

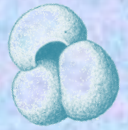


ΕΘΝΙΚΟΝ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟΝ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟΝ ΑΘΗΝΩΝ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

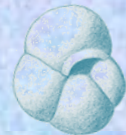
ΤΟΜΕΑΣ ΙΣΤΟΡΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ-ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΑΣ



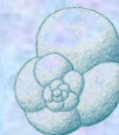
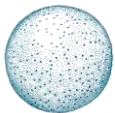
ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

*Μελέτη της γεωγραφικής κατανομής και της διακύμανσης του μεγέθους σύγχρονων ειδών πλαγκτονικών τρηματοφόρων στην Κεντρική Μεσόγειο*

ΕΥΣΤΑΘΙΟΥ Ν. ΕΙΡΗΝΗ



Επιβλέπων καθηγητής: Κοντακιώτης Γεώργιος, Ε.ΔΙ.Π.



ΑΘΗΝΑ 2021

## Πρόλογος

Η Κεντρική Μεσόγειος θάλασσα είναι μια θαλάσσια έκταση η οποία αποτελείται κατά κύριο λόγο από την Αδριατική θάλασσα, το Ιόνιο πέλαγος και την Τυρρήνια θάλασσα. Επηρεάζεται σε μεγάλο βαθμό από την δράση των ποτάμιων συστημάτων τα οποία εκβάλλουν στην Αδριατική με αποτέλεσμα να παρατηρούνται αλλαγές στην αλατότητα και στις συγκεντρώσεις της χλωροφύλλης. Η ανάπτυξη των πλαγκτονικών τρηματοφόρων επηρεάζεται σημαντικά από αυτές τις παραμέτρους, συνεπώς σκοπός αυτής της μελέτης είναι η κατανόηση και η ερμηνεία των αλλαγών που παρατηρούνται στο μέγεθος και στην αφθονία των πληθυσμών τους σε αυτές τις περιοχές. Συλλέχθηκαν και εξετάστηκαν δείγματα από 22 σημεία της Κεντρικής Μεσογείου, από την Αδριατική θάλασσα μέχρι το Ιόνιο πέλαγος και την Τυρρήνια θάλασσα. Αναγνωρίστηκαν 14 είδη σύγχρονων πλαγκτονικών τρηματοφόρων τα οποία στη συνέχεια αναλύθηκαν ως προς το μέγεθος τους και τις συγκεντρώσεις τους. Η ποσοτική ανάλυση των ειδών, έδειξε πως στην πανίδα των πλαγκτονικών τρηματοφόρων στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου, κυρίαρχο είδος είναι η *Globigerina bulloides* και ακολουθεί το είδος *Globigerinoides ruber sensu stricto*. Πρόκειται για είδη τα οποία παρουσιάζουν υψηλή συμμετοχή στην Αδριατική και στο Ιόνιο πέλαγος σε συνδυασμό με την έντονη εισροή θρεπτικών συστατικών από τα ποτάμια συστήματα της Ιταλίας, τα οποία ενισχύουν την ανάπτυξη της πανίδας. Τέλος, δεν παρατηρήθηκε κάποια σημαντική αυξομείωση στα μεγέθη των κελυφών των πλαγκτονικών τρηματοφόρων σε συνάρτηση με την αλλαγή του γεωγραφικού πλάτους.

Λέξεις κλειδιά: Μεσόγειος θάλασσα, σύγχρονα πλαγκτονικά τρηματοφόρα, αλατότητα, θερμοκρασία, χλωροφύλλη, κυκλική διάμετρος, αφθονία ειδών, οικολογία

## Abstract

Central Mediterranean sea is a marine region consisting mainly of the Adriatic Sea, the Ionian Sea and the Tyrrhenian Sea. It is greatly affected by the action of the river systems which flow into the Adriatic, resulting in changes in salinity and chlorophyll concentrations. The development of planktonic foraminifera is significantly influenced by these parameters, therefore the purpose of this study is to understand and interpret the changes observed in the size and abundance of their populations in these areas. Samples were collected and examined from 22 points in the Central Mediterranean, from the Adriatic Sea to the Ionian Sea and the Tyrrhenian Sea. We identified 14 species of modern planktonic foraminifera and then we analyzed their size and their concentrations. Quantitative analysis of the species showed that, in the fauna of planktonic foraminifera in the Central Mediterranean region, the dominant species are *Globigerina bulloides* and *Globigerinoides ruber sensu stricto*. These are species that have a high share in the Adriatic and Ionian Seas in combination with the strong influx of nutrients from the river systems of Italy, which enhance the growth of fauna. Finally, no significant fluctuations in the shell sizes of planktonic foraminifera were observed with the change of latitude.

Keywords: Mediterranean Sea, modern planktonic foraminifera, salinity, temperature, chlorophyll, ECD-Equivalent Circular Diameter, species abundance, ecology

## Ευχαριστίες

Θα ήθελα να ευχαριστήσω τον καθηγητή μου κ. Γεώργιο Κοντακιώτη για την βοήθεια, την καθοδήγηση του και για την άψογη συνεργασία που είχαμε όχι μόνο κατά τη διάρκεια της εκπόνησης της διπλωματικής μου εργασίας αλλά και για τις γνώσεις που άντλησα από την διδασκαλία του όσον αφορά στην θαλάσσια γεωλογία και στην στρωματογραφία, αυτά τα τέσσερα χρόνια των σπουδών μου στη Σχολή της Γεωλογίας.

Ένα πολύ μεγάλο ευχαριστώ στον Δρ. Στέργιο Ζαρκογιάννη, ο οποίος ήταν πάντα πρόθυμος να με βοηθήσει και να εξηγήσει κάθε απορία μου. Με την καθοδήγησή του απέκτησα τις απαραίτητες γνώσεις όσον αφορά στο πρακτικό μέρος της μελέτης των πλαγκτονικών τρηματοφόρων (χρήση ηλεκτρονικού μικροσκοπίου για την φωτογράφιση των δειγμάτων και την επεξεργασία στο πρόγραμμα ImageJ).

Ευχαριστώ πολύ για τη συμβολή και τη βοήθεια της, την υποψήφια διδάκτωρ Τσιρώνη Βαρβάρα, με την οποία συνεργάζομαι κατά τη διάρκεια την πρακτικής μου στο Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών και αποκτώ πολλές καινούργιες γνώσεις δίπλα της. Η καθοδήγηση που μου παρείχε για το πρόγραμμα ArcMap 10.6 ήταν πολύτιμη και απαραίτητη για την κατασκευή των χαρτών που παρουσιάζονται στην εργασία μου.

Τέλος, ευχαριστώ πολύ την οικογένεια μου και τους φίλους μου, οι οποίοι είναι πάντα δίπλα μου και με στηρίζουν στις σπουδές μου και όχι μόνο.

## Περιεχόμενα

---

<b>Εισαγωγή</b> .....	<b>6</b>
<b>Κεφάλαιο 1<sup>ο</sup> – Θαλάσσια Οικολογία</b> .....	<b>10</b>
1.1. Τρηματοφόρα .....	10
1.1.1. Δομή των τρηματοφόρων .....	11
1.2. Πλαγκτονικά τρηματοφόρα .....	13
1.2.1. Είδη πλαγκτονικών τρηματοφόρων περιοχής δειγματοληψίας.....	14
<b>Κεφάλαιο 2<sup>ο</sup> – Μεσόγειος Θάλασσα</b> .....	<b>23</b>
2.1. Ωκεανογραφικό περιβάλλον.....	23
2.2. Κυκλοφορία υδάτινων μαζών .....	25
2.3. Καθεστώς παραγωγικότητας .....	32
<b>Κεφάλαιο 3<sup>ο</sup> – Υλικά και Μέθοδοι</b> .....	<b>36</b>
3.1. Δειγματοληψία και επιλογή θέσης .....	36
3.2. Μικροπαλαιοντολογική ποσοτική ανάλυση .....	38
3.3. Μορφομετρική ανάλυση .....	40
<b>Κεφάλαιο 4<sup>ο</sup> – Αποτελέσματα</b> .....	<b>44</b>
4.1. Κατασκευή και ερμηνεία χαρτών .....	44
4.2. Κατασκευή και ερμηνεία διαγραμμάτων.....	48
<b>Κεφάλαιο 5<sup>ο</sup> – Συμπεράσματα</b> .....	<b>63</b>
<b>Βιβλιογραφικές αναφορές</b> .....	<b>66</b>

## Εισαγωγή

---

Τα τρηματοφόρα είναι από τα πιο άφθονα και ποικίλα ετεροτροφικά πρώτιστα στους ωκεανούς, αποτελώντας μια μεγάλη ομάδα του ασβεστολιθικού θαλάσσιου μικροπλαγκτόν (Sen Gupta, 1999). Λόγω της μεγάλης αφθονίας και της δυνητικά καλής απολίθωσης τους, τα τρηματοφόρα χρησιμοποιούνται συχνά για βιο-οικοστροματογραφικές (Antonarakou et al., 2019; Tsiolakis et al., 2019; Triantaphyllou et al., 2009; Budillon et al., 2009; Lirer et al., 2019), παλαιο-ωκεανογραφικές/παλαιοκλιματικές (Le Houedec et al., 2020; Margaritelli et al., 2016, 2020; Quillevere et al., 2019; Kontakiotis et al., 2016, 2019; Louvari et al., 2019; Drinia et al., 2016; Siani et al., 2010; Giamali et al., 2020) ή/και παλαιοβιογεωγραφικές (Pujol and Vergnaud-Grazzini, 1995; Wilson, 2012; Kontakiotis et al., 2017; Bonfardeci et al., 2018; Zarkogiannis et al., 2020) μελέτες. Πιο συγκεκριμένα, τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα είναι η ομάδα των μικροαπολιθωμάτων που χρησιμοποιείται για αυτές τις μελέτες, γιατί έχουν ένα εξαιρετικό αρχείο απολιθωμάτων με παγκόσμια κατανομή, μεγάλη αφθονία σε ιζηματογενή αρχεία και επιπλέον παρουσιάζουν έντονη ευαισθησία όταν αλλάζουν οι συνθήκες της επιφάνειας της θάλασσας (Be and Tolderlund, 1971; Hemleben et al., 1989; Kucera, 2007). Επιπρόσθετα, τα γεωγραφικά εύρη και η αφθονία αυτών των οργανισμών μπορούν να παρέχουν πολύ σημαντικά ποσοτικά και ποιοτικά δεδομένα μέσω της εκτίμησης παλαιοωκεανογραφικών και παλαιοκλιματικών δεικτών για την αναπαράσταση των παλαιοπεριβαλλόντων (Imbrie and Kipp, 1971; Kucera et al., 2005; Kontakiotis, 2016). Οι αλλαγές στην αφθονία αλλά και στο σχήμα και στο μέγεθος των πλαγκτονικών τρηματοφόρων σχετίζονται άμεσα με τις φυσικοχημικές ιδιότητες των επιφανειακών υδάτινων μαζών στους ωκεανούς, κυρίως με την θερμοκρασία, αλλά και με την διαθεσιμότητα σε τροφή και οξυγόνο, με την στρωμάτωση της υδάτινης στήλης, την αλατότητα, τα τουρβιδιτικά ρεύματα και το βαθμό κορεσμού σε ανθρακικό ασβέστιο (Berger, 1969; Ortiz et al., 1995; Be and Tolderlund, 1971; Morey et al., 2005; Schiebel et al., 2001; Renaud and Schmidt, 2003; Schmidt et al., 2004; Moller et al., 2013; Weinkauff et al., 2016; Rebotim et al., 2017; Giamali et al., 2019; Zarkogiannis et al., 2019). Η επεξήγηση των παραγόντων που ελέγχουν την κατανομή των πλαγκτονικών τρηματοφόρων και των διαδικασιών που εμπλέκονται

στην ανάπτυξη τους, είναι σημαντική για την ανακατασκευή των παλαιωκεανογραφικών συνθηκών.

Παρά το ευρύ φάσμα γνώσεων που έχουμε όσον αφορά την ταξινόμηση, τη φυσιολογία και την οικολογία των ειδών των πλαγκτονικών τρηματοφόρων, η χωρική τους κατανομή και η απόκριση του μεγέθους στο θαλάσσιο περιβάλλον, παραμένει περιορισμένη, ειδικά για τις περιθωριακές ωκεάνιες υπο-λεκάνες και τις κλειστές θάλασσες οι οποίες συνήθως ανταποκρίνονται καλύτερα στις παλαιωκεανογραφικές και παλαιοκλιματικές αλλαγές, συγκριτικά με τους ωκεανούς. Επιπλέον, τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα, ως το κύριο συστατικό του μικροζωοπλαγκτόν, είναι βασικά στοιχεία της θαλάσσιας τροφικής αλυσίδας και οι θηρευτές του φυτοπλαγκτόν σε (υπο)τροπικά-ολιγοτροφικά ύδατα. Παρά το γεγονός ότι σε παγκόσμια κλίμακα, η αφθονία τους συμφωνεί με το συνολικό μοτίβο της πρωτογενούς παραγωγικότητας (Schiebel, 2002), σε τοπική κλίμακα, αυτή η σχέση είναι πιο αδύναμη, πιθανώς λόγω του ότι τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα είναι παμφάγοι οργανισμοί μέσα στην θαλάσσια τροφική αλυσίδα (Hemleben et al., 1989). Η αφθονία των ειδών ποικίλει ανάλογα την εποχή, την μάζα του νερού και το βάθος (Schiebel et al., 2001). Τόσο ο μέγιστος οριζόντιος και κατακόρυφος διαχωρισμός των ειδών, εντοπίζεται σε εύκρατα έως υποτροπικά νερά και οφείλεται σε μία ευρεία ποικιλία υδρογραφικών χαρακτηριστικών και βιοτικών μεταβλητών μεσαίας τοπικής κλίμακας. Αυτή η ευρεία ποικιλία των χαρακτηριστικών και των μεταβλητών, έχει ως αποτέλεσμα την ανομοιογενή κατανομή των ειδών σε χρονικές και χωρικές κλίμακες (Schiebel and Hemleben, 2005; Siccha et al., 2012).

Με βάση τα σαφώς καθορισμένα όρια οικολογικής αντοχής των σύγχρονων πλαγκτονικών τρηματοφόρων (Bijma et al., 1990; Hemleben et al., 1989), η πιθανή μείωση στην αφθονία τους είναι άμεσα συνδεδεμένη με την αποχώρηση τους από τις ιδανικές συνθήκες ζωής (Arnold and Parker, 1999) όπως και οι επακόλουθες αλλαγές στο μέγεθος ή/και στο βάρος της πλαγκτονικής πανίδας, εφόσον τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα πρέπει να βρουν το κατάλληλο βάρος του κελύφους τους ώστε να διατηρήσουν την ικανότητα τους να επιπλέουν (Zarkogiannis et al., 2019). Οι αλλαγές στο μέγεθος μπορούν να αποδοθούν σε διάφορες διαδικασίες (εξαρτώμενες από τον όγκο ή την επιφάνεια της περιοχής) οι οποίες συνδέονται με την οικολογία του κάθε είδους. Πιο συγκεκριμένα, τα ισομετρικά γνωρίσματα αυξάνονται ανάλογα με τον κύβο των γραμμικών διαστάσεων, ενώ τα χαρακτηριστικά που συνδέονται με την

επιφάνεια της θάλασσας, αυξάνονται μόνο με το τετράγωνο των γραμμικών διαστάσεων. Συνεπώς, οι διαδικασίες που έχουν σχέση με την περιοχή της επιφάνειας, όπως είναι η σίτιση, η αναπνοή και η σκελετική υποστήριξη των τρηματοφόρων, πρέπει να μπορούν να συμβαδίζουν με τις αλλαγές στον όγκο και στο βάρος τους.

Μέσα σε αυτό το πλαίσιο, η Κεντρική Μεσόγειος η οποία περιλαμβάνει την Αδριατική και την Ιόνια Θάλασσα, αντιπροσωπεύει μια ιδανική λεκάνη για την διερεύνηση της αφθονίας των ειδών με βάση το γεωγραφικό πλάτος και των μεταβολών του μεγέθους των ειδών, λόγω των τοπικών υδρογραφικών χαρακτηριστικών και του εξέχοντος ρόλου του Πάδου ποταμού στην παροχή γλυκών υδάτων. Επιπλέον, οι σημαντικές διαφορές στην αλατότητα και στη θερμοκρασία μεταξύ της Αδριατικής και της Ιόνιας θάλασσας, έχουν ως αποτέλεσμα την θερμόαλη σύζευξη και την επακόλουθη δομή βαθιάς θάλασσας στην βόρεια Αδριατική, η οποία μαζί με εκείνη του Αιγαίου, δημιουργούν το Eastern Mediterranean Transient (EMT) (Klein et al., 1999) και συμπεριφέρονται ως ρυθμιστικός παράγοντας στην θερμόαλη κυκλοφορία των υδάτων (η κίνηση του νερού εξαιτίας των διαφορών στην θερμοκρασία και στην αλατότητά του) ολόκληρης της Μεσογείου (Roether et al., 1996, 2007; Theocharis et al., 2014). Με τον όρο EMT, εννοείται η απότομη αλλαγή στο ωκεάνιο κλίμα της Μεσογείου. Η αλληλεπίδραση ανάμεσα στην αποφόρτιση του Πάδου ποταμού, στις μάζες νερού από τον ανοιχτό ωκεανό και στην ατμοσφαιρική κυκλοφορία δημιουργεί ένα περίπλοκο δυναμικό σύστημα υπεύθυνο για τις υδρολογικές διακυμάνσεις τόσο σε ετήσια όσο και σε μακροχρόνια κλίμακα. Η άμεση επίδραση των επιφανειακών υδάτων της Κεντρικής Μεσογείου στις συγκεντρώσεις της πανίδας και στις διακυμάνσεις στο μέγεθος και στο σχήμα του κελύφους των τρηματοφόρων, δίνει ένα μέτρο σύγκρισης ανάμεσα στον χώρο και στη συχνότητα της βιοτικής αλλαγής μέσα στο πέρασμα των τελευταίων χρόνων.

Ο κύριος στόχος αυτής της μελέτης είναι να αξιολογήσει και να ποσοτικοποιήσει περαιτέρω την σχέση μεταξύ χωρικής κατανομής και της διακύμανσης του μεγέθους των σύγχρονων πλαγκτονικών τρηματοφόρων της Κεντρικής Μεσογείου. Στην προσπάθεια μας να κατανοήσουμε καλύτερα την παλαιοικολογική και την παλαιοβιογεωγραφική σημασία της μεταβλητότητας του μεγέθους στην πανίδα των πλαγκτονικών τρηματοφόρων της Αδριατικής και της Ιόνιας θάλασσας, εξετάστηκαν επίσης και οι περιβαλλοντικοί παράγοντες οι



οποίοι ελέγχουν τους ρυθμούς, τα μεγέθη, την χωρική κλίμακα και την βιοτική αλλαγή, παίζοντας έτσι ένα πολύ σημαντικό ρόλο. Αυτό επιτρέπει την δημιουργία μίας λεπτομερούς εγγεγραμμένης αναφοράς για την Κεντρική Μεσόγειο όσον αφορά την λειτουργία του οικοσυστήματος των πλαγκτονικών τρηματοφόρων (συμπεριλαμβανομένου της σύνθεσης των ειδών, την ποικιλομορφία και την μεταβλητότητα του μεγέθους) παρέχοντας αφενός μια σταθερή απόκριση των οικομορφολογικών χαρακτηριστικών του μικροπλαγκτόν στις περιβαλλοντικές συνθήκες για την περιοχή μελέτης, και αφετέρου διευκολύνοντας τις παλαιοωκεανογραφικές συσχετίσεις σε τοπική κλίμακα, όπως είναι η Ανατολική Μεσόγειος-οι λεκάνες του Αιγαίου και της Λεβαντίνης (Zarkogiannis et al., 2020) και σε παγκόσμια κλίμακα γενικότερα (Schmidt et al., 2004).

# Κεφάλαιο 1<sup>ο</sup> – Θαλάσσια Οικολογία

---

## 1.1. Τρηματοφόρα

Τα τρηματοφόρα είναι μονοκύτταροι, ευκαρυωτικοί οργανισμοί και αποτελούν την συνομοταξία Foraminifera. Χαρακτηρίζονται από δίκτυο ψευδοποδίων, ετεροφασικό κύκλο ζωής και ένα πολύ μεγάλο ποσοστό αυτών των οργανισμών έχουν κέλυφος το οποίο αποτελείται από ανθρακικό ασβέστιο και καλύπτει το πρωτόπλασμα του οργανισμού. Τα περισσότερα τρηματοφόρα έχουν κελύφη με διάμετρο ή μέγιστο μήκος μεταξύ 100 και 500 μm. Διαβιούν σε όλα τα θαλάσσια οικοσυστήματα ενώ μερικά είδη προσαρμόζονται σε υφάλμυρα περιβάλλοντα.

Διακρίνονται σε δύο κατηγορίες σύμφωνα με τον τρόπο ζωής τους (Εικόνα 1.):

### *A) Βενθονικά τρηματοφόρα*

Ζουν στον βυθό σε διάφορα βάθη, ελεύθερα ή προσκολλημένα στο ίζημα. Τα περισσότερα έχουν επιλέξει επιπανιδικό τρόπο ζωής και ζουν πάνω στο υπόστρωμα αλλά υπάρχουν και εκείνα τα οποία προτιμούν τον ενδοπανιδικό τρόπο ζωής και ζουν μέσα στο υπόστρωμα. Χαρακτηρίζουν στο σύνολό τους τη νηριτική φάση.

### *B) Πλαγκτονικά τρηματοφόρα*

Ζουν μέσα στην υδάτινη στήλη των ωκεανών. Διατηρούνται στην ελεύθερη επιφάνεια του νερού, χωρίς να βυθίζονται, επιπλέον δηλαδή ελεύθερα. Έχουν μεγάλη γεωγραφική εξάπλωση λόγω των θαλάσσιων ρευμάτων που διευκολύνουν την μεταφορά τους. Γι' αυτό το λόγο προσφέρονται καλύτερα για βιοστρωματογραφικούς συσχετισμούς. Χαρακτηρίζουν την πελαγική φάση.



Εικόνα 1. Κατανομή των τρηματοφόρων στα θαλάσσια περιβάλλοντα (Ζαμπετάκη Λέκκα 2015)

Τα τρηματοφόρα παρουσιάζουν υψηλή αφθονία ειδών, με γνωστά περίπου 5.000 σύγχρονα και 50.000 απολιθωμένα είδη (Debenay et al. 1996). Τα περισσότερα σύγχρονα ήδη τρηματοφόρων ζουν βενθονικά, ενώ πλαγκτονικό τρόπο ζωής επιλέγουν 40-50 είδη. Η δράση αυτών των οργανισμών παίζει πολύ σημαντικό ρόλο στους βιογεωχημικούς κύκλους του άνθρακα και του ασβεστίου των ωκεάνιων συστημάτων (Loubere & Fariduddin 1999). Μαζί με τα κοκκολιθοφόρα, θεωρούνται ως οι κύριες ομάδες της βιογενούς ανθρακικής ιζηματογένεσης. Σήμερα, η συνεισφορά των βενθονικών και πλαγκτονικών τρηματοφόρων στην απόθεση ανθρακικού ασβεστίου είναι περίπου 1,4 δισεκατομμύρια τόνοι ανά έτος (Langer 2008).

### 1.1.1. Δομή των τρηματοφόρων

Στα σύγχρονα τρηματοφόρα το μεγαλύτερο τμήμα του πρωτοπλάσματος περιορίζεται μέσα στο κέλυφος. Το κέλυφος εκκρίνεται από τον ίδιο τον οργανισμό ή πιο σπάνια κατασκευάζεται από εξωγενή υλικά. Αποτελείται από έναν ή περισσότερους θαλάμους, οι οποίοι συνδέονται μεταξύ τους με ένα ή περισσότερα στοματικά ανοίγματα. Το κέλυφος των τρηματοφόρων παρουσιάζει υψηλή ποικιλία ως προς τη σύσταση και τη δομή του τοιχώματος, τη συναρμογή των θαλάμων και τα μορφολογικά χαρακτηριστικά.

### Τοίχωμα κελύφους

→ Σύσταση τοιχώματος: Η σύσταση του τοιχώματος του κελύφους μπορεί να είναι πυριτική, οργανική, συμφυρματοπαγής, αραγωνιτική, και ασβεστολιθική. Το οργανικό τοίχωμα είναι λεπτό και αποτελείται από πρωτεΐνες ή ψευδοχιτίνη, η οποία σπάνια απολιθώνεται. Τα κελύφη από άμορφο πυρίτιο όπως και εκείνα από αραγωνίτη είναι περιορισμένα. Τα περισσότερα απολιθωμένα τρηματοφόρα έχουν συμφυρματοπαγές και ασβεστολιθικό τοίχωμα κελύφους.

→ Δομή του τοιχώματος: Το συμφυρματοπαγές κέλυφος αποτελείται από διαφορετικά στοιχεία που συνδέονται μεταξύ τους με συγκολλητικό υλικό, το οποίο μπορεί να είναι οργανικής, ασβεστιτικής ή άλλης ορυκτολογικής σύστασης. Το ασβεστολιθικό κέλυφος διακρίνεται σε τρεις κύριους τύπους: μικροκοκκώδες, πορσελανώδες ή αδιάτρητο και υαλώδες ή διάτρητο.

### Μορφολογικά στοιχεία θαλάμου

Το βασικό δομικό στοιχείο του κελύφους είναι ο θάλαμος. Το εσωτερικό τμήμα που περικλείεται από το τοίχωμα των θαλάμων ονομάζεται κοιλότητα θαλάμου. Οι διαδοχικοί θάλαμοι διαχωρίζονται μεταξύ τους από ένα διαχωριστικό τοίχωμα που ονομάζεται διάφραγμα. Στην εξωτερική επιφάνεια του τοιχώματος, οι προβολικές γραμμές της επαφής των διαφραγμάτων με το εξωτερικό του τοιχώματος του κελύφους ονομάζονται γραμμές ραφών. Οι θάλαμοι συνδέονται με το ενδομεσοθαλαμικό άνοιγμα, το οποίο μπορεί να έχει μικρή ή μεγάλη διάμετρο. Τα συστήματα των οπών και των διαύλων μειώνουν τις αποστάσεις μεταξύ των πρώτων και των τελευταίων θαλάμων και επιτρέπουν την επικοινωνία μεταξύ όλων των τμημάτων του κελύφους. Στον τελικό θάλαμο, το τελικό άνοιγμα από το οποίο εξέρχονται τα ψευδοπόδια στο περιβάλλον, ονομάζεται στοματικό άνοιγμα.

### Συναρμογή των θαλάμων/ανάπτυξη του κελύφους

Το σχήμα του κελύφους παρουσιάζει ιδιαίτερη ποικιλομορφία και καθορίζεται από το μοντέλο ανάπτυξης του. Λίγα τρηματοφόρα έχουν μονοθάλαμα κέλυφη ενώ τα περισσότερα έχουν πολυθάλαμα όπου σταδιακά αυξάνονται οι θάλαμοι τους σε μέγεθος. Στα πολυθάλαμα

κελύφη, το μοντέλο ανάπτυξης καθορίζεται από τη συναρμογή των θαλάμων. Συνήθως οι θάλαμοι διευθετούνται σε απλές σειρές (ευθυτενές κέλυφος) ή σπειροειδώς (περιελιγμένο κέλυφος).

Ευθυτενή κελύφη → διαμορφώνονται από μία, δύο ή τρεις σειρές θαλάμων

Περιελιγμένα κελύφη → α) επιπεδοσπειρωειδής περιέλιξη: η διευθέτηση των θαλάμων σε ένα επίπεδο γύρω από έναν άξονα ανάπτυξης (ανειλιγμένη και ενειλιγμένη περιέλιξη)

β) τροχοσπειρωειδής περιέλιξη: η διευθέτηση των θαλάμων σε περισσότερα παράλληλα επίπεδα γύρω από τον άξονα ανάπτυξης

γ) στρεπτοσπειρωειδής περιέλιξη: η διευθέτηση των θαλάμων σε διαφορετικά επίπεδα

## 1.2. Πλαγκτονικά τρηματοφόρα

### *Συστηματική ταξινόμηση τρηματοφόρων*

Σύμφωνα με τους Loeblich & Tappan 1992 και Sen Gupta 1999 η ταξινόμηση των τρηματοφόρων είναι η παρακάτω:

**Βασίλειο:** Protista ή Protoctista (μονοκύτταροι ευκαριωτικοί οργανισμοί)

**Φύλο:** Granuloreticulosea (φέρουν ψευδοπόδια)

**Κλάση:** Foraminifera (το κέλυφος φέρει τρήματα)

**Τάξεις:** Allogromiida, Astrorhizida, Lituolida, Trochamminida, Textulariida, Fusulinida, Miliolida, Carterinida, Spirillinida, Lagenida, Buliminida, Rotaliida, Globigerinida, Involutinida, Robertinida, Silicoloculinida

Ο διαχωρισμός σε τάξεις έγινε σύμφωνα με τη συναρμογή των θαλάμων, την αραγωνιτική ή ασβεστιτική δομή, τη φύση και τη δομή του τοιχώματος του κελύφους, την περιεκτικότητα του ανθρακικού

τοιχώματος σε Mg καθώς και το συνδετικό υλικό των συμφυρματοπαγών τοιχωμάτων.

Τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα αποτελούν την τάξη Globigerinida. Αποτελούνται από ασβεστιτικό κέλυφος χαμηλό σε μαγνήσιο (Mg), με διάμετρο ή μέγιστο μήκος μικρότερο από 1 mm. Μόνο το είδος *Favusellacea* (Ιουρασικό-Κατώτερο Κρητιδικό) φέρει αραγωνιτικό κέλυφος (Simmons et al. 1997, Sen Gupta 1999). Τα ασβεστολιθικά κελύφη είναι υαλώδη, δι-ελασματικά, τροχοσπειροειδή, επιπεδοσπειροειδή ή ευθυτενή.

Στρωματογραφική εξάπλωση: Ιουρασικό-Σήμερα

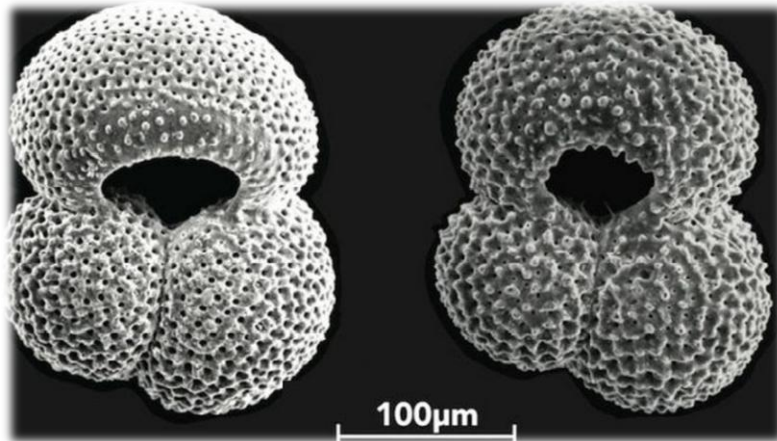
### 1.2.1. Είδη πλαγκτονικών τρηματοφόρων περιοχής δειγματοληψίας

Για την εξαγωγή των συμπερασμάτων, μελετήθηκαν 14 είδη πλαγκτονικών τρηματοφόρων.

#### ***Globigerinoides ruber* s.s. (sensu stricto)**

Ζει στα ανώτερα 50 μέτρα, είναι εξαιρετικά επιφανειακής διαβίωσης. Προτιμά τροπικά και θερμά έως υποτροπικά νερά, αλλά μπορεί να επιβιώσει σε μεγάλη θερμοκρασιακή κλίμακα (16-31°C). Όσον αφορά στην αλατότητα, το συγκεκριμένο είδος διαβιεί σε νερά χαμηλής αλατότητας (<34,5‰) όσο και σε υψηλής αλατότητας (>36‰) (Carotondi et al., 1999). Ο λευκός αντιπρόσωπος του είδους, απαντάται σε όλους τους ωκεανούς και αναπτύσσεται κατά τους φθινοπωρινούς και χειμερινούς μήνες (d'Orbigny 1839). Το συγκεκριμένο είδος είναι σπάνιο στη Δυτική Μεσόγειο αλλά η πυκνότητα του αυξάνεται έντονα ανατολικά του στενού της Σικελίας (συχνότητα εμφάνισης 60%). Ο όρος *sensu stricto* χρησιμοποιείται για τον έναν από τους δύο μορφότυπους του *G. ruber*, τα άτομα του οποίου αποτελούνται από σφαιρικούς θαλάμους οι οποίοι "κάθονται" συμμετρικά επάνω σε προηγούμενες γραμμές ραφών με ένα ευρύ, καμπυλωτό, στοματικό άνοιγμα (Steinke et al., 2005; Antonarakou et al., 2015).

Στρωματογραφική εξάπλωση: Άνω Μειόκαινο-Σήμερα (d'Orbigny, 1839)

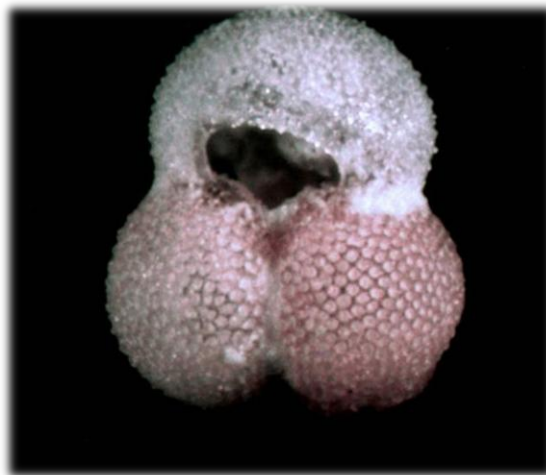


Εικόνα 2. *Globigerinoides ruber s.s.* (Thirumalai et al., 2014)

### ***Globigerinoides ruber rosea***

Πρόκειται για την δεύτερη χρωματική ποικιλία του είδους *Globigerinoides ruber*. Η διαφορά είναι στο χρώμα τους, καθώς το συγκεκριμένο είναι ροζ. Ο συγκεκριμένος αντιπρόσωπος απαντάται στον Ατλαντικό ωκεανό (d'Orbigny 1839) και στη Μεσόγειο Θάλασσα κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού καθώς οι αυξημένες θερμοκρασίες βοηθούν στην αύξηση της παραγωγής του (Tang & Stott, 1993).

Στρωματογραφική εξάπλωση: Άνω Μειόκαινο-Σήμερα (d'Orbigny, 1839)

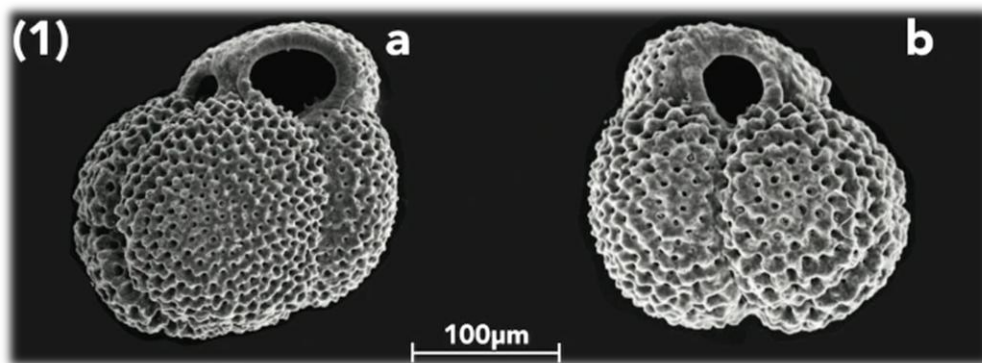


Εικόνα 3. *Globigerinoides ruber rosea* (Fossil Forum, "Holocene Planktonic Foraminifera from the Dry Tortugas Islands, Part 2")

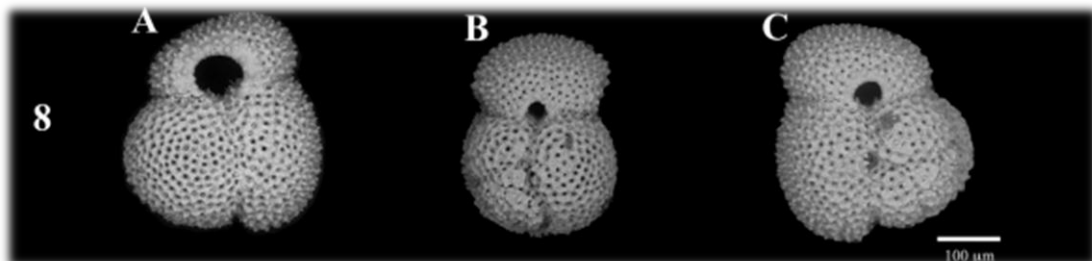
### ***Globigerinoides ruber* s.l.(sensu lato)**

Ο όρος *sensu lato* χρησιμοποιείται για τον άλλον μορφότυπο του *G. ruber*. Τα άτομα αυτού του μορφότυπου, εμφανίζουν μια διαφορά σε σχέση με τους αντιπρόσωπους του *G. ruber* s.s.. Ο τελευταίος θάλαμος τους είναι αρκετά πιο περιορισμένος σε μέγεθος και το στοματικό άνοιγμα τους είναι μικρό (Steinke et al., 2005). Στην ίδια κατηγορία εντάσσονται και τα άτομα του είδους *Globigerinoides elongatus* τα οποία μορφολογικά είναι πιο επιμήκη. Είναι αντιπρόσωποι θερμών υδάτων.

Στρωματογραφική εξάπλωση: Άνω Μειόκαινο-Σήμερα (d'Orbigny, 1839)



Εικόνα 4. *Globigerinoides ruber* s.l. (Thirumalai et al., 2014)



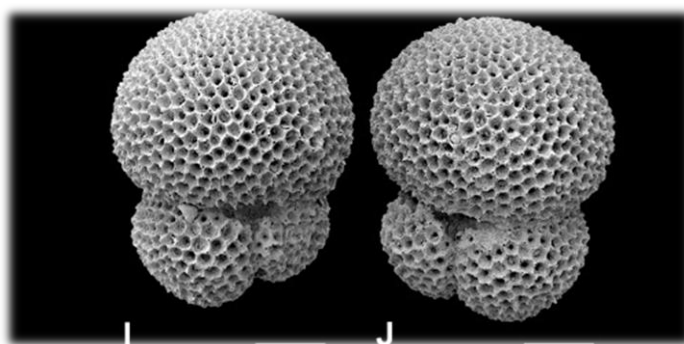
Εικόνα 5. *Globigerinoides elongatus* (Bonfardeci et al., 2018)



### ***Globigerinoides trilobus***

Το συγκεκριμένο είδος ευδοκίμει σε τροπικά-υποτροπικά ύδατα (Be and Tolderlund, 1971) και εμφανίζει μεγάλα ποσοστά συμμετοχής στα επιφανειακά ιζήματα της Ανατολικής Μεσογείου. Αναπτύσσονται τη θερινή περίοδο σε θερμοκρασίες 23,5°C έως 26,5°C.

Στρωματογραφική εξάπλωση: Μειόκαινο-Σήμερα

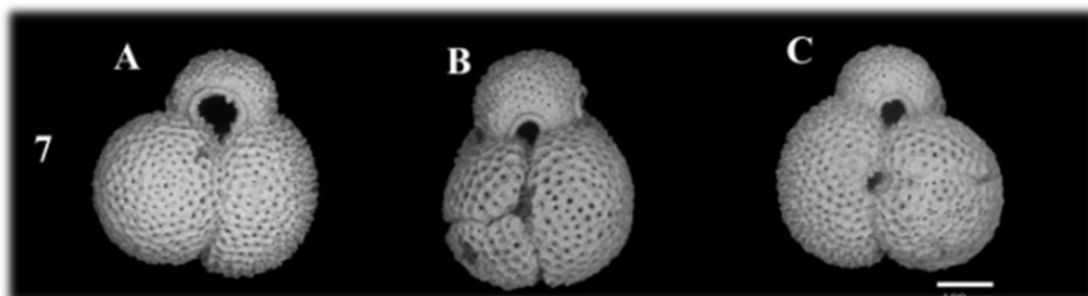


Εικόνα 6. *Globigerinoides trilobus* (Poole & Wade, 2019, fig. 6)

### ***Globigerinoides ruber kummerform***

Είδος του οποίου ο τελικός θάλαμος έχει πολύ μικρό μέγεθος. Αυτή η παύση ανάπτυξης του τελευταίου θαλάμου θεωρείται ως μορφολογική αντίδραση σε συνθήκες περιβαλλοντικού στρες (Berger, 1969, 1970; Hecht and Savin, 1972; Hecht, 1974; Steinke et al., 2005; Schiebel and Hemleben, 2017) ή εναλλακτικά ως ένα μορφολογικό σημάδι στο στάδιο της τελικής ανάπτυξης (Olsson 1973; Numberger et al., 2009). Πιστεύεται ότι η αφθονία του εξαρτάται από τις περιβαλλοντικές συνθήκες.

Στρωματογραφική εξάπλωση: Άνω Μειόκαινο-Σήμερα (d'Orbigny, 1839)

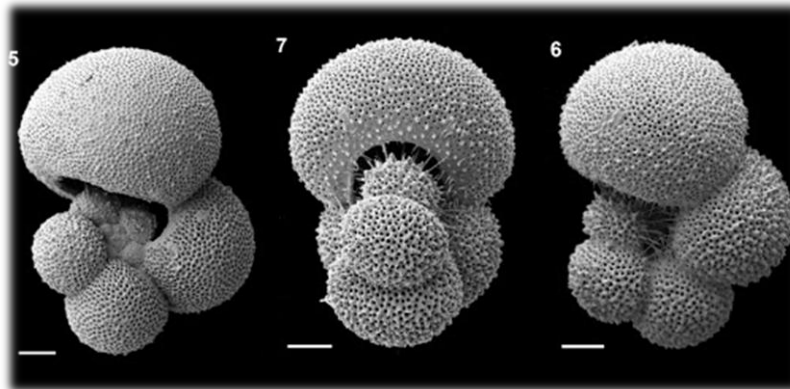


Εικόνα 7. *Globigerinoides ruber kummerform* (Bonfardeci et al., 2018)

### ***Globigerinella siphonifera***

Το συγκεκριμένα είδος παρουσιάζει τέσσερις διαφορετικούς γενότυπους ανάλογα με το περιβάλλον στο οποίο πρέπει να προσαρμοστούν. Ο τύπος I προτιμά oligotροφικά νερά και ζει σε τροπικά-υποτροπικά περιβάλλοντα. Ο τύπος II, αν και κοσμοπολίτικος, προσαρμόζεται σε μεσοτροφικά νερά και οι τύποι III IV ζουν σε νερά με υψηλή παραγωγικότητα (de Vargas et al. 2002).

Στρωματογραφική εξάπλωση: Σερραβάλλιο-Σήμερα (Srinivasan & Kennett, 1983)

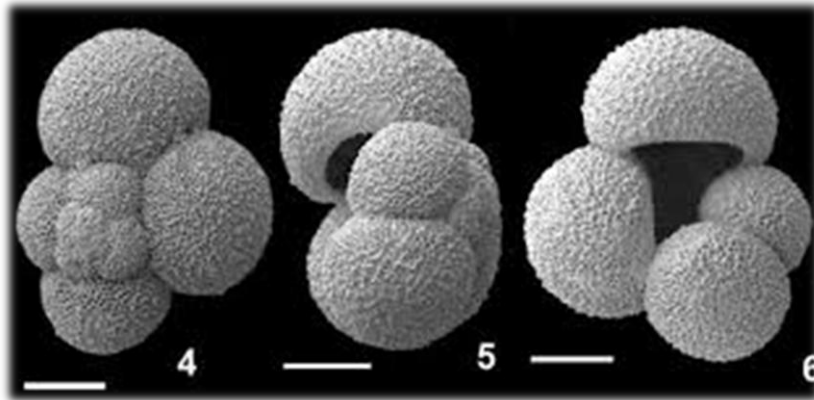


Εικόνα 8. *Globigerinella siphonifera* (Weiner et al. 2015)

### ***Globigerina bulloides***

Ζει σε ψυχρές-υποπολικές περιοχές (Thunell, 1978; Buckley et al., 1982; Ganssen & Toelstra, 1987) και παρουσιάζει υψηλή συμμετοχή στις θάλασσες του Αλμποράν και της Αδριατικής. Διαβιεί σε βάθη 50-200 μέτρα. Η αφθονία του είδους εξαρτάται από την θερμοκρασία των επιφανειακών νερών. Ζει σε μεγάλο εύρος θερμοκρασιών και αφθονεί σε ευτροφικά επιφανειακά νερά, όπως σε παράκτιες περιοχές με ανοδικά ρεύματα (upwelling), σε περιοχές έντονης ποτάμιας απορροής και σε περιθωριακές λεκάνες πλούσιες σε θρεπτικά συστατικά (Lourens et al., 1992).

Στρωματογραφική εξάπλωση: Πλειστόκαινο -Σήμερα (d'Orbigny, 1826)

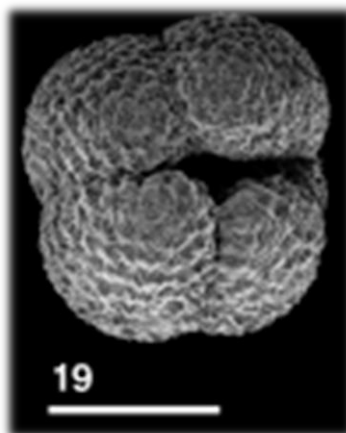


Εικόνα 9. *Globigerina bulloides* (Spezzaferi et al. 2018-Oligocene Atlas)

### ***Neogloboquadrina pachyderma***

Μεσοπελαγικό είδος, αναπτύσσεται σε υποπολικές έως τροπικές περιοχές αλλά ευνοείται όταν η θερμοκρασία κάτω από το θερμοκλινές είναι μικρότερη των 12°C (Be and Tolderlund, 1971). Διακρίνεται σε αριστερόστροφο (sinistral) το οποίο διαβιεί σε πολικά έως υποπολικά νερά και δεξιόστροφο (dextral) το οποίο επιλέγει κρύα υποτροπικά νερά (Srinivasan & Kennett, 1976). Το αριστερόστροφο, το οποίο είναι και το ψυχρότερο, παρατηρείται μόνο στη δυτική Μεσόγειο. Το δεξιόστροφο συνδέεται με την ανάπτυξη του στρώματος της μέγιστης χλωροφύλλης-Deer Chlorophyll Maximum (DCM). Οι μεγαλύτερες συγκεντρώσεις της *N. pachyderma* εντοπίζονται στην περιοχή της Κορσικής, στη θάλασσα της Λεβαντίνης και στον κόλπο των Λεόντων (Thunell, 1978). Η εξαφάνιση αυτού του είδους αντιπροσωπεύει τη μετάβαση από ψυχρά προς θερμά νερά (Buckley et al., 1982).

Στρωματογραφική εξάπλωση: Πλειστόκαινο-Σήμερα (Ehrenberg, 1861)

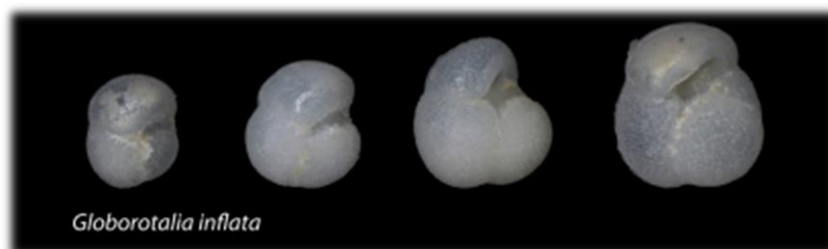


Εικόνα 10. *Neogloboquadrina pachyderma* (Norris 1998)

### ***Globorotalia inflata***

Αντιπροσωπεύει μεταβατικές συνθήκες μεταξύ της πιο θερμής υποτροπικής και ψυχρής υποπολικής πανίδας. Πολλαπλασιάζεται κατά την χειμερινή περίοδο γιατί το μεγάλο εύρος ανάδευσης των θαλάσσιων υδάτων έχει ως αποτέλεσμα την ψύξη και τον ευτροφισμό των ανωτέρων στρωμάτων της υδάτινης στήλης (Be and Tolderlund, 1971; Buckley et al., 1982). Γι' αυτόν τον λόγο, η ανάπτυξη αυτού του είδους γίνεται σε ψυχρά και επιφανειακά νερά, σε θερμοκρασίες 10°C-20°C και κατά τη χειμερινή περίοδο (Tang & Stott, 1993). Το βάθος διαβίωσης κυμαίνεται από 0-75 m. Στα επιφανειακά ιζήματα της Μεσογείου είναι πιο άφθονο (>40%) στις πιο ψυχρές περιοχές της δυτικής λεκάνης και απουσιάζει στη θερμή ανατολική λεκάνη (Thunell, 1978).

Στρωματογραφική εξάπλωση: Άνω Μειόκαινο-Σήμερα (d'Orbigny, 1839)



Εικόνα 11. *Globorotalia inflata* (Metcalf et al. 2015)

### ***Globorotalia truncatulinoides***

Εντοπίζεται στην Δυτική Μεσόγειο όπως επίσης και στο Αιγαίο σε μικρές συγκεντρώσεις (Ganssen & Toelstra, 1987). Αναπτύσσεται σε θερμοκρασίες 13,5°C-15,5 °C (Tolderlund and Be, 1971). Θεωρείται βαθυπελαγικό είδος υποαρκτικού έως υποτροπικού κλίματος (Ganssen & Toelstra, 1987).

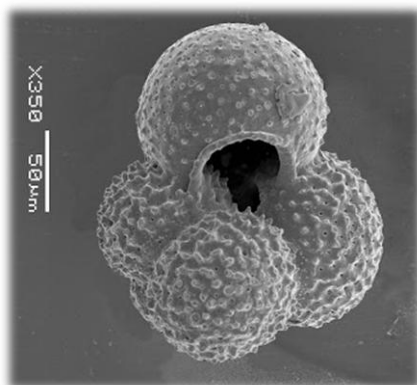
Στρωματογραφική εξάπλωση: Μέσο Πλειστόκαινο-Σήμερα (d'Orbigny, 1839)



Εικόνα 12. *Globorotalia truncatulinoides* (Metcalf et al. 2015)

### ***Globigerina rubescens***

Το συγκεκριμένο είδος μοιάζει μορφολογικά με το *G. ruber*, με την διαφορά ότι το *G. rubescens* δεν έχει δευτερεύοντα στοματικά ανοίγματα. Κυριαρχεί σε τροπικά και υποτροπικά περιβάλλοντα καθώς και σε μεσαία γεωγραφικά πλάτη στον Ατλαντικό και στον Ινδικό ωκεανό. Το συναντάμε σε επιφανειακά νερά με μέγιστη αφθονία στα 0-10 μέτρα.  
Στρωματογραφική εξάπλωση: Πλειστόκαινο-Σήμερα (Hofker, 1956)

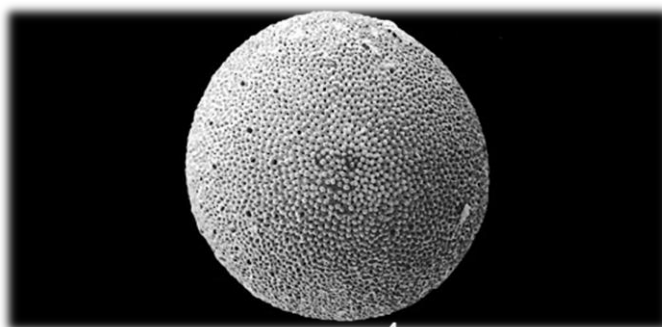


Εικόνα 13. *Globigerina rubescens* (JAMSTEC, Image database of planktonic foraminifera)

### ***Orbulina universa***

Κοσμοπολίτικο είδος το οποίο διαβιεί σε τροπικές έως μεταβατικές περιοχές του Ατλαντικού ωκεανού με μέγιστες εμφανίσεις σε περιοχές με ανοδικά ρεύματα (Be and Tolderlund, 1971). Παρουσιάζει μεγάλη ανάπτυξη στη Δυτική Μεσόγειο, ιδιαίτερα κοντά στις Αφρικανικές ακτές ενώ το ποσοστό συμμετοχής του στα ιζήματα της Ανατολικής Μεσογείου είναι από 1% έως 10%. Ευνοείται κυρίως την άνοιξη και το φθινόπωρο. Ζει σε βάθη 25-50 m και σε μεταναστεύει πιο βαθιά, στα 75 m σε περιόδους χαμηλής αλατότητας (Tang & Stott, 1993).

Στρωματογραφική εξάπλωση: Μέσο Μειόκαινο-Σήμερα (d'Orbigny, 1839)

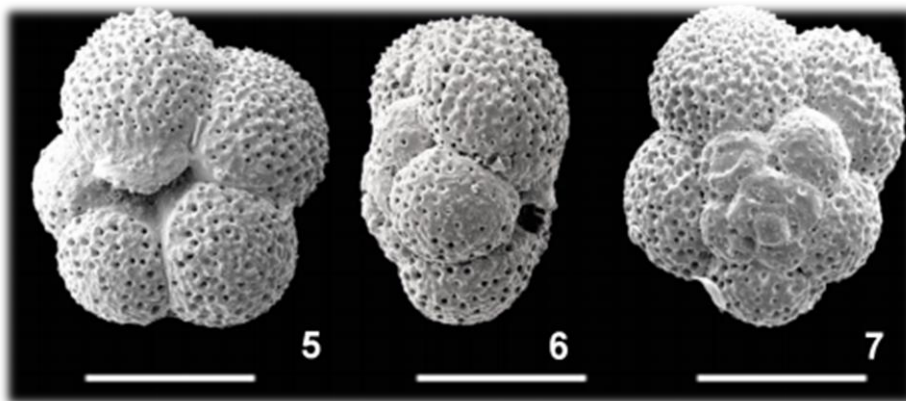


Εικόνα 14. *Orbulina universa* (Loeblich & Tappan, 1994)

### ***Turborotalita quinqueloba***

Το συγκεκριμένο είδος έχει αρκετά μικρό μέγεθος. Η διάμετρος του αυξάνει με την ελάττωση της θερμοκρασίας των επιφανειακών υδάτων (Lourens et al., 1992). Είναι ανθεκτικό σε χαμηλές θερμοκρασίες και αλατότητες και επιλέγει επιφανειακά νερά τα οποία είναι πλούσια σε θρεπτικά συστατικά (Boltonskoy & Wright, 1976; Tolderlund & Be, 1971; Rohling et al., 1997).

Στρωματογραφική εξάπλωση: Πλειστόκαινο-Σήμερα (Natland, 1938)

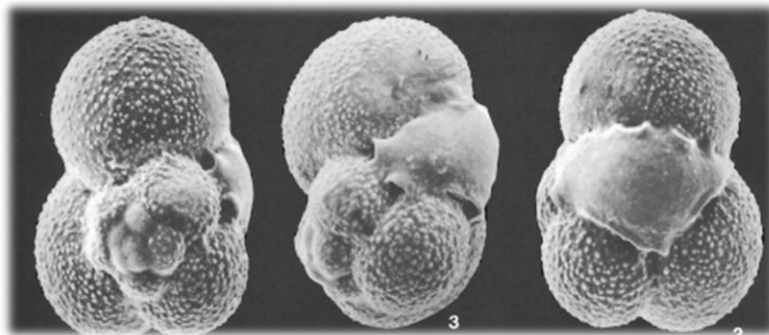


Εικόνα 15. *Turborotalita quinqueloba* (Pearson and Kucera, 2018)

### ***Globigerinita glutinata***

Είναι κοσμοπολίτικο είδος και απαντάται σε υποαρκτικά έως τροπικά περιβάλλοντα. Η ανάπτυξη του είναι ανεξάρτητη της θερμοκρασίας και της αλατότητας (Lourens et al., 1992) και προτιμά νερά πλούσια σε θρεπτικά συστατικά. Βρίσκεται σε μικρές συγκεντρώσεις στον κόλπο των Λεόντων και κοντά στις βόρειες ακτές της Αφρικής (Be & Tolderlund, 1971)

Στρωματογραφική εξάπλωση: Μέσο Μειόκαινο-Σήμερα (Egger, 1895)



Εικόνα 16. *Globigerinita glutinata* (Loeblich & Tappan, 1994)

## Κεφάλαιο 2<sup>ο</sup> – Μεσόγειος Θάλασσα

### 2.1. Ωκεανογραφικό περιβάλλον

Η Μεσόγειος θάλασσα εκτίνεται ανάμεσα στα γεωγραφικά πλάτη 30°00.00' και 45°00.00' Β και γεωγραφικά μήκη 06°00.00' W και 35°00.00' Α. Είναι μια ημίκλειστη θάλασσα, σχεδόν ένα απομονωμένο ωκεάνιο σύστημα. Ανταλλάσσει νερό, αλάτι, θερμότητα και άλλες ιδιότητες μέσω του στενού του Γιβραλτάρ, με τον βόρειο Ατλαντικό ωκεανό, ο οποίος παίζει έναν πολύ σημαντικό ρόλο στην παγκόσμια θερμόαλη κυκλοφορία (Robinson, 2001). Συνδέεται με την Μαύρη θάλασσα μέσω του συστήματος Δαρδανέλλια/θάλασσα του Μαρμαρά/Βόσπορος. Περικλείεται από χέρσο, στα βόρεια βρίσκεται η Ευρώπη, στα νότια η Αφρική και στα ανατολικά η Ασία. Χαρακτηρίζεται από ένα μοτίβο αντι-εκβολικής κυκλοφορίας στο οποίο ασκούνται δυνάμεις από αρνητική υδρολογική ισορροπία και διαβαθμίσεις πυκνότητας συγκριτικά με τον ανοιχτό Ατλαντικό ωκεανό (Robinson and Golnaraghi, 1994).

Έχει έκταση 2.500.000 km<sup>2</sup> και οριοθετεί την Ευρώπη, την Ασία και την Αφρική. Ο υδάτινος όγκος της είναι 3.700.000 km<sup>3</sup> περίπου και έχει σημαντική εξάτμιση. Το μέσο βάθος της είναι 1.500m ενώ στην Ιόνια λεκάνη έχει καταγραφεί βάθος 5.200 m, το οποίο είναι και το μεγαλύτερο στη Μεσόγειο. Αποτελείται από δύο κύριες υποθαλάσσιες λεκάνες, την δυτική και την ανατολική, οι οποίες διαχωρίζονται με το στενό της Σικελίας (Εικόνα 17).

→ Δυτικό τμήμα αποτελείται από τρεις υποθαλάσσιες λεκάνες:

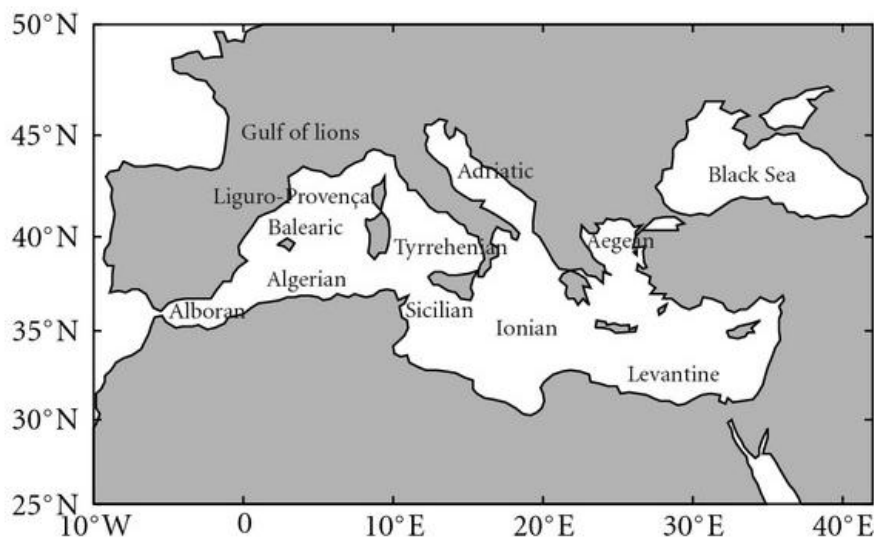
- A) Λεκάνη Αλμποράν, ανατολικά του Γιβραλτάρ, μεταξύ Ισπανίας και Μαρόκου
- B) Βαlearική λεκάνη, δυτικά της Σαρδηνίας και της Κορσικής
- Γ) Λεκάνη του Τυρρηνίου (Τυρρήνια θάλασσα), μεταξύ της Ιταλίας και των νησιών Κορσική και Σαρδηνία

→ Ανατολικό τμήμα αποτελείται από τέσσερις υποθαλάσσιες λεκάνες:

- A) Ιόνια λεκάνη, νότια της Ιταλίας και της Ελλάδας
- B) Λεκάνη του Λεβαντίνου, η οποία χωρίζεται από την Ιόνια λεκάνη από μία υποθαλάσσια ράχη μεταξύ του δυτικού άκρου της Ελλάδας και της Λιβύης

Γ) Αδριατική θάλασσα, εκτίνεται βορειότερα, ανάμεσα στην Ιταλία και τα Βαλκάνια, επικοινωνώντας με την ανατολική Μεσόγειο μέσω του στενού του Οτράντο

Δ) Αιγαίο πέλαγος, βρίσκεται ανάμεσα στην Ελλάδα και την Τουρκία και συνδέεται με την ανατολική λεκάνη της Μεσογείου μέσω των στενών του Ελληνικού νησιωτικού τόξου (η Κρήτη χωρίζει τη Λεκάνη του Λεβαντίνου από το Αιγαίο πέλαγος).



Εικόνα 17. Λεκάνες της Μεσογείου(Soto-Navarro & Criado-Aldeanueva, 2012)

Πιο συγκεκριμένα, η λεκάνη της κεντρικής Μεσογείου, αποτελείται από την Αδριατική και την Ιόνια θάλασσα, οι οποίες χαρακτηρίζονται από περίπλοκη γεωμορφολογία και ωκεανογραφία καθώς και από διαφορετική παραγωγικότητα. Η Αδριατική θάλασσα είναι μια μικρή ημίκλειστη θαλάσσια περιοχή η οποία όπως ήδη αναφέρθηκε, συνδέεται με την ανατολική Μεσόγειο μέσω του στενού του Οτράντο. Σύμφωνα με την τοπογραφία της, παρουσιάζει έντονες βαθυμετρικές διακυμάνσεις από το βορρά προς τον νότο, με το βορειότερο της τμήμα να είναι το πιο ρηχό (50 m), το μεσαίο τμήμα λίγο πιο βαθύ (270 m) και το νότιο της τμήμα το πιο βαθύ (>1250 m) (Cushman-Roisin et al., 2001). Το Ιόνιο πέλαγος αρχικά θεωρήθηκε ως κομμάτι της Αδριατικής όμως πλέον είναι μια ξεχωριστή υδάτινη μάζα. Συνδέεται με την Τυρρήνια θάλασσα μέσω του στενού της Μεσσήνης. Όσον αφορά την βαθυμετρία του, ποικίλει, όμως τα μεγαλύτερα βάθη του έχουν μετρηθεί νοτιοδυτικά από το ακρωτήριο Ταίναρο (φρέαρ Οινουσσών) και συγκεκριμένα σε ένα σημείο νότια του ακρωτηρίου το βάθος φτάνει τα 5.200 m. Γενικά

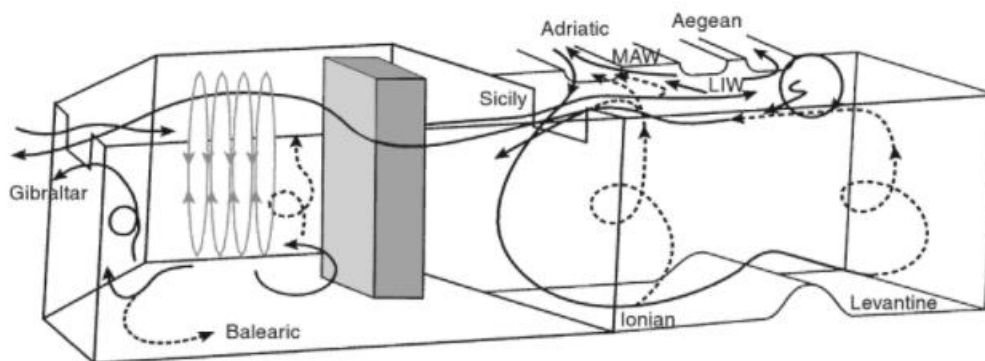


χαρακτηρίζεται από χαμηλή παραγωγικότητα (Lazzari et al., 2012; Ricci et al., 2019). Οι υδρογραφικές συνθήκες που επικρατούν στην περιοχή καθορίζουν σημαντικές διαφορές στις τιμές της θερμοκρασίας και της αλατότητας της περιοχής και το μεγάλης κλίμακας μοντέλο της υδάτινης κυκλοφορίας υφίσταται εποχιακές αλλαγές οδηγώντας σε ποικίλες φυσικές, βιογεωχημικές και οικολογικές συνθήκες (Civitarese et al., 2010; Specchiulli et al., 2016).

## 2.2. Κυκλοφορία υδάτινων μαζών

Η υδάτινη κυκλοφορία της Μεσογείου εξαναγκάζεται από ανταλλαγές νερού μεταξύ των επιμέρους υπο-λεκανών οι οποίες συνδέονται με στενά περάσματα, από την πίεση του ανέμου καθώς και από την συνεχή κινητικότητα στην επιφάνεια λόγω του γλυκού νερού και των θερμών ρευμάτων. Η εξάτμιση στην περιοχή της Μεσογείου αγγίζει το 1,27 m/yr και οι κατακρημνίσεις το 0,59 m/yr. Η εκροή από τον πορθμό του Γιβραλτάρ είναι περίπου 1.0 Sv ενώ η εισροή υπερβαίνει της εκροής κατά 5% (0,05 Sv) για να αντισταθμίσει την ανεπάρκεια νερού της Μεσογείου. Η εισαγωγή γλυκού νερού είναι 0,67 m/yr, το οποίο περιλαμβάνει τις κατακρημνίσεις, την απορροή των ποταμών και την εισαγωγή νερού από την Μαύρη θάλασσα, η οποία αποτελεί «δίκτυο» προστασίας για την ροή αλατιού κατά του Ατλαντικού  $\approx 2 \cdot 10^6$  kg/s (Robinson, 2001).

Η Μεσόγειος θάλασσα συμπεριφέρεται σαν ένα ωκεάνιο σύστημα στο οποίο αλληλεπιδρούν πολλές χρονικές και χωρικές κλίμακες: α) κλίμακα λεκάνης (basin scale), β) κλίμακα υπο-λεκάνης (sub-basin scale) και γ) μεσαία κλίμακα (mesoscale) για να δημιουργήσουν μια περίπλοκη και μεταβαλλόμενη κυκλοφορία των υδάτων. Η πολυπλοκότητα όπως και οι κλίμακες προκύπτουν από τις πολλαπλές κινητήριες δυνάμεις, από την έντονη τοπογραφία και τις παράκτιες επιρροές καθώς και από τις εσωτερικές δυναμικές διαδικασίες της περιοχής. Δημιουργούνται ελεύθερα ρεύματα και πίδακες νερού, οι οποίοι διακλαδίζονται, σχηματίζουν μαιάνδρους, επεκτείνονται και προκαλούνται κυκλικοί στρόβιλοι. Πρόκειται για μόνιμους και επαναλαμβανόμενους κυκλώνες και αντικυκλώνες κλίμακας υπο-λεκάνης και στροβίλους μεσαίας κλίμακας (Εικόνα 18).



Εικόνα 18. Το μονοπάτι για την κυκλοφορία του ενδιάμεσου νερού της Λεβαντίνης (Levantine Intermediate Water) από την περιοχή δημιουργίας του προς παρακείμενες θάλασσες σε συνδυασμό με τη θερμόαλη κυκλοφορία (Robinson, 2001).

Σαν μια γενική εικόνα της κυκλοφορίας των υδάτων της Μεσογείου, επικρατεί η άποψη ότι αποτελείται από στροβίλους υπο-λεκάνης: ένας κυκλώνας κυριαρχεί στο βόρειο τμήμα της και ένας αντικυκλώνας στο νότιο τμήμα (Roussenon V, 1995).

Όσον αφορά τη δυτική λεκάνη της Μεσογείου, αποτελείται από πολλές μικρότερες υπο-λεκάνες. Η πιο δυτική είναι η θάλασσα Αλμποράν από την οποία και εισέρχεται το νερό του Ατλαντικού, το οποίο σχηματίζει μόνιμους αντικυκλώνες στα δυτικά και πιο μεταβλητή κυκλική κυκλοφορία στα ανατολικά. Αυτή η μεταβλητή κυκλοφορία είναι τις περισσότερες φορές αντικυκλωνική (Tintore et al., 1988; Davies et al., 1993; Viudez et al., 1996). Το νερό που εισέρχεται από τον Ατλαντικό, χαρακτηρίζεται ως “Modified Atlantic Water” (MAW) στην ξενόγλωσση βιβλιογραφία, δηλαδή ως τροποποιημένο νερό του Ατλαντικού και χαρακτηρίζει το επιφανειακό νερό που κυκλοφορεί σε όλη την επιφάνεια της Μεσογείου (Εικόνα 19). Αρχικά κινείται βορειοανατολικά εξαιτίας του προσανατολισμού του στενού του Γιβραλτάρ και έπειτα διαγράφει ένα στρόβιλο κατά τη φορά των δεικτών του ρολογιού στα ανατολικά της θάλασσας Αλμποράν. Τελικά, αυτή η ροή εξαπλώνεται στην Αφρικανική ακτή εξαιτίας της δύναμης Coriolis (El-Geziriy & Bryden, 2010). Στις περισσότερες περιοχές, το MAW φτάνει σε πάχος τα 100-200 m και χαρακτηρίζεται από αλατότητες οι οποίες αυξάνονται εξαιτίας της εξάτμισης και κυμαίνονται μεταξύ 36.5-38.3 στην δυτική Μεσόγειο και

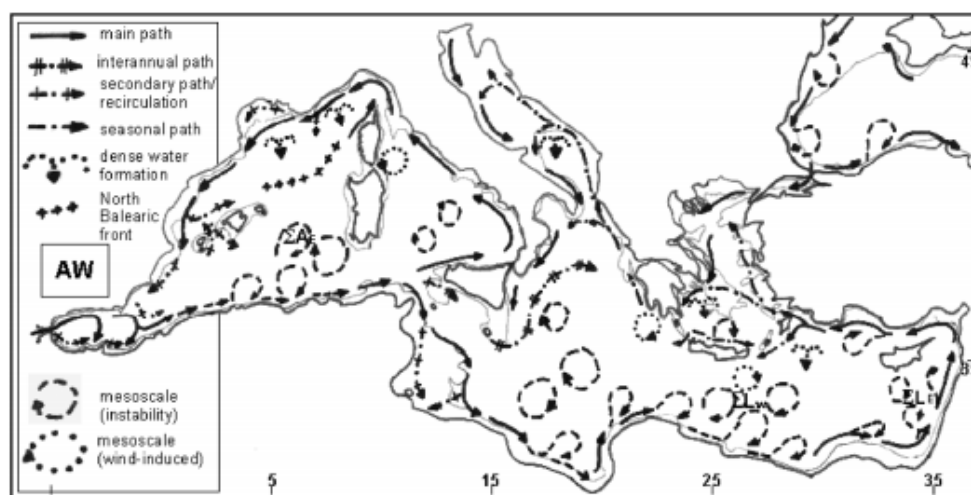
έχει θερμοκρασία 14-15°C (Millot, 1999). Στην θάλασσα του Αλμποράν, το πάχος του MAW ξεπερνά τα 200 m (Tintore et al., 1988).

Λίγο πιο ανατολικά, βρίσκεται η λεκάνη της Αλγερίας στην οποία η κυκλοφορία του MAW δημιουργεί το ρεύμα της Αλγερίας (Millot, 1985), η ροή του οποίου είναι περίπου 1.7 Sv (Benzohra and Millot, 1995a; Viudez et al., 1996). Είναι σχετικά περιορισμένο (30-50 km) και βαθύ (200-400 m στην ακτή) αλλά γίνεται πιο φαρδύ και λεπτό όσο προσεγγίζει τα ανατολικά (Benzohra and Millot, 1995a). Ο ασταθής χαρακτήρας του, οδηγεί στη δημιουργία μαιάνδρων, όμως το ρεύμα συνεχίζει την πορεία του κατά μήκος της Αλγερίας μέχρι το κανάλι της Σαρδηνίας (Morel and Andre, 1991). Θεωρείται πως η λεκάνη της Αλγερίας δουλεύει ως μια δεξαμενή, συνεπώς δημιουργεί μια ζώνη αποθήκευσης η οποία διαχωρίζει την εισροή από την εκροή. Η εισροή προέρχεται από το Γιβραλτάρ και από το βορειότερο ρεύμα και η εκροή ακολουθεί το δυτικό κεκλιμένο επίπεδο της Κορσικής το οποίο είναι σχετικά σταθερό ακόμη κι αν επηρεάζεται από φαινόμενα μεσαίας κλίμακας (Millot, 1991).

Ανατολικά της λεκάνης της Αλγερίας βρίσκεται η Τυρρήνια θάλασσα, σχεδόν στο κέντρο της Μεσογείου στην οποία δημιουργούνται αναταραχές μεσαίας κλίμακας όπως και ροές κατά μήκος της Σικελίας και της Ιταλικής χερσονήσου. Όταν το ρεύμα της Αλγερίας, δηλαδή το MAW, φτάσει στο στενό της Σικελίας, χωρίζεται σε δύο τμήματα. Το βόρειο, το οποίο ονομάζεται Atlantic Ionian Stream (AIS; Robinson et al., 1999), κατευθύνεται προς την Τυρρήνια θάλασσα (1/3 από το συνολικό ρεύμα) και δημιουργεί μια ροή αντίθετη από τους δείκτες του ρολογιού κατά μήκος της Σικελίας και της Ιταλικής χερσονήσου πριν εισέλθει στο κανάλι της Κορσικής (Εικόνα 19). Το νότιο το οποίο ονομάζεται Atlantic Tunisian Current (ATC; Sammari et al., 1999), κατευθύνεται προς το στενό της Σικελίας (2/3 από το συνολικό ρεύμα) για να περάσει στην ανατολική Μεσόγειο (Bethoux, 1980) ενώ χαρακτηρίζεται από αυξημένη αλατότητα και ακολουθεί μια ροή σύμφωνα με τους δείκτες του ρολογιού (Pinardi and Masetti, 2000; Béranger et al., 2005). Στην κεντρική και στην βόρεια Τυρρήνια θάλασσα ανατολικά από το στενό Bonifacio, είναι πιθανό να εμφανιστεί ένας κυκλώνας ο οποίος σχετίζεται με φαινόμενα upwelling που προκαλούνται από δυτικούς ανέμους και παρουσιάζει μια εποχική μεταβλητότητα σχετιζόμενη με την γενική κυκλοφορία ολόκληρης της θάλασσας (Artale et al., 1994; Marullo et al., 1994).

Βόρεια της λεκάνης της Αλγερίας βρίσκεται η Βαlearική θάλασσα η οποία συμμετέχει επίσης στην κυκλοφορία των υδάτων της Μεσογείου. Τον χειμώνα, τα επιφανειακά νερά στον κόλπο των Λεόντων παρασέρνονται

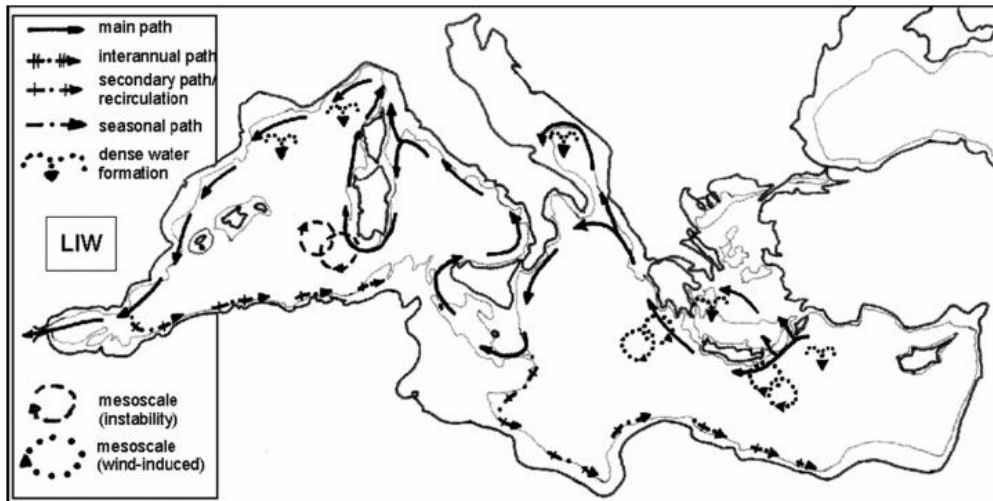
προς νότο από τα βορειοδυτικά, οδηγώντας έτσι το βόρειο μέτωπο της Βαlearικής (North Balearic Front) δίπλα από τις Βαlearίδες νήσους (Lopez-Garcia et al., 1994). Αυτή είναι η πιο δυτική θέση του μετώπου και συνεπώς η πιο μειωμένη βόρεια διασπορά του MAW εφόσον ο άνεμος επηρεάζεται από την ορογραφία των νησιών. Ένα τμήμα του βόρειου ρεύματος (ονομασία που έχει δοθεί για τα ρεύματα που δημιουργούνται στα βόρεια τμήματα όλων των ημίκλειστων θαλασσών) συνεχίζει προς νότο από το κανάλι της Ίμπιζας, αλλά με όλο και συνεχώς λιγότερη ενέργεια και με αυξανόμενη μεταβλητότητα (Lopez-Garcia et al., 1994; Lopez-Jurado et al., 1995). Μετά από ένα χρονικό διάστημα, τείνει να μπει στην θάλασσα του Αλμποράν και να ενισχύσει την ροή του MAW με αποτέλεσμα να εκτρέπεται προς την λεκάνη της Αλγερίας.



Εικόνα 19. Η κυκλοφορία του MAW στην περιοχή της Μεσογείου (El-Geziry & Bryden, 2010).

Η ανατολική λεκάνη της Μεσογείου είναι περισσότερο απομονωμένη συγκριτικά με την δυτική. Το MAW προς την ανατολική Μεσόγειο είναι αρκετά δύσκολο να εκτιμηθεί λόγω της εμφάνισης πολλών ρευμάτων μέσα στην περιοχή καθώς επίσης και λόγω του ότι η ροή διαδίδεται σε όλο το πλάτος του καναλιού και κάποιες φορές περιορίζεται στην πλευρά της Τυνησίας. Το νερό που φτάνει στην ανατολική Μεσόγειο, προέρχεται από τον Ατλαντικό, εισέρχεται από το Γιβραλτάρ και μέσω του στενού της Σικελίας περνάει στην ανατολική Μεσόγειο. Καθώς το MAW κινείται ανατολικά, επηρεάζεται από την αύξηση της εξάτμισης με αποτέλεσμα να γίνεται πιο πυκνό και να βυθίζεται στη λεκάνη του Λεβαντίνου. Αυτό το πιο πυκνό νερό, στα 150-600 m έχει δυτική φορά. Όσον αφορά το Λεβαντίνιο ενδιάμεσο νερό (LIW), δημιουργείται δυτικά της Ρόδου (Millot

and Taupier-Letage, 2005) και θεωρείται ότι είναι το πιο ζεστό και το πιο αλμυρό νερό της θάλασσας. Μπορεί να βρίσκεται στο στενό του Γιβραλτάρ ακριβώς κάτω από την υδάτινη μάζα του Ατλαντικού η οποία εισέρχεται σε εκείνο το σημείο. Η σημασία αυτού του ενδιάμεσου νερού είναι στο γεγονός ότι κατά τη διάρκεια της διάδοσης του, φτάνει τις περιοχές της λεκάνης όπου δημιουργούνται οι μάζες βαθιών νερών και γίνεται πολύ αλμυρό (39 psu) (Drakopoulos and Lascaratos 1999). Στο βόρειο κομμάτι της Λεβαντίνης, το LIW ρέει κατά μήκος των ακτών της Κρήτης και της Ρόδου κυρίως λόγω της δράσης της δύναμης Coriolis (Millot and Taupier-Letage, 2005). Συνεχίζει την πορεία του από το Ιόνιο προς τη δυτική λεκάνη της Μεσογείου μέσω του στενού της Σικελίας. Σε αυτό το σημείο, ρέει κατά μήκος της Σικελίας και έπειτα τη συναντά (Astraldi, 2001). Είναι ακόμη επηρεασμένο από τη δύναμη Coriolis και ρέει κατά μήκος της Ιταλικής χερσονήσου και δυτικά στις Ευρωπαϊκές ακτές. Όταν αφήνει το στενό της Σικελίας, το LIW, στρέφεται στα δεξιά προς τις ακτές της Σικελίας και ρέει προς το στενό του Γιβραλτάρ σε μία κίνηση αντίθετη από τους δείκτες του ρολογιού (Millot, 1987). Έχει επίσης παρατηρηθεί ότι το ρεύμα, μόλις αφήσει το στενό της Σικελίας, κατευθύνεται προς το κανάλι της Σαρδηνίας πριν φτάσει το στενό του Γιβραλτάρ (Manzella, 1988). Τελικά, το LIW, εξέρχεται στον Ατλαντικό ωκεανό από τα στενά του Γιβραλτάρ ως κυρίαρχη υδάτινη μάζα (Ζαροκανέλλος, 2007). Στην εικόνα 20 παρουσιάζεται με λεπτομέρεια η πορεία του LIW. Συνοψίζοντας, το ενδιάμεσο Λεβαντίνιο νερό παίζει πολύ σημαντικό ρόλο στην λειτουργία όλης της Μεσογείου (Millot and Taupier-Letage, 2005). Αφενός, είναι το πιο θερμό και το πιο αλμυρό νερό σε όλη την έκταση αυτής της περιοχής, αφετέρου, ρέει κυρίως στις πιο βόρειες κατωφέρειες και των δύο λεκανών της Μεσογείου, ακριβώς κάτω από το νερό του Ατλαντικού και με αυτόν τον τρόπο συμμετέχει στον υποθαλάσσιο σχηματισμό όλων των βαθιών νερών της Μεσογείου (deep Mediterranean waters).



Εικόνα 20. Η κυκλοφορία του LIW στην περιοχή της Μεσογείου (El-Gezirly & Bryden, 2010).

Σε συνέχεια με το LIW, είναι απαραίτητο να αναφερθεί και η κυκλοφορία των βαθιών θαλάσσιων ρευμάτων της Μεσογείου (deep Mediterranean waters) τα οποία μπορούν να διακριθούν στις εξής δύο κατηγορίες (Klein, 1999):

- 1) Βαθύ νερό του Αιγαίου (Aegean deep water) και βαθύ νερό της Αδριατικής (Adriatic deep water) τα οποία δημιουργούν το πυθμενικό νερό της ανατολικής Μεσογείου (EMDW). Σχηματίζονται σε βάθη 1000-1500 m.
- 2) Βαθύ νερό της Τυρρηνίας θάλασσας (TDW) (σε βάθος 2000-3500 m) και βαθύ νερό του κόλπου των Λεόντων (σε βάθος 2000-2500 m) τα οποία δημιουργούν το πυθμενικό νερό της δυτικής Μεσογείου (WMDW).

Τα πυθμενικά νερά της Αδριατικής και του Αιγαίου κινούνται υπό την επίδραση της δύναμης Coriolis, στο βαθύτερο σημείο του περάσματος της Σικελίας, κυρίως στην μεριά της Τυνησίας προς την δυτική λεκάνη της Μεσογείου. Αυτά τα νερά είναι πιο πυκνά από τα τοπικά νερά της Τυρρηνίας θάλασσας, συνεπώς ρέουν από κάτω τους, ενώνονται μεταξύ τους και σχηματίζουν το βαθύ νερό της Τυρρηνίας θάλασσας στα 2000-3500 m (Millot and Taupier-Letage, 2005). Τα βαθιά νερά του κόλπου των Λεόντων, δημιουργούνται σε βάθη 2000-2500m και ενώνονται με τα βαθιά νερά της Τυρρηνίας θάλασσας ως μια συνέχεια της ροής στην Καταλονία, στη θάλασσα του Αλμποράν και στην Αλγερία. Αυτά τα νερά έπειτα από την κυκλοφορία τους στην Μεσόγειο, εξέρχονται στον Ατλαντικό ωκεανό μέσω του στενού του Γιβραλτάρ. Η επίδραση αυτών των ρευμάτων στην παγκόσμια ωκεάνια κυκλοφορία είναι πολύ έντονη

και μάλιστα έχει ειπωθεί ότι το κλίμα σε ολόκληρο το βόρειο Ατλαντικό ωκεανό και στην θάλασσα Λαμπραντόρ, ελέγχεται από την ένταση της εκροής των υδάτων της Μεσογείου (Johnson, 1997).

Η περιοχή μελέτης στην παρούσα διατριβή είναι η κεντρική Μεσόγειος. Γι' αυτό το λόγο παρατίθενται κάποιες επιπλέον πληροφορίες με σκοπό την κατανόηση της λειτουργίας των ρευμάτων που δρουν στην περιοχή της Αδριατικής και της θάλασσας του Ιονίου. Η επιφανειακή κυκλοφορία των υδάτων στην Αδριατική θάλασσα, αποτελείται από έναν κυκλώνα έκτασης λεκάνης και εποχικά διακείμενο. Υπάρχει ένα ρεύμα που κινείται προς τα βόρεια κατά μήκος της ανατολικής πλευράς και ονομάζεται Eastern Adriatic Current (EAC; Marini et al., 2010) καθώς και ένα ακόμη το οποίο κινείται προς νότο κατά μήκος των Ιταλικών ακτών στην δυτική μεριά και ονομάζεται Western Adriatic Current (WAC; Orlić et al., 1992; Artegiani et al., 1997). Το WAC ρίχνει το νερό, το οποίο είναι πλούσιο σε θρεπτικά συστατικά, έξω από την βόρεια Αδριατική θάλασσα (Marini et al., 2008). Κατά τη διάρκεια του φθινοπώρου και του χειμώνα, στην βόρεια και κεντρική Αδριατική, δημιουργείται η πυκνή υδάτινη μάζα AdDW, όπως ήδη έχει αναφερθεί παραπάνω. Η εκροή της συνοδεύεται από την εισροή του θερμότερου LIW από την θάλασσα του Ιονίου (Orlić et al., 2006). Υπάρχουν τρεις κύριοι παράγοντες οι οποίοι επηρεάζουν το μοτίβο κυκλοφορίας:

- α) η απορροή του ποταμού η οποία προκαλεί απώλεια θερμότητας και μείωση στην αλατότητα του νερού
- β) η πίεση που ασκεί η ατμόσφαιρα και είναι υπεύθυνη για την δημιουργία πιο πυκνών νερών καθώς και για τις εποχικές διαφορές στην κυκλοφορία
- γ) η ανταλλαγή μέσω του στενού του Οτράντο, ισορροπεί την ποσότητα και την ποιότητα του νερού με την εισαγωγή θερμών υδάτων με υψηλή αλατότητα από το Ιόνια πέλαγος.

Ως αποτέλεσμα όλων αυτών των διαδικασιών, η αλατότητα και η κυκλοφορία σημειώνουν έντονες χωρικές και χρονικές διακυμάνσεις (Giani et al., 2012). Επιπλέον, η Αδριατική συνήθως παρουσιάζει χαμηλότερες αλατότητες στην επιφάνεια συγκριτικά με τις υπόλοιπες περιοχές της κεντρικής Μεσογείου. Αυτό το χαρακτηριστικό της οφείλεται στις εισαγωγές μεγάλων ποσοτήτων γλυκού νερού από τους ποταμούς, δρώντας ως λεκάνη αραίωσης (Manca et al., 2003).

### 2.3. Καθεστώς παραγωγικότητας

Η απορροή των ποταμών επηρεάζει την κυκλοφορία εξαιτίας της πλευστότητας και επιδρά στο θαλάσσιο περιβάλλον με το να εισάγει μεγάλες ποσότητες οργανικής ύλης, θρεπτικών συστατικών και ιζημάτων. Πιο συγκεκριμένα, ο Πάδος ποταμός και οι ποταμοί των Απεννίνων, παίζουν πολύ σημαντικό ρόλο στην προμήθεια του γλυκού νερού στην βόρεια Αδριατική.

Ο Πάδος ποταμός, έχει μήκος 673 km και αποτελεί τον μεγαλύτερο ποταμό της Ιταλίας. Οριοθετείται από τις Άλπεις στα βόρεια, με κορυφές έως 4500m πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας και από τα Απέννινα στα νότια, με κορυφές μικρότερες από 2000 m. Το 30% του νερού της εκκένωσης του, προέρχεται από πέντε παγωμένες λίμνες (Maggiore, Lugano, Como, Iseo και Garda). Η λεκάνη του Πάδου, αντιπροσωπεύει την συμβολή 141 ρευμάτων των Απεννίνων και των Άλπεων. Είναι λογικό λοιπόν οι ποταμοί των Απεννίνων να τροφοδοτούν με ίζημα τον Πάδο ποταμό (Nelson, 1970) (Syvitski & Kettner 2007). Όσον αφορά την αλληλεπίδραση του με την Αδριατική, η συμβολή του είναι πολύτιμη. Προμηθεύει πάνω από 50% γλυκό νερό την βόρεια Αδριατική λεκάνη (Degobbis et al. 1986) μέσω ενός μεγάλου δέλτα το οποίο περιλαμβάνει πέντε τροφοδοτικές εκβολές, η καθεμία εκ των οποίων έχει διαφορετική ποσότητα εκφόρτισης νερού και ιζήματος (Maestra, Pila, Tolle, Gnocca και Goro). Η εκβολή Pila, είναι το βασικό κανάλι τροφοδοσίας καθώς ρίχνει στην Αδριατική περίπου 60% νερό και 74% από το φορτίο ιζήματος (Nelson, 1970). Η μέση ημερήσια αποφόρτιση του Πάδου ποταμού κυμαίνεται από 275 έως 9780 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>, με μέση τιμή 1511 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup> (Boldrin et al., 2005). Η εκκένωση του, δείχνει έντονη μεταβλητότητα μέσα στο έτος, αλλά η μέση μηνιαία εκφόρτιση εμφανίζει δύο περιπτώσεις αιχμής, μία την άνοιξη (Μάιος-Ιούνιος), κυρίως λόγω του χιονιού το οποίο λιώνει εκείνη την εποχή, και μία το φθινόπωρο (Οκτώβρης-Νοέμβρης) εξαιτίας της εκτενούς βροχόπτωσης (Miserochi et al. 2007). Η Αδριατική θάλασσα είναι μια ρηχή, μικρής κλίσης και χαμηλής ενέργειας ηπειρωτική κρηπίδα (epicontinental shelf). Η διασπορά του ιζήματος ωθείται από την γενική κυκλοφορία των υδάτων καθώς και από τις καιρικές συνθήκες οι οποίες επηρεάζουν το επίπεδο ενέργειας κατά τη διάρκεια της απόθεσης. Όπως είναι αναμενόμενο, ο Πάδος ποταμός επηρεάζει το θαλάσσιο περιβάλλον όσον αφορά τις χημικές, τις γεωλογικές, τις βιολογικές και τις περιβαλλοντικές παραμέτρους. Τα ιζήματα από τον Πάδο ποταμό,



αποτίθενται πρώτα στο ανάδελτα (prodelta) και αργότερα μεταφέρονται κατά μήκος της υφαλοκρηπίδας ακολουθώντας την γενική κυκλοφορία των ρευμάτων (Correggiari et al., 2001).

Οι ποταμοί των Απεννίνων είναι έξι (Metauro, Musone, Potenza, Tronto, Chienti και Pescara) και συμβάλλουν και εκείνοι στην μεταφορά ιζημάτων και γλυκού νερού στην Αδριατική θάλασσα η οποία, σύμφωνα με μελέτη των Syvitski, & Kettner (2007), συνολικά λαμβάνει περίπου 43 MT/yr φορτίο ιζημάτων στο δυτικό τμήμα της Ιταλίας (χερσόνησος Gargano). Εφαρμόζοντας το ART model (Syvitski et al., 2003) στα ποτάμια που αποστραγγίζονται στην Αδριατική κατά μήκος της Ιταλικής ακτής, μπόρεσαν να εκτιμήσουν τον μέσο όρο του φορτίου του ιζήματος που αποτίθεται, μακροπρόθεσμα, βασιζόμενοι στο ανάγλυφο, στην περιοχή απορροής, στην θερμοκρασία και στο κλίμα (Syvitski et al., 2003a). Η θερμοκρασία επηρεάζει τον ρυθμό της χημικής καθίζησης των πετρωμάτων και συνεπώς και τον σχηματισμό του εδάφους και καθορίζει τις υδρολογικές επανατροφοδοσίες. Οι μεγαλύτερες ποσότητες ιζημάτων (περίπου 22 MT/yr) προέρχονται από ποταμούς οι οποίοι πηγάζουν από τα Απέννινα. Οι ποταμοί των Απεννίνων είναι μικροί και δύσβατοι και αλλά είναι ικανοί να παράγουν υψηλές συγκεντρώσεις ιζημάτων. Ο Πάδος ποταμός προσφέρει περίπου 13 MT/yr ιζήμα και το 56% αυτού το αντλεί από τα Απέννινα τα οποία βρίσκονται στο νότιο τμήμα της λεκάνης αποστράγγισης του. Οι περισσότερες λίμνες του απαντώνται στο βόρειο κομμάτι της λεκάνης αποστράγγισης του, παίρνοντας ιζήμα το οποίο προέρχεται από τις Άλπεις οι οποίες συνεισφέρουν μόνο 8 MT/yr του ιζήματος που υπάρχει στην Αδριατική θάλασσα.

Πέρα από τον εποχικό χαρακτήρα των εκροών των ποταμών, οι μακράς διάρκειας αλλαγές στις συγκεντρώσεις των θρεπτικών συστατικών στην βόρεια Αδριατική είναι πολύ επηρεασμένες από τις ατμοσφαιρικές συνθήκες. Συνεπώς συνδέονται με τις κλιματικές διακυμάνσεις, οι οποίες μπορούν να τροποποιήσουν τη δυναμική της στήλης ύδατος (κάθετη ανάμειξη, οριζόντια μεταγωγή, ισοδυναμία νερού ανάμεσα στην βόρεια και στην κεντρική Αδριατική, Degobbis et al., 2000). Τα νερά της νότιας Αδριατικής δείχνουν ολιγοτροφικά χαρακτηριστικά συγκρίσιμα με την θάλασσα του Ιονίου, με την παροχή των θρεπτικών συστατικών στη ευφωτική ζώνη να εξαρτάται από την κατακόρυφη στρωμάτωση και τις διαδικασίες πρόσμιξης (Viličić et al., 1989). Παρόλα αυτά, οι μεγαλύτερες πυκνότητες φυτοπλαγκτόν έχουν παρατηρηθεί στα επιφανειακά νερά κατά μήκος των νότιων Ιταλικών ακτών, επηρεασμένες από τις ισχυρές

παροχές γλυκού νερού (Totti et al., 2000; Zonneveld et al., 2009). Τα τελευταία χρόνια, παρατηρούνται φαινόμενα ευτροφισμού, αρκετά συχνά, στις Ιταλικές ακτές, στην βόρεια Αδριατική. Θεωρείται ότι οι μεγάλες ποσότητες φυκιών οι οποίες εμφανίζονται σε αυτήν την περιοχή (Revelante and Gilmartin, 1976a; Buljan and Zore-Armanda, 1976) προκαλούνται από την μαζική εισροή νερών από τον Πάδο ποταμό (Innamorati and Giovanardi, 1992; Marchetti et al., 1995) ο οποίος είναι ο πιο σημαντικός ποταμός της Ιταλίας. Κυρίως, αυτή η έντονη ανάπτυξη των φυτών, εκδηλώνεται την περίοδο των πλημμυρών αλλά μπορεί να οφείλεται και σε συγκεκριμένες κλιματικές συνθήκες ή ακόμη και όταν ο άνεμος και τα ρεύματα ωθούν τα νερά των ποταμών προς την ακτή (Michelato, 1983; Cacciamani et al., 1992). Ο Πάδος ποταμός έχει καθημερινή ροή 2000 m<sup>3</sup>/s και το συνολικό φορτίο των συστατικών του είναι: 1221 tons/year φώσφορο και 17938 tons/year άζωτο (Marchetti and Verna, 1992). Σύμφωνα με έρευνα που πραγματοποιήθηκε στην περιοχή, κατά την περίοδο Οκτώβρη-Δεκέμβρη 2000, από τους Penna et al. (2004), ο ευτροφισμός και η αύξηση των φυκιών στην βόρεια Αδριατική, προκαλείται από την δράση του Πάδου ποταμού και όχι από τοπικούς ποταμούς. Εκείνη την περίοδο, είχε προκληθεί μια έντονη πλημμύρα του Πάδου ποταμού και η κατανομή των θρεπτικών συστατικών στον ποταμό ήταν 650 τόνοι φώσφορο και 8969 τόνοι άζωτο. Οι τοπικοί ποταμοί (Foglia, Tavollo, Cesano) δε μπορούσαν να τον ανταγωνιστούν όσον αφορά τα συστατικά του, καθώς συνολικά και οι τρεις, είχαν μόνο 10 τόνους φώσφορο και 110 τόνους άζωτο. Την ίδια εποχή παρατηρήθηκε και υποξία, όχι όμως έντονη.

Ένα επίσης σημαντικό συστατικό το οποίο συναντάται στην βόρεια Αδριατική μέσω του Πάδου ποταμού, είναι ο οργανικός άνθρακας. Επηρεάζει αρκετά το οικοσύστημα όσον αφορά δύο βασικά θέματα: α) υποξικές ή ανοξικές κρίσεις στον βυθό κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού (Montanari et al., 1984), β) σποραδικές μαζικές περιπτώσεις θαλάσσιου χιονιού και κολλώδη συσσωματώματα στην στήλη νερού (Stachowitsch et al., 1990; Herndl, 1992). Ο Πάδος ποταμός είναι η πιο σημαντική αλλόχθονη πηγή οργανικού υλικού σε όλη την Μεσόγειο θάλασσα καθώς συνεισφέρει 25.5\*10<sup>4</sup> tonnes/year στην μεταφορά οργανικού άνθρακα. Επίσης υψηλά νούμερα παρατηρούνται και για το άζωτο με 15.5 \*10<sup>4</sup> tonnes/year (Pettine et al., 1998). Οι εκβολές του ποταμού δεν επηρεάζουν τις εισαγωγές του οργανικού υλικού, επομένως η εκτιμώμενη εκφόρτιση μπορεί να θεωρηθεί ως το δίκτυ εκροής του οργανικού υλικού στην θάλασσα.

Τέλος, όσον αφορά στην μετακίνηση των θρεπτικών συστατικών μέσω των ρευμάτων, η οριζόντια ή η κατακόρυφη μεταγωγή του LIW το οποίο είναι πλούσιο σε θρεπτικά συστατικά, από το Ιόνιο πέλαγος, είναι ένας επίσης σημαντικός παράγοντας παραγωγικότητας (Marasović et al., 1995) για συγκεκριμένες περιοχές της νότιας Αδριατικής θάλασσας, στις οποίες η άνθιση του φυτοπλαγκτόν ακολουθεί γεγονότα θερμοσυναγωγής (Vilibić and Šantić, 2008). Οι φυσικές και οι χημικές παράμετροι αυτών των διαδικασιών άνθισης (Vilibić et al., 2012) έχουν δείξει μια αλλαγή από τις τυπικές συνθήκες φωσφόρου στην Μεσόγειο, σε περιορισμένες συνθήκες αζώτου.

## Κεφάλαιο 3<sup>ο</sup> – Υλικά και Μέθοδοι

### 3.1. Δειγματοληψία και επιλογή θέσης

Η παρούσα μελέτη είναι βασισμένη στην μικροπαλαιοντολογική ανάλυση του μοτίβου κατανομής της αφθονίας και της μεταβλητότητας του μεγέθους της πανίδας των πλαγκτονικών τρηματοφόρων. Τα δείγματα που μελετήθηκαν αφορούν σε πυρήνες οι οποίοι προέρχονται από 22 επιφανειακές θέσεις δειγματοληψίας ιζημάτων κατά μήκος της κεντρικής Μεσογείου. Συλλέχθηκαν κατά τη διάρκεια πολλών και διαφορετικών αποστολών (POSEIDON cruise “CAPPUCINO” in 2006, Meteor cruise M71/3) και καλύπτουν γεωγραφικά πλάτη κατά μήκος μιας τομής βορειοδυτικά-νοτιοανατολικά, η οποία εκτίνεται από την βόρεια Αδριατική έως το νότιο Ιόνιο πέλαγος (Πίνακας 1). Τα βάθη κυμαίνονται από 119 έως 3621 m. Οι συγκεκριμένες θέσεις δειγματοληψίας παίζουν πολύ σημαντικό ρόλο διότι μέσω αυτών βγαίνουν συμπεράσματα για τις μεταβαλλόμενες παραμέτρους στην επιφάνεια της θάλασσας καθώς και για τα διαφορετικά καθεστώτα παραγωγικότητας.

Station	Basin	Latitude(°N)	Longitude(°E)
GeoB 10725	Gargano Promontory ( <i>S. Adriatic Sea</i> )	42°00.03'	16°12.99'
GeoB 10729	Gargano Promontory ( <i>S. Adriatic Sea</i> )	41°38.79'	17°11.47'
GeoB 10730	Gargano Promontory ( <i>S. Adriatic Sea</i> )	41°29.99'	17°03.00'
GeoB 10739	Strait of Otranto ( <i>S. Adriatic Sea</i> )	40°30.00'	18°38.50'
GeoB 10741	Strait of Otranto ( <i>S. Adriatic Sea</i> )	40°14.01'	18°39.99'
GeoB 10748	Strait of Otranto ( <i>S. Adriatic Sea</i> )	39°39.99'	17°03.00'
GeoB 10718	Gulf of Taranto ( <i>NW Ionian Sea</i> )	39°41.57'	18°03.48'
GeoB 10720	Gulf of Taranto ( <i>NW Ionian Sea</i> )	39°30.41'	17°58.73'
M71_3_H-11	Offshore Kerkyra basin ( <i>NE. Ionian Sea</i> )	39°17.00'	19°20.00'
M71_3_H-07	External Calabrian Arc ( <i>NW. Ionian Sea</i> )	39°10.00'	17°45.00'
M71_3_H-12	Offshore Kerkyra basin ( <i>NE. Ionian Sea</i> )	38°50.00'	19°45.00'
M71_3_H-06	Ionian Bathyal Plain ( <i>N. Ionian Sea</i> )	38°30.00'	18°30.00'
M71_3_H-05	Ionian Bathyal Plain ( <i>N. Ionian Sea</i> )	37°30.00'	18°30.00'
M71_3_H-04	External Calabrian Arc ( <i>W. Ionian Sea</i> )	35°55.00'	16°00.00'
M71_3_H-01	Offshore Cretan basin ( <i>E. Ionian Sea</i> )	35°45.00'	23°00.00'
M71_3_H-02	Mediterranean Ridge ( <i>C. Ionian Sea</i> )	35°45.00'	21°00.00'
M71_3_H-03	Ionian Bathyal Plain ( <i>C. Ionian Sea</i> )	35°45.00'	18°30.00'
C33G363	SW. <i>Tyrhhenian Sea</i>	38°39.49'	10°20.98'
PT69	<i>S. Tyrhhenian Sea</i>	38°11.16'	14°47.78'
PT86	<i>S. Tyrhhenian Sea</i>	38°10.43'	14°41.39'
PT85	<i>S. Tyrhhenian Sea</i>	38°09.82'	14°41.88'
ST 342	<i>Sicily Channel</i>	36°42.00'	13°55.00'

Πίνακας 1. Λίστα με τα υπό μελέτη δείγματα και την τοποθεσία τους στη Κεντρική Μεσόγειο

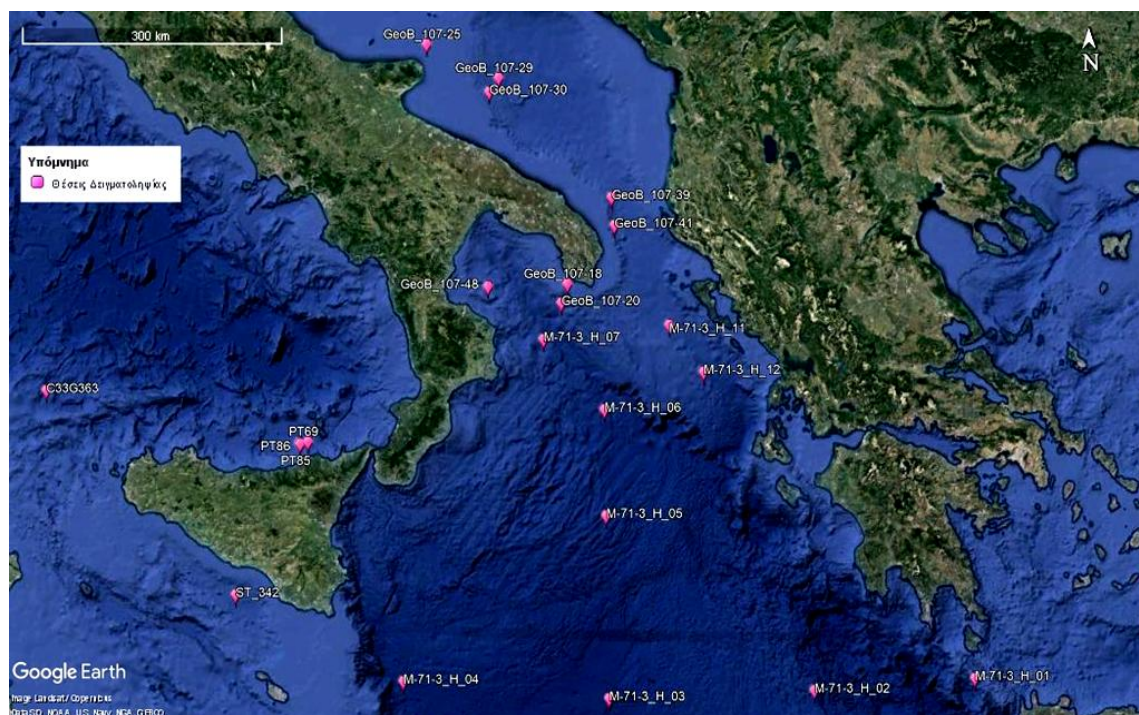
Τα ιζήματα που μελετήθηκαν προέρχονται από το πρώτο (0-1 cm) του κάθε πυρήνα. Πιο συγκεκριμένα, χρησιμοποιήθηκαν:

- ✓ 6 πυρήνες δειγματοληψίας (GeoB 10725, GeoB 10729, GeoB 10730, GeoB 10739, GeoB 10741, GeoB 10748) από την Αδριατική θάλασσα, γεωγραφικά κατανεμημένοι από τον Πάδο Ποταμό έως το στενό του Οτράντο και τον κόλπο του Ταράντο
- ✓ 11 πυρήνες GeoB 10718, GeoB 10720, M71\_3\_H-11 , M71\_3\_H-07, M71\_3\_H-12, M71\_3\_H-06, M71\_3\_H-05, M71\_3\_H-04, M71\_3\_H-01, M71\_3\_H-02, M71\_3\_H-03) από το Ιόνιο πέλαγος
- ✓ 4 πυρήνες (C33G363, PT69, PT86, PT85) από την Τυρρηνική θάλασσα
- ✓ 1 πυρήνας (ST\_342) από το κανάλι της Σικελίας

Έχοντας την δυνατότητα επεξεργασίας δειγμάτων ιζήματος με καλά διατηρημένα τρηματοφόρα, οι πυρήνες που εξετάστηκαν, είναι επιλεγμένοι πολύ προσεκτικά, σύμφωνα με τα χαρακτηριστικά της κυκλοφορίας των υδάτων στην Αδριατική και στο Ιόνιο όπως και με τις επιρροές του συστήματος λειτουργίας του Πάδου ποταμού. Συνεπώς, η επιλογή της τοποθεσίας των δειγμάτων δεν είναι καθόλου τυχαία. Οι θέσεις τους είναι στα συγκεκριμένα σημεία ώστε να μπορούν να ελεγχτούν οι περιβαλλοντικοί παράμετροι της περιοχής και οι επακόλουθες αποκρίσεις στην πανίδα των πλαγκτονικών τρηματοφόρων. Αυτό είναι εφικτό να γίνει μέσω της αξιολόγησης της προσαρμοστικότητας του κάθε είδους, λαμβάνοντας υπόψη και το συγκεκριμένο μοτίβο κατανομής των ειδών και τις παραλλαγές στα μεγέθη τους, σε διαφορετικά περιβαλλοντικά καθεστώτα. Γι αυτό το λόγο, χρησιμοποιήθηκαν η μέση ετήσια θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας, οι τιμές αλατότητας των υδάτων της κεντρικής Μεσογείου και οι συγκεντρώσεις της χλωροφύλλης στα ανώτερα στρώματα νερού σε κάθε τοποθεσία όπου έγινε η δειγματοληψία.

Σε συνέχεια του Πίνακα 1., για την καλύτερη χωροταξική κατανομή των δειγμάτων, κατασκευάστηκε χάρτης μέσω του προγράμματος «Google Earth Pro». Είναι ένας τοπογραφικός χάρτης στον οποίο αποτυπώνεται η περιοχή μελέτης, δηλαδή το Ιόνιο πέλαγος, η Αδριατική θάλασσα, το στενό της Σικελίας και η Τυρρήνια θάλασσα. Διακρίνεται η κατανομή των

δειγμάτων στο χώρο της Κεντρικής Μεσογείου. Με ροζ κουκίδα σημειώνονται οι θέσεις δειγματοληψίας. Οι περισσότερες, όπως ήδη έχει αναφερθεί, προέρχονται από την Αδριατική θάλασσα και το Ιόνιο πέλαγος ενώ υπάρχουν και κάποιες ακόμη στην Τυρρηνία θάλασσα. Όσον αφορά την μεθοδολογία κατασκευής του χάρτη, το πρόγραμμα μπορεί να δέχεται το γεωγραφικό πλάτος και το γεωγραφικό μήκος σημείων και να τα σημειώνει επάνω στην περιοχή. Περνώντας λοιπόν τις συντεταγμένες στο Google Earth Pro δημιουργήθηκε ο παρακάτω χάρτης.



Χάρτης 1. Αποτύπωση των θέσεων δειγματοληψίας

### 3.2. Μικροπαλαιοντολογική ποσοτική ανάλυση

Προκειμένου να μελετηθούν και να αναλυθούν οι συγκεντρώσεις των πλαγκτονικών τρηματοφόρων ακολουθήθηκε η παρακάτω διαδικασία. Οι συγκεντρώσεις επιλέχθηκαν από 10 cm<sup>3</sup> υγρού ιζήματος το οποίο διαχωρίστηκε με διάλυμα ασθενούς υδροξειδίου του υδρογόνου, πλύθηκε σε ένα κόσκινο 125 μm και ξηράνθηκε στον φούρνο σε θερμοκρασία 50°C για 12 ώρες. Τα στερεά υπολείμματα, τα οποία ζύγιζαν περίπου 3 g, χωρίστηκαν χρησιμοποιώντας έναν μικροδιαχωριστή Otto, σε τμήματα τουλάχιστον 300 ειδών πλαγκτονικών τρηματοφόρων, τα οποία

αναγνωρίστηκαν με τα επίπεδα των ειδών σύμφωνα με τους Hemleben et al. (1989). Αυτά τα δεδομένα, μετατράπηκαν σε ποσοστά της συνολικής αφθονίας και κατασκευάστηκαν διαγράμματα στα οποία παρουσιάζεται η διακύμανση της αφθονίας των ειδών σε συνάρτηση με το γεωγραφικό πλάτος (αναλύονται εκτενέστερα στο επόμενο κεφάλαιο). Όσον αφορά τα είδη που βρέθηκαν στους πυρήνες δειγματοληψίας, μπορούμε να διακρίνουμε 14 διαφορετικά είδη:

1. *Globigerinoides ruber* s.s.
2. *Globigerinoides ruber* s.l.
3. *Globigerinoides ruber rosea*
4. *Globigerinoides trilobus*
5. *Globigerinoides ruber kummerform*
6. *Globigerinella siphonifera*
7. *Globigerina bulloides*
8. *Neogloboquadrina pachyderma*
9. *Globorotalia inflata*
10. *Globorotalia truncatulinoides*
11. *Globigerina rubescens*
12. *Orbulina universa*
13. *Turborotalita quinqueloba*
14. *Globigerinita glutinata*

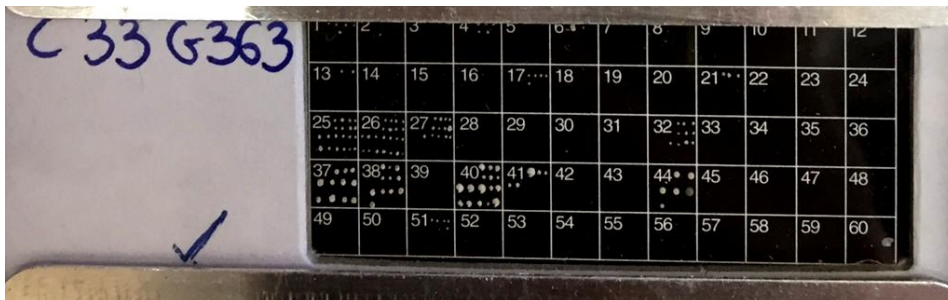
- Τα οικολογικά χαρακτηριστικά του κάθε είδους και το βέλτιστο περιβάλλον που επιλέγει να διαβιεί στην υδάτινη στήλη αναφορικά με τις παραμέτρους της αλατότητας, της θερμοκρασίας και των θρεπτικών συστατικών, αναλύονται στο κεφάλαιο 1.2.1.

Ακολουθώντας τους Aurahs et al. (2009), το είδος *Globigerinoides ruber rosea* θεωρήθηκε ως ένας ξεχωριστός μορφότυπος. Όσον αφορά τη λευκή ποικιλία, *Globigerinoides ruber white*, έγινε η διάκριση του στους μορφότυπους *sensu stricto* (s.s.) και *sensu lato* (s.l.) ακολουθώντας τη θεωρία του Wang (2000). Αυτοί οι δύο μορφότυποι (s.s, s.l.) έχουν διαφορετικές προτιμήσεις διαβίωσης όσον αφορά το βάθος (Kuroyanagi and Kawahata, 2004) και εκφράζουν ιδιαίτερες περιβαλλοντικές παραμέτρους (Kuroyanagi et al., 2008; Antonarakou et al., 2015). Μια ακόμη επιπλέον σημαντική πληροφορία για αυτά τα είδη είναι ότι τα διαχωρίσαμε σε ακόμη δύο κατηγορίες. Το είδος *G. ruber* s.s. είναι αντίστοιχο του μορφότυπου A (Normal) ενώ τα είδη που κατηγοριοποιούνται ως *G. ruber* s.l. αντιστοιχούν στους μορφότυπους B

και C (Platys-Elongate αντιστοίχως) σύμφωνα με τους Kontakiotis et al. (2017) στην Μεσόγειο θάλασσα.

### 3.3. Μορφομετρική ανάλυση

Για την μορφομετρική ανάλυση των ατόμων των πλαγκτονικών τρηματοφόρων, ακολουθήθηκε η εξής διαδικασία. Τα συλληφθέντα δείγματα, μεταφέρθηκαν με ένα πινέλο, σε ένα μικρό πλακάκι τύπου charman (Εικόνα 21), όπου άτομα από το κάθε είδος τοποθετήθηκαν σε συγκεκριμένο κελί-αριθμό.



Εικόνα 21. Το πλακάκι του δείγματος C33G363

Γενικά ο τρόπος με τον οποίο τοποθετούνται τα είδη των τρηματοφόρων στα αντίστοιχα κελιά είναι ο παρακάτω:

Κελιά 1 έως 5 → *Globigerinoides ruber* s.s. (white) (Εικόνα 22)

Κελιά 6 και 7 → *Globigerinoides ruber rosea* (Εικόνα 23)

Κελί 8 → *Globigerinoides trilobus*

Κελί 11 → *Globigerina rubescens*

Κελιά 13 έως 15 → *Globigerinoides ruber* s.l.

Κελί 16 → *Globigerinoides elongates* (θεωρείται s.l.)

Κελιά 17 και 18 → *Globigerinoides ruber kummerform*

Κελιά 20 έως 22 → *Globigerinella siphonifera*

Κελιά 25 έως 30 → *Globigerina bulloides* (Εικόνα 24)

Κελιά 32 και 33 → *Neogloboquadrina pachyderma*

Κελί 37 → *Globorotalia inflata*

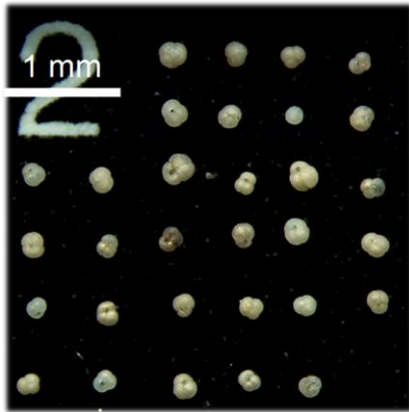
Κελιά 40 έως 42 → *Globorotalia truncatulinoides*

Κελιά 44 έως 46 → *Orbulina universa*

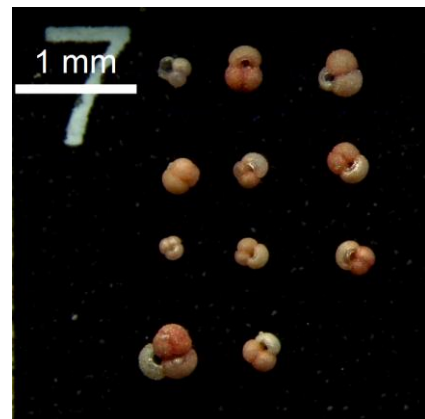
Κελιά 49 και 50 → *Turborotalita quinqueloba*

Κελί 51 → *Globigerinita glutinata*

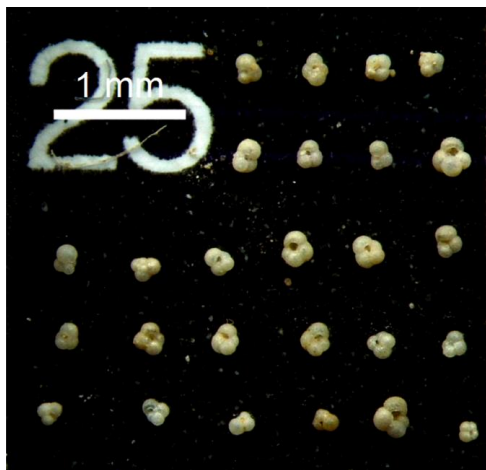




Εικόνα 22. Τοποθέτηση των ατόμων του είδους *Globigerinoides ruber* s.s. (white) στο κελί νούμερο 2



Εικόνα 23. Τοποθέτηση των ατόμων του είδους *Globigerinoides ruber rosea* στο κελί νούμερο 7

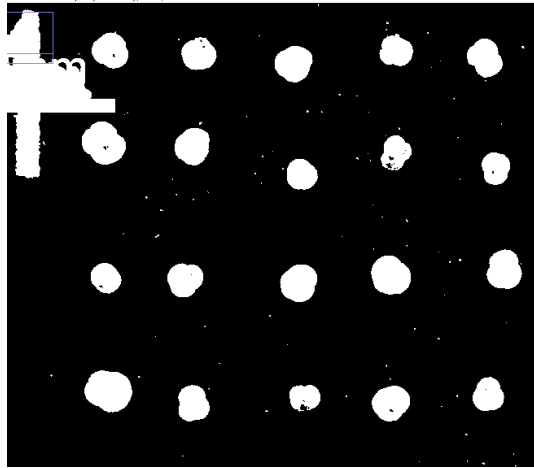


Εικόνα 24. Τοποθέτηση των ατόμων του είδους *Globigerina bulloides* στο κελί νούμερο 25

Δεδομένου των διαφορών που παρουσιάζουν αρκετά είδη πλαγκτονικών τρηματοφόρων όσον αφορά την ομφαλική και την περιελιγμένη μορφή, τα κελύφη των τρηματοφόρων τοποθετήθηκαν από την ομφαλική και την περιελιγμένη πλευρά τους ώστε να είναι δυνατόν να αποτυπωθεί στην κάμερα, η μεγαλύτερη επιφάνεια του κάθε ατόμου. Αφού έγινε η τοποθέτηση των ατόμων των διαφορετικών ειδών των πλαγκτονικών τρηματοφόρων στα κελιά που αναφέρθηκαν, η διαδικασία προχώρησε με την λήψη φωτογραφιών. Τα δείγματα φωτογραφήθηκαν σε διερχόμενο φως υπό μεγέθυνση 50x από συναρμολογούμενο, τελείως αποχρωματικό μικροσκόπιο Leica M165 C, το οποίο είναι εξοπλισμένο με μία ενσωματωμένη έγχρωμη κάμερα 10 megapixel Leica IC90 E. Το αποτέλεσμα των φωτογραφιών φαίνεται στις παραπάνω Εικόνες (22,23,24).

Αφού πάρθηκαν οι φωτογραφίες, μέσω του προγράμματος Adobe photoshop CS5 έγινε η επεξεργασία των εικόνων, η οποία περιελάμβανε αφαίρεση του αριθμού του κελιού και της κλίμακας όπως και κάποιων λευκών σωματιδίων τα οποία μπορούσαν να επηρεάσουν τα αποτελέσματα του προγράμματος ImageJ. Στη συνέχεια, αφού οι φωτογραφίες επεξεργάστηκαν σωστά στο photoshop, χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα ImageJ (version 1.50i), ώστε να εξαχθούν τα απαραίτητα συμπεράσματα για τα μεγέθη των τρηματοφόρων. Με την εισαγωγή των εικόνων στο πρόγραμμα, το πρώτο βήμα είναι να θέσουμε την κλίμακα (set scale) → Distance in pixels : 208 pixels, known distance : 1000  $\mu$ m. Έπειτα μετατρέπουμε την εικόνα σε ασπρόμαυρη και μέσω της λειτουργίας threshold, χωρίζουμε την κάθε εικόνα σε πιο μικρά τμήματα, συγκεκριμένα την χωρίζουμε στα τρηματοφόρα, ώστε να μπορούμε να εξαγάγουμε τις παραμέτρους του μεγέθους και του σχήματος τους αυτόματα μέσω του προγράμματος. Μας αφορούν οι παράμετροι : Area, Feret's diameter και Perimeter. Μέσω της ρύθμισης «analyze particles», προκύπτουν αμέσως οι μετρήσεις που χρειαζόμαστε και τις αποθηκεύουμε σε αρχείο excel ώστε να κατασκευάσουμε αργότερα τα απαραίτητα διαγράμματα. Στην Εικόνα 25 παρουσιάζεται το αποτέλεσμα της εφαρμογής του threshold μέσω του προγράμματος ImageJ. Αυτό που βοήθησε στην αναγνώριση των πολλών τρηματοφόρων στις εικόνες, ήταν η αντίθεση ανάμεσα στο μαύρο background και στις λευκές φιγούρες των δειγμάτων. Ακολουθώντας την καινοτόμα δουλειά των Kucera and Kunnett (2002) και σε συνδυασμό με την πρόσφατη μελέτη των Zarkogiannis et al. (2020) για την ανατολική Μεσόγειο, οι πέντε μορφομετρικές παράμετροι οι οποίες αναλύονται εδώ και εκφράζουν μια ξεκάθαρη όψη για το μέγεθος και το σχήμα του περιγράμματος των ειδών είναι: α) περίμετρος, β) 2-D εμβαδόν (επιφάνεια), γ) μεγαλύτερη διάμετρος τρηματοφόρων, δ) μικρότερη διάμετρος τρηματοφόρων, ε) ισοδύναμη κυκλική διάμετρος (ECD). Η βαθμονόμηση για το περίγραμμα και για τις μετρήσεις της διαμέτρου πραγματοποιήθηκε χρησιμοποιώντας μια εικόνα μικροκλίμακας η οποία πάρθηκε με την ίδια μεγέθυνση με εκείνη των

εικόνων των πλαγκτονικών τρηματοφόρων, βελτιστοποιώντας την ακρίβεια των μετρήσεων. Εκτός από την ανάλυση του μεγέθους, η επεξεργασία των εικόνων περιλαμβάνει τις μετρήσεις των πλαγκτονικών τρηματοφόρων για κάθε τοποθεσία με αποτέλεσμα τις συνολικές αλλαγές στις συγκεντρώσεις τους για την περιοχή μελέτης τα τελευταία χρόνια.



Εικόνα 25.Εφαρμογή threshold σε μια συγκέντρωση ατόμων του είδους *G.ruber* (s.s.)

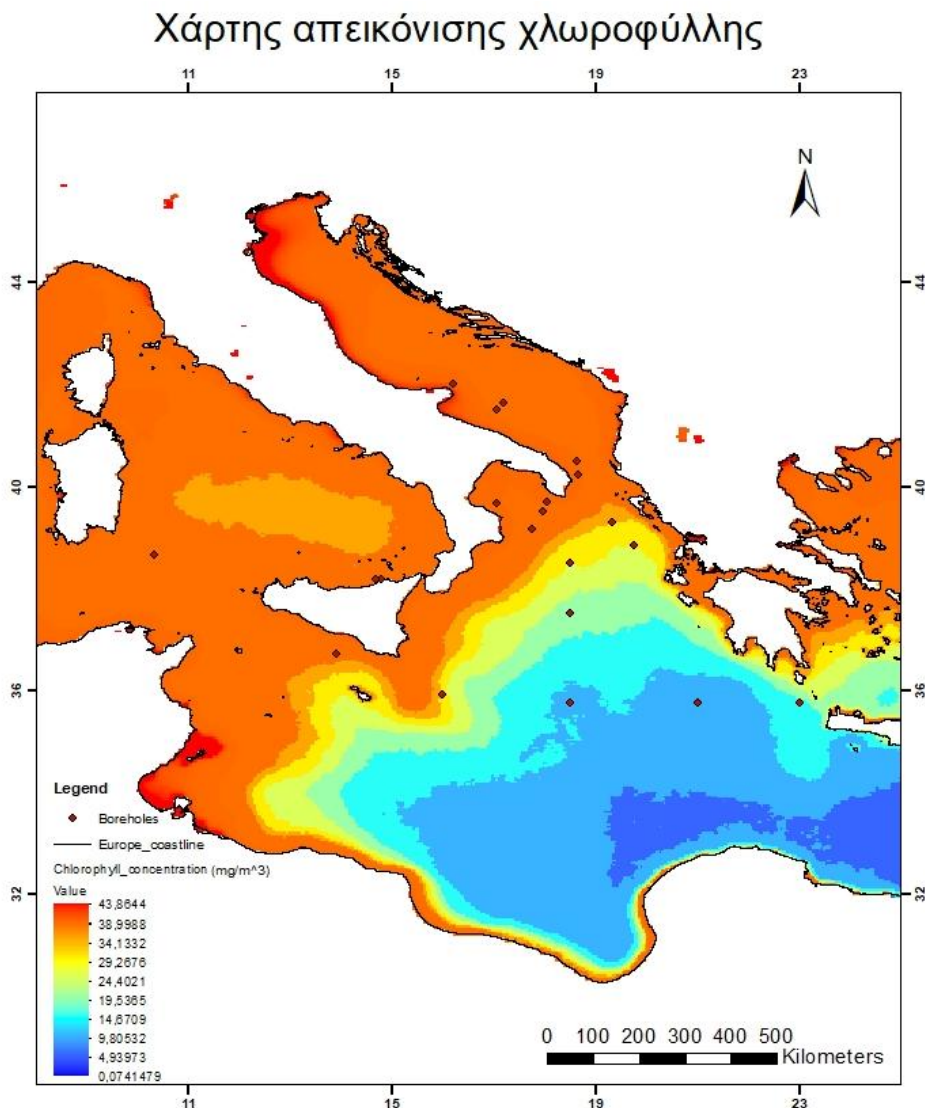
## Κεφάλαιο 4<sup>ο</sup> – Αποτελέσματα

### 4.1. Κατασκευή και ερμηνεία χαρτών

Στη προσπάθεια να γίνει πιο σωστή η ερμηνεία των αποτελεσμάτων τα οποία προέκυψαν από την ανάλυση των πληθυσμών των πλαγκτονικών τρηματοφόρων, κατασκευάστηκαν τρεις χάρτες οι οποίοι απεικονίζουν τις τρεις διαφορετικές περιβαλλοντικές παραμέτρους της Κεντρικής Μεσογείου. Πρόκειται για την συγκέντρωση της χλωροφύλλης (χάρτης 2), την επιφανειακή θερμοκρασία των υδάτων (χάρτης 3) και την αλατότητα (χάρτης 4). Χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα ArcMap 10.6 της ESRI, στο οποίο εισήχθηκαν δεδομένα δορυφόρων με αρχική μορφή NetCDF (.nc) και επεξεργάστηκαν κατάλληλα με σκοπό την μετατροπή τους σε αρχεία Raster και την δημιουργία των χαρτών. Τα δεδομένα για την αλατότητα και την θερμοκρασία προέρχονται από το [emodnet-Physics.eu](http://emodnet-physics.eu) και αφορούν σε χρονική περίοδο από 1 Ιανουαρίου 1900 έως 31 Δεκεμβρίου 2013. Τα δεδομένα της χλωροφύλλης προέρχονται από το [Oceancolor.gsfc.nasa.gov](http://oceancolor.gsfc.nasa.gov), μέσω του δορυφόρου MODIS-Aqua της NASA, με resolution 4km και αντιστοιχούν σε χρονική περίοδο από 4 Ιουλίου 2002 έως 30 Ιουνίου 2020. Η ακτογραμμή της Μεσογείου αντλήθηκε από την ιστοσελίδα *European Environment Agency* σε μορφή shapefile και εισήχθη στο ArcMap.

Κάτω αριστερά στον κάθε χάρτη υπάρχει υπόμνημα στο οποίο φαίνεται η χρωματική κλίμακα ώστε να αποτυπώνεται σωστά η διακύμανση της κάθε παραμέτρου καθώς και τα σημεία των πυρηνοληψιών τα οποία αναπαριστώνται με κουκίδες. Οι περισσότερες θέσεις δειγματοληψίας παρουσιάζονται στην θάλασσα του Ιονίου και στην Αδριατική ενώ κάποιες υπάρχουν και στην Τυρρηνία θάλασσα.

Ξεκινώντας, παρουσιάζεται ο χάρτης της χλωροφύλλης για την περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου.

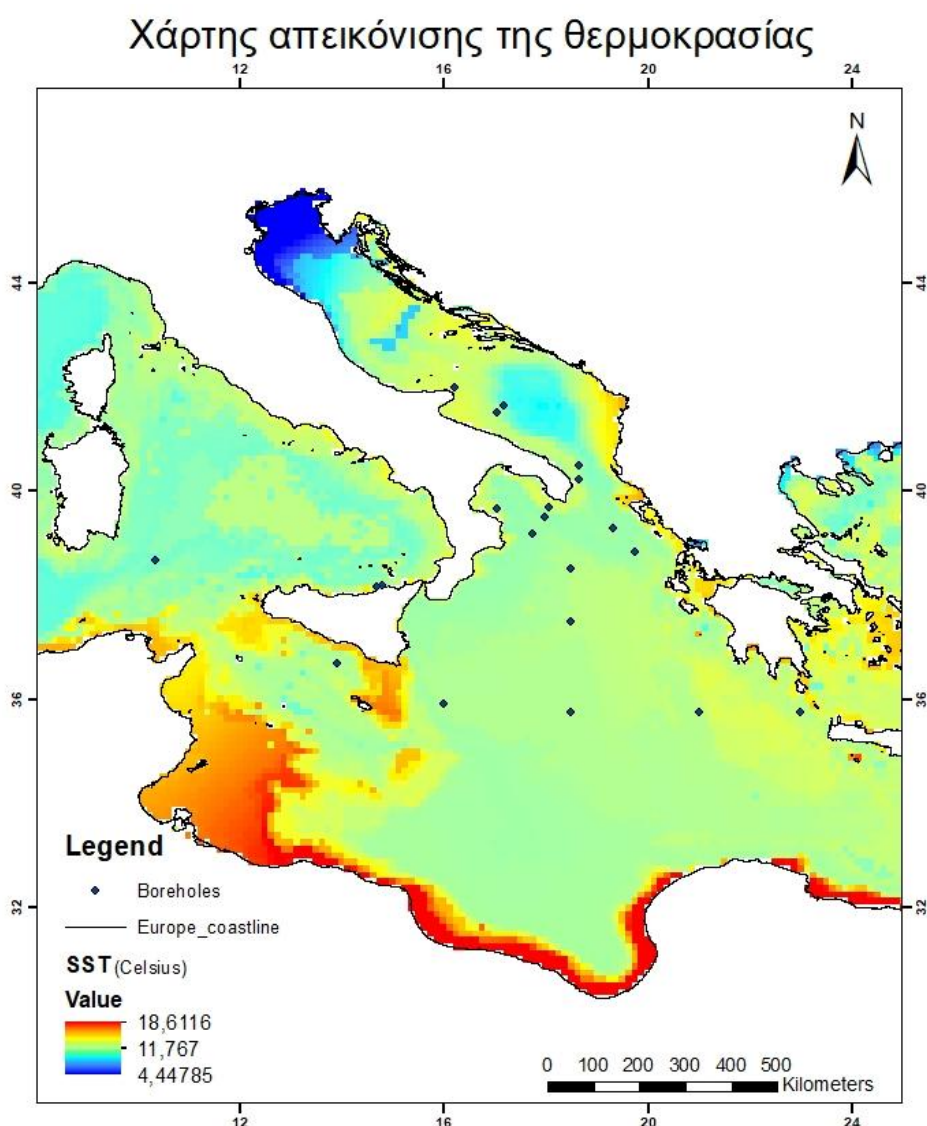


Χάρτης 2. Συγκέντρωση χλωροφύλλης στην Κεντρική Μεσόγειο

Η συγκέντρωση της χλωροφύλλης μετριέται με  $\text{mg}/\text{m}^3$ . Με σκούρο μπλε χρώμα παρουσιάζονται οι πιο χαμηλές συγκεντρώσεις ενώ με κόκκινο οι πολύ υψηλές. Βλέπουμε πως στις περιοχές όπου υπάρχουν ποτάμια συστήματα, η χλωροφύλλη είναι πολύ αυξημένη. Αυτό εντοπίζεται και στα ποτάμια και στις λίμνες της χώρας μας όπως και στην Τυνησία όπου οι συγκεντρώσεις είναι μεγάλες. Στην περιοχή της Αδριατικής, κατά μήκος σχεδόν όλων των ανατολικών ακτών της Ιταλίας, οι συγκεντρώσεις της χλωροφύλλης είναι πολύ μεγάλες εξαιτίας της δράσης των ποταμών, όπως αναφέρθηκε εκτενώς στο κεφάλαιο 2.3., οι οποίοι μεταφέρουν θρεπτικά συστατικά καθώς και γλυκό νερό, στις θάλασσες. Και ο Πάδος ποταμός

όπως και οι ποταμοί των Απεννίνων, εκβάλλουν στη θάλασσα και προκύπτει το αποτέλεσμα που απεικονίζεται στον χάρτη. Όσο απομακρυνόμαστε από την ακτή, οι τιμές μειώνονται. Οι περιοχές οι οποίες δεν δέχονται την επίδραση των ποταμών, έχουν χαμηλές ποσότητες χλωροφύλλης και κυρίως αυτό συμβαίνει στο νοτιοανατολικό κομμάτι του χάρτη, δηλαδή νότια της Ιταλίας και όσο κινούμαστε προς τον Ελλαδικό χώρο (νότια της Πελοποννήσου και στην δυτική Κρήτη).

Παρακάτω παρουσιάζεται ο χάρτης της επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας (SST) της Κεντρικής Μεσογείου.



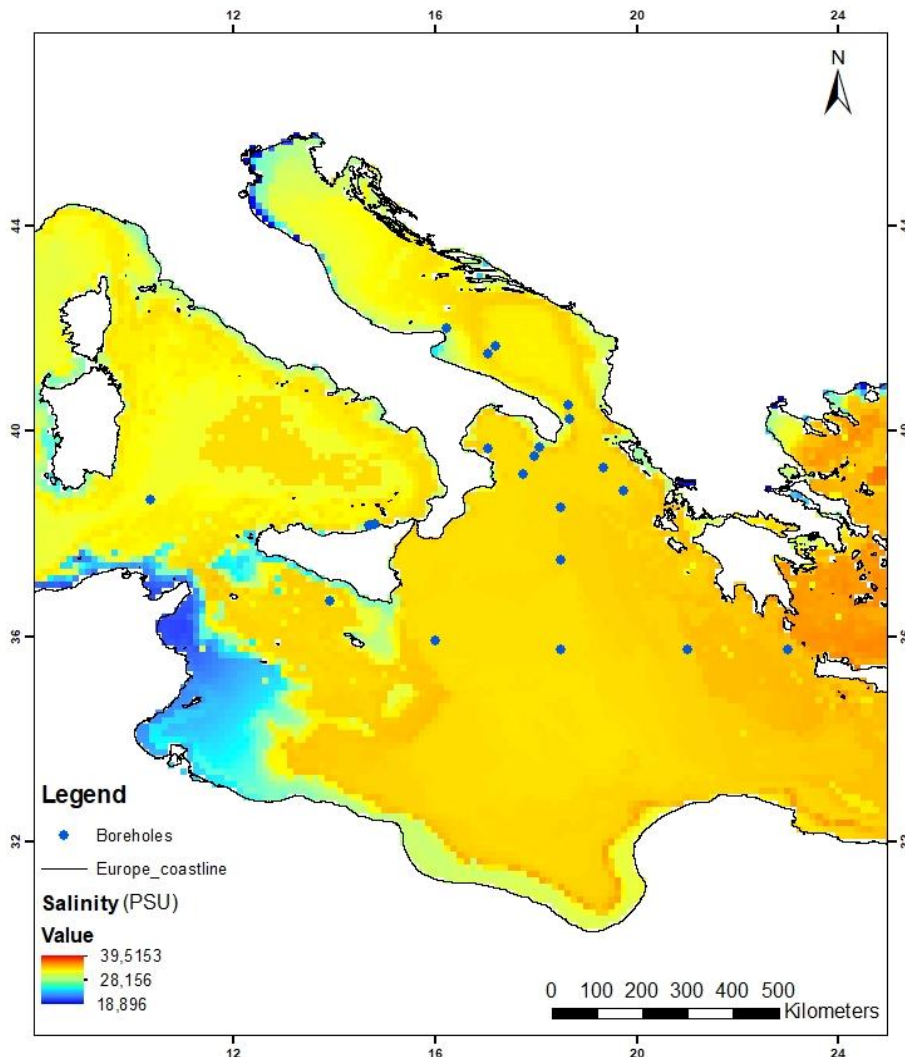
Χάρτης 3. Επιφανειακή θαλάσσια θερμοκρασία στην Κεντρική Μεσόγειο

Όπως και στον προηγούμενο χάρτη, τα ψυχρά χρώματα αντιπροσωπεύουν χαμηλές τιμές ενώ τα θερμά υψηλές. Η θερμοκρασία

μετριέται σε βαθμούς Κελσίου. Παρατηρούμε πως στην βόρεια Αδριατική τα νερά είναι αρκετά παγωμένα με θερμοκρασία κοντά στους 5 °C ενώ όσο κινούμαστε νοτιότερα πλησιάζουν τους 12-13°C. Φτάνοντας στο στενό του Οτράντο και περνώντας στο Ιόνιο πέλαγος, η θαλάσσια επιφανειακή θερμοκρασία συνεχίζει να αυξάνεται φτάνοντας τους 15°C. Οι υψηλότερες θερμοκρασίες παρατηρούνται κατά μήκος της ακτογραμμής της Αφρικής και κυρίως στην Τυνησία με τιμές που αγγίζουν τους 18°C. Ως συμπέρασμα, μπορεί να εκτιμηθεί ότι τα ύδατα της Κεντρικής Μεσογείου χαρακτηρίζονται από σχετικά υψηλές θερμοκρασίες με εξαίρεση την βόρεια Αδριατική.

Τέλος, μία ακόμη σημαντική παράμετρος είναι η αλατότητα.

### Χάρτης απεικόνισης αλατότητας



Χάρτης 4. Απεικόνιση αλατότητας στην Κεντρική Μεσόγειο

Στον συγκεκριμένο χάρτη, απεικονίζεται η διακύμανση της αλατότητας στην Κεντρική Μεσόγειο. Μετριέται σε PSU και η διακύμανση των χρωμάτων είναι ίδια με εκείνη των προηγούμενων χαρτών (θερμά χρώματα-υψηλές τιμές, ψυχρά χρώματα-χαμηλές τιμές). Εστιάζοντας, βλέπουμε πως οι χαμηλότερες τιμές βρίσκονται στην βόρεια Αδριατική και στην Τυνησία. Όσον αφορά στην βόρεια Αδριατική, οι τιμές της αλατότητας είναι αρκετά χαμηλές (περίπου 19 PSU) και αυτό παρατηρείται κατά μήκος των ανατολικών ακτών της Ιταλίας στις οποίες καθώς κινούμαστε νοτιότερα η αλατότητα αποκτά γαλάζιο χρώμα, συνεπώς αυξάνεται ελάχιστα. Για αυτές τις τιμές στη συγκεκριμένη περιοχή, ευθύνεται η έντονη εισαγωγή γλυκού νερού από τους ποταμούς της Ιταλίας προς την Αδριατική θάλασσα, η οποία με αυτόν τον τρόπο, λειτουργεί ως λεκάνη αραιώσης.

## **4.2. Κατασκευή και ερμηνεία διαγραμμάτων**

Έπειτα από την συλλογή των δειγμάτων, την ανάλυση τους, την επεξεργασία τους με το πρόγραμμα ImageJ και την εξαγωγή των απαραίτητων αριθμητικών παραμέτρων φτάνουμε στο τελευταίο στάδιο της μελέτης, το οποίο είναι η αποτύπωση των αριθμητικών αυτών παραμέτρων σε διαγράμματα. Κατασκευάσα οκτώ διαγράμματα με τη χρήση του προγράμματος Grapher12. Στον κατακόρυφο άξονα βρίσκονται πάντα τα ονόματα των θέσεων δειγματοληψίας με κριτήριο το γεωγραφικό πλάτος, ξεκινώντας από το μικρότερο και φτάνοντας στο μεγαλύτερο (πίνακας 1 για τα γεωγραφικά πλάτη, κεφάλαιο 3.1.). Στον οριζόντιο άξονα βρίσκονται οι παράμετροι που υπολογίστηκαν (ECD,%) για κάθε ένα από τα 14 είδη τρηματοφόρων που μελετήθηκαν. Οι κόκκινες κουκίδες αντιπροσωπεύουν τις θέσεις δειγματοληψίας. Τέσσερα διαγράμματα απεικονίζουν την μεταβολή του δείκτη ECD (περίμετρος των τρηματοφόρων) σε σχέση με το γεωγραφικό πλάτος, προκειμένου να εκτιμήσουμε εάν υπάρχει κάποια διαφοροποίηση στο μέγεθος συγκριτικά με την περιοχή διαβίωσης των οργανισμών ενώ τα υπόλοιπα τέσσερα αποτυπώνουν το ποσοστό εμφάνισης των ειδών σε σχέση επίσης με το γεωγραφικό πλάτος. Προκειμένου να γίνει μια πιο λεπτομερής ανάλυση, δύο διαγράμματα αφορούν σε όλες τις θέσεις δειγματοληψίας ενώ τα υπόλοιπα έξι αντιστοιχούν σε κάθε περιοχή ξεχωριστά (Αδριατική θάλασσα, Τυρρηνία θάλασσα και Ιόνιο πέλαγος).

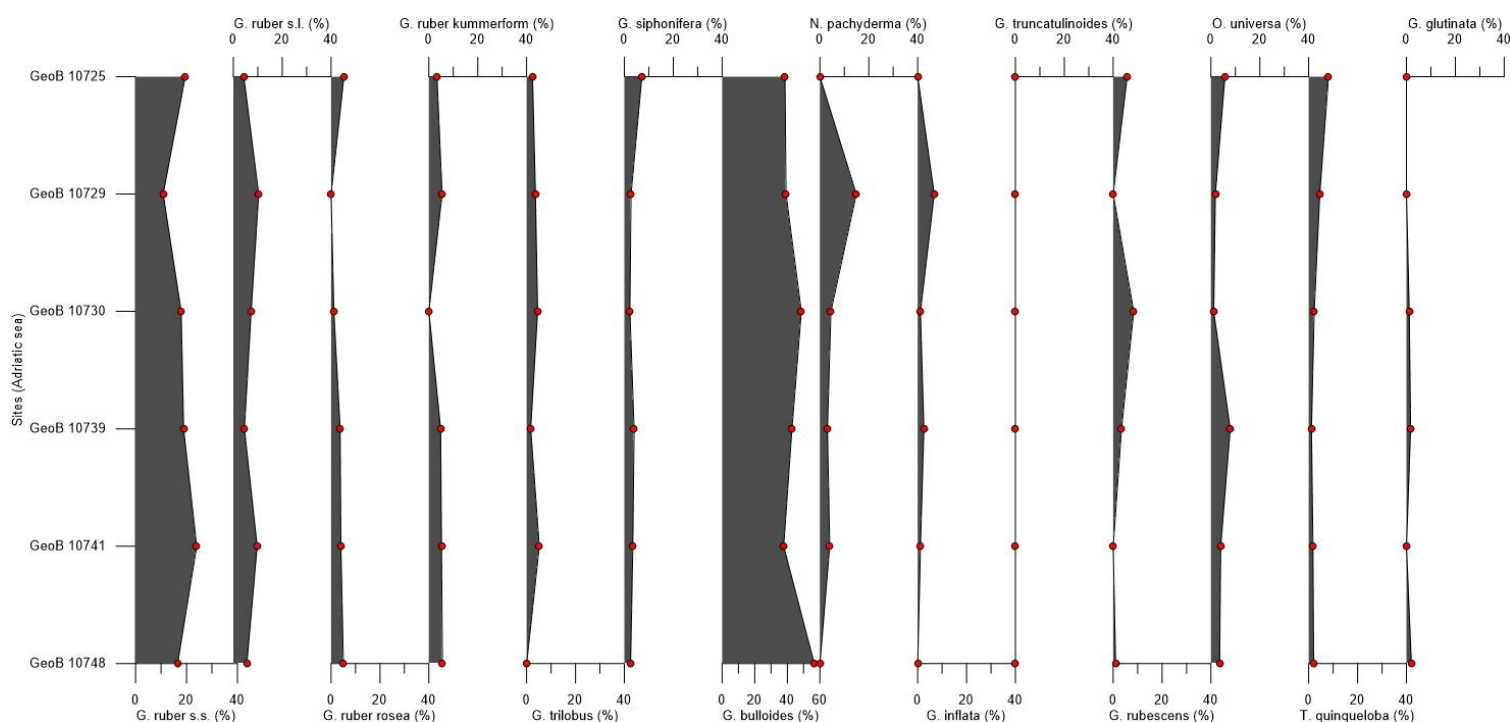


Παρακάτω παρουσιάζονται τα διαγράμματα της Αδριατικής, του Ιονίου και της Τυρρηνίας θάλασσας και στο τέλος, τα δύο τα οποία απεικονίζουν τα αποτελέσματα για όλη την περιοχή μελέτης.

### **ΑΔΡΙΑΤΙΚΗ ΘΑΛΑΣΣΑ**

Ακολουθούν δύο διαγράμματα. Το πρώτο αφορά στο ποσοστό εμφάνισης (αφθονία) του κάθε είδους στην Αδριατική και το δεύτερο στα μεγέθη των ειδών. Έξι θέσεις δειγματοληψίας αντιστοιχούν στην Αδριατική θάλασσα.

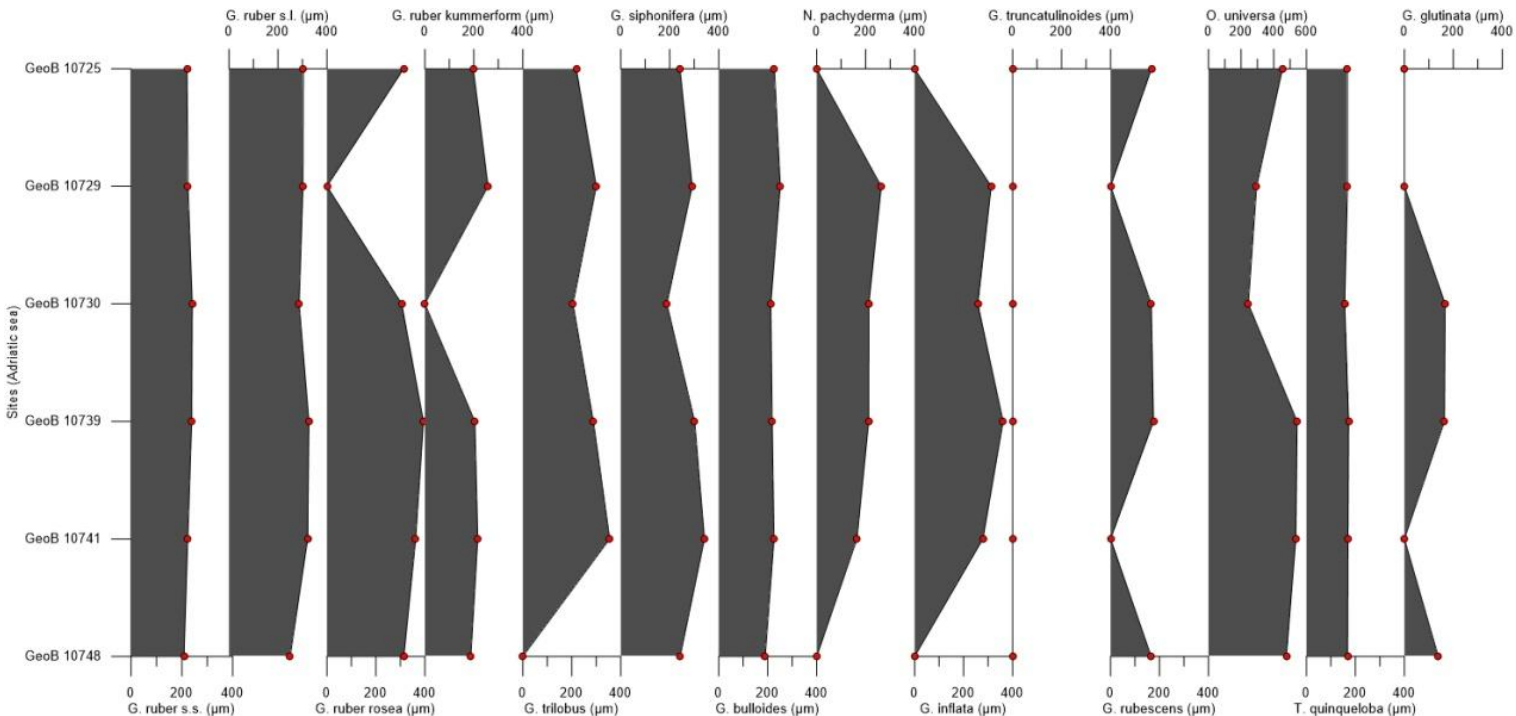
#### **Ποσοστό εμφάνισης των ειδών/Γεωγραφικό πλάτος**



Στο διάγραμμα παρουσιάζονται στους οριζόντιους άξονες τα 14 σύγχρονα είδη πλαγκτονικών τρηματοφόρων που αναγνωρίστηκαν σε επίπεδο είδους στα σημεία δειγματοληψίας. Στον κατακόρυφο άξονα έχουν τοποθετηθεί τα σημεία των πυρηνοληψιών ξεκινώντας από το μικρότερο γεωγραφικό πλάτος της Αδριατικής θάλασσας (39°39.99'-GeoB 10748) και φτάνοντας στο μεγαλύτερο (42°00.03'-GeoB 10725). Τα μεγαλύτερα

ποσοστά εμφάνισης στην περιοχή της Αδριατικής φαίνεται πως έχουν το είδος *G. ruber* s.s. με μέγιστο περίπου 25% και το είδος *G. bulloides* με μέγιστο σχεδόν 60% στο μικρότερο γεωγραφικό πλάτος της Αδριατικής. Το είδος *G. ruber* s.s. φαίνεται να αυξάνεται προς τα μικρότερα γεωγραφικά πλάτη. Ακολουθεί το είδος *G. ruber* s.l. με ποσοστό εμφάνισης που κυμαίνεται από 5% έως 15% χωρίς να εμφανίζεται κάποια διαφοροποίηση με την αλλαγή του γεωγραφικού πλάτους. Τα είδη *G. ruber rosea*, *G. ruber kummerform*, *G. trilobus*, *G. siphonifera* φαίνεται να κάνουν μικρές εμφανίσεις σε αυτές τις περιοχές χωρίς να υπάρχει κάποια έντονη διαφοροποίηση καθώς μειώνεται ή αυξάνεται το γεωγραφικό πλάτος. Μόνο το *G. siphonifera* θα μπορούσαμε να πούμε πως έχει μια πιο μεγάλη εμφάνιση στο μεγαλύτερο γεωγραφικό πλάτος. Το είδος *G. truncatulinooides* απουσιάζει εντελώς από την Αδριατική ενώ τα είδη *N. pachyderma* και *G. inflata* εμφανίζουν ένα τοπικό μέγιστο σε μεγάλο γεωγραφικό πλάτος, στο 41°38.79'-GeoB 10729, ενώ όσο μειώνεται, μειώνονται και οι συγκεντρώσεις τους. Το είδος *O. universa* εμφανίζεται με περισσότερα άτομα στο GeoB 10739-41°38.79' ενώ στα υπόλοιπα γεωγραφικά πλάτη υπάρχουν αυξομειώσεις. Το είδος *G. rubescens* εμφανίζει μέγιστο στο 41°29.99'-GeoB 10730 ενώ στα μικρότερα γεωγραφικά πλάτη φαίνεται να εκλείπει. Τέλος, το είδος *T. quinqueloba* εμφανίζεται με πολύ μικρά ποσοστά (περίπου 6%) μόνο στα μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη της Αδριατικής απουσιάζοντας από τα μικρότερα, ενώ το είδος *G. glutinata* κυμαίνεται στο 1%-2%.

## Κυκλική διάμετρος (ECD)/Γεωγραφικό πλάτος



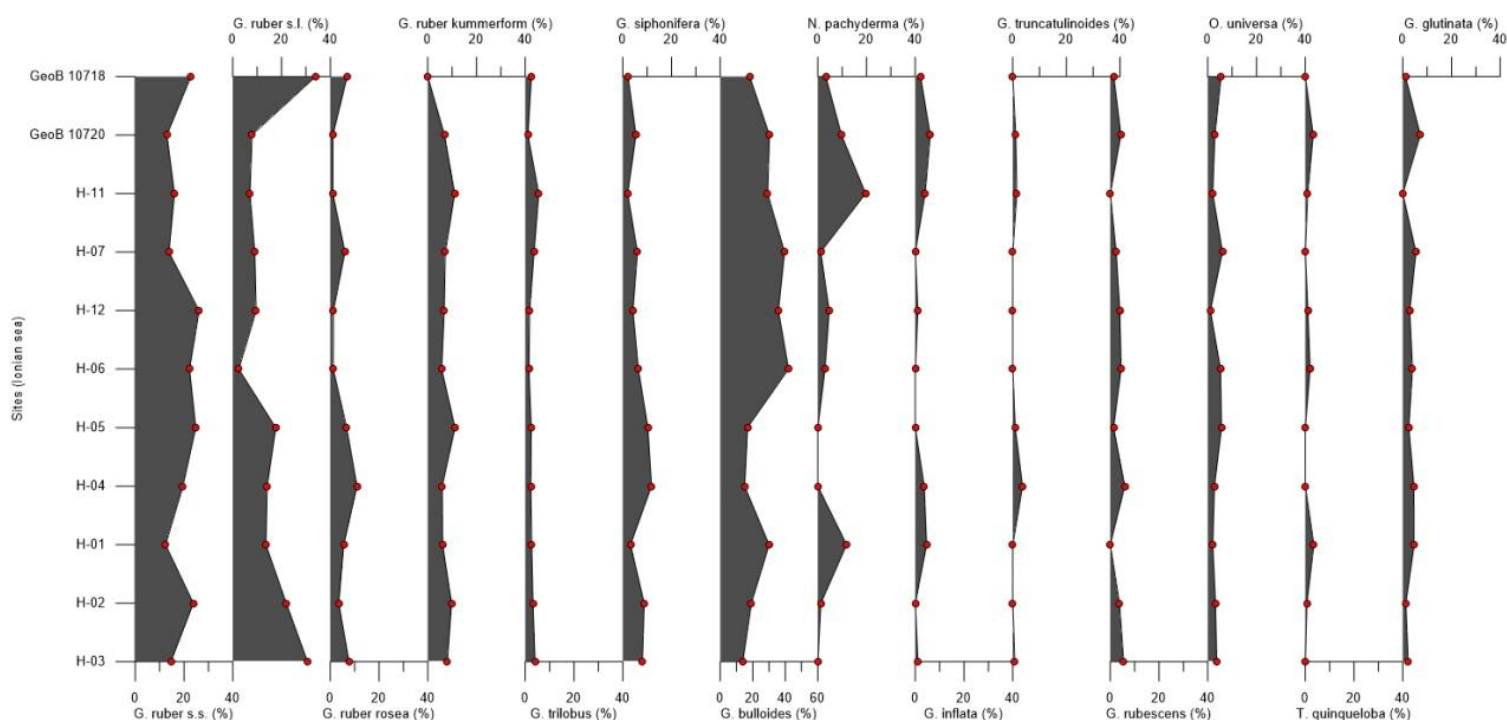
Η παράμετρος ECD αφορά στην περίμετρο, δηλαδή στο μέγεθος των τρηματοφόρων. Ξεκινώντας από το είδος *G. ruber s.s* βλέπουμε πως σε όλη την έκταση της Αδριατικής, το μέγεθος του παραμένει ίδιο, περίπου 200 μm, με ελάχιστες διακυμάνσεις. Αντίστοιχα και το μέγεθος του είδους *G. ruber s.l.* παραμένει σταθερό στο 300 μm σε όλα τα γεωγραφικά πλάτη. Το ίδιο παρατηρείται και στο είδος *G. ruber rosea* το μέγεθος του οποίου είναι σταθερό στα 300 μm. Το είδος *G. ruber kummerform* παρουσιάζει τιμές κοντά στα 300 μm, παρόμοιο μέγεθος με τα προηγούμενα είδη. Δεν εμφανίζεται κάποια διαφοροποίηση. Το είδος *G. trilobus* δείχνει να αυξάνει το μέγεθος του καθώς μειώνεται το γεωγραφικό πλάτος (από 200 μm φτάνει περίπου τα 400 μm) όμως νοτιότερα (39°39.99'-GeoB 10748) δεν εμφανίζεται καθόλου. Η *G. siphonifera* έχει κάποιες μικρές διακυμάνσεις στο μέγεθος οι οποίες όμως δεν συσχετίζονται με την μείωση ή την αύξηση του γεωγραφικού πλάτους. Το είδος *G. bulloides* παραμένει σταθερό σε μέγεθος σε όλη την περιοχή της Αδριατικής (200 μm). Η *N. pachyderma* φαίνεται να επηρεάζεται από τη μείωση του γεωγραφικού πλάτους και μειώνεται και το μέγεθος της ενώ το αντίθετο συμβαίνει με την *O. universa* η οποία επηρεάζεται από την μείωση του γεωγραφικού πλάτους αυξάνοντας τα μεγέθη στα κελύφη του πληθυσμού της (μέχρι και 600 μm). Είναι και το πιο μεγάλο τρηματοφόρο σε σχέση με όλα τα υπόλοιπα. Τα είδη *G. rubescens* και *G. glutinata* εμφανίζουν σχεδόν τα ίδια

μεγέθη στα ίδια γεωγραφικά πλάτη, με τη διαφορά όμως ότι το τελευταίο δεν εμφανίζεται στην πανίδα των δειγμάτων που βρίσκονται βορειότερα. Τέλος, το μέγεθος του είδους *T. quinqueloba* δεν επηρεάζεται από την αλλαγή του γεωγραφικού πλάτους καθώς παραμένει σταθερό στα 200μm περίπου.

### **ΙΟΝΙΟ ΠΕΛΑΓΟΣ**

Ακολουθούν δύο διαγράμματα. Το πρώτο αφορά στο ποσοστό εμφάνισης (αφθονία) του κάθε είδους στο Ιόνιο πέλαγος και το δεύτερο στα μεγέθη των ειδών. Έντεκα θέσεις δειγματοληψίας αντιστοιχούν στην περιοχή του Ιονίου πελάγους.

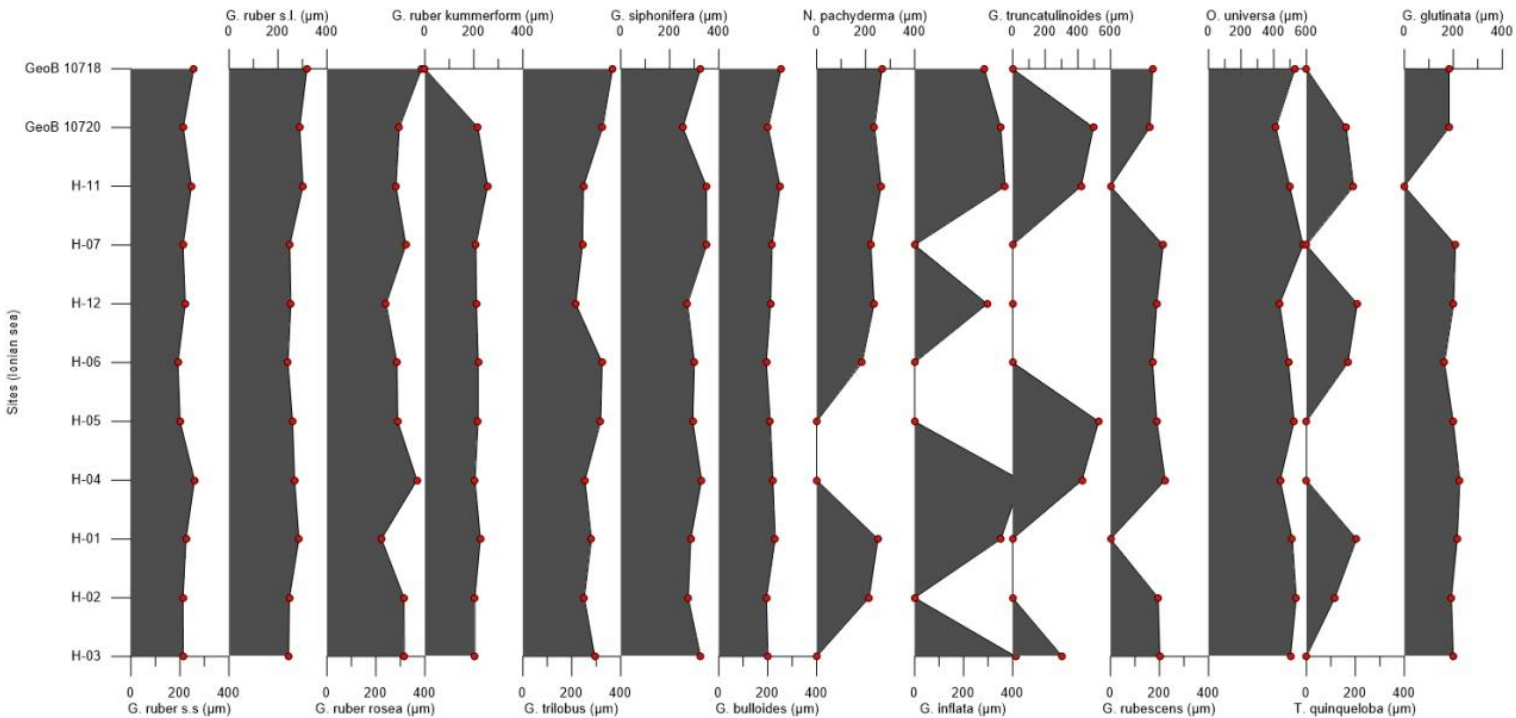
#### **Ποσοστό εμφάνισης των ειδών/Γεωγραφικό πλάτος**



Στον κατακόρυφο άξονα έχουν τοποθετηθεί τα σημεία δειγματοληψίας ξεκινώντας από το μικρότερο γεωγραφικό πλάτος του Ιονίου πελάγους (35°45.00'-M-71\_H-03) και φτάνοντας στο μεγαλύτερο (39°41.57'- GeoB 10718). Τα μεγαλύτερα ποσοστά εμφάνισης στην περιοχή του Ιονίου φαίνεται να κατέχουν πάλι τα είδη *G. ruber* s.s. με μέγιστο περίπου 25%-30% και το είδος *G. bulloides* με μέγιστο σχεδόν 45%-50%, μικρότερο

δηλαδή από εκείνο που εμφάνιζε στην Αδριατική θάλασσα (60%). Δεν υπάρχει κάποια αξιοσημείωτη διαφορά με την αλλαγή του γεωγραφικού πλάτους. Επίσης μεγάλες εμφανίσεις κάνει το είδος *G. ruber* s.l. με ποσοστό εμφάνισης μέχρι και 35% στο μεγαλύτερο και στο μικρότερο γεωγραφικό πλάτος. Μεγαλύτερο ποσοστό εμφάνισης λοιπόν στο Ιόνιο πέλαγος συγκριτικά με την Αδριατική (5% έως 15%). Τα είδη *G. ruber rosea*, *G. ruber kummerform*, *G. trilobus*, *G. siphonifera* και *G. rubescens* φαίνεται να κάνουν μικρές εμφανίσεις σε αυτές τις περιοχές χωρίς να υπάρχει κάποια έντονη διαφοροποίηση καθώς μειώνεται ή αυξάνεται το γεωγραφικό πλάτος. Αντίστοιχα μικρές εμφανίσεις βλέπουμε και στην Αδριατική με την διαφορά ότι τα είδη *G. ruber kummerform* και *G. siphonifera* εμφανίζονται λίγο περισσότερο στο Ιόνιο πέλαγος (10% περίπου). Το είδος *G. truncatulinoides* εμφανίζεται με μικρά ποσοστά στο Ιόνιο πέλαγος, σε αντίθεση με την Αδριατική όπου δεν εμφανίζεται καθόλου, ενώ το είδος *T. quinqueloba* εμφανίζεται με μικρότερα ποσοστά στο Ιόνιο πέλαγος από ότι στην Αδριατική. Η *N. pachyderma* παρουσιάζει κάποια μεγάλα ποσοστά εμφάνισης αγγίζοντας το 20% αλλά σε μεμονωμένες θέσεις όπως αντίστοιχα γίνεται και στην Αδριατική. Βλέπουμε μια μείωση του πληθυσμού της καθώς περνάμε σε μικρότερα γεωγραφικά πλάτη. Το είδος *G. inflata* στο Ιόνιο πέλαγος δεν ευδοκιμεί τόσο πολύ όπως ούτε και στην Αδριατική. Τα ποσοστά εμφάνισης του αγγίζουν το 5%. Η *O. universa* επίσης έχει χαμηλά ποσοστά εμφάνισης (5%-10%) ταυτόσημα με εκείνα της Αδριατικής (5%-10%). Τέλος, το είδος *G. glutinata* ευδοκιμεί πολύ περισσότερο στην περιοχή του Ιονίου (έως 10%) συγκριτικά με την Αδριατική (1%-2%).

## Κυκλική διάμετρος (ECD)/Γεωγραφικό πλάτος



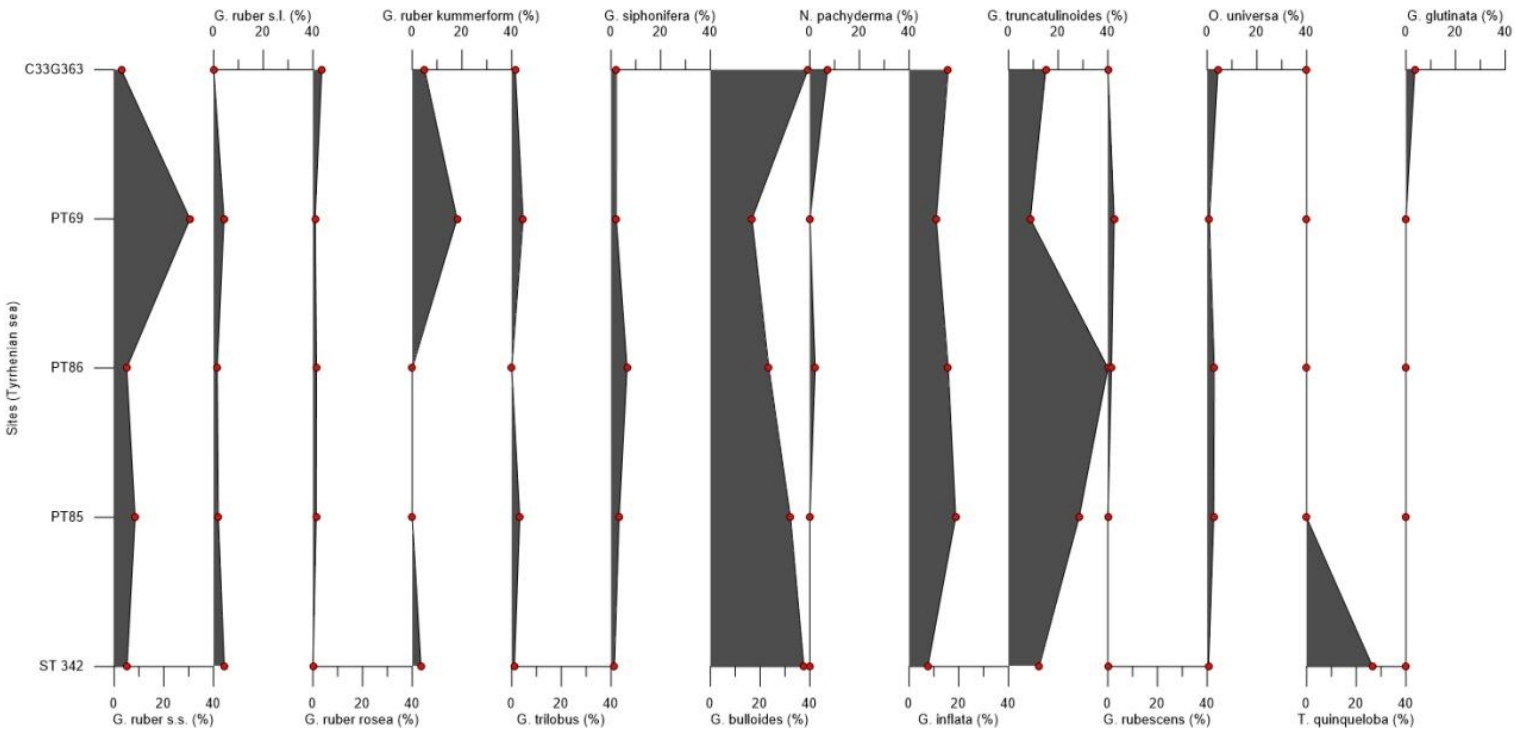
Όσον αφορά το είδος *G. ruber* s.s, βλέπουμε πως σε όλη την έκταση του Ιονίου, το μέγεθος του παραμένει ίδιο, περίπου 200μm, με ελάχιστες διακυμάνσεις. Αντίστοιχα και το μέγεθος του είδους *G. ruber* s.l. παραμένει σταθερό στο 300 μm σε όλα τα γεωγραφικά πλάτη. Το ίδιο παρατηρείται και στο είδος *G. ruber rosea* το μέγεθος του οποίου είναι σταθερό στα 300 μm εκτός από μικρές διακυμάνσεις. Το είδος *G. ruber kummerform* παίρνει τιμές κοντά στα 300 μm, παρόμοιο μέγεθος με τα προηγούμενα είδη. Δεν εμφανίζεται κάποια διαφοροποίηση με την αύξηση ή την μείωση του γεωγραφικού πλάτους. Είναι ελάχιστα πιο μεγάλο σε σχέση με τους πληθυσμούς της Αδριατικής. Το είδος *G. trilobus* αυξομειώνει το μέγεθος του όμως πάντα κοντά στα 300 μm και λίγο παραπάνω. Η *G. siphonifera* έχει κάποιες μικρές διακυμάνσεις στο μέγεθος οι οποίες όμως δεν μπορούν να συσχετιστούν θετικά με την μείωση ή την αύξηση του γεωγραφικού πλάτους. Παραμένει σταθερό στα 300 μm περίπου και κάποιες φορές και 400 μm. Το είδος *G. bulloides* παραμένει σταθερό σε μέγεθος σε όλη την περιοχή του Ιονίου πελάγους (200 μm). Η *N. pachyderma* κρατάει ένα σταθερό μέγεθος περίπου στα 200-300 μm σε όλο το Ιόνιο στα δείγματα όπου έχει καταγραφεί. Σε όλα αυτά τα είδη, αξίζει να σημειωθεί πως δεν παρατηρούνται σημαντικές διαφορές στα μεγέθη μεταξύ των πληθυσμών που διαβιούν στην Αδριατική και σε αυτών που διαβιούν στο Ιόνιο. Στη

συνέχεια, το είδος *G. inflata* παρουσιάζει μεγάλους αντιπροσώπους με μέγεθος σχεδόν σε όλα τα γεωγραφικά πλάτη 400 μm, πιο μεγάλο από εκείνο της Αδριατικής. Το είδος *G. truncatulinoides* το οποίο εμφανίζεται περισσότερο στο Ιόνιο συγκριτικά με την Αδριατική, έχει αρκετά μεγάλο μέγεθος, σχεδόν 500 μm, και μπορούμε να παρατηρήσουμε πως στο μικρότερο γεωγραφικό πλάτος (35°45.00'), έχει και το μικρότερο μέγεθος (300 μm). Το είδος *G. rubescens* έχει μέγεθος σταθερό στα 200-220 μm σε όλα τα γεωγραφικά πλάτη, λίγο μεγαλύτερο από εκείνο της Αδριατικής. Η *O. univversa* έχει επίσης σταθερό μέγεθος και ίδιο με εκείνο που παρουσιάζουν οι πληθυσμοί της στην Αδριατική, μεταξύ 500 και 600 μm, ξεχωρίζοντας έτσι ως το μεγαλύτερο σε μέγεθος πλαγκτονικό τρηματοφόρο. Το μέγεθος του είδους *T. quinqueloba* δεν επηρεάζεται από την αλλαγή του γεωγραφικού πλάτους καθώς παραμένει σταθερό στα 200 μm περίπου, όσο και στην Αδριατική θάλασσα. Τέλος, η *G. glutinata* εμφανίζεται πολύ περισσότερο στο Ιόνιο και έχει και ελάχιστα πιο μεγάλο μέγεθος (200-210 μm) συγκριτικά με τους πληθυσμούς της Αδριατικής (200 μm και λιγότερο).

#### **ΤΥΡΡΗΝΙΑ ΘΑΛΑΣΣΑ**

Ακολουθούν δύο διαγράμματα. Το πρώτο αφορά στο ποσοστό εμφάνισης (αφθονία) του κάθε είδους στην Τυρρήνια θάλασσα και το δεύτερο στα μεγέθη των ειδών. Πέντε θέσεις δειγματοληψίας αντιστοιχούν στην περιοχή της Τυρρήνιας θάλασσας.

## Ποσοστό εμφάνισης των ειδών/Γεωγραφικό πλάτος

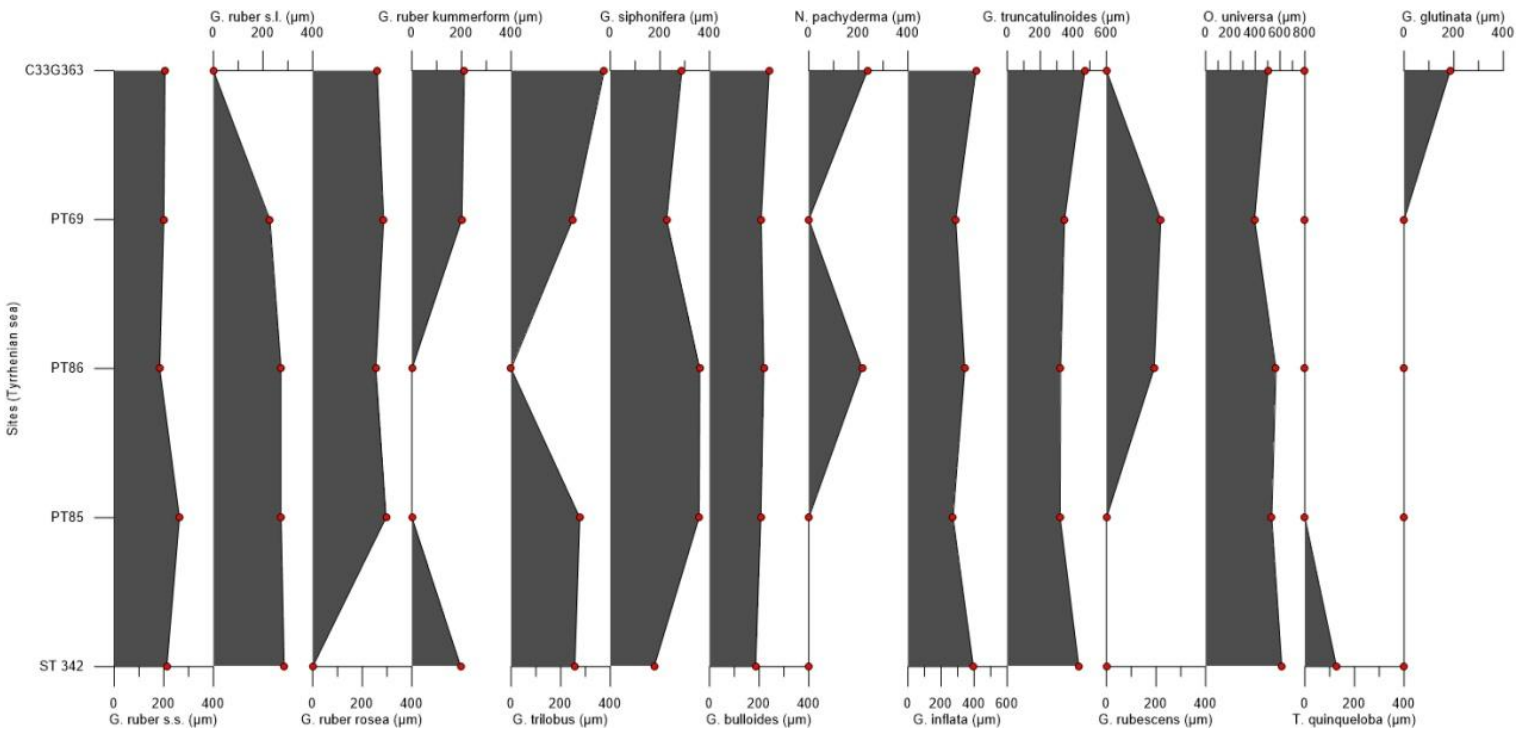


Η Τυρρήνια θάλασσα είναι μια θαλάσσια λεκάνη με τελείως διαφορετικά καθεστώτα από τις προηγούμενες δύο, με αποτέλεσμα να βλέπουμε διαφοροποιήσεις στις εμφανίσεις των ειδών. Στον κατακόρυφο άξονα έχουν τοποθετηθεί τα σημεία δειγματοληψίας ξεκινώντας από το μικρότερο γεωγραφικό πλάτος (36°42.00'-ST\_342) και φτάνοντας στο μεγαλύτερο (38°39.49'-C33G363). Και εδώ όπως και στις άλλες περιοχές, το είδος *G. bulloides* βλέπουμε να κυριαρχεί με εμφανίσεις έως και 40% στο μεγαλύτερο και στο μικρότερο γεωγραφικό πλάτος. Συγκριτικά με το Ιόνιο (45%-50%) και την Αδριατική θάλασσα (60%), το ποσοστό είναι μικρότερο, δεν παύει όμως να είναι κυρίαρχο είδος στην περιοχή. Ακολουθεί το είδος *G. truncatulinoides* το οποίο δεν ευδοκίμωσε ούτε στο Ιόνιο ούτε στην Αδριατική σε τόσο μεγάλα ποσοστά (έως 40%). Και το είδος *G. inflata* εμφανίζεται με μεγάλα ποσοστά (20%) ενώ οι συγκεντρώσεις του ήταν αμελειτέες στις προηγούμενες υπό μελέτη λεκάνες. Ακολουθεί το είδος *G. ruber* s.s. με τον πληθυσμό του να μην ξεπερνάει το 10% εκτός από ένα μέγιστο 30% σε μία συγκεκριμένη θέση. Αισθητά πιο μικρή εμφάνιση αυτού του είδους στην Τυρρήνια. Το είδος *G. ruber* s.l. δεν παρατηρείται καθόλου στην περιοχή καθώς τα ποσοστά είναι μικρότερα το 5% σε αντίθεση με το Ιόνιο όπου έφτανε έως και το



30% και στην Αδριατική το 18%. Τα είδη *G. ruber rosea*, *G. trilobus*, *G. siphonifera*, *G. rubescens* και *O. universa* φαίνεται να κάνουν μικρές εμφανίσεις σε αυτές τις περιοχές χωρίς να υπάρχει κάποια έντονη διαφοροποίηση καθώς μειώνεται ή αυξάνεται το γεωγραφικό πλάτος. Το ίδιο παρατηρείται και στην Αδριατική ενώ στο Ιόνιο ο πληθυσμός τους είναι μεγαλύτερος. Το είδος *G. ruber kummerform* λείπει από την περιοχή όμως υπάρχει ένα ποσοστό εμφάνισης 20% σε ένα μόνο σημείο (PT69). Μόνο στο Ιόνιο βλέπουμε σε όλα τα γεωγραφικά πλάτη να αναπτύσσονται πληθυσμοί του συγκεκριμένου είδους. Η *N. pachyderma* φαίνεται επίσης να απουσιάζει από την Τυρρηνία θάλασσα καθώς μόνο σε ένα σημείο το ποσοστό εμφάνισης φτάνει το 10% και στα υπόλοιπα είναι σχεδόν 0%. Σαφώς στις άλλες δύο περιοχές ευδοκιμεί περισσότερο (κυρίως στο Ιόνιο αλλά και στην Αδριατική). Τέλος, το είδος *G. glutinata* σχεδόν εξαφανίζεται στην Τυρρηνία (Ιόνιο έως 10% και Αδριατική 1%-2%) όπως και το είδος *T. quinqueloba* το οποίο εμφανίζει ένα 30% στο κανάλι της Σικελίας (ST\_342) απουσιάζοντας από την Τυρρηνία όπως και στις άλλες δύο περιοχές.

### Κυκλική διάμετρος (ECD)/Γεωγραφικό πλάτος

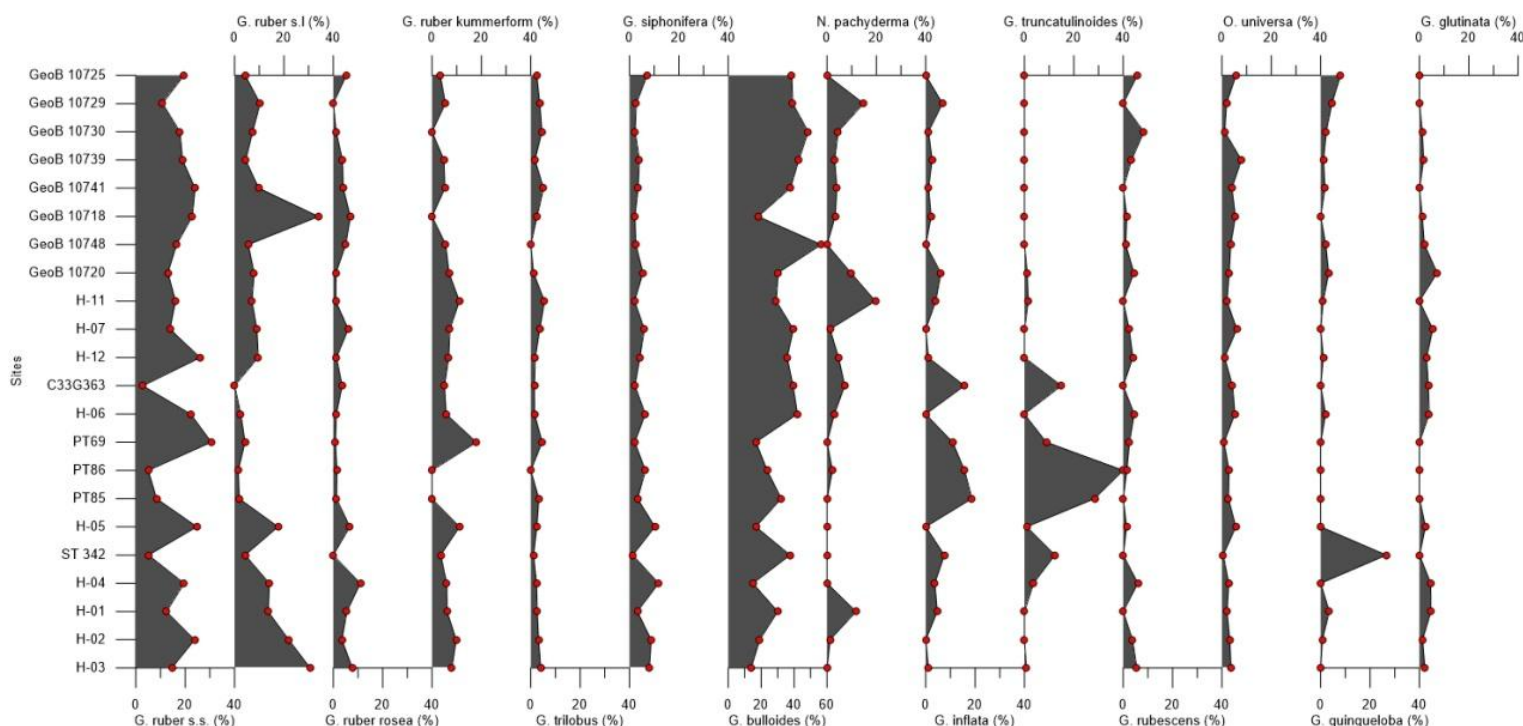


Στο είδος *G. ruber* s.s, σε όλη την έκταση της Τυρρήνιας θάλασσας, το μέγεθος του παραμένει ίδιο, περίπου 200 μm, με ελάχιστες διακυμάνσεις. Αντίστοιχα και το μέγεθος του είδους *G. ruber* s.l. παραμένει σταθερό στο 300 μm σε όλα τα γεωγραφικά πλάτη. Το ίδιο παρατηρείται και στο είδος *G. ruber rosea* το μέγεθος του οποίου είναι σταθερό στα 300 μm. Το είδος *G. ruber kummerform* παίρνει τιμές κοντά στα 200μm, μικρότερο από τους πληθυσμούς που παρατηρούνται στο Ιόνιο και την Αδριατική. Το είδος *G. trilobus* αυξομειώνει το μέγεθος του όμως πάντα κοντά στα 300 μm και λίγο παραπάνω. Η *G. siphonifera* έχει κάποιες μικρές διακυμάνσεις στο μέγεθος οι οποίες όμως δεν ταυτίζονται με την μείωση ή την αύξηση του γεωγραφικού πλάτους. Παραμένει σταθερό στα 300 μm έως 400 μm περίπου. Το είδος *G. bulloides* παραμένει σταθερό σε μέγεθος σε όλη την περιοχή της Τυρρήνιας θάλασσας (200 μm). Η *N. pachyderma* κρατάει ένα σταθερό μέγεθος περίπου στα 200-300 μm σε όλη την περιοχή, εκτός φυσικά από τα γεωγραφικά πλάτη όπου δεν εμφανίζεται. Σε όλα αυτά τα είδη, δεν παρατηρούνται σημαντικές διαφορές στα μεγέθη μεταξύ των πληθυσμών που διαβιούν στην Αδριατική και σε αυτών που διαβιούν στο Ιόνιο και στην Τυρρήνια θάλασσα. Στη συνέχεια, το είδος *G. inflata* παρουσιάζει μεγάλους αντιπροσώπους με μέγεθος σχεδόν σε όλα τα γεωγραφικά πλάτη 400 μm, όπως και στο Ιόνιο, μέγεθος πιο μεγάλο από εκείνο της Αδριατικής. Το είδος *G. truncatulinoides* εμφανίζεται πολύ έντονα σε αυτήν την περιοχή με μέγεθος ίδιο με εκείνο που παρατηρήθηκε και στο Ιόνιο, 500 μm. Το είδος *G. rubescens* έχει μέγεθος σταθερό στα 200-220 μm σε όλα τα γεωγραφικά πλάτη, λίγο μεγαλύτερο από εκείνο της Αδριατικής και ίδιο με τους πληθυσμούς του Ιονίου. Η *O. universa* έχει επίσης σταθερό μέγεθος και ίδιο με εκείνο που παρουσιάζουν οι πληθυσμοί της στην Αδριατική και στο Ιόνιο, μεταξύ 500 και 600μm, ξεχωρίζοντας έτσι ως το μεγαλύτερο τρηματοφόρο. Το μέγεθος του είδους *T. quinqueloba*, στο μοναδικό σημείο που εμφανίζεται (ST\_342), είναι περίπου 150 μm, μικρότερο δηλαδή συγκριτικά με την Αδριατική και το Ιόνιο. Τέλος, η *G. glutinata*, στο μοναδικό σημείο που εμφανίζεται (G33C363), έχει περίμετρο 200μm, όπως και στους αντίστοιχους πληθυσμούς της στο Ιόνιο και στην Αδριατική.

## ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ ΚΕΝΤΡΙΚΗΣ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ

Ακολουθούν δύο διαγράμματα. Το πρώτο αφορά στο ποσοστό εμφάνισης (αφθονία) του κάθε είδους σε όλη την περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου και το δεύτερο στα μεγέθη των ειδών. Είκοσι δύο θέσεις δειγματοληψίας αντιστοιχούν στην περιοχή μελέτης.

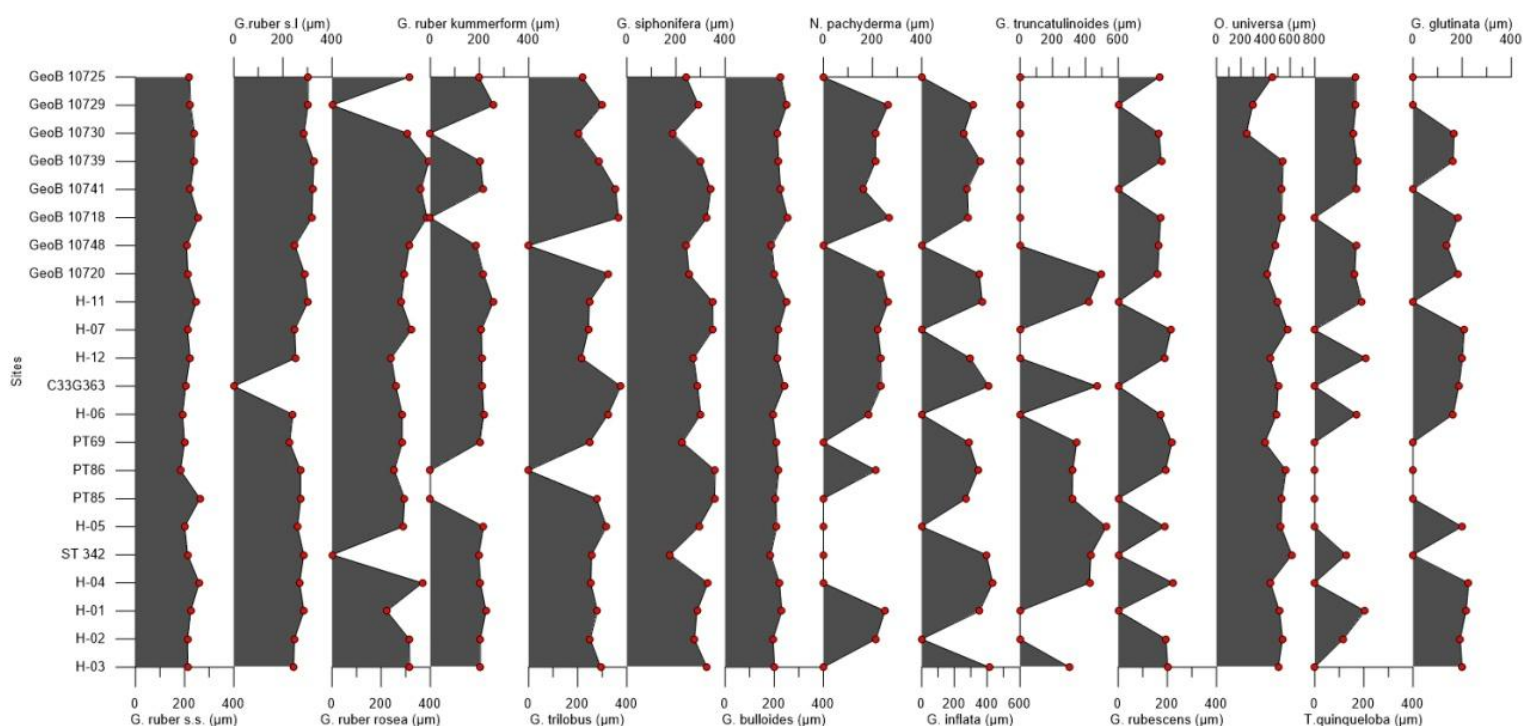
### Ποσοστό εμφάνισης των ειδών/Γεωγραφικό πλάτος



Στο παραπάνω διάγραμμα απεικονίζονται τα 14 είδη πλαγκτονικών τριματοφόρων σε συνάρτηση με το γεωγραφικό πλάτος των 22 θέσεων δειγματοληψίας, ξεκινώντας από το μικρότερο και φτάνοντας στο μεγαλύτερο. Όπως είναι φυσικό, δεν εμφανίζονται όλα τα είδη σε όλες τις περιοχές με την ίδια συχνότητα. Γι' αυτό το λόγο δημιουργήθηκαν τα παραπάνω διαγράμματα ώστε να γίνει μια πιο λεπτομερής ανάλυση εμφάνισης των ειδών σε συγκεκριμένες περιοχές. Όσον αφορά λοιπόν όλη την περιοχή μελέτης (Κεντρική Μεσόγειος), κυρίαρχο είδος της πλαγκτονικής πανίδας είναι η *Globigerina bulloides* με ποσοστά εμφάνισης έως και 60% στην Αδριατική και στο Ιόνιο και στην Τυρρηνία έως 40%. Ακολουθεί το είδος *Globigerinoides ruber s.s.*, επίσης σε αφθονία καθώς στην Αδριατική και στο Ιόνιο φτάνει ποσοστά εμφάνισης 20%-30% και στην Τυρρηνία περίπου 10% με κάποια τοπικά μέγιστα εμφάνισης 30%. Σε επίσης υψηλά ποσοστά συναντάμε τον δεύτερο μορφότυπο του *G. ruber*, το *sensu lato*, το οποίο ειδικά στο Ιόνιο φτάνει έως και το 40% σε

κάποια σημεία ενώ είναι επίσης ανεβασμένο στην Αδριατική με ποσοστά 10%-20%. Στην Τυρρήνια λεκάνη έχουμε μικρότερες εμφανίσεις. Όλα τα υπόλοιπα είδη εμφανίζονται σε αρκετά μικρότερα ποσοστά και ευδοκιμούν σε συγκεκριμένες περιοχές. Πιο αναλυτικά, το είδος *G. ruber rosea* εμφανίζεται στο Ιόνιο με μεγαλύτερα ποσοστά (έως 18%) συγκριτικά με την Αδριατική που η εμφάνιση του δεν ξεπερνά το 10% και την Τυρρηνική που σχεδόν απουσιάζει. Το είδος *G. ruber kummerform* εμφανίζεται σε όλες τις περιοχές όμως και αυτό στο Ιόνιο φαίνεται να ευδοκιμεί περισσότερο (18%) συγκριτικά με την Αδριατική και την Τυρρήνια θάλασσα. Ωστόσο στην περιοχή της Τυρρήνιας, σε ένα συγκεκριμένο σημείο, εμφανίζει ένα μέγιστο 20%. Το είδος *G. trilobus* δε φαίνεται να ευδοκιμεί πολύ στην Κεντρική Μεσόγειο καθώς τα ποσοστά συγκέντρωσης του δεν ξεπερνούν το 10%. Η *G. siphonifera* εμφανίζει τις πιο μεγάλες συγκεντρώσεις της στο Ιόνιο (10%) χωρίς όμως να υπάρχει κάποια έντονη διαφορά με την Αδριατική και την Τυρρήνια. Η *N. pachyderma* σχεδόν απουσιάζει από την Τυρρήνια ενώ τα ποσοστά της στο Ιόνιο φτάνουν έως και το 20%. Στην Αδριατική είναι μικρότερη η εμφάνιση της συγκριτικά με το Ιόνιο και παρατηρείται μια μείωση στην εμφάνιση της όσο μικραίνει το γεωγραφικό πλάτος. Τα είδη *G. inflata* και *G. truncatulinoides* έχουν ελάχιστες εμφανίσεις στις περιοχές του Ιονίου και της Αδριατικής ενώ ευδοκιμούν στην Τυρρήνια θάλασσα με ποσοστά εμφάνισης 25% και 40% αντίστοιχα. Το είδος *G. rubescens* ευδοκιμεί στο Ιόνιο και στην Αδριατική με ποσοστά εμφάνισης έως 10% ενώ απουσιάζει από την Τυρρήνια. Η *O. universa* εμφανίζεται επίσης στις ίδιες περιοχές (Αδριατική, Ιόνιο) και με τα ίδια ποσοστά (10%). Η *T. quinueloba* είναι ένα είδος το οποίο σχεδόν απουσιάζει από όλες τις περιοχές καθώς τα ποσοστά του κυμαίνονται από 0% έως 7%. Παρόλα αυτά, στο στενό της Σικελίας (ST\_342) φαίνεται να ευδοκιμεί με ποσοστό εμφάνισης 30% σχεδόν. Τέλος, η *G. glutinata* απουσιάζει και από την Αδριατική και από την Τυρρήνια θάλασσα ενώ στο Ιόνιο τα ποσοστά συγκέντρωσης της είναι πολύ χαμηλά, κοντά στο 7-10%.

## Κυκλική διάμετρος (ECD)/Γεωγραφικό πλάτος



Κοιτώντας τα διαγράμματα του μεγέθους του κάθε είδους πλαγκτονικού τρηματοφόρου, μπορούμε να ξεχωρίσουμε αμέσως δύο είδη, την *Orbulina universa* και την *Globorotalia truncatulinoides* καθώς έχουν την μεγαλύτερη διάμετρο (500-600  $\mu\text{m}$ ) συγκριτικά με τα υπόλοιπα τρηματοφόρα. Αντίθετα, τα είδη *T. quinqueloba* και *G. glutinata* είναι εκείνα με την μικρότερη διάμετρο (100-200  $\mu\text{m}$ ). Αξίζει να σημειωθεί πως δεν παρατηρείται κάποια έντονη αλλαγή στο μέγεθος των τρηματοφόρων καθώς περνάμε σε διαφορετικά γεωγραφικά πλάτη. Φαίνεται πως οι οργανισμοί διατηρούν ένα συγκεκριμένο μέγεθος σε όλη την έκταση της Κεντρικής Μεσογείου. Το είδος *G. ruber* s.s., έχει ένα μέγεθος της τάξεως των 200  $\mu\text{m}$  και παραμένει ίδιο, με ελάχιστες διακυμάνσεις. Αντίστοιχα και το μέγεθος του είδους *G. ruber* s.l. παραμένει σταθερό στο 300  $\mu\text{m}$  σε όλα τα γεωγραφικά πλάτη. Είναι λίγο μεγαλύτερο από τον μορφότυπο s.s.. Το είδος *G. ruber rosea* φαίνεται να έχει κάποιες αυξομειώσεις στο μέγεθος του χωρίς όμως να υπάρχει κάποια συσχέτιση με την μείωση ή την αύξηση του γεωγραφικού πλάτους. Το μέγεθος του κυμαίνεται κοντά στα 300  $\mu\text{m}$  ενώ κάποιοι αντιπρόσωποι του είδους φτάνουν και τα 400  $\mu\text{m}$ . Το είδος *G. ruber kummerform* παίρνει τιμές κοντά στα 200  $\mu\text{m}$  ενώ φτάνει και τα 300  $\mu\text{m}$  σε μερικές θέσεις. Το είδος *G. trilobus* αυξομειώνει το μέγεθος του όμως πάντα κοντά στα 300  $\mu\text{m}$  και λίγο παραπάνω. Σε κάποια σημεία στο Ιόνιο φτάνει και τα 200  $\mu\text{m}$ . Η *G. siphonifera* έχει κάποιες μικρές

διακυμάνσεις στο μέγεθος οι οποίες όμως δεν ταυτίζονται με την μείωση ή την αύξηση του γεωγραφικού πλάτους. Παραμένει σταθερό στα 300  $\mu\text{m}$  έως 400  $\mu\text{m}$  περίπου. Το είδος *G. bulloides* παραμένει σταθερό σε μέγεθος σε όλη την περιοχή (200  $\mu\text{m}$ ). Η *N. pachyderma* κρατάει ένα σταθερό μέγεθος περίπου στα 200-300 $\mu\text{m}$ . Πάνω κάτω βλέπουμε πως τα περισσότερα είδη, εκτός φυσικά από αυτά που ξεχωρίζουν για το μέγεθος τους, έχουν τις ίδιες διαστάσεις. Συνεχίζοντας, το είδος *G. inflata* παρουσιάζει αρκετά μεγάλους αντιπροσώπους με μέγεθος σχεδόν σε όλα τα γεωγραφικά πλάτη, κοντά στα 400  $\mu\text{m}$ . Είναι το τρίτο μεγαλύτερο σε μέγεθος, πλαγκτονικό τρηματοφόρο της περιοχής μελέτης. Τέλος, το είδος *G. rubescens* έχει μέγεθος σταθερό στα 200-220  $\mu\text{m}$  σε όλα τα γεωγραφικά πλάτη. Και οι αντιπρόσωποι αυτού του είδους χαρακτηρίζονται από μικρό μέγεθος.

## Κεφάλαιο 5<sup>ο</sup> – Συμπεράσματα

Ολοκληρώνοντας την μελέτη όσον αφορά στους πληθυσμούς σύγχρονων πλαγκτονικών τρηματοφόρων στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου παραθέτω τα ακόλουθα συμπεράσματα.

Γνωρίζουμε πως η πανίδα των πλαγκτονικών τρηματοφόρων επηρεάζεται καθοριστικά από τις περιβαλλοντικές παραμέτρους που επικρατούν στην περιοχή ανάπτυξης τους. Τέτοιες παράμετροι είναι η ύπαρξη τροφής-παραγωγικότητα, η αλατότητα και η επιφανειακή θερμοκρασία των υδάτων. Από τα διαγράμματα, αμέσως ξεχώρισαν δύο κύρια είδη στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου, το *Globigerinoides ruber* s.s. και η *Globigerina bulloides*, με την δεύτερη να ξεχωρίζει αισθητά, ειδικά στην περιοχή της Αδριατικής.

-Η *Globigerina bulloides* ζει σε ψυχρές-υποπολικές περιοχές (Thunell, 1978; Buckley et al., 1982; Ganssen & Toelstra, 1987) και παρουσιάζει υψηλή συμμετοχή στην Αδριατική. Αφθονεί σε ευτροφικά επιφανειακά νερά και σε περιοχές πλούσιας ποτάμιας απορροής (Lourens et al., 1992). Εξετάζοντας το ωκεανογραφικό περιβάλλον της Κεντρικής Μεσογείου (κεφάλαιο 2) και εστιάζοντας στις επιρροές που δέχεται η ίδια από τους ποταμούς της Ιταλίας (Πάδος ποταμός και ποταμοί των Απεννίνων), είναι κατανοητό ότι η περιοχή της Αδριατικής είναι το ιδανικό μέρος ανάπτυξης αυτού του είδους στην Κεντρική Μεσόγειο. Με την δράση των ποτάμιων συστημάτων, τα ποσοστά της χλωροφύλλης αυξάνονται ραγδαία (βλ. χάρτη 2, κεφάλαιο 4) και έτσι μπορεί να ευδοκιμήσει στη συγκεκριμένη περιοχή. Ακόμη, λαμβάνοντας υπόψη και την θερμοκρασία των επιφανειακών υδάτων, η περιοχή της Αδριατικής χαρακτηρίζεται από ψυχρά ύδατα βοηθώντας ακόμη περισσότερο στην διαβίωση του είδους.

-Το είδος *Globigerinoides ruber* s.s. ευδοκιμεί κυρίως στα χαμηλότερα γεωγραφικά πλάτη της Αδριατικής και σε όλο το Ιόνιο πέλαγος. Ζει στα ανώτερα 50 μέτρα, είναι εξαιρετικά επιφανειακής διαβίωσης και προτιμά τροπικά και θερμά έως υποτροπικά νερά, αλλά μπορεί να επιβιώσει σε μεγάλη θερμοκρασιακή κλίμακα (16-31°C). Αυτός είναι και ο λόγος που το βλέπουμε να αναπτύσσεται και στο Ιόνιο το οποίο έχει πιο θερμά ύδατα αλλά και στην Αδριατική η οποία χαρακτηρίζεται από πιο ψυχρά νερά. Το συγκεκριμένο είδος είναι σπάνιο στη Δυτική Μεσόγειο αλλά η πυκνότητα

του αυξάνεται έντονα ανατολικά του στενού της Σικελίας. Οι ίδιες περιβαλλοντικές συνθήκες ισχύουν και για τον μορφότυπο s.l..

Δύο είδη τα όποια είδαμε να αγγίζουν ποσοστά εμφάνισης 20% αλλά να μην κυριαρχούν, είναι το *Globigerinoides ruber* kummerform και η *Neogloboquadrina pachyderma*, κυρίως στο Ιόνιο αλλά υπήρχαν και εμφανίσεις στην Αδριατική και στην Τυρρήνια.

-Το είδος *G. ruber* kummerform έχει έναν πολύ μικρό τελικό θάλαμο. Αυτή η παύση ανάπτυξης του τελευταίου θαλάμου θεωρείται ως μορφολογική αντίδραση σε συνθήκες περιβαλλοντικού στρες (Berger, 1969, 1970; Hecht and Savin, 1972; Hecht, 1974; Steinke et al., 2005; Schiebel and Hemleben, 2017) ή εναλλακτικά ως ένα μορφολογικό σημάδι στο στάδιο της τελικής ανάπτυξης (Olsson 1973; Numberger et al., 2009). Δεν το βλέπουμε να ευδοκιμεί στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου διότι η αφθονία του εξαρτάται από τις περιβαλλοντικές συνθήκες και πιθανώς δεν είναι οι κατάλληλες για την ανάπτυξη του.

-Η *N. pachyderma* είναι μεσοπελαγικό είδος, αναπτύσσεται σε υποπολικές έως τροπικές περιοχές αλλά ευνοείται όταν η θερμοκρασία κάτω από το θερμοκλινές είναι μικρότερη των 120°C (Be and Tolderlund, 1971). Οι μεγαλύτερες συγκεντρώσεις της απαντούν στην περιοχή της Κορσικής, στη θάλασσα της Λεβαντίνης και στον κόλπο των Λεόντων (Thunell, 1978). Η εξαφάνιση αυτού του είδους αντιπροσωπεύει τη μετάβαση από ψυχρά προς θερμά νερά (Buckley et al., 1982). Αυτό το φαινόμενο μπορούμε να το παρατηρήσουμε και από τα διαγράμματα στα οποία φαίνεται πως οι αντιπρόσωποι αυτού του είδους μειώνονται αισθητά καθώς μειώνεται και το γεωγραφικό πλάτος. Από τον χάρτη της θερμοκρασίας φαίνεται πως στα μικρότερα γεωγραφικά πλάτη τα ύδατα είναι πιο θερμά και κατά συνέπεια δεν επιλέγονται από την *N. pachyderma*.

Τέλος, δε μπορεί να παραληφθεί η αλματώδης αύξηση των αντιπροσώπων των ειδών *Globorotalia inflata* και *Globorotalia truncatulinoides* στην περιοχή της Τυρρήνιας θάλασσας. Πρόκειται για δύο είδη τα οποία απουσίαζαν σχεδόν ολοκληρωτικά από την Αδριατική και το Ιόνιο.

-Η *Globorotalia inflata* αντιπροσωπεύει μεταβατικές συνθήκες μεταξύ της πιο θερμής υποτροπικής και ψυχρής υποπολικής πανίδας. Η ανάπτυξη αυτού του είδους γίνεται σε ψυχρά και επιφανειακά νερά, σε θερμοκρασίες 10°C-20°C και κατά τη χειμερινή περίοδο (Tang & Stott, 1993). Το βάθος διαβίωσης κυμαίνεται από 0-75m. Στα επιφανειακά ιζήματα της Μεσογείου είναι πιο άφθονο (>40%) στις πιο ψυχρές



περιοχές της δυτικής λεκάνης και απουσιάζει στη θερμή ανατολική λεκάνη (Thunell, 1978). Προτιμά λοιπόν τα πιο ψυχρά νερά της δυτικής λεκάνης της Μεσογείου για τη διαβίωση της. Αυτός είναι και ο λόγος που δεν την συναντάμε καθόλου στην ανατολική λεκάνη.

-Το είδος *Globorotalia truncatulinoides* επίσης εντοπίζεται στην Δυτική Μεσόγειο (Ganssen & Toelstra, 1987). Αναπτύσσεται σε θερμοκρασίες 13,5°C -15,5 °C (Tolderlund and Be, 1971) και θεωρείται βαθυπελαγικό είδος υποαρκτικού έως υποτροπικού κλίματος (Ganssen & Toelstra, 1987). Το κομμάτι της Τυρρηνίας θάλασσας χαρακτηρίζεται από χαμηλές θερμοκρασίες, βοηθώντας έτσι το είδος να πολλαπλασιαστεί.

Όσον αφορά το μέγεθος των οργανισμών, δεν παρατηρήθηκε κάποια αξιοσημείωτη διαφορά με την αλλαγή του γεωγραφικού πλάτους. Το κάθε είδος εμφανίζει συγκεκριμένο μέγεθος σε όλες τις περιοχές δειγματοληψίας. Θεωρείται πως το μέγεθος των τρηματοφόρων σχετίζεται με την επιφανειακή θερμοκρασία των υδάτων (Be et al., 1973; Aldridge et al., 2012; Marshall et al., 2013; Weinkauff et al., 2016). Όσο πιο θερμά είναι τα ύδατα, τόσο μεγαλώνουν και τα κελύφη των τρηματοφόρων. Βέβαια, πρόσφατες μελέτες (Rillo et al., 2018) έχουν δείξει ότι η επιφανειακή θερμοκρασία δεν είναι πάντα η εξήγηση για την διαφορά στα μεγέθη των τρηματοφόρων.

Μια ακόμη θεώρηση είναι πως οι αλλαγές στο μέγεθος των ειδών σχετίζεται άμεσα με τις μεταβολές σε σημαντικές παραμέτρους όπως είναι η παραγωγικότητα ή η ύπαρξη τροφής. Ακόμη, σε πολικά είδη υπάρχει μια άμεση συσχέτιση του μεγέθους με την συγκέντρωση σε άζωτο (Schmidt et al., 2004).

Με αυτήν την μελέτη, επιβεβαιώνεται πόσο σημαντικό ρόλο κατέχει το περιβάλλον στο οποίο αναπτύσσεται η πανίδα των τρηματοφόρων και πόσο πολύ επηρεάζεται από αυτό. Το μέγεθος όπως και το ποσοστό συγκέντρωσης ενός είδους σε μία συγκεκριμένη περιοχή επηρεάζεται άμεσα από τα επίπεδα τροφής, την επιφανειακή θερμοκρασία των υδάτων και από την αλατότητα. Ωστόσο, στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου, ενώ παρατηρήθηκε αλλαγή στους πληθυσμούς των ειδών συγκριτικά με τον τόπο διαβίωσης και τα ποσοστά της τροφής, φάνηκε πως δεν υπάρχει σχέση που να συνδέει το μέγεθος των πλαγκτονικών τρηματοφόρων με την αλλαγή της θερμοκρασίας και της αλατότητας.

## Βιβλιογραφικές αναφορές

---

- Aldridge, D., Beer, C. J., and Purdie, D. A.: Calcification in the planktonic foraminifera *Globigerina bulloides* linked to phosphate concentrations in surface waters of the North Atlantic Ocean, *Biogeosciences*, 9, 1725–1739.
- Allan W. H. Bé, Harrison, S., & Lott, L. (1973). *Orbulina universa* d'Orbigny in the Indian Ocean. *Micropaleontology*, 19(2), 151-192.
- Antonarakou, A., Kontakiotis, G., Karageorgis, A. P., Besiou, E., Zarkogiannis, S., Drinia, H., ... & Tripsanas, E. (2019). Eco-biostratigraphic advances on late Quaternary geochronology and palaeoclimate: the marginal Gulf of Mexico analogue. *Geological Quarterly*, 63(1), 178-191.
- Antonarakou, A., Kontakiotis, G., Mortyn, P. G., Drinia, H., Sprovieri, M., Besiou, E., & Tripsanas, E. (2015). Biotic and geochemical ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ , Mg/Ca, Ba/Ca) responses of *Globigerinoides ruber* morphotypes to upper water column variations during the last deglaciation, Gulf of Mexico. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 170, 69-93.
- Arnold, A. J., & Parker, W. C. (1999). Biogeography of planktonic foraminifera. In *Modern foraminifera* (pp. 103-122). Springer, Dordrecht.
- Artale, V., Astraldi, M., Buffoni, G., & Gasparini, G. P. (1994). Seasonal variability of gyre-scale circulation in the northern Tyrrhenian Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 99(C7), 14127-14137.
- Artegiani, A., Paschini, E., Russo, A., Bregant, D., Raicich, F., & Pinardi, N. (1997). The Adriatic Sea general circulation. Part I: Air-sea interactions and water mass structure. *Journal of physical oceanography*, 27(8), 1492-1514.
- Artegiani, A., Paschini, E., Russo, A., Bregant, D., Raicich, F., & Pinardi, N. (1997). The Adriatic Sea general circulation. Part II: baroclinic circulation structure. *Journal of physical Oceanography*, 27(8), 1515-1532.

- Astraldi, M., Gasparini, G. P., Gervasio, L., & Salusti, E. (2001). Dense water dynamics along the Strait of Sicily (Mediterranean Sea). *Journal of Physical Oceanography*, 31(12), 3457-3475.
- 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.
- Benzohra, M., & Millot, C. (1995). Characteristics and circulation of the surface and intermediate water masses off Algeria. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 42(10), 1803-1830.
- Béranger, K., Mortier, L., Crepon, M., 2005. Seasonal variability of water transport through the Straits of Gibraltar, Sicily and Corsica, derived from a high resolution model of the Mediterranean circulation. *Prog. Oceanogr.* 66, 341-364.
- Berger, W. H. (1969). Ecologic patterns of living planktonic foraminifera. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* (Vol. 16, No. 1, pp. 1-24). Elsevier.
- Berger, W. H. (1970). Planktonic foraminifera: selective solution and the lysocline. *Marine Geology*, 8(2), 111-138.
- Bethoux, J. P. (1980). Mean water fluxes across sections in the Mediterranean-Sea, evaluated on the basis of water and salt budgets and of observed salinities. *Oceanologica Acta*, 3(1), 79-88.
- Bijma, J., Faber, W. W., & Hemleben, C. (1990). Temperature and salinity limits for growth and survival of some planktonic foraminifera in laboratory cultures. *The Journal of Foraminiferal Research*, 20(2), 95-116.
- Boldrin, A., Langone, L., Miserocchi, S., Turchetto, M., & Acri, F. (2005). Po River plume on the Adriatic continental shelf: dispersion and sedimentation of dissolved and suspended matter during different river discharge rates. *Marine Geology*, 222, 135-158.
- Boltovskoy E, Wright R. Recent Foraminifera. The Hague; 1976.

- Bonfardeci, Alessandro, Antonio Caruso, Annachiara Bartolini, Franck Bassinot, and Marie Madeleine Blanc-Valleron. 2018. "Distribution and Ecology of the Globigerinoides Ruber — Globigerinoides Elongatus Morphotypes in the Azores Region during the Late Pleistocene-Holocene." *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- Buckley, H. A., Johnson, L. R., Shackleton, N. J., & Blow, R. A. (1982). Late glacial to recent cores from the eastern Mediterranean. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 29(6), 739-766.
- Budillon, F., Lirer, F., Iorio, M., Macri, P., Sagnotti, L., Vallefucio, M., Ferraro, L., Garziglia, S., Innangi, S., Sahabi, M., Tonielli, R., 2009. Integrated stratigraphic reconstruction for the last 80 kyr in a deep sector of the Sardinia Channel (Western Mediterranean). *Deep-Sea Research II*, 56, 725-737.
- Buljan, M., Zore-Armanda, M., 1976. Oceanographic properties of the Adriatic Sea. *Oceanog.Mar.Biol.Ann.Rev.*14, 11-98.
- Cacciamani, C., Nanni, S., Nucciotti, F., Paccagnella, T., 1992. Analysis of meteorological parameters related to Adriatic eutrophication. *Marine Coastal Eutrophication*. Ed.Elsevier, pp.159-170.
- Capotondi, L., Borsetti, A.M., Morigi, C., 1999. Foraminiferal ecozones, a high resolution proxy for the Late Quaternary biochronology in the central Mediterranean Sea. *Mar. Geol.*, 153, 253-274.
- Civitarese, G., Gačvić, M., Lipizer, M., & Borzelli, G. (2010). On the impact of the Bimodal Oscillating System (BiOS) on the biogeochemistry and biology of the Adriatic and Ionian Seas (Eastern Mediterranean). *Biogeosciences Discussions*, 7(5).
- Correggiari, A., Trincardi, F., Langone, L., & Roveri, M. (2001). Styles of failure in late Holocene highstand prodelta wedges on the Adriatic shelf. *Journal of Sedimentary Research*, 71(2), 218-236.
- Cushman-Roisin, B., Malačič, V., & Gačić, M. (2001). Tides, seiches and low-frequency oscillations. In *Physical Oceanography of the Adriatic Sea* (pp. 217-240). Springer, Dordrecht.

- Davies, P. A., Folkard, A. M., & Dhieres, G. C. (1993). Remote-sensing observations of filament formation along the almeria-oran front. In *Annales geophysicae* (Vol. 11, No. 5, pp. 419-430). European Geosciences Union.
- de Vargas, C., Bonzon, M., Rees, N. W., Pawlowski, J., & Zaninetti, L. (2002). A molecular approach to biodiversity and biogeography in the planktonic foraminifer *Globigerinella siphonifera* (d'Orbigny). *Marine Micropaleontology*, 45(2), 101-116.
- Debenay, J. P., Pawlowski, I., Decrouez, D., & Hottinger, L. (1996). *Les foraminifères actuels*. 329 pp., Masson, Paris.
- Degobbis, D., Gilmartin, M., & Revelante, N. (1986). An annotated nitrogen budget calculation for the northern Adriatic Sea. *Marine Chemistry*, 20(2), 159-177.
- Degobbis, D., Precali, R., Ivancic, I., Smodlaka, N., Fuks, D., & Kveder, S. (2000). Long-term changes in the northern Adriatic ecosystem related to anthropogenic eutrophication. *International Journal of Environment and Pollution*, 13(1-6), 495-533.
- d'Orbigny, A. (1839). *Foraminifères*. A. Bertrand.
- d'Orbigny, A. D. (1826). Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes. In *Annales des Sciences Naturelles. Series* (Vol. 1, pp. 96-314).
- Drakopoulos, P. G., & Lascaratos, A. (1999). Modelling the Mediterranean Sea: climatological forcing. *Journal of Marine Systems*, 20(1-4), 157-173.
- Drinia, H., Antonarakou, A., Tsourou, T., Kontakiotis, G., Psychogiou, M., & Anastasakis, G. (2016). Foraminifera eco-biostratigraphy of the southern Evoikos outer shelf, central Aegean Sea, during MIS 5 to present. *Continental Shelf Research*, 126, 36-49.
- Egger, J. G. (1895). *Fossile Foraminiferen von Monte Bartolomeo am Gardasee*. Keppler.

- Ehrenberg, C. G. (1861). Über die Tiefgrund-Verhältnisse des Oceans am Eingange der Davisstrasse und bei Island. *Monatsberichte der Königlich Preußischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin*, 1861, 275-315.
- El-Geziry, T. M., & Bryden, I. G. (2010). The circulation pattern in the Mediterranean Sea: issues for modeller consideration. *Journal of Operational Oceanography*, 3(2), 39-46.
- Ganssen, G.M., Troelstra, S.R. (1987). Paleoenvironmental changes from stable isotopes in planktonic foraminifera from eastern Mediterranean sapropels. *Marine Geology* 75: 221-230.
- García, M. L., Millot, C., Font, J., & García-Ladona, E. (1994). Surface circulation variability in the Balearic Basin. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 99(C2), 3285-3296.
- Giamali, C., Kontakiotis, G., Koskeridou, E., Ioakim, C., & Antonarakou, A. (2020). Key Environmental Factors Controlling Planktonic Foraminiferal and Pteropod Community's Response to Late Quaternary Hydroclimate Changes in the South Aegean Sea (Eastern Mediterranean). *Journal of Marine Science and Engineering*, 8(9), 709.
- Giamali, C., Koskeridou, E., Antonarakou, A., Ioakim, C., Kontakiotis, G., Karageorgis, A. P., ... & Karakitsios, V. (2019). Multiproxy ecosystem response of abrupt Holocene climatic changes in the northeastern Mediterranean sedimentary archive and hydrologic regime. *Quaternary Research*, 92(3), 665-685.
- Giani, M., Djakovac, T., Degobbis, D., Cozzi, S., Solidoro, C., & Umani, S. F. (2012). Recent changes in the marine ecosystems of the northern Adriatic Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 115, 1-13.
- Gupta, B. K. S. (1999). *Modern foraminifera* (pp. 7-36). B. K. S. Gupta (Ed.). Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- Hecht, A. D. (1974). Intraspecific variation in recent populations of *Globigerinoides ruber* and *Globigerinoides trilobus* and their application to paleoenvironmental analysis. *Journal of Paleontology*, 1217-1234.

- Hecht, A. D., & Savin, S. M. (1972). Phenotypic variation and oxygen isotope ratios in Recent planktonic foraminifera. *The Journal of Foraminiferal Research*, 2(2), 55-67.
- Hemleben, C., Spindler, M., and Anderson, O. (1989) Modern Planktonic Foraminifera. Springer-Verlag, Berlin, pp. 1-363.
- Herndl, G. J. 1992 Marine snow in the northern Adriatic sea: possible causes and consequences for a shallow ecosystem. XXIII Conference S.I.B.M., Ravenna.
- Hofker, J. (1956). Foraminifera Dentata: Foraminifera of Santa Cruz and Thatch Island, Virginia Archipelago, West Indies. *Spolia Zoologica Musei Hauniensis*. 15, 1-237.
- Imbrie, J., Kipp, N. G., & Turekian, K. K. (1971). The late Cenozoic glacial ages. *Yale University Press, New Haven, Conn*, 71-182.
- Innamorati, M., Giovanardi, F., 1992. Interrelationships between phytoplankton biomass and nutrients in the eutrophicated areas of the North Western Adriatic Sea. *Sci.Tot.Environ.(suppl)*, 235– 250.
- Johnson RG. 1997. Climate control requires a dam at the Strait of Gibraltar. *EOS Trans. Aug, Vol 78 (7): 280–281.*
- Klein, B., Roether, W., Manca, B. B., Bregant, D., Beitzel, V., Kovacevic, V., & Luchetta, A. (1999). The large deep water transient in the Eastern Mediterranean. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 46(3), 371-414.
- Kontakiotis, G. (2016). Late Quaternary paleoenvironmental reconstruction and paleoclimatic implications of the Aegean Sea (eastern Mediterranean) based on paleoceanographic indexes and stable isotopes. *Quaternary International*, 401, 28-42.

- Kontakiotis, G., Antonarakou, A., Mortyn, P. G., Drinia, H., Anastasakis, G., Zarkogiannis, S., & Möbius, J. (2017). Morphological recognition of *Globigerinoides ruber* morphotypes and their susceptibility to diagenetic alteration in the eastern Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems*, 174, 12-24.
- Kontakiotis, G., Besiou, E., Antonarakou, A., Zarkogiannis, S. D., Kostis, A., Mortyn, P. G., ... & Anastasakis, G. (2019). Decoding sea surface and paleoclimate conditions in the eastern Mediterranean over the Tortonian-Messinian Transition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 534, 109312.
- Kucera, M. (2007). Chapter six planktonic foraminifera as tracers of past oceanic environments. *Developments in marine geology*, 1, 213-262.
- Kucera, M., Kennett, J. P. (2002). Causes and consequences of a middle Pleistocene origin of the modern planktonic foraminifer *Neoglobobulimina papyrifera* sinistral. *Geology*, 30, 539-542.
- Kucera, M., Weinelt, M., Kiefer, T., Pflaumann, U., Hayes, A., Weinelt, M., ... & Duprat, J. (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), 951-998.
- Kuroyanagi, A., & Kawahata, H. (2004). Vertical distribution of living planktonic foraminifera in the seas around Japan. *Marine Micropaleontology*, 53(1-2), 173-196.
- 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.
- Langer, M. R. (2008). Assessing the Contribution of Foraminiferan Protists to Global Ocean Carbonate Production 1. *Journal of Eukaryotic Microbiology*, 55(3), 163-169.



- Lazzari, P., Solidoro, C., Ibello, V. A. L. E. R. Í. A., Salon, S., Teruzzi, A., Béranger, K., ... & Crise, A. (2012). Seasonal and inter-annual variability of plankton chlorophyll and primary production in the Mediterranean Sea: a modelling approach. *Biogeosciences*, 9(1).
- Le Houedec, S., Mojtahid, M., Bicchi, E., de Lange, G. J., & Hennekam, R. (2020). Suborbital hydrological variability inferred from coupled benthic and planktic foraminiferal-based proxies in the southeastern Mediterranean during the last 19 ka. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 35(2), e2019PA003827.
- Lirer, F., Foresi, L. M., Iaccarino, S. M., Salvatorini, G., Turco, E., Cosentino, C., ... & Caruso, A. (2019). Mediterranean Neogene planktonic foraminifer biozonation and biochronology. *Earth-Science Reviews*, 196, 102869.
- Loeblich, A.R., Tappan, H., 1992. Present status of foraminiferal classification, in Studies in Benthic Foraminifera. In: Takayanagi Y., Saito T., Eds, Proceedings of the Fourth International Symposium on Benthic Foraminifera, Sendai, 1990 (Benthos '90), 93-102 pp., Tokai University Press, Tokyo, Japan.
- Loeblich, R. Tappan. 1994. *Foraminifera Of The Sahul Shelf and Timor Sea. Department Of Earth and Space Sciences. University Of California. Los Angeles.*
- Lopezjurado, J., Lafuente, J. M. G., & Lucaya, N. C. (1995). Hydrographic conditions of the Ibiza channel during November 1990, March 1991 and July 1992. *Oceanologica acta*, 18(2), 235-243.
- Loubere, P., & Fariduddin, M. (1999). Benthic foraminifera and the flux of organic carbon to the seabed. In *Modern foraminifera* (pp. 181-199). Springer, Dordrecht.
- Lourens, L. J., Hilgen, F. J., Gudjonsson, L., & Zachariasse, W. J. (1992). Late Pliocene to early Pleistocene astronomically forced sea surface productivity and temperature variations in the Mediterranean. *Marine Micropaleontology*, 19(1-2), 49-78.

- Louvri, M. A., Drinia, H., Kontakiotis, G., Di Bella, L., Antonarakou, A., & Anastasakis, G. (2019). Impact of latest-glacial to Holocene sea-level oscillations on central Aegean shelf ecosystems: a benthic foraminiferal palaeoenvironmental assessment of South Evoikos Gulf, Greece. *Journal of Marine Systems*, 199, 103181.
- Manca, B. B., Budillon, G., Scarazzato, P., & Ursella, L. (2003). Evolution of dynamics in the eastern Mediterranean affecting water mass structures and properties in the Ionian and Adriatic Seas. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C9).
- Manzella, G. M., Gasparini, G. P., & Astraldi, M. (1988). Water exchange between the eastern and western Mediterranean through the Strait of Sicily. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 35(6), 1021-1035.
- Marasović, I., Grbec, B., & Morović, M. (1995). Long-term production changes in the Adriatic. *Netherlands Journal of Sea Research*, 34(4), 267-273.
- Marchetti, R., Crosa, G., Garibaldi, L., Varallo, A., Baraldi, O., 1995. Carichi di nutrienti durante la piena del Po del novembre 1994. Convegno Evoluzione dello stato trofico in Adriatico: Analisi degli interventi attuati e future linee di intervento. 28-29 settembre 1995, Marina di Ravenna. Regione Emilia Romagna, pp.129-315.
- Marchetti, R., Verna, N., 1992. Quantification of the phosphorus and nitrogen loads in the minor rivers of the Emilia-Romagna coast (Italy). A methodological study of the use of theoretical coefficient in calculating the loads. *Sci.Tot.Environ.(suppl)*, 291-315.
- Margaritelli, G., Cacho, I., Català, A., Barra, M., Bellucci, L. G., Lubritto, C., ... & Lirer, F. (2020). Persistent warm Mediterranean surface waters during the Roman period. *Scientific reports*, 10(1), 1-10.
- Margaritelli, G., Vallefuoco, M., Di Rita, F., Capotondi, L., Bellucci, L. G., Insinga, D. D., ... & Ferraro, L. (2016). Marine response to climate changes during the last five millennia in the central Mediterranean Sea. *Global and Planetary Change*, 142, 53-72.

- Marini, M., Grilli, F., Guarnieri, A., Jones, B. H., Klajic, Z., Pinardi, N., & Sanxhaku, M. (2010). Is the southeastern Adriatic Sea coastal strip an eutrophic area?. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 88(3), 395-406.
- Marini, M., Jones, B. H., Campanelli, A., Grilli, F., & Lee, C. M. (2008). Seasonal variability and Po River plume influence on biochemical properties along western Adriatic coast. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113(C5).
- Marshall, B. J., Thunell, R. C., Henehan, M. J., Astor, Y., & Wejnert, K. E. (2013). Planktonic foraminiferal area density as a proxy for carbonate ion concentration: A calibration study using the Cariaco Basin ocean time series. *Paleoceanography*, 28(2), 363-376.
- Marshall, B. J., Thunell, R. C., Henehan, M. J., Astor, Y., & Wejnert, K. E. (2013). Planktonic foraminiferal area density as a proxy for carbonate ion concentration: A calibration study using the Cariaco Basin ocean time series. *Paleoceanography*, 28(2), 363-376.
- Marullo, S., Santoleri, R., & Bignami, F. (1994). Tyrrhenian Sea: Historical Satellite Data Analysis. *Seas. Interannu. Var. West. Mediterr. Sea*, 46, 135-154.
- Metcalf, B., W. Feldmeijer, M. de Vringer-Picon, G. J. A. Brummer, F. J. C. Peeters, and G. M. Ganssen. 2015. "Late Pleistocene Glacial-Interglacial Related Shell Size Isotope Variability in Planktonic Foraminifera as a Function of Local Hydrology." *Biogeosciences Discussions*.
- Michelato, A., 1983. Caratteristiche della circolazione delle acque costiere dell'Emilia-Romagna. Convegno Eutrofizzazione dell'Adriatico Ricerche e linee d'intervento. 18-20 maggio 1983 Bologna, pp.151-168.
- Millot, C. (1987). Circulation in the western Mediterranean-sea. *Oceanologica Acta*, 10(2), 143-149.
- Millot, C. (1991). Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the western Mediterranean. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 15(3-5), 179-214.

- Millot, C. (1995). PRIMO-0 and related experiments. *Oceanologica Acta*, 18(2), 137-138.
- Millot, C. (1999). Circulation in the western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems*, 20(1-4), 423-442.
- Millot, C., & Taupier-Letage, I. (2005). Circulation in the Mediterranean sea. In *The Mediterranean Sea* (pp. 29-66). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Miserocchi, S., Langone, L., & Tesi, T. (2007). Content and isotopic composition of organic carbon within a flood layer in the Po River prodelta (Adriatic Sea). *Continental Shelf Research*, 27(3-4), 338-358.
- Moller, T.F; Schulz, H., Kucera, M. (2013): The effect of sea surface properties on shell morphology and size of the planktonic foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma* in the North Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 391(A), 34-48
- Montanari, G., Nespoli, G. & Rinaldi, A. 1984 Formazione di condizioni anossiche nelle acque marine costiere della Emilia Romagna dal 1977 al 1982. *Inquinamento* 11, 33-39.
- Morel, A., & André, J. M. (1991). Pigment distribution and primary production in the western Mediterranean as derived and modeled from coastal zone color scanner observations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 96(C7), 12685-12698.
- Morey, A. E., A. C. Mix, and N. G. Pisias (2005), Planktonic foraminiferal assemblages preserved in surface sediments correspond to multiple environmental variables, *Quat. Sci. Rev.*, 24(7-9), 925-950.
- Natland, M. L. (1938). *New species of foraminifera from off the west coast of North America and from the later Tertiary of the Los Angeles Basin*. Berkeley: University of California Press.
- Nelsox, B. W. (1970). Hydrography, sediment dispersal, and recent historical development of the Po River delta, Italy.
- Norris, R. D. (1998). 34. Planktonic foraminifer biostratigraphy: eastern equatorial Atlantic. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific results* (Vol. 159, p. 445). The Program.

- Numberger, L., Hemleben, C., Hoffmann, R., Mackensen, A., Schulz, H., Wunderlich, J. M., & Kucera, M. (2009). Habitats, abundance patterns and isotopic signals of morphotypes of the planktonic foraminifer *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny) in the eastern Mediterranean Sea since the Marine Isotopic Stage 12. *Marine Micropaleontology*, 73(1-2), 90-104.
- Olsson, R. K. (1973). What is a kummerform planktonic foraminifer?. *Journal of Paleontology*, 327-329.
- Orlić, M., Dadić, V., Grbec, B., Leder, N., Marki, A., Matić, F., ... & Vilibić, I. (2006). Wintertime buoyancy forcing, changing seawater properties, and two different circulation systems produced in the Adriatic. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 111(C3).
- Orlic, M., Gacic, M., & Laviolette, P. E. (1992). The currents and circulation of the Adriatic Sea. *Oceanologica Acta*, 15(2), 109-124.
- Ortiz, N. (1995). Differential patterns of benthic foraminiferal extinctions near the Paleocene/Eocene boundary in the North Atlantic and the western Tethys. *Marine Micropaleontology*, 26(1-4), 341-359.
- Pearson, Paul N., and Michal Kučera. 2018. "TAXONOMY, BIOSTRATIGRAPHY, AND PHYLOGENY OF OLIGOCENE TURBOROTALITA." *Cushman Foundation Special Publication*.
- Penna, N. U. N. Z. I. O., Capellacci, S. A. M. U. E. L. A., & Ricci, F. (2004). The influence of the Po River discharge on phytoplankton bloom dynamics along the coastline of Pesaro (Italy) in the Adriatic Sea. *Marine pollution bulletin*, 48(3-4), 321-326.
- Pettine, M., Patrolecco, L., Camusso, M., & Crescenzo, S. (1998). Transport of carbon and nitrogen to the northern Adriatic Sea by the Po River. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 46(1), 127-142.
- Pinardi, N., & Masetti, E. (2000). Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158(3-4), 153-173.

- Poole, C. R., & Wade, B. S. (2019). Systematic taxonomy of the *Trilobatus sacculifer plexus* and descendant *Globigerinoidesella fistulosa* (planktonic foraminifera). *Journal of Systematic Palaeontology*.
- Pujol, C., & Grazzini, C. V. (1995). Distribution patterns of live planktic foraminifers as related to regional hydrography and productive systems of the Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology*, 25(2-3), 187-217.
- Quillévéré, F., Nouailhat, N., Joannin, S., Cornée, J. J., Moissette, P., Lécuyer, C., ... & Escarguel, G. (2019). An onshore bathyal record of tectonics and climate cycles at the onset of the Early-Middle Pleistocene Transition in the eastern Mediterranean. *Quaternary Science Reviews*, 209, 23-39.
- Rebotim, A., Voelker, A. H. L., Jonkers, L., Waniek, J. J., Meggers, H., Schiebel, R., Fraile, I., Schulz, M., and Kucera, M. (2017). Factors controlling the depth habitat of planktonic foraminifera in the subtropical eastern North Atlantic, *Biogeosciences*, 14, 827–859, doi:10.5194/bg-14-827-2017.
- Renaud, S., & Schmidt, D. N. (2003). Habitat tracking as a response of the planktic foraminifer *Globorotalia truncatulinoides* to environmental fluctuations during the last 140 kyr. *Marine Micropaleontology*, 49(1-2), 97-122.
- Revelante, N., Gilmartin, M., 1976a. The effect of Po River discharge on phytoplankton dynamics in the Northern Adriatic Sea. *Mar. Biol.* 34, 259–271.
- Ricci, P., Libralato, S., Capezzuto, F., D’Onghia, G., Maiorano, P., Sion, L., ... & Carlucci, R. (2019). Ecosystem functioning of two marine food webs in the North-Western Ionian Sea (Central Mediterranean Sea). *Ecology and evolution*, 9(18), 10198-10212.
- Rillo, M. C., Miller, C. G., Kučera, M., & Ezard, T. H. (2018). Predictability of intraspecific size variation in extant planktonic foraminifera. *bioRxiv*, 468165.

- Robinson, A. R., & Golnaraghi, M. (1994). The physical and dynamical oceanography of the Mediterranean Sea. In *Ocean processes in climate dynamics: Global and Mediterranean examples* (pp. 255-306). Springer, Dordrecht.
- Robinson, A. R., Leslie, W. G., Theocharis, A., & Lascaratos, A. (2001). Mediterranean sea circulation. *Ocean currents*, 1, 19.
- Robinson, A. R., Sellschopp, J., Warn-Varnas, A., Leslie, W. G., Lozano, C. J., Haley Jr, P. J., ... & Lermusiaux, P. F. J. (1999). The Atlantic ionian stream. *Journal of Marine Systems*, 20(1-4), 129-156.
- Roether, W., Klein, B., Manca, B. B., Theocharis, A., & Kioroglou, S. (2007). Transient Eastern Mediterranean deep waters in response to the massive dense-water output of the Aegean Sea in the 1990s. *Progress in Oceanography*, 74(4), 540-571.
- Roether, W., Manca, B. B., Klein, B., Bregant, D., Georgopoulos, D., Beitzel, V., ... & Luchetta, A. (1996). Recent changes in eastern Mediterranean deep waters. *Science*, 271(5247), 333-335.
- Rohling, E. J., Jorissen, F. J., & De Stigter, H. C. (1997). 200 year interruption of Holocene sapropel formation in the Adriatic Sea. *Journal of Micropalaeontology*, 16(2), 97-108.
- Roussenov, V., Stanev, E., Artale, V., & Pinardi, N. (1995). A seasonal model of the Mediterranean Sea general circulation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 100(C7), 13515-13538.
- Sammari, C., Millot, C., Taupier Letage, I., Stefani, A., Brahim, M., 1999. Hydrological characteristics in the Tunisia–Sardinia–Sicily area during spring 1995. *Deep Sea Res. I* (46), 1671–1703.
- Sammari, C., Millot, C., Taupier-Letage, I., Stefani, A., & Brahim, M. (1999). Hydrological characteristics in the Tunisia–Sardinia–Sicily area during spring 1995. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 46(10), 1671-1703.
- Schiebel, R. (2002). Planktic foraminiferal sedimentation and the marine calcite budget. *Global Biogeochemical Cycles*, 16(4), 3-1.

- Schiebel, R., & Hemleben, C. (2005). Modern planktic foraminifera. *Paläontologische Zeitschrift*, 79(1), 135-148.
- Schiebel, R., & Hemleben, C. (2017). *Planktic foraminifers in the modern ocean* (pp. 1-358). Berlin: Springer.
- Schiebel, R., Waniek, J., Bork, M., & Hemleben, C. (2001). Planktic foraminiferal production stimulated by chlorophyll redistribution and entrainment of nutrients. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 48(3), 721-740.
- Schmidt, D. N., Renaud, S., Bollmann, J., Schiebel, R., & Thierstein, H. R. (2004). Size distribution of Holocene planktic foraminifer assemblages: biogeography, ecology and adaptation. *Marine Micropaleontology*, 50(3-4), 319-338.
- Siani, G., Paterne, M., & Colin, C. (2010). Late glacial to Holocene planktic foraminifera bioevents and climatic record in the South Adriatic Sea. *Journal of Quaternary Science*, 25(5), 808-821.
- Siccha, M., Schiebel, R., Schmidt, S., & Howa, H. (2012). Short-term and small-scale variability in planktic foraminifera test flux in the Bay of Biscay. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 64, 146-156.
- Simmons, M. D., BouDagher-Fadel, M. K., Banner, F. T., & Whittaker, J. E. (1997). The Jurassic Favusellacea, the earliest Globigerinina. In *The early evolutionary history of planktonic Foraminifera* (pp. 17-51). Springer Netherlands.
- Soto-Navarro, F. Javier, and Francisco Criado-Aldeanueva. 2012. "Model Thermohaline Trends in the Mediterranean Sea during the Last Years: A Change with Respect to the Last Decades?" *The Scientific World Journal*.



- Specchiulli, A., Bignami, F., Marini, M., Fabbrocini, A., Scirocco, T., Campanelli, A., ... & D'Adamo, R. (2016). The role of forcing agents on biogeochemical variability along the southwestern Adriatic coast: The Gulf of Manfredonia case study. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 183, 136-149.
- Spezzaferri, S., Coxall, H. K., Olsson, R. K., Hemleben, C., & Wade, B. (2018). Taxonomy, biostratigraphy, and phylogeny of Oligocene Globigerina, Globigerinella, and Quiltyella n. gen. *Atlas of Oligocene Planktonic Foraminifera; Wade, BS, Olsson, RK, Pearson, PN, Huber, BT, Berggren, WA, Eds*, 179-214.
- Srinivasan, M. S., & Kennett, J. P. (1976). Evolution and phenotypic variation in the Late Cenozoic Neogloboquadrina duterei plexus. Progress in.
- Srinivasan, M. S., and J. P. Kennett. 1983. "The Oligocene-Miocene Boundary in the South Pacific." *Bulletin of the Geological Society of America*.
- Stachowitsch, M., Fanuko, N. & Ritcher, M. 1990 Mucus aggregates in the Adriatic sea: an overview of stages and occurrences. *Marine Ecology* 11 (4), 327–350.
- Steinke, S., Chiu, H. Y., Yu, P. S., Shen, C. C., Löwemark, L., Mii, H. S., & Chen, M. T. (2005). Mg/Ca ratios of two Globigerinoides ruber (white) morphotypes: Implications for reconstructing past tropical/subtropical surface water conditions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(11).
- Syvitski, J. P., & Kettner, A. J. (2007). On the flux of water and sediment into the Northern Adriatic Sea. *Continental Shelf Research*, 27(3-4), 296-308.
- Syvitski, J. P., Peckham, S. D., Hilberman, R., & Mulder, T. (2003). Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean: a planetary perspective. *Sedimentary Geology*, 162(1-2), 5-24.

- Syvitski, J.P.M., 2003a. The influence of climate on the flux of sediment to the coastal ocean. Proceedings of OCEANS 2003. Holland Publisher, San Diego, pp. 496–502.
- Tang, C. M., & Stott, L. D. (1993). Seasonal salinity changes during Mediterranean sapropel deposition 9000 years BP: evidence from isotopic analyses of individual planktonic foraminifera. *Paleoceanography*, 8(4), 473-493.
- Theocharis, A., Krokos, G., Velaoras, D., & Korres, G. (2014). An internal mechanism driving the alternation of the Eastern Mediterranean dense/deep water sources. *The Mediterranean Sea: Temporal Variability and Spatial Patterns*, 10, 113-137.
- Thirumalai, K., Richey, J. N., Quinn, T. M., & Poore, R. Z. (2014). Globigerinoides ruber morphotypes in the Gulf of Mexico: A test of null hypothesis. *Scientific reports*, 4(1), 1-7.
- Thunell, R. C. (1978). Distribution of recent planktonic foraminifera in surface sediments of the Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology*, 3(2), 147-173.
- Tintore, J., La Violette, P. E., Blade, I., & Cruzado, A. (1988). A study of an intense density front in the eastern Alboran Sea: the Almeria–Oran front. *Journal of Physical Oceanography*, 18(10), 1384-1397.
- Tolderlund, D. (1971). 6. Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian oceans. In *The Micropalaeontology of Oceans: Proceedings of the Symposium Held in Cambridge from 10 to 17 September 1967 Under the Title 'Micropalaeontology of Marine Bottom Sediments'* (p. 105). Cambridge University Press.
- Totti, C., Civitarese, G., Acri, F., Barletta, D., Candelari, G., Paschini, E., & Solazzi, A. (2000). Seasonal variability of phytoplankton populations in the middle Adriatic sub-basin. *Journal of Plankton Research*, 22(9), 1735-1756.

- Triantaphyllou, M. V., Antonarakou, A., Kouli, K., Dimiza, M., Kontakiotis, G., Papanikolaou, M. D., ... & Dermitzakis, M. D. (2009). Late Glacial-Holocene ecostratigraphy of the south-eastern Aegean Sea, based on plankton and pollen assemblages. *Geo-Marine Letters*, 29(4), 249-267.
- Tsiolakis, E., Tsaila-Monopoli, S., Kontakiotis, G., Antonarakou, A., Sprovieri, M., Geraga, M., ... & Zissimos, A. (2019, November). Integrated paleohydrology reconstruction and Pliocene climate variability in Cyprus Island (eastern Mediterranean). In *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science* (Vol. 362, No. 1, p. 012103). IOP Publishing.
- Vilibić, I., & Šantić, D. (2008). Deep water ventilation traced by *Synechococcus cyanobacteria*. *Ocean dynamics*, 58(2), 119-125.
- Vilibić, I., Matijević, S., Šepić, J., & Kušpilić, G. (2012). Changes in the Adriatic oceanographic properties induced by the Eastern Mediterranean Transient. *Biogeosciences*, 9(6).
- Viličić, D., Vučak, Z., Škrivanić, A., & Grzetić, Z. (1989). Phytoplankton blooms in the oligotrophic open South Adriatic waters. *Marine Chemistry*, 28(1-3), 89-107.
- Viúdez, Á., Tintoré, J., & Haney, R. L. (1996). Circulation in the Alboran Sea as determined by quasi-synoptic hydrographic observations. Part I: Three-dimensional structure of the two anticyclonic gyres. *Journal of Physical Oceanography*, 26(5), 684-705.
- Wang, L. (2000). Isotopic signals in two morphotypes of *Globigerinoides ruber* (white) from the South China Sea: implications for monsoon climate change during the last glacial cycle. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161(3-4), 381-394.
- Weiner, A. K., Weinkauf, M. F., Kurasawa, A., Darling, K. F., & Kucera, M. (2015). Genetic and morphometric evidence for parallel evolution of the *Globigerinella calida* morphotype. *Marine Micropaleontology*, 114, 19-35.

- Weinkauf MFG, Kunze JG, Waniek JJ, Kučera M (2016) Seasonal Variation in Shell Calcification of Planktonic Foraminifera in the NE Atlantic Reveals Species-Specific Response to Temperature, Productivity, and Optimum Growth Conditions. *PLoS ONE* 11(2): e0148363.
- Weinkauf, M. F., Kunze, J. G., Waniek, J. J., & Kučera, M. (2016). Seasonal variation in shell calcification of planktonic foraminifera in the NE Atlantic reveals species-specific response to temperature, productivity, and optimum growth conditions. *PLoS One*, 11(2), e0148363.
- Wilson, D. J., Piotrowski, A. M., Galy, A., & McCave, I. N. (2012). A boundary exchange influence on deglacial neodymium isotope records from the deep western Indian Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 341, 35-47.
- Zarkogiannis, S. D., Antonarakou, A., Tripathi, A., Kontakiotis, G., Mortyn, P. G., Drinia, H., & Greaves, M. (2019). Influence of surface ocean density on planktonic foraminifera calcification. *Scientific Reports*, 9(1), 1-10.
- Zarkogiannis, S., Kontakiotis, G., & Antonarakou, A. (2020). Recent planktonic foraminifera population and size response to Eastern Mediterranean hydrography. *Revue de Micropaléontologie*, 69, 100450.
- Zonneveld, K. A., Chen, L., Möbius, J., & Mahmoud, M. S. (2009). Environmental significance of dinoflagellate cysts from the proximal part of the Po-river discharge plume (off southern Italy, Eastern Mediterranean). *Journal of Sea Research*, 62(4), 189-213.
- Δερμιτζάκης, Μ., Ντρίνια, Χ., 2001, Η οικογεωγραφία της Μεσογείου, Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τομέας ιστορικής γεωλογίας-παλαιοντολογίας, εκδόσεις ΣΤΟΧΑΣΤΗΣ, σ. 31-33.
- Ζαμπετάκη Λέκκα, Α., Αντωναράκου, Α., Ντρίνια, Χ., & Τσουρού, Θ. (2015), Η μικροπαλαιοντολογία και οι εφαρμογές της, Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τομέας ιστορικής γεωλογίας-παλαιοντολογίας, κεφάλαιο 3<sup>ο</sup>: ΤΡΗΜΑΤΟΦΟΡΑ (FORAMINIFERA), εκδόσεις Κάλιππος, σ. 40.

Ζαροκανέλλος, Ν. (2007). *Υδρογραφία και κυκλοφορία της ανατολικής Μεσογείου, με έμφαση στο Λεβαντινό Πέλαγος* (Bachelor's thesis).

Τριανταφύλλου, Μ., Δήμιζα, Μ., 2012, *Μικροπαλαιοντολογία και γεωπεριβάλλον*, Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τομέας ιστορικής γεωλογίας-παλαιοντολογίας, εκδόσεις ίων, σ. 65-72/σ. 94.