



ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΔΗΜΟΚΡΑΤΙΑ

Εθνικόν και Καποδιστριακόν
Πανεπιστήμιον Αθηνών

— ΙΔΡΥΘΕΝ ΤΟ 1837 —

Παλαιοωκεανογραφική μελέτη των προεβαποριτικών ιζημάτων Ανωτέρου Μειοκαίνου της τομής Άγιος Μύρων (Κρήτη-Ανατολική Μεσόγειος)



ΚΩΣΤΗΣ ΑΝΔΡΕΑΣ

Αθήνα, 2020



ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΔΗΜΟΚΡΑΤΙΑ

Εθνικόν και Καποδιστριακόν
Πανεπιστήμιον Αθηνών

— ΙΔΡΥΘΕΝ ΤΟ 1837 —

Παλαιοωκεανογραφική μελέτη των προεβαποριτικών ιζημάτων Ανωτέρου Μειοκαίνου της τομής Άγιος Μύρων (Κρήτη-Ανατολική Μεσόγειος)



ΚΩΣΤΗΣ ΑΝΔΡΕΑΣ
Α.Μ. 21403

Αθήνα, 2020

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΕΠΙΤΡΟΠΗ:

Καθηγήτρια Αντωνάρακου Ασημίνα (Επιβλέπουσα)

Καθηγήτρια Ντρίνια Χαρίκλεια (Μέλος)

Ε.ΔΙ.Π. Κοντακιώτης Γεώργιος (Μέλος)

*Στη μητέρα μου Καλλιόπη,
που είναι ο βράχος της οικογένειάς μου*

Πρόλογος

Η εκπόνηση της μεταπτυχιακής αυτής διατριβής εντάσσεται στα πλαίσια των δραστηριοτήτων που αναπτύσσεται στα πλαίσια του μεταπτυχιακού με ειδίκευση «Περιβάλλοντα Ιζηματογένεσης, Οικοσυστήματα και Γεωβιοπόροι» του τομέα Ιστορικής Γεωλογίας-Παλαιντολογίας

Προτού πραγματοποιηθεί η παρουσίαση της παρούσας διπλωματικής εργασίας, θα ήθελα να ευχαριστήσω μερικούς ανθρώπους που με βοήθησαν να ανταπεξέλθω και να φέρω εις πέρας την εργασία μου.

Χρωστάω μεγάλη ευγνωμοσύνη στην Καθηγήτριά μου και Επιβλέπουσα κ. Αντωνάρακου Ασημίνα, που έπειτα από δική μου επιθυμία, δέχτηκε με ευχαρίστηση και χωρίς δεύτερη σκέψη να διατελέσει την μέντορά μου, την οποία και ευχαριστώ θερμά. Την ευχαριστώ ακόμη για τις ώρες που συζητούσαμε ως προς την πορεία της διπλωματικής εργασίας μου, τον έλεγχο των δειγμάτων, τις προσπάθειες επικοινωνίας με τους συναδέλφους της από την Ολλανδία για την πραγματοποίηση των αναλύσεων, για την εργασία υπαίθρου, που με συμβούλευε και συνεχίζει ακόμα να κάνει, για τον χρόνο που μου πρόσφερε παρά το βεβαρημένο πρόγραμμά της. Την ευχαριστώ επίσης για όλες τις ευχάριστες στιγμές εντός αλλά και εκτός του πανεπιστημιακού χώρου, για το μεγάλο και φωτεινό χαμόγελό της που μοιράζει απλόχερα σε όλους μας, το οποίο είναι ένα μεγάλο ανθρώπινο προτέρημα.

Επίσης, εκφράζω την ευγνωμοσύνη μου και τα πολλά ευχαριστώ στον Ε.ΔΙ.Π. κ. Κοντακιώτη Γεώργιο που είναι και μέλος της τριμελούς επιτροπής ελέγχου της διατριβής μου και που μου συμπαραστάθηκε καθόλη τη διάρκεια της παρουσίας μου στο πρόγραμμα του μεταπτυχιακού μου. Τον ευχαριστώ ακόμη για την αμέριστη βοήθειά του και την προσφορά των πολλών γνώσεων του, που μου τις παρείχε αφειδώς, παρά τον φόρτο εργασίας του. Τον ευχαριστώ για όλες τις φορές που με συμβούλεψε, με καθοδήγησε, για τις φορές που κάλυψε επάξια το ρόλο του επιβλέποντα τις ώρες που αδυνατούσε η κ. Αντωνάρακου Ασημίνα, καθώς επίσης και για τις ευχάριστες στιγμές εντός και εκτός του χώρου του πανεπιστημίου.

Την Καθηγήτρια κ. Ντρίνια Χαρίκλεια, μέλος της τριμελούς επιτροπής ελέγχου της διατριβής μου, η οποία με βοήθησε στην αναγνώριση των βενθονικών τρηματοφόρων, που χρησιμοποιήθηκαν για την γεωχημική ανάλυση των δειγμάτων.

Θα ήθελα να εκφράσω τις θερμές μου ευχαριστίες στον Ομότιμο Καθηγητή του πανεπιστημίου της Ουτρέχτης J.W. Zachariasse, που μας παρείχε τα δείγματα της τομής του Αγίου Μύρωνα, και την αστείρευτη γνώση του αναφορικά με τη γεωλογία της Κρήτης και την παροχή της γνώσης του στην εργασία υπαίθρου που πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια της παρούσας διατριβής.

Εκφράζω τις θερμές μου ευχαριστίες στον καθηγητή Dr. Lukas Lourens, και στο εργαστήριο GeoLab, του πανεπιστημίου της Ουτρέχτης, για την πραγματοποίηση

των γεωχημικών αναλύσεων που πραγματοποίησαν στα τρηματοφόρα των δειγμάτων της παρούσας διατριβής.

Ευχαριστώ την γραμματέα του τομέα Ιστορικής Γεωλογίας-Παλαιοντολογίας Λιανού Βασιλική και τον διδάκτορα Ζαρκογιάννη Στέργιο για την υποστήριξη και την βοήθειά τους. Επίσης ευχαριστώ τους Καθηγητές κ. Αναστασάκη Γεώργιο και κ. Καρακίτσιο Βασίλειο, για την αμέριστη συμπαράστασή τους.

Ευχαριστώ θερμά τους συναδέλφους και φίλους: Μόφορη Λεωνίδα, Γκανιάτσα Γεωργία, Μπέσιου Ευαγγελία και Σκάνδαλο Παναγιώτη, για την υποστήριξη και την βοήθεια στα μαθήματα, στα εργαστήρια, στα συνεδρία, και στις ώρες εργασίας, αλλά και για τις πιο προσωπικές στιγμές έξω από τον χώρο του πανεπιστημίου.

Τέλος, ευχαριστώ την οικογένειά μου για την υποστήριξη που μου πρόσφερε απλόχερα καθόλη την διάρκεια των σπουδών μου και ακόμα συνεχίζει να μου παρέχει.

Περιεχόμενα

| | |
|--|----|
| Πρόλογος..... | 7 |
| 1. Εισαγωγή..... | 11 |
| 1.1 Μεσσήνια Κρίση Αλατότητας (“Messinian Salinity Crisis - MSC”)..... | 11 |
| 1.2 Ιζηματολογία πριν την Κρίση Αλμυρότητας του Μεσσηνίου..... | 13 |
| 1.3 Περιοχή ενδιαφέροντος..... | 16 |
| 1.4 Αναλύσεις για την Κρίση Αλμυρότητας του Μεσσηνίου..... | 17 |
| 1.5 Σκοπός..... | 18 |
| 2. Περιοχή έρευνας..... | 19 |
| 2.1 Τεκτονοστρωματογραφικό πλαίσιο..... | 19 |
| 2.2 Γεωλογική εξέλιξη της Μεσογείου..... | 23 |
| 2.3 Περιβαντολογικές συνθήκες Τορτονίου-Μεσσηνίου..... | 25 |
| 2.4 Κρήτη..... | 26 |
| 2.4.1 Γεωγραφία Κρήτης..... | 26 |
| 2.4.2 Γεωλογική εξέλιξη Κρήτης – λεκάνης Ηρακλείου..... | 26 |
| 2.4.2 Ιζηματολογική δομή Κρήτης..... | 29 |
| 2.5 Άγιος Μύρων..... | 31 |
| 2.5.1 Γεωλογική δομή Αγίου Μύρωνα..... | 31 |
| 2.5.2 Ιζηματολογική δομή Αγίου Μύρωνα..... | 31 |
| 2.6 Γαύδος..... | 36 |
| 2.6.1 Γεωλογική δομή της νήσου Γαύδου..... | 36 |
| 2.6.2 Ιζηματολογική δομή της νήσου Γαύδου..... | 37 |
| 2.7 Μετόχια..... | 38 |
| 3. Μεθοδολογία..... | 40 |
| 3.1 Μελέτη εργαστηρίου..... | 40 |
| 3.2 Επεξεργασία δεδομένων..... | 41 |
| 3.3 Βιοστρωματογραφική ανάλυση..... | 42 |
| 3.4 Ιστοτοπική ανάλυση..... | 42 |
| 4. Πλαγκτονικά Τρηματοφόρα..... | 44 |
| 4.1 Γενικές Πληροφορίες..... | 44 |
| 4.2 Συστηματική ταξινόμηση..... | 46 |
| 4.3 Βιοστρωματογραφικά - Οικολογικά Χαρακτηριστικά..... | 48 |
| 4.3.1 <i>Globigerinoides</i> | 48 |

| | |
|---|----|
| 4.3.2 <i>Globoturbotalita</i> | 49 |
| 4.3.3 <i>Globorotalia</i> | 50 |
| 4.3.4 <i>Neogloboquadrina</i> | 51 |
| 4.3.5 <i>Globigerina</i> | 51 |
| 4.3.6 <i>Globigerinella</i> | 52 |
| 4.3.7 <i>Globigerinita</i> | 53 |
| 4.3.8 <i>Turbotalita</i> | 54 |
| 4.3.9 <i>Orbulina</i> | 54 |
| 5. Αποτελέσματα..... | 56 |
| 5.1 Στρωματογραφία Αγίου Μύρωνα μέσω κυκλοστρωματογραφικών, βιοστρωματογραφικών και τεφροστρωματογραφικών συσχετίσεων με την τομή Μετόχια της Γαύδου..... | 56 |
| 5.2 Κατανομές πλαγκτονικών τρηματοφόρων και παλαιοκλιματική σημασία..... | 60 |
| 5.3 Ανάλυση ισοτόπων Οξυγόνου (O) και Άνθρακα (C)..... | 63 |
| 5.4 Παλαιοβαθυμετρία..... | 65 |
| 6. Ανάλυση..... | 67 |
| 6.1 Σύγκριση κατανομών πανίδων Αγίου Μύρωνα – Μετοχίων και το παλαιοκλιματικό τους συμπέρασμα..... | 67 |
| 6.2 Τεκτονικές και ευστατικές αλληλεπιδράσεις, ως οδηγοί πυριτικής εναπόθεσης..... | 70 |
| 6.3 Διαμόρφωση της λεκάνης και τα χαρακτηριστικά της υδάτινης στήλης..... | 72 |
| 6.4 Συγκριτικά αποθέματα της ανατολικής Μεσογείου και οι παλαιοπεριβαλλοντικές επιπτώσεις τους..... | 75 |
| 7. Συμπεράσματα..... | 78 |
| Παράρτημα Εικόνων..... | 82 |
| Παράρτημα Πινάκων..... | 88 |
| Βιβλιογραφία..... | 91 |

1. Εισαγωγή

1.1 Μεσσηνια Κρίση Αλατότητας (“Messinian Salinity Crisis - MSC”)

Το Μεσσηνίο (**Πίνακας 1**) είναι μια περίοδος του γεωλογικού χρόνου, όπου συνέβησαν δραματικές παλαιοκλιματικές, παλαιοωκεανογραφικές, υδρολογικές και ωκεανογραφικές αλλαγές στην περιοχή της Μεσογείου θάλασσας (**Εικόνα 1**), που οδήγησαν σε ένα καταστροφικό αποτέλεσμα για το υδάτινο οικοσύστημά της (Hsü et al., 1973; Reghizzi et al. 2017). Το διάστημα αυτό οι τεκτονικές διεργασίες σε συνδυασμό με τις ευστατικές κινήσεις από τους παγετώνες οδήγησαν στην απομόνωση της Μεσογείου από τον Ατλαντικό ωκεανό, τον ωκεανό της παρά-Τυθύς και της Μαύρης θάλασσας και στη δημιουργία μιας μεγάλης πάχους εβαποριτών (γύψος, αλίτης), η οποία ονομάζεται “Κρίση Αλατότητας του Μεσσηνίου” (“Messinian Salinity Crisis” “MSC”, 5-97-5.33 Ma; Krijgsman et al., 1999; Manzi et al., 2013; Roveri et al., 2014a,b). Μελέτες που έχουν γίνει σε ιζήματα Μεσσηνιακής ηλικίας (e.g., Roveri et al., 2014a; Bache et al., 2015; Karakitsios et al., 2017a; Karakitsios et al., 2017b) έχουν φωτίσει αρκετές πτυχές αυτού του φαινομένου, συμπεριλαμβανομένης της κυκλοστρατιγραφίας, της παλαιοντολογίας και της γεωχημείας εκείνης της περιόδου, ειδικά όταν συνδιάζονται με παλαιοωκεανογραφικές παραμέτρους (e.g., the impact of hydrological exchange on the depositional environment; Hilgen and Krijgsman, 1999; Blanc-Valleron et al., 2002; Sierro et al., 2003; Manzi et al., 2013; Flecker et al., 2015; Antonarakou et al., 2018; Gennari et al., 2018; Moissette et al., 2018; Roveri et al., 2018; Vasiliev et al. 2017, 2019).



Εικόνα 1. Μεσόγειος Θάλασσα (Wikipedia.

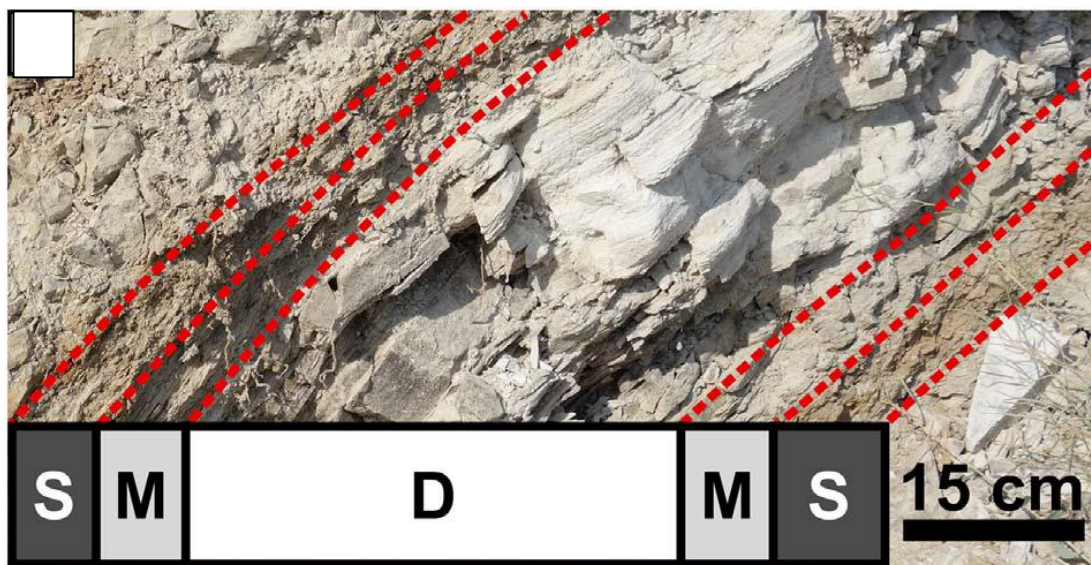
https://en.wikipedia.org/wiki/Mediterranean_Sea#/media/File:Mediterranee_02_EN.jpg

| Περίοδος | Εποχή | Χρόνος | Ηλικία (εκ. χρ.) | |
|--------------|------------------|-----------------|------------------|-------|
| Τεταρτογενές | Πλειστόκαινο | Gelasian | Νεότερα | |
| Νεογενές | Πλειόκαινο | Riaccenzian | 2.58 | 3.600 |
| | | Zanclean | 3.600 | 5.333 |
| | Μειόκαινο | Μεσσήνιο | 5.333 | 7.246 |
| | | Τορτόνιο | 7.246 | 11.63 |
| | | Σερραβάλλιο | 11.63 | 13.82 |
| | | Λάγκιο | 13.82 | 15.97 |
| | | Βυρδιγάλιο | 15.97 | 20.44 |
| | | Ακουιτάνιο | 20.44 | 23.03 |
| Παλαιόκαινο | Ολιγόκαινο | Chattian | Παλαιότερα | |

Πίνακας 1. Μέρος του Γεωλογικού χρόνου. Στον Πίνακα φαίνεται και το Μεσσήνιο καθώς και οι ηλικίες κάθε περιόδου

1.2 Ιζηματολογία πριν την Κρίση Αλμυρότητας του Μεσσηνίου

Πριν την Κρίση Αλμυρότητας του Μεσσηνίου προηγήθηκαν αποθέσεις εναλλαγών πυριτικών ιζημάτων βιογενούς προέλευσης (Tripoli Formation; 6.96 - 5.98 εκ. χρόνια) στις περισσότερες περιφερειακές λεκάνες της Μεσογείου από την Αλγερία έως την Κύπρο (Rouchy, 1982), καθώς και σε περιοχές μεγάλου βάθους (Pierre and Rouchy, 1990). Ο σχηματισμός της Τρίπολης καταγράφει μία πολύ σημαντική αλλαγή των ιζημάτων καθώς, μεταβαίνουμε από την μονότονη ακολουθία του Τορτονίου (**Πίνακας 1**) σε ημιπελαγικές αποθέσεις βαθέων υδάτων του Κατώτερου Μεσσηνίου, οι οποίες λιθολογικά αποτελούνται από εναλλαγές μαργών, ασβεστολίθων, διατομιτών και σαπροπηλών πλούσιων σε οργανικό υλικό (**Εικ. 2**).



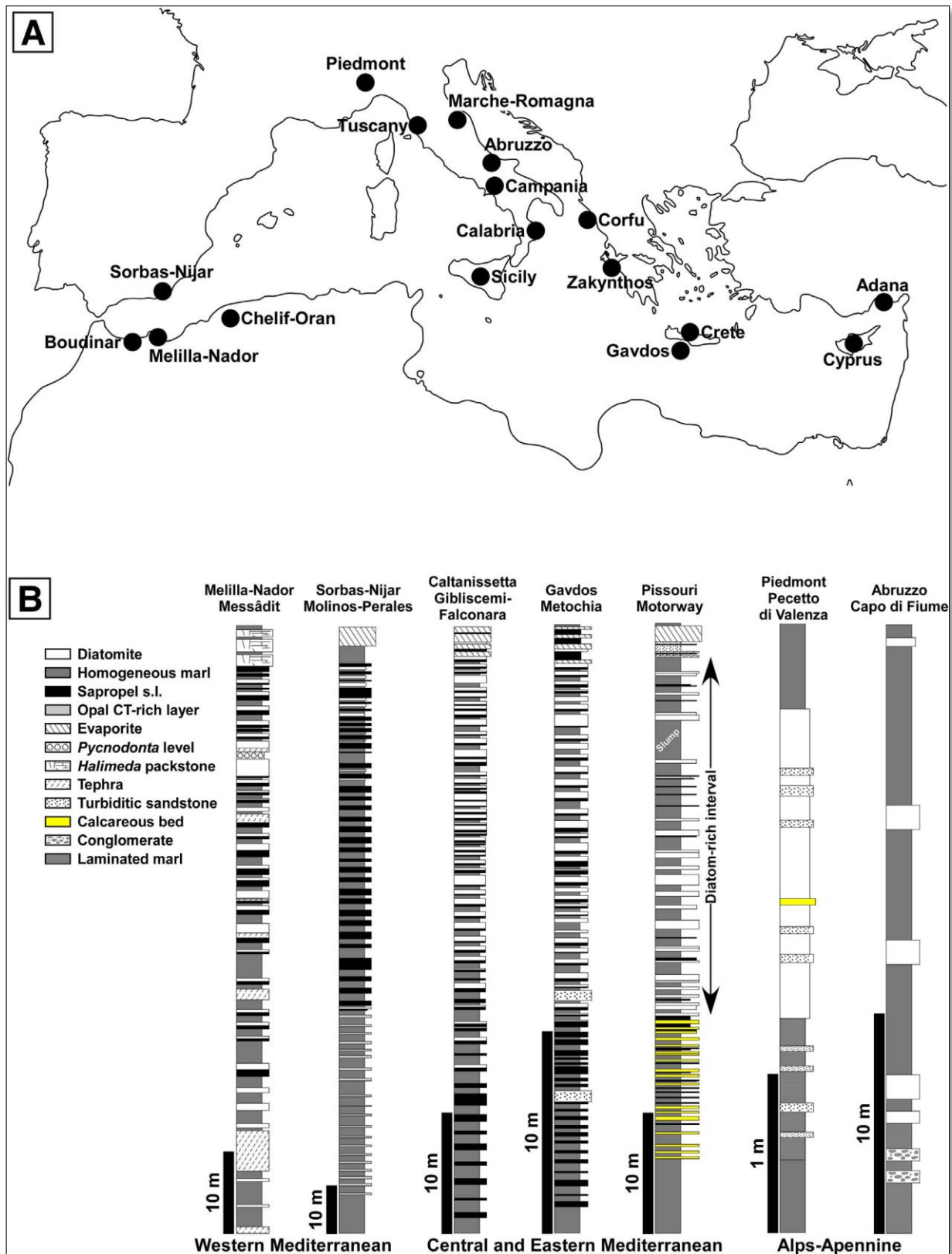
Εικόνα 2. Τυπική εναλλαγή σαπροπηλών(S), μαργών(M), διατομιτών(D) (Pellegrino et al., 2018)

Οι προαναφερθείσες τυπικές εναλλαγές του Ανώτερου Μειοκαίνου είναι αποτέλεσμα των τροχιακών παραμέτρων που οδήγησαν στην δημιουργία μουσώνων στην Αφρική, και συνεπώς εισροή γλυκών υδάτων στη λεκάνη της Μεσογείου (Marzocchi et al., 2015). Το γεγονός αυτό αντανακλά τις ξηρές και υγρές κλιματικές διακυμάνσεις, οι οποίες επηρεάζουν την υδρογεωλογία ολόκληρης της Μεσογείου (Hilgen et al., 1997; Rohling et al., 2015; Mayser et al., 2017; Modestou et al., 2017).

Στο χρονικό σημείο από 6.8 έως 6.7 εκ. χρόνια παρατηρείται μια σημαντική αλλαγή στις ιζηματογενείς ακολουθίες, που χαρακτηρίζεται από τη μετάβαση από σαπροπηλιτικών σε διατομιτικών ακολουθιών, καθώς στους σαπροπηλούς του Ανώτερου Μειοκαίνου αυξήθηκε το ποσοστό του πυριτίου και έτσι αντικαθίστονται οι σαπροπηλοί από διατομίτες (Hilgen and Krijgsman, 1999). Η ιζηματογένεση των διατομιτών της Τρίπολης θεωρείται ότι είναι δείκτης συγκεκριμένων παλαιοκλιματικών συνθηκών, όπως χαμηλές τιμές οξυγόνου και συνθηκών στρες

του παλαιοπεριβάλλοντος, το οποίο υποδηλώνεται στην πανίδα με την αύξηση της εμφάνισης των ασβεστιτικών ολιγοτροφικών ειδών πλανκτονικών και βενθονικών τρηματοφόρων (Sierra et al., 2001; Kouwenhoven et al., 2003; Drinia et al., 2004; Kouwenhoven et al., 2006; Drinia et al., 2007). Αυτές οι διατομικές αποθέσεις βρίσκονται σε διάφορες ανυψωμένες παράκτιες λεκάνες που προέρχονται από διαφορετικές γεωδυναμικές διεργασίες κατά μήκος του νότιου περιθωρίου της Μεσογείου (e.g., Νότια Ιβηρική χερσόνησος: Vázquez et al., 2000; Krijgsman et al., 2001; Sierra et al., 1999; Sierra et al., 2001; Krijgsman et al., 2001; Pérez-Folgado et al., 2003; Sierra et al., 2003, Βόρεια Αφρική: Mansour et al., 1995; Mansour and Saint-Martin, 1999; Saint Martin et al., 2003; van Assen et al., 2006; El Ouahabi et al., 2007; Mansour et al., 2008; Arab et al., 2015, Σικελία: Hilgen and Krijgsman, 1999; Bellanca et al., 2001; Blanc-Valleron et al., 2002; Kouwenhoven et al., 2003 Roveri et al., 2008, Ιόνιοι νήσοι: Rouchy, 1982; Frydas and Keupp, 2015, Γαύδος: Pérez-Folgado et al., 2003; Drinia et al., 2007; Antonarakou, 2009, Κύπρος: Rouchy, 1982; Orszag-Sperber et al., 2009; Manzi et al., 2016; Varol and Atalar, 2017; Gennari et al., 2018, Άλπεις: Arcaleni et al., 1995; Coward et al., 1999; Krijgsman et al.; 1999b, Krijgsman et al., 2002; Manzi et al., 2016; Matano et al., 2005; Matano, 2007) (**Εικ. 3Α, Β**).

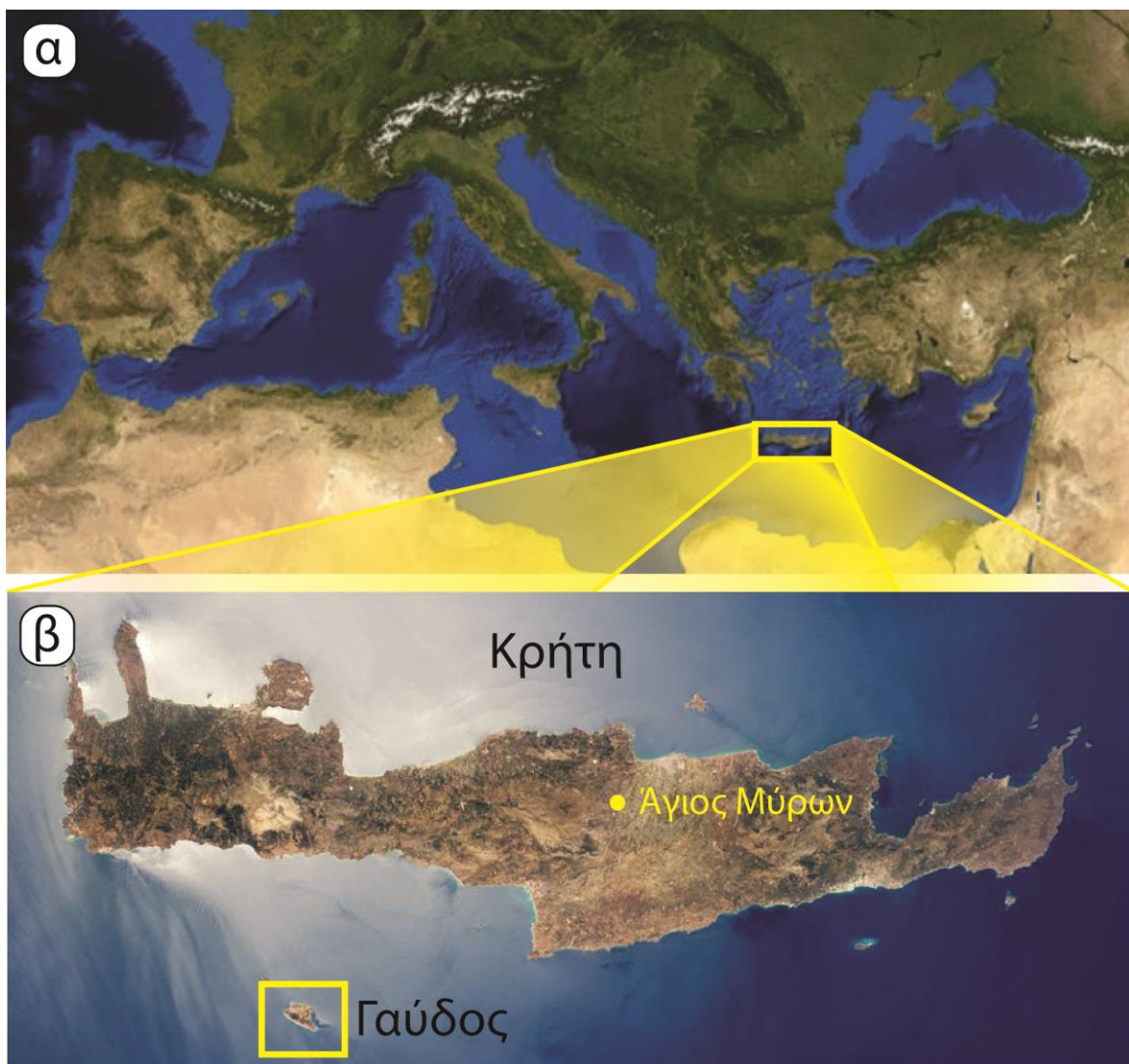
Ωστόσο, υπάρχουν τομές εντός της Μεσογείου, όπου οι διατομίτες του Μεσσηνίου απουσιάζουν κατά την περίοδο πριν τη φάση των εβαποριτών, όπως στην Κρήτη (**Εικ. 4β**), όπου οι διατομίτες φαίνονται να απουσιάζουν και παράλληλα να συνεχίζεται η ακολουθία των σαπροπηλών (Krijgsman et al., 1994; Zachariasse et al., 2008; Moissette et al., 2018), με εξαίρεση κάποιους μικρούς ορίζοντες στην ευρύτερη περιοχή του Ηρακλείου (Frydas, 2004).



Εικόνα 3. Α) Μελέτες σε τομές της Μεσογείου την περίοδο του Κατώτερου Μεσσηνίου. Β) Στρωματογραφικές στήλες από διάφορες τομές (Pellegrino et al., 2018)

1.3 Περιοχή ενδιαφέροντος

Μια τομή, όπου απουσιάζουν οι εναλλαγές διατομιτών, οι οποίοι είναι πλούσιοι σε οργανικό υλικό, είναι η τομή που βρίσκεται κοντά στο χωριό Άγιος Μύρωνας (Εικ. 4β) του νομού Ηρακλείου Κρήτης. Η τομή αυτή είναι και η τομή μελέτης της παρούσας διπλωματικής εργασίας, η οποία μελετήθηκε κυρίως από παλαιοντολογικής, στρωματογραφικής και γεωχημικής πλευράς και συσχετίστηκε με την ισόχρονο τμήμα της τομής των Μετοχίων, που βρίσκεται στη νήσο Γαύδο (Εικ. 4β) και παρουσιάζει την τυπική μετάβαση από σαπροπηλούς σε διατομίτες για τη λεκάνη της ανατολικής Μεσογείου. Σημειώνεται ότι η τελευταία αποτελεί μία από τις πιο καλά αστρονομικά χρονολογημένες τομές του Ανωτέρου Μειοκαίνου για ολόκληρη την λεκάνη της Μεσογείου (Schenau et al., 1999; Drinia et al., 2007).



Εικόνα 4. α) Μεσόγειος Θάλασσα και η θέση του νησιού της Κρήτης. β) Δορυφορική φωτογραφία Κρήτης, των νησιών και νησίδων της, η θέση του νησιού Γαύδος και η θέση της τομής Άγιος Μύρων

1.4 Αναλύσεις για την Κρίση Αλμυρότητας του Μεσσηνίου

Τα ισότοπα οξυγόνου ($\delta^{18}\text{O}$) που μετρώνται στα κελύφη των τρηματοφόρων καθώς και στα ιζήματα, έχουν χρησιμοποιηθεί για τον προσδιορισμό της θαλάσσιας επιφανειακής θερμοκρασίας, του πάχους των παγετωδών καλυμμάτων, και των μεταβολών της αλατότητας σε τοπική κλίμακα (Maslin and Dickson, 2015). Τα ισότοπα άνθρακα ($\delta^{13}\text{C}$) έχουν χρησιμοποιηθεί αντίστοιχα για την εκτίμηση της πρωτογενούς παραγωγικότητας (Cooke and Rohling).

Η αναλογία $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ δείχνει ότι η σύσταση του παγκόσμιου ωκεάνιου νερού έχει αλλάξει σημαντικά μέσα στην ιστορία της Γης. Έτσι, η αναλογία του στροντίου (Sr) αποτελεί ένα πολύ καλό χρονοστρωματογραφικό δείκτη (McArthur et al., 2001; McArthur et al., 2012). Η αναλογία του στροντίου στα ιζήματα δείχνει την εξέλιξη των αρχαίων ιζηματογενών λεκανών (Elderfield, 1986). Ειδικότερα ο λόγος $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ αποτελεί ένα πάρα πολύ καλό δείκτη σε ημίκλειστες λεκάνες, καθώς αυτού του τύπου οι λεκάνες δεν επικοινωνούν επαρκώς με τον ωκεανό και έτσι μπορούν να εξαχθούν συμπεράσματα για την ωκεάνια κυκλοφορία και το υδρολογικό καθεστώς, καθώς το γλυκό νερό των ποταμών δεν έχει την ίδια αναλογία με το ωκεάνιο νερό (Roveri et al., 2014b; Topper et al., 2014).

Οι αναλύσεις $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ που έκαναν οι Reghizzi et al. (2017) έδειξε ότι δεν βρέθηκε κάποιο έντονο γεγονός που να δείχνει την αποκοπή της Μεσογείου από τον Ατλαντικό ωκεανό.

1.5 Σκοπός

Σκοπός της παρούσας εργασίας είναι να καταγράψει και να κατανοήσει το παλαιοπεριβαλλοντολογικό καθεστώς που επικρατούσε στην περιοχή του Αγίου Μύρωνα, στην ανατολική Κρήτη την περίοδο του Ανώτερου Μειοκαίνου, και πιο συγκεκριμένα την περίοδο του Μεσσηνίου. Η μελέτη αυτή είναι μία σύνθεση αποτελεσμάτων, η οποία βασίζεται στην ποιοτική και ποσοτική ανάλυση των πλαγκτονικών τρηματοφόρων, σε ιζηματολογικές παρατηρήσεις και κυκλοστρωματογραφικούς συσχετισμούς, καθώς και σε γεωχημικές αναλύσεις για την ανασύσταση του παλαιοπεριβάλλοντος της υπό μελέτης χρονικής περιόδου.

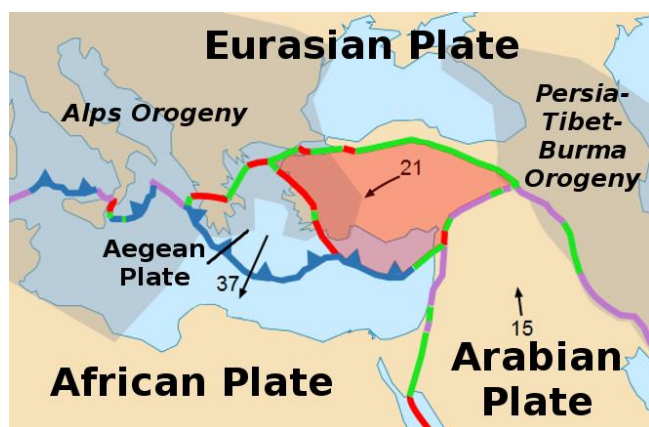
Γίνεται συσχέτιση με την πολύ καλά μελετημένη και χρονολογημένη τομή των Μετοχίων που βρίσκεται στη νήσο Γαύδο με την υπό μελέτη τομή του Αγίου Μύρωνα .

Επίσης, σκοπός της εργασίας είναι να κατανοήσει το λόγο για τον οποίο οι δύο τομές παρουσιάζουν διαφορά στη λιθολογία τους. Η διαφορά παρουσιάζεται στην ύπαρξη διατομιτών στα Μετόχια, στο ανώτερο μέρος της τομής, ενώ απουσιάζουν από τον Άγιο Μύρωνα, δίνοντας μια ανομοιομορφία στο περιβάλλον της λεκάνης της Ανατολικής Μεσογείου.

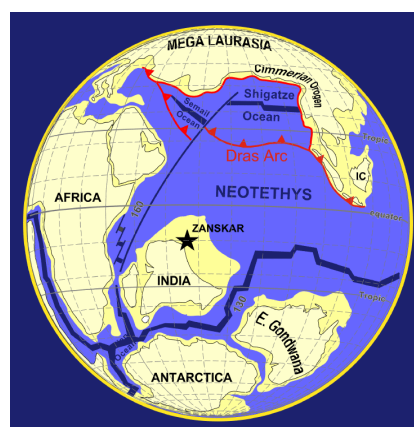
2. Περιοχή έρευνας

2.1 Τεκτονοστρωματογραφικό πλαίσιο

Η λεκάνη της ανατολικής Μεσογείου αποτελεί υπόλειμμα του ωκεανού της Νέο-Τηθύος (Εικ. 6) και εξελίχθηκε από διαδοχικές πρωτότυπες λεκάνες που αναπτύχθηκαν ως αποτέλεσμα του τεκτονικού κύκλου επέκτασης-σύγκλισης, που μέχρι σήμερα καθορίζεται κυρίως από την αλληλεπίδραση της Αφρικανικής, Αραβικής και Ευρασιατικής πλάκας (Εικ. 5) (Robertson, 1998; Gardosh *et al.*, 2010; Robertson *et al.*, 2012; Montadert *et al.*, 2014; Gao *et al.*, 2019). Η λεκάνη καλύπτει μία ευρεία γεωγραφική περιοχή, με το νοτιότερο μέρος της να οριοθετείται από το νησί της Κύπρου και από το Ελληνικό τόξο και το βορειότερο μέρος της να περιορίζεται από την Αλπική ορογένεση.

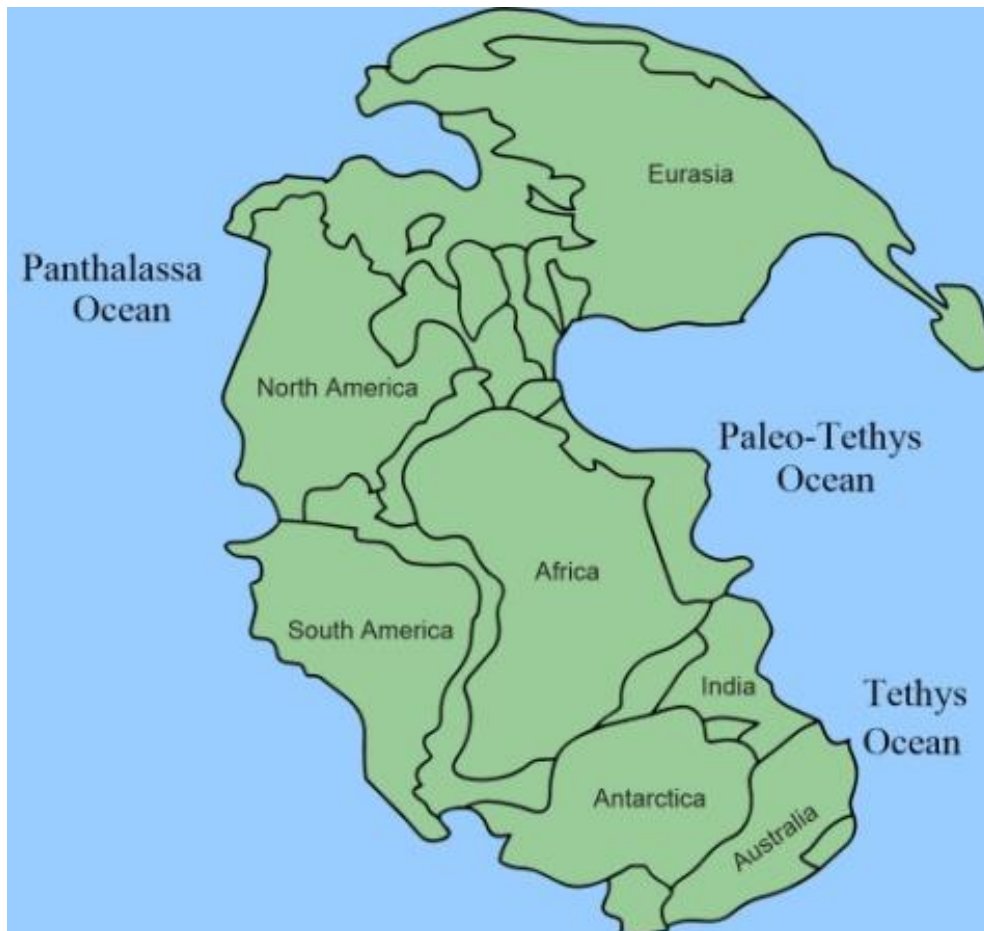


Εικόνα 5. Αφρικανική, Αραβική και Ευρασιατική πλάκα, καθώς και η μικροπλάκα του Αιγαίου



Εικόνα 6. Ωκεανός νεο-Τυθής

Η εξέλιξη της ανατολικής Μεσογείου άρχισε το Ανώτερο Πέρμιο, όπου την εποχή αυτή άρχισε ο διαχωρισμός της υπερηπειρωτικής Παγγέας (Εικ. 7) σε διάφορα μεγάλα ηπειρωτικά μέρη (Gardosh *et al.*, 2010; Robertson *et al.*, 2012). Κατά την περίοδο της ρηξιγενούς φάσης Τριαδικού-Ιουρασικού, στην οποία η Γκοτβάνα (Εικ. 8) διαχωρίστηκε σε μικρότερα μέρη, οδήγησε στην δημιουργία του ωκεανού της Νέο-Τηθύος (Εικ. 6) (Segev and Rybakov, 2010; Hawie *et al.*, 2013; Ghalayini *et al.*, 2014), καθώς και στο διαχωρισμό διακριτών υπολεκανών (π.χ., λεκάνη Ηροδότου, Λεβαντίνης (Εικ. 9) και στο ηπειρωτικό μπλοκ Ερατοσθένη; Ben-Avraham *et al.*, 2006; Montadert *et al.*, 2014). Κατά το Ανώτερο Κρητιδικό, το τεκτονικό καθεστώς άλλαξε από μια επέκταση σε καθεστώς συμπίεσης, το οποίο φαίνεται από τη σύγκρουση Αφρικανικής-Αραβικής πλάκας με την Ευρασιατική (Hawie *et al.*, 2013; Montadert *et al.*, 2014). Κατά την περίοδο του Ολιγοκαίνου δημιουργήθηκε η εκβάθυνση της λεκάνης της Λεβαντίνης (Εικ. 9), που πληρώθηκε από μία παχιά ακολουθία χονδρόκοκκων κλαστικών ιζημάτων, τα οποία τροφοδοτούνταν κυρίως από το δέλτα του ποταμού Νείλου (Steinberg *et al.*, 2011; Macgregor, 2012).

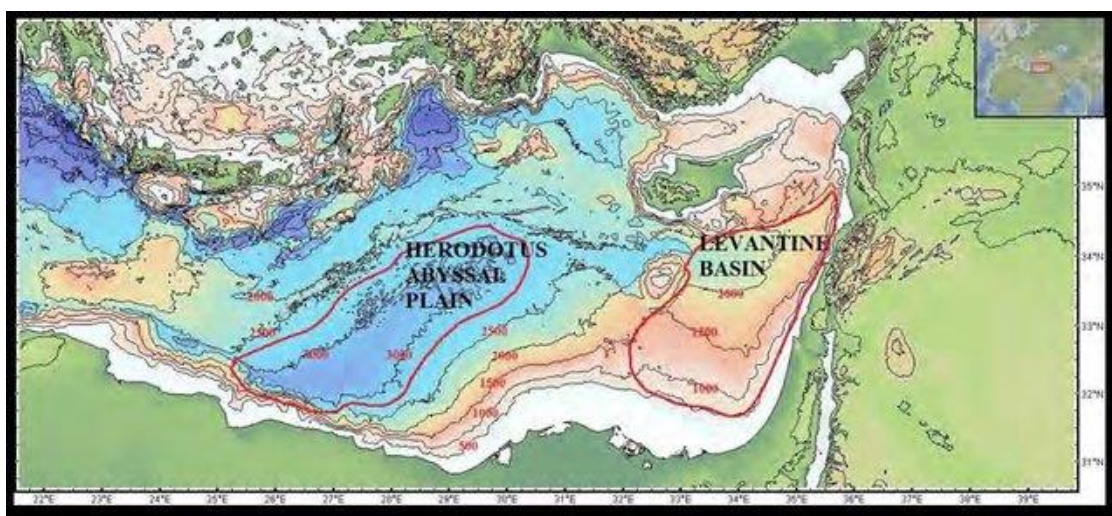


Εικόνα 7. Υπερήπειρος Παγγέα, παγκόσμιος ωκεανός (Πανθάλασσα), και ο ωκεανός της παλαιο-Τυθείος



Εικόνα 8. Υπερήπειρος Γκοτβάνα. Νότιο μέρος της υπερηπείρου Παγγέας που προέκυψε από το διαχωρισμό της

Από την περίοδο του Μέσου Ηωκαίνου, η συρρίκνωση του ωκεανού της Νέο-Τηθύος ήταν τόσο μεγάλη που χωρίστηκε από τον Ινδικό ωκεανό στα ανατολικά, με την τελική απομόνωση να παρατηρείται στην ανατολική Μεσόγειο την περίοδο Κατώτερου-Μέσου Μειοκαίνου (Robertson *et al.*, 2012). Κατά το Ανώτερο Μειόκαινο, η λεκάνη της Μεσογείου χωρίστηκε από τον Ατλαντικό ωκεανό οδηγώντας στη Κρίση Αλατότητας του Μεσσηνίου (MSC; Hsü *et al.*, 1973; Krijgsman *et al.*, 1999; Roveri *et al.*, 2014). Σε όλη τη λεκάνη, έχουμε εναπόθεση μεγάλου πάχους στρωμάτων εβαποριτών (Εικ. 10), ενώ το ανατολικότερο μέρος της λεκάνης είχε χερσεύσει και ήταν πάνω από την θάλασσα καθιστώντας το εκτεθειμένο, και έτσι να διαβρωθεί (Robertson, 1998).



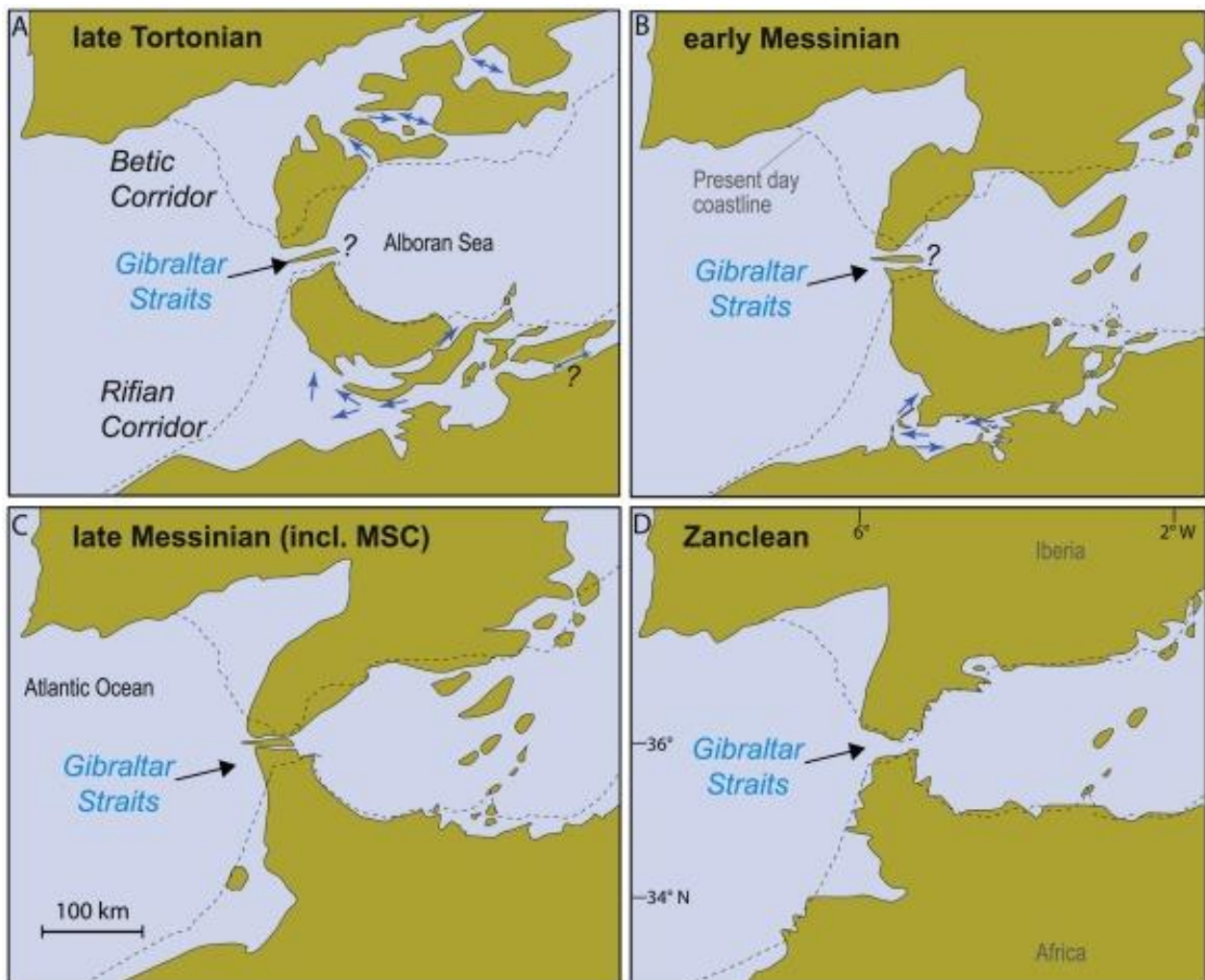
Εικόνα 9. Λεκάνες Ηροδότου και Λεβαντίνης (Elia *et al.*, 2016)



Εικόνα 10. Εμφάνιση εβαποριτών στη λεκάνη του Ηρακλείου

Η επανεμφάνιση του ανοίγματος της Μεσογείου έγινε στο Πλειόκαινο μέσω της επίκλυσης της θάλασσας (Garcia-Castellanos *et al.*, 2009), η οποία ακολουθήθηκε από την απόθεση βιογενών ασβεστολίθων (Σχηματισμός Trubi; Langereis and Hilgen, 1991; Hilgen and Krijgsman, 1999; Hüsing *et al.*, 2009; Kontakiotis *et al.*, 2016) στο κέντρο της λεκάνης και κλασικά ιζήματα στις κατωφέρειες (π.χ., λεκάνες Ηροδότου και Λεβαντίνης; Gardosh and Druckman, 2006; Frey-Martinez *et al.*, 2007).

Σήμερα, η περιοχή κυριαρχείται από τη σύγκρουση και τη συνεχιζόμενη σύγκλιση της Αφρικανικής και Ευρασιατικής πλάκας, καθώς και τη σχετική υποβύθιση, στην περιοχή της μεσογειακής ράχης (Carmelenghi and Cita, 1987; Reillinger *et al.*, 1997; Robertson and Kopf, 1998; Huguen *et al.*, 2001; Kreemer and Chamot-Rooke, 2004; Van Hinsbergen *et al.*, 2005).



Εικόνα 11. Εξέλιξη διαύλου επικοινωνίας Ατλαντικού ωκεανού με τη Μεσόγειο θάλασσα κατά το Ανώτερο Μειόκαινο-Πλειόκαινο (Krijgsman *et al.*, 2018)

2.2 Γεωλογική εξέλιξη της Μεσογείου

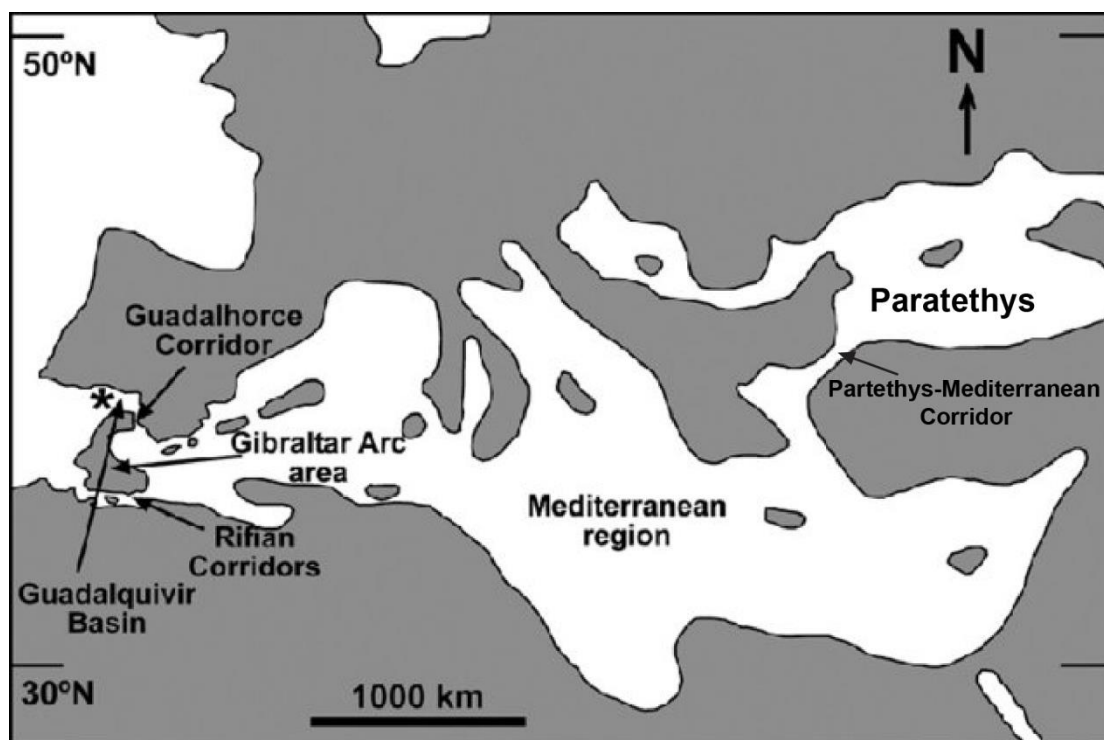
Σύμφωνα με τους Hsu et al (1977), ο ωκεανός της Τηθύος, ο οποίος χώριζε την Αφρική από την Ευρώπη κατά το Ιουρασικό και Κρητιδικό, άρχισε να κλείνει λόγω της σύγκλισης της Αφρικανικής πλάκας με την Ευρασιατική. Κατά το Ανώτερο Κρητιδικό, έχουμε πια την ένωση του Ινδικού ωκεανού με τον Ατλαντικό από μια στενή θάλασσα. Ο διαχωρισμός των πανίδων Ατλαντικού-Μεσογειακού και Ινδικού-Ειρηνικού, δείχνει την ένωση της Ασίας με την Ευρώπη και της Ασίας με την Αφρική αντίστοιχα. Η ένωση της Αφρικής με την Ευρασία έκοψε την επικοινωνία του Ατλαντικού με τον Ινδικό ωκεανό κατά την περίοδο του Βουδιγαλίου. Εκείνη της χρονική περίοδο, το υπόλειμμα του ωκεανού της Τηθύος, η σημερινή Μεσόγειος θάλασσα επικοινωνούσε με τον Ατλαντικό ωκεανό. Η επικοινωνία γινόταν μέσω δύο στενών επιμηκών διόδων, μία στα βόρεια στην περιοχή της Ισπανίας και ακόμα μία νοτιότερα στην περιοχή του Μαρόκου (Εικ. 11, 13) (Kouwenhoven et al., 2003; Flecker et al., 2015; Achalhi et al., 2016; Capella et al., 2018; Krijgsman et al., 2018). Το κλείσιμο και η απομόνωση της λεκάνης της Μεσογείου ξεκίνησε πιθανότατα από τον βόρειο δίοκλο επικοινωνίας (Εικ. 11, 13), των δύο θαλασσών στα 7,2 εκ. χρόνια (Krijgsman et al., 1999a) και στην σταδιακή και πλήρη απομόνωση της Μεσογείου καθ' όλη την διάρκεια της Κρίσης Αλμυρότητας του Μεσσηνίου (Krijgsman et al., 2002; Flecker and Ellam, 2006; Roveri et al., 2014; Tulbure et al., 2017). Η παύση της επικοινωνίας αντικατοπτρίζεται από μία σχετική ανύψωση των περιοχών της Γρενάδας, Αλμαζόρας και Γουαδίξ, κατά το ανώτερο Τορτόνιο (Soria et al., 1999; Soria et al., 2001).



Εικόνα 12. Γεωφυσικός χάρτης Βαλκανικής χερσονήσου. Διακρίνονται οι Δυναρίδες Άλπεις και οι Ελληνίδες Οροσειρές

Η επικοινωνία με τον ωκεανό της παρά-Τηθύος στο ανατολικό της μέρος, γινόταν μέσω ενώ στενού θαλάσσιου περάσματος (**Εικ. 13**). Αυτός ο δίαυλος ένωνε τις δύο λεκάνες (Rögl and Steininger, 1984; Meulenkamp and Sissingh, 2003; Krijgsman et al., 2010; Karakitsios et al., 2017a; Vasiliev et al., 2017; Vasiliev et al., 2019). Κατά το Μέσο Μειόκαινο πραγματοποιήθηκε η διακοπή της επικοινωνίας της Μεσογείου με τον ωκεανό της Παρατηθύος, λόγω της αλπικής ορογένεσης των Δυναρίδων και των Ελληνίδων (**Εικ. 12**). Η επικοινωνία της Μεσογείου με τους ωκεανούς γινόταν μόνο από τα στενά μεταξύ Ιβηρικής χερσονήσου και Αφρικής. Η επικοινωνία διατηρήθηκε μέχρι και το Ανώτερο Μειόκαινο (Τορτόνιο) (Kouwenhoven et al., 2003).

Παλαιογεωγραφικά η Μεσόγειος παρουσίαζε παρόμοια ακτογραμμή με τη σημερινή της μορφή (**Εικ. 13**), περιοριζόμενη στα περιθώρια της από ορεινές μάζες (Flecker et al., 2015; Achalhi et al., 2016; Capella et al., 2018; Krijgsman et al., 2018), ενώ ήταν και λίγο πιο νοτιότερα από τη σημερινή της θέση (Perrin, 2002).



Εικόνα 13. Μεσόγειος θάλασσα την περίοδο του Ανώτερου Μειοκαίνου, δίαυλοι επικοινωνίας με τον Ατλαντικό ωκεανό στα δυτικά, και δίαυλος επικοινωνίας με τον ωκεανό της Παρατυθείος στα δυτικά μέσω του Αιγαίου πελάγους (Pérez-Asensio et al., 2014)

2.3 Περιβαντολλογικές συνθήκες Τορτονίου-Μεσσηνίου

Οι κλιματικές συνθήκες ήταν θερμές, ξηρές και άνυδρες για το βόρειο ημισφαίριο την περίοδο του Μέσου Μειοκαίνου. Το κλίμα της περιόδου γινόταν ξηρό και άνυδρο ήδη από το Βουρδιγάλιο. Στη συνέχεια μεταβαίνει σε ψυχρό, με τη δημιουργία παγοκαλυμμάτων και στα δύο ημισφαίρια, καθώς μεταβαίνουμε στο Ανώτερο Μειόκαινο (Herbert et al., 2016; Holbourn et al., 2018). Η απότομη απόθεση εβαπορίτων και η διατήρηση ίδιων καιρικών συνθηκών οδήγησε στο συμπέρασμα ότι είχαμε το σταδιακό κλείσιμο των στενών μεταξύ Ιβηρικής χερσονήσου και Αφρικής.

Στα αρχικά στάδια της Κρίση Αλμυρότητας του Μεσσηνίου, η λεκάνη της Μεσογείου δεν ήταν πλήρως αποκομμένη από τον Ατλαντικό, καθώς φαίνεται να είχαν επικοινωνία, όπως δείχνουν οι αναλύσεις $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Reghizzi et al., 2017)

Την περίοδο αυτή, η επικοινωνία των δύο θαλασσών διακόπτεται. Αυτό είναι εμφανές από ισοτοπικές αναλύσεις δειγμάτων της Μεσογείου και του Ατλαντικού. Οι λεκάνες της Μεσογείου και του Ατλαντικού δε έχουν ίδιες συνθήκες, και αυτό φαίνεται σε δείγματα από την περιοχή Sale Briqueterie του Μαρόκου (Kouwenhoven et al., 2003).

2.4 Κρήτη

2.4.1 Γεωγραφία Κρήτης

Η Κρήτη (**Εικ. 14**), είναι το μεγαλύτερο νησί της Ελλάδος και το τέταρτο μεγαλύτερο νησί της λεκάνης της Μεσογείου, με έκταση 8336 km². Είναι επιμήκης, με κατεύθυνση Δ-Α, με ελαφρά απόκλιση προς τα ΝΝΑ και το μήκος της είναι 257 km. Αποτελεί το νοτιότερο τμήμα της Ευρώπης. Βρίσκεται στην ανατολική Μεσόγειο και πιο συγκεκριμένα στο νοτιότερο άκρο του Αιγαίου πελάγους. Βρέχεται από το Κρητικό πέλαγος στα βόρεια, το Ιόνιο στα δυτικά, το Καρπάθιο ανατολικά και από το Λιβυκό στα νότια. Η ακτογραμμή της Κρήτης έχει μήκος 1046,4 km. Αποτελεί μέρος του νησιωτικού τόξου του νοτίου Αιγαίου. Η Κρήτη περιβάλλεται από όλες τις πλευρές τις από μικρές νησίδες και από μεγαλύτερα νησάκια, που όλα, εκτός από ελάχιστα είναι ακατοίκητα. Τα πιο χαρακτηριστικά νησιά γύρω της Κρήτης είναι η νήσος Δία, το Κουφονήσι, η Σπιναλόγκα, η Χρυσή, η Γαύδος και πολλά άλλα μικρότερα. Η Κρήτη οριοθετείται από νοτιοδυτικά μέχρι και νοτιοανατολικά από την ελληνική τάφρο, που δημιουργήθηκε λόγω της σύγκλισης της Αφρικανικής πλάκας με την Ευρασιατική.

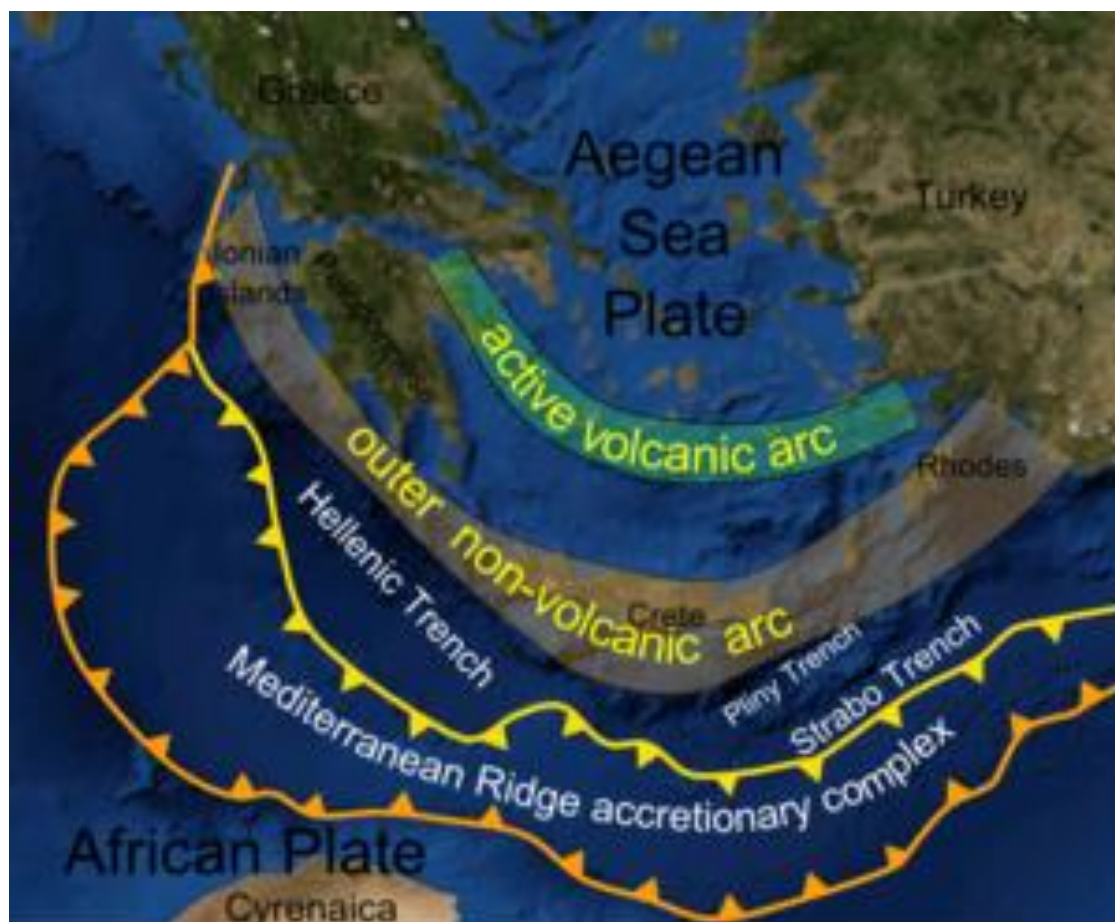


Εικόνα 14. Δορυφορική φωτογραφία Κρήτης, νησιών και νησίδων που την περιβάλλουν

2.4.2 Γεωλογική εξέλιξη Κρήτης – λεκάνης Ηρακλείου

Το νησί της Κρήτης (**Εικ. 14**), δημιουργήθηκε από τη σύγκρουση της Αφρικανικής πλάκας με την πλάκα της Ευρασίας. Η δομή του νησιού αποτελείται από διάφορες παλαιογεωγραφικές ζώνες, οι οποίες μπορούν να χωριστούν σε δύο κατηγορίες. Το κατώτερο μέρος, στρωματογραφικά, αποτελείται από μεταμορφωμένα πετρώματα και το ανώτερο από ιζηματογενή (Van Hinsbergen and Meulenkamp, 2006; Papanikolaou and Vassilakis, 2010; Zachariasse et al., 2011). Η επαφή των δύο σχηματισμών είναι μία τεκτονική επαφή που έδρασε κατά το Μέσο Μειόκαινο, με

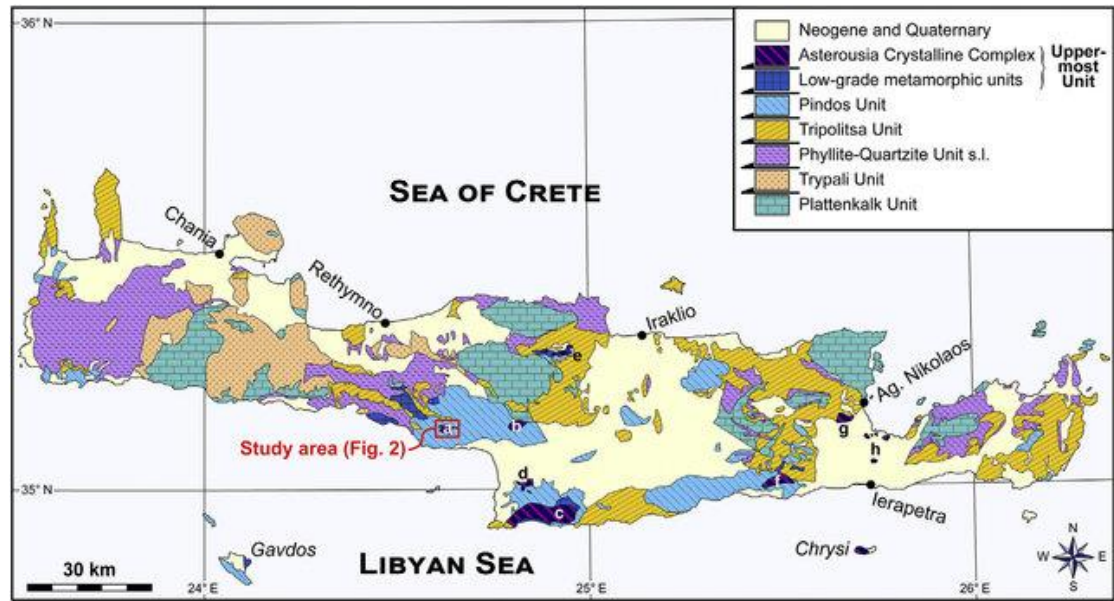
διεύθυνση ανατολή-δύση, και μπορεί να εντοπιστεί και στις Κυκλάδες (Ring et al., 2001; Van Hinsbergen and Meulenkamp, 2006; Tortorici et al., 2010).



Εικόνα 15. Αφρικανική πλάκα και μικροπλάκα Αιγαίου, ελληνική τάφρος, ηφαιστειακό τόξο και θέση Κρήτης (Wikipedia. https://en.wikipedia.org/wiki/Hellenic_arc)

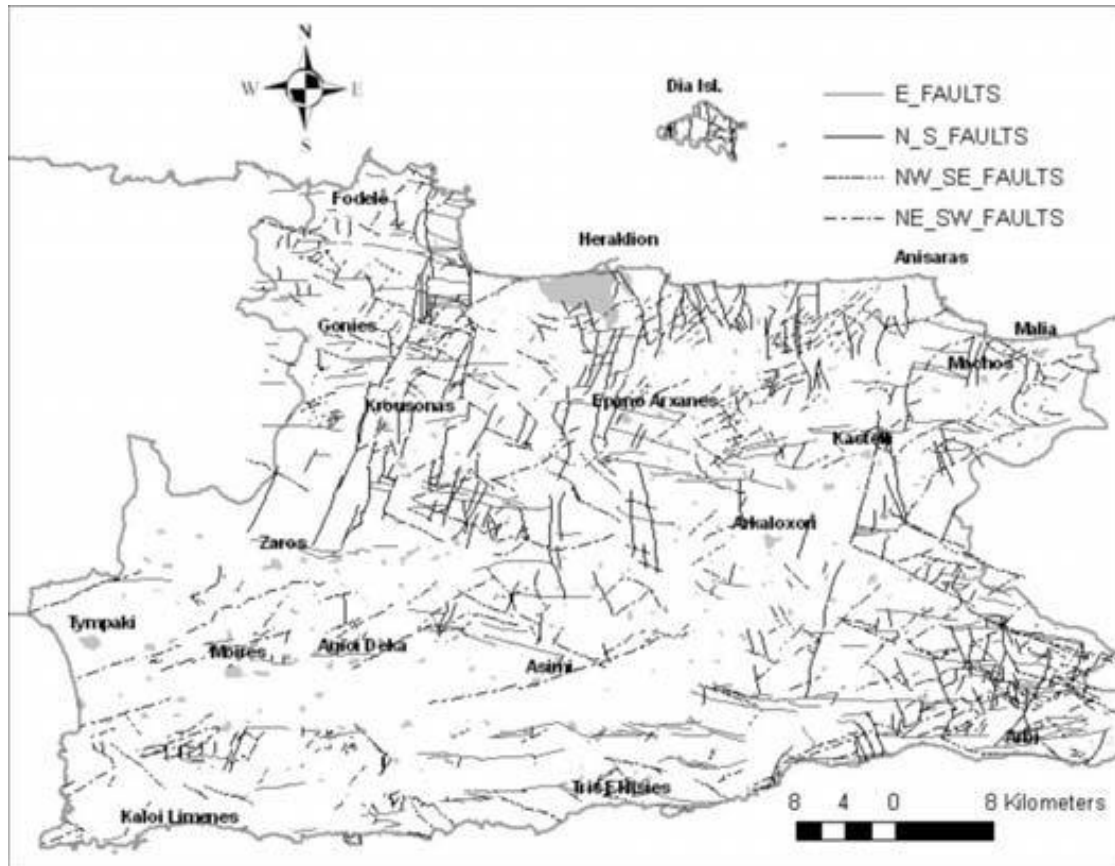
Σήμερα, η Κρήτη είναι μέρος της μικροπλάκας του Αιγαίου που είναι ενωμένη με τη Ευρασιατική ήπειρο (Εικ. 15) (Meulenkamp *et al.*, 1994).

Η δομή του νησιού αποτελείται από πολλές ομάδες πετρωμάτων και από διάφορες γεωλογικές ενότητες (Εικ. 16) (Paranikolaou and Vassilakis, 2010; Zachariasse *et al.*, 2011). Ιδιαίτερα οι λεκάνες του Νεογενούς που σχηματίστηκαν ως απόκριση στις επεκτατικές γεωδυναμικές διεργασίες στην περιοχή του Αιγαίου κατά τη διάρκεια του Μέσου Μειοκαίνου (Fassoulas, 2001), δείχνουν μεγάλο βαθμό ομοιότητας όσο αφορά τις λιθοφάσεις (Meulenkamp *et al.*, 1979). Η καθίζηση σημειώθηκε σε σύνθετα συστήματα half-graben σε μια ποικιλία μεγαλύτερων και μικρότερων λεκανών που χωρίζονται από έντονα ανυψωμένα μπλοκ, τα οποία αποτελούνται από ιζήματα πρότερα του Νεογενούς (π.χ., ασβεστόλιθοι, ψαμμίτες, φυλλίτες-χαλαζίτες, οφιόλιθοι; Ten Veen and Postma, 1999).



Εικόνα 16. Γεωλογικές ενότητες Κρήτης (Martha et al., 2017)

Σήμερα η λεκάνη του Ηρακλείου (Εικ. 17) αποτελείται από μία σειρά half-grabens με φορά Β-Ν που αποτελείται από κλαστικά, ανθρακικά ιζήματα και εβαπορίτες ηλικίας Μέσου Μειοκαίνου-Πλειοκαίνου (Meulenkamp et al., 1979; Zachariasse et al., 2008, 2011). Κατά τη διάρκεια αυτού του χρονικού διαστήματος, στην Κρήτη έχει παρατηρηθεί μια ακολουθία διαφορετικών ιζηματογενών περιβαλλόντων, από υφάλμυρες λιμνοθάλασσες έως και παράκτιες θάλασσες (Ten Veen and Postma, 1999; Reuter et al., 2006; Drinia et al., 2008; Zachariasse et al., 2011; Moissette et al., 2018; Kontakiotis et al., 2019). Μετά από μία φάση χερσαίων και παράκτιων θαλάσσιων περιβαλλόντων στο Σεραβάλλιο, η λεκάνη πέρασε σε φάση θαλάσσιου περιβάλλοντος κατά το Ανώτερου Τορτόνιο. Ο εκτεταμένος τεκτονισμός του Ανώτερου Τορτονίου προκάλεσε την περιστροφική ανύψωση μπλοκ στα περιθώρια της λεκάνης και οδήγησε σε καθαρά ανθρακικά παράκτια περιβάλλοντα. Κοντά στο όριο Τορτονίου-Μεσσηνίου, τα περισσότερα μικρού βάθους περιβάλλοντα είχαν χερσεύσει κατά τη διάρκεια μιας περιόδου ανύψωσης της ενδοχώρας και καθίζησης της λεκάνης. Κατά τη διάρκεια του Ανώτερου Μειοκαίνου, αυτά τα μπλοκ δημιούργησαν νήσους που διαβρώνονταν, και προμήθευαν τη λεκάνη με γλυκά, υφάλμυρα ύδατα και θαλάσσια πυριτικά κλαστικά ιζήματα (Reuter et al., 2006; Zachariasse et al., 2008, 2011).



Εικόνα 17. Ρήγματα της λεκάνης του Ηρακλείου (σύμφωνα με τον γεωλογικό χάρτη της Ελλάδος, 1:50000, Ι.Γ.Μ.Ε.) (Κοκίνου et al., 2008)

2.4.2 Ιζηματολογική δομή Κρήτης

Στην κεντρική Κρήτη και πιο συγκεκριμένα στη λεκάνη του Ηρακλείου, το Ανώτερο Μειόκαινο χωρίζεται λιθοστρωματογραφικά σε τρεις ενότητες (Σχηματισμός Βιάννου: 9,6-8,0 Ma, Μουλιά: 8,0-7,0 εκ. χρόνια και του Αγίου Μύρωνος: 7,3-6,5 εκ. χρόνια) (Zachariasse et al., 2011), κάθε μία από τις οποίες χαρακτηρίζεται από ένα μοναδικό συνδυασμό λιθολογίας, περιβάλλοντος εναπόθεσης και στρωματογραφικής θέσης.

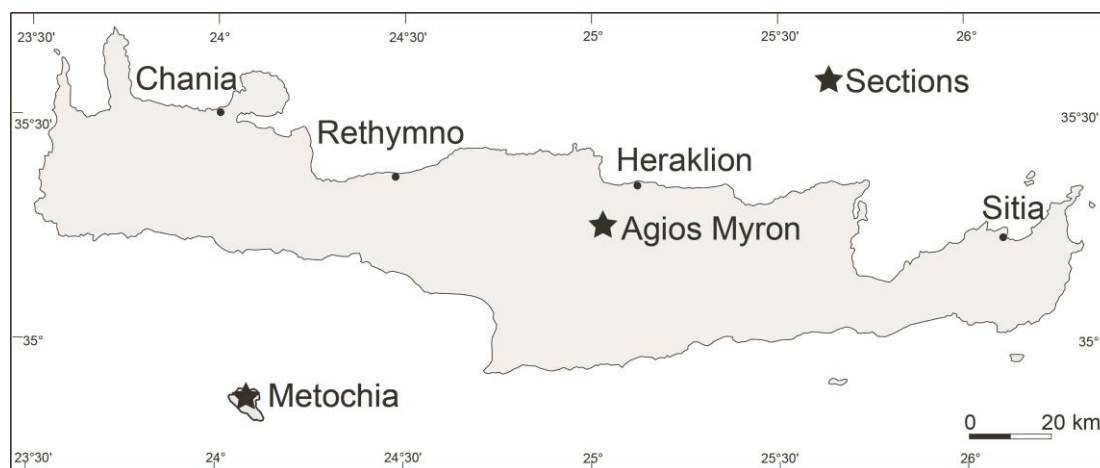
Τα παλαιότερα ιζήματα αποτελούν εναλλαγές του Μέσου Τορτονίου, λεπτόκοκκα κλαστικά ιζήματα από υφάλμυρες λιμνοθάλασσες (σχηματισμός Βιάννου) που ακολουθούνται από οριακά θαλάσσια περιβαλλόντα (σχηματισμός Σχοινιά). Ο υπερκείμενος σχηματισμός (Καστελιανά) αποτελείται από μια ποικιλία λιθολογικών φάσεων (όπως πυριτούχες άργιλοι, άργιλοι, άμμοι και τραβερτίνη) του Ανώτερου Τορτονίου, όπου συσσωρεύονται σε ποτάμια, λιμνοθαλάσσια και γενικώς νηριτικά περιβάλλοντα. Σε διάφορες τοποθεσίες, αυτές οι αποθέσεις μεταβαίνουν σε εναλλαγές γκριζογάλανων μαργών και σαπροπηλών (σχηματισμός Χερσονήσου) ή σε

ανάμεικτα πυριτικά κλαστικά και ασβεστούχα ιζήματα (σχηματισμός Μούλια). Οι διαφορές στο πάχος, όσο και στο μήκος των ενοτήτων (van Hinsbergen and Meulenkamp, 2006) αντιπροσωπεύουν την πολύπλοκη δομή στις αποθέσεις του Τορτονίου, πιθανότατα, λόγω της ανύψωσης, της διάβρωσης, της καθίζησης και της πλήρωσης από τη δράση διαφόρων ρηγμάτων, κατά τη διάρκεια αυτού του χρονικού διαστήματος. Αντίθετα, οι ομογενείς αποθέσεις χαρακτηρίζονται από βαθυπελαγικές εναλλαγές μαργών-σαπροπηλών (σχηματισμός Αγίου Μύρωνα) κυριαρχούν την περίοδο του Ανώτερου Τορτονίου – Κατώτερου Μεσσηνίου. Οι εναλλαγές αυτές δείχνουν αλλαγές από ξηρό σε υγρό κλίμα, που καθορίζονται από τις τροχιακές παραμέτρους της Γης (Hilgen et al., 1995; Krijgsman et al., 1995). Σε πολλά μέρη της Κρήτης αυτοί οι χαρακτηριστικοί κύκλοι μεταβαίνουν σε χαμηλού βάθους βιοκλαστικούς ασβεστόλιθους και κοραλλιογενείς υφάλους με τυχαίες εμφανίσεις σαπροπηλών (Reuter et al., 2006). Τέλος οι ακολουθίες τελειώνουν με ένα παχύ στρώμα γύψου, που πιθανότατα οφείλεται στην Κρίση Αλμυρότητας του Μεσσηνίου.

2.5 Άγιος Μύρων

2.5.1 Γεωλογική δομή Αγίου Μύρων

Ο Άγιος Μύρων (εικ. 18) βρίσκεται στη βορειοκεντρική Κρήτη και πιο συγκεκριμένα στη λεκάνη του Ηρακλείου, βόρεια της κεντρικής ρηξιγενούς ζώνης του Ηρακλείου (Zachariasse et al , 2011). Το υψόμετρο της περιοχής είναι 471m και το ομώνυμο χωριό, στη μεσομινωική περίοδο είχε το όνομα Ραύκος.



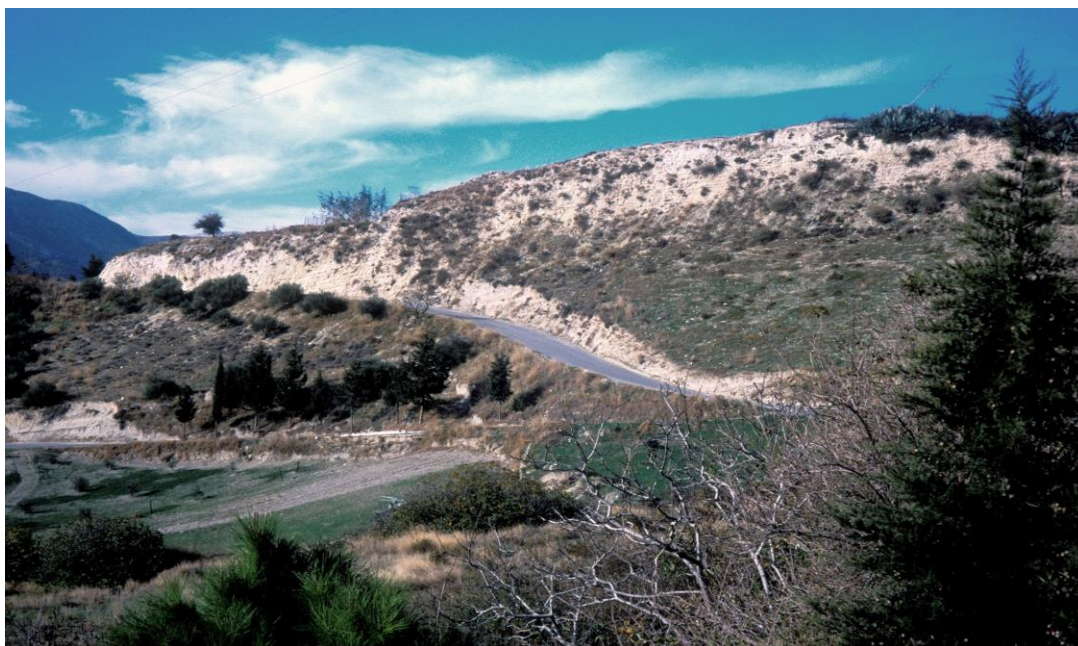
Εικόνα 18. Χάρτης Κρήτης και θέση τομών Αγίου Μύρων και Μετοχίων

Το βόρειο μέρος της λεκάνης του Ηρακλείου ανυψώθηκε περίπου στα 9,6 εκ. χρόνια και υπέστη χερσαία διάβρωση μεταξύ 9,6 εκ. χρόνια και 7,3 εκ. χρόνια. Η ανυψώση φαίνεται από ρηχά θαλάσσια κλαστικά ιζήματα, που υπέρκεινται πάνω από υπολείμματα του σχηματισμού Σχοινιά και Βιάννου, τα οποία βρίσκονται πάνω από το σχηματισμό της βάσης. Αυτά τα νηριτικά κλαστικά ιζήματα μεταβαίνουν προς τα πάνω σε θαλάσσιες αργιλώδεις μάργες και σε αργιλώδεις μάργες με εναλλαγές σαπροπηλών. Ανώτερα, υποβρύχια ολίσθηση στο κατώτερο Πλειόκαινο παρήγαγε μεγάλες ποσότητες από “wasting deposits” (Zachariasse et al , 2011).

2.5.2 Ιζηματολογική δομή Αγίου Μύρων

Ο Άγιος Μύρων (Εικ. 19) αποτελείται από συνεχή ημιπελαγικά ιζήματα που καλύπτουν την περίοδο του Ανώτερου Τορτονίου - Κατώτερου Μεσσηνίου. Η βάση της ιζηματογενούς ακολουθίας αποτελείται από γκριζογάλανες αργιλώδεις μάργες (Εικ. 21Α), χωρίς την παρουσία ιζηματογενών κύκλων. Ακολουθείται από εναλλαγές ημιπελαγικών ομογενών μαργών και σαπροπηλών (Εικ. 21Β), καθώς έχουμε παρουσία οριζόντων τέφρας (Εικ. 21Γ), οι οποίοι εμφανίζονται σε συγκεκριμένους κύκλους. Οι κύκλοι έχουν αριθμηθεί από τη βάση προς την κορυφή της τομής,

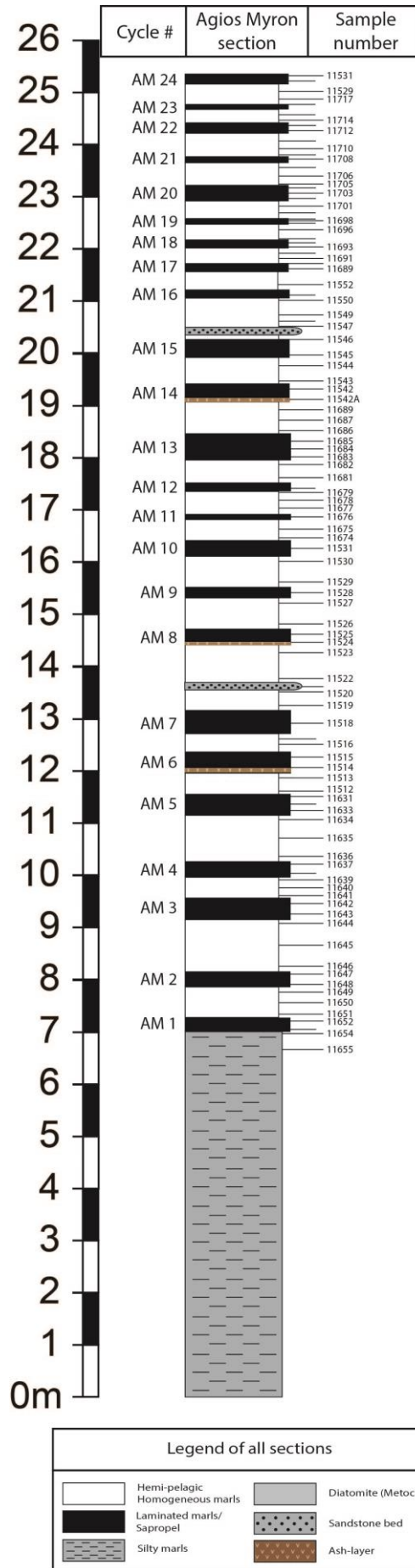
δίνοντας τους κωδικό (AM1 έως AM20) με τη σειρά όπου βρέθηκαν και έχουν συσχετιστεί με τους αντίστοιχους κύκλους των Μετοχίων στη Γαύδο.



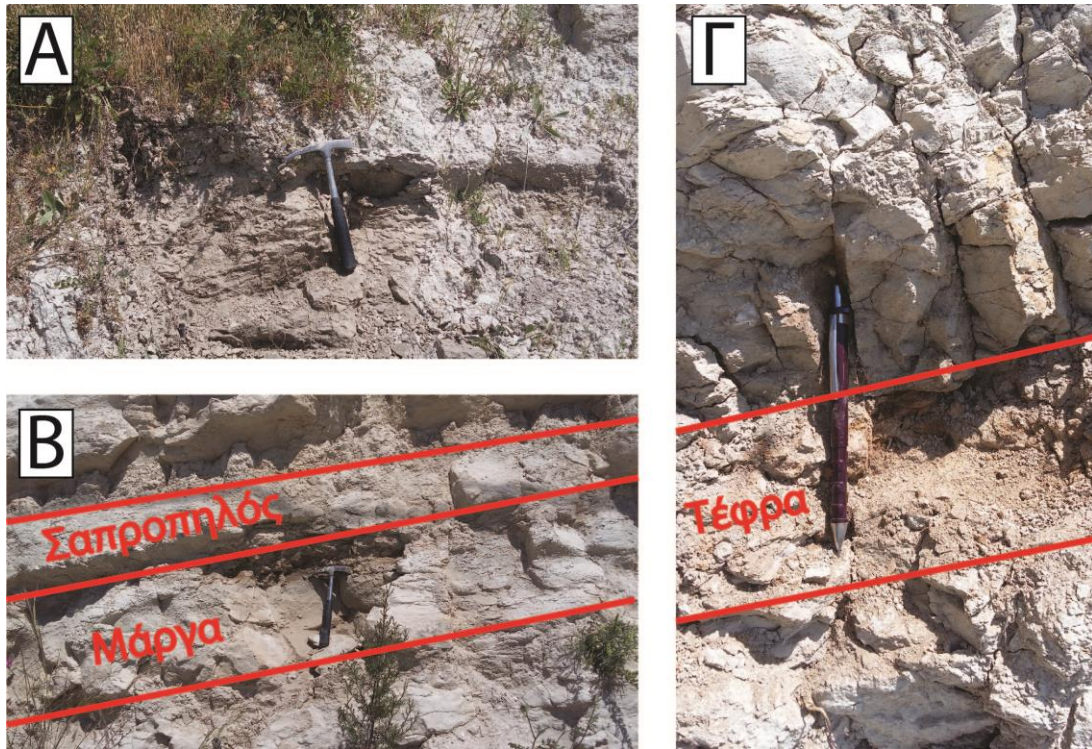
Εικόνα 19. Γενική άποψη της τομής του Αγίου Μύρωνα

Οι κύκλοι μπορούν να χωριστούν σε τρεις ξεχωριστές ενότητες. Το πρώτο μέρος αποτελείται από δύο κύκλους, με τον δεύτερο σαπροπηλό κάθε κύκλου να ακολουθείται από ένα παχύτερο ομοιογενές στρώμα. Το δεύτερο μέρος αποτελείται από τρεις κύκλους, με τον τελευταίο κύκλο να ακολουθείται από ένα παχύ ομοιογενές στρώμα.

Οι κύκλοι AM7 και AM15 (Εικ. 20) περιέχουν ένα τουρβιδιτικό στρώμα μέσα στην ομογενή μάργα, ενώ η δεύτερη ομάδα περιέχει δύο μικρούς σαπροπηλούς μέσα σε παχείς ομογενείς μάργες. Η τελευταία ομάδα αποτελείται από εναλλαγές σαπροπηλών και ομογενών μαργών. Το μέσο πάχος των σαπροπηλών είναι περίπου 26 cm, ενώ αυτό των μαργών είναι περίπου 52 cm. Οι τέφρες εμφανίζονται στους κύκλους AM6 και AM14 αντίστοιχα. Μετά τον τελευταίο κύκλο AM24 (Εικ. 20) υπάρχει σειρά η οποία καλύπτεται από συγγενετικά αποθέματα mass flow (Zachariasse et al., 2008).



Εικόνα 20. Στρωματογραφική στήλη της τομής του Αγίου Μύρωνα



Εικόνα 21. Φωτογραφίες ιζηματογενών εμφανίσεων της τομής του Αγίου Μύρωνα. Α) γκριζογάλανες αργιλώδεις μάργες με απουσία κύκλων, Β) εναλλαγές ημιπελαγικών ομογενών μαργών και σαπροπηλών, Γ) οριζοντιες τέφρας



Εικόνα 22. Γενική άποψη της τομής, πιο κοντινή φωτογραφία των στρωμάτων (κάτω αριστερά), συσχέτιση της τομής με τη στρωματογραφική στήλη (δεξιά)

2.6 Γαύδος

Η Γαύδος βρίσκεται νότια του νομού Χανίων και πιο συγκεκριμένα βρίσκεται νότια από το δυτικό μισό της νήσου Κρήτης (**Εικ. 18**). Είναι το νοτιότερο νησί της Ελλάδος και της Ευρώπης. Η Γαύδος έχει τριγωνικό σχήμα (**Εικ. 24**). Η έκτασή της είναι 29,59 km² και το μεγαλύτερο ύψωμά της είναι 374 m. Το ύβωμα της Γαύδου φιλοξενεί δύο νησιά, τη Γαύδο και τη Γαυδοπούλα. Τα δύο αυτά νησιά αποτελούν το νοτιότερο μέρος του νησιωτικού τόξου του νοτίου Αιγαίου. Η Γαύδος οριοθετείται νότια από την Ιόνια τάφρο και βόρεια από την Κρητική τάφρο (Antonarakou, 2009).

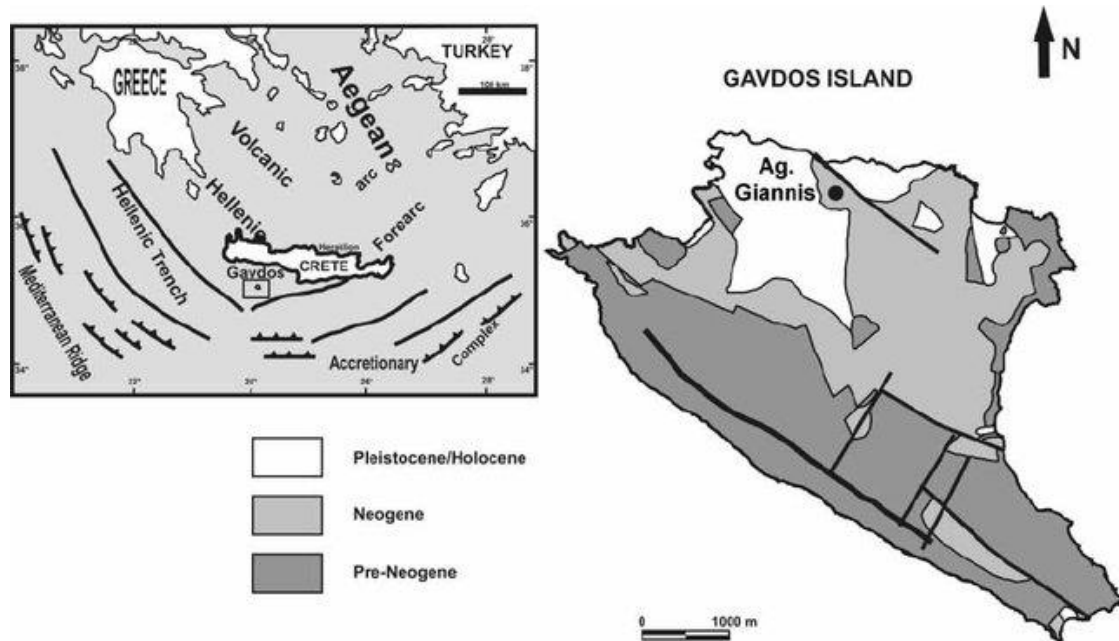
2.6.1 Γεωλογική δομή της νήσου Γαύδου

Η Γαύδος βρίσκεται περίπου 20 χιλιόμετρα νότια της Χώρας Σφακίων του νομού Χανίων και έχει μέγιστο μήκος 10 km, ενώ μέγιστο πλάτος 5,5 km. Η έκταση της είναι υπολογισμένη στα 33 km². Το μέγιστο βάθος της θαλάσσιας περιοχής μεταξύ της Γαύδου και της Κρήτης έχει βρεθεί ότι είναι τα 1500 m. Το νησί εμφανίζει να έχει τις υψηλότερες κορυφές μαζεμένες στο δυτικό του τμήμα. Η διεύθυνσή της οροσειράς του νησιού έχει φορά ΒΔ-ΝΑ. Η οροσειρά μπορεί να οριοθετηθεί μεταξύ των ακρωτηρίων Κεφαλή στο βορρά και Τρυπητή στο νότο. Η υψηλότερη κορυφή έχει ύψος 374 m και βρίσκεται στο ΒΔ τμήμα της νήσου. Στο νοτιοδυτικό τμήμα εντοπίζουμε χαμηλότερες κορυφές, με τη μέγιστη να έχει υψόμετρο 230 m, ενώ τα ύψη φτάνουν να είναι και μικρότερα αυτά των 100m. Η οροσειρά της Γαύδου βρίσκεται κατά μήκος μίας ρηξιγενούς ζώνης, η οποία εμφανίζει άλματα που ξεπερνούν και τα 300 m (Antonarakou, 2009).

Στο νησί παρατηρούνται κανονικά ρήγματα. Το μεγαλύτερο ποσοστό των ρηγμάτων αυτών έχει κλιμακωτή διάταξη με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και ΒΒΑ-ΝΝΔ και κλίσεις επιπέδων ΒΑ και ΑΝΑ, αντίστοιχα. Αποτέλεσμα των τεκτονικών διεργασιών είναι ΝΑ πλευρά του νησιού να έχει πιο ανώμαλο τοπογραφικό ανάγλυφο σε σχέση με τη ΒΑ πλευρά (Antonarakou, 2009).

Η ανύψωση της Γαύδου, καθώς και των γύρω περιοχών συνεχίζεται και σήμερα. Η ανύψωση διακρίνεται από τη διάβρωση των ιζημάτων, καθώς και από την ύπαρξη “επιφανειών διάβρωσης” στη θαλάσσια περιοχή πέριξ της νήσου. Τα ιζήματα του Νεογενούς, στο βόρειο τμήμα του νησιού παρουσιάζουν την πιο έντονη διάβρωση, καθώς έχουμε βαθιές χαραδρώσεις (Anastasakis, 1987).

Η γεωλογική δομή του νησιού φαίνεται σχετικά απλή (**Εικ. 23**). Αντιθέτως η γεωλογική εξέλιξή του είναι αρκετά σύνθετη, καθώς η Γαύδος βρίσκεται ακριβώς μπροστά στην ελληνική τάφρο που διαμορφώνεται στα όρια υποβάθμισης της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική. Παρόλα αυτά όλα τα γεωλογικά χαρακτηριστικά δείχνουν ότι η Γαύδος, αλλά και η Κρήτη και τα νότια νησιά της Δωδεκανήσου, αποτελούν μέρος των ελληνίδων, από άποψη στρωματογραφίας, παλαιογεωγραφίας και τεκτονικής (Antonarakou, 2009).



Εικόνα 23. Απλοποιημένος χάρτης του νησιού Γαύδος (Drinia et al., 2007)

2.6.2 Ιζηματολογική δομή της νήσου Γαύδου

Στη Γαύδο, οι προεβαποριτικοί ιζηματολογικοί κύκλοι είναι τυπικοί και αποτελούνται από εναλλαγές σαπροπηλών με ομογενείς μάργες στη βάση της τομής, που ακολουθούνται από εναλλαγές διατομιτών με ομογενείς μάργες (Krijgsman et al., 1999; Antonarakou, 2009; Pérez-Folgado et al., 2003; Drinia et al., 2007). Στη συνέχεια η ακολουθία μεταβαίνει σε εβαποριτικούς ασβεστόλιθους, που είναι το σημείο όπου οι κατώτεροι εβαπορίτες άρχισαν να αποτίθενται στη Μεσόγειο θάλασσα (Krijgsman et al., 1999; Roveri et al., 2014a).

2.7 Μετόχια

Η περιοχή Μετόχια (Εικ. 24) βρίσκεται στο νησί της Γαύδου. Στην τομή Μετόχια (Εικ. 25) αναγνωρίστηκαν συνολικά 102 ιζηματογενείς κύκλοι (M1-M102). Στον κύκλο 94 παρουσιάζονται για πρώτη φορά οι διατομίτες.

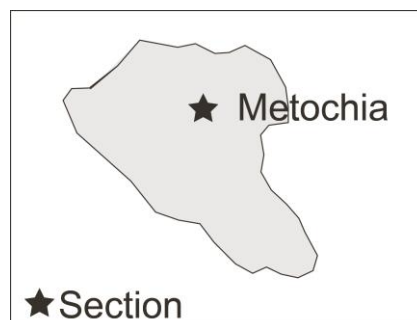
Η τομή Μετόχια (Εικ. 25) έχει χρονολογηθεί από Krijgsman et al. (1995). Σύμφωνα με την Antonarakou (2009), η τομή χωρίστηκε σε τρία μέρη. Σύμφωνα με παρατηρήσεις υπαίθρου το κατώτερο τμήμα της τομής είναι μία

παλαιοεδαφική απόθεση, της οποίας υπέρκεινται ιζήματα δελταϊκού τύπου με πάγκους με όστρες. Παρατηρήθηκαν, επίσης, αβαθή θαλάσσια αμμώδη ιζήματα, τα οποία έχουν απολιθωμένα είδη, όπως *Heterostegina sp.*, εχινόδερμα και μαλάκια. Τα αμμώδη ιζήματα υπέρκεινται αυτά των δελταϊκών.

Πάνω από τις απολιθωματοφόρους άμμους ξεκινούν κυκλικές ρυθμικές αποθέσεις ημιπελαγικών μαργών και σαπροπηλών. Συνολικά βρέθηκαν 96 ρυθμικές αποθέσεις. Αυτή η μετάβαση από τις αβαθείς άμμους σε σαπροπηλούς/μάργες δηλώνει μια απότομη βύθυνση της περιοχής κατά 850 m περίπου, όπως αυτή καθορίστηκε από τους Postma et al., (1993), με βάση τη αναλογία πλανκτονικών προς βενθονικά τρηματοφόρα (Antonarakou, 2009).

Στην τομή μπορούν να παρατηρηθούν και τουρβιδιτικά στρώματα, τα οποία διακόπτουν την συνεχή ιζηματογενή ακολουθία .

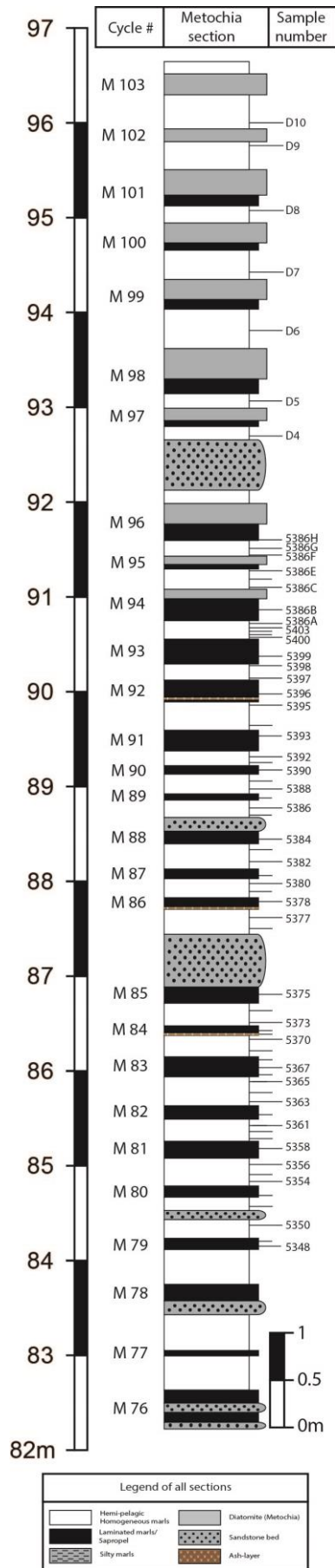
Η σαπροπηλιτική ακολουθία της τομής καταλήγει σε στρωματογραφική συνέχεια με ρυθμικώς ενστρωμένους διατομίτες του Μεσσηνίου στο ανώτερο μέρος της τομής (Antonarakou, 2009).



Εικόνα 24. Θέση Μετόχια στη νήσο Γαύδο



Εικόνα 25. Γενική άποψη της τομής Μετόχια (Antonarakou, 2009)



Εικόνα 26. Στρωματογραφική στήλη της τομής Μετόχια

3. Μεθοδολογία

3.1 Μελέτη εργαστηρίου

Το αρχικό στάδιο της εργασίας, είναι εργασία πεδίου και η λεπτομερής δειγματοληψία των δειγμάτων προέρχεται από την τομή Άγιος Μύρων. Τα δείγματα μεταφέρθηκαν σε χώρο του πανεπιστημίου για περαιτέρω ανάλυση.

Συλλέχθηκαν και μελετήθηκαν συνολικά 104 δείγματα. Επεξεργάστηκαν ακολουθώντας τις ακόλουθες διαδικασίες. Τα ξηρανθέντα δείγματα ζυγίστηκαν, πλύθηκαν σε κόσκινο 63 μm, ξηράνθηκαν εκ νέου σε φούρνο στους 40°C και εν συνεχεία χωρίστηκαν σε υποκλάσματα. Το σύνολο του υπολείμματος από κάθε δείγμα αναλύθηκε, τόσο για τη βιοστρωματογραφία, όσο και για τη γεωχημεία. Ένα σύνολο περίπου 300 ατόμων πλαγκτονικών τρηματοφόρων (κλάσμα μεγέθους 125-250 μm) συλλέχθηκε από τα δείγματα και καταγράφηκαν οι εμφανίσεις τους σε ποσοστά ανά δείγμα προς την πανίδα των τρηματοφόρων. Πρέπει να σημειωθεί ότι το κλάσμα των 125 μm έχει επιλεγεί αφού είναι το πιο συνηθισμένο μελετημένο κλάσμα σε σχετικές έρευνες, που αφορούν το υπό μελέτη χρονικό διάστημα (Kouwenhoven et al., 1999; Blanc-Valleron et al., 2002; Drinia and Antonarakou, 2003, 2012; Drinia et al., 2004; Karakitsios et al., 2017b; Gennari et al., 2018) και μπορούν να εφαρμοστούν σε παλαιωκεανογραφικές και παλαιοκλιματικές αναλύσεις (Antonarakou et al., 2007; Di Stefano et al., 2010).

Για τη διαλογή των τρηματοφόρων χωρίσαμε περαιτέρω τα ξηρά δείγματα με τη χρήση του οργάνου Otto microspliter. Το όργανο αυτό χρησιμεύει στο διαχωρισμό του υλικού κατά το ήμισυ. Συνεχίστηκε η διαδικασία με συνεχείς διαχωρισμούς μέχρι του σημείου όπου η ποσότητα του δείγματος ήταν ικανοποιητική, ώστε να επιτευχθεί η απαραίτητη συγκέντρωση τρηματοφόρων για τις μικροπαλαιοντολογικές αναλύσεις

3.2 Επεξεργασία δεδομένων

Οι συγκεντρώσεις των τρηματοφόρων εκφράστηκαν σε ποσοστά επί της συνολικής πανίδας τα οποία απεικονίζονται γραφικά στα αντίστοιχα διαγράμματα κατανομής. Τα είδη με φυλογενετικές συγγένειες και παρόμοια περιβαλλοντική σημασία ομαδοποιήθηκαν για την καλύτερη ερμηνεία των προτύπων κατανομής. Επιπρόσθετα, οι κατανομές των πλαγκτονικών τρηματοφόρων χρησιμοποιήθηκαν για την εκτίμηση της θαλάσσιας επιφανειακής θερμοκρασίας (Sea Surface Temperature variations (SST)). Για την παρατήρηση της θερμοκρασίας της υδάτινης στήλης χρησιμοποιήσαμε τα ποσοστά των τρηματοφόρων αυτών που είναι δείκτες θερμών ή ψυχρών περιβαλλόντων ώστε να βγάλουμε το λόγο τους (Planktonic Palaeoclimatic Curve (PPC)) (Antonarakou et al., 2007; Geraga et al., 2010; Kontakiotis, 2016; Antonarakou et al., 2019). Για την κατασκευή της καμπύλης PPC χρησιμοποιήσαμε τον τύπο $(w-c)*100/(w+c)$, όπου w είναι οι δείκτες θερμών περιβαλλόντων (*Globigerinoides obliquus*, *Orbulina universa*, *Globigerinoides sacculifer* gr., *Globoturbotalita rubescens*, *Globigerinella siphonifera* gr.) και c ο δείκτης των ψυχρών περιβαλλόντων (*Turbotalita quinqueloba*, *Globigerinita glutinata*, *Globorotalia scitula*, *Globorotalia miotumida* gr.) (Rohling et al., 1993; Spezzaferri, 1995).

Για κάθε δείγμα υπολογίσαμε το λόγο πλαγκτονικών (P) και βενθονικών (B) τρηματοφόρων σχετικά με τον συνολικό πληθυσμό των τρηματοφόρων (P+B). Ο λόγος P/B υπολογίστηκε με τη χρήση του τύπου $P/(P+B)*100$. Χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της παλαιοβαθμομετρίας των δειγμάτων και δείχνει τις αλλαγές της στάθμης της θάλασσας ανά δείγμα (van der Zwaan et al., 1990).

Επιπλέον υπολογίστηκε ο λόγος πλαγκτονικών προς βενθονικών τρηματοφόρων, ως ενδεικτικός του παλαιοβάθους. Όσο αυξάνεται ο λόγος αυξάνεται και η απόσταση από την ακτή (van der Zwaan et al., 1990). Ο λόγος πλαγκτονικών προς βενθονικών τρηματοφόρων υπολογίζεται βάσει του τύπου:

$$D=100*k*P/B$$

(Όπου D το βάθος, P ο αριθμός πλαγκτονικών τρηματοφόρων, B ο αριθμός των βενθονικών τρηματοφόρων και k είναι σταθερά)

Ο ποιοτικός και ποσοτικός προσδιορισμός πραγματοποιήθηκε αποκλειστικά για τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα. Αναγνωρίστηκαν τα παρακάτω είδη πλαγκτονικών τρηματοφόρων:

Globigerinella siphonifera, *Globigerina bulloides*, *Globigerinita glutinata*, *Globigerinoides obliqua*, *Globigerinoides trilobus* group, *Globorotalia miotumida* group, *Globorotalia conomiozea*, *Globorotalia mitumida*, *Globorotalia nicolae*, *Globoturbotalita aperture*, *Globoturbotalita nepenthes*, *Neogloboquadrina acostaensis*, *Orbulina universa*, *Turbotalita quinqueloba*

3.3 Βιοστρωματογραφική ανάλυση

Το βιοστρωματογραφικό μέρος της εργασίας βασίστηκε στην εμφάνιση των ειδών που αποτελούν δείκτες, μέσω της ποιοτικής και ημιποσοτικής ανάλυσης των πλαγκτονικών τρηματοφόρων που εντοπίζονται στα δείγματα. Πιο συγκεκριμένα, η τομή Άγιος Μύρων χρονολογήθηκε με τη χρήση παρουσίας/απουσίας και της αλλαγής περιέλιξης των πλαγκτονικών τρηματοφόρων, που είναι δείκτες, σύμφωνα με τα βιοστρωματογραφικά κριτήρια κατά Krijgsman et al., (1994) και Krijgsman et al., (1995). Οι ηλικίες των αναγνωρισμένων βιοσυμβάντων προέρχονται από την χρονολόγηση, η οποία βασίζεται στις αστρονομικές κινήσεις και στην μαγνητοστρωματογραφία των ιζηματογενών κύκλων στη Μεσόγειο θάλασσα (Lourens et al., 2004).

3.4 Ισοτοπική ανάλυση

Μετρήθηκαν τα σταθερά ισότοπα του οξυγόνου (O) και του άνθρακα (C) ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$), προσδιορίστηκαν σε όλα τα δείγματα που περιείχαν 30 άτομα του είδους *G. obliquus* και του είδους 15 *Cibicidoides kullenbergi*. Η συλλογή έγινε από κλάσμα μεγέθους 250-300 μm , όπου το ξεχωρίσαμε με κόσκινα επί του ξηρού ιζήματος, προκειμένου να ελαχιστοποιηθούν οι πιθανές ονρογενετικές επιδράσεις, που συνδέονται με το ρυθμό ανάπτυξης και το μέγεθός τους (Lea et al., 2000; Elderfield et al., 2002).

Η επιλογή των παραπάνω ειδών έγινε βάσει της σχετικής αφθονίας τους και της συνεχούς παρουσίας τους σε όλα τα υπό εξέταση δείγματα. Επεπλέον, τα είδη αυτά αντανakλούν τις πλέον αξιόπιστες καταγραφές, τόσο των παγκόσμιων κλιματικών αλλαγών, όσο και των τοπικών επιδράσεων του κλίματος την περίοδο του Μειοκαινίου στη λεκάνη της Μεσογείου (Kouwenhoven et al., 1999; Sprovieri et al., 1999; Kouwenhoven et al., 2003; Lourens et al., 2004; Antonarakou et al., 2007; Sprovieri et al., 2008; Drinia and Antonarakou, 2012). Συγκεκριμένα το είδος *G. obliquus* επιλέγεται επειδή: α) είναι άφθονο, β) εμφανίζει παρόμοια οικολογικά χαρακτηριστικά και τροφικές απαιτήσεις με το *Globigerinoides ruber* που χρησιμοποιείται για παρόμοιες αναλύσεις (Hemleben et al., 1989; Lourens et al., 2004; Antonarakou et al., 2007; Drinia et al., 2007), γ) καταγράφει αξιόπιστα τοπικά και παγκόσμια παλαιοκλιματικά φαινόμενα στη Μεσόγειο (Sprovieri et al., 2006; Lourens et al., 2004) και δ) σε αντίθεση με το Τεταρτογενές (Antonarakou et al., 2015; Steinke et al., 2005), τα αποτελέσματα για το Νεογενές είναι ανεξάρτητα από την επιλογή του είδους (Medina-Elizalde and Lea, 2005). Επομένως, το *G. obliquus* είναι σημαντικός δείκτης των συνθηκών στα επιφανειακά ύδατα της Μεσογείου για το διάστημα αυτό.

Ο καθαρισμός των τρηματοφόρων περιελάμβανε τα ακόλουθα στάδια: Αρχικά τοποθετήσαμε τα τρηματοφόρα σε φιαλίδια χωρητικότητας 1 ml. Μετά εκχύσαμε

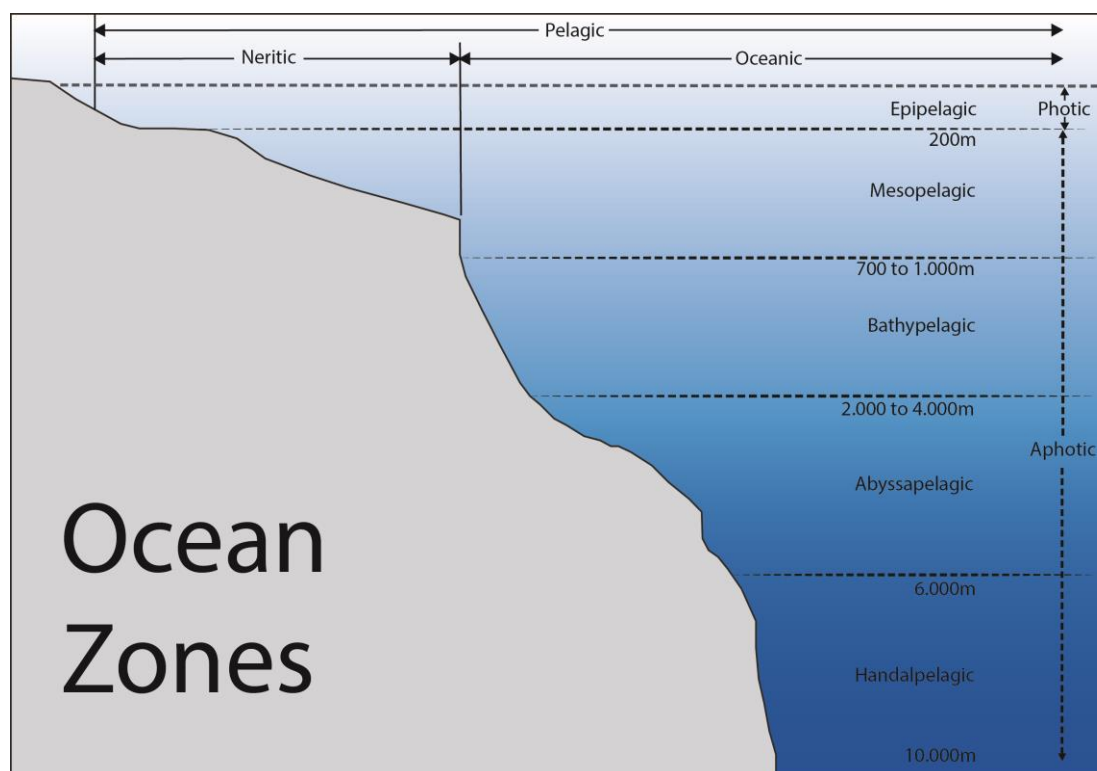
λουτρό αιθανόλης στα φιαλίδια και τα τοποθετήσαμε σε επιφάνεια δόνησης, ώστε να καθαρίσουν τα κελύφη από συγκολλημένο ίζημα πάνω σε αυτά. Εν συνεχεία ξηράναμε τα δείγματα σε φούρνο, ώστε να εξατμιστεί όλη η αιθανόλη από τα φιαλίδια για να μην επηρεαστούν οι τιμές των αποτελεσμάτων. Έπειτα, με τη χρήση δύο γυάλινων πλακιδίων, κατακερματίσαμε τους θαλάμους των κελυφών. Λίγο πριν τη χημική ανάλυση των δειγμάτων, τα δείγματα θερμάνθηκαν σε κενό και ακολούθως επεξεργαστήκαμε τα δείγματα με φωσφορικό οξύ στους 100 °C για 90 λεπτά.

Οι μετρήσεις διεξήχθησαν σε Φασματομετρητή Μάζας ισοτοπικού λόγου στοιχειακού αναλυτή (Elemental Analyzer Isotope Ratio Mass Spectrometer (EA-IRMS)) στο εργαστήριο GeoLab του πανεπιστημίου της Ουτρέχτης στην Ολλανδία και σε συνεργασία με τον καθηγητή Lukas Lourens, και οι τιμές των ισοτόπων βαθμονομήθηκαν με βάση το στάνταρντ V-PDB (National Bureau of Standards-19). Οι μετρηθείσες τιμές των ισοτόπων θα εκφραστούν σε ποσοστό επί της χιλιάδας (‰), με ακρίβεια καλύτερη από 0.08‰ και 0.05‰ για το $\delta^{18}\text{O}$ και $\delta^{13}\text{C}$ αντίστοιχα. Οι διαφορές στις τιμές των ισοτόπων σε πλαγκτονικά και βενθονικά ($\Delta\delta^{18}\text{O}$, $\Delta\delta^{13}\text{C}$), έχουν επίσης υπολογιστεί προσδίδοντας ακόμα ένα παράγοντα που δείχνει τη στρωμάτωση και την παραγωγικότητα της υδάτινης στήλης.

4. Πλαγκτονικά Τρηματοφόρα

4.1 Γενικές Πληροφορίες

Τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα ζουν σε ανοικτές θαλάσσιες περιοχές και μπορούν να βρεθούν σε όλους τους ωκεανούς. Υπάρχουν περίπου 44 γνωστά είδη. Ο αριθμός αυτός ποικίλει ανάλογα με την οπτική της εκάστοτε ταξινόμησης. Είναι οργανισμοί που ο κύριος χώρος διαβίωσής τους είναι κυρίως στην επιφωτική ζώνη (Εικ. 27), αλλά μπορούν να βρεθούν και σε μεγαλύτερο βάθος, ακόμα και σε αρκετές χιλιάδες μέτρα. Είναι οργανισμοί που βρίσκονται σε διαφορετικά ωκεάνια συστήματα, συμπεριλαμβανομένων τροπικών νερών, υποτροπικών ζωνών και γενικά σε διάφορα θαλάσσια οικοσυστήματα. Έχει βρεθεί και ένα είδος, το οποίο ζει στους αρκτικούς πάγους (Vincent and Berger, 1981).



Εικόνα 27. Υποθαλάσσιες Ζώνες της ωκεάνιας υδάτινης στήλης

Η ανακάλυψη των πλαγκτονικών τρηματοφόρων έχει γίνει πάνω από ένα αιώνα. Είναι ευρέως χρησιμοποιημένα στη βιοστρωματογραφική ανάλυση. Ο πρώτος που τα ανακάλυψε και τα μελέτησε ήταν ο D'Orbigny (1826, 1839a, 1839b), σε δείγματα παραθαλάσσιας άμμου. Αργότερα μελετήθηκαν από τους Ehrenberg (1861, 1873), Carpenter et al. (1862), Wallich (1862), Parker and Jones (1865), καθώς και σε άλλες

τεκμηριωμένες εργασίες. Ο πρώτος που βρήκε τη σχέση των πλαγκτονικών τρηματοφόρων με το κλίμα ήταν ο Murray το 1897. Το 1935, ο Schott δημοσίευσε εργασία με τη οποία αποδείκνυε, σε τροπικά ύδατα ότι τα τρηματοφόρα των ιζημάτων είχαν άμεση σχέση με τα τρηματοφόρα της υπερκείμενης υδάτινης στήλης. Στη συνέχεια εφάρμοσε τη σχέση αυτή, ώστε να ερμηνεύσει και τη στρωματογραφία του Πλειστοκαίνου. Ένα πολύ σημαντικό βήμα ήταν η μελέτη των σταθερών ισοτόπων και οι συσχέτιση αυτών με το παλαιοπεριβάλλον από τον Emiliani (1954, 1955). Ο Emiliani μελέτησε τα σταθερά ισότοπα οξυγόνου στα ανθρακικά κελύφη των τρηματοφόρων. Η συσχέτιση αυτή βοήθησε και στην παλαιωκεανογραφία. Ο Emiliani (1954) χρησιμοποίησε αυτή τη μέθοδο για να προσδιορίσει τις συνθήκες στις οποίες ζούσαν οι θανόντες οργανισμοί.

4.2 Συστηματική ταξινόμηση

Το φύλλο των τρηματοφόρων ανήκει στο βασίλειο των χρωμίστων (**Πίνακας 2**). Τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα υπάγονται στην κλάση των Globothalamea και στην τάξη των Rotaliida. Τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα χωρίζονται σε τρεις υπεριοκογένειες. Η πρώτη υπεριοκογένεια είναι η Globigerinoidea, η δεύτερη είναι η Globorotalioidea και η τρίτη είναι η Candeinidae. Τα γένη που βρέθηκαν στα δείγματα χωρίστηκαν στις ως άνω τρεις υπεριοκογένειες. Στην υπεριοκογένεια Globigerinoidea ανήκουν τα γένη *Globigerinoides*, *Globigerina*, *Globigerinella*, *Orbulina* και *Turborotalita*. Στην υπεριοκογένεια Globorotalioidea ανήκουν τα γένη *Neogloboquadrina* και *Globorotalia*. Η τελευταία υπεριοκογένεια ανήκει το γένος *Globigerinita* (**Πίν. 2**).

Η συστηματική ταξινόμηση έχει σκοπό να χωρίσει τα είδη των δειγμάτων, ώστε να δημιουργήσει ένα φυσικό σύστημα κατάταξης. Η ταξινόμηση επιτυγχάνεται μέσω γνωστών χαρακτηριστικών των τρηματοφόρων. Λόγω έλλειψης απ' ευθείας μέτρων των γενετικών σχέσεων χρησιμοποιούμε γενικά τα σκελετικά χαρακτηριστικά (μορφολογία, δομή, σύνθεση, κέλυφος) και η βαθμιαία τους αλλαγή κατά τη διάρκεια του γεωλογικού χρόνου ως κριτήρια για την ταξινόμηση των πλαγκτονικών τρηματοφόρων. Τα γενετικά χαρακτηριστικά, δεν είμαστε σε θέση να γνωρίζουμε τη λειτουργία τους, συνεπώς δεν μπορούμε να τα χωρίσουμε με βάση αυτά (Antonarakou, 2009).

| Βασίλειο | Φύλλο | Κλάση | Τάξη | Υπεροικογένεια | Οικογένεια | Γένος | Είδος |
|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------------------------------|------------------------------|-----------------------------------|------------------------|----------------------------------|
| Chromista | Foraminifera | Globothalamea | Rotaliida | Globigerinoidea | Globigerinidae | <i>Globigerinoides</i> | <i>Glbigerinoides obliquus</i> |
| | | | | | | | <i>Glbigerinoides trilobus</i> |
| | | | | | | | <i>Glbigerinoides sacculifer</i> |
| | | | | | | <i>Globigerina</i> | <i>Globigerina apertura</i> |
| | | | | | | | <i>Globigerina nepenthes</i> |
| | | | | | | | <i>Globigerina falconensis</i> |
| | | | | <i>Globigerina bulloides</i> | | | |
| | | | | <i>Globigerinella</i> | <i>Globigerinella siphonifera</i> | | |
| | | | | <i>Orbulina</i> | <i>Orbulina universa</i> | | |
| | | | | <i>Turborotalita</i> | <i>Turborotalita quinqueloba</i> | | |
| Globorotalioidea | Globorotaliidae | <i>Neogloboquadrina</i> | <i>Neogloboquadrina acostaensis</i> | | | | |
| | | <i>Globorotalia</i> | <i>Globorotalia miotumida</i> | | | | |
| | <i>Globorotalia scitula</i> | | | | | | |
| | <i>Globorotalia conomiozea</i> | | | | | | |
| Candeinidae | <i>Globigerinita</i> | <i>Globigerinita glutinata</i> | | | | | |

Πίνακας 2. Συστηματική Ταξινόμηση πλαγκτονικών τρηματοφόρων

4.3 Βιοστρωματογραφικά - Οικολογικά Χαρακτηριστικά

4.3.1 *Globigerinoides*

4.3.1.1 *Globigerinoides obliquus* Bolli, 1957

Βιοστρωματογραφία: Το *G. obliquus* εμφανίζεται στο Κατώτερο Μειόκαινο, με την τελευταία του εμφάνιση να είναι μέσα στο Ανώτερο Πλειόκαινο.

Οικολογία: Τα *G. Obliquus* θεωρείται πρόγονος του είδους του σύγχρονου είδους *Globigerinoides ruber* (Be and Hutson, 1977). Το *G. ruber* είναι χαρακτηριστικό είδος ολιγοτροφικών συνθηκών και ενδεικτικό θερμών υδάτων. Μπορεί να ξεχωριστεί σε δύο ποικιλίες ανάλογα με το χρώμα του κελύφους του: *G. ruber rosea*, με το χρώμα του κελύφους να έχει μία απόχρωση του ροζ και *G. ruber alba*, με το χρώμα του κελύφους να είναι λευκό. Οι ροζ μορφές περιορίζονται στον Ατλαντικό ωκεανό, ενώ οι λευκές στις τροπικές υποτροπικές συγκεντρώσεις πλαγκτονικών τρηματοφόρων (Fairbanks et al., 1982; Hemleben and Splinder, 1983; Almogi-Labin, 1984; Thunell and Reynolds, 1984; Be et al., 1985; Vergnaud Grazzini et al, 1986; Vergnaud Grazzini, 1989). Ως πρόγονός του, το *G. obliquus* θεωρείται και αυτό δείκτης θερμών και ολιγοτροφικών υδάτων.

4.3.1.2 *Globigerinoides trilobus* group

Βιοστρωματογραφία: Το είδος έχει πρώτη εμφάνιση στο Κατώτερο Μειόκαινο και εμφανίζεται μέχρι και σήμερα.

Οικολογία: Το είδος *G. trilobus* περιλαμβάνει δύο μεγάλες φαινοτυπικές μορφές: το *Globigerinoides sacculifer* (BRADY) και το *Globigerinoides trilobus* (REUSS), και ξεχωρίζονται ανάλογα με το σχήμα του τελικού θαλάμου. Στα δείγματα, οι δύο φαινότυποι μετρήθηκαν μαζί, εφόσον παρουσιάζουν παρόμοια οικολογικά χαρακτηριστικά.

Τα είδη, εντός της λεκάνης της Μεσογείου, έχουν πιο συχνή εμφάνιση στην ανατολική λεκάνη, η οποία χαρακτηρίζεται από πιο θερμά ύδατα, τα οποία χαρακτηρίζονται από θερμοκρασίες μεταξύ των 23,5 °C με 26.5 °C κατά τους θερινούς μήνες. Στα ψυχρά νερά του Αιγαίου και η περιοχή σχηματισμού πυθμένα στη δυτική λεκάνη της Μεσογείου είναι περιοχές όπου το *G. sacculifer* παρουσιάζει μειωμένες συγκεντρώσεις. Η σταδιακή αύξηση της συχνότητας του είδους από τα δυτικά προς τα ανατολικά αναδεικνύει την ισχυρή εξάρτηση του είδους από τη θερμοκρασία.

Σύμφωνα με τον Be (1977), το *G. sacculifer* απαντάται στις τροπικές και υποτροπικές περιοχές, ενώ ο Deuser (1987) ανέφερε ότι είναι το μοναδικό είδος που ζει κατ' αποκλειστικότητα τις ανοιξιότικες και καλοκαιρινές περιόδους.

Το *G. trilobus* είναι είδος που εμφανίζει μεγαλύτερη αφθονία στα ανώτερα 50m της υδάτινης στήλης κατά το τέλος της καλοκαιρινής περιόδου. Βρίσκεται συνήθως σε ρηχά ύδατα και εμφανίζει χαμηλές συγκενρώσεις. Σχετίζεται με ολιγοτροφικά περιβάλλοντα και είναι ευαίσθητο στην αλμυρότητα.

Οι δύο φαινότυποι είναι δείκτες θερμών υδάτων και αποτελούν το 20% των πλαγκτονικών τρηματοφόρων στις τροπικές περιοχές. Είναι χαρακτηριστικά είδη θερμών υδάτων, ενώ συνδέονται και με τις μεταβολές της αλατότητας. Οι θερμοκρασίες της επιφανείας της θάλασσας, στις οποίες διαβιούν, κυμαίνονται από 15 °C έως 30 °C, ενώ έχουν μέγιστη αφθονία στο φάσμα των 24°C με 30°C.

4.3.2 *Globoturborotalita*

4.3.2.1 *Globoturborotalita apertura*

Βιοστρωματογραφία: Είναι χαρακτηριστικό είδος του Μειοκαίνου, ενώ στο ανώτερο Πλειόκαινο αντικαθίσταται από τη σύγχρονη *Globoturborotalita rubensces*.

Οικολογία: Το είδος αυτό ζει σε χαμηλής γονιμότητας στρώμα ανάμειξης τροπικών και υποτροπικών περιοχών (Be and Hutson, 1977; Fairbanks et al., 1982; Thunell and Reynolds, 1984; Ravello et al., 1990). Το είδος *G. apertura* θεωρείται προγονικός τύπος του σύγχρονου είδους *G. rubensces* (Be and Hutson, 1977). Η *G. rubensces* και κατά συνέπεια η *G. apertura* είναι χαρακτηριστικό είδος των τροπικών και υποτροπικών περιοχών με τάση να εξαπλώνεται σε θερμότερες υδάτινες μάζες. Επίσης, θεωρείται είδος του στρώματος ανάμειξης υδάτων (Hutson, 1977; Hemleben and Splinder, 1983; Almogi-Labin, 1984; Thunell and Reynolds, 1984; Be et al., 1985; Vergnaud Grazzini et al., 1986; Pujol and Vergnaud Grazzini, 1989). Η *G. apertura* θεωρείται, συνεπώς, δείκτης θερμών ολιγοτροφικών υδάτων.

4.3.2.1 *Globoturborotalita nepenthes*

Βιοστρωματογραφία: Η παρουσία του είδους στις συγκεντρώσεις των πλαγκτονικών τρηματοφόρων σημειώνει το Μέσω Μειόκαινο. Το χρονικό εύρος της κατανομής του φτάνει μέχρι το Κατώτερο Πλειόκαινο.

Οικολογία: Το είδος *G. nepenthes* θεωρείται από τους Thunell και Belyea (1982) χαρακτηριστικό είδος μεταβατικών υδάτινων μαζών, αλλά και ενδεικτικό τροπικών υποτροπικών υδάτων. Ο Keller (1980) αναφέρει ότι το είδος αυτό συνδέεται με εύκρατες υδάτινες μάζες στον Ειρηνικό ωκεανό κατά τη διάρκεια του Μέσου Μειοκαίνου. Η *G. nepenthes* θεωρείται είδος θερμών υποτροπικών υδάτων και χαρακτηρίζει υψηλής παραγωγικότητας επίπεδα (Zachariasse, 1979).

4.3.3 *Globorotalia*

4.3.3.1 *Globorotalia miotumida* group

Βιοστρωματογραφία: Η εμφάνιση ατόμων της ομάδας αυτής παρουσιάζει μεγάλο ενδιαφέρον στη βιοστρωματογραφία για τον καθορισμό του ορίου Τορτονίου/Μεσσηνίου. Η αντικατάσταση του είδους *Globorotalia menardii* 5 από την ομάδα του είδους *G. miotumida* ή η κανονική εμφάνιση κανονικών μορφών του είδους *Globorotalia conomiozea* αποτελούν δύο βασικά κριτήρια προσδιορισμού του ορίου.

Οικολογία: Η εμφάνιση της ομάδας *G. miotumida* στο μέτωπο μεταξύ Μεσογείου και Ατλαντικού είναι αποτέλεσμα μετανάστευσης και σχετίζεται με ψύχρανση των υδάτων.

4.3.3.2 *Globorotalia conomiozea*

Βιοστρωματογραφία: Όπως έχει παρατηρηθεί στις τομές του Ανωτέρου Μειοκαίνου στη Κρήτη, το είδος αυτό στην τομή Μετόχια, εμφανίζεται χρονοστρωματογραφικά λίγο μετά την τελευταία εμφάνιση του είδους *Globorotalia menardii* form 5. Συγκεκριμένα, η πρώτη εμφάνιση του είδους σημειώνεται στον κύκλο 86, ενώ η κανονική του εμφάνιση αρχίζει από τον κύκλο 88.

4.3.3.3 *Globorotalia miotumida*

Βιοστρωματογραφία: Η εμφάνιση του είδους αυτού προηγείται της εμφάνισης των κανονικών κωνικών μορφών των ατόμων του γένους *Globorotalia* και συνδέεται με το όριο Τορτονίου/Μεσσηνίου.

4.3.3.4 *Globorotalia nicolae*

Βιοστρωματογραφία: Η πρώτη και τελευταία εμφάνιση του είδους αποτελεί τα πλέον χαρακτηριστικά βιοσυμβάντα της βαθμίδας του Μεσσηνίου.

Οικολογία: Τα οικολογικά χαρακτηριστικά του είδους δεν είναι ιδιαίτερα γνωστά στη βιβλιογραφία, παρ' όλα αυτά και σύμφωνα με τις κλιματικές προσεγγίσεις της παρούσας μελέτης, η εμφάνιση συμπίπτει με τη γενικότερη τάση ψύχους που επικρατεί κατά το Μεσσηνίο.

4.3.4 *Neogloboquadrina*

4.3.4.1 *Neogloboquadrina acostaensis*

Βιοστρωματογραφία: Η πρώτη εμφάνιση του είδους σημειώνει τη βάση του Τορτονίου, ενώ η φορά της περιέλιξης των ατόμων θεωρείται μεγάλης βιοστρωματογραφικής σημασίας για χρονοστρωματογραφικούς συσχετισμούς και προσδιορισμούς για το Ανώτερο Μειόκαινο. Ένα σημαντικό βιοσυμβάν του Μεσσηνίου, το οποίο αναγνωρίζεται σε όλες τις τομές που εκτείνονται στο χρονικό αυτό διάστημα, είναι η αλλαγή της φοράς της περιέλιξης του είδους από αριστερόστροφη σε δεξιόστροφη. Άλλες αλλαγές που συμβαίνουν κατά το Τορτόνιο αποτελούν επίσης σημαντικούς δείκτες συσχετισμού.

Οικολογία: Οι σύγχρονοι αντιπρόσωποι του γένους *Neogloboquadrina* ανήκουν σε μία βιογεωγραφική εξελικτική σειρά (Srinivasan and Kennett, 1976) και τρέφονται αποκλειστικά από φυτοπλαγκτόν (Hemleben et al., 1989). Το φυτοπλαγκτόν στις τροπικές ωκεάνιες περιοχές είναι πολύ άφθονο στα επίπεδα του Deep Chlorophyll Maximum (DCM) και κατά συνέπεια οι μεγαλύτερες συγκεντρώσεις του τροπικού αυτού γένους παρατηρούνται στα επίπεδα αυτά (Fairbanks et al., 1982; Ravello et al., 1990). Επίσης, οι μορφότυποι των ψυχρότερων υδάτων φαίνεται ότι εκμεταλλεύονται τις πηγές τροφής οι οποίες σχετίζονται με το (εποχικό) στρώμα DCM (Reynolds and Thunell, 1986; Sautter and Thunell, 1991).

Γενικά, οι σύγχρονοι αντιπρόσωποι του γένους ζουν σε ευτροφικά περιβάλλοντα, όπως αυτά που συνδέονται με περιοχές ανοδικών ρευμάτων (Ravello et al., 1990; Sautter and Thunell, 1991; Pujol and Vergnaud Grazzini, 1995). Επίσης, συνδέονται με την εποχική ανοιξιάτικη αύξηση του πλαγκτόν (Tolderlund and Be, 1971; Reynolds and Thunell, 1986). Σύμφωνα με τη βιβλιογραφία και άλλες μελέτες τα ίδια χαρακτηριστικά ισχύουν για τις απολιθωμένες μορφές του γένους αυτού (Van der Zwaan, 1982; Rohling and Gieskes, 1989; Lourens et al., 1992).

4.3.5 *Globigerina*

4.3.5.1 *Globigerina bulloides*

Βιοστρωματογραφία: Το είδος αυτό είναι σταθερό στο γεωλογικό αρχείο των μικροαπολιθωμάτων. Δεν αποτελεί βιοστρωματογραφικό δείκτη και βρίσκεται σχεδόν σε όλες τις συγκεντρώσεις των πλαγκτονικών τρηματοφόρων του Μειοκαίνου.

Οικολογία: Η γεωγραφική κατανομή του είδους αυτού, όπως περιγράφεται από διάφορους ερευνητές δείχνει μία προτίμηση διαβίωσης σε περιβάλλοντα υψηλής

παραγωγικότητας (Duplessy et al., 1981; Hemleben et al., 1989; Kipp, 1976; Thiede, 1983; van Leeuwen, 1989; Zhang, 1985).

Στους ωκεανούς το είδος αυτό βρίσκεται από πολικές σε τροπικές περιοχές, αλλά κυρίως επικρατεί σε ψυχρά υποπολικά ύδατα (Be and Tolderlund, 1971) σε περιοχές ανοδικών ρευμάτων. Η *G. bulloides* ευδοκimei όταν το φυτό-ζωοπλαγκτόν είναι καλά ανεπτυγμένο. Στις σημερινές συνθήκες του Ατλαντικού, η *G. bulloides* αποτελεί το επικρατέστερο είδος των μεταβατικών πολικών και υποπολικών συγκεντρώσεων ξεπερνώντας συχνά το 50%, αλλά ουσιαστικά απουσιάζει από τις τροπικές και υποτροπικές υδάτινες μάζες (Be and Tolderlund, 1971; Thunell, 1978).

Η *G. bulloides* εμφανίζεται στα επιφανειακά ιζήματα σε όλη τη Μεσόγειο και αποτελεί το 5-40% των άφθονων ειδών της δυτικής λεκάνης. Οι μέγιστες συχνότητες (20-40%) υπάρχουν στην ψυχρότερη δυτική λεκάνη και στο Αιγαίο πέλαγος, όπου οι χειμερινές θερμοκρασίες κυμαίνονται μεταξύ 13 °C και 16 °C, ενώ η θερμότερη ανατολική λεκάνη χαρακτηρίζεται από μείωση στο ποσοστό εμφάνισης του είδους (5-20%) (Thunell, 1978). Μεγάλες συχνότητες παρατηρήθηκαν σε βάθη μεταξύ 50 και 200 μέτρων κυρίως στη δυτική-βορειοδυτική Μεσόγειο (Gulf of Lion, Balearic area, North African coast, Alboran Sea). Τα μικρότερα ποσοστά του είδους βρίσκονται στη νότιο-ανατολική Μεσόγειο, όπου η επιφανειακή θερμοκρασία των υδάτων φτάνει τους 25-26,5°C κατά το καλοκαίρι (Pujol and Vergnaud Grazzini, 1995).

Η συστηματική μείωση του είδους από δυτικά προς ανατολικά δείχνει τη θερμοκρασιακή εξάρτησή του. Σε εποχικό επίπεδο, το είδος αυτό ποικίλει, παρουσιάζοντας μέγιστα την άνοιξη, το καλοκαίρι και το φθινόπωρο.

Γενικά η *G. bulloides* θεωρείται ένα ευρυθερμικό είδος, το οποίο ευδοκimei σε ευτροφικά ύδατα, όπως είναι οι περιοχές ανοδικών ρευμάτων (e.g. Thiede, 1983; Zhang, 1985; Sautter and Thunell, 1991), σε εκβολές ποταμών (Van Leeuwen, 1989) και περιθώρια λεκανών πλούσια σε θρεπτικά συστατικά (Barmawidjaja et al., 1989). Στις περιοχές ψυχρών υδάτων το είδος ευδοκimei σε διάφορα τροφικά επίπεδα.

Στα δείγματα μας βρέθηκε και το είδος *Globigerina falconensis*. Το είδος αυτό έχει παρόμοια οικολογικά χαρακτηρισήματα και για αυτό το λόγο μετρήθηκε μαζί στο *G. bulloides* group.

4.3.6 *Globigerinella*

4.3.6.1 *Globigerinella siphonifera*

Βιοστρωματογραφία: Η εμφάνιση του είδους σημειώνεται στο Μέσο Μειόκαινο και χαρακτηρίζει γενικά τις συγκεντρώσεις του Μειοκαινού.

Οικολογία: Το είδος *G. siphonifera* είναι συμβιωτικό είδος στα όρια ρευμάτων (Be, 1977). Παρουσιάζει ευρεία γεωγραφική κατανομή με προτίμηση στα χαμηλά

και μεσαία γεωγραφικά πλάτη. Χαρακτηρίζει τροπικές και υποτροπικές περιοχές και αφθονεί κυρίως σε περιοχές ανοδικών ρευμάτων (Pujol and Vergnaud Grazzini, 1995). Βρίσκεται σε επιφανειακές θερμοκρασίες που κυμαίνονται από 12 °C έως 30 °C με μεγάλη αφθονία μεταξύ 19 °C και 28°C (Be and Tolderlund, 1971).

Στη Μεσόγειο προτιμά τη χειμερινή περίοδο και οι μεγαλύτερες συγκεντρώσεις βρίσκονται στα 100 έως 200 m βάθος. Είναι σχετικά άφθονο (5%) στις ζωντανές συγκεντρώσεις της λεκάνης του Ιονίου και της Τυνησίας (Pujol and Vergnaud Grazzini, 1995).

4.3.7 *Globigerinita*

4.3.7.1 *Globigerinita glutinata*

Βιοστρωματογραφία: Το είδος αυτό είναι γνωστό στο γεωλογικό αρχείο από το ανώτερο Ολιγόκαινο μέχρι και σήμερα.

Οικολογία: Πρόκειται για ένα είδος που βρίσκεται σχεδόν σε όλες τις συγκεντρώσεις πλαγκτονικών τρηματοφόρων και το εύρος κατανομής του κυμαίνεται από τροπικά έως υποπολικά ύδατα. Η μεγαλύτερη αφθονία παρατηρείται σε υποτροπικά ύδατα. Χαρακτηρίζει τα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη και τις παρακείμενες ζώνες ανοδικών ρευμάτων, καθώς και τα περιθώρια των περιοχών υψηλής παραγωγικότητας.

Στον Ατλαντικό, το είδος αναπαράγεται σε ένα μεγάλο θερμικό εύρος μέσα στο βαθύ επιφανειακό στρώμα ανάμειξης υδάτων, μεταξύ 6 έως 25 °C, και βρίσκεται σε τροπικές και υποαρκτικές περιοχές σε μεγάλες συγκεντρώσεις. Το είδος αυτό παλαιοοικολογικά σχετίζεται συχνά με την *Turborotalita quinqueloba* (Be and Tolderlund, 1971; Thunell and Reynolds, 1984; Sautter and Thunell, 1991).

Η *G. glutinata* εμφανίζεται σε θερμό θερμοκρασιακό εύρος από 3 °C έως 30 °C, ενώ είναι άφθονο μεταξύ των 24°C και 27°C. Στη Μεσόγειο το είδος αυτό διαβιεί σε βάθος 100 έως 200 m και χαμηλής πυκνότητας ύδατα. Επιπλέον, έχει παρατηρηθεί ότι από το τέλος του καλοκαιριού και σε επιφανειακά ύδατα το είδος αυτό παρουσιάζει χαμηλό ποσοστό συχνότητας, ενώ αναπαράγεται κατά τη διάρκεια του χειμώνα. Παρόμοια κατανομή έχει περιγραφεί για βόρειο Ατλαντικό (Ottens, 1991).

Με βάση τις περιοχές της μεγαλύτερης αφθονίας και της πιο συχνής εμφάνισης του είδους μπορούμε να θεωρήσουμε ότι πρόκειται για ένα υποτροπικό είδος με κοσμοπολίτικη κατανομή. Γενικά, θεωρείται ότι ευδοκμεί στην επιφάνεια των υδάτων (Ravello et al., 1990) και η εμφάνισή του δεν αποτελεί δείκτη επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας και παραγωγικότητας (Be and Hutson, 1977).

Σε σχέση με το είδος *G. bulloides* παρουσιάζει, γενικά, παρόμοιους συσχετισμούς με τις φυσικές παραμέτρους. Η *G. bulloides* βρίσκεται σε μεγάλες συγκεντρώσεις σε κεντρικές ζώνες ανοδικών ρευμάτων και σε περιοχές υψηλής παραγωγικότητας, ενώ η *G. glutinata* είναι πιο συχνή στα περιθώρια αυτών των ζωνών και σε κεντρικές ωκεάνιες περιοχές (Be and Hutson, 1977). Η *G. bulloides* τρέφεται από φύκη, ενώ η

G. glutinata παρουσιάζει ιδιαίτερες προτιμήσεις στα διάτομα (Hemleben et al., 1981). Η διαφορά στο είδος διατροφής εξηγεί άλλωστε γιατί τα δύο αυτά είδη συνδέονται με περιβάλλοντα παραγωγικότητας, αλλά τείνουν να καταλαμβάνουν διαφορετικές ζώνες που σχετίζονται με την αυξητική ακολουθία του φυτοπλαγκτόν (δινομαστιγωτά – διάτομα)

4.3.8 *Turborotalita*

4.3.8.1 *Turborotalita quinqueloba*

Βιοστρωματογραφία: Η *T. quinqueloba* έχει πρώτη εμφάνιση στο Ανώτερο Μειόκαινο και εμφανίζεται μέχρι και σήμερα.

Οικολογία: Το είδος αυτό θεωρείται είδος υψηλού γεωγραφικού πλάτους, το οποίο αφθονεί ιδιαίτερα σε μεταβατικά πολικά ύδατα (Parker, 1962; Vincent and Berger, 1981). Παρουσιάζει την ίδια προτίμηση διαβίωσης για χειμερινές και καλοκαιρινές συνθήκες όσο αφορά τη θαλάσσια επιφανειακή θερμοκρασία, αλμυρότητα και πυκνότητα.

Μια σχετική αφθονία αυτού του είδους, που φτάνει ένα 10%, μπορεί να είναι ενδεικτικό περιοχών σχηματισμού ενδιάμεσων ή βαθέων υδάτων. Ο Van Leeuwen (1989) θεωρεί την *T. quinqueloba* ως δείκτη ανοδικών ρευμάτων. Κατά την άνοιξη παρατηρείται αύξηση του είδους στις τροπικές και υποπολικές περιοχές. Σε ψυχρά κλίματα το είδος αυτό σχετίζεται με την *G. glutinata*. Στον Ατλαντικό το είδος αυτό είναι περιορισμένο στις ψυχρές υδάτινες μάζες, ζει στην ευφωτική ζώνη και ζει συμβιωτικά με άλλους οργανισμούς (Hemleben et al., 1989). Στον βόρειο Ατλαντικό και Ινδικό ωκεανό, η μέγιστη εμφάνιση κυμαίνεται σε επιφανειακή θερμοκρασία από 1 °C έως 21 °C, αλλά αφθονεί κυρίως σε θερμοκρασίες χαμηλότερες των 12 °C. Στην Ανταρκτική η μεγαλύτερη αφθονία του είδους παρατηρείται μεταξύ 1 °C και 5 °C. Η *T. quinqueloba* είναι ένα μικρό σε μέγεθος είδος, του οποίου το κέλυφος φαίνεται να αυξάνεται σε διάμετρο με τη μείωση της θαλάσσιας επιφανειακής θερμοκρασίας (Kroon et al., 1988). Μέσα στη Μεσόγειο υπάρχουν αρκετές περιοχές υψηλής συχνότητας (1 έως 10%) του είδους. Γενικά, η *T. quinqueloba* προτιμά την περίοδο υψηλής παραγωγικότητας σε φυτοπλαγκτόν και είναι χαρακτηριστικό είδος ψυχρών υδάτων (Be and Hutson, 1977; Pujol, 1980; Reynolds and Thunell, 1985).

4.3.9 *Orbulina*

4.3.9.1 *Orbulina universa*

Βιοστρωματογραφία: Θεωρείται εμφανίζεται στο γεωλογικό αρχείο στη βάση του Μέσου Μειοκαινού (βιοζώνη N9 του Blow) μέχρι σήμερα.

Οικολογία: Η *O. universa* είναι γνωστό από την ευρεία κατανομή του από τις τροπικές σε μεταβατικές περιοχές του Ατλαντικού με υψηλότερες συχνότητες σε περιοχές ανοδικών ρευμάτων κοντά στα ηπειρωτικά περιθώρια (Be and Tolderlund, 1971; Be, 1977). Εντός της Μεσογείου εμφανίζει κοσμοπολίτικη κατανομή και αποτελεί το 1 έως 10 % του πληθυσμού της πανίδας. Αναπαράγεται κατά το τέλος του καλοκαιριού στα 50 έως 100 m κατά μήκος της βορείου Αφρικής Κι γύρω από τις Βαlearίδες νήσους. Επίσης, την ίδια εποχή είναι άφθονο στον κόλπο του Λέοντος και στο Ιόνιο πέλαγος (Pujol and Vergnaud Grazzini, 1995).

Η *O. universa* χαρακτηρίζει επιφανειακές υδάτινες θερμοκρασίες μεταξύ 12°C και 31°C. Ζει στα επιφανειακά ύδατα κατά τη διάρκεια, όπου το κέλυφος είναι σπειροειδές, ενώ κατεβαίνει στα βαθύτερα ύδατα κατά το σφαιρικό στάδιο του κελύφους (Fairbanks et al., 1982; Be et al., 1985). Σε ψυχρά ύδατα, οι υψηλές συγκεντρώσεις του είδους είναι δείκτης υψηλής παραγωγικότητας (Van Leeuwen, 1989).

5. Αποτελέσματα

5.1 Στρωματογραφία Αγίου Μύρωνα μέσω κυκλοστρωματογραφικών, βιοστρωματογραφικών και τεφροστρωματογραφικών συσχετίσεων με την τομή Μετόχια της Γαύδου

Ιζηματογενείς κυκλικές ακολουθίες του Ανώτερου Τορτονίου - Κατώτερου Μεσσηνίου, πριν από την εβαποριτική περίοδο, βρίσκονται σε όλη την Κρήτη και στο νησί της Γαύδου. Μια ολοκληρωμένη συσχέτιση μεταξύ του Αγίου Μύρωνα και των Μετοχίων παρουσιάζεται στην **Εικόνα 28**, είναι ενδεικτική των τοπικών υδρογραφικών μεταβολών που παρατηρήθηκαν στα περιθώρια της λεκάνης σε σχέση με της μεγαλύτερης κλίμακας παλαιωκεανογραφικών μεταβολών που καταγράφονται στη βαθιά λεκάνη. Η τομή συσχετίστηκε με τη χρήση των χαρακτηριστικών ιζηματογενών κύκλων, τη βιοστρωματογραφία από τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα και από τα στρώματα τέφρας. Οι ιζηματογενείς κύκλοι έχουν συσχετιστεί επίσης, με τις αστρονομικές παραμέτρους, πιο συγκεκριμένα με τις καμπύλες της εκκεντρότητας και της μετάπτωσης των ισημεριών. Και οι δύο τομές χαρακτηρίζονται από τις ίδιες εναλλαγές σαπροπηλών-μαργών, με εξαίρεση το ανώτερο τμήμα των ιζηματογενών ακολουθιών όπου διαφέρουν στην παρουσία (Μετόχια) – απουσία (Άγιος Μύρων) των διατομιτών.

Μεγάλου πάχους ομογενή στρώματα εμφανίζονται στον Άγιο Μύρωνα στους κύκλους (AM2, 4, 7, 10 και 15), που ισοδυναμούν με αντίστοιχα στρώματα στους κύκλους (M80, 82, 85, 88 και 93 αντίστοιχα) στην τομή των Μετοχίων. Στους κύκλους AM7 και AM15 εμφανίζουν ενδιάμεσα στους κύκλους ένα τουρβιδιτικό στρώμα. Ο κύκλος AM10 ακολουθείται από δύο λεπτούς κύκλους (AM11 και AM12). Τα Μετόχια παρουσιάζουν ίδια μορφολογία με τον Άγιο Μύρωνα, με τον σαπροπηλό M85 να ακολουθείται από ένα παχύ ομογενές στρώμα που περιέχει τουρβιδιτικό στρώμα, και τον σαπροπηλό M88 να ακολουθείται από δύο λεπτούς κύκλους. Στα Μετόχια, ο κύκλος M93 ακολουθείται από διατομιτική ακολουθία, ενώ ο ισόχρονος κύκλος στον Άγιο Μύρωνα από μικρού πάχους κύκλους σαπροπηλών με μάργες.

Επίσης, αστρονομικά βαθμονομημένα βιοστρωματορογραφικά συμβάντα χρησιμοποιήθηκαν ως σημεία αναφοράς προκειμένου να ελεγχθεί η σωστή σειρά των ιζηματογενών κύκλων. Αναγνωρίσαμε τρία διαφορετικά βιοσυμβάντα από πλαγκτονικά τρηματοφόρα, όπως:

- Την Πρώτη Κοινή Εμφάνιση (First Common Occurrence “FCO”) της *Globorotalia nicolae*
- Την Τελευταία Κοινή Εμφάνιση (Last Common Occurrence “LCO”) της *Globorotalia nicolae*
- Την επανεμφάνιση των ειδών που ανήκουν στην ομάδα *Globorotalia miotumida* group

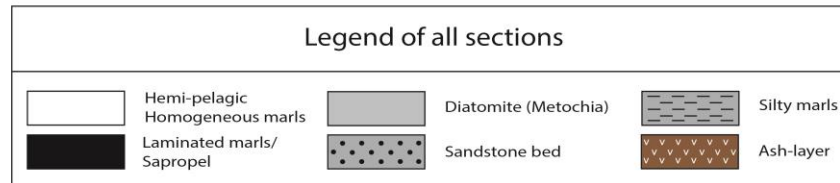
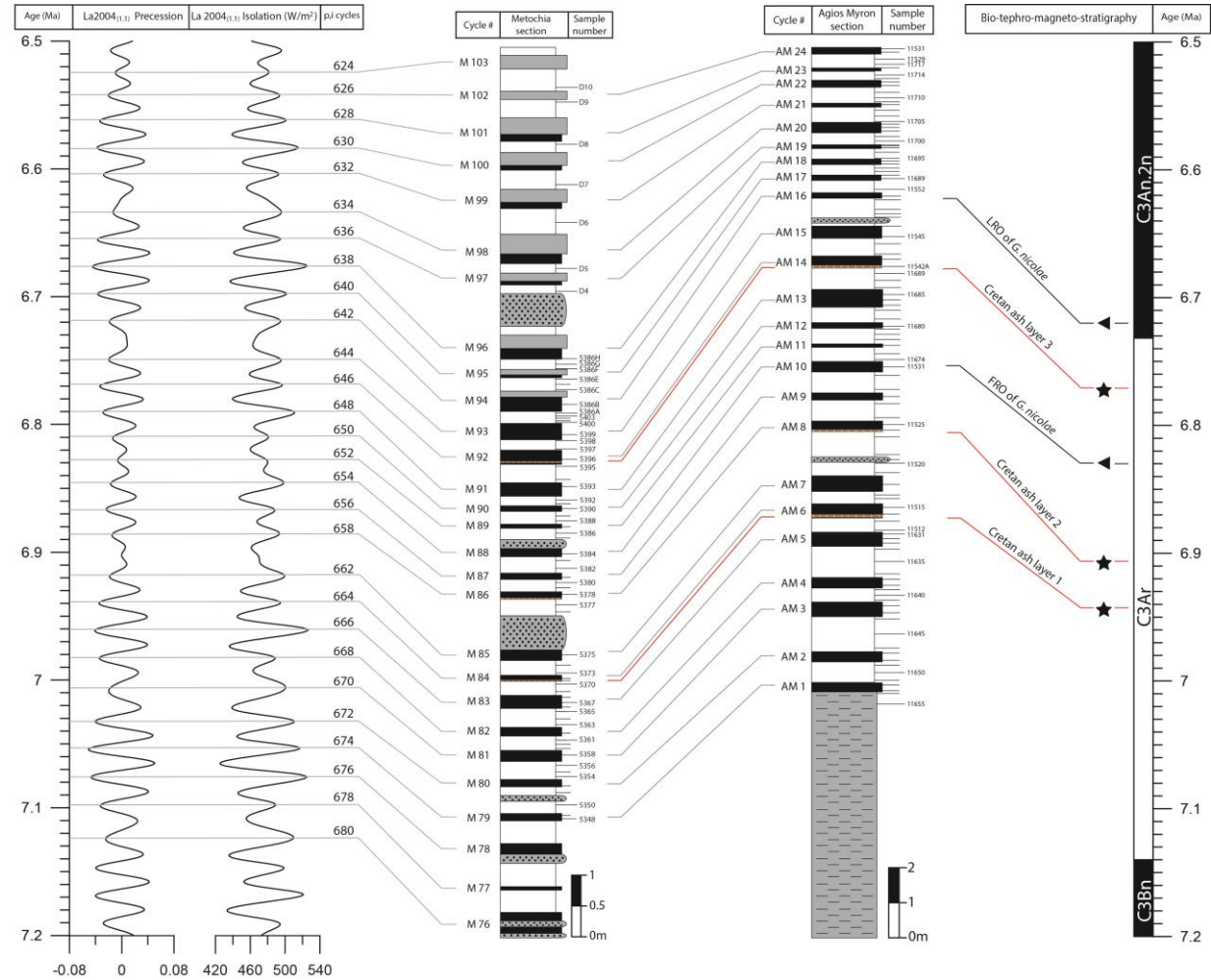
Πιο συγκεκριμένα, στον Άγιο Μύρωνα το είδος *G. miotumida* εμφανίζεται σε όλα τα δείγματα των κατώτερων αργιλωδών μαργών, πριν του κύκλου AM1/M79 (**Εικ. 28**), που αντιστοιχεί στο Κατώτερο Μεσσηνίου. Η Πρώτη Εμφάνιση της *G. nicolae* και στις δύο τομές, ανιχνεύτηκε στο κάτω μέρος του διαστήματος απουσίας της *G. miotumida* gr., στον κύκλο AM10 (M88, **Εικ. 28**), και είναι αστρονομικά χρονολογημένο στα 6.83 εκ. χρόνια στην Μεσόγειο θάλασσα (Krijgsman et al., 1994; Krijgsman et al., 1997; Hilgen and Krijgsman, 1999; Krijgsman et al., 1999; Sierro et al., 2001; Lourens et al., 2004).

Στο κατώτερο μέρος των διατομιτών στην τομή των Μετοχίων, η Πρώτη Κοινή Εμφάνιση της *G. nicolae* σηματοδοτεί την έναρξη της διατομιτικής ακολουθίας της Γαύδου (6.722 Ma; Krijgsman et al., 1999; Drinia et al., 2007). Στα δείγματα μας, η *G. nicolae* συμπεριλαμβάνεται στο *G. scitula* group και παρατηρείται η τελευταία εμφάνιση του είδους αυτού στον κύκλο AM16, που αντιστοιχεί στον κύκλο M94 των Μετοχίων (**Εικ. 28**). Οι εμφανίσεις των Globorotaliids συνήθως χρησιμοποιούνται σε βιοστρωματογραφικούς συσχετισμούς υψηλής ανάλυσης (Sierro et al., 2001). Έτσι λοιπόν, η επανεμφάνιση της *G. miotumida* gr. παρατηρήθηκε αμέσως πάνω από την Τελευταία Κοινή Εμφάνιση της *G. nicolae* και μπορεί να θεωρηθεί ως δευτερογενής βιοδείκτης.

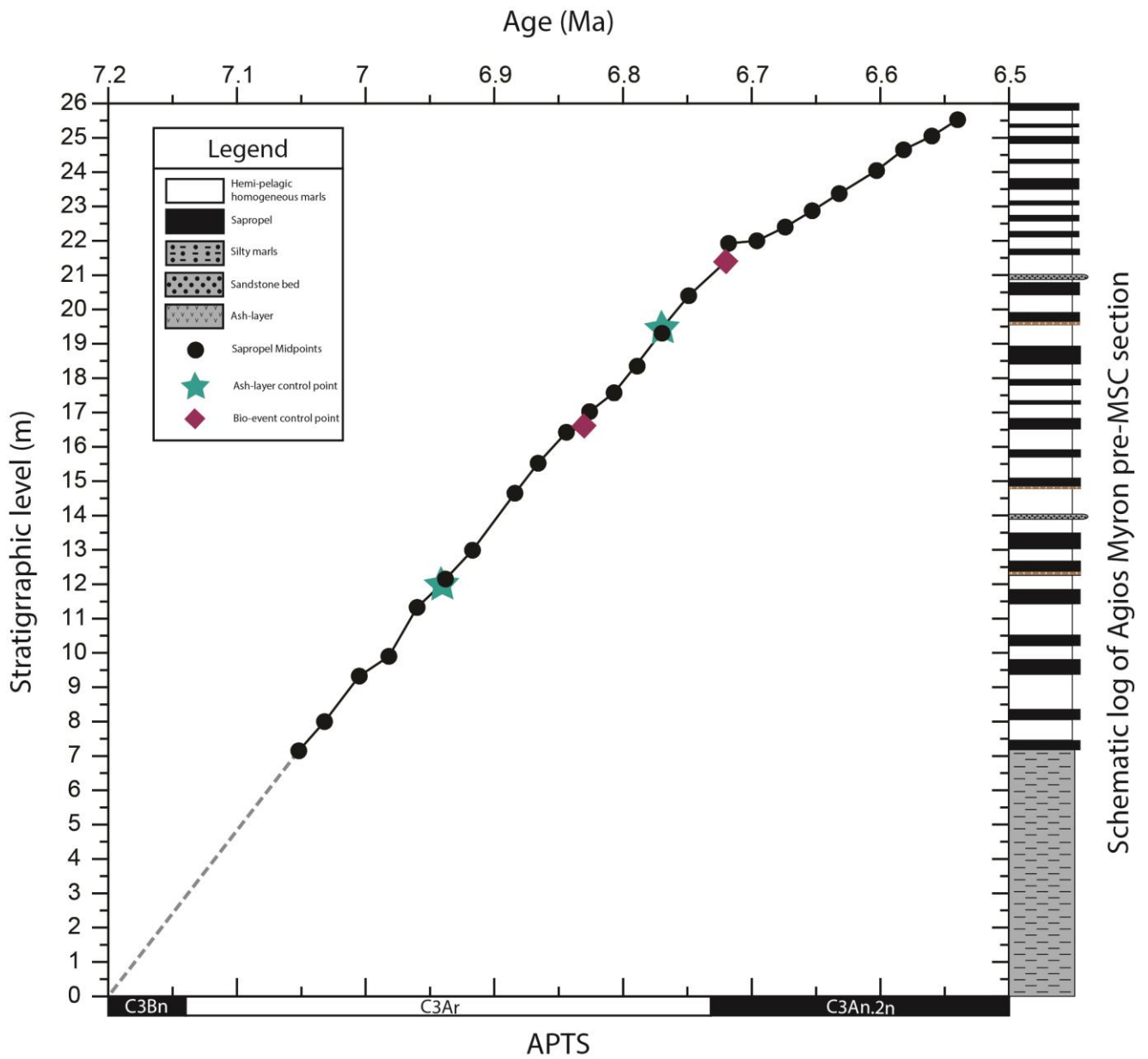
Οι Νεογενείς τέφρες είναι επίσης πολύ χρήσιμες στρωματογραφικοί δείκτες που χρησιμοποιήθηκαν στο συσχετισμό των δύο τομών (Lourens et al., 2004; Kuiper et al., 2008; Satow et al., 2015; Koutrouli et al., 2018), δεδομένου ότι η τέφρα από τις ηφαιστειακές εκρήξεις μπορεί να εξαπλωθεί σε μεγάλες περιοχές και μπορεί να χρονολογηθεί με ακρίβεια χρησιμοποιώντας τη μέθοδο ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) ή ακόμα και μέσω του αστρονομικού συντονισμού (Hilgen et al., 1997; Kuiper et al., 2004; Rivera et al., 2011). Άλλες ισόχρονες τομές στην Κρήτη, όπως παραδείγματος χάρη η τομή της Φανερωμένης, περιέχουν μόνο ένα στρώμα τέφρας, ενώ στην τομή του Αγίου Μύρωνα εντοπίσαμε δύο στρώματα τέφρας. Παρατηρήσαμε την Cretan ash-layer 1 που έχει χρονολογηθεί στα 6.941 εκ. χρόνια (Hilgen et al., 1997; Kuiper et al., 2004; Rivera et al., 2011) που βρέθηκε στον σαπροπηλό του κύκλου AM6 (M84, **Εικ. 28**), και τον the Cretan ash-layer 3 που χρονολογήθηκε με αστρονομικές παραμέτρους στα 6.771 εκ. χρόνια (Hilgen et al., 1997), και βρέθηκε στον κύκλο AM14 (M92, **Εικ. 28**).

Το αποτέλεσμα του βιοστρωματογραφικού πλαισίου, που καθορίζεται με γραμμική παρεμβολή μεταξύ των σημείων ελέγχου, ταυτίζεται με τις βιοστρωματογραφικές και με τις παλαιομαγνητικές χρονολογίες πριν την Κρίση Αλμυρότητας του Μεσσηνίου, στις τομές της ανατολικής Μεσογείου (Langereis et al., 1984; Krijgsman et al., 1994; Krijgsman et al., 1995; Drinia et al., 2007; Karakitsios et al., 2013; Agiadi et al., 2017; Karakitsios et al., 2017b; Gennari et al., 2018; Moissette et al., 2018; Vasiliev et al., 2019).

| Cycles | Metochia | Agios Myron |
|--------|----------|-------------|
| D10 | M103 | |
| D9 | M102 | AM24 |
| D8 | M101 | AM23 |
| D7 | M100 | AM22 |
| D6 | M99 | AM21 |
| D5 | M98 | AM20 |
| D4 | M97 | AM19 |
| D3 | M96 | AM18 |
| D2 | M95 | AM17 |
| D1 | M94 | AM16 |
| 93 | M93 | AM15 |
| 92 | M92 | AM14 |
| 91 | M91 | AM13 |
| 90 | M90 | AM12 |
| 89 | M89 | AM11 |
| 88 | M88 | AM10 |
| 87 | M87 | AM9 |
| 86 | M86 | AM8 |
| 85 | M85 | AM7 |
| 84 | M84 | AM6 |
| 83 | M83 | AM5 |
| 82 | M82 | AM4 |
| 81 | M81 | AM3 |
| 80 | M80 | AM2 |
| 79 | M79 | AM1 |
| 78 | M78 | |
| 77 | M77 | |
| 76 | M76 | |



Εικόνα 28. Στρωματογραφική συσχέτιση της τομής του Αγίου Μύρωνα με την τομή Μετόχια



Εικόνα 29. Μοντέλο ηλικίας της τομής του Αγίου Μύρων. Χρήση των ηλικιών των μέσων των σαπροπηλών/διατομιτών από την τομή Μετόχια και χρήση των ηλικιών των οριζόντων τέφρας και αυτές των βιοσυμβάντων

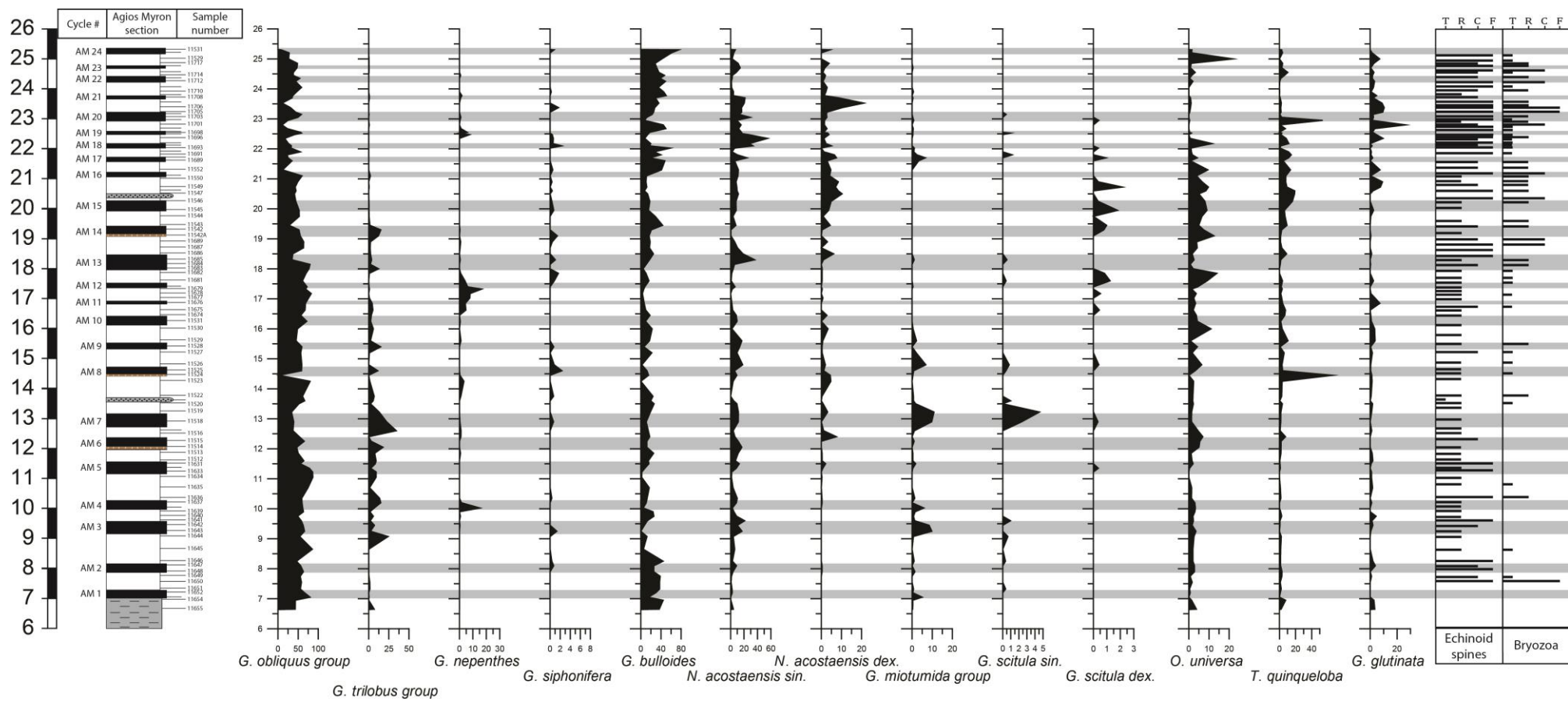
5.2 Κατανομές πλαγκτονικών τρηματοφόρων και παλαιοκλιματική σημασία

Χρησιμοποιήθηκε η ημιποσοτική ανάλυση, ως κύριο εργαλείο για τις κατανομές των πλαγκτονικών τρηματοφόρων του Αγίου Μύρωνα, ώστε να συγκριθούν με τις ισόχρονες κατανομές των Μετοχίων. Πιθανή διαφορά τους, ειδικά στο πάνω μέρος των τομών, θα πρέπει να μαρτυρούν διαφορετικές περιβαλλοντικές συνθήκες εναπόθεσης και επομένως να εξηγούν τις λιθολογικές διαφορές στην κορυφή των τομών.

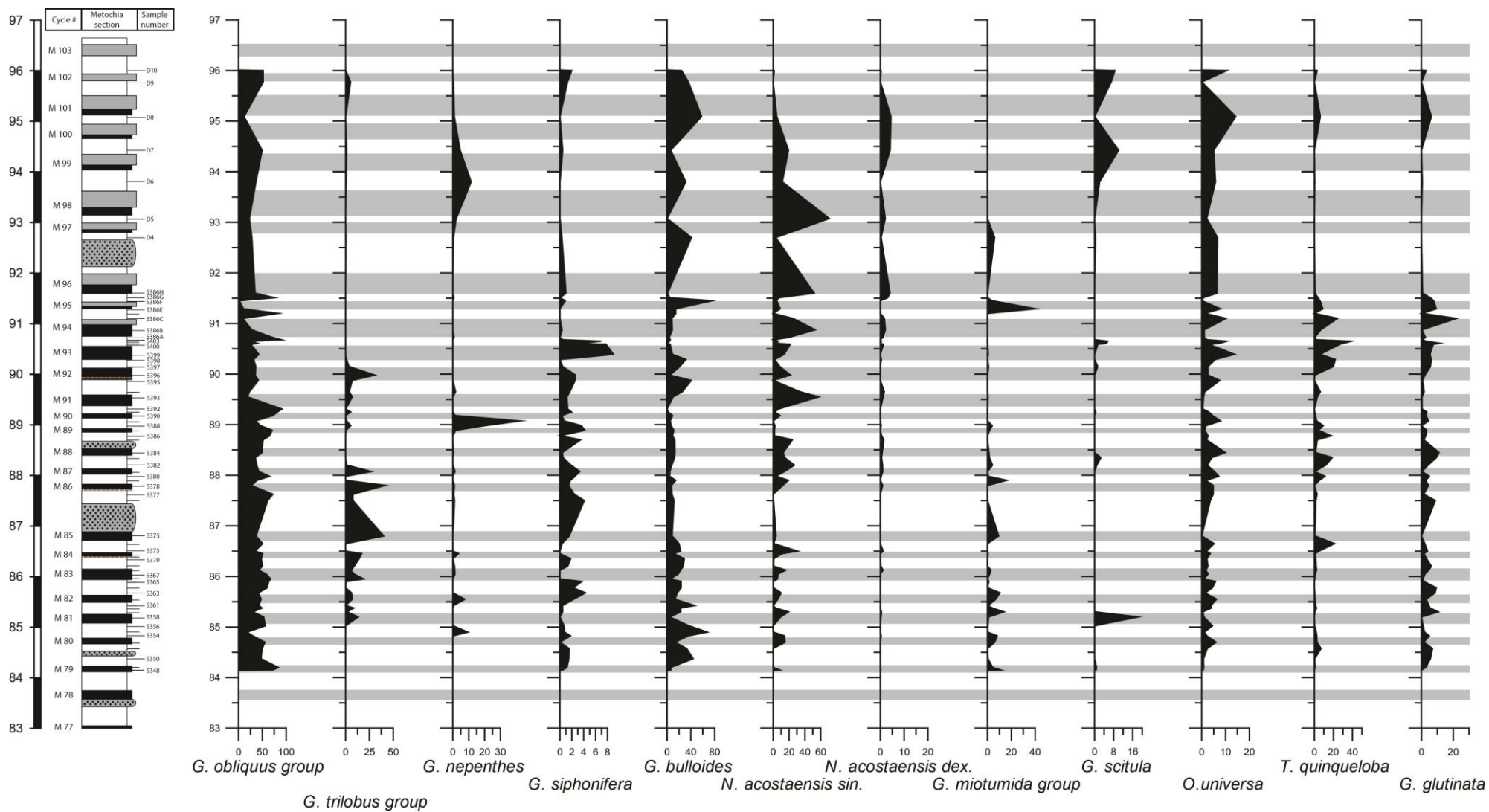
Η πανίδα των πλαγκτονικών τρηματοφόρων κυριαρχείται από το είδος *Globigerinoides obliquus* group και το *Globigerina bulloides*, και έπονται από το είδος *Neogloboquadrina acostaensis* (κυρίως από την αριστερόστροφη περιέλιξη), το *Globigerinita glutinata*, την *Orbulina universa* και την *Turborotalita quinqueloba*.

Το είδος *Globigerinoides trilobus* gr. εμφανίζεται συχνά στο διάστημα από το ανώτατο τμήμα περίπου του κύκλου AM2 μέχρι και τον κύκλο AM14. Η *Globoturborotalita nepenthes* παρουσιάζει δύο μεγάλα διαστήματα στα οποία δείχνει να απουσιάζει εντελώς ή σχεδόν εξ ολοκλήρου, μεταξύ των κύκλων AM5-10 και AM13-19.

Το είδος *Globigerinella siphonifera* έχει μια πιο σποραδική παρουσία στις κατανομές, καθώς εμφανίζεται σε χαμηλές συχνότητες (<4%) και είναι ακανόνιστα κατανεμημένη κατά μήκος του τομής. Από το γένος των *Globigerinella siphonifera*. Η *Globorotalia miotumida* ανήκει στην ομάδα των *Globorotaliids* με δεξιόστροφη περιέλιξη την περίοδο του Ανώτερο Μειοκαίνου, που χαρακτηρίζεται από σπειροειδή περιέλιξη και περίγραμμα καμπυλωτού θαλάμου. Το είδος αποτελείται από πολλούς μορφότυπους, οι οποίοι έχουν ομαδοποιηθεί με αυτό το όνομα (Krijgsman et al., 1995; Sierro et al., 2001; Sierro et al., 2003). Η *Globorotalia nicolae* είναι μια δεξιόστροφη σπειροειδής και αμφίκυρτη μορφή με φουσκωμένους θαλάμους της *G. scitula* gr.



Εικόνα 30. Κατανομές πλαγκτονικών τρηματοφόρων, καθώς η παρουσία εχινοειδών και βρυωζών, στην τομή του Αγίου Μύρωνα



Εικόνα 31. Κατανομές πλαγκτονικών τρηματοφόρων στην τομή Μετόχια

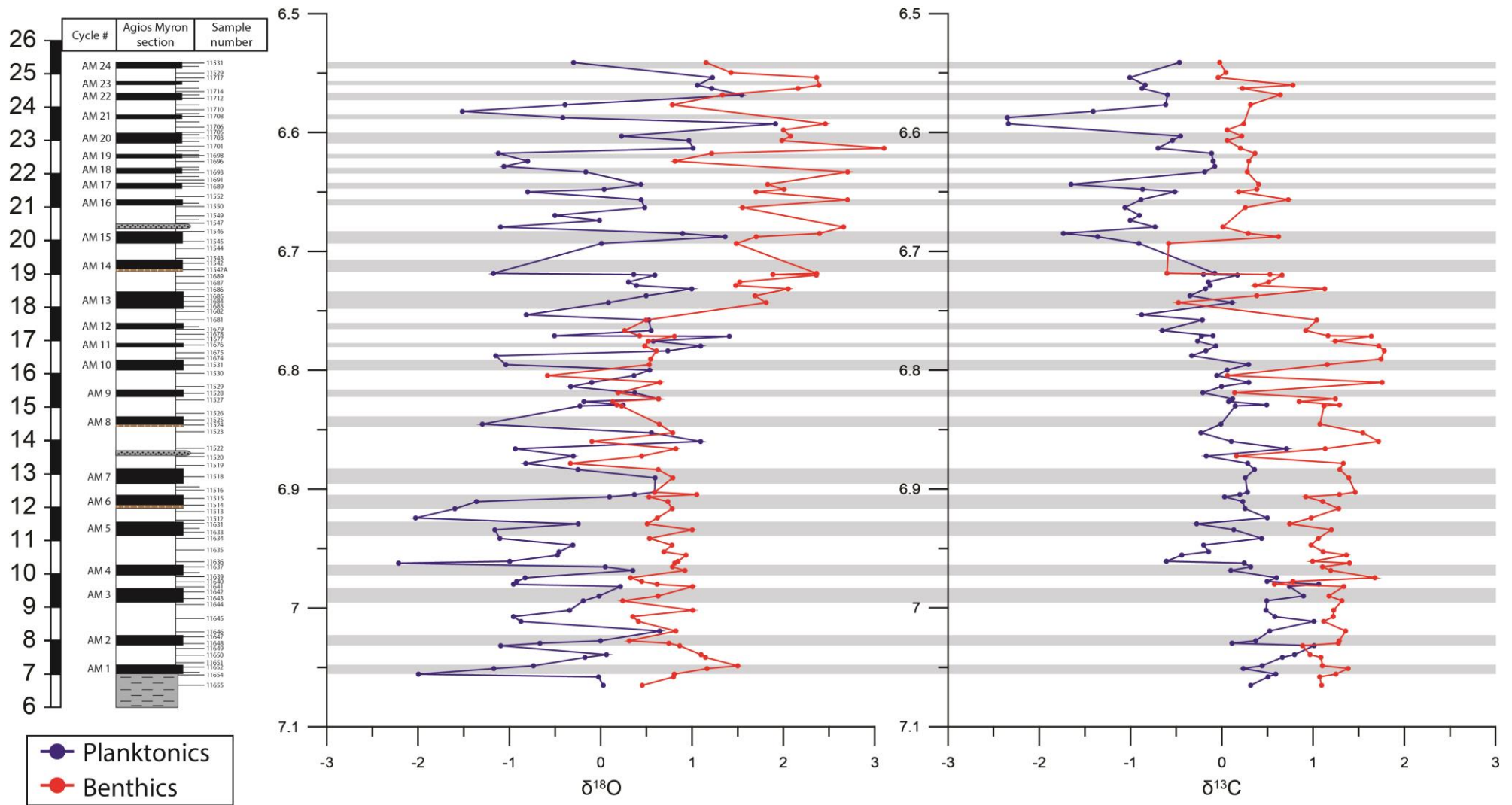
5.3 Ανάλυση ισοτόπων Οξυγόνου (O) και Άνθρακα (C)

Τα ισότοπα οξυγόνου ($\delta^{18}\text{O}$) και άνθρακα ($\delta^{13}\text{C}$) χαρακτηρίζονται από μακροχρόνιες τάσεις που επικαλύπτονται από εσωτερικές περιοδικές παραλλαγές.

Από τη βάση της τομής, περίπου στα 6.9 εκ. χρόνια, οι μέσες τιμές $\delta^{18}\text{O}$ και για τα πλαγκτονικά αλλά και για τα βενθονικά τρηματοφόρα είναι περίπου -1.0‰ και 0.8‰, αντίστοιχα. Ωστόσο, κατά τη διάρκεια αυτού του χρονικού διαστήματος, δηλαδή στον κύκλο AM7, οι τιμές του $\delta^{18}\text{O}$ στα πλαγκτονικά τρηματοφόρα γίνονται βαρύτερες, με τιμές που κυμαίνονται γύρω στα 0.8‰. Αυτή η τάση που εμφανίζεται στον κύκλο AM7 είναι προσωρινή και δεν εμφανίζεται στις τιμές των ισοτόπων για τα βενθονικά τρηματοφόρα την περίοδο (γύρω στα 6.9 εκ.χρόνια). Σε όλο το άνω μισό της ακολουθίας, την περίοδο του Μεσσηνίου, οι τιμές των ισοτόπων $\delta^{18}\text{O}$ για τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα παρουσιάζει μία γενική ψύχρανση, όπου τα ισότοπα μεταβαίνουν σε πιο βαριά, στο ανώτερο μέρος της τομής. Η σχετική μετατόπιση στις βαρύτερες τιμές στα βενθονικά παρουσιάζεται αργότερα, στον κύκλο AM15, όπου είναι εμφανής στις τιμές των ισοτόπων με εμπλούτιση προς βαρύτερες τιμές της τάξεως 1.3‰. Οι πιο βαριές τιμές (1.9-3.1‰) παρουσιάζονται στους ανώτερους κύκλους, κατά το χρονικό διάστημα ηλικίας 6.7-6.5 εκ. χρόνια.

Και στα πλαγκτονικά και στα βενθονικά, οι τιμές των ισοτόπων $\delta^{13}\text{C}$ στον Άγιο Μύρωνα, μετατοπίζονται προς ελαφρύτερες τιμές κατά την πορεία προς την Κρίση Αλμυρότητας του Μεσσηνίου, κατά τη διάρκεια της παγκόσμιας μετατόπισης των τιμών του άνθρακα την περίοδο του Μειοκαίνου ("Late Miocene Carbon Shift", "LMCIS", 7.6–6.6 Ma) (Hodell et al., 1994; Hodell et al., 2001; Bickert et al., 2004; Drury et al., 2017; Drury et al., 2018).

Στην καμπύλη του $\delta^{18}\text{O}$, τα πλαγκτονικά φαίνεται να είναι πιο ευαίσθητα σε αυτό το γεγονός. Στο βασικό τμήμα της διαδοχής που αντιστοιχεί στο Κατώτερο Μεσσηνίο, οι τιμές ισοτόπων $\delta^{13}\text{C}$ για τα πλαγκτονικά σταθεροποιούνται γύρω στα 0.5‰. Μετά από τα 7.0 εκ. χρόνια, οι τιμές του $\delta^{13}\text{C}$, δείχνουν συνολικά συνολική τάση προς ελαφρύτερες τιμές, με την πλειοψηφία αυτών να είναι αρνητικές. Αντιθέτως, οι τιμές $\delta^{13}\text{C}$ στα βενθονικά παραμένουν γενικά σταθερές (μέσες τιμές περίπου στα 1.3‰), κατά τη διάρκεια του κατώτερου μισού της τομής. Οι τιμές μεταβαίνουν σε σημαντικά ελαφρύτερες τιμές, της τάξεως του -0.5‰, μεταξύ 6.9 και 6.7 εκ. χρόνια. Προς την κορυφή της τομής, οι τιμές $\delta^{13}\text{C}$ έχουν ένα σήμα μετατόπισης σε βαρύτερες τιμές έως 0.8‰. Συνολικά η μείωση κατά το LMCIS είναι μέσο όρο 2.0‰ (από 0.5‰ μέχρι και -1.5‰) στα πλαγκτονικά και 1.8‰ (από 1.3‰ έως -0.5‰) στα βενθονικά, για την τομή του Αγίου Μύρωνα σε σύγκριση με τις αντίστοιχες τιμές άλλες περιοχές της Μεσογείου (van Der Zwaan and Gudjonsson, 1986; Kouwenhoven et al., 1999; Sprovieri et al., 1999; Hodell et al., 2001; Kouwenhoven et al., 2003).

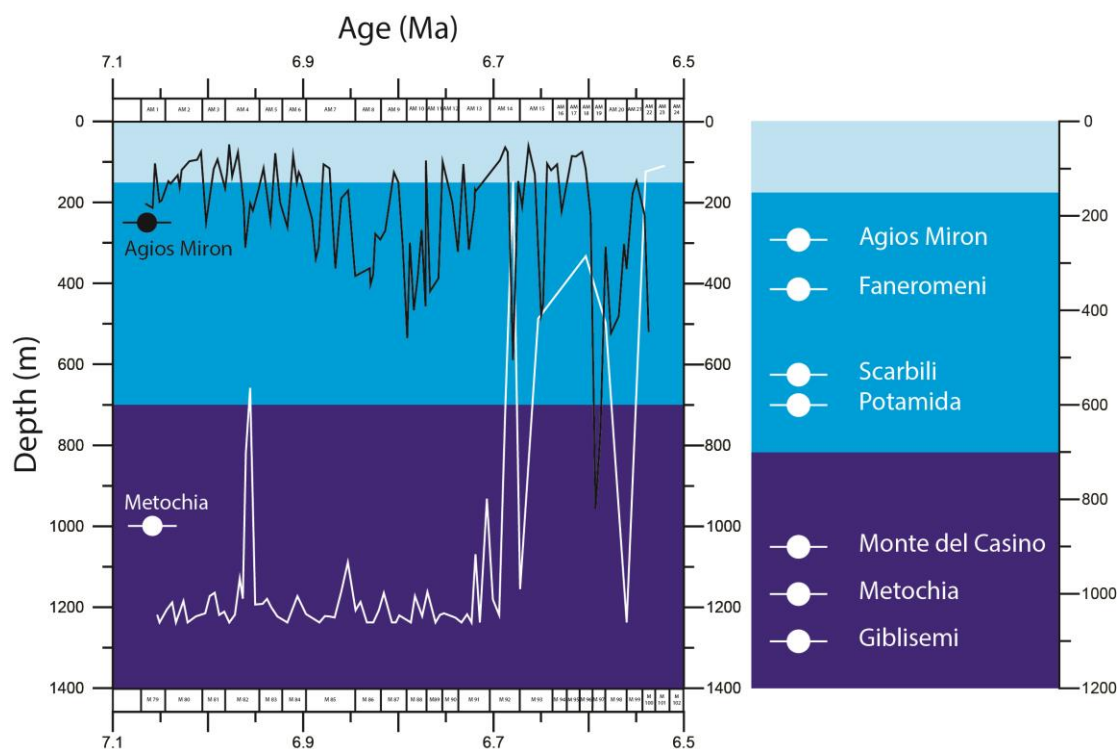


Εικόνα 32. Γραφική απεικόνιση των ισotόπων $\delta^{18}\text{O}$ και $\delta^{13}\text{C}$ της τομής του Αγίου Μύρωνα με βάση την ηλικία

5.4 Παλαιοβαθυμετρία

Ο υπολογισμός της παλαιοβαθυμετρίας εμφανίζει μια βαθμιαία εμβάθυνση κατά μήκος της ιζηματογενούς ακολουθίας του Αγίου Μυρώνα, με μερικά μόνο σημεία όπου υπάρχει μία ρήχηση λίγο πριν τα 6.8 εκ. χρόνια (στους κύκλους AM15-18) και κατά την περίοδο 6.6-6.5 εκ. χρόνια, το διάστημα που συμπίπτει με την εναπόθεση διατομιτών σε άλλες τομές της Μεσογείου.

Με βάση τις ζώνες βάρους νερού του Bremer et al. (1980) και Van Morkhoven et al. (1986), και με βάση τους παλαιοβαθυμετρικούς υπολογισμούς για την υπό μελέτη τομή, το βάθος εναπόθεσης του τμήματος μελέτης ποικίλλει από 50 μέχρι και 960 m. Το παλαιοβαθυμετρικό μοντέλο δείχνει ένα σχετικά ρηχό θαλάσσιο περιβάλλον (περίπου 200-600 m μέσω βάρους) για το κατώτερο τμήμα της τομής, που μεταπίπτει σε ένα ελαφρώς βαθύτερο περιβάλλον (κυρίως σε μία νηριτική προς πάνω-μέσω βαθύαλη ζώνη) στο ανώτερο τμήμα της τομής (Εικ. 33).



Εικόνα 33. Παλαιοβαθυμετρική απεικόνιση των τομών Αγίου Μύρωνα και των Μετοχιών με βάση την ηλικία

Ένα μέσο βάθος γύρω στα 200 m υπολογίστηκε για το κατώτερο μέρος της τομής, στις αργιλώδεις μάργες. Στους κύκλους, όπου, βρίσκονται πάνω από κατώτερο μέρος, δηλαδή στους κύκλους AM1-7, το παλαιοβάθος παραμένει σχετικά σταθερό και κυμαίνεται από 56 έως και 312 m, με μέση τιμή βάρους περίπου στα 200 m. Ωστόσο, από τον κύκλο AM7 παρατηρούμε μία μεγαλύτερη διακύμανση στις τιμές

του παλαιοβάθους. Μια σημαντική αύξηση της στάθμης της θάλασσας παρατηρείται στους κύκλους AM7-14, όπου οι εκτιμώμενες τιμές προοδευτικά αυξάνονται και φτάνουν τα 535 m στην κορυφή αυτού του διαστήματος. Το μέσο βάθος για αυτό το διάστημα εκτιμήθηκε περίπου στα 350 m. Από τον κύκλο AM14 και μετά, παρατηρείται μία βαθμιαία πτώση της παλαιοβαθυμετρίας, της τάξεως από περίπου 500 m με 300 m (κύκλος AM15), έπειτα φτάνει στα 170 m (κύκλος AM16) και καταλήγει στα 75 m (κύκλος AM17). Αυτή η τάση δείχνει μια σταδιακή ρήχευση. Ο αμμώδης τουρβιδιτικός ορίζοντας, μέσα στην ομογενή μάργα, στον κύκλο AM15, είναι ένας ακόμα δείκτης βάθυνσης. Αυτή η σταδιακή πτώση της στάθμης της θάλασσας φαίνεται να κορυφώνεται στον κύκλο AM18, όπου παρατηρείται μια απότομη αύξηση μέχρι τα περίπου 600 m. Μετά τον κύκλο AM18 και μέχρι την κορυφή της τομής, παρατηρείται μία εκ νέου πιο έντονη τάση βάθυνσης. Η τάση αυτή εμφανίζει ένα διττό χαρακτήρα, μία στα 480 και μία στα 960 m βάθος, στους κύκλους AM19 και AM21 αντίστοιχα, που συνοδεύονται από δύο μειώσεις του βάθους (105 και 310 m) κατά τη διάρκεια αυτού του χρονικού διαστήματος. Ιδιαίτερα, η τιμή των 960 μέτρων που εμφανίζεται στο πάνω μέρος της τομής αντικατοπτρίζει το μέγιστο βάθος νερού αυτής της ρύθμισης εναπόθεσης κατά το Μεσσηνίο.

6. Ανάλυση

6.1 Σύγκριση κατανομών πανίδων Αγίου Μύρωνα – Μετοχίων και το παλαιοκλιματικό τους συμπέρασμα

Δεδομένης της μειωμένης ανταλλαγής νερού με τον ανοικτό ωκεανό κατά την περίοδο του Μεσσηνίου, οι κλιματικές μεταβολές που οφείλονται στις τροχιακές κινήσεις έκαναν τη Μεσόγειο ευαίσθητη σε αυτές τις αλλαγές και έτσι έχουν έντονο αποτύπωμα σε αυτή. Οι μεταβολές αυτές φαίνονται στην ανατολική Μεσόγειο, στην πανίδα των τρηματοφόρων, καθώς επηρεάζονται από τις υδρογραφικές μεταβολές που συμβαίνουν στην υδάτινη στήλη, με αντίκτυπο την αντικατάσταση διαφόρων ομάδων ειδών, καθώς προσαρμόζονταν στην αλλαγή της διαθεσιμότητας τροφής στην περιοχή.

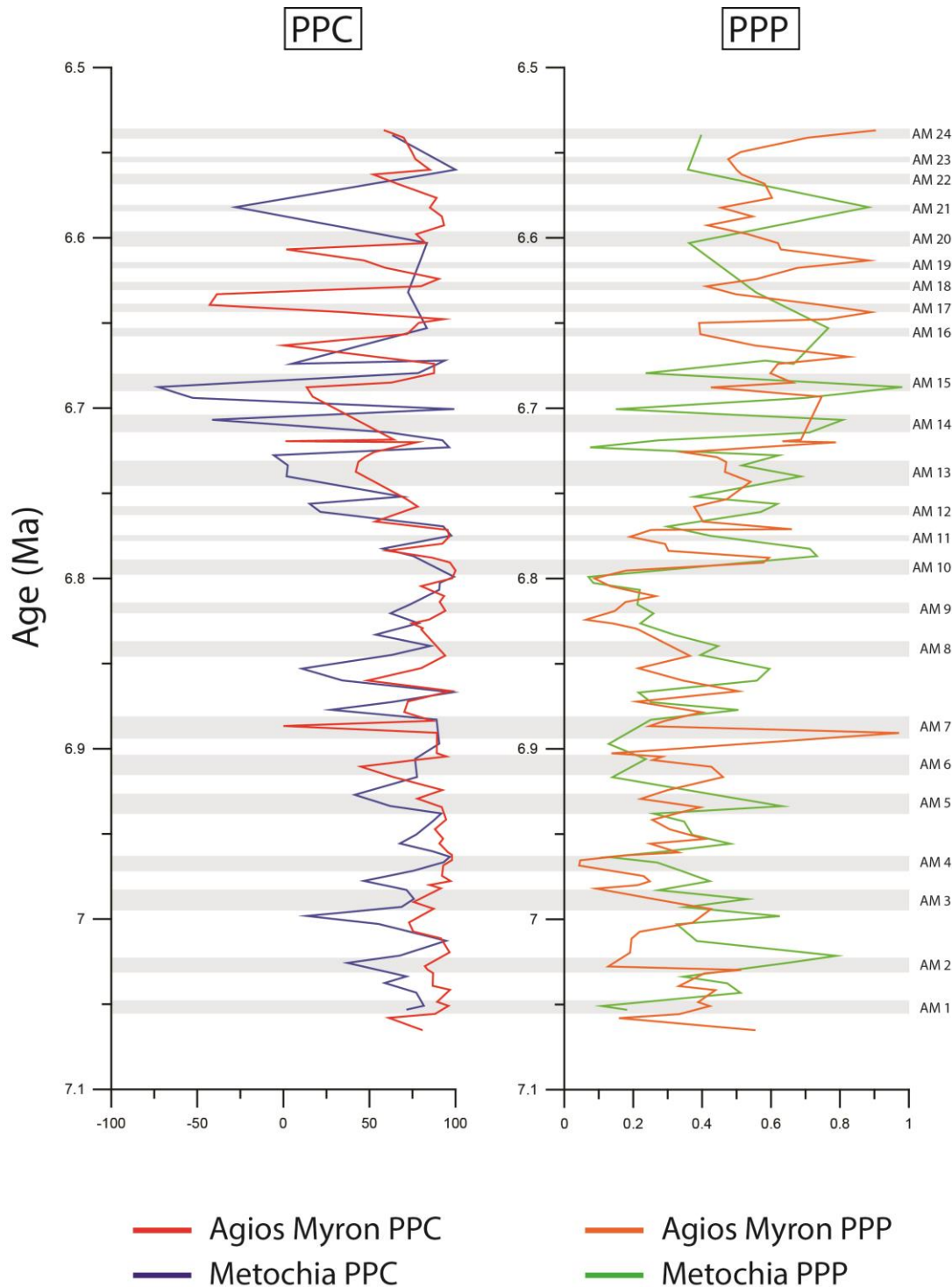
Και στις δύο τομές, οι συνθήκες μέσω των τρηματοφόρων μπορούν να χωριστούν σε δύο χαρακτηρισικά μέρη:

- ένα θερμό-ολιγοτροφικό μέρος (στο κάτω μέρος των τομών) που χαρακτηρίζεται από την επικράτηση του *G. obliquus* group
- ένα ψυχρό-ευτροφικό μέρος (στο πάνω μέρος των τομών) που χαρακτηρίζεται από την επικράτηση των ειδών *N. acostaensis* και *G. bulloides*.

Η άμεση σύγκριση μεταξύ των τομών του Αγίου Μύρων και των Μετοχίων δείχνει ίδια κατανομή των πλακτονικών, με ελάχιστες διαφορές που παρατηρούνται στο πάνω μέρος των τομών (κύκλοι AM16-AM24 και M94-M102, αντίστοιχα) που σχετίζονται κυρίως με τα ποσοστά των ειδών. Αν και στις δύο τομές υπάρχει μία εμφανής και σημαντική αύξηση της πρωτογενούς παραγωγικότητας στην υδάτινη στήλη (Εικ. 37), η οποία φαίνεται από την παρουσία ευτροφικών ειδών (*G. bulloides*, *G. glutinata*, *T. quinqueloba*, *N. acostaensis*, *O. universa*), όπου αυτά τα είδη έχουν μικρότερο ρυθμό εναπόθεσης στον Άγιο Μύρων.

Η μεγάλη εμφάνιση του είδους *G. bulloides* σε βαθύτερα περιβάλλοντα, στην τομή των Μετοχίων, μπορεί να σχετίζεται με την παρουσία ανοδικών ρευμάτων (upwelling). Η αύξηση της εμφάνισης του είδους *G. bulloides*, στο ανώτερο μέρος της τομής Άγιος Μύρων, είναι πιθανώς το αποτέλεσμα του ημίκλειστου χαρακτήρα αυτής της υπολεκάνης. Λόγω της αυξανόμενης απομόνωσης της λεκάνης, πολλά από τα είδη κοπιπόδων, που ζούσαν πριν θα μπορούσαν να εξαφανιστούν από τη λεκάνη αυτή, έχοντας έντονες επιπτώσεις στις θερμές ολιγοτροφικές πανίδες των πλαγκτονικών τρηματοφόρων που συνήθως τρέφονται με αυτά. Η αύξηση της εμφάνισης του είδους *G. bulloides* μπορεί να οφείλεται στην εξειδικευμένη διατροφή του, ενώ άλλα είδη τρηματοφόρων, όπως τα Globorotaliids, μειώθηκαν ή εξαφανίστηκαν επειδή δεν ήταν σε θέση να επιβιώσουν κάτω από αυτές τις συνθήκες.

Η σημαντική παρουσία μικρού μεγέθους πλαγκτονικών τρηματοφόρων, όπως των ειδών *T. quinqueloba*, *G. glutinata*, ειδικά στο πάνω μέρος της τομής του Αγίου Μύρωνα, μπορεί να σχετίζεται με την προοδευτική απομόνωση της λεκάνης, υποστηρίζοντας ακόμα περισσότερο το προαναφερθέν σενάριο. Πρόκειται για ευκαιριακά είδη, που μπορούν να επιβιώσουν κάτω από ακραίες ωκεανογραφικές συνθήκες, ενδεικτικές του περιβαλλοντικού στρες (Sierra et al., 2003; Antonarakou et al., 2007; Drinia et al., 2007).



Εικόνα 34. Καμπύλη παλαιοκλίματος (PPC, αριστερά) και παραγωγικότητας (PPP, δεξιά), των δύο τομών

Υπάρχει επίσης και μία αύξηση που εμφανίζεται στα εχινοειδή και στα βρυόζωα, από τον κύκλο AM15 και προς το πάνω μέρος της τομής, η αύξηση αυτή σταθεροποιείται και από τις ευτροφικές συνθήκες. Η υψηλότερη τιμή του δείκτη στρωματοποίησης (S-index) σε σύγκριση με την ισόχρονη τιμή στην τομή των Μετοχίων, δείχνει την έντονη στρωματοποίηση σε αυτό το τμήμα της λεκάνης απορροής. Αυτό επιβεβαιώνεται και από τη σημαντική συμβολή των Neogloboquadrinids, μέχρι του ποσοστού των 60% στα ποσοστά της πανίδας των πλαγκτονικών τρηματοφόρων, τα οποία ευημερούν σε συνθήκες στρωματοποίησης της υδάτινης στήλης, ειδικά εκείνες που σχετίζονται με την ανάπτυξη του “Deep Chlorophyll Maximum” (DCM), όταν το nutricline και το πυκνοκλινές εντοπίζεται στη βάση της ευτροφικής ζώνης (Rohling et al., 1993).

6.2 Τεκτονικές και ευστατικές αλληλεπιδράσεις, ως οδηγοί πυριτικής εναπόθεσης

Η αρχική προέλευση των πρώτων διατομιτών του Μεσσηνίου στη Μεσόγειο, ερμηνεύεται παραδοσιακά, ως αρχικό στάδιο του περιορισμού της Μεσογείου θάλασσας με τον Ατλαντικό ωκεανό, που ξεκίνησε στα 7,2 εκ. χρόνια, και πιθανώς προκύπτουν από τις συνδυαστικές επιδράσεις των τεκτονικών ανυψώσεων και των ευστατικών διακυμάνσεων, λόγω δημιουργίας παγετώνων (Kouwenhoven et al., 1999; Krijgsman et al., 1999; Blanc-Valleron et al., 2002; Pellegrino et al., 2018). Το προοδευτικό κλείσιμο της σύνδεσης μεταξύ του Ατλαντικού Ωκεανού και της Μεσογείου ενδέχεται να έχει περιορίσει σημαντικά το αποθέματα του διαλυμένου πυριτίου (DSi) που εισερχόταν στη Μεσόγειο θάλασσα. Λαμβάνοντας υπόψιν το μοτίβο κυκλοφορίας της θερμοκρασίας και της αλατότητας κατά τη διάρκεια του Μεσσηνίου (Kouwenhoven and van der Zwaan, 2006), η επίδραση του Ατλαντικού στις συγκεντρώσεις του DSi ελαχιστοποιούνται, ειδικά στο ανατολικό μέρος της λεκάνης και ως εκ τούτου, ο βασικός παράγοντας ελέγχου του μεσογειακού εμπλουτισμού του πυριτίου ήταν η ηπειρωτική προμήθεια από τις γύρω περιοχές. Όντως, κατά το Ανώτερο Μειόκαινο, η απορροή στη λεκάνη της Μεσογείου ήταν τουλάχιστον τριπλάσια από την σημερινή, με την κύρια παροχή του γλυκού νερού να προέρχεται από την Αφρική (Gladstone et al., 2007). Η εντατικοποίηση της απορροής στη Βόρειο Αφρική και η αύξηση των τεράστιων ροών στη νότια Μεσόγειο κατά την περίοδο αυτή αποδίδεται κυρίως στις γεωδυναμικές διεργασίες, όπως ανύψωση των Ιμαλαΐων-Θιβέτ και της Αιθιοπίας (Griffin, 2002; Marzocchi et al., 2015; Yang et al., 2016), που επηρέασαν σε μεγάλο βαθμό τα μοντέλα ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας, τα οποία είχαν ως αποτέλεσμα την ενίσχυση των μουσώνων, την απορροή ποταμών, την επιτάχυνση της ηπειρωτικής διάβρωσης και την κυκλοφορία θρεπτικών ουσιών (Molnar et al., 1993; Zhisheng et al., 2001; Garzzone et al., 2008). Επιπλέον, η υποβάθμιση του κλίματος (Tzanova et al., 2015; Herbert et al., 2016; Böhme et al., 2017; Holbourn et al., 2018; Vasiliev et al., 2019) ενήργησε ως μηχανισμός κινητοποίησης του διοξειδίου του πυριτίου (SiO₂) και ευνόησε τον εμπλουτισμό του πυριτίου στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου μέσω της ενισχυμένης αιολικής μεταφοράς από το εσωτερικό της Αφρικής. Ιδιαίτερα, για την περιοχή μελέτης, ο τεκτονισμός ήταν ισχυρός παράγοντας για την αύξηση της ιζηματογένεσης κατά το Κατώτερο Μεσσηνίο, όπου φαίνεται και από την ύπαρξη βενθονικών τρηματοφόρων από διεργασίες διάβρωσης που αφορούν τη ρήγηση της περιοχής της λεκάνης της Κρήτης (Drinia et al., 2007).

Η αλληλεπίδραση μεταξύ τεκτονικής και ευστατισμού ενίσχυσε την απελευθέρωση του ηπειρωτικού DSi μέσω της απότομης αύξησης των υδρογραφικών δικτύων και την έκθεση των ηπειρωτικών περιθωρίων. Οι διεργασίες αυτές επηρέασαν τη μορφολογία των περιθωριακών λεκανών, όπως τη βαθυμετρία, επηρεάζοντας το περιβάλλον εναπόθεσης. Σε ένα τέτοιο περιφερειακό πλαίσιο, η

υδάτινη στήλη και τα ιζηματογενή χαρακτηριστικά που σχετίζονται με τις προμήθειες του DSi και η διατήρησή τους μέσα στο ιζηματογενές αρχείο, θα μπορούσαν να εξηγήσουν τη χρονική και χωρική κατανομή των διατοματικών στρωμάτων και το μεταβλητό τους πάχος σε ολόκληρη τη Μεσόγειο Θάλασσα.

6.3 Διαμόρφωση της λεκάνης και τα χαρακτηριστικά της υδάτινης στήλης

Το περιβάλλον της εναπόθεσης της περιοχής μελέτης καθορίζεται σε μεγάλο βαθμό από τις παραμέτρους που ελέγχουν τη σύνδεση με τη γειτονική Μεσογειακή ανοικτή θάλασσα. Στην λεκάνη της Κρήτης, το άνοιγμα δεν ήταν πάρα πολύ φαρδύ ή βαθύ, και πιθανότατα χαρακτηριζόταν από ένα στενό δίαυλο που είχε ανυψωθεί κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου. Το ανθρακικό κάλυμμα, το οποίο θα έπαιζε πιο σημαντικό ρόλο λόγω της χαμηλότερης στάθμης της θάλασσας, κατά τη διάρκεια της πτώσης της στάθμης, λειτουργούσε ως ωκεανογραφικός και βιοστρωματογραφικός φραγμός που προστάτευε τη λεκάνη από την άμεση επίδραση με την ανοιχτή θάλασσα.

Βασισμένοι στον υπολογισμό της βαθυμετρίας στον Άγιο Μύρωνα, την περίοδο εμφάνισης των διατομιτών στη Γαύδο, η περιορισμένη λεκάνη του Αγίου Μύρωνα ήταν μία ρηχή υποθαλάσσια πλατφόρμα, με μέσο βάθος 130 m περίπου, με την υδάτινη στήλη να παρουσιάζει μια έντονη στρωμάτωση. Ακόμα και τα μικρότερα βάθη που υπολογίστηκαν για την τομή του Αγίου Μύρωνα είναι σε συμφωνία με τα σχετικά παλαιοβάθη αντίστοιχων σημερινών αναλόγων τους (Hine et al., 1988; Roberts et al., 1988). Ταυτόχρονα, η πτώση της στάθμης της θάλασσας, θα μπορούσε να έχει προκαλέσει τη διάδοση της μορφής της λεκάνης αυτής σε ολόκληρη την ακτογραμμή της Κρήτης, την περίοδο αυτή, εξηγώντας κατ'αυτόν τον τρόπο την αυξημένη ποσότητα ασβεστίου, που καταγράφηκε σε άλλες ισόχρονες τομές της Κρήτης, όπως στις τομές Φανερωμένη και Καπαριανά (Moissette et al., 2018; Antonarakou et al., 2019). Η συσσώρευση της ανθρακικής αυτής πλατφόρμας ενισχύεται περαιτέρω, τόσο από την αύξηση των ασβεστολιθικών ιζημάτων, όσο και από τις τιμές CaCO₃ καθώς και από την παρατηρούμενη αύξηση των θραυσμάτων βρυοζών (**Εικ. 30**).

Βασισμένοι σε παλαιότερες εργασίες στην Κρήτη (Moissette et al., 1993; Brachert et al., 2007), αυτοί οι ανθρακικοί υφάλι αποτελούνται από σχετικά μικρές βιοκατασκευές που χαρακτηρίζονται από συσσωματώματα από vermetids, serpulids και συνδεδετικούς οργανισμούς όπως βρυόζωα, βενθονικά τρηματοφόρα και κοραλλιογενείς άλγες. Αυτά τα ανθρακικά αναχώματα, αν και σημαντικά μειωμένα σε μέγεθος, παρουσιάζουν ομοιότητες, με αυτά που περιγράφονται στην Ισπανία (λεκάνη Sorbas: Braga et al., 1996; Martín et al., 1997) και Ιταλία (χερσόνησος Σελέντο: Bosellini et al., 2001; Bosellini et al., 2002), και ερμηνεύεται ότι έχουν σχηματιστεί σε περιβάλλοντα με χαμηλές κλίσεις με την παραγωγή άνθρακα και την ταχεία τσιμεντοποίηση στην κάτω περιοχή της ευφωτικής ζώνης (Reuter et al., 2006). Συνδυασμένες με τέτοιους βιογενούς προέλευσης ανθρακικά αναχώματα, είναι πεδία με εμφάνιση ποσειδωνίας, τα οποία με τη σειρά τους μπορούν να εξηγήσουν την αύξηση των βενθικών επιφυτικών (**Εικ. 30**). Δεδομένης της αυξανόμενης εισροής ανθρακικών αλάτων από την πλατφόρμα, οι οργανισμοί αυτοί

θα μπορούσαν να απομακρυνθούν προς μεγαλύτερο βάθος νερού και στη συνέχεια να απολιθωθούν στο άνω μέρος του τμήματος του Αγίου Μύρωνα.

Λόγω του γεγονότος ότι τα ανθρακικά άλατα επηρεάζουν πολύ τη λεκάνη και σε συνδιασμό με την εισροή υλικού από τη στεριά, η αλατότητα αυξήθηκε και δημιουργήθηκε σταθερή στρωματοποίηση της υδάτινης στήλης στην περιοχή, που μπορεί να διατηρήσει τις μεγάλες ποσότητες οργανικού υλικού (π.χ., σαπροπηλοί). Αυτό, έρχεται σε συμφωνία με τα δεδομένα από τη Σικελία και τη Ζάκυνθο, όπου οι Blanc-Valleron et al. (2002) και Vasiliev et al. (2019) βρήκαν διακυμάνσεις της αλατότητας του επιφανειακού νερού και στασιμότητα των υδάτων του πυθμένα από τα 6,71 εκ. χρόνια και μετέπειτα, αντίστοιχα. Παράλληλα, ο περιορισμός επικοινωνίας και η εισροή γλυκού νερού συνέβαλε στη χαμηλή αλατότητα της ημίκλειστης λεκάνης, με ενδιάμεση αλατότητα των ενδιάμεσων πυκνότερων νερών, που βοήθησαν τη διατήρηση των σαπροπηλών. Η ανάμειξη της υδάτινης στήλης εμποδίστηκε από το έντονο πυκνοκλινές. Αυτό εμπόδισε τα καλά οξυγονωμένα και πλούσια σε θρεπτικά συστατικά επιφανειακά ύδατα να φτάσουν στον πυθμένα, και έτσι, τα μη καλά οξυγονωμένα βαθύτερα ύδατα παρέμειναν στον πυθμένα. Η ύπαρξη του πυκνοκλινούς και της περιοδικής στρωμάτωσης των υδάτων της λεκάνης, πιθανότατα οφείλονται στην εποχιακή εισροή γλυκών νερών, που υποστηρίζονται και από τα μεγάλα ποσοστά του είδους *N. acostaensis*, στο ανώτερο μέρος της τομής. Η ανάπτυξη του πυκνοκλινούς πιθανά είχε ως αποτέλεσμα την παροχή οξυγόνου και ροή οργανικού άνθρακα στον πυθμένα, γεγονός που εμπόδισε την έντονη ζωή στον πυθμένα και την βιοαναμόχλευση (Sierra et al., 2003). Η στρωματοποίηση της υδάτινης στήλης, λόγω των χαμηλών καταπονήσεων από τον αέρα (κυματισμός), οδήγησε σε μείωση της οξυγόνωσης και ενδεχόμενη εξάντληση του οξυγόνου σε βαθιά ύδατα λόγω της κατανάλωσης από την οργανική ύλη και την απόθεση των ελασμάτων σαπροπηλών. Οι ανοξικές συνθήκες οδήγησαν στην απελευθέρωση του βιολογικά περιορισμένου θρεπτικού φωσφόρου (P), που προέρχεται από τη διάλυση αναγώγιμων φάσεων σιδήρου στα ιζήματα στην υδάτινη στήλη. Ωστόσο, τα χαμηλά ποσοστά του είδους *G. bulloides*, που είναι δείκτης ανοδικών ρευμάτων (Pestrea et al., 2002; Brachert et al., 2015; Kontakiotis, 2016), συνδέεται με την πιθανή απουσία τέτοιων ρευμάτων στην υδάτινη στήλη σε τέτοιες κλειστές λεκάνες. Σε αντίθεση με την ανοικτή θάλασσα (π.χ. τομή στη Γαύδο και στο Πισσούρι), όπου οι υδρολογικές συνθήκες ευνοούν τη δημιουργία τους και συνεπώς την των διατωμιτών του Μεσσηνίου.

Παρ' όλα αυτά, η έλλειψη αναλύσεων σε σαπροπηλούς του Μεσσηνίου για την ύπαρξη διατόμων, πιθανόν, λόγω της κακής διατήρησής τους (Pearce et al., 1998), δεν πρέπει να θεωρηθεί λόγος μη ύπαρξής τους στην υδάτινη στήλη. Σε σύγχρονα ρηγά περιβάλλοντα, τα διάτομα είναι άφθονα στην υδάτινη στήλη, αλλά δεν παρατηρούνται στα ιζήματα (Rickert et al., 2002). Προτείνουμε ότι η ποσότητα διοξειδίου του πυριτίου που παρέχονταν από τις ηπείρους ήταν αρκετή για να προωθήσει την παραγωγή διατόμων. Αυτό υποστηρίζεται και από σημερινά

ευρήματα από τη λεκάνη Biedmont, που σχετίζεται με την δημιουργία μεγάλων διατόμων, όπου οι συνθήκες είναι ανοξικές και έχουμε τη δημιουργία σαπροπλιτικής λάσπης (Dela Pierre et al., 2014). Η αυξημένη στρωματοποίηση της υδάτινης στήλης (χαμηλή αναταραχή), ευνόησε τον πολλαπλασιασμό των ιδιαίτερα πλούσιων σε πυρίτιο γιγαντιαίων διατομών, τα οποία κατανάλωναν το DSi. Η εξάντληση του πυριτίου με τη σειρά του μείωσε τους χρόνους παραμονής αυτού του στοιχείου στη υδάτινη στήλη, ευνοώντας την ανάπτυξη των picophytoplankton σε βάρος των διατόμων ή άλλων μεγάλων φυτοπλαγκτονικών οργανισμών και πιθανόν να οδήγησε στην αντικατάσταση των διατόμων από άλλους μικροπλακτονικούς οργανισμούς (π.χ. δινομαστιγοφόρα, κοκκολιθοφόρα), που ευδοκίμησαν σε αυτό το πλούσιο σε θρεπτικά συστατικά περιβάλλον (Laufkötter et al., 2016; Kemp and Villareal, 2018; Pellegrino et al., 2018). Μέσω της καθίζησής τους, αυτό το είδος διατόμων έδωσε μια περιοδική πηγή αποικοδόμησης οργανικής ύλης στο θαλασσινό νερό, προωθώντας έτσι την ανάπτυξη βακτηρίων που μειώνουν τα θειικά άλατα. Τέτοιες ανοξικές συνθήκες είχαν ως αποτέλεσμα την αύξηση της αλκαλικότητας του πυθμένα, την πλήρη διάλυση των θραυσμάτων και την επακόλουθη επαναδιάλυση του DSi που παγιδεύτηκε σε βαθύτερα στρώματα της στρωματοποιημένης υδάτινης στήλης. Παρ' όλα αυτά, στο περιθωριακό περιβάλλον της Κρητικής λεκάνης, η απουσία ιζηματογενών δομών, υποδηλώνει ότι τα παλαιορεύματα ή τα θρεπτικά ανοδικά ρεύματα έπαιξαν ελάχιστο ρόλο στην ανακατανομή του πυριτίου και αυτό θα μπορούσε να θεωρηθεί ως ο κύριος ανασταλτικός παράγοντας για τον πολλαπλασιασμό των διατομών και τη διατήρησή τους στο ιζηματογενές αρχείο. Αξίζει να σημειωθεί ότι παρόμοιες διεργασίες διάλυσης συμβαίνουν στην ανατολική Μεσόγειο κατά τη διάρκεια της σύγχρονης εποχής υπό το ίδιο υδρογραφικό καθεστώς (π.χ., χαμηλή περιεκτικότητα σε πυριτικό οξύ, υψηλές εισροές σκόνης και εκβολές ποταμών· (Krom et al., 2014)), με την περαιτέρω συνεισφορά των πυκνών βαθέων υδάτων του Αιγαίου, που χαρακτηρίζονται από χαμηλή περιεκτικότητα σε πυριτικό οξύ (Roether et al., 1996; Roether et al., 2007). Αυτή η διαδικασία μείωσε τη συγκέντρωση σε βάθος και σχημάτισε σε ένα μέσο βάθος μία μεγάλη ποσότητα πυριτικού οξέος (Kress et al., 2003) στο ζεστό και έντονα κορεσμένο περιβάλλον της ανατολικής Μεσογείου.

6.4 Συγκριτικά αποθέματα της ανατολικής Μεσογείου και οι παλαιοπεριβαλλοντικές επιπτώσεις τους

Η συσχέτιση και η κυριαρχία μεταξύ κλαστικών και ανθρακικών αποθέσεων σε περιβάλλον υφαλοκρηπίδας σχετίζεται με ποικίλες ιζηματογενείς και βιολογικές διεργασίες, όπως: α) ρεύματα που παράγονται από καταιγίδες, τα οποία μεταφέρουν κλαστικό υλικό από τα πλησιέστερα ανθρακικά περιβάλλοντα βαθέων υδάτων, β) περιοχές πολλαπλών πηγών, τα οποία καθορίζουν τη πρόσμιξη κλαστικών ανθρακικών αλάτων με πυριτικό υλικό (Fontana et al., 1989; Critelli et al., 2007), γ) ρεύματα ανάμειξης, που δρουν στα σημεία όπου γίνεται παραγωγή ανθρακικών αλάτων *in situ* με πυριτοκλαστικό ίζημα.

Επιπλέον, οι παγκόσμιες κλιματικές μεταβολές είναι οι σημαντικότεροι παράγοντες ελέγχου των ανθρακικών σκελετικών ενώσεων. Παρ' όλο που δεν μπορούμε να αποκλείσουμε μια τέτοια δυνατότητα, αυτό θα μπορούσε τελικά να επιτευχθεί με τον συνδιασμό των δεδομένων της πανίδας και των ισοτόπων, με επιπρόσθετες μετρήσεις της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας (π.χ. Mg/Ca - ή U_k^{37} - SSTs).

Από την άποψη αυτή, οι μετρηθείσες τιμές Mg/Ca, σε επιλεγμένα δείγματα από την τομή Άγιος Μύρων, συγκρίθηκαν με αντίστοιχες τιμές σημερινών επιφανειακών δειγμάτων (Kontakiotis et al., 2011; Antonarakou et al., 2012; Kontakiotis et al., 2017), με τομές του Ανώτερου Μειοκαίνου (Antonarakou et al., 2019), με εργασίες από την ανατολική Μεσόγειο. Επομένως, θεωρήθηκε αδικαιολόγητα υψηλό για να εξηγηθεί μόνο από τις διακυμάνσεις της θερμοκρασίας, επιβεβαιώνοντας ότι ο λόγος Mg/Ca στα τρηματοφόρα επηρεάζεται από τη διαγένεση (π.χ. καθίζηση ανόργανης προέλευσης υψηλού σε Mg ασβεστίτη ως επικαθίσεις πάνω στο ασβεστιτικό κέλυφος των τρηματοφόρων; Kontakiotis et al., 2016; Kontakiotis et al., 2017).

Αυτές οι παρατηρήσεις δείχνουν την αναγκαιότητα εναλλακτικών μεταβλητών (π.χ. U_k^{37} - SSTs), για την πιθανή υπέρβαση αυτών των διαγενετικών προβλημάτων και για την παροχή ακριβών παλαιοωκεανογραφικών ανακατασκευών σε παρόμοιες συνθήκες που χαρακτηρίζονται από υψηλή αλατότητα, υπερβολική εξάτμιση και περιορισμένη ωκεάνια κυκλοφορία.

Εκτός από τα παγκόσμια γεγονότα, οι περιφερειακές υδροδυναμικές συνθήκες του συστήματος εναπόθεσης, συμπεριλαμβανομένης της θερμοκρασίας του νερού, της αλατότητας, της διαθεσιμότητας θρεπτικών στοιχείων και της εισροής πυριτίου, είναι κρίσιμες στον έλεγχο της παραγωγής ανθρακικών αλάτων (Pomar et al., 2004; Lokier et al., 2009). Η λιθολογική διαφοροποίηση μεταξύ του Αγίου Μύρωνα και της τομής των Μετοχίων, αντικατοπτρίζει σαφώς τη διπλή επίδραση των βαθυμετρικών και υδρογραφικών παραγόντων.

Μολονότι η Γαύδος ήταν σε μεγάλο βάθος, μέχρι 1200 μέτρα (Drinia et al., 2004), η Κρήτη βρισκόταν σε μέτρια βάθη, μέχρι 400 με 700 μέτρα. Αυτή η βαθυμετρική διαφορά, σχετίζεται με το γεγονός ότι η Γαύδος ήταν πιο ευαίσθητη στα ανοδικά ρεύματα και τα θρεπτικά συστατικά αυξήθηκαν στην επιφάνεια, ενώ στην Κρήτη ανταποκρινόταν πιο αργά στις αλλαγές της αλατότητας και στη στρωμάτωση της υδάτινης στήλης. Τα ιζήματα, στο περιθωριακό περιβάλλον του Άγιου Μύρωνα φαίνεται να ελέγχονται σε μεγάλο βαθμό από τη διαθεσιμότητα ενός εσωτερικού συνόλου θρεπτικών συστατικών. Στην ανοικτή θάλασσα της ανατολικής Μεσογείου, όπως τα Μετόχια, εξωτερικοί παράγοντες, όσον αφορά την κάθετη ανάμειξη (ανοδικά ρεύματα), είναι απαραίτητα για τη δημιουργία των διατομιτών. Επομένως, από τα δεδομένα μας, είναι σαφές ότι οι βαθείες συνθήκες επηρεάστηκαν διαφορετικά από τις πιο ρηχές συνθήκες. Επιπλέον, η μεγαλύτερη εισροή ανθρακικών θραυσμάτων, που προέρχονται από τον ανθρακικό ύφαλο (Brachert et al., 2007; Brachert et al., 2015), δίνουν ένα σαφές προβάδισμα στη δημιουργία ανθρακικών ιζημάτων στην Κρήτη, την περίοδο δημιουργίας των διατομιτών του Κατώτερου Μεσσηνίου. Παρόμοια, αναμειγμένα ανθρακικά και πυριτικά ιζήματα εμφανίζονται συχνά και αναπτύσσονται ταυτόχρονα με ρηγά ανθρακικά ιζήματα που έχουν προέλευση από την ξηρά (Mount, 1984; Cunningham et al., 2003), και έχουν ιδιαίτερη εμφάνιση στη λεκάνη της Μεσογείου (Cornée et al., 2004; Caracciolo et al., 2013).

Η αύξηση της πανίδας των επιφανειακών βενθονικών τρηματοφόρων, υποδηλώνει ένα πιο ζεστό, μεσοτροφικό έως και ολιγοτροφικό περιβάλλον στον ύφαλο του Άγιου Μύρωνα. Τα ζεστά, στρωματωμένα και με λίγα θρεπτικά στοιχεία νερά, ευνόησαν την εμφάνιση ζεστών-ολιγοτροφικών πλαγκτονικών τρηματοφόρων, τα οποία ευνοούν την αναπτυξη του υφάλου. Τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα ζουν συμβιωτικά με άλγες, ώστε να εκμεταλλευτούν από αυτή την πρόσληψη θρεπτικών στοιχείων σε ζεστά, ρηγά και καλά φωτισμένα νερά (Hemleben et al., 1989).

Αντίστροφα, η εναπόθεση στα Μετόχια, ρυθμίζεται κυρίως σε μεσοτροφικά έως σχετικά ευτροφικά νερά, με την ενίσχυση της κάθετης ανάμειξης, που προώθησαν τις θρεπτικές ουσίες προς τα πάνω και τη μείωση των επιφανειακών θερμοκρασιών. Αυτές οι συνθήκες δεν ευνοήσαν τη συμβίωση πλαγκτονικών τρηματοφόρων και διατόμων. Υψηλότερα επίπεδα ευτροφισμού, πολύ συχνά συσχετίζονται με τη θολότητα σε περιοχές κοντά σε εκβολές ποταμών, όπου μειώνεται η φωτεινότητα στην υδάτινη στήλη και έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία υφάλου. Αυτές οι περιβαντολογικές συνθήκες, τελικά μπορούν να υποστηρίξουν την οικολογική υπεροχή των διατόμων, έναντι των μη πυριτούχων οργανισμών και έτσι να έχουμε τη δημιουργία των διατομιτικών αποθέσεων του σχηματισμού Τρίπολης. Σε ένα τέτοιο σύστημα εναπόθεσης, η υψηλή εισροή πυριτικών σωματιδίων οδήγησε σε κρίσιμες συνθήκες για την παραγωγή ανθρακικών αλάτων και ιδιαίτερα για τους εξαρτώμενους από το φως οργανισμούς, όπως τα βενθονικά τρηματοφόρα και τις

κόκκινες άλγες. Αυτό επιπλέον ενισχύεται από τις χαμηλές τιμές CaCO_3 που μετρήθηκαν στην τομή των Μετοχίων (Köhler et al. 2010), ενδεικτικά των αποτελεσμάτων αραίωσης από την υψηλή προσφορά χερσαίων ιζημάτων ή από τις αλλαγές στην παλαιοπαραγωγικότητα (van Os et al., 1994), αντί της διάλυσης των ανθρακικών αλάτων, η οποία θεωρείται απίθανο να συμβαίνει σε βάθος εναπόθεσης ιζηματος περίπου 1200 μέτρα.

7. Συμπεράσματα

- Την περίοδο πριν την Κρίση Αλμυρότητας του Μεσσηνίου, η λεκάνη της Μεσογείου επικοινωνεί με τον Ινδικό ωκεανό στα ανατολικά, με τον Ατλαντικό στα δυτικά και με τον ωκεανό της Παρατηθούς στα βορειοανατολικά. Η προώθηση της Αφρικανικής πλάκας έκλεισε σταδιακά την επικοινωνία στα ανατολικά, η επικοινωνία με τον ωκεανό της Παρατηθούς σταμάτησε με την ανύψωση των Δυναρίδων και των Ελληνίδων και η επικοινωνία με τον Ατλαντικό διακόπηκε λόγω της σύγκλισης Αφρικανικής-Ευρασιατικής πλάκας και λόγω ευστατικών κινήσεων της θάλασσας. Τα ιζήματα της περιόδου επηρεάζονται έντονα από τις τροχιακές κινήσεις της Γης, οδηγώντας σε κυκλικές εναλλαγές στην ιζηματογένεση. Οι ιζηματολογικοί κύκλοι αποτελούνται από εναλλαγές σαπροπηλών με μάργες, με μια χαρακτηριστική αλλαγή να παρατηρείται στα 6.96 εκ. χρόνια στην οποία έχουμε την εμφάνιση διατομιτών. Η αλλαγή αυτή παρατηρείται σε όλη σχεδόν τη λεκάνη της Μεσόγειο, με εξαίρεση την ανατολικό μέρος. Πιο συγκεκριμένα στην περιοχή της Κρήτης διατομίτες δεν εμφανίζονται, συνεχίζοντας την εμφάνιση των εναλλαγών σαπροπηλών-μαργών, ενώ στην κοντινή περιοχή της Γαύδου έχουμε την εμφάνιση των διατομιτών. Για το λόγο αυτό συγκρίνουμε τα ισόχρονα τμήματα των τομών του Αγίου Μύρωνα στην Κρήτη, όπου απουσιάζουν οι διατομίτες, με την καλά μελετημένη και χρονολογημένη τομή των Μετοχίων στη Γαύδο, όπου παρατηρούνται διατομίτες.

- Η τομή του Αγίου Μύρωνα έχει ύψος 26 μέτρα περίπου, με τα πρώτα 7 μέτρα να αποτελούνται από ομογενείς μάργες χωρίς την παρουσία κύκλων, και τα υπόλοιπα 19 μέτρα αποτελούνται από 24 κυκλικές εναλλαγές σαπροπηλών-μαργών. Επίσης αναγνωρίστηκαν δύο στρώματα τέφρας, εκ των οποίων οι δύο έχουν χρονολογηθεί. Ο Cretan ash-layer 1 έχει χρονολογηθεί στα 6.941 εκ. χρόνια (Hilgen et al., 1997; Kuiper et al., 2004; Rivera et al., 2011) που βρέθηκε στον σαπροπηλό του κύκλου AM6, και ο ορίζοντας Cretan ash-layer 3 που χρονολογήθηκε με αστρονομικές παραμέτρους στα 6.771 εκ. χρόνια (Hilgen et al., 1997), και βρέθηκε στον κύκλο AM14.

- Πραγματοποιήθηκε ποιοτική και ημιποσοτική ανάλυση των πλαγκτονικών τρηματοφόρων στα δείγματα της τομής του Αγίου Μύρωνα, ώστε να αναγνωριστούν τα είδη τα οποία αποτελούν δείκτες. Πιο συγκεκριμένα, η τομή Άγιος Μύρων χρονολογήθηκε με τη χρήση παρουσίας/απουσίας και της αλλαγής περιέλιξης των πλαγκτονικών τρηματοφόρων, που είναι δείκτες, σύμφωνα με τα βιοστρωματογραφικά κριτήρια κατά Krijgsman et al., (1994) και Krijgsman et al., (1995). Οι ηλικίες των αναγνωρισμένων βιοσυμβάντων προέρχονται από την χρονολόγηση, η οποία βασίζεται στις αστρονομικές κινήσεις και στην μαγνητοστρωματογραφία των ιζηματογενών κύκλων στη Μεσόγειο θάλασσα (Lourens et al., 2004). Έτσι λοιπόν παρατηρήθηκε η πρώτη και η τελευταία κοινή

εμφάνιση του είδους *G. nicolae*, που αποτελεί παραλλαγή του είδους *G. scitula* με δεξιόστροφη περιέλιξη. Η πρώτη κοινή εμφάνιση είναι αστρονομικά χρονολογημένο στα 6.83 εκ. χρόνια στην Μεσόγειο θάλασσα (Krijgsman et al., 1994; Krijgsman et al., 1997; Hilgen and Krijgsman, 1999; Krijgsman et al., 1999; Sierro et al., 2001; Lourens et al., 2004), και σηματοδοτεί την έναρξη της διατομικής ακολουθίας της Γαύδου (6.722 Ma; (Krijgsman et al., 1999; Drinia et al., 2007).

- Με την πρώτη και την τελευταία κοινή εμφάνιση του είδους *G. nicolae*, αλλά και με τη χρήση των ηλικιών και την εμφάνιση των τεφρών στις δύο τομές, μπορέσαμε να συσχετίσουμε και να αντιστοιχίσουμε τους κύκλους των δύο τομών μεταξύ τους (Πιν. 3). Έτσι λοιπόν μπορούμε να δούμε ότι μέσω της συσχέτισης των δύο τομών ότι το ισόχρονο μέρος της τομής του Αγίου Μύρωνα είναι το ανώτερο μέρος της τομής των Μετοχίων (από 82 έως 97 μέτρα). Επίσης παρατηρούμε ότι η εμφάνιση των διατομικών ξεκινάει στον κύκλο M94, με τον αντίστοιχο κύκλο στον Άγιο Μύρωνα (όπου έχουμε απουσία διατομιτών) να είναι ο κύκλος AM16.

| Μετόχια | Άγιος Μύρων | Μετόχια | Άγιος Μύρων |
|---------|-------------|---------|-------------|
| M89 | AM11 | M103 | |
| M88 | AM10 | M102 | AM24 |
| M87 | AM9 | M101 | AM23 |
| M86 | AM8 | M100 | AM22 |
| M85 | AM7 | M99 | AM21 |
| M84 | AM6 | M98 | AM20 |
| M83 | AM5 | M97 | AM19 |
| M82 | AM4 | M96 | AM18 |
| M81 | AM3 | M95 | AM17 |
| M80 | AM2 | M94 | AM16 |
| M79 | AM1 | M93 | AM15 |
| M78 | | M92 | AM14 |
| M77 | | M91 | AM13 |
| M76 | | M90 | AM12 |

Πίνακας 3. Αντιστοίχιση κύκλων των δύο τομών

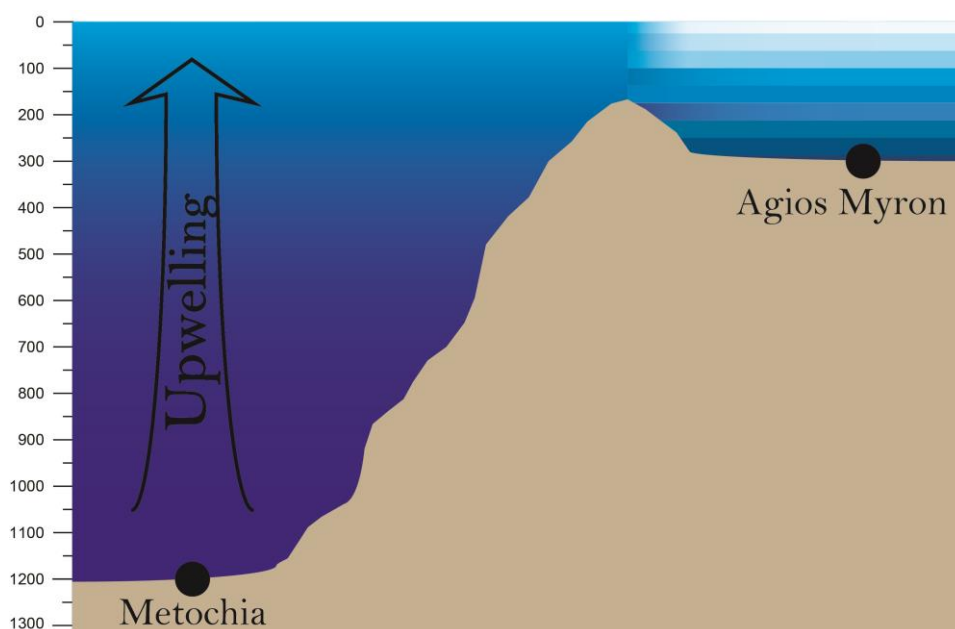
- Παρατηρούμε ότι στις δύο τομές οι κατανομές των τρηματοφόρων παρουσιάζουν παρόμοια πρότυπα κατανομής με μικρές διακυμάνσεις ως προς τα ποσοστά εμφάνισής τους. Για τις κατανομές των τρηματοφόρων χρησιμοποιήσαμε την ημιποσοτική ανάλυση ώστε να συγκρίνουμε τις πανίδες των δύο τομών. Η πανίδα των πλαγκτονικών τρηματοφόρων κυριαρχείται από το είδος *G. obliquus* group και το *G. bulloides*, ενώ τα είδη *N. acostaensis* (κυρίως από την αριστερόστροφη περιέλιξη), το *G. glutinata*, την *O. universa* και την *T. quinqueloba* έπονται σε αριθμούς. Το είδος *G. trilobus* gr. παρουσιάζει συχνές εμφανίσεις στο μήκος της τομής, ενώ η *G. nepenthes* παρουσιάζει δύο μεγάλα διαστήματα στα οποία δείχνει να απουσιάζει εντελώς ή σχεδόν εξ ολοκλήρου και το είδος *G.*

siphonifera έχει μια πιο σποραδική παρουσία στις κατανομές. Το γένος των *Globorotalia*, τα πιο συχνά εμφανιζόμενα είναι *G. miotumida* και *G. scitula* groups, με λίγες διάσπαρτες κορυφές.

- Από την ανάλυση των ισοτόπων οξυγόνου ($\delta^{18}\text{O}$) και άνθρακα ($\delta^{13}\text{C}$), μπορούμε να παρατηρήσουμε ότι και για τα πλαγκτονικά αλλά και για τα βενθονικά οι τιμές μετατοπίζονται σε βαρύτερες στις τιμές των οξυγόνων, και σε ελαφρύτερες στα ισότοπα άνθρακα. Η μετατόπιση σε βαρύτερες τιμές ισοτόπων οξυγόνου ερμηνεύεται ότι έχουμε πτώση της θερμοκρασίας της υδάτινης στήλης. Η μετατόπιση σε ελαφρύτερες τιμές ισοτόπων άνθρακα ερμηνεύεται ως αύξηση της παραγωγικότητας. Στην περίπτωση των ισοτόπων (οξυγόνου και άνθρακα) στα βενθονικά τρηματοφόρα, παρατηρούμε ότι εμφανίζεται μια απότομη μετατόπιση προς βαρύτερες και ελαφρύτερες τιμές αντίστοιχα, για κάθε καμπύλη ισοτόπων, στα 6,75 εκ. χρόνια περίπου.

- Την περίοδο αυτή έχουμε την ανύψωση μεγάλων οροσειρών γύρω από τη Μεσόγειο, που οδήγησαν σε αλλαγή του κλίματος και στη δημιουργία μουσώνων. Οι μεγάλες ποσότητες κατακρημνισμάτων ωφέλησε την διάβρωση και τη διάλυση ηπειρωτικού διοξειδίου πυριτίου (SiO_2). Η απορροή των ποταμών ενισχύθηκε και μαζί με διαλυμένο πυρίτιο στο νερό, κατέληξαν στην λεκάνη της Μεσογείου.

Η περιοχή των Μετοχίων βρίσκεται σε μεγάλο βάθος (1200m). Η ύπαρξη ανοδικών ρευμάτων (upwelling) οδήγησε στην καλή ανάμειξη της υδάτινης στήλης (Εικ. 35). Αυτό οδήγησε σε ευνοϊκές συνθήκες για τη δημιουργία διατομιτών.



Εικόνα 35. Καλά αναμεμιγμένη υδάτινη στήλη στην περιοχή των Μετοχίων και έντονα στρωματοποιημένη στην περιοχή του Αγίου Μύρωνα

Η περιοχή του Αγίου Μύρωνα βρίσκεται σε αρκετά μικρότερο βάθος, στην ευφωτική ζώνη, και με ήπια κλίση (περιβάλλοντα ποσειδωνίας). Η λεκάνη παρουσίαζε ημίκλειστο χαρακτήρα, με περιορισμένη επικοινωνία με τις γύρω

περιοχές. Τα ανοδικά ρεύματα φαίνεται να απουσιάζουν, πράγμα που οδήγησε στη δημιουργία πυκνοκλινούς και στη στρωματοποίηση της υδάτινης στήλης (**Εικ. 35**).

- Έτσι λοιπόν οι μεγάλες ποσότητες πυριτίου που έφτανε στην λεκάνη του Αγίου Μύρωνα, λόγω έντονης στρωματοποίησης, δεν κατάφερε να φτάσει στον πυθμένα της λεκάνης. Αυτό είχε ως αποτέλεσμα να καταναλώνεται κατά την αιώρησή του στην υδάτινη στήλη.

Εν κατά κλείδι, η απουσία ανοδικών ρευμάτων και στρωματοποίησης της υδάτινης στήλης, στον Άγιο Μύρωνα, φαίνεται να είναι ο κύριος λόγος της μη δημιουργίας διατομιτών στην περιοχή.

Παράρτημα Εικόνων



Αργιλώδεις μάργες (silty marls) (Άγιος Μύρων)



Αργιλώδεις μάργες (silty marls) (Άγιος Μύρων)



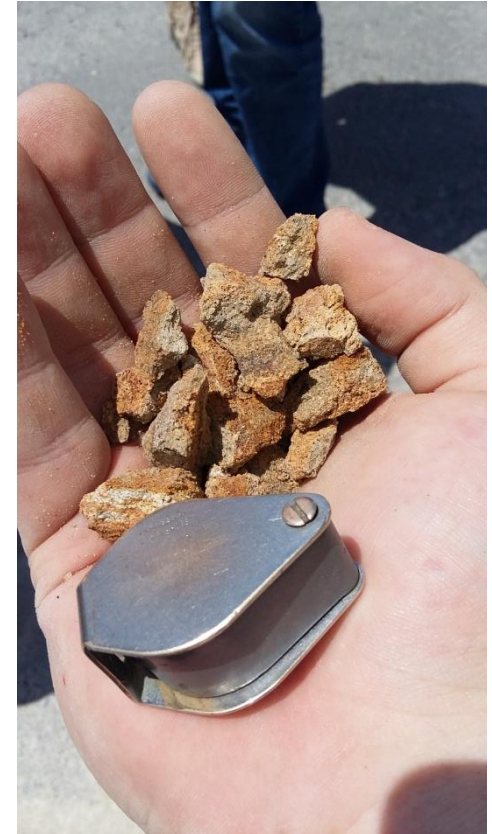
Αργιλώδεις μάργες (silty marls) (Άγιος Μύρων)



Ιζηματογενείς κύκλοι (Άγιος Μύρων)



Τουρβιτικοί στρώση (Άγιος Μύρων)



Οριζοντας τέφρας, δείγμα χειρός (δεξιά) (Άγιος Μύρων)



Mass Waisting Αγίου Μύρωνα – Ανώτερο μέρος τομής

Παράρτημα Πινάκων

| Πίνακας ποσοστών τρηματοφόρων ανά δείγμα - Άγιος Μύρων | | | | | | | | | | | | | | | |
|--|--------------------|--------------------------|--------------------|--------------------|-----------------------|--------------------|-----------------------|-------------|---------------------------|-------------------|-------------|--------------------|-----------------------|---------------------|----------|
| Δείγμα | <i>G. obliquus</i> | <i>G. Trilobus group</i> | <i>G. apertura</i> | <i>G. repentes</i> | <i>G. siphonifera</i> | <i>G. buloides</i> | <i>N. Acostaensis</i> | | <i>G. miotumida group</i> | <i>G. Scitula</i> | | <i>O. univerna</i> | <i>T. quinqueloba</i> | <i>G. glutinata</i> | Δείγμα |
| | | | | | | | <i>sin.</i> | <i>dex.</i> | | <i>sin.</i> | <i>dex.</i> | | | | |
| GR12531 | 1,56 | 0 | 6,64 | 0 | 0,78 | 75,39 | 7,03 | 4,3 | 0 | 0 | 0 | 1,56 | 2,73 | 0,0 | GR12531 |
| GR12530 | 12,74 | 0 | 15,09 | 0 | 0 | 60,85 | 4,72 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1,42 | 3,77 | 1,42 | GR12530 |
| GR12529 | 10,24 | 0,39 | 16,14 | 0 | 0 | 41,73 | 2,36 | 0 | 0 | 0 | 0 | 22,05 | 0 | 7,09 | GR12529 |
| GR11717 | 19,38 | 0,39 | 29,07 | 0 | 0 | 28,29 | 11,24 | 3,88 | 0 | 0 | 0 | 1,16 | 3,88 | 2,71 | GR11717 |
| GR11716 | 9,91 | 0,43 | 37,07 | 0 | 0 | 31,9 | 14,22 | 1,72 | 0 | 0 | 0 | 0,86 | 3,02 | 0,43 | GR11716 |
| GR11715 | 16,73 | 0,4 | 21,51 | 0 | 0 | 35,86 | 8,37 | 0,8 | 0 | 0 | 0 | 3,19 | 10,36 | 2,79 | GR11715 |
| GR11714 | 13,31 | 0 | 24,56 | 0,89 | 0 | 47,04 | 2,66 | 2,07 | 0 | 0 | 0 | 1,48 | 6,21 | 1,78 | GR11714 |
| GR11713 | 24,90 | 0 | 29,25 | 0 | 0 | 38,34 | 2,37 | 1,58 | 0 | 0 | 0 | 0,4 | 1,58 | 1,58 | GR11713 |
| GR11712 | 14,98 | 0 | 28,34 | 0 | 0 | 48,99 | 1,21 | 0,81 | 0 | 0 | 0 | 2,02 | 0,40 | 3,24 | GR11712 |
| GR11711 | 22,71 | 0 | 35,75 | 0 | 0 | 34,78 | 1,45 | 2,9 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2,42 | GR11711 |
| GR11710 | 23,92 | 0 | 22,32 | 0 | 0,23 | 45,33 | 4,33 | 2,28 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0,23 | 0,68 | GR11710 |
| GR11709 | 15,13 | 0,74 | 21,4 | 1,85 | 0 | 50,55 | 4,06 | 1,48 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4,8 | GR11709 |
| GR11708 | 8,73 | 0,87 | 26,2 | 0,87 | 0 | 28,82 | 21,4 | 8,73 | 0,44 | 0 | 0 | 0,87 | 0,87 | 2,18 | GR11708 |
| GR11707 | 6,92 | 0 | 3,46 | 0 | 0 | 35,77 | 20,38 | 21,15 | 0 | 0 | 0 | 1,15 | 2,31 | 8,85 | GR11707 |
| GR11706 | 9,21 | 0 | 21,76 | 0 | 1,67 | 27,62 | 16,32 | 10,46 | 0 | 0 | 0 | 0,84 | 1,67 | 10,46 | GR11706 |
| GR11705 | 16,43 | 0 | 27,23 | 0 | 0 | 25,35 | 16,43 | 2,82 | 0 | 0 | 0 | 0,47 | 1,88 | 9,39 | GR11705 |
| GR11704 | 28,63 | 0,43 | 29,49 | 0,43 | 0 | 22,65 | 12,82 | 2,56 | 0 | 0,43 | 0 | 0 | 0,43 | 2,14 | GR11704 |
| GR11703 | 24,91 | 0 | 24,57 | 1,04 | 0 | 11,76 | 29,41 | 2,77 | 0,35 | 0 | 0 | 0 | 2,77 | 2,42 | GR11703 |
| GR11702 | 9,27 | 0 | 15,32 | 0,4 | 0 | 7,26 | 9,27 | 1,61 | 0,81 | 0 | 0,4 | 0,4 | 53,63 | 1,61 | GR11702 |
| GR11701 | 6,25 | 0,78 | 3,91 | 0 | 0 | 44,53 | 15,63 | 1,56 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,78 | 26,56 | GR11701 |
| GR11700 | 15,82 | 0 | 7,34 | 1,13 | 0 | 49,72 | 11,86 | 2,82 | 0,56 | 0 | 0 | 0 | 7,34 | 3,39 | GR11700 |
| GR11699 | 21,25 | 0 | 35,42 | 5,83 | 0 | 17,50 | 16,25 | 1,25 | 0,42 | 0 | 0 | 0,42 | 0 | 1,67 | GR11699 |
| GR11698 | 30,19 | 0 | 28,25 | 0,97 | 0 | 16,23 | 12,66 | 3,25 | 0,32 | 0,97 | 0 | 1,3 | 2,92 | 2,92 | GR11698 |
| GR11697 | 15,61 | 0 | 25,32 | 7,59 | 0,42 | 13,50 | 27 | 3,8 | 0,42 | 0 | 0 | 0 | 1,69 | 4,64 | GR11697 |
| GR11696 | 12,82 | 0 | 3,85 | 0 | 0,64 | 7,69 | 55,13 | 1,28 | 0 | 0 | 0 | 0,64 | 8,33 | 9,62 | GR11696 |
| GR11695 | 19,77 | 0 | 6,4 | 0 | 0,58 | 19,77 | 27,91 | 2,33 | 0 | 0 | 0 | 11,63 | 11,63 | 0 | GR11695 |
| GR11694 | 9,13 | 0 | 24,2 | 0 | 2,28 | 17,35 | 33,33 | 5,02 | 0 | 0 | 0 | 5,94 | 1,37 | 1,37 | GR11694 |
| GR11693 | 12,59 | 0 | 19,63 | 0 | 0 | 58,52 | 5,93 | 0 | 1,11 | 0 | 0,37 | 1,11 | 0,74 | 0 | GR11693 |
| GR11692 | 47,83 | 0 | 7,83 | 0 | 0 | 26,52 | 2,17 | 1,30 | 0,87 | 0 | 0 | 1,3 | 11,3 | 0,87 | GR11692 |
| GR11691 | 12,35 | 0 | 10,59 | 0 | 0 | 40,00 | 10,00 | 6,47 | 2,35 | 1,18 | 0 | 1,76 | 14,71 | 0,59 | GR11691 |
| GR11690 | 10,85 | 0 | 14,15 | 0 | 0 | 17,92 | 24,53 | 7,55 | 6,60 | 0 | 0,94 | 4,25 | 11,32 | 1,89 | GR11690 |
| GR11689 | 22,45 | 0 | 12,24 | 0 | 0 | 47,76 | 6,12 | 2,86 | 3,27 | 0 | 0 | 0,82 | 4,49 | 0 | GR11689 |
| GR11552 | 4,21 | 0 | 7,37 | 0 | 0,53 | 41,05 | 11,58 | 4,74 | 0 | 0 | 0 | 9,47 | 13,68 | 7,37 | GR11552 |
| GR11551 | 33,04 | 2,06 | 26,55 | 0 | 0 | 11,21 | 10,91 | 4,13 | 0 | 0 | 0 | 3,83 | 7,96 | 0,29 | GR11551 |
| GR11550 | 40,44 | 0 | 8,46 | 0 | 0,37 | 10,29 | 8,09 | 8,46 | 0 | 0 | 0,37 | 6,62 | 7,72 | 9,19 | GR11550 |
| GR11549 | 32,97 | 0,54 | 9,73 | 0 | 0 | 11,89 | 9,19 | 7,03 | 0 | 0 | 2,16 | 9,73 | 9,19 | 7,57 | GR11549 |
| GR11548 | 24,05 | 0 | 20,68 | 0 | 0,42 | 7,17 | 9,7 | 8,44 | 0 | 0 | 0 | 8,44 | 18,99 | 2,11 | GR11548 |
| GR11547 | 19,06 | 0 | 21,88 | 0 | 0 | 13,44 | 11,56 | 10,31 | 0 | 0 | 0 | 5 | 18,75 | 0 | GR11547 |
| GR11546 | 21,95 | 0,35 | 22,3 | 0 | 0,35 | 17,77 | 8,01 | 4,88 | 0 | 0 | 0,35 | 8,01 | 16,03 | 0 | GR11546 |
| GR11545 | 28,78 | 0,36 | 23,74 | 0 | 0,72 | 15,11 | 8,27 | 3,6 | 0 | 0 | 1,8 | 8,99 | 6,12 | 2,52 | GR11545 |
| GR11544 | 36,36 | 0,43 | 16,45 | 0 | 0 | 28,57 | 3,46 | 0,87 | 0 | 0 | 0 | 6,49 | 6,93 | 0,43 | GR11544 |
| GR11543 | 16,75 | 1,48 | 10,84 | 0 | 0 | 43,35 | 7,88 | 4,43 | 0 | 0 | 0,99 | 4,93 | 9,36 | 0 | GR11543 |
| GR11542 | 29,73 | 15,06 | 22,39 | 0,39 | 0 | 20,85 | 0,39 | 0,39 | 0 | 0 | 0,77 | 7,34 | 2,7 | 0 | GR11542 |
| GR11542A | 34,13 | 12,02 | 21,15 | 0 | 1,44 | 16,35 | 0,48 | 0 | 0 | 0 | 0 | 12,5 | 1,44 | 0,48 | GR11542A |

Βιβλιογραφία

Achalhi et al., 2016

Achalhi, M., Münch, P., Cornée, J.-J., Azdimousa, A., Melinte-Dobrinescu, M., Quillévéré, F., Drinia, H., Fauquette, S., Jiménez-Moreno, G., Merzeraud, G., Moussa, A.B., El Kharim, Y., Feddi, N., 2016. **The late Miocene Mediterranean-Atlantic connections through the North Rifian Corridor: New insights from the Boudinar and Arbaa Taourirt basins (northeastern Rif, Morocco).** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 459, 131-152.

Agiadi et al., 2017

Agiadi, K., Antonarakou, A., Kontakiotis, G., Kafousia, N., Moissette, P., Cornée, J.J., Manoutsoglou, E., Karakitsios, V., 2017. **Connectivity controls on the late Miocene eastern Mediterranean fish fauna.** *International Journal of Earth Sciences* 106, 1147–1159.

Almogi-Labin, 1984

Almogi-Labin, A., 1984. **Population of Planktonic foraminifera and pteropoda-Gulf of Aquaba, Red-Sea.** *Paleontology*, 87, 481-511

Anastasakis, 1987

Anastasakis, G., 1987. **Upper Cenozoic evolution of the Gavros Rise.** *Bolletino di Oceanologia Teorica ed Applicata*, vol V, 4, 239-304.

Antonarakou, 2009

A. Antonarakou. **Biostratigraphic and Paleoenvironmental Interpretation of Miocene of Eastern Mediterranean (Gavdos Island).** GAIA No 20. Athens 2009

Antonarakou et al., 2007

Antonarakou A., Drinia H., Tsaparas N., Dermitzakis M.D., 2007. **Micropaleontological parameters as proxies of late Miocene surface water properties and paleoclimate in Gavdos Island, eastern Mediterranean.** *Geodiversitas* 29, 379-399.

Antonarakou et al., 2012

Antonarakou A., Kontakiotis G., Triantaphyllou M.V., Mortyn P.G., M.A., M.-B., 2012. ***Globigerinoides ruber*: Key-species of carbonate diagenesis for Mg/Ca paleothermometry in high salinity settings.** 10th Hellenic Symposium on Oceanography and Fisheries, 7–11 May, Athens, Greece.

Antonarakou et al., 2015

Antonarakou A., Kontakiotis G., Mortyn P.G., Drinia H., Sprovieri M., Besiou E., Tripsanas E., 2015. **Biotic and geochemical (d¹⁸O, d¹³C, 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.

Antonarakou et al., 2018

Antonarakou, A., Kontakiotis, G., Zarkogiannis, S., Mortyn, P.G., Drinia, H., Koskeridou, E., Anastasakis, G., 2018. **Planktonic foraminiferal abnormalities in coastal and open marine eastern Mediterranean environments: A natural stress monitoring approach in recent and early Holocene marine systems.** *Journal of Marine Systems* 181, 63–78.

Antonarakou et al., 2019

Antonarakou, A., Kontakiotis, G., Vasilatos, C., Besiou, E., Zarkogiannis, S., Drinia, H., Mortyn, P., Tsaparas, N., Makri, P., Karakitsios, V., 2019. **Evaluating the Effect of Marine Diagenesis on Late Miocene Pre-Evaporitic Sedimentary Successions of Eastern Mediterranean Sea.** IOP Conference Series: Earth and Environmental Science 221(1), 012051. doi:10.1088/1755-1315/221/1/012051.

Arab et al., 2015

Arab, M., Bracène, R., Roure, F., Zazoun, R.S., Mahdjoub, Y., Badji, R., 2015. **Source rocks and related petroleum systems of the Chelif Basin, (western Tellian domain, north Algeria).** Marine and Petroleum Geology 64, 363–385.

Arcaleni et al., 1995

Arcaleni, M., Casabianca, D., De Donatis, M., Galeazzi, M., Mazzoli, S., Tamburini, F., Tiberi, P., 1995. **Schema geologico delle dorsali di Montefiore Conca-Monte Colbordolo, di Ginestreto e di Gabicce-Pesaro (Note illustrative).** In: St. Geol. Cam Vol. Spec. 1, 11–17.

Bache et al., 2015

Bache, F., Gargani, J., Suc, J.-P., Gorini, C., Rabineau, M., Popescu, S.-M., Leroux, E., Couto, D.D., Jouannic, G., Rubino, J.-L., Olivet, J.-L., Clauzon, G., Dos Reis, A.T., Aslanian, D., 2015. **Messinian evaporite deposition during sea level rise in the Gulf of Lions (Western Mediterranean).** Marine and Petroleum Geology 66, 262–277.

Barmawidjaja et al., 1989

Barmawidjaja, D.M., De Jong, A.F.M., Van der Borg, K., Van der Kaars, W.A., Zachariasse, W.J., 1989. **Kau Bay, Halmahera, a Late Quaternary paleoenvironmental record of a poorly ventilated basin.** *Netherlands J. Of Sea Res.*, 24, 591-605

Be, 1977

Be, A.W.H., 1977. **An ecological zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera,** In: A.T.S. Ramsey (Ed.): *Oceanic micropaleontology*, Academy Press, ch., 1-100

Be and Tolderlund, 1971

Be, A.W.H. and Tolderlund, D.S., 1971. **Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Ocean,** **Funnel and W.R. Riedel (Ed.).** *The micropaleontology of Oceans*, 108-149

Be and Hutson, 1977

Be, A.W.H. and Hutson, W.H., 1977. **Ecology of planktonic foraminifera and biogeography patterns of life and fossil assemblages in the Indian Ocean.** *Micropeontology*, 23, 360-414

Be et al., 1985

Be, A. W. H., Bishop, J. K. B., Sverdløve, M. S., Gardner, W. D. , 1985. **Standing stock vertical distribution and flux of planktonic foraminifera in the Panama basin.** *Marine Micropaleontology*, 9, 307-333

Ben-Avraham et al., 2006

Ben-Avraham Z., Schattner U., Lazar M., Hall J., Ben-Gai Y., Neev D., Reshef M. 2006. **Segmentation of the Levant continental margin, eastern Mediterranean,** *Tectonics* 25, TC5002.

Bellanca et al., 2001

Bellanca, A. Caruso, R. Ferruzza, R. Neri, J.M. Rouchy, M. Sprovieri, M.M. Blanc-Valleron. **Transition from marine to hypersaline conditions in the Messinian Tripoli Formation from the marginal areas of the central Sicilian Basin.** *Sediment. Geol.*, 140 (2001), pp. 87–105

Bickert et al., 2004

Bickert, T., Haug, G.H., Tiedemann, R., 2004. **Late Neogene benthic stable isotope record of Ocean Drilling Program Site 999: Implications for Caribbean paleoceanography, organic carbon burial, and the Messinian Salinity Crisis.** *Paleoceanography* 19.

Blanc-Valleron et al., 2002

M.M. Blanc-Valleron, C. Pierre, J.P. Caulet, A. Caruso, J.M. Rouchy, G. Cespuglio, R. Sprovieri, S. Pestrea, E. Di Stefano. **Sedimentary, stable isotope and micropaleontological records of paleoceanographic change in the Messinian Tripoli Formation (Sicily, Italy).** *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 185 (2002), pp. 255–286

Bosellini et al., 2001

Bosellini, F.R., Russo, A., Vescogni, A., 2001. **Messinian reef-building assemblages of the Salento Peninsula (southern Italy): palaeobathymetric and palaeoclimatic significance.** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 175, 7–26.

Bosellini et al., 2002

Bosellini, F., Russo, A., Vescogni, A., 2002. **The Messinian reef complex of the Salento Peninsula (southern Italy): Stratigraphy, facies and Palaeoenvironmental interpretation.** *Facies* 47, 91–112.

Brachert et al., 2007

Brachert, T., Vescogni, A., Bosellini, F., Reuter, M., R, M.-K., 2007. **High salinity variability during the early Messinian revealed by stable isotope signatures from vermetid and Halimeda reefs of the Mediterranean region.** *Geologica Romana* 40, 51–66.

Brachert et al., 2015

Brachert, T., Bornemann, A., Reuter, M., J. Galer, S., Grimm, K., Fassoulas, C., 2015. **Upwelling history of the Mediterranean Sea revealed by stunted growth in the planktic foraminifera *Orbulina universa* (early Messinian, Crete, Greece).** *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)* 104, 263–276. DOI 10.1007/s00531-014-1076-8.

Braga et al., 1996

Braga, J.C., Martín, J.M., Riding, R., 1996. **Internal structure of segment reefs: Halimeda algal mounds in the Mediterranean Miocene.** *Geology* 34, 35–38.

Capella et al., 2018

Capella, W., Barhoun, N., Flecker, R., Hilgen, F.J., Kouwenhoven, T., Matenco, L.C., Sierro, F.J., Tulbure, M.A., Yousfi, M.Z., Krijgsman, W., 2018. **Palaeogeographic evolution of the late Miocene Rifian Corridor (Morocco): Reconstructions from surface and subsurface data.** *Earth-Science Reviews* 180, 37–59.

Caracciolo et al., 2013

Caracciolo, L., Gramigma, P., Critelli, S., Calzona, A.B., Russo, F., 2013. **Petrostratigraphic analysis of a Late Miocene mixed siliciclastic-carbonate**

- depositional system (Calabria, Southern Italy): Implications for Mediterranean paleogeography.** *Sedimentary Geology* 284-285, 117–132.
- Carmelenghi and Cita, 1987
Carmelenghi A., Cita M. 1987. **Setting and tectonic evolution of some Eastern Mediterranean deep-sea basins**, *Mar. Geol.* 75, 31–55.
- Carpenter et al., 1862
Carpenter W.B., Parker W.K., and Jones T.R., 1862. **Introduction to the study of the foraminifera**, Roy. Soc. Publs. p. 1-319, London.
- Cooke and Rohling
Steve Cooke and Eelco J. Rohling. **Stable Isotopes in Foraminiferal Carbonate**. School of Ocean and Earth Science, University of Southampton, Southampton Oceanography Centre, Southampton SO14 3ZH, UK.
- Cornée et al., 2004
Cornée, J.J., Saint Martin, J.P., Conesa, G., Münch, P., André, J.P., Saint Martin, S., Roger, S., 2004. **Correlations and sequence stratigraphic model for Messinian carbonate platforms of the western and central Mediterranean**. *International Journal of Earth Sciences* 93, 621–633.
- Coward et al., 1999
Coward, M.P., De Donatis, M., Mazzoli, S., Paltrinieri, W., Wezel, F., 1999. **Frontal part of the northern Apennines fold and thrust belt in the Romagna-Marche area (Italy): Shallow and deep structural styles**. *Tectonics* 18, 559–574.
- Critelli et al., 2007
Critelli, S., Le Pera, E., Galluzzo, F., Milli, S., Moscatelli, M., Perrotta, S., Santantonio, M., 2007. **Interpreting siliciclastic-carbonate detrital modes in foreland basin systems: an example from Upper Miocene arenites of the central Apennines, Italy**. In: Arribas, J, Critelli, S, Johnsson, M, Rouchy (Eds.), **Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry**. Geological Society of America Special Paper, 420. Geological Society of America, Boulder, Colorado, U.S.A., pp. 107–133.
- Cunningham et al., 2003
Cunningham, K.J., Locker, S.D., Hine, A.C., Bukry, D., Barron, J.A., Guertin, L.A., 2003. **Interplay of Late Cenozoic Siliciclastic Supply and Carbonate Response on the Southeast Florida Platform**. *Journal of Sedimentary Research* 73, 31–46.
- d'Orbigny, 1826
d'Orbigny A.D., 1826. **Tableau methodique de la classe des Cephalopodes: Ann. Sci. Nat.**, v. (1)7, p. 245-314.
- d'Orbigny, 1839a
d'Orbigny A.D., 1839a. **Foraminiferes; In: de la Sagra, R. (ed.): Histoire physique, politique et naturelle de l'ile de Cuba 8**, Paris, p. 1-224.
- d'Orbigny, 1839b
d'Orbigny A.D., 1839b. **Foraminiferes des Iles Canaries; In: BarkerWebb, P., and Berthelot, S. (eds.): Histoire naturelle des Iles Canaries 2, pt.2**, Zool., Paris, p. 119-146.
- Dela Pierre et al., 2014
Dela Pierre, F., Clari, P., Natalicchio, M., Ferrando, S., Giustetto, R., Lozar, F., Lugli, S., Manzi, V., Roveri, M., Violanti, D., 2014. **Flocculent layers and bacterial mats in the mudstone interbeds of the Primary Lower Gypsum unit (Tertiary**

- Piedmont Basin, NW Italy): archives of palaeoenvironmental changes during the Messinian salinity crisis.** *Marine Geology* 355, 71–87. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2014.05.010>.
- Di Stefano et al., 2010
Di Stefano, A., Verducci, M., Lirer, F., Ferraro, L., Iaccarino, S.M., Hüsing, S.K., Hilgen, F.J., 2010. **Paleoenvironmental conditions preceding the Messinian Salinity Crisis in the Central Mediterranean: Integrated data from the Upper Miocene Trave section (Italy).** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297, 37–53.
- Drinia and Antonarakou, 2003
Drinia, H., Antonarakou, A., 2003. **Late Miocene paleoclimatic variations in the Eastern Mediterranean. An ecostratigraphical approach.** *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* 10, 603–616.
- Drinia and Antonarakou, 2012
Drinia, H., Antonarakou, A., 2012. **Palaeoceanography of the Miocene (Tortonian) deposits of the Pre-Apulian zone, western Greece, as recorded by foraminifer and stable isotope records.** *International Journal of Earth Sciences* 101(2), 521–534.
- Drinia et al., 2004
Drinia, H., Antonarakou, A., Dermitzakis, M.D., Doukas, C., 2004. **Foraminiferal sequence eco-biostratigraphy of the Middle-Early Late Miocene, Potamos Section from Gavdos Island, Greece.** *Courier Forschungs-Institut Senckenberg* 249, 29–43.
- Drinia et al., 2007
Drinia H., Antonarakou A., Tsaparas N., Kontakiotis G., 2007. **Palaeoenvironmental conditions preceding the MSC: a case study from Gavdos Island.** *Geobios*, 40, 251–265.
- Drinia et al., 2008
Drinia, H., Antonarakou, A., Kontakiotis, G., 2008. **On the occurrence of Early Pliocene marine deposits in the Ierapetra Basin, Eastern Crete, Greece.** *Bulletin of Geosciences* 83, 63–78.
- Drury et al., 2017
Drury, A.J., Westerhold, T., Frederichs, T., Tian, J., Wilkens, R., Channell, J.E.T., Evans, H., John, C.M., Lyle, M., Röhl, U., 2017. **Late Miocene climate and time scale reconciliation: Accurate orbital calibration from a deep-sea perspective.** *Earth and Planetary Science Letters* 475, 254–266.
- Drury et al., 2018
Drury, A.J., Lee, G.P., Gray, W.R., Lyle, M., Westerhold, T., Shevenell, A.E., John, C.M., 2018. **Deciphering the State of the Late Miocene to Early Pliocene Equatorial Pacific.** *Paleoceanography and Paleoclimatology* 33, 246–263. doi: 10.1002/2017PA003245.
- Duplessy et al., 1981
Duplessy, J.C., Be, A.W.H., Blanc, P.L., 1981. **Oxygen and carbon isotopic composition and biogeographic distribution of planktonic foraminifera in the Indian Ocean.** *Paleogeogr. Paleoclimatol., Paleoecol.*, 33, 9–46

Ehrenberg, 1861

Ehrenberg C.G., 1861. **Über die Tiefgrund-Verhältnisse des Ozeans am Eingange der Davisstrasse und bei Island: K. Preuss. Akad. Wiss.** Berlin, Monatsber. Jahr 1861 (1862), p. 275-315.

Ehrenberg, 1873

Ehrenberg C.G., 1873. **Mikrogeologische Studien über das kleinste Leben der Meeres-Tiefgründe aller Zonen und dessen geologischen Einfluss: K. Preuss. Akad. Wiss.** Berlin, Abh. Jahr 1872, p. 131-139.

El Ouahabi et al., 2007

El Ouahabi, F.Z., Saint Martin, S., Saint Martin, J.-P., Ben Moussa, A., Conesa, G., 2007. **Les assemblages de diatomées du bassin messinien de Boudinar (Maroc nord-oriental).** Revue de Micropaléontologie 50, 149–167.

Elderfield, 1986

H. Elderfield. **Strontium isotope stratigraphy.** Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 57 (1986), pp. 71–90

Elderfield et al., 2002

Elderfield, H., Vautravers, M. and Cooper, M. (2002). **The relationship between shell size and Mg/Ca, Sr/Ca, $d^{18}O$, and $d^{13}C$ of species of planktonic foraminifera.** Geochemistry Geophysics Geosystems 3, 10.1029/2001GC000194.

Elia et al., 2016

Ch. Elia, T. A. Konstantopoulos, A. Maravelis, A. Zelilidis. 2016. **The tectono-stratigraphic evolution of Eastern Mediterranean with emphasis on Herodotus Basin prospectivity for the development of hydrocarbon fields.** DOI: 10.12681/bgsg.11006, CC BY-NC 4.0

Emiliani, 1954

Emiliani, C., 1954. **Depth habitats of some species of pelagic foraminifera as indicated by oxygen isotope ratios:** Am. J. Sci., v. 252, p. 149-158.

Emiliani, 1954b

Emiliani, c., 1955b. **Mineralogical and chemical composition of the tests of certain pelagic foraminifera:** Micropaleontology, v. 1, p. 377-380.

Fairbanks et al., 1982

Fairbanks, R.G., Sverdrup, M., Free, R., Wiebe, P.H., Be, A.W.H., 1982. **Vertical distribution of living planktonic foraminifera from Panama basin.** Nature, 298, 841-844

Fassoulas, 2001

Fassoulas, C., 2001. **The tectonic development of a Neogene basin at the leading edge of the active European margin: the Heraklion Basin, Crete, Greece.** Journal of Geodynamics 31, 49–70.

Flecker and Ellam, 2006

Flecker, R., Ellam, R.M., 2006. **Identifying Late Miocene episodes of connection and isolation in the Mediterranean–Paratethyan realm using Sr isotopes.** Sedimentary Geology 188-189, 189–203.

Flecker et al., 2015

Flecker, R., Krijgsman, W., Capella, W., de Castro Martíns, C., Dmitrieva, E., Mayser, J.P., Marzocchi, A., Modestou, S., Ochoa, D., Simon, D., Tulbure, M., van den Berg, B., van der Schee, M., de Lange, G., Ellam, R., Govers, R., Gutjahr, M., Hilgen, F., Kouwenhoven, T., Lofi, J., Meijer, P., Sierro, F.J., Bachiri, N., Barhoun,

- N., Alami, A.C., Chacon, B., Flores, J.A., Gregory, J., Howard, J., Lunt, D., Ochoa, M., Pancost, R., Vincent, S., Yousfi, M.Z., 2015. **Evolution of the Late Miocene Mediterranean–Atlantic gateways and their impact on regional and global environmental change.** *Earth-Science Reviews* 150, 365–392.
- Frey-Martinez et al., 2007
Frey-Martinez J., Cartwright J., Hall B., Huuse M. 2007. **Clastic Intrusion at the Base of Deep-water Sands: a Trap-forming Mechanism in the Eastern Mediterranean.** In A. Hurst and J. Cartwright, eds., *Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production*, AAPG Memoir 87, 49–63.
- Fontana et al., 1989
Fontana, D., Zuffa, G.G., Garzanti, E., 1989. **The interaction of eustacy and tectonism from provenance studies of the Eocene Hecho Group Turbidite Complex (South-Central Pyrenees, Spain).** *Basin Research* 2, 223–237.
- Frydas, 2004
Frydas, D., 2004. **Calcareous and siliceous phytoplankton stratigraphy of Neogene marine sediments in central Crete (Greece).** *Revue de Micropaléontologie* 47, 87-102.
- Frydas and Keupp, 2015
Frydas, D., Keupp, H., 2015. **Late Cenozoic silicoflagellates from Zakynthos and Aegina Islands, Greece, and their comparison to C.G. Ehrenberg's microgeological collection.** *Annales de Paléontologie* 101, 43–53.
- Gao et al., 2019
Gao H., Tong X., Wen Z., Wang Z. 2019. **The tectonic evolution of the eastern Mediterranean basin and its control on hydrocarbon distribution.** *J. Pet. Sci. Eng.* 178, 389–407.
- Garcia-Castellanos et al., 2009
Garcia-Castellanos D., Estrada F., Jiménez-Munt I., Gorini C., Fernández M., Vergés J., De Vicente R. 2009. **Catastrophic flood of the Mediterranean after the Messinian salinity crisis.** *Nature* 462, 778–781.
- Gardosh and Druckman, 2006
Gardosh M.A., Druckman Y. 2006. **Seismic stratigraphy, structure and tectonic evolution of the Levantine Basin, offshore Israel.** *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 260, 201–227.
- Gardosh et al., 2010
M. A. Gardosh, Z. Garfunkel, Y. Druckman, B. Buchbinder. 2010. **Tethyan rifting in the Levant Region and its role in Early Mesozoic crustal evolution.** Geological Society, London, Special Publications, 341, 9-36, 1 January 2010
- Garzzone et al., 2008
Garzzone, C.N., Hoke, G.D., Libarkin, J.C., Withers, S., MacFadden, B., Eiler, J., Ghosh, P., Mulch, A., 2008. **Rise of the Andes.** *Science* 320, 1304.
- Gennari et al., 2018
Gennari, G., Lozar, F., Turco, E., Dela Pierre, F., Manzi, V., Natalicchio, M., Lugli, S., Roveri, M., Schreiber, B.C., Taviani, M., 2018. **Integrated stratigraphy and paleoceanographic evolution of the pre-evaporitic phase of the Messinian salinity crisis in the Eastern Mediterranean as recorded in the Tokhni section (Cyprus).** *Newsletters on Stratigraphy* 51, 33–55.

- Geraga et al., 2010
Geraga, M., Ioakim, C., Lykousis, V., Tsaila-Monopolis, S., Mylona, G., 2010. **The high-resolution palaeoclimatic and palaeoceanographic history of the last 24,000 years in the central Aegean Sea, Greece.** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 287, 101–115.
- Ghalayini et al., 2014
Ghalayini R., Daniel J.M., Homberg C., Nader F.H., Comstock J.E. 2014. **Impact of Cenozoic strike-slip tectonics on the evolution of the northern Levant Basin (offshore Lebanon).** *Tectonics* 33, 2121–2142.
- Gladstone et al., 2007
Gladstone, R., Flecker, R., Valdes, P., Lunt, D., Markwick, P., 2007. **The Mediterranean hydrologic budget from a Late Miocene global climate simulation.** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 251, 254–267.
- Griffin, 2002
Griffin, D.L., 2002. **Aridity and humidity: two aspects of the late Miocene climate of North Africa and the Mediterranean.** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 182, 65–91.
- Hawie et al., 2013
Hawie N., Gorini C., Deschamps R., Nader F.H., Montadert L., Granjeon D., Baudin F. 2013. **Tectono-stratigraphic evolution of the northern Levant Basin (offshore Lebanon).** *Mar. Pet. Geol.* 48, 392–410.
- Hemleben and Splinder, 1983
Ch. Hemleben and M. Splinder, 1983. **Recent advances in research on living planktonic foraminifera.** *Utrecht Micropal. Bull.*, 30, 141-170
- Hemleben et al., 1989
Hemleben, C., Spindler M., Anderson, O.R., 1989. **Modern Planktic Foraminifera.** Springer, New York.
- Herbert et al., 2016
Herbert, T.D., Lawrence, K.T., Tzanova, A., Peterson, L.C., Caballero-Gill, R., Kelly, C.S., 2016. **Late Miocene global cooling and the rise of modern ecosystems.** *Nature Geoscience*. DOI:10.1038/NGEO2813.
- Hilgen and Krijgsman, 1999
Hilgen, F., Krijgsman, W., 1999. **Cyclostratigraphy and astrochronology of the Tripoli diatomite Formation (pre-evaporite Messinian, Sicily, Italy).** *Terra Nova* 11, 16–22.
- Hine et al., 1988
Hine, A., Hallock, P., W. Harris, M., T. Mullins, H., F. Belknap, D., Jaap, W., 1988. **Halimeda bioherms along an open seaway: Miskito Channel, Nicaraguan Rise, SW Caribbean Sea.** *Coral Reefs* 6(3-4), 173–178.
- Hilgen et al., 1995
Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Langereis, C.G., Lourens, L.J., Santarelli, A., Zachariasse, W.J., 1995. **Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene.** *Earth and Planetary Science Letters* 136, 495–510.
- Hilgen et al., 1997
Hilgen, F., Krijgsman, W., Wijbrans, J.R., 1997. **Direct comparison of astronomical and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of ash beds: Potential implications for the age of mineral dating standards.** *Geophysical Research Letters* 24(16), 2043–2046.

Hodell et al., 1994

Hodell, D.A., Benson, R.H., Kent, D., Boersma, A., Rakic-El Bied, K., 1994. **Magnetostratigraphic, biostratigraphic, and stable isotope stratigraphy of an Upper Miocene drill core from the Sale Briqueterie (northwestern Morocco): A high-resolution chronology for the Messinian stage.** *Paleoceanography and Paleoclimatology* 9(6), 835–855.

Hodell et al., 2001

Hodell, D.A., Curtis, J.H., Sierro, F.J., Raymo, M.E., 2001. **Correlation of Late Miocene to Early Pliocene sequences between the Mediterranean and North Atlantic.** *Paleoceanography* 16, 164–178.

Holbourn et al., 2018

Holbourn, A., Kuhnt, W., Clemens, S.C., Kochhann, K.G.D., Jöhnck, J., Lübbers, J., Andersen, N., 2018. **Late Miocene climate cooling and intensification of southeast Asian winter monsoon.** *Nature Communications* 9(1). DOI: 10.1038/s41467-018-03950-1.

Hsü et al., 1973

Hsü, K.J., Ryan, W.B.F., Cita, M.B., 1973. **Late Miocene Desiccation of the Mediterranean.** *Nature* 242(5395), 240 pp. DOI: 10.1038/242240a0.

Hsu et al., 1977

K.J. Hsu, L. Montadert, D. Bernoulli, M.B. Cita, A. Erickson, R.E. Garrison, R.B. Kidd, F. Melieres, C. Muller, R. Wright. **History of the Mediterranean salinity crisis.** *Nature* Vol. 267. 2 June 1977. Pages 399-403

Huguen et al., 2001

Huguen C., Mascle J., Chaumillon E., Woodside J.M., Benkhelil J., Kopf A., Volokonskaia A. 2001. **Deformation styles of the eastern Mediterranean Ridge and surroundings from combined swatch mapping and seismic reflection profiling.** *Tectonophysics* 343, 21–47.

Hüsing et al., 2009

Hüsing S.K., Kuiper K.F., Link W., Hilgen F.J., Krijgsman W. 2009. **The upper Tortonian-lower Messinian at Monte dei Corvi (Northern Apennines, Italy): Completing a Mediterranean reference section for the Tortonian Stage.** *Earth Planet. Sci. Lett.* 282, 140–157.

Hutson, 1977

Hutson, W.H., 1977. **Variations in planktonic foraminiferal assemblages along north-south transects in the Indian Ocean.** *Marine Micropaleontol.*, 2, 47-66

Karakitsios et al., 2013

Karakitsios, V., Roveri, M., S, L., Manzi, V., Gennari, R., Antonarakou, A., Triantaphyllou, M., Agiadi, K., Kontakiotis, G., 2013. **Remarks on the Messinian evaporites of Zakynthos Island (Ionian sea, eastern Mediterranean).** *Bulletin of the Geological Society of Greece*, XLVII (1), 146–156.

Karakitsios et al., 2017a

Karakitsios, V., Cornée, J.J., Tsourou, T., Moissette, P., Kontakiotis, G., Agiadi, K., Manoutsoglou, E., Triantaphyllou, M., Koskeridou, E., Drinia, H., Roussos, D., 2017a. **Messinian salinity crisis record under strong freshwater input in marginal, intermediate, and deep environments: The case of the North Aegean.** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 485, 316–335.

Karakitsios et al., 2017b

Karakitsios, V., Roveri, M., Lugli, S., Manzi, V., Gennari, G., Antonarakou, A., Triantaphyllou, M., Agiadi, K., Kontakiotis, G., Kafousia, N., de Rafelis, M., 2017b. **A record of the Messinian salinity crisis in the eastern Ionian tectonically active domain (Greece, eastern Mediterranean).** *Basin Research* 29, 203–233.

Keller, 1980

Keller, G., 1980. **Middle to Late Miocene planktonic foraminifera datum levels and paleoceanography of the North and southwestern Pacific Ocean.** *Mar. Micropaleontol.* 5, 249-281

Kemp and Villareal, 2018

Kemp, A.E.S., Villareal, T.A., 2018. **The case of the diatoms and the muddled mandalas: Time to recognize diatom adaptations to stratified waters.** *Progress in Oceanography* 167, 138–149.

Kipp, 1976

Kipp, N.G., 1976. **Amino acid composition of planktonic Foraminifera: a Paleobiochemical approach to evolution.** *Science*, 175, 1461-1463 Zhang, 1985

Köhler et al. 2010

Köhler, C.M., Heslop, D., Krijgsman, W., Dekkers, M.J., 2010. **Late Miocene paleoenvironmental changes in North Africa and the Mediterranean recorded by geochemical proxies (Monte Gibliscemi section, Sicily).** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 285, 66–73.

Kokinou et al., 2008

E. Kokinou, M. Moisi, I. Tsanaki, E. Tsakalaki, E. Tsiskaki, A. Sarris, F. Vallianatos. 2008. **A seismotectonic study for the Heraklion basin in Crete (Southern Hellenic Arc, Greece).** *INTERNATIONAL JOURNAL OF GEOLOGY*, Issue 1, Volume 2, 2008

Kontakiotis et al., 2011

Kontakiotis, G., Mortyn, P.G., Antonarakou, A., Martínez-Botí, M.A., Triantaphyllou, M.V., 2011. **Field-based validation of a diagenetic effect on *G. ruber* Mg/Ca paleothermometry: Core top results from the Aegean Sea (eastern Mediterranean).** *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 12(9), Q09004, doi:10.1029/2011GC003692.

Kontakiotis, 2016

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 et al., 2017

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 et al., 2019

Kontakiotis G., Besiou E., Antonarakou A., Zarkogiannis S.D., Kostis A., Mortyn P.G., Moissette P., Cornée J.-J., Schulbert C., Drinia H., Anastasakis G., Karakitsios V. 2019. **Decoding sea surface and paleoclimate conditions in the eastern Mediterranean over the Tortonian-Messinian Transition.** *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 534, 109312.

Koutrouli et al., 2018

Koutrouli, A., Anastasakis, G., Kontakiotis, G., Ballengee, S., Kuehn, S., Pe-Piper, G., Piper, D.J.W., 2018. **The early to mid-Holocene marine tephrostratigraphic record in the Nisyros-Yali-Kos volcanic center, SE Aegean Sea.** *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 366, 96–111.

Kouwenhoven et al., 1999

Kouwenhoven, T., Seidenkrantz, M.S., van der Zwaan, G.J., 1999. **Deep-water changes: the near-synchronous disappearance of a group of benthic foraminifera from the Late Miocene Mediterranean.** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 152, 259–281.

Kouwenhoven et al., 2003

Kouwenhoven, T.J., Hilgen, F., van der Zwaan, G.J., 2003. **Late Tortonian-early Messinian stepwise disruption of the Mediterranean-Atlantic connections: constraints from benthic foraminiferal and geochemical data.** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 198, 303–319.

Kouwenhoven et al., 2006

Kouwenhoven, T.J., Morigi, C., Negri, A., Giunta, S., Krijgsman, W., Rouchy, J.M., 2006. **Paleoenvironmental evolution of the eastern Mediterranean during the Messinian: Constraints from integrated microfossil data of the Pissouri Basin (Cyprus).** *Marine Micropaleontology* 60, 17–44.

Kreemer and Chamot-Rooke, 2004

Kreemer C., Chamot-Rooke N. 2004. **Contemporary kinematics of the Southern Aegean and the Mediterranean Ridge.** *Geophys. J. Int.* 157, 1377–1392.

Kress et al., 2003

Kress, N., Manca, B.B., Klein, B., Deponte, D., 2003. **Continuing influence of the changed thermohaline circulation in the eastern Mediterranean on the distribution of dissolved oxygen and nutrients: Physical and chemical characterization of the water masses.** *Journal of Geophysical Research: Oceans* 108.

Krijgsman et al., 1994

Krijgsman, W., Hilgen, F., Langereis, C.G., Zachariasse, W.J., 1994. **The age of the Tortonian/Messinian boundary.** *Earth and Planetary Science Letters* 121, 533–547.

Krijgsman et al., 1995

Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Langereis, C.G., Santarelli, A., Zachariasse, W.J., 1995. **Late Miocene magnetostratigraphy, biostratigraphy and cyclostratigraphy in the Mediterranean,** *Earth Planetary Science Letters*, 136, 475–494.

Krijgsman et al., 1997

Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Negri, A., Wijbrans, J.R., Zachariasse, W.J., 1997. **The Monte del Casino section (Northern Apennines, Italy): a potential Tortonian/Messinian boundary stratotype?** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 133, 27–47.

Krijgsman et al., 1999

Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Marabini, S., Vai, G.B., 1999. **New paleomagnetic and cyclostratigraphic age constraints on the Messinian of the Northern Apennines (Vera del Gesso Basin, Italy).** *Memorie della Società Geologica Italiana* 54, 25–33.

Krijgsman et al., 1999a

Krijgsman W., Langereis C.G., Zachariasse W.J., Bocaletti M., Moratti G., Gelati R., Iaccarino S., Papani G., Villa G., 1999a. **Late Neogene evolution of the Taza-Quercif Basin (Rifian Corridor, Morocco) and implications for the Messinian salinity crisis.** *Mar. Geol.* 153, 147-160.

Krijgsman et al., 1999b

W. Krijgsman, F.J. Hilgen, I. Raffi, F.J. Sierro, D.S. Wilson. **Chronology, causes, and progression of the Messinian salinity crisis.** *Nature*, 400 (1999), pp. 652–655

Krijgsman et al., 2001

W. Krijgsman, A.R. Fortuin, F.J. Hilgen, F.J. Sierro. **Astrochronology for the Messinian Sorbas basin (SE Spain) and orbital (precessional) forcing for evaporite cyclicity.** *Sediment. Geol.*, 140 (2001), pp. 43–60

Krijgsman et al., 2002

W. Krijgsman, M.M. Blanc-Valleron, R. Flecker, F.J. Hilgen, T.J. Kouwenhoven, F. Orszag-Sperber, J.M. Rouchy. **The onset of the Messinian salinity crisis in the Eastern Mediterranean (Pissouri Basin, Cyprus).** *Earth Planet. Sci. Lett.*, 194 (2002), pp. 299–310

Krijgsman et al., 2010

Krijgsman, W., Stoica, M., Vasiliev, I., Popov, V.V., 2010. **Rise and fall of the Paratethys Sea during the Messinian Salinity Crisis.** *Earth and Planetary Science Letters* 290, 183–191.

Krijgsman et al., 2018

W. Krijgsman, W. Capella, D. Simon, F.J. Hilgen, T.J. Kouwenhoven, P.Th. Meijer, F.J. Sierro, M.A. Tulbure, B.C.J. van den Berg, M. der Schee, R. Flecker. 2018. **The Gibraltar Corridor: Watergate of the Messinian Salinity Crisis.** *Marine Geology*, Volume 403, 1 September 2018, Pages 238-246

Krom et al., 2014

Krom, M., Kress, N., Fanning, K., 2014. **Silica cycling in the ultra-oligotrophic eastern Mediterranean Sea.** *Biogeosciences* 11, 4211–4233.

Kroon et al., 1988

Kroon, D., Wouters, P., Moodley, L., Ganssen, G., Troelstra, S.R., 1988. **Phenotypic variations of *Turborotalita quinqueloba* (Natland) tests in living population and in the Pleistocene of an eastern Mediterranean core.** In: *Planktonic Foraminifers as Tracers of Ocean-Climate History*, Brummer, G.J.A. & D. Kroon (Eds.), *Free University Press, Amsterdam*, 131-147

Kuiper et al., 2004

Kuiper, K.F., Hilgen, F., Steenbrink, J., Wijbrans, J.R., 2004. **⁴⁰Ar/³⁹Ar ages of tephras intercalated in astronomically tuned Neogene sedimentary sequences in the Eastern Mediterranean.** *Earth and Planetary Science Letters* 222(2), 583–597.

Kuiper et al., 2008

Kuiper, K.F., Deino, A., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Renne, P.R., Wijbrans, J.R., 2008. **Synchronizing Rock Clocks of Earth History.** *Science* 320(5875), 500-4. doi: 10.1126/science.1154339.

Langereis and Hilgen, 1991

Langereis C.G., Hilgen F.J. 1991. **The Rossello composite: A Mediterranean and global reference Section for the Early to early Late Pliocene**. Earth Planet. Sci. Lett. 104, 211–225.

Langereis et al., 1984

Langereis, C.G., Zachariasse, W.J., Zijderveld, J.D.A., 1984. **Late Miocene magnetobiostratigraphy of Crete**. Marine Micropaleontology 8, 261–281.

Laufkötter et al., 2016

Laufkötter, C., Vogt, M., Gruber, N., Aumont, O., Bopp, L., Doney, S.C., Dunne, J.P., Hauck, J., John, J.G., Lima, I.D., Seferian, R., Völker, C., 2016. **Projected decreases in future marine export production: the role of the carbon flux through the upper ocean ecosystem**. Biogeosciences 13, 4023–4047.

Lea et al., 2003

Lea, D.W., Pak, D.K., Peterson, L.C., Hughen, K.A., 2003. **Synchronicity of tropical and high-latitude Atlantic temperatures over the Last Glacial termination**. Science, 301, 1361–1364.

Lokier et al., 2009

Lokier, S.W., Wilson, M.E.J., Burton, L.M., 2009. **Marine biota response to clastic sediment influx: A quantitative approach**. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 281, 25–42.

Lourens et al., 1992

Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Gudjonsson, L., Zachariasse, W.J., 1996. **Late Pliocene to early Pleistocene astronomically forced sea surface productivity and temperature variation in the Mediterranean**. *Mar. Micropaleontology*, 19, 49-78

Lourens et al., 2004

Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Laskar, J., Shackleton, N.J., Wilson, D., 2004. **The Neogene Period**. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. (Eds.), A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press, Cambridge, p. 409-440.

Macgregor, 2012

Macgregor D.S. 2012. **The development of the Nile drainage system: integration of onshore and offshore evidence**. Pet. Geosci. 18, 417–431.

Mansour et al., 1995

Mansour, B., Moissette, P., Noël, D., Rouchy, J.-M., 1995. L'enregistrement par les associations de diatomées des environnements messiniens: L'exemple de la coupe de Sig (bassin du Chélif-Algérie). Geobios 28, 261–279.

Mansour et al., 2008

Mansour, B., Bessedik, M., Saint Martin, J.P., Belkebir, L., 2008. **Signification paléoécologique des assemblages de diatomées du Messinien du Dahra sud-occidental (bassin du Chélif, Algérie nord-occidentale)**. Geodiversitas 30, 117–139.

Mansour and Saint-Martin, 1999

Mansour, B., Saint-Martin, J.-P., 1999. **Conditions de dépôt des diatomites messiniennes en contexte de plateforme carbonatée d'après l'étude des assemblages de diatomées: Exemple du Djebel Murdjadjo (Algérie)**. Geobios 32, 395–408.

Manzi et al., 2011

V. Manzi, R. Gennari, S. Lugli, M. Roveri, B.C. Schreiber. **The Messinian “Calcare di Base” (Sicily, Italy) revisited.** *Geol. Soc. Am. Bull.*, 123 (2011), pp. 347–370

Manzi et al., 2013

Manzi, V., Gennari, R., Hilgen, F., Krijgsman, W., Lugli, S., Roveri, M., Sierro, F.J., 2013. Age refinement of the Messinian salinity crisis onset in the Mediterranean. *Terra Nova* 0, 1–8.

Manzi et al., 2016

Manzi, V., Lugli, S., Roveri, M., Dela Pierre, F., Gennari, R., Lozar, F., 2016. **The Messinian salinity crisis in Cyprus: a further step towards a new stratigraphic framework for eastern Mediterranean.** *Basin Research* 28, 207–236.

Martha et al., 2017

S.O.Martha, W.Dörr, A.Gerdes, J.Krahl, J.Linckens, G.Zulauf. 2017. **The tectonometamorphic and magmatic evolution of the Uppermost Unit in central Crete (Melambes area): constraints on a Late Cretaceous magmatic arc in the Internal Hellenides (Greece).** *Gondwana Research, Volume 48*, August 2017, Pages 50-71

Martín et al., 1997

Martín, J.M., Braga, J.C., Riding, R., 1997. **Late Miocene Halimeda alga-microbial segment reefs in the marginal Mediterranean Sorbas Basin, Spain.** *Sedimentology* 44, 441–456.

Marzocchi et al., 2015

Marzocchi, A., Lunt, D.J., Flecker, R., Bradshaw, C.D., Farnsworth, A., Hilgen, F.J., 2015. **Orbital control on late Miocene climate and the North African monsoon: insight from an ensemble of sub-precessional simulations.** *Climate of the Past* 11, 1271–1295.

Maslin and Dickson, 2015

M. Maslina and A.J. Dickson. 2015. **O-Isotopes.** *Encyclopedia of Marine Geosciences*, DOI 10.1007/978-94-007-6644-0_81-1

Matano, 2007

Matano, F., 2007. **The ‘Evaporiti di Monte Castello’ deposits of the Messinian Southern Apennines foreland basin (Irpinia-Daunia Mountains, Southern Italy): stratigraphic evolution and geological context.** In: Schreiber, B.C., Lugli, S., Babel, M. (Eds.), *Evaporites Through Space and Time.* *Geol. Soc. London Spec. Publ* 285, 191–218.

Matano et al., 2005

Matano, F., Barbieri, M., Di Nocera, S., Torre, M., 2005. **Stratigraphy and strontium geochemistry of Messinian evaporite-bearing successions of the southern Apennines foredeep, Italy: implications for the Mediterranean “salinity crisis” and regional palaeogeography.** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 217, 87–114.

Mayser et al., 2017

Mayser, J.P., Flecker, R., Marzocchi, A., Kouwenhoven, T.J., Lunt, D.J., Pancost, R.D., 2017. **Precession driven changes in terrestrial organic matter input to the Eastern Mediterranean leading up to the Messinian Salinity Crisis.** *Earth and Planetary Science Letters* 462, 199–211.

McArthur et al., 2001

J.M. McArthur, R.J. Howarth, T.R. Bailey. **Strontium isotope stratigraphy: LOWESS version 3: best fit to the marine Sr-isotope curve for 0–509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age.** *J. Geol.*, 109 (2001), pp. 155–170

McArthur et al., 2012

J.M. McArthur, R.J. Howarth, G.A. Shields. **Strontium isotope stratigraphy. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg (Eds.), The Geological Time Scale 2012**, Elsevier B.V, Oxford (2012), pp. 127–144

Medina-Elizalde and Lea, 2005

Medina-Elizalde, M., Lea, D.W., 2005. **The Mid-Pleistocene transition in the tropical Pacific.** *Science*, 310, 1009–1012.

Meulenkamp and Sissingh, 2003

Meulenkamp, J.E., Sissingh, W., 2003. **Tertiary palaeogeography and tectonostratigraphic evolution of the Northern and Southern Peri-Tethys platforms and the intermediate domains of the African–Eurasian convergent plate boundary zone.** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 196, 209–228.

Meulenkamp et al., 1979

Meulenkamp J.E., van der Zwaan G.J., Van Wamel W.A. 1994. **On Late Miocene to Recent vertical motions in the Cretan segment of the Hellenic arc.** *Tectonophysics* 234, 53–72.

Meulenkamp et al., 1994

Meulenkamp, J.E., Dermitzakis, M., Georgiadou-Dikeoulia, E., Jonkers, H.A., Böger, H., 1979. **Field guide to the Neogene of Crete.** University of Athens, Athens.

Modestou et al., 2017

Modestou, S., Simon, D., Gutjahr, M., Marzocchi, A., Kouwenhoven, T.J., Ellam, R.M., Flecker, R., 2017. **Precessional variability of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in the late Miocene Sorbas Basin: An interdisciplinary study of drivers of interbasin exchange.** *Paleoceanography* 32, 531–552.

Moissette et al., 1993

Moissette, P., Delrieu, B., Tsagaris, S., 1993. **Bryozoaires du bassin néogène d'Héraklion (Crète centrale, Grèce). Le Miocène supérieur: premiers résultats.** *N. Jb. Geol. Paliönt. Abh.* 190(1), 75–123.

Moissette et al., 2018

Moissette, P., Cornée, J.J., Antonarakou, A., Kontakiotis, G., Drinia, H., Koskeridou, E., Tsourou, T., Agiadi, K., Karakitsios, V., 2018. **Palaeoenvironmental changes at the Tortonian/Messinian boundary: A deep-sea sedimentary record of the eastern Mediterranean Sea.** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 505, 217–233.

Molnar et al., 1993

Molnar, P., England, P., Martinod, J., 1993. **Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian Monsoon.** *Reviews of Geophysics* 31, 357–396.

Montadert et al., 2014

Montadert L., Nicolaidis S., Semb P.H., Lie Ø. 2014. **Petroleum Systems Offshore Cyprus. In: Marlow, L., Kendall, C., Yose, L. (Eds.). AAPG Special Volumes Memoir 160, Petroleum Systems of the Tethyan Region, AAPG, Tulsa, OK, 301–334.**

Mount, 1984

Mount, J.F., 1984. **Mixing of siliciclastic and carbonate sediments in shallow shelf environments.** *Geology* 12, 432–435.

Murray, 1897

Murray, J., 1897. **On the distribution of the pelagic foraminifera at the surface and on the floor of the ocean:** *Nat. Sci.*, v. 11, p. 17-27.

Orszag-Sperber et al., 2009

Orszag-Sperber, F., Caruso, A., Blanc-Valleron, M.M., Merle, D., Marie Rouchy, J., 2009. **The onset of the Messinian salinity crisis: Insights from Cyprus sections.** *Sedimentary Geology* 217, 52–64.

Papanikolaou and Vassilakis, 2010

Papanikolaou D., Vassilakis E. (2010). **Thrust faults and extensional detachment faults in Cretan tectono-stratigraphy: Implications for Middle Miocene extension,** *Tectonophysics* 488, 233-247

Parker, 1962

Parker, F.L., 1962. **Planktonic foraminiferal species in Pacific sediments.** *Micropaleontology*, 8, 219-254 *Ann. Mag. Nat. Hist.*

Parker and Jones, 1865

Parker, W.K., and Jones, T.R., 1865. **On some foraminifera from the North Atlantic and Arctic Oceans, including Davis Straits, Baffin's Bay:** *Phil. Trans.*, V. 155, p. 325-441.

Pearce et al., 1998

Pearce, R., Kemp, A., Koizumi, I., Pike, J., Cramp, A., Rowland, S., 1998. **A lamina-scale, SEM-based study of a late Quaternary diatom-ooze sapropel from the Mediterranean Ridge, Site 971.** *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results* 160, 333–348. DOI: 10.2973/odp.proc.sr.160.016.1998

Pellegrino et al., 2018

Pellegrino, L., Dela Pierre, F., Natalicchio, M., Carnevale, G., 2018. **The Messinian diatomite deposition in the Mediterranean region and its relationships to the global silica cycle.** *Earth-Science Reviews* 178, 154–176.

Pérez-Folgado et al., 2003

Pérez-Folgado, M., Sierro, F.J., Flores, J.-A., Cacho, I., Grimalt, J.O., Zahn, R., Shackleton, N.J., 2003. **Planktonic foraminiferal distribution during the last 70 kyr in the western Mediterranean Sea.** *Marine Micropaleontology*, 48(1-2), 49–70.

Pérez-Asensio et al., 2014

J.N. Pérez-Asensio, J. Aguirre, G. Schmiedl, J. Civis. 2014. **Messinian productivity changes in the northeastern Atlantic and their relationship to the closure of the Atlantic-Mediterranean gateway: Implications for Neogene palaeoclimate and palaeoceanography.** *Journal of the Geological Society* 171(3):389-400

Perrin, 2002

Perrin, C., 2002. **Tertiary: The emergence of modern reef ecosystems.** In: **Kiessling, W., Flügel, E. (Eds.), Phanerozoic reef patterns.** *Spec. Publ.*, vol. 72. SEPM, Tulsa, pp. 587–621.

Pestrea et al., 2002

Pestrea, S., Blanc-Valleron, M.M., Rouchy, J.M., 2002. **Les assemblages de diatomées des niveaux infra-gypseux du Messinien de Méditerranée (Espagne, Sicile, Chypre)**. *Geodiversitas* 24, 543–583.

Pierre and Rouchy, 1990

Pierre, C., Rouchy, J.M., 1990. **Sedimentary and diagenetic evolution of Messinian evaporites in the Tyrrhenian Sea (ODP Leg 107, Sites 652, 653, and 654): petrographic, mineralogical, and stable isotope records**. In: Kastens, KA; Mascle, J; et al. (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 107, 187–210.

Pomar et al., 2004

Pomar, L., Brandano, M., Westphal, H., 2004. **Environmental factors influencing skeletal grain sediment associations: a critical review of Miocene examples from the western Mediterranean**. *Sedimentology* 51, 627–651.

Pujol, 1980

Pujol, C., 1980. **Les foraminifères de l'Atlantique Nord au Quaternary Ecologie – Stratigraphie-Environnement**. *Mem. Inst. Geol. Bassin Aquitaine*, 10, 25pp.

Pujol and Vergnaud Grazzini, 1989

Pujol, C. and C. Vergnaud Grazzini, 1989. **Paleoceanography of the last deglaciation in the Alboran Sea (western Mediterranean). Stable isotopes and planktonic foraminifera records**. *Mar. Micropaleontology*, 15, 153-217

Pujol and Vergnaud Grazzini, 1995

Pujol, C. and C. Vergnaud Grazzini, 1995. **Distribution patterns of live planktic foraminifera as related to regional hydrography and productive systems of the Mediterranean Sea**. *Mar. Micropaleontology*, 25 187-217

Ravello et al., 1990

Ravello, A.C., Fairbank, R.G., Philander, S.G.H., 1990. **Reconstructing tropical Atlantic hydrography using planktonic foraminifera and an ocean model**. *Paleoceanography*, 5, 409-431

Reghizzi et al., 2017

M. Reghizzi, R. Gennari, E. Douville, S. Lugli, V. Manzi, P. Montagna, M. Roveri, F.J. Sierro, M. Taviani. **Isotope stratigraphy ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) of the Sorbas basin (Betic Cordillera, Spain): Paleoceanographic evolution across the onset of the Messinian salinity crisis**. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Volume 469, 1 March 2017, Pages 60–73

Reillinger et al., 1997

Reillinger R.E., McClusky S.C., Oral M.B., King R.W., Toksoz M.N. 1997. **Global positioning system measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone**. *J. Geophys. Res.* 102, 9983–9999.

Reuter et al., 2006

Reuter, M., Brachert, T.C., Kroeger, K.F., 2006. **Shallow-marine carbonates of the tropical–temperate transition zone: effects of hinterland climate and basin physiography (late Miocene, Crete, Greece)**. In: H.M. Pedley, G. Carannante (Eds.), *Cool-Water Carbonates: Depositional Systems and Palaeoenvironmental Controls*. Geological Society, London, Special Publications, pp. 157–178.

Reynolds and Thunell, 1985

Reynolds, L.A. and R.C. Thunell, 1986. **Seasonal succession of planktonic foraminifera in the subpolar North Pacific.** *J. Form. Res.*, 15, 282-301

Reynolds and Thunell, 1986

Reynolds, L.A. and R.C. Thunell, 1986. **Seasonal production and morphologic variation of *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) in the northeast Pacific.** *Micropaleontology*, 32, 1-18

Rickert et al., 2002

Rickert, D., Schlüter, M., Wallmann, K., 2002. **Dissolution kinetics of biogenic silica from the water column to the sediments.** *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66(3), 439–455.

Ring et al., 2001

Ring U., Brachert T., Fassoulas C. (2001). **Middle Miocene graben development in Crete and its possible relation to largescale detachment faults in the southern Aegean,** *Terra Nova* 13, 297-304

Rivera et al., 2011

Rivera, T.A., Storey, M., Zeeden, C., Hilgen, F.J., Kuiper, K., 2011. **A refined astronomically calibrated $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age for Fish Canyon sanidine.** *Earth and Planetary Science Letters* 311, 420–426.

Roberts et al., 1988

Roberts, H., Aharon, P., V. Phipps, C., 1988. **Morphology and sedimentology of Halimeda bioherms from the eastern Java Sea (Indonesia).** *Coral reefs* 6(3-4), 161–172.

Robertson, 1998

Robertson A.H.F. 1998. **Mesozoic-Tertiary tectonic evolution of the easternmost Mediterranean area: integration of marine and land evidence.** *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Res.* 160, 723–782.

Robertson and Kopf, 1998

Robertson A.H.F., Kopf A. 1998. **Tectonic setting and processes of mud volcanism on the Mediterranean Ridge accretionary complex: evidence from Leg 160.** *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Res.* 160, 665–680.

Robertson et al., 2012

Robertson A.H.F., Parlak O., Ustaömer T. 2012. **Overview of the Palaeozoic–Neogene evolution of neotethys in the Eastern Mediterranean region (Southern Turkey, Cyprus, Syria).** *Pet. Geosci.* 18, 381–404.

Roether et al., 1996

Roether, W., Manca, B.B., Klein, B., Bregant, D., Georgopoulos, D., Beitzel, V., Kovačević, V., Luchetta, A., 1996. **Recent Changes in Eastern Mediterranean Deep Waters.** *Science* 271(5247), 333–335. DOI: 10.1126/science.271.5247.333.

Roether et al., 2007

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, 540–571.

Rögl and Steininger, 1984

Rögl, F., Steininger, F., 1984. **Neogene Paratethys, Mediterranean and Indo-Pacific seaways: Implications for the paleobiogeography of marine and**

- terrestrial biotas. In: Brenchley P. (Ed.): **Fossils and climate** Wiley and Sons Ltd., New York., 171–179.
- Rohling et al., 1993
Rohling, E.J., Jorissen, F., Grazzini, C.V., Zachariasse, W.J., 1993. **Northern Levantine and Adriatic Quaternary planktic foraminifera; Reconstruction of paleoenvironmental gradients.** *Marine Micropaleontology* 21, 191–218.
- Rohling and Gieskes, 1989
Rohling, E.J. and W.W.C. Gieskes, 1989. **Late Quaternary changes in Mediterranean Intermediate Water density and formation rate.** *Paleoceanography*, 4, 531-545
- Rohling et al., 2015
Rohling, E.J., Marino, G., Grant, K.M., 2015. **Mediterranean climate and oceanography, and the periodic development of anoxic events (sapropels).** *Earth-Science Reviews* 143, 62—97.
- Rouchy, 1982
Rouchy, J.-M., 1982. **La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée** *Mémoires du Museum national d'histoire naturelle.* Série C.
- Roveri et al., 2008
Roveri, M., Bertini, A., Cosentino, D., Di Stefano, A., Gennari, R., Gliozzi, E., Grossi, F., Iaccarino, S., Lugli, S., Manzi, V., Taviani, M., 2008. **A high-resolution stratigraphy framework for the latest Messinian events in the Mediterranean area.** *Stratigraphy* 5(3-4), 327–345.
- Roveri et al., 2014
Roveri, M., Flecker, R., Krijgsman, W., Lofi, J., Lugli, S., Manzi, V., Sierro, F.J., Bertini, A., Camerlenghi, A., De Lange, G., Govers R., Hilgen F.J., Hübscher, C., Meijer, P.T., & Stoica, M. 2014. **The Messinian Salinity Crisis: Past and future of a great challenge for marine sciences.** *Marine Geology*, 352, 25-58.
- Roveri et al., 2014a
Roveri, M., Flecker, R., Krijgsman, W., Lofi, J., Lugli, S., Manzi, V., Sierro, F.J., Bertini, A., Camerlenghi, A., De Lange, G., Govers, R., Hilgen, F., Hübscher, C., Meijer, P.T., Stoica, M., 2014. **The Messinian Salinity Crisis: Past and future of a great challenge for marine sciences.** *Marine Geology* 352, 25–58.
- Roveri et al., 2014b
M. Roveri, S. Lugli, V. Manzi, R. Gennari, B.C. Schreiber. **High-resolution strontium isotope stratigraphy of the Messinian deep Mediterranean basins: implications for marginal to central basins correlation.** *Mar. Geol.*, 349 (2014), pp. 113–125
- Roveri et al., 2018
Roveri, M., Gennari, R., Persico, D., Rossi, F.P., Lugli, S., Manzi, V., Reghizzi, M., Taviani, M., 2018. **A new chronostratigraphic and palaeoenvironmental framework for the end of the Messinian salinity crisis in the Sorbas Basin (Betic Cordillera, southern Spain).** *Geological Journal* 0, 1–21. <https://doi.org/10.1002/gj.3256>.
- Saint Martin et al., 2003
Saint Martin, S., Conesa, G., Saint Martin, J.P., 2003. **Les assemblages de diatomées du Messinien dans le bassin de Melilla-Nador (Rif Nord-Oriental Maroc).** *Rev. Micropaleontol.* 46, 161–190.

Satow et al., 2015

Satow, C., Tomlinson, E.L., Grant, K.M., Albert, P.G., Smith, V.C., Manning, C.J., Ottoloni, L., Wulf, S., Rohling, E.J., Lowe, J.J., Blockley, S.P.E., Menzies, M.A., 2015. **A new contribution to the Late Quaternary tephrostratigraphy of the Mediterranean: Aegean Sea core LC21.** *Quaternary Science Reviews* 117, 96–112.

Sautter and Thunell, 1991

Sautter, L.R. and R.C. Thunell, 1991. **Seasonal variability in the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of planktonic foraminifera from an upwelling environment: sediment trap results from the San Pedro Basin, southern California Bight.** *Paleoceanography*, 6, 307–334

Schenau et al., 1999

Schenau, S., Antonarakou, A., Hilgen, F., Lourens, L., la, N., der Weijden Cv, v., Wj, Z., 1999. **Organic-rich layers in the Metochia section (Gavdos, Greece): Evidence for a single mechanism of sapropel formation during the past 10 My.** *Marine Geology* 153, 117–135.

Schott, 1935

Schott, W., 1935. Die Foraminiferen **in dem aquatorialen Teil des Atlantischen Ozeans: Deut. Atlant. Exped. Meteor 1925-1927**, *Wiss. Ergebnisse*, 3, p. 43-134.

Segev and Rybakov, 2010

Segev A., Rybakov M. 2010. **Effects of Cretaceous plume and convergence, and Early Tertiary tectonomagmatic quiescence on the central and southern Levant continental margin.** *J. Geol. Soc.* 167, 731–749.

Sierro et al., 1999

F.J. Sierro, J.A. Flores, I. Zamarreño, A. Vazquez, R. Utrilla, G. Frances, F.J. Hilgen, W. Krijgsman. **Messinian pre-evaporite sapropels and precession-induced oscillations in Western Mediterranean climate.** *Mar. Geol.*, 153 (1999), pp. 137–146

Sierro et al., 2001

F.J. Sierro, W. Krijgsman, F.J. Hilgen, J.A. Flores. **The Abad composite (SE Spain): a Mediterranean reference section for the Messinian and the Astronomical Polarity Time Scale (APTS).** *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 168 (2001), pp. 143–172

Sierro et al., 2003

Sierro, F.J., Flores, J.A., Frances, G., Vazquez, A., Utrilla, R., Zamarreno, I., Erlenkeuser, H., Barcena, M.A., 2003. **Orbitally-controlled oscillations in planktic communities and cyclic changes in western Mediterranean hydrography during the Messinian.** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 190, 289–316.

Soria et al., 1999

Soria, J.M., Fernandez, J., Viseras, C., 1999. **Late Miocene stratigraphy and paleogeographic evolution of the intramontane Guadix Basin (Central Betic Cordillera, Spain): implications for an Atlantic-Mediterranean connection.** *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 151, 255-266.

Soria et al., 2001

Soria, J.M., Alfaro, P., Fernandez, J., Viseras, C., 2001. **Quantitative subsidence-uplift analysis of the Bajo Segura Basin (eastern Betic Cordillera, Spain): tectonic control on the stratigraphic architecture.** *Sediment. Geol.* 140, 271-289.

Spezzaferri, 1995

Spezzaferri, S., 1995. **Planktonic foraminiferal paleoclimatic implications across the Oligocene-Miocene transition in the oceanic record (Atlantic, Indian and South Pacific)**. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 114, 43–74.

Sprovieri et al., 1999

Sprovieri, M., Bellanca, A., Neri, R., Mazzola, S., Bonanno, A., Patti, B., Sorgente, R., 1999. **Astronomical calibration of late Miocene stratigraphic events and analysis of processionally driven paleoceanographic changes in the Mediterranean basin**. *Memorie della Società Geologica Italiana* 54, 7–24.

Sprovieri et al., 2006

Sprovieri, R., Di Stefano, E., Incarbona, A., Oppo, D.W., 2006. Supplement to: Sprovieri, R et al. (2006): Suborbital climate variability during Marine Isotopic Stage 5 in the central Mediterranean basin: evidence from calcareous plankton record. *Quaternary Science Reviews*, 25(17-18), 2332-2342

Sprovieri et al., 2008

Sprovieri, M., d'Alcalà, M.R., Manta, D.S., Bellanca, A., Neri, R., Lirer, F., Taberner, C., Pueyo, J.J., Sammartino, S., 2008. **Ba/Ca evolution in water masses of the Mediterranean late Neogene**. *Paleoceanography* 23, PA3205, doi: 10.1029/2007PA001469.

Srinivasan and Kennett, 1976

Srinivasan, M.S. and J.P. Kennet, 1976. **Evolution and phrnotypic variation in the Late Cenozoic *Neogloboquadrina dutertrei* plexus**. In: Y. Takayanagi and T. Saito (eds), *Progress in Micropaleontology, American Museum of Natural History Micropaleontology Press*, 329-355

Steinberg et al., 2011

Steinberg J., Gvirtzman Z., Folkman Y., Garfunkel Z. 2011. **Origin and nature of the rapid late Tertiary filling of the Levant Basin**. *Geology* 39, 355–358.

Steinke et al., 2005

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, Q11005.

Ten Veen and Postma, 1999

Ten Veen J.H., Postma G. 1999. **Neogene tectonics and basin fill patterns in the Hellenic outer-arc (Crete, Greece)**. *Basin Res.* 11, 223–242.

Thiede, 1983

Thiede, J., 1983. **Skeletal plankton and nekton in upwelling water masses off northwestern South America and northwest Africa**, In: *Coastal upwelling*, E. Suess and J.b Thiede (Ed.), Plenum Publishing Corp, 183-207

Thunell, 1978

Thunell, R.C., 1978. **Distribution of recent of planktonic foraminifera in surface sediments of the Mediterranean Sea**. *Marine Micropaleontol.*, 3, 147-173

Thunell and Belyea, 1982

Thunell, R.C. and P. Belyea, 1982. **Neogene planktonic foraminiferal biogeography of the Atlaantic Ocean**. *Micropaleontology*, 28(4), 381-389

Thunell and Reynolds, 1984

R. C. Thunell and L. A. Reynolds, 1984. **Sedimentation of Planctonic foraminifera: Seasonal changes in species flux in the Panama basin.** *Micropaleontology*, 30, 147-173

Tulbure et al., 2017

Tulbure, M.A., Capella, W., Barhoun, N., Flores, J.A., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Kouwenhoven, T., Sierro, F.J., Yousfi, M.Z., 2017. **Age refinement and basin evolution of the North Rifian Corridor (Morocco): No evidence for a marine connection during the Messinian Salinity Crisis.** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 485, 416–432.

Tolderlund and Be, 1971

Tolderlund, D.S. and A.W.H. Be, 1971. **Seasonal distribution of planktonic foraminifera in the western North Atlantic.** *Micropaleontology*, 17, 297-329

Topper and Meijer, 2013

R.P.M. Topper, P.T. Meijer. **A modelling perspective on spatial and temporal variations in Messinian evaporite deposits.** *Mar. Geol.*, 336 (2013), pp. 44–60

Tortorici et al., 2010

Tortorici L., Caputo R., Monaco C. (2010). **Late Neogene to Quaternary contractional structures in Crete (Greece),** *Tectonophysics* 483, 203-213

van Assen et al., 2006

van Assen, E., Kuiper, K.F., Barhoun, N., Krijgsman, W., Sierro, F.J., 2006. **Messinian astrochronology of the Melilla Basin: Stepwise restriction of the Mediterranean–Atlantic connection through Morocco.** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 238, 15–31.

Van der Zwaan, 1982

Van der Zwaan, G.J., 1982. **Paleoecology of late Miocene Mediterranean foraminifera.** *Utrecht Micropal. Bull*, 25, 201 pp.

van Der Zwaan and Gudjonsson, 1986

van Der Zwaan, G.J., Gudjonsson, L., 1986. **Middle Miocene-Pliocene stable isotope stratigraphy and paleoceanography of the Mediterranean.** *Marine Micropaleontology* 10, 71–90.

van der Zwaan et al., 1990

G.J. van der Zwaan, F.J. Jorissen and H.C. de Stigter, 1990. **The depth dependency of planktonic/benthic foraminiferal ratios: Constraints and applications.** Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, *Marine Geology*, 95 (1990), pp. 1-16

Van Hinsbergen and Meulenkamp, 2006

Van Hinsbergen D.J.J., Meulenkamp J.E. (2006). **Neogene supradetachment basin development on Crete (Greece) during exhumation of the South Aegean core complex, Basin.** *Res.* 18, 103-124

Van Hinsbergen et al., 2005

Van Hinsbergen D.J.J., Hafkenscheid E., Spakman W., Meulenkamp J.E., Wortel M.J.R. 2005. **Nappe stacking resulting from subduction of oceanic and continental lithosphere below Greece.** *Geology* 33, 325–328.

Van Leeuwen, 1989

van Leeuwen, R.J.W., 1989. **Sea-floor distribution and Late Quaternary faunal patterns of planktonic and benthic foraminifera in the Angola Basin.** *Utrecht Micropaleontol. Bull*, 38, 287pp.

van Os et al., 1994

Van Os, B.J.H., Lourens, L.J., Hilgen, F.J., De Lange, G.J., Beaufort, L., 1994. **The formation of Pliocene sapropels and carbonate cycles in the Mediterranean: Diagenesis, dilution, and productivity.** *Paleoceanography* 9, 601–617.

Varol and Atalar, 2017

Varol, B., Atalar, C., 2017. **Messinian evaporites in the Mesaoria Basin, North Cyprus: facies and environmental interpretations.** *Carbonates and Evaporites* 32(3), 349–365.

Vasiliev et al. 2017

Iuliana Vasiliev, Eveline M. Mezger, Stefano Lugli, Gert-Jan Reichart, Vinicio Manzi, Marco Roveri. **How dry was the Mediterranean during the Messinian salinity crisis?** *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 471 (2017), pp. 120–133

Vasiliev et al., 2019

Vasiliev, I., Karakitsios, V., Bouloubassi, I., Agiadi, K., Kontakiotis, G., Antonarakou, A., Triantaphyllou, M., Gogou, A., Kafousia, N., de Rafélis, M., Zarkogiannis, S., Kaczmar, F., Parinos, C., Pasadakis, N., 2019. **Large sea surface temperature, salinity, and productivity-preservation changes preceding the onset of the Messinian Salinity Crisis in the eastern Mediterranean Sea.** *Paleoceanography and Paleoclimatology* 34(2), 182–202

Vázquez et al., 2000

Vázquez, A., Utrilla, R., Zamarreño, I., Sierro, F., Flores, J.A., Francés, G., Bárcena, M.Á., 2000. **Precession-related sapropelites of the Messinian Sorbas Basin (South Spain): Palaeoenvironmental significance.** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 158, 353–370.

Vergnaud Grazzini, 1989

Vergnaud Grazzini, 1989. **Mediterranean outflow through the Strait of Gibraltar since 18 000 years BP.** *Oceanologica Acta* 12(4):305-324

Vergnaud Grazzini et al., 1986

C. Vergnaud Grazzini, M. Devaux, J. Znaidi, 1986. **Stable isotopes «Anomalies'» in Mediterranean Pleistocene records.** *Marine Micropaleontology*, 10, 35-69

Vincent and Berger, 1981

Vincent, E., and Berger, W.H., 1981. **Planktonic foraminifera and their use in paleoceanography; In: Emiliani, C. (ed.), The Oceanic Lithosphere: The Sea, vol.7, Chap. 25, New York, p. 1025-1119.**

Wallich, 1862

Wallich, G.C., 1862. **The North-Atlantic sea-bed: comprising a diary for the voyage on board H.M.S. Bulldog in 1860, and observations on the presence of animal life and the formation and nature of organic deposits at great depths in the ocean, v. Pt.1, London, p. 4-6.**

Yang et al., 2016

Yang, Y., Fang, X., Galy, A., Jin, Z.D., Wu, F., Yang, R., Weilin, Z., Zan, J., Liu, X., Gao, S., 2016. **Plateau uplift forcing climate change around 8.6 Ma on the northeastern Tibetan Plateau: Evidence from an integrated sedimentary Sr record.** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 461, 418–431.

Zachariasse, 1979

Zachariasse, J.W., 1979. **Planktonic Foraminifera from section Potamida I: Taxonomic and phyletic aspect of keeled globorotaliids and some paleoenvironmental estimates.** *Utrecht Micropaleont. Bull.*, 21, 129-166

Zachariasse et al., 2008

Zachariasse, W.J., van Hinsbergen, D.J.J., Fortuin, A.R., 2008. **Mass wasting and uplift on Crete and Karpathos during the early Pliocene related to initiation of south Aegean left-lateral, strike-slip tectonics.** *Geological Society of America Bulletin* 120, 976–993.

Zachariasse et al., 2011

Zachariasse W.J., Van Hinsbergen D.J.J., Fortuin A.R. (2011). **Formation and fragmentation of a late Miocene supradetachment basin in central Crete: implications for exhumation mechanisms of high-pressure rocks in the Aegean forearc, Basin.** *Res.* 23, 6, 678-701

Zhang, 1985

Zhang, J., 1985. **Living planktonic foraminifera from the eastern Arabia Sea.** *Deep Sea Res.*, 32, 289-798

Zhisheng et al., 2001

Zhisheng, A., Kutzbach, J.E., Prell, W.L., Porter, S.C., 2001. **Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya–Tibetan plateau since Late Miocene times.** *Nature* 411, 62–66.