προστασία και θρεπτικά συστατικά στους ενδοσυμβιωτικούς οργανισμούς, όπως προϊόντα του μεταβολισμού τους πλούσια σε άζωτο, φώσφορο, καθώς και το απαιτούμενο διοξείδιο του άνθρακα για τη διαδικασία της φωτοσύνθεσης. Από την άλλη πλευρά, οι ενδοσυμβιωτικοί αυτότροφοι οργανισμοί προσφέρουν το μεγαλύτερο μέρος των προϊόντων της φωτοσύνθεσης, το οποίο τα τρηματοφόρα χρησιμοποιούν για την τροφή τους και την ασβεστοποίηση του κελύφους τους (Τριανταφύλλου & Δήμιζα, 2012).

Η οριζόντια διασπορά στα θαλάσσια περιβάλλοντα, αλλά και η κατακόρυφη κατανομή των πλαγκτονικών τρηματοφόρων στην υδάτινη στήλη επηρεάζεται από τη θερμοκρασία, την αλατότητα, την παραγωγικότητα του φυτοπλαγκτού και τη διαθεσιμότητα των θρεπτικών συστατικών, αλλά και των ανθρακικών ιόντων. Η διαθεσιμότητα των ανθρακικών ιόντων, όπως και η θερμοκρασία, αποτελούν ρυθμιστικό παράγοντα στην κατανομή των πλαγκτονικών τρηματοφόρων, καθώς επηρεάζουν ζωτικής σημασίας λειτουργίες, όπως είναι η σίτιση, η αναπαραγωγή και η ανάπτυξη (Τριανταφύλλου & Δήμιζα, 2012). Σύγχρονες έρευνες διακρίνουν υψηλή αφθονία πλαγκτονικών τρηματοφόρων σε περιοχές ωκεάνιων περιστροφικών και ανοδικών ρευμάτων (upwelling), όπου η ανάμιξη των υδάτων επιτρέπει την αφθονία των θρεπτικών συστατικών σε όλη την υδάτινη στήλη. Αντίθετα, ολιγοτροφικές και υψηλής αλατότητας περιοχές σημειώνουν χαμηλές περιεκτικότητες. Ειδικότερα, για την κατακόρυφη κατανομή στην υδάτινη στήλη, υψηλές περιεκτικότητες και μεγαλύτερη αφθονία ειδών παρατηρείται στο ανώτερο τμήμα της ευφωτικής ζώνης μεταξύ 10m με 50m βάθους, ενώ κάτω από τις προαναφερόμενες τιμές βάθους, τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα παρουσιάζουν εκθετική μείωση της αφθονίας τους. Παράλληλα, το υδρολογικό καθεστώς της περιοχής και οι εποχικές διακυμάνσεις των περιβαλλοντικών παραμέτρων, όπως της θαλάσσιας επιφανειακής θερμοκρασίας επηρεάζουν τις εποχικές μεταβολές στη ροή των πλαγκτονικών τρηματοφόρων (Schiebel & Hemleben, 2000).

Δεδομένου ότι τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα παρουσιάζουν υψηλό βαθμό διατήρησης στα ιζήματα, θεωρούνται εξαιρετικός δείκτης για τον προσδιορισμό των παλαιότερων περιβαλλοντικών και κλιματικών διακυμάνσεων της θαλάσσιας υδάτινης στήλης. Συμβάλλουν στον προσδιορισμό της θαλάσσιας παλαιοθερμοκρασίας (Malmgren et al., 2001) και στον προσδιορισμό της κυκλοφορίας των παλαιότερων ωκεάνιων ρευμάτων, ενώ παράλληλα παρέχουν δεδομένα για την εκτίμηση παλαιωκεανογραφικών και

παλαιοκλιματολογικών δεικτών, καθώς και δεδομένα σχετικά με παλαιοπαραγωγικότητα και παλαιοαλατότητα. Ακόμα, με τη χρήση των πλαγκτονικών τρηματοφόρων εξάγονται στοιχεία σχετικά με τις συγκεντρώσεις του ατμοσφαιρικού διοξειδίου του άνθρακα (Pearson & Palmer, 2000).

Επιπλέον, η χημεία των ασβεστολιθικών κελυφών χρησιμοποιείται ευρέως σε μελέτες, οι οποίες πραγματοποιούνται με αναλύσεις σταθερών ισοτόπων και ιχνοστοιχείων Mg/Ca. Οι μελέτες αυτές παρέχουν πληροφορίες που αφορούν τις χημικές και φυσικές περιβαλλοντικές συνθήκες στις οποίες έζησαν οι εκάστοτε συγκεντρώσεις των πλαγκτονικών τρηματοφόρων (Gussone et al., 2004). Ταυτόχρονα, η ιδιαίτερη μορφολογία, η ποικιλομορφία, η γρήγορη εξέλιξη, η μεγάλη αφθονία, η παγκόσμια εξάπλωση και η υψηλή δυνατότητα διατήρησης των πλαγκτονικών τρηματοφόρων, τα καθιστούν εξαιρετικό δείκτη για τον σχετικό προσδιορισμό της ηλικίας των στρωμάτων στις στρωματογραφικές και χρονοστρωματογραφικές μελέτες των θαλάσσιων αποθέσεων των παλαιότερων γεωλογικών περιόδων (Wade et al., 2011).

Τέλος, σύγχρονες περιβαλλοντικές έρευνες έχουν ως στόχο την καταγραφή της βιογεωγραφικής εποχικής εξάπλωσης και της κατακόρυφης κατανομής στην υδάτινη στήλη των πλαγκτονικών τρηματοφόρων, συναρτήσει διαφόρων περιβαλλοντικών παραμέτρων (Kuroyanagi, Kawahata, et al., 2008; Mohiuddin et al., 2005).

8. Εφαρμοσμένη Ωκεανογραφία

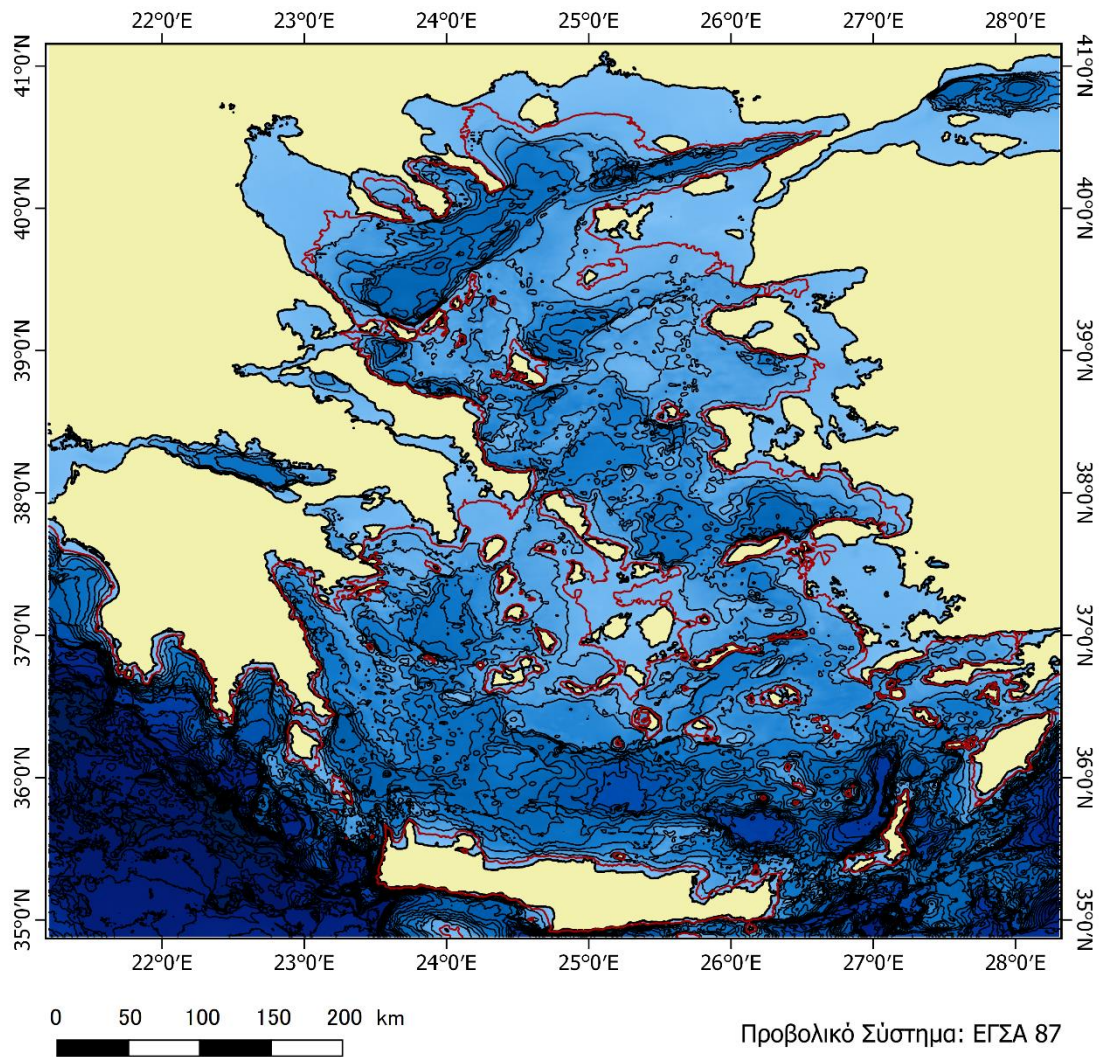
Η έρευνα του υποθαλάσσιου πυθμένα πραγματοποιείται με συστήματα θαλάσσιας γεωφυσικής, δηλαδή με τη σύγχρονη τεχνική της ακουστικής διασκόπισης. Η τεχνική της ακουστικής διασκόπισης διακρίνεται σε πλευρική και σε κατακόρυφη διασκόπιση. Η πλευρική διασκόπιση εφαρμόζεται σε μελέτες σχετικές με αποτύπωση της επιφάνειας του πυθμένα, δηλαδή μορφολογία και βυθομετρία, ενώ η κατακόρυφη διασκόπιση χρησιμοποιείται σε μελέτες διερεύνησης της υποδόμησης του πυθμένα. Η τελευταία κατηγορία αναφέρεται σε στρωματογραφικές μελέτες ή μελέτες που αφορούν γενικότερη γεωλογία, όπως ρήγματα, λιθολογία, ιζηματολογία. Επίσης, στην κατηγορία αυτή υπάγονται και οι γεωτεχνικές έρευνες.

Η ακουστική διασκόπιση του θαλάσσιου πυθμένα χρησιμοποιεί ειδικές ηχοβολιστικές συσκευές. Η μέθοδος της ηχητικής ή ακουστικής ενέργειας χρησιμοποιείται ευρέως στον τομέα της ωκεανογραφίας, διότι ο ήχος υφίσταται περιορισμένες απώλειες λόγω απορροφήσεων στην υδάτινη στήλη. Για αυτόν τον λόγο, ο ήχος μεταδίδεται σε πολύ μεγάλες αποστάσεις. Τα συστήματα ακουστικής διασκόπισης που χρησιμοποιούνται είναι το μονοδεσμικό (singlebeam) και πολυδεσμικό βυθόμετρο (multibeam), ο ηχοβολιστής πλευρικής σάρωσης (side scan sonar) και οι τοπογράφοι υποδομής πυθμένα (subbottom profiler) (Πούλος & Καρδιτσά, 2018).

Με τη χρήση του προαναφερόμενου εξοπλισμού επιτυγχάνεται λεπτομερής βαθυμετρική αποτύπωση, αποτύπωση των μορφολογικών χαρακτηριστικών του πυθμένα, καθώς και αναλυτική επιφανειακή σύσταση πυθμένα. Ακόμα, εξάγονται συμπεράσματα για την ακριβή γεωλογική υποδομή του πυθμένα, παρέχεται εκτενής ανάλυση των φυσικών και γεωτεχνικών ιδιοτήτων των επιφανειακών ιζημάτων και αναλύονται δεδομένα του πυθμένα με σκοπό τον εντοπισμό διαφόρων γεωλογικών δομών και ασυνεχειών, όπως ρήγματα, αλλά και ορυκτών πόρων, όπως υδρογονανθράκων στους πόρους των ιζημάτων.

8.1. Βαθυμετρία Αιγαίου Πελάγους

Παρακάτω παρουσιάζεται ο βαθυμετρικός χάρτης του Αιγαίου Πελάγους (Εικόνα 12.), ο οποίος κατασκευάστηκε με χρήση γεωγραφικών συστημάτων πληροφοριών και ειδικότερα μέσω του προγράμματος QGIS 3.10, βάσει των δεδομένων από το GEBCO (The General Bathymetric Chart of the Oceans) (*GEBCO, General Bathymetric Chart of the Oceans*, 2020).



Εικόνα 12. : Βαθυμετρικός χάρτης Αιγαίου Πελάγους.

Το Αιγαίο Πέλαγος χαρακτηρίζεται από σύνθετη βαθυμετρία, γεγονός που διαδραματίζει καθοριστικό ρόλο στην ευρύτερη υδρογραφία και δυναμική της Μεσογείου. Ο μεγάλος αριθμός νησιών που απαντάται στη λεκάνη του Αιγαίου επηρεάζει τη μορφολογία του βυθού και προκαλεί απότομες μεταπτώσεις. Αποτέλεσμα της πολύπλοκης ακτογραμμής και των πολυάριθμων νησιών αποτελεί η εκτεταμένη υφαλοκρηπίδα (Εικόνα 12.), η οποία απαρτίζει ένα από τα κύρια χαρακτηριστικά της λεκάνης του Αιγαίου. Το οροπέδιο των Κυκλάδων χωρίζει νοητά το Αιγαίο Πέλαγος στο Βόρειο και στο Νότιο.

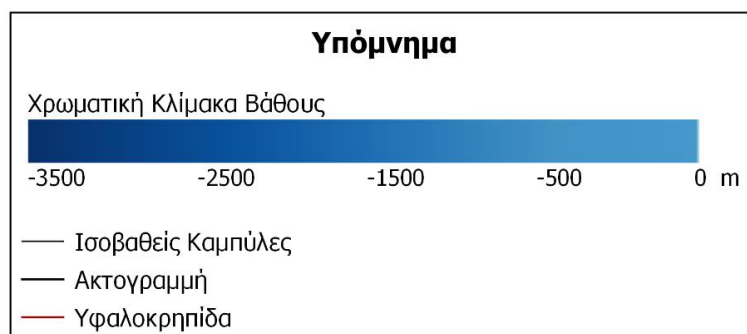
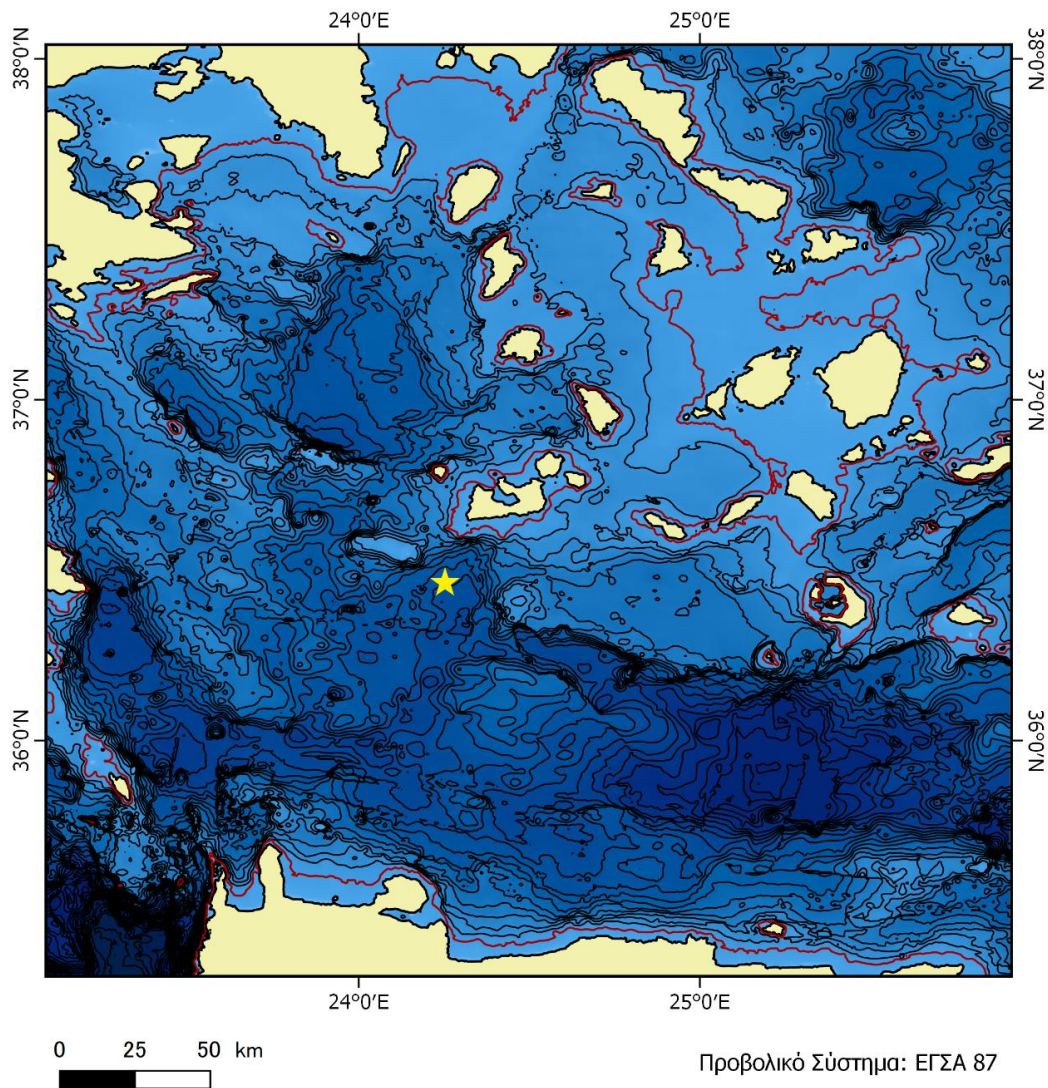
Νότια της υφαλοκρηπίδας της βόρειας Ελλάδας, σχηματίζεται μια βαθιά λεκάνη, που ονομάζεται λεκάνη του Βόρειου Αιγαίου. Η συγκεκριμένη λεκάνη είναι διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ και εισέρχεται στους κόλπους της Χαλκιδικής, της Κασσάνδρας και του Αγίου Όρους. Επιπλέον, η λεκάνη περιλαμβάνει τις επιμέρους λεκάνες των Βορείων Σποράδων, του Άθω και της Λήμνου, με μέγιστο βάθος περίπου 1.400m.

Νοτιότερα, παρατηρείται η λεκάνη της Χίου, στο κεντρικό Αιγαίο, με μέγιστο βάθος περίπου 900m. Η λεκάνη του Κεντρικού Αιγαίου ανακόπτεται νότια από το υποθαλάσσιο οροπέδιο των Κυκλάδων, βάθους 200m. Ανατολικά από το υποθαλάσσιο οροπέδιο των Κυκλάδων σημειώνεται μία λεκάνη, βάθους περίπου 1000m και ΝΑ της λεκάνης σχηματίζεται ένα άλλο υποθαλάσσιο οροπέδιο, από το οποίο αναδύονται τα νησιά ανάμεσα στην Ικαρία, τη Σάμο και την Κω. Τα νησιά από την Κω μέχρι τη Ρόδο χωρίζονται με βάθη μεγαλύτερα των 450m, γεγονός που αποδίδεται στις έντονες γεωλογικές μεταβολές ηφαιστειακής δραστηριότητας, λόγω του ηφαιστείου της Νισύρου.

Προχωρώντας ακόμη νοτιότερα των δύο υποθαλάσσιων οροπεδίων απλώνεται η Κρητική Λεκάνη του Νότιου Αιγαίου. Το βάθος της παρούσας λεκάνης ξεπερνάει τα 1.000m, ενώ σε ορισμένα σημεία το βάθος προσεγγίζει τα 3.000m. Το μεγαλύτερο βάθος του Αιγαίου Πελάγους σημειώνεται στα ανατολικά της Ρόδου και καταγράφεται περίπου στα 4.000m. Τέλος, οι ισοβαθείς στην περιοχή του Αιγαίου υποδεικνύουν πολλαπλές απότομες μεταβολές. Σε ορισμένα σημεία, όπου οι ισοβαθείς εμφανίζονται αρκετά πυκνές, υποδηλώνουν την ύπαρξη ρηγμάτων.

8.2. Βαθυμετρία περιοχής μελέτης

Παρακάτω παρουσιάζεται ο βαθυμετρικός χάρτης της περιοχής μελέτης (Εικόνα 13.), ο οποίος κατασκευάστηκε με χρήση γεωγραφικών συστημάτων πληροφοριών και ειδικότερα μέσω του προγράμματος QGIS 3.10 με βάση τα δεδομένα από το GEBCO (The General Bathymetric Chart of the Oceans) (GEBCO, General Bathymetric Chart of the Oceans, 2020). Με κίτρινο χρώμα έχει σημειωθεί η θέση του πυρήνα βαρύτητας POS513-8-2.



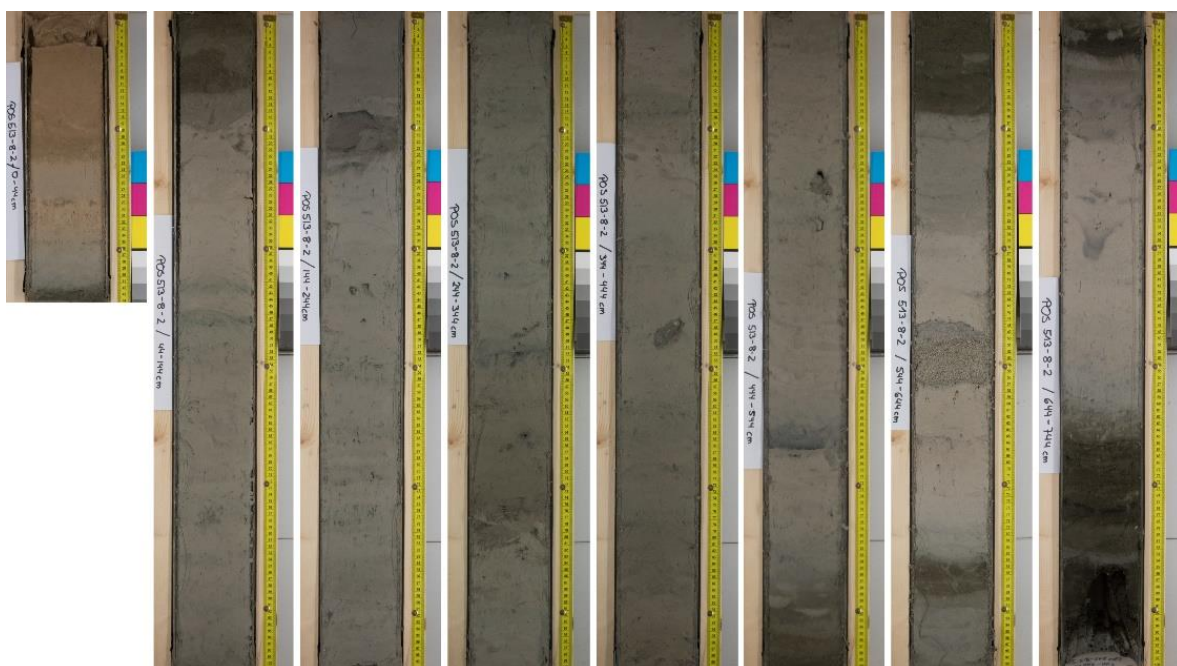
Εικόνα 13. : Βαθυμετρικός χάρτης ευρύτερης περιοχής μελέτης.

Στην Εικόνα 13. αποτυπώνεται η βαθυμετρία της ευρύτερης περιοχής μελέτης και πιο συγκεκριμένα, το Μυρτώο Πέλαγος, το οποίο βρίσκεται Δ-ΒΔ της Κρητικής λεκάνης. Δυτικά της νοητής γραμμής των νησιών Κύθνου, Σερίφου και Σίκινου παρατηρείται μία λεκάνη μέγιστου βάθους περίπου 850m, η οποία επεκτείνεται έως η νησίδα Φαλκονέρα. Ολοκληρώνοντας, η θάλασσα που διαχωρίζει τις Νότιες Κυκλάδες, τη Μήλο και τη Σαντορίνη παρουσιάζει μεγαλύτερα βάθη σε σχέση με τα βάθη που εντοπίζονται μεταξύ των νησιών των υποθαλάσσιων οροπεδίων. Το γεγονός αυτό θεωρείται πως οφείλεται στην έντονη ηφαιστειακή δραστηριότητα που χαρακτηρίζει τα προαναφερόμενα νησιά από τα αρχαιότερα χρόνια.

9. Εργαστηριακή Ανάλυση

9.1 Στοιχεία Πυρήνα Βαρύτητας POS513-8-2

Ο πυρήνας βαρύτητας θαλασσιού ιζήματος POS513-8-2 (Εικόνα 14.), με συντεταγμένες 36.56527778, 24.26222222 (Σύστημα Συντεταγμένων : WGS 84 / Pseudo-Mercator, EPSG 3857) και μήκους 7.5m, ανακτήθηκε από το Μυρτώο Πέλαγος, Δ-ΒΔ της λεκάνης της Κρήτης, σε βάθος νερού 964m, στα πλαίσια του ερευνητικού προγράμματος POS 513 Cruise (R.V. Poseidon cruise no. 513, Dates Ports : 09.05.2017 (Heraklion, Crete) – 24.05.2017 (Heraklion, Crete) με θέμα Tephrostratigraphy along the Aegean arc, Chief Scientist : Dr. Armin Freundt, GEOMAR, Kiel. Ο πυρήνας συλλέχθηκε με το Ω/Κ POSEIDON, από το σταθμό 8-2, ΝΔ της Μήλου.



Εικόνα 14. : Πυρήνας βαρύτητας POS513-8-2.

9.2. Προετοιμασία δειγμάτων

Για τη διεξαγωγή της παρούσας διπλωματικής εργασίας μελετήθηκαν τα δείγματα βάθους 38-39cm, 40-41cm, 49-50cm, 64-65cm και 76-77cm (Εικόνα 15.), τα οποία αφορούν την ευρύτερη ζώνη βάθους του πιο σύγχρονου σαπροπηλού S1.



Εικόνα 15. : Δείγματα ανάλυσης από τον πυρήνα POS513-8-2.

Ο πυρήνας POS513-8-2 αναλύθηκε μακροσκοπικά βάσει του χρώματος, χρησιμοποιώντας τη χρωματική κλίμακα Munsell. Η κλίμακα αυτή χρησιμοποιείται από ερευνητές και επιστήμονες προκειμένου να αντιστοιχηθεί το χρώμα του εκάστοτε ιζήματος με μία επιστημονική προσέγγιση.

Κωδικός Δείγματος	Βάθος Πυρήνα (cm)	Χρωματική Κλίμακα (Munsell)	Περιγραφή
POS513-8-2, 38-39	38-39	2.5Y - 6/3	light yellowish brown
POS513-8-2, 40-41	40-41	2.5Y - 6/2	light brownish gray
POS513-8-2, 49-50	49-50	5Y - 4/3	olive
POS513-8-2, 64-65	64-65	2.5Y - 6/3	light yellowish brown
POS513-8-2, 76-77	76-77	2.5Y - 6/3	light yellowish brown

Πίνακας 1. : Αποτελέσματα δειγμάτων βάσει της κλίμακας Munsell.

Για να παρασκευαστούν τα δείγματα προς παρατήρηση, ζυγίστηκαν 3gr ξηρού υλικού από το κάθε δείγμα. Παράλληλα, αποθηκεύτηκε ποσότητα back up, προκειμένου να υπάρχει υλικό σε περίπτωση πιθανής δυσλειτουργίας της διαδικασίας. Παρακάτω παρατίθενται τα στοιχεία των μετρήσεων της ζύγισης (Πίνακας 2.)

Κωδικός Δείγματος	Βάθος Πυρήνα (cm)	Ολική Ποσότητα (gr)	3 (gr)
POS513-8-2, 38-39	38-39	9.919	3.004
POS513-8-2, 40-41	40-41	8.51	3.002
POS513-8-2, 49-50	49-50	7.042	3.001
POS513-8-2, 64-65	64-65	8.676	3.002
POS513-8-2, 76-77	76-77	12.719	3.001

Πίνακας 2. : Ζύγιση δειγμάτων.

Αρχικά τοποθετήθηκε το προζυγισμένο υλικό σε δοκιμαστικούς σωλήνες και προστέθηκαν απεσταγμένο νερό και διάλυμα υπεροξειδίου του υδρογόνου σε αναλογία 2 : 1 , δηλαδή 2ml απεσταγμένου νερού και 1ml υπεροξείδιο του υδρογόνου (Perhydrol). Το υπεροξείδιο του υδρογόνου μπορεί να δράσει είτε ως οξειδωτικό μέσο, είτε ως ήπιο αναγωγικό μέσο. Στην παρούσα περίπτωση πραγματοποιείται διάσπαση του υπεροξειδίου του υδρογόνου σε οξυγόνο και νερό, με το οξυγόνο να απελευθερώνεται ως αέριο. Η αντίδραση που επιτελείται είναι η εξής : $2\text{H}_2\text{O}_2 \rightarrow \text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$. Στη συγκεκριμένη αντίδραση, η μεταβολή της ενθαλπίας είναι αρνητική, οπότε πρόκειται για εξώθερμη αντίδραση, δηλαδή υπάρχει απελευθέρωση θερμότητας στο περιβάλλον. Τα δείγματα έμειναν 40-60min στον απαγωγό προκειμένου να ολοκληρωθεί η αντίδραση και να διαλυθεί το ίζημα.

Λόγω αυξημένης περιεκτικότητας των δειγμάτων σε οργανικό υλικό προκλήθηκε έντονη αντίδραση. Κατά το φαινόμενο αυτό παρατηρήθηκε αφρός, γεγονός που αιτιολογείται από παραγωγή οξυγόνου κατά την αντίδραση, δηλαδή παραγωγή αερίου. Άλλος ένας λόγος που μπορεί να επέφερε το παραπάνω αποτέλεσμα είναι η πιθανή ύπαρξη ποσότητας μετάλλων στο δείγμα. Στη Μήλο απαντάται επιθερμικό κοίτασμα χαμηλής θείωσης (Kiliás et al., 2001). Αυτό μαρτυρά την ύπαρξη μετάλλων όπως Cu, Pb και Ag. Τα μέταλλα χάνουν εύκολα ηλεκτρόνια, οπότε μπορούν να συνεισφέρουν σε αντιδράσεις οξειδοαναγωγής. Τα παραπάνω μέταλλα, όπως και τα οξείδια των μετάλλων, μπορούν να καταλύσουν τη διάσπαση του H_2O_2 .

Στη συνέχεια πραγματοποιήθηκε ανάδευση των δειγμάτων με υπέρηχους για 10min, προκειμένου να ομογενοποιηθούν καλύτερα τα συστατικά. Ακολούθησε υγρό κοσκίνισμα των ιζημάτων, με διάμετρο πλέγματος του κοσκίνου 125μm και τέλος τα δείγματα ξηράθηκαν σε θερμοκρασία 60°C. Χρειάστηκαν δύο με τρεις ημέρες προκειμένου να εξατμιστεί όλη η ποσότητα του νερού.

9.3. Μικροσκοπική ανάλυση και αποτελέσματα

Σε επόμενο στάδιο, απαιτήθηκε μικροσκοπική ανάλυση των δειγμάτων, με τη χρήση στερεοσκοπίου. Λόγω του πελαγικού τους χαρακτήρα, δηλαδή της μεγάλης ποσότητας σε πλαγκτονικά τρηματοφόρα, διαιρέθηκαν με τη χρήση Splitter, ούτως ώστε το ένα κλάσμα να περιέχει περίπου 300 τρηματοφόρα. Με αυτή τη μέθοδο, το κάθε δείγμα διαχωρίστηκε σε 4 κλάσματα. Ακολούθησε καταμέτρηση των πλαγκτονικών και βενθονικών τρηματοφόρων και υπολογίστηκε ο λόγος των πλαγκτονικών τρηματοφόρων, προς το σύνολο των τρηματοφόρων του δείγματος (PB ratio). Ακόμα, προσδιορίστηκαν τα είδη των βενθονικών τρηματοφόρων και επιπλέον καταμετρήθηκαν τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα *Globigerinoides ruber* (ροζ απόχρωση) και *Orbulina universa*, ως δείκτες θερμών υδάτων. Παρακάτω παρατίθενται οι πίνακες των αποτελεσμάτων (Πίνακας 3. και Πίνακας 4.), που προέκυψαν από την μικροσκοπική ανάλυση.

Κωδικός Δείγματος	Βάθος Πυρήνα (cm)	Πλαγκτονικά Τρηματοφόρα	Βενθονικά Τρηματοφόρα	P/(P+B) %
POS513-8-2, 38-39	38-39	1242	168	88.1
POS513-8-2, 40-41	40-41	1392	24	98.3
POS513-8-2, 49-50	49-50	1440	0	100
POS513-8-2, 64-65	64-65	1060	84	92.7
POS513-8-2, 76-77	76-77	1596	72	95.7

Πίνακας 3. : Πλαγκτονικά και βενθονικά τρηματοφόρα δειγμάτων και PB ratio αυτών.

Κωδικός Δείγματος	Βάθος Πυρήνα (cm)	Orbulina universa	Globigerinoides ruber
POS513-8-2, 38-39	38-39	40	68
POS513-8-2, 40-41	40-41	28	124
POS513-8-2, 49-50	49-50	140	344
POS513-8-2, 64-65	64-65	0	4
POS513-8-2, 76-77	76-77	4	20

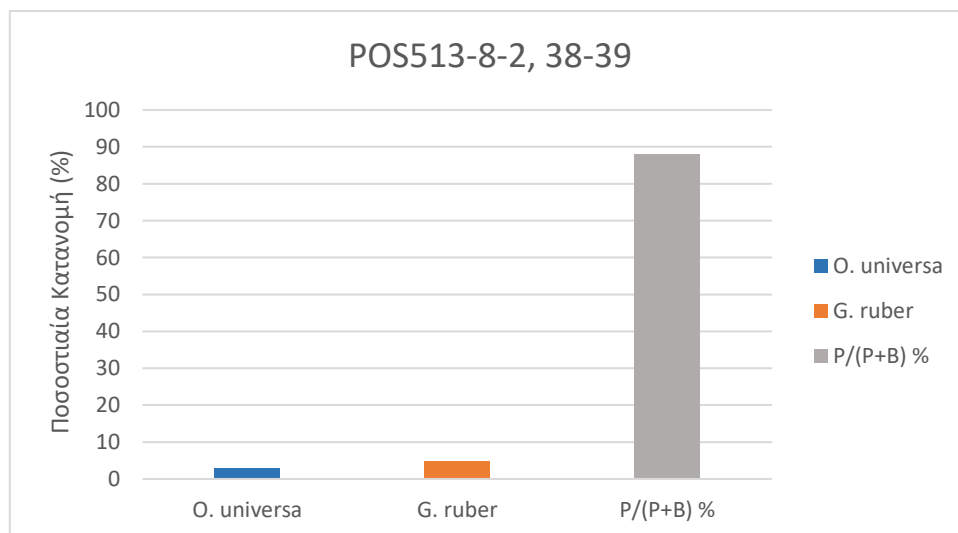
Πίνακας 4. : Ποσότητες *Orbulina universa* και *Globigerinoides ruber* στα δείγματα.

9.4. Επεξεργασία αποτελεσμάτων μικροσκοπικής ανάλυσης

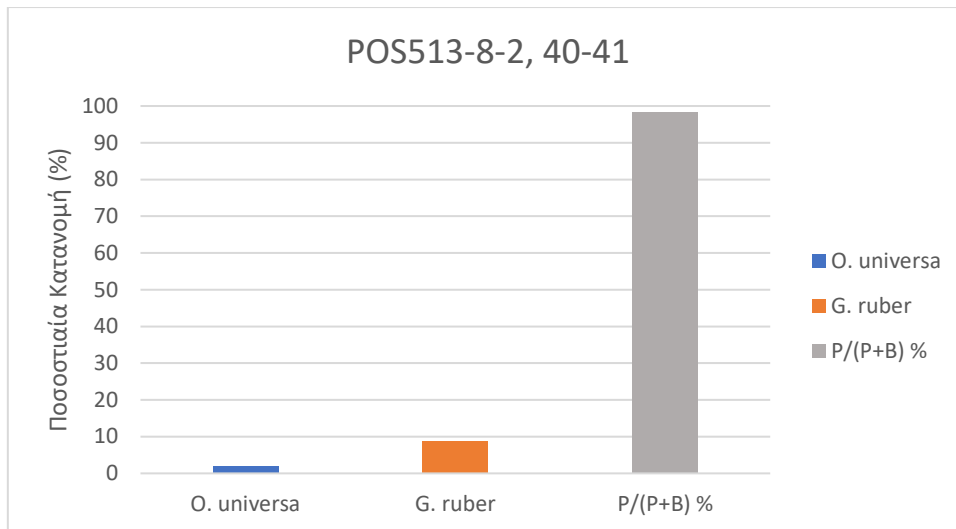
Προχωρώντας στην ποσοτική ανάλυση των ευρημάτων, κατασκευάστηκαν διαγράμματα που αφορούν, τόσο τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα, όσο και τα βενθονικά.

9.4.1. Ανάλυση Πλαγκτονικών Τρηματοφόρων

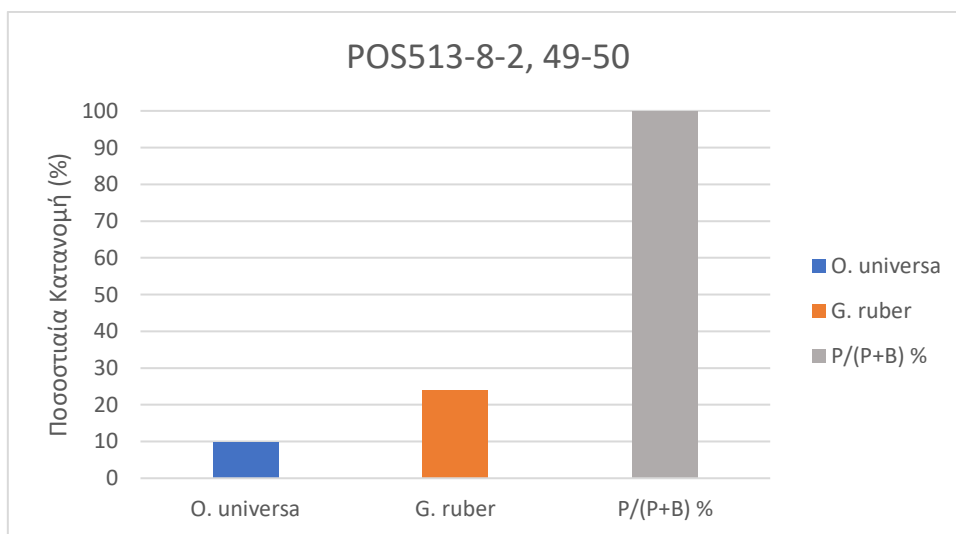
Η πρώτη κατηγορία διαγραμμάτων αφορά πλαγκτονικά τρηματοφόρα και πιο συγκεκριμένα, τα είδη *O.universa* και *G.ruber*. Για το κάθε ένα δείγμα, κατασκευάστηκε το αντίστοιχο ραβδόγραμμα, το οποίο περιλαμβάνει τα ποσοστά των προαναφερόμενων ειδών στο εκάστοτε δείγμα, καθώς και το PB ratio αυτού. Πιο αναλυτικά, στον άξονα x βρίσκονται τα δύο είδη και το PB ratio του δείγματος, συναρτήσει του ποσοστού αυτών, στον άξονα y.



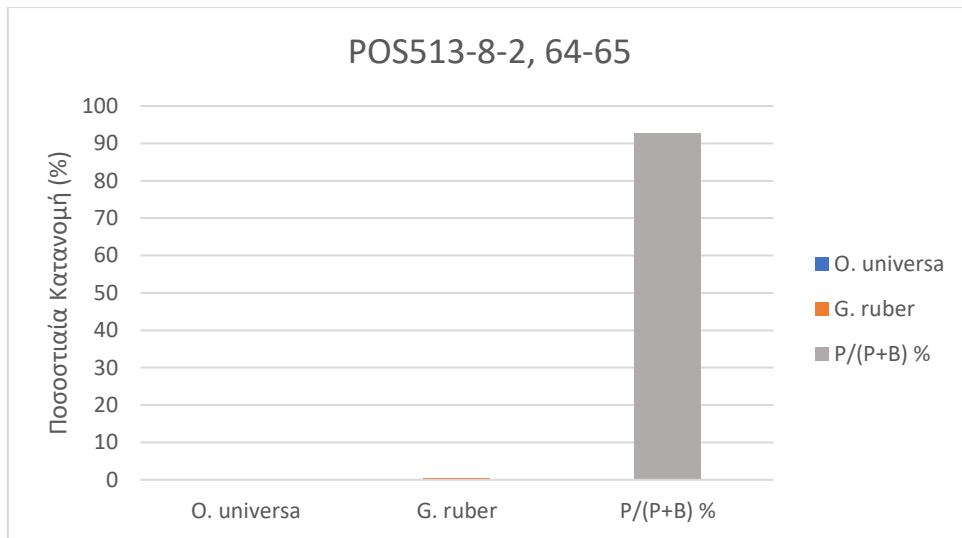
Διάγραμμα 1. : Ποσοστά των ειδών *O.universa* και *G.ruber* και PB ratio στο δείγμα POS513-8-2, 38-39.



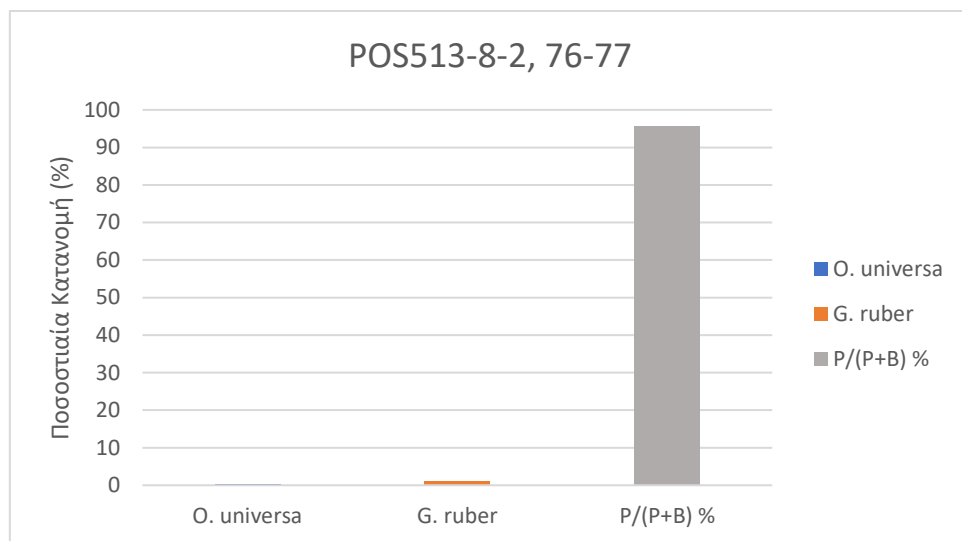
Διάγραμμα 2. : Ποσοστά των ειδών *O.universa* και *G.ruber* και PB ratio στο δείγμα POS513-8-2, 40-41.



Διάγραμμα 3. : Ποσοστά των ειδών *O.universa* και *G.ruber* και PB ratio στο δείγμα POS513-8-2, 49-50.



Διάγραμμα 4. : Ποσοστά των ειδών *O.universa* και *G.ruber* και PB ratio στο δείγμα POS513-8-2, 64-65.



Διάγραμμα 5. : Ποσοστά των ειδών *O.universa* και *G.ruber* και PB ratio στο δείγμα POS513-8-2, 76-77.

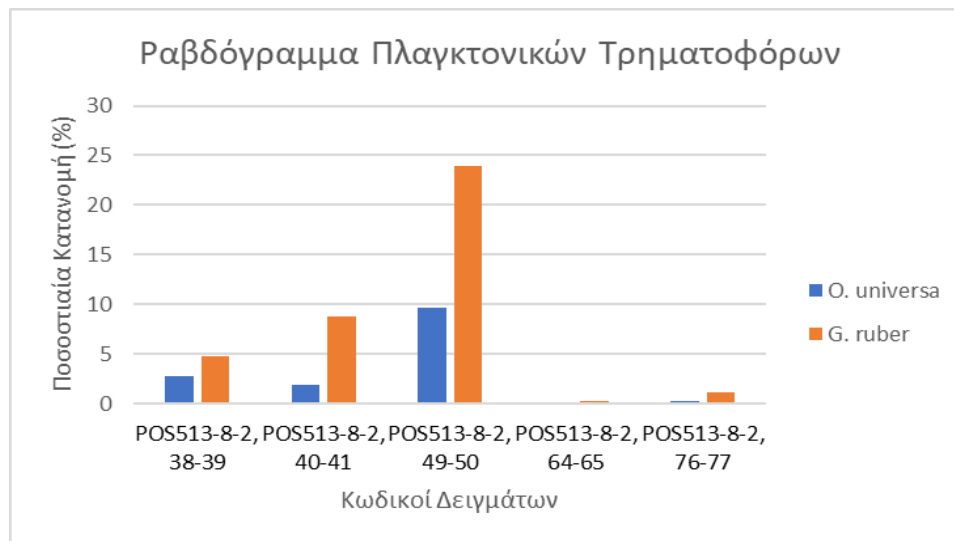
Το δείγμα POS513-8-2, 38-39 (Διάγραμμα 1.) απαρτίζεται από 2.8% του είδους *O.universa* και 4.8% *G.ruber* στο σύνολο των τρηματοφόρων του δείγματος. Ακόμα, παρατηρείται μεγάλο PB ratio στο δείγμα, της τάξης του 88.1%.

Στο δείγμα POS513-8-2, 40-41 (Διάγραμμα 2.) το είδος *O.universa* καταλαμβάνει περίπου το 2.0 % των τρηματοφόρων του δείγματος, ενώ το είδος *G.ruber* το 8.8%. Το PB ratio σε αυτό το βάθος αγγίζει το 98.3%.

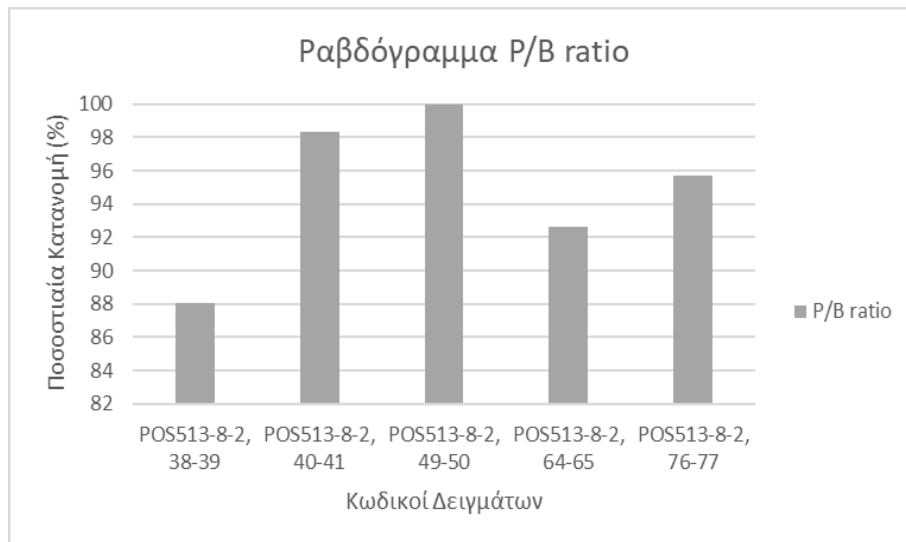
Ενδιαφέρον παρουσιάζουν τα ποσοστά του δείγματος POS513-8-2, 49-50 (Διάγραμμα3.). Παρατηρείται μία μεγάλη αύξηση της συγκέντρωσης των *O.universa* και *G.ruber* με 9.7% και 23.9% αντίστοιχα. Το PB ratio του δείγματος παρουσίασε το μέγιστο ποσοστό, δηλαδή 100%.

Στο δείγμα POS513-8-2, 64-65 (Διάγραμμα 4.) υπάρχει κατακόρυφη πτώση των ποσοστών των ειδών *O.universa* και *G.ruber*. Το είδος *O.universa* εξαφανίζεται ή βρίσκεται σε πολύ χαμηλό ποσοστό, καθώς δεν παρατηρήθηκε κανένα άτομο αυτού, ενώ το ποσοστό του είδους *G.ruber* δεν ξεπερνάει το 0.4%. Το PB ratio σημείωσε μία πτώση περίπου 7.3%, σε σχέση με το τέταρτο δείγμα, δηλαδή 92.7%

Το δείγμα POS513-8-2, 76-77 (Διάγραμμα 5.) διαθέτει επίσης μικρά ποσοστά συγκεντρώσεων των ειδών *O.universa* και *G.ruber* σε σχέση με τα τρία πρώτα δείγματα, τα οποία κυμαίνονται από 0.2% στο είδος *O.universa* έως περίπου 1.2% για το είδος *G.ruber*. Το PB ratio στο παρόν δείγμα κινείται επίσης σε υψηλά επίπεδα και σημειώνει μία μικρή αύξηση 3.0% σε σχέση με το τέταρτο δείγμα και φτάνει το 95.7%

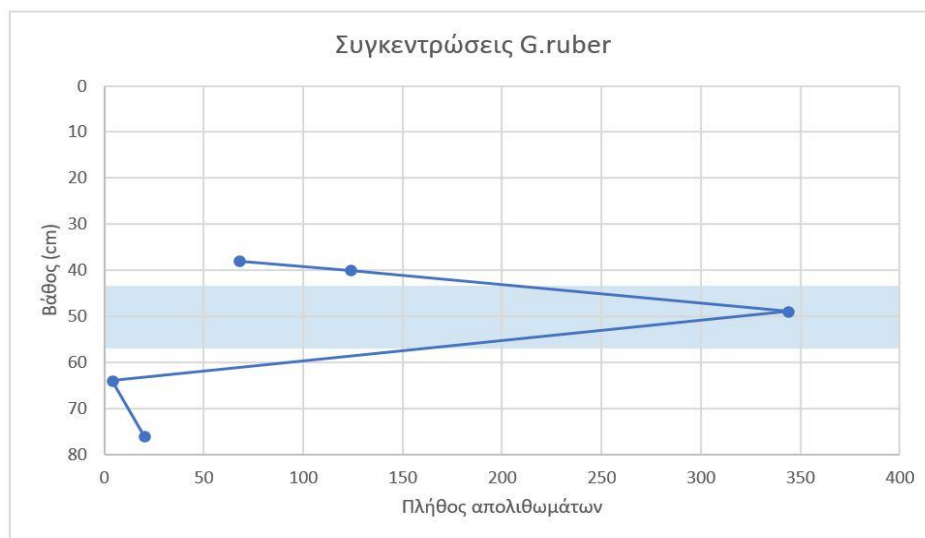


Διάγραμμα 6. : Συνολικό διάγραμμα ποσοστών *O.universa* και *G.ruber* σε όλα τα δείγματα.



Διάγραμμα 7. : Συνολικό διάγραμμα PB ratio σε όλα τα δείγματα.

Ακόμα, κατασκευάστηκε ένα διάγραμμα, το οποίο αφορά το είδος *G.ruber* σε σχέση με το βάθος (Διάγραμμα 8.), για μία πιο αναλυτική και ευδιάκριτη απεικόνιση. Πιο συγκεκριμένα, στον άξονα x βρίσκεται το πλήθος του προαναφερόμενου είδους, ενώ στον άξονα y βρίσκεται το βάθος, στο οποίο βρέθηκε η εκάστοτε συγκέντρωση.



Διάγραμμα 8. : Κατανομή των συγκεντρώσεων του είδους *G.ruber* συναρτήσει του βάθους.

Στο δείγμα POS513-8-2, 38-39 υπήρξαν 68 άτομα του είδους *G.ruber*. Στο δείγμα POS513-8-2, 40-41 υπήρξε μία αύξηση του πλήθους του προαναφερόμενου είδους σε 124 άτομα. Στη συνέχεια, σε πιο βαθύ περιβάλλον, δηλαδή στο δείγμα POS513-8-2, 49-50 σημειώθηκε μεγαλύτερη αύξηση με 344 άτομα, ενώ στο δείγμα POS513-8-2, 64-65 παρατηρήθηκε κατακόρυφη μείωση της συγκέντρωσης του *G.ruber*, καθώς μετρήθηκαν μόλις 4 άτομα. Τέλος, στο δείγμα POS513-8-2, 76-77 οι συγκεντρώσεις παρέμειναν χαμηλές, με 20 άτομα του είδους *G.ruber*.

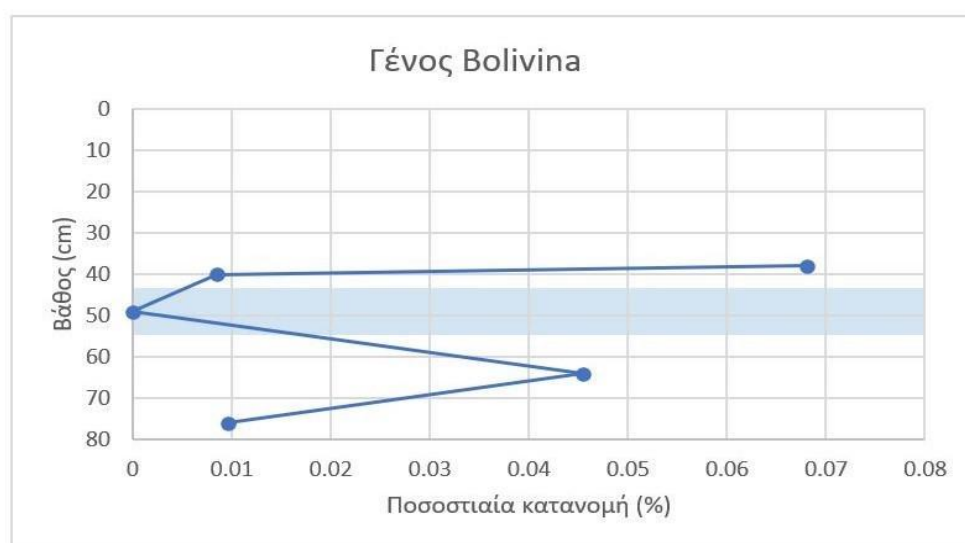
9.4.2. Ανάλυση Βενθονικών Τρηματοφόρων

Τα βενθονικά τρηματοφόρα που παρατηρήθηκαν στα δείγματα, ανήκαν στα γένη Angulogerina, Bigerina, Bolivina, Bulimina, Cancris, Chilostomella, Globobulimina, Hanzawaia, Hoeglundina, Melonis,, Peneroplis, Uvigerina, καθώς και στην οικογένεια Miliolidae. Παρακάτω παρουσιάζονται αναλυτικά τα γένη και οικογένειες, αλλά και ο πληθυσμός αυτών, που εντοπίστηκαν κατά τη μικροσκοπική μελέτη των δειγμάτων (Πίνακας 5.).

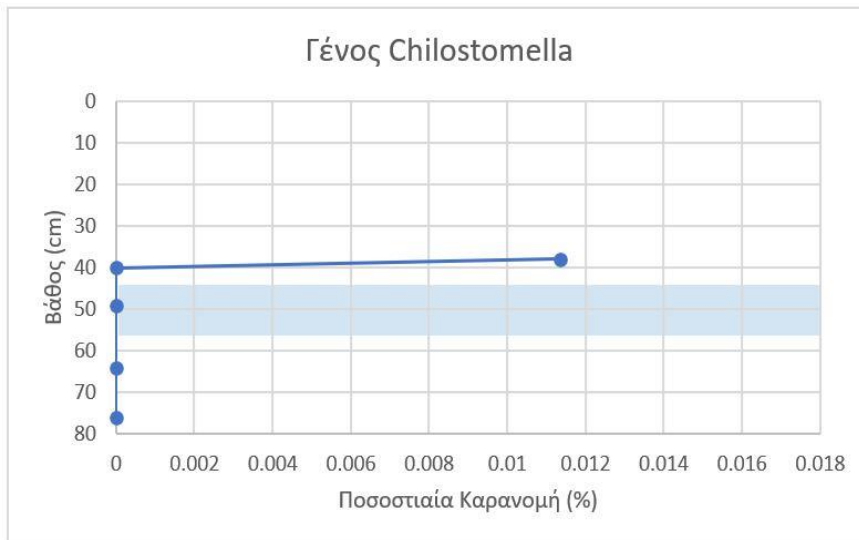
POSS13-8-2, 38-39		POSS13-8-2, 40-41		POSS13-8-2, 64-65		POSS13-8-2, 76-77	
Βενθονικά Απολιθώματα	Πλήθος Απολιθωμάτων	Βενθονικά Απολιθώματα	Πλήθος Απολιθωμάτων	Βενθονικά Απολιθώματα	Πλήθος Απολιθωμάτων	Βενθονικά Απολιθώματα	Πλήθος Απολιθωμάτων
Γένος Angulogerina	4	Γένος Bolivina	12	Γένος Bolivina	52	Γένος Bolivina	16
Γένος Bigenerina	4	Γένος Cancris	4	Γένος Globobulimina	4	Γένος Cancris	4
Γένος Bolivina	96	Γένος Hoeglundina	4	Γένος Hanzawaia	4	Γένος Hoeglundina	20
Γένος Bulimina	4	Οικογένεια Miliolidae	4	Γένος Hoeglundina	12	Γένος Melonis	12
Γένος Chilostomella	16			Γένος Melonis	4	Γένος Valvulineria	4
Γένος Hoeglundina	12			Γένος Uvigerina	4	Οικογένεια Miliolidae	16
Γένος Melonis	4			Οικογένεια Miliolidae	4		
Γένος Peneroplis	4						
Οικογένεια Miliolidae	24						

Πίνακας 5. : Αποτελέσματα μικροσκοπικής μελέτης των δειγμάτων.

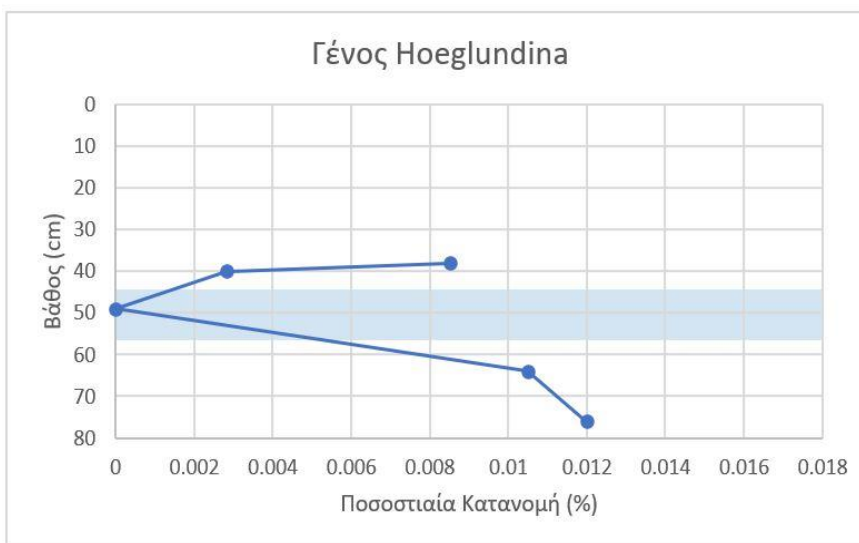
Μια δεύτερη κατηγορία διαγραμμάτων, λοιπόν, σχετίζεται με τα βενθονικά τρηματοφόρα και πιο συγκεκριμένα, με τα γένη που διαθέτουν τις μεγαλύτερες συγκεντρώσεις, δηλαδή τα γένη Bolivina, Hoeglundina, Melonis και τα άτομα της οικογένειας Miliolidae, αλλά και για το γένος με το μεγαλύτερο ενδιαφέρον, βάσει των χαρακτηριστικών του, δηλαδή το γένος Chilostomella. Στο βάθος 43-56cm, χρωματισμένο με μπλε σκιά, εντοπίζεται ο σαπροηλικός ορίζοντας S1.



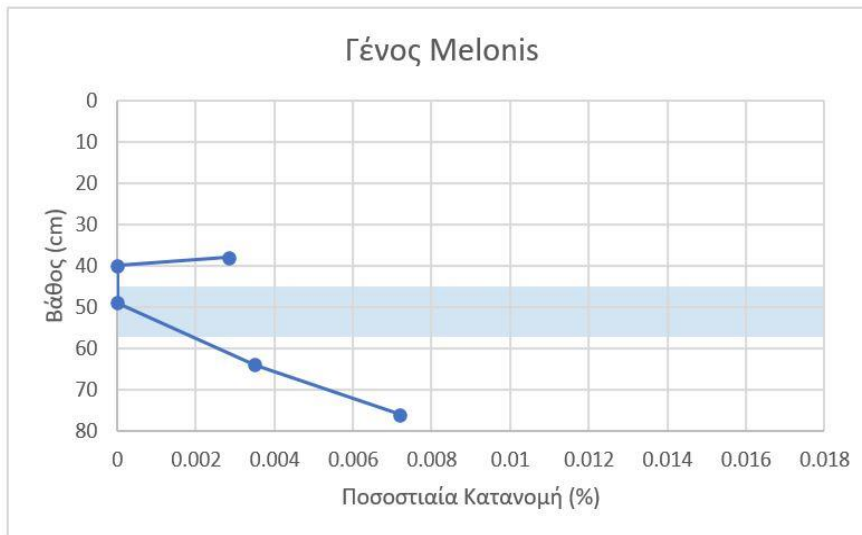
Διάγραμμα 9. : Κατανομή των συγκεντρώσεων του γένους Bolivina συναρτήσει του βάθους.



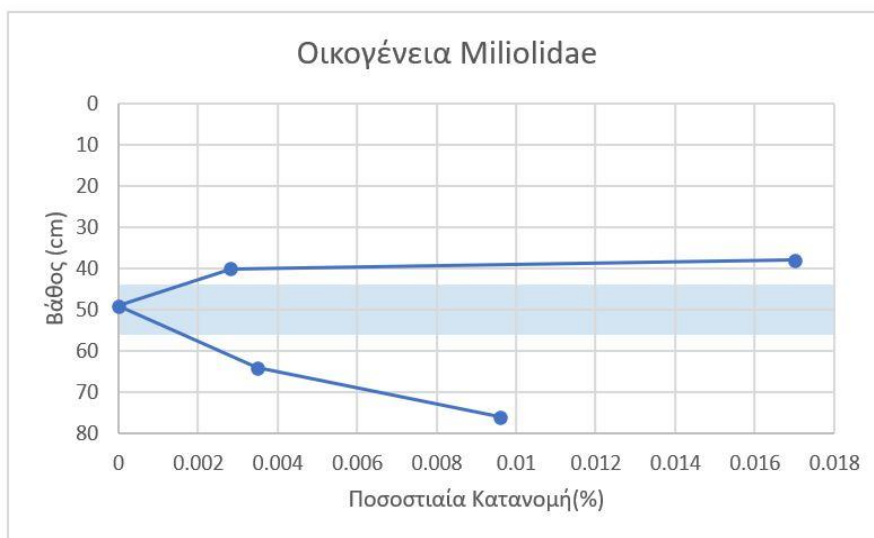
Διάγραμμα 10. : Κατανομή των συγκεντρώσεων του γένους *Chilostomella* συναρτήσει του βάθους.



Διάγραμμα 11. : Κατανομή των συγκεντρώσεων του γένους *Hoeglundina* συναρτήσει του βάθους.



Διάγραμμα 12. : Κατανομή των συγκεντρώσεων του γένους *Melonis* συναρτήσει του βάθους.



Διάγραμμα 13. : Κατανομή των συγκεντρώσεων της οικογένειας *Miliolidae* συναρτήσει του βάθους.

Το γένος *Bolivina* (Διάγραμμα 9.) εμφάνισε 96 άτομα, αριθμός που αντιστοιχεί στο 0.068% των τρηματοφόρων του δείγματος POS513-8-2, 38-39. Σε βάθος 40-41cm υπήρξε αισθητή μείωση του πληθυσμού του γένους, με την παρουσία 12 ατόμων, δηλαδή 0.008% του δείγματος POS513-8-2, 40-41. Στο δείγμα POS513-8-2, 49-50, δηλαδή στο κεντρικό κομμάτι του σαπροπηλού δεν έχουμε εμφάνιση βενθονικών τρηματοφόρων. Στο βάθος 64-65cm βρέθηκαν 52 άτομα του παρόντος γένους, δηλαδή 0.05% του δείγματος POS513-8-2, 64-65. Στο δείγμα POS513-8-2, 76-77, σημειώθηκε νέα μείωση του γένους *Bolivina* με 16 άτομα και ποσοστό περίπου 0.010%.

Το γένος *Chilostomella* (Διάγραμμα 10.) εμφανίστηκε στο δείγμα POS513-8-2, 38-39, σε βάθος πυρήνα 38-39 cm με 16 άτομα, δηλαδή με ποσοστό 0.011% των τρηματοφόρων του δείγματος.

Το γένος *Hoeglundina* (Διάγραμμα 11.) εμφανίστηκε με ποσοστό 0.009% στο σύνολο των τρηματοφόρων του δείγματος POS513-8-2, 38-39, με 12 άτομα. Στο δείγμα POS513-8-2, 40-41 υπήρξε ελάττωση του πληθυσμού του γένους στα 4 άτομα και σε ποσοστό 0.003% στο σύνολο του δείγματος, ενώ στο δείγμα POS513-8-2, 49-50, δεν παρατηρήθηκαν βενθονικά τρηματοφόρα. Στο δείγμα POS513-8-2, 64-65, το πλήθος του γένους *Hoeglundina* άγγιξε το ποσοστό του 0.010% με 12 άτομα, ενώ στο δείγμα POS513-8-2, 76-77 παρατηρήθηκε μία μικρή άνοδος της συγκέντρωσης του γένους με ποσοστό 0.012% και με πληθυσμό 12 ατόμων.

Από το γένος *Melonis* (Διάγραμμα 12.) υπήρξαν 4 άτομα, δηλαδή το 0.003% του δείγματος POS513-8-2, 38-39. Στα δείγματα POS513-8-2, 40-41 και POS513-8-2, 49-50, δεν παρατηρήθηκε το προαναφερόμενο γένος, ενώ στο δείγμα POS513-8-2, 64-65cm το γένος *Melonis* απαρτίζει το 0.010% με 12 άτομα. Στο τελευταίο δείγμα της παρούσας εργασίας, POS513-8-2, 76-77, το γένος παρουσίασε 20 άτομα και ποσοστό 0.012% στο σύνολο των τρηματοφόρων του δείγματος.

Η οικογένεια *Miliolidae* (Διάγραμμα 13.) στο δείγμα POS513-8-2, 38-39 εμφανίστηκε με 24 άτομα και ποσοστό 0.017% επί των τρηματοφόρων του δείγματος, στη συνέχεια σημειώθηκε απότομη μείωση με ποσοστό 0.003cm στο σύνολο του δείγματος POS513-8-2, 40-41 με 4 αντιπροσώπους, ενώ στο δείγμα POS513-8-2, 49-50 είχαμε απουσία αυτού, καθώς έχει αναφερθεί πως στο παρόν δείγμα και βάθος δεν εντοπίστηκε κανένα βενθονικό τρηματοφόρο ή η συγκέντρωσή τους ήταν ελάχιστη. Στη συνέχεια, στο δείγμα POS513-8-2, 64-65 είχαμε την παρουσία 4 ατόμων με ποσοστό 0.003% επί των τρηματοφόρων του δείγματος και τέλος, στο βάθος 76-77cm, παρουσιάστηκε αύξηση 12 αντιπροσώπων, δηλαδή υπήρξαν 16 άτομα με ποσοστό 0.010% στο δείγμα POS513-8-2, 76-77cm. Το γένος που αντιπροσώπευσε την οικογένεια *Miliolidae* ήταν η *Quinqueloculina*, ενώ στο δείγμα POS513-8-2, 40-41 εντοπίστηκε ένα άτομο του γένους *Triloculina*. Το γένος αυτό αντιπροσωπεύει παράκτια περιβάλλοντα και συνεπώς συμπεραίνεται πως το άτομο αυτό είναι μεταφερόμενο.

9.5. Αναγνώριση απολιθωμάτων αναλυόμενων δειγμάτων

9.5.1. Απολιθώματα Πλαγκτονικών Τρηματοφόρων

Globigerinoides ruber (d'Orbigny, 1839)

Η πρώτη εμφάνιση του είδους *G.ruber* χρονολογείται περίπου πριν 750.000 χρόνια (Young et al., 2017). Θεωρείται κοσμοπολίτικο είδος με μεγάλη αφθονία και έχει μια ευρεία γεωγραφική κατανομή περίπου 35°B έως 25°N (Aurahs et al., 2009). Διαβιεί ως επί το πλείστον, σε τροπικές περιοχές, κυρίως του Ατλαντικού Ωκεανού, ενώ στις υποτροπικές περιοχές παρουσιάζει μικρότερη αφθονία.

Είναι ένα τρηματοφόρο εξαιρετικά επιφανειακής διαβίωσης, το οποίο ζει στα ανώτερα 50m της στήλης του νερού (Richey et al., 2019). Μπορεί να επιβιώσει σε ευρεία θερμοκρασιακή κλίμακα 16°C έως 31°C, όμως ως είδος θερμών υδάτων, προτιμά θερμοκρασίες 22°C έως 26°C (Aurahs et al., 2009). Επιπλέον, μπορεί να επιβιώσει σε ύδατα τόσο χαμηλής αλατότητας (<34,5‰), όσο και υψηλής αλατότητας (>36‰) (Triantaphyllou et al., 2018). Το *G.ruber* είναι άφθονο στον Ατλαντικό Ωκεανό, αποτελώντας το 20% με 40% των πλαγκτονικών τρηματοφόρων και αναπτύσσεται σε ολιγοτροφικά περιβάλλοντα (Lombard et al., 2011; Storz et al., 2009). Αντιθέτως, το *G.ruber* αποτελεί σπάνιο είδος στη δυτική περιοχή της Μεσογείου, αλλά η πυκνότητά του αυξάνεται έντονα ανατολικά του στενού της Σικελίας, εμφανίζοντας ποσοστά συχνότητας μεγαλύτερα από 60% (Triantaphyllou et al., 2018).

Το *G.ruber* εμφανίζεται με δύο διαφορετικές φυλογενετικές γενεαλογικές σειρές. Η πρώτη περιλαμβάνει τον γενετικό τύπο που αντιστοιχεί στη ροζ απόχρωση του κελύφους του είδους και η δεύτερη περιλαμβάνει τη λευκή απόχρωση των θαλάμων (Aurahs et al., 2011). Οι δύο αυτές γενεαλογικές σειρές χωρίζονται σε περαιτέρω γενετικούς τύπους, αλλά η οικολογία και η βιογεωγραφία τους δεν έχουν καθοριστεί πλήρως (Darling et al., 1999; De Vargas et al., 1997; Kuroyanagi, Tsuchiya, et al., 2008). Το *G.ruber* με το ροζ χρωμότυπο (Εικόνα 19.) περιορίζεται στον Κεντρικό Ατλαντικό Ωκεανό και τις θάλασσες που συνδέονται με αυτόν, όπως για παράδειγμα τη Μεσόγειο Θάλασσα, ενώ ο λευκός χρωμότυπος (Εικόνα 18.) έχει μία πιο διευρυμένη γεωγραφική κατανομή. Ακόμα, οι δύο χρωμότυποι παρουσιάζουν διαφορές στην εποχιακή αφθονία (Aurahs et al., 2011). Ο ροζ χρωμότυπος εμφανίζει μεγαλύτερη αφθονία κατά τη διάρκεια θερμότερων περιόδων και γενικά επιδεικνύει μεγαλύτερη παραγωγή με την αύξηση της θερμοκρασίας (Tang & Stott, 1993), ενώ ο λευκός χρωμότυπος αναπτύσσεται κατά τους ψυχρότερους φθινοπωρινούς και χειμερινούς μήνες (Aurahs et al., 2009). Γενικότερα όμως, το χειμώνα το είδος *G.ruber*, παρουσιάζει μειωμένες συγκεντρώσεις (Richey et al., 2019).

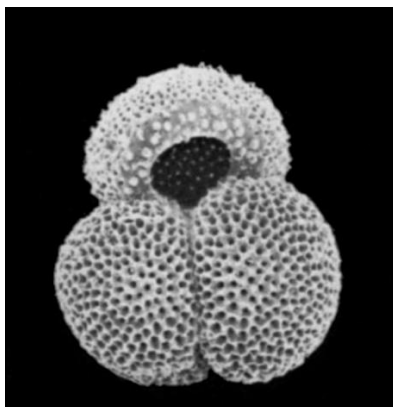
Οι ερευνητές χρησιμοποιούν ευρέως το συγκεκριμένο είδος, προκειμένου να προχωρήσουν σε ανασύσταση παλαιοπεριβάλλοντος (Kucera et al., 2005), δηλαδή παλαιοωκεανογραφικών και παλαιοκλιματολογικών συνθηκών, όπως για παράδειγμα ανασύσταση συνθηκών σε επιφανειακά ύδατα (Sadekov et al., 2009; Žarić et al., 2005). Επίσης, ανάλογα με την έρευνα χρησιμοποιείται είτε ο ροζ, είτε ο λευκός χρωμότυπος (Anand et al., 2003; Chiessi et al., 2007; Schmidt & Mulitza, 2002).

Τέλος, για την ανασύσταση επιφανειακών υδρογραφικών συνθηκών και προσδιορισμό SST και SSS, χρησιμοποιούνται και χαρακτηριστικά γεωχημικά στοιχεία, όπως οι συντελεστές ισotόπων οξυγόνου και άνθρακα, δ¹⁸O και δ¹³C αντίστοιχα (Anand et al., 2003; Venancio et al., 2017) και η κατανομή τους με το βάθος (Richey et al., 2019). Οι παραπάνω

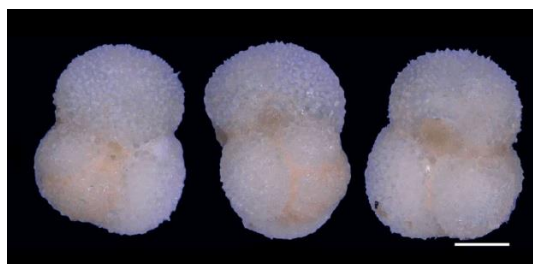
συντελεστές χρησιμοποιούνται, προκειμένου να βρεθεί η ιστοπική αναλογία οξυγόνου ή άνθρακα σε κάθε δείγμα και στη συνέχεια να πραγματοποιηθεί χρονολόγηση αυτού.

Όσον αφορά τη μορφολογία του γένους *Globigerinoides* CUSHMAN, 1927, η διάταξη των θαλάμων του γένους είναι τροχοσπειροειδής, με τοιχώματα ρυτιδωδή ή ακανθώδη εξωτερικά και το σχήμα των θαλάμων να είναι σφαιροειδές προς ωοειδές. Οι γραμμές ραφών είναι ακτινωτές, ελαφρώς καμπύλες και πεπιεσμένες. Το κύριο στοματικό άνοιγμα είναι ενδοπεριθωριακό και κατέχει περισσότερα δευτερεύοντα στοματικά ανοίγματα στη σπειροειδή όψη του κελύφους. Τα δευτερεύοντα στοματικά ανοίγματα έχουν μορφή στενής σχισμής, ημισφαιρικού ή τοξοειδούς σχήματος, και είναι συμμετρικά ή ασύμμετρα. Ο αριθμός των δευτερεύοντων στοματικών ανοιγμάτων σε κάθε θάλαμο επιτρέπει τη διάκριση δύο μεγάλων ομάδων. Η πρώτη ομάδα περιλαμβάνει δύο δευτερεύοντα στοματικά ανοίγματα σε κάθε θάλαμο, όπως το *G. ruber*, ενώ η δεύτερη ομάδα διαθέτει ένα δευτερεύον στοματικό άνοιγμα σε κάθε θάλαμο. Η διάμετρος των οπών ποικίλλει από το εσωτερικό προς το εξωτερικό του κελύφους, αλλά οι οπές και το μεταξύ τους τμήμα είναι δυνατόν να διαφέρουν ακόμη και στο ίδιο είδος.

Σε σχέση με τη χρονοστρωματογραφία, ορισμένοι ερευνητές υποστηρίζουν πως το συγκεκριμένο γένος απαντάται από το Ηώκαινο έως σήμερα, ενώ άλλοι υποστηρίζουν πως εμφανίζεται από το Μειόκαινο έως σήμερα. (Γεωργιάδου-Δικαιούλια, Ε. Δερμιτζάκη, 1993)



Εικόνα 18. : Φωτογραφία του είδους *Globigerinoides ruber* (white) (Kennett & Srinivasan, 1983).



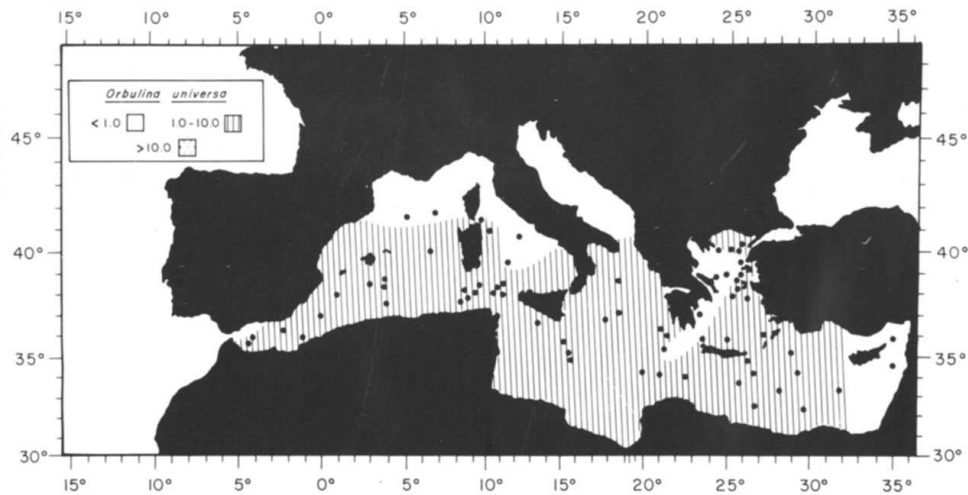
Εικόνα 19. : Φωτογραφία του είδους *Globigerinoides ruber* (pink) (Mozard, 2019).

Orbulina universa d'Orbigny, 1839

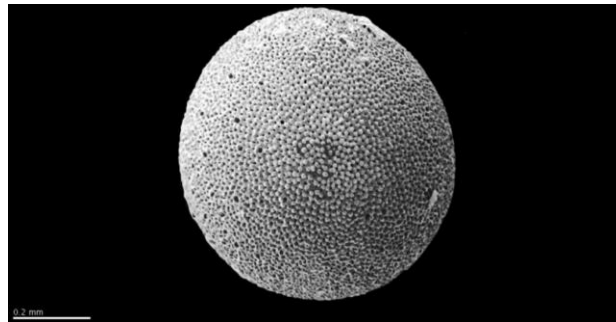
Η πρώτη εμφάνιση του είδους *Orbulina universa* χρονολογείται στο Μέσο Μειόκαινο (14.14Ma). Θεωρείται κοσμοπολίτικο είδος και έχει μια ευρεία γεωγραφική κατανομή περίπου 45°N έως 45°B (Duque-Castaño et al., 2019). Διαβιεί σε τροπικές έως μεταβατικές περιοχές του Ατλαντικού Ωκεανού, με μεγαλύτερες συγκεντρώσεις σε περιοχές με ανοδικά ρεύματα. Το ποσοστό της συμμετοχής του στα ιζήματα της Ανατολικής Μεσογείου κυμαίνεται στο εύρος 1-10%. Παρουσιάζει μεγαλύτερη ανάπτυξη στη δυτική Μεσόγειο και ιδιαίτερα κοντά στις αφρικανικές ακτές (Thunell, 1978) (Εικόνα 16.). Το είδος *O.universa* (Εικόνα 17.) διαβιεί στην επιτελαγική ζώνη και φιλοξενεί στο κέλυφός του ενδοσυμβιωτικούς αυτότροφους οργανισμούς, κυρίως δινομαστιγωτά (Τριανταφύλλου & Δήμιζα, 2012). Επιπλέον, εμφανίζεται κυρίως σε ολιγοτροφικά περιβάλλοντα υψηλής αλατότητας με χαμηλή περιεκτικότητα σε θρεπτικά συστατικά (Sea & Haenel, 1987). Επιβιώνει καθ' όλη τη διάρκεια του έτους, ενώ η κύρια ανάπτυξή του λαμβάνει χώρα από άνοιξη έως φθινόπωρο (Triantaphyllou et al., 2018). Εντοπίζεται σε βάθη 25-50m, ενώ μεταναστεύει σε βάθη μεγαλύτερα των 75m σε περιόδους χαμηλής αλατότητας (30.5 με 31 ‰) (Tang & Stott, 1993).

Όσον αφορά τη μορφολογία του γένους *Orbulina*, το κέλυφος είναι ασβεστολιθικό, υαλώδες και το τοίχωμα του κελύφους κυψελλώδες. Αρχικά χαρακτηρίζεται ως τροχοσπειροειδές και στην τελευταία περιέλιξη ο τελευταίος θάλαμος έρχεται και καλύπτει τελείως ή μερικώς τους προηγούμενους θαλάμους. Ακόμα, διαθέτει μετέωρα στοματικά ανοίγματα στην επιφάνεια του κελύφους (Antonarakou, 2016). Επιπλέον, το είδος *Orbulina univesra* παρουσιάζει υψηλή γενετική διακύμανση (Τριανταφύλλου & Δήμιζα, 2012).

Επιπροσθέτως, το είδος *O.universa*, σπάνια χρησιμοποιείται σε παλαιοπεριβαλλοντικές μελέτες. Αυτό οφείλεται αφενός στο γεγονός της έλλειψης μιας ολοκληρωμένης ερμηνείας για το σφαιρικό σχήμα του θαλάμου, τόσο από βιολογική όσο και από οικολογική οπτική γωνία, καθώς επίσης και από άποψη ταξινόμησης. Αφετέρου, το εν λόγω είδος δε χρησιμοποιείται συχνά σε παλαιοπεριβαλλοντικές μελέτες, λόγω της μεγάλης μεταβλητότητας που παρουσιάζει αναφορικά με το μέγεθος και το πορώδες του, η οποία επηρεάζεται από διάφορες παραμέτρους (Spero, 1988). Για παράδειγμα, το σχήμα του θαλάμου, αν και αποτελεί μία απλή μορφολογική δομή, είναι ικανό να δώσει αρκετές πληροφορίες σχετικά με την ποικιλία του είδους, δηλαδή τις εκάστοτε συνθήκες που διαβιεί το συγκεκριμένο είδος (Morard et al., 2009). Τέλος, έχει παρατηρηθεί πως το συγκεκριμένο είδος μπορεί να προσαρμόσει την ανάπτυξή του σε ακραίες συνθήκες θερμοκρασίας και αλατότητας, με συνέπεια να εμφανίζονται μικρότερα μεγέθη του είδους αυτού σε περιοχές όπου απαντώνται παρόμοιες συνθήκες (Bijma et al., 1990).



Εικόνα 16. : Κατανομή των μεγαλύτερων συγκεντρώσεων (%) του είδους *Orbulina universa* d'Orbigny στα επιφανειακά ιζήματα της Μεσογείου (Thunell, 1978).



Εικόνα 17. : Φωτογραφία του είδους *Orbulina universa* (Loeblich & Tappan, 1994).

9.5.2. Απολιθώματα Βενθονικών Τρηματοφόρων

Γένος *Angulogerina* CUSHMAN, 1927

Το κέλυφος είναι επίμηκες και τρίσειρο, ενώ επίσης διαθέτει τρεις σχεδόν επίπεδες πλευρές και τρεις επιμήκεις ακμές κατά μήκος του. Σε εγκάρσια τομή, το αρχικό τμήμα του κελύφους δίνει σχήμα περίπου κυκλικό, ενώ το τελευταίο τμήμα δίνει τριγωνικό. Το στοματικό άνοιγμα είναι μεν ακραίο, αλλά με λαϊμό. Έχει σχήμα κυκλικό και ο λαϊμός περιβάλλεται από χείλος. Η στρωματογραφική εξάπλωση είναι από το Ηώκαινο έως σήμερα (Γεωργιάδου-Δικαιούλια, Ε. Δερμιτζάκη, 1993).



Εικόνα 29. : Φωτογραφία του είδους *Angulogerina charapoensis* (Hayward et al., 2018c).

Γένος *Bigenerina* D'ORBIGNY, 1826

Το κέλυφος είναι ελεύθερο και επίμηκες. Αρχικά είναι δίσειρο και έχει ως στοματικό άνοιγμα μια απλή σχισμή. Μετά όμως εξελίσσεται σε μονόσειρο και ολόκληρο το κέλυφος είναι ευθυτενές, ελαφρά πεπιεμένο. Σε εγκάρσια τομή, οι θάλαμοι είναι κυκλικοί ή λίγο ωοειδείς και το τοίχωμα του κελύφους είναι συμφυρματοπαγές. Το στοματικό άνοιγμα βρίσκεται στην μετωπική επιφάνεια και είναι τελικό και κυκλικό. Η στρωματογραφική εξάπλωση είναι από το Ιουρασικό έως σήμερα (Γεωργιάδου-Δικαιούλια, Ε. Δερμιτζάκη, 1993).



Εικόνα 31. : Φωτογραφία του είδους *Bigenerina* (Hayward et al., 2018b).

Γένος *Bolivina* D'orbigny, 1839

Το γένος *Bolivina* είναι κοσμοπολίτικο και ζει ως ενδοπανίδα σε ιλύδη υπόστρωμα, ενώ επίσης παρουσιάζει υψηλή αφθονία σε βαθιά θαλάσσια περιβάλλοντα (Triantaphyllou, Antonarakou, et al., 2016). Ορισμένα είδη του γένους *Bolivina* επιβιώνουν και σε συνθήκες χαμηλής οξυγόνωσης (Murray, 2013).

Το κέλυφος του συγκεκριμένου γένους είναι επίμηκες, ελαφρώς πεπιεμένο, με χαμηλούς και πλατείς θαλάμους, αναπτυσσόμενους σε διπλή σειρά. Μερικές φορές το κέλυφος είναι περιστρεμμένο γύρω από τον επιμήκη άξονα και μπορεί να παρατηρηθούν προεκτάσεις των επόμενων θαλάμων πάνω στους προηγούμενους. Το τοίχωμα είναι ασβεστολιθικό, διάτρητο, ακτινωτό στη δομή, με επιφάνεια λεία ή με γραμμώσεις και μερικές φορές περιβάλλεται από περιθώριο. Ακόμα, το στοματικό άνοιγμα είναι στενό, σε σχήμα κόμματος. Εσωτερικά έχει οδόντα που συνδέεται με οδοντική πλάκα (Γεωργιάδου-Δικαιούλια, Ε. Δερμιτζάκη, 1993). Εμφανίστηκε πρώτη φορά στο Κατώτερο Κρητιδικό και επιβιώνει έως σήμερα (Borrelli et al., 2018).

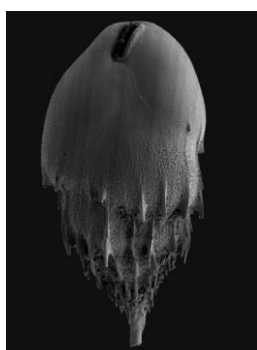


Εικόνα 21. : Φωτογραφία του είδους *Bolivina dottedianna* (Hayward et al., 2018d).

Γένος *Bulimina* D'ORBIGNY, 1826

Το γένος *Bulimina* προτιμά περιβάλλοντα εμπλουτισμένα σε οργανική ύλη. Απαντάται κυρίως σε ιζήματα που περιέχουν οργανικό άνθρακα σε ποσοστό μεγαλύτερο του 0,70% (Rathburn & Corliss, 1994) και επιβιώνει σε συνθήκες χαμηλής οξυγόνωσης (Jorissen et al., 2018; Melis et al., 2019).

Το κέλυφος είναι τρίσειρο, επίμηκες με θαλάμους σφαιρικούς και παχείς. Το τοίχωμα είναι ασβεστολιθικό, λεπτό έως τραχύ, διάτρητο και ακτινωτής δομής. Εξωτερικά είναι λείο ή διακοσμείται από άκανθες και ραβδώσεις. Το στοματικό άνοιγμα βρίσκεται στη βάση του τελευταίου θαλάμου και είναι σχήματος κόμματος, με εσωτερική οδοντική πλάκα, η οποία σχηματίζει σωλήνα και φθάνει έως το στοματικό άνοιγμα των προηγούμενων θαλάμων. Οι γραμμές ραφών είναι πεπαισμένες. Η στρωματογραφική εξάπλωση είναι από το Ιουρασικό έως σήμερα (Γεωργιάδου-Δικαιούλια, Ε. Δερμιτζάκη, 1993).



Εικόνα 30. : Φωτογραφία του είδους *Bulimina costata* (Grunert et al., 2018).

Γένος *Cancris* De Montfort, 1808

Το συγκεκριμένο γένος ζει ελεύθερο ως επιπανίδα, σε εύκρατο έως υποτροπικό κλίμα (Murray, 2013). Το κέλυφος είναι ελεύθερο, τροχοσπειροειδές, σχεδόν ομοιόμορφα αμφίκυρτο, συνήθως επίμηκες και έχει σχήμα αυτιού. Η σπειροειδής του όψη είναι ανειλιγμένη, ενώ η ομφαλική του όψη είναι ενειλιγμένη και φέρει ελαφρά ανοιχτό ομφαλό ή αδιάτρητη πλάκα που καλύπτει μερικώς τον ομφαλό και η οποία είναι προέκταση του τοιχώματος του τελευταίου θαλάμου. Οι θάλαμοι αυξάνουν συνεχώς σε πλάτος, είναι σχετικά χαμηλοί και ο τελευταίος είναι κατά πολύ μεγαλύτερος των προηγούμενων. Το τοίχωμα είναι ασβεστολιθικό, ακτινωτής κατασκευής, διάτρητο, εκτός από μία περιοχή γύρω από το στοματικό άνοιγμα. Το κέλυφος έχει περιφέρεια γωνιώδη, η οποία καμιά φορά φέρει τρόπιδα. Το στοματικό άνοιγμα είναι μία λεπτή σχισμή, που περιβάλλεται από χείλος, που προεξέχει. Βρίσκεται στην ομφαλική περιοχή και εκτείνεται από την περιφέρεια προς τον ομφαλό κατά μήκος της εσωτερικής γραμμής περιελίξεως των θαλάμων. Τέλος, η στρωματογραφική εξάπλωση του γένους *Cancris* είναι από το Ολιγόκαινο έως σήμερα (Γεωργιάδου-Δικαιούλια, Ε. Δερμιτζάκη, 1993).



Εικόνα 24. : Φωτογραφία του είδους *Cancris carmenensis* (Hayward et al., 2018a).

Γένος *Chilostomella* REUSS in CZJEK, 1849

Το γένος *Chilostomella* είναι κοσμοπολίτικο γένος. Το συγκεκριμένο γένος εμφανίζεται κυρίως σε ιζήματα που περιέχουν οργανικό άνθρακα σε ποσοστό μεγαλύτερο του 0,70% (Rathburn & Corliss, 1994). Το γένος *Chilostomella* επιβιώνει σε ανοξικές συνθήκες και χρησιμοποιείται ευρέως από τους ωκεανογράφους προκειμένου να μελετηθούν οι συνθήκες οξυγόνωσης των θαλασσών, καθώς και η παραγωγικότητα και οι διακυμάνσεις τους με την πάροδο του χρόνου (Levin et al., 1997; Rathburn & Corliss, 1994).

Το κέλυφος είναι ελεύθερο, ωοειδές ή κυλινδρικό, επιπεδοσπειροειδές και ενειλιγμένο, με δύο θαλάμους σε κάθε περιέλιξη. Οι θάλαμοι επικαλύπτουν μερικώς ο ένας τον άλλον. Το τοίχωμα είναι ασβεστολιθικό, διάτρητο, κοκκώδες στη δομή. Το στοματικό άνοιγμα είναι στη βάση του τελευταίου θαλάμου και έχει μορφή σχισμής λεπτής, ενδοπεριθωριακής, με χείλος στο πάνω μέρος (Γεωργιάδου-Δικαιούλια, Ε. Δερμιτζάκη, 1993). Η στρωματογραφική εξάπλωση είναι από το Ανώτερο Κρητιδικό έως σήμερα (Grimm et al., 2007).



Εικόνα 27. : Φωτογραφία του είδους *Chilostomella mediterraneensis* (Hayward et al., 2020a).

Γένος *Globobulimina* CUSHMAN, 1927

Το συγκεκριμένο γένος ζει ελεύθερα ως βαθιά ενδοπανίδα σε βάθος περίπου 0,5cm έως και 10cm κάτω από την επιφάνεια του ιζήματος (Jorissen et al., 1995; McCorkle et al., 1997; Schmiedl et al., 2000, 2004). Επίσης, το γένος αυτό παρουσιάζεται ανθεκτικό σε ανοξικές συνθήκες (Murray, 2013).

Το κέλυφος είναι ωοειδές με θαλάμους σε τρίσειρη διάταξη, που στο ενήλικο στάδιο οι τελευταίοι περικλείουν σε σημαντικό βαθμό τους προηγούμενους, με τέτοιο τρόπο ώστε

οι τρεις τελευταίοι θάλαμοι να αποτελούν σχεδόν όλη την επιφάνειά του. Το τοίχωμα είναι ασβεστολιθικό, λεπτό, εντελώς διάτρητο, ακτινωτής δομής και με λεία επιφάνεια. Το στοματικό άνοιγμα έχει σχήμα κόμματος με τάση να γίνει ακραίο.

Τέλος, χρησιμοποιείται σε εφαρμογές σχετικές με ανασύσταση παλαιοθερμοκρασίας μεγάλου βάθους (Weldeab et al., 2016) και η στρωματογραφική εξάπλωση είναι από το Παλαιόκαινο έως σήμερα (Γεωργιάδου-Δικαιούλια, Ε. Δερμιτζάκη, 1993).

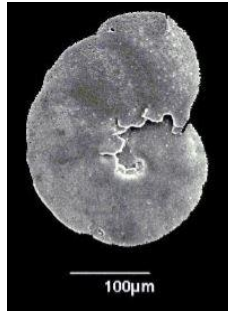


Εικόνα 34. : Φωτογραφία του είδους *Globobulimina affinis* (Weldeab et al., 2016).

Γένος Hanzawaia ASANO, 1944

Το γένος Hanzawaia ζει ως επιπανίδα σε ύδατα υψηλών θερμοκρασιών (Murray, 2013). Τα άτομα του γένους αυτού έχουν αδιάτρητες πλάκες στην κατώτερη πλευρά των θαλάμων. Το κέλυφος είναι ελεύθερο, τροχοειδές και επιπεδόκυρτο. Η περιφέρεια είναι μετρίως γωνιώδης, με μικρή περιθωριακή προεξοχή. Η επίπεδη κοιλιακή όψη είναι εν μέρει ενειλιγμένη με ανυψωμένες πτερυγοειδείς αδιάτρητες πλάκες στο κατώτερο περιθώριο των θαλάμων. Οι θάλαμοι της προηγούμενης περιελίξεως μερικώς ή πλήρως εισχωρούν και συνήθως συνενώνονται πάνω από την κεντρική περιοχή του κελύφους. Η αντίθετη πλευρά του κελύφους είναι ενειλιγμένη, αλλά χωρίς ανοιχτό ομφαλό. Η κεντρική περιοχή καλύπτεται με ένα ευκρινές κομβίο.

Οι γραμμές ραφών είναι ιδιαίτερα κυρτές και παχιές. Το τοίχωμα του κελύφους είναι ασβεστολιθικό, κοκκώδες στη μικροδομή, διάτρητο εκτός από την περιοχή πάνω από το στοματικό άνοιγμα. Οι περί την κεντρική περιοχή της σπειροειδούς όψεως πλάκες, οι παχιές γραμμές ραφών και η περιθωριακή προεξοχή αποτελούνται από εμφανώς στερεό ασβεσίτη. Το στοματικό άνοιγμα είναι αψιδοειδούς μορφής επί της περιφέρειας, εκτεινόμενο ελαφρώς προς την κυρτή ενειλιγμένη πλευρά, αλλά επίσης συνεχίζεται πλευρικώς με άνοιγμα επί της επίπεδης πλευράς κάτω από το κεντρικό πτερύγιο του τελικού θαλάμου. Κάτω από τα ομφαλικά πτερύγια βρίσκονται συμπληρωματικά ανοίγματα. Η στρωματογραφική εξάπλωση είναι από το Μειόκαινο έως σήμερα (Γεωργιάδου-Δικαιούλια, Ε. Δερμιτζάκη, 1993).

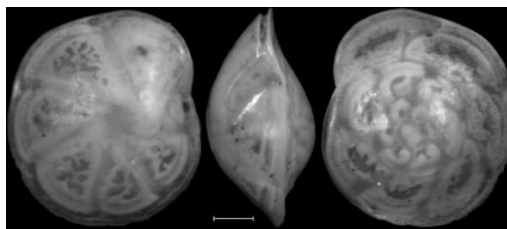


Εικόνα 33. : Φωτογραφία του είδους *Hanzawaia boueana* (Ψυχογιού, 2014).

Γένος *Hoeglundina* Brotzen, 1948

Το γένος *Hoeglundina* ζει ως ενδοπανίδα (Murray, 2013) διαθέτει αναπτυγμένο εσωτερικό διαμελισμό και οι θάλαμοι τοποθετούνται σε 3 έως 4 ελιγμούς. Οι γραμμές ραφών είναι παχιές και ανυψωμένες. Όσον αφορά το στοματικό άνοιγμα, είναι πλευρικό και εκτείνεται κατά το πλάτος των θαλάμων. Τα στοματικά ανοίγματα των προηγούμενων θαλάμων μπορεί να μείνουν ανοιχτά ή να κλείσουν δευτερογενώς. Ακόμα, τα κελύφη του γένους *Hoeglundina* είναι παχύτερα και λιγότερο πορώδη από πολλά ασβεστολιθικά κελύφη βενθονικών τρηματοφόρων. Επιπλέον, το συγκεκριμένο γένος αποτελείται σήμερα αποκλειστικά από το είδος *H. Elegans* (Εικόνα 20.) και είναι χρήσιμο για τον προσδιορισμό της χημικής σύστασης νερού χαμηλής αλατότητας, καθώς το είδος αυτό διαβιεί σε παρόμοιες ζώνες.

Το γένος *Hoeglundina* αποτελεί έναν ιδιαίτερα χρήσιμο δείκτη για το χημικό στοιχείο του καδμίου (Cd) στον βυθό της θάλασσας, καθώς το κέλυφος του συγκεκριμένου γένους προσλαμβάνει Cd, το οποίο δείχνει και μικρή διαφοροποίηση με το βάθος (Boyle et al., 1995). Τέλος, η στρωματογραφική του εξάπλωση είναι από το Μέσο Ιουρασικό έως σήμερα (Γεωργιάδου-Δικαιούλια, Ε. Δερμιτζάκη, 1993).



Εικόνα 20. : Φωτογραφία του είδους *Hoeglundina elegans* (Hayward, 2013).

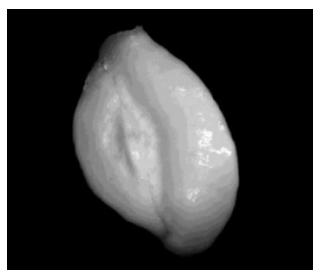
Οικογένεια *Miliolidae*, Ehrenberg, 1939

Το κέλυφος της οικογένειας *Miliolidae* είναι ελεύθερο, ασβεστολιθικό, πορσελανώδες και μπορεί να φέρει εξωτερικά του τοιχώματός του συμφύσματα. Είναι περιελιγμένο γύρω από έναν άξονα σε διάφορα επίπεδα, τυπικά με δύο θαλάμους επιμήκεις σε κάθε περιέλιξη. Επιπλέον, είναι πολυθάλαμο, αγαθιστεγές. Στην ιδανική περίπτωση οι θάλαμοι περιελίσσονται σε επίπεδα, τα οποία σχηματίζουν μεταξύ τους γωνίες 72° , οπότε δύο διαδοχικοί αντίθετα κείμενοι θάλαμοι βρίσκονται σε επίπεδα γωνίας 144° και συνεπώς το κέλυφος εξωτερικά εμφανίζεται πενταθάλαμο. Η κατασκευή αυτή διατηρείται σχεδόν

πάντοτε στο αρχικό στάδιο ανάπτυξης της μικροσφαιρικής μορφής, ακόμη και στα πιο αναπτυγμένα γένη. Κατά την φυλογενετική εξέλιξη αλλάζει κυρίως η γωνία των επιπέδων περιελίξεων δύο διαδοχικών θαλάμων με τάση το κέλυφος να γίνει ενειλιγμένο, ευθυτενές. Το στοματικό άνοιγμα είναι τελικό, απλό ή μορφής ηθμοειδούς πλάκας ή πολλαπλό ηθμοειδές. Μπορεί το απλό στοματικό άνοιγμα να φέρει οδόντα απλό ή διφυή ή μορφής βαλβίδας.

Όσον αφορά την οικολογία και τη στρωματογραφική εξάπλωση της συγκεκριμένης οικογένειας, οι αντιπρόσωποι της οικογένειας αυτής ζουν σε εύκρατα και θερμά ύδατα και κυρίως αφθονούν σε υφαλογενείς περιοχές. Είναι τύποι βενθονικοί θελάσσιοι, οι οποίοι μπορούν να προσαρμοστούν προκειμένου να επιβιώσουν σε υφάλμυρα ύδατα. Η στρωματογραφική εξάπλωση είναι από το Ιουρασικό έως σήμερα. Οι μορφές των οποίων το κέλυφος έχει απλή κατασκευή, δεν έχουν στρωματογραφική αξία και χρησιμοποιούνται σαν απολιθώματα φάσεως, καθώς χαρακτηρίζουν τα αβαθή εύκρατα ή θερμά ύδατα.

Ένα από τα γένη με απλή κατασκευή κελύφους είναι η *Quinqueloculina*, D'ORBIGNY, 1826. Το είδος αυτό, ζει ελεύθερο ως επιπανίδα και προτιμά ρηχά περιβάλλοντα κανονικής αλατότητας (Triantaphyllou, Antonarakou, et al., 2016). Το κέλυφος έχει σχήμα αγαθιστεγές. Οι θάλαμοι είναι περιελιγμένοι σε πέντε επίπεδα, τα οποία σχηματίζουν μεταξύ τους γωνίες 72°. Οι διαδοχικοί θάλαμοι ελίσσονται σε επίπεδα, τα οποία σχηματίζουν γωνία 144°. Κάθε θάλαμος έχει μήκος περίπου μισής περιέλιξης και έτσι σε δύο περίπου ελιγμούς σχηματίζονται πέντε θάλαμοι. Κάθε νέος θάλαμος σχηματίζεται σε θέση αντίθετη του προηγούμενου. Οι θάλαμοι καλύπτονται αμοιβαία και εξωτερικά διακρίνονται πέντε. Το στοματικό άνοιγμα είναι τελικό, κυκλικό και φέρει απλό ή διφυή οδόντα. Από αυτόν τον τύπο προκύπτει τύπος κελύφους όπως του γένους *Triloculina*. Η στρωματογραφική εξάπλωση του γένους είναι από το Ιουρασικό έως σήμερα (Γεωργιάδου-Δικαιούλια, Ε. Δερμιτζάκη, 1993).



Εικόνα 22. : Φωτογραφία του είδους *Quinqueloculina* (Triantaphyllou, Antonarakou, et al., 2016).

Γένος *Triloculina* D'ORBIGNY, 1826

Το κέλυφος είναι ελεύθερο και επί του ασβεστολιθικού τοιχώματός του σπάνια υπάρχουν συμφύσματα. Κατά το αρχικό στάδιο ανάπτυξης του κελύφους στη μικροσφαιρική μορφή οι θάλαμοι διατάσσονται, όπως στο *Quinqueloculina*. Κατόπιν, προστίθενται θάλαμοι περιελισσόμενοι σε επίπεδα, που σχηματίζουν γωνίες 120° και έτσι εξωτερικά είναι ορατοί μόνο τρεις θάλαμοι. Στη μακροσφαιρική μορφή Α, οι θάλαμοι περιελίσσονται σε τρία επίπεδα, ενώ στη μικροσφαιρική μορφή Β, οι θάλαμοι περιελίσσονται αρχικά σε πέντε επίπεδα και κατόπιν σε τρία. Το στοματικό άνοιγμα είναι απλό, μεγάλο, κυκλικό με απλό ή διφυή οδόντα. Η στρωματογραφική εξάπλωση είναι από το Ιουρασικό έως σήμερα (Γεωργιάδου-Δικαιούλια, Ε. Δερμιτζάκη, 1993) και διαβιεί σε παράκτια περιβάλλοντα.



Εικόνα 23. : Φωτογραφία του είδους *Triloculina bermudezi* (Hayward et al., 2018e).

Γένος *Nonion* DE MONTFORT, 1808

Το γένος *Nonion* ζει ελεύθερο, συνήθως ως ενδοπανίδα, σε βάθος από 0 έως 180m και είναι ανθεκτικό σε ανοξικές συνθήκες (Murray, 2013). Το κέλυφος είναι ελεύθερο επιπεδοσπειροειδές και ενειλιγμένο, ελαφρά πεπιεσμένο, διπλεύρως συμμετρικό, με τις δύο όψεις όμοιες, με δύο ομφαλούς εκατέρωθεν και στρογγυλή περιφέρεια. Η εξωτερική περιφερειακή γραμμή είναι λοβοειδής. Οι θάλαμοι είναι πολλοί, ευδιάκριτοι και αυξάνουν βαθμηδόν σε μέγεθος, όσο προθέτονται. Οι γραμμές ραφών είναι ακτινωτές, συμπιεσμένες και ελαφρά κυρτές. Το τοίχωμα του κελύφους είναι ασβεστολιθικό, λεπτώς διάτρητο, κοκκώδες στη δομή, με επιφάνεια λεία. Η περιοχή του ομφαλού πληρείται δευτερογενώς με απόθεση ασβεστίου, άλλοτε με κοκκώδη μορφή και άλλοτε συμπαγή. Το στοματικό άνοιγμα είναι μία καμπυλωτή, στενή σχισμή, συνήθως τοξοειδούς σχήματος, στη βάση του τελευταίου θαλάμου στην γραμμή ραφής από τον έναν ομφαλό στον άλλον.

Σε παλαιότερη βιβλιογραφία το συγκεκριμένο γένος αναφέρεται και με την ονομασία *Melonis*. Η στρωματογραφική εξάπλωση είναι από το Ιουρασικό έως σήμερα (Γεωργιάδου-Δικαιούλια, Ε. Δερμιτζάκη, 1993).



Εικόνα 26. : Φωτογραφία του είδους *Nonion tisburyensis* (Hayward et al., 2020b).

Γένος *Peneroplis* DE MONTFORT, 1808

Το γένος *Peneroplis* ζει ως επιπανίδα, εμφανίζεται σε θερμά ύδατα θερμοκρασίας 18°C έως 27°C (Murray, 2013) και αποτελεί δείκτη εύκρατων ή θερμών υδάτων. Ακόμα, φιλοξενεί στο κέλυφός του ροδοφύκη και ζει μέχρι τα 70m βάθος (Τριανταφύλλου & Δήμιζα, 2012).

Το κέλυφος είναι ελεύθερο, πεπιεσμένο, επίπεδο. Κατά το αρχικό στάδιο οι θάλαμοι περιελίσσονται επιπεδοσπειροειδώς, κατόπιν τοποθετούνται χωρίς περιέλιξη και το κέλυφος έχει σχήμα κυκλικό ή ριπιδοειδές. Οι νεότεροι θάλαμοι είναι πιο επιμήκεις και μεγαλύτεροι

των προηγούμενων. Οι θάλαμοι είναι πάντα αδιαίρετοι. Σπουδαιότερα είδη είναι αυτά, που έχουν κέλυφος με τους θαλάμους να επικαλύπτουν μερικώς ο ένας τον άλλον. Το τοίχωμα του κελύφους είναι ασβεστολιθικό, αδιάτρητο. Εξωτερικά στο κέλυφος είναι εμφανείς οι γραμμές ραφών και καμιά φορά οι κάθετες προς αυτές γραμμώσεις. Το στοματικό άνοιγμα είναι τελικό, και αποτελείται από οπές στη μετωπική επιφάνεια του τελευταίου θαλάμου. Η στρωματογραφική εξάπλωση είναι από το Ανώτερο Κρητιδικό έως σήμερα (Γεωργιάδου-Δικαιούλια, Ε. Δερμιτζάκη, 1993).



Εικόνα 28. : Φωτογραφία του είδους *Penderoplis* (Consorti et al., 2020).

Γένος *Uvigerina* D'ORBIGNY, 1826.

Το γένος *Uvigerina* ζει ελεύθερο ως ενδοπανίδα σε βάθη νερού 100m έως 4500m σε χαμηλής θερμοκρασίας ύδατα (Murray, 2013). Το κέλυφος είναι επίμηκες, ατρακτοειδούς μορφής, τρίσειρο, στρογγυλό σε τομή με θαλάμους εξογκωμένους και σφαιρικούς. Το τοίχωμα είναι ασβεστολιθικό, διάτρητο, με επιφάνεια λεία ή ολόκληρη να καλύπτεται από μικρές άκανθες ή διακοσμημένο με επιμήκεις γραμμές, πτυχές ή ραβδώσεις. Το στοματικό άνοιγμα είναι τελικό, κυκλικό και βρίσκεται στο άκρο αδιάτρητου λαιμού. Μπορεί να έχει στο άκρο του λαιμού χείλος, όπως η φιάλη. Σε μερικά είδη, εσωτερικά, το στοματικό άνοιγμα έχει οδόντα σωληνοειδή και οδοντική πλάκα με ευδιάκριτο πτερύγιο στη μία πλευρά.

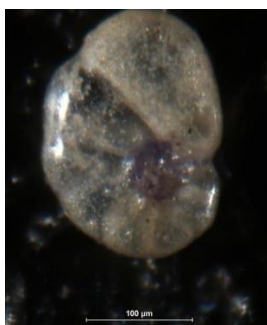
Η *Uvigerina* χρησιμοποιείται ευρέως για ανασύσταση παλαιοοικολογικών παραμέτρων (Van der Zwaan et al., 1984) και ορισμένα είδη του συγκεκριμένου γένους χρησιμοποιούνται για τη χαρτογράφηση μεγάλης κλίμακας κινήσεων της υδάτινης μάζας, κατά τη διάρκεια παγετωδών και μεσοπαγετωδών περιόδων (Schnitker, 1979). Η στρωματογραφική εξάπλωση είναι από το Ηώκαινο έως σήμερα (Γεωργιάδου-Δικαιούλια, Ε. Δερμιτζάκη, 1993).



Εικόνα 25. : Φωτογραφία του είδους *Uvigerina mediterranea* (Schweizer et al., 2005).

Γένος *Valvulineria* CUSHMAN, 1926

Το γένος *Valvulineria* είναι κοσμοπολίτικο είδος και αρκετά διαδεδομένο στη Μεσόγειο Θάλασσα (Bergamin et al., 1999). Ζει ελεύθερο ως ενδοπανίδα σε αβαθή ύδατα και επιβιώνει σε συνθήκες χαμηλής οξυγόνωσης (Murray, 2013). Το κέλυφος είναι ελεύθερο, τροχοσπειροειδές, με αποστρογγυλεμένη περιφέρεια. Οι θάλαμοι αυξάνουν σε μέγεθος καθώς προστίθενται. Οι γραμμές ραφών είναι σχετικά φαρδιές και ακτινωτές και το ασβεστολιθικό διάτρητο τοίχωμα έχει δομή ακτινωτή, μονοελασματική και λεία επιφάνεια. Το στοματικό άνοιγμα είναι ενδοπεριθωριακό, εξωομφαλικό-ομφαλικό, με πτερυγοειδή στοματική λεπτή προεξοχή γύρω από τον ομφαλό. Η στρωματογραφική εξάπλωση είναι από το Κατώτερο Κρητιδικό έως σήμερα (Γεωργιάδου-Δικαιούλια, Ε. Δερμιτζάκη, 1993).



Εικόνα 32. : Φωτογραφία του είδους *Valvulineria arctica* (Hayward et al., 2020c).

10. Συζήτηση-Συμπεράσματα και Μελλοντική Έρευνα

10.1. Συζήτηση-Συμπεράσματα

Ο πιο σύγχρονος σαπροπηλικός ορίζοντας S1 παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον στον επιστημονικό κόσμο και έχει μελετηθεί εκτενώς τις τελευταίες δεκαετίες. Στο Λιβυκό Πέλαγος η εμφάνιση του S1 ξεκίνησε νωρίτερα, πριν από 9.800 χρόνια, σε σχέση με το Αιγαίο, όπου αποτέθηκε στα 8.800 με 8.900 χρόνια πριν από τη σημερινή εποχή. Το γεγονός αυτό υποδεικνύει πως η ανοξία των υδάτων άρχισε νωρίτερα στις βαθύτερες περιοχές της Ανατολικής Μεσογείου (Katsouras et al., 2010) σε σχέση με την περιοχή ανάκτησης του πυρήνα POS513-8-2 στο Μυρτώο Πέλαγος.

Στην περιοχή του Αιγαίου, κυρίως του Ανατολικού, έχουν πραγματοποιηθεί αρκετές έρευνες σχετικά με τον S1. Στον πυρήνα M-4G, της ρηχής λεκάνης NA της Λήμνου, παρατηρήθηκε η συσχέτιση του αρχικού σταδίου του θερμού ολοκαινικού επεισοδίου κατά το οποίο αποτέθηκε ο S1. Επιπλέον, η χρήση αλκενονών, βασισμένων σε SST, φανέρωσαν ένα ψυχρό γεγονός στα 8.2ka, κατά τη διάρκεια του οποίου υπήρξε και διακοπή του σαπροπηλού S1 έως τα 7.8ka. Το προαναφερόμενο ψυχρό γεγονός δεν επηρέασε έντονα την απόθεση του S1 στο ΝΔ Αιγαίο, καθώς δεν παρατηρείται διακοπή αυτού στον πυρήνα POS513-8-2. Κατά τη διακοπή του S1 καταγράφηκαν μειωμένες τιμές SST και επακολούθησαν ξηρές συνθήκες στην Ανατολική Μεσόγειο και στο Αιγαίο. Επιπλέον, η διακοπή της απόθεσης του S1 είναι εμφανής και από καταγραφές ισοτόπων οξυγόνου $\delta^{18}\text{O}$. Από τα 7.7ka έως τα 6.4ka αποτέθηκε ο S1b, οποίος διαθέτει βενθονικά τρηματοφόρα ανθεκτικά σε ανοξικές συνθήκες. Σχετικά με τον S1a (10.2ka έως 8.0ka) χαρακτηρίζεται, επίσης, από δυσοξικά ύδατα και από υψηλή συγκέντρωση βενθονικών τρηματοφόρων, τα οποία είναι ανθεκτικά σε επιφανειακά ιζήματα και σε ανοξικές συνθήκες. Ακόμα, εμφανίζεται και το γένος *Univerigina*, το οποίο διαβιεί σε μεσοτροφικά έως ευτροφικά περιβάλλοντα ανοξικών συνθηκών. Ακόμα, οι μετρήσεις των κυμαινόμενων τιμών SST αποδεικνύουν επαναλαμβανόμενες ψυχρές περιόδους και σχηματισμό πυκνού νερού. Το κύριο γεγονός έλαβε χώρα στα 7.4ka, ενώ μετέπειτα ακολούθησαν και άλλα ψυχρά γεγονότα στα 7.0ka, 6.8ka και 6.5ka (Triantaphyllou, Gogou, et al., 2016).

Ο πυρήνας NS-14, Νότια της Κω επιβεβαιώνει τις παραπάνω παρατηρήσεις, δηλαδή τη διακοπή του S1 και την ανίχνευση ψυχρών γεγονότων κατά την απόθεσή του. Τα ψυχρά γεγονότα μπορεί να συνδέονται με εκρήξεις βόρειου ψυχρού αέρα στα βαθιά-ενδιάμεσα ύδατα και οξυγόνωση αυτών, που να προκάλεσαν διακοπή του S1 μεταξύ 7.9ka έως 7.3ka και αργότερα την εναπόθεση του S1b. Συνεπώς, οι απαραίτητες συνθήκες για τον σχηματισμό των σαπροπηλών δεν ήταν συνεχείς κατά τη διάρκεια σχηματισμού του S1. Ο σχηματισμός των σαπροπηλών είναι ευαίσθητος σε μικρές αλλαγές των παλαιοωκεανογραφικών συνθηκών και κατά συνέπεια, στις τοπικές κλιματικές διακυμάνσεις. Επίσης, παρατηρήθηκε απουσία πλήρους ανοξίας, λόγω της επικρατούσας κυκλοφορίας, αλλά και λόγω κλιματικής αστάθειας. Τέλος, ανιχνεύθηκε περαιτέρω ελάττωση αλατότητας των επιφανειακών υδάτων στα 10ka και 8.5ka στη βάση του S1a και υψηλότερες θερμοκρασίες υδάτων στον S1a (19.5°C) σε σχέση με τον S1b (Triantaphyllou et al., 2009).

Η μελέτη του πυρήνα SL-152, NA της χερσονήσου του Αθω, αποφάνθηκε 50% υψηλότερη βροχόπτωση κατά τη διάρκεια σχηματισμού του S1, σε σχέση με τις «προ-σαπροπηλικές» συνθήκες. Το γεγονός αυτό υποδηλώνει πλεόνασμα γλυκού νερού στην περιοχή του Αιγαίου κατά τη διάρκεια σχηματισμού του S1. Παρόμοιος μηχανισμός λειτούργησε και στη διατήρηση και απόθεση του S1 στο ΝΔ Αιγαίο. Επιπλέον, στα 8,2ka ανιχνεύθηκε το ισχυρό

ψυχρό γεγονός, το οποίο οδήγησε στη διακοπή του S1. Ακόμα, υποστηρίζεται πως το Υψηλό Βαρομετρικό της Σιβηρίας ήλεγχε έντονα το χειμερινό κλίμα στην περιοχή του Αιγαίου. Ωστόσο, κατά τη διάρκεια σχηματισμού του S1 στο Αιγαίο, οι κλιματικές συνθήκες επηρεάστηκαν αρκετά και από το κλιματικό σύστημα των χαμηλότερων γεωγραφικών πλατών. Παρόμοια, αλλά ασθενέστερα ψυχρά γεγονότα εντοπίστηκαν και στην παρούσα μελέτη από τα 7,5ka έως τα 7,2 ka BP και από 8,8ka έως 8,6ka BP (Kotthoff et al., 2008).

Μελέτη, με συλλογή δεδομένων από τρεις πυρήνες βαρύτητας και πιο συγκεκριμένα από το Βόρειο Αιγαίο (SL-152), από το ΝΑ Αιγαίο (NS-14) και από τη βόρεια Λεβαντίνη (HCM2/22), παρείχε ενδείξεις για τους συνεχιζόμενους και χαμηλής έντασης μουσώνες της Νότιας Ασίας στα μέσα του Ολοκαίνου, οι οποίοι είναι υπεύθυνοι για τον σχηματισμό του σύγχρονου σαπροπηλικού ορίζοντα S1, σε συνδυασμό με τους πιο ήπιους Ετήσιους ανέμους (Triantaphyllou et al., 2014).

Η ποιοτική και ποσοτική ανάλυση των διακυμάνσεων των πλαγκτονικών και βενθονικών τρηματοφόρων του πυρήνα βαρύτητας POS513-8-2 στην περιοχή του Μυρτώου Πελάγους παρουσιάζουν μια εικόνα του παλαιοπεριβάλλοντος κατά τη διάρκεια απόθεσης του σαπροπηλικού S1 και των ιζημάτων άνωθεν και κάτωθεν αυτού. Τα δείγματα που μελετήθηκαν μικροσκοπικά ήταν τα POS513-8-2, 38-39, POS513-8-3, 40-41, POS513-8-2, 49-50, POS513-8-2, 64-65 και POS13-8-2, 76-77. Από την μελέτη της περιοχής ανάκτησης του πυρήνα βαρύτητας POS513-8-2, αλλά και από τη μικροσκοπική ανάλυση των προαναφερόμενων δειγμάτων προκύπτουν τα ακόλουθα συμπεράσματα.

- Η απόθεση του σαπροπηλικού ορίζοντα S1 στο ΝΔ Αιγαίο είναι απόρροια της ενισχυμένης έντασης της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας στο βόρειο ημισφαίριο κατά την έναρξη του Ολοκαίνου. Το γεγονός αυτό προκάλεσε τη μετατόπιση των Αφρικανικών μουσώνων προς τις βορειότερες περιοχές και την κορύφωσή τους στην Ανατολική Μεσόγειο. Στην περίπτωση του ΝΔ Αιγαίου, το αυξημένο απόθεμα γλυκού ύδατος προήλθε από την αύξηση της βροχόπτωσης, ενώ δεν υπήρχαν ποτάμιες εισροές, όπως στην περίπτωση του Βόρειου και Ανατολικού Αιγαίου. Η είσοδος γλυκών υδάτων στην περιοχή δημιούργησε μεταβολές στη θαλάσσια κυκλοφορία. Η έντονη στασιμότητα βαθιών υδάτων, σε συνδυασμό με την αυξημένη παραγωγικότητα στην ευφωτική ζώνη και με την εναπόθεση οργανικού υλικού στους πυθμένες, συνέβαλε στην απόθεση και διατήρηση του S1.
- Ο πυρήνας βαρύτητας POS513-8-2 απέδειξε τη συνεχή απόθεση του σαπροπηλικού στρώματος S1 στο Μυρτώο Πέλαγος, όπως συμβαίνει στις περισσότερες σαπροπηλικές ακολουθίες του S1 της Ανατολικής Μεσογείου. Το ψυχρό γεγονός που έλαβε χώρα πριν από 8.2ka, φαίνεται πως δεν επηρέασε σε μεγάλη κλίμακα το ΝΔ Αιγαίο, σε αντίθεση με το Ανατολικό και Βόρειο Αιγαίο.
- Τα δείγματα κυριαρχούνται από πλαγκτονικά τρηματοφόρα, ενώ βενθονικά τρηματοφόρα εντοπίζονται σε μικρά ποσοστά, λιγότερο από 10%.
- Όσον αφορά την ανάλυση των πλαγκτονικών τρηματοφόρων, συλλέχθηκαν και μετρήθηκαν τα θερμά είδη *Orbulina universa* και η ροζ μορφή του *Globigerinoides ruber*. Το άθροισμα των ποσοστών των δύο προαναφερόμενων ειδών στο δείγμα POS513-8-2, 38-39 καταγράφηκε 7.9%, στο δείγμα POS513-8-2, 40-41 το αθροιστικό ποσοστό αυξήθηκε στο 10.8%, ενώ στο δείγμα, εντός του σαπροπηλικού ορίζοντα S1, POS513-8-2, 49-50 ανήλθε στο 33.6%. Στο δείγμα POS513-8-2, 64-65 τα δύο θερμά είδη σημείωσαν αθροιστικό ποσοστό 0.4% και στο δείγμα POS513-8-2, 76-77 η *Orbulina universa* και η ροζ μορφή του *Globigerinoides ruber* κατέλαβαν το 1.4% των τρηματοφόρων του δείγματος. Τα δείγματα

POS513-8-2, 64-65 και POS513-8-2, 76-77 παρουσιάζουν έλλειψη από τα παραπάνω πλαγκτονικά τρηματοφόρα. Συνεπώς, επικρατεί μία τάση μείωσης των πλαγκτονικών τρηματοφόρων στα βαθύτερα και πιο απομακρυσμένα δείγματα από τον σαπροπηλό S1.

- Στα δείγματα της παρούσας μελέτης αναγνωρίστηκαν τα ακόλουθα γένη βενθονικών τρηματοφόρων : *Angulogerina*, *Bigenerina*, *Bolivina*, *Bulimina*, *Cancris*, *Chilostomella*, *Globobulimina*, *Hanzawaia*, *Hoeglundina*, *Melonis*, *Peneroplis*, *Uvigerina*, *Valvulineria* και η οικογένεια *Miliolidae*. Έντονη παρουσία στα δείγματα παρουσίασαν τα είδη *Bolivina*, *Hoeglundina*, *Melonis* και η οικογένεια *Miliolidae*. Ωστόσο, στο δείγμα POS513-8-2, 38-39 εντοπίστηκαν 4 άτομα του γένους *Chilostomella*, το οποίο φανερώνει ανοξικές πυθμενικές συνθήκες. Τα περισσότερα γένη που εντοπίστηκαν στα δείγματα μελέτης είναι ανθεκτικά σε χαμηλές συνθήκες οξυγόνωσης και το γεγονός αυτό αντανακλά τις συνθηκες δυσοξίας που επικρατούν στην ευρύτερη ζώνη βάθους του σαπροπηλικού ορίζοντα S1 του πυρήνα POS513-8-2.

- Από τα διαγράμματα που κατασκευάστηκαν, χρησιμοποιώντας τα βενθονικά τρηματοφόρα *Bolivina*, *Hoeglundina*, *Melonis* και την οικογένεια *Miliolidae*, συναρτήσει του βάθους, παρατηρείται μείωση των βενθονικών τρηματοφόρων όσο το δείγμα προσεγγίζει τον σαπροπηλικό ορίζοντα S1. Στο δείγμα POS513-8-2, 49-50, δηλαδή στο ίζημα εντός του σαπροπηλικού ορίζοντα S1, δεν εντοπίζονται βενθονικά τρηματοφόρα, ενώ τα ιζήματα βαθύτερα του σαπροπηλού S1 παρουσιάζουν εκ νέου αύξηση του ποσοστού των βενθονικών τρηματοφόρων.

- Η περιοχή του πυρήνα βαρύτητας POS513-8-2 στο ΝΔ Αιγαίο Πέλαγος επηρεάζεται από το LIW, το οποίο κινείται προς τα βόρεια. Συνεπώς, η θερμή πανίδα πλαγκτονικών και βενθονικών τρηματοφόρων που εντοπίζεται στα δείγματα, προέρχεται από τα θερμά ύδατα της λεκάνης του Λεβαντίνου.

- Τα στενά των Αντικυθήρων, Κάσσου και Καρπάθου είναι τα μόνα σημεία περιμετρικά του Κρητικού τόξου, που διαθέτουν βάθος μεγαλύτερο από 700m, 1000m και 850m αντίστοιχα, δηλαδή λίγο μεγαλύτερο από το βάθος του κατώτερου ορίου (600m) του LIW. Συνεπώς, οι ανταλλαγές μεταξύ των βαθιών υδάτινων μαζών της Ανατολικής Μεσογείου και του Κρητικού Πελάγους είναι περιορισμένες, καθώς τα βάθη δεν επιτρέπουν την είσοδο των βαθιών υδάτινων μαζών.

10.2. Μελλοντική Έρευνα

Η θαλάσσια Μικροπαλαιοντολογία αποτελεί έναν κλάδο, ο οποίος έχει υποστεί τα τελευταία χρόνια θετικές μεταβολές. Τα πεδία ανάπτυξης αφορούν την βιοστρωματογραφία και βιοχρονολόγηση, την παλαιωκεανογραφία και παλαιοκλιματολογία, καθώς και την έρευνα σχετικά με τους βενθονικούς και πλαγκτονικούς οργανισμούς.

Στον τομέα της παλαιωκεανογραφίας και της παλαιοκλιματολογίας, έρευνες σχετικά με ανασύσταση θερμοκρασίας και κυκλοφορίας των ωκεανών κατά την περίοδο του Τεταρτογενούς θα προσφέρουν αρκετά δεδομένα, τα οποία θα αποτελούν στοιχεία για μελλοντικές κλιματολογικές έρευνες.

Ακόμα, όσον αφορά την εξέλιξη της μικροπαλαιοντολογίας σε συνδυασμό με την ιζηματολογία και τη γεωχημεία, με τη χρήση των αναλύσεων ισοτόπων θα εξαχθούν συμπεράσματα για τους κλάδους της βιογεωγραφίας, γεωχημείας, κλιματολογίας και κυκλοφορίας των ωκεανών, θα επακολουθήσουν αποτελέσματα σχετικά με τις διακυμάνσεις της διασποράς των πυριτικών και ασβεστολιθικών ιζημάτων στους ωκεανούς, καθώς και συμπεράσματα για το βάθος CCD, κάτω από το οποίο διαλύονται τα ανθρακικά κελύφη. Οι αναλύσεις αυτές θα εξάγουν σημαντικά συμπεράσματα για την ιζηματογένεση και διάβρωση.

Επιπλέον, μικροπαλαιοντολογικά δεδομένα σε συνδυασμό με μελέτες της γεωλογικής ιστορίας διαφόρων ηπειρωτικών παρυφών και κλιτύων, θα αυξήσουν στις παραπάνω περιοχές τις έρευνες πετρελαίου και πηγές ορυκτού πλούτου. Τα βενθονικά τρηματοφόρα επικουρούν τις προαναφερόμενες μελέτες, όσον αφορά την ανασύσταση της παλαιοκυκλοφορίας των υδάτινων μαζών στους ωκεανών και την τεκτονική ιστορία των λεκανών αποθέσεων (Γεωργιάδου-Δικαιούλια, Ε. Δερμιτζάκη, 1993).

Οι παραπάνω μεταβολές είναι απόρροια της προόδου της τεχνολογίας. Με βελτιωμένα γεωφυσικά όργανα, ωκεανογραφικά πλοία, ηλεκτρονικούς υπολογιστές και ηλεκτρονικά μικροσκόπια, υπάρχει η δυνατότητα ακριβέστερης αποτύπωσης των βασικών μορφολογικών χαρακτηριστικών των πυθμένων των θαλασσών. Ακόμα, μέσω των ενδεδειγμένων ερευνών, θα πραγματοποιούνται περισσότερες γεωτρήσεις στους ωκεανούς, θα υπάρχει η δυνατότητα λήψης δειγμάτων από δυσπρόσιτα σημεία και λεπτομερέστερη απεικόνιση της εσωτερικής δομής των κελυφών των οργανισμών και συνεπώς καλύτερη ταξινόμηση.

Τέλος, με τη συνεισφορά των διαφόρων ειδικοτήτων σχετικών με το θαλάσσιο περιβάλλον, όπως είναι της φυσικής και χημικής ωκεανογραφίας, της γεωχημείας, της στρωματογραφίας, της ιζηματολογίας, η θαλάσσια μικροπαλαιοντολογία θα βρίσκεται στο επίκεντρο της παλαιωκεανογραφικής έρευνας, έχοντας ως σκοπό τη μελέτη και εξήγηση της θαλάσσιας βιόσφαιρας του παρελθόντος, αλλά και του σύγχρονου περιβάλλοντος.

11. Βιβλιογραφικές Αναφορές

- Anand, P., Elderfield, H., & Conte, M. H. (2003). Calibration of Mg/Ca thermometry in planktonic foraminifera from a sediment trap time series. *Paleoceanography*, *18*(2). <https://doi.org/10.1029/2002pa000846>
- Antonarakou, A. (2016). Εργαστήριο Μικροπαλαιοντολογίας, Πλαγκτονικά Τρηματοφόρα (Πανεπιστημιακές Σημειώσεις). In *Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, ΕΚΠΑ* (p. 31). <https://eclass.uoa.gr/modules/document/?course=GEO163>
- Ariztegui, D., Asioli, A., Lowe, J. J., Trincardi, F., Vigliotti, L., Tamburini, F., Chondrogianni, C., Accorsi, C. A., Bandini Mazzanti, M., Mercuri, A. M., Van Der Kaars, S., McKenzie, J. A., & Oldfield, F. (2000). Palaeoclimate and the formation of sapropel S1: Inferences from Late Quaternary lacustrine and marine sequences in the central Mediterranean region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *158*(3–4), 215–240. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00051-1](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00051-1)
- Aurahs, R., Grimm, G. W., Hemleben, V., Hemleben, C., & Kucera, M. (2009). Geographical distribution of cryptic genetic types in the planktonic foraminifer *Globigerinoides ruber*. *Molecular Ecology*, *18*(8), 1692–1706. <https://doi.org/10.1111/j.1365-294X.2009.04136.x>
- Aurahs, R., Treis, Y., Darling, K., & Kucera, M. (2011). A revised taxonomic and phylogenetic concept for the planktonic foraminifer species *Globigerinoides ruber* based on molecular and morphometric evidence. *Marine Micropaleontology*, *79*(1–2), 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2010.12.001>
- Bergamin, L., Di Bella, L., & Carboni, M. G. (1999). *Valvulineria Bradyana* (Fornasini) in organic matter-enriched environment (Ombrone River Mouth, Central Italy). *Alpine and Mediterranean Quaternary*, *12*(1), 51–56.
- Berger, W. H. (1968). Planktonic Foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpretation. *Deep-Sea Research and Oceanographic Abstracts*, *15*(1), 31–43. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(68\)90027-2](https://doi.org/10.1016/0011-7471(68)90027-2)
- Bijma, J., Faber, W. W., & Hemleben, C. (1990). Temperature and salinity limits for growth and survival of some planktonic foraminifera in laboratory cultures. *Journal of Foraminiferal Research*, *20*(2), 95–116. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.20.2.95>
- Borrelli, C., Hou, Y., Pawlowski, J. W., Holzmann, M., Katz, M. E., Chandler, G. T., & Bowser, S. S. (2018). Assessing SSU rDNA Barcodes in Foraminifera: A Case Study using *Bolivina quadrata*. *Journal of Eukaryotic Microbiology*, *65*(2), 220–235. <https://doi.org/10.1111/jeu.12471>
- Boyle, E. A., Labeyrie, L., & Duplessy, J. C. (1995). Calcitic foraminiferal data confirmed by cadmium in aragonitic *Hoeglundina*: Application to the Last Glacial Maximum in the northern Indian Ocean. *Paleoceanography*, *10*(5), 881–900. <https://doi.org/10.1029/95PA01625>
- Brosolo, L., Mascle, J., & Loubriru, B. (2012). *Morpho-Bathymetry of the Mediterranean Sea*. CGMW and UNESCO.
- Carboni, M. G., Bergamin, L., Di Bella, L., Esu, D., Cerone, E. P., Antonioli, F., & Verrubbi, V. (2010). Palaeoenvironmental reconstruction of late Quaternary foraminifera and molluscs from the ENEA borehole (Versilian plain, Tuscany, Italy). *Quaternary Research*, *74*(2), 265–276. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2010.07.006>

- Chiessi, C. M., Ulrich, S., Mulitza, S., Pätzold, J., & Wefer, G. (2007). Signature of the Brazil-Malvinas Confluence (Argentine Basin) in the isotopic composition of planktonic foraminifera from surface sediments. *Marine Micropaleontology*, *64*(1–2), 52–66. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2007.02.002>
- Cita, M. B., Broglia, C., Malinverno, A., Spezzibottiani, G., Tomadin, L., & Violanti, D. (1982). Late Quaternary pelagic sedimentation on the southern Calabrian Ridge and western Mediterranean Ridge, eastern Mediterranean. *Marine Micropaleontology*, *7*(2), 135–162. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(82\)90020-2](https://doi.org/10.1016/0377-8398(82)90020-2)
- Consorti, L., Kavazos, C., James, R., Ford, C., Smith, M., & Haig, D. W. (2020). High productivity of Peneroplis (Foraminifera) including aberrant morphotypes, in an inland thalassic salt pond at Lake Macleod, Western Australia. *Marine Micropaleontology*, *160*(July), 101919. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2020.101919>
- Cramp, A., & O’Sullivan, G. (1999). Neogene sapropels in the Mediterranean: A review. *Marine Geology*, *153*(1–4), 11–28. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00092-9](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00092-9)
- Darling, K. F., Wade, C. M., Kroon, D., Leigh Brown, A. J., & Bijma, J. (1999). The diversity of distribution of modern planktic foraminiferal small subunit ribosomal RNA genotypes and their potential as tracers of present and past ocean circulations. *Paleoceanography*, *14*(1), 3–12. <https://doi.org/10.1029/1998PA900002>
- De Rijk, S., Jorissen, F. J., Rohling, E. J., & Troelstra, S. R. (2000). Organic flux control on bathymetric zonation of Mediterranean benthic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, *40*(3), 151–166. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(00\)00037-2](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(00)00037-2)
- De Vargas, C., Zaninetti, L., Hilbrecht, H., & Pawlowski, J. (1997). Phylogeny and rates of molecular evolution of planktonic foraminifera: SSU rDNA sequences compared to the fossil record. *Journal of Molecular Evolution*, *45*(3), 285–294. <https://doi.org/10.1007/PL00006232>
- Di Bella, L., Casieri, S., & Carboni, M. G. (2008). Late Quaternary paleoenvironmental reconstruction of the Tremeiti structural high (Central Adriatic Sea) from benthic foraminiferal assemblages. *Geobios*, *41*(6), 729–742. <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2008.06.001>
- Duque-Castaño, M. L., Leonhardt, A., & Gómez Pivel, M. A. G. (2019). Morphometric analysis in the shells of the planktonic foraminifera orbulina universa: A source for paleoceanographic information? *Brazilian Journal of Oceanography*, *67*(1968), 1–17. <https://doi.org/10.1590/S1679-87592019025206701>
- Fontanier, C., Jorissen, F. J., Chaillou, G., Anschutz, P., Grémare, A., & Griveaud, C. (2005). Live foraminiferal faunas from a 2800 m deep lower canyon station from the Bay of Biscay: Faunal response to focusing of refractory organic matter. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, *52*(7), 1189–1227. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2005.01.006>
- GEBCO, *General Bathymetric Chart of the Oceans*. (2020). <https://www.gebco.net/>
- Georgopoulos, D., Chronis, G., Zervakis, V., Lykousis, V., Poulos, S., & Iona, A. (2000). *Hydrology and circulation in the Southern Cretan Sea during the CINCS experiment (May 1994 – September 1995)*. *46*(May 1994), 89–112.
- Georgopoulos, D., Theocharis, A., & Zodiatis, G. (1989). Intermediate water formation in the Cretan Sea (South Aegean Sea). *Oceanologica Acta*, *12*(4), 353–359.

- Goldstein, S. T., & Corliss, B. H. (1994). Deposit feeding in selected deep-sea and shallow-water benthic foraminifera. *Deep-Sea Research Part I*, 41(2), 229–241.
[https://doi.org/10.1016/0967-0637\(94\)90001-9](https://doi.org/10.1016/0967-0637(94)90001-9)
- Grimm, G. W., Stögerer, K., Topaç Ertan, K., Kitazato, H., Kučera, M., Hemleben, V., & Hemleben, C. (2007). Diversity of rDNA in *Chilostomella*: Molecular differentiation patterns and putative hermit types. *Marine Micropaleontology*, 62(2), 75–90.
<https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2006.07.005>
- Grunert, P., Rosenthal, Y., Jorissen, F., Holbourn, A., Zhou, X., & Piller, W. E. (2018). Mg/Ca-temperature calibration for costate *Bulimina* species (*B. costata*, *B. inflata*, *B. mexicana*): A paleothermometer for hypoxic environments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 220, 36–54. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.09.021>
- Gussone, N., Eisenhauer, A., Tiedemann, R., Haug, G. H., Heuser, A., Bock, B., Nägler, T. F., & Müller, A. (2004). Reconstruction of Caribbean Sea surface temperature and salinity fluctuations in response to the Pliocene closure of the Central American Gateway and radiative forcing, using $\delta^{44}/^{40}\text{Ca}$, $\delta^{18}\text{O}$ and Mg/Ca ratios. *Earth and Planetary Science Letters*, 227(3–4), 201–214. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.09.004>
- Hallock, P. (2000). Symbiont-bearing foraminifera: Harbingers of global change? *Micropaleontology*, 46(SUPPLEMENT 1), 95–104.
- Hayward, B. W., Le Coze, F., & Gross, O. (2018a). *World Foraminifer Database (Cancris carmenensis)*.
<http://www.marinespecies.org/foraminifera/aphia.php?p=taxdetails&id=521629>
- Hayward, B. W. (2013). *World Register of Marine Species (Hoeglundina elegans)*.
<http://www.marinespecies.org/foraminifera/aphia.php?p=image&pic=77360&tid=113341>
- Hayward, B. W., Grenfell, H. R., Nicholson, K., Parker, R., Wilmhurst, J., Horrocks, M., Swales, A., & Sabaa, A. T. (2004). Foraminiferal record of human impact on intertidal estuarine environments in New Zealand's largest city. *Marine Micropaleontology*, 53(1–2), 37–66. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2004.03.001>
- Hayward, B. W., Grenfell, H. R., Sabaa, A. T., & Kay, J. (2010). Using foraminiferal faunas as proxies for low tide level in the estimation of Holocene tectonic subsidence, New Zealand. *Marine Micropaleontology*, 76(1–2), 23–36.
<https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2010.04.002>
- Hayward, B. W., Le Coze, F., & Gross, O. (2018b). *World Foraminifera Database (Bigenerina velascoensis)*.
<http://www.marinespecies.org/foraminifera/aphia.php?p=taxdetails&id=924331>
- Hayward, B. W., Le Coze, F., & Gross, O. (2018c). *World Register of Marine Species (Angulogerina charapoensis)*.
<http://www.marinespecies.org/foraminifera/aphia.php?p=taxdetails&id=898195>
- Hayward, B. W., Le Coze, F., & Gross, O. (2018d). *World Register of Marine Species (Bolivina dottiana)*.
<http://www.marinespecies.org/foraminifera/aphia.php?p=taxdetails&id=901612>
- Hayward, B. W., Le Coze, F., & Gross, O. (2018e). *World Register of Marine Species (Triloculina bermudezi)*.
<http://www.marinespecies.org/foraminifera/aphia.php?p=taxdetails&id=417734>

- Hayward, B. W., Le Coze, F., Vachard, D., & Gross, O. (2020a). *World Register of Marine Species (Chilostomella mediterraneensis)*.
<http://www.marinespecies.org/aphia.php?p=taxdetails&id=910692>
- Hayward, B. W., Le Coze, F., Vachard, D., & Gross, O. (2020b). *World Register of Marine Species (Nonion tisburyensis)*.
<http://www.marinespecies.org/aphia.php?p=taxdetails&id=528164>
- Hayward, B. W., Le Coze, F., Vachard, D., & Gross, O. (2020c). *World Register of Marine Species (Valvulineria arctica)*.
<http://www.marinespecies.org/aphia.php?p=taxdetails&id=112959>
- Hein, J. R., Stamatakis, M. G., & Dowling, J. S. (2000). Trace metal-rich Quaternary hydrothermal manganese oxide and barite deposit, Milos Island, Greece. *Transactions of the Institutions of Mining and Metallurgy, Section B: Applied Earth Science*, 109(MAY-AUG). <https://doi.org/10.1179/aes.2000.109.2.67>
- Jorissen, F. J., De Stigter, H. C., & Widmark, J. G. V. (1995). A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Marine Micropaleontology*, 26(1–4), 3–15.
[https://doi.org/10.1016/0377-8398\(95\)00047-X](https://doi.org/10.1016/0377-8398(95)00047-X)
- Jorissen, F. J., Nardelli, M. P., Almogi-Labin, A., Barras, C., Bergamin, L., Bicchi, E., El Kateb, A., Ferraro, L., McGann, M., Morigi, C., Romano, E., Sabbatini, A., Schweizer, M., & Spezzaferri, S. (2018). Developing Foram-AMBI for biomonitoring in the Mediterranean: Species assignments to ecological categories. *Marine Micropaleontology*, 140(January 2018), 33–45.
<https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2017.12.006>
- Katsouras, G., Gogou, A., Bouloubassi, I., Emeis, K. C., Triantaphyllou, M., Roussakis, G., & Lykousis, V. (2010). Organic carbon distribution and isotopic composition in three records from the eastern Mediterranean Sea during the Holocene. *Organic Geochemistry*, 41(9), 935–939. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2010.04.008>
- Kennett, & Srinivasan. (1983). *pforams@mikrotax (Globigerinoides ruber (white))*.
<http://www.mikrotax.org/pforams/index.php?id=104066>
- Kidd, R. B., & Ryan, W. B. F. (1978). Stratigraphy of Eastern Mediterranean Sapropel Sequences Recovered during DSDP Leg 42A and Their Paleoenvironmental Significance. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 42 Pt. 1.
<https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.42-1.113-1.1978>
- Kilias, S. P., Naden, J., Cheliotis, I., Shepherd, T. J., Constandinidou, H., Crossing, J., & Simos, I. (2001). Epithermal gold mineralisation in the active Aegen volcanic arc: The Profitis Ilias deposits, Milos Island, Greece. *Mineralium Deposita*, 36(1), 32–44.
<https://doi.org/10.1007/s001260050284>
- Klaoudatos, D., Papaconstantinou, C., & Maravelias, C. D. (2010). *The 20 th Century evolution of Mediterranean exploited demersal resources under increasing fishing disturbance and environmental change EVOMED*. 4(January 2011), 1–239.
- Kontoyiannis, H., Theocharis, A., Balopoulos, E., Kioroglou, S., Papadopoulos, V., Collins, M., Velegrakis, A. F., & 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. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(99\)00044-0](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(99)00044-0)
- Kotthoff, U., Pross, J., Müller, U. C., Peyron, O., Schmiedl, G., Schulz, H., & Bordon, A. (2008).

- Climate dynamics in the borderlands of the Aegean Sea during formation of sapropel S1 deduced from a marine pollen record. *Quaternary Science Reviews*, 27(7–8), 832–845. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.12.001>
- Kucera, M., Weinelt, M., Kiefer, T., Pflaumann, U., Hayes, A., Weinelt, M., Chen, M. T., Mix, A. C., Barrows, T. T., Cortijo, E., Duprat, J., Juggins, S., & Waelbroeck, C. (2005). Reconstruction of sea-surface temperatures from assemblages of planktonic foraminifera: Multi-technique approach based on geographically constrained calibration data sets and its application to glacial Atlantic and Pacific Oceans. *Quaternary Science Reviews*, 24(7-9 SPEC. ISS.), 951–998. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.07.014>
- Kuhnt, T., Schmiedl, G., Ehrmann, W., Hamann, Y., & Hemleben, C. (2007). Deep-sea ecosystem variability of the Aegean Sea during the past 22 kyr as revealed by Benthic Foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 64(3–4), 141–162. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2007.04.003>
- Kuroyanagi, A., Kawahata, H., Nishi, H., & Honda, M. C. (2008). Seasonal to interannual changes in planktonic foraminiferal assemblages in the northwestern North Pacific: Sediment trap results encompassing a warm period related to El Niño. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 262(1–2), 107–127. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.02.012>
- Kuroyanagi, A., Tsuchiya, M., Kawahata, H., & Kitazato, H. (2008). The occurrence of two genotypes of the planktonic foraminifer *Globigerinoides ruber* (white) and paleo-environmental implications. *Marine Micropaleontology*, 68(3–4), 236–243. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2008.04.004>
- Lange, G., Slomp, C., Corselli, C., Erba, E., & Thomson, J. (2013). *Synchronous basin-wide Mediterranean Sapropel S1 formation ; Preservation versus Productivity*. 15(2008), 6181.
- Langer, M. R. (2008). Assessing the contribution of foraminiferan protists to global ocean carbonate production. *Journal of Eukaryotic Microbiology*, 55(3), 163–169. <https://doi.org/10.1111/j.1550-7408.2008.00321.x>
- Lee, J. J. (2006). Algal symbiosis in larger foraminifera. *Symbiosis*, 42(2), 63–75.
- Leorri, E., & Cearreta, A. (2009). Quantitative assessment of the salinity gradient within the estuarine systems in the southern Bay of Biscay using benthic foraminifera. *Continental Shelf Research*, 29(9), 1226–1239. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.01.013>
- Levin, L., Blair, N., DeMaster, D., Plaia, G., Fornes, W., Martin, C., & Thomas, C. (1997). Rapid subduction of organic matter by maldanid polychaetes on the North Carolina slope. *Journal of Marine Research*, 55(3), 595–611. <https://doi.org/10.1357/0022240973224337>
- Loeblich, & Tappan. (1994). *pforams@mikrotax (Orbulina universa)*. <http://www.mikrotax.org/pforams/index.php?id=104184>
- Lolis, C. J., Bartzokas, A., & Katsoulis, B. D. (2002). Spatial and temporal 850 hPa air temperature and sea-surface temperature covariances in the Mediterranean region and their connection to atmospheric circulation. *International Journal of Climatology*, 22(6), 663–676. <https://doi.org/10.1002/joc.759>
- Lombard, F., Labeyrie, L., Michel, E., Bopp, L., Cortijo, E., Retailleau, S., Howa, H., & Jorissen, B.

- F. (2011). Modelling planktic foraminifer growth and distribution using an ecophysiological multi-species approach. *Biogeosciences*, 8(4), 853–873. <https://doi.org/10.5194/bg-8-853-2011>
- Mackensen, A., Grobe, H., Kuhn, G., & Fütterer, D. K. (1990). Benthic foraminiferal assemblages from the eastern Weddell Sea between 68 and 73°S: Distribution, ecology and fossilization potential. *Marine Micropaleontology*, 16(3–4), 241–283. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(90\)90006-8](https://doi.org/10.1016/0377-8398(90)90006-8)
- Malmgren, B. A., Kucera, M., Nyberg, J., & Waelbroeck, C. (2001). Comparison of statistical and artificial neural network techniques for estimating past sea surface temperatures from planktonic foraminifer census data. *Climate Change 2013 - The Physical Science Basis*, 16(5), 520–530. https://www.cambridge.org/core/product/identifier/CBO9781107415324A009/type/book_part
- Masclé, J., & Masclé, G. (2012). *Geological and Morpho-Tectonic Map of the Mediterranean Domain*. CGMW and UNESCO.
- McCorkle, D. C., Corliss, B. H., & Farnham, C. A. (1997). Vertical distributions and stable isotopic compositions of live (stained) benthic foraminifera from the North Carolina and California continental margins. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 44(6), 983–1024. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(97\)00004-6](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(97)00004-6)
- Melis, R., Celio, M., Bouchet, V. M. P., Varagona, G., Bazzaro, M., Crosera, M., & Pugliese, N. (2019). Seasonal response of benthic foraminifera to anthropogenic pressure in two stations of the Gulf of Trieste (northern Adriatic Sea, Italy): The marine protected area of Miramare versus the Servola water sewage outfall. *Mediterranean Marine Science*, 20(1), 120–141. <https://doi.org/10.12681/mms.16154>
- Michelakaki, M., & Kitsiou, D. (2005). Estimation of Anisotropies in Chlorophyll A spatial distributions based on satellite data and variography. *Global NEST Journal/Global NEST: The International Journal*, 7(2), 204–211. <https://doi.org/10.30955/gnj.000361>
- Milker, Y., Schmiedl, G., & Betzler, C. (2011). Paleobathymetric history of the Western Mediterranean Sea shelf during the latest glacial period and the Holocene: Quantitative reconstructions based on foraminiferal transfer functions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 307(1–4), 324–338. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.05.031>
- Millot, C. (2013). Las características de LIW: Un malentendido asombroso. *Scientia Marina*, 77(2), 217–232. <https://doi.org/10.3989/scimar.03518.13A>
- Mohiuddin, M. M., Nishimura, A., & Tanaka, Y. (2005). Seasonal succession, vertical distribution, and dissolution of planktonic foraminifera along the Subarctic Front: Implications for paleoceanographic reconstruction in the northwestern Pacific. *Marine Micropaleontology*, 55(3–4), 129–156. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2005.02.007>
- Morard, R., Quillévéré, F., Escarguel, G., Ujiie, Y., de Garidel-Thoron, T., Norris, R. D., & de Vargas, C. (2009). Morphological recognition of cryptic species in the planktonic foraminifer *Orbulina universa*. *Marine Micropaleontology*, 71(3–4), 148–165. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2009.03.001>
- Mozard. (2019). *pforams@mikrotax (Globigerinoides ruber (pink))*. <http://www.mikrotax.org/pforams/index.php?id=104066>

- Murray, J. W. (2013). Ecology and Applications of Benthic Foraminifera. In *Cambridge Books Online © Cambridge University Press, 2013*.
- Nomikou, P., Papanikolaou, D., Alexandri, M., Sakellariou, D., & Rousakis, G. (2013). Submarine volcanoes along the aegean volcanic arc. *Tectonophysics*, 597–598, 123–146. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.10.001>
- Papanikolaou, D., Alexandri, M., Nomikou, P., & Ballas, D. (2002). Morphotectonic structure of the western part of the North Aegean Basin based on swath bathymetry. *Marine Geology*, 190(1–2), 465–492. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00359-6](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00359-6)
- Papavasiliou, K., Voudouris, P., Kanellopoulos, C., Alfieris, D., & Xydous, S. (2016). *The Kondaros-Katsimouti Intermediatesulfidation Epithermal Pb-Zn-Ag-Mn Mineralization, Western Milos, Greece: New Mineralogical and Geochemical Data*. 50(2016), 2100–2107.
- Pawlowski, J., Fahrni, J., Lecroq, B., Longet, D., Cornelius, N., Excoffier, L., Cedhagen, T., & Gooday, A. J. (2007). Bipolar gene flow in deep-sea benthic foraminifera. *Molecular Ecology*, 16(19), 4089–4096. <https://doi.org/10.1111/j.1365-294X.2007.03465.x>
- Pearson, P. N., & Palmer, M. R. (2000). Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years. *Nature*, 406(6797), 695–699. <https://doi.org/10.1038/35021000>
- Rathburn, A. E., & Corliss, B. H. (1994). *The ecology of living (stained) deep-sea benthic foraminifera from the Sulu Sea*. 9(1), 87–150.
- Richey, J. N., Thirumalai, K., Khider, D., Reynolds, C. E., Partin, J. W., & Quinn, T. M. (2019). Considerations for Globigerinoides ruber (White and Pink) Paleoceanography: Comprehensive Insights From a Long-Running Sediment Trap. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 34(3), 353–373. <https://doi.org/10.1029/2018PA003417>
- Robinson, A. R., Malanotte-Rizzoli, P., Hecht, A., Michelato, A., Roether, W., Theocharis, A., Ünlüata, Ü., Artegiani, A., Bergamasco, A., Bishop, J., Brenner, S., Christianidis, S., Gacic, M., Georgopoulos, D., Golnaraghi, M., Hausmann, M., Junghaus, H. G., Lascaratos, A., Latif, M. A., ... Osman, M. (1992). General circulation of the Eastern Mediterranean. *Earth Science Reviews*, 32(4), 285–309. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(92\)90002-B](https://doi.org/10.1016/0012-8252(92)90002-B)
- Rohling, E. J. (1994). Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels. *Marine Geology*, 122(1–2), 1–28. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(94\)90202-X](https://doi.org/10.1016/0025-3227(94)90202-X)
- Rosenthal, Y., Boyle, E., & Slowey, N. (1997). *Temperature control on the incorporation of magnesium, strontium, fluorine, and cadmium into benthic foraminiferal shells from Little Bahama Bank : Prospects for thermocline paleoceanography* (p. 11).
- Rosignol-Strick, M. (1985). Mediterranean Quaternary sapropels, an immediate response of the African monsoon to variation of insolation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 49(3–4), 237–263. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(85\)90056-2](https://doi.org/10.1016/0031-0182(85)90056-2)
- Sadekov, A., Eggins, S. M., De Deckker, P., Ninnemann, U., Kuhnt, W., & Bassinot, F. (2009). Surface and subsurface seawater temperature reconstruction using Mg/Ca microanalysis of planktonic foraminifera Globigerinoides ruber, Globigerinoides sacculifer, and Pulleniatina obliquiloculata. *Paleoceanography*, 24(3). <https://doi.org/10.1029/2008PA001664>
- Schiebel, R., & Hemleben, C. (2000). Interannual variability of planktic foraminiferal populations and test flux in the eastern North Atlantic Ocean (JGOFS). *Deep-Sea*

- Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 47(9–11), 1809–1852.
[https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(00\)00008-4](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(00)00008-4)
- Schmidt, G. A., & Mulitza, S. (2002). Global calibration of ecological models for planktic foraminifera from coretop carbonate oxygen-18. *Marine Micropaleontology*, 44(3–4), 125–140. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(01\)00041-X](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(01)00041-X)
- Schmiedl, G., De Bovée, F., Buscail, R., Charrière, B., Hemleben, C., Medernach, L., & Picon, P. (2000). Trophic control of benthic foraminiferal abundance and microhabitat in the bathyal Gulf of Lions, western Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology*, 40(3), 167–188. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(00\)00038-4](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(00)00038-4)
- Schmiedl, G., Kuhnt, T., Ehrmann, W., Emeis, K. C., Hamann, Y., Kotthoff, U., Dulski, P., & Pross, J. (2010). Climatic forcing of eastern Mediterranean deep-water formation and benthic ecosystems during the past 22 000 years. *Quaternary Science Reviews*, 29(23–24), 3006–3020. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.07.002>
- Schmiedl, G., Mitsuë, A., Beck, S., Emeis, K. C., Hemleben, C., Schulz, H., Sperling, M., & Weldeab, S. (2003). Benthic foraminiferal record of ecosystem variability in the eastern Mediterranean Sea during times of sapropel S5 and S6 deposition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190, 139–164. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(02\)00603-X](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00603-X)
- Schmiedl, G., Pfeilsticker, M., Hemleben, C., & Mackensen, A. (2004). Environmental and biological effects on the stable isotope composition of recent deep-sea benthic foraminifera from the western Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology*, 51(1–2), 129–152. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2003.10.001>
- Schnitker, D. (1979). The deep waters of the western North Atlantic during the past 24,000 years, and the re-initiation of the Western Boundary Undercurrent. *Marine Micropaleontology*, 4(C), 265–280. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(79\)90020-3](https://doi.org/10.1016/0377-8398(79)90020-3)
- Schweizer, M., Pawlowski, J., Duijnste, I. A. P., Kouwenhoven, T. J., & Van Der Zwaan, G. J. (2005). Molecular phylogeny of the foraminiferal genus *Uvigerina* based on ribosomal DNA sequences. *Marine Micropaleontology*, 57(3–4), 51–67. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2005.07.001>
- Schweizer, M., Pawlowski, J., Kouwenhoven, T. J., Guiard, J., & Van der Zwaan, B. (2008). Molecular phylogeny of Rotaliida (Foraminifera) based on complete small subunit rDNA sequences. *Marine Micropaleontology*, 66(3–4), 233–246. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2007.10.003>
- Sea, R., & Haenel, P. (1987). *Intérêt paléocéanographique d'Orbulina universa d'Orbigny (foraminifère)*. 10.
- SEPM, S. (2013). *Oceanographic Setting*.
- Simmons, M. D., BouDagher-Fadel, M. K., Banner, F. T., & Whittaker, J. . (1997). *The Jurassic Favosellacea, the earliest Globigerina*. 17–30.
- Spero, H. J. (1988). Ultrastructural examination of chamber morphogenesis and biomineralization in the planktonic foraminifer *Orbulina universa*. *Marine Biology*, 99(1), 9–20. <https://doi.org/10.1007/BF00644972>
- Storz, D., Schulz, H., Waniek, J. J., Schulz-Bull, D. E., & Kučera, M. (2009). Seasonal and interannual variability of the planktic foraminiferal flux in the vicinity of the Azores Current. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 56(1), 107–124.

<https://doi.org/10.1016/j.dsr.2008.08.009>

- Suhr, S. B., Pond, D. W., Gooday, A. J., & Smith, C. R. (2003). Selective feeding by benthic foraminifera on phytodetritus on the western Antarctic Peninsula shelf: Evidence from fatty acid biomarker analysis. *Marine Ecology Progress Series*, 262, 153–162. <https://doi.org/10.3354/meps262153>
- Tang, C. M., & Stott, L. D. (1993). *Seasonal salinity changes during Mediterranean sapropel deposition 9.000 years B.P. : Evidence from isotopic analyses of individual planktonic foraminifera*. 8(4), 473–493.
- Theocharis, A., Georgopoulos, D., Lascaratos, A., & Nittis, K. (1993). Water masses and circulation in the central region of the Eastern Mediterranean. *Deep-Sea Research II*, 40(6), 1121–1142.
- Thunell, R. C. (1978). Distribution of recent planktonic foraminifera in surface sediments of the Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology*, 3(2), 147–173. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(78\)90003-8](https://doi.org/10.1016/0377-8398(78)90003-8)
- Thunell, R. C., Williams, D. F., & Belyea, P. R. (1984). Anoxic events in the Mediterranean Sea in relation to the evolution of late Neogene climates. *Marine Geology*, 59(1–4), 105–134. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90090-2](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90090-2)
- Triantaphyllou, M., Antonarakou, A., & Dimiza, M. (2016). Εργαστήριο Μικροπαλαιοντολογίας, Βενθονικά Τρηματοφόρα (Πανεπιστημιακές Σημειώσεις). In *Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, ΕΚΠΑ* (p. 21). <https://eclass.uoa.gr/modules/document/index.php?course=GEOL163&openDir=/56c8ae0cijWF>
- Triantaphyllou, M., Antonarakou, A., & Dimiza, M. (2018). Εργαστήριο Εφαρμοσμένης και Περιβαλλοντικής Μικροπαλαιοντολογίας (Πανεπιστημιακές Σημειώσεις). In *Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, ΕΚΠΑ* (p. 17). <https://eclass.uoa.gr/modules/document/?course=GEOL163>
- Triantaphyllou, M., Gogou, A., Dimiza, M., Kostopoulou, S., Parinos, C., Roussakis, G., Geraga, M., Bouloubassi, I., Fleitmann, D., Zervakis, V., Velaoras, D., Diamantopoulou, A., Sampatakaki, A., & Lykousis, V. (2016). Holocene Climatic Optimum centennial-scale paleoceanography in the NE Aegean (Mediterranean Sea). *Geo-Marine Letters*, 36(1), 51–66. <https://doi.org/10.1007/s00367-015-0426-2>
- Triantaphyllou, M., Ziveri, P., Gogou, A., Marino, G., Lykousis, V., Bouloubassi, I., Emeis, K. C., Kouli, K., Dimiza, M., Rosell-Melé, A., Papanikolaou, M., Katsouras, G., & Nunez, N. (2009). Late Glacial-Holocene climate variability at the south-eastern margin of the Aegean Sea. *Marine Geology*, 266(1–4), 182–197. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.08.005>
- Triantaphyllou, M. V., Gogou, A., Bouloubassi, I., Dimiza, M., Kouli, K., Rousakis, G., Kotthoff, U., Emeis, K. C., Papanikolaou, M., Athanasiou, M., Parinos, C., Ioakim, C., & Lykousis, V. (2014). Evidence for a warm and humid Mid-Holocene episode in the Aegean and northern Levantine Seas (Greece, NE Mediterranean). *Regional Environmental Change*, 14(5), 1697–1712. <https://doi.org/10.1007/s10113-013-0495-6>
- Tselepidis, A., Zervakis, V., Polychronaki, T., Danovaro, R., & Chronis, G. (2000). Distribution of nutrients and particulate organic matter in relation to the prevailing hydrographic features of the Cretan Sea (NE Mediterranean). *Progress in Oceanography*, 46(2–4), 113–142. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(00\)00015-X](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(00)00015-X)

- Tsimplis, M. N., Velegrakis, A. F., Drakopoulos, P., Theocharis, A., & Collins, M. B. (1999). Cretan Deep Water outflow into the Eastern Mediterranean. *Progress in Oceanography*, 44(4), 531–551. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(99\)00042-7](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(99)00042-7)
- Van Der Zwaan, G. J., Duijnste, I. A. P., Den Dulk, M., Ernst, S. R., Jannink, N. T., & Kouwenhoven, T. J. (1999). Benthic foraminifers: Proxies or problems? A review of paleocological concepts. *Earth Science Reviews*, 46(1–4), 213–236. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00011-2](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00011-2)
- Van der Zwaan, G. J., Jorissen, F. J., Verhallen, P. J. J. M., & Von Daniels, C. H. (1984). *Utrecht Micropaleontological Bulletins*. 162–179. Geology book library
- Velaoras, D., Krokos, G., Nittis, K., & Theocharis, A. (2014). Dense intermediate water outflow from the Cretan Sea: A salinity driven, recurrent phenomenon, connected to thermohaline circulation changes. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(8), 4797–4820. <https://doi.org/10.1002/2014JC009937>
- Venancio, I. M., Belem, A. L., Santos, T. P., Lessa, D. O., Albuquerque, A. L. S., Mulitza, S., Schulz, M., & Kucera, M. (2017). Calcification depths of planktonic foraminifera from the southwestern Atlantic derived from oxygen isotope analyses of sediment trap material. *Marine Micropaleontology*, 136(September), 37–50. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2017.08.006>
- Wade, B. S., Pearson, P. N., Berggren, W. A., & Pälike, H. (2011). Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth-Science Reviews*, 104(1–3), 111–142. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.09.003>
- Weldeab, S., Arce, A., & Kasten, S. (2016). Mg/Ca- Δ CO₃ pore water²-temperature calibration for Globobulimina spp.: A sensitive paleothermometer for deep-sea temperature reconstruction. *Earth and Planetary Science Letters*, 438, 95–102. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.01.009>
- Young, J. R., Wade, B. S., & B.T., H. (2017). *pforams@mikrotax website*. <http://www.mikrotax.org/pforams/>
- Zanetos, A., & Papathanassiou, E. (2005). *State of the Marine Environment Report*. <http://epublishing.ekt.gr/sites/ektpublishing/files/ebooks/Sohelme.pdf>
- Žarić, S., Donner, B., Fischer, G., Mulitza, S., & Wefer, G. (2005). Sensitivity of planktic foraminifera to sea surface temperature and export production as derived from sediment trap data. *Marine Micropaleontology*, 55(1–2), 75–105. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2005.01.002>
- Γεραγά, Μ., Τσαϊλά-Μονόπωλη, Σ. Τρυψανάς, Ε. Παπαθεοδώρου, Γ. Φερεντίνος, Γ., Χασιώτης, Θ., Seztour, Κ. Σ., & Ιωακείμ, Χ. (1997). *Παλαιοωκεανογραφικές και Παλαιοκλιματολογικές Συνθήκες στο κεντρικό Αιγαίο Πέλαγος (Μυρτώος Λεκάνη) κατά το Ολόκαινο -Αν.Πλειστόκαινο, προκαταρκτικά αποτελέσματα*. 40(9), 213–216.
- Γεωργιάδου-Δικαιούλια, Ε. Δερμιτζάκη, Δ. (1993). *Εισαγωγή στη Θαλάσσια Μικροπαλαιοντολογία*.
- ΙΓΜΕ, Ι. Γ. και Μ. Ε. (1977). *Γεωλογικός Χάρτης Μήλου*.
- Λεοντάρης, Σ. (1995). *Εισαγωγή στην Ωκεανογραφία*. ΕΚΔΟΣΕΙΣ ΣΥΜΜΕΤΡΙΑ.
- Μαχαιράς, Π., & Μπαλαφούτης, Χ. (1997). *Γενική Κλιματολογία με Στοιχεία Μετεωρολογίας*.

UNIVERSITY STUDIO PRESS.

Παπανικολάου, Δ. (2015). *Γεωλογία της Ελλάδας*. Εκδόσεις Πατάκη.

Παπανικολάου, Δ., & Σίδερης, Χ. (2014). *Γεωλογία, η Επιστήμη της Γης*. ΕΚΔΟΣΕΙΣ ΠΑΤΑΚΗ.

Πούλος, Σ., & Καρδιτσά, Κ. (2018). *Εφαρμοσμένη Ωκεανογραφία και Περιβάλλον* (I. 2018 (Ed.); p. 191).

Σκούρτσος, Ε., & Σούκης, Κ. (2017). Γεωλογία Ελλάδας (Πανεπιστημιακές Σημειώσεις). In *Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, ΕΚΠΑ*.
<https://eclass.uoa.gr/modules/document/index.php?course=GEO1113&openDir=/5b10365doof0>

Συλαίος, Γ. (2020). *Θερμόαλη και Ανεμογενής Ωκεάνια Κυκλοφορία* (p. 86).

Τριανταφύλλου, Μ., & Δήμιζα, Μ. (2012). *Μικροπαλαιοντολογία και Γεωπεριβάλλον*. ΕΚΔΟΤΙΚΟΣ ΟΜΙΛΟΣ ΙΩΝ.

Ψυχογιού, Μ. (2014). *Παλαιοοικολογική – Οικοστροφματογραφική εξέλιξη της λεκάνης του Ν. Ευβοϊκού τα τελευταία 30.000 χρόνια*. 83.